

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
FACULDADE DE ENGENHARIA MECÂNICA E
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
SUBCOMISSÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS E
ENGENHARIA DE PETRÓLEO**

**Modelo de Fácies de um Sistema Profundo de
Rampa Submarina (Formação Punta Negra),
Devoniano, Pré-Cordilheira Argentina**

Autor: André Henrique
Orientador: Giorgio Basilici

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
FACULDADE DE ENGENHARIA MECÂNICA E
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
SUBCOMISSÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS E
ENGENHARIA DE PETRÓLEO**

Modelo de Fácies de um Sistema Profundo de Rampa Submarina (Formação Punta Negra), Devoniano, Pré-Cordilheira Argentina

Autor: André Henrique
Orientador: Giorgio Basilici

Curso: Ciências e Engenharia de Petróleo
Área de Concentração: Reservatórios e Gestão

Dissertação de mestrado acadêmico apresentada à Subcomissão de Pós Graduação em Ciências e Engenharia de Petróleo da Faculdade de Engenharia Mecânica e Instituto de Geociências, como requisito para a obtenção do título de Mestre em Ciências e Engenharia de Petróleo.

Campinas, 2009
S.P. – Brasil

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA DA ÁREA DE ENGENHARIA E ARQUITETURA - BAE - UNICAMP

H39m	<p>Henrique, André</p> <p>Modelo de fácies de um sistema profundo de rampa submarina (Formação Punta Negra), Devoniano, Pré-Cordilheira Argentina / André Henrique. --Campinas, SP: [s.n.], 2009.</p> <p>Orientador: Giorgio Basilici.</p> <p>Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual de Campinas, Faculdade de Engenharia Mecânica e Instituto de Geociências.</p> <p>1. Bacias sedimentares. 2. Fácies (Geologia). 3. Sedimentologia. 4. Reservatórios - Sedimentação. I. Basilici, Giorgio. II. Universidade Estadual de Campinas. Faculdade de Engenharia Mecânica e Instituto de Geociências. III. Título.</p>
------	---

Título em Inglês: Facies model of a deep-water ramp system (Punta Negra Formation)
Devonian, Argentine Precordillera

Palavras-chave em Inglês: Sedimentary basins, Stratigraphic facies, Sedimentology,
Reservoirs sedimentation

Área de concentração: Reservatórios e Gestão

Titulação: Mestre em Ciência e Engenharia de Petróleo

Banca examinadora: Henrique Rosa, Alexandre Campana Vidal

Data da defesa: 16/02/2009

Programa de Pós Graduação: Engenharia Mecânica

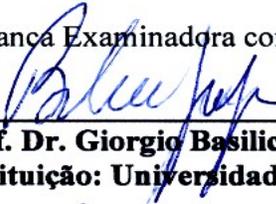
**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
FACULDADE DE ENGENHARIA MECÂNICA E
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
SUBCOMISSÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS E
ENGENHARIA DE PETRÓLEO**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO ACADÊMICO

**Modelo de Fácies de um Sistema Profundo de
Rampa Submarina (Formação Punta Negra),
Devoniano, Pré-Cordilheira Argentina**

Autor: **André Henrique**
Orientador: Giorgio Basilici

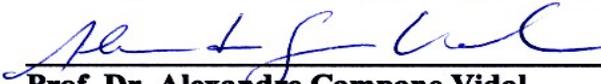
A Banca Examinadora composta pelos membros abaixo aprovou esta Dissertação:



Prof. Dr. Giorgio Basilici, Presidente
Instituição: Universidade Estadual de Campinas



Dr. Henrique Rosa
Instituição: Petróleo Brasileiro S.A - PETROBRAS



Prof. Dr. Alexandre Campana Vidal
Instituição: Universidade Estadual de Campinas

Campinas, 16 de Fevereiro de 2009

Dedicatória:

Dedico este trabalho à minha família, pais e irmãos: razão de minha existência.
A eles minha eterna gratidão.

Agradecimentos

Tempos difíceis estes últimos anos, os quais coincidiram com a realização deste trabalho. Foram mudanças de todas as formas e em toda a estrutura de minha vida. Foi um período de perdas também. Algumas inerentes aos altos e baixos da vida, coisas superficiais, e que foram superadas. Outras perdas jamais serão superadas. Mas esse também foi um período de amadurecimento. Fase de acrescentar valores e ao mesmo tempo centralizar naquilo que mais importa, as pessoas. De tudo o que se passou nesse período de aproximadamente três anos, procuro sintetizar aqui minha gratidão a todos que de alguma forma contribuíram para o resultado apresentado. Sou ciente da insuficiência desse artifício, porém é uma das formas de expressar o sentimento que carregarei para toda a vida.

Agradeço a imensa dedicação, apoio, incentivo, consolo e carinho de meus pais Antonio José Henrique (*in memoriam*) e Ana Maria Licerre Henrique. Deixo aqui expressa minha eterna gratidão por seus sacrifícios, por ouvirem minhas confidências e por buscarem forças inimagináveis tornando possível o improvável. Agradeço aos meus irmãos Andréia e Ivan, os quais juntamente com minha mãe, foram bases sólidas que me apoiaram quando, de uma hora para outra, o mundo parecia ter perdido o chão. Agradeço ainda todos os familiares, tios e tias, e aqueles que me olham de um lugar especial.

Sou grato ainda a todos os velhos amigos que já fazem parte de minha vida há muitos anos e aos novos, com os quais convivi inesquecíveis momentos ao longo da vida universitária. Ao agora “quase Doutor” Eduardo pela eterna amizade, que como todas sempre necessitam de cultivo, mas que sempre que precisar basta olhar para o lado que ela estará lá. Aos primos, amigos e companheiros de cerveja: Gisele e Gil (e Moema), Marcio, Lucas, Tabai etc, pelos momentos de descontração necessários. Agradeço ainda João, Silvana, Hugo, Gabriel e Érica, estes amigos com os quais convivi sob mesmo teto durante boa parte da graduação e mestrado. Tempos dos quais restaram lembranças, saudades e o carinho por essas pessoas especiais.

Aos amigos e companheiros de turma de graduação e mestrado agradeço pelas discussões, pelas risadas, pelo companheirismo, pela companhia nos estudos e pelo prazer da convivência - Daniele (Dani), Vanessa (Vany), Luis Gustavo (Gutinho), Pedro, José Nayro e Zanão. Agradeço a grande amiga Talita, pela amizade, longas conversas, confissões e grande apoio; ao amigo Dorval pelas enriquecedoras sugestões e disposição em ajudar; e ao amigo-irmão Paulo Moretti Jr. e família, grande companheiro de faculdade, mestrado e trabalho, sempre falando pouco, mas participando com cumplicidade fraternal em importantes momentos de minha vida. Aos

camaradas sr. Montaña, Abel, Exzequiel e David, figuras ilustres representando os *hermanos* argentinos.

Por fim agradeço ainda a todos os professores que contribuíram direta ou indiretamente para o conhecimento aplicado nesse trabalho. Aos funcionários do Instituto de Geociências e Departamento de Engenharia de Petróleo. Aos colegas da Petrobrás: Renato Jordan, Celso Guirro, Goto, Alexandre Castro e outros que incentivaram e participaram com sugestões enriquecedoras ao trabalho. Ao gerente Henrique Rosa, pelo apoio administrativo, sugestões e principalmente pelo incentivo amigo para a conclusão dessa dissertação. Em especial ao orientador Prof. Dr. Giorgio Basile, no qual junto ao italiano rabugento está um grande amigo, cientista e professor.

A todos, meu sincero e singelo OBRIGADO!

*“Eu desejo conhecer os pensamentos
de Deus... as coisas restantes são
detalhes.”*

(Albert Einstein)

Resumo

HENRIQUE, André, *Modelo de fácies de um sistema profundo de rampa submarina (Formação Punta Negra), Devoniano, Pré-Cordilheira Argentina*, Campinas: Faculdade de Engenharia Mecânica, Universidade Estadual de Campinas, 2009. 137 p. Dissertação (Mestrado)

A Formação Punta Negra (Meso- Neodevoniano da Pré-Cordilheira Argentina) consiste em uma espessa sucessão de depósitos siliciclásticos de água profunda. Esta unidade aflora por cerca de 300 km em direção N-S nas províncias de San Juan, Mendoza e La Rioja. Uma detalhada análise sedimentológica permitiu identificar seis litofácies depositadas pela ação de fluxos de densidade concentrados e correntes de turbidez. Três associações de fácies foram descritas e interpretadas: i) preenchimento de canais: camadas de arenito fino, com escassas estruturas e preenchendo feições erosivas, correspondentes a canais pouco espessos como sistema de aporte em uma rampa proximal; ii) lobos proximais: sucessões estrato-crescentes de camadas arenosas maciças na base e com estruturas de tração no topo, amalgamadas ou intercamadadas com níveis de lamito laminado, correspondendo a deposição de lobos num contexto de rampa proximal; iii) lobos distais/franjas: sucessões de lamito e camadas descontinuas de arenito muito fino que constituem os depósitos mais finos de todo o intervalo estudado, associados ao contexto de rampa distal. Os corpos sedimentares pertencentes às associações de fácies constituem elementos com características geométricas próprias. Os canais são do tipo deposicionais e pouco erosivos, os lobos deposicionais caracterizam corpos de geometria lobada/linguóide apresentando ciclos de compensação de espessuras. Por fim, os depósitos de franjas possuem grande extensão areal e com heterogeneidade acentuada pelo intercamadamento lamito/arenito. Com base na análise de fácies e associação de fácies e em informações levantadas por estudos anteriores, propõe-se um

modelo de sistema deposicional turbidítico de rampa submarina rico em areia, caracterizado por um sistema de canais pouco espessos que atuam na forma de múltiplos pontos de aporte. A característica textural imatura dos sedimentos, a abundância de fragmentos vegetais e a deposição de estruturas típicas de fluxos de mais longa duração, são argumentos para propor um sistema de alimentação por meio de fluxos hiperpicnais provenientes diretamente do continente.

Palavras Chave

- Formação Punta Negra, Pré-Cordilheira Argentina, Turbiditos, Rampa submarina

Abstract

HENRIQUE, André, *Facies model of a Deep-water ramp system (Punta Negra Formation) Devonian, Argentine Precordillera*, Campinas, : Faculdade de Engenharia Mecânica, Universidade Estadual de Campinas, 2009. 137 p. Dissertação (Mestrado)

The Punta Negra Formation (Middle to Late Devonian of Argentine Precordillera) is a thick succession of siliciclastic deep-water deposits. This unit outcrops for c. 300 km along north-south direction in the provinces of San Juan, Mendoza and La Rioja. Detailed sedimentological permitted to identify six lithofacies deposited by concentrated density flows and turbidity currents. Three facies associations were described and interpreted: i) channel-filling deposits: massive fine grained sandstone erosive depressions that represent multiple shallow channels in a ramp system; ii) proximal lobes: thickening-upward successions of fine grained massive sandstone beds with a upper portion of very fine laminated sandstone; these beds are amalgamated or interbedded with laminated mudstone and represent depositional lobes in a proximal ramp context; iii) distal lobes/fringe: interstratifications of mudstone and very fine sandstone that are associated to a distal ramp. The channels are constituted of multiple depositional and minor erosional events. The depositional lobes include linguoid bodies with compensation cycles. The fringes have large extension and are characterized by thin interbedding of mudstone/discontinuous very fine sandstone. It was proposed a sand-rich deep-water ramp depositional model, which is characterized by a system of multiple minor erosive channels (multiple source). The immature sediments, the abundance of vegetal fragments and the typical structures of relative long-lived flows evidence a depositional system fed by hyperpicnal flows probably originated of major fluvial floods. *Key Words*: Punta Negra Formation, Argentine Precordillera, Turbidites, Deep-water ramp system

Índice

Lista de Figuras	iv
Lista de Quadros	vi
1 Introdução	01
1.1 Objetivos	04
2 Materiais e Métodos	05
2.1 Análise de dados em campo	08
2.2 Perfis estratigráficos	08
2.3 Caracterização petrográfica	10
2.4 Paleocorrentes	14
3 Contexto Geológico Regional	17
3.1 Litoestratigrafia	19
3.2 Evolução geotectônica	23
3.3 Características gerais da Formação Punta Negra	28
4 Descrição de Fácies da Formação Punta Negra	30

4.1 Litofácies I – Arenito médio a fino, maciço e com base erosiva	32
4.2 Litofácies II – Camadas Bipartidas	34
4.3 Litofácies III – Arenito Laminado	35
4.4 Litofácies IV – Arenito com laminações cruzadas	38
4.5 Litofácies V – Arenito fino com plano-paralelas, cruzadas e convolutas	40
4.6 Litofácies VI – Lamito arenoso com camadas lenticulares de arenito	40
5 Análise de Fácies	43
5.1 Litofácies I – Fluxos concentrados	45
5.2 Litofácies II – Fluxos bipartidos: concentrados e correntes de turbidez	47
5.3 Litofácies III – Correntes de turbidez em regime de fluxo superior	49
5.4 Litofácies IV – Correntes de turbidez e migração de <i>mega-ripples</i>	52
5.5 Litofácies V – Correntes de turbidez e deformação pós-deposicional	54
5.6 Litofácies VI – Decantação de finos e correntes de turbidez diluídas	55
6 Associação de Fácies	57
6.1 Associação de fácies A - preenchimento de canais	66
6.2 Associação de fácies B – lobos proximais	69
6.3 Associação de fácies C – lobos distais e franjas	72
6.4 Contexto Deposicional das Associações de Fácies	76
7 Trato de Fácies	81

8 Caracterização Petrográfica	86
8.1 Análise textural x mecanismos deposicionais	88
8.2 Análise composicional x proveniência	89
9 Sistema Depositional	96
9.1 Análise de Paleocorrentes	98
9.2 Evolução da bacia durante o Devoniano	100
9.3 Modelo deposicional e Sistema de alimentação	102
10 Conclusões	104
Referências Bibliográficas	107
Anexo I – Descrições Petrográficas	116
Anexo II – Dados de Paleocorrentes	133

Lista de Figuras

1.1	Localização da área de estudos	03
2.1	Fluxograma dos métodos de trabalho	07
2.2	Localização das seções – coleta de dados	09
2.3	Localização e foto dos perfis estratigráficos	11
2.4	Estruturas utilizadas para medidas de paleocorrentes	16
3.1	Províncias morfo-estruturais do noroeste argentino	18
3.2	Perfil esquemático das unidades morfotectônicas da Pré-Cordilheira Argentina	19
3.3	Carta estratigráfica do Cambriano ao Devoniano para as rochas da Pré-Cordilheira	21
3.4	Seção estratigráfica tipo da porção central da Pré-Cordilheira	22
3.5	Reconstrução Global para o Eo-ordoviciano	25
3.6	Reconstrução Global para o Devoniano	27
3.7	Modelo deposicional em bacia de antepaís para a Formação Punta Negra	29
4.1	Litofácies identificadas nas seções descritas na Formação Punta Negra	31
4.2	Litofácies I – Camadas de arenito médio a fino com base erosiva	33
4.3	Litofácies II – Camadas bipartidas	36
4.4	Litofácies III – Arenito laminado	37
4.5	Litofácies IV – Arenito com laminações cruzadas	39
4.6	Litofácies V e VI - Interacamadados arenito/lamito	42
5.1	Diagrama esquemático para fluxos de densidade subaquosos	44
5.2	Desenho esquemático do mecanismo de transporte para a Litofácies I	47
5.3	Desenho esquemático dos mecanismos de transporte de sed. para a Litofácies II	49
5.4	Modelo esquemático de transformação de fluxo	51
5.5	Desenho esquemático dos mecanismos de transp. de sedimentos da Litofácies V	55
6.1	Legenda dos símbolos utilizados nos perfis estratigráficos	58
6.2	Perfil estratigráfico FPN1 – Afloramento Quebrada de la Burra	59
6.3	Perfil estratigráfico FPN1 – continuação	60
6.4	Perfil estratigráfico FPN2	61
6.5	Perfil estratigráfico FPN3A e FPN3B – Afloramento Quebrada de los Gaúchos	62
6.6	Perfil estratigráfico FPN3C– Afloramento Quebrada de los Gaúchos	63

6.7	Perfil estratigráfico FPN3D – Afloramento Quebrada de los Gauchos	64
6.8	Perfil estratigráfico FPN3E – Afloramento Quebrada de los Gauchos	65
6.9	Associação de fácies A – preenchimento de canais	67
6.10	Canal - Quebrada de los Gaúchos. Esquema de empilhamento das camadas	68
6.11	Desenho esquemático de um canal deposicional	69
6.12	Sucessões estrato-crescentes ascendentes de progradação de lobos deposicionais	71
6.13	Afloramento na Quebrada de los Gaúchos. Complexo de lobos amalgamados	73
6.14	Padrão formado pelos Ciclos de Compensação em lobos e lençóis de areia	74
6.15	Intercalação de arenito muito fino e lamito da associação de fácies C – franjas	74
6.16	Modelos deposicionais para Leque submarino e Rampa submarina	78
6.17	Sucessões esquemáticas produzidas por um sistema de leque submarino e de rampa submarina alimentada por delta	79
6.18	Características geométricas e assoc. de fácies da Fm. Punta Negra	80
7.1	Modelo de Trato de Fácies para a Formação Punta Negra	83
8.1	Aspectos texturais e composicionais das lâminas delgadas da Formação Punta Negra	90
8.2	Classificação das lâminas analisadas segundo o método de Folk (1968) (n=7)	91
8.3	Aspectos de cimentação e substituição	93
8.4	Classificação do ambiente tectônico de proveniência de arenitos da Fm. Punta Negra	95
9.1	Modelo de sistema de rampa submarina rico em areia em ambiente profundo	98
9.2	Distribuição de paleocorrentes na área estudada	99
9.3	Mapa regional de paleocorrentes na Formação Punta Negra	101
9.4	Modelo deposicional e paleogeográfico da Formação Punta Negra	103

Lista de Quadros

2.1	Coordenadas e metragem dos perfis estratigráficos	10
5.1	Síntese da classificação de fluxos de densidade <i>sensu</i> Mulder & Alexander (2001)	45
8.1	Descrição qualitativa textural para 8 amostras da Formação Punta Negra	87
8.2	Constituintes detríticos de oito amostras da Formação Punta Negra	91

Capítulo 1

Introdução

Estima-se que existam por volta de 1200 a 1300 campos de petróleo e gás descobertos em reservatórios associados a sistemas turbidíticos profundos, muitos dos quais classificados como campos gigantes (>500 milhões de barris de óleo equivalente) (Stow & Mayall, 2000). Porém, estes sistemas sedimentares podem conter um percentual de mais de 75% de óleo móvel não-recuperável (*Unrecovered Mobile Oil*) em relação ao volume original *in situ* (*Original Oil In Place*). O maior motivo desta dificuldade na recuperação é o caráter limitado e inadequado dos estudos sobre a arquitetura geológica dos reservatórios e sobre o controle que os elementos dessa arquitetura exercem sobre o fluxo de óleo durante a produção (Tyler & Finley, 1991).

Shanmugam (2000) ressalta que considerar os processos deposicionais no estudo da arquitetura das rochas é uma premissa fundamental para construir modelos deposicionais plausíveis e é imprescindível no estabelecimento da distribuição dos corpos reservatórios e não-reservatórios. Dessa forma, a arquitetura das rochas (grande escala) não pode ser compreendida sem o estudo dos processos (pequena escala). É no estudo dos processos de transporte e deposição de sedimentos que se insere a análise e a criação de modelos de fácies.

O modelo de fácies (*facies models*), segundo Walker (2006), corresponde a síntese de informações de ambientes deposicionais antigos ou recentes no intuito de compreender a natureza, escala, heterogeneidades e processos físicos de controle dos elementos representados em cada ambiente. A existência de um modelo de fácies contribui, ainda, no entendimento da

evolução sedimentar e tectônica de uma área e fornece importantes informações de caráter preditivo na interpretação de corpos reservatórios e no comportamento dos fluidos no próprio sistema estudado, ou em unidades análogas.

A Formação Punta Negra (FPN), que constitui o objeto de estudo deste trabalho, compreende uma unidade litoestratigráfica com mais de 1000 metros de espessura, de idade devoniana (Keller, 1998) e que se estende por cerca de 300 km em direção N-S, em correspondência às Províncias argentinas de La Rioja, San Juan e Mendoza. Inserida no contexto morfo-estrutural central da Pré-Cordilheira Argentina (PCA), esta unidade compõe uma sucessão silúrico-devoniana de depósitos siliciclásticos plataformais a marinhos profundos.

No que se refere às características sedimentológicas, a Formação Punta Negra, é composta predominantemente pela intercalação de litoarenitos e lamitos, interpretados como sendo depositados pela ação de fluxos turbidíticos em ambiente de leques subaquáticos profundos (González-Bonorino & Middleton, 1976 e Ramos & Vujovich, 2000). Para Bustos (1996), Bustos & Astini (1997) e De Luca & Basilici (2008), a mesma é originada a partir da progradação de um grande delta em um sistema de rampa submarina.

Nesse contexto, o levantamento de novos dados e a interpretação sob conceitos atualizados de fluxos gravitacionais motivaram o estudo dessa unidade. Além disso, compreender os detalhes e características desse tipo de sistema deposicional é de grande importância na geração de modelos aplicáveis a caracterização de reservatórios análogos.

A área de estudos do presente trabalho situa-se nos arredores do município de Talacasto, cerca de 40 km ao Norte da capital da província de San Juan (Figura 1.1).

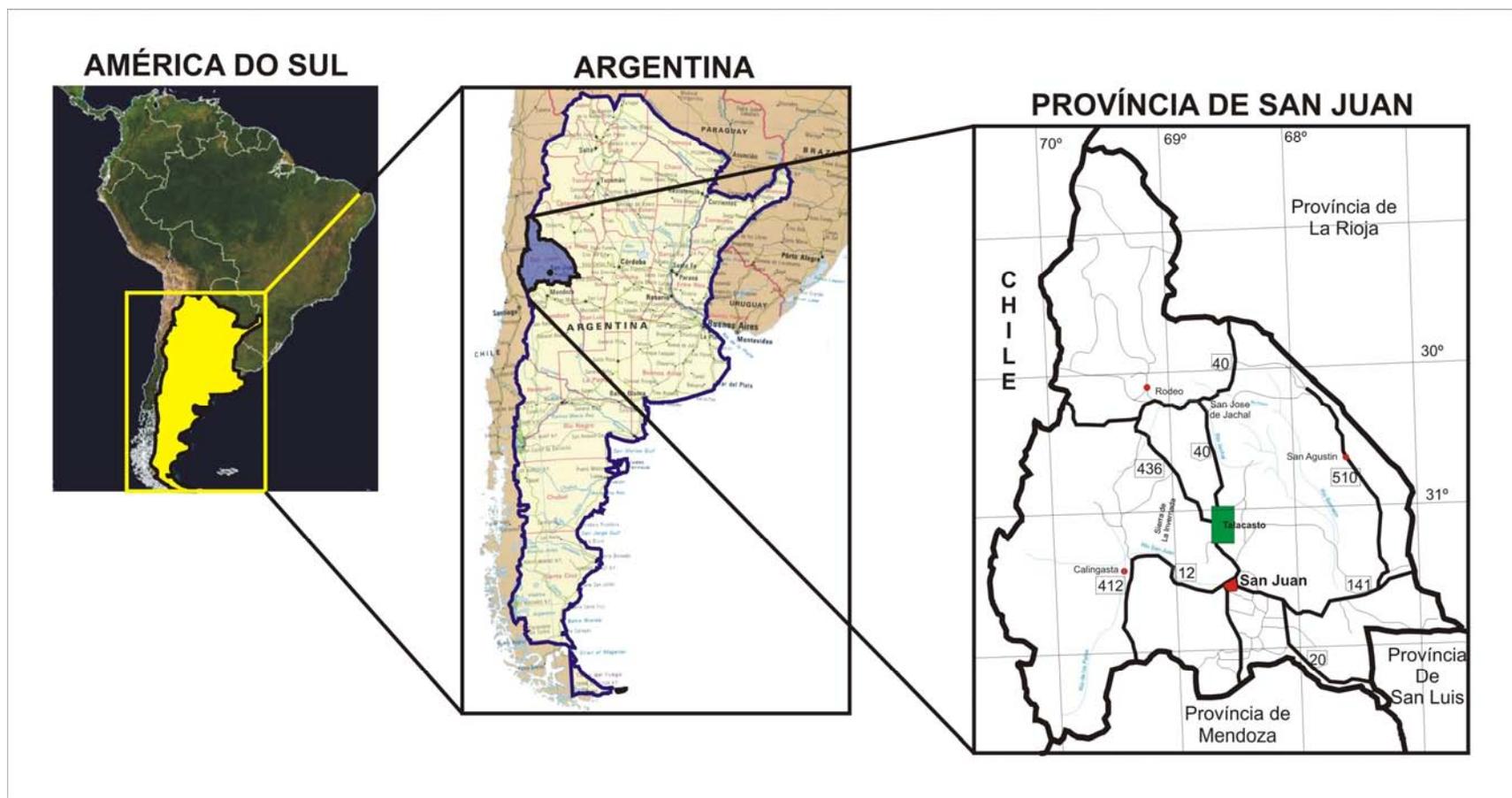


Figura 1.1: Localização da área de estudos: arredores de Talacasto (área em verde) - Pré-Cordilheira Argentina.

1.1 Objetivos

A presente dissertação visa propor um modelo de fácies a partir da geração e análise de novos dados, integrando os resultados de estudos petrológicos, bem como detalhar as características de distribuição vertical e horizontal dos corpos sedimentares.

Ao longo do desenvolvimento desta dissertação procurou-se manter o foco em quatro aspectos referentes ao estudo do preenchimento de uma bacia sedimentar.

- a) Análise de fácies e mecanismos deposicionais;
- b) Estudo e caracterização das associações de fácies e do trato horizontal de fácies;
- c) Integração de dados de petrografia microscópica ao modelo de fácies;
- d) Caracterização do sistema deposicional.

Dessa forma, os objetivos propostos consistem em questões de interesse no entendimento de sucessões siliciclásticas de sistemas sedimentares depositados por fluxos gravitacionais. Além do aspecto científico-acadêmico, o detalhamento sedimentológico e estratigráfico possibilita uma grande contribuição em um contexto aplicado, fornecendo subsídios para o desenvolvimento de modelos para reservatórios de hidrocarbonetos em sistemas deposicionais análogos.

Capítulo 2

Materiais e Métodos

O método de trabalho baseia-se inicialmente na análise dos processos deposicionais por meio do reconhecimento e estudo detalhado das litofácies observadas em campo e representadas em seções uni- e bidimensionais. Tal análise é baseada, sobretudo, nas características hidráulicas registradas nas camadas. A relação entre litotipos e processos deposicionais é determinante, pois são esses processos os principais responsáveis pelas características texturais e geométricas (forma e dimensões espaciais) dos produtos sedimentares.

Muitos trabalhos de revisão teórica abordam essa relação entre fácies e processos de transporte e deposição de sedimentos em ambientes subaquosos profundos, dentre eles, os mais recentes de Mulder & Alexander (2001), Mattern (2005) e Posamentier & Walker (2006). Trabalhos como os de Heller & Dickinson (1985), Reading & Richards (1994), Johnson *et al.* (2001) e Basilici (2006) revelam-se importantes ferramentas metodológicas na aplicação desses conceitos em diversos contextos fisiográficos e tectônicos.

Entende-se por descrição e análise de fácies o levantamento de todas as características internas (textura, composição e estruturas sedimentares) e externas (superfícies limítrofes, formas, dimensões e distribuição espacial) de um litossoma (Walker, 2006). A chave para a interpretação dos processos de transporte e sedimentos está na comparação dessas informações com unidades estratigráficas bem estudadas e com estudos de sistemas sedimentares modernos ou simulados em laboratório.

O reconhecimento e a subdivisão do registro em camadas e lâminas são fundamentais no sistema de descrição e análise de fácies adotado neste trabalho. A definição de camada utilizada baseia-se na proposta de Campbell (1967). Esta consiste em corpos sedimentares limitados por superfícies deposicionais chamadas de superfícies de acamamento; cada superfície é praticamente síncrona e uma camada pode ser considerada uma unidade tempo-estratigráfica informal de extensão areal limitada e formada num intervalo de tempo relativamente curto. Segundo o mesmo autor, uma lamina é a menor unidade de estratificação visível e estrato, por sua vez, consiste em um termo genérico para divisões stratigráficas informais e sem correlação genética.

A definição de fácies é utilizada em uma escala de trabalho de detalhe. Para o entendimento da evolução do preenchimento sedimentar de uma unidade em estudo, é necessário efetuar um salto de escala e agrupar informações de como essas fácies descritas e interpretadas relacionam-se espacialmente. A combinação entre a análise de detalhe das fácies e o conjunto de fácies geneticamente relacionadas é o que se denomina “associação de fácies” e esta possui significado em termos de ambiente deposicional (Walker, 2006). Esse conceito reúne ainda informações sobre o padrão de empilhamento do registro sedimentar e sobre os aspectos geométricos bidimensionais e tridimensionais dos litossomas.

O fluxograma da Figura 2.1 sintetiza os métodos utilizados para a criação de um modelo de fácies, bem como da caracterização do sistema deposicional. Os itens abaixo abordam mais detalhadamente as técnicas adotadas na pesquisa, bem como a localização geográfica das seções descritas.

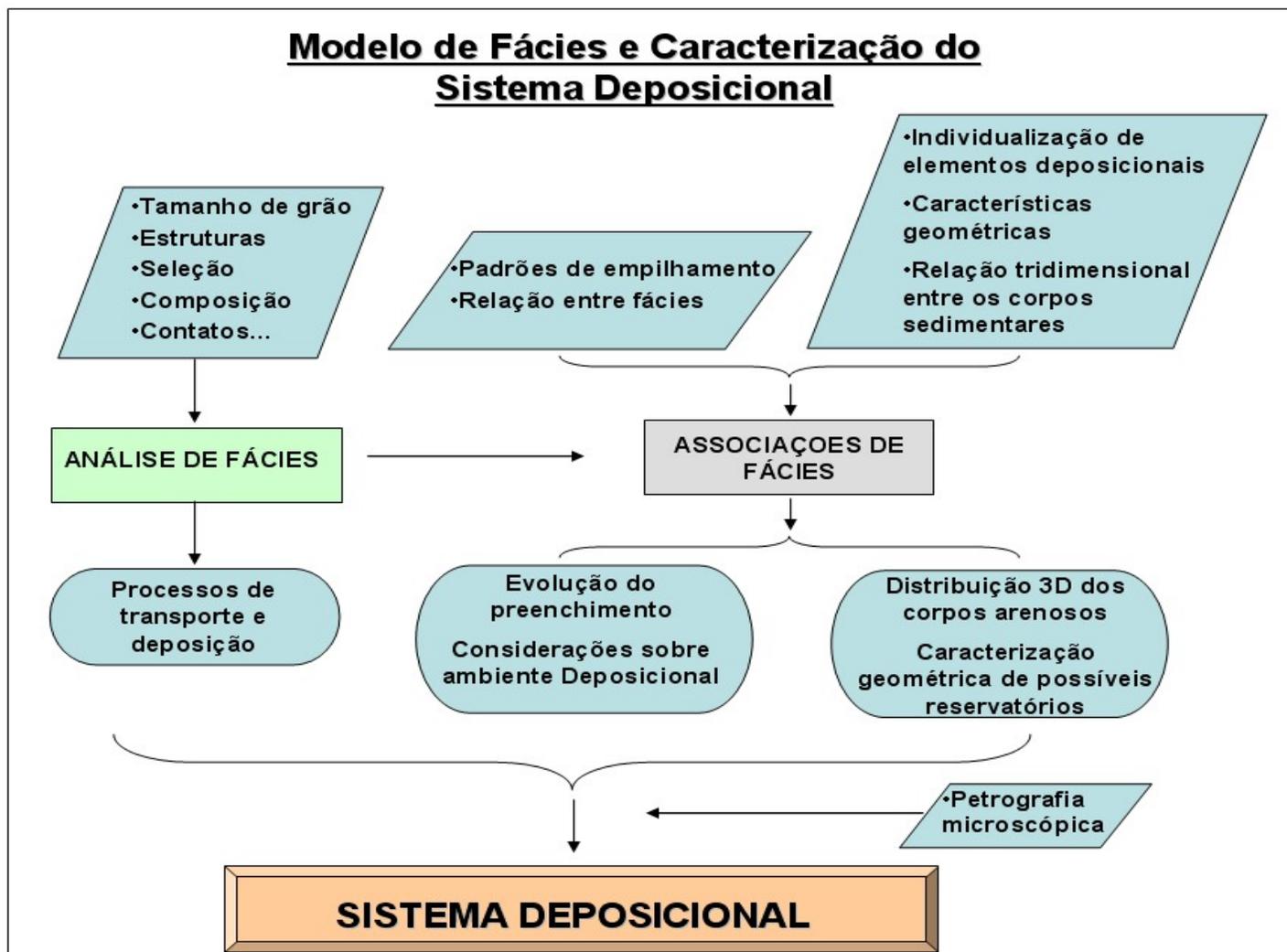


Figura 2.1: Fluxograma dos métodos aplicados na obtenção dos resultados propostos.

2.1 Análise de dados em campo

A realização da atividade de campo estendeu-se do dia 15 de julho ao dia 11 de agosto de 2006 (incluindo viagem, preparação logística e coleta de dados). Foram realizadas análises de detalhe em dois afloramentos, nos quais foram descritos perfis estratigráficos, focando o reconhecimento, a caracterização e a individualização das fácies sedimentares, além de análises bidimensionais em dois afloramentos de grande extensão e boas condições de visualização para a melhor caracterização dos contatos, forma e distribuição das camadas.

As seções que serviram de base para o levantamento de dados localizam-se nos arredores de Talacasto, ao longo da rodovia 436 em dois vales principais: Quebrada de los Gauchos e Quebrada de la Burra (Figura 2.2). Além disso, foi realizada uma saída de campo (ponto 5 na Figura 2.2) visando identificação e reconhecimento do contato e das relações da Formação Punta Negra com a unidade litoestratigráfica inferior (Formação Talacasto, unidade sedimentar depositada em ambiente plataformar durante o Eo-devoniano).

2.2 Perfis estratigráficos

Os dados obtidos em afloramentos permitiram a construção de perfis verticais com detalhamento de espessura das camadas, tamanho de grão, estruturas sedimentares e superfícies limites. A boa continuidade de exposição dos afloramentos permitiu a medida de mais de 119 metros de perfis verticais em escala centimétrica (perfis indicados no Quadro 2.1). Os perfis estratigráficos possibilitam a comparação visual das principais características litológicas e geométricas do empilhamento, além de permitir o reconhecimento visual de tendências graduais, tais como seqüências grano- e estrato-crescentes e decrescentes, ou limites abruptos marcando diferentes litotipos ou superfícies erosivas.

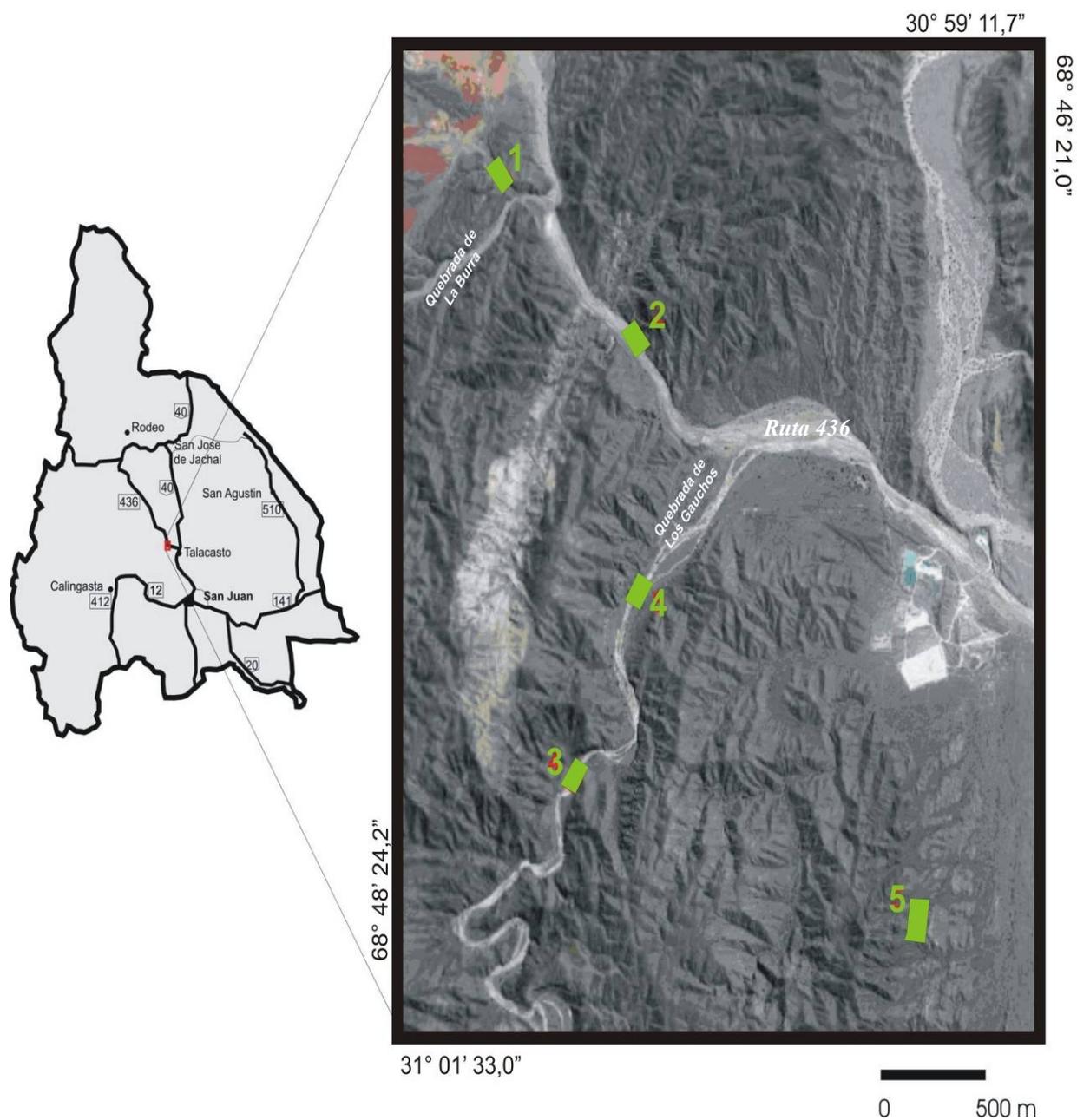


Figura 2.2: Localização das áreas de coleta de dados; 1) Perfil estratigráfico FPN 1; 2) Perfil estratigráfico FPN 2; 3) análise bidimensional FPN 3, com a descrição de cinco perfis; 4) análise bidimensional FPN 4 e 5) análise de relação de contato com a Formação Talacasto. As seções principais podem ser vistas em maior detalhe na Figura 2.3.

A Figura 2.3 mostra a visão geral dos afloramentos onde foram descritos os dois perfis de fácies principais (Figuras 2.3A e 2.3B), bem como outros cinco menores (Figura 2.3C), os quais auxiliaram na correlação lateral dos corpos sedimentares em uma análise bidimensional.

Perfil FPN	Coordenadas	Descrito por:	Metros
1 A	30°59'30,8" S e 68°48'3,8" W Quebrada de la Burra	André Henrique	33,24 m
2 A	30°59'54" S e 68°47'39,4" W	Pedro de Luca	29,7 m
3 A	31°01'01,1" S e 68°47' 56,2" W Quebrada de los Gauchos	André Henrique	8,37 m
3 B	Entre as duas coordenadas (vide Figura 3C)	André Henrique	3,8 m
3 C		Giorgio Basilici	14,9 m
3 D		Giorgio Basilici	10,6 m
3 E	31°00'56,3" S e 68°47' 56,8" W Quebrada de los Gauchos	Paulo Moretti	18,8 m

Quadro 2.1: Coordenadas geográficas dos perfis de fácies e metros descritos.

2.3 Caracterização petrográfica

A análise em detalhe de lâminas delgadas da Formação Punta Negra foi desenvolvida como parte do projeto de conclusão de curso da aluna Lenita de Souza Fioriti (Fioriti, 2008). A descrição e interpretação dos dados referentes a essa unidade foi acompanhada e discutida com o autor deste texto.

Foram descritas 8 lâminas delgadas pertencentes aos perfis estratigráficos descritos neste trabalho. Estas foram analisadas qualitativamente no que se refere às características texturais: tamanho de grão, estruturas, seleção, arredondamento dos grãos, empacotamento e tipos de contatos. A classificação textural baseou-se principalmente nos trabalho de Folk (1968). A estimativa de grau de seleção utilizou os quadros comparativos apresentados em Beard & Weyl (1973). A partir disso, realizou-se a contagem de pontos para a caracterização mineralógica. A descrição qualitativa e quantitativa de cada lâmina encontra-se no Anexo I.

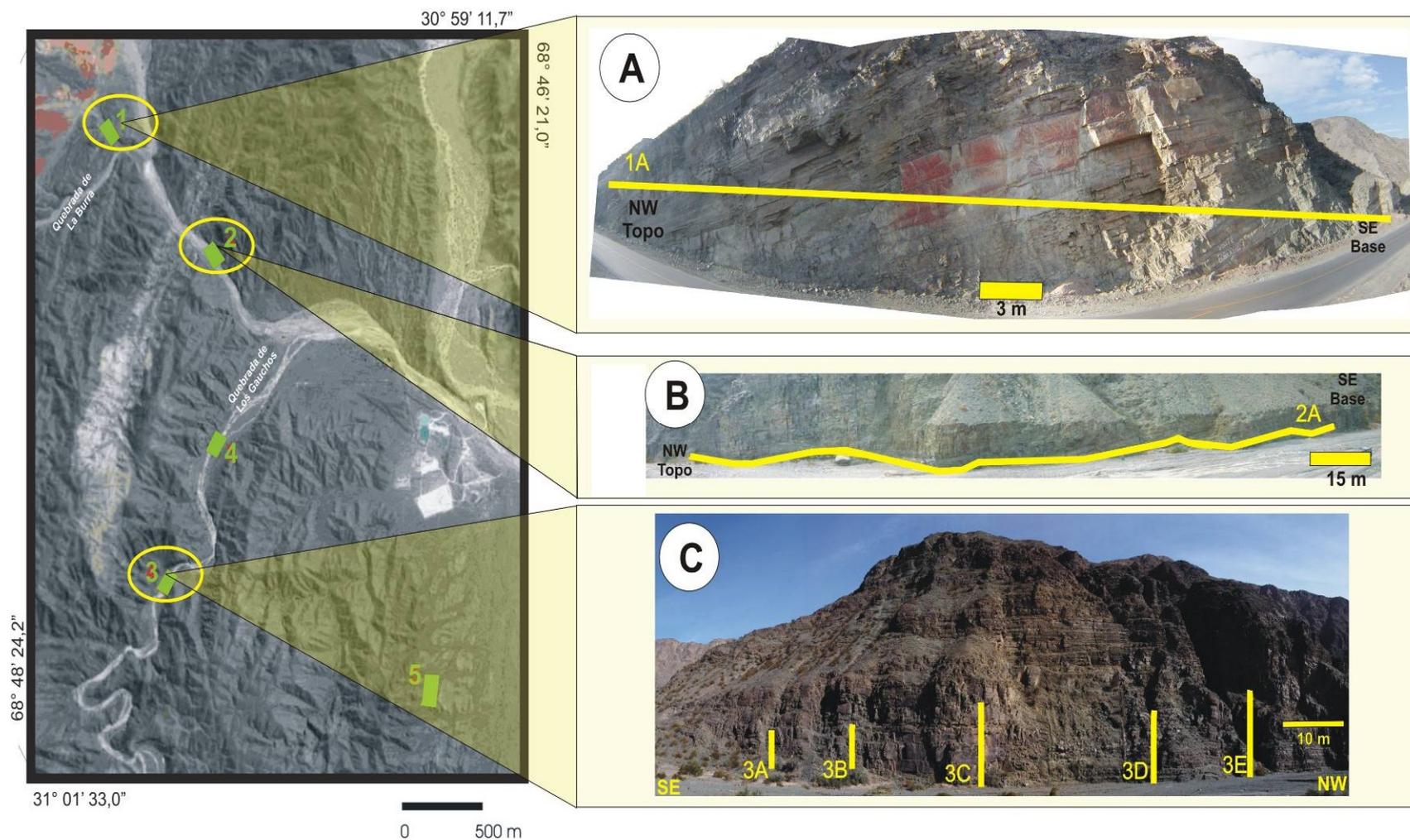


Figura 2.3: Localização dos perfis descritos. A) Perfil estratigráfico FPN1A, próximo à Quebrada de la Burra; B) Perfil estratigráfico FPN2A, próximo à Quebrada de los Gauchos e C) Perfis estratigráficos FPN3A, 3B, 3C, 3D e 3E, situados na Quebrada de los Gauchos. Nos afloramentos 4 e 5 (mapa à direita) não foram descritos perfis.

A análise mineralógica ou composicional visa identificar os minerais presentes nas amostras coletadas, e classificá-las de acordo com a abundância dos mesmos. O método consiste na identificação de 300 pontos em cada lâmina, referentes aos grãos do arcabouço, constituintes diagenéticos e porosidade (nenhuma lâmina descrita apresentou poros). Estes são quantificados ao longo de linhas de intervalos regulares. Primeiramente é feita uma média de quantos pontos por linha serão contados, baseando-se na fração granulométrica, para que toda a lâmina seja estudada. A lâmina é ajustada no *charriot* de passo e a contagem é iniciada. O mineral que estiver posicionado na interseção do retículo é identificado. As informações referentes aos componentes do grão do arcabouço foram armazenadas em tabelas. A partir disso, obtém-se a quantidade percentual desses constituintes, a qual pode ser plotada no diagrama proposto por Folk (1968) para a classificação composicional e de Dickinson (1985) para classificação de ambiente tectônico e proveniência.

A contagem de pontos utiliza o método de contagem modal estabelecido por Gazzi (1966) e Dickinson (1970), conhecido como método Gazzi-Dickinson. Este método é baseado em análises estatísticas para estimar a composição mineralógica de amostras de rocha. Os grãos do arcabouço são separados nas seguintes categorias:

- Grãos de quartzo ($Q = Q_m + Q_p$)

Q = total dos grãos de quartzo

Q_m = quartzo monocristalino

Q_p = quartzo policristalino

- Grãos de feldspato ($F = P + K$)

F = total dos grãos de feldspatos

P = grãos de plagioclásio

K = grãos k-feldspato

- Fragmentos líticos instáveis ($L = L_v + L_s$)

L = total dos fragmentos líticos instáveis

L_v = fragmentos líticos vulcânicos/metavulcânicos

Ls = fragmentos líticos sedimentares/metassedimentares

- Fragmentos líticos totais ($L_t = L + Q_p$)

Nos modelos para classificação de rochas detríticas, a quantidade de determinado tipo de grão é recalculada percentualmente para Qm, Qp, P, K, Lv e Ls. Os grãos carbonáticos, minerais ferromagnesianos e minerais pesados não são usados nesta classificação, devido às suas diferentes respostas frente às influências geoquímicas e hidrodinâmicas durante a ação do intemperismo e diagênese. Diagramas triangulares são utilizados para discriminar tipos de proveniência de arenitos, de acordo com a análise mineralógica dos mesmos.

O método de contagem Gazzi-Dickinson reduz a influência da variação granulométrica na quantificação. Este método diferencia os fragmentos líticos grossos (cristal individual $> 0,062$ mm) dos fragmentos líticos finos (cristal individual $< 0,062$ mm) (Zuffa, 1980). Além disso, o método se difere do tradicional no que diz respeito à contagem dos grãos monominerálicos e dos grãos poliminerálicos (com cristais individuais $> 0,062$ mm). No método tradicional, os minerais pertencentes a fragmentos de rochas de qualquer tipo são plotados no vértice L (líticos). Isso causa problemas quando da individualização de grupos de proveniência. Arenitos grossos tendem naturalmente a possuir maior quantidade de fragmentos de rochas plutônicas, enquanto que em arenitos finos, estes se desintegram e geram grãos monominerálicos. Dessa forma, segundo o método tradicional de contagem, amostras de mesma proveniência plotariam em áreas distintas no diagrama QFL. O método Gazzi-Dickinson enfatiza se o retículo está centrado em um grão monominerálico ou em um fragmento de rocha. No caso de um grão poliminerálico com cristais superiores à fração areia muito fina, registra-se que o mesmo é um fragmento de rocha, porém plota-se no vértice correspondente ao mineral em questão (quartzo ou feldspato) (Dickinson, 1985). O vértice de líticos fica restrito aos fragmentos com minerais inferiores à areia muito fina.

O método de contagem Gazzi-Dickinson baseia-se exclusivamente na composição da rocha. Os resultados são menos influenciados pelo tamanho dos grãos modificados pela fragmentação. Quando o objetivo do estudo é diferenciar as rochas fontes, este método possui vantagens em relação ao método tradicional (Ingersoll *et al.*, 1984). Essas vantagens correspondem aos i) resultados mais uniformes adquiridos em amostras com tamanhos de grão variáveis, inclusive em amostras mal selecionadas; ii) não são necessárias contagens nas diferentes frações das amostras para a comparação; iii) contagens são mais rápidas e com poucas ambigüidades, especialmente para arenitos mal selecionados e alterados.

2.4 Paleocorrentes

Os dados de paleocorrentes foram coletados a partir de estruturas sedimentares que permitem obter a direção e, em alguns casos, o sentido do fluxo. A maior parte dos dados foi extraída de planos de estratificações cruzadas e marcas de sola, embora estruturas do tipo lineação de partição e a vergência de dobras convolutas também foram utilizadas (Figura 2.4).

Diversas estruturas erosionais e deposicionais podem ser utilizadas para a determinação da direção e sentido de paleofluxos. O conhecimento das paleocorrentes é fundamental para o entendimento paleogeográfico, geometria dos corpos arenosos e proveniência (Tucker, 2001). Algumas estruturas são vetoriais e permitem determinar o sentido dos fluxos, outras fornecem apenas a direção da corrente. Neste trabalho as estruturas primárias vetoriais utilizadas foram laminações/estratificações cruzadas e turboglifos (*flute casts*). Os turboglifos são formados pela erosão localizada devido à turbulência do fluxo sobrepassante em uma superfície plana, gerando assim uma estrutura assimétrica (Figura 2.4A) (Allen, 1982; Tucker, 2001). As laminações cruzadas são geradas pela migração de formas de leito do tipo marcas de corrente (*ripples*) ou dunas. Para maior confiabilidade dos dados provenientes de laminações cruzadas, deve-se obter um volume significativo de medidas. Isso devido à distribuição radial dos planos, provenientes da própria forma 3D da estrutura (Figura 2.4B), gerando uma dispersão do registro medido.

Estruturas não vetoriais, como marcas de sulcos e lineação de partição também foram utilizadas como indicativos da direção de paleocorrente. As marcas de sulcos são estruturas alongadas e retilíneas geradas pelo arrasto de um objeto (intraclastos, fósseis e clastos de maiores dimensões) sobre uma superfície plana (Figura 2.4C). A lineação de partição é uma estrutura tipicamente formada por lâminas plano-paralelas em arenito fino a muito fino. Ela se desenvolve pela ação de vórtices em alta velocidade, gerados pela turbulência, sobre uma superfície plana, concentrando grãos de tamanho maior ao longo de alinhamentos preferenciais (Figura 2.4D) (Allen, 1982; Tucker, 2001). Por fim, as dobras convolutas, caracterizadas por estruturas pós-sedimentares, indicam o sentido do fluxo e uma possível paleodeclividade que favorece a instabilidade e deformação dos sedimentos no sentido do depocentro da bacia (Figura 2.4E).

O tratamento dos dados de paleocorrentes envolveu a correção da atitude com base nos planos de acamamento, pois os mesmos encontram-se tectonicamente imbricados. A partir disso, plotou-se em diagramas de roseta utilizando o software Stereonet v.3.03, este utiliza como base os algoritmos estatísticos e resultados gráficos propostos por Cheeney (1983).

No total foram 128 atitudes medidas e dessas 121 foram utilizadas nos diagramas de roseta. As sete medidas restantes não foram plotadas, pois constituem ou dados isolados e não representativos, ou dados já assinalados em campo como duvidosos.

Os dados coletados em cada seção antes e depois da correção pelo acamamento encontram-se em anexo (Anexo II) e a análise mais detalhada dessas paleocorrentes encontra-se no capítulo 9.

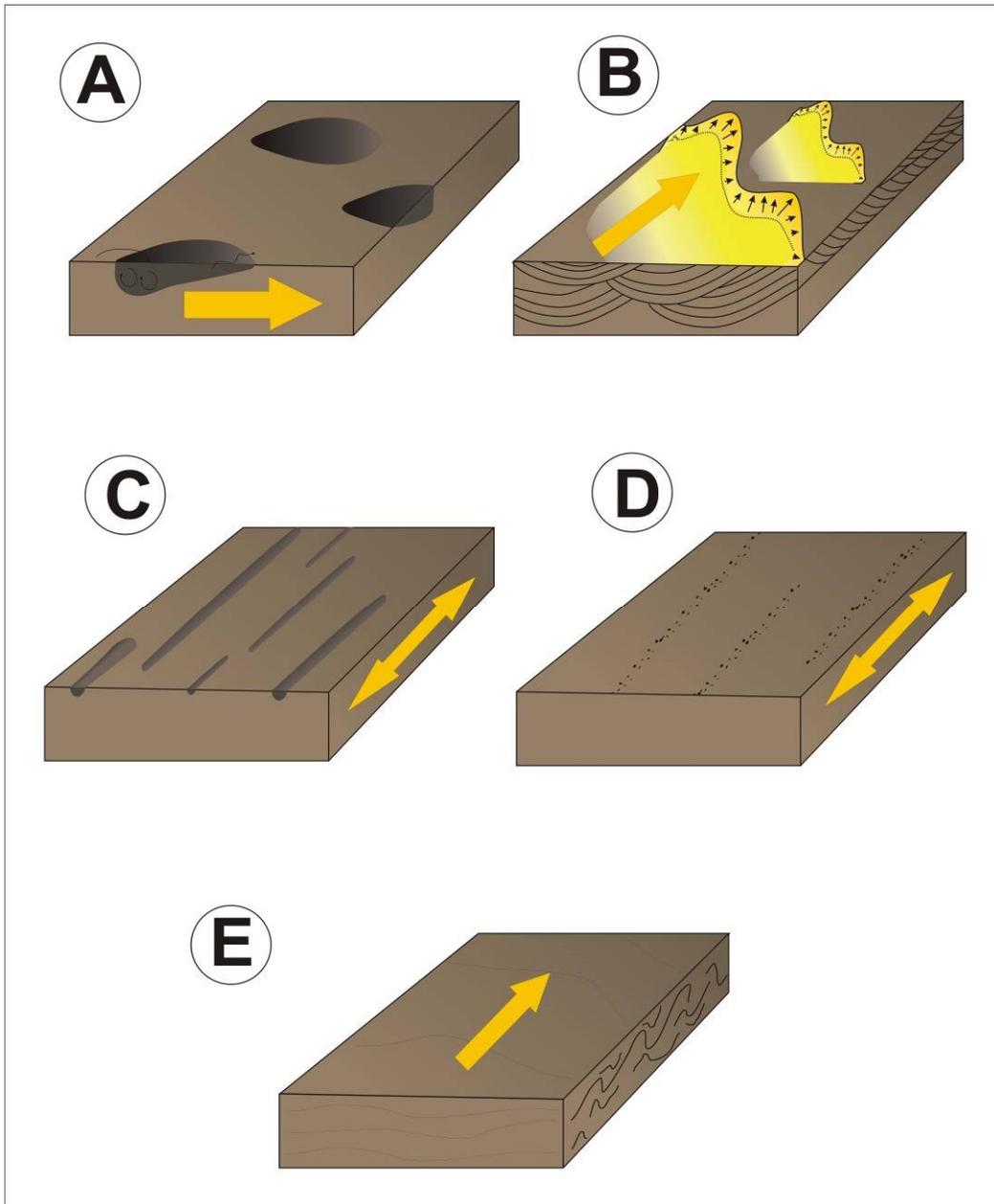


Figura 2.4: Estruturas utilizadas para medidas de paleocorrentes. A) Turboglifos (*flute cast*): estrutura assimétrica gerada por turbulência sobre uma superfície plana; B) laminações cruzadas e marcas de corrente: estruturas respectivamente bi- e tridimensionais com dispersão radial do ângulo medido no plano de afloramento; C) marcas de sulcos (*groove cast*): estrutura retilínea gerada pelo arrasto de um objeto (conchas, clastos etc); D) lineação de partição: estrutura gerada pelo alinhamento de grãos maiores devido aos vórtices no fluxo em alta velocidade e E) Dobras convolutas: geradas pela instabilidade dos sedimentos liquefeitos, após a deposição.

Capítulo 3

Contexto Geológico Regional

O denominado “Terreno Pré-Cordilheira” situa-se no oeste argentino, em direção aproximadamente N-S entre as coordenadas 28° 45’S e 33°15’S, com mais de 400 km na direção E-W, separado da Cordilheira Frontal pelo Vale de Iglesias-Calingasta-Uspallata e mais ao sul pelo contato em falha com rochas mesozóicas e cenozóicas dos Andes (Figura 3.1). Ao leste, a Pré-Cordilheira é separada das Sierras Pampeanas pelo Vale Bermejo-Tulum, o qual é preenchido por seqüências de rochas terciárias e quaternárias (Keller, 1999). O estudo das relações estratigráficas e dos aspectos estruturais da Pré-Cordilheira exerce importante papel na reconstrução paleogeográfica global do Eopaleozóico (Gerbi *et al.*, 2002). Esse termo (*Precordillera terrane*) é usado como referência às seqüências sedimentares do Eopaleozóico da Pré-Cordilheira somado ao seu embasamento de idade grenvilliana representado pelas adjacentes Sierras Pampeanas Ocidentais (Pankhurst & Rapela, 1998).

Atualmente há certo consenso entre grande parte dos pesquisadores com respeito à origem alóctone da Pré-Cordilheira. Esta representa um bloco exótico separado por rifteamento da margem Ouachita, no continente Laurentia, e acrescido à margem ocidental do Gondwana. Contudo, resta ainda intenso debate no que se refere à idade de rifteamento e colisão desse bloco (Dalla Salda *et al.*, 1992; Pankhurst & Rapela, 1998; Keller, 1999; Thomas & Astini, 2003; e outros).

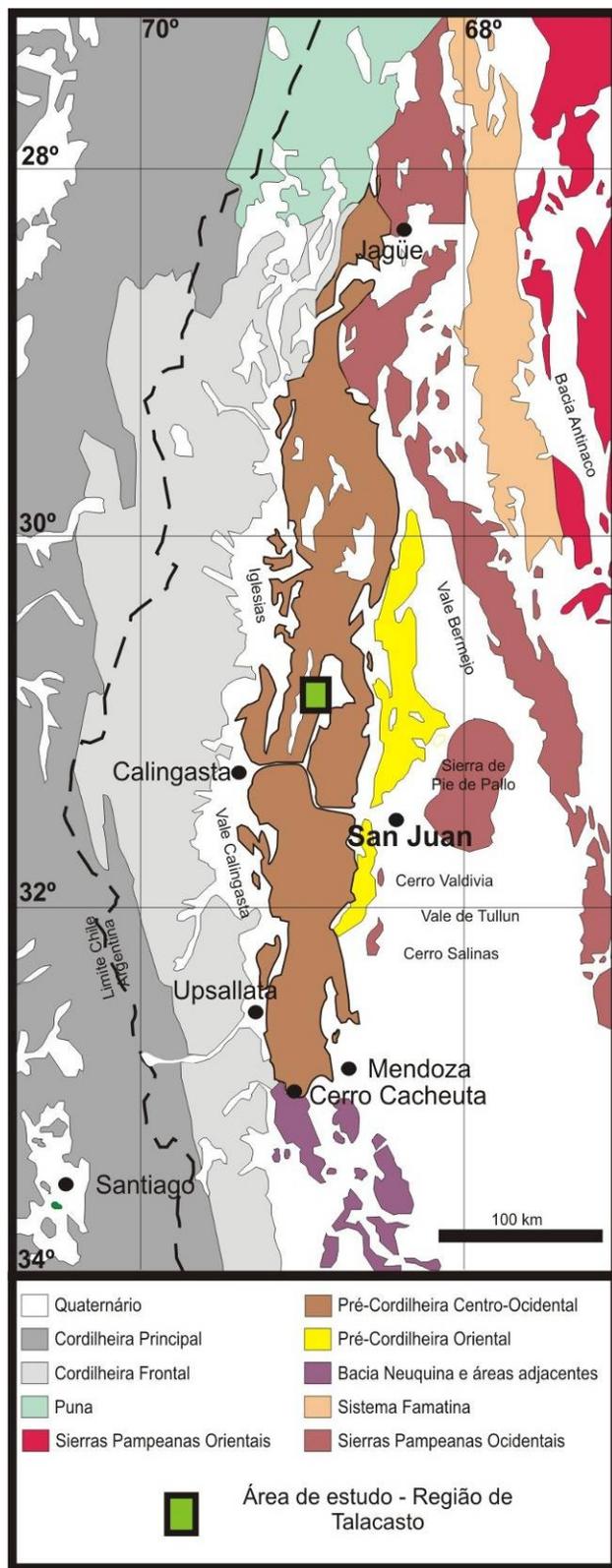


Figura 3.1: Províncias morfo-estruturais do noroeste argentino. Modificada de Keller *et al.*, 1998.

Em uma classificação morfo-estrutural e estratigráfica, a Pré-Cordilheira divide-se em três sub-unidades: Ocidental, Central e Oriental (Ramos, 1999). As porções central e ocidental são representadas por uma faixa de dobramento *thin-skinned*, enquanto a porção oriental acompanha a tendência estrutural das Sierras Pampeanas (Figura 3.2). Além das variações estruturais entre os setores, há também importantes variações estratigráficas, as quais dificultam a reconstituição paleogeográfica. Os setores central e ocidental apresentam carbonatos de plataforma como as rochas mais antigas, além de fácies clásticas de talude e sedimentos de ambiente profundo, todos de idade ordoviciano (Ramos, 1999). O setor oriental, por sua vez, apresenta evaporitos do Cambriano e depósitos continentais de idade cambriano a ordoviciano, bem como seqüências carbonáticas com típica fauna que estabelece forte correlação com os depósitos da margem do Laurentia.

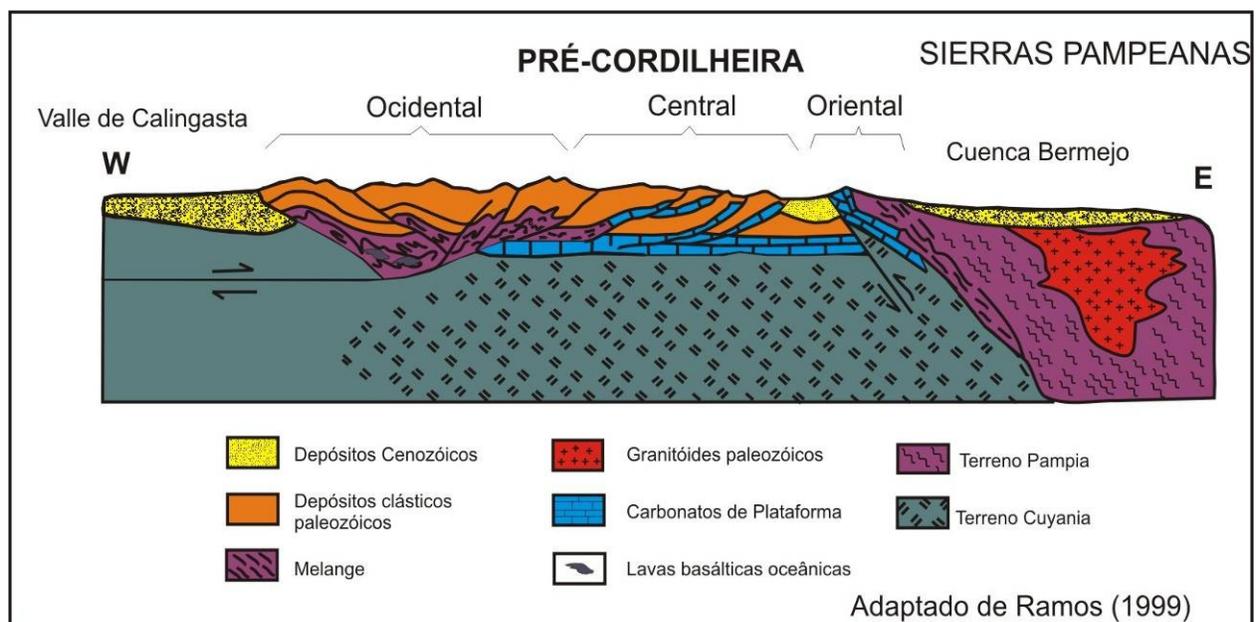


Figura 3.2: Perfil esquemático das unidades morfo-tectônicas da Pré-Cordilheira argentina. Modificado de Ramos (1999).

3.1 Litoestratigrafia

A Pré-Cordilheira argentina consiste em um conjunto de sucessões sedimentares de espessuras variadas e predominantemente paleozóicas (Figura 3.3). As unidades pré-Carboníferas

foram subdivididas em quatro superseqüências limitadas por grandes incorformidades: Superseqüência A (Cambriano), Superseqüência B (Eo-ordoviciano – Meso-ordoviciano), Superseqüência C (Meso-ordoviciano – Neo-ordoviciano) e Superseqüência D (Siluriano – Neo-devoniano), esta última na qual se insere a unidade de estudo.

O Cambriano é considerado o principal período de deposição carbonática na Pré-Cordilheira, porém sucessões siliciclásticas e evaporíticas do Eocambriano também foram descritas (Keller, 1999; Peralta, 2003). Bordonaro (1999) divide esse período em regiões paleogeográficas descritas de acordo com as características sedimentológicas, estratigráficas e paleontológicas: Plataforma carbonática interna, aflorante na Pré-Cordilheira sanjuanina Oriental e Central; e Talude continental, aflorante na porção Ocidental da Pré-Cordilheira de San Juan e de Mendoza.

O período Ordoviciano, por sua vez, apresenta uma distribuição mais complexa de fácies ao longo da Pré-Cordilheira. A porção oriental é estratigraficamente caracterizada pela seqüência plataformal com espessos carbonatos que compreendem desde o Cambriano ao Meso-ordoviciano (Bordonaro, 1999). É essa sucessão de carbonatos que mostra similaridades em idade, fácies, sedimentologia e paleontologia com os depósitos ao redor da margem passiva do Laurentia, abrindo espaço para a interpretação na qual esse seria o continente de origem do “Terreno Pré-Cordilheira”. Em nenhum outro terreno do Gondwana ocidental são encontradas sucessões desse tipo (Keller, 1999).

Os depósitos silurianos são formados predominantemente por duas contrastantes sucessões plataformais que cobrem os sedimentos mais antigos em inconformidade. A primeira é representada por unidades siliciclásticas na qual a presença de olistolitos é comum (Formação La Chilca e Formação Rinconada). A outra sucessão é representada por depósitos siliciclásticos relacionados com uma plataforma estável (Formação Los Espejos).

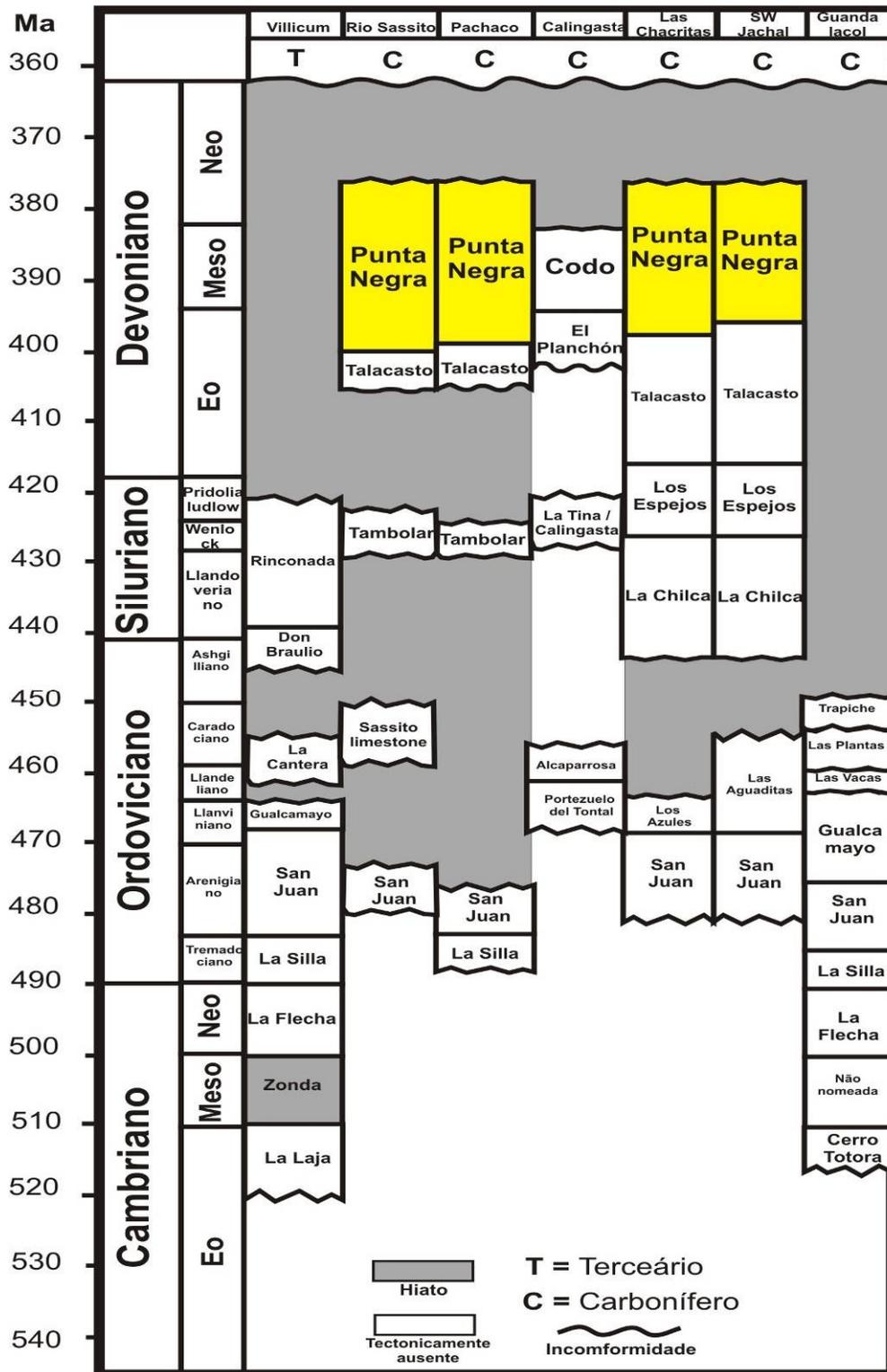


Figura 3.3: Carta estratigráfica do Cambriano ao Devoniano para as rochas da Pré-Cordilheira. Unidade de estudo em amarelo. Modificado de Keller *et al.* (1998).

A seção tipo da Figura 3.4 mostra que os depósitos da porção central da Pré-Cordilheira que iniciam no Siluriano, se estendem até o Devoniano, sem a presença de hiatos deposicionais significativos. Observa-se, no entanto, a tendência de que os depósitos devonianos são formados por sedimentos mais grossos (Keller, 1999). As unidades que representam o Devoniano na Pré-Cordilheira são: Formação Talacasto (Eodevoniano) e Formação Punta Negra (Mesodevoniano-Neodevoniano)

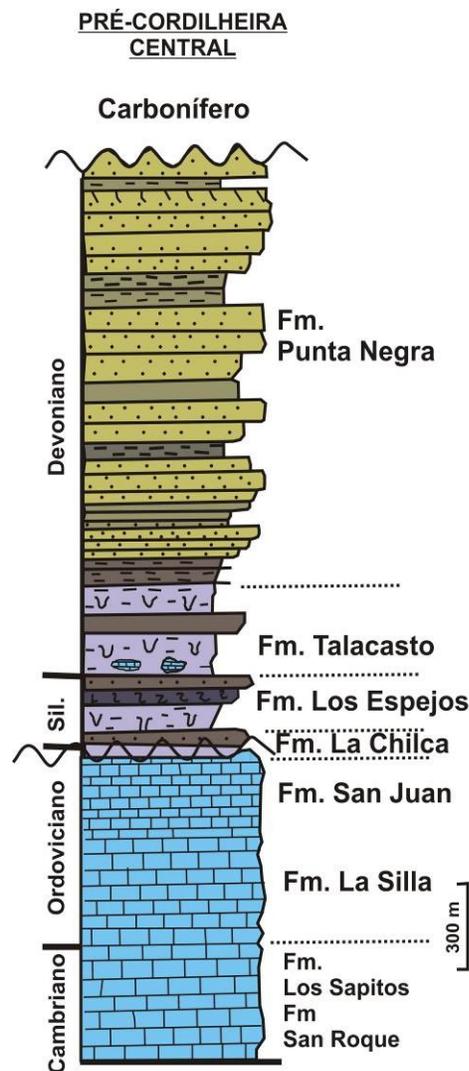


Figura 3.4: Seção estratigráfica tipo da porção central da Pré-Cordilheira. Modificado de Peralta (2003).

A Formação Talacasto, mais antiga, é formada num ambiente plataformal marinho cujas características são similares àquelas presentes nas rochas silurianas. Esta formação é caracterizada por conter depósitos tipicamente depositados acima do limite de ondas (*shoreface* inferior), sendo composta por sedimentos siliciclásticos argilosos e arenosos. É interpretada como depositada em um sistema plataformal em progradação, fato este atribuído ao aumento da razão areia:argila e aumento da quantidade de bioturbação (abundância) ascendente.

A Formação Punta Negra, por sua vez, apresenta características distintas sendo interpretada como uma unidade litoestratigráfica siliciclástica rica em areia depositada em ambiente submarino profundo (González-Bonorino & Middleton, 1976).

Separados por uma inconformidade angular, sedimentos do Carbonífero ao Triássico cobrem os depósitos mais antigos caracterizando um hiato deposicional. Estes depósitos são formados no Carbonífero e Permiano por sistemas marinhos rasos e continentais costeiros e por depósitos formados em bacias continentais durante o Triássico (Keller, 1999). Sobre estes depósitos ocorrem sedimentos de idade cenozóica gerados em ambiente terrestre. Eles formam uma espessa sucessão sedimentar de rochas continentais, cuja origem está relacionada ao processo acrescionário andino que se iniciou no terciário.

3.2 Evolução Geotectônica

A Pré-Cordilheira, assim como Puna, Sierra de Famatina e Sierras Pampeanas caracterizam terrenos acrescidos à margem oeste da presente plataforma Sul Americana, tal qual representa a porção ocidental do Gondwana, durante o Paleozóico Inferior (Figura 3.5A), na denominada Orogenia Famatiniana (Keller, 1999). A partir de discussões realizadas na *Penrose Conference* em 1995 (San Juan, Argentina) foi alcançado certo consenso de que a Pré-Cordilheira se trata de um terreno exótico derivado do Laurentia (Pankhurst & Rapela, 1998). Tal fato é baseado em diversas evidências, principalmente devido à presença de um embasamento grenvilliano, bem como a de rochas carbonáticas cambro-ordovicianas ricas em fósseis, as quais não são descritas em outras partes dos Andes (Aceñolanza *et al.*, 2002).

Existem, entretanto, algumas hipóteses menos consensuais no que se refere à história tectônica da Pré-Cordilheira Argentina. Podem-se citar as que defendem a natureza para-autóctone da mesma. Aceñolanza *et al.* (2002) sugerem a Pré-Cordilheira como parte de uma plataforma hipotética (SANFRAN) no próprio Gondwana que, devido a movimentos transcorrentes, alcançou a estabilidade em sua posição atual durante o Devoniano. Finney *et al.* (2003) também propuseram um modelo semelhante em que a Pré-Cordilheira teria se formado no próprio Gondwana e migrado, para sua posição adjacente ao sistema Famatina, no Neo-ordoviciano.

Dentro do modelo alóctone para a Pré-Cordilheira, a principal discussão torna-se o tempo e os processos envolvidos na transferência desse bloco para o Gondwana. Keller (1999) e Thomas & Astini (2003) assumem o modelo tectônico para o Paleozóico Inferior que mostra o Laurentia como um continente isolado, possuindo a margem Apalachiana-Caledoniana bordejando o paleo-oceano Iapetus. No final do Proterozóico houve ruptura continental e a formação da margem Apalachian-Ouachita, o que estabeleceu uma margem passiva a Leste, onde se depositariam os sedimentos hoje encontrados na Pré-Cordilheira Oriental. A continuidade da extensão crustal na margem Ouachita criou um platô marginal que acomodou a plataforma carbonática da Pré-Cordilheira. Esse platô marginal se separou da porção principal do Laurentia por um sistema de graben profundo e migração através do oceano Iapetus, com posterior docagem a margem ocidental do Gondwana (Figura 3.5B).

As idades para a fase rift, que separou a Pré-Cordilheira do Laurentia, variam desde o Eocambriano (Thomas & Astini, 2003) ao Neo-ordoviciano (Keller, 1999, Pankhurst & Rapela, 1998). Para a acresção do terreno à margem ocidental do Gondwana têm-se idades que variam do Meso a Neo-ordoviciano (Thomas & Astini, 2003) ao Siluriano-Devoniano (Keller *et al.*, 1998; Keller, 1999).

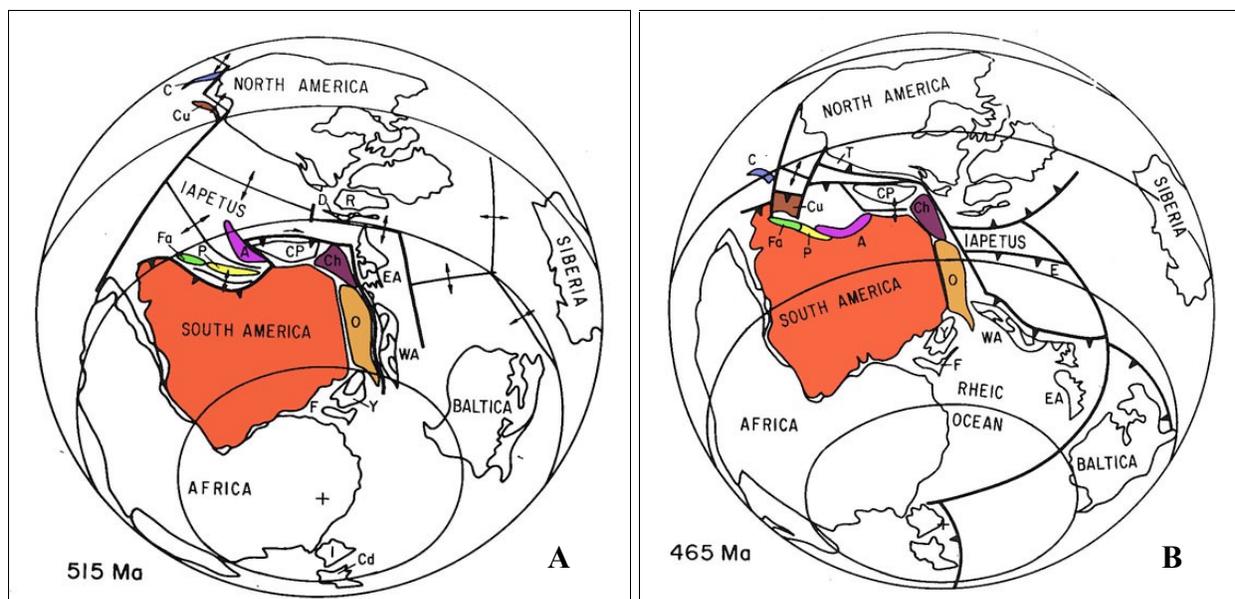


Figura 3.5: Reconstrução Global para o Eo-ordoviciano. A: Arequipa-Antofalla; Fa: Famatina; P: Puna; C: Chilenia; Cu: Cuyania-Precordillera; O: Oaxaquia; Ch: Chortis. Fonte: Barra *et al.* (2002).

As evidências da teoria alóctone, na qual a Pré-Cordilheira originou-se do rifteamento do Laurentia, são abundantes. Os dados referentes aos pólos paleomagnéticos de “*redbeds*” do Eocambriano, da Formação Cerro Totorá na Pré-Cordilheira coincidem com os pólos de mesma idade para Laurentia em uma reconstrução que coloca lado-a-lado o terreno da atual Pré-Cordilheira e a margem Ouachita, contrastando com os pólos da margem gondwanica (Thomas & Astini, 2003). Além disso, do ponto de vista estratigráfico, a Formação Rome do Eocambriano no Alabama (margem do Laurentia) e a Formação Cerro Totorá na Pré-Cordilheira apresentam sucessões de dolomitos e “*redbeds*”, intercaladas por evaporitos apresentando razão isotópica de estrôncio com idades idênticas e ambientes deposicionais similares, associados a uma bacia limitada por falhas e parcialmente aberta para circulação marinha (Thomas & Astini, 2003). Dados indicam ainda que a Pré-Cordilheira está sobreposta a um embasamento de rochas com idade grenvilliana (1188 ± 122 Ma, 1099 ± 99 Ma e 1102 ± 6 Ma (Keller, 1999)), com afinidades geoquímicas às do Laurentia e assinatura isotópica praticamente idêntica à do embasamento grenvilliano, na margem leste da América do Norte e distinta de qualquer bloco na América do Sul (Pankhurst & Rapela, 1998).

Além desses e outros argumentos a favor da idade cambriana para a separação do bloco, há ainda um importante fator: a sucessão faunal, a qual registra a partida da Pré-Cordilheira do Laurentia. Ao longo do Cambriano, a fauna da Pré-Cordilheira é tipicamente Laurentiana, no início do período Ordoviciano as formas endêmicas progressivamente substituíram a fauna Laurentiana, assim, o desaparecimento da fauna Laurentiana após o Cambriano indica o isolamento do “Terreno Pré-Cordilheira” do continente Laurentia pelo oceano Iapetus (Astini *et al.*, 1995 e Thomas & Astini, 2003).

No que se refere à docagem da Pré-Cordilheira ao Gondwana, Astini *et al.* (1995), Astini (1998) e Thomas & Astini (2003) expõem algumas evidências para a idade ordoviciano da colisão. Dentre elas estão evidências estratigráficas que indicam a presença de uma bacia de antepaís, na qual os depósitos marinhos rasos são substituídos por depósitos de águas profundas. A base diacrônica dos depósitos profundos e o padrão estratigráfico das unidades clásticas posteriores indicam a deposição sin-orogênica em uma bacia de antepaís. Além disso, há indicativos da existência de um complexo de arco magmático adjacente, tais como camadas de bentonitas relacionadas à atividade vulcânica e rochas metamórficas a Leste da Pré-Cordilheira (Sierra de Pie de Palo) de idade ~460 Ma. Por fim, durante o Neo-ordoviciano, a fauna endêmica já apresenta algumas espécies tipicamente gondwânicas, evidenciando a aproximação entre o “Terreno Pré-Cordilheira” e o Gondwana.

Nesse contexto, Thomas & Astini (2003) associam a deformação do Siluriano-Devoniano da margem da Pré-Cordilheira ao reflexo da acreção do bloco Chilenia à margem gondwânica (Figuras 3.6A e 3.6B). No entanto, em comparação com a Pré-Cordilheira, não há trabalhos bem detalhados sobre as evidências da existência desse bloco.

Dalla Salda *et al.* (1992) e Dalziel (1997) também defendem a idéia em que a docagem da Pré-Cordilheira ao Gondwana ocorreu no Ordoviciano, embora com teorias distintas. Dalla Salda *et al.* (1992) propuseram o modelo colisional entre continente-continente, onde o Laurentia e o Gondwana teriam entre eles um cinturão orogênico e no processo de separação a Pré-Cordilheira e outros blocos ficaram amalgamados. Dalziel (1997) contesta tanto o modelo

continente-contidente quanto o de uma microplaca. Propôs, então, o modelo do platô do Texas, o qual seria análogo ao atual Platô Falkland-Malvinas, e onde a Pré-Cordilheira representaria uma extremidade desse platô que foi anexado ao Gondwana.

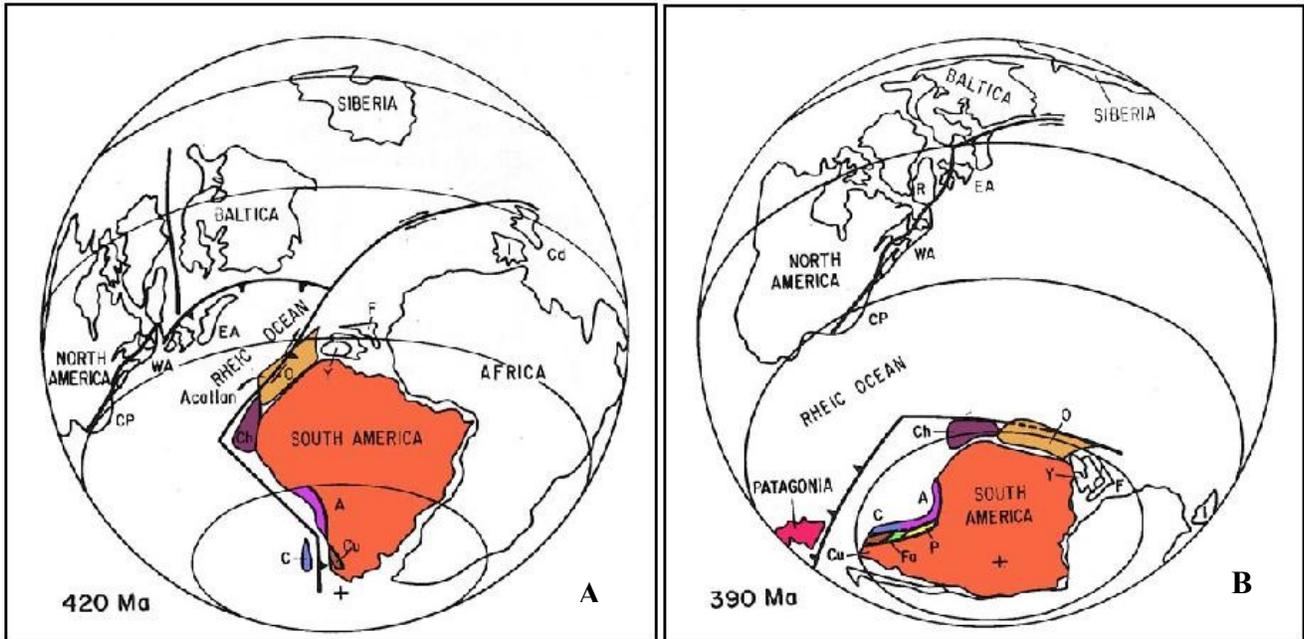


Figura 3.6: Reconstrução Global para o Devoniano. A: Arequipa-Antofalla; Fa: Famatina; P: Puna; C: Chilenia; Cu: Cuyania-Precordillera; O: Oaxaquia; Ch: Chortis. Fonte: Barra *et al.* (2002).

Keller (1999), no entanto, contesta as evidências de colisão no Ordoviciano e atribuiu às condições climáticas e de circulação oceânica, a diferenciação faunística e a ocupação do bloco isolado por espécies tipicamente do Gondwana, cujas larvas poderiam ter migrado por até 2000 km através do oceano. Este afirma ainda que não há nenhum evento deformacional preservado na Pré-Cordilheira que possa ser relacionado aos eventos ordovicianos observados nas Sierras Pampeanas e na Sierra Famatina, os quais estariam relacionados à docagem. O principal evento de deformação registrado na Pré-Cordilheira é no Neosiluriano – Devoniano. A análise de clastos de rochas devonianas indica ainda um soerguimento de uma área fonte ígnea e metamórfica, supostamente o embasamento grenvilliano. Outras evidências de caráter estratigráfico e tectônico suportam a idéia de que a docagem da Pré-Cordilheira ocorreu no Siluriano-Devoniano, pouco antes do outro evento orogenético referente à colisão do bloco Chilenia.

3.3 Características gerais da Formação Punta Negra

Diversos autores abordaram o desenvolvimento da sedimentação durante o Devoniano na Pré-Cordilheira Argentina. Para Keller *et al.* (1998) os depósitos devonianos representam uma lenta transição de uma sedimentação siliciclástica em um sistema plataformal para uma deposição por fluxos gravitacionais em sistema profundo. Estes autores também destacam o aumento significativo na proporção de minerais pesados presente nas unidades litoestratigráficas devonianas, quando comparadas com unidades silurianas e ordovicianas. Para eles, este acréscimo reflete uma mudança das rochas fonte, resultado de uma exposição de rochas ígneas e metamórficas do embasamento (Terreno Cuyania), relacionado ao estágio final de acreção da Pré-Cordilheira ao Gondwana.

Bustos & Astini (1997) propõem um modelo de deposição para a Formação Punta Negra em uma “bacia de antepaís em rampa” (*foreland ramp basin*), caracterizada por uma zona profunda adjacente a uma faixa orogênica (Figura 3.7). A principal fonte de sedimentos estaria nas Serras Pampeanas Ocidentais (González-Bonorino, 1975; Bustos, 1996), que estariam sendo soerguidas devido ao choque do continente Chilenia ao Gondwana.

A Formação Punta Negra compreende uma espessa sucessão sedimentar, constituindo mais de mil metros de espessura. Tais depósitos afloram em uma faixa de direção Norte-Sul atingindo aproximadamente 300 km de extensão, passando por três províncias: Mendoza, San Juan e La Rioja. Em conjunto com a Formação Talacasto (Eodevoniano), a Formação Punta Negra pertence ao Grupo Gualilán. Sua idade devoniana é atribuída devido à presença de restos vegetais transportados do Eo- a Mesodevoniano e por relações estratigráficas com outras unidades.

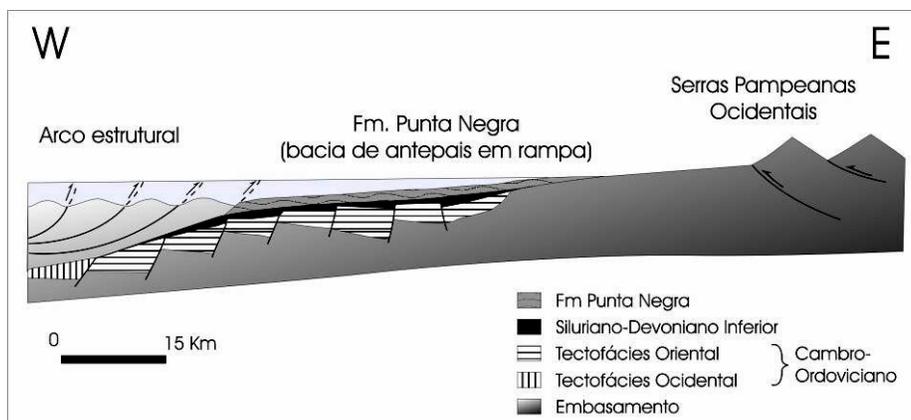


Figura 3.7: Modelo deposicional em bacia de antepaís para a Formação Punta Negra. Modificado de Bustos e Astini (1997)

O contato basal desta formação é concordante com sedimentos da Formação Talacasto (Figura 3.4). O contato superior, caracterizado por uma discordância erosiva e angular, é marcado pelos depósitos carboníferos do Grupo Paganzo (Carbonífero).

A Formação Punta Negra é composta predominantemente pela intercalação de litoarenitos e lamitos, interpretados como sendo depositados pela ação de fluxos turbidíticos em ambiente subaquático profundo (González-Bonorino & Middleton, 1976; Ramos & Vujovich, 2000). Sua porção basal é constituída pela alternância de lutitos verdes e avermelhados e as porções médias e superiores são constituídas por uma sucessão de grauvacas e lutitos (Baldis & Peralta, 1999).

O sistema deposicional que gerou a unidade de estudo ainda é alvo de discussões entre pesquisadores. Gonzalez-Bonorino (1975) e Gonzalez-Bonorino & Middleton (1976) sugerem a origem por depósitos de leques submarinos em uma bacia restrita, controlado por dois altos submarinos de direção Norte-Sul. Para Bustos (1996) e Bustos & Astini (1997) trata-se de depósitos subaquáticos profundos alimentados por um sistema deltaico em rápida progradação sobre uma plataforma marinha. Ramos & Vujovich (2000) descrevem-na como uma sucessão formada pela ação de fluxos turbidíticos em ambiente de leques subaquáticos profundos.

Capítulo 4

Descrição de Fácies da Formação Punta Negra

O termo **fácies** parte de um conceito subjetivo utilizado pelos geólogos para definir corpos rochosos em diferentes níveis de descrição e interpretação e em diferentes escalas (Walker, 2006). Segundo Mutti *et al.* (1994) o termo fácies é, em última análise, uma abstração criada pelos estratígrafos para referir-se à soma das características primárias da rocha sedimentar que permitem inferir o ambiente original de deposição das rochas. Adicionam-se a isso, as informações que a análise de fácies permite extrair sobre os mecanismos físicos que atuaram na formação dos estratos e que, por sua vez, controlam os padrões de deposição como seleção no tamanho dos grãos, seqüencialidade de fácies, geometria dos corpos etc.

A subdivisão do registro geológico em fácies baseia-se principalmente em observações detalhadas em escala de lâminas, conjunto de lâminas, camadas e conjunto de camadas (*sensu* Campbell, 1967). Uma fácies constitui a menor unidade estratigráfica para fins de mapeamento e detalhamento de seções estratigráficas. São corpos definidos por características litológicas distintas e contrastantes com os litotipos adjacentes (Mutti *et al.*, 1994).

Neste trabalho foram identificadas **seis** litofácies (Figura 4.1), baseando-se no conjunto de características sedimentares geneticamente relacionadas, ou seja, internas a uma mesma camada. Estas foram definidas com base na descrição detalhada dos perfis de fácies cuja localização foi mostrada na Figura 2.2. As litofácies identificadas são descritas detalhadamente abaixo.

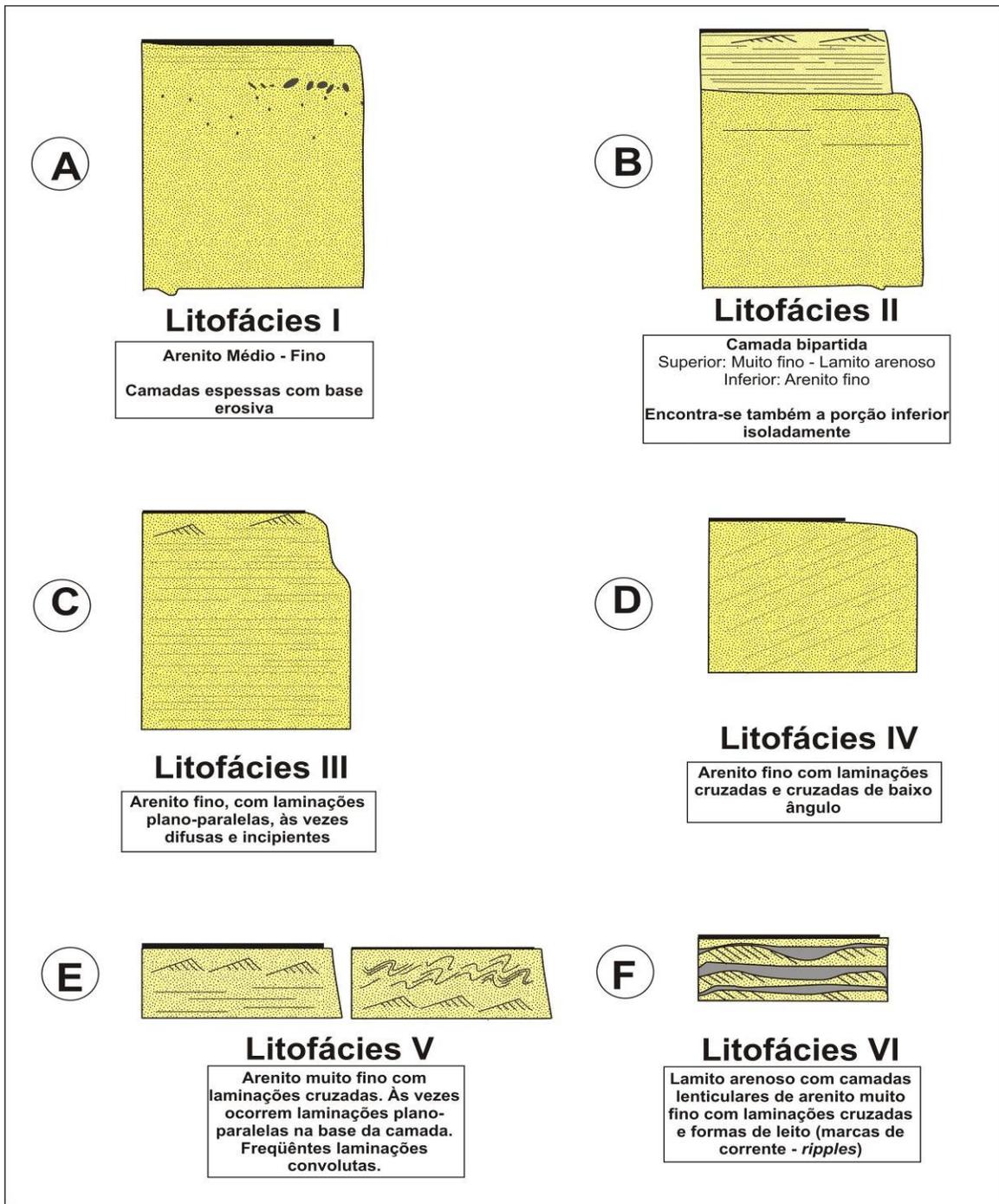


Figura 4.1: Litofácies identificadas nas seções descritas na Formação Punta Negra. A) Litofácies I: arenito médio a fino, maciço e com base erosiva; B) Litofácies II: camadas bipartidas; C) Litofácies III: arenito laminado; D) Litofácies IV: arenito com laminações cruzadas; E) Litofácies V: arenitos com laminações plano-paralelas, cruzadas e convolutas e F) Litofácies VI: lamito arenoso com camadas lenticulares de arenito.

4.1 Litofácies I – Arenito médio a fino, maciço e com base erosiva

Esta litofácies, Figura 4.1A compõe camadas de geometria plano-côncava, com os contatos basais erosivos, extensões laterais superiores a 150 m e terminação lateral em acunhamento. Tais camadas atingem espessuras superiores a 2,4 m e frequentemente formam sucessões relativamente espessas de camadas amalgamadas (Figura 4.2A).

As camadas que caracterizam a Litofácies I são caracterizadas por uma porção maciça e espessa na base (representando mais de 90% da espessura total da camada) e outra porção bem menos espessa (inferior a 20 cm) com laminações plano-paralelas no topo. A porção maciça é constituída por arenito médio a fino, de coloração verde acinzentada, com seleção moderada dos grãos, grãos sub-angulosos a sub-arredondados e baixa esfericidade. Algumas camadas apresentam uma gradação pouco evidente em direção ao topo, o qual por vezes encontra-se com laminações plano-paralelas e mais raramente com laminações cruzadas. Também são encontrados intraclastos lamosos (de 2 cm a >10 cm no maior eixo) imersos na camada arenosa seja na base ou alinhados na porção superior da mesma.

A sucessão de camadas amalgamadas é comum devido ao contato basal fortemente erosivo das mesmas (Figura 4.2B). Ainda na base da camada são freqüentes estruturas do tipo turboglifos (*flute cast*), marcas de sulcos e deformações por carga (Figura 4.2C), além de fragmentos de camadas subjacentes englobados pelo fluxo erosivo.

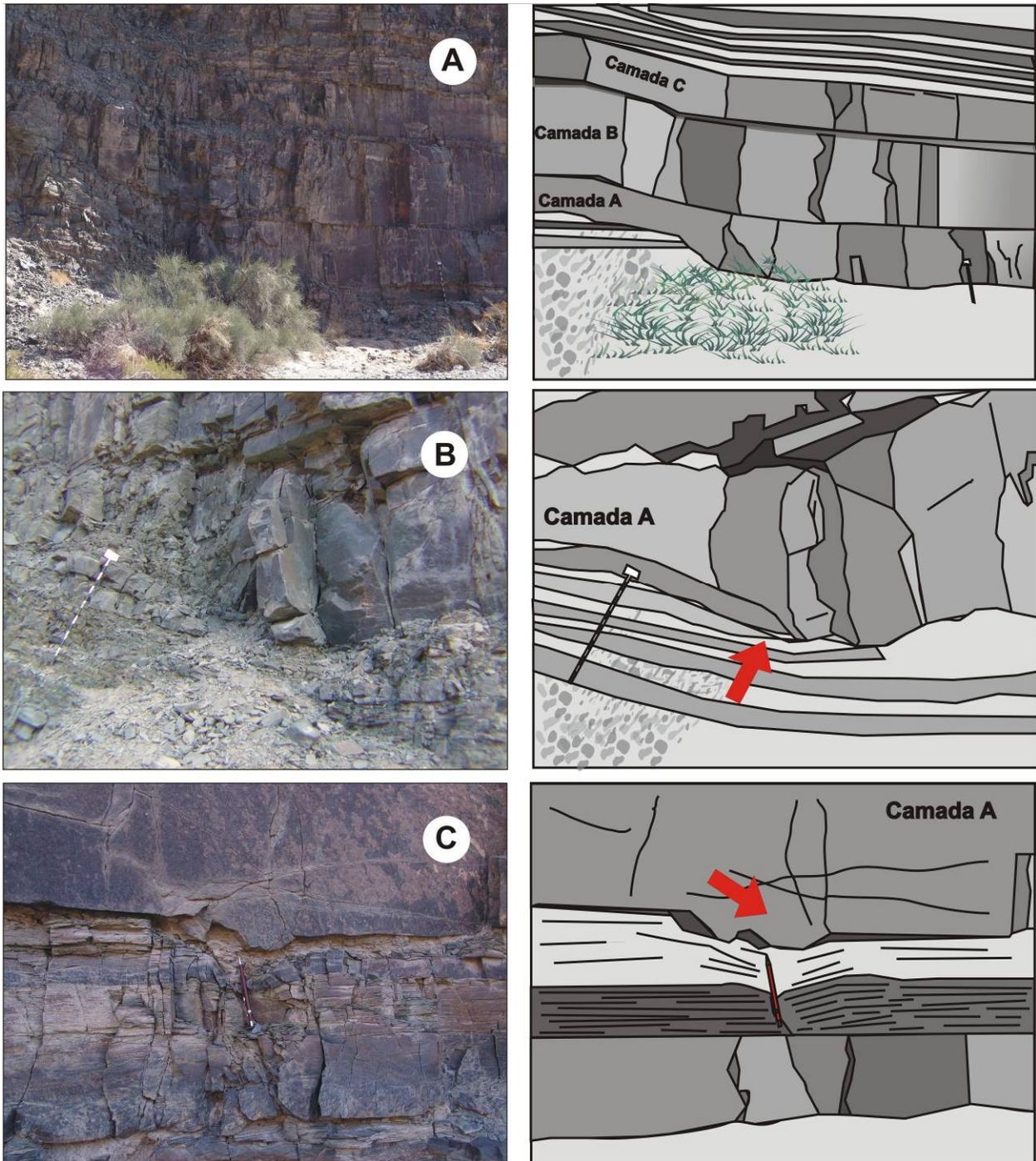


Figura 4.2: Litofácies I - Camadas de arenito médio a fino com base erosiva; A) sucessão de camadas amalgamadas na seção FPN 3 (escala: bastão de Jacob de 1,5 m no canto inferior direito); B) base da “camada A” (nomenclatura informal de campo) mostrada na foto anterior, com detalhe para o contato erosivo com a sucessão inferior; C) base da “camada A” com marcas de deformação por carga.

4.2 Litofácies II – Camadas Bipartidas

A Litofácies II (Figura 4.1B) compõe camadas de geometria tabular e extensão lateral que pode ser acompanhada por centenas de metros (mais de 500 m), a qual tende ao acunhamento nas extremidades dos corpos. As espessuras variam entre 10 e 70 centímetros. O contato basal com as camadas subjacentes é brusco e algumas vezes erosivo.

Dentre as características predominantes desta litofácies está o caráter bipartido das camadas (Figura 4.3A), nas quais se destaca uma porção inferior em que predomina arenito fino, de aspecto maciço a sutilmente laminado e uma porção superior, de arenito fino com gradação para arenito muito fino e siltito, com laminação plano-paralela e marcas de corrente (*current ripples*). A proporção entre as espessuras da porção inferior maciça ou com laminação incipiente e a superior laminada é variável. Em geral a porção maciça compõe mais da metade da camada (cerca de 60-70% da espessura). A base da camada frequentemente apresenta marcas de sola dos tipos marcas de sulcos (*groove casts*) e turboglifos (*flute casts*) (Figura 4.3B). Estruturas em chama (*flames*) também são comuns.

O tamanho de grão predominante na porção basal é de areia fina, com moderado grau de seleção. Uma análise petrográfica preliminar indica grãos sub-angulosos a sub-arredondados e baixa esfericidade. Ainda na porção basal da camada, é comum variação textural marcando estratos com maior tamanho de grão (Figura 4.3C). Estes formam sucessões de ciclos inferiores a 5 centímetros de gradação inversa e gradação normal, o que atribui o aspecto sutilmente laminado presente em algumas camadas.

O contato do arenito fino maciço com a porção superior é marcado pelo aparecimento de laminação incipiente evidenciada por planos preferenciais de fraturas. Ao longo dessa porção observa-se sutil gradação para arenito muito fino, no qual a laminação se torna consistente. Essa porção superior da camada possui uma coloração mais escura. É formada por arenito fino a muito fino, bem selecionado, composicionalmente mais maduro e com laminações plano-paralelas de espessura milimétrica ou, às vezes, levemente ondulada. Acima das laminações plano-paralelas,

embora não muito comuns, também são encontradas laminações cruzadas ou laminações cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*). Dobras convolutas de pequeno porte também podem ser encontradas nessa porção superior, provavelmente deformando as laminações cruzadas pretéritas (Figura 4.3D). Comumente o topo da camada apresenta ainda um intervalo de siltito e lamito laminados. De forma geral esse intervalo possui pouca espessura (inferior a 5 cm).

4.3 Litofácies III – Arenito Laminado

A característica determinante para a identificação da Litofácies III é a existência de laminação plano-paralela por toda a extensão vertical da camada (Figura 4.1C). As camadas são relativamente espessas (da ordem de 50 cm a 1 m) com geometria tabular contínua horizontalmente por mais de uma centena de metros.

Esta litofácies é constituída por camadas de arenito fino com lâminas plano-paralelas de espessuras inferiores a 2 centímetros que são, ora bem evidentes (Figuras 4.4A e 4.4B), ora difusas e de difícil identificação (Figura 4.4C). Por vezes são encontradas pequenas laminações cruzadas na forma de marcas de correntes isoladas (*starved ripples*) no topo da camada, no qual geralmente ainda predominam as laminações plano-paralelas. A variação granulométrica vertical não é tão evidente quanto nas camadas bipartidas da Litofácies II. No entanto, pode-se observar que a porção superior (geralmente de menor espessura que a inferior) é constituída por sedimentos mais finos, na fração areia fina a muito fina.

Petrograficamente os arenitos da Litofácies III, assim como os demais, são de baixa maturidade composicional e textural. São arenitos finos, com abundância de fragmentos líticos e cada lâmina apresenta sutil gradação normal, sendo que o topo é marcado pela concentração de restos fósseis de vegetais (Figura 4.4D) e minerais placóides como muscovita e biotita (Figura 4.4E).

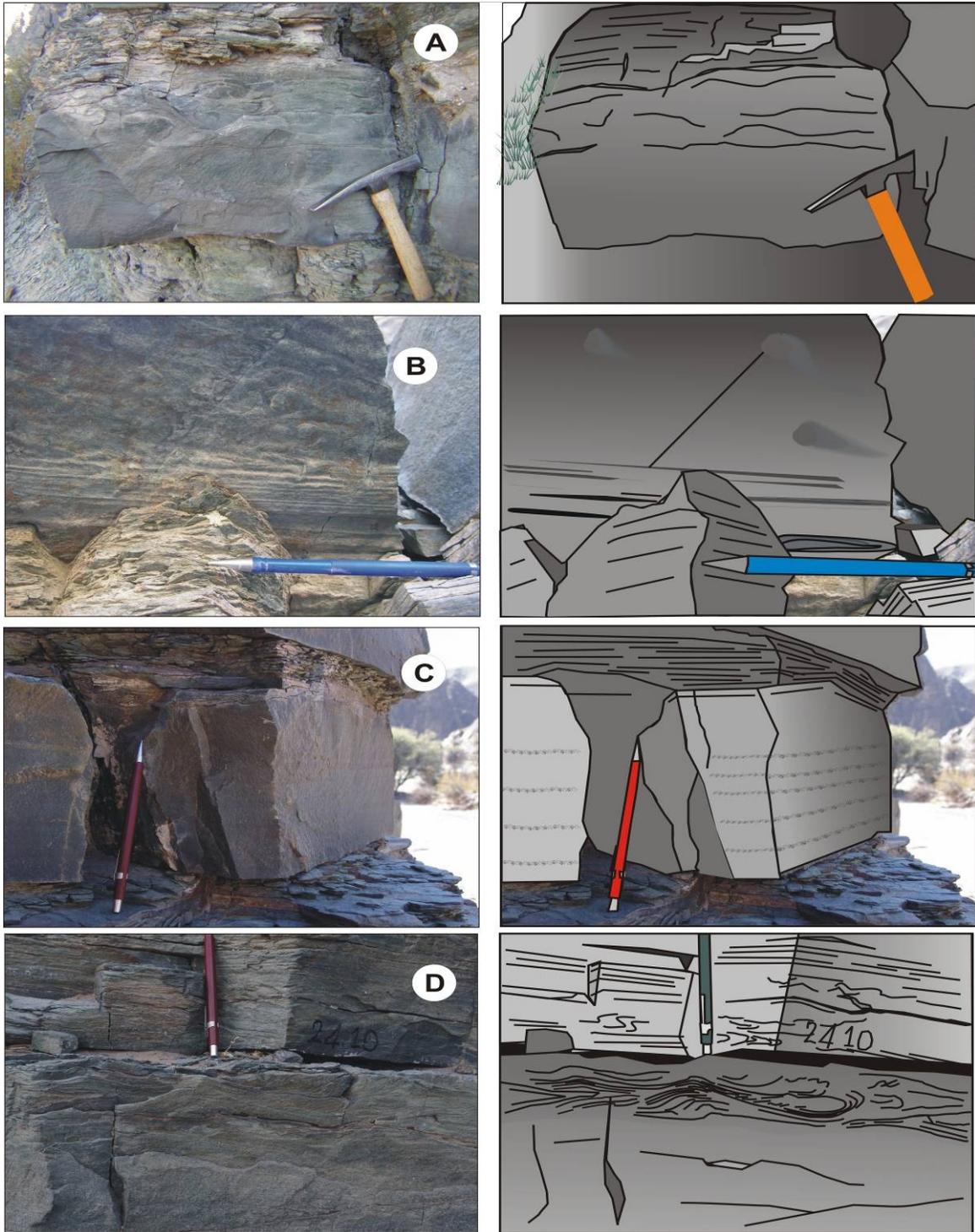


Figura 4.3: Litofácies II - Camadas bipartidas; A) camada de base maciça, porção intermediária com laminações incipientes e laminação plano-paralela no topo; B) base da com marcas de sulcos e turboglifos; C) estrado com tamanho de grão mais grosso – carpetes de tração (?) e D) laminações convolutas na porção superior da camada. As imagens à direita da página evidenciam as principais características da litofácies.

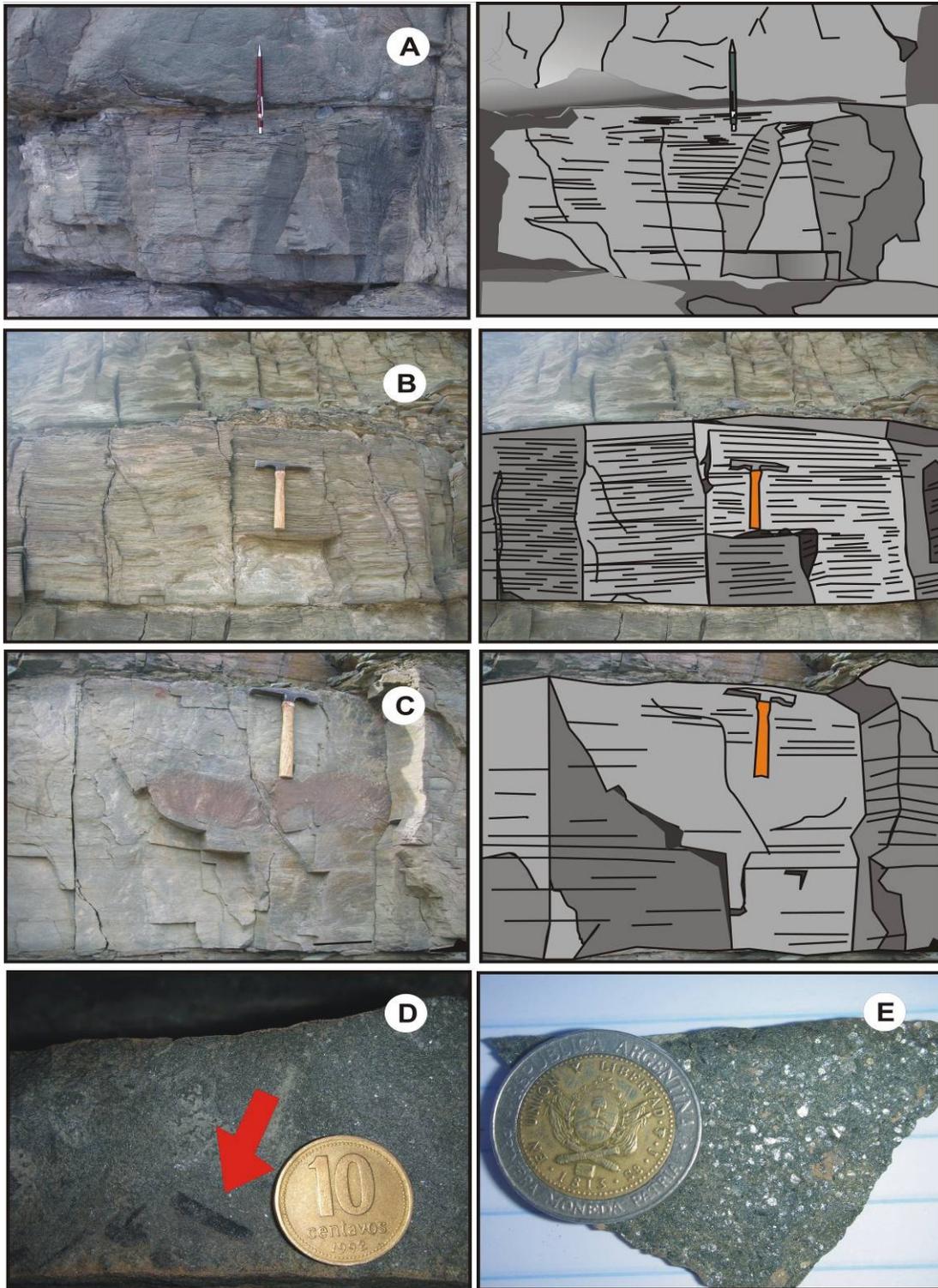


Figura 4.4: Litofácies III – Arenito laminado: A e B) laminações plano-paralelas bem evidentes e em toda extensão vertical da camada; C) laminações plano-paralelas difusas e incipientes; D) fragmentos carbonosos (fitodetritos) concentrados em níveis preferenciais e E) níveis ricos em micas e fitoclastos que atribuem laminação à rocha.

4.4 Litofácies IV – Arenito com laminações cruzadas

Esta litofácies é de ocorrência rara nas seções descritas. No entanto é faciologicamente bem distinta das demais principalmente no que se refere às estruturas deposicionais e geometria.

A Litofácies IV (Figura 4.1D) é constituída por camadas extremamente lenticulares de arenito fino a médio, moderadamente a bem selecionados, com espessuras que variam aproximadamente de 30 a 70 cm e tendem ao adelgaçamento nas laterais. Laminações cruzadas são encontradas ou em toda a extensão vertical da camada, ou na metade superior, formando *sets* de até 70 cm de altura (Figuras 4.5A e 4.5B). O ângulo de inclinação dos *foresets* também varia de ângulos relativamente altos (próximos aos 30 graus) até ângulos baixos (próximos à horizontal), principalmente nas porções adelgaçadas das camadas. Por vezes são encontradas laminações plano-paralelas na porção inferior da camada que passam abruptamente para os *sets* de laminações cruzadas.

Nem sempre as laminações cruzadas são bem evidentes. Em alguns trechos de camadas, as mesmas podem desaparecer, ou ficar de forma incipiente, evidenciadas apenas por alguns planos preferenciais de fraturas ou percolação de fluido. Lateralmente, em alguns casos, é possível observar uma transição entre lamina cruzadas para lâminas plano-paralelas da Litofácies III, ou vice-versa.

A camada, de geometria lenticular, possui base plana e contato abrupto não erosivo e topo convexo (Figura 4.5C) marcado pela transição de arenitos fino a médio com laminação cruzada para arenitos muito finos a siltitos com plano paralelas. Essa porção superior é bem menos espessa (Figuras 4.5A, 4.5B e 4.5C).

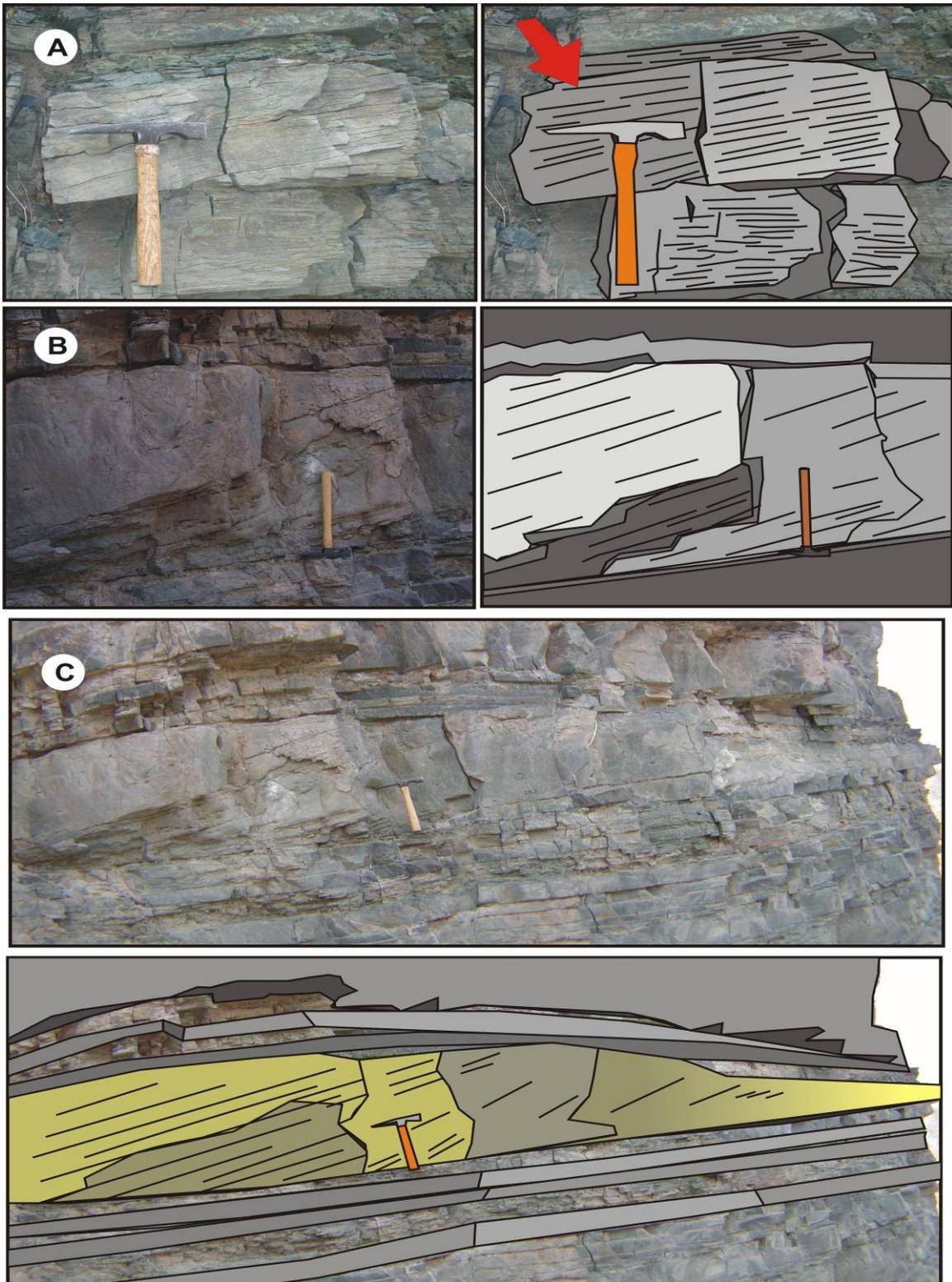


Figura 4.5: Litofácies IV – Arenito com laminações cruzadas; A) laminações cruzadas de baixo ângulo acima de um *set* de laminações plano-paralelas e sobrepostas por siltito laminado; B) *set* de laminações cruzadas com mais de 50 cm de altura e C) geometria lenticular característica desta litofácies.

4.5 Litofácies V – Arenito fino com laminações plano-paralelas, cruzadas e convolutas

Esta litofácies é formada por camadas decimétricas (<50 cm) de arenito fino a muito fino, bem selecionado, com sutil gradação e variando verticalmente os tipos de estruturas existentes (Figura 4.1E). Constituem camadas tabulares com continuidade lateral de algumas centenas de metros (às vezes superior a 500 metros). De modo geral as espessuras das camadas são bem inferiores que as descritas anteriormente, raramente atingindo 30 cm. O contato basal dessas camadas é abrupto, não erosivo e não apresenta estruturas como turboglifos e marcas de sulcos.

Internamente às camadas de arenito, foram descritas principalmente laminações plano-paralelas, às vezes sutilmente onduladas e laminações cruzadas típicas de marcas de corrente. É comum a boa preservação tanto da forma externa dessas estruturas quanto das superfícies internas, além da presença de laminações cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*), quando camadas mais espessas (mais de 10 cm). Também são comuns camadas que apresentam dobras convolutas deformando estruturas pretéritas (provavelmente laminações cruzadas). Normalmente as dobras convolutas concentram-se na porção média superior da camada, porém há casos em que tais estruturas ocupam toda a extensão vertical (Figura 4.6A).

4.6 Litofácies VI – Lamito arenoso com camadas lenticulares de arenito

Litofácies composta por camadas de lamito arenoso laminado, interdigitado com camadas delgadas de arenito muito fino a fino (Figura 4.1F). As camadas de arenito são lenticulares e descontínuas, com espessuras que raramente ultrapassam 10 cm (Figura 4.6B). As camadas de lamito arenoso são contínuas lateralmente e se estendem por centenas de metros.

Essa litofácies é encontrada em associação a Litofácies V, formando sucessões de até 9 m de espessura (Figuras 4.6C e 4.6D). O contato entre as camadas lenticulares de arenito muito fino e a porção de lamitos é abrupto e não erosivo e sem a presença de marcas de sola. Frequentemente a base das camadas de arenito acompanha as formas de leito de camadas

subjacentes. Tal fato ocorre principalmente quando a espessura de lamito entre as camadas é menos expressiva.

O lamito arenoso é formado por laminais com espessuras < 5 mm, plano-paralelas e contínuas, frequentemente apresentando sutil gradação da fração areia muito fina para lamito com maior proporção de silte sobre a fração argila.

Internamente às camadas de arenito foram descritas principalmente laminações cruzadas e mais raramente laminações cruzadas cavalgantes. No entanto, em geral predominam laminações cruzadas e formas de leito associadas às marcas de corrente isoladas. É comum a boa preservação tanto da forma externa dessas estruturas quanto das superfícies internas (Figura 4.6E). Finas laminais plano-paralelas de arenito muito fino e siltito também são freqüentemente encontradas entre laminais de lamito.

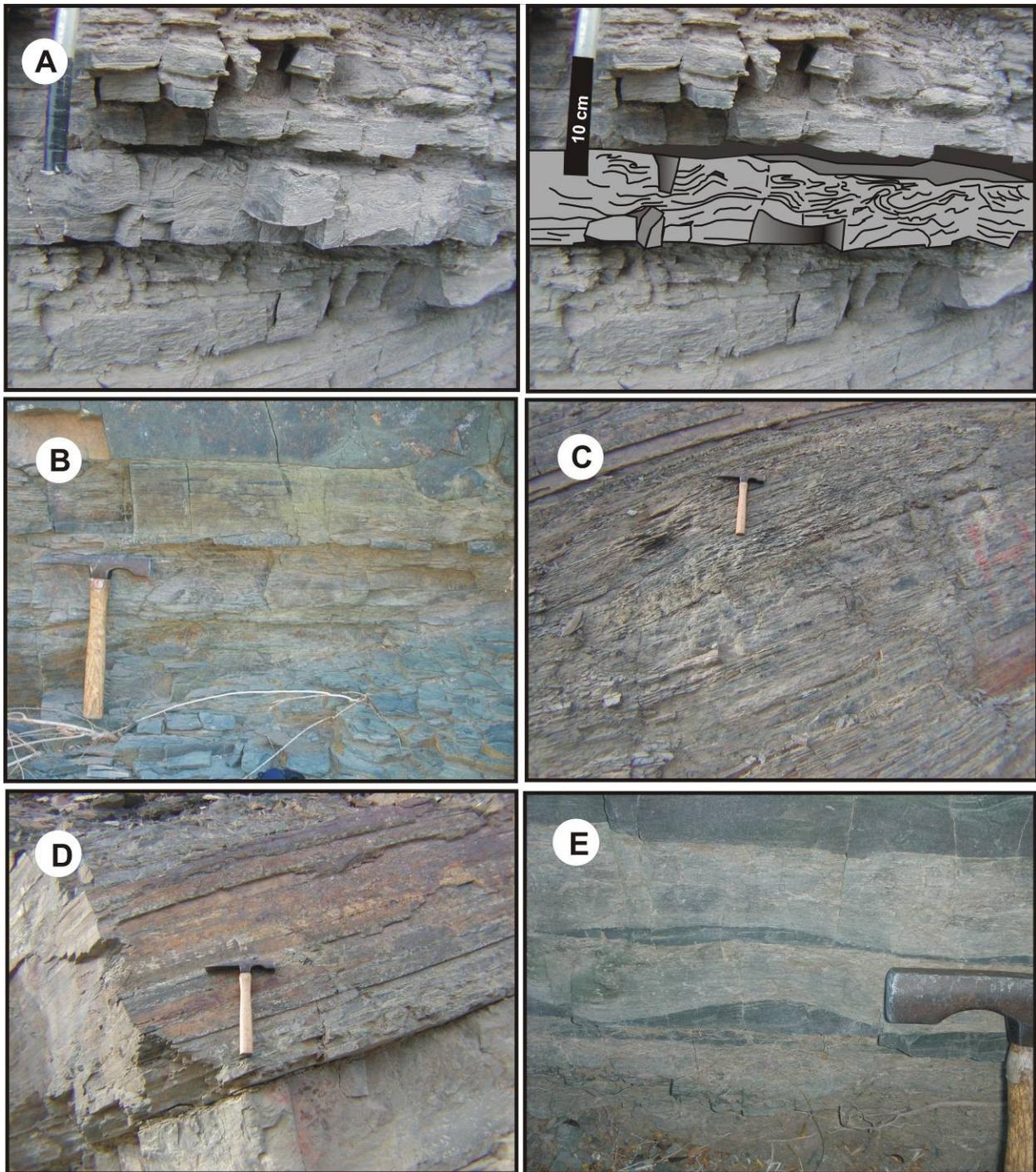


Figura 4.6: Litofácies V e VI – respectivamente arenito com laminações plano-paralelas, cruzadas e convolutas e lamito arenoso com camadas delgadas de arenito; A) camada com dobras convolutas da Litofácies V; B) marcas de corrente e camadas delgadas de arenito entre camadas de lamito arenoso laminado; C e D) sucessão de camadas da Litofácies VI definida pela intercalação de arenito e lamito laminados e E) marca de corrente em arenito muito fino intercalado com lamito arenoso laminado.

Capítulo 5

Análise de Fácies

A análise e interpretação de mecanismos deposicionais visam determinar a origem e os processos físicos atuantes no momento de formação da camada por meio, principalmente, das variações texturais e de estruturas sedimentares presentes. Assim, obtém-se a caracterização dos fluxos responsáveis pela deposição dos sedimentos na bacia. Além disso, a análise de fácies contribui com informações importantes no que se refere ao transporte de sedimentos na bacia e ao conjunto de processos e produtos que atuam no ambiente deposicional, favorecendo então sua melhor compreensão.

Todas as litofácies encontradas na Formação Punta Negra são formadas por fluxos de densidade, ou também chamados de fluxos gravitacionais (*density flows* ou *gravity-driven flows*). Nos últimos 50 anos, inúmeros trabalhos têm abordado os depósitos gravitacionais em seus diversos aspectos, bem como os mecanismos de transporte de sedimentos. Mulder e Alexander (2001) fazem uma revisão desses trabalhos e discutem os principais mecanismos deposicionais, apresentando uma nova classificação unificada dos fluxos de densidade em ambiente subaquático, baseada em características como coesão dos grãos, duração do fluxo, concentração de sedimentos e mecanismos de suporte (Figura 5.1 e Quadro 5.1). Foi baseando-se nessa classificação que se procedeu a discussão sobre a interpretação dos mecanismos e processos deposicionais da Formação Punta Negra.

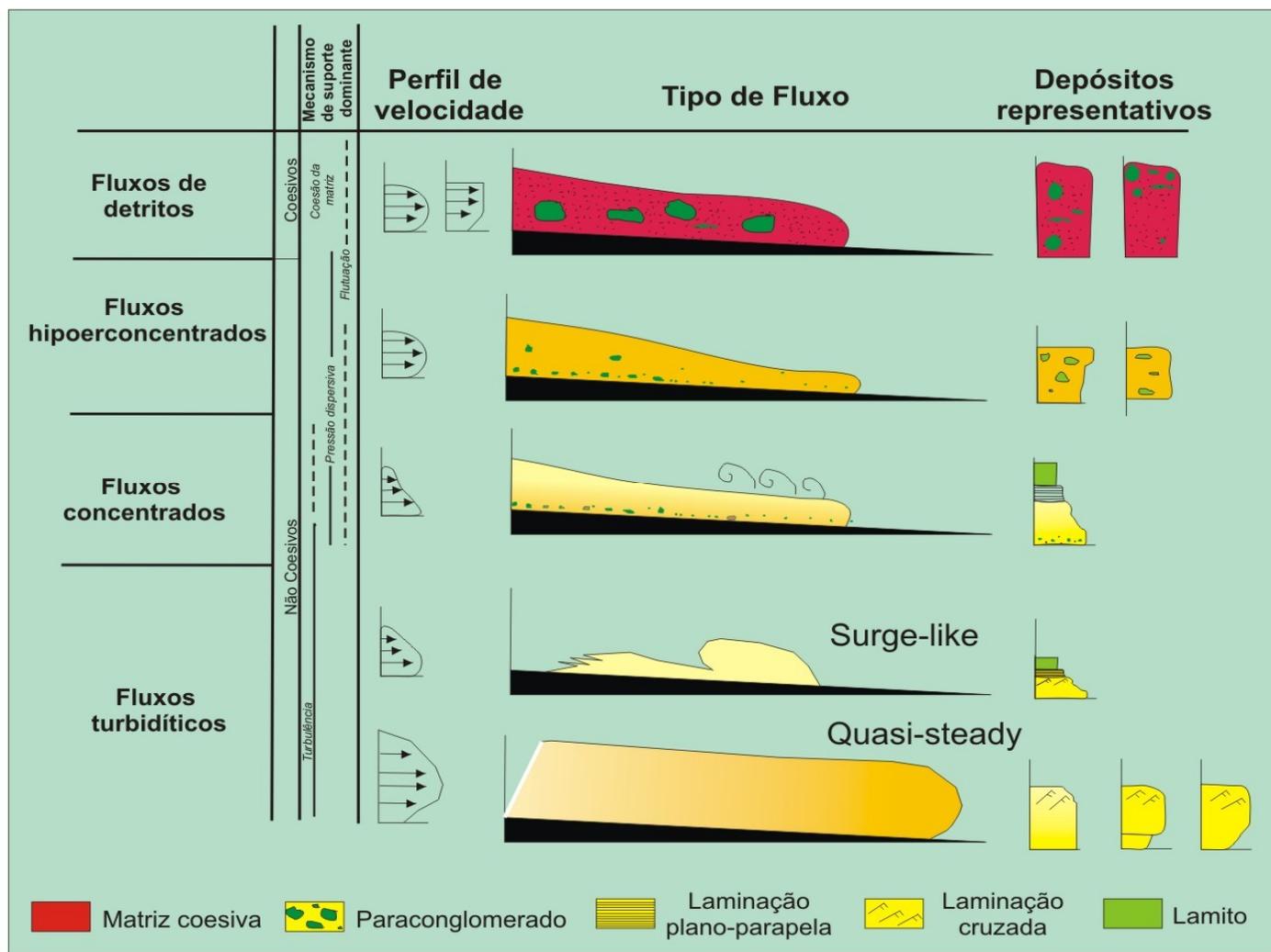


Figura 5.1: Diagrama esquemático para fluxos de densidade subaquosos indicando o principal mecanismo de suporte e perfis de velocidade e de fácies idealizados. Modificado de Mulder & Alexander (2001).

Classificação dos fluxos de densidade (Mulder & Alexander, 2001)				
Coesão	Concentração		Mecanismo de suporte	Descrição sucinta
Coesivos	Fluxo de detritos (<i>Debris flow</i>)		Força matriz, cuja força coesiva resiste à penetração da água	Quantidade de argila suficiente para atribuir uma reologia pseudoplástica
Não Coesivos (Friccionais)	Hiperconcentrados		Flutuação (<i>buoyancy</i>) e interação entre grãos (pressão dispersiva)	Desencadeados pelo aumento da poropressão (e.g. sismos ou ondas de tempestade)
	Concentrados		Interação entre grãos (pressão dispersiva) e Flutuação (<i>buoyancy</i>)	Mais diluídos que os hiperconcentrados, possuem a parte superior do fluxo turbulenta
	Turbidíticos	<i>Surge</i> (curta duração)	Turbulência	Concentração de sedimentos inferior a 9%. Fluxo turbidítico de menor duração e que gera pacote menos espesso.
		<i>Surge Like</i>		Concentração de sedimentos inferior a 9%. Duração de poucas horas. Sequência de Bouma.
<i>Quasi-steady</i> (duradouro)		Concentração de sedimentos inferior a 9%. Alimentação em períodos de cheias nos canais fluviais. Duração de dias ou semanas		

Quadro 5.1: Síntese da classificação de fluxos de densidade *sensu* Mulder & Alexander (2001).

5.1 Litofácies I – Fluxos concentrados

A porção maciça desta litofácies é interpretada como depositada pela ação de fluxos de densidade de alta concentração de sedimentos (*concentrated density flows*). A ausência ou pouca expressividade da gradação vertical nas camadas indica a pouca importância da turbulência atuando na segregação e deposição dos sedimentos. Além disso, fatores como a ausência de estruturas trativas em grande parte da camada e a presença de intraclastos lamosos, de tamanhos variados, imersos em diferentes porções das camadas indicam mecanismos de suporte dos grãos diferentes da componente vertical da turbulência. Dessa forma, os fluxos, no momento de deposição, são mais concentrados que correntes de turbidez (*sensu stricto*) e mecanismos como pressão dispersiva e flutuação são determinantes no suporte das partículas. Os fluxos

concentrados descritos aqui podem ser comparados às “correntes de turbidez de alta densidade” proposta por Lowe (1982).

Segundo Mulder & Alexander (2001), um fluxo concentrado pode ser fortemente erosivo, principalmente quando em sua fase acelerativa, podendo incorporar sedimentos dos estratos subjacentes. Esse aspecto erosivo é evidenciado nos depósitos da Litofácies I pelas frequentes marcas de sola e pela erosão de fragmentos das camadas inferiores, sendo incorporados pelo fluxo, transportados por flutuação e depositados na forma de intraclastos.

Os fluxos concentrados constituem a parte basal de fluxos bipartidos caracterizados por uma porção superior turbulenta e uma porção inferior de alta concentração e gravitacionalmente segregada (Figura 5.2). Nos depósitos da Litofácies I, a deposição ou retrabalhamento dos sedimentos por essa porção turbulenta superior é impressa na forma de lâminas plano-paralelas com raras laminações cruzadas. Essa porção nem sempre ocorre, o que pode indicar o *bypass* dessa nuvem turbulenta.

Postma *et. al.* (1988) descrevem um fluxo de densidade constituído de um estrato basal de alta concentração, não turbulento (*inertia-flow layer*) e um estrato superior turbulento com maior velocidade. Clastos lamosos concentrados entre os dois estratos correspondem ao alto gradiente de contraste de concentração e viscosidade. Quando gradientes de concentração e viscosidade se instalam internamente à porção basal do fluxo devido à progressiva desaceleração e congelamento do fluxo, estes intraclastos podem ser concentrados em porções intermediárias da camada.

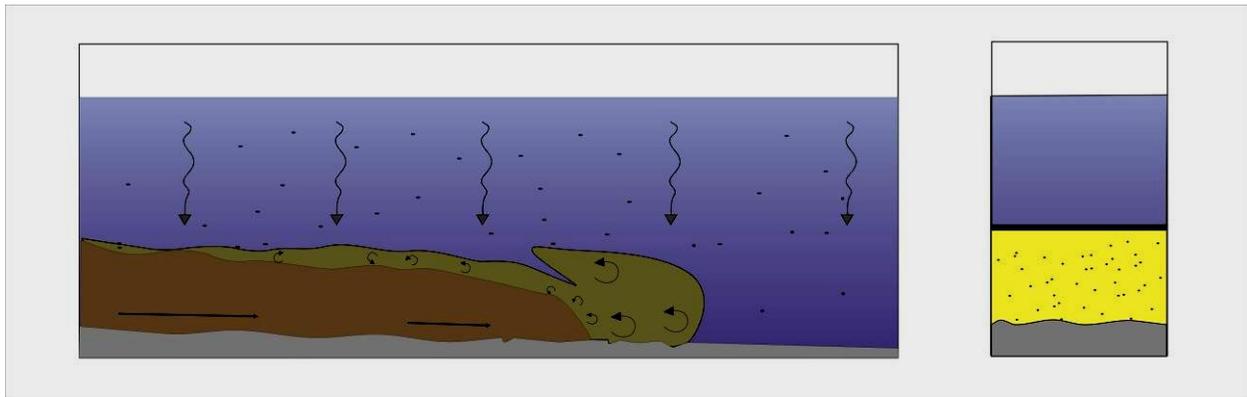


Figura 5.2: Desenho esquemático do mecanismo de transporte para a Litofácies I e tipo de depósito gerado: Fluxos concentrados associados a correntes de turbidez – Camadas espessas, predominantemente maciças e com base erosiva.

5.2 Litofácies II – Fluxos bipartidos: concentrados e correntes de turbidez

Um aspecto peculiar da Litofácies II é o caráter bipartido bem desenvolvido nas camadas e associado a dois mecanismos deposicionais distintos, embora geneticamente relacionados. A presença de dois estratos com características distintas nesta litofácies é resultado da atuação de um fluxo gravitacional bipartido (Figura 5.3). Este tipo de fluxo é caracterizado por um fluxo basal mais denso e sobre ele um fluxo turbulento mais diluído (Postma *et al.* 1988). Tinterri *et al.* (2003) assumem ainda que todo tipo de fluxo gravitacional seja híbrido, sendo caracterizado por diferentes partes, com propriedades mecânicas distintas, em cada qual atuam dois ou mais mecanismos de suporte de partículas.

Dentro desse contexto de classificação de fluxos gravitacionais, interpreta-se que a porção inferior da Litofácies II é formada principalmente pela ação de fluxos de densidade não coesivos e concentrados (*concentrated density flows*). Neles, a interação entre os grãos age gerando a pressão dispersiva, sustentando as partículas e desacelerando o fluxo por meio da dissipação de energia em colisões não elásticas (Mulder & Alexander, 2001). A presença de estruturas erosivas como turboglifos na base da camada é comum em fluxos concentrados, pois estes possuem velocidades mais altas em relação aos hiperconcentrados e são parcialmente turbulentos.

Ainda internamente à porção basal das camadas são descritos níveis de concentração de grãos mais grossos, formando estratos de poucos centímetros com gradação inversa. Estes podem caracterizar a deposição por meio de carpetes de tração (*traction carpet*). Sohn (1997) descreve os carpetes de tração como estratos concentrados de carga de fundo (*concentrated bed load layers*) desenvolvidos abaixo de um fluxo turbulento. Segundo o autor, o tapete de tração pode ser dividido em uma região inferior friccional em que os grãos permanecem quase estáticos, em contato contínuo com outros grãos, e acima uma região colisional, caracterizadas pela colisão ativa dos grãos e geração de pressão dispersiva. Ainda segundo Sohn (1997), a deposição sob os mecanismos de carpetes de tração ocorre de maneira agradacional e progressiva, e não pelo congelamento de todo o fluxo (*en masse freezing*). Dessa forma, a interface entre o fluxo e a camada agrada conforme as partículas se depositam.

O topo do corpo em movimento sofre maior interação com o fluido externo, o qual penetra e tende a reduzir sua concentração, podendo gerar correntes de turbidez. Essa diferenciação do fluxo reflete nas variações sedimentológicas (textura e estruturas) da camada. A porção superior da camada encontra-se em contato abrupto com a subjacente, marcado principalmente pela variação granulométrica e pelo aparecimento de estruturas sedimentares ora do tipo laminação plano-paralela, ora laminações cruzadas. Esse limite marca a passagem para um fluxo em que predomina como mecanismo de suporte de partículas, o componente vertical da corrente de turbidez. Nessa porção, o fluxo atinge o limite entre fluxos concentrados e fluxos turbidíticos (Mulder & Alexander, 2001). Esse fluxo turbulento possui concentração reduzida ao ponto de favorecer o transporte de sedimentos por tração e suspensão (*traction plus fall-out*), possibilitando a geração de laminações plano-paralelas e cruzadas.

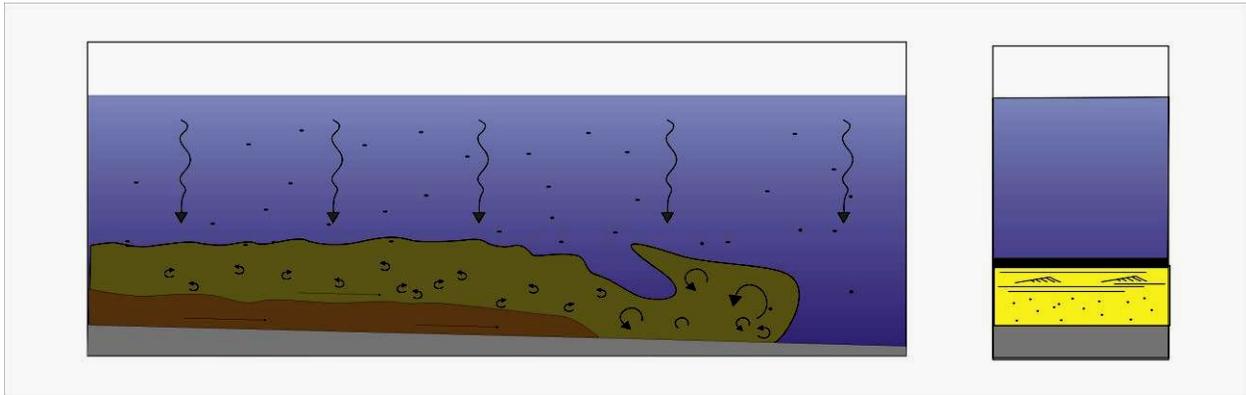


Figura 5.3: Desenho esquemático dos mecanismos de transporte de sedimentos e depósitos associados a Litofácies II: Correntes de turbidez e fluxos concentrados – Camada com porção basal maciça, laminações plano paralelas e cruzadas no topo.

Durante o transporte, um tipo de fluxo gravitacional pode transformar-se em outro. Segundo os princípios de transformações de fluxo, inicialmente propostos por Fisher (1983), um fluxo concentrado pode transformar-se em um fluxo turbidítico e vice-versa. A passagem de um para o outro pode ocorrer de forma progressiva devido à segregação gravitacional, quebra de declividade do substrato, entrada de água e conseqüente aumento da taxa de sedimentação, ou aporte de sedimento, entre outros fatores (Mutti, 1992).

A principal diferença entre os mecanismos deposicionais atuantes na geração da Litofácies I e esta Litofácies II é que a primeira possui maior concentração da porção basal com capacidade de transporte de grãos ligeiramente maiores, maior potencial erosivo e uma porção turbulenta pouco desenvolvida ou inexistente. Tais fatores permitem atribuir um caráter relativamente proximal para a Litofácies I em relação à Litofácies II.

5.3 Litofácies III – Correntes de turbidez e predomínio de regime de fluxo superior

A explicação para a geração de estruturas, como lâminas plano-paralelas, é mais bem suportada quando reproduzidas experimentalmente. Sob ponto de vista hidrodinâmico, existem duas variações nas condições de fluxo sob as quais camadas planas podem ocorrer: uma próxima ao movimento inicial dos grãos (“regime inferior”) e outra em que há muito sedimento em

suspensão (“regime superior”). Segundo Paola *et al.* (1989), para areias mais finas que 0,6 mm camadas planas não são formadas no regime de fluxo inferior e mesmo em areias mais grossas as mesmas são raras na natureza. Dessa forma, laminações plano-paralelas em geral implicam em condições de abundância de sedimentos em suspensão. Além disso, a origem de laminações plano-paralelas requer altas tensões cisalhantes características de regime de fluxo superior (Paola *et al.* 1989).

Há várias teorias, pontuadas por Allen (1982), para a origem de laminas plano-paralelas. Dentre essas, Paola *et al.* (1989) destacam que a superposição de dois processos possibilitou a geração dessas estruturas em *flumes*: i) a interação entre o transporte de sedimentos e a turbulência, cuja flutuação em alta frequência gera micro-feições de escavação e preenchimento e ii) a migração de formas de leito de baixa amplitude (2-5 mm de diâmetro e 0,5-1,0 m de comprimento de onda), as quais estariam presentes mesmo em camadas aparentemente planas. Em todo o conjunto de experimentos, a formação de laminas plano-paralelas foi resultado da associação de ambos os processos. A turbulência em frequência muito alta é ainda responsável ainda pela formação de lineação de partição e pela gradação normal observada internamente a todas as lâminas produzidas nos experimentos.

Segundo Mulder & Alexander (2001), feições trativas e formas de leito podem ocorrer em fluxos de densidade cujo estrato basal possui baixa concentração de partículas, como é o caso de verdadeiras correntes de turbidez, desde que as condições de fluxo se mantenham por tempo suficiente. Lowe (1982) também prevê a formação de formas de estruturas trativas na base de correntes de turbidez pela interação entre a carga de fundo e o fluxo sobrepassante. Estruturas como laminações plano-paralelas e cruzadas se desenvolvem, seja em correntes de alta ou de baixa concentração.

Ainda dentro do contexto de fluxos bipartidos, Mutti *et al.* (2003) e Tinterri *et al.* (2003) propõem que fácies totalmente laminadas podem ser geradas na transformação de fluxos arenosos densos (*sandy dense flows* – equivalente aos fluxos concentrados) para fluxos turbulentos. Já em

trabalhos anteriores como Mutti (1992), se admite que, entre os depósitos relacionados com os fluxos de alta densidade (fácies F2, F3 e F4 – sedimentos grossos e predominantemente maciços) e aqueles relacionados com os fluxos turbulentos (fácies F9 – equivalente à Sequência de Bouma), há uma variedade de fácies transicionais entre camadas maciças e laminadas. Segundo Mutti *et al.* (2003), essa transição ocorre de duas formas diferentes e provavelmente intergradacionais. A Figura 5.4 mostra os tipos de fácies resultantes da transformação de um fluxo de alta densidade (*sandy dense flow*) para um fluxo turbulento. A primeira forma, e a mais comum (Figura 5.4A), apresenta depósitos com laminações plano-paralelas ora sobrepostos a estratos maciços da fácies (fácies F5), ora como uma evolução lateral dos mesmos. As camadas laminadas resultantes (fácies F7) são compostas por laminações plano-paralelas, às vezes pouco evidentes, em toda sua extensão vertical e são capeadas por um intervalo pouco espesso com *ripples*. A segunda forma de transição ilustrada na Figura 5.4B será mais bem detalhada para a Litofácies IV.

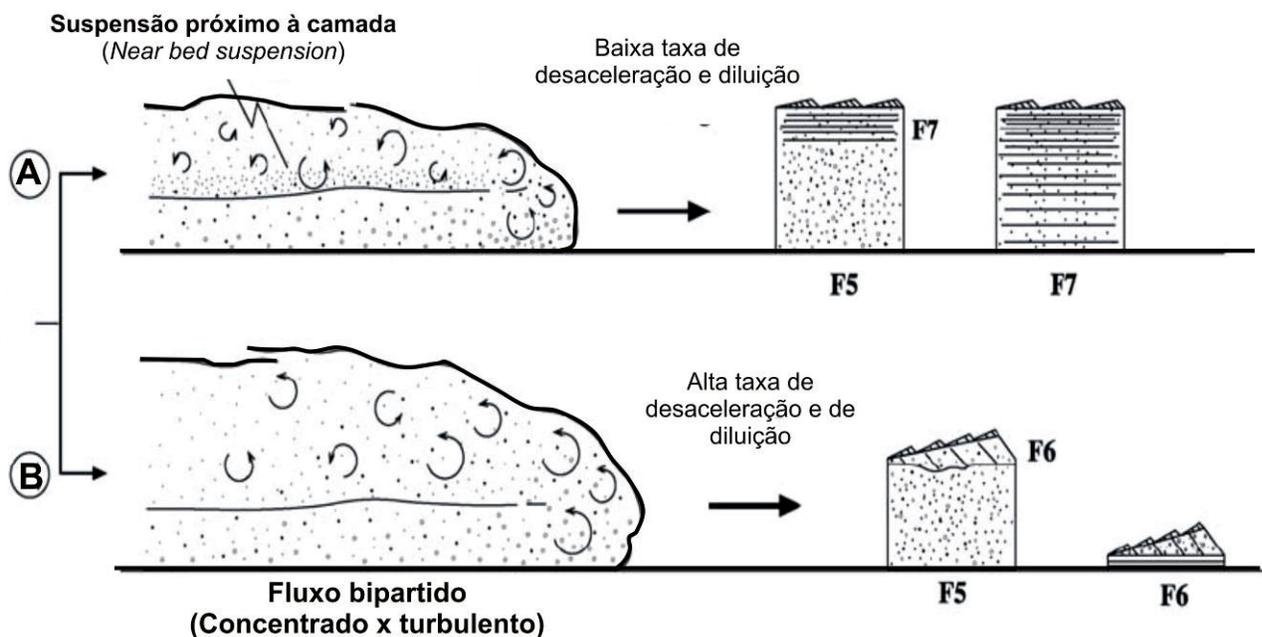


Figura 5.4: Modelo esquemático de transformação de fluxo. Fluxos bipartidos: concentrado na base e turbulento no topo para fluxos totalmente turbulentos. Modificado de Mutti *et al.* (2003).

Embora essa transição e variação gradual de fácies não foram diretamente observadas nas camadas da Formação Punta Negra, pode-se propor a associação genética entre as camadas laminadas aqui denominadas Litofácies III e as camadas bipartidas da Litofácies II. Esta última, embora bem menos freqüente, evolui também para a migração de *mega-ripples* formando laminações cruzadas como as descritas na Litofácies IV e mais detalhadas no próximo item.

Para Mutti *et al.* (2003), a fácies F7 é gerada por uma progressiva turbulência devido à entrada de água na frente (*head*) de fluxos arenosos densos com baixas taxas de desaceleração. A energia da turbulência não é suficiente para suportar toda a carga de sedimentos na frente do fluxo e como resultado, somente as partículas menores entram em suspensão e incorporam-se na nuvem turbulenta. As partículas ligeiramente mais grossas formam o que Mutti *et al.* (2003) denominam de suspensão próxima à camada (*near-bed suspension*) e a deposição é aparentemente controlada pela decantação de partículas de acordo com a densidade e com tração limitada.

De forma geral, o modelo proposto por Mutti *et al.* (2003) não se contrapõe aos modelos experimentais de Paola *et al.* (1989) ou Allen (1982), apenas partem de escala de observação diferentes. O primeiro baseia-se em escala de afloramento, na análise de fácies encontradas no registro sedimentar. Os últimos, por sua vez buscam a reprodução das estruturas em laboratório e analisam com maior detalhe os mecanismos envolvidos.

5.4 Litofácies IV – Correntes de turbidez e migração de *mega-ripples*

A associação de transporte de sedimentos por tração e suspensão no estrato basal de fluxos de densidade pode gerar formas de leito cuja migração origina laminações plano-paralelas, com visto anteriormente, e laminações cruzadas.

Mutti (1977), Mutti (1992) e Mutti *et al.* (2003) reportam fácies com laminações cruzadas como produto de um salto hidráulico que transforma uma corrente de alta densidade supercrítica

(fluxo concentrado) em uma corrente de baixa densidade subcrítica (corrente de turbidez). O salto hidráulico ocorre devido à repentina desaceleração do fluxo, motivada principalmente por alterações na topografia deposicional. A expansão do fluxo e redução na concentração faz com que a turbulência seja o principal mecanismo de suporte das partículas e esta tende a transportar apenas os sedimentos mais finos por longas distâncias. Os sedimentos decantados próximo a essa transformação de fluxo tendem a ser organizados e retrabalhados originando formas de leito. A Figura 5.4, mostrada no item anterior, esquematiza dois resultados distintos para essa transformação de fluxo, que gera a fácies com laminações plano-paralelas e a com laminações cruzadas, respectivamente fácies F7 e F6.

Quando bem desenvolvidas as formas de leito ficam preservadas na forma de *mega-ripples* com típica geometria lenticular e de comprimento de onda da ordem de 3 metros (Mutti *et al.*, 2003). Tais características também foram descritas nos depósitos da Litofácies IV na Formação Punta Negra. Além disso, é comum seja na fácies F6 de Mutti, ou na Litofácies IV aqui descrita, a presença de lamina plano-paralelas na base das camadas, indicando ainda uma fase de regime de fluxo superior que antecede a formação dos *mega-ripples*. A transição entre *sets* de laminações cruzadas para plano-paralelas, ou vice-versa, observado em algumas camadas, está provavelmente associada à atenuação ou aumento da amplitude das formas de leito durante a evolução dos fluxos.

Dois são os requisitos principais para a formação de *mega-ripples*: espessura de fluxo suficiente e condições relativamente constantes (*quasi-steady flow*). Embora restringido por esses fatores, a presença de laminações cruzadas em depósitos gravitacionais é comum no registro (Mutti, 1992). A diferença entre a geração da fácies F6 e F7 após a transformação de fluxo está provavelmente associada à taxa de desaceleração do fluxo e intensidade da diluição. Nesse contexto, a fácies com laminações cruzadas tendem a ser gerada a partir de fluxos com altas taxas de desaceleração (Figura 5.4B).

5.5 Litofácies V – Correntes de turbidez e deformação pós-deposicional

Camadas pouco espessas, tamanho de grão fino a muito fino, sutil gradação e a presença de estruturas tipicamente unidirecionais em uma seqüência análoga à Seqüência de Bouma, são algumas características que permitem associar os depósitos da Litofácies V a típicos fluxos turbidíticos *surge* ou *surge-like* (*sensu* Mulder & Alexander, 2001). A Figura 5.5 ilustra este tipo de fluxo como mecanismo de transporte.

O caráter desacelerativo do fluxo (*waning flow*) é evidenciado pela seqüência (nem sempre completa) cuja base apresenta laminações plano-paralelas, seguidas por laminações onduladas, laminações cruzadas e laminações cruzadas cavalgantes. As laminações plano-paralelas são desenvolvidas em regime de fluxo superior, com predomínio de tração sobre os sedimentos da carga de fundo. Com a progressiva perda de velocidade do fluxo, formas de leito tendem a se desenvolver, inicialmente originando laminações onduladas, seguidas pela migração de marcas de corrente, conforme aumenta a taxa de decantação de sedimentos em relação à capacidade trativa do fluxo. A formação de laminações cruzadas cavalgantes culmina com a máxima razão decantação/tração.

Mulder & Alexander (2001) propõem que a origem dos intervalos Tb-Tc (laminações plano-paralelas e cruzadas, respectivamente) da Seqüência de Bouma ocorre por meio de correntes de turbidez do tipo *surge-like*, porém estas necessitam ser de longa duração, uma vez que os mecanismos genéticos dessas formas de leito necessitam de tempo e condições relativamente constantes para se desenvolver.

As laminações convolutas freqüentemente encontradas nessa litofácies são caracterizadas pela presença de dobras assimétricas, cuja vergência possui a mesma direção de estruturas como os planos de marcas de corrente e as marcas de sola. Laminações convolutas, por definição consistem no conjunto de dobras mais ou menos regulares, desenvolvidas em toda a camada ou confinadas na parte superior (Allen, 1982). Segundo esse mesmo autor, dobras convolutas são

tipicamente encontradas em arenitos muito finos a silticos, com laminação cruzada e de espessura da ordem de 0,1 a 1 m. Fortes assimetrias e recumbência nas dobras convolutas são escassas, no entanto o plano axial de dobras assimétricas reflete, em geral, a média da direção de paleocorrente. Segundo Myrow *et al.* (2002), a susceptibilidade de sedimentos finos (típicos da Litofácies V) sem coesão para liquefação é bem estabelecida.

Com base nestas informações, as laminações convolutas presentes em algumas camadas são interpretadas como estruturas deformacionais desenvolvidas após a deposição dos sedimentos e formação de outras estruturas sedimentares como marcas de corrente e laminações plano-paralelas (que podem ser reconhecidas mesmo com a presença das laminações convolutas). A presença delas seria resultado de uma instabilidade gravitacional que agiu nas camadas saturadas em água, principalmente naquelas com sedimentos mais finos (onde o escape de água é menor).

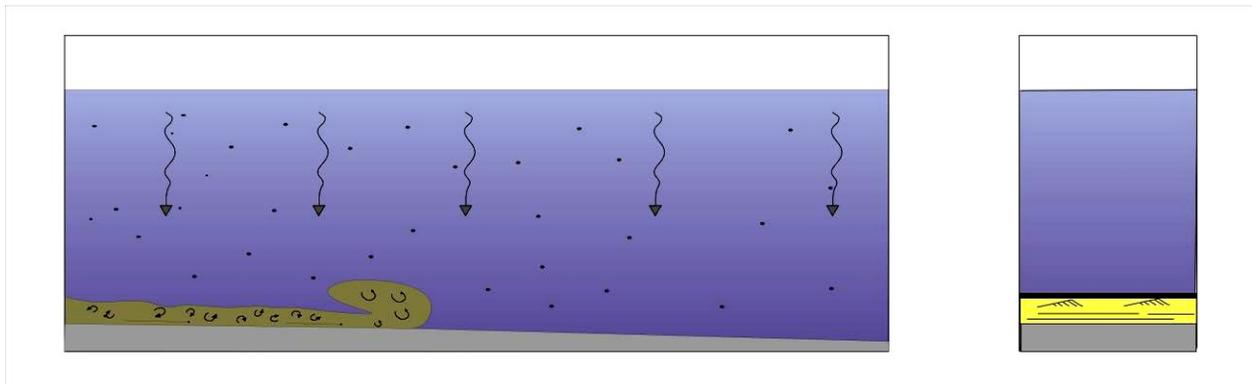


Figura 5.5: Desenho esquemático dos mecanismos de transporte de sedimentos da Litofácies V e os depósitos gerados: Corrente de turbidez – Plano-paralelas, cruzadas e lamito (Tb-Td - Sequência de Bouma).

5.6 Litofácies VI – Decantação de finos e correntes de turbidez diluídas

Os depósitos finos, compostos de silte, argila e areia muito fina, são produzidos predominantemente pela decantação de sedimentos em suspensão (*settling*). Estes sedimentos finos são transportados por meio de fluxos extremamente diluídos (*overflows*) na forma de uma

nuvem turbulenta. As laminas são formadas sucessivamente pela decantação associada à sutil tração da carga de fundo composta pelos sedimentos ligeiramente mais grossos.

A presença de delgadas camadas de arenito muito fino, ora na forma de lâminas plano-paralelas e milimétricas, ora na forma de marcas de corrente isoladas, denota a atuação de fluxos turbidíticos muito diluídos, mas ainda capazes de transportar sedimentos arenosos.

Capítulo 6

Associações de Fácies

A subdivisão da sucessão litológica em associações de fácies viabiliza o estudo do preenchimento sedimentar a partir do empilhamento das diversas litofácies e da relação vertical e horizontal entre elas. Uma associação de fácies caracteriza um grupo de fácies geneticamente relacionadas e que implicam em algum significado em termos de ambiente de sedimentação (Walker, 2006). Além disso, o uso do conceito de associação de fácies no sentido de uma assembléia tridimensional de fácies e de blocos elementares construtores de determinado sistema deposicional, é similar ao conceito de elemento arquitetural desenvolvido por Miall (1985) e aplicado a sistemas turbidíticos em Stow & Mayall (2000), Johnson *et al.* (2001) e Basilici (2006). Nesse sentido, as associações de fácies fornecem importantes informações com relação à geometria, distribuição e arranjo dos corpos sedimentares, sendo fundamental na predição de heterogeneidades de reservatórios análogos.

Para a caracterização das associações de fácies utilizou-se os dados obtidos da descrição detalhada de fácies nas seções indicadas na Figura 2.2. Foram elaborados os perfis estratigráficos que representam verticalmente as sucessões de camadas descritas. A legenda para os padrões utilizados encontra-se na Figura 6.1 e os perfis correspondem à: Perfil FPN1, com 33,24 m de espessura (Figuras 6.2 e 6.3); Perfil FPN2, com 29,68 m (Figura 6.4) e Perfis FPN3A, 3B, 3C, 3D e 3E, com espessuras variáveis (Figuras 6.5, 6.6, 6.7 e 6.8).

LEGENDA

Simbolos adotados nos perfis

Litotipos

-  Lamito
-  Arenito maciço

Símbolos

-  Amostra de mão
-  Fragmentos vegetais
-  Bioturbação fraca
-  Bioturbação moderada
-  Bioturbação intensa
-  Laminações cruzadas (*ripples*)
-  Laminações cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*)
-  Laminação plano-paralela
-  Laminação ondulada
-  Estruturas convolutas
-  Marcas de sulcos (*Groove marks*)
-  Pillars
-  Deformação por carga

Tamanho de grão

A S Mf F M G Mg Gr Sx

A	Argila	0,00006 – 0,0039 mm
S	Silte	0,0039 – 0,625 mm
Mf	Areia muito fina	0,0625 – 0,125 mm
F	Areia fina	0,125 – 0,25 mm
M	Areia média	0,25 – 0,5 mm
G	Areia grossa	0,5 – 1 mm
Mg	Areia muito grossa	1 – 2 mm
Gr	Grânulos	2 – 4 mm
Sx	Seixos	4 – 64 mm



Camadas referenciais em campo

A Associação de Fácies (preenchimento de canais)

B Associação de Fácies (lobos proximais)

C Associação de Fácies (lobos distais/franjas)

Figura 6.1: Legenda dos símbolos utilizados nos perfis estratigráficos.

Perfil FPN 1

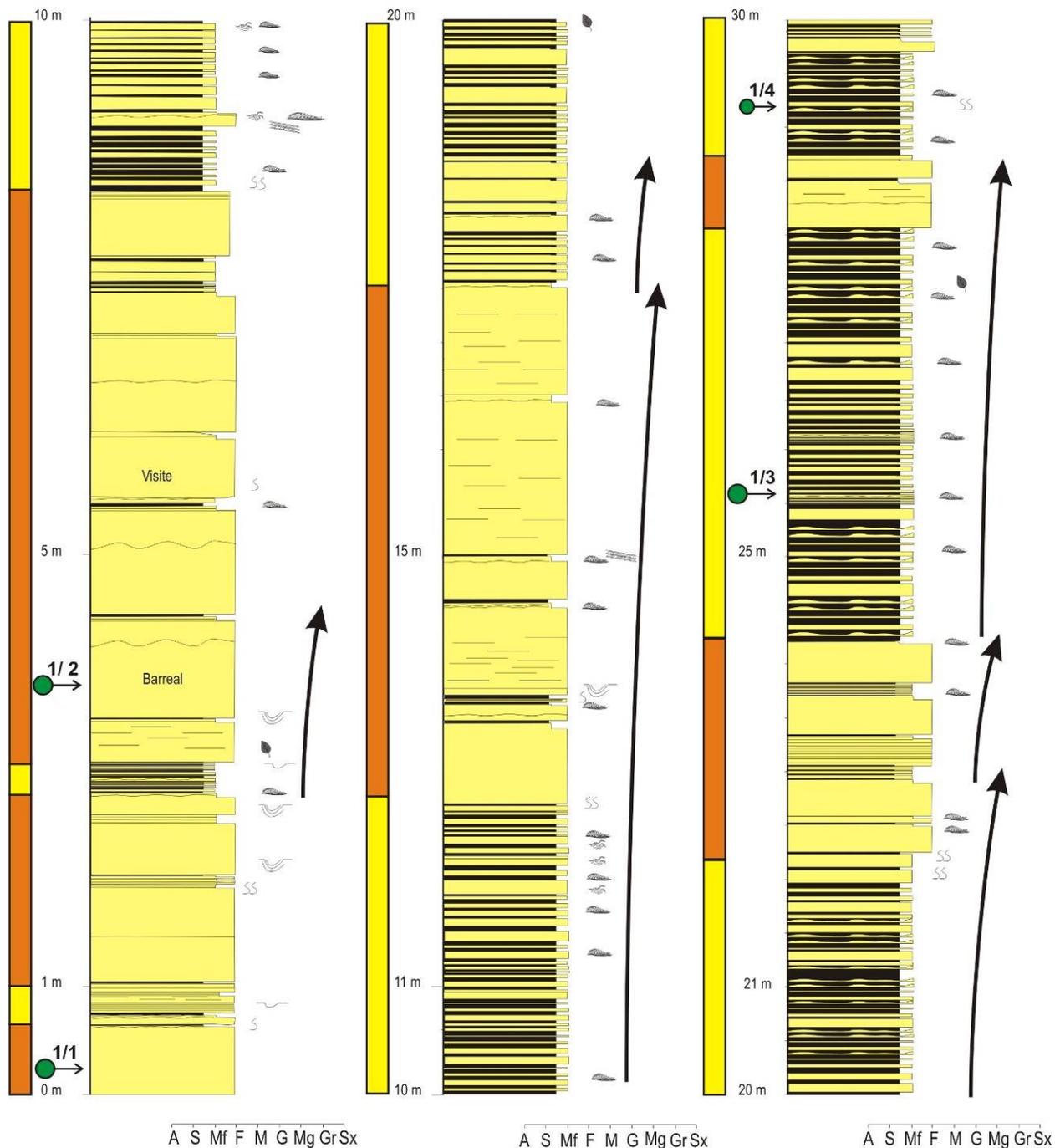


Figura 6.2: Perfil estratigráfico FPN1 – Afloramiento Quebrada de la Burra.

Perfil FPN 1 (cont.)

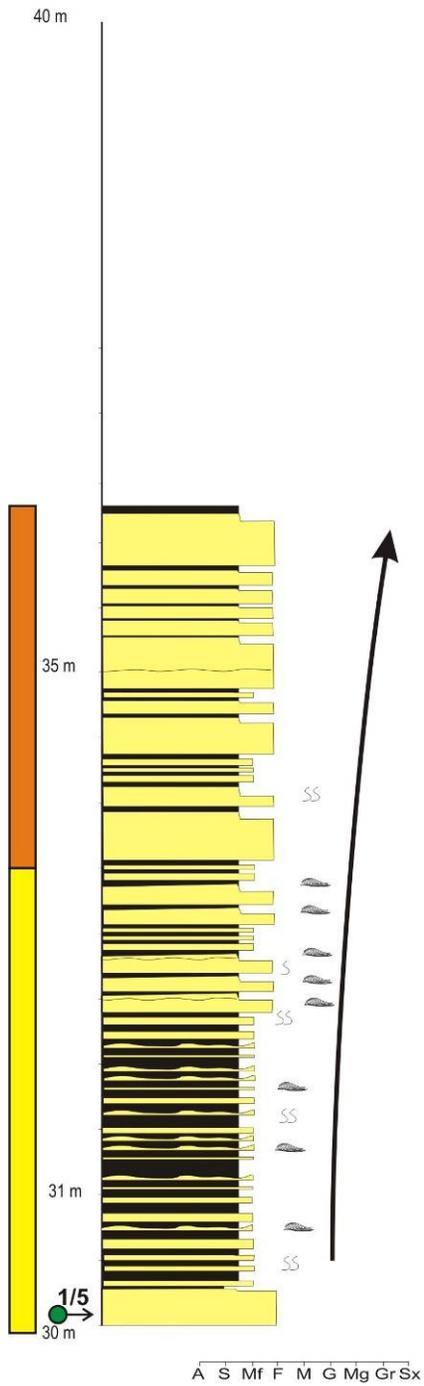


Figura 6.3: Perfil estratigráfico FPN1 – continuação

Perfil FPN 2

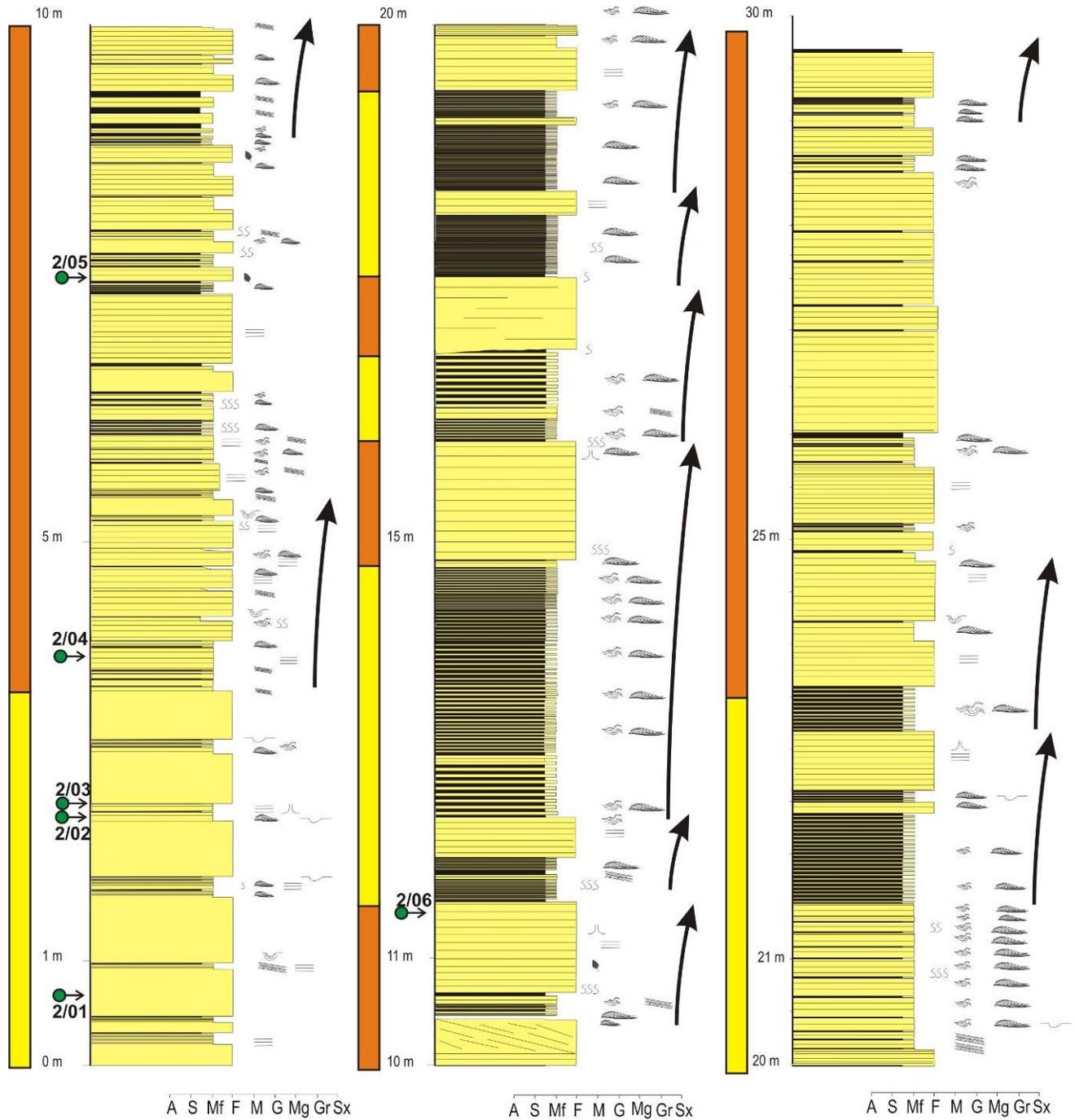
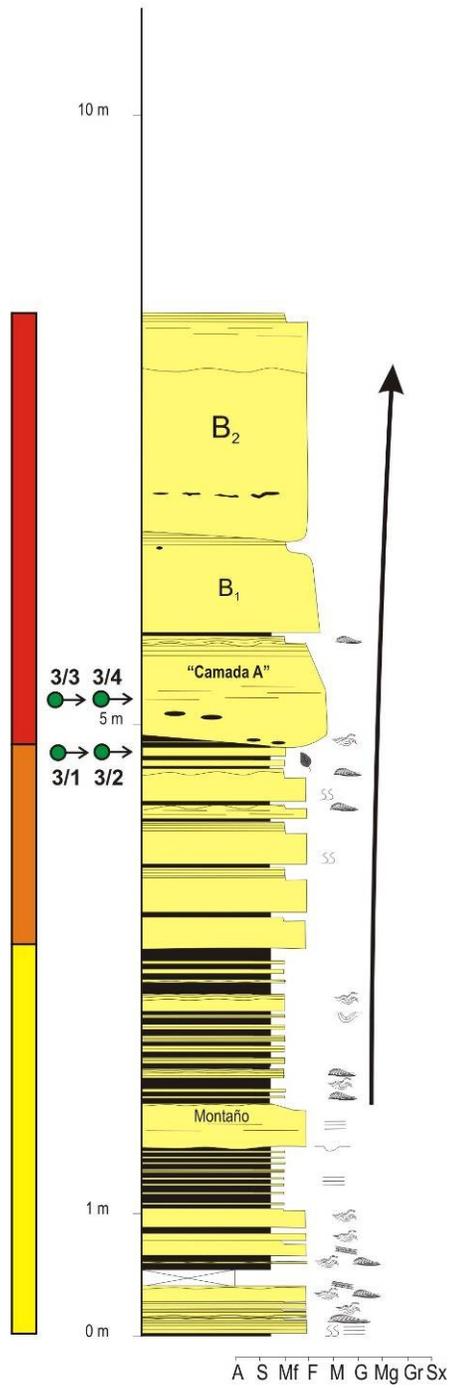


Figura 6.4: Perfil estratigráfico FPN2

Perfil FPN 3A



Perfil FPN 3B

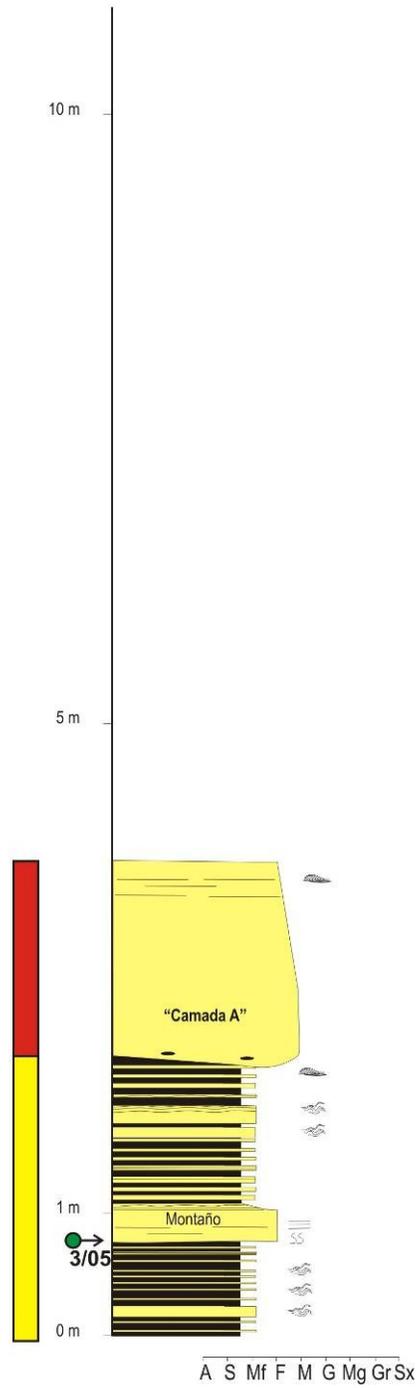


Figura 6.5: Perfil estratigráfico FPN3A e FPN3B – Afloramento Quebrada de los Gauchos

Perfil FPN 3C

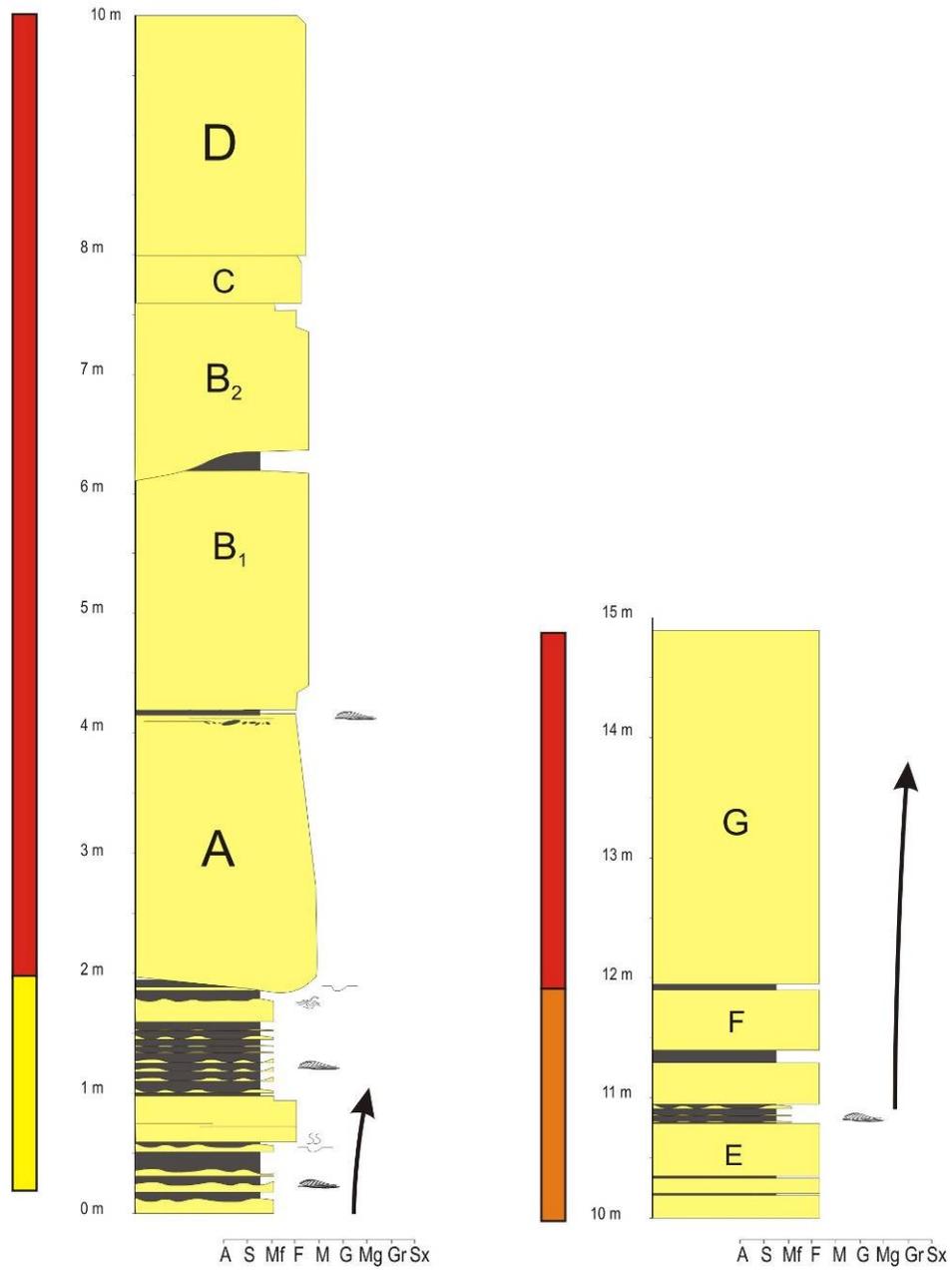


Figura 6.6: Perfil estratigráfico FPN3C– Afloramiento Quebrada de los Gauchos

Perfil FPN 3D

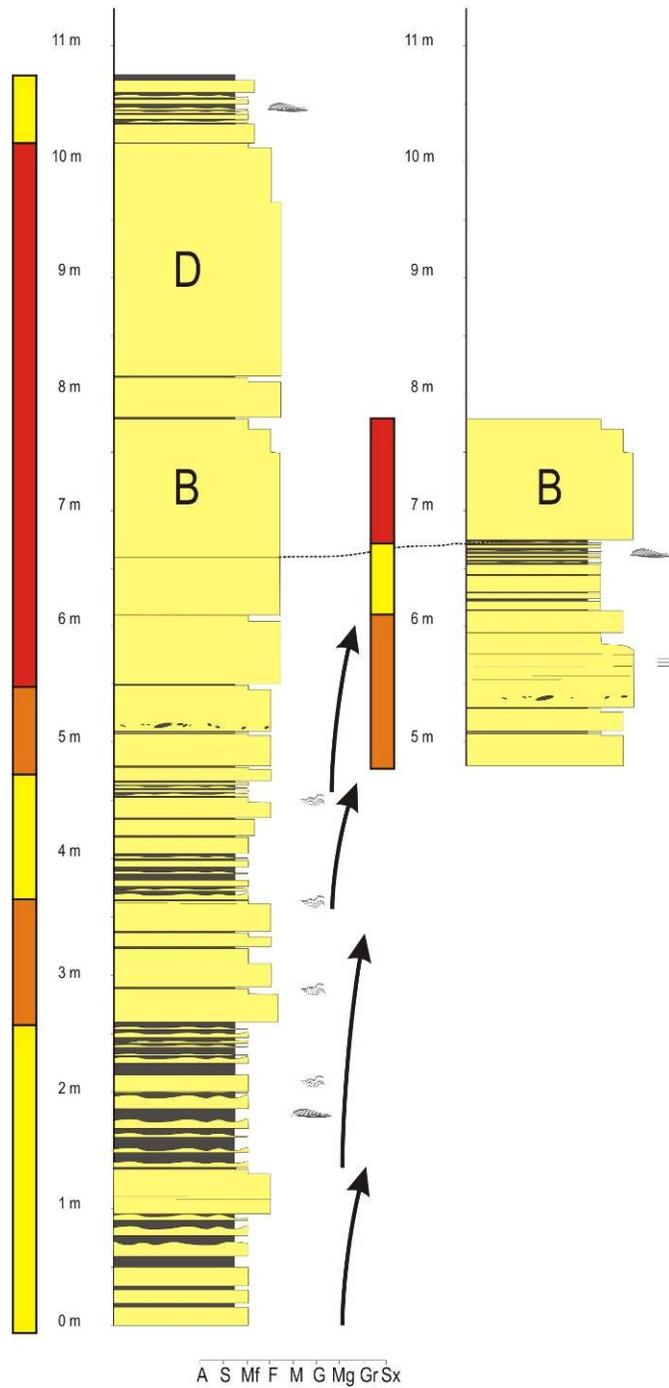


Figura 6.7: Perfil estratigráfico FPN3D – Afloramiento Quebrada de los Gauchos

Perfil FPN 3E

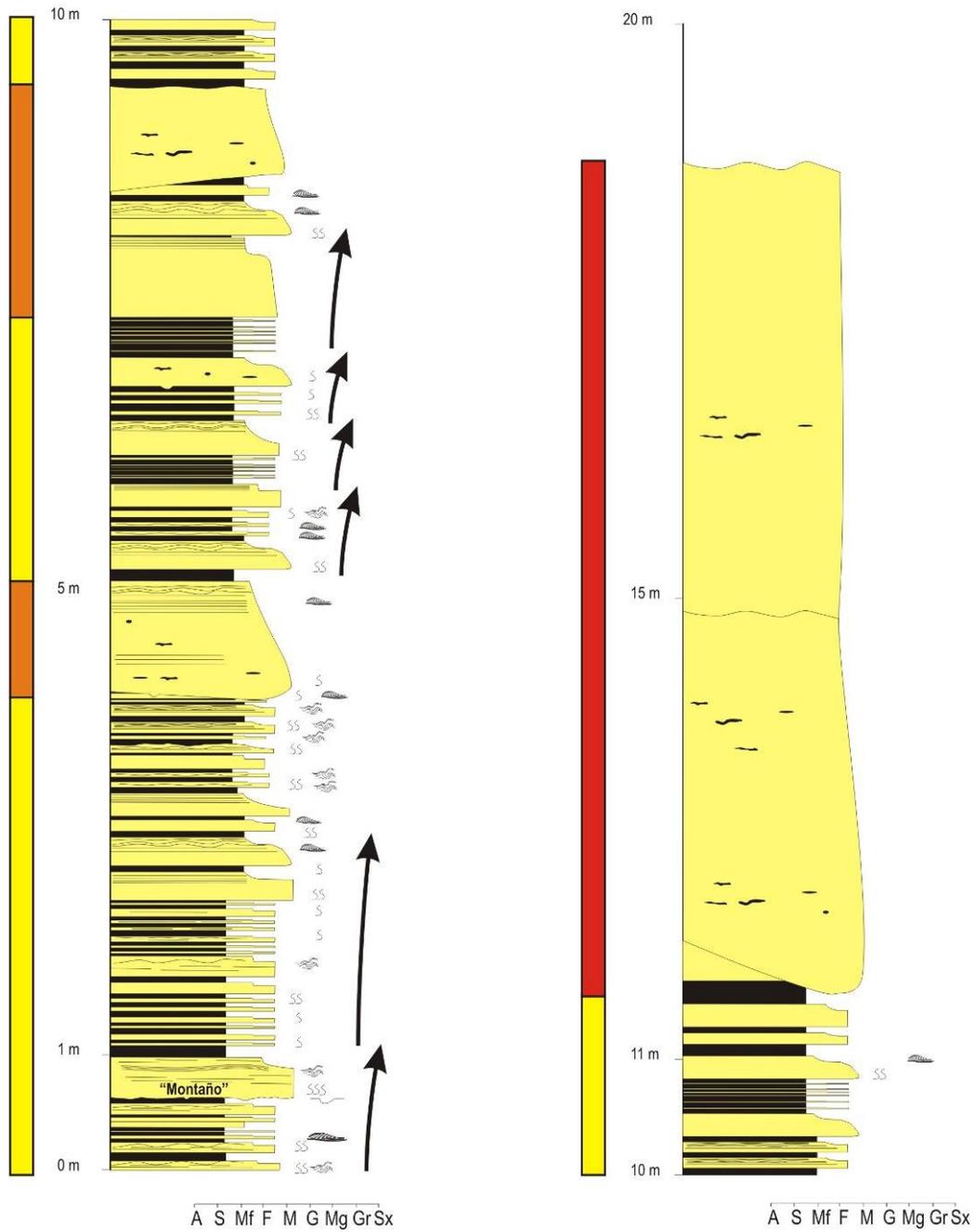


Figura 6.8: Perfil estratigráfico FPN3E – Afloramiento Quebrada de los Gauchos

A análise das fácies e dos perfis estratigráficos descritos nos afloramentos da Formação Punta Negra permitiu a organização da sucessão em três associações de fácies detalhadas a seguir: i) associação de fácies A - preenchimento de canais; ii) associação de fácies B - lobos proximais e iii) associação de fácies C - lobos distais/franjas.

6.1 Associação de fácies A - preenchimento de canais

Esta associação de fácies corresponde à aproximadamente 22,1% de toda a sucessão medida sendo constituída predominantemente por camadas da Litofácies I – camadas espessas de arenito médio a fino, predominantemente maciço. São comuns níveis com intraclastos lamosos evidenciando o aspecto erosivo do fluxo. A Litofácies I pode ocorrer intercalada com camadas de outras litofácies (II, V e VI), embora essa relação não seja comum. O contato entre as camadas é sempre erosivo, evidenciado tanto pelo truncamento angular entre as camadas quanto pela amalgamação entre camadas arenosas. Tais características permitem associar essa sucessão de camadas ao preenchimento de canais. A sucessão vertical apresenta principalmente um padrão de empilhamento agradacional (Figura 6.9A), porém sucessões estrato-decrescente ascendentes também foram observadas (Figura 6.9B).

A associação de fácies de preenchimento de canais foi observada no afloramento da Seção 3 e descrita na porção superior dos perfis da Figuras 6.5, 6.8, 6.7 e 6.8. Esta configura uma associação de corpos formados essencialmente pelo preenchimento de canais com várias etapas de deposição (*multi-storey channel*) (Figura 6.10). Nesse tipo de canal, a erosão inicial e truncamento das camadas subjacentes são seguidos pela deposição de camadas espessas de arenito maciço, ora amalgamadas, ora separadas por finas camadas de lamito arenoso. Esses canais não constituem grandes feições topográficas como os *canyons*. São, na verdade, feições erosivas restritas, com dimensões da ordem de 10-15 metros de espessura por aproximadamente 150-200 metros de largura.

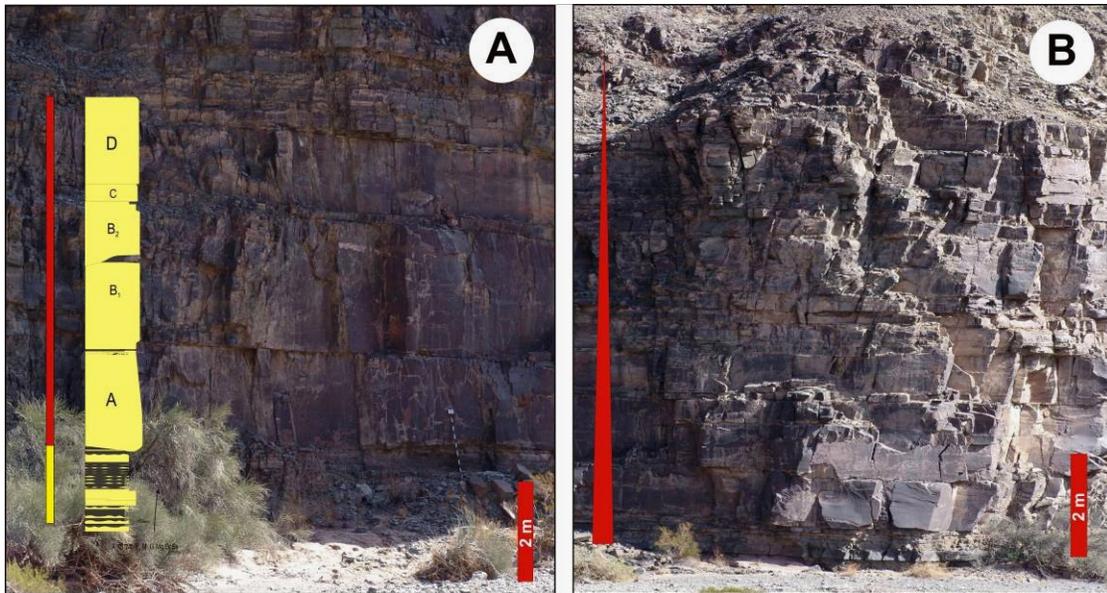


Figura 6.9: Associação de fácies A – preenchimento de canais. A) Sucessão agradacional descrita no perfil FPN3C no afloramento da Quebrada de los Gaúchos e B) Sucessão estrato-decrescente ascendente no mesmo afloramento.

Baseado na análise da seção da Figura 6.10, propõe-se um modelo de evolução do canal semelhante aos canais deposicionais pouco erosivos (*depositional and minor erosional channel*) de Johnson *et al.* (2001). Esse tipo de canal é comum em regiões medianas, de pouca inclinação, dentro do sistema de leques turbidíticos, contrariamente aos canais fortemente erosivos comuns na porção proximal e de talude. A característica principal dessa sucessão é a base erosiva seguida de um proeminente padrão agradacional de deposição (Johnson *et al.*, 2001). Depósitos de diques marginais são raros ou ausentes. O preenchimento interno pode ser complexo e a geometria bidimensional geral compreende em uma zona axial rica em areia (camadas amalgamadas) com os flancos marcados por uma zona heterolítica (Figura 6.11).

Os canais deposicionais compõem um sistema de canais distributários comuns em sistemas ricos em areia. Esses canais são geralmente de alta razão largura/profundidade, baixa sinuosidade, diques marginais pouco expressivos (ou ausentes) e baixa estabilidade, favorecendo a migração por avulsão (Galloway, 1998). Os canais em ambientes subaquosos são, em geral, maiores que os canais fluviais. As dimensões típicas variam de centenas a milhares de metros de largura e

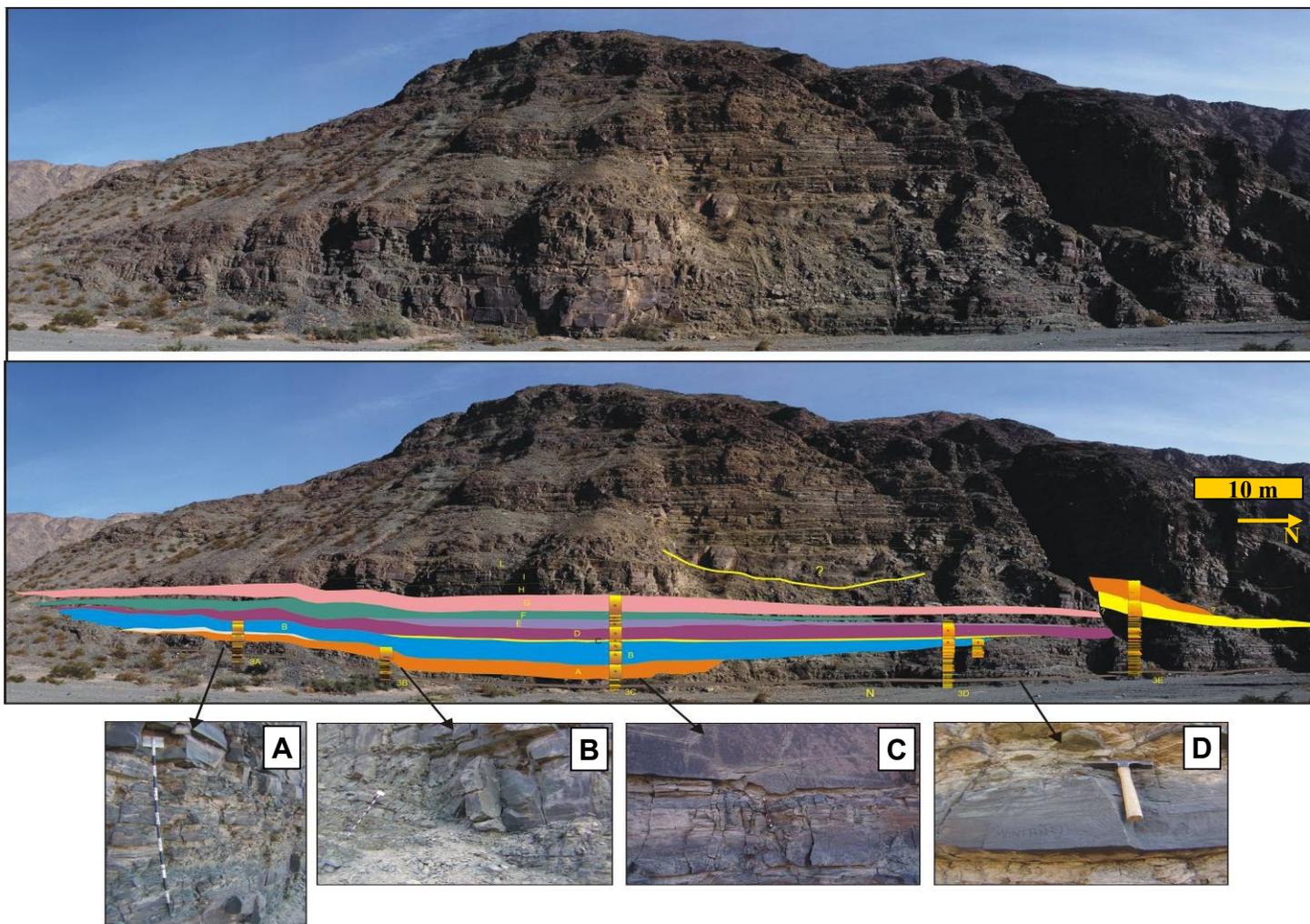


Figura 6.10: Afloramento na Quebrada de los Gaúchos. Esquema de empilhamento das camadas descritas nos perfis FPN3A, 3B, 3C, 3D e 3E, caracterizando a forma de canal. O topo do perfil FPN3E, na extrema direita da imagem, apresenta camadas provavelmente associadas a outro canal. As fotos abaixo ilustram: A) sucessão de camadas abaixo do canal (associação de fácies B – lobos e distal); B) mesma sucessão de camadas, com truncamento erosivo por camadas relacionadas ao preenchimento de canal; C) base erosiva da camada na sucessão de preenchimento de canal (marca de sulco) e D) camada tabular (lobo deposicional) abaixo da sucessão de preenchimento de canal.

dezenas a uma centena de metros de profundidade. O comprimento da rede de canais varia de poucos quilômetros até centenas de quilômetros a depender do tipo e fisiografia da bacia e eficiência dos fluxos (Galloway, 1998).

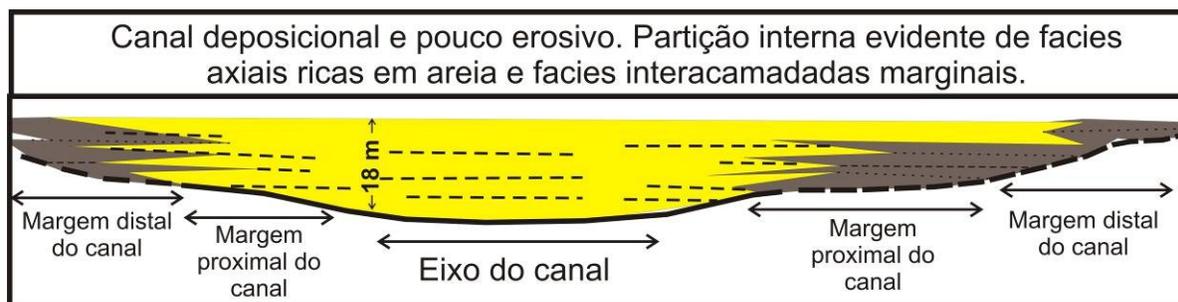


Figura 6.11: Desenho esquemático um canal deposicional. Modificado de Johnson *et al.* (2001).

6.2 Associação de fácies B – lobos proximais

A associação de fácies B é constituída por camadas de arenito fino a médio, ora maciços, ora com estruturas trativas como laminações plano-paralelas e laminações cruzadas de médio porte, relacionadas às litofácies II, III e IV, respectivamente. O contato entre as camadas é abrupto, mas raramente erosivo e estas litofácies se intercalam com finas camadas de lamito. A continuidade horizontal das camadas varia de muito extensas (caso da Litofácies II que atingem até 500 metros) até abruptamente lenticulares (como a Litofácies IV com algumas dezenas de metros). No entanto, todo o intervalo dessa associação é bem mais extenso que apenas uma camada individualmente. As características acima permitem propor que essa associação seja formada por depósitos de lobos dentro de um sistema turbidítico. Os lobos formam padrões de empilhamento que podem ser acompanhados por centenas de metros e só se interrompem quando ocorre o truncamento pela associação de canais ou quando não afloram mais. Dessa forma não foi possível estimar a real dimensão lateral desse complexo de lobos proximais com o conjunto atual de afloramentos e dados disponíveis.

A associação de fácies B, formada por depósitos de lobos proximais é encontrada em todos os perfis verticais, compondo 35,8% de toda a sucessão medida. Essa associação, em conjunto

com a associação de lobos distais/franjas, forma sucessões grano-estrato-crescentes ascendentes (Figuras 6.12A, 6.12B e 6.12C) com espessuras de até 8 metros que caracterizam ciclos de progradação dos lobos deposicionais. O progressivo espessamento das camadas é interrompido quando ocorre a avulsão dos lobos para porções topograficamente menos elevadas.

Os lobos constituem elementos deposicionais típicos de sistemas turbidíticos, caracterizados por depósitos arenosos, com forma lingüóide, depositados no final de um canal (Mattern, 2005). Em afloramentos, os depósitos lobados formam sucessões denominadas complexo de lobos as quais geralmente assumem geometria tabular e de acamamento paralelo. No entanto, em seções lateralmente contínuas é possível observar que internamente aos complexos, as camadas possuem variações suaves de espessura, indicando que na verdade os lobos representam lentes muito extensas.

O aspecto tabular dos complexos de lobos em afloramento é resultado, principalmente, da baixa relação entre espessura e largura dos corpos, a qual é da ordem de 1:1000 (Moraes *et al.* 2006). Outra característica importante dentro do complexo de lobos é a ausência de superfícies erosivas expressivas, o que evidencia o caráter puramente deposicional dessa associação e fácies.

Os lobos constituem um elemento deposicional de grande extensão areal. Mattern (2005) sintetiza algumas dimensões resultantes da análise quantitativa realizadas por trabalhos anteriores em diversos sistemas atuais e antigos. Nestes, os lobos apresentam continuidade lateral que variam de 2 a 12 quilômetros. Os lobos do sistema turbidítico rico em areia de Hueneme (Piper *et al.*, 1999) possuem dimensões da ordem de 5 km de largura, por 1-5 km de comprimento, já os lobos do sistema de leques Dume também descritos em Piper *et al.* (1999), apresentam dimensões inferiores a 2 km de comprimento. Os depósitos associados a lobos deposicionais descritos na Formação Punta Negra possuem dimensões largura da ordem de algumas centenas de metros (< 1 km). Quanto ao comprimento não foi possível estimar valores devido à falta de afloramentos paralelos ao eixo principal das paleocorrentes.

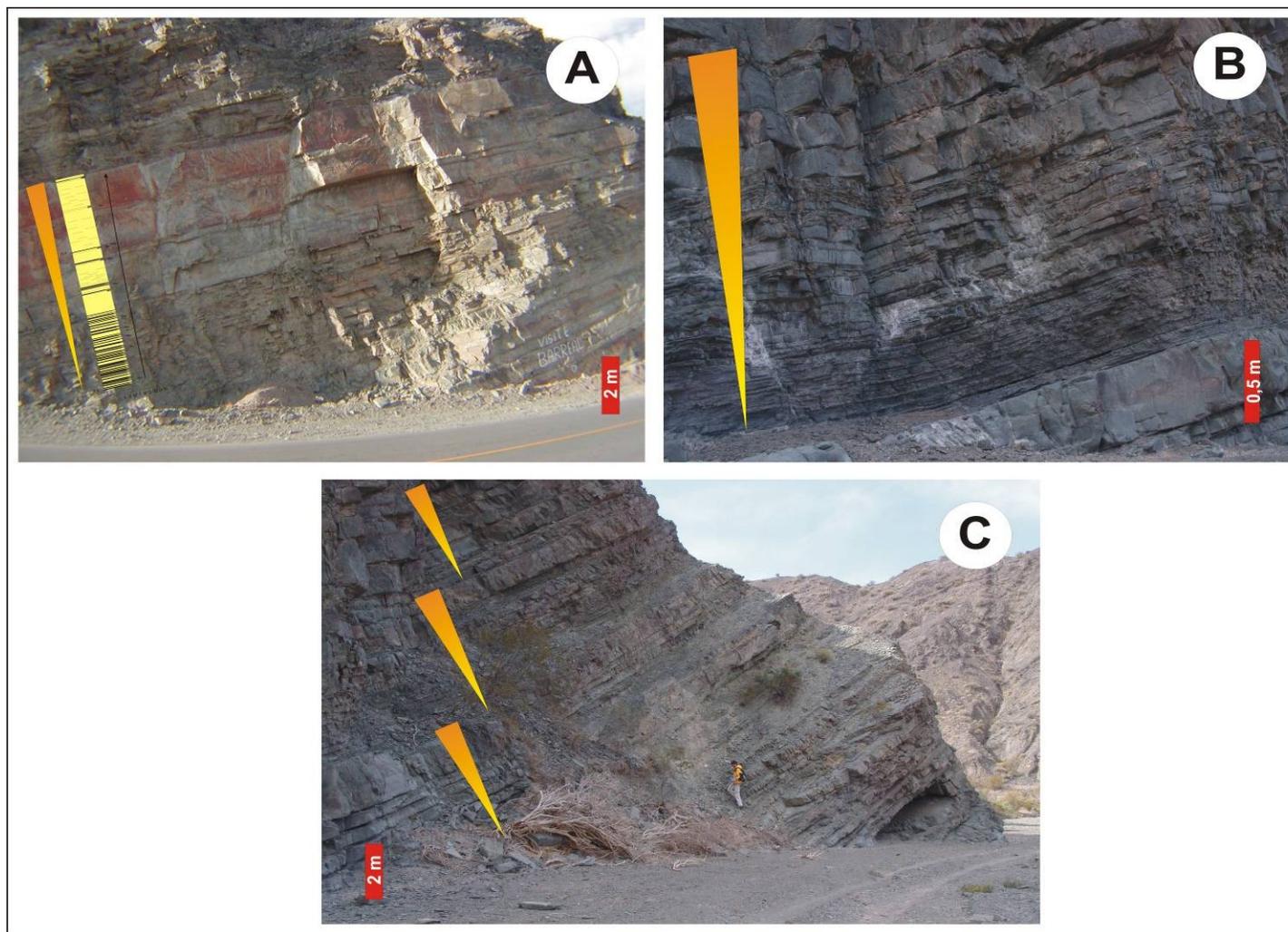


Figura 6.12: Sucessões estrato-crescentes ascendentes típicas da progradação de lobos deposicionais. Todas as seções correspondem ao afloramento na Quebrada de la Burra. Somente a primeira seção (A) teve perfil descrito neste trabalho (base da FPN1).

O padrão de empilhamento em um complexo de lobos varia de acordo com a relativa proximalidade dos depósitos. Na região de transição canais-lobos, predomina o complexo de canais amalgamados. Johnson *et al.* (2001) descrevem unidades de camadas tabulares amalgamadas na bacia sul-africana de Karoo, as quais possuem espessura acima de 15 metros e constituem depósitos transicionais entre os canais e a porção mediana dos leques submarinos. A Figura 6.13 mostra um afloramento da Quebrada de los Gaúchos (seção FPN4 da Figura 2.2) na qual foi descrita uma sucessão com padrão de empilhamento muito semelhante ao descrita por Johnson *et al.* (2001). As espessuras de lamito separando as camadas arenosas aumentam progressivamente em direção aos lobos distais.

Ainda dentro da sucessão de complexo de canais, é comum a presença de um padrão de sedimentação, denominado por Mutti & Sonnino (1981) de “ciclos de compensação” (*compensation cycles*). Este é o resultado da sobreposição de corpos de geometria plano-convexa, ou seja, os lobos tendem a se depositar nas concavidades situadas entre lobos anteriores, formando um padrão de compensação ou atenuamento do relevo deposicional (Figura 6.14). Tais ciclos também foram encontrados no afloramento da seção FPN4 (Figura 6.13).

6.3 Associação de fácies C – lobos distais e franjas

Esta associação de fácies compõe aproximadamente 42,1% da sucessão medida e também foi descrita em todos os perfis verticais. Constituem principalmente camadas de arenito fino a muito fino da Litofácies V interpretadas como depósitos de lobos distais e intercaladas com camadas lamito arenoso relativamente mais espessas que as encontradas nas porções mais proximais dos lobos. Sucessões de camadas em que predominam os lamitos arenosos, com a presença de delgadas e descontínuas camadas de arenito muito fino, são interpretadas como franjas. Estas, por sua vez, constituem os depósitos mais distais de todo o intervalo estudado (Figura 6.15). Essa associação forma intervalos de espessuras que atingem 5 metros e são de grande continuidade lateral, podendo ser seguidas por toda a seção aflorante. O conjunto de associações de fácies composto pelos lobos proximais, lobos distais e franjas formam ciclos bem definidos de estrato-crescência ascendente, o que evidencia o caráter progradante dos lobos.



Figura 6.13: Afloramento na Quebrada de los Gaúchos. Sucessão típica de complexo de lobos amalgamados na porção média da seção e sucessões de franjas na base e topo.

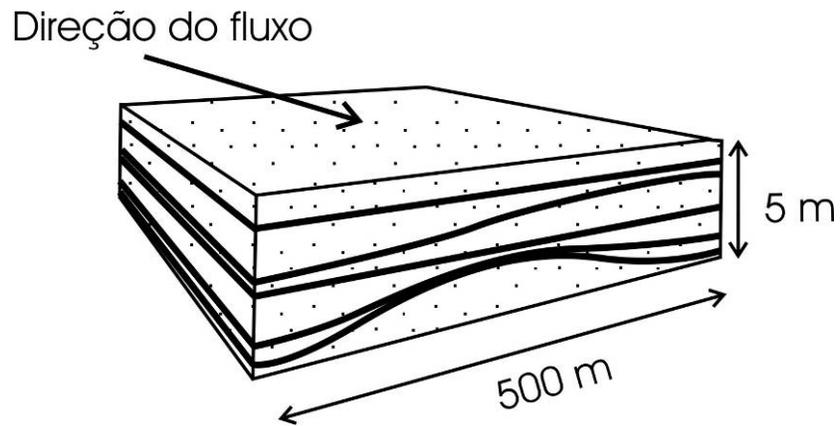


Figura 6.14: Padrão formado pelos ciclos de compensação em lobos e lençóis de areia típicos da associação de fácies B – lobos proximais. Modificado de Mutti & Sonnino (1981).

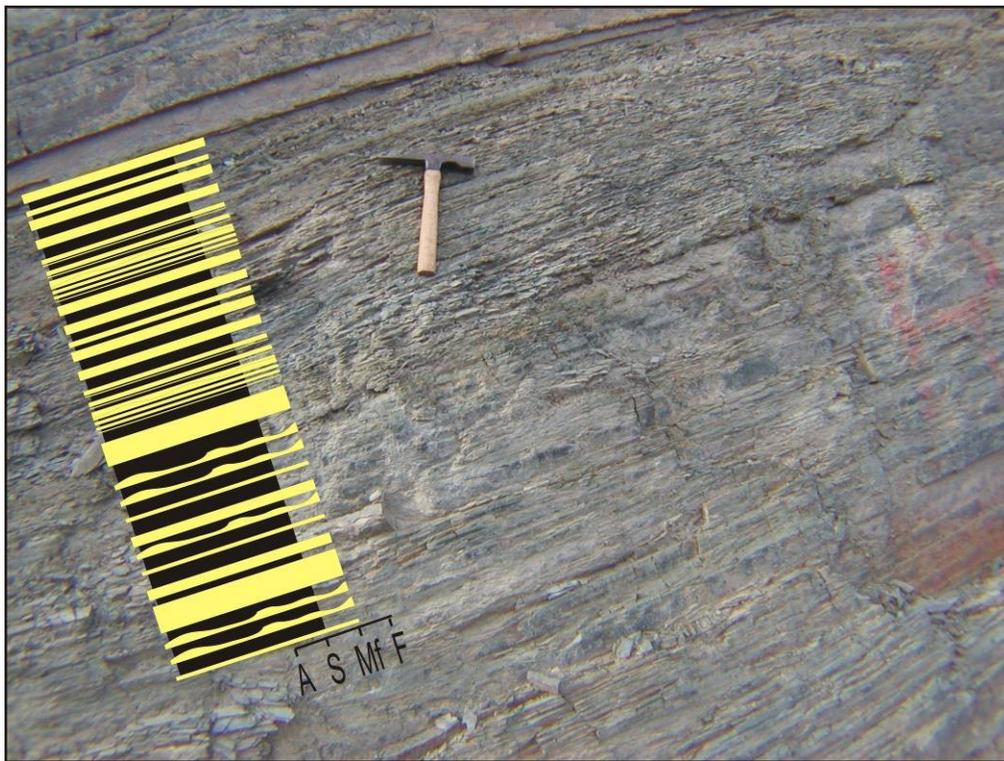


Figura 6.15: Sucessão de camadas centi-decimétricas marcada pela intercalação de arenito muito fino e lamito da associação de fácies C – lobos distais/franjas. Afloramento na Quebrada de la Burra, topo do perfil FPN1.

Alguns ciclos com padrão de empilhamento aleatório, não bem definido no que se refere ao espessamento das camadas, também são encontrados. Estes caracterizam a região inter-lobos dentro desse sistema (Johnson *et al.*, 2001).

A associação de fácies C é interpretada como originada pela ação de correntes de turbidez, relativamente mais concentradas na porção distal dos lobos e bem diluídas nas franjas. Seções dominadas por este tipo de deposição representam longos períodos de baixa taxa de sedimentação, pontuadas por períodos de deposição heterolítica a partir de correntes de turbidez diluídas. Os sedimentos finos que formam as camadas de lamito arenoso provêm da decantação de plumas associadas a fluxos hipopícnais, ou mesmo a nuvem geneticamente associada à própria corrente de turbidez.

Esta sucessão representa a menor razão arenito/lamito dentro do intervalo estudado, com baixa potencialidade na geração de corpos reservatórios devido à pequena espessura das camadas arenosas e alta heterogeneidade vertical.

Johnson *et al.* (2001) individualizaram dois elementos arquiteturais que se assemelham com a distribuição das camadas e geometrias dos depósitos distais e de franjas da Formação Punta Negra: *layered thin-bedded sheets* e *siltstone-dominated sheets*. Ambos correspondem às porções distais de lobos turbidíticos e são compostos respectivamente pelo fino intercamadamento de arenito e lamito e por sucessões de siltito com camadas delgadas e descontínuas de arenito.

Em grande escala, a associação de fácies que representa os depósitos de lobos distais e franjas pode compor ainda a sucessão que separa os diversos complexos de lobos ou os complexos de canais. Essa relação pode ser vista tanto no afloramento da seção FPN3, entre os canais (Figura 6.10), quanto abaixo e acima do complexo de lobos amalgamados no afloramento da seção FPN4 (Figura 6.13).

6.4 Contexto Depositional das Associações de Fácies

A análise dos perfis estratigráficos, em conjunto com a análise de fácies, permitiu a identificação de sucessões com padrões de empilhamento e aspectos deposicionais análogos aos propostos por Chan & Dott (1983) e Heller & Dickinson (1985) para a Formação Tyee (Eoceno, Oeste dos Estados Unidos) a qual apresenta sucessões predominantemente do tipo estrato-crescente (*thickening-upward*) variando dentro do contexto de associações de fácies de um **sistema de rampa submarina** (*sensu* Heller & Dickinson, 1985). Com base nas descrições das associações de fácies e nessa comparação com análogos, é possível propor um modelo interpretativo de contexto deposicional para esses depósitos.

A associação de fácies de preenchimento de canais é interpretada como uma sucessão sedimentar gerada na porção mais proximal de um sistema de rampa submarina (*sensu* Heller & Dickinson, 1985). Os depósitos que preenchem esses canais são formados em grande parte por fluxos concentrados com potencial erosivo que, em sua fase deposicional, geram espessas camadas de arenito maciço. Tais camadas agradam até o preenchimento total do canal. A partir dessa etapa, os fluxos tendem a se espalhar na forma de lobos deposicionais desconfinados ou migrar para outra feição canalizada adjacente.

Os depósitos de rampa proximal são caracterizados por depósitos canalizados na base do talude (porção mais proximal) e por camadas tabulares desconfinadas sobre a superfície da rampa (Heller & Dickinson, 1985). Contrariamente às sucessões estrato-decrescentes (*thinning upward*) de leques proximais clássicos (Mutti & Ricci Lucchi, 1972), as associações de fácies de rampa proximal são caracterizadas principalmente por sucessões estrato-crescentes ascendentes que formam um padrão de empilhamento progradacional. Os lobos proximais, dentro desse contexto de rampa, são constituídos por camadas tabulares, ainda bastante espessas, separadas por finas e contínuas camadas de lamito (Heller & Dickinson, 1985). Tais lobos são formados por fluxos concentrados que evoluem para correntes de turbidez ao longo da superfície deposicional.

O contexto de rampa submarina distal possui como elementos deposicionais os lobos arenosos distais, franjas e os depósitos finos de planície abissal (Heller & Dickinson, 1985). Esses elementos são originados pela deposição a partir de correntes de turbidez muito diluídas e sedimentos hemipelágicos similares àquelas depositadas nas porções mais distais de leques subaquáticos profundos.

O sistema de rampa submarina difere do modelo clássico de leques (Normark, 1970; Mutti & Ricci-Lucchi, 1972; Pickering *et al.*, 1986) principalmente na ausência de um canal alimentador principal (*canyon*) que age como um ponto discreto aporte de sedimentos. No modelo de rampa, o transporte de sedimentos por fluxos gravitacionais em direção ao depocentro da bacia ocorre na forma de múltiplos canais que avançam a partir do talude deposicional de progradação de frentes deltáicas (Figura 6.16).

A consequência da existência de muitos canais em contrapartida a um único sistema alimentador é que as sucessões mostram pouca diferenciação entre depósitos de canais, intercanais (*inter-channel*) e extravazamento (*overbank*). Dessa forma, as associações de fácies de um sistema em rampa diferenciam daquelas observadas em sistemas clássicos de leques turbidíticos (Figura 6.17A). O sistema clássico de leques submarinos é composto por associações de fácies de leques proximais, leques medianos e leques distais, estas constituídas pelos elementos deposicionais: canais, intercanais, diques marginais, depósitos de extravazamento e lobos. Por sua vez, um sistema de rampa submarina é composto, pelas associações de fácies que representam: progradação deltaica, prodelta, rampa proximal, rampa distal e franjas (Figura 6.17B) (Heller & Dickinson, 1985). Os depósitos relacionados às duas primeiras associações citadas no contexto de rampa submarina (porção mais proximal do sistema – fácies deltáicas) não foram mapeados na unidade de estudo.

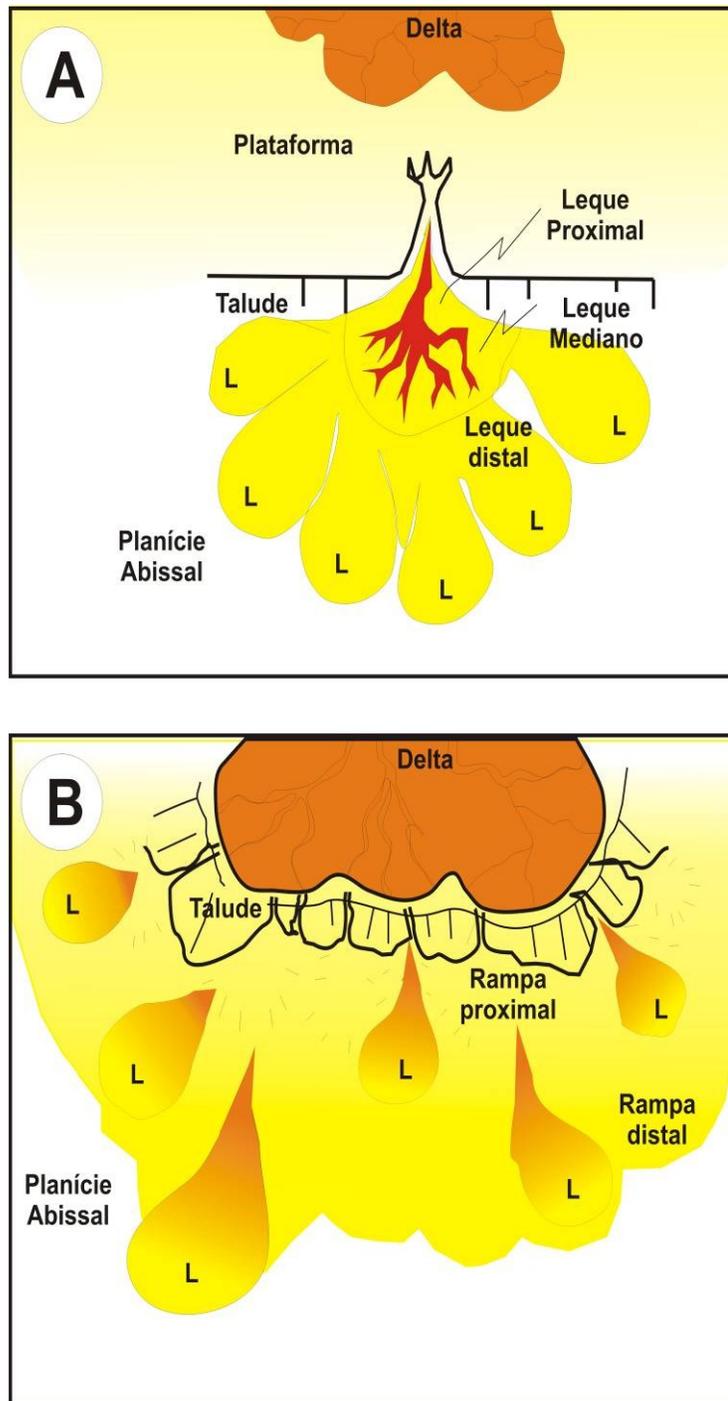


Figura 6.16: Modelos deposicionais para A) Leque submarino alimentado por *canyon* (Mutti & Ricci-Lucchi, 1972) e B) Rampa submarina alimentada por delta. (L) = lobos deposicionais. Modificado de Heller & Dickinson (1985).

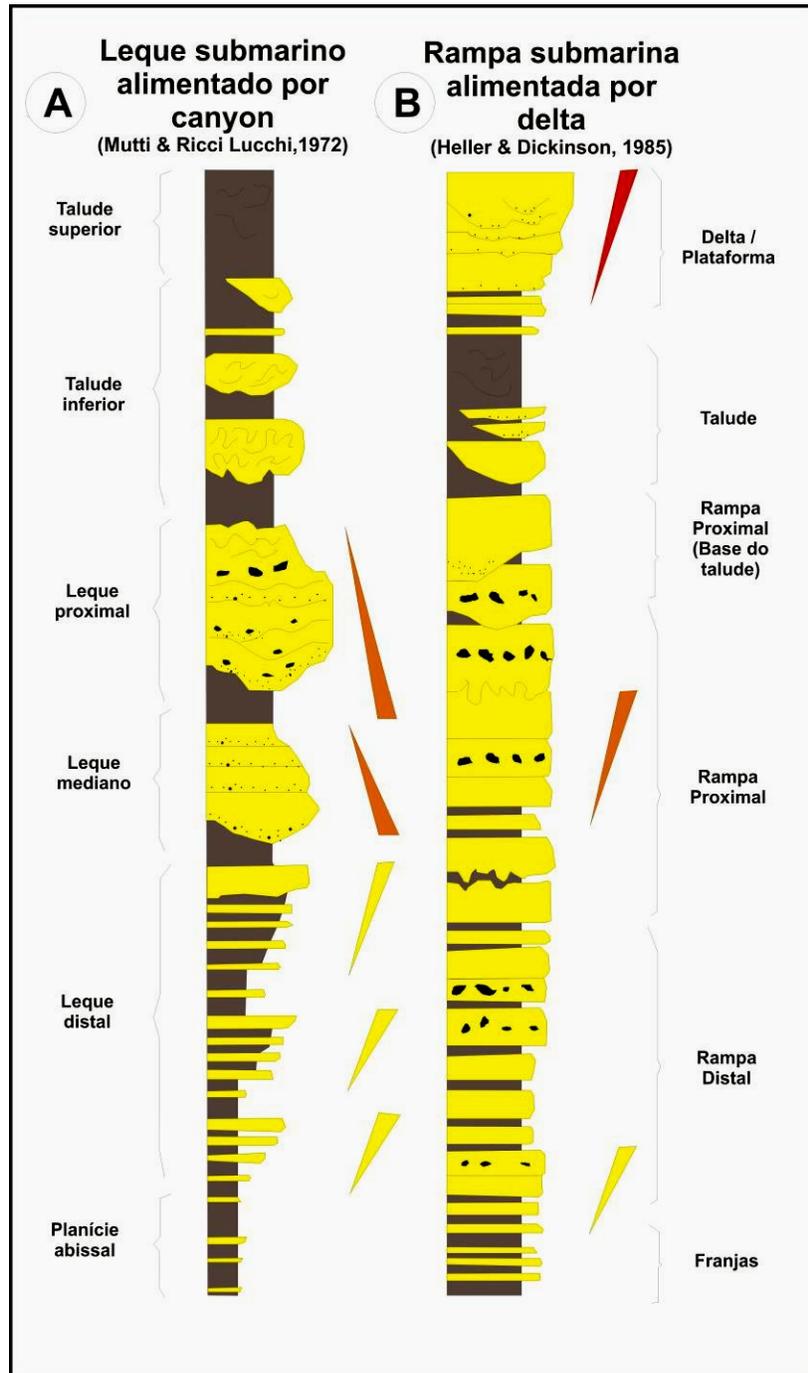


Figura 6.17: Sucessões esquemáticas de camadas produzidas por um sistema turbidítico progradante. A) Leque submarino alimentado por *canyon* (Ricci-Lucchi, 1972) e B) Rampa submarina alimentada por delta. (L) = lobos deposicionais. Modificado de Heller & Dickinson (1985).

As associações de fácies refletem os padrões de empilhamento associados ao conjunto das características sedimentológicas e geométricas dos depósitos estudados. Tal análise busca ainda atribuir certo grau de predição quanto às dimensões e arranjo tridimensional dos corpos sedimentares. A integração de dados bidimensionais de afloramentos e informações de análogos (Heller & Dickinson, 1985; Johnson *et al.*, 2001; Mattern, 2005; Basilici, 2006) permitiu ainda a geração de uma tipologia dos depósitos de rampa submarina útil na caracterização de potenciais reservatórios. Uma síntese das características geométricas ora observadas, ora estimadas para os corpos sedimentares e as respectivas associações de fácies da Formação Punta Negra são ilustradas na Figura 6.18.

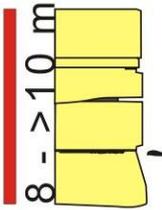
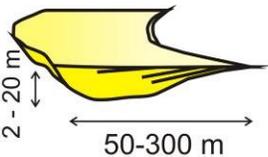
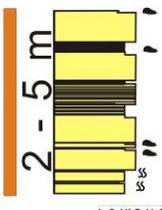
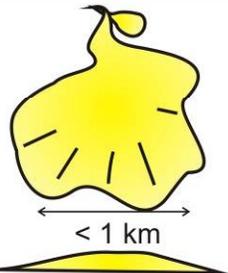
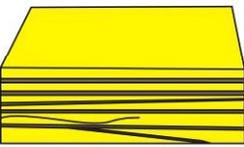
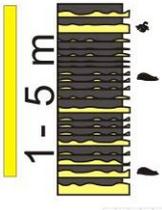
Associação de fácies	Sucessão	Geometria individual	Empilhamento 3D
Preenchimento de canais (Rampa proximal)	 8 - >10 m A S M F M G Mg Gr Sx	 2 - 20 m 50-300 m	 1 - 5 km
Lobos proximais (Rampa proximal)	 2 - 5 m A S M F M G Mg Gr Sx	 < 1 km	 1 - 5 km
Franjas (Rampa distal)	 1 - 5 m A S M F M G Mg Gr Sx	 > 1 km	 > 1 km

Figura 6.18: Síntese das características geométricas dos corpos sedimentares e associações de fácies da Formação Punta Negra.

Capítulo 7

Trato de Fácies

A combinação das variações verticais e horizontais no tipo dos sedimentos dentro da mesma camada ou um grupo de camadas equivalentes em tempo fornece a chave para o entendimento da transformação do fluxo no espaço e tempo e então uma ferramenta para a previsão de fácies em um dado sistema (Mutti, 1992). Nesse contexto, o modelo de trato de fácies (*facies tract*) visa, sobretudo, o entendimento da variação faciológica horizontal dos depósitos, baseando-se principalmente nos mecanismos deposicionais, ou seja, estuda-se a transformação horizontal dos fluxos e a conseqüente diferenciação na geração de fácies.

O conceito de trato de fácies, desenvolvido e aplicado a depósitos turbidíticos (Mutti, 1992; Mutti *et al.* 1999), constitui uma importante ferramenta na previsão faciológica e geométrica dos corpos sedimentares no que se refere à distribuição horizontal e à sua localização dentro do sistema deposicional. Como fatores controladores dessa distribuição destacam-se a composição da carga sedimentar e a fisiografia da bacia as quais influenciam diretamente nas características dos fluxos e por conseqüência, das camadas ou conjunto de camadas.

Embora os afloramentos na região da Formação Punta Negra possuam exposições relativamente contínuas, a observação direta da transição de fácies dentro de uma mesma camada requer distâncias muito grandes, o que raramente é observada em campo. Na maior parte dos casos, utiliza-se a “lei de Walther”, a qual considera que as fácies que ocorrem verticalmente associadas também ocorrem lateralmente adjacentes. Isso permite a análise baseada nos perfis

estratigráficos e nas respectivas associações de fácies já descritas. A elaboração do modelo de trato de fácies parte ainda da compreensão sobre a evolução dos fluxos e de processos de transporte e deposição bem definidos.

De forma geral, os depósitos da Formação Punta Negra são formados em um sistema profundo a partir da evolução de um fluxo gravitacional que, independente do período de duração, torna-se menos competente no tempo e espaço. No modelo proposto, os fluxos mais eficientes, em sua fase inicial não depositam, mas sim geram uma superfície erosiva e formam o que Mutti *et al.* (1999) denominam de zona de transferência. A zona de deposição ocorre a partir do início da perda de capacidade de transporte de tais fluxos.

A Figura 7.1 apresenta o modelo de distribuição de fácies para os depósitos da unidade estudada. O esquema ilustra a separação de fácies ao longo dos diferentes estágios da evolução de um fluxo gravitacional. A população granulométrica observada em tais depósitos varia da fração areia média a fina nas regiões mais proximais do trato de fácies até areia muito fina com níveis lamosos intercalados nas porções mais distais dos lobos. Basicamente, cada fácies resulta da segregação vertical da população de grãos que o fluxo não é capaz de transportar bacía adentro, bem como das estruturas sedimentares, as quais representam os processos atuantes na deposição (ex.: tração x decantação).

Uma vez desencadeado, o fluxo gravitacional inicialmente em sua fase acelerativa, move-se como um fluxo bipartido nas porções canalizadas do sistema. Este possui a porção basal de mais alta concentração, com uma componente turbulenta expressiva e conseqüente potencial erosivo. A perda de velocidade ocorre na região próxima à zona de espalhamento dos lobos. Nessa fase depositam-se as espessas camadas maciças de arenito médio a fino que compõem a Litofácies I. A deposição de parte da carga de sedimentos se dá por processo de congelamento (*freezing*), ou seja, as colisões não-elásticas entre as partículas internamente ao fluxo concentrado dissipam energia e o fluxo perde potencial de transporte.

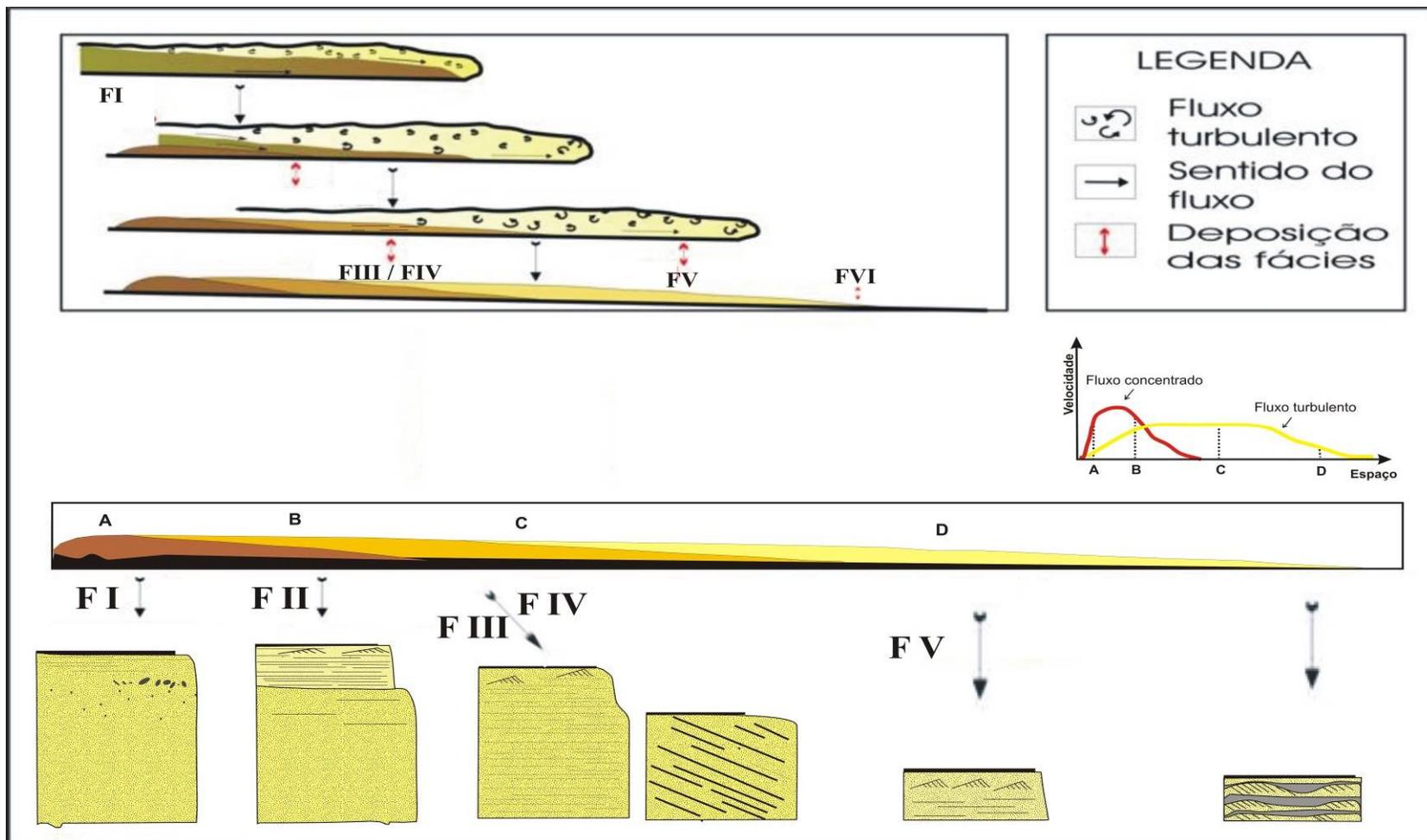


Figura 7.1: Modelo de Trato de Fácies para a Formação Ponta Negra. O quadro superior esquerdo ilustra os fluxos e as respectivas fases de deposição. A porção inferior esquematiza o perfil horizontal de fácies resultante. O gráfico abaixo da legenda indica o mecanismo de transporte atuante em cada fase do fluxo: A) Fluxo concentrado com pequena componente turbulenta; B) Fluxo bipartido, concentrado na base e turbulento no topo; C) Fluxo puramente turbulento, com componente trativa e D) Fluxo puramente turbulento com tração e decantação.

A Litofácies II representa o segundo estágio de deposição destes fluxos bipartidos. A presença de corpos maciços com laminação plano-paralela na porção superior indica que a nuvem turbulenta é mais desenvolvida possibilitando a deposição sob processos de tração e decantação da fração granulométrica mais fina sobre as camadas maciças basais. A analogia com o modelo de trato de fácies proposto por Mutti (1992), tanto a Litofácies I quanto a Litofácies II correspondem ao que o autor denomina de fácies F5 - camadas maciças ou sutilmente gradadas e com carpetes de tração.

O fluxo inicialmente bipartido tende a tornar-se inteiramente turbulento durante a evolução e as transformações ao longo do sítio de deposição. Esse processo é denominado de salto hidráulico e ocorre devido à instabilidade da interface fluxo/fluido e à intensa diluição do mesmo (Waltham, 2004). O salto hidráulico está relacionado a uma quebra de declividade ou abrupta desaceleração e espessamento do fluxo. É possível que essa transformação ocorra na zona de transição canais-lobos dentro do sistema de rampa submarina proposto para Formação Punta Negra. Nessa fase inicia-se a deposição das camadas das Litofácies III e IV em que o fluxo totalmente turbulento permite o transporte e deposição da carga de fundo por processo de tração e decantação. A fácies F6 de Mutti (1992) possui características bem semelhantes à Litofácies IV, compondo camadas com estratificações cruzadas originadas pela migração de *mega-ripples*.

A Litofácies III, composta por camadas com laminações plano-paralelas, assim como a Litofácies IV é formada a partir do retrabalhamento da carga de fundo por processos trativos. Supõe-se que a origem de uma ou de outra está relacionada principalmente a mudanças locais na velocidade do fluxo e a taxas de desaceleração e diluição do mesmo.

À medida que o fluxo se afasta para as regiões mais distais ele perde energia e, conseqüentemente, há uma desaceleração do mesmo durante o transporte dos grãos. A diminuição da velocidade, em decorrência desta desaceleração, possibilita a deposição da fração granulométrica ainda mais fina. As camadas tendem a apresentar os intervalos Tb-Te da típica Seqüência de Bouma, com laminações plano-paralelas e estruturas como as marcas de correntes

que requerem menor velocidade durante o transporte para se formar. Essa fase corresponde à Litofácies V deste trabalho, a qual é análoga a F9 de Mutti (1992).

A Litofácies VI, que corresponde aos sedimentos lamosos e finas camadas de arenito, é associada às porções mais distais da bacia e pode ser tanto resultante da transformação dos fluxos, os quais perdem a concentração de sedimentos durante o trajeto, ou são simplesmente fluxos originalmente menos diluídos. Estes possuem maior competência para atingir maiores distâncias, embora gerem depósitos de espessura restrita.

Na realidade, tanto os fluxos, como os depósitos geneticamente relacionados, possuem comportamentos ligeiramente diversos aos apresentados no modelo. Cada camada é o resultado único de um conjunto de processos controlados por muitas variáveis. Tal fato faz do modelo uma seqüência idealizada, a qual representa uma situação em que todas as fácies se desenvolvam, o que nem sempre acontece na prática. Obviamente tal limitação não subtrai a importância do caráter preditivo do modelo que permite definir a localização de determinada litofácies descrita dentro do sistema deposicional, bem como listar as possíveis características das camadas ou sucessão de camadas à jusante ou à montante da região mapeada.

Capítulo 8

Caracterização Petrográfica

Este capítulo consiste em uma síntese do estudo desenvolvido pela aluna Lenita de Souza Fioriti como monografia de conclusão de curso (Fioriti, 2008) e acompanhado pelo autor. O acompanhamento se deu na forma de orientação metodológica e auxílio nas descrições qualitativas. Algumas dúvidas conceituais foram ainda discutidas com o pesquisador da Petrobrás Rogério Schiffer e alguns dados foram reavaliados. Trata-se de uma análise preliminar, visto que o projeto desenvolvido envolvia outras unidades e a caracterização petrográfica da Formação Punta Negra não constituía o objetivo principal. Nesse estudo foram analisadas 13 lâminas delgadas da Formação Punta Negra, sendo que 8 delas constituem amostras localizadas dentro dos perfis de fácies descritos (Figuras 6.2, 6.3, 6.4 e 6.5). São os dados dessas 8 amostras que serão apresentados neste capítulo.

O estudo das características petrográficas envolveu a descrição qualitativa das lâminas e a contagem de pontos a fim de determinar as porcentagens dos constituintes mineralógicos e diagenéticos. Ambas as descrições na íntegra estão no Anexo II. O Quadro 8.1 apresenta os dados da análise qualitativa para as lâminas descritas. Nele consta a lista das lâminas, a seção e a camada de onde as amostras provêm bem como as características texturais descritas.

Amostra	Perfil	Camada	Observação	Tamanho de grão	Textura	Seleção	Arredondamento	Esfericidade	Empacotamento	Contatos
1/3	1A	2566 - 2672 cm	Ripples	Silte	Laminada	Bem a moderadamente selecionado	Angular a arredondado	Baixa	Frouxo/aberto	Flutuante
1/5	1A	3000-3037 cm	Base da camada. Gradação inversa (?)	Areia Fina	Laminada	Pobrememente a muito pobrememente selecionado	Angular a arredondado	Baixa	Frouxo/aberto	Flutuante; Pontual; Reto/Longo
2/1	2A	47-99 cm	Camada bipartida	Areia Fina	Laminada	Moderadamente a pobrememente selecionado	Angular a arredondado	Baixa	Fechado/denso	Côncavo-Convexo; Reto/Longo
2/2	2A	180-243 cm	Camada bipartida (porção inferior?)	Areia Muito Fina	Laminada	Bem a muito bem selecionado	Angular a arredondado	Baixa	Fechado/denso	Côncavo-Convexo; Reto/Longo
2/3	2A	180-243 cm	Camada bipartida (porção superior?)	Areia Muito Fina	Laminada	Bem a muito bem selecionado	Angular a arredondado	Baixa	Fechado/denso	Côncavo-Convexo; Reto/Longo
3/3	3A	463 - 595	Base maciça da "Camada A"	Areia Muito Fina	Laminada	Moderadamente a pobrememente selecionado	Angular a subarredondado	Baixa	Fechado/denso	Côncavo-Convexo; Reto/Longo
3/4	3A	463 - 595	Cota 33cm da "Camada A"	Areia Fina	Maciça	Pobrememente a muito pobrememente selecionado	Angular a arredondado	Baixa	Frouxo/aberto	Flutuante; Côncavo-Convexo; Reto/Longo
3/5	3B	77 - 177	Base maciça da camada "Montano"	Areia Muito Fina	Laminada	Moderadamente a pobrememente selecionado	Angular a subarredondado	Baixa	Fechado/denso	Côncavo-Convexo; Reto/Longo

Quadro 8.1: Descrição qualitativa textural para 8 amostras da Formação Punta Negra.

8.1 Análise textural x mecanismos deposicionais

A análise textural foi realizada qualitativamente, como sintetizada no Quadro 8.1. O estudo dessas características contribui para o entendimento dos mecanismos atuantes durante o transporte e deposição dos sedimentos. Em geral, os arenitos da Formação Punta Negra são baixa maturidade textural. Apresentam frações granulométricas que variam de areia muito fina a areia fina, porém com grãos dispersos relativamente mais grossos (fração areia média e mais raramente areia grossa). Uma amostra de siltito arenoso também foi descrita (Figura 8.1A). Os grãos possuem arredondamento que varia de angular a sub-arredondado com baixa esfericidade (Figura 8.1B). Os arenitos são moderadamente a pobremente selecionados. Certa orientação mineral é comum na maioria das amostras coletadas, caracterizando uma laminação bem definida (Figura 8.1C) e, por vezes, incipiente. O grau de empacotamento dos grãos é freqüentemente fechado, com contatos grão-grão dos tipos retos e côncavo-convexos, exceto quando em amostras cimentadas precocemente por carbonatos que apresentam empacotamento frouxo e contatos flutuantes grão-cimento.

Outro aspecto observado em algumas lâminas (mais proeminente na amostra 3/5) foi a presença de gradação inversa, onde a porção mais basal é composta por grãos de fração granulométrica de areia fina e o topo composto por maior quantidade de grãos de fração granulométrica areia média/grossa. Essa característica já havia sido enfatizada no trabalho de Gonzalez-Bonorino & Middleton (1976). Segundo esses autores, há dois tipos de gradação inversa observados nas camadas da Formação Punta Negra. A primeira gradação inversa é distribuída ao longo da metade basal das camadas, ocorrendo de forma mais sutil, muitas vezes de difícil identificação. Esta é originada nos momentos iniciais de deposição, quando ocorre o cisalhamento interno nos estratos basais do fluxo. A variação granulométrica desse intervalo irá depender da seleção do sedimento e da duração dessa fase. O segundo tipo de gradação inversa é mais abrupto, sendo encontrado nos centímetros basais da camada (~1-2 cm) e caracteriza um intenso cisalhamento do fluxo no contato com a camada subjacente, quando toda a massa de sedimentos acima já não vence a força de resistência (*yield strength*) durante a deposição, comportando-se como um fluxo mais coesivo.

8.2 Análise composicional x proveniência

A composição dos arenitos é controlada por distintos fatores, entre os quais se destacam o ambiente tectônico, o clima, o mecanismo de transporte, o ambiente deposicional e as mudanças diagenéticas (Dickinson & Suczek, 1979). O método utilizado para a análise da composição modal influencia os resultados obtidos. Portanto, a escolha do método mais apropriado ao estudo desenvolvido é fundamental. Nesse sentido, o método Gazzi-Dickinson revelou-se o mais adequado para reduzir os efeitos do tamanho de grão no resultado da análise composicional.

A análise dos constituintes detríticos, obtida por meio da contagem de pontos e normalizadas para 100% (Quadro 8.2), constatou que os grãos do arcabouço são compostos predominantemente por grãos de quartzo monocristalino, seguidos por quartzo policristalinos. É grande a presença de biotita e muscovita (Figuras 8.1B e 8.1C). Nas amostras de fração granulométrica areia fina, a presença de grãos dispersos relativamente mais grossos (fração areia média) é frequente, sendo compostos principalmente por fragmentos de rocha. Entre estes, os fragmentos metamórficos (xisto/filito) são predominantes (Figuras 8.1D e 8.1E). Fragmentos sedimentares e vulcânicos também são encontrados. Os grãos de feldspatos são representados principalmente por plagioclásio. A ocorrência de grãos de microclínio é restrita a três lâminas do total analisado. Registrou-se ainda a presença de níveis ou fragmentos alongados de opacos, provavelmente associados a fragmentos de matéria orgânica (fitoclastos). Estes são bem comuns na amostra 1/3 de tamanho de grão mais fino (Figura 8.1A).

A relação percentual entre os grãos de quartzo, feldspatos e fragmentos de rochas foi plotada no diagrama triangular proposto por Folk (1968). O resultado obtido considera a relação entre a quantidade de grãos de quartzo (extremidade Q), de grãos de feldspatos e fragmentos de granito e gnaiss (F) e dos demais fragmentos de rocha (L). A amostra de fração granulométrica silte não foi plotada no diagrama, uma vez que este foi desenvolvido para classificação de arenitos. Dentre as lâminas descritas, predominam amostras classificadas como litoarenito, porém também ocorrem subarcoseo e quartzoarenito (Figura 8.2).

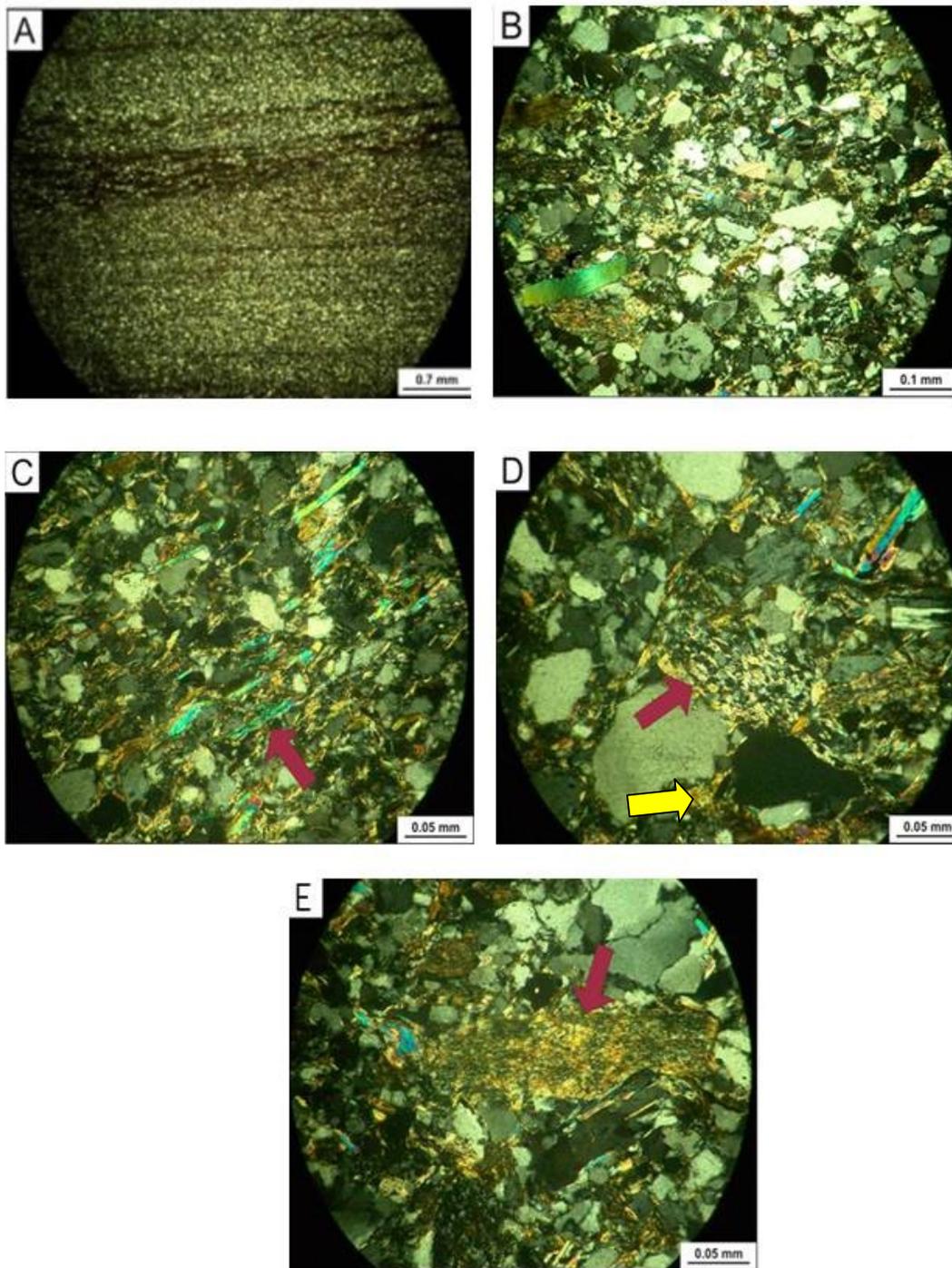


Figura 8.1: Aspectos texturais e composicionais das lâminas delgadas da Formação Punta Negra (nicóis cruzados). A) Siltito arenoso laminado e com níveis ricos em matéria orgânica (amostra 1/3); B) amostra 3/4, texturalmente imatura, pobremente selecionada e com grãos angulosos; C) laminação bem definida pelo alinhamento de micas (amostra 2/2); D) fragmento de metapsamito (seta vermelha) e pseudo matriz de illita/sericita ao redor dos grãos (seta amarela - amostra 3/4) e E) Fragmento de metapelito (filito) (amostra 3/4) (Fotos de Lenita Fioriti).

Lâminas	Composição Mineralógica (%)											Classificação
	Quartzo		Feldspato		Frag. de rocha			Micas			Zircão	
	Qm	Qp	FK	PL	Lm	Ls	Lv	Bt	Musc	Cl	/opaco	
1/3	60,7	2,7	0	0	0	0	0	14,3	22,3	0	0	Siltito
1/5	56	10,3	0	4,3	13	3	1	1	8,7	0,7	2	Litoarenito
2/1	41,3	12,3	1	6,3	25,7	0,7	0,3	2,7	7	2	0,7	Litoarenito
2/2	63,1	6,3	0,3	4	2,7	0	0	6,3	17	0	0,3	Subarcoseo
2/3	53	1,7	0	0	0	0	0	19	26	0	0,3	Siltito/Quartzoarenito
3/3	34,7	24,7	0	4,7	23,6	3,6	0	1	7	0	0,7	Litoarenito
³ / ₄	55	10,3	0	4,3	15,1	3	1	1	8,7	0	1,6	Litoarenito
3/5	40,2	27,7	0,3	5	18,7	1,7	0,7	0	4	1	0,7	Litoarenito

Quadro 8.2: Constituintes detríticos de oito amostras da Formação Punta Negra. Qm: Quartzo monocristalino; Qp: quartzo policristalino; FK: Feldspato potássico; PL: Plagioclásio; Lm: Fragmento metamórfico; Ls: Fragmento sedimentar; Lv: Fragmento vulcânico; Bt: Biotita; Musc: Muscovita; Cl: Clorita.

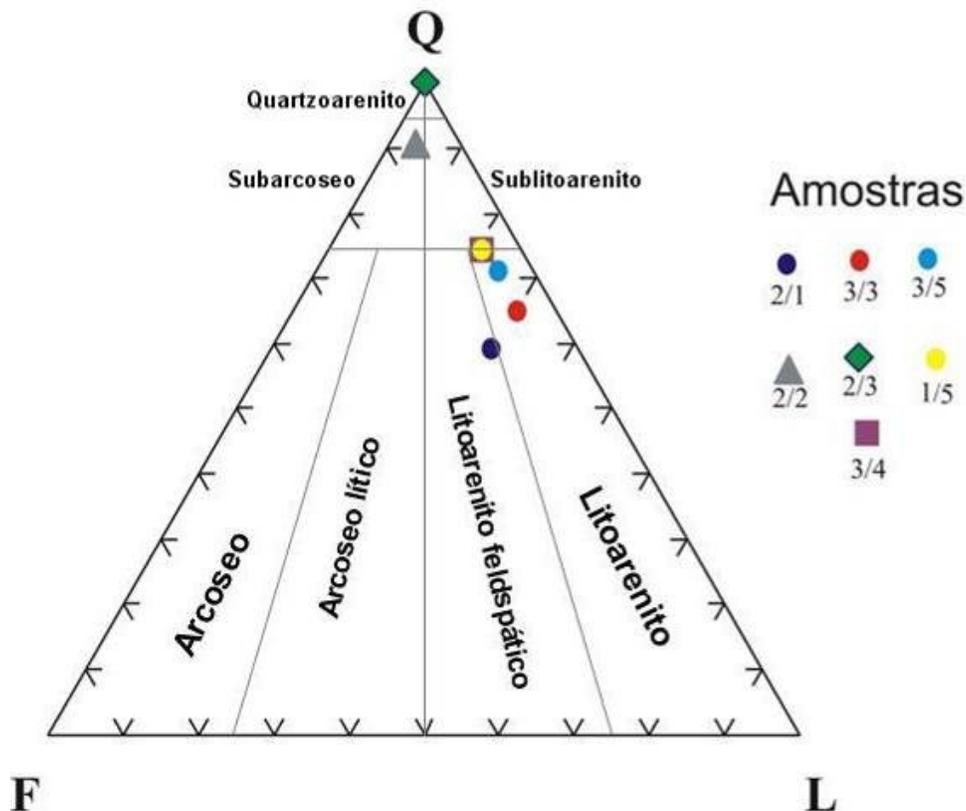


Figura 8.2: Classificação das lâminas analisadas segundo o método de Folk (1968) (n=7).

A tendência de variação composicional observada no diagrama triangular deve ser analisada cuidadosamente. Não se pode associar diretamente a variação entre litoarenito e quartzarenito à mudanças na área fonte dos sedimentos. Essa diferença de classificação composicional reflete principalmente variações texturais nas amostras descritas. Os grãos de fração granulométrica menores tendem a ser o resultado de maior retrabalhamento, ou seja, são grãos residuais mais estáveis, principalmente quartzo. Por esse motivo, amostras de arenito muito fino tendem a apresentar maior percentual de quartzo que as de arenito fino. Com o retrabalhamento, os fragmentos de rochas comumente encontrados em amostras de arenito fino a médio, tendem a ser divididos em grãos menores dos minerais que os compõem.

Dentre os constituintes diagenéticos descritos, destaca-se a presença de pseudo-matriz. Esta é o resultado da compactação de fragmentos de rocha metamórfica (xistos/filitos) e grãos de mica (Figura 8.1D). Esses minerais foram espremidos entre os demais grãos do arcabouço, uma vez que são relativamente mais dúcteis, fornecendo um aspecto de matriz deposicional. Porém trata-se de uma feição diagenética. A pseudo-matriz é composta principalmente de illita-sericita-muscovita.

O cimento carbonático predomina em algumas lâminas analisadas e preenche poros primários e secundários (intergranular e microfraturas) (Figuras 8.3A e 8.3B). A cimentação carbonática ocorre em duas fases: pré-compactacional (quando em amostras com empacotamento frouxo) e pós-compactacional quando preenchendo pequenos poros inter- e intragranulares. Em alguns grãos de quartzo monocristalino observa-se ainda a cimentação por sílica na forma de crescimentos sintaxiais (*overgrowth*), porém o mesmo é raro. Em uma das lâminas de fração granulométrica silte, a cimentação e substituição por calcita são muito intensas, o que dificultou a identificação dos grãos do arcabouço (Figura 8.3C). A substituição (parcial ou total) de feldspatos e micas por calcita é comum em algumas lâminas (Figura 8.3D). Clorita como mineral diagenético também ocorre, porém subordinadamente, na forma de substituição de biotitas e minerais indiferenciados.

A análise de proveniência dos sedimentos da Formação Punta Negra foi baseada em estimativas estatísticas sobre características observadas em lâminas delgadas. O Quadro 8.2 apresenta a composição modal das rochas determinada pelo método de Gazzi-Dickinson. Fragmentos de rocha carbonática, embora presentes, não aparecem na contagem. De fato, a quantidade destes clastos é tão limitada que nunca ocorreu o cruzamento do retículo com estes grãos.

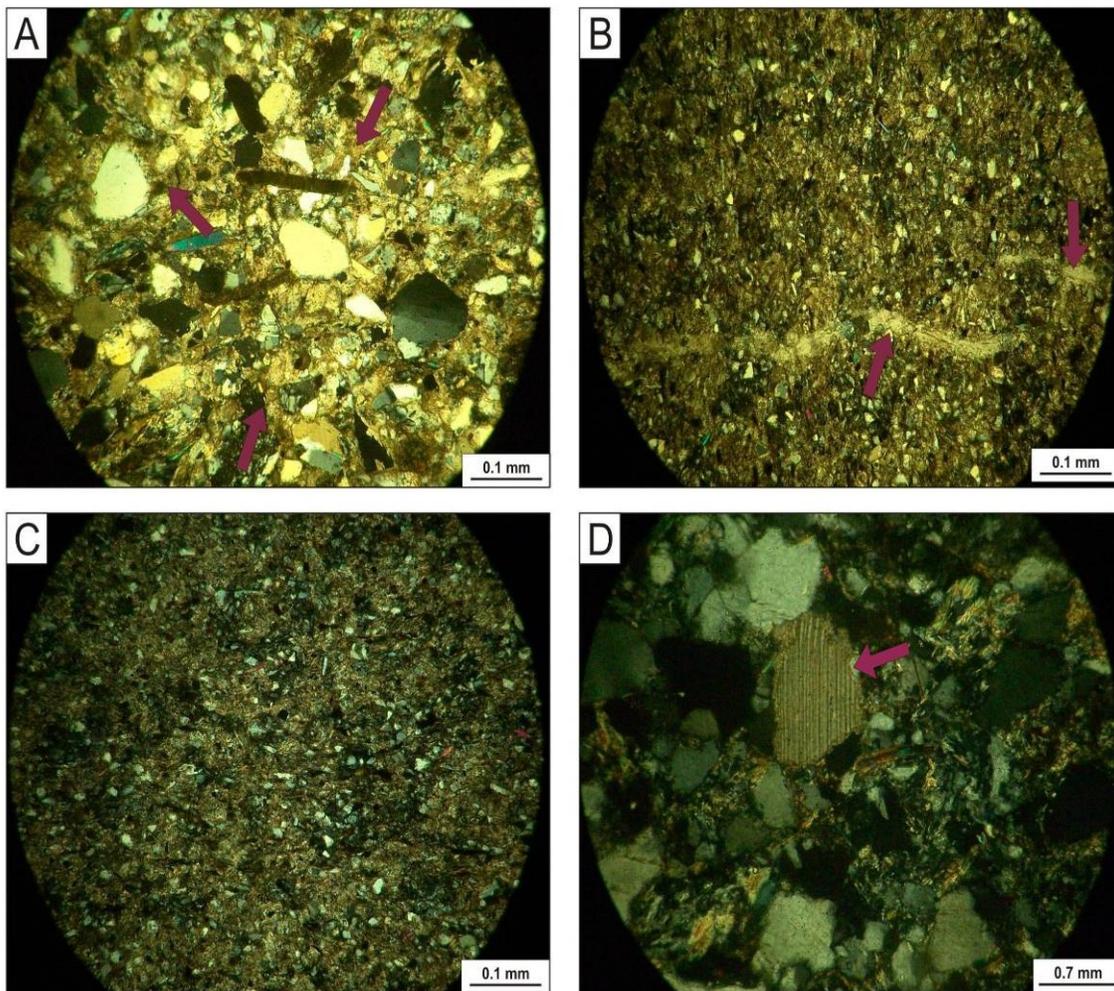


Figura 8.3: Aspectos de cimentação e substituição (nicóis cruzados). A) Presença de cimento composto por calcita preenchendo poros (amostra 1/5); B) Presença de cimento composto por calcita preenchendo microfraturas (amostra 1/3); C) Intensa cimentação e substituição por calcita (amostra 1/3); D) Plagioclásio substituído por calcita (amostra 3/5) (Fotos de Lenita Fioriti).

Dentre os constituintes detríticos, predominam grãos de quartzo monocristalino, principalmente nas amostras de tamanho de grão mais fino. Destaca-se ainda a quantidade relativamente alta de fragmentos de rochas metamórficas. Somente em duas amostras não foram contabilizados esse constituinte. Tal fato está provavelmente associado ao tamanho de grão muito fino a siltico da rocha. Os fragmentos de rocha são pouco estáveis e tendem a se concentrar nas frações granulométricas maiores. Fragmentos de rocha sedimentar (arenito e siltitos) também estão presentes. Grãos de plagioclásio ocorrem subordinadamente e feldspatos potássicos são de ocorrência restrita, provavelmente pela sua maior instabilidade relativa. Fragmentos de rochas vulcânicas foram descritos em quatro amostras, porém com percentual baixo.

A análise dos fragmentos de rochas metamórficas por meio da comparação visual com a classificação de Garzanti & Vezzoli (2003), revelou o predomínio de rochas de granulação fina de baixo grau metamórfico. Constituem principalmente metapelitos e metapsamitos (muscovita-quartzo xisto/filito e biotita xisto/filito), seguidos de sedimentares/metasedimentares e vulcânicos. Baseando-se na abundância desses componentes detríticos nas rochas da Formação Punta Negra, associado ao *plot* nos diagramas ternários proposto por Dickinson (1985) (Figura 8.4), é possível propor a proveniência a partir de uma área de reciclagem de faixa orogênica. Esse ambiente tectônico seria marcado pelo soerguimento e erosão de rochas metassedimentares e sedimentares.

Dickinson & Suczek (1979) descrevem a reciclagem orogênica em vários ambientes tectônicos. Em orógenos oriundos de cinturões de cavalgamento, os sedimentos derivam de áreas continentais e estratos metassedimentares adjacentes à bacia de antepaís (*foreland basin*). Estas são tipicamente ricas em quartzo e fragmentos líticos sedimentares e metassedimentares, com porcentagens baixas de feldspatos e razões variáveis (muitas vezes contrastantes) de Qt/L e Qm/Lt. Tais características se assemelham àquelas observadas na Formação Punta Negra.

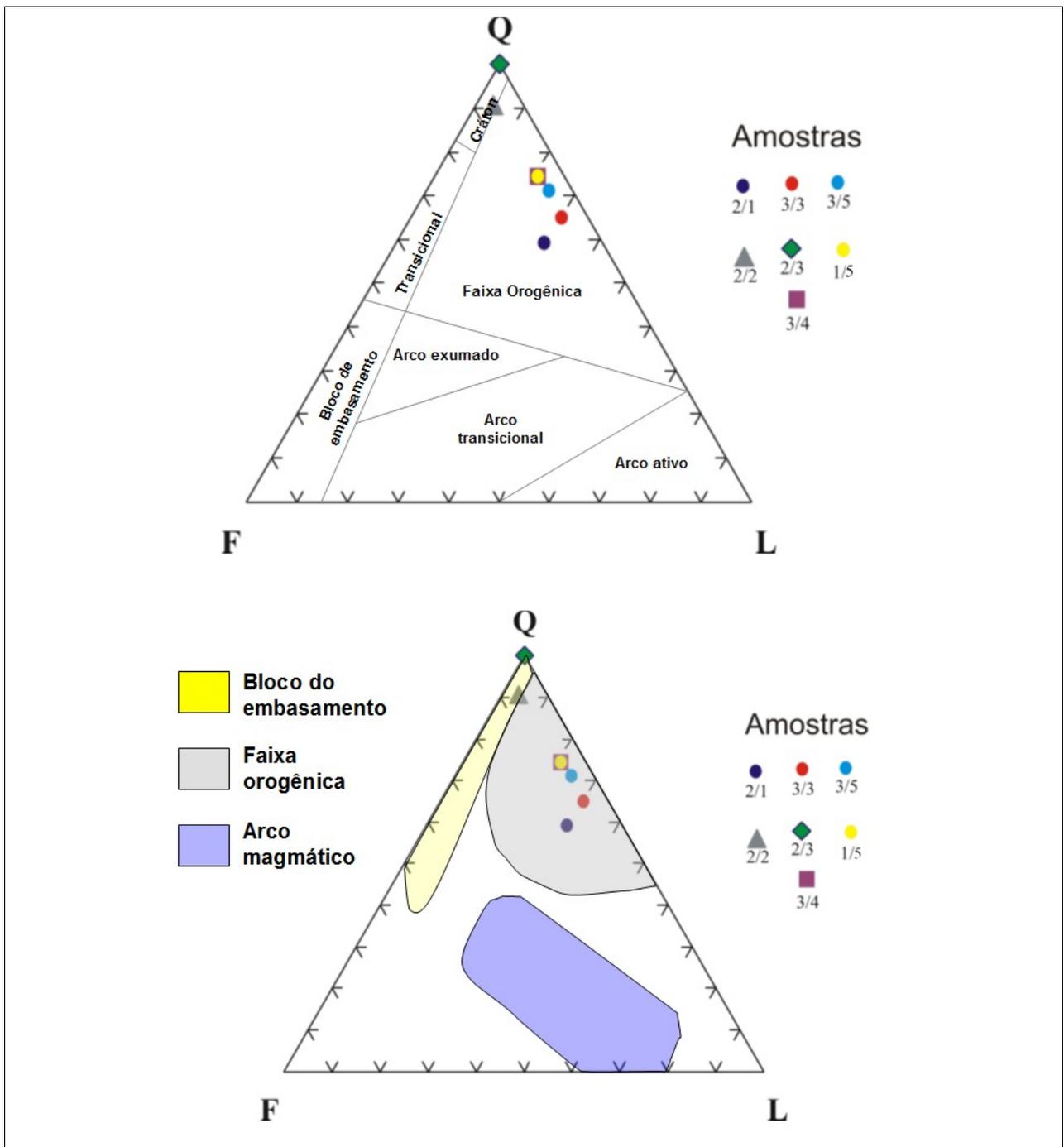


Figura 8.4: Classificação do ambiente tectônico de proveniência de arenitos da Formação Ponta Negra. Diagramas propostos por Dickinson (1985) (n = 7).

Capítulo 9

Sistema Depositional

A sedimentação ocorrida durante o Devoniano representa uma nova fase de evolução das bacias sedimentares e dos sistemas deposicionais na Pré-Cordilheira Argentina durante o Paleozóico. Unidades litológicas mais antigas (cambrianas até silurianas) constituem unidades menores, associadas à bacias receptoras com propriedades diferenciadas e sistemas deposicionais mais articulados (De Luca, 2006). Enquanto o Ordoviciano foi marcado pela heterogeneidade de suas bacias sedimentares com a presença de diversos sistemas de deposição (ambientes plataformais com deposições de sedimentos carbonáticos e siliciclásticos e ambiente profundo com deposição siliciclástica) o Devoniano foi marcado por conter margens mais homogêneas, com sistemas capazes de gerar unidades extensas de características sedimentares análogas.

O sistema deposicional que gerou a Formação Punta Negra é certamente um sistema de grandes dimensões, maior do qualquer outro sistema paleozóico de deposição siliciclástica da Pré-Cordilheira. Diversos autores (González-Bonorino, 1975; Bustos & Astini, 1997; Astini, 1997) reportam que suas características faciológicas não apresentam grandes modificações por toda a sua área de abrangência. Segundo Bustos & Astini (1997), o arranjo estratigráfico de grande escala do Mesopaleozóico na Pré-Cordilheira Central se caracteriza por ciclos de arrasamento controlados pela taxa de aporte sedimentar, flutuações eustáticas e pela velocidade de subsidência. O elevado aporte clástico durante o Devoniano induziu o desenvolvimento de sistemas deposicionais superalimentados gerando o predomínio de sistemas deltaicos e turbidíticos que indicam uma alta taxa de sedimentação e uma escassa redistribuição, a qual se

reflete na baixa maturidade textural e mineralógica dos depósitos e na abundância de sedimentos arenosos.

Importantes analogias podem estabelecer-se do ponto de vista estratigráfico e sedimentológico entre a Formação Punta Negra e a Northern Sandy Facies da Formação Tyee descrita por Heller & Dickinson (1985). Ambas constituem sistemas rico em areia, com a presença de canais pouco espessos, preenchidos por depósitos oriundos de fluxos concentrados e correntes de turbidez, caracterizando associações de fácies de rampa proximal com camadas maciças de arenito, frequentemente amalgamadas e com abundantes marcas de sola (sulcos e turboglifos) e associações de fácies de rampa distal, marcados pela intercalação de níveis lamíticos e camadas menos espessas de arenitos finos.

Atributos sedimentológicos tais como boa continuidade lateral das camadas, padrões de granocrescência ascendente predominante, presença de canais pouco incisivos, ausência de grandes sistemas canalizados (*canyons*), domínio de litologias psamo-pelíticas com alta razão areia/lama dentre outros, também permitem associar a deposição desta unidade a um sistema em rampa submarina (Heller & Dickinson, 1985; Bustos & Astini, 1997; De Luca & Basilici, 2008).

Outra característica determinante para a configuração de um sistema do tipo rampa submarina é a existência de múltiplos pontos de aporte sedimentar em contrapartida a um único *canyon* típico nos sistemas em leque. Nesse contexto, Reading e Richards (1994) propõem uma classificação para os sistemas profundos de acordo com o tipo de aporte sedimentar: i) sistema de aporte pontual – leques submarinos, ii) sistema de múltiplos aportes pontuais – rampa submarina e iii) sistema de aporte distribuído em linha - *slope aprons*. Estes sistemas são subdivididos ainda em quatro subgrupos, baseados nas características granulométricas: i) rico em cascalhos, ii) rico em areia, iii) misto de areia e lamito e iv) rico em lamito (Figura 9.1).

Baseando-se em trabalhos de Chan & Dott (1983), Heller & Dickinson (1985) e Reading & Richards (1994), um sistema em rampa submarina pode ser definido como um sistema turbidítico de aporte múltiplo, por meio de canais alimentadores pouco espessos e desenvolvidos a partir da

progradação deltaica sobre uma plataforma relativamente estreita. Depósitos em rampa não exibem segregação faciológica bem desenvolvida, característica das seqüências de leques. Em geral caracterizam por sucessões relativamente monótonas e camadas lateralmente contínuas de arenito em que estão ausentes os depósitos de inter-canais e *overbank*.

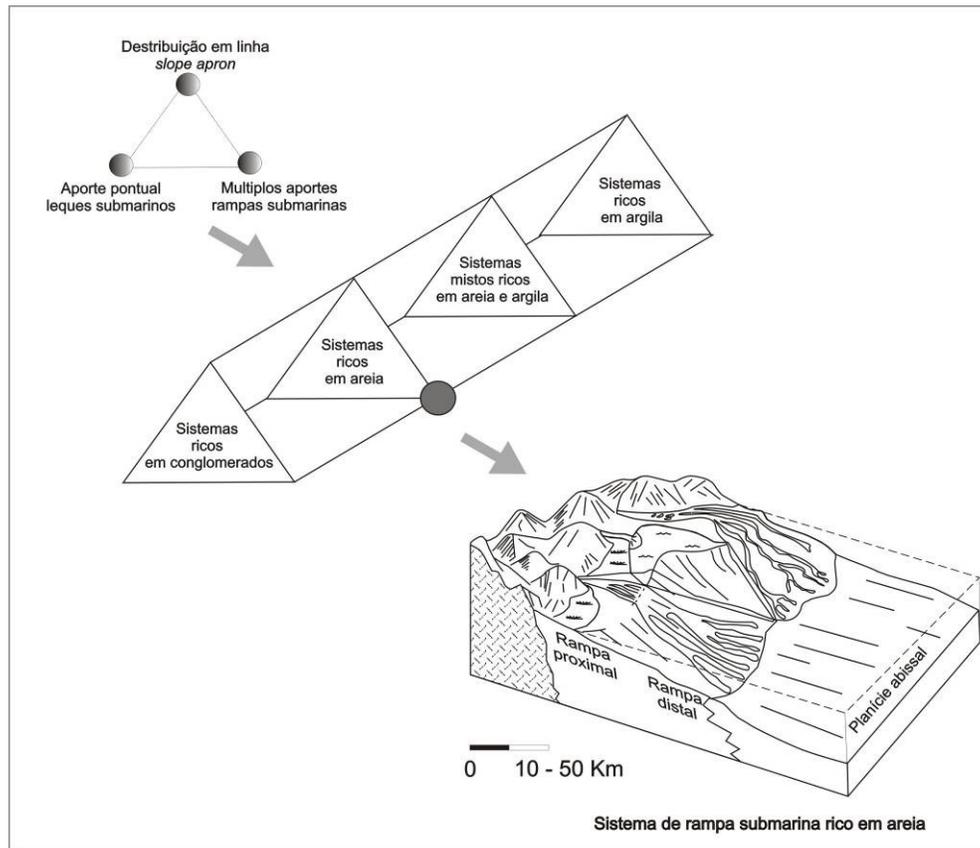


Figura 9.1: Modelo de sistema de rampa submarina rico em areia em ambiente profundo; adaptado de Reading & Richards (1994).

9.1 Análise de Paleocorrentes

O estudo de paleocorrentes é fundamental para o entendimento da distribuição de sedimentos em uma bacia. Durante o levantamento dos perfis estratigráficos, foram medidos 121 valores de paleocorrentes em diversos tipos de estruturas (Anexo II). Estes foram plotados nos diagramas de roseta sobre as seções descritas (Figura 9.2). De modo geral o influxo de sedimentos bacia adentro, no intervalo correspondente aos perfis descritos, varia entre SE-NW e E-W, com sentido respectivamente para NW e W.

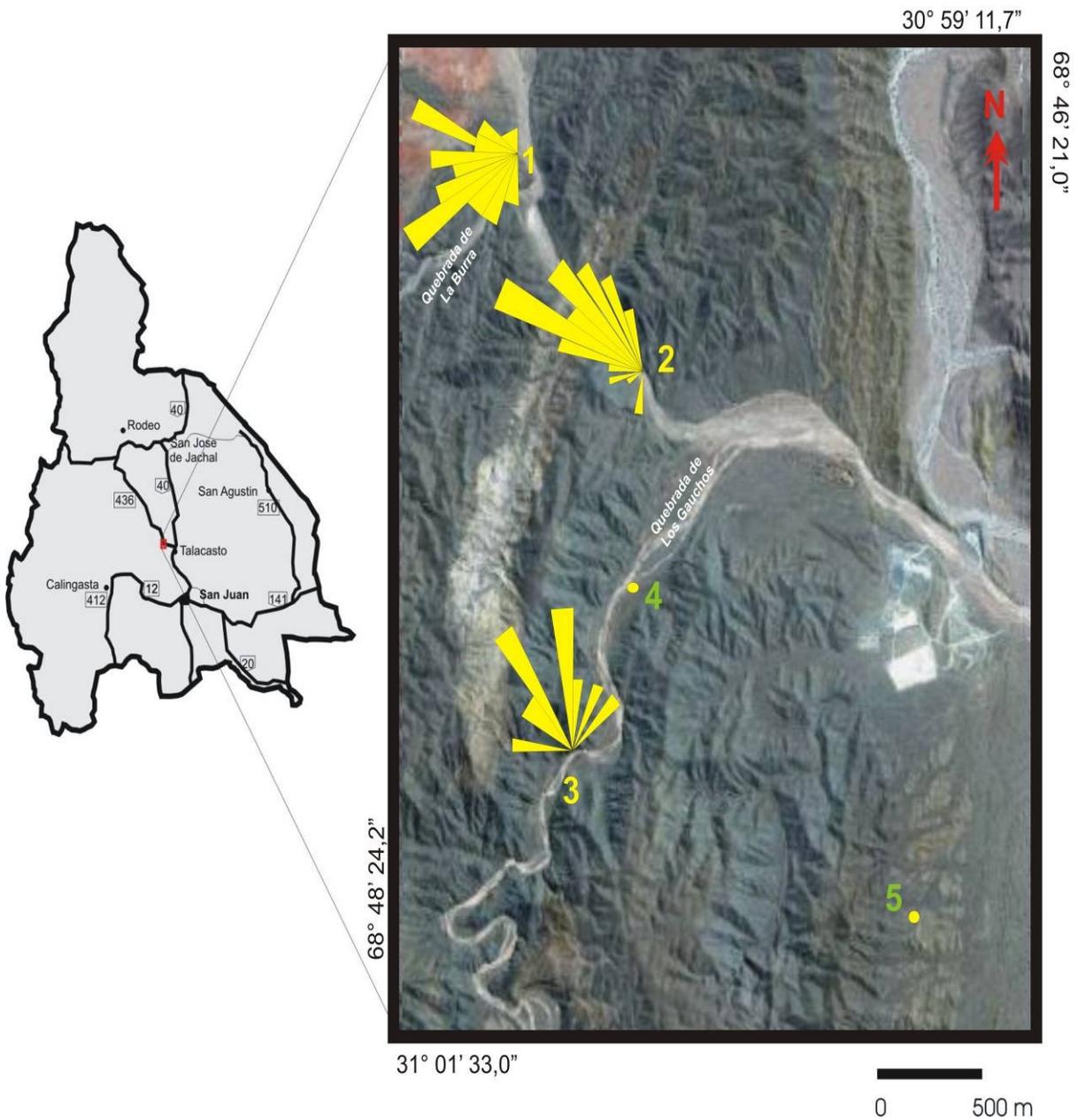


Figura 9.2: Distribuição de paleocorrentes na área estudada. Seção 1 (n= 55), Seção 2 (n= 47) e Seção 3 (n= 11). A seção 3 apresenta grande dispersão e poucos dados devido à escassez de estruturas. Por isso deve ser considerada com reserva. Foram consideradas medidas de laminações cruzadas (101 medidas) e marcas de sola (12 medidas).

A dispersão dos dados observada nos diagramas de rosetas, deve-se primeiramente a própria característica das estruturas medidas. Laminações cruzadas tendem a apresentar dispersão radial, sendo necessário um grande número de medidas para representação estatística. Além disso, a posição das estruturas dentro do elemento arquitetural. Estruturas localizadas nas extremidades dos lobos tendem a possuir valores ligeiramente dispersos das medidas na porção central dos mesmos. No entanto, a representatividade das seções FPN1 e FPN2 é bem estabelecida e os resultados são coerentes com a dispersão regional de sedimentos.

Bustos (1996) e Bustos & Astini (1997) mediram seções ao longo de 100 km em direção Norte-Sul e o conjunto de paleocorrentes mostrou-se homogêneo, de direção aproximadamente Leste-Oeste (Figura 9.3). Tal fato corrobora a interpretação que atribui múltiplos pontos de aporte detrítico num sistema de rampa e que o sistema alimentador teria uma grande mobilidade lateral capaz de distribuir os sedimentos uniformemente em todo o depocentro. Em um sistema de único ponto de aporte (como os sistemas em leque) o conjunto de paleocorrentes tende a apresentar um padrão regional radial de espalhamento dos sedimentos no fundo oceânico.

9.2 Evolução da bacia durante o Devoniano

O caráter transicional entre a Formação Punta Negra e a unidade subjacente (Formação Talacasto), foi observado nas cercanias de Talacasto e também é descrito por Bustos (1996), Bustos & Astini (1997) e Keller *et al.* (1998). A Formação Talacasto é descrita na literatura como uma unidade depositada em ambiente plataforma siliciclástica rasa (*shoreface inferior*) com depósitos formados acima do nível de ondas de tempestades. Entre outras características as suas unidades diferem no que se refere ao tamanho médio dos grãos e bioturbação. Embora gerada em ambiente deposicional mais profundo a Formação Punta Negra é constituída por sedimentos mais grossos e imaturos do que os presentes na Formação Talacasto que, por sua vez, possui um grau de bioturbação consideravelmente superior à primeira.

A passagem gradual entre as duas formações deve-se a uma mudança do depocentro da bacia entre o Eo- e Mesodevoniano (Bustos & Astini, 1997). O processo de aglutinação entre a

Chilenia e a Pré-Cordilheira teria causado um aumento da taxa de soerguimento do embasamento e, por conseguinte, um aumento na massa continental nessa interface. Em resposta a este aumento de carga a bacia tem a taxa de subsidência acelerada e passa a atuar em condições mais profundas, gerando espaço de acomodação. Com o soerguimento de massa continental, há maior exposição das rochas e, portanto, mais material clástico é produzido, caracterizando o caráter sobre-alimentado do sistema desenvolvido.

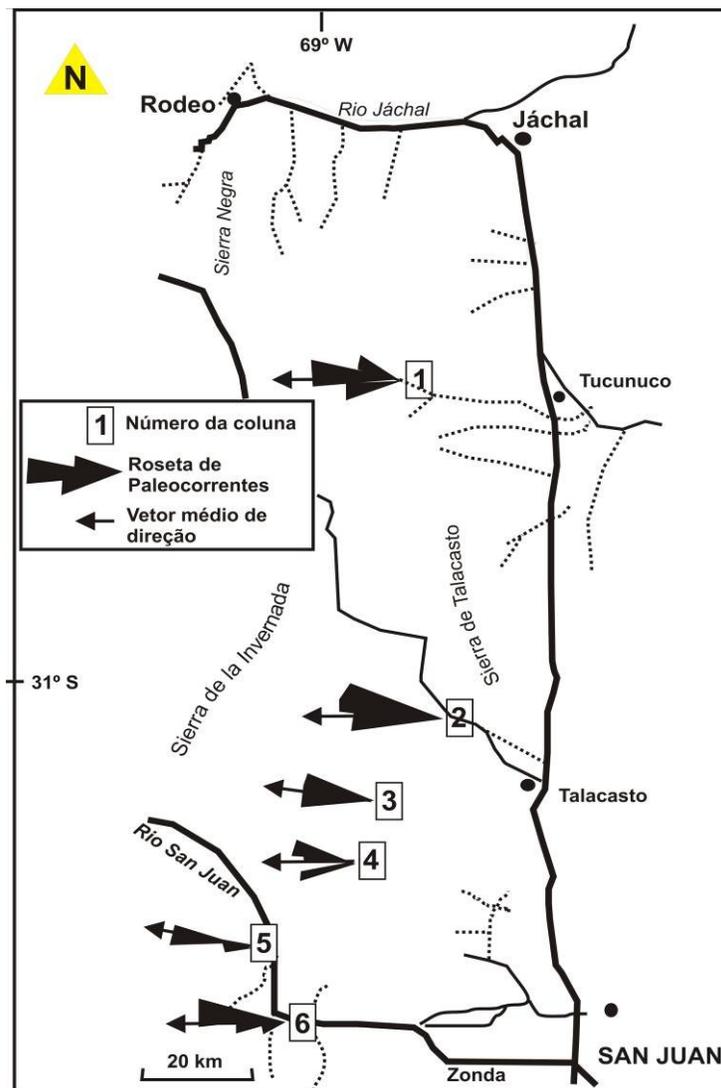


Figura 9.3: Mapa regional de paleocorrentes na Formação Punta Negra. Clara tendência de padrões longitudinais. Modificado de Bustos (1996).

9.3 Modelo deposicional e Sistema de alimentação

O modelo deposicional proposto para a Formação Punta Negra (Figura 9.4) engloba os diversos aspectos levantados ao longo deste trabalho, bem como as informações de estudos anteriores acima descritas.

A notável abundância de fragmentos vegetais e matéria orgânica e de bioturbação em diferentes fácies, bem como o predomínio de litologias psamíticas são, segundo Bustos (1996) e Bustos & Astini (1997), indícios da proximidade com a linha de costa. Além disso, a baixa maturidade textural e composicional dos arenitos descritos e a boa preservação dos fitoclastos, podem estar relacionadas ao curto período de estocagem desses sedimentos, ou seja, o mesmo é transportado diretamente da área fonte ao sítio de deposição.

Sistemas de rampa submarina ricos em areia são alimentados ao longo de uma extensa frente de sedimentação, por múltiplos canais ligados ao sistema fluvial em deltas arenosos ou planícies costeiras com uma plataforma relativamente estreita (Chan & Dott, 1983; Heller & Dickinson, 1985). Feições sedimentológicas como gradação inversa, e estruturas de tração bem desenvolvidas sugerem o transporte de sedimentos por fluxos relativamente duradouros (*quasi-steady density flows* – Mulder & Alexander, 2001). Estes estão comumente relacionados a grandes descargas fluviais em sistemas associados à desembocadura de um delta (Mulder & Alexander, 2001; Mulder *et al.* 2003; Mutti *et al.*, 2003).

Assim, propõe-se que a deposição da Formação Punta Negra teria ocorrido a partir de um extenso sistema sedimentar continental. Os sedimentos seriam redistribuídos bacia adentro na forma de um sistema turbidítico de rampa submarina rico em areia (Figura 9.4). O transporte para o ambiente profundo ocorreria por meio de fluxos de densidade relacionados a cheias fluviais com capacidade de ultrapassar o sistema costeiro e dirigir-se diretamente ao sítio de deposição na forma de canais, lobos deposicionais e franjas nas regiões mais distais do sistema turbidítico.

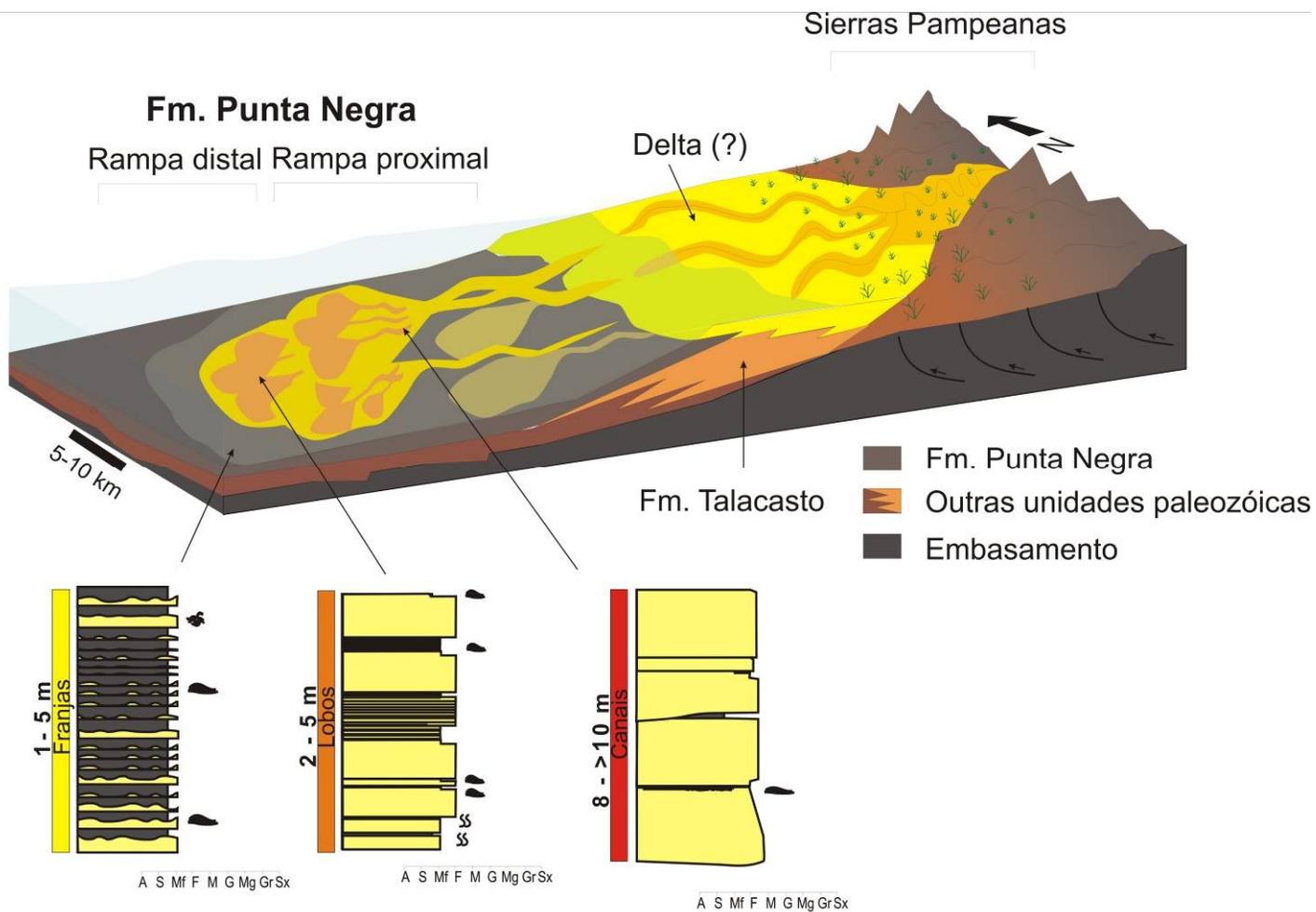


Figura 9.4: Modelo deposicional e paleogeográfico proposto para o transporte e deposição de sedimentos da Formação Punta Negra, Devoniano da Pré-Cordilheira Argentina.

Capítulo 10

Conclusões

A descrição de fácies e a interpretação dos mecanismos de deposição que atuaram na geração das camadas da Formação Punta Negra permitiram a construção de um modelo sedimentar conceitual para tal sucessão sedimentar.

Foram identificadas seis litofácies que variam de camadas de arenito médio a lamito arenoso. As fácies descritas foram:

- Litofácies I – arenito médio a fino maciço e com base erosiva;
- Litofácies II – camadas bipartidas com estrato basal de arenito fino maciço e topo de arenito muito fino com laminações plano-paralelas e laminações cruzadas;
- Litofácies III – arenito laminado;
- Litofácies IV – arenito com laminações cruzadas;
- Litofácies V – arenito fino, com laminações plano-paralelas, cruzadas e convolutas;
- Litofácies VI – lamito arenoso com camadas lenticulares de arenito muito fino.

A análise de fácies permitiu associar os depósitos da Formação Punta Negra a mecanismos de transporte e deposição relacionados a fluxos de densidade concentrados (*concentrated density flows*) e correntes de turbidez (*turbidity currents*).

A sucessão foi dividida em três associações de fácies:

- Associação de fácies A – preenchimento de canais;
- Associação de fácies B – lobos proximais;
- Associação de fácies C – lobos distais e franjas.

A análise dos perfis estratigráficos, em conjunto com a análise de fácies, permitiu a identificação de sucessões com padrões de empilhamento predominantemente estrato-crescentes (*thickening-upward*), variando dentro do contexto de associações de fácies de um sistema de rampa submarina. Os depósitos de preenchimento de canais e de lobos proximais se inserem num contexto de rampa proximal e os depósitos de lobos distais e franjas em rampa distal.

As características geométricas dos corpos sedimentares também foi investigada por meio de seções bidimensionais e pela utilização de sistemas análogos. Tal caracterização é importante no estudo de heterogeneidades de reservatórios. A associação de fácies de preenchimento de canais apresenta uma sucessão de camadas formando canais deposicionais e pouco erosivos, relativamente pouco espessos (< 20m) e de baixa sinuosidade, intercalados com sucessões de lobos deposicionais ou franjas. Os canais são formados por depósitos preenchendo escavações de geometria plano-côncava, com camadas amalgamadas na porção central e intercamadas arenito/lamito nas extremidades dos corpos. A associação de fácies de lobos proximais frequentemente forma sucessões de camadas amalgamadas apresentando ciclos de compensação e boa continuidade vertical e horizontal. Os lobos caracterizam corpos de geometria lobada/linguoides com larguras inferiores 1 km. A associação de fácies de lobos distais e franjas apresentam baixa razão areia:lama e constitui sucessões de grande extensão areal.

Com base nas informações acima levantadas e em trabalhos anteriores na mesma unidade, propõe-se um modelo de sistema deposicional turbidítico de rampa submarina rico em areia, caracterizado por um sistema de canais pouco espessos que serviram de conduto e sítio deposicional para fluxos gravitacionais de sedimentos. O desconfinamento desse sistema de múltiplos pontos de aporte propiciou a origem de complexo de lobos deposicionais. As porções relativamente mais distais do sistema são compostas pelos depósitos finos com raros aportes

arenosos. A análise de paleocorrentes medidas ao longo dos perfis estratigráficos revelou que o sentido de aporte de sedimentos foi de Leste/Sudeste para Oeste/Noroeste.

A característica textural imatura dos sedimentos e a abundância de fragmentos vegetais constituem evidências de um curto período de retrabalhamento desses sedimentos. Tal fato, e a deposição de estruturas típicas de fluxos de mais longa duração, são argumentos para propor um sistema de alimentação por meio de fluxos hiperpicnais, provenientes diretamente do continente e originados em cheias fluviais.

Como considerações finais desta dissertação, recomenda-se o mapeamento regional das unidades estratigraficamente inferiores à Formação Punta Negra (Formações Talacasto e Los Espejos) e o mapeamento extensivo da própria unidade estudada. Um estudo de caráter regional é fundamental para mapear os sistemas mais proximais dos depósitos descritos e para validar o modelo proposto. Além disso, vale propor um estudo detalhado de proveniência com base em petrografia microscópica e estudo de minerais pesados na unidade estudada e em unidades adjacentes.

Referências Bibliográficas

Aceñolaza, F. G., Miller, H., Toselli, A. G. Proterozoic-Early Paleozoic evolution in western South America – a discusión. *Tectonophysics*, v. 354, pp. 121-137, 2002.

Allen, J.R.L. *Sedimentary Structures*. Amsterdam: Elsevier, 1982, 663p.

Astini, R. A. Straigraphical evidence supporting the rifting, drifting and collision of the laurentian Precordillera terrane of western Argentina. In: Pankhurst, R.J. & Rapela, C.W. (eds.). The Proto-Andean Margin of Gondwana. *Geological Society*, London, Special Publications, 142, pp.11-33, 1998.

Astini, R. A., Benedetto, J. L., Vaccari, N. E. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: a geodynamic model. *Geological Society of America*, Bulletin, v. 107, pp. 253–273, 1995.

Baldis, B. A., Peralta, S. H. Silúrico y Devónico de la Precordillera de Cuyo y Bloque de San Rafael. In: Caminos, R. (ed). *Geología Argentina*, Buenos Aires: Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29, (10), 1999, pp.215-238.

Barra F., Fromm R., Valencia V. The Andes – Tectonic Evolution. 2002, acesso on line em: <http://www.geo.arizona.edu/geo5xx/geo527/Andes/tectonicandes.html> consultado em 20/01/2009 às 11:10hs.

- Basilici, G. Depositional mechanisms and architecture of a pré-early Cambrian mixed sand-mud deepwater ramp (Apiúna Unit, South Brazil). *Sedimentary Geology*, v. 187, pp.183-204, 2006.
- Beard, D.C. Weyl, P.K. Influence of texture on porosity and permeability of inconsolidated sand. *AAPG Bulletin*, v. 57, (2), pp.349-369, 1973.
- Bordonaro, O. Cambrico y Ordoviciano da Precordillera e Bloco de San Rafael. In: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Buenos Aires: Subsecretaría de Minería de la Nación, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29, (3), 1999, pp.:189-204.
- Bustos, U. Modelo sedimentario alternativo para el Devónico de la Precordillera central sanjuanina: Formación Punta Negra. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 3, (1), pp.17-30, 1996.
- Bustos, U., Astini, R.A. Formación Punta Negra: análisis secuencial y evolución de la Cuenca Devónica Precordillerana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 4, (2), pp.97-109, 1997.
- Campbell, C.V. Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, v. 8, (1), pp.7-26, 1967.
- Chan, M.A., Dott, Jr. R.H. Shelf and deep-sea sedimentation in Eocene Forearc Basin, Western Oregon – Fan or Non Fan? *AAPG Bulletin*, v.67, pp.2100-2116, 1983.
- Cheaney, R.F. *Statistical methods in geology: for field and lab decisions*. Londres: Allan & Unwin, 1983, 169p.
- Dalla Salda, L., Dalziel Y., Cingolani C., Varela R. Did the Taconic Appalachians continue into South America? *Geology*, v.20, pp.1059-1062, 1992.

- Dalziel, I.W. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, v.109, pp.16-42, 1997.
- De Luca, P.H.V. Fácies e Organização Arquitetônica de Sistemas Depositionais de Água Profunda (Formação Punta Negra, Devoniano, Pré-Cordilheira Argentina). Campinas: Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 2006, 70p. Trabalho de Conclusão de Curso.
- De Luca, P.H.V., Basilici, G. Análogos de reservatórios de rampa de água profunda: sistemas ricos em lama (unidade Apiúna-SC) e em areia (Formação Punta Negra, Pré-Cordilheira Argentina). *Revista Brasileira de Geociências*, v.38, (1), 2008.
- Dickinson, W.R. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 40, pp. 695-707, 1970.
- Dickinson, W. R., Suczek, C. A. Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bulletin*, v.63, pp.2164 – 2182, 1979.
- Dickinson, W.R. Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (ed.) *Provenance of arenites*, Boston: D. Reidel Publishing Company, 1985, pp.333-361.
- Fioriti, L.S. *Proveniência e mecanismos deposicionais de arenitos de sistemas de água profunda: formações Portezuelo del Tontal e Punta Negra (San Juan, Argentina)*. Campinas: Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 2008, 107 p. Trabalho de Conclusão de Curso.
- Finney, S., Gleason, J., Gehrels, G., Peralta, S., Acenolaza, G. Early Gondwanan Connection for the Argentine Precordillera Terrane. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 205, pp.349-359, 2003.
- Fisher, R.V. Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, v.11, pp.273-274, 1983.

- Folk, R. L. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin: Hemphill Publishing Company, 1968, 179p.
- Galloway, W.E. Siliciclastic slope and base-of-slope depositional system: component facies, stratigraphic architecture, and classification. *AAPG Bulletin*, v.82, pp.569-595, 1998.
- Garzanti, E., Vezzoli, G. A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade. *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, (5), pp.830-837, 2003.
- Gazzi, P. L'arenarie dei flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineralog. Et Petroq. Acta*, v.16, pp.69-97, 1966.
- Gerbi, C., Roeske, S.M., Davis, J.S. Geology and structural history of the southwest Precordillera margin, northern Mendoza Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, v.14, pp.821-835, 2002.
- González-Bonorino, G. Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la geología regional de la Precordillera de San Juan y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 30, (3), pp.223-246, 1975.
- Gonzalez-Bonorino, G., Middleton, G.V. A Devonian submarine fan in western Argentina. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 46, pp.56-69, 1976.
- Heller, P.H., Dickinson, W.R. Submarine Ramp Facies Model for Delta-Fed, Sand-Rich Turbidite Systems. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v.69, (6), pp. 960-976, 1985.
- Ingersoll, R. V, Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., Sares, S.W. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, pp.103-116, 1984.

- Johnson, S.D., Flint, S., Hinds, D., Wickens, H.V. Anatomy, geometry and sequence stratigraphy of basin floor to slope turbidite systems, Tanqua Karoo, South Africa. *Sedimentology*, v. 48, pp. 987-1023, 2001.
- Keller, M. Argentine Precordillera: sedimentary and plate tectonic history of a Laurentian crustal fragment in South America. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, v. 341, pp.1-131, 1999.
- Keller, M., Buggisch, W., Lehnert, O. The stratigraphical record of the Argentine Precordillera and its plate-tectonic background. In: Pankhurst R.J., Rapela C.W. (eds) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Londres: Geological Society Special Publication, v.142, 1998, pp.35-56.
- Lowe, D.R. Sediment gravity flows: II: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, pp.279-297, 1982.
- Mattern, F. Ancient sand-rich submarine fans: depositional systems, models, identification, and analysis. *Earth Science Reviews*, v. 70, pp.167-202, 2005.
- Miall, A. D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, v. 22, pp. 261-308, 1985.
- Moraes, M.A.S., Blaskovsk, P.R., Paraizo, P.L.B. Arquitetura de reservatórios de águas profundas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.14, pp.7-25, 2006.
- Mulder, T., Alexander, J. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, v.48, (2), pp.269-299, 2001.

- Mulder T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugeres, J.C., Savoye, B. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, v.20, pp. 861-882, 2003.
- Mutti, E. Distinctive thin bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South Central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, v.24, pp.107-131, 1977.
- Mutti, E. *Turbidite sandstone*. Agip Spa, 1992, 276p.
- Mutti, E., Ricci-Lucchi, F. Le torbiditi dell'Apennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Memorie della Societa Geologica Italiana*, v.11, pp.161-199, 1972.
- Mutti, E., Sonnino, M. Compensation cycles: a diagnostic feature of turbidite sandstone lobes. In Valloni, R., Colella, A., Sonnino, M., Mutti, E., Ori, G. G. (eds), Abstr. Int. Assoc. Ademient., 2nd Europ. Reg. Mtg., Bologna, 1981, pp.120-123.
- Mutti, E., Davoli, G., Mora, S., Sgavetti, M. The eastern sector of South-central folded Pyrenean foreland: criteria for stratigraphic analysis and excursion notes. In: Second High-resolution sequence stratigraphy conference, Espanha, 1994, 41p.
- Mutti, E., Tinterri, R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S., Fava, L. An introduction to the analysis of ancient turbidite basin from an outcrop perspective. *AAPG Course Note Series*, v.39, 1999, 61p.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, D., Cavanna, G. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, v.20, pp. 733-755, 2003.

- Myrow, P.M., Woodward, F., Goodge, J.W. Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits. Cambrian, Antarctica. *Journal of Sedimentary Research*, v.72, (5), pp.641-656, 2002.
- Normark, W.R. Growth patterns of deep sea fans. *AAPG Bulletin*, v.54, pp.2170-2195, 1970.
- Paola, C., Wiele, S.M., Reinhart, M.A. Upper-regime parallel lamination as the result of turbulent sediment transport and low-amplitude bed forms. *Sedimentology*, v.36, (1), pp.47-59, 2006.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C.W. The proto-Andean margin of Gondwana: an introduction. In: Pankhurst, R. J., Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Londres: Geological Society Special Publications, v.142, 1998. pp.1-9.
- Peralta, S.H. An introduction to the geology of Precordillera, western Argentina. In: Peralta, S. H., Albanesi, G.L., Ortega, G.. (eds.) *Ordovician and Silurian of Precordillera, San Juan Province, Argentina*. INSUGEO, Miscelánea 10, 2003, pp. 7-22.
- Pickering, K.T., Stow, D.A.V., Watson, M.P., Hiscott, R.N. Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth science reviews*, v.23, pp.75-174, 1986.
- Piper, D. J. W., Hiscott, R.N., Normark, W.R. Outcrop-scale acoustic facies analysis and latest Quaternary development of Hueneme and Dume submarine fan, offshore California. *Sedimentology*, v.46, pp.47-78, 1999.
- Posamentier, H.W., Walker, R.G. Deep-water turbidites and submarine fans. In: Walker, R.G. (ed.) *Facies Models Revisited*. SEPM Spec. Pub. 84, 2006, pp.399-520.
- Postma, G., Nemec, W., Kleinspehn, K. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, v.58, pp.47-61, 1988.

- Ramos, V.A. Las Provincias Geológicas del territorio argentino. In: Caminos R. (ed.) *Geología Argentina*. Buenos Aires, Subsecretaría de Minería de la Nación, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29, (3), 1999, pp.41-96.
- Ramos, V.A., Vujovich, G.I. Hoja Geológica 3169 – IV: San Juan. Provincia San Juan. *Programa nacional de Cartas Geológicas de La Republica Argentina, 1:250.000*. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín n°243, 2000.
- Reading, H.G., Richards, M.T. Turbidite systems in deep water basin margins classified by grain-size and feeder system. *AAPG Bulletin*, v.78, pp.792-822, 1994.
- Shanmugam, G. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): Deep-water Processes and Facies Models: a critical perspective. *Marine of Petroleum Geology*, v.17, (2), pp.285-342, 2000.
- Sonh, Y. K. On traction carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research*, v.67, pp.502-509, 1997.
- Stow, D.A.V., Mayall, M. Deep-water sedimentary systems: New models for 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, v.17, pp.125-135, 2000.
- Thomas, W.A., Astini, R.A. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, v.16, pp.67-79, 2003.
- Tinterri, R., Drago, M., Consonni, A., Davioli, G., Mutti, E. Modelling subaqueous bipartite sediment gravity flows on the basis of outcrop constraints: first results. *Marine and Petroleum Geology*, v.20, pp.911-933, 2003.

- Tucker, M.E. *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Londres: Blackwell Science, 2001, 262p.
- Tyler, N., Finley, R.J. Architectural control on the recovery of hydrocarbon from sandstone reservoirs. In: Miall, A.D., Tyler, N. (eds) *The three dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3, 1991, pp.1-5.
- Walker, R.G. Facies Models Revisited. In: Posamentier, H.W.; Walker, R.G. (eds.) *Facies Models Revisited*. SEPM Spec. Pub., v.84, 2006, pp. 1-17.
- Waltham, D. Flow transformation in particulate gravity currents. *Journal of Sedimentary Research*, v.74, pp.129-134, 2004.
- Zuffa, G. G. Hybrid arenites: influence of methodology on compositional results, In. Zuffa, G.G. (ed.) *Provenance of arenites*, NATO – ASI Series, Dordrecht, D. Reidel, 1980, pp.165-189.

Anexo I

Descrições Petrográficas

FICHAS DE ANÁLISE PETROGRÁFICA (Descrições de Lenita de Souza Fioriti – Fioriti, 2008)

Formação Punta Negra

Nº Amostra: Lâmina PNF 1/3

Classificação: Siltito arenoso

Descrição Microscópica

Textura: Laminada

Granulação: Areia muito fina/siltito

Composição mineralógica:

CONSTITUINTES		%
Grãos do arcabouço total	300,0	100,0
	190,0	63,3
Quartzo monocristalino	182,0	60,7
Quartzo policristalino	8,0	2,7
Biotita	43,0	14,3
Muscovita	67,0	22,3
Diagenéticos Total	241,0	100,0
Cimento total	194,0	80,5
Substituições total	47,0	19,5
Calcita poiquilotópica intergranular	17,0	
Calcita poiquilotópica substituindo grão indiferenciado	47,0	

Folk Atual		
Q	190,0	63,3
F	0,0	0,0
L	0,0	0,0
Total	190,0	63,3

VALORES NORMALISADOS A 100%		
Folk Atual		100,0
Q		100,0
F		0,0
L		0,0

Relações Texturais e Comentários:

Seleção: Bem a moderadamente bem selecionado

Arredondamento: Angular a arredondado

Esfericidade: Baixa

Contatos: Flutuante (**P**redominante); Pontual (**C**omum); Reto ou Longo (**R**aro); Côncavo-Convexo (**R**); Sutureado (**R**)

Empacotamento: Aberto/frouxo

Presença de grãos de mica e com orientação preferencial, o que fornece a textura laminada. Os grãos de quartzo também estão orientados. Grande quantidade de micas (muscovita e biotita).

A fração granulométrica predominante é de areia muito fina/ silte. Por se tratar de uma rocha muito micácea, com grande quantidade de quartzo e tamanho de grão muito fino, a mesma é classificada como siltito arenoso.

A presença de cimento carbonático é muito intensa. Alguns grãos do arcabouço também são substituídos por calcita. A rocha não está muito compactada, por isso houve espaço para o cimento se desenvolver.

Devido à fração granulométrica e a freqüente substituição dos grãos do arcabouço por calcita, a identificação dos grãos do arcabouço é muito difícil.

Ordem dos eventos

- 1- Deposição
- 2- Compactação
- 3- Cimentação/Substituição

Arquivo de fotos

Foto 1 e 2 – Seleção (Aumento 2,5x)

Foto 3 e 4 – Grãos de mica com orientação preferencial fornecem a textura laminada (Aumento 10x)

Foto 7 e 8 – Cimento composto por calcita (Aumento 10x)

Foto 9 e 10; 15 até 22 – Fratura preenchida por calcita, perpendicular a laminação da rocha (Aumento 10x).

Foto 11 até 12 – Mica detrítica (Aumento 10x).

Nº Amostra: Lâmina PNF 1/5

Classificação: Arenito Fino

Descrição Microscópica

Textura: Laminada

Granulação: Areia fina

Composição mineralógica:

CONSTITUINTES		%
Grãos do arcabouço total	300,0	100,0
	196,0	65,3
Quartzo monocristalino	165,0	55,0
Quartzo policristalino	31,0	10,3
Feldspato detrítico total	13,0	4,3
Plagioclásio Detrítico	13,0	4,3
Plagioclásio	13,0	4,3
Líticos total	51,0	17,0
Fragmentos de rocha Metamórfica Total		
Fragmento de rocha metamórfica	39,0	13,0
Fragmento de rocha Sedimentar Total	9,0	3,0
Fragmento de arenito	8,0	2,7
Fragmento de siltito	1,0	0,3
Fragmentos de rocha Vulcânica Total	3,0	1,0
Fragmento de rocha vulcânica com textura micrográfica	3,0	1,0
Biotita	3,0	1,0
Muscovita	26,0	8,7
Clorita	2,0	0,7
Zircão	1,0	0,3
Minerais opacos	5,0	1,7
Diagenéticos Total	79,0	100,0
Cimento total	61,0	77,2
Pseudo-matriz	16,0	20,3
Substituição	2,0	2,5
Clorita substituindo grão de mica	2,0	
Calcita poiquilotópica intergranular	6,0	

Folk Atual		
Q	196,0	65,3
F	13,0	4,3
L	54,0	18,0
Total	263,0	87,7

VALORES NORMALISADOS A 100%		
Folk Atual		100,0

Q		74,5
F		4,9
L		20,5

Relações Texturais e Comentários

Seleção: Pobremente a muito pobremente selecionado

Arredondamento: Angular a arredondado

Esfericidade: Baixa

Contatos: Flutuante (P); Pontual (C); Reto ou Longo (C); Côncavo-Convexo (R); Suturado (R)

Empacotamento: Frouxo/aberto

Os grãos de quartzo e de mica possuem orientação preferencial, o que demarca a textura laminada. A fração granulométrica predominante é de areia fina, porém em direção à base da camada a fração granulométrica diminui, correspondendo à fração de areia muito fina. Presença de grãos com fração granulométrica de areia média disperso na lâmina. Na porção central da lâmina tem uma fina camada composta apenas por grãos de fração granulométrica muito fina. A lâmina apresenta tendência geral de gradação inversa.

A presença de pseudo-matriz é comum, sendo composta por de illita-sericita-muscovita. Essa feição não é primária, uma vez que provavelmente seja resultado da compactação de fragmentos de rochas metamórficas (xisto e filito).

A presença de cimento composto por calcita é muito freqüente e predominante em relação à presença da pseudo-matriz. Conseqüentemente o tipo de contato flutuante é predominante. Isso evidencia que apesar da rocha estar compactada existia espaço vazio entre os grãos, o que permitiu a precipitação de calcita e a formação do cimento carbonático. Há também calcitas poiquilótópica intergranular bem formadas. A presença de fragmentos de rocha é comum, como por exemplo, fragmentos de xistos/filitos, metasedimentares, sedimentares e vulcânicos. Entre os cristais de quartzo, predominam os monocristalinos. A presença de feldspato é comum. Entre os minerais opacos, a presença de fragmentos de matéria orgânica é comum.

Ordem dos eventos

- 1- Deposição
- 2- Cimentação
- 3- Compactação

Arquivo de fotos

Foto 1 até 3 – Presença de cimento carbonático (calcita), mica detrítica e fragmento metamórfico (Aumento 10x).

Foto 4 até 7 – Camada com granulação muito fina na porção central da lâmina (Aumento 2,5x)

Foto 8 até 10 – Porção basal: areia muito fina com grãos médios dispersos (Aumento 2,5x)

Foto 11 até 13 – Topo: areia fina com grãos médios dispersos (Aumento 2,5x).

Nº Amostra: Lâmina PNF 2/1

Nº Amostra: lâmina PNF 2/1

Classificação: Arenito muito fino

Classificação: Arenito Fino

Descrição Microscópica**Textura:** Laminada**Granulação:** Areia fina**Composição mineralógica:**

CONSTITUINTES		%
Grãos do arcabouço total	300,0	100,0
	160,0	53,3
Quartzo monocristalino	123,0	41,0
Quartzo policristalino	37,0	12,3
Feldspato detrítico total	22,0	7,3
K-feldspato detrítico total	3,0	1,0
Microclínio	3,0	1,0
Plagioclásio Detrítico	19,0	6,3
Plagioclásio	19,0	6,3
Líticos total	80,0	26,7
Fragmentos de rocha Metamórfica Total		
Fragmento de rocha metamórfica	77,0	25,7
Fragmento de rocha Sedimentar Total	2,0	0,7
Fragmento de arenito	1,0	0,3
Fragmento de siltito	1,0	0,3
Fragmentos de rocha Vulcânica Total	1,0	0,3
Fragmento de rocha vulcânica com textura micrográfica	1,0	0,3
Biotita	8,0	2,7
Muscovita	12,0	4,0
Mica/clorita em fragmento de rocha plutônica	9,0	3,0
Clorita	6,0	2,0
Zircão	2,0	0,7
Diagenéticos Total	53,0	100,0
Cimento total	14,0	17,7
Pseudo-matriz	34,0	43,0
Substituição	5,0	6,3
Clorita substituindo argila intergranular	1,0	
Clorita substituindo grão de mica	1,0	
Clorita substituindo grão indiferenciado	3,0	
Calcita poiquilotópica intergranular	5,0	

Folk		
Q	160,0	53,3
F	31,0	10,3
L	80,0	26,7
Total	271,0	90,3

VALORES NORMALISADOS A 100%		
Folk Atual		100,0

Q		59,0
F		11,4
L		29,5

Relações Texturais e Comentários

Seleção: Moderadamente a pobremente selecionado

Arredondamento: Angular a arredondado

Esfericidade: Baixa

Contatos: Flutuante (R); Pontual (R); Reto ou Longo (C); Côncavo-Convexo (P); Sutureado (C)

Empacotamento: Fechado/denso

A lâmina apresenta textura laminada, demarcada pela orientação preferencial dos grãos de micas. Outros grãos do arcabouço, como quartzo e fragmento de rocha, possuem representantes que estão orientados. Em certas porções da rocha onde não há nenhuma estrutura aparente, a lâmina apresenta aspectos de textura caótica. Como a presença de mica orientada é intensa, predomina a textura laminada.

A presença de fragmentos de rocha é comum (xistos/filitos). Entre os cristais de quartzo, predominam os monocristalinos. A presença de feldspato é freqüente. A presença de clorita detrítica como mineral acessório é comum, bem como presente em fragmentos de rocha e substituindo outros grãos do arcabouço. A presença de mica e biotita também é comum. Foram observados grãos de zircão dispersos pela lâmina.

A fração granulométrica predominante é de areia fina, porém a presença de grãos de fração granulométrica areia média dispersos é comum. Não foi observado porções com diferenças granulométricas significantes.

A presença de pseudo-matriz é comum, sendo composta por de illita-sericita-muscovita, resultado da fragmentação e compactação de fragmentos de rochas metamórficas (xisto e filito) entre os demais grãos do arcabouço.

A cimentação composta por calcita é escassa. Isso é decorrente da alta compactação da rocha, que não conservou espaços vazios intergranulares para o crescimento do cimento. Os tipos de contato entre os grãos côncavo-convexo e sutureado são outros indícios de grau de compactação alta.

Ordem dos eventos

- 1- Deposição
- 2- Compactação
- 3- Pseudo-matriz
- 4- Cimentação

Nº Amostra: lâmina PNF 2/2

Classificação: Arenito muito fino

Descrição Microscópica

Textura: Laminada

Granulação: Areia muito fina

Composição mineralógica:

CONSTITUINTES		%
Grãos do arcabouço total	300,0	100,0
	208,0	69,3
Quartzo monocristalino	189,0	63,0
Quartzo policristalino	19,0	6,3
Feldspato detrítico total	13,0	4,3
K-feldspato detrítico total	1,0	0,3
Microclínio	1,0	0,3
Plagioclásio Detrítico	12,0	4,0
Plagioclásio	12,0	4,0
Líticos total	8,0	2,7
Fragmentos de rocha Metamórfica Total		
Fragmento de rocha metamórfica	8,0	2,7
Biotita	19,0	6,3
Muscovita	51,0	17,0
Zircão	1,0	0,3
Diagenéticos Total	46,0	100,0
Cimento total	4,0	8,7
Pseudo-matriz	42,0	91,3

Folk		
Q	208,0	69,3
F	13,0	4,3
L	8,0	2,7
Total	229,0	76,3

VALORES NORMALISADOS A 100%		100,0
Folk		
Q		90,8
F		5,7
L		3,5

Relações Texturais e Comentários

Seleção: Muito bem a bem selecionado

Arredondamento: Angular a arredondado

Esfericidade: Baixa

Contatos: Flutuante (R); Pontual (R); Reto ou Longo (C); Côncavo-Convexo (P); Suturado (R)

Empacotamento: Fechado/denso

A lâmina apresenta textura laminada. Grãos de muscovita e biotita demarcam as laminas e possuem orientação preferencial. Esses grãos estão bem formados. Observa-se uma fratura preenchida por calcita que segue a orientação das laminas. A calcita também compõe a pouca quantidade de cimento observada. A presença de pseudo-matriz é comum, sendo composta por illita-sericita-muscovita.

A fração granulométrica observada é areia muito fina. A presença de fragmentos de rocha é escassa. Quando presentes são representados por sedimentos de xistos e filitos de granulação muito fina. A presença de grãos de feldspato é comum. Entre os grãos do arcabouço predominam os quartzos monocristalinos, seguidos de grãos de mica.

Ordem dos eventos

- 1- Deposição
- 2- Compactação
- 3- Pseudo-matriz
- 4- Cimentação

Arquivo de fotos

Foto 1 até 5 – Pseudo-matriz. Grãos de mica detrítica entre os demais grãos do arcabouço. (aumento 10x)

Foto 6 até 10; 12 e 13 – Mica com orientação preferencial (aumento 10x)

Foto 9 até 11; 14 até 16 – Mica com orientação preferencial (aumento 20x)

Foto 17 até 19 – Fragmento de rocha metamórfica (aumento 20x)

Foto 20 até 22 – Albita (aumento 10x)

Foto 23 até 25 – Seleção e tamanho de grãos (aumento 2,5x)

Nº Amostra: lâmina PNF 2/3

Classificação: Arenito muito fino/Siltito

Descrição Microscópica

Textura: Laminada

Granulação: Areia muito fina/silte

Composição mineralógica:

CONSTITUINTES		%
Grãos do arcabouço total	300,0	100,0
	164,0	54,7
Quartzo monocristalino	159,0	53,0
Quartzo policristalino	5,0	1,7
Biotita	57,0	19,0
Muscovita	78,0	26,0
Zircão	1,0	0,3
Diagenéticos Total	73,0	100,0
Pseudo-matriz	73,0	100,0

Folk Atual		
Q	164,0	54,7
F	0,0	0,0
L	0,0	0,0
Total	164,0	54,7

VALORES NORMALISADOS A 100%		
Folk Atual		100,0
Q		100,0
F		0,0
L		0,0

Relações Texturais e Comentários

Seleção: Muito bem a bem selecionado

Arredondamento: Angular a arredondado

Esfericidade: Baixa

Contatos: Flutuante (R); Pontual (R); Reto ou Longo (C); Côncavo-Convexo (P); Sutureado (R)

Empacotamento: Fechado/denso

A lâmina apresenta textura laminada. Grãos de muscovita, biotita e quartzo monocristalino possuem orientação preferencial e demarcam as lamina. Esses grãos estão bem formados. Essas laminações estão onduladas. Em uma metade da lâmina a ondulação é bem marcada, a dobra é mais fechada, em relação à outra metade. Presença de camadas onduladas compostas

predominantemente por quartzo monocristalinos de granulação mais grossa em comparação aos demais grãos observados. A rocha é bastante micácea.

A presença de pseudo-matriz é freqüente e está dispersa por toda a lâmina. É composta por illita-sericita-muscovita e está envolvendo todos os grãos do arcabouço.

A fração granulométrica observada é areia muito fina/site. Entre os grãos do arcabouço predominam os quartzos monocristalinos, seguidos de grãos de mica.

Ordem dos eventos

- 1- Deposição
- 2- Compactação
- 3- Cimentação/Substituição

Nº Amostra: Lâmina PNF 3/3

Classificação: Arenito muito fino

Descrição Microscópica

Textura: Laminada

Granulação: Areia muito fina/fina

Composição mineralógica:

CONSTITUINTES		%
Grãos do arcabouço total	300,0	100,0
	178,0	59,3
Quartzo monocristalino	104,0	34,7
Quartzo policristalino	74,0	24,7
Feldspato detrítico total	14,0	4,7
Plagioclásio Detrítico	14,0	4,7
Plagioclásio	14,0	4,7
Líticos total	82,0	27,3
Fragmentos de rocha Metamórfica Total		
Fragmento de rocha metamórfica	71,0	23,6
Fragmento de rocha Sedimentar Total	11,0	3,7
Fragmento de arenito	10,0	3,3
Fragmento de siltito	1,0	0,3
Biotita	3,0	1,0
Muscovita	21,0	7,0
Zircão	2,0	0,7
Diagenéticos Total	88,0	100,0
Cimento total	17,0	19,3
Substituições total	39,0	44,3
Pseudo-matriz	32,0	36,4
Clorita substituindo grão de mica	6,0	
Clorita substituindo grão indiferenciado	1,0	
Calcita poiquilotópica intergranular	7,0	

Folk		
Q	178,0	59,3
F	14,0	4,7
L	82,0	27,3
Total	274,0	91,3

VALORES NORMALISADOS A 100%		
Folk		100,0
Q		65,0
F		5,1
L		29,9

Relações Texturais e Comentários:

Seleção: Moderadamente a pobremente selecionado

Arredondamento: Angular a sub-arredondado

Esfericidade: Baixa

Contatos: Flutuante (C); Pontual (R); Reto ou Longo (C); Côncavo-Convexo (P); Sutureado (C)

Empacotamento: Fechado/Denso

Presença de grãos de mica, principalmente muscovita, entre os demais grãos do arcabouço com orientação preferencial. Os grãos de quartzo também estão orientados.

Há grãos de mica deformados entre os grãos do arcabouço, bem como fragmentos de rocha metamórfica, caracterizando a pseudo-matriz. Ocorrem grãos de mica detríticas, bem como recristalizadas e bem formadas.

Entre os fragmentos de rocha, predominam os fragmentos de rocha metamórfica (biotita xisto/filito e muscovita xisto/filito). A presença de fragmentos sedimentares e metasedimentares é comum.

Grãos de zircão estão presentes de forma dispersa na lâmina e em pouca quantidade. A presença de fragmentos de rocha é intensa, como por exemplo, fragmentos de xistos/filitos e metasedimentares. Entre os cristais de quartzo, predominam os monocristalinos. Os grãos de feldspato são comuns.

A fração granulométrica predominante é de areia fina/muito fina. Presença de níveis de fração areia média intercalados aos níveis mais finos. A composição, no entanto, não varia significativamente pela lâmina.

O cimento é composto por calcita e está presente em toda a lâmina. Porém, devido ao alto grau de compactação a qual a rocha foi submetida, sua presença está limitada ao preenchimento de pequenos espaços vazios. Nos locais onde a presença de cimentos é mais freqüente, o contato flutuante é comum.

A presença de clorita compondo cimento é comum, porém menos freqüente do que o cimento carbonático. Não foi possível observar relação entre os cimentos, por isso a seqüência de formação dos mesmos não foi estabelecida. A clorita também está presente substituindo mica e grãos indiferenciados.

Ordem dos eventos

- 1- Deposição
- 2- Compactação
- 3- Cimentação/Substituição

Nº Amostra: Lâmina PNF 3/4

Classificação: Arenito Fino

Descrição Microscópica

Textura: Caótica

Granulação: Areia fina

Composição mineralógica:

CONSTITUINTES		%
Grãos do arcabouço total	300,0	100
	196,0	65,3
Quartzo monocristalino	165,0	55,0
Quartzo policristalino	31,0	10,3
Feldspato detrítico total	13,0	4,3
K-feldspato detrítico total	0,0	0,0
Plagioclásio Detrítico	13,0	4,3
Plagioclásio	13,0	4,3
Líticos total	54,0	18,0
Fragmentos de rocha Metamórfica Total		
Fragmento de rocha metamórfica	42,0	14,0
Fragmento de rocha Sedimentar Total	9,0	3,0
Fragmento de arenito	8,0	2,7
Fragmento de siltito	1,0	0,3
Fragmentos de rocha Vulcânica Total	3,0	1,0
Fragmento de rocha vulcânica com textura micrográfica	3,0	1,0
Biotita	3,0	1,0
Muscovita	26,0	8,7
Minerais opacos	4,0	1,3
Outros constituintes detríticos	1,0	0,3
Diagenéticos Total	40,0	0,0
Cimento total	16,0	0,0
Pseudo-matriz	24,0	0,0
Calcita poiquilotópica intergranular	6,0	

Folk		
Q	196,0	65,3
F	13,0	4,3
L	54,0	18,0
Total	263,0	87,7

VALORES NORMALISADOS A 100%		
Folk		100,0
Q		74,5
F		4,9
L		20,5

Relações Texturais e Comentários

Seleção: Pobrememente a muito pobrememente selecionado

Arredondamento: Angular a arredondado

Esfericidade: Baixa

Contatos: Flutuante (C); Pontual (R); Reto ou Longo (C); Côncavo-Convexo (P); Suturado (R)

Empacotamento: Frouxo/aberto

A lâmina possui predominantemente um aspecto maciço, não apresentando nenhuma estrutura aparente. Isso caracteriza a textura caótica. Porém, em posições restritas da lâmina os grãos de mica fornecem um aspecto laminado à rocha.

A fração granulométrica predominante é de areia fina, porém a presença de grãos de fração granulométrica areia média é comum.

A presença de pseudo-matriz é comum, sendo composta por de illita-sericita-muscovita. Essa feição não é primária, uma vez que provavelmente seja resultado da compactação de fragmentos de rochas metamórficas (xisto e fílitto).

Observa-se cimento composto por calcita, porém em menor frequência em relação à presença da pseudo-matriz. Conseqüentemente o tipo de contato côncavo-convexo é predominante. Há também calcitas poiquilotópica intergranular bem formadas.

A presença de fragmentos de rocha é comum, como por exemplo, fragmentos de xistos/filitos, metasedimentares, sedimentares e vulcânicos. Entre os cristais de quartzo, predominam os monocristalinos. A presença de feldspato é comum.

Ordem dos eventos

- 1- Deposição
- 2- Compactação
- 3- Cimentação

Nº Amostra: Lâmina PNF 3/5

Classificação: Arenito Fino

Descrição Microscópica

Textura: Laminada

Granulação: Areia fina

Composição mineralógica:

CONSTITUINTES		%
Grãos do arcabouço total	300,0	100,0
	203,0	67,7
Quartzo monocristalino	120,0	40,0
Quartzo policristalino	83,0	27,7
Feldspato detrítico total	15,0	5,3
K-feldspato detrítico total		0,3
Microclínio	1,0	0,3
Plagioclásio Detrítico	15,0	5,0
Plagioclásio	15,0	5,0
Líticos total	63,0	22,3
Fragmentos de rocha Metamórfica Total		0,0
Fragmento de rocha metamórfica	56,0	18,7
Fragmento de rocha Sedimentar Total	5,0	1,7
Fragmento de arenito	5,0	1,7
Fragmentos de rocha Vulcânica Total	2,0	0,7
Fragmento de rocha vulcânica com textura micrográfica	2,0	0,7
Muscovita	12,0	4,0
Clorita	3,0	1,0
Zircão	2,0	0,7
Diagenéticos Total	55,0	100,0
Cimento total	9,0	16,4
Substituições total	31,0	56,4
Pseudo-matriz	15,0	27,3
Clorita substituindo grão de mica	4,0	
Calcita poiquilotópica intergranular	8,0	
Calcita poiquilotópica substituindo grão de feldspato indiferenciado	12,0	

Folk		
Q	203,0	67,7
F	16,0	5,3
L	63,0	22,3
Total	282,0	95,3

VALORES NORMALISADOS A 100%		
Folk		100,0

Q		71,0
F		5,6
L		23,4

Relações Texturais e Comentários

Seleção: Moderadamente a pobremente selecionado

Arredondamento: Angular a sub-arredondado

Esfericidade: Baixa

Contatos: Flutuante (R); Pontual (R); Reto ou Longo (C); Côncavo-Convexo (P); Suturado (R)

Empacotamento: Fechado/Denso

Os grãos de mica e de quartzo possuem orientação preferencial, o que fornece o aspecto laminado à rocha. A presença de fragmentos de rocha, principalmente metamórficas, é intensa. Esses cristais estão presentes como cristais bem formados, bem como se encontram deformados e exprimidos entre os demais grãos do arcabouço, caracterizando a pseudo-matriz.

A cimentação é composta por calcita, porém devido ao alto grau de compactação, a presença de cimento não é intensa. Ocorrem também cristais de calcita bem formados entre os grãos do arcabouço, bem como substituindo grão de plagioclásio. A cimentação por clorita está presente, porém em menor quantidade em relação à cimentação carbonática. A presença de clorita como mineral acessório e substituindo grãos de mica também é comum. Não foi observada uma porção onde fosse possível relacionar a cimentação por calcita e por clorita, portanto a relação quanto a ordem de formação entre os dois cimentos não foi estabelecida.

A rocha é texturalmente imatura, possuindo cristais predominantemente angulosos. Entre os minerais acessórios destacam-se a clorita, o zircão e a glauconita em menor quantidade. A lâmina apresenta gradação inversa. A base é composta por grãos com granulometria fração areia fina. O topo é composto por grãos de fração granulométrica areia média/grossa. A moda observada na lâmina é de areia fina, porém em direção ao topo ocorrem grãos de fração areia grossa e média. A variação granulométrica é bem nítida.

Ordem dos eventos

- 1- Deposição
- 2- Compactação
- 3- Cimentação/Substituição

Arquivo de fotos

Foto 1 até 3 – Presença de albita, qtzo mono, qtoz poli, fragmento metamórfico. (Aumento 10x).

Foto 4 até 9 – Cimento carbonático (Aumento 20x)

Foto 10 até 13 – Fragmento metamórfico (Aumento 10x)

Foto 14 até 17 – Porção basal: areia fina; topo: areia média/grossa (Aumento 2,5x)

Foto 18 até 21 – Areia média grossa: direção do topo. (Aumento 2,5x)

Anexo II

Dados de Paleocorrentes

Seção 1A - Giorgio						
Acamamento		Valores Brutos		Estrutura	Paleocorrente Corrigida	
Direção	Mergulho	Direção	Mergulho		Direção	Mergulho
Seção 1A - Paulo						
Acamamento		Valores Brutos		Estrutura	Paleocorrente Corrigida	
Direção	Mergulho	Direção	Mergulho		Direção	Mergulho
301	34	292	38	Marca de Sola (Flute cast)	294	4
308	40	284	37	Marca de Sola (Groove marks)	109	1
308	36	289	35	Marca de Sola (Prod cast?)	293	1
308	37	322	35	Marca de Sola (Groove marks)	139	-1
296	34	298	33	Marca de Sola (Groove marks)	118	-1
293	27	303	43	Laminação Cruzada (Ripple)	317	17
307	32	300	45	Laminação Cruzada (Ripple)	286	14
297	33	301	30	Marca de Sola (Groove marks)	120	-3
Seção 1B - André						
Acamamento		Valores Brutos		Estrutura	Paleocorrente Corrigida	
Direção	Mergulho	Direção	Mergulho		Direção	Mergulho
14	12	14	12	Marca de Sola (Flute cast)	14	0
330	10	46	2	Longitudinal Ribbon Scour Marks	226	0
346	10	30	10	Longitudinal Ribbon Scour Marks	29	3
292	15	36	15	Longitudinal Ribbon Scour Marks	32	18
22	15	300	25	Laminação Cruzada (Ripple)	269	27
22	15	360	15	Laminação Cruzada (Ripple)	281	6
22	15	314	25	Laminação Cruzada (Ripple)	280	24
22	15	305	10	Laminação Cruzada (Ripple)	240	16
328	10	72	2	Marca de Sola (Flute cast?)	71	4
336	15	312	30	Laminação Cruzada (Ripple)	293	17
336	15	338	32	Laminação Cruzada (Ripple)	340	17
336	15	345	31	Laminação Cruzada (Ripple)	353	16
336	15	280	30	Laminação Cruzada (Ripple)	252	25
298	35	290	35	Laminação Cruzada (Ripple)	205	5

298	35	288	40	Laminação Cruzada (Ripple)	243	8
298	35	235	20	Eixo Dobra Convoluta	241	2
298	35	75	2	Eixo Dobra Convoluta	68	27
300	30	350	32	Laminação Cruzada (Ripple)	48	25
300	30	320	31	Laminação Cruzada (Ripple)	33	10
300	30	335	28	Laminação Cruzada (Ripple)	52	17
310	15	298	20	Laminação Cruzada (Ripple)	268	6
270	20	244	30	Laminação Cruzada (Ripple)	210	15
310	20	336	25	Laminação Cruzada (Ripple)	26	11
310	20	260	10	Longitudinal Ribbon Scour Marks	81	-3
310	20	282	28	Laminação Cruzada (Ripple)	242	14
310	20	331	20	Laminação Cruzada (Ripple)	50	7
313	19	312	30	Laminação Cruzada (Ripple)	310	11
313	19	324	22	Laminação Cruzada (Ripple)	10	5
313	19	323	20	Laminação Cruzada (Ripple)	31	3
340	22	302	37	Laminação Cruzada (Ripple)	271	23
340	22	270	36	Laminação Cruzada (Ripple)	238	34
340	22	290	25	Laminação Cruzada (Ripple)	235	20
288	20	312	24	Laminação Cruzada (Ripple)	5	10
310	26	267	35	Laminação Cruzada (Ripple)	223	23
310	26	289	36	Laminação Cruzada (Ripple)	253	15
344	20	292	35	Laminação Cruzada (Ripple)	261	27
344	20	294	22	Laminação Cruzada (Ripple)	236	18
332	17	282	27	Laminação Cruzada (Ripple)	246	17
332	17	292	30	Laminação Cruzada (Ripple)	265	17
322	18	312	30	Laminação Cruzada (Ripple)	296	13
322	18	310	20	Laminação Cruzada (Ripple)	253	4
300	25	320	30	Laminação Cruzada (Ripple)	11	10
342	10	322	23	Laminação Cruzada (Ripple)	308	14
342	10	335	23	Laminação Cruzada (Ripple)	330	13
324	12	348	21	Laminação Cruzada (Ripple)	13	11
344	12	336	29	Laminação Cruzada (Ripple)	344	17
322	12	322	12	Estratificação Cruzada	233	0
322	12	276	22	Estratificação Cruzada	245	16
322	12	16	31	Estratificação Cruzada (?)	36	26
Seção 2A - Pedro						
Acamamento		Valores Brutos		Estrutura	Paleocorrente Corrigida	
Direção	Mergulho	Direção	Mergulho		Direção	Mergulho
30	10	330	15	Marca de Sola (Flute cast)	332	10
30	10	355	5	Marca de Sola (Groove marks)	175	-3
30	10	2	5	Marca de Sola (Groove marks)	182	-4
30	10	66	5	Eixo Dobra Convoluta	246	-3
336	15	340	20	Laminação Cruzada (Ripple)	341	15
336	5	330	10	Laminação Cruzada (Ripple)	324	5
336	5	330	10	Laminação Cruzada (Ripple)	324	5
336	5	334	25	Laminação Cruzada (Ripple)	334	20
336	5	328	10	Laminação Cruzada (Ripple)	320	5
336	5	16	10	Eixo Dobra Convoluta	16	6
336	5	20	5	Eixo Dobra Convoluta	20	1
336	5	28	5	Eixo Dobra Convoluta	28	2
336	5	30	0	Eixo Dobra Convoluta	210	-3
336	5	38	12	Eixo Dobra Convoluta	37	10
336	5	8	8	Eixo Dobra Convoluta	8	4
336	5	344	20	Laminação Cruzada (Ripple)	347	15

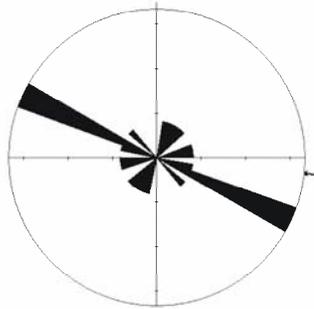
360	5	30	5	Laminação Cruzada (Ripple)	105	3
360	5	310	10	Laminação Cruzada (Ripple)	281	8
360	5	80	10	Eixo Dobra Convoluta	79	9
360	5	340	25	Laminação Cruzada (Ripple)	232	28
360	5	336	15	Laminação Cruzada (Ripple)	325	11
360	5	344	15	Laminação Cruzada (Ripple)	336	10
360	5	350	15	Laminação Cruzada (Ripple)	345	10
360	5	318	15	Laminação Cruzada (Ripple)	302	12
14	5	334	30	Laminação Cruzada (Ripple)	328	26
14	5	340	15	Laminação Cruzada (Ripple)	326	11
14	5	5	15	Laminação Cruzada (Ripple)	1	10
352	5	336	5	Laminação Cruzada (Ripple)	254	1
348	2	296	30	Laminação Cruzada (Ripple)	293	29
348	2	340	15	Laminação Cruzada (Ripple)	339	13
348	2	310	15	Laminação Cruzada (Ripple)	305	13
348	2	320	15	Laminação Cruzada (Ripple)	316	13
30	5	20	10	Laminação Cruzada (Ripple)	10	5
30	10	300	15	Laminação Cruzada (Ripple)	282	16
30	5	320	10	Laminação Cruzada (Ripple)	291	10
30	5	340	25	Laminação Cruzada (Ripple)	331	22
4	5	304	10	Laminação Cruzada (Ripple)	274	9
4	5	326	10	Laminação Cruzada (Ripple)	299	7
4	5	310	15	Laminação Cruzada (Ripple)	292	13
4	5	300	0	Marca de Sola (Groove marks)	120	-2
4	5	314	20	Laminação Cruzada (Ripple)	302	17
4	5	310	10	Laminação Cruzada (Ripple)	280	8
4	5	310	20	Laminação Cruzada (Ripple)	297	18
4	5	346	10	Laminação Cruzada (Ripple)	330	5
20	2	313	5	Laminação Cruzada (Ripple)	289	5
20	2	312	15	Laminação Cruzada (Ripple)	305	14
20	5	28	5	Marca de Sola (Groove marks)	28	0
34	2	320	15	Laminação Cruzada (Ripple)	313	25
34	2	310	10	Laminação Cruzada (Ripple)	299	10
30	10	309	30	Laminação Cruzada (Ripple)	292	30
30	10	315	21	Laminação Cruzada (Ripple)	288	21
360	5	308	31	Laminação Cruzada (Ripple)	301	28
312	5	278	12	Laminação Cruzada (Ripple)	259	8
10	5	336	11	Laminação Cruzada (Ripple)	314	7
10	5	337	12	Laminação Cruzada (Ripple)	318	8
34	2	323	11	Laminação Cruzada (Ripple)	313	11
14	5	324	20	Laminação Cruzada (Ripple)	312	17
10	5	324	11	Laminação Cruzada (Ripple)	299	8
4	5	316	12	Laminação Cruzada (Ripple)	293	9
34	2	337	17	Laminação Cruzada (Ripple)	331	16

Seção 3A - André

Acamamento		Valores Brutos		Estrutura	Paleocorrente Corrigida	
Direção	Mergulho	Direção	Mergulho		Direção	Mergulho
292	19	322	32	Laminação Cruzada (Ripple) (?)	351	18
292	19	358	21	Laminação Cruzada (Ripple)	49	22
292	19	251	20	Laminação Cruzada (Ripple)	187	13
292	18	304	26	Laminação Cruzada (Ripple)	327	9
292	18	302	36	Laminação Cruzada (Ripple)	311	19
292	18	295	25	Laminação Cruzada (Ripple)	302	7

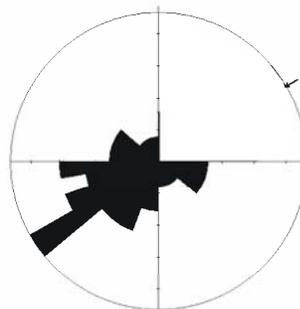
293	21	312	9	Laminação Cruzada (Ripple)	100	13
Seção 3B - André						
Acamamento		Valores Brutos		Estrutura	Paleocorrente Corrigida	
Direção	Mergulho	Direção	Mergulho		Direção	Mergulho
293	21	329	36	Laminação Cruzada (Ripple)	359	22
Seção 3C - Giorgio						
Acamamento		Valores Brutos		Estrutura	Paleocorrente Corrigida	
Direção	Mergulho	Direção	Mergulho		Direção	Mergulho
Seção 3D - Giorgio						
Acamamento		Valores Brutos		Estrutura	Paleocorrente Corrigida	
Direção	Mergulho	Direção	Mergulho		Direção	Mergulho
22	7	350	6	Laminação Cruzada (Ripple)	261	4
22	7	350	1	Laminação Cruzada (Ripple)	207	6
Seção 3E - Paulo						
Acamamento		Valores Brutos		Estrutura	Paleocorrente Corrigida	
Direção	Mergulho	Direção	Mergulho		Direção	Mergulho
292	13	312	32	Laminação Cruzada (Ripple)	324	20

Marcas de Sola
Seção 1A



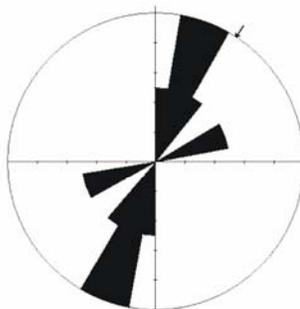
No. de medidas = 12
Sector angle = 10°
Máximo = 33,3% [4 medidas]
Direção média = 276 (azim.)

Planos de Laminação Cruzada
Seção 1A



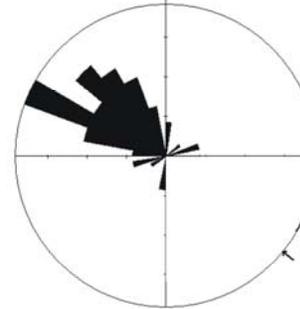
No. de medidas = 43
Sector angle = 10°
Máximo = 14% [6 medidas]
Direção média = 239 (azim.)

Eixo de dobra
Seção 2A



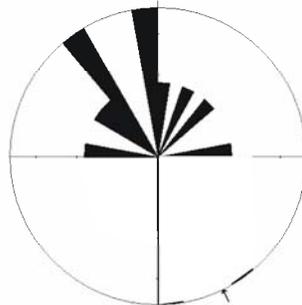
No. de medidas = 8
Sector angle = 10°
Máximo = 25% [2 medidas]
Direção média = 213 (azim.)

Planos de Laminação Cruzada
Seção 2A



No. de medidas = 47
Sector angle = 10°
Máximo = 19,1% [9 medidas]
Direção média = 312 (azim.)

Planos de Laminação Cruzada
Seção 3



No. de medidas = 11
Sector angle = 10°
Máximo = 18,2% [2 medidas]
Direção média = 334 (azim.)