



**TECTÔNICA E ESTRATIGRAFIA DA SEQUÊNCIA PERMO-TRIÁSSICA NA
REGIÃO DE ENCRUZILHADA DO SUL, RS**

Porto Alegre, 2012

Daniel Triboli Vieira

**TECTÔNICA E ESTRATIGRAFIA DA SEQUÊNCIA PERMO-TRIÁSSICA NA
REGIÃO DE ENCRUZILHADA DO SUL, RS**

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

**Orientadores: Prof^a. Dr^a. Ana Maria Pimentel Mizusaki
Prof. Dr. Rualdo Menegat**

Supervisor Técnico: Prof. Dr. Edinei Koester

Porto Alegre, 2012

Vieira, Daniel Triboli

Tectônica e estratigrafia da sequência permo-triássica na Região de Encruzilhada do Sul, RS. / Daniel Triboli Vieira - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2012.

106 f. il.

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2012.

Orientadora: Ana Maria Pimentel Mizusaki

Coorientador: Rualdo Menegat

1. Estratigrafia. 2. Tectônica. 3. Modelo Evolutivo.
4. Cerro Partido. 5. Borda de Bacia. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grün CRB 10/1113

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

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “**TÍTULO**: subtítulo”, elaborado por “**NOME DO ALUNO (A)**”, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr Ruy Paulo Philipp (UFRGS)

Nome do Professor (a)

Dr. Diogo A. da Silva (CPRM)

Nome do Professor (a)

*Para Ari Vieira e
Hilda Vieira,
meus Avós.*

AGRADECIMENTOS

Antes de tudo preciso agradecer meus pais, Roberto & Iara e meu irmão Rafael por todo amor, carinho, apoio e dedicação prestados ao longo de minha vida.

Agradeço também a Universidade Federal do Rio Grande do Sul pelo privilégio de cursar e concluir este curso e ao Instituto de Geociências pelo apoio financeiro sem o qual este trabalho não seria possível.

Meus mais sinceros agradecimentos aos meus orientadores Ana Maria Pimentel Mizusaki, Rualdo Menegat, e Edinei Koester por acreditarem no meu trabalho e me auxiliarem na elaboração deste projeto.

Agradeço ao grupo de professores do curso que me ensinaram passo a passo a geologia e os amigos da CPRM pelo aprendizado e auxílio neste trabalho. Também agradeço aos demais colegas de curso que foram a minha família nos longos dias de campo e a todos os meus “velhos” amigos que tenho medo de citar e ser injusto esquecendo de alguém.

Os longos períodos de tempo podem
realizar aquilo que nós, com a nossa visão
limitada do tempo, consideramos
impossível.

***Charles Lyell* [1797-1875]**

RESUMO

O Cerro Partido está localizado no Escudo Sul-Rio-Grandense, região de Encruzilhada do Sul (RS), e apresenta estratos sedimentares que registram importantes discordâncias das unidades basais que são pouco observáveis em regiões contíguas da Bacia do Paraná, bem como pouco documentadas. Alguns trabalhos realizados nessa região têm sugerido a Formação Rio Bonito como única unidade presente no cerro, enquanto outros tem sugerido a presença da Formação Rio Bonito na base e da Formação Sanga do Cabral no topo ou até mesmo uma terceira formação encimando o cerro que seria a Formação Santa Maria. O estudo das rochas que ocorrem no cerro bem como dos modelos sedimentares e estruturas das rochas sedimentares e do embasamento podem mostrar eventos tectono-sedimentares relevantes para o entendimento dos processos sindeposicionais e evolutivos nessa porção da bacia. No Cerro Partido foram integradas diversas técnicas de análise para definir as possíveis relações tectono-sedimentares das unidades ali aflorantes, tais como: a) análise de fácies e estratigrafia de sequências em nível de detalhe por meio do levantamento em campo de 5 perfis colunares e subsequente correlação e estabelecimento do perfil colunar composto; b) petrografia (4 lâminas) das unidades geológicas e fácies sedimentares e mais o auxílio de análises de difração de raios X (3 amostras) para identificação de argilominerais nas fácies finas; c) análise estrutural da área de estudo para fins de estabelecimento das hierarquias das estruturas e possível cinemática ao longo do tempo. Os levantamentos de campo com auxílio de seções colunares permitiram identificar que no Cerro Partido três sequências deposicionais, limitadas por superfícies de discordância significativas. As sequências foram denominadas, da base para o topo, de Sequência Permiana, Sequência Triássica 1, Sequência Triássica 2. Por sua vez, em cada sequência foram identificadas sucessões de fácies, e respectivas macroformas e seus respectivos modelos deposicionais. A interpretação desses dados junto com dados estruturais possibilitaram a elaboração de modelo evolutivo para a região do Cerro Partido.

Palavras-chave: Cerro Partido. Bacia do Paraná. Sequências. Modelo Evolutivo

ABSTRACT

Cerro Partido outcrop, the main object of this study is located in the Sul-Rio-Grandense shield, Encruzilhada do Sul (RS), southernmost portion of Brazil. This outcrop can be considered as a residual portion of the Paraná Basin and the sedimentary package in the region registers some of the principal basal units and main discordances of the basin. Studies conducted in the region suggested some idea although sometimes very diverse. Some authors considered that Rio Bonito Formation is the main unit in the Cerro Partido but others suggested the presence of this unit in the base and Sanga do Cabral Formation as the top unit. This research intends to study the sedimentary rocks outcropping in the Cerro Partido but applying and integrating various analyses to define the sedimentary units and the tectonic-sedimentary relation, such as: a) a detailed facies analysis and sequence stratigraphy through field work and confection of five (5) columnar profiles and subsequent establishment of correlations; b) petrographical analyses of representative samples of the units; c) X ray diffraction analyses for clay mineral identification specially in the fine facies c) structural analyses in the study area looking for the hierarchies and possible kinematics over geological time. So, in the Cerro Partido region, three depositional sequences, bounded by discordance surfaces are identified. The sequences were named, from bottom to top section as Permian Sequence, Triassic Sequence 1 and Triassic sequence 2 and the facies successions, their respective macroforms and also the depositional models are here proposed. The interpretation of these data along with structural information allowed for the proposition of an geological model for the Cerro Partido region.

Keywords: Cerro Partido. Paraná Basin. Sequences. Evolution Model.

LISTA DE ABREVIATURAS

BC	Bacia
DRX	Difração de raios X
ESGR	Escudo Sul-Rio-Grandense
Fig.	Figura
FI	Siltitos laminados
Fm.	Formação
Fm	Siltitos maciços
Gim	Conglomerado intraformacional maciço
Git	Conglomerado intraformacional com estratificação cruzada acanalada
LN	Luz natural
LP	Luz polarizada
Ma	Milhões de anos
PR	Paraná
Sgl	Arenito conglomerático com estratificação cruzada tangencial
Sgm	Arenito conglomerático maciço
Sf	Arenitos com feições de fluidização
Sh	Arenitos com laminação plano paralela
Sm	Arenitos maciços
Sp	Arenitos com estratificação tangencial
Sw	Arenitos com marcas de ondas

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Fluxograma projetual mostrando as diferentes etapas para a realização deste trabalho. _____	20
Figura 2- Mapa da área do trabalho identificando o Cerro Partido (retângulo vermelho), a noroeste da cidade de Encruzilhada do Sul (RS) (modif. de Google Maps, 2012) _____	22
Figura 3 - Cerro Partido A) visão geral, B) ênfase da erosão diferencial na região central do cerro. _____	23
Figura 4- Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (adaptada de Milani 2007). _____	28
Figura 5- Mapa geológico simplificado da região em estudo com as principais unidades geológicas (modificado de UFRGS, 2009). _____	31
Figura 6- Modelo deposicional esquemático mostrando os principais tratos de sistemas (modif. Posamentier & James, 1993). _____	40
Figura 7- Mapa esquemático do Cerro Partido (Verde) mostrando a localização dos perfis estratigráficos (1, 2, 3, 4 e 5). _____	47
Figura 8- Perfil colunar 1 _____	48
Figura 9- Perfil Colunar 2 _____	49
Figura 10- Perfil colunar _____	50
Figura 11- Perfil colunar 4 _____	51
Figura 12-Perfil colunar _____	52
Figura 13- Discordância do tipo não conformidade entre o Granito Butiá (embasamento) e a fácies Siltito maciço da Formação Rio Bonito neste trabalho situada na Sequencia Permiana 1 ” _____	54
Figura 14– A) Vista em planta da fácies com clastos sem orientação definida, em relevo pela erosão diferencial; B) observar lente conglomerática gradando para a fácies de arenito conglomerático; C) na lente conglomerática, detalhe de blocos angulosos de quartzo leitoso; a seta identifica a escala D) estratificação tangencial incipiente marcada pelos grânulos e seixos de quartzo. _____	56
Figura 15– Fácies arenito grosso intercalado com arenito muito fino; observar gradação normal na base da amostra, estruturas de carga e nível ferruginoso na porção superior. _____	57

Figura 16 - A) camadas tabulares da fácies siltito maciço com sistema de fraturamento ortogonal; B) amostra de siltito maciço de cor amarelada; C) vista em planta da crosta laterítica, com gretas e concreção esférica marcada pela seta.	58
Figura 17- A) afloramento da fácies siltito laminado de cor cinza; B) amostra da fácies siltito em que a cor cinzenta-amarelada se apresenta variegada; C e D) detalhes da bioturbação vistos em planta.	59
Figura 18 - A) Desconformidade entre a Sequência Permiana (Fm. Rio Bonito), na base, e a Sequência Triássica 1 (Formação Sanga do Cabral), no topo; B e C) detalhes da superfície de discordância.	61
Figura 19 – A) Lente de conglomerado intraformacional; B) lente de conglomerado intraformacional com intraclastos imbricados C) vista em planta de um de conglomerado intraformacional ; D) intraclastos pelíticos orientados segundo o plano de estratificação. E) detalhe de um matacão de intraclasto pelítico; E) detalhe de um intraclasto pelítico com laminação plano paralela.	63
Figura 20 – A) Camadas tabulares da fácies arenito fino com laminação plano-paralela; B) detalhe da laminação plano paralela; C) laminação plano paralela ressaltada pela descoloração.	64
Figura 21 – A) Camadas de arenito fino, maciço com lags basais de conglomerado intraformacional com gradação normal e contato basal erosivo; B) detalhe do nível conglomerático; C) lente de conglomerado intraformacional entre camadas de arenitos finos e amalgamados.	65
Figura 22- A) laminação plana paralelo dos pelitos ressaltadas pela descoloração; B) detalhe da foto anterior.	65
Figura 23 - Fácies arenito fino com marcas de ondas assimétrica com fluxo unidirecional; a seta identifica o sentido.	66
Figura 24 - Diagrama de roseta das paleocorrentes medidas a partir da estratificação cruzada acanalada ou tangencial das fácies conglomeráticas da Sequência Triássica 1, indicando direção geral para norte-nordeste.	66
Figura 25 - A) e B) mostrando escarpas íngremes formadas pelos arenitos fluviais da Sequência Triássica 1 C) mostrando em detalhe a discordância do tipo desconformidade entre os arenitos finos da Sequência Triássica 1 e os arenitos grossos da Sequência Triássica 2.	68
Figura 26 - A) arenitos de granulometria grossa com estruturas do tipo cruzada tangencial; B) arenito de granulometria grossa, cor esbranquiçada e abundantes grânulos de quartzo,.	69
Figura 27- A) visão geral da facies siltitos maciços destacando as fraturas ortogonais; B) amostra representativa da fácies siltitos maciços (Fm).	69
Figura 28 – A) Visão geral da fácies , B) detalhe dos arenitos conglomeráticos ; C) amostra representativa da fácies; D) detalhes dos intra e extraclastos que ocorrem com frequência nessa fácies.	71
Figura 29 – arenito fino maciço característico da fácies Sm da Sequência Triássica 2 .	72
Figura 30 - Diagrama de roseta das paleocorrentes medidas a partir da estratificação cruzada acanalada ou tangencial das fácies arenito conglomerático da sequência Triássica 2, indicando direção geral para norte	72

Figura 31 - Classificação petrográfica segundo Folk (1968); o círculo define a área abrangida pela semi-quantificação das amostras analisadas. _____	75
Figura 32 -Micrografias da amostra PCP g _____	77
Figura 33 - Micrografias da amostra PCP 21 _____	78
Figura 34 -Micrografias da amostra PCP 28 a _____	79
Figura 35- -Micrografias da amostra PCP 28 b _____	80
Figura 36- Difratoograma correspondente a amostra PCPb indicando a presença de caulina e traços de ilita. _____	81
Figura 37 - Difratoograma correspondente a amostra PCPc indicando a presença de caulina e traços de ilita. _____	82
Figura 38- Difratoograma correspondente a amostra PCPe indicando a presença de caulina e traços de ilita. _____	82
Figura 39 – A) Lineamentos identificados em imagem STRM 1 : 50.000, e localização do Cerro Partido em vermelho. B) Lineamentos identificados em fotografia aérea 1 : 25000, e localização do Cerro Partido (mancha homogênea de cor sépia médio); C) mapa preliminar dos principais lineamentos da região do CP. _____	84
Figura 40 – A) diagrama de roseta da imagem SRTM 1 : 50000; B) diagrama de roseta da fotografia aérea 1: 25000 _____	85
Figura 41 - A) corpo granítico na direção NW-SE; seta indicando o norte B) granito Butiá com foliação milonítica; C) estereograma com os planos de foliação milonítica ; D) estereograma da lineação mineral no Granito Butiá (Quartzo) _____	86
Figura 42 - A) bloco diagrama indicando o movimento de uma falha do tipo normal B) detalhe de uma das falhas do tipo normal encontradas nos sedimentos permianos da base do Cerro , C) falha do tipo normal nos siltitos da Fm. Rio Bonito não há evidências da mesma no granito abaixo. D) detalhe das estrias (slicklines) da falha em C _____	87
Figura 43 - Estereograma das falhas encontradas no Cerro Partido _____	87
Figura 44 - Desenho esquemático mostrando o alinhamento das cristas de quartzo comparando com lineamentos marcados em fotografia aérea 1:25000. _____	88
Figura 45 - A) estereograma do acamamento primário mostrando acamamento subhorizontal (s0) com o numero de medidas de 21; B) acamamento sedimentar sub-horizontal _____	89
Figura 46 - mapa estrutural da região do cerro partido _____	90
Figura 47- Perfil colunar composto mostrando as principais discordâncias encontradas no Cerro Partido _____	93
Figura 48 - Diagrama Cronoestratigráfico do Cerro Partido _____	94
Figura 49 - Correlação estratigráfica dos perfis realizados no Cerro Partido onde as linhas pontilhadas equivalem as grandes discordâncias sendo a preta do tipo não conformidade,(D1) a vermelha e verde do tipo desconformidade (D2 e D3) _____	95
Figura 50 – Modelo de falhas em teclado modificado de Silva & Menegat (1988). _____	96
Figura 51 - figura esquemática da reação de hidrolise nos grãos de feldspato (Modif. PRESS,S 2006) _____	98
Figura 52 - Modelo tectono-estritigráfico da região do Cerro Partido _____	100

LISTA DE QUADROS

Quadro 1- Classificação de fácies aluviais (modif. de Miall, 1978) _____	37
Quadro 2- Identificação simplificada das amostras com sua localização nos perfis colunares.	73

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	16
1.1. Problema	16
1.2. Premissas	17
1.3. Hipóteses	17
1.4. Técnicas e soluções	18
1.5. Objetivos	18
1.6. Fluxograma Projetual	19
2. ÁREA DE ESTUDO	21
2.1. Localização da Área de Estudo	21
2.2. Contexto Geológico	23
3. MÉTODOS E TESTES	32
3.1. Metodologia	32
3.2. Revisão Bibliográfica	33
3.3. Etapa de Campo	34
3.4. Etapa de Laboratório	42
4. RESULTADOS OBTIDOS	46
4.1. Estratigrafia	46
Sequência Permiana	53
Modelo de fácies de leque aluvial	54
Modelo de fácies lacustre	58
Sequência Triássica 1	59
Modelo deposicional fluvial entrelaçado	61
Sequência Triássica 2	67
Modelo de fácies fluvial entrelaçado distal	68
Modelo de fácies fluvial entrelaçado proximal	70
4.2. Petrografia e Difração de Raios X (DRX)	72
4.3. Análise Estrutural	83
5. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS DADOS	91
6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	101
7. REFERÊNCIAS	102

1. INTRODUÇÃO

A ocorrência de sequências sedimentares sobre o Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG), por vezes de idade indefinidas e posicionamento estratigráfico controverso, tem pautado muitas vezes a história das pesquisas geológicas deste estado. O estudo da Bacia do Paraná desenvolveu-se sobremaneira nas últimas décadas (Milani, 1997). Depois de um longo período em que a estratigrafia era definida em termos de 'camadas de bolo' ("*layer cake*"), que vigorou até meados dos anos 1990, o arcabouço estratigráfico passou a ser enunciado em termos de supersequências e sequências deposicionais, as quais estão continuamente sendo refinadas. Porém, o estudo dos fragmentos aflorantes dessa bacia sobre o Escudo Sul-Rio-Grandense não avançaram na mesma intensidade. Exatamente nesses fragmentos encontram-se registros da relação entre eventos tectônicos, discordâncias e o arcabouço estratigráfico. Esse projeto visa estabelecer uma correlação entre o arcabouço estratigráfico e a tectônica, no domínio oriental do ESRG na região de Encruzilhada do Sul, onde ocorrem fragmentos da Bacia do Paraná, mais precisamente no Cerro Partido.

1.1. Problema

O principal problema aqui proposto é o de avançar os modelos que tem estabelecido relações entre tectônica e estratigrafia no Cerro Partido, região de Encruzilhada do Sul, RS. Os trabalhos geológicos realizados na região foram

feitos na escala regional e local, mas não tiveram como objetivo a caracterização dos processos de interação tectono-estratigráfica da borda da bacia do Paraná e o seu embasamento, bem como divergiram quanto à identificação das unidades ali aflorantes.

Alguns trabalhos preliminares nessa região com esse tema foram desenvolvidos por Menegat & Scherer (1993) e Menegat *et al.* (1995). Por sua vez, mapeamentos locais foram realizados por Frankel (1974); Fensterseifer *et al.* (1994).; Ketzer (1997) e Bitencourt (2009).

1.2. Premissas

Na borda sul da Bacia do Paraná, afloramentos isolados sobre o ESRG têm relação com importantes feições estruturais do embasamento que aturam na época deposicional. Por isso, os possíveis eventos tectônicos poderão ser melhor identificados nesse tipo de ocorrência da bacia.

1.3. Hipóteses

As principais hipóteses são:

- As sequências deposicionais do Permo-Triássico da Bacia do Paraná encontram-se registradas na região do Cerro Partido sobrepondo-se em contato por desconformidade com a sequência basal do Permiano;
- As superfícies de discordâncias foram geradas por reativações de falhas e representam episódios tectono-sedimentares que são melhor observados na borda da bacia em afloramentos isolados sobre o ESRG;

1.4. Técnicas e soluções

No Cerro Partido foram integradas diversas técnicas de análise para definir as possíveis relações tectono-sedimentares das unidades ali aflorantes, tais como:

- I. Análise de fácies e estratigrafia de sequências em nível de detalhe por meio do levantamento de campo de perfis colunares e subsequente correlação e estabelecimento do perfil colunar composto;
- II. Definição do arcabouço estratigráfico da área como chave para a correlação de unidades isoladas na borda sul da Bacia do Paraná sobre o ESRG;
- III. Análise estrutural da área de estudo para fins de estabelecimento das hierarquias das estruturas e possível cinemática ao longo do tempo e correlação com as discordâncias identificadas no arcabouço estratigráfico;
- IV. Análise petrográfica das amostras das unidades geológicas identificadas no arcabouço estratigráfico e caracterização de processos de cimentação;
- V. Análise por difração de raios X das amostras para caracterização da fração fina ($FF < 2 \mu\text{m}$).

1.5. Objetivos

O principal objetivo do trabalho é estabelecer um modelo tectono-estratigráfico para entender a relação existente entre as fases tectônicas atuantes no domínio oriental do Escudo Sul-Rio-Grandense e suas influências na evolução da borda da Bacia do Paraná na região de Encruzilhada do Sul, RS.

Os objetivos específicos:

- a. Elaborar perfis colunares e correlacioná-los em termos de um perfil colunar composto do Cerro Partido, identificando fácies, sucessões de fácies e modelos deposicionais;
- b. Estabelecer um arcabouço estratigráfico das unidades sedimentares utilizando o conceito de sequência deposicional;
- c. Elaborar uma caracterização estrutural da região do Cerro Partido a partir de imagens de satélites, fotografias aéreas e afloramentos;
- d. Integrar os dados dessa pesquisa com os disponíveis na literatura e propor um modelo simplificado/esquemático de evolução tectono-estratigráfica da região do Cerro Partido, borda da Bacia do Paraná.

1.6. Fluxograma Projetual

O fluxograma projetual mostra as diferentes etapas para a realização deste trabalho (Figura 1). Essas etapas foram enfileiradas em três grandes campos: (i) da problemática, onde são enunciados o problema, as premissas e as hipóteses desse trabalho; (ii) das técnicas e testes, identificando as etapas e tipos de análise para obtenção dos dados; e (iii) da síntese dos resultados e conclusão. Na coluna da esquerda do fluxograma, pode-se acompanhar o cronograma das etapas.

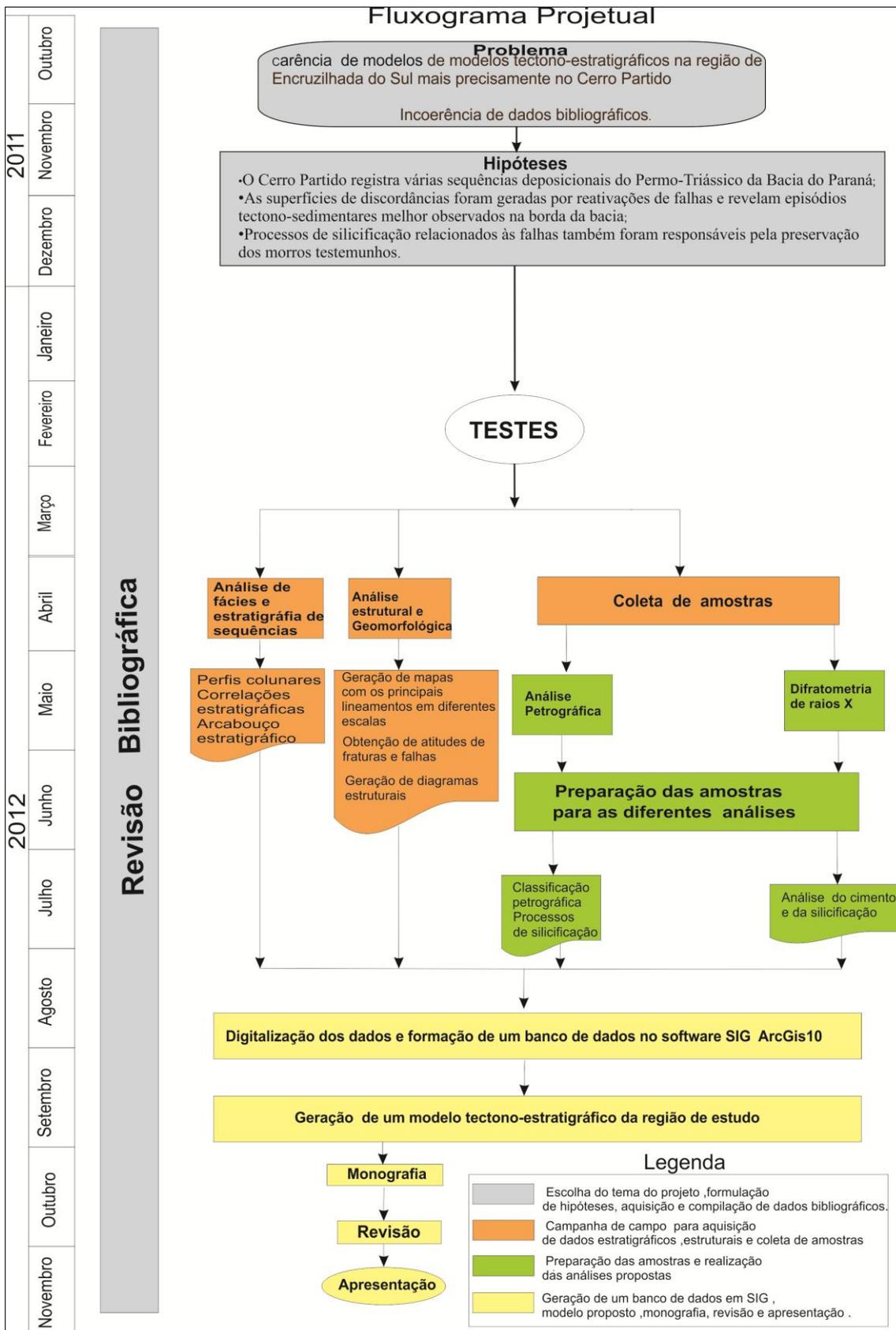


Figura 1- Fluxograma projetual mostrando as diferentes etapas para a realização deste trabalho.

2. ÁREA DE ESTUDO

2.1. Localização da Área de Estudo

O Cerro Partido, área de estudo desse trabalho, localiza-se a 19 km a noroeste da cidade de Encruzilhada do Sul (RS) e cerca de 160 km a sudoeste da cidade de Porto Alegre (Fig. 2). O cerro constitui uma meseta com altitude máxima de 500m acima do nível mar, aproximadamente 11 km² de área e com forma semelhante a uma ferradura (Fig. 3 A). A principal rota de acesso é pela estrada vicinal próxima ao Arroio Chanã na saída da estrada RS - 371. A topografia é plana é determinada pela presença de um espesso pacote de rochas sedimentares horizontais que encimam essa elevação. A erosão diferencial destas camadas na sua parte mediana (Fig 3 B) definiu um rebaixamento no relevo, conferindo-lhe uma quebra na continuidade da topografia, sendo que a denominação Cerro Partido advém deste particular. A parte inferior desta elevação é constituída por rochas do embasamento, representadas principalmente por gnaisses e granitos.

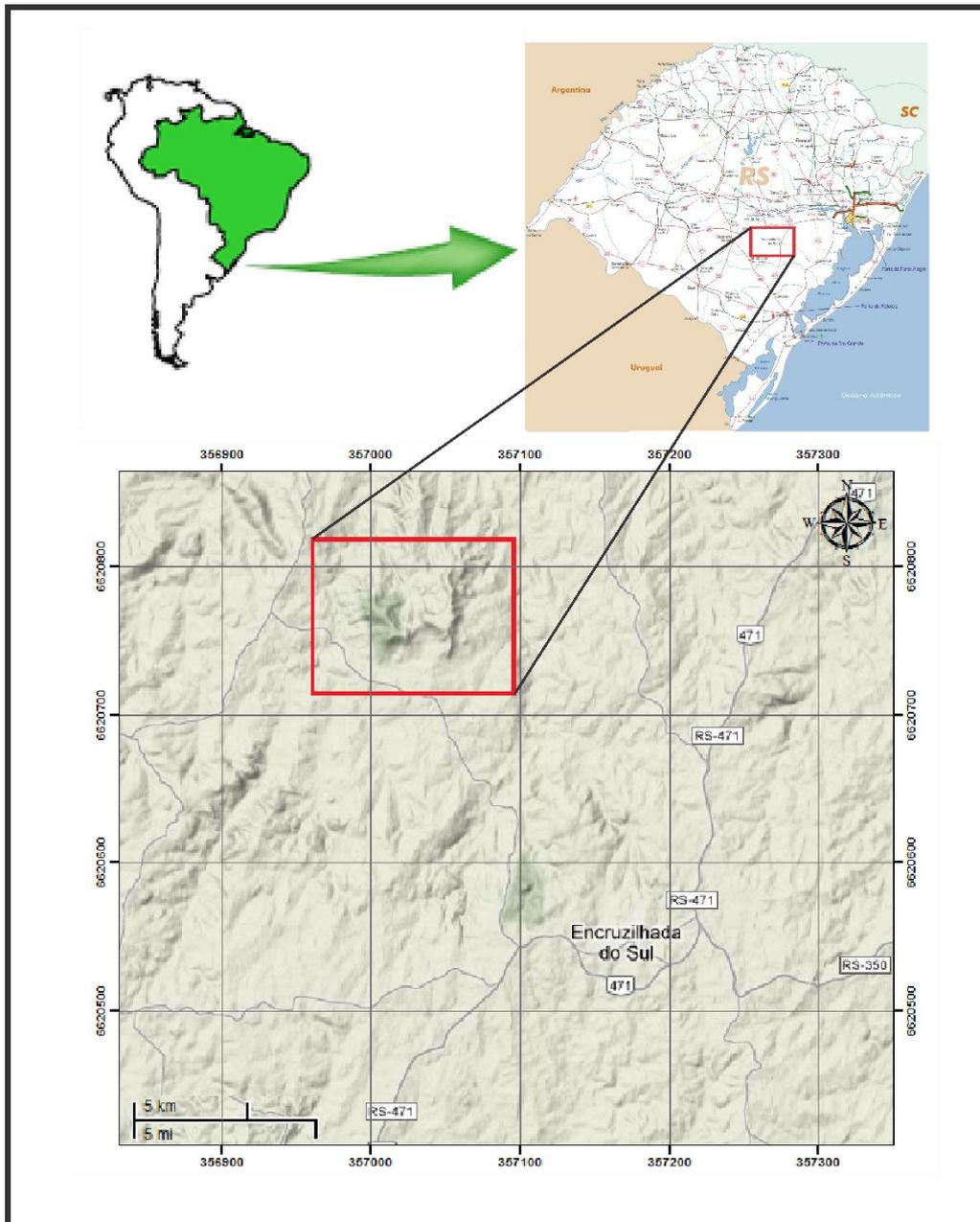


Figura 2- Mapa da área do trabalho identificando o Cerro Partido (retângulo vermelho), a noroeste da cidade de Encruzilhada do Sul (RS) (modif. de *Google Maps*, 2012)



Figura 3 - Cerro Partido A) visão geral, B) ênfase da erosão diferencial na região central do cerro.

2.2. Contexto Geológico

Durante várias décadas, as rochas sedimentares com ocorrência isolada sobre o Escudo Sul-Rio-Grandense foram consideradas como pertencentes a uma única unidade estratigráfica não incluída na Bacia do Paraná. Ela foi denominada por Tessari & Picada (1966) de Formação Caneleiras e, devido à silicificação e coesão dessas rochas, eram consideradas de idade devoniana.

A descoberta de vertebrados fósseis, característicos do Triássico (*Scaphonyx fishery*, Horbach *et. al.*, 1981) na Formação Caneleiras, incompatíveis com a sua idade devoniana, gerou a necessidade de uma

revisão desta unidade. A partir disso abriram-se precedentes para serem propostas hipóteses de correlação da Formação Caneleiras com seções gonduânicas da Bacia do Paraná.

Trabalhos anteriores na região do Cerro Partido correlacionaram às unidades sedimentares que constituem o cerro, antes denominadas de Formação Caneleiras, com as seções gonduânicas da Bacia do Paraná. Dentre os trabalhos deve-se destaque aos de Fensterseifer *et. al.* (1994), Ketzer (1997) e o UFRGS (2009). Diferentes correlações foram feitas nesses trabalhos, Fensterseifer dividiu as unidades sedimentares em Unidade Basal e Unidade Superior, onde a Unidade Basal é caracterizada por rochas de idade Permiana pertencentes ao “Grupo Tubarão” e a Unidade Superior é caracterizada por rochas com idade triássica pertencentes ao Grupo Rosário do Sul. Ketzer na sua dissertação subdividiu o cerro em sequências, sendo a Sequência Permiana constituída por rochas pertencentes à Formação Rio Bonito e Palermo, Sequência I constituída por rochas da parte superior da Formação Sanga do Cabral e encimando o cerro a Sequência II, representada por rochas dos membros Passo das Tropas e Alemoa, ambos pertencentes a Formação Santa Maria.

O trabalho mais recente feito na área do Cerro Partido foi o mapeamento realizado pelos alunos da UFRGS (2009) no PROJETO PASSO DAS CANAS, cujo mapeamento foi realizado na escala 1:25.000. Nele, as unidades sedimentares da região foram correlacionadas a Formação Rio Bonito. Tendo em vista essas diferentes correlações das unidades sedimentares pertencentes ao Cerro Partido com seções gonduânicas da Bacia do Paraná foi feita um breve resumo sobre a mesma e as possíveis unidades pertencentes ao cerro.

A Bacia do Paraná ocupa uma ampla região sedimentar do continente sul-americano, que inclui porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, totalizando uma área que se aproxima dos 1,5 milhão de quilômetros quadrados. Apresenta-se como uma feição alongada com cerca de 1.700 km de extensão na direção nordeste-sudoeste, 900 km na direção leste-oeste e espessura máxima do pacote sedimentar-vulcânico atinge aproximadamente 8.000 m (Fig 4) no depocentro da bacia (Milani, 1997).

Segundo Zalán *et al.* (1990) seu padrão estrutural apresenta três principais grupos de lineamentos: o primeiro, na direção noroeste-sudeste, tem como principal elemento o Arco de Ponta Grossa; o segundo grupo, com direção nordeste sudoeste, compõe uma zona de falhas mais ou menos retilínea, relacionada preferencialmente a movimentos transcorrentes; o terceiro mostra direção predominantemente leste-oeste.

As direções nordeste e noroeste associam-se aos lineamentos do embasamento Pré-Cambriano, mostrando reativação durante o desenvolvimento da bacia e influenciando a distribuição das fácies sedimentares. O padrão leste-oeste, por sua vez, relaciona-se a lineamentos formados durante o rompimento do Gondwana, no Mesozóico.

Milani (1997) reconheceu no registro estratigráfico da Bacia do Paraná seis unidades de ampla escala ou Supersequências (Vail *et al.*, 1977), na forma de pacotes rochosos materializando cada um deles intervalos temporais com algumas dezenas de milhões de anos de duração e envelopados por superfícies de discordância de caráter interregional: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). As três primeiras supersequências são representadas por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivo-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozóico, ao passo que as demais correspondem a pacotes de rochas sedimentares continentais com rochas ígneas associadas. As unidades formais da litoestratigrafia, quais sejam os grupos, formações e membros comumente utilizados na descrição do arranjo espacial dos estratos da bacia, inserem-se como elementos particularizados neste arcabouço estratigráfico de escala regional.

As principais unidades da Bacia do Paraná aflorantes na área do trabalho descritas em trabalhos anteriores na região do Cerro Partido são caracterizadas pela Formação Rio Bonito e Palermo (Grupo Guatá) (White, 1908) pertencente à Supersequência Gondwana I as unidades triássicas, correspondentes a Formação Sanga do Cabral e a Formação Santa Maria (Bortoluzzi, 1974), pertencentes, respectivamente, à Supersequência Gondwana I e II.

A Formação Rio Bonito (Eopermiano), sobreposta ao Grupo Itararé, constitui importante unidade siliciclástica da Bacia do Paraná, pois possui as maiores jazidas de carvão mineral do país. Essa unidade tem três membros, Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis, sendo indivisa no Rio Grande do Sul. A Formação Rio Bonito compreende arenitos, siltitos e camadas de carvão com espessuras na ordem de 250 metros (Schneider *et al.*, 1974). O nome Rio Bonito foi empregado pela primeira vez por White (1908), denominando de “Camadas Rio Bonito” o conjunto de arenitos, folhelhos e leitos de carvão que aparecem bem expostos nas proximidades de Lauro Müller (SC). Segundo CPRM (1997), os sedimentos da Formação Rio Bonito caracterizam uma deposição em ambiente predominantemente continental a litorâneo (conglomerados de leques aluviais, arenitos fluviais, e deltaicos, siltitos e carvão de turfeira, pelitos lagunares).

O nome Palermo é oriundo da vila homônima, localizada em Lauro Müller (SC), em cujas imediações White (1908) descreveu a seção tipo. A Formação Palermo caracteriza-se por apresentar, na base, uma interlaminação de siltitos e arenitos muito finos com laminação *wavy* e *linsen* e tubos de vermes preenchidos por areia, que distorcem a laminação. Seu contato com o topo da Formação Rio Bonito pode ser concordante e transicional, ou abrupto com feições de erosão, com a presença de galhas de carvão nas frações arenosas. Localmente, esta formação é encontrada em contato discordante sobre o embasamento da bacia. O restante do intervalo é composto por siltitos cinza-escuros, por vezes argilosos, maciços e homogêneos, no qual se intercalam esparsas camadas de arenitos finos a médios (CPRM, 1997). Lopes *et al.* (1986) e Lavina & Lopes (1986) admitem para a Formação Palermo um ambiente marinho transgressivo, de plataforma sob influência de ondas e marés. Esta transgressão sobre o ambiente deltaico-lagunar da Formação Rio Bonito faz a linha de costa recuar, em sucessivos pulsos, de oeste para leste.

Os arenitos da parte superior da Formação sanga do Cabral são caracterizados segundo (Andreis *et al.*, 1980;1982) como avermelhados, de granulometria predominantemente fina e lentes conglomeráticas com estratificação cruzada acanalada e apresentam intercalações de siltitos laminados e arenitos com estratificações plano-paralelas incipientes. São

depósitos associados a um sistema fluvial entrelaçado, com canais rasos e largos.

A Formação Santa Maria foi depositada em um sistema continental flúvio-lacustre (Faccini, 1989; Zeffass *et al.*, 2003; Da-Rosa, 2005), sendo dividida nos Membros Passo das Tropas e Alemoa (Andreis *et al.*, 1980). A unidade mais basal (Membro Passo das Tropas) é formada por conglomerados e arenitos grossos, correspondendo a um sistema fluvial entrelaçado (Faccini, 1989; Zeffass *et al.*, 2003). O Membro Alemoa, superior, é caracterizado por pelitos avermelhados, maciços ou finamente laminados, intercalados com siltitos e arenitos finos, níveis de calcretes e paleossolos (Faccini, 1989; Zeffass *et al.*, 2003; Da-Rosa, 2005).

No topo da unidade, os pelitos estão intercalados com arenitos esbranquiçados finos a médios, tabulares e lenticulares, ricos em intraclastos com laminação horizontal e estratificação cruzada plana de pequeno a médio porte (Schultz *et al.*, 2000). Esses depósitos podem ser inclusos na Supersequência Gondwana II, temporalmente distribuída no Triássico.

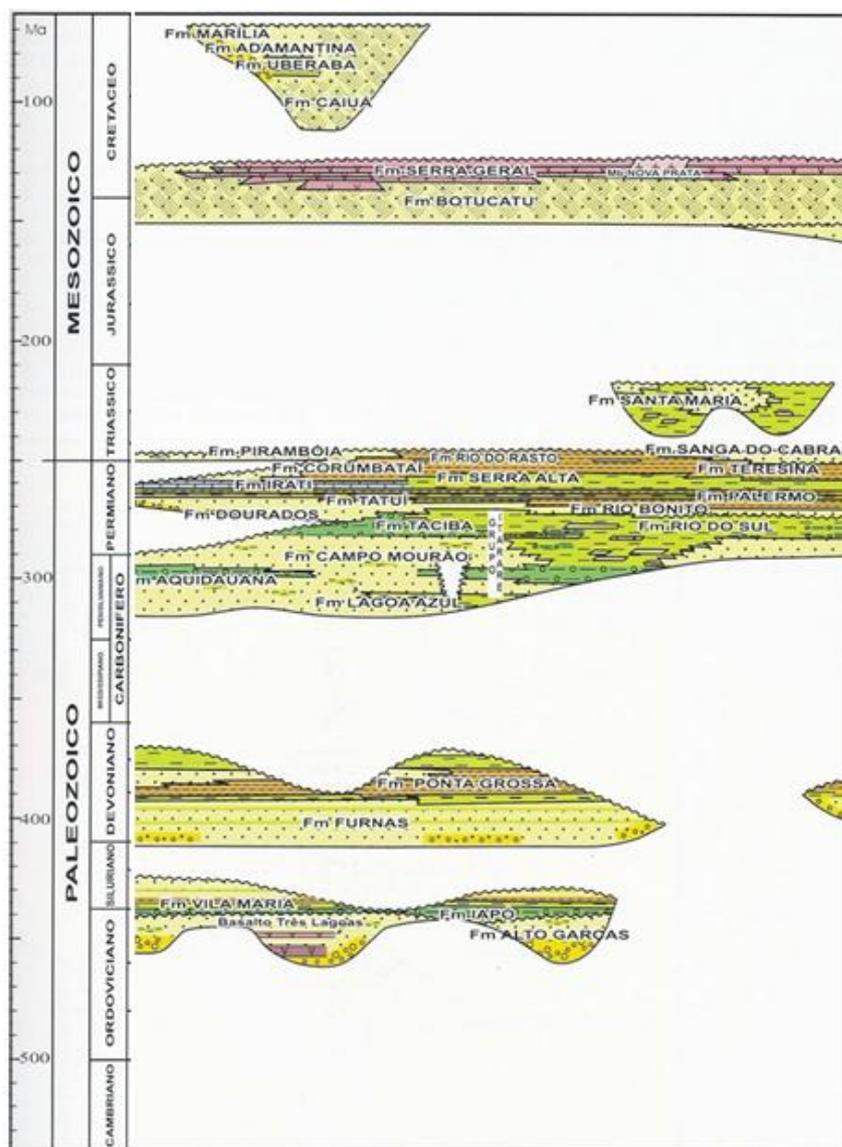


Figura 4- Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (adaptada de Milani 2007).

As rochas sedimentares da Bacia do Paraná foram depositadas sobre uma vasta área do então recém-estruturado continente do Gondwana. De acordo com Chemale Jr (2000), tal supercontinente era composto de vários núcleos cratônicos (terrenos granulíticos e de granitos – “greenstones”), bordejados por vários cinturões orogênicos (rochas metassedimentares dobradas e empurradas, granitos e faixas de crátons remobilizados) e dispersamente cobertos por remanescentes de bacias de antepaís, todos formados durante o ciclo Brasileiro (Neoproterozoico a Ordoviciano).

Esse ciclo – conhecido na África como orogenia Pan-Africana – foi um importante evento tectono-magmático, durante o qual a colisão de diversos

núcleos cratônicos, junto com seus prismas sedimentares adjacentes, que levaram à formação do Gondwana (Zalán *et al.*, 1990).

Uma vez que o presente trabalho restringe-se à borda da bacia na região de Encruzilhada do Sul, torna-se necessário um detalhamento da região do embasamento no sul do Brasil – o Escudo Sul-Rio-Grandense. Essa região situa-se no assim denominado Cinturão Dom Feliciano, originado durante o Ciclo Brasileiro pela convergência entre as placas Rio de La Plata e Kalahari. Segundo Chemale Jr. (2000), esse cinturão pode ser subdividido em quatro domínios principais, limitados por estruturas de direção NE-SW e NW-SE: (1) o Domínio Taquarembó, a sudoeste, composto por granulitos básicos a ácidos de idade superior a 2,0 Ga intrudidos por granitóides brasileiros; (2) o Domínio São Gabriel, a noroeste, compondo o único terreno de acreção juvenil do Brasileiro na região (o Terreno Rio Vacacaí de Fragoso-César *et al.*, 1998), formado em ambiente de arco de ilhas (unidades Cambai e Vacacaí); (3) o Domínio Santana da Boa Vista, na região central, com exposições de gnaisses paleoproterozoicos e rochas supracrustais (metassedimentares e metavulcânicas) e (4) o Domínio Pelotas, a leste, composto por granitos, gnaisses e migmatitos, refletindo magmatismo brasileiro e retrabalhamento de crosta paleoproterozoica.

As unidades aflorantes do ESRG na área do trabalho (Fig 5) são constituídas pelas rochas do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita (Frantz *et al.*, 1984); pelo Granito Butiá (Niessing *et al.*, 2008; Bitencourt, 2008) e os granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (Leinz & Pinagel 1945).

Em um primeiro momento, Frantz *et al.* (1984) propuseram o termo Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita para designar rochas gnáissicas da região de Encruzilhada do Sul, compostas por associações de para e ortognaisses, além de metanortositos. Fernandes *et al.* (1988) definiram a unidade como sendo uma suíte metamórfica e exclusivamente para as rochas supracrustais metamorfisadas em alto grau, denominando-as como Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita, sendo as rochas ortoderivadas inseridas no Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos. Por sua vez, o Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita de Bitencourt (2009) congrega sequências ortometamórficas de composição tonalítica e sienítica, além de paragnaisses pelíticos e calciossilicáticos.

O Granito Butiá é um corpo intrusivo que corta as rochas do embasamento, sendo sua encaixante os gnaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita e compreende sillimanita-muscovita-biotita-leucogranitos foliados, de textura equigranular média com foliação ondulada e descontínua, marcada por mica, K-feldspato e sillimanita, sendo minerais acessórios o zircão e a monazita (Bitencourt, 2009).

O Granito Encruzilhada foi assim denominado por Leinz & Pinagel (1945), sendo posteriormente redefinido para Complexo Granítico Encruzilhada por Tessari & Picada (1966) e para Suíte Granítica Encruzilhada do Sul por Fragoso-Cesar (1991). Vasquez (1997) adotou a denominação Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, à qual incluiu os granitos Encruzilhada, Pinheiros, Pitangueiras, o Sienito Piquiri e a Sienitóide Suíte Intrusiva Arroio do Silva. CPRM (2000) adotou a denominação Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, na qual incluiu os granitos Encruzilhada e Pinheiros. É formado por biotita granitos ($M' \sim 7$) com foliação magmática marcada pelo alinhamento dimensional de biotita e K-feldspato, ocasionalmente com porções maciças. Quartzos facetado ou globular é característico de todos os termos graníticos da suíte (UFRGS, 2009).

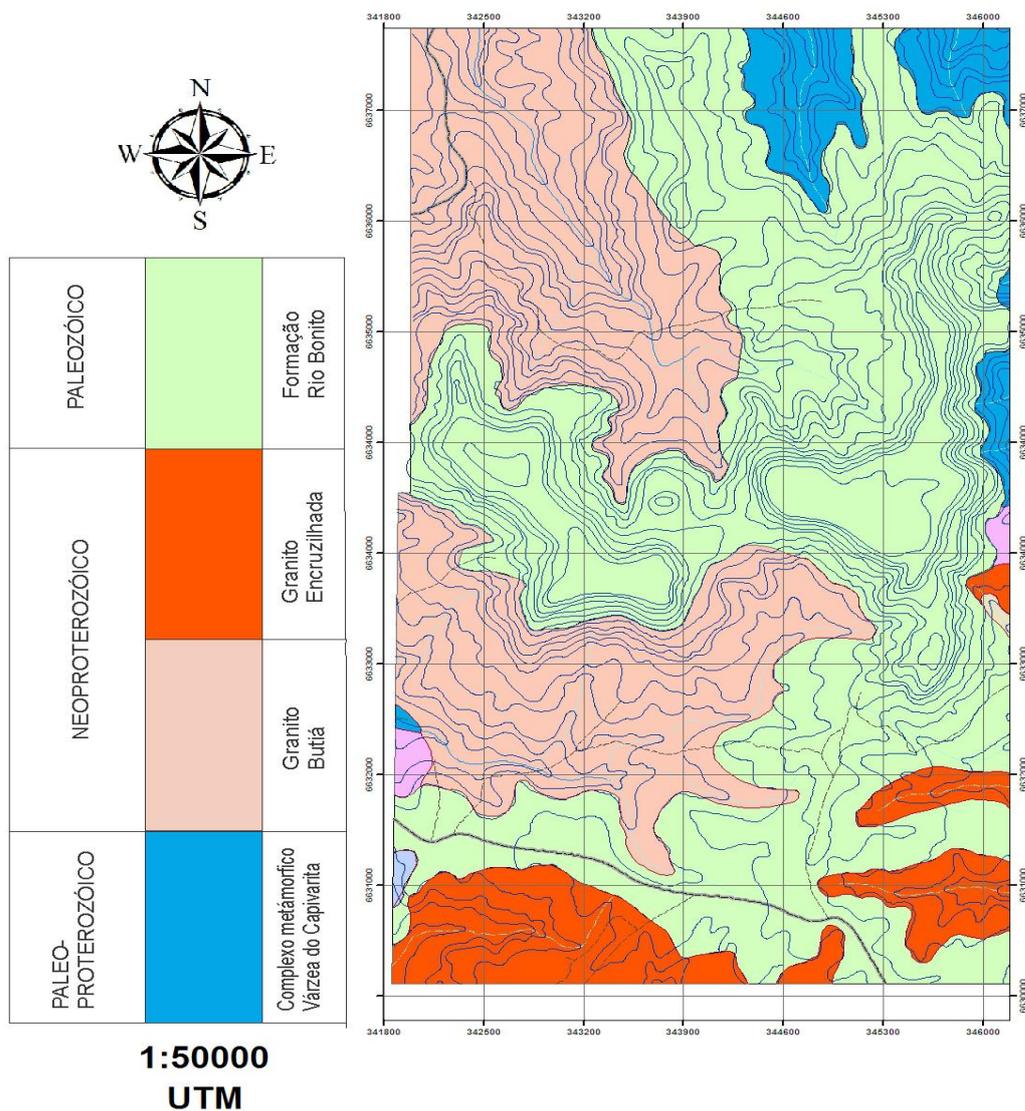


Figura 5- Mapa geológico simplificado da região em estudo com as principais unidades geológicas (modificado de UFRGS, 2009).

3. MÉTODOS E TESTES

Para a obtenção dos resultados esperados com esta pesquisa, foram utilizadas técnicas de investigação geológica compatíveis com os objetivos deste trabalho. Também foi levada em consideração a ordem de aplicação de técnicas, segundo a qual aquelas mais fundamentais devem ser aplicadas antes das mais específicas, para que o conhecimento evolua de uma forma coerente e completa. Em outras palavras, deve-se buscar sempre uma reconstrução geo-histórica em vez de se tentar resolver problemas geológicos específicos de forma pragmática.

As técnicas ou ferramentas de trabalho foram escolhidas por algumas destas razões. A análise de fácies e a estratigrafia de sequências pela necessidade de se construir um arcabouço estratigráfico com significado geo-histórico. A ferramenta de análise estrutural pelo fato de que esta abordagem com detalhe não havia ainda sido realizada nas unidades estudadas enquanto as outras técnica ou ferramentas servirão de complementos para este trabalho.

Abaixo, serão detalhados todos os procedimentos utilizados para a obtenção de dados que possibilitarão uma melhor compreensão do contexto geológico em que se inserem as rochas estudadas no Cerro Partido.

3.1. Metodologia

A metodologia empregada para atingir os objetivos propostos constitui fundamentalmente quatro grandes etapas. Em uma primeira etapa, foram

reunidos todos os materiais bibliográficos disponíveis sobre o assunto e compilados mapas para fim de reconhecer dados já levantados na região do Cerro Partido. De posse dos mapas regionais e de detalhe, e da definição da área de trabalho, foi então planejada a segunda etapa, onde foram coletados os dados de campo por meio do mapeamento sistemático da área. O mapeamento incluiu a descrição e documentação de afloramentos, visando à caracterização de fácies sedimentares, elaborações de perfis estratigráficos de detalhes, coleta de dados estruturais e amostragem para análises em laboratório.

Após o término dos trabalhos de campo foi iniciada a preparação das amostras para análises por petrografia ótica e por difração de raios X. De posse dos resultados e interpretações dos mesmos, foi iniciada a quarta e última etapa que consiste na digitalização dos dados e formação de um banco de dados no *software ArcGis10*[®] e a elaboração de um modelo tectono-estratigráfico da área

3.2. Revisão Bibliográfica

Esta etapa consiste na compilação bibliográfica de assuntos vinculados ao presente projeto tais como artigos científicos, boletins, periódicos, relatórios técnicos de empresas, trabalhos de graduação, dissertações de mestrado, teses de doutorado livros, cartas topográficas, mapas geológicos, fotografias aéreas e imagens de satélite. Foi a primeira de todas as etapas a ser iniciada e será uma das últimas a ser finalizada devido à constante evolução de idéias e hipóteses referentes ao tema estudado.

3.3. Etapa de Campo

Nesta etapa, foram executadas duas campanhas de campo. A primeira, entre os dias 20 e 21 de março de 2012, e a segunda etapa, de 01 a 08 de maio de 2012.

Foram utilizadas como base para o mapeamento geológico e investigação de campo duas cartas topográficas do exército em escala 1:50.000, sendo elas: SI.22-Y-A-VI-2 (Encruzilhada do Sul) e SI.22-Y-A-III-4 (Passo das Canas), mapas geológico de trabalhos anteriores (Frankel, 1974; Fensterseifer *et al.* (1994); UFRGS 2009; 2010) e uso das imagens de satélite do *software Google Earth®* e fotos aéreas 1:25.000 da área.

Durante as etapas de campo os perfis foram feitos a pé e com o auxílio de veículos, sendo coletadas 27 amostras, sempre se mantendo o devido controle estratigráfico, com a finalidade de confeccionar lâminas delgadas para os estudos petrográficos e preparação para as análises de difração. Quatro amostras foram selecionadas para a confecção de lâminas delgadas e análises difratométricas.

Os dados estruturais das unidades geológicas presentes nas áreas de estudo foram coletados utilizando bússolas *Brunton®* equipadas com clinômetro e com declinação magnética corrigida conforme instruções das cartas topográficas do exército. As medições foram feitas com a notação de “trama”. A partir destes dados será feita a caracterização estrutural preliminar da área estudada.

Efetou-se também, em todos os pontos visitados, coleta das coordenadas geográficas e altitude através de equipamentos de Sistema de Posicionamento Global (GPS) da marca *Garmin® Etrex*, além da documentação por meio de fotografias com uma câmera *Nikon® D90*, croquis e perfis colunares dos afloramentos. Todas as coordenadas estão georreferenciadas na Projeção Universal Transversal de Mercator (UTM), *datum* Córrego Alegre. As principais técnicas empregadas nessa etapa estão a seguir descritas

3.3.1. Análises de Fácies

Um dos mais importantes fundamentos para a aplicação da estratigrafia de sequências, a análise de fácies ocupa-se do levantamento e interpretação dos atributos das rochas sedimentares a fim de se compreender o processo sedimentar envolvido. O termo fácies, de origem latina, significa aparência externa, aspecto ou condição de um objeto (Schoch, 1989). Foi utilizado originalmente por Steno, no século XVII, mas o uso moderno do termo é atribuído a Gressly (Schoch, 1989). Este geólogo suíço, tendo trabalhado em rochas da região dos Alpes por volta de 1840, procurou estudar a variação lateral dos estratos, constatando que a mudança das fácies estava associada a mudanças no ambiente deposicional (Schoch, 1989).

O estudo do significado genético das fácies teve impulso com Walther, no final do século XIX. Este foi o autor da “Lei de Walther”, a qual postula que as fácies, em uma sucessão vertical concordante, representam a variação lateral de ambientes em uma mesma fração do tempo geológico (Schoch, 1989).

Durante a maior parte do século XX, o estudo das rochas sedimentares esteve restrito a análises granulométricas. Nos anos 70, surgiu a moderna análise de fácies, embasada nos modelos de fácies, construídos a partir de estudos de ambientes de sedimentação atuais. Na concepção moderna, as fácies são individualizadas por meio de seus atributos, condicionados por processos atuando em ambientes deposicionais particulares (Allen & Allen, 1990).

Neste trabalho, o termo fácies é utilizado para caracterizar um determinado corpo de rocha distinguível dos adjacentes por suas características litológicas e estruturas físicas e biológicas (Walker, 1992).

Assim, o termo fácies possui uma conotação eminentemente descritiva. Por isso, as fácies são denominadas de acordo com suas características marcantes. Para os sistemas fluviais, foi aplicado o método de análise proposto por Miall (*cf.* Miall, 1988; 1995; 1996). Além da identificação das fácies presentes em sistemas fluviais, definidas previamente por Miall (1978), este método prevê o reconhecimento das principais superfícies limítrofes e dos elementos arquiteturais. As superfícies, hierarquizadas nas ordens um a seis, com importância crescente, representam desde limites de conjuntos de laminações cruzadas até descontinuidades regionais que marcam o início e o

fim de um intervalo com sedimentação. Os elementos arquiteturais, os quais são os blocos fundamentais de um sistema fluvial, consistem em corpos tridimensionais, com assembleias de litofácies distintas, geometrias externas e orientações próprias, de acordo com a definição anterior de Miall (1988). Por meio do estudo das superfícies limítrofes e dos elementos arquiteturais, torna-se possível o conhecimento do tipo de sistema fluvial e da sua evolução ao longo do tempo.

Assim, é importante salientar que os perfis das unidades (os quais apresentam sucessão de fácies) serão efetuados unicamente com dados de afloramentos que, na maioria das vezes, exibem apenas parte da seção. Esta restrição metodológica ocasiona certa impressão em relação a espessuras dos conjuntos de fácies que se sucedem.

O *Modus operandi* usado para a análise de fácies foi baseado no trabalho de (Walker, 1992) que consiste nas principais características específicas distintivas de cada unidade identificada em termos de fácies, que são:

- 1) geometria;
- 2) litologia;
- 3) estruturas sedimentares;
- 4) padrão de paleocorrentes;
- 5) conteúdo fossilífero.

Por sua vez, para sua classificação será usada o quadro seguir.

Código	Fácies	Estrutura	Interpretação
Gim	Conglomerado Intraformacional maciço	Maciço	Depósitos cascalhosos residuais, com barras longitudinais ou depósitos de deflação.
Git	Conglomerado Intraformacional estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas, gradação normal	Forma de leito 3 D regime de fluxo inferior

Código	Fácies	Estrutura	Interpretação
Gil	Conglomerado Intraformacional estratificado	Estratificações cruzadas cruzada tangencial de pequeno a médio porte , gradação normal	Fluxo de detritos pseudo-plástico
Sgm	Arenito conglomerático polimítico	gradação normal	Forma de leito 2 D regime de fluxo inferior
Sgt	Arenito conglomerático polimítico estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas, gradação normal	Forma de leito 3 D regime de fluxo inferior
Sgl	Arenito conglomerático polimítico estratificado	Estratificações cruzadas cruzada tangencial de pequeno a médio porte , gradação normal	Fluxo de detritos pseudo-plástico
Sh	Arenito fino a grosso	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito planas (regime de fluxo superior)
Sp	Arenito fino a muito grosso	Estratificação cruzada planar ou tabular	Dunas de dunas subaquosas 2D, crista reta, migração.
Sm	Arenito fino a muito grosso	Maciça ou laminação indistinta	Fluxos hiper-concentrados, fluidizações, perda de estruturas pelo intemperismo
Sf	Arenito fino a grosso	Feições de fluidização evidentes	Obliteração total ou parcial da estrutura original da rocha por escape de fluidos
Sw	Arenito muito fino a médio	Ondulações de grande comprimento de onda	Marcas de ondas no substrato plataformal
Fl	Pelito	Laminações horizontais por vezes bioturbadas	Depósitos por decantação
Fm	Pelito	Maciço, podem conter gretas de contração, marcas de raízes	Depósitos por decantação, exposição subaérea, solos incipientes

Quadro 1- Classificação de fácies aluviais (modif. de Miall, 1978)

3.3.2. Estratigrafia de Sequência

Os sistemas deposicionais, reconhecidos através do conjunto de suas associações de fácies, coexistem lateralmente em uma determinada bacia sedimentar, em um mesmo intervalo de tempo. A sucessão destes sistemas deposicionais no tempo, porém, decorre de sucessivos movimentos relativos (subidas ou quedas) do nível do mar (ou nível de base), e constitui o principal objeto da estratigrafia de sequências.

Assim, uma sequência é significativa em termos geológicos porque contém unidades geneticamente relacionadas, depositadas entre dois eventos geológicos (e.g. rebaixamentos do nível do mar ou nível da base, movimentos tectônicos), representados pelas suas discordâncias limítrofes.

Como as sequências são as unidades fundamentais deste trabalho, a análise estratigráfica aqui proposta está baseada nos pressupostos teóricos da estratigrafia de sequências (Vail *et al.*, 1977; Van Wagoner *et al.*, 1988;1990; Posamentier & Vail, 1988; Posamentier *et al.*,1988) o que permite, além da construção de um arcabouço cronoestratigráfico, a composição de um modelo ordenado para a sedimentação (identificação da ciclicidade do registro geológico – tratos de sistema, Figura 5), permitindo a predição litológica dentro de uma sequência (Posamentier & James, 1993).

A diferença principal entre a estratigrafia clássica ou litoestratigráfica e a estratigrafia de sequência é que a primeira organiza os registros geológicos em unidades (Grupos, Formações, Membros) determinadas pela similaridade de suas características físicas (cor, composição, textura e estrutura). Por sua vez, a estratigrafia de sequência utiliza as interrupções na sedimentação como critério de individualização de unidades (sequências), proporcionando um arcabouço cronoestratigráfico para a correlação e o mapeamento de rochas sedimentares.

Desta maneira, a estratigrafia de sequências pode ser definida como o estudo dos estratos sedimentares geneticamente relacionados situados entre duas superfícies cronoestratigraficamente relevantes (Van Wagner *et al.*,1990), as quais representam hiatos ou interrupções (descontinuidades) na ciclicidade do registro geológico. Essas interrupções são representadas pelas discordâncias ou superfícies de inundação marinha.

Uma discordância é definida como uma superfície de erosão ou não deposição que separa estratos mais novos de estratos mais antigos (Mitchum *et al.*, 1977). Van Wagoner *et al.* (1998) restringiram essa definição acrescentando que ao longo da superfície de discordância devem haver evidências de truncamento erosional subaéreo, erosão submarina correlata ou exposição subaérea, com um significativo hiato envolvido. Não estão incluídas nesta definição as erosões localizadas, de caráter puramente local, geradas por processos autocíclicos, específicos de cada ambiente sedimentar, como avulsões de canais fluviais e migração de dunas eólicas. As discordâncias como primeiramente definidas, se formariam durante os períodos de exposição e erosão da plataforma, quando do rebaixamento relativo do nível do ar.

Conforme exposto acima, a ferramenta da estratigrafia de sequências pode ser aplicada, também, a depósitos lacustres, fluviais e até mesmo eólicos (Kocurek & Havholm, 1993), considerando que a sucessão dos sistemas deposicionais depende de variações (quedas e subidas) do nível de base estratigráfico, considerado o limite inferior da erosão subaérea (Schumm, 1993). As variações do nível de base relativo, por sua vez, se devem à interferência de dois fatores: o influxo (ou aporte) sedimentar e a taxa de criação de espaço de acomodação, conceituado por Jervey (1988) como o espaço disponível para a acumulação de sedimentos. Essa relação entre aporte e espaço de acomodação foi chamada por Martinsen *et al.* (1999) de “*A/S - accommodation/supply ratio*”, e é considerada a maior causa das quebras estratigráficas em sistemas fluviais.

Em casos nos quais a taxa de criação de espaço de acomodação é nula, há somente *bypass* de sedimentos. Enquanto isso, quando a taxa de criação de espaço é negativa, ocorre erosão e incisão, independentemente do aporte sedimentar. Quando o espaço de acomodação é efetivamente criado, três situações são possíveis: (a) progradação, quando o aporte sedimentar supera o espaço criado; (b) retrogradação, quando o influxo não é suficiente para superar o espaço; (c) e, por fim, agradação ocorre quando há equilíbrio entre os dois fatores.

Dessa forma, foi utilizada neste trabalho a ferramenta da estratigrafia de sequências, considerando sua aplicabilidade a sistemas marinhos e costeiros (Formação Rio Bonito) e flúvio-lacustres (Formação Sanga do Cabral e

Formação Santa Maria) e utilizando seus conceitos originais. Assim, sequência deposicional designa uma sucessão relativamente conforme de estratos geneticamente relacionados, limitada na base e no topo por discordâncias ou suas concordâncias correlatas (Mitchum *et al.*, 1977).

Essas discordâncias constituem os limites de sequências, e uma sequência pode ser subdividida nos tratos de sistema de nível baixo (*lowstand*), transgressivo (*transgressive*) e nível alto (*highstand systems tract*), definidos por Brown & Fisher (1977) como associações de sistemas deposicionais representativas de certas porções da curva de variação do nível de base.

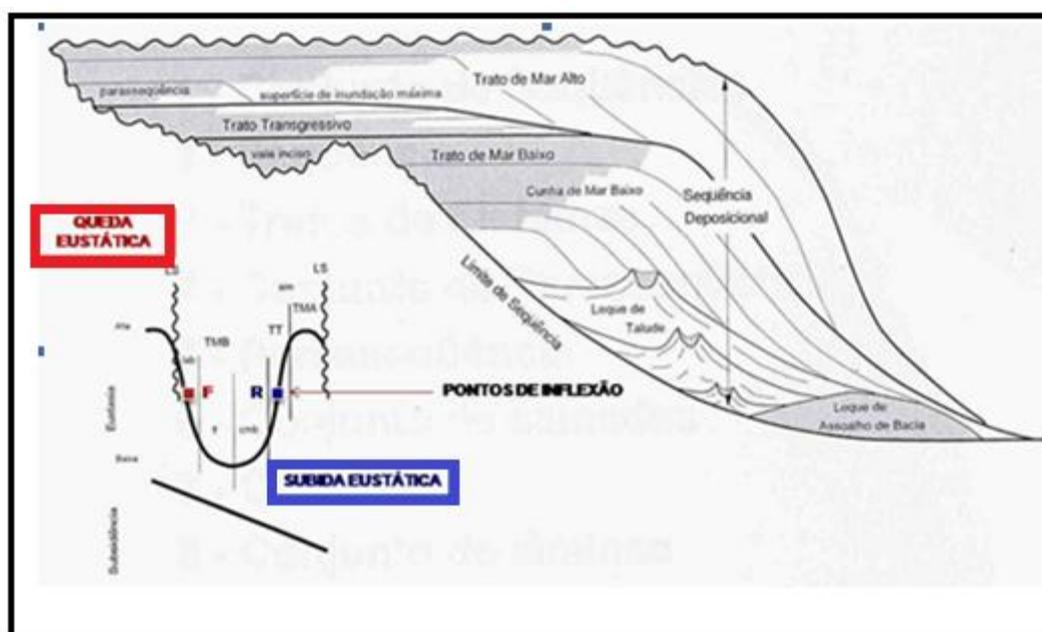


Figura 6- Modelo deposicional esquemático mostrando os principais tratos de sistemas (modif. Posamentier & James, 1993).

3.3.3. Análise Estrutural

Os processos tectônicos formadores e deformadores das rochas estudadas manifestam-se como estruturas geradas em ambiente rúptil, em especial as falhas e as juntas. A interpretação destas estruturas depende da compreensão dos processos que controlaram a sua gênese e sua evolução. Isto se deve especialmente a pesquisas no campo teórico (mecânica de fraturas) e por meio de experimentos.

Na análise das estruturas das rochas, procura-se reconstruir os mecanismos de deformação levando-se em consideração o conhecimento teórico. Os métodos empregados na presente trabalho consistem justamente neste tipo de estudo. A análise estrutural geométrica e descritiva, cinemática e dinâmica, foi realizada em diferentes escalas. Em menor escala, realizou-se a interpretação de imagens de *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) na escala 1:50.000 e fotografias aéreas (escala 1:25.000), sendo reconhecidos os principais lineamentos e estabelecidas as suas interrelações. Na imagem SRTM os segmentos de lineamentos foram reconhecidos principalmente pelo efeito de sombra em descontinuidades topográficas retilíneas. Em fotografias aéreas, os segmentos de lineamentos foram identificados como trechos de drenagens retilíneas, descontinuidades topográficas retilíneas e contatos litológicos retilíneos.

A partir do trabalho de campo efetuou-se o inventário das estruturas observáveis em afloramento, como falhas, juntas, fraturas e outras estruturas lineares e planares associadas. Uma vez que não há um consenso na literatura especializada quanto às definições destas estruturas, é importante estabelecer o significado que terão alguns termos ao longo deste trabalho. “Falha” é vista como uma fratura em que o deslocamento principal ocorre paralelamente ao plano e é visível a olho nu (Angelier, 1994). “Junta” é uma fratura em que o deslocamento é apenas abertura (Engelder, 1987; Pollard e Aydin, 1988).

Quando não há informações sobre o deslocamento, utiliza-se o termo “fratura”, de acordo com Pollard e Aydin (1988). Elementos indicadores de juntas e falhas, alguns dos quais podendo informar o movimento relativo dos blocos, foram buscados em afloramento. Os elementos indicadores de juntas são determinados a partir de relações geométricas entre sistemas de fraturas (Hancock, 1985), feições plumosas contidas no plano das juntas (Bahat & Engelder, 1984; Engelder, 1987) e veios e diques.

Os elementos indicadores de falhas considerados neste trabalho são bacias romboédricas (Davison, 1987; Peacock & Sanderson, 1991), sistemas entrelaçados com farinha de rocha (Engelder, 1987), degraus minerais acrecionários (Angelier, 1994), marcas de ferramentas tectônicas (Hancock e Barka, 1987; Angelier, 1994; Doblás, 1998), sistemas de falhas e de juntas conjugados (Hancock, 1985; Petit, 1987; Angelier, 1994; Doblás, 1998), trilhas

de material arrastado (Doblas *et al.*, 1997; Doblas, 1998), picos estilolíticos (Angelier, 1994), elementos deformados (Angelier, 1994; Doblas *et al.*, 1997; Doblas, 1998), pequenas dobras assimétricas (Doblas, 1998), dobras de arraste e rochas associadas a falhas. Um dos indicadores cinemáticos mais comuns contidos no plano da falha são as estrias. Essas feições são produzidas pelo atrito do bloco ausente, deixando no bloco preservado uma textura estriada. Neste sentido, as estrias individuais consistem em sulcos, confundindo-se com o conceito de marca de ferramenta tectônica.

Os dados estruturais coletados em campo foram reunidos com dados disponibilizados em UFRGS (2009) a fim de gerar diagramas estruturais valendo-se da técnica de representação de dados estruturais em estereogramas. A projeção estereográfica é usada para representar projeções esféricas em uma superfície plana e é um método prático de representar, de forma bidimensional, elementos planares e lineares situados no espaço, com preservação dos ângulos e das suas relações angulares. A projeção estereográfica tem como principal atributo a demonstração da geometria através da orientação de linhas e planos com relativa facilidade de manuseio. A confecção dos diagramas de projeção estereográfica foi realizada com o auxílio do *software* Stereo32[®] e Rozeta[®]

A caracterização estrutural de uma área permite, integrando-se com demais referências disponíveis na literatura reconstruir os processos tectônicos deformadores das unidades a serem estudadas que, por sua vez, pode ter sido afetado por eventos tectônicos posteriores (*e.g.* segmentação e deslocamento de antigos sistemas de fraturas, sobreposição de indicadores cinemáticos mais jovens nos planos das falhas).

3.4. Etapa de Laboratório

A essa etapa consiste na seleção e preparação das amostras coletadas em campo visando aplicação de técnicas analíticas onde foram selecionadas para confecção de lâminas petrográficas (4), para análises por difratometria de

raios X (3). As amostras selecionadas para estas análises foram encaminhadas ao laboratório de apoio analítico e preparação do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

3.4.1. Análise Petrográfica

A análise petrográfica visou à determinação das feições texturais, da composição mineralógica e o reconhecimento dos principais eventos diagenéticos e de cimentação presentes nas amostras selecionadas.

As amostras coletadas na etapa de campo foram fotografadas e descritas macroscopicamente utilizando parâmetros de cor, granulometria, seleção, arredondamento e estruturas. Já na análise microscópica as amostras que apresentaram características diferentes das demais (características abordadas no capítulo dos resultados) foram selecionadas para a confecção de lâminas delgadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da UFRGS. Foram confeccionadas 4 lâminas petrográficas representativas da área de estudo.

A descrição microscópica das amostras foi realizada por meio de microscópio binocular da marca Leitz – Laborlux 12 pol S, usando-se aumentos variáveis de 2,5 a 40 vezes com as técnicas de luz natural (LN) e de luz polarizada (LP).

A classificação das amostras foi realizada segundo o diagrama de Folk (1968).

3.4.2. Difração de Raios X (DRX)

A identificação e o estudo da fração fina das rochas ($FF < 2 \mu\text{m}$), onde se concentram os argilominerais, é uma das aplicações da técnica da difratometria de raios X. A identificação dos argilominerais é feita com base na estrutura cristalina e na composição química destes minerais.

O principal parâmetro utilizado para diferenciar os grupos dos argilominerais é o espaçamento de suas unidades estruturais, que resulta em reflexões basais distintas. O espaçamento das unidades estruturais varia de acordo com o grupo de argilominerais presentes nas amostras.

As análises foram realizadas no Laboratório de Difractometria de Raios X. O equipamento utilizado para as análises foi um difratômetro, modelo Diffraktometer Siemens Bruker aXS D5000, equipado com ânodo de Cobre, filtro de níquel, fendas de 1°, 40 mA de corrente e 30 KV de tensão do feixe.

Primeiramente as amostras foram desagregadas em gral de ágata, e em seguida diluídas em água deionizada com a adição de defloculante. Logo em seguida, as amostras foram deixadas em um processo de agitação por aproximadamente 24 horas para a obtenção de uma solução homogênea. Após este processo as amostras permanecem em repouso por cerca de 3 horas para que a fração inferior a 2 µm possa ser separada com o auxílio de sifonagem e extraída com uma pipeta para as lâminas de vidro. O líquido restante é preservado caso seja necessário repetir a análise. A fração menor que 2 µm é então distribuída homogeneamente com espátula em movimentos na mesma direção e sentido nas lâminas de vidro. Esta técnica é denominada Técnica do Esfregaço e produz uma boa orientação dos argilominerais, tendo a vantagem de não produzir segregação mineralógica. Em seguida, as lâminas são secas à temperatura ambiente e após, analisadas no difratômetro.

A preparação das amostras seguiu os procedimentos rotineiros, sendo que as lâminas foram submetidas a três preparações onde se obtêm três espectros (normal, glicolado e calcinado), cuja interpretação conjunta permite identificar os argilominerais presentes em função de suas características físico-químicas que têm respostas diferentes aos tratamentos efetuados. Por exemplo, a glicolagem é fundamental para a identificação de argilominerais expansivos, como a esmectita. A calcinação tem a finalidade de determinar os argilominerais sensíveis ao aquecimento como a caulinita. As três seqüências de análises foram às seguintes:

1. Amostra natural: o material depositado na lâmina com a pipeta e submetido à técnica do esfregaço é seco naturalmente e analisado no difratômetro;
2. Amostra glicolada: a lâmina, após ser analisada ao natural, é colocada em um dessecador recoberto com etileno glicol ($\text{CH}_2\text{OHCH}_2\text{OH}$) até o momento de a amostra ser analisada novamente no difratômetro;
3. Amostra calcinada: a lâmina é colocada em um forno a 500°C durante 2 horas. Depois de esfriar naturalmente, também é analisada no difratômetro.

Finalmente, após todos estes processos, são feitas as análises, as comparações dos difratogramas e a identificação dos argilominerais que é obtida através do procedimento padrão segundo Brown & Brindley (1980) a partir da medida da altura dos picos principais.

4. RESULTADOS OBTIDOS

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos com o uso das diferentes técnicas utilizadas.

4.1. Estratigrafia

Na região do trabalho foram levantados cinco perfis estratigráficos (Figs 8, 9, 10, 11 e 12)conforme a Figura 7. Nesses perfis foram reconhecidas três sequências deposicionais, limitadas por superfícies de discordância significativas. As sequências foram denominadas, da base para o topo, de Sequência Permiana, Sequência Triássica 1, Sequência Triássico 2. Por sua vez, em cada sequência foram identificadas sucessões de fácies, denominadas por algarismos romanos em ordem crescente da base para o topo, e respectivas macroformas e fácies. Essas sucessões e macroformas permitiram identificar os modelos deposicionais.

A sequência Permiana, correspondente à Formação Rio Bonito, foi subdividida em três sucessões de fácies (I, II e III). As sucessões I e II na base correspondem a um modelo de leque aluvial e, a sucessão III, no topo, a um modelo lacustrino. Os limites entre essas sucessões dá-se por meio de superfícies de discordância de ordem menor que aquelas que limitam as sequências.

A sequência Triássica 1 corresponde à Formação Sanga do Cabral, foi subdivididas em quatro sucessões de fácies (IV V VI e VII) granodrecescente e

correspondem a um modelo fluvial entrelaçado com os limites entre as sucessões dando-se através de contatos erosivos entre elas.

A Sequência Triássica 2 corresponde à Formação Santa Maria e foi subdivida em duas sucessões de fácies (VIII e IX) granodrecescentes e que correspondem a um modelo fluvial entrelaçado. Como na sequência anterior, os limites entre as sucessões se dão através de contatos erosivos.

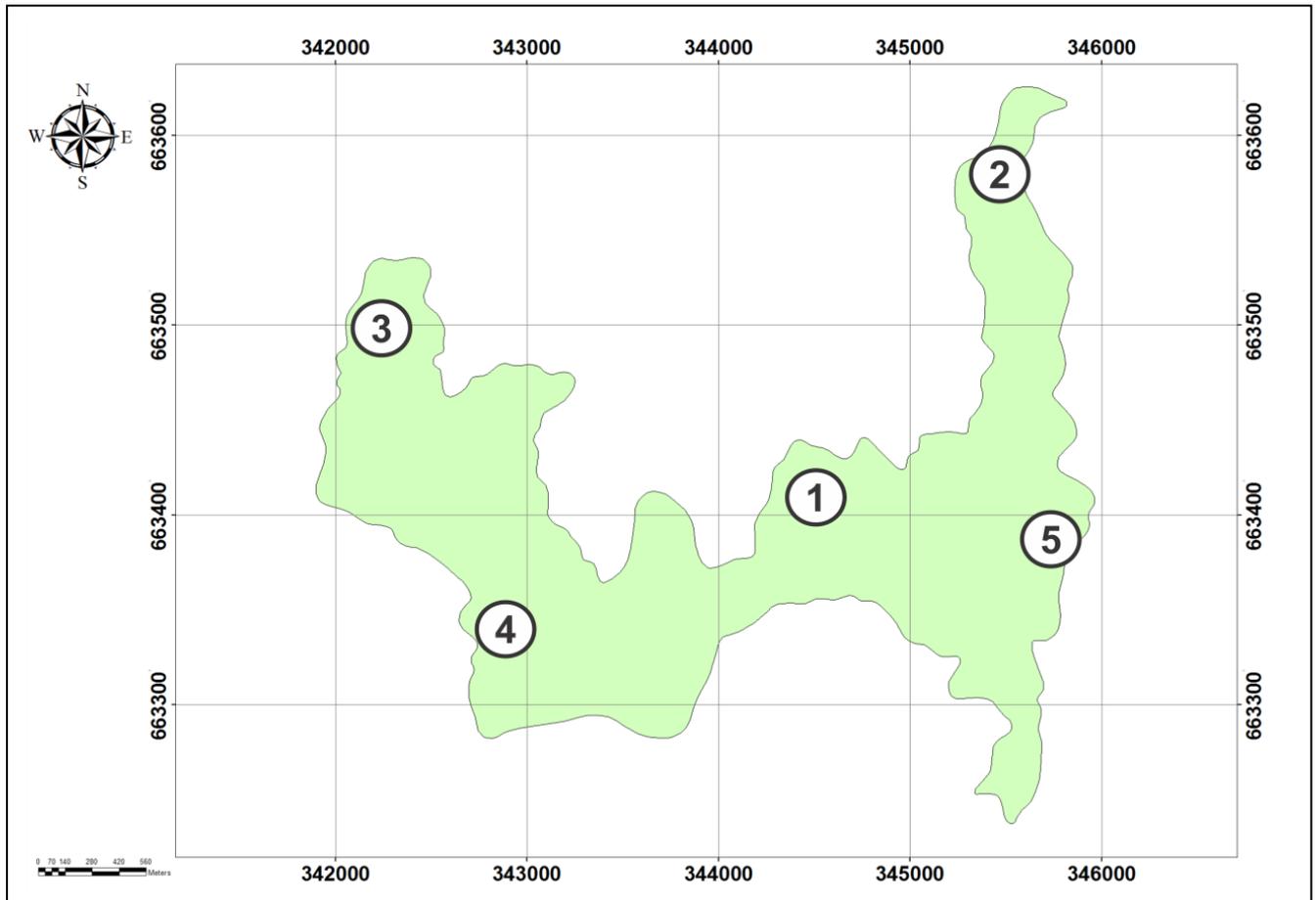
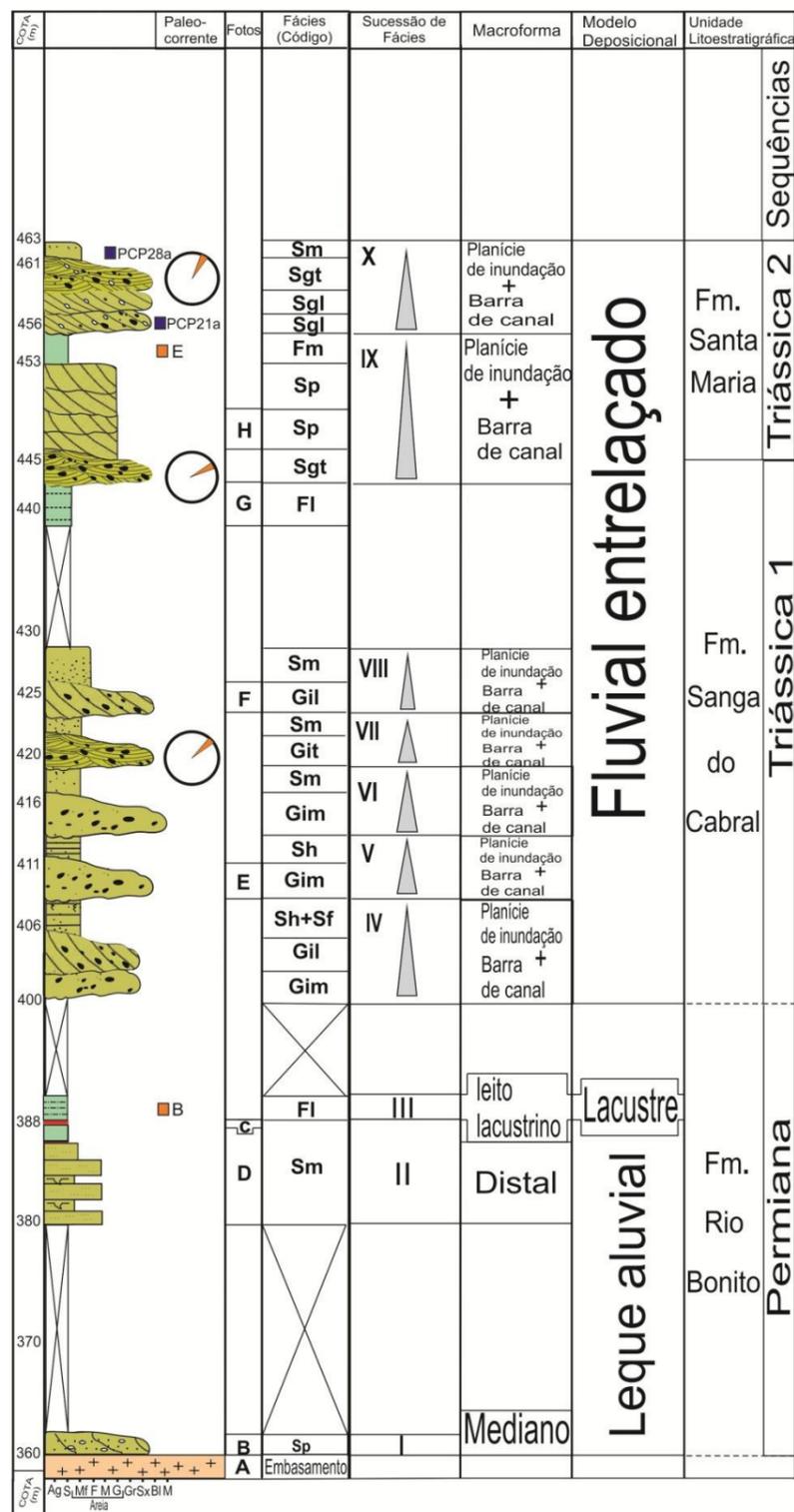


Figura 7- Mapa esquemático do Cerro Partido (Verde) mostrando a localização dos perfis estratigráficos (1, 2, 3, 4 e 5).

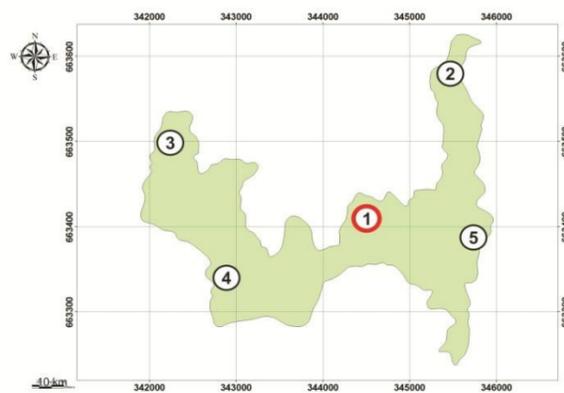
Perfil Colunar 1



FÁCIES

Código	Fácies	Estrutura	Interpretação
Gm	Conglomerado Intraformacional maciço, por vezes com gradação interna	gradação normal	Depósitos cascabelosos residuais, com barras longitudinais ou depósitos de deflação.
Git	Conglomerado Intraformacional estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas, gradação normal	Forma de leito 3 D regime de fluxo inferior
Gil	Conglomerado Intraformacional estratificado	Estratificações cruzadas tangencial	Fluxo de detritos pseudo-plástico forma de leito 2D
Sgm	Arenito conglomerático polimítico	gradação normal	Forma de leito 2 D regime de fluxo inferior
Sgt	Arenito conglomerático polimítico estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas, gradação normal	Forma de leito 3 D regime de fluxo inferior
Sgl	Arenito conglomerático polimítico estratificado	Estratificações cruzadas tangencial	Fluxo de detritos pseudo-plástico forma de leito 2D
Sh	Arenito fino a grosso	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito planas (regime de fluxo superior)
Sp	Arenito fino a muito grosso	Estratificação cruzada planar ou tabular	Dunas de crista subaquosas 2D, crista reta, migração
Sm	Arenito fino a muito grosso	Maciça ou laminação indistinta	Fluxos hiper-concentrados, fluidizações, perda de estruturas pelo intemperismo
Sf	Arenito fino a grosso	Feições de fluidização evidentes	Obliteração total ou parcial da estrutura original da rocha por escape de fluidos
Sw	Arenito muito fino a médio	Ondulações de grande comprimento de onda	Marcas de ondas no substrato plataformar
Fl	Pelito	Laminações horizontais por vezes bioturbadas	Depósitos por decantação
Fm	Pelito	Maciça, podem conter gretas de contração, marcas de raízes	Depósitos por decantação, exposição subaérea, solos incipientes

MAPA ÍNDICE



LEGENDA

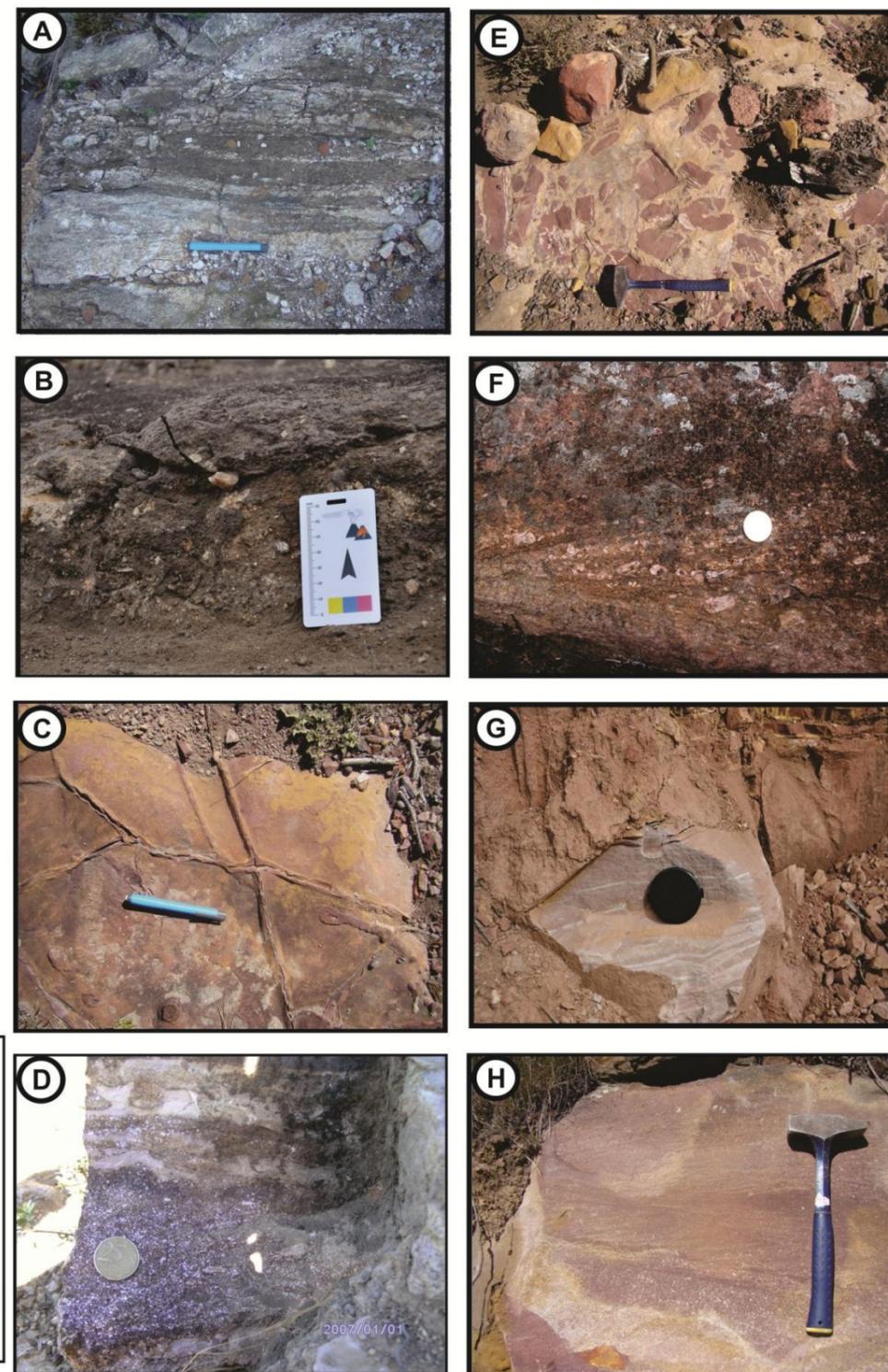
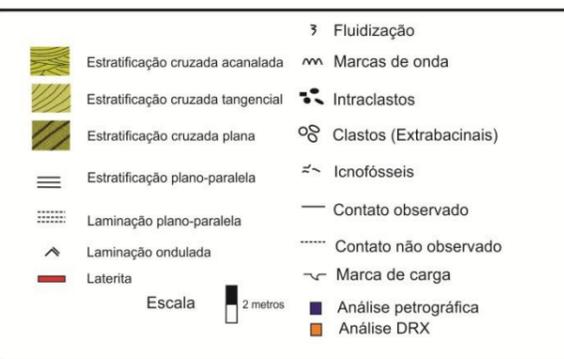
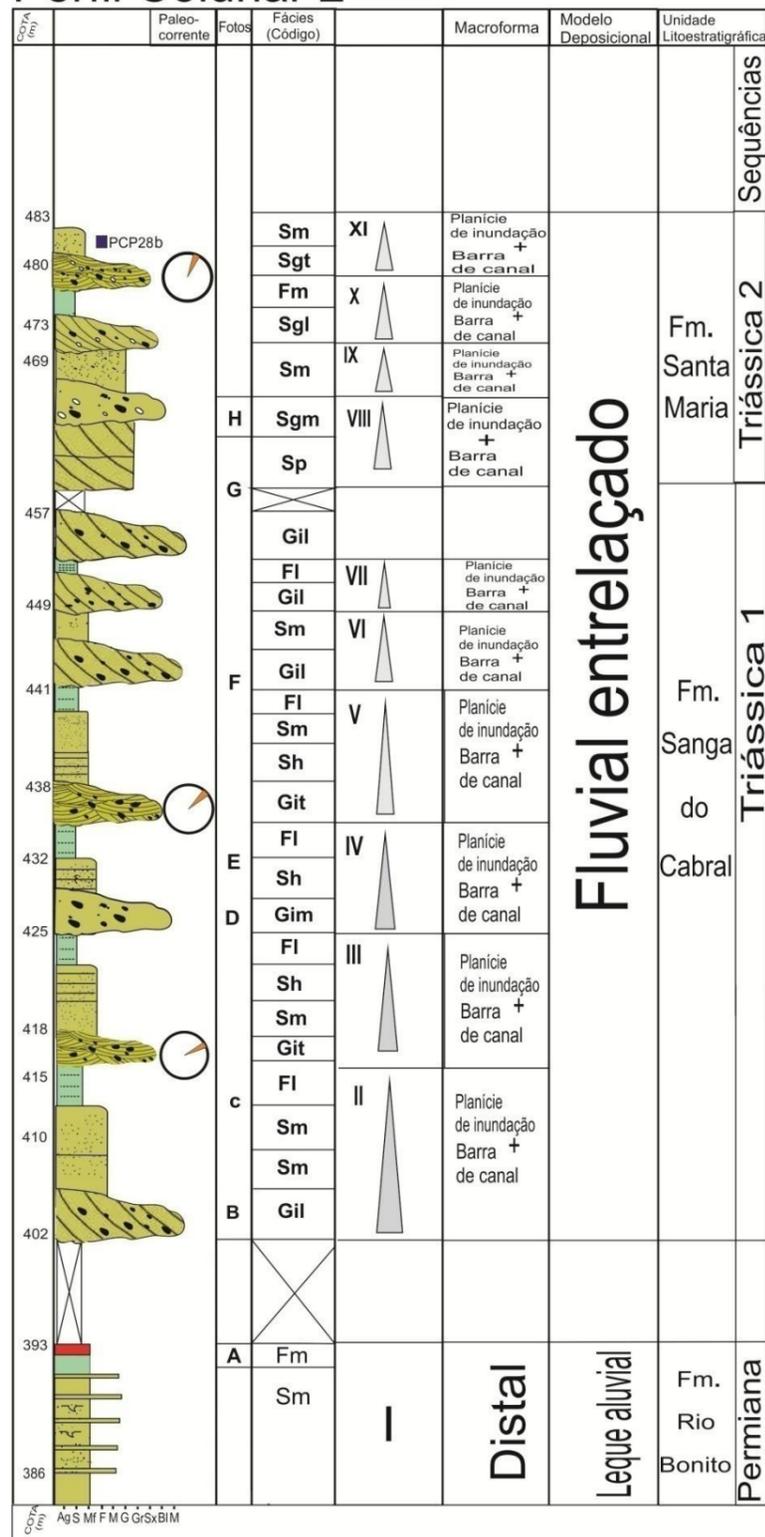


Figura 8- Perfil colunar 1

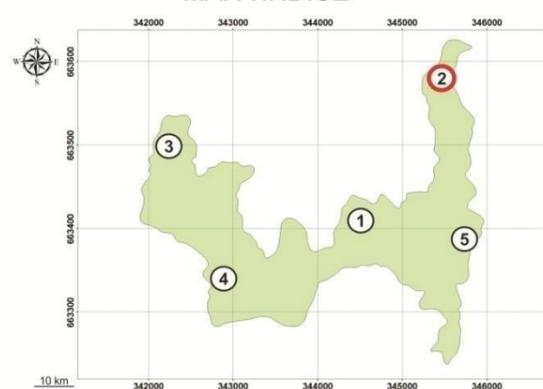
Perfil Colunar 2



FÁCIES

Código	Fácies	Estrutura	Interpretação
Gim	Conglomerado Intraformacional maciço, por vezes com gradação interna	gradação normal	Depósitos cascalhosos residuais, com barras longitudinais ou depósitos de deflação.
Git	Conglomerado Intraformacional estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas, gradação normal	Forma de leito 3 D regime de fluxo inferior
Gil	Conglomerado Intraformacional estratificado	Estratificações cruzadas cruzada tangencial	Fluxo de detritos pseudo-plástico forma de leito 2D
Sgm	Arenito conglomerático polimítico	gradação normal	Forma de leito 2 D regime de fluxo inferior
Sgt	Arenito conglomerático polimítico estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas, gradação normal	Forma de leito 3 D regime de fluxo inferior
Sgl	Arenito conglomerático polimítico estratificado	Estratificações cruzadas cruzada tangencial	Fluxo de detritos pseudo-plástico forma de leito 2D
Sh	Arenito fino a grosso	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito planas (regime de fluxo superior)
Sp	Arenito fino a muito grosso	Estratificação cruzada planar ou tabular	Dunas de dunas subaquosas 2D, crista reta, migração.
Sm	Arenito fino a muito grosso	Maciça ou laminação indistinta	Fluxos hiper-concentrados, fluidizações, perda de estruturas pelo interperismo
Sf	Arenito fino a grosso	Feições de fluidização evidentes	Obliteração total ou parcial da estrutura original da rocha por escape de fluidos
Sw	Arenito muito fino a médio	Ondulações de grande comprimento de onda	Marcas de ondas no substrato plataformar
Fl	Pelito	Laminações horizontais por vezes bioturbadas	Depósitos por decantação
Fm	Pelito	Maciça, podem conter gretas de contração, marcas de raízes	Depósitos por decantação, exposição subaérea, solos incipientes

MAPA ÍNDICE



LEGENDA

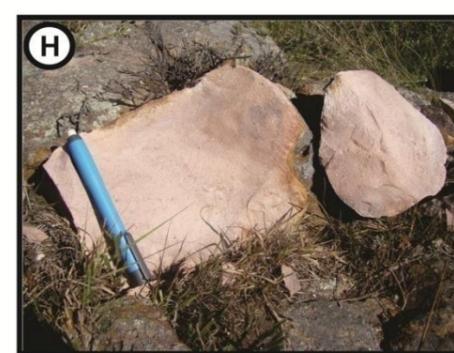
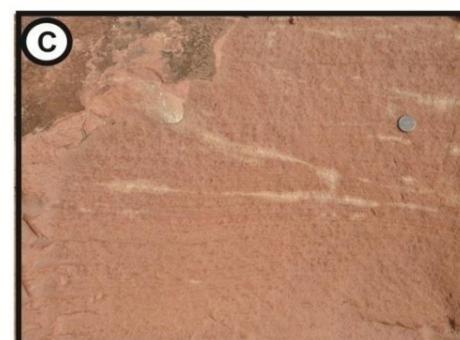
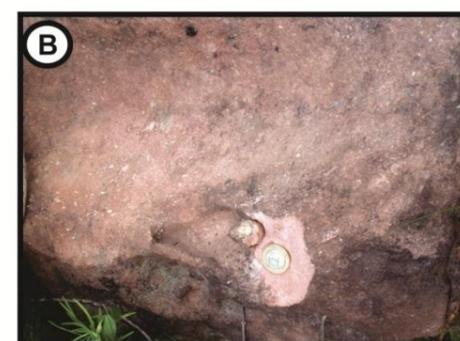
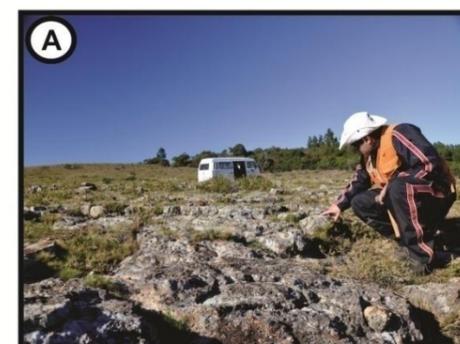
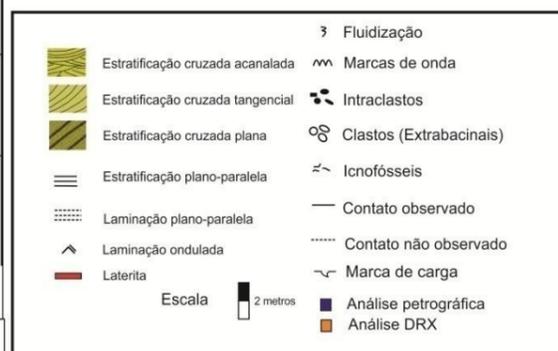
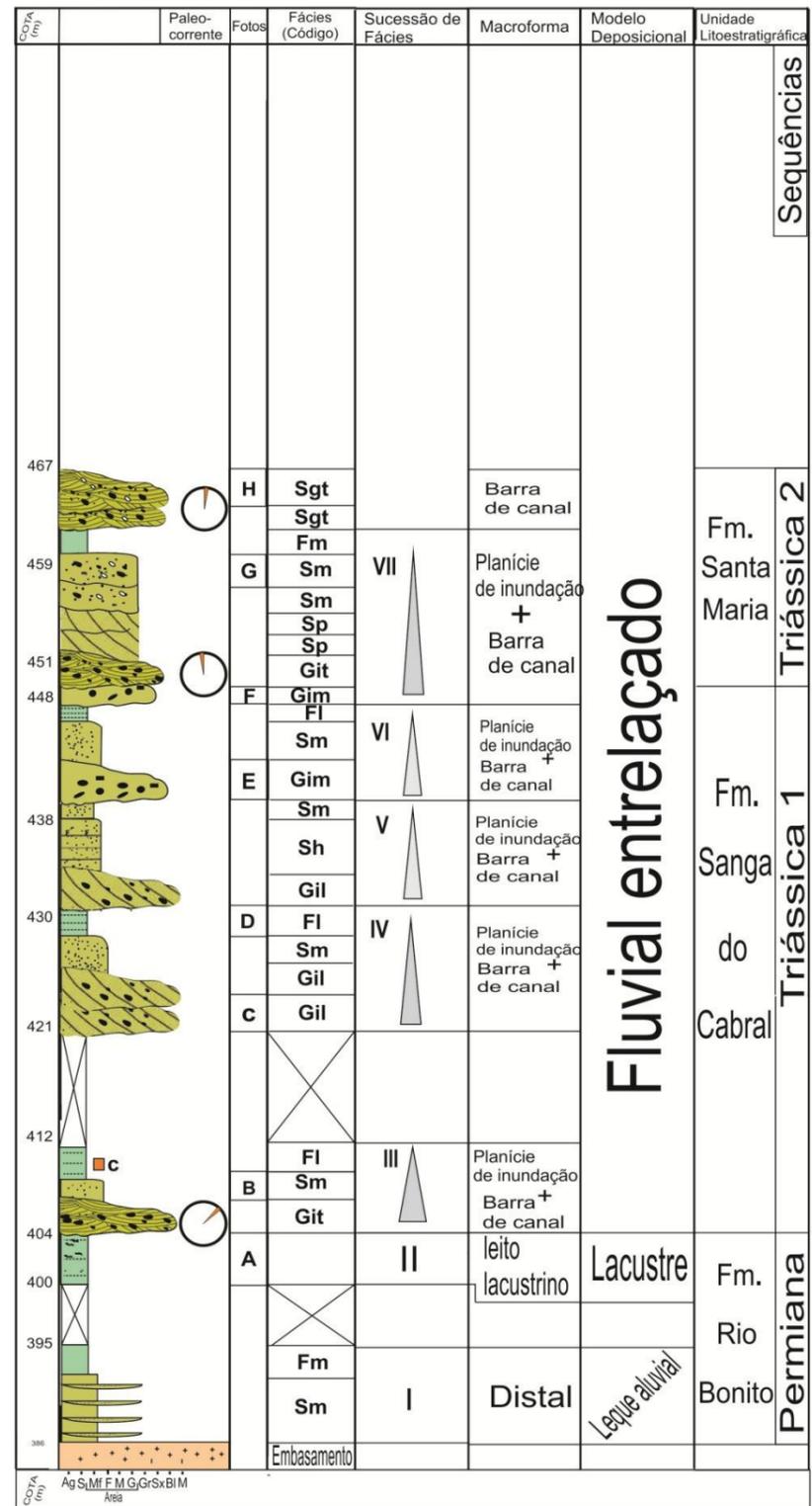


Figura 9 - Perfil Colunar 2

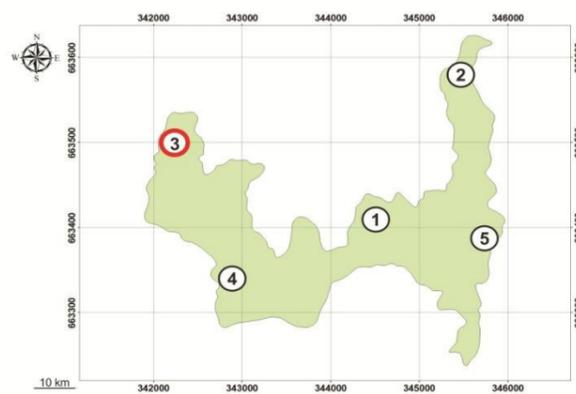
Perfil Colunar 3



FÁCIES

Código	Fácies	Estrutura	Interpretação
Gim	Conglomerado Intraformacional maciço, por vezes com gradação interna	gradação normal	Depósitos cascalhosos residuais, com barras longitudinais ou depósitos de deflação.
Git	Conglomerado Intraformacional estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas, gradação normal	Forma de leito 3 D regime de fluxo inferior
Gil	Conglomerado Intraformacional estratificado	Estratificações cruzadas tangencial	Fluxo de detritos pseudo-plástico forma de leito 2D
Sgn	Arenito conglomerático polimítico	gradação normal	Forma de leito 2 D regime de fluxo inferior
Sgt	Arenito conglomerático polimítico estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas, gradação normal	Forma de leito 3 D regime de fluxo inferior
Sgl	Arenito conglomerático polimítico estratificado	Estratificações cruzadas tangencial	Fluxo de detritos pseudo-plástico forma de leito 2D
Sh	Arenito fino a grosso	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito planas (regime de fluxo superior)
Sp	Arenito fino a muito grosso	Estratificação cruzada planar ou tabular	Dunas de dunas subaquosas 2D, crista reta, migração.
Sm	Arenito fino a muito grosso	Maciça ou laminação indistinta	Fluxos hiperconcentrados, fluidizações, perda de estruturas pelo intemperismo
Sf	Arenito fino a grosso	Feições de fluidização evidentes	Obliteração total ou parcial da estrutura original da rocha por escape de fluidos
Sw	Arenito muito fino a médio	Ondulações de grande comprimento de onda	Marcas de ondas no substrato plataformar
FI	Pelito	Laminações horizontais por vezes bioturbadas	Depósitos por decantação
Fm	Pelito	Maciço, podem conter gretas de contração, marcas de raízes	Depósitos por decantação, exposição subaérea, solos incipientes

MAPA ÍNDICE



LEGENDA

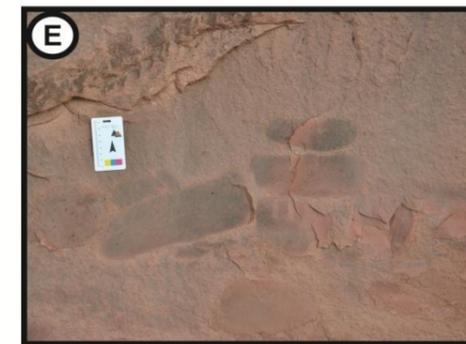
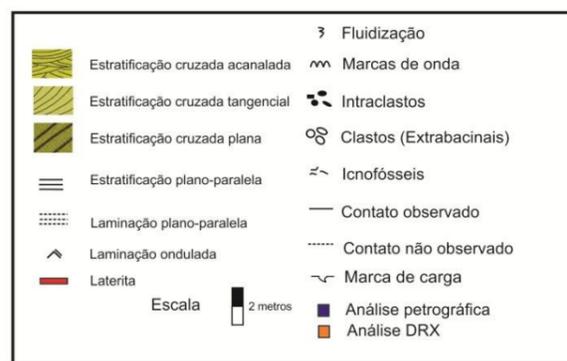
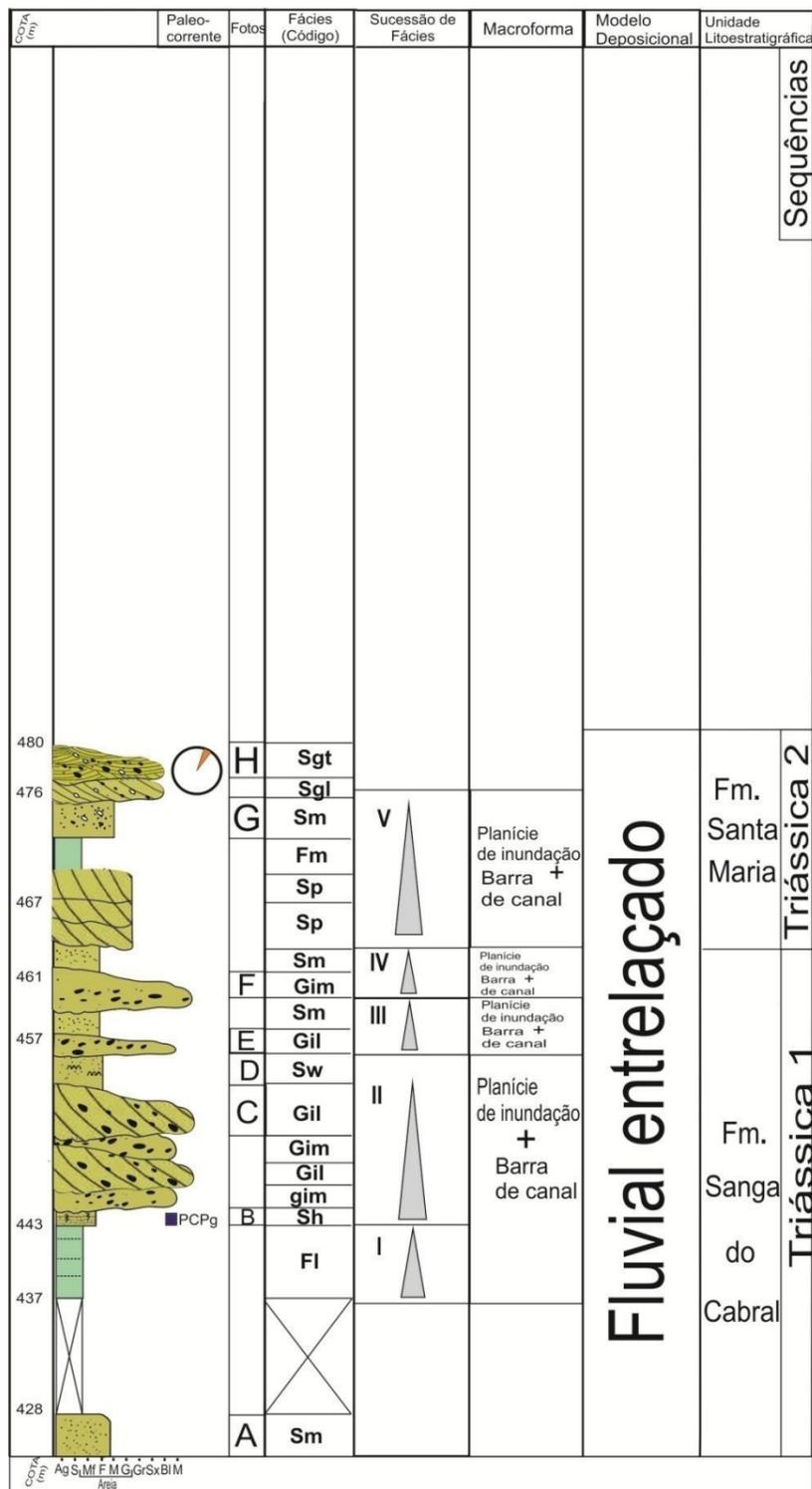


Figura 10- Perfil colunar

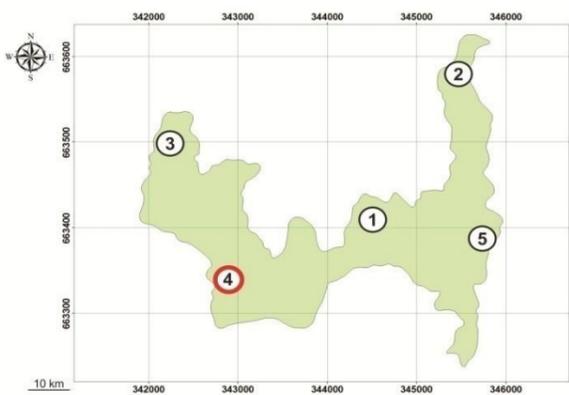
Perfil Colunar 4



FÁCIES

Código	Fácies	Estrutura	Interpretação
Gim	Conglomerado Intraformacional maciço, por vezes com gradação interna	gradação normal	Depósitos cascalhosos residuais, com barras longitudinais ou depósitos de deflação.
Git	Conglomerado Intraformacional estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas, gradação normal	Forma de leito 3 D regime de fluxo inferior
Gil	Conglomerado Intraformacional estratificado	Estratificações cruzadas tangencial	Fluxo de detritos pseudo-plástico forma de leito 2D
Sgm	Arenito conglomerático polimítico	gradação normal	Forma de leito 2 D regime de fluxo inferior
Sgt	Arenito conglomerático polimítico estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas, gradação normal	Forma de leito 3 D regime de fluxo inferior
Sgl	Arenito conglomerático polimítico estratificado	Estratificações cruzadas tangencial	Fluxo de detritos pseudo-plástico forma de leito 2D
Sh	Arenito fino a grosso	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito planas (regime de fluxo superior)
Sp	Arenito fino a muito grosso	Estratificação cruzada planar ou tabular	Dunas de dunas subaquosas 2D, crista reta, migração.
Sm	Arenito fino a muito grosso	Maciça ou laminação indistinta	Fluxos hiperconcentrados, fluidizações, perda de estruturas pelo intemperismo
Sf	Arenito fino a grosso	Feições de fluidização evidentes	Obliteração total ou parcial da estrutura original da rocha por escape de fluidos
Sw	Arenito muito fino a médio	Ondulações de grande comprimento de onda	Marcas de ondas no substrato plataformal
Fl	Pelito	Laminações horizontais por vezes biurbadas	Depósitos por decantação
Fm	Pelito	Maciço, podem conter gretas de contração, marcas de raízes	Depósitos por decantação, exposição subaérea, solos incipientes

MAPA ÍNDICE



LEGENDA

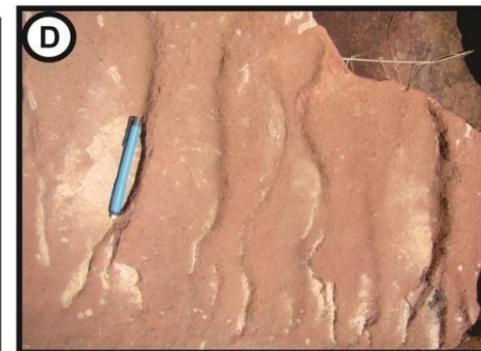
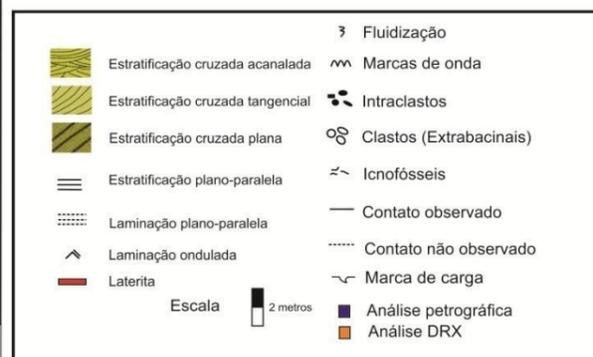
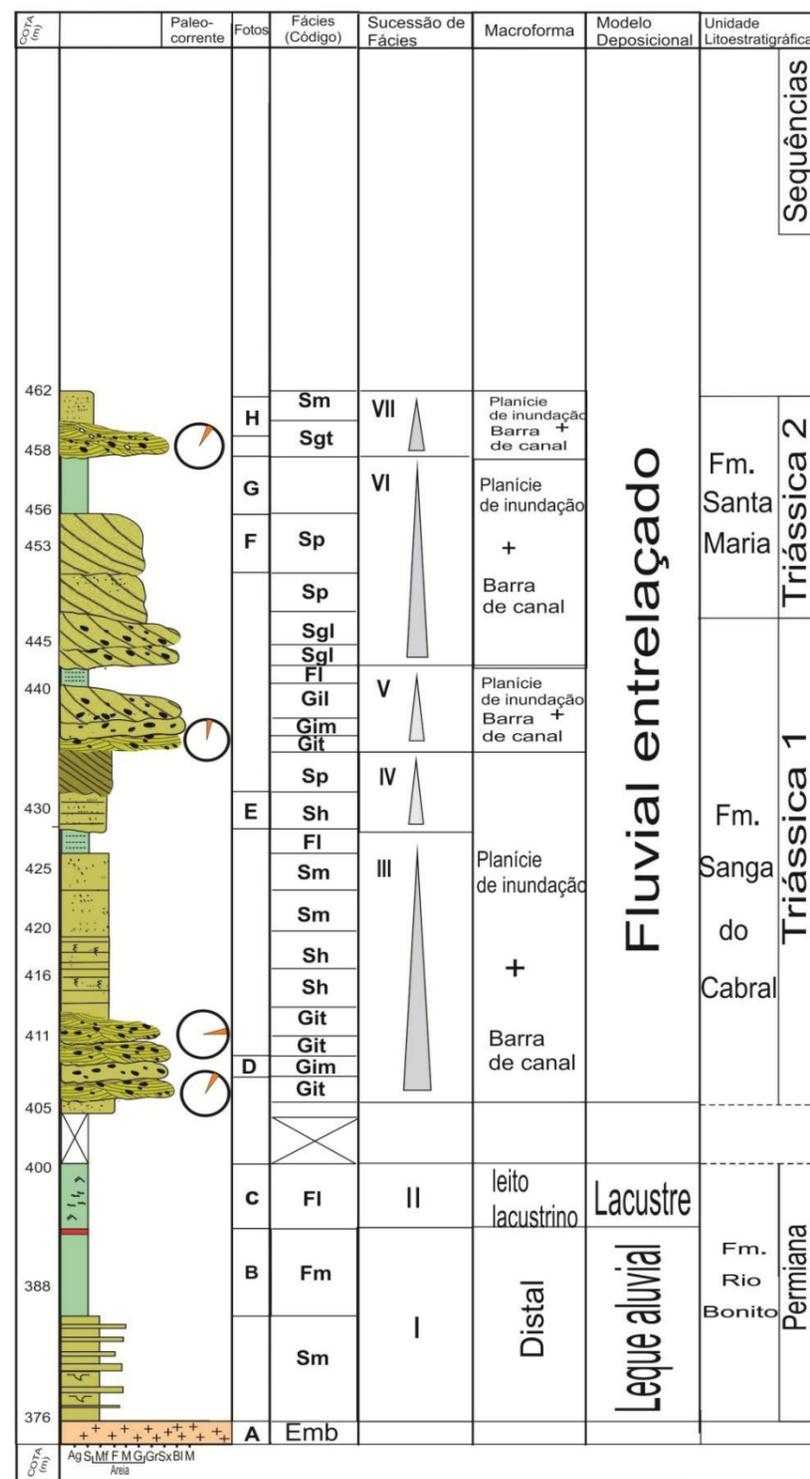


Figura 11 - Perfil colunar 4

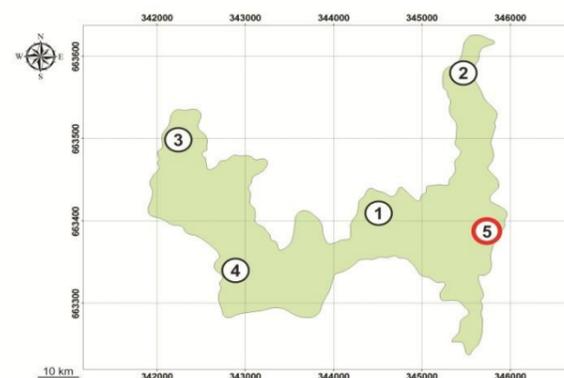
Perfil Colunar 5



FÁCIES

Código	Fácies	Estrutura	Interpretação
Gim	Conglomerado Intraformacional maciço, por vezes com gradação interna	gradação normal	Depósitos cascalhosos residuais, com barras longitudinais ou depósitos de deflação.
Git	Conglomerado Intraformacional estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas, gradação normal	Forma de leito 3 D regime de fluxo inferior
Gil	Conglomerado Intraformacional estratificado	Estratificações cruzadas cruzada tangencial	Fluxo de detritos pseudo-plástico forma de leito 2D
Sgm	Arenito conglomerático polimítico	gradação normal	Forma de leito 2 D regime de fluxo inferior
Sgt	Arenito conglomerático polimítico estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas, gradação normal	Forma de leito 3 D regime de fluxo inferior
Sgl	Arenito conglomerático polimítico estratificado	Estratificações cruzadas cruzada tangencial	Fluxo de detritos pseudo-plástico forma de leito 2D
Sh	Arenito fino a grosso	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito planas (regime de fluxo superior)
Sp	Arenito fino a muito grosso	Estratificação cruzada planar ou tabular	Dunas de dunas subaquosas 2D, crista reta, migração.
Sm	Arenito fino a muito grosso	Maciça ou laminação indistinta	Fluxos hiper-concentrados, fluidizações, perda de estruturas pelo interperismo
Sf	Arenito fino a grosso	Feições de fluidização evidentes	Obliteração total ou parcial da estrutura original da rocha por escape de fluidos
Sw	Arenito muito fino a médio	Ondulações de grande comprimento de onda	Marcas de ondas no substrato plataformar
Fl	Pelito	Laminações horizontais por vezes bioturbadas	Depósitos por decantação
Fm	Pelito	Maciço, podem conter gretas de contração, marcas de raízes	Depósitos por decantação, exposição subaérea, solos incipientes

MAPA ÍNDICE



LEGENDA

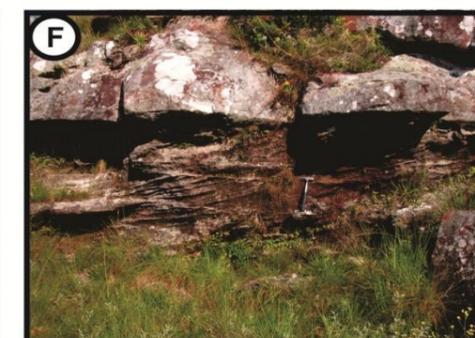
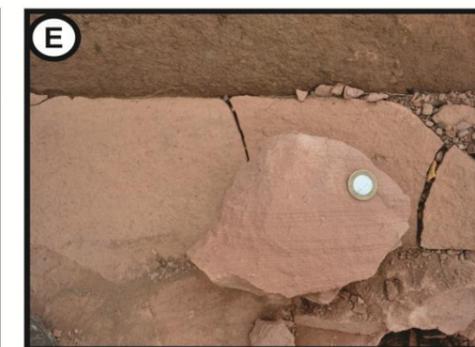
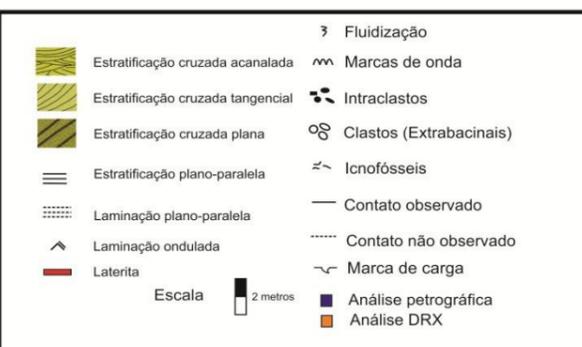


Figura 12 -Perfil colunar

Sequência Permiana

No Cerro Partido, as rochas da Sequência Permiana, com espessura de 30 m, correspondentes à Formação Rio Bonito, compreendem as sucessões de fácies I, II e III. Na base, as sucessões de fácies I e II identificam o modelo de leque aluvial. A sucessão I formada por macroformas de leque mediano e, a Sucessão II, por macroformas de leques distais. No topo, a Sequência Permiana é representada pela sucessão de fácies III, que identifica o modelo lacustre.

Essa sequência encontra-se assentada diretamente sobre o embasamento (Fig.13), caracterizando uma discordância do tipo não conformidade. Tal discordância é facilmente identificada pelo contraste litológico entre os granitóides e gnaisses pertencentes ao embasamento e a unidade permiana. Em trabalhos realizados na área por Fensterseifer *et al.* (1994) e Ketzer (1997), foram encontradas impressões de folhas pertencentes à flora *Glossopteris* do morfogênero *Rubidgea*, que permitem atribuir uma idade permiana entre 250 a 269 milhões de anos. Porém, dados geocronológicos situam as rochas da Formação Rio Bonito no Cisulariano (antigo Permiano Inferior), mais especificamente no intervalo Asseliano-Artinskiano (Guerra-Sommer *et al.*, 2008). Já as rochas do embasamento, representadas geralmente pelo Granito Butiá, foram datadas em 625 ± 10 Ma (Niessing, 2011). Assim, pode-se inferir um hiato de, pelo menos, de 300 Ma para essa não conformidade.

O contato de topo Sequência Permiana com a Sequência Triássica 1 dá-se por discordância do tipo desconformidade, que será adiante discutida com mais detalhes. As sucessões de fácies, características faciológicas e os respectivos modelos deposicionais serão a seguir descritos.



Figura 13- Discordância do tipo não conformidade entre o Granito Butiá (embasamento) e a fácies Siltito maciço da Formação Rio Bonito neste trabalho situada na Sequencia Permiana 1

Modelo de fácies de leque aluvial

Esse modelo foi caracterizado por duas sucessões de fácies que englobam macroformas e fácies de leque aluvial mediano e distal. Na base, situa-se a sucessão de fácies I, identificada por macroformas de leque mediano e fácies de conglomerado e arenito conglomerático, que identifica barras arenocascalhosas. Essa sucessão de fácies, cuja espessura vai até 3 m, não apresenta continuidade lateral e situa-se, geralmente, em fragmentos isolados na encosta inferior do cerro. No topo desse modelo, encontra-se a sucessão de fácies II, identificada por macroforma de leques distais e fácies de arenito grosso e muito fino, com espessura de até 6 m cujo contato com a sucessão de fácies I anterior não foi identificado, pois esta se encontra fragmentada e isolada na encosta inferior do cerro. Contudo, o contato inferior da sucessão de fácies II dá-se por meio de uma discordância do tipo não conformidade com o embasamento.

A sucessão de fácies I é constituída por fácies arenito conglomerático que identificam a macroforma de leque aluvial mediano. Essa sucessão ocorre como fragmentos isolados na encosta inferior do cerro, altitudes em torno de

5 m, em contato com o embasamento por meio de discordância do tipo não conformidade (Figs. 8.). O contato de topo com a sucessão de Fácies II não foi observado. Essa sucessão representa a instalação da bacia do Paraná no Cerro Partido.

Fácies arenito conglomerático (Sgm, Sgl)

Camadas lenticulares, com pouca extensão lateral, constituídas por arenito conglomerático polimítico, castanho claro, com estratificação cruzada tangencial de baixo ângulo, por vezes marcada pelos grânulos. Estes são constituídos por quartzo e feldspato angulosos a subarredondados, com diâmetro máximo de 0,5 cm. Às vezes, ocorrem na base, lentes de conglomerado com matriz grossa e gradação normal, seixos e blocos angulosos de granitos, quartzos leitosos e gnaisses, de até 12 cm. A matriz desse conglomerado é constituída também por arenito conglomerático. Essa fácies é interpretada como resultante de processos deposicionais de tração em fluxos unidirecionais, próprias de barras areno-cascalhosas de leques aluviais medianos dominados por corrente.

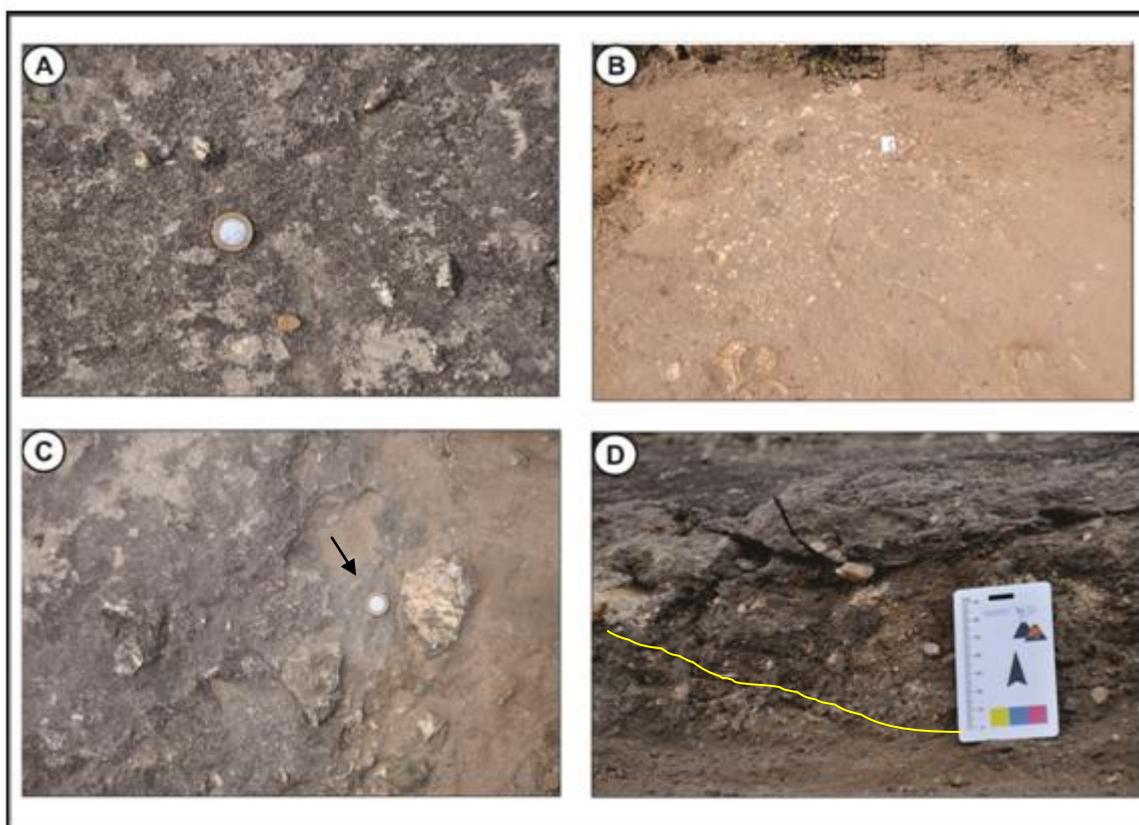


Figura 14 – A) Vista em planta da fácies com clastos sem orientação definida, em relevo pela erosão diferencial; B) observar lente conglomerática gradando para a fácies de arenito conglomerático; C) na lente conglomerática, detalhe de blocos angulosos de quartzo leitoso; a seta identifica a escala D) estratificação tangencial incipiente marcada pelos grânulos e seixos de quartzo.

A Sucessão de Fácies II é formada por fácies arenito grosso intercalado com arenito muito fino e siltito maciço, que identificam macroforma de leque aluvial distal. O contato basal dessa sucessão ocorre por meio de discordância do tipo não conformidade com unidades do embasamento na encosta mediana do Cerro Partido (Figs 10 e12), em altitudes em torno de 366 m. O contato de topo é marcado por uma superfície de não deposição caracterizada por um nível laterítico de expressiva continuidade lateral, com até 5 cm de espessura. Esse nível, além de representar um hiato deposicional, forma patamares na encosta do Cerro Partido devido a sua resistência à erosão.

Fácies arenito grosso intercalado com arenito muito fino (Sm)

Camadas tabulares compostas pela intercalação centimétrica (até 3,5 cm) de arenitos grossos com gradação normal intercalados com níveis mais delgados (até 2 cm) de arenitos muito finos (ver figura 10; e Perfil Colunar 1). Por vezes, ocorrem níveis ferruginosos, de cor castanha intensa, bem delgada (até 0,6 cm), associada com o arenito muito fino. O arenito grosso, castanho intenso, é mal selecionado, com gradação normal e lateral, por vezes concentrando grãos mais grossos em pequenas lentes e níveis. Ocorrem também grânulos angulosos e esparsos de quartzo, feldspato, geralmente alterado e com cor branca, conferindo um aspecto salpicado, e raramente de mica. O arenito muito fino, avermelhado, com estratificação plano-paralela, por vezes amalgamada e obliterada por escape de fluidos. O contato de base das camadas de arenito grosso apresenta estruturas de carga e escape de fluidos que rompem a continuidade da camada de arenito muito fino (Fig 15)

Essa fácies é interpretada como resultante de processos de tração, muito rápidos, levando à estruturas de escape de fluidos e de carga, em morfologias de lençóis tipo *sheet flood*. Essas morfologias são típicas de macroformas de leque aluvial distal.

Os níveis ferruginosos, que eventualmente ocorrem associados aos arenitos muito finos representam períodos de exposição subaérea do leito de

sedimentação. Tais períodos se intercalavam com eventos de inundação que ocasionavam depósitos tipo *sheet flood*.

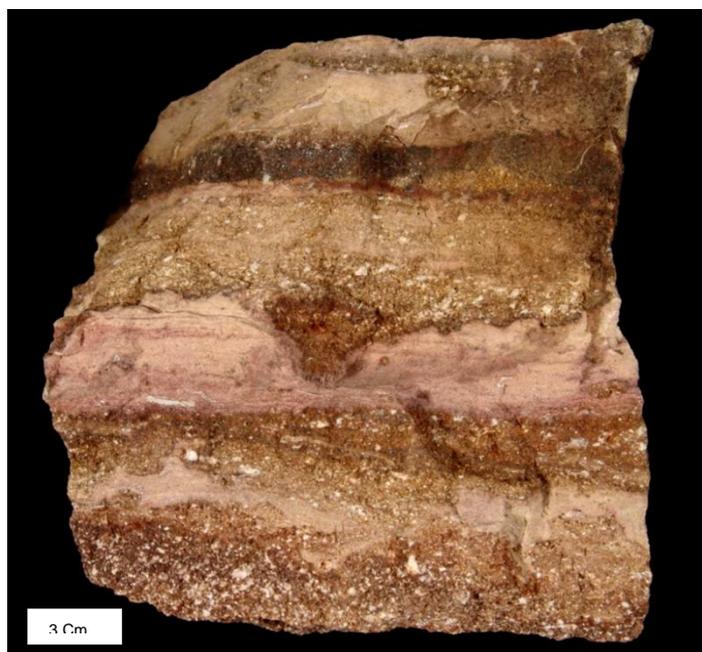


Figura 15 – Fácies arenito grosso intercalado com arenito muito fino; observar gradação normal na base da amostra, estruturas de carga e nível ferruginoso na porção superior.

Fácies siltito maciço (Fm)

Pacote tabular de até 4 m (Fig. 16A), com grande extensão lateral, composto de siltito maciço de cor amarelada (Fig. 16B). Esse pacote apresenta um sistema de fraturas ortogonais, formando paralelepípedos, cujos planos comumente estão revestidos por óxido de ferro, indicando percolação. Essa fácies predomina do topo da sucessão de fácies II, onde comumente ocorre nível laterítico expressivo, com gretas e concreções esféricas de alguns centímetros (Fig. 16C).

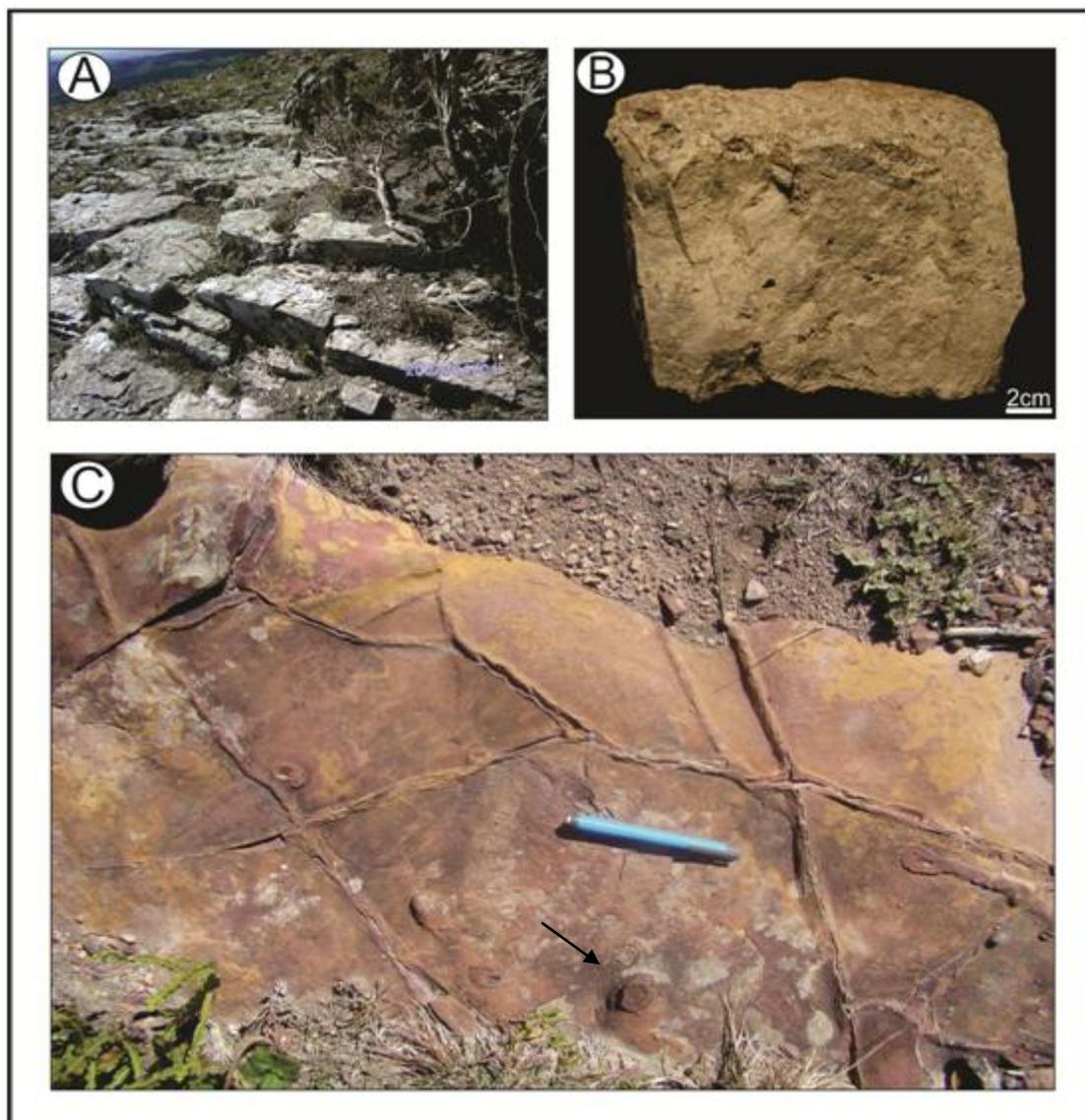


Figura 16 - A) camadas tabulares da fácies siltito maciço com sistema de fraturamento ortogonal; B) amostra de siltito maciço de cor amarelada; C) vista em planta da crosta laterítica, com gretas e concreção esférica marcada pela seta.

Modelo de fácies lacustre

Esse modelo está representado pela sucessão de fácies III e situa-se no topo da Sequência Permiana. A sucessão de Fácies III, com espessura média de até 4 m e com uma considerável extensão lateral, é formada pela fácies siltito laminado cinza que identifica macroformas de leitos lacustrinos. O contato basal com a sucessão de fácies II dá-se por uma superfície marcada por uma crosta laterítica, que se sobressai na topografia como patamares (Fig 8 e). O contato de topo com a sucessão de fácies IV, base da Formação Sanga

do Cabral, ocorre por meio de uma superfície erosiva, identificada como uma discordância do tipo desconformidade.

Fácies siltitos laminados (F1)

Camadas tabulares com grande extensão lateral (Fig. 17A) compostas de siltito de cor cinza a cinza-amarelada (Fig. 17B), com laminação plano-paralela e/ou ondulada. Eventualmente, ocorrem estruturas de bioturbação (ver Fig. 17 C e 17 D).

Essa fácies é interpretada como resultante de processos de suspensão, característicos de leitos de corpos d'água lacustrinos.

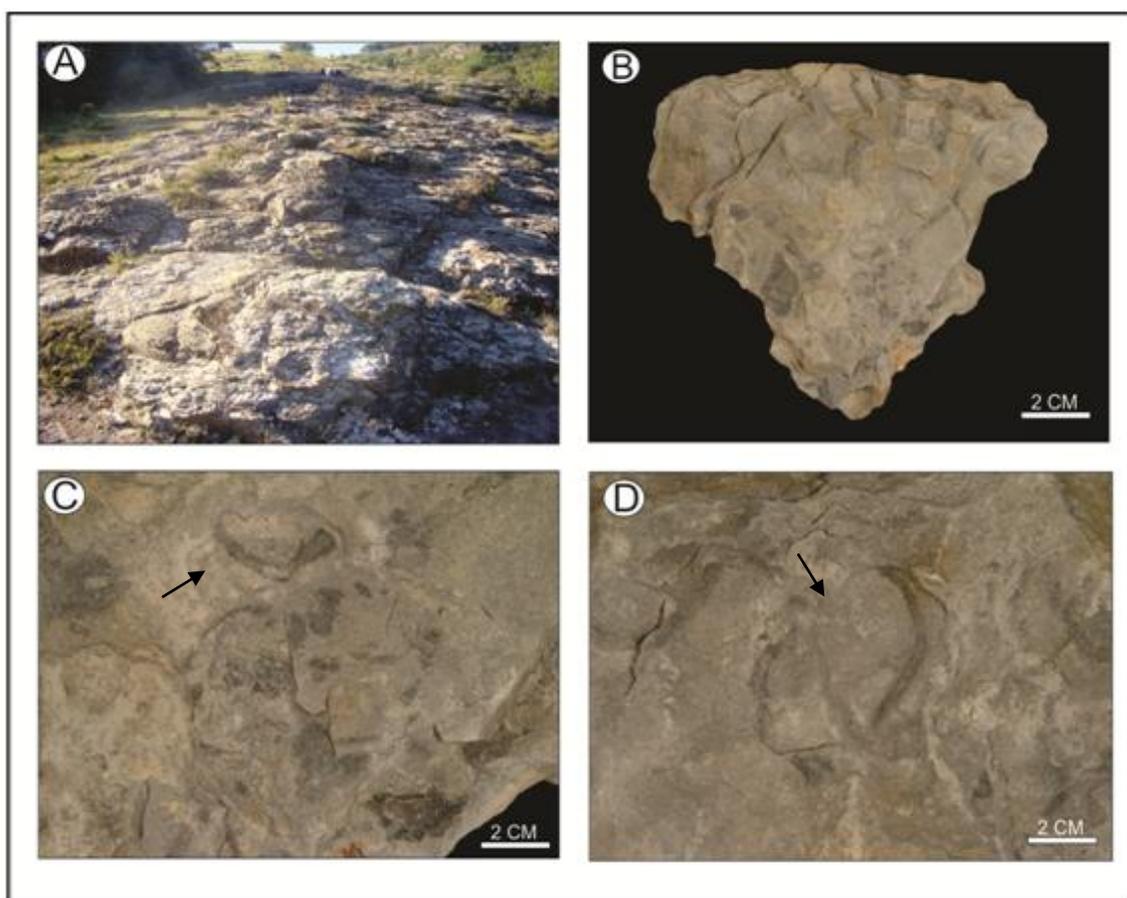


Figura 17- A) afloramento da fácies siltito laminado de cor cinza; B) amostra da fácies siltito em que a cor cinzenta-amarelada se apresenta variegada; C e D) detalhes da bioturbação vistos em planta.

Sequência Triássica 1

A Sequência Triássica 1, com espessura média aproximada de 50 m, aflora a partir da cota de 400 a 410 m. Ela é composta por 4 sucessões de que

se limitam na base e no topo por superfícies erosivas. Geralmente, da base para o topo, a sucessão varia desde fácies conglomerado intraformacional (Gim, Git, Gil), passando para arenito fino maciço (Sm), arenito com laminação plano paralela (Sh), e encerrando no topo com siltitos laminados (FI). Essas sucessões representam vários ciclos granodecrescentes superpostos de deposição de macroformas do tipo barras de canal. Essas macroformas são compatíveis com canais entrelaçados, ativados por inundações frequentes. A base erosiva seguida da fácies conglomerados intraformacionais depositadas em leitos 3D e 2D rapidamente era sucedida por leitos de lençóis arenosos depositados em regime fluxo superior e siltitos laminados da planície de inundação.

Os limites dessa formação são caracterizados por discordâncias, sendo na base um contato erosivo marcado por uma superfície irregular onde se verifica o contraste litológico entre as fácies da Sequência Permiana (em geral siltitos amarelados ou acinzentados) com as fácies da Sequência Triássica 1 (conglomerados intraformacionais e arenitos avermelhados) (ver Fig. 18A, B e C). A discordância de topo é definida como uma paraconformidade, que limita esta sequência com a Sequência Triássica 2 (descrita mais adiante).

Assumindo-se a idade máxima das rochas da Sequência Permiana (Formação Rio Bonito) no Rio Grande do Sul como pertencentes ao Cisulariano (Guerra-sommer, 2008) e, das rochas da Sequência Triássica 1 (Formação Sanga do Cabral), como pertencentes ao Anisiano (ou Scitiano, *cf.* Lavina, 1991), é possível estimar um hiato de aproximadamente 50 milhões de anos.

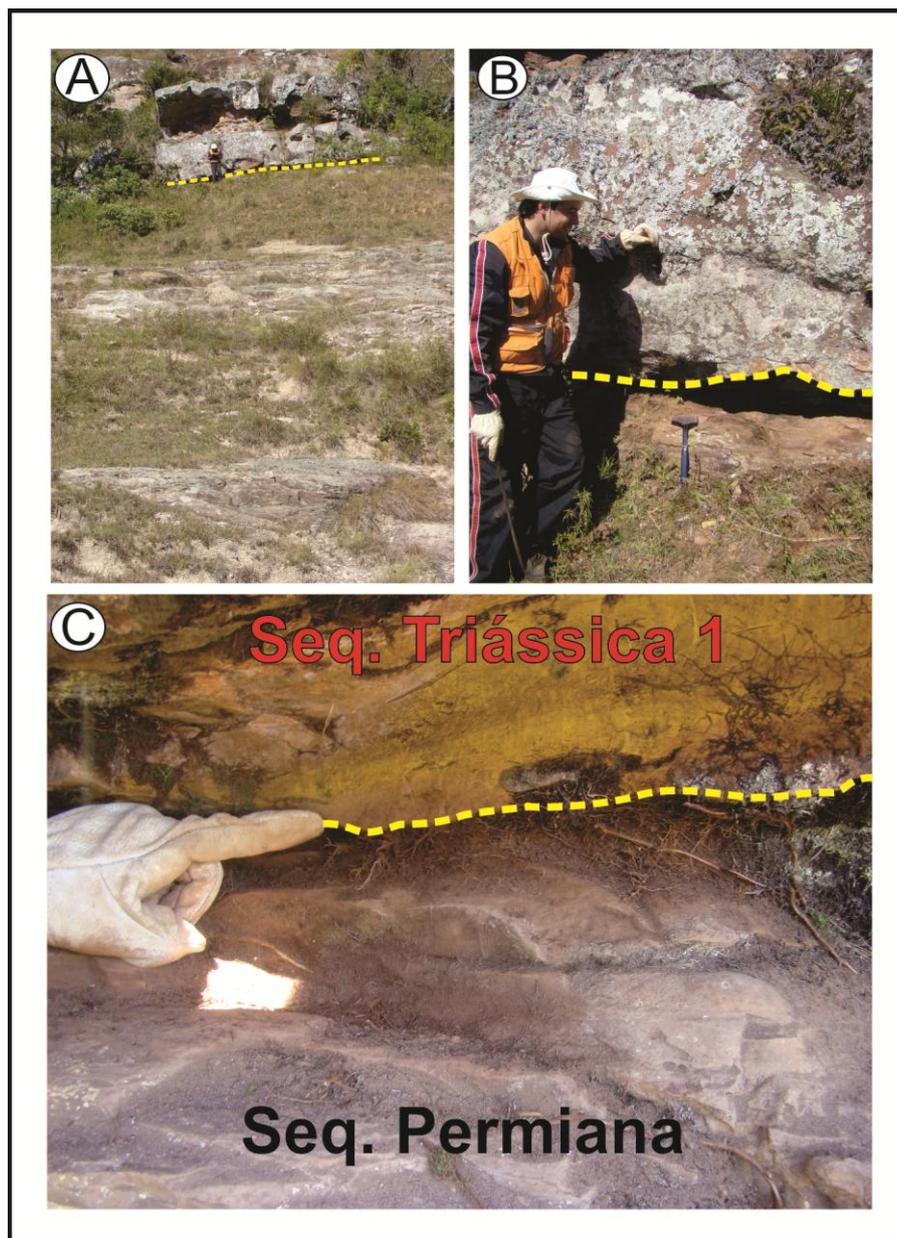


Figura 18 - A) Desconformidade entre a Sequência Permiana (Fm. Rio Bonito), na base, e a Sequência Triássica 1 (Formação Sanga do Cabral), no topo; B e C) detalhes da superfície de discordância.

Modelo deposicional fluvial entrelaçado

O modelo deposicional entrelaçado é constituído por 5 a 6 sucessões de fácies ganodecrescentes ascendentes, limitadas por superfícies erosivas, aqui numeradas por algarismos romanos da base para o topo. Em geral, as sucessões são compostas por uma variação de fácies que vai desde conglomerados intraformacionais (Gim, Git, Gil) na base, passando por arenitos finos maciços (Sm) e arenitos finos com laminação plano-paralela (Sh) até siltitos laminados (Fl) no topo.

Fácies conglomerado intraformacional (Gim, Git, Gil)

Camadas lenticulares de conglomerado intraformacional, vermelho-escuro a amarelo-alaranjado (quando alterado), maciço (Gm) (Fig.19 A e C) e, também, com estratificação cruzada tangencial (Gil) (Fig.19 D) e acanalada (Git). O arcabouço é constituído predominantemente por intraclastos de pelito e, subordinadamente, de arenito muito fino. Os tamanhos variam desde matacão, com eixo maior de até 70 cm, (Fig. 19 E) até grânulo. Esses intraclastos possuem diferentes esfericidades, desde elipsóides, esferóides até formas tabulares. O arredondamento é também variável, desde bem anguloso até bem arredondado. Por vezes, possuem estruturas internas como laminação plano-paralela (Fig. 19 F) ou estratificação cruzada plana. Eventualmente, esses intraclastos ocorrem imbricados, indicando uma paleocorrente no sentido nordeste, variando desde 010 a 090° (Fig. 19 B).

A matriz arenítica, com granulometria desde areia fina a média, tem composição imatura a base de quartzo-feldspato, mal selecionada, e por vezes muito alterada (caulinitização dos grãos de feldspatos).

Os conglomerados intraformacionais geralmente ocorrem como *lags* basais e gradam para arenitos de granulação fina a média. O contato basal das lentes conglomeráticas é sempre erosivo, indicando superfícies de corte e preenchimento de canal. Os intraclastos originaram-se da erosão de depósitos da planície de inundação.

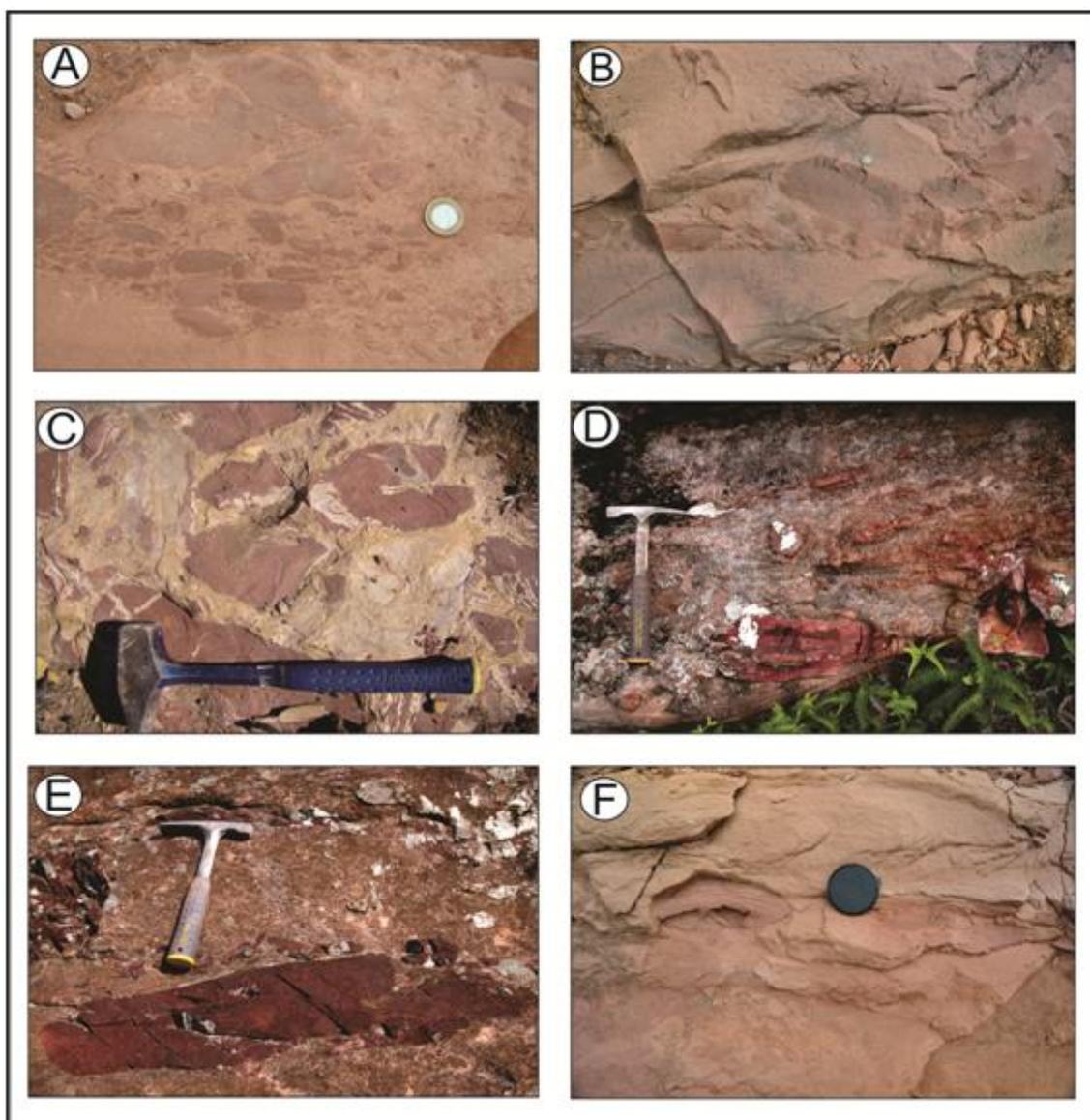


Figura 19 – A) Lente de conglomerado intraformacional; B) lente de conglomerado intraformacional com intraclastos imbricados C) vista em planta de um de conglomerado intraformacional ; D) intraclastos pelíticos orientados segundo o plano de estratificação. E) detalhe de um matacão de intraclasto pelítico; E) detalhe de um intraclasto pelítico com laminação plano paralela.

Fácies arenito fino a médio (Sm, Sh)

Camadas com geometria tabular de arenitos finos a médios avermelhados, por vezes amarelados, maciço (Sm) e, também, com estratificação plano-paralela (Sh). Os arenitos são mal selecionados e imaturos, com grânulos angulosos esparsos, de baixa esfericidade, compostos predominantemente por quartzo e feldspato (geralmente caulinitizado), com diâmetro máximo de 0,5 mm. Por vezes, os arenitos apresentam marcas de

percolação de fluidos (fluidização) pós-deposicional, que se deu tanto pelas estruturas sedimentares quanto pelas fraturas.(Fig.20 C)

As camadas dessa fácies formam pacotes com espessura de até 3 m (Fig. 20 B) e o contato entre elas é, por vezes, erosivo. Na base de cada camada, geralmente, ocorrem *lags* de conglomerados intraformacionais (Fig..21 A, B e C) Esses arenitos com estratificação cruzada plana representam leitos 2D, quase sempre sucedendo leitos de conglomerados intraformacionais 3D, empilhados em barras de canal preenchendo canais rasos, eventualmente formando lençóis de areia ou *sand sheets* em regime de fluxo superior. Essas formas de leito plano em arenitos caracterizam deposição com de fluxos rápidos em canais mais desconfiados e rasos.

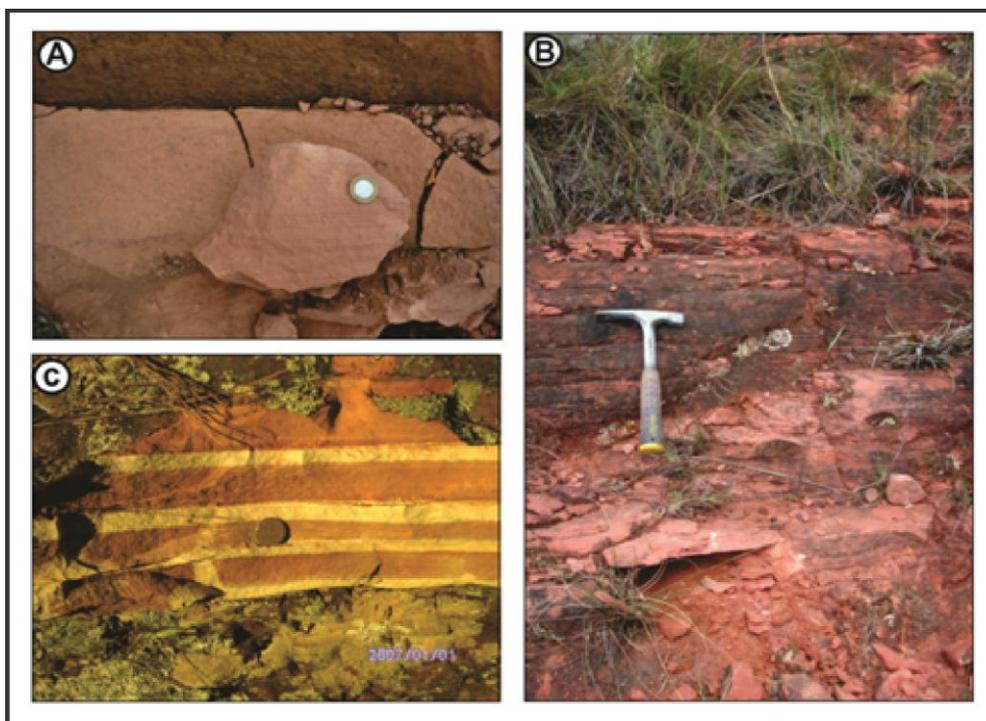


Figura 20 – A) Camadas tabulares da fácies arenito fino com laminação plano-paralela; B) detalhe da laminação plano paralela; C) laminação plano paralela ressaltada pela descoloração.

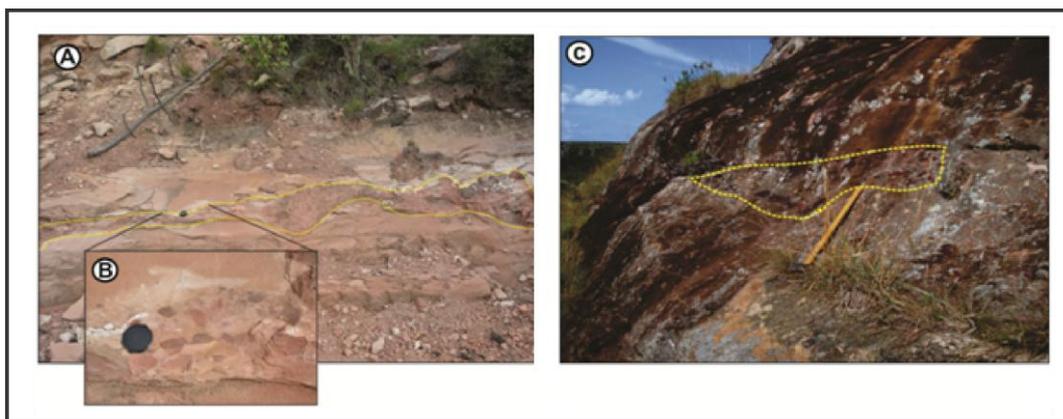


Figura 21 – A) Camadas de arenito fino, maciço com *lags* basais de conglomerado intraformacional com gradação normal e contato basal erosivo; B) detalhe do nível conglomerático; C) lente de conglomerado intraformacional entre camadas de arenitos finos e amalgamados.

Fácies Pelitos Laminados (Fl)

Camadas tabuliformes de siltitos com laminação plano-paralela, eventualmente evidenciadas por processos de descoloração, quando então assumem cores esbranquiçadas, por vezes, amareladas (Fig 22 A e B)

Essa fácies é interpretada como tendo sido depositada por processos de suspensão em leitos planos da planície de inundação.

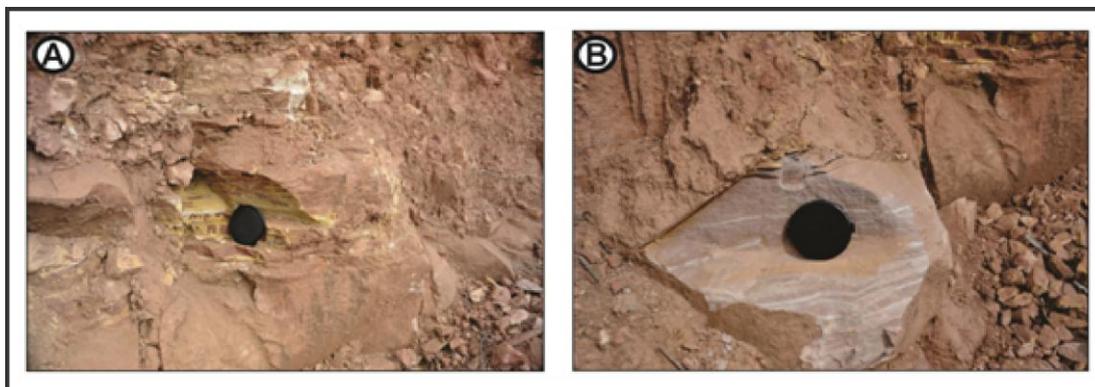


Figura 22- A) laminação plana paralelo dos pelitos ressaltadas pela descoloração; B) detalhe da foto anterior.

Fácies Arenito fino com marcas de ondas (Sw)

Camadas lenticulares a tabulares, pouco espessas e bem largas, de arenitos finos, avermelhados, eventualmente com laminação plano-paralela, moderadamente selecionado, e composição à base de quartzo, feldspato e

raras micas. No topo, as camadas apresentam marcas de onda assimétricas (Fig. 23) com marcas de ondas assimétricas, cristas sinuosas e interrompidas, com comprimento de onda de 10 cm, altura de 1,5 cm. Essa fácies é interpretada como leitos planos que representam a desaceleração de leitos planos depositados em regime de fluxo superior, os quais, geralmente, encontram-se sotopostos.



Figura 23 - Fácies arenito fino com marcas de ondas assimétrica com fluxo unidirecional; a seta identifica o sentido.

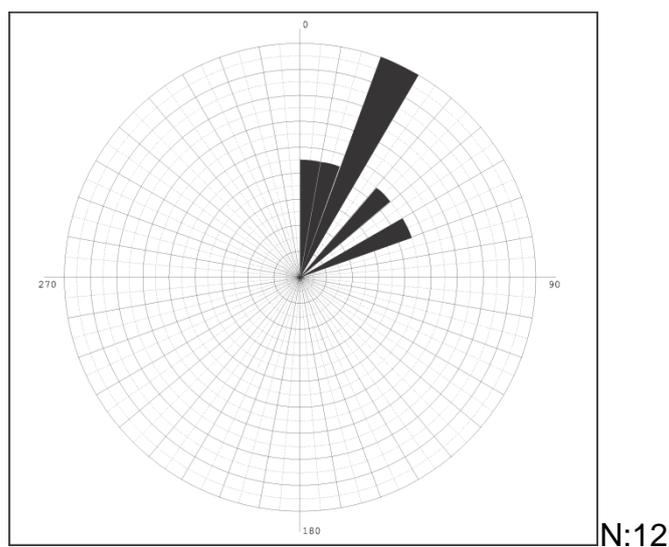


Figura 24 - Diagrama de roseta das paleocorrentes medidas a partir da estratificação cruzada acanalada ou tangencial das fácies conglomeráticas da Sequência Triássica 1, indicando direção geral para norte-nordeste.

Sequência Triássica 2

A Sequência Triássica 2, com espessura média de cerca de 20 m, aflora a partir das cotas 445 a 450 m. Ela está assentada sobre a Sequência Triássica 1 por meio de uma discordância do tipo desconformidade, que é marcada por uma superfície irregular (Fig.25 C) Essa superfície está na base de um pacote de arenitos grossos esbranquiçados, anteriormente inclusos na unidade litoestratigráfica conhecida como Formação Santa Maria. Em termos geomorfológicos, essa desconformidade pode ser visualizada como a base de paredões verticalizados que se encontram no topo do Cerro Partido (Fig 25 A e B).

De acordo com Menegat *et al.* (2012), foram obtidas idades de 239 ± 2 Ma em zircões detríticos separados dos arenitos do topo dessa unidade, a Formação Santa Maria situar-se-ia na base do Ladiniano (240 Ma). Já a Formação Sanga do Cabral situar-se-ia, no máximo, no Scitiano Inferior (245 Ma) (Zerfass *et al.*, 2003). Assim, pode-se dizer que essa desconformidade representa um hiato de aproximadamente 5 milhões de anos.

A Sequência Triássica 2 é constituída, geralmente, por duas sucessões de fácies, definidas pacotes gradodecrescentes ascendentes limitados na base por superfícies de erosão (diastemas). A sucessão de fácies basal é constituída por arenitos grossos com estratificação cruzada tangencial (Sp) sobrepostos por siltitos maciços (Fm). Diferentemente, a sucessão de fácies de topo, é caracterizada, por arenitos conglomeráticos polimíticos com estratificação cruzada acanalada (Sge), sobrepostos por arenitos finos maciços (Sm). Ambas as sucessões identificam modelos deposicionais fluviais entrelaçados, com macroformas do tipo barra de canal. Porém, a sucessão de topo contrasta enormemente com a da base, pois indica maior proximidade da área fonte, provavelmente por reativação tectônica. Trata-se de um modelo fluvial entrelaçado distal, na base, que foi erodido parcialmente por um modelo fluvial entrelaçado proximal, no topo.

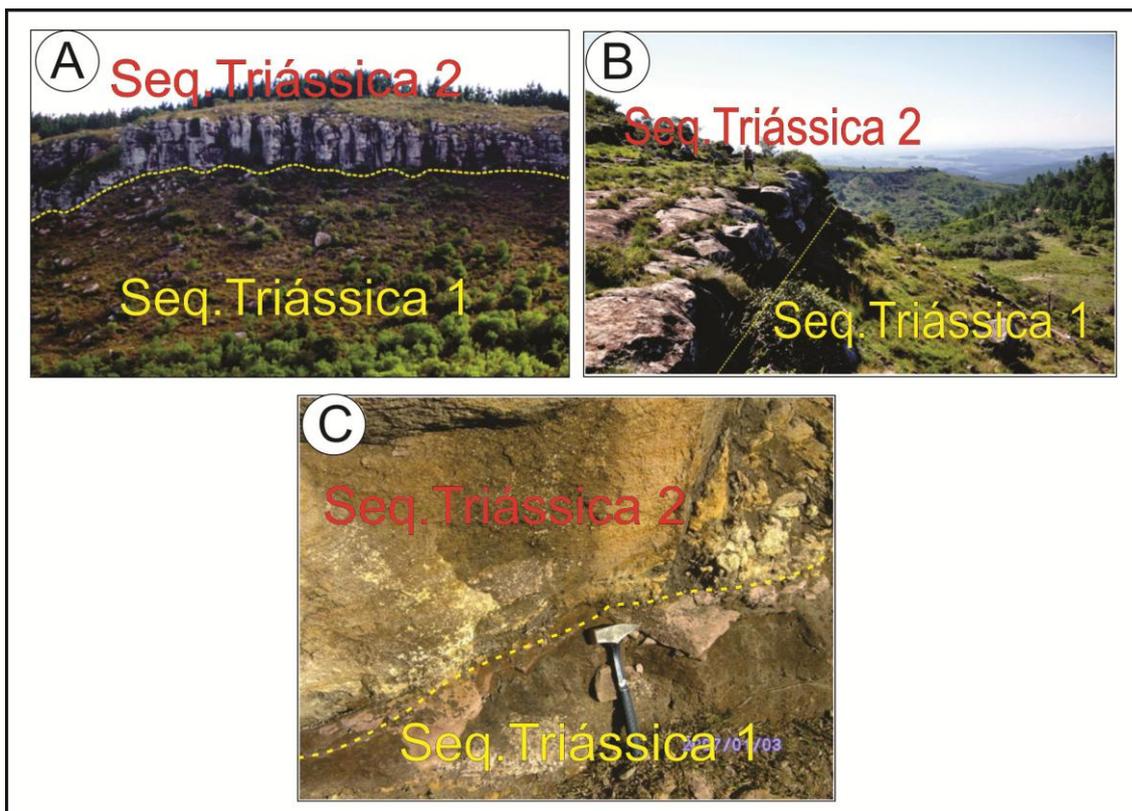


Figura 25 - A) e B) mostrando escarpas íngremes formadas pelos arenitos fluviais da Sequência Triássica 1 C) mostrando em detalhe a discordância do tipo desconformidade entre os arenitos finos da Sequência Triássica 1 e os arenitos grossos da Sequência Triássica 2.

Modelo de fácies fluvial entrelaçado distal

O modelo fluvial entrelaçado distal ocorre na base da Sequência Triássica 2, sendo identificado por uma sucessão de fácies granodecrescente ascendente, limitada na base pela desconformidade com a Sequência Triássica 1, e, no topo por um diastema. A sucessão é reconhecida por três fácies, da base para o topo, inicia-se por arenito grosso com estratificação cruzada tangencial (Sp), sobrepostos por siltito maciço (Fm)

Arenito grosso com estratificação cruzada tangencial (Sp)

Camadas tabulares de arenito grosso vermelho, por vezes cizento, com estratificação cruzada tangencial (Fig. 26 A). A granulometria do arenito varia de média a grossa, composição imatura (feldspática) e mal selecionada. Grânulos angulosos a subarredondados de quartzo leitoso e intraclastos de diâmetro de até 2 cm (Fig 26. B), dispersam-se ou, por vezes, orientam-se nos

planos de estratificação. As camadas têm espessura de meio metro, com contato erosivo entre as mesmas.

Essa fácies é interpretada como resultante de processos trativos em regime de fluxo inferior, formando leitos 3 D empilhados em barras longitudinais típicas do preenchimento de canais entrelaçados.

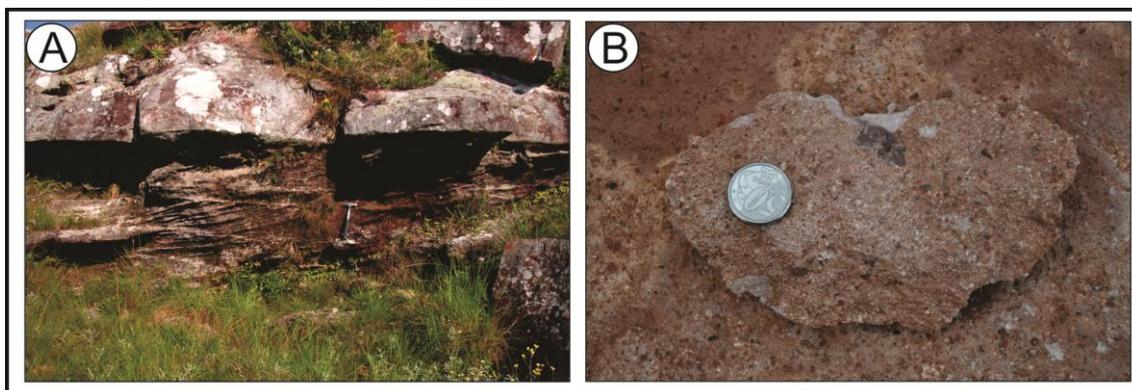


Figura 26 - A) arenitos de granulometria grossa com estruturas do tipo cruzada tangencial; B) arenito de granulometria grossa, cor esbranquiçada e abundantes grânulos de quartzo,.

Fácies siltitos maciços (Fm)

Camadas tabulares de siltito maciço avermelhado (Fig B), situadas no topo do Cerro. Geralmente apresentam fraturas ortogonais (Fig 27 A) e, devido à grande coesão (silicificação), são bem resistentes a quebra (verificada quando da coleta de amostras utilizando-se o martelo de geólogo).

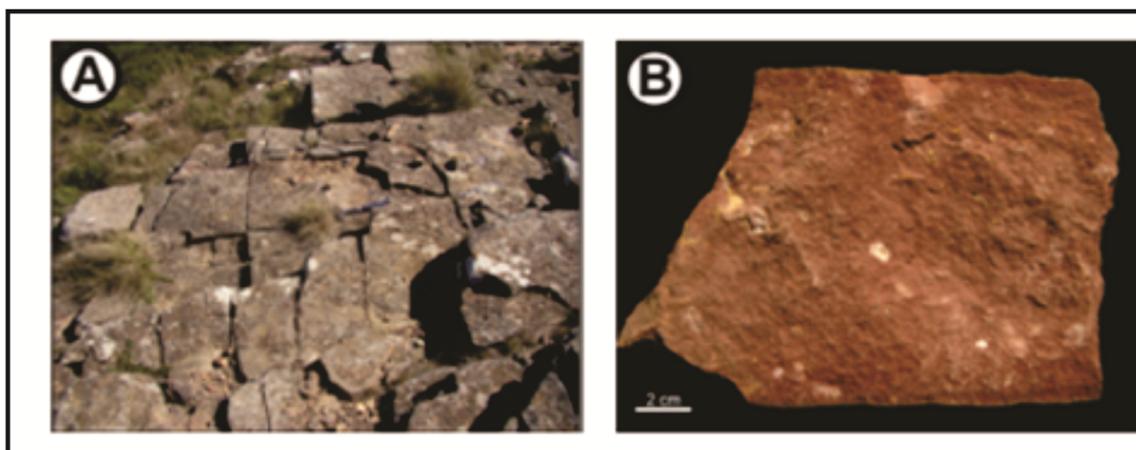


Figura 27- A) visão geral da fácies siltitos maciços destacando as fraturas ortogonais; B) amostra representativa da fácies siltitos maciços (Fm).

Modelo de fácies fluvial entrelaçado proximal

O modelo de fácies fluvial entrelaçado proximal ocorre no topo da Sequência Triássica 2, sendo identificado por uma sucessão de fácies e, apenas no Perfil Colunar 2 (Fig 9), duas sucessões, gradodecrescentes ascendentes, limitadas na base por superfícies erosivas (diastemas). As sucessões iniciam-se por arenitos conglomeráticos polimíticos (Age), e concluem-se no topo por arenitos finos maciços (Sm).

Fácies arenitos conglomeráticos (Sgm, Sgm, Sgt)

Camadas lenticulares, (Fig 28 A) com aproximadamente 2 m de espessura e 10 m de extensão lateral, de arenitos conglomeráticos e cinzentos-amarelados, com estratificação cruzada acanalada (Sgt) e tangencial (Sgl). Os clastos extrabacinais (Fig 28 B) são predominantes, atingem até 15 cm de diâmetro, sendo subangulosos a arredondados, compostos por quartzo leitoso e fragmentos líticos. Subordinadamente ocorrem intraclastos argilosos (Fig 28 D), geralmente arredondados, dispersos e, por vezes, imbricados ao longo dos planos de estratificação. A matriz é composta principalmente por grãos médios a grossos, arredondados a subangulosos e moderadamente selecionados, compostos por quartzo e raros feldspatos (Fig 28 C), indicando maior maturidade composicional em relação a todas as demais fácies. Outra característica dessa fácies é a alta silicificação da matriz, formando uma crosta endurecida, cuja descrição em lâmina será feita no item de petrografia.

Essa fácies é interpretada como sendo resultante de processos deposicionais trativos em regime de fluxo inferior, formadores de leitos 3D que se empilham em barras longitudinais que preenchem canais entrelaçados.

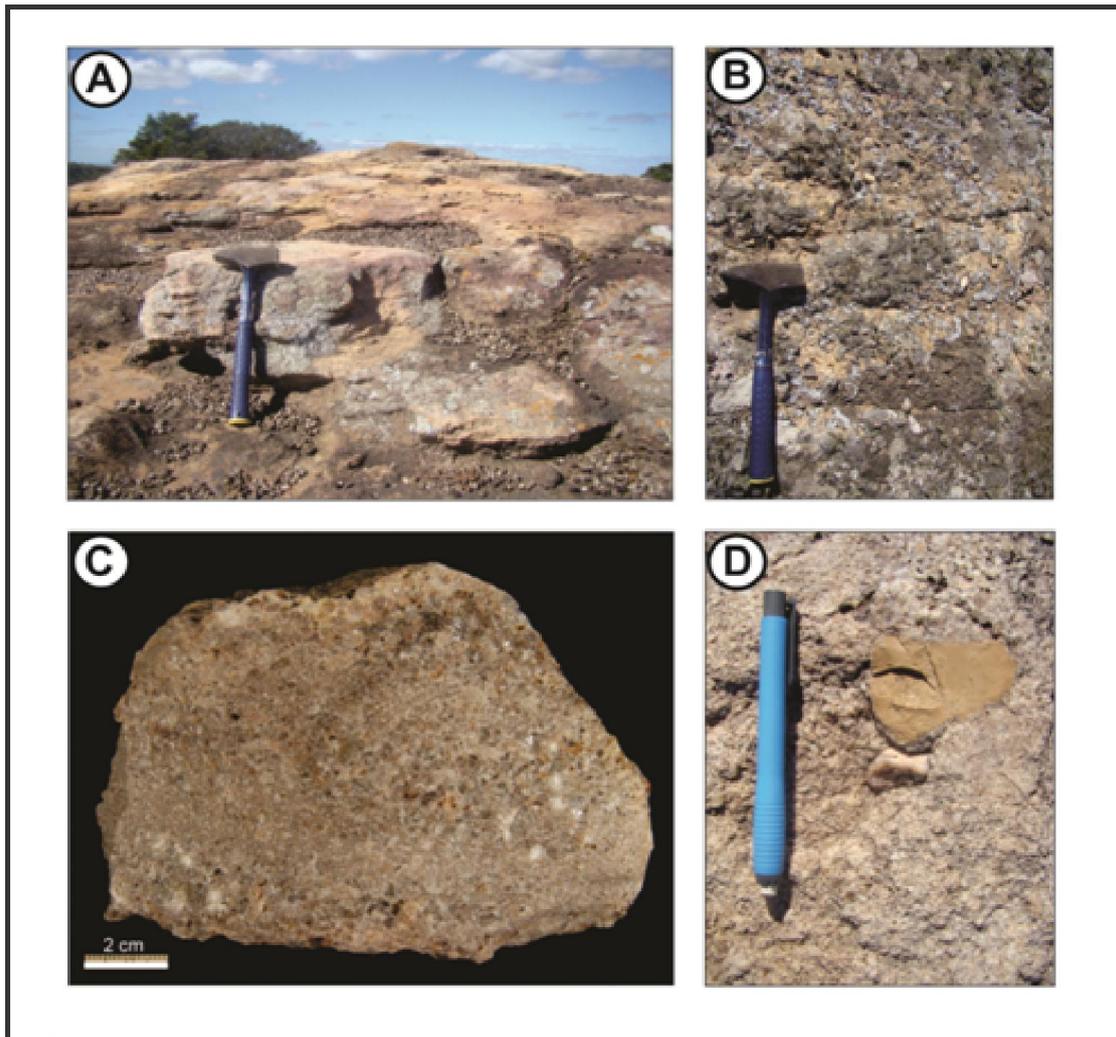


Figura 28 – A) Visão geral da fácies , B) detalhe dos arenitos conglomeráticos ; C) amostra representativa da fácies; D) detalhes dos intra e extraclastos que ocorrem com frequência nessa fácies.

Fácies arenitos finos maciços (Sm)

Camadas tabulares com até um metro de espessura de arenitos finos maciços, avermelhados e obliterados por processos de silicificação (Fig 29)

Essa fácies é interpretada como resultante de processos deposicionais trativos, em provável regime de fluxo superior, formando leitos planos no topo de barras de canais fluviais entrelaçados.



Figura 29 – arenito fino maciço característico da fácies Sm da Sequência Triássica 2 .

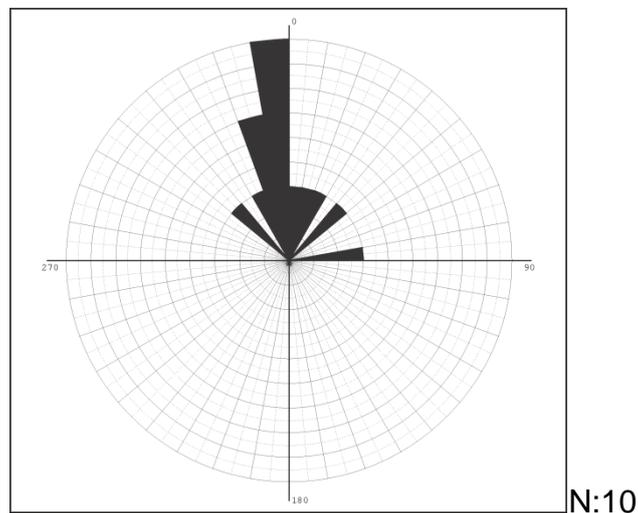


Figura 30 - Diagrama de roseta das paleocorrentes medidas a partir da estratificação cruzada acanalada ou tangencial das fácies arenito conglomerático da sequência Triássica 2, indicando direção geral para norte

4.2. Petrografia e Difração de Raios X (DRX)

Neste item apresentamos a caracterização petrográfica (semi-quantitativa) e análises de DRX de algumas unidades descritas na área de estudo. A escolha das amostras para petrografia deve-se principalmente ao intenso processo de silicificação observado nas rochas aflorantes no topo do Cerro Partido, característica que as diferenciam das demais unidades aflorantes no cerro.

Amostra	Sequência	Fácies	Fotos
PCPg (Perfil colunar4)	Triássica 1	Sh - arenito fino com estratificação plano paralela	
PCP21a (Perfil colunar1)	Triássica 2	Sgm- arenito conglomerático maciço	
PCP28a (Perfil colunar1)	Triássica 2	Sm- arenito fino maciço	
PCP28b (Perfil colunar1)	Triássica 2	Sm- arenito fino maciço	

Quadro 2- Identificação simplificada das amostras com sua localização nos perfis colunares.

A amostra PCPg (Fig 32) corresponde a um arenito de granulometria fina, gradação normal e laminação plano-paralela. O arcabouço apresenta quartzo tanto mono (65 %) como policristalino (15 %), feldspato potássico (especialmente microclínio com 10 %) e fragmentos líticos predominantemente sedimentares (pelitos e arenitos 6 %). O quartzo é dominante em grãos subarredondados a angulosos, por vezes corroído enquanto o quartzo policristalino apresenta-se em grãos arredondados.

O microclínio, subarredondado, está parcialmente ou totalmente substituído por caulinita. A caulinita diagenética, óxidos de ferro e resquícios de calcita são os cimentos presentes (3 %) A porosidade (1 %) é secundária, intergranular, formada pela dissolução de cimento carbonático.

A amostra PCP 21a (Fig 33) corresponde ao arenito conglomerático pertencente à Sequência Triássica 2. A matriz é constituída de grãos de quartzo microcristalino, de comprimento < 5 mm (areia média). Cristais menores (microquartzos) preenchem microfraturas e, por vezes, poros/cavidades onde pode-se descrever sílica fibrorradiada (calcedônia). Associam-se quartzo monocristalino e policristalino, feldspatos, fragmentos líticos de rochas sedimentares e de granito-gnaisses, fragmentos de muscovita, entre outros.

O quartzo monocristalino (70 %) em grão subarredondados, eventualmente com bordas corroídas e o quartzo policristalino (15 %) que pode ser metamórfico e/ou ígneo são os dominantes. O feldspato potássico está representado por microclínio e micropertita (5 %), frequentemente caulinizado (em diferentes estágios) e com porosidade intragranular (1 %). Fragmentos líticos de arenitos, pelitos e rochas granito-gnáissicas.(7%) O cimento é constituído por quartzo, secundariamente óxidos de ferro e caulinitas (2 %)

A amostra PCP28a (FIG. 34) representa os arenitos de granulometria fina, maciços pertencentes a Formação Santa Maria e que encimam o Cerro Partido e os principais constituintes do arcabouço são o quartzo monocristalino (65 %), grãos angulosos na fração mais fina e grãos subarredondados muitas vezes com bordas corroídas na fração mais grossa; quartzo policristalino (ígneo e metamórfico), subarredondados (15 %). O feldspato é caracterizado por ortoclásio e microclínio com micro pertitas (8 %), por vezes, com substituição parcial a total por caulinita; fragmentos líticos granito-gnáissicos são bem arredondados (8 %). Constituintes secundários são a muscovita (> 1 %) e os minerais opacos (1 %). O cimento é composto por óxidos de ferro (2 %), caulinita (1 %) e traços de calcita .

A amostra PCP28b (Fig. 35) representa os arenitos de granulometria fina, maciços pertencentes a Formação Santa Maria e que encimam o Cerro Partido. A amostra apresenta uma laminação ocasionada pela segregação de grãos de granulometria diversa (areia fina X areia média) melhor observada na figura 35. Os principais constituintes do arcabouço são o quartzo monocristalino (65 %), grãos angulosos na fração mais fina e grãos subarredondados muitas vezes com bordas corroídas na fração mais grossa;

quartzo policristalino (ígneo e metamórfico), subarredondados e microfraturados (14 %). O feldspato é caracterizado por ortoclásio e microclínio com micro pertitas (8 %), por vezes, com substituição parcial a total por caulinita; fragmentos líticos granito-gnáissicos são bem arredondados (6 %). Constituintes secundários são a muscovita (> 1 %) e os minerais opacos (1 %). O cimento é composto por óxidos de ferro (4 %), caulinita (3 %) e traços de calcita .

A classificação das amostras foi realizada segundo o diagrama de Folk (1968).

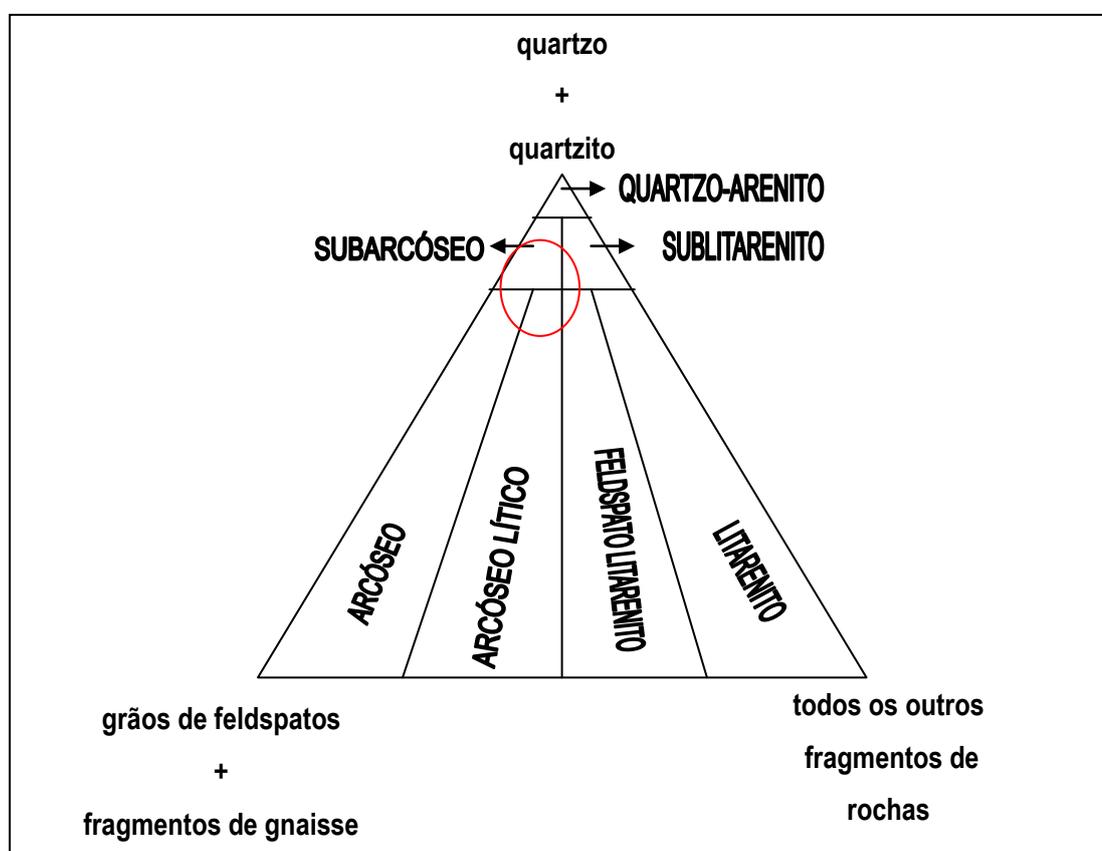
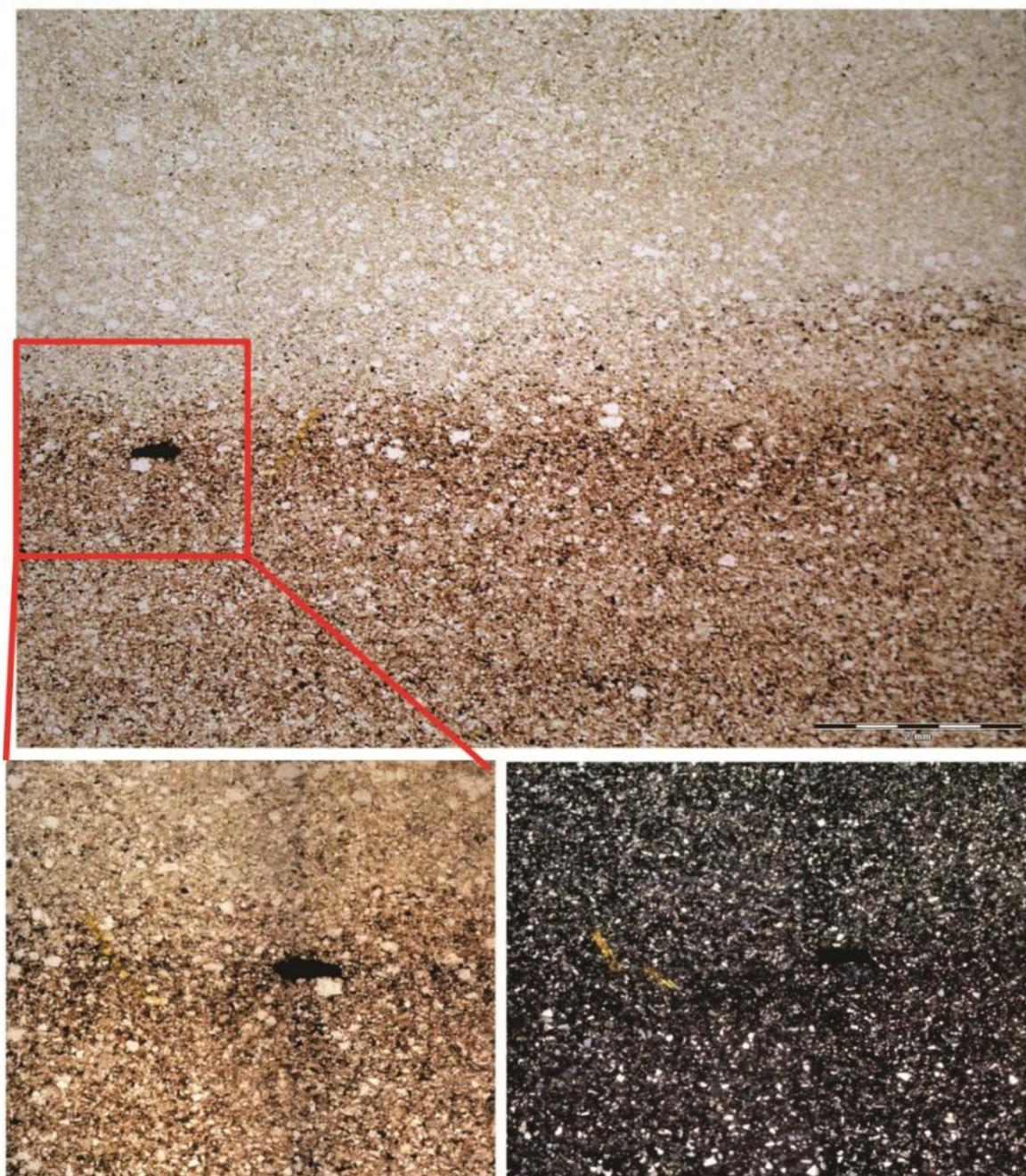
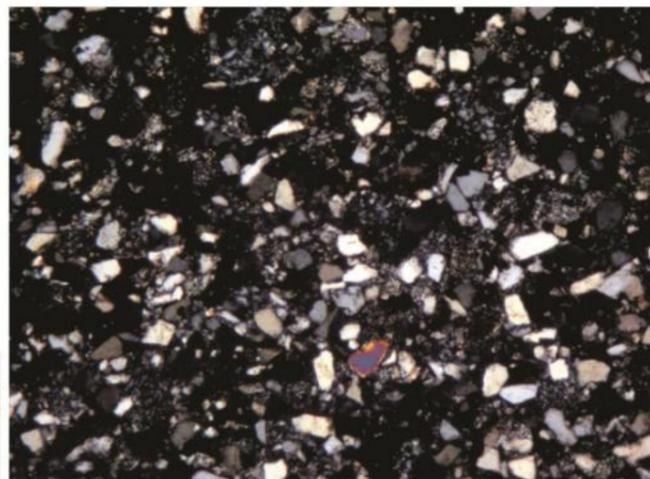
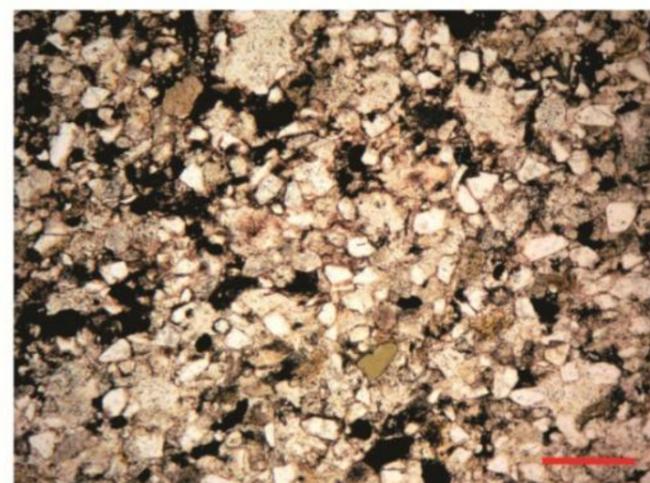


Figura 31 - Classificação petrográfica segundo Folk (1968); o círculo define a área abrangida pela semi-quantificação das amostras analisadas.

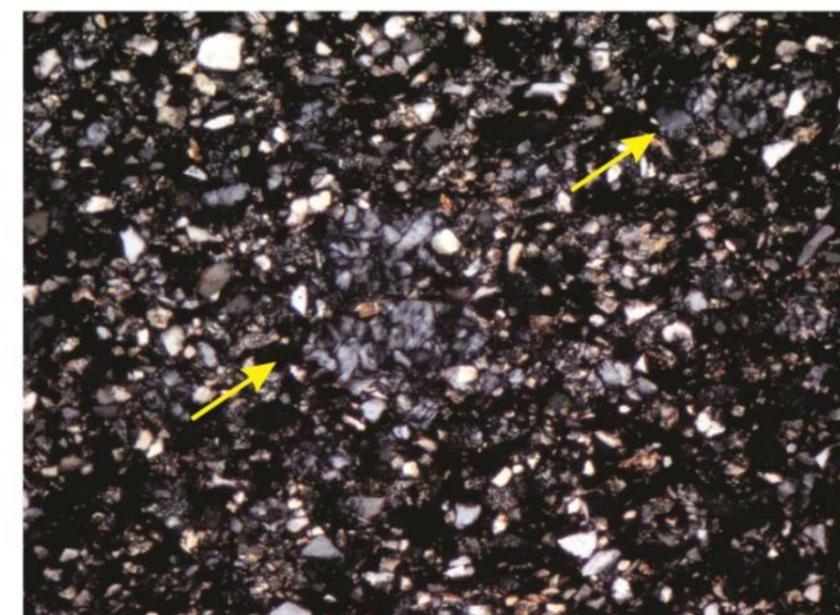
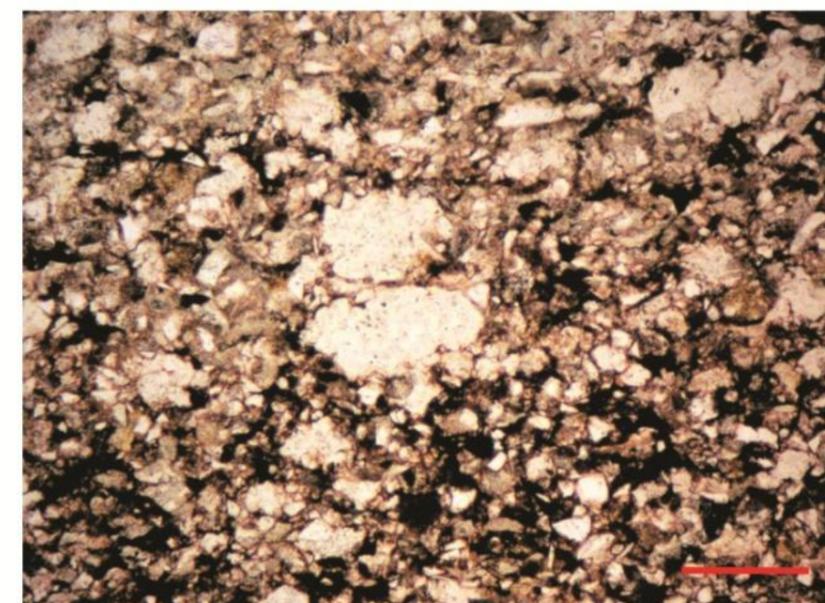
PCPG



Micrografia superior: vista geral da lâmina, escala gráfica de 2 mm; (LN 10X)
Micrografias inferiores, detalhe da área marcada, com aumento de 25X, escala gráfica de 2,5 mm



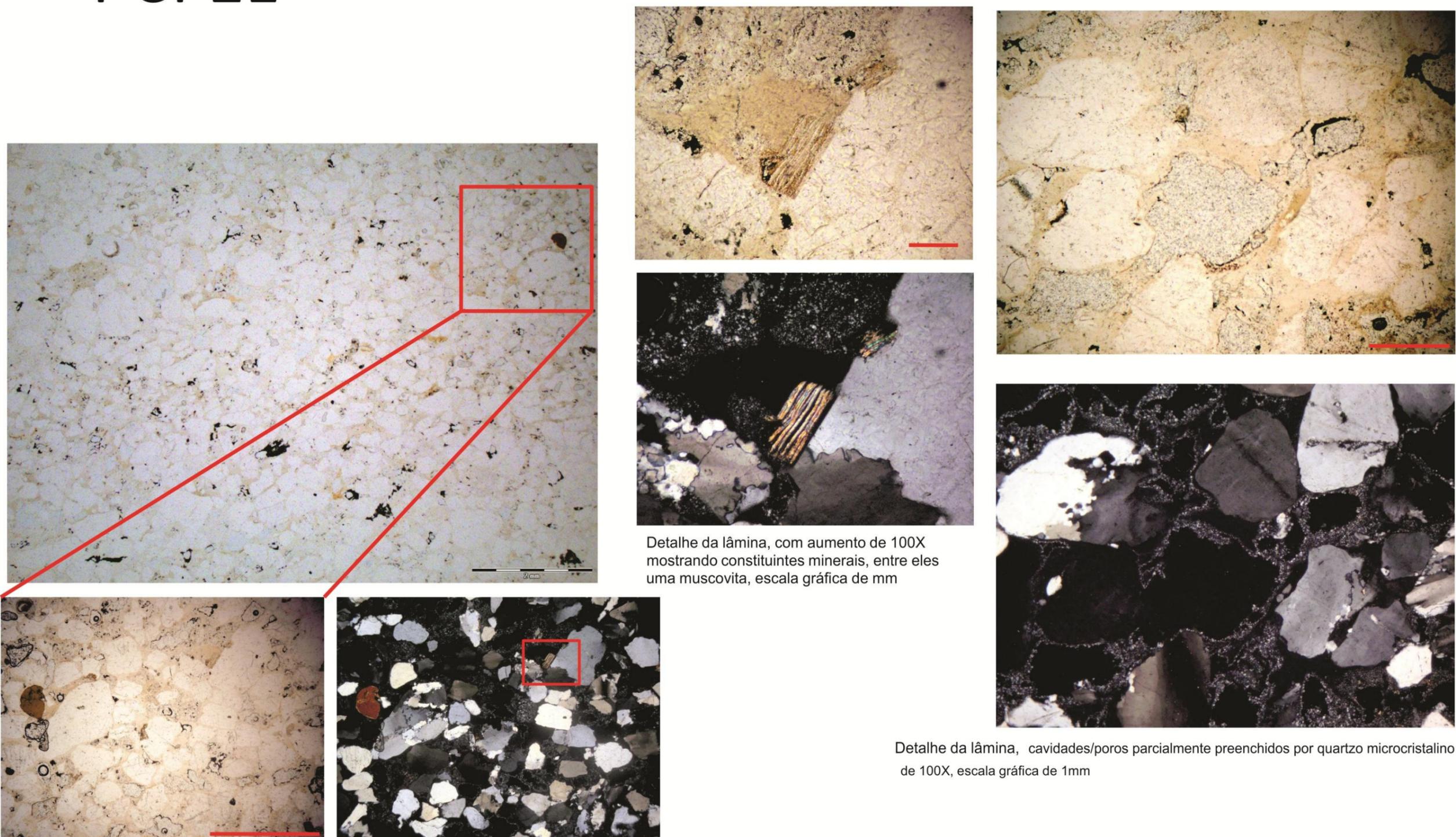
Detalhe, em maior aumento, destacando a presença de resistatos (tantalina) (LN e LP, 40 X).
escala gráfica de 1 mm



Detalhe da lâmina, com aumento de 40X,
mostrando a caulinização dos grãos de Feldspatos
escala gráfica de 1 mm

Figura 32 -Micrografias da amostra PCP g

PCP21



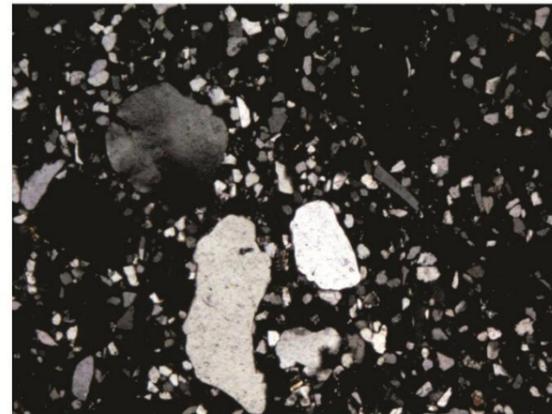
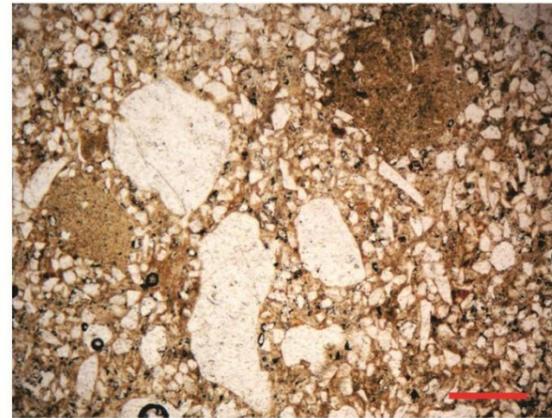
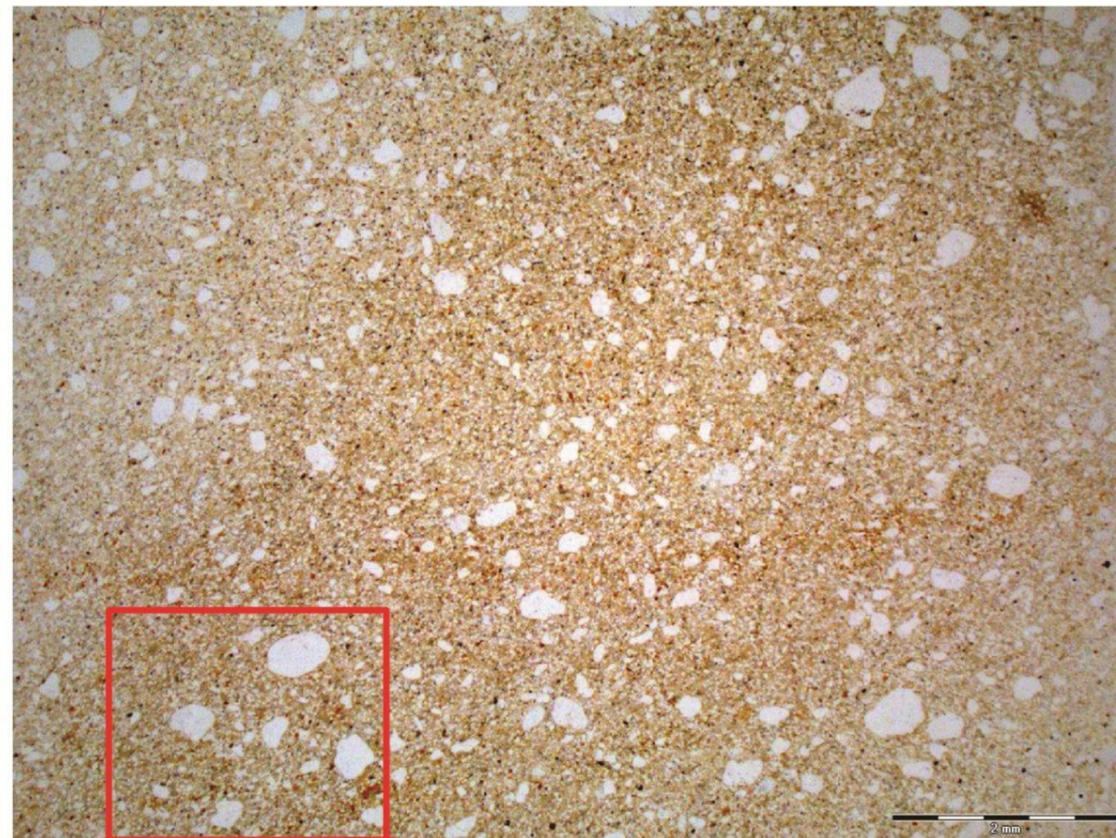
Detalhe da lâmina, com aumento de 100X mostrando constituintes minerais, entre eles uma muscovita, escala gráfica de mm

Detalhe da lâmina, cavidades/poros parcialmente preenchidos por quartzo microcristalino de 100X, escala gráfica de 1mm

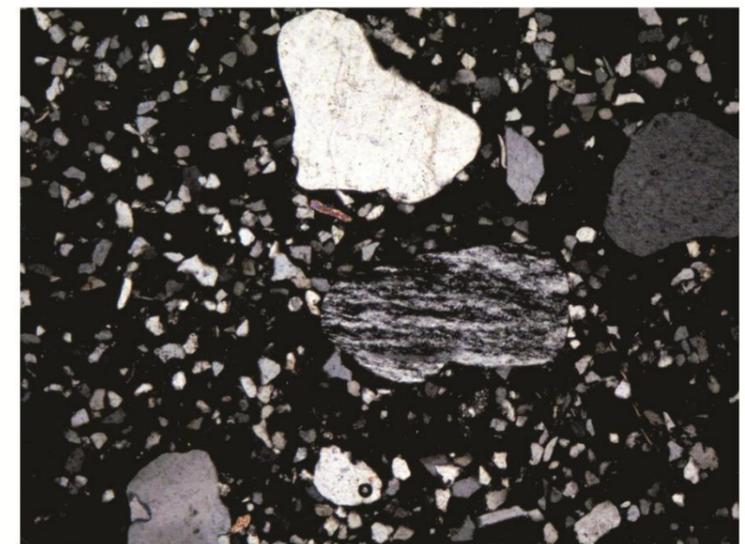
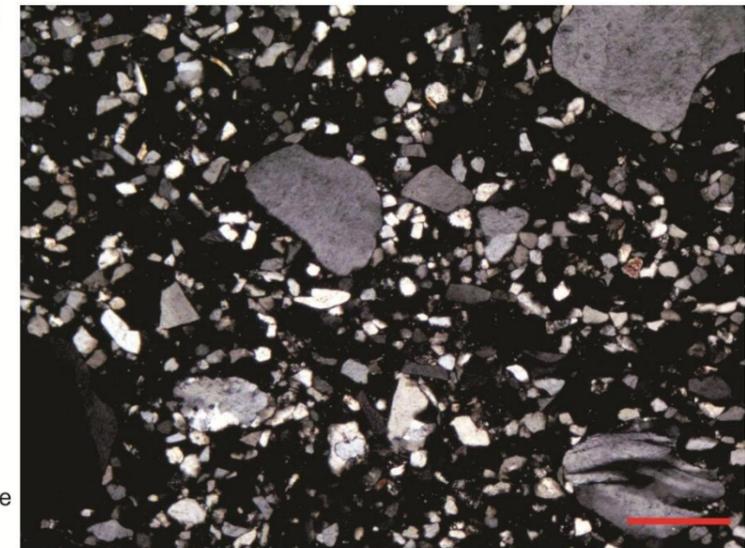
Micrografia superior: vista geral da lâmina, escala gráfica de 2 mm;
fotomicrografias inferiores, detalhe da área marcada, com aumento de 25X, escala gráfica de 2,5 mm

Figura 33 - Micrografias da amostra PCP 21

PCP28A

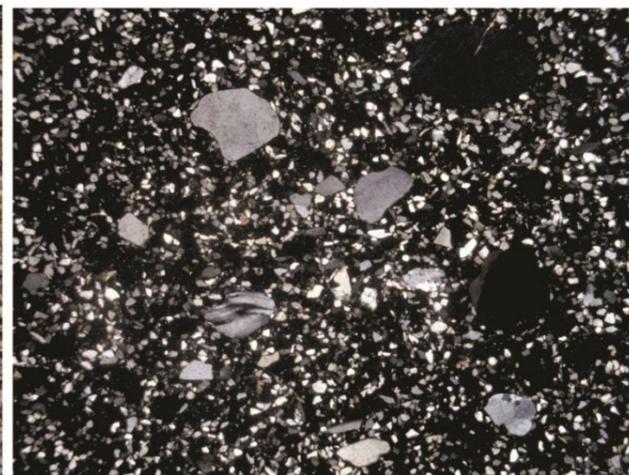
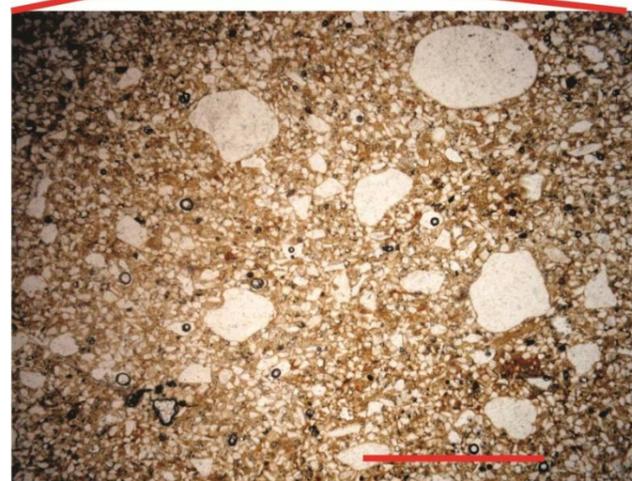


Detalhe da lâmina, com aumento de 40X em LN e LP mostrando os fragmentos líticos, escala gráfica de 1 mm



Detalhe (LN e LP, 40 X) da lâmina destacando a presença de fragmento líticos (LN e LP, 40X).

escala gráfica de 1 mm

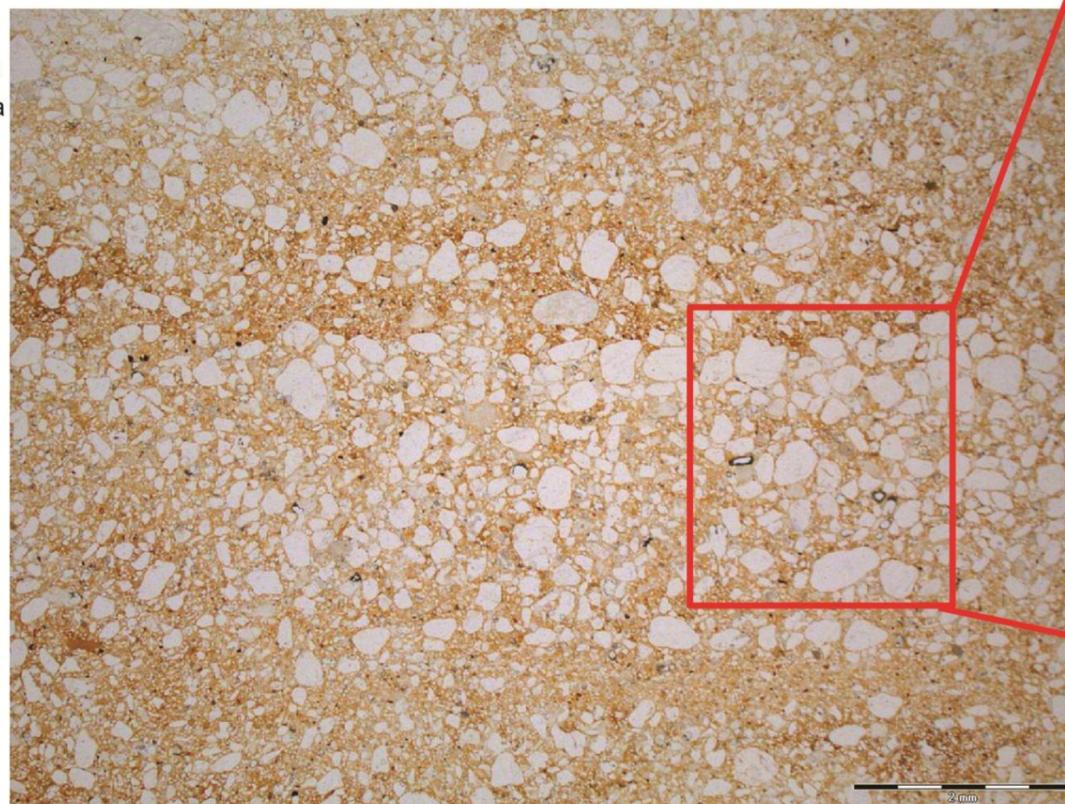


Fotografia superior: Micrografia com uma visão geral da amostra; verificar a presença de abundante matriz e grãos subarredondados (LN, 10 X). ; fotomicrografias inferiores, detalhe da área marcada, com aumento de 25X, escala gráfica de 2,5 mm

Figura 34 -Micrografias da amostra PCP 28 a

PCP28B

Micrografia da vista geral da lâmina, mostrando uma incipiente laminação obtida pela alternância de grãos na fração areia fina e média, com grãos subangulares-subarredondados escala gráfica de 2 mm



Detalhe em aumento de 40X da incipiente laminação escala gráfica de 0,5 mm

Detalhe da micrografia anterior destacando-se a matriz argilosa e os contatos dispersos (LN e LP, 40 X). escala gráfica de 0,5 mm

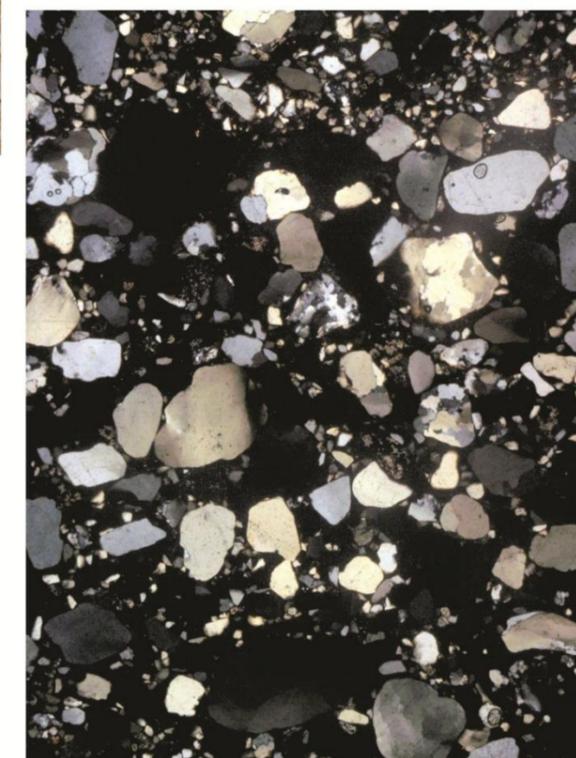
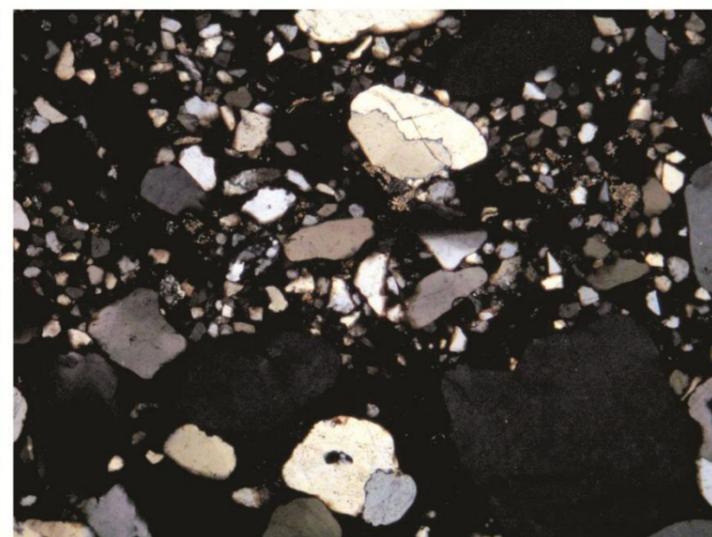
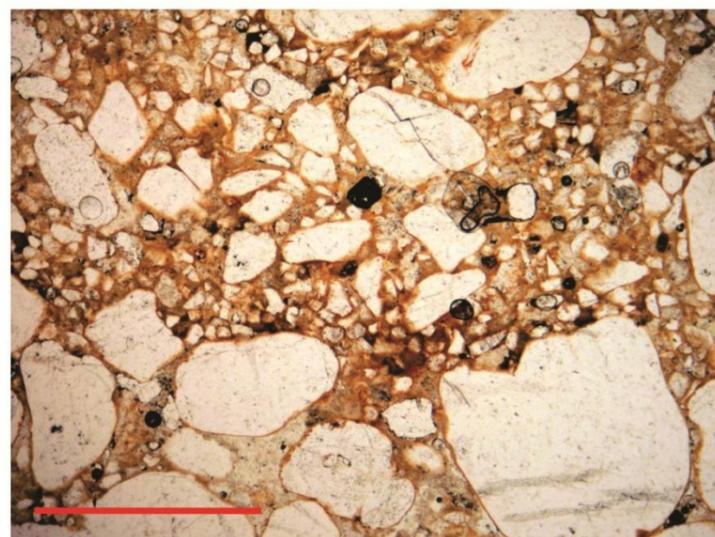
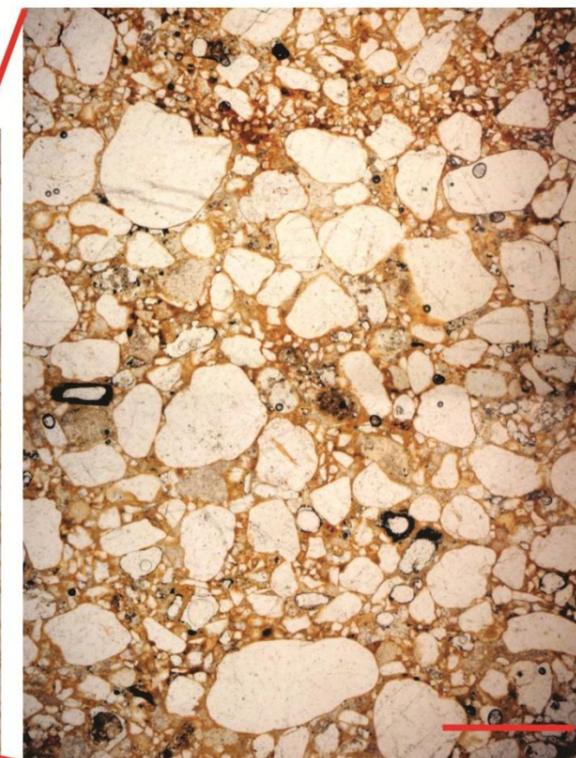


Figura 35- -Micrografias da amostra PCP 28 b

A difração de raios X foi realizada em amostras de pelitos do Cerro Partido para reconhecimento de seus argilominerais, nas seguintes amostras PCPb que corresponde á fácies siltito laminado (FI) da Sequência Permiana, PCPc a fácies siltito laminado (FI) da Sequência Triássica 1 e a PCPe, a fácies siltito maciço (Sm) da Sequência Triássica 2

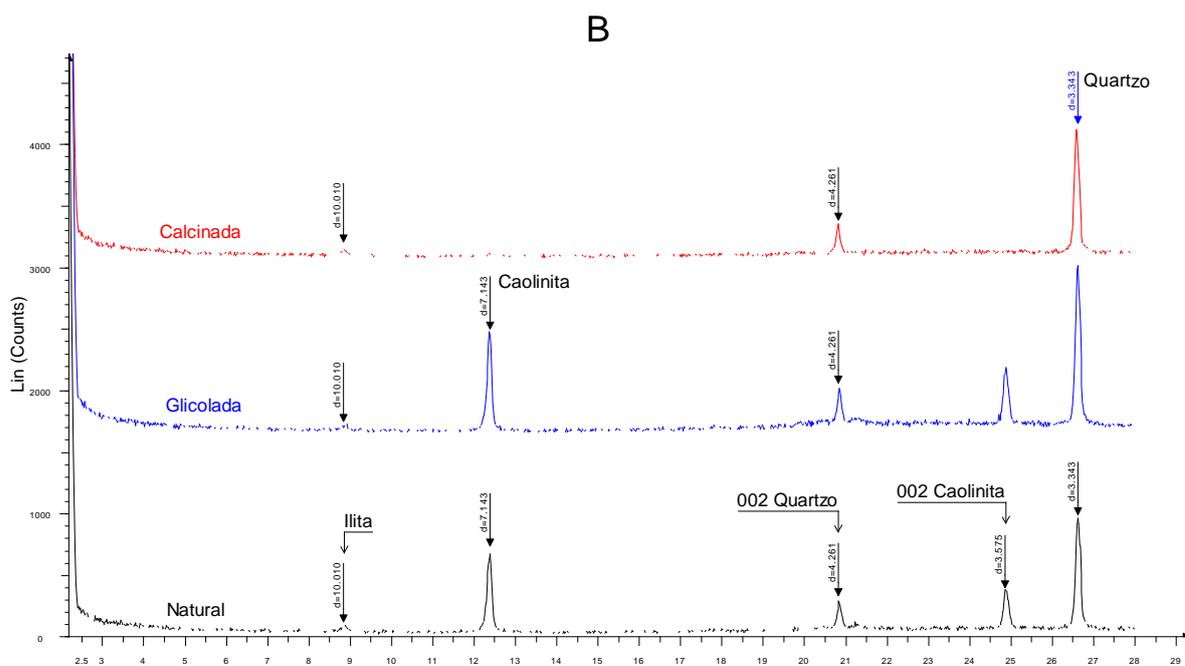


Figura 36- Difratoograma correspondente a amostra PCPb indicando a presença de caulina e traços de ilita.

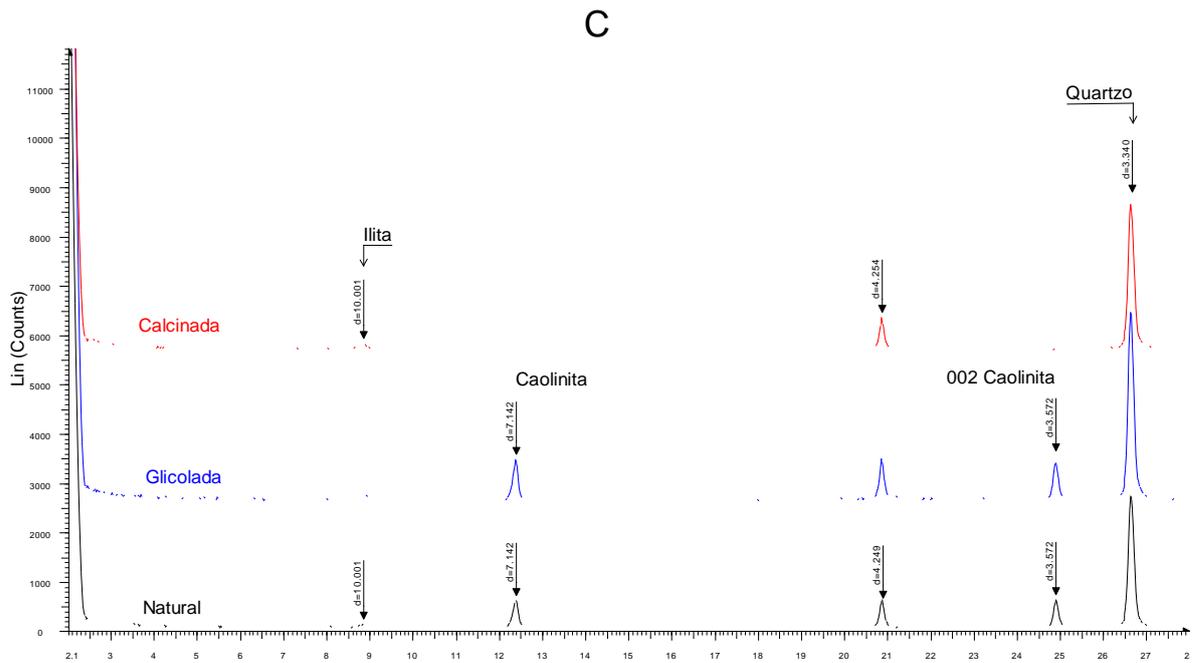


Figura 37 - Difratoograma correspondente a amostra PCPc indicando a presença de caulina e traços de ilita.

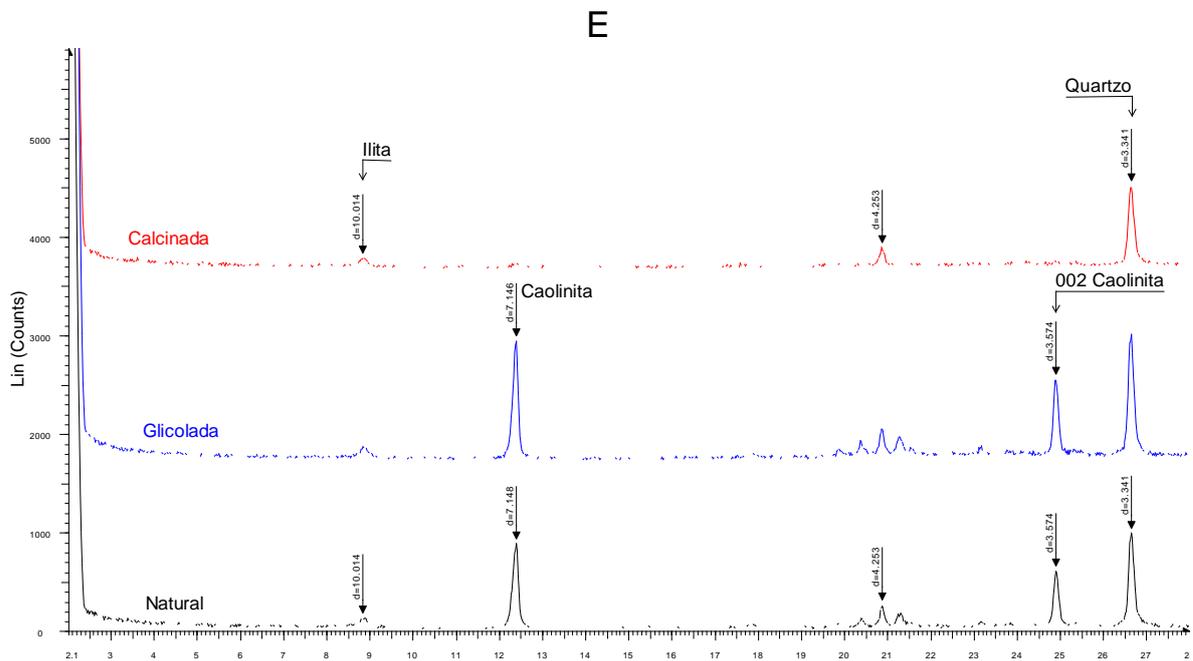


Figura 38- Difratoograma correspondente a amostra PCPe indicando a presença de caulina e traços de ilita.

4.3. Análise Estrutural

A interpretação da estrutural da área deste projeto teve início com a análise de imagem de satélite do tipo *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) 1:50.000 e de fotografias aéreas de escala 1:25.000. Uma importante feição analisada em ambas as imagens foi a disposição espacial dos lineamentos da área estudada (Fig. 39 A, B, C). Esses lineamentos ou morfoestruturas são observados na área como feições superficiais alinhadas e retilíneas, que ocorrem principalmente na forma de cristas alinhadas, drenagens retilíneas e lineamentos tonais, sendo estes de pequeno porte.

A partir da fotointerpretação foram identificados os principais lineamentos e foi gerado um mapa preliminar com a identificação de descontinuidades regionais. Estas descontinuidades foram interpretadas como possíveis zonas de fratura/falha/cisalhamento.

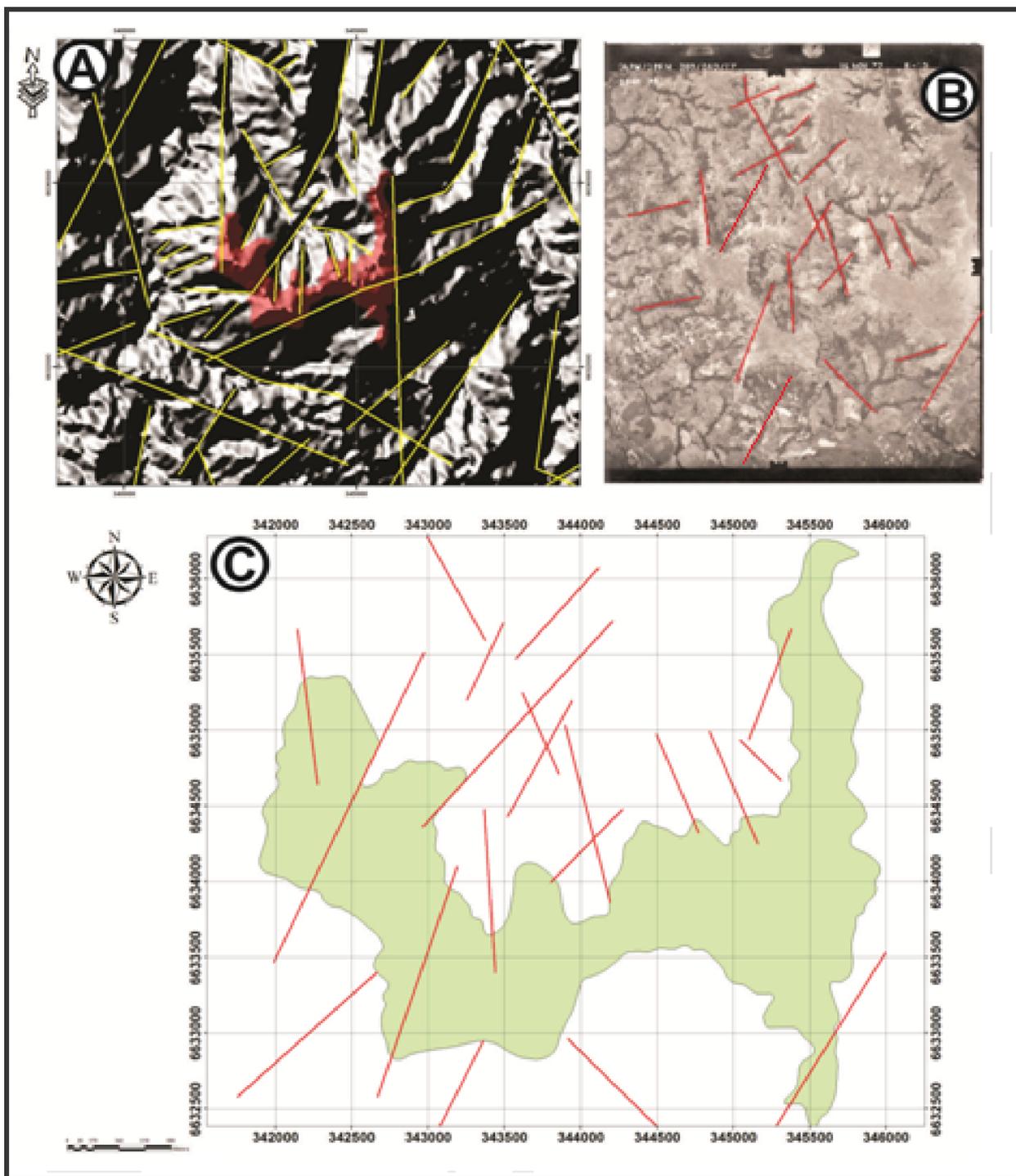


Figura 39 – A) Lineamentos identificados em imagem STRM 1 : 50.000, e localização do Cerro Partido em vermelho. B) Lineamentos identificados em fotografia aérea 1 : 25000, e localização do Cerro Partido (mancha homogênea de cor sépia médio); C) mapa preliminar dos principais lineamentos da região do CP.

Por meio dessa interpretação, foram gerados diagramas de rosetas em ambas as escalas mostrando as direções principais dos lineamentos (Fig. 40).

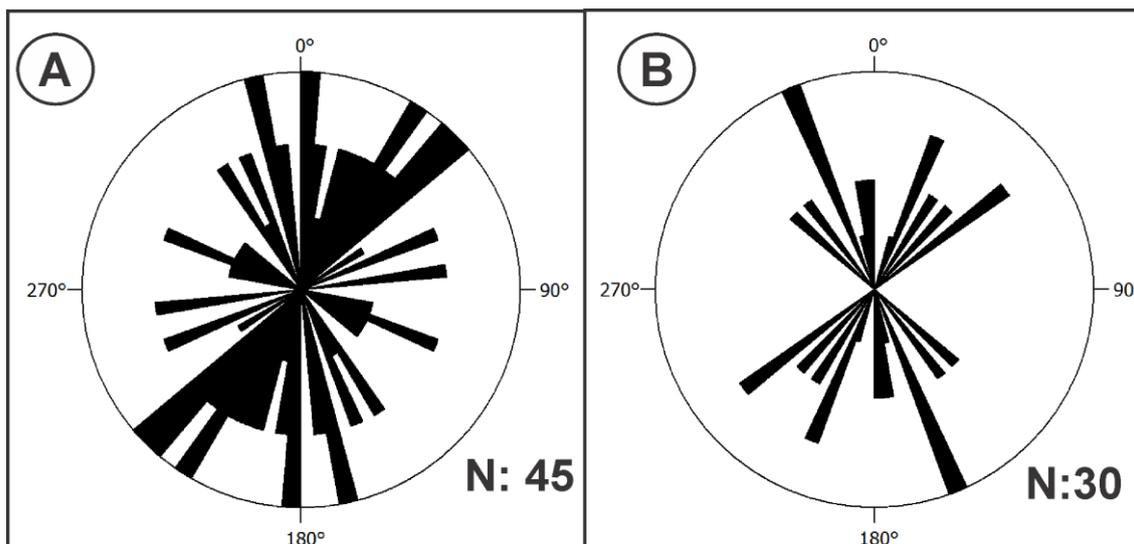


Figura 40 – A) diagrama de roseta da imagem SRTM 1 : 50000; B) diagrama de roseta da fotografia aérea 1: 25000

De posse dos dados estruturais preliminares, foi então realizada a coleta de dados estruturais em nível de afloramento, onde foram reconhecidas e documentadas as orientações espaciais dos planos de falhas e respectivos indicadores cinemáticos, tais como as estrias (*slicklines*). Também foram documentados planos de fraturas e as orientações dos acamamentos primários (S_0) das diferentes formações identificadas na região do projeto.

Destaca-se na região uma feição orientada de corpos graníticos no sentido NW-SE, (Fig 41 A) os quais apresentam estiramento de grãos de quartzo/feldspato, caracterizando uma foliação milonítica. (Fig 41 b). A figura 42 C e mostra o estereograma dos planos de foliação milonítica segundo uma direção NE-SW definindo uma guirlanda com variações de mergulhos entre 70° e 60° a figura 41 mostra uma lineação de estiramento dos grão estirados de quartzo.

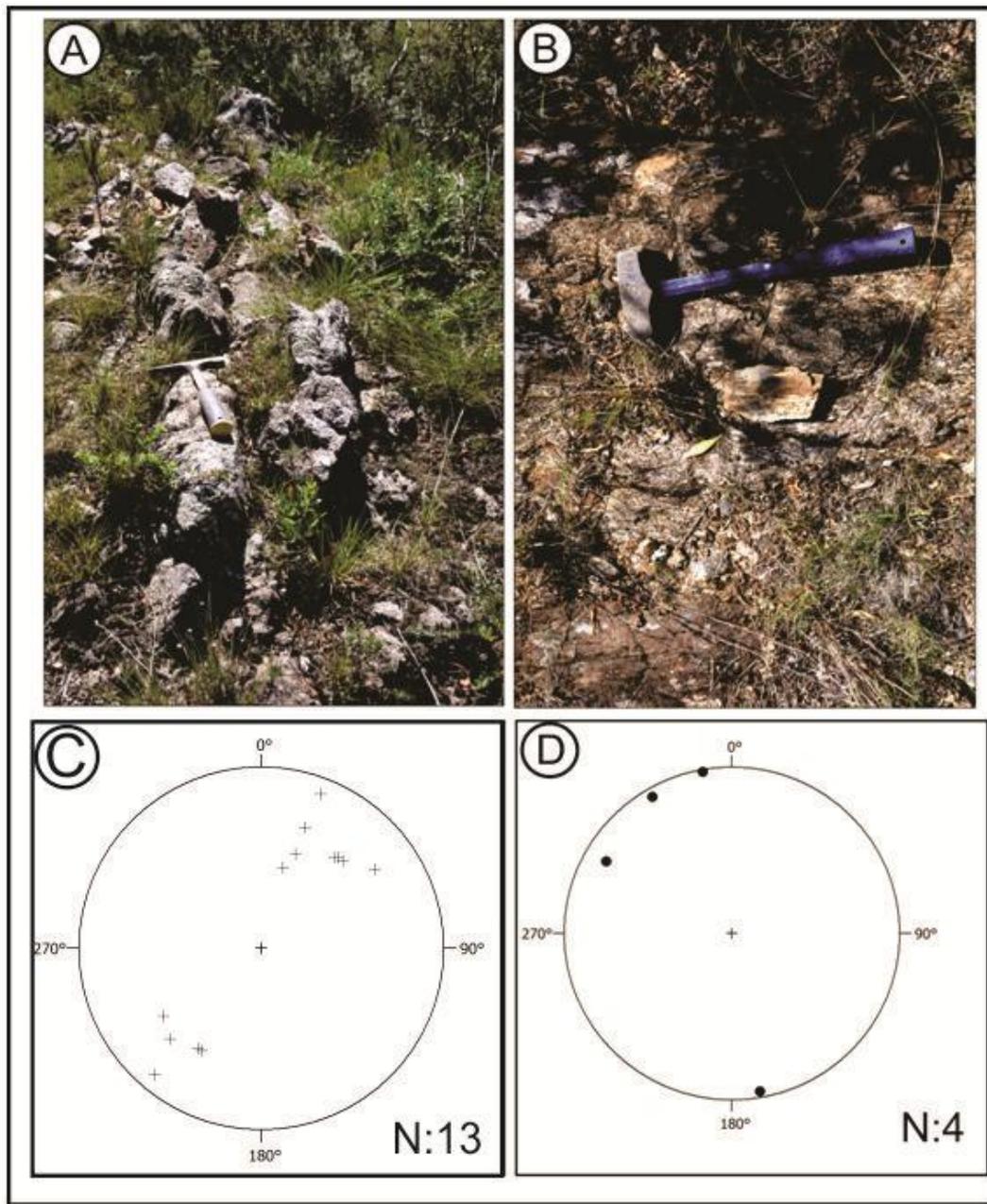


Figura 41- A) corpo granítico com direção NW-SE; B) granito Butiá com foliação milonítica; C) estereograma com os planos de foliação milonítica ; D) estereograma da lineação mineral no Granito Butiá (Quartzito)

As poucas falhas encontradas na área do projeto são do tipo normal, visto que seus indicadores cinemáticos (estrias de falha) indicam um movimento de descida do teto (ou capa) em relação ao muro (lapa) (Fig.42 A, B, C e D).

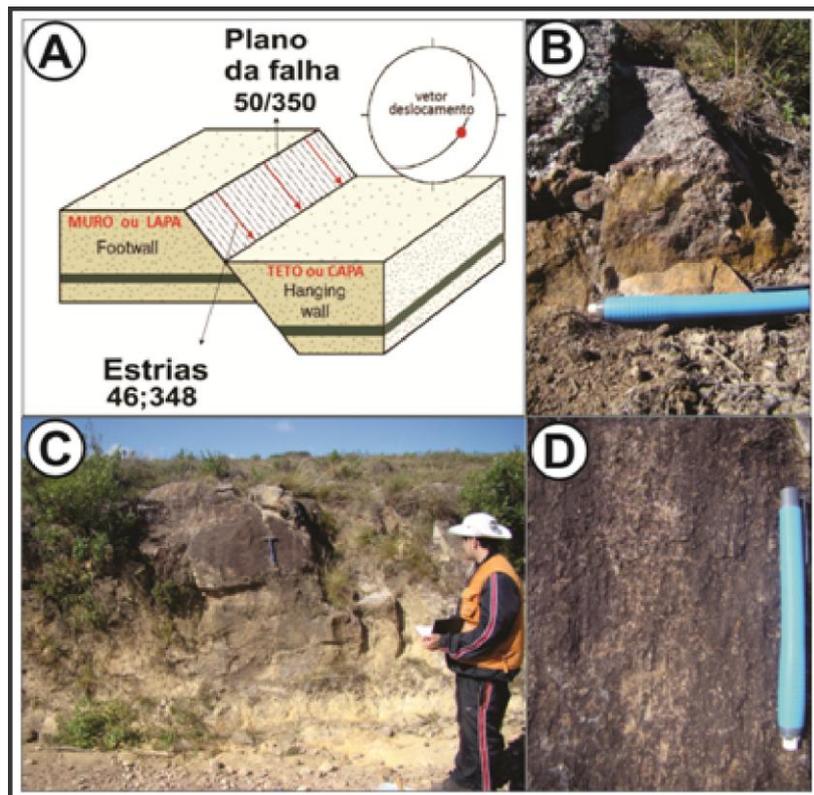


Figura 42 - A) bloco diagrama indicando o movimento de uma falha do tipo normal B) detalhe de uma das falhas do tipo normal encontradas nos sedimentos permianos da base do Cerro , C) falha do tipo normal nos siltitos da Fm. Rio Bonito não há evidências da mesma no granito abaixo. D) detalhe das estrias (slicklines) da falha em C

As falhas observadas em campo foram interpretadas com o auxílio do *software* Sterio32.(Fig.43)

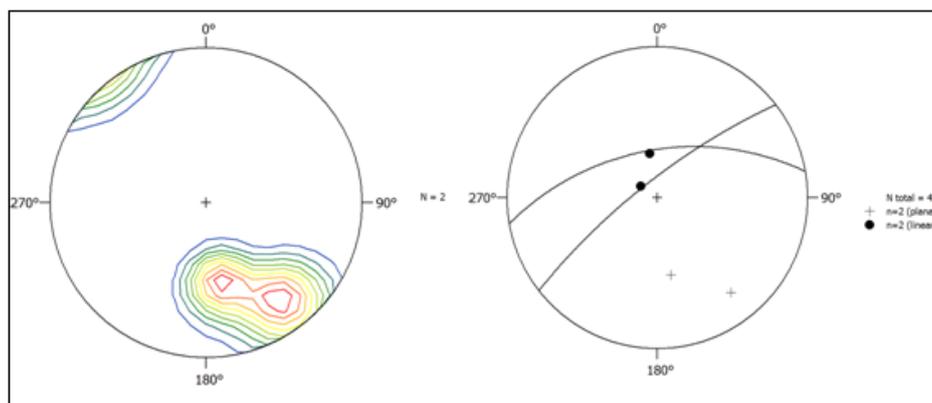


Figura 43 - Estereograma das falhas encontradas no Cerro Partido

Outra característica estrutural da área do trabalho são as cristas de quartzo orientadas que coincidem com alguns dos lineamentos identificados

anteriormente a figura 35 mostra um deslocamento oblíquo numa das cristas alinhadas (Fig. 44)

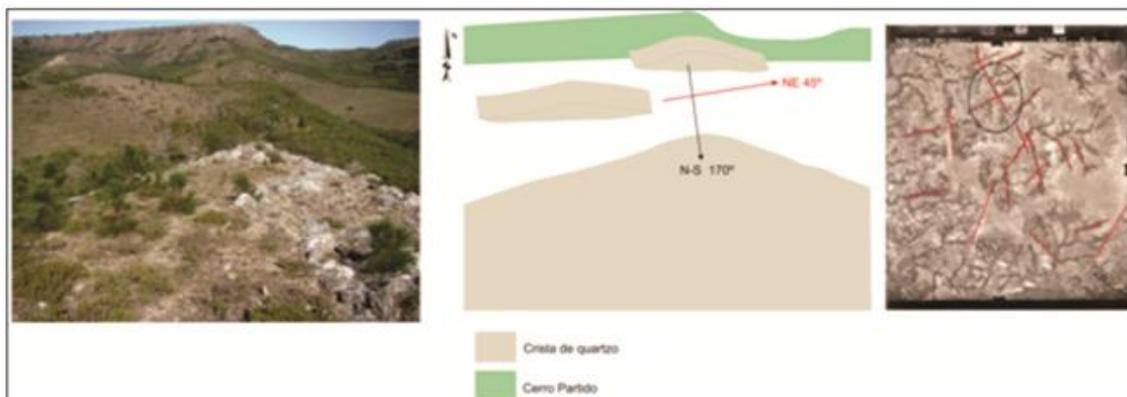


Figura 44 - Desenho esquemático mostrando o alinhamento das cristas de quartzo comparando com lineamentos marcados em *fotografia aérea* 1:25000.

A orientação dos planos de fraturas é variada e de acordo com sua distribuição, foram reconhecidos dois domínios estruturais na região do Cerro Partido, designados como 1 e 2. No domínio 1, restrito às rochas do embasamento, ocorrem predominantemente, fraturas orientadas segundo S-SE, subordinadamente, NE e com menor expressão, W-SW. No domínio 2, restrito às rochas sedimentares que encimam o Cerro Partido, predominam orientações NE e com menor expressão, NW (Fig. 46).

As sequências sedimentares que compõem o Cerro Partido posicionam-se de forma discordantes sobreposta sobre o embasamento cristalino. Elas apresentam um acamamento com disposição sub-horizontal (Fig. 44 B), conforme os dados estruturais (21 medidas) observados nos estereogramas da figura 44 A. O acamamento mostra duas concentrações principais com orientações dispostas segundo a direção N 20-40° E com um baixo mergulho (05-15°) para NW e subordinadamente uma orientação para N 30-50°E com mergulhos baixos para SW.

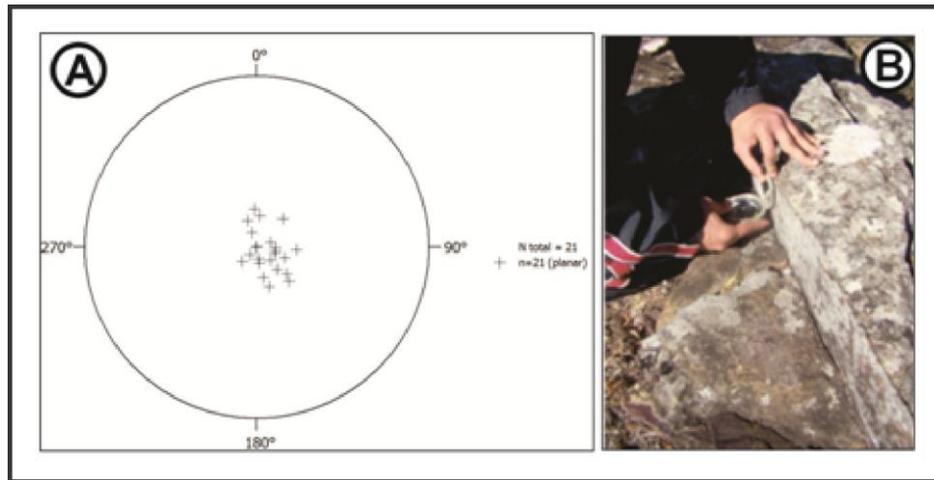


Figura 45 - A) estereograma do acamamento primário mostrando acamamento subhorizontal (s0) com o numero de medidas de 21; B) acamamento sedimentar sub-horizontal

Mapa Estrutural

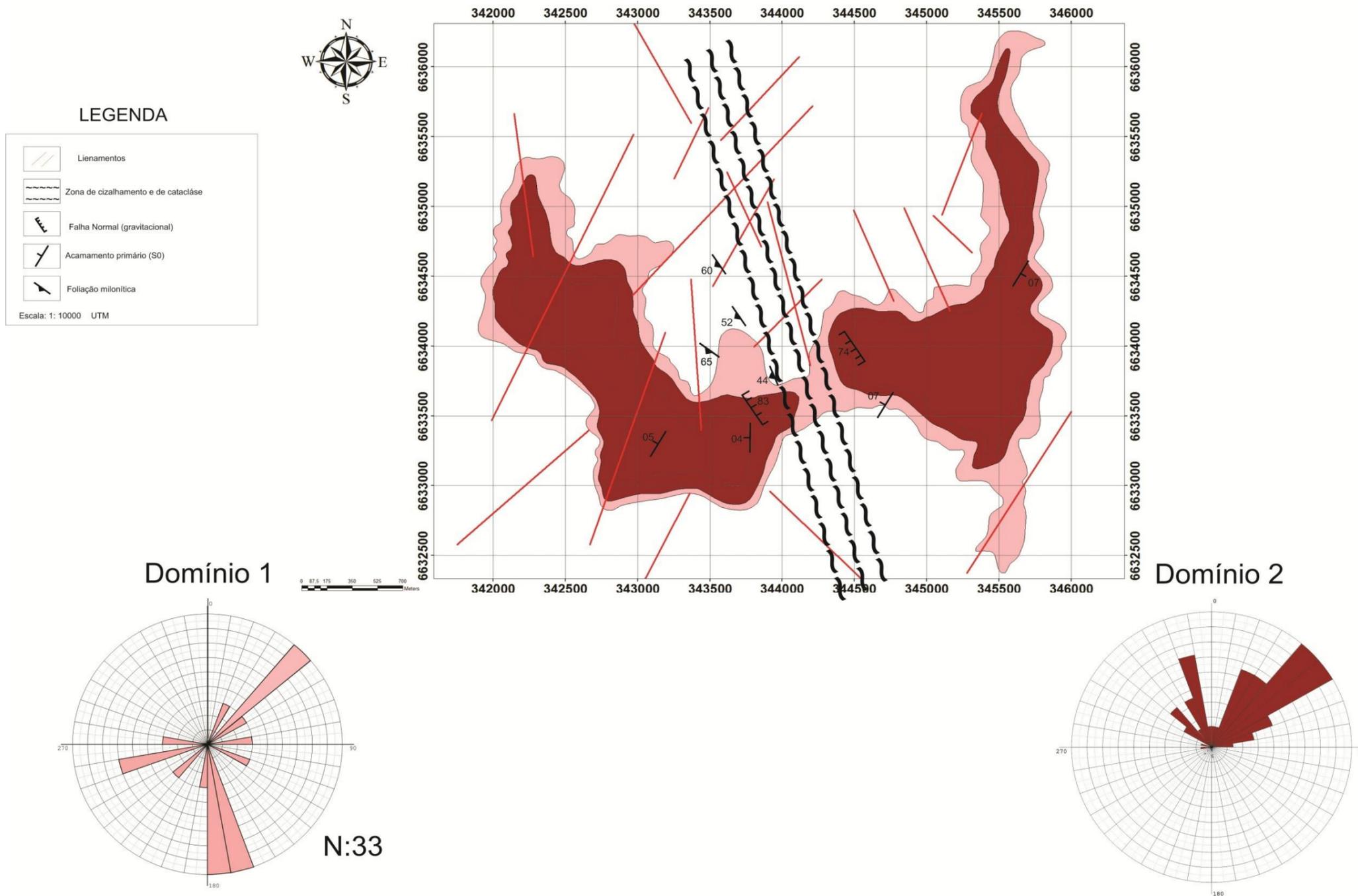


Figura 46 - Mapa estrutural da região do cerro partido

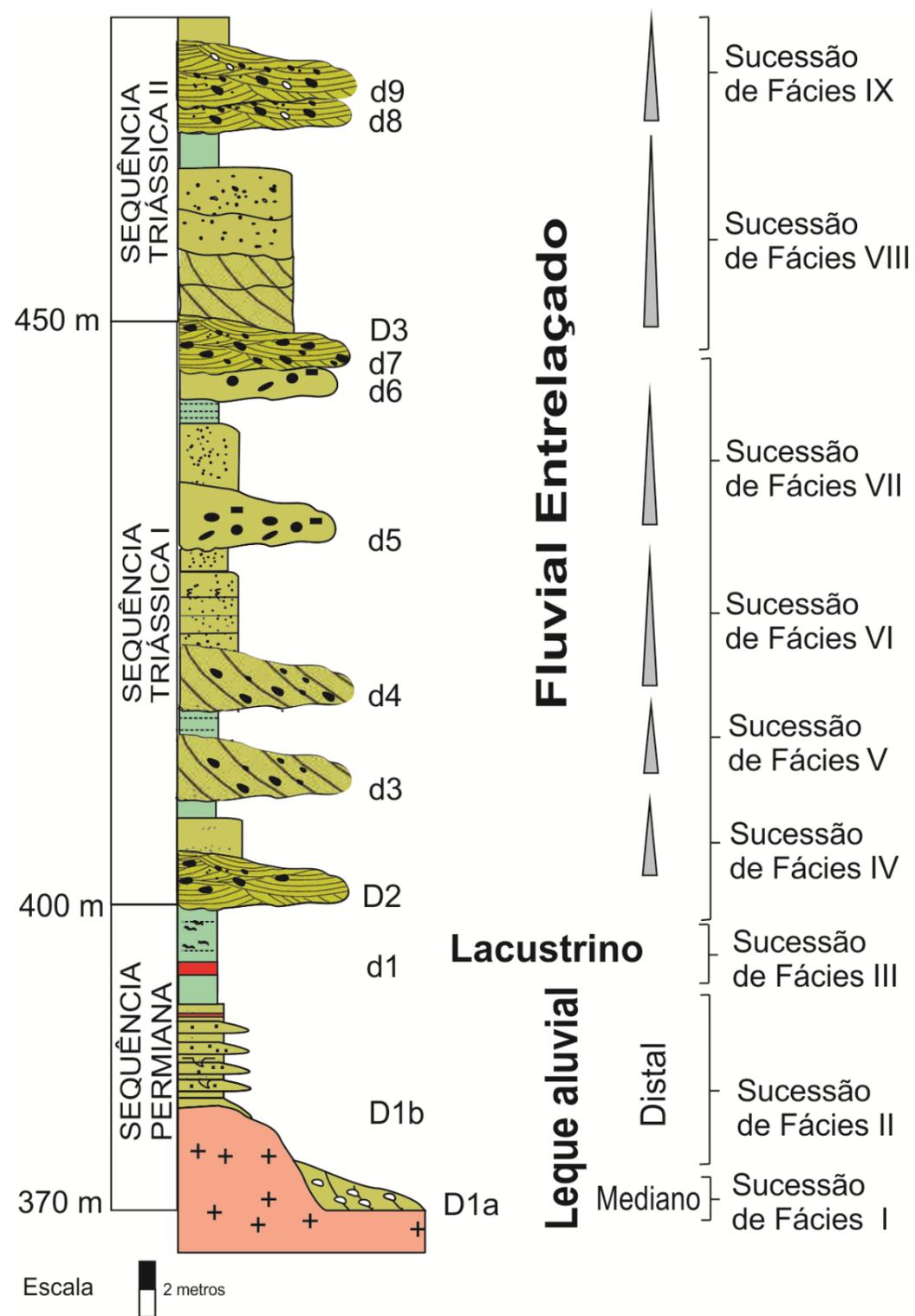
5. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS DADOS

Os resultados obtidos neste estudo documentam eventos tectono-sedimentares e estratigráficos importantes para delinear o diagrama cronoestratigráfico do Cerro Partido, conforme ilustrado na Figura 48, e o perfil colunar composto, segundo a ilustração da Figura 47. Esse diagrama e o perfil colunar composto foram obtidos a partir da correlação de cinco perfis colunares de acordo com a Figura 49. Para fins de correlação, considerou-se a integração dos dados faciológicos, estruturais, composicionais das sequências estratigráficas, bem como das superfícies cronoestratigraficamente significativas. Essas superfícies, discriminadas em duas ordens de importância temporal como discordâncias e diastemas, permitiram limitar sequências deposicionais e unidades internas menores, aqui referidas como Sucessões de Fácies.

As grandes discordâncias limitam três sequências deposicionais denominadas, da base para o topo, de Sequência Permiana, Sequência Triássica 1 e Sequência Triássica 2. Esse arcabouço estratigráfico coincide, em linhas gerais, com aquele proposto por Ketzer (1997). Todavia, por meio dos diastemas, reconhecidos em termos de superfícies de erosão (descida do nível de base) e de não deposição (níveis lateríticos com gretas de contração), refinou-se o arcabouço estratigráfico em termos de unidades menores, identificadas como Sucessões de Fácies.

A Sequência Permiana, correspondente à Formação Rio Bonito, compreende as Sucessões de Fácies I, II e III. As duas sucessões basais representam modelos de leques aluviais medianos e distais dominados por

corrente que se depositaram quando de eventos tectônicos da época da instalação da Bacia do Paraná na região do Cerro Partido. Foram reconhecidas duas superfícies importantes nessa fase: a não conformidade D1a, que limita a SFI e o embasamento; e a não conformidade D1b que limita a SFII em porções mais elevadas (a partir da cota 455 m). Isso enseja a hipótese de que houve, pelo menos, dois eventos tectono-sedimentares na época de instalação da bacia na região. O segundo evento reativaria falhas do primeiro, deslocaria a área fonte para regiões mais longínquas, proporcionando que as porções distais de leques aluviais viessem a se depositar diretamente sobre o embasamento (D1b).



INTERPRETAÇÃO

D1a - D1b → Evento tectônico instalação da Bacia do Paraná.

d1 → Evento de não deposição, formação de crostas ferruginosas e gretas de contração.

D2 → Evento tectônico de descida do nível de base e conseqüentemente erosão do Grupo Passa Dois e parte do Grupo Guatá

d3 - d7 → Mudanças climáticas e ciclos de deposições fluviais e inundações.

D3 → Evento tectônico, evidenciado pela brusca mudança na granulometria e composição com blocos e seixos líticos.

d8 - d9 → Mudanças climáticas variando deposições normais e episódicas.

LEGENDA

	Estratificação cruzada acanalada		Fluidização
	Estratificação cruzada tangencial		Marcas de onda
	Estratificação cruzada plana		Intraclastos
	Estratificação plano-paralela		Clastos (Extrabaciais)
	Laminação plano-paralela		Icnofósseis
	Laminação ondulada		Contato observado
	Laterita		Contato não observado
D - discordância			Marca de carga
d - disistemas			

Figura 47- Perfil colunar composto mostrando as principais discordâncias encontradas no Cerro Partido

Geocronologia				Litoestratigrafia	
Período	Época	Estagio	Idade (Ma)	Formação	Sequência
Triássico	Médio	Ladiniano	242	Santa Maria	Triássica 2
		Anisiano	247.2		
	Inferior	Olenekariano	?	Sanga do Cabral	Triássica 1
		Induano	251.2		
			252.2±0.5		
	Permiano	Cisuraliano	Artinskiano	?	Rio Bonito
Sakamaiano			290.1±0.1		
			295.5±0.4		
Asseliano			298.9±0.2		
Ediacariano			*625 ± 10 U-Pb	Granito Butiá	

±5 Ma

±50 Ma

±300 Ma

*Idade do Granito

Figura 48 - Diagrama Cronoestratigráfico do Cerro Partido

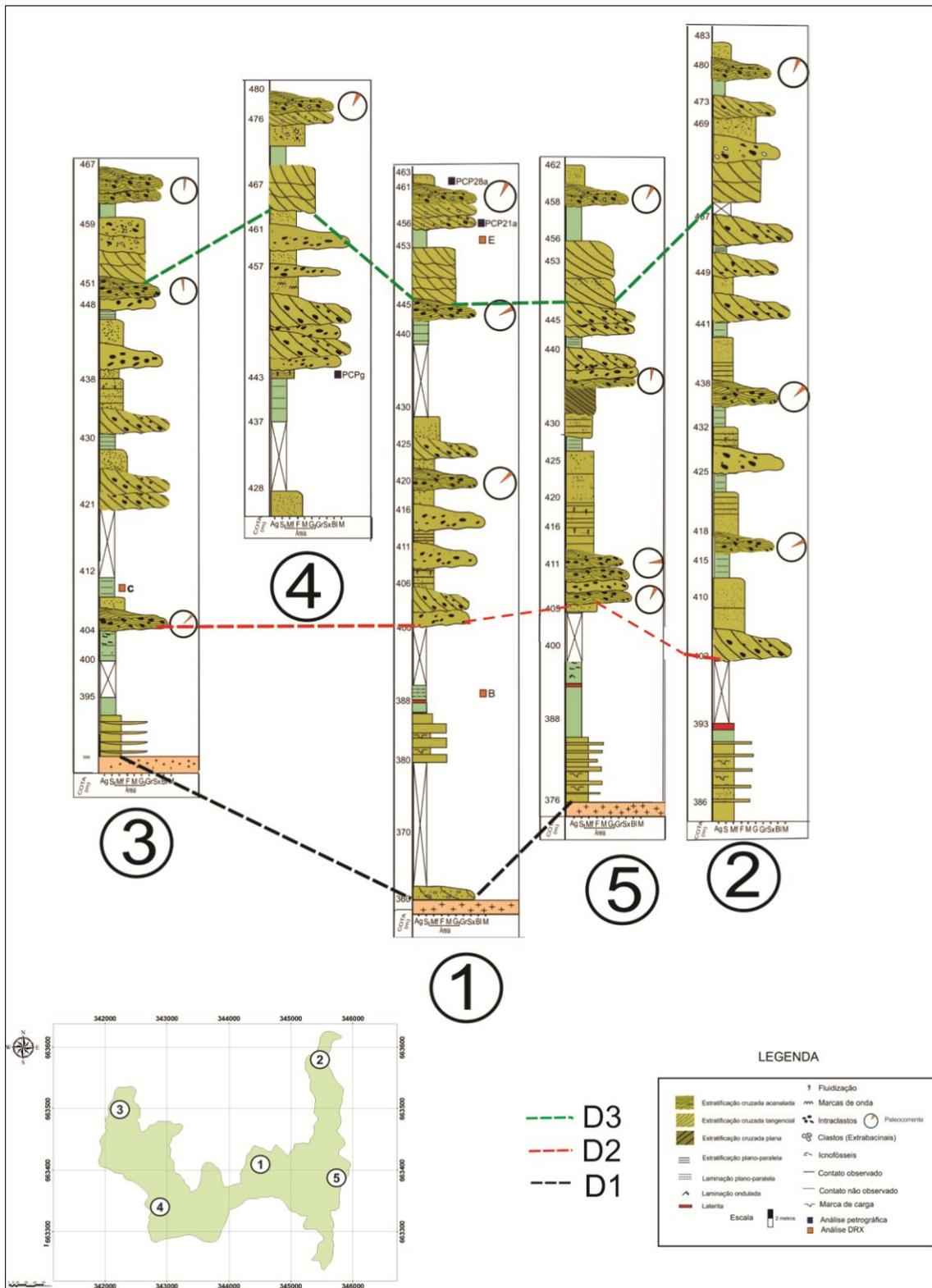


Figura 49 - Correlação estratigráfica dos perfis realizados no Cerro Partido onde as linhas pontilhadas equivalem às grandes discordâncias.

Um modelo tectônico de falhas compatível para essas evidências poderia ser preconizado como sendo do tipo falhas em teclado. Estudos na

região feitos por Silva & Menegat (1988) propuseram o modelo ilustrado na figura 50 para a região do Arroio Francisquinho. De fato, falhas com rejeito oblíquo foram observadas na região do Cerro Partido, conforme a Figura 35 e descrição já feita no item 4.3 deste trabalho. As falhas normais que se verificam na Sequência Permiana (ver item 4.3) poderiam ser reativações das mesmas falhas do modelo em teclado.

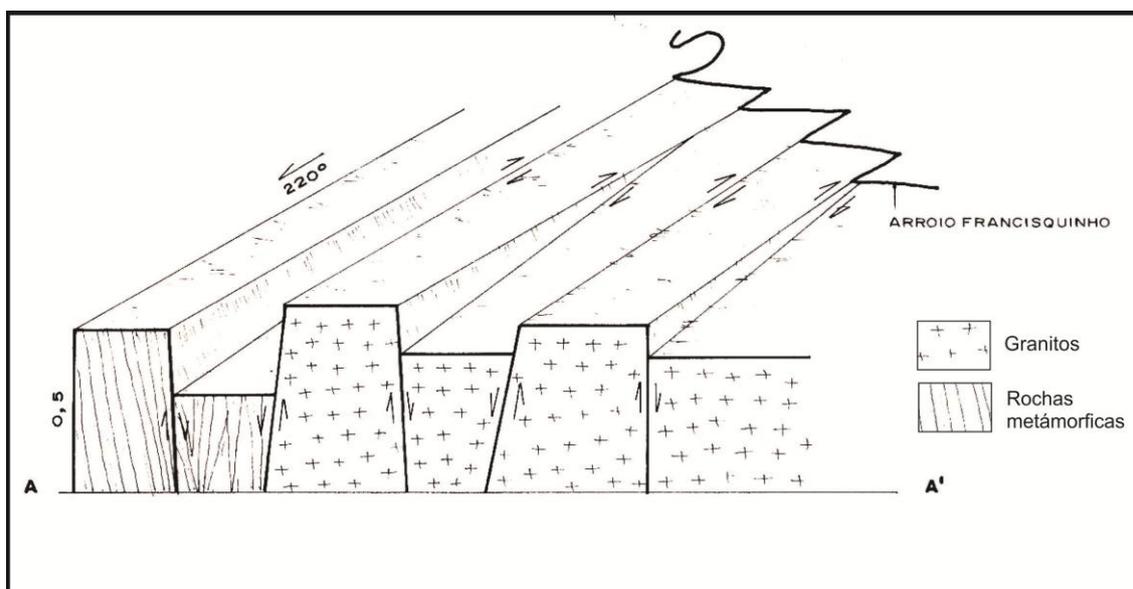


Figura 50 – Modelo de falhas em teclado modificado de Silva & Menegat (1988).

A Sucessão de Fácies III representa uma grande subida do nível de base. Modelos deposicionais lacustrino/costeiros assentaram-se sobre uma superfície de não deposição (d1, Fig.47) marcada por crostas lateríticas.

A tendência de subida do nível de base continuou na Bacia do Paraná com a deposição do topo do Grupo Guatá (Fm. Palermmo) e parte do Grupo Passa Dois caracterizando o evento transgressivo da Supersequência Gondwana I (Milani, 2007). Porém, na região do Cerro Partido, esses pacotes foram erodidos, evidenciando que houve, antes da instalação das sequências triássicas, uma significativa queda do nível de base, gerando a desconformidade D2. Essa variação do nível de base, que produziu erosão de espesso pacote, foi causada por reativação de falhas do modelo em teclado, e gerou espaço de acomodação para as sequências triássicas. Com efeito, tais falhas influenciaram a orientação dos modelos deposicionais fluviais que constituem a Sequência Triássica 1. As paleocorrentes desses modelos fluviais coincidem com a direção NE (040°) (Fig.24) das falhas em teclado. Ou seja,

tais paleocorrentes indicam um posicionamento longitudinal desses canais fluviais entrelaçados.

A Sequência Triássica 1 é marcada por quatro sucessões de fácies granodécrescente ascendente formando ciclos de deposições fluviais e inundações gerando os diastemas d1, d2, d3, d4, d5, d6, d7 (fig47)

Possíveis mudanças climáticas afetaram esta sequência onde a sedimentação episódica (inundações) é protagonizada por fluxos torrenciais. em que a fase de maior energia do fluxo produzia superfícies erosivas e a posterior deposição dos conglomerados. Na medida em que o fluxo perdia energia, depositavam-se os arenitos. Nas fases de sedimentação fluvial, desenvolviam-se corpos d'água efêmeros, depositando camadas tabulares de siltitos. O possível clima semi-árido ressecava os corpos d'água efêmeros e então quando da chegada de chuvas torrenciais os clastos de siltitos eram depositados em novas camadas de conglomerados intraformacionais.

A Sequência Triássica 1 é bruscamente interrompida pela Sequência Triássica 2 (D1 Fig. 47) onde ocorre uma brusca mudança na litologia os sedimentos que até então eram de granulometria fina a média passam a ser de granulometria grossa e além dos intraclastos pelíticos a Sequência Triássica 2 exibe uma variedade de fragmentos líticos angulosos a subarredondados. Conforme Fensterseifer *et al.* (1994) essa mudança litológica súbita e representativa deve-se a eventos de reativações tectônicas expondo a área fonte ocorrendo também uma pequena mudança na paleocorrente (Fig. 30).

A Sequência Triássica 2 também é caracterizada por variações climáticas onde as sucessões de fácies VIII e IX se alternam em deposições normais e episódicas gerando um contato erosivo entre elas (d8 e d9 Fig 47).

Outra característica da Sequência Triássica 2 é a intensa silicificação das suas fácies principalmente as que capeiam o cerro. Tal característica levou à discussão do possível processo de silicificação. A formação das crostas "duras" responsáveis pela preservação do Cerro Partido ainda é controversa uma das hipóteses seria que a fonte de sílica está na mineralogia das próprias sequências sedimentares em que as silicificações encimam, sendo liberada por processos de alteração intempérica. A alteração dos silicatos das rochas mesozóicas, principalmente grãos de feldspato potássico, e a resultante da transformação de argilominerais 2:1, do illita e/ou illita/esmectita para caulinita e

dissolução parcial de grão de quartzo liberam sílica. A reação de hidrólise em grão de feldspatos pode ser resumida na figura 51 e na formula a seguir

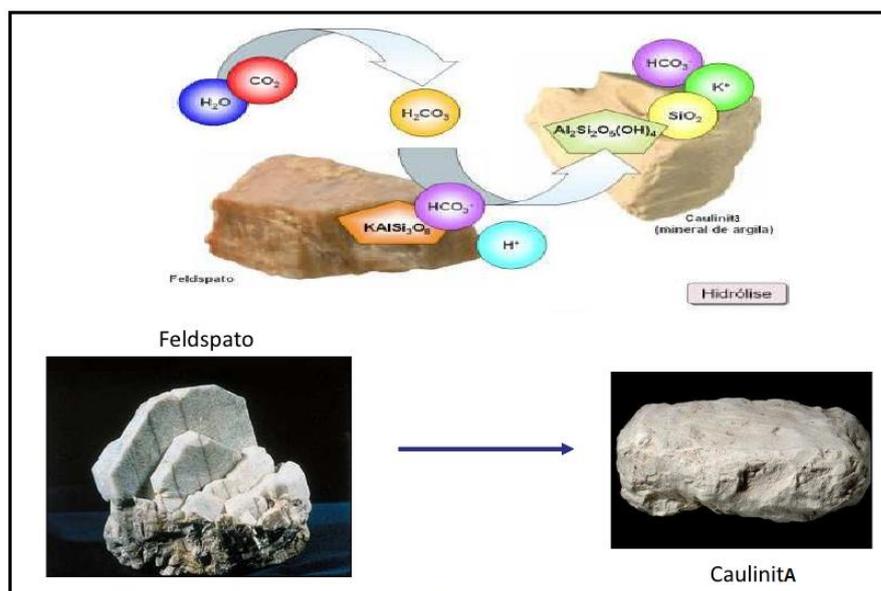
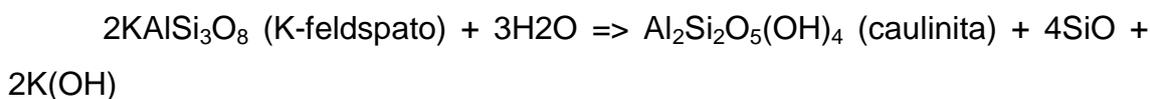


Figura 51 - figura esquemática da reação de hidrólise nos grãos de feldspato (Modif. PRESS,S 2006)

A sílica, liberada dessas reações de hidrólise, concentra as soluções percolantes e precipita ao encontrar microambientes propícios, como contatos entre estratos permeáveis com estratos impermeáveis através de fraturas (fácies Sgt entre as fácies Fm e Sm Figs.9, 10 e12) ou intraclastos argilosos no interior dos arenitos (o que ocorre nas fácies Sgm, Sgl e Sgt como discutido anteriormente)

As amostras analisadas na petrografia mostram, ainda, oxidação pós-deposicional de ferro, envolvendo os grãos detríticos de quartzo e feldspato (principalmente microclínio). A presença de ferro é importante porque ele reduz a solubilidade da sílica, proporcionando sua precipitação (Paraguassu 1972)

As amostras apresentam arcabouço não compactado indicando que os processos de silicificação possam ter ocorrido próximo à superfície do terreno, na zona vadosa ou freática. Caracterizando processos eodiagenéticos.

Paraguassu (1972) demonstrou experimentalmente a possibilidade da cimentação da sílica em processos de circulação de água em sistema fechado e submetidos a calor. onde foi observado que a sílica é facilmente remobilizada dos arenitos pela água circulante, podendo-se supor que pelo menos parte da silicificação observada nas fácies que capeiam o cerro esteja relacionada com a precipitação da sílica por circulação da água intergranular.

Então uma possível interpretação de uma paleoclima com condições climáticas de semi-aridez sugere uma precipitação sazonal que flutuações substanciais no nível do lençol freático ocasionando intensa lixiviação nos períodos úmidos (evidenciada na presença de caulinita como argilomineral predominante) e precipitação da sílica liberada pela lixiviação pelo processo de evaporação em períodos secos.

Como proposto no início deste trabalho (Fig. 1) um modelo tectono-estrutural (Fig. 52) foi gerado por meio da integração dos dados obtidos nas diferentes análises realizadas no Cerro Partido

O modelo proposto é dividido em quatro estágios onde o primeiro é o de instalação da Bacia do Paraná na região do Cerro Partido onde ocorrem inúmeros eventos tectônicos marcados por intensos falhamentos e intrusões de granitos sintectônicos.

O segundo estágio é caracterizado pela deposição da Sequência Permiana com a formação de leques aluviais e deposição da porção basal da sequência e posteriormente a subida do nível de base e deposição da porção superior e conseqüentemente a deposição da parte superior do Grupo Guatá (Formação Palermo) e o Grupo Passa Dois marcando um grande evento transgressivo da bacia.

O terceiro estágio corresponde a uma significativa queda do nível de base, erodindo a parte superior do Grupo Guatá (Formação Palermo) e o Grupo Passa Dois à erosão do espesso pacote, foi causada por reativação de falhas do modelo em teclado, e gerou espaço de acomodação para a instalação das sequências triássicas marcando o estágio 4.

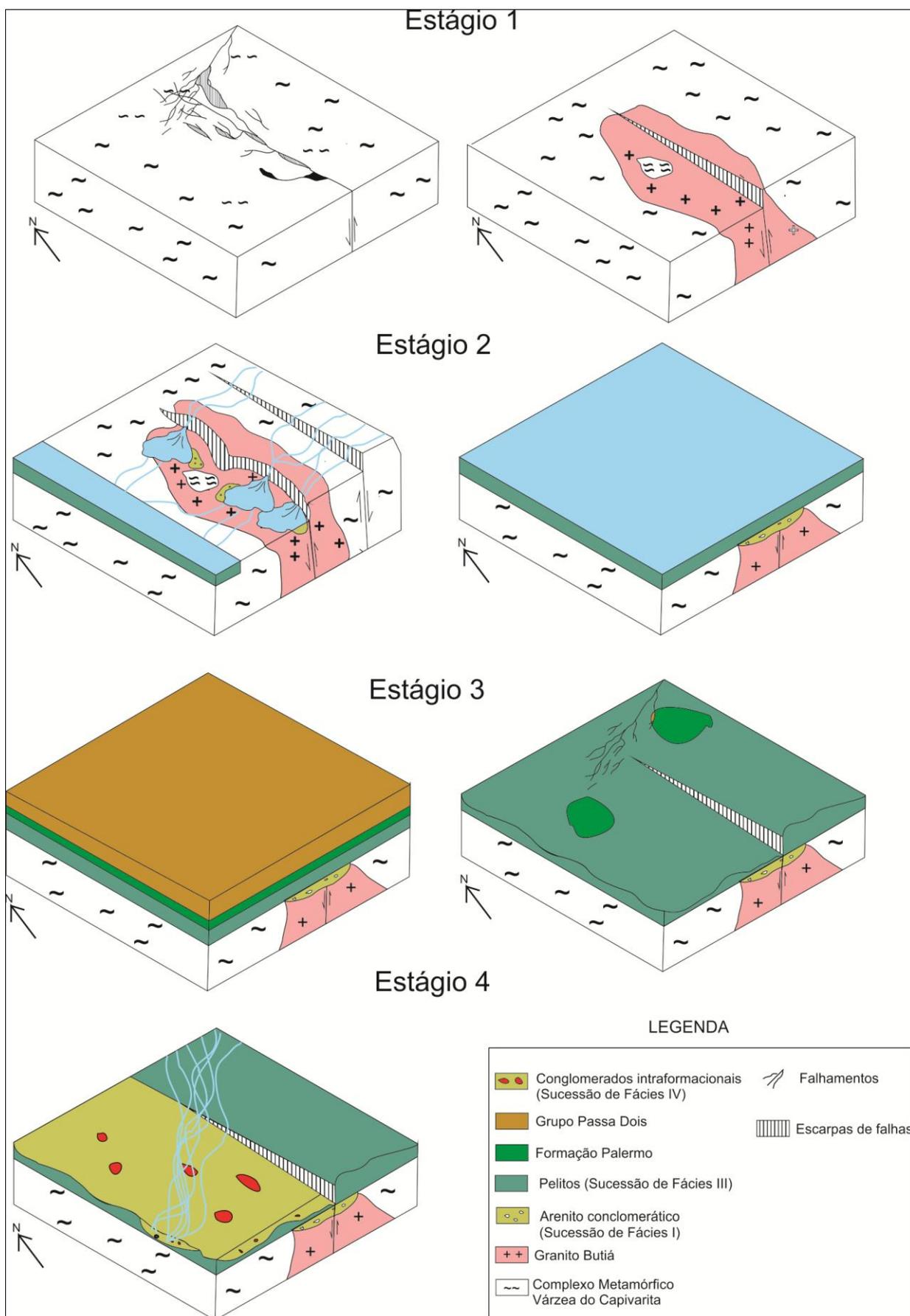


Figura 52 - Modelo tectono-estratigráfico da região do Cerro Partido

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O presente trabalho procurou responder o problema proposto de avançar os modelos que tem estabelecido relações entre tectônica e estratigrafia no Cerro Partido para tanto se assumiram diversas hipóteses que foram testadas com a integração de diferentes análises descritas neste trabalho.

A integração dos resultados dessas análises gerou dados relevantes avançando assim em questões importantes para o entendimento tectono-sedimentar: da região do Cerro Partido com a confecção de um diagrama cronoestratigráfico e um perfil colunar composto correlacionando superfícies discordantes de diferentes ordens e gerando um modelo evolutivo interessante para ser correlacionado com outros fragmentos isolados da Bacia do Paraná sobre o ESRG.

A partir disso, podemos concluir que os eventos tectono-sedimentares podem ser melhor entendidos na borda da bacia em afloramentos isolados sobre o ESRG que na bacia contígua, recomenda-se então um estudo detalhado nas áreas onde ocorrem fragmentos isolados da Bacia do Paraná para levar assim a um melhor entendimento dos eventos tectono-sedimentares que ocorreram nessas regiões.

7. REFERÊNCIAS

ALLEN, P. A., ALLEN, J. R., 1990. Basin analysis – principles and applications. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 451 p.

ANDREIS R. R.; BOSSI, G. E.; MONTARDO, D. K., 1980. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário de Camboriú, 1980. Anais... SBG, 2: 659-673.

ANDREIS, R. R.; LAVINA, E. L.; MINTARDO, D. K.; TEIXEIRA, A. M. S.

Considerações sobre os troncos fósseis da Formação Caturrita (Triássico Superior) no município de Mata,RS-Brasil. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. Anais...:Salvador: ABGE, 1982. v.4. p. 1.284-1.294

ANGELIER, J., 1994. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: Hancock, p. I. (ed.), Continental deformation. Pergamon Press, Oxford.

BAHAT, D., ENGELDER, T., 1984. Surface morphology on cross-fold joints of the Appalachian Plateau, New York and Pennsylvania. Tectonophysics, 104:299-313.

BITENCOURT, Maria de Fátima Aparecida Saraiva *et al.* 2009. Mapeamento Geológico 1:25.000 de parte da folha Passo das Canas – SH .22-Y-A-III-4 (MI2984/4):Projeto Passos das Canas II .Mapeamento geológico Básico I e II – Instituto de Geociências, Curso de Graduação em Geologia,UFRGS,Porto Alegre,RS.

BROWN, G. & BRINDLEY, G. W. 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: Brown, G. & Brindley, G. W. (eds). Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification. Mineral Society of London, 5:305-359.

BORTOLUZZI, C. A., 1974. Contribuição à geologia da região de Santa Maria, Rio Grande do Sul, Brasil. Pesquisas, 4(1):7-86.

BROWN, L.F.; FISHER, W.L. (1977) Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: Payton, C.E. (Ed.) Seismic stratigraphy – Application to hydrocarbon exploration, American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, pp. 213-248.

CHEMALE JR, F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M. & DeRos, L. F. (Eds.). Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.CIGO/UFRGS, p. 13-52.

CPRM. 1997. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil: Porto Alegre, Folha SH.22-Y-B, estado do Rio Grande do Sul. Brasília: 140 pp.

DA-ROSA, A.A.S. 2005. *Paleoalterações em depósitos sedimentares de planícies aluviais do Triássico Médio a Superior do sul do Brasil: caracterização, análise estratigráfica e preservação fóssilífera*. Tese de Doutorado, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, Brasil, 211 pp.

DAVISON, I., 1987. Normal fault geometry related to sediment compaction and burial. *Journal of Structural Geology*, 9(4):393-401.

DOBLAS, M., 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295:187-197.

DOBLAS, M., MAHECHA, V., HOYOS, M., LÓPEZ-RUIZ, J., 1997. Slickenside and fault surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic cordilleras, Granada, southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 19(2):159-170.

ENGELDER, T., 1987. Joints and shear fractures in rock. In: ATKINSON, B. K. (ed.), *Fracture mechanics of rock*. Academic Press, London, 27-69.

FACCINI, U. F., 1989. O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul. Uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 133p

FACCINI, U.F. 2000. Estratigrafia do permo-triássico do Rio Grande do Sul: estilos deposicionais versus espaço de acomodação. Porto Alegre. 300p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

FERNANDES, L.A.D; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C.; MARQUES-TOIGO, M.; GUERRA-SOMMER, M.; PICCOLI, A.E.M. 1988. *Mapa geológico de parte das folhas Quitéria e Várzea da Capivarita* - RS. Porto Alegre: UFRGS, (Série Mapas, 14).

FENSTERSEIFER H.C.; DEBONI, LH & NOWATZKI, C.H. 1994. Contribuição à Reavaliação do Posicionamento Estratigáfico da "Unidade Caneleiras" do Rio Grande do Sul. *Acta geológica Leopoldensia*, São Leopoldo, XVII., n.39(2)P.777-793.

FOLK, R.L. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin: Hemphill's, 1968. 182p

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*. São Paulo, 367 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; FIGUEIREDO, M.C.H.; SOLIANI Jr., E.; FACCINI, U.F. 1986. O Batólito de Pelotas (Proterozóico Superior/Eopaleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia: SBG, v. 3, p.1322-1342

FRANKEL M.O, 1974. Prospecção de urânio na região de Cerro Partido Encruzilhada do Sul RS. Edição 11 de Boletim / Ministério das Minas e Energia, Comissão Nacional de Energia Nuclear, Diretoria Executiva da Area *Mineral*

FRANTZ, J.C.; LIMA, E.F.; MACHADO, R.P.; NAUMANN, M.P. 1984. Contribuição à geologia da região de Encruzilhada do Sul -RS. in: congresso brasileiro de geologia, 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.5, p.2407-2416.

GUERRA-SOMMER, M.; CAZZULO-KLEPZIG, M.; JASPER, A.; KALKREUTH, W.; MENEGAT, R.; BARBOZA, E.G. 2008. Paleocological patterns at the coal-roof shale transition in an outcrop of the Permian Brazilian Gondwana. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 11(1): 11-26.

HANCOCK, P. L., BARKA, A. A., 1987. Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. *Journal of Structural Geology*, 9(5/6):573-584.

HANCOCK, P. L., 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7(3/4):437-457.

HORBACH, R.; KUCK, L.; MARIMON, R. G.; MOREIRA, H. L.; FUCK, G. F.;

MOREIRA, M. L. O.; MARISON, M. P. C.; PIRES, J. L.; VIVIAN, O.; MARINHO, D.

A.; TEIXEIRA, W. *Geologia*. In: Levantamento de recursos naturais. v. 33, Porto Alegre: IBGE, 1986. p.29-312

JERVEY, M.T. (1988) Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.; Posamentier,

H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (Eds.) Sea-level changes: an integrated approach, SEPM Special Publication 42, pp. 47-69.

KETZER, J. M. M., 1997. Cronoestratigrafia das unidades gonduânicas preservadas sobre o Escudo Sul-Rio-Grandense (Formação Caneleiras). Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre. 215 p.

KOCUREK, G.; HAVHOLM, K.G. (1993) Eolian sequence stratigraphy – a conceptual framework. In: Weimer, R.P.; Posamentier, H.W. (Eds.) Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications. American Association of Petroleum Geologists Memoir 58, pp. 393-409.

KOCUREK, G., 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences – bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology*, 56: 193-206.

LAVINA, E.L. & LOPES, R.C. 1986. A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul. *Paula Coutiana*, Porto Alegre, nº 1, p. 51-103.

LAVINA, E.L. 1989. Formação Pirambóia: um episódio de desertificação da bacia do Paraná ao Final do Permiano? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., 1989, Rio

LAVINA, E.L. 1992. Geologia sedimentar e paleogeografia do neopermiano e eotriássico (Intervalo Kazaniano- Scitiano) da Bacia do Paraná. Porto Alegre, 512p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Machado, J.L.F. 2006. Compartimentação.

LAVINA, E.L. 1993. *Procolophon pricei sp.n.* um novo réptil procolofonídeo do Triássico do Rio Grande do Sul. *Iheringia*, 9: 51-78. de Janeiro. Boletim de resumos...Rio de Janeiro, SBG. p. 8.

LEINZ, V.; PINAGEL, H. 1945. *Estanho e Tungstênio no Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, Boletim 70, 87 p.

MARTINSEN, O.J.; Ryseth, A.; Helland-Hansen, W.; Flesche, H.; Torkildsen, G.; Idil, S. (1999) Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology*, v. 46, pp. 235-259.

MEANS, W. D., 1987. A newly recognized type of slickenside striation. *Journal of Structural Geology*, 9(5/6): 585-590.

MENEGAT, R., SCHERER, C.M.S. 1993. Formação Caneleiras (RS): Devoniana ou Permo-Triássica?; Critérios para o enquadramento estratigráfico de sequências isoladas sobre o Escudo Sul-Rio-Grandense. In: Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 1., 1993, Rio Claro. Resumos Expandidos. Rio Claro (SP) : IG/UNESP. p.90-93.

MENEGAT, R., SCHERER, C.M.S., KETZER, J.M.M., CARAVACA, G. 1995. Discordância entre a Formação Rio Bonito e a Sequência Rio do Rasto/Sanga do Cabral da Bacia do Paraná na região de Encruzilhada do Sul, RS: implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2., 1995, Porto Alegre. Boletim de Resumos. Porto Alegre : CIGO-UFRGS. p. 42-44.

MENEGAT, R.M., MISUZAKI, A.M., GUERRA-SOMMER, M.G., CAZZULO-KLEPZIG, M., ORESTES, J.O.S., BARDOLA, T.P.2012. New Age Constraints for the Sanga do Cabral Formation, Southernmost Triassic Sequence of The Paraná Basin (inédito)

MIALL, A. D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits, a summary. In: MIALL, A. D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society Petroleum Geologists, Memoir 5:597-604.

MIALL, A. D., 1988. Facies architecture in clastic sedimentary basins. In: KLEINSPEHN, K., PAOLA, C. (eds.), *New perspectives in basin analysis*. Springer Verlag, New York, 67-81.

MIALL, A. D., 1992. Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61(4):497-505. 166.

MIALL, A. D., 1995. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology*, 42:379-389.

MIALL, A. D. 1996. The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer-Verlag, Berlin, 582p.

MIALL, A. D., MIAL, C. E., 2001. Sequence stratigraphy as a scientific enterprise: the evolution and persistence of conflicting paradigms. *Earth-Science Reviews*, 54: 321-348.

MILANI, E. J. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. 1997. 2 v. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

Milani E. J. 2004. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Editora Beca, p.265-279

MILANI, E.J. et al. 2007, Bacia do Paraná. In *Cartas Estratigráficas*. Boletim de Geociências da Petrobrás v.15. n.2

MITCHUM, R.M.; Vail, P.R.; Thompson, S. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton, C.E. (Ed.) *Seismic stratigraphy – Application to hydrocarbon exploration*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, pp. 53-62.

NIESSING, M. 2011. Geology and stratigraphic definition of the Butiá Granite: a sillimanite-bearing syntectonic leuco-granite from the Sul-rio-grandense Shield. Dissertação de Mestrado Munique, Technische Universität München.

PARAGUASSU, A.B. 1972. Experimental silicification of sandstone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83:2853-2858.

PEACOCK, D. C. P., SANDERSON, D. J., 1991. Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology*, 13(6):721-733.

PETIT, J. P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks.

Journal of Structural Geology, 9(5/6):597-608.

PICADA, R.S. 1966. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-Riograndense. Caracterização dos sistemas de falhas. In: GONGR. BRÁS. GEOL., 25. Porto Alegre, 19766. *Anais...Porto Alegre, SBG*. p. 167-191.

POLLARD, D. D., AYDIN, A., 1988. *Progress in understanding jointing over the past century*. *Geological Society of America Bulletin*, 100:1181-1204.

POSAMENTIER, H. W., JERVEY, M. T., VAIL, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S.,

POSAMENTIER, H. W., VAIL, P. R., 1988. *Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tracts models*. In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B.S.,

POSAMENTIER, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (Eds.) *Sea-level changes: an integrated approach*, SEPM Special Publication 42, pp. 39-45.

POSAMENTIER, H.W.; JAMES, D.P. 1993. An overview of sequencestratigraphic concepts: uses and abuses. In: POSAMENTIER, H.W.; SUMMERHAYES, CR; HAQ, B.U.; ALLEN, G.P. eds. *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. Cambridge, Intern. Assoc. Sed. - Blackwell Scientif. Publ. p. 3-18. (Special Publication 18).

PRESS,S.;SIEVER,R. In: Para entender a terra, 3ª Edição. Trechos; Figs.1.10 e 2.15. Artmed Editora. Porto Alegre. 2006.

SCHNEIDER, R.L.; MUHL MANN, H.; TOM MA SI, E. ME DE I ROS, R.A.; DA E MON, R.F.; NOGUEIRA A. A. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná.1974.In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 28, Porto Alegre, 1974. *Anais... Porto Alegre. SBG*, v. 1, p. 41-65

SILVA, O.; MENEGAT, R. 1988. *Geologia da Faixa IV. Projeto Quitéria-Várzea do Capivarita*. Porto Alegre: Instituto de Geociências da UFRGS. Trabalho de Graduação. v.1: 198 pp.; v.2: 68 pp.

SOARES, P.C. 1975. Divisão Estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 5 (4): 251.

SCHOCH, R. M., 1989. *Stratigraphy – principles and methods*. Van Nostrand Reinhold, New York. 365 p.

SCHULTZ, C.L., Scherer, C.M.S. e Barberena, M.C. 2000. Biostratigraphy of Southern Brazilian Middle-Upper Triassic. *Revista Brasileira de Geociências* 30: 495-498

SCHUMM, S. A., 1993. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. *The Journal of Geology*, 101:274-294.

TESSARI, R.I.; PICADA, R.S. 1966. *Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul - Rio Grande do Sul – Brasil*. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, Boletim 124, 147 p.

VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M.; THOMPSON, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: PAYTON, C. E. (Ed.). *Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1977. p. 63-81. (AAPG. Memoir, 26).

VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S.; HARDENBOL, J. (1988) An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.;

VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M.; CAMPION, K.M.; RAHMANIAN, V.D. (1990) Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops. *American Association of Petroleum Geologists, Methods on Exploration Series*.

VASQUEZ, M. L. 1997. *Evolução petrogenética dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul- RS*. Porto Alegre. 196f. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

WALKER R.G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R.G; JAMES, N.P. (eds): *Facies Models - Response to Sea-level Change*, Geological Association of Canada Geotext 1. Waterloo. 1992. p. 1-14.

WISE, D. U., DUNN, D. E., ENGELDER, J. T., GEISER, P. A., HATCHER, R. D., KISH, S. A., ODOM, A. L., SCHAMEL, S., 1984. Fault-related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, 12:391-394.

WHITE, I. C., 1908. *Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil*. Imprensa Nacional, Rio de Janeiro. In: *Gondwana Symposium*, 7, DNPM, São Paulo, 1988. 617 p.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; APPI, V. T.; SANTOS NETO, E. V.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M. W.; KOLATA, D. R.; OLTZ, D. F.; EIDEL, J. J. (Ed.). *Interior cratonic basins*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1990. p. 681-708. (AAPG. Memoir, 51).

ZERFASS, H., Lavina, E.L., Schultz, C.L., Garcia, A.G.V., Faccini, U.F. e Chemale Jr., F. 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology* 161: 85-105.

