

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

**Análise de Fácies e Modelo Paleodeposicional**  
**da Plataforma Siliciclástica Ordoviciano da**  
**Pré-Cordilheira Argentina**

Autor: Paulo Augusto Moretti Júnior

Orientador: Prof. Dr. Giorgio Basilici

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

# **Análise de Fácies e Modelo Paleodeposicional da Plataforma Siliciclástica Ordoviciano da Pré-Cordilheira Argentina**

Autor: Paulo Augusto Moretti Júnior  
Orientador: Prof. Dr. 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 do Instituto de Geociências como requisito para a obtenção do título de Mestre em Ciências e Engenharia de Petróleo.

Campinas, 2009  
SP - Brasil

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

M817a Moretti Junior, Paulo Augusto  
Análise de fácies e modelo paleodeposicional da  
plataforma siliciclástica ordoviciana da Pré-Cordilheira  
Argentina / Paulo Augusto Moretti Junior. --Campinas,  
SP: [s.n.], 2009.

Orientador: Giorgio Basilici.  
Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual de  
Campinas, Faculdade de Engenharia Mecânica e  
Instituto de Geociências.

1. Bacias sedimentares. 2. Fácies (Geologia). 3.  
Sedimentologia. 4. Reservatório - Sedimentação. I.  
Basilici, Giorgio. II. Universidade Estadual de  
Campinas. Faculdade de Engenharia Mecânica e  
Instituto de Geociências. III. Título.

Título em Inglês: Facies analysis and paleodepositional model of the ordovician  
siliciclastic shelf of the Argentine Precordillera

Palavras-chave em Inglês: Sedimentation basin, Facies (Geology),  
Sedimentology, Reservoir sedimentation

Área de concentração: Reservatórios e Gestão

Titulação: Mestre em Ciências e Engenharia de Petróleo

Banca examinadora: Henrique Rosa, Saul Barisnik Suslick

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**

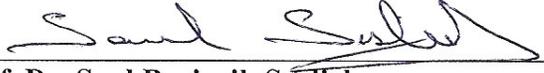
**Análise de Fácies e Modelo Paleodeposicional**  
**da Plataforma Siliciclástica Ordoviciano da**  
**Pré-Cordilheira Argentina**

Autor: Paulo Augusto Moretti Júnior  
Orientador: Prof. Dr. Giorgio Basili

A Banca Examinadora composta pelos membros abaixo aprovou esta Dissertação:

  
\_\_\_\_\_  
**Prof. Dr. Giorgio Basili, Presidente**  
**Instituição: Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP)**

  
\_\_\_\_\_  
**Dr. Henrique Rosa**  
**Instituição: Petróleo Brasileiro S.A. (PETROBRAS)**

  
\_\_\_\_\_  
**Prof. Dr. Saul Barisnik Suslick**  
**Instituição: Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP)**

Campinas, 16 de fevereiro de 2009.

## **Dedicatória**

Dedico esta dissertação aos meus pais,  
Jacira e Paulo.

## **Agradecimentos**

Agradeço a todos que me apoiaram e contribuíram para a conclusão desta dissertação.

Ao meu professor orientador, Dr. Giorgio Basilici, pelo incentivo, pelas idéias e pela paciência durante todo o período em que convivemos.

Aos meus pais, Jacira e Paulo, pelo exemplo, dedicação e carinho, e por estarem sempre ao meu lado.

À Ana Isabel, por todo amor, eterno carinho e apoio, por estar ao meu lado em todas as decisões e por toda a ajuda na elaboração desta dissertação.

Ao sempre companheiro, amigo e (quase) irmão André Henrique, pelo apoio, incentivo e discussões produtivas para este trabalho; aos também companheiros de campo, Pedro de Luca e Adriano Cutolo, e aos companheiros de trabalho, Celso Guirro, Giotto e Dorval, pela ajuda e pelas discussões.

Ao Henrique Rosa pelo intenso incentivo e pelas sábias palavras, sempre nos momentos certos.

Aos meus queridos, pelas risadas, pela companhia e pelo apoio: Daniele, amiga excêntrica; Luis Gustavo, amigo de todas as horas; Regina, Herb e Tico, família abençoada; Ana Maria e Eduardo, pais que ganhei de presente; meus avós Pedra e Pedro, sempre carinhosos; meus tios, tias e primos, pelos momentos de alegria.

À Petrobras, por permitir dedicar parte do tempo de trabalho na elaboração desta dissertação.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP, pelo financiamento durante a atividade de Mestrado e pelo apoio em congressos e etapas de campo.

*“A investigação da geologia de todos os lugares visitados era muito mais importante do que a história natural, de vez que aqui o raciocínio entra em ação. Ao examinar inicialmente uma nova região, nada parece mais sem esperanças do que o caos de pedras; mas quando se registram a estratificação e a natureza de pedras e fósseis em muitos pontos, sempre raciocinando e prevendo o que vai ser encontrado em outros lugares, a luz logo começa a se fazer sobre a região e toda a estrutura se torna mais ou menos inteligível.”*

*Charles Darwin (Autobiografia)*

*“Não há um impulso ao conhecimento  
e à verdade, mas tão somente um  
impulso à crença na verdade. O  
conhecimento puro é desprovido de  
impulso.”*

*“A humanidade possui, no  
conhecimento, um belo meio para o  
declínio.”*

*Nietzsche (Sobre Verdade e Mentira)*

## Resumo

MORETTI Jr., P. A., *Análise de Fácies e Modelo Paleodeposicional da Plataforma Siliciclástica Ordoviciano da Pré-Cordilheira Argentina*, Campinas, Faculdade de Engenharia Mecânica e Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 2009. 105 p. Dissertação (Mestrado).

Esta dissertação consiste no estudo sedimentológico e paleodeposicional de quatro unidades litoestratigráficas da Pré-Cordilheira Argentina, depositadas durante o Ordoviciano: Formação Portezuelo del Tontal (FPT), Formação Sierra de La Invernada (FSI), Formação Gualcamayo (FG) e Formação Los Azules (FLA). A FG e a FLA são caracterizadas por lamitos e margas depositados por decantação. A FPT é constituída por uma alternância entre arenitos finos a muito finos e lamitos. Os arenitos são frequentemente bipartidos: a porção basal, de granulometria areia média a fina, é espessa e maciça, apresentando intraclastos lamosos, tapetes de tração. A porção superior possui granulometria mais fina e é menos espessa, com laminação cruzada truncante anisotrópica (*anisotropic hummocky cross stratification*). Os arenitos são interpretados como gerados por fluxos gravitacionais influenciados por tempestades. A presença de laminação cruzada truncante na parte superior das camadas demonstram que a sedimentação ocorreu acima do nível de ondas de tempestades e que um fluxo gravitacional se desenvolveu concomitantemente às tempestades. A FSI é caracterizada por arenitos muito finos com laminação truncante anisotrópica intercalada com lamitos arenosos produzidos por correntes de turbidez muito diluídas e por decantação. A FSI apresenta abundantes icnofósseis, o que indica uma atividade biológica bentônica ativa. O sistema deposicional da FPT e da FSI é uma plataforma dominada por atividade de tempestades. A parte superior da FSI e a FPT são litologicamente semelhantes e ambas apresentam direções de paleocorrentes de norte para sul, o que evidencia que eram parte de uma mesma bacia. Os arenitos mais grossos e espessos, representados pelos depósitos da FPT, teriam passado por ambientes mais rasos (FSI) e se depositado em áreas mais profundas (FPT). Os depósitos arenosos muito finos gerados por tempestades são característicos de áreas mais rasas e proximais (FSI). A margem ocidental do Gondwana, durante o Meso e Neo-Ordoviciano, foi uma plataforma siliciclástica dominada por tempestades, com aprofundamento para sul localizada em uma bacia do tipo antepaís.

### *Palavras Chave:*

Laminação Cruzada Truncante Anisotrópica; Pré-Cordilheira Argentina; Plataforma Siliciclástica; Ordoviciano

## **Abstract**

MORETTI Jr., P. A., *Facies Analysis and Paleodepositional Model of the Ordovician Siliciclastic Shelf of the Argentine Precordillera*, Campinas, Faculdade de Engenharia Mecânica e Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 2009. 105 p. Dissertação (Mestrado)

This work consists in the study of sedimentological and paleodepositional features of four Ordovician lithostratigraphic units of the Precordillera Argentina: Portezuelo del Tontal Formation (PTF), Sierra de La Invernada Formation (SIF), Gualcamayo Formation (GF) and Los Azules Formation (LAF). The PTF is represented by alternating fine- to very fine grained sandstone and shale. Most sandstone strata are bipartite: a thicker lower part, medium to medium-fine grained size, massive, showing buoyant muddy clasts or traction carpet, and a thinner upper part, very fine in grain size, with anisotropic hummocky cross-stratifications. The sandstone is interpreted as gravitational flow generated by and combined with storms. The presence of anisotropic hummocky cross-stratification in the upper part of the strata testifies that the sedimentation occurred above the storm wave base and that the gravitational flow developed contemporaneously to the storm activity. The SIF is characterized by very fine-grained sandstone showing anisotropic hummocky cross stratifications, alternated with sandy pelite showing thin sandstone beds produced by low-density turbidity currents. The SIF is rich in ichnofossils, testifying a high biological benthic activity. The LAF and GF are characterized by shale and marl facies deposited mainly by settling. The depositional system of the PTF and SIF is dominated by storm activity. The transition of the upper part of the SIF to lithologies similar to PTF and analogous paleocurrent directions, from north to south, suggests that both formations take part of the same depositional basin. The thicker and coarser sandstones, represented by the PTF deposits, bypassed shallower areas (SIF) and deposited in deeper areas (FPT). Very fine storm generated sandy deposits in SIF were characterized by shallower and proximal areas. The western margin of the Gondwana in the middle-late Ordovician was characterized by storm-dominated siliciclastic shelf deposits in a foreland basin. The margin showed a progressive deepening toward south.

### *Key Words:*

Anisotropic Hummocky Cross-Stratification; Argentine Precordillera; Siliciclastic Shelf; Ordovician

# Índice

<b>Lista de Figuras</b> .....	xiii
<b>Lista de Quadros</b> .....	xviii
<b>Capítulo 1 Introdução</b> .....	1
<b>Capítulo 2 Estado da Arte</b> .....	3
<b>2.1 Pré-Cordilheira Argentina</b> .....	3
<b>2.1.1 Contexto Regional</b> .....	3
<b>2.1.2 Evolução Depositional Ordoviciano da Pré-Cordilheira Argentina</b> .....	10
<b>2.2 Mecanismos Depositionais: Fluxos Combinados e Fluxos Unidirecionais</b> .....	12
<b>2.2.1 Fluxos Combinados: do Modelo Teórico ao Laboratório</b> .....	12
<b>2.2.2 Fluxos Combinados: do Campo ao Laboratório</b> .....	14
<b>2.2.3 Fluxos Unidirecionais (Hiperpicnais)</b> .....	20
<b>Capítulo 3 Materiais e Métodos</b> .....	23
<b>3.1. Aquisição de Dados</b> .....	23
<b>3.2. Organização dos Dados</b> .....	24
<b>Capítulo 4 Descrição das Unidades</b> .....	26
<b>4.1 Análise da Formação Gualcamayo e da Formação Los Azules</b> .....	26
<b>4.1.1 Formação Gualcamayo (FG)</b> .....	27
<b>4.1.2 Formação Los Azules (FLA)</b> .....	28

<b>4.2 Formação Portezuelo del Tontal (FPT)</b> .....	30
<b>4.2.1 Litofácies: Descrição e Interpretação</b> .....	34
<b>4.2.2 Dados de Paleocorrentes</b> .....	53
<b>4.2.3 Elementos Arquiteturais</b> .....	53
<b>4.3 Formação Sierra de La Invernada (FSI)</b> .....	57
<b>4.3.1 Litofácies: Descrição e Interpretação</b> .....	59
<b>4.3.2 Estudo Icnológico da Formação Sierra de La Invernada</b> .....	66
<b>4.3.4 Elementos Arquiteturais</b> .....	72
<b>Capítulo 5 Discussões</b> .....	76
<b>5.1 Relações Depositionais entre as Formações Portezuelo del Tontal e Sierra de La Invernada: Modelo de Trato de Fácies</b> .....	76
<b>5.2 Modelo Paleodeposicional das Formações Gualcamayo, Los Azules, Portezuelo del Tontal e Sierra de La Invernada</b> .....	82
<b>Capítulo 6 Conclusões</b> .....	91
<b>Referências Bibliográficas</b> .....	95

## Lista de Figuras

- Figura 2.1: Localização da Pré-Cordilheira Argentina e principais unidades geológicas e morfo-estruturais do oeste Argentino (adaptado de Keller, 1999). As setas indicam as regiões onde foram descritos os afloramentos.....4
- Figura 2.2: Vergência das três sub-unidades tectono-sedimentares da Pré-Cordilheira Argentina (adaptado de Ramos, 1999).....5
- Figura 2.3: Esboço da seção estrutural da Pré-Cordilheira Argentina (adaptado de Von Gosen, 1992). (A) Seção estrutural atual; (B) Seção restaurada pré-Terciário.....6
- Figura 2.4: Processo de rifteamento da Pré-Cordilheira no Laurentia (*Ouachita embayment*), durante o Cambriano inferior (adaptado de Thomas & Astini, 2003).....8
- Figura 2.5: Processo de deriva (*drift*) (A) e colisão (B) da Pré-Cordilheira Argentina com o Gondwana (adaptado de Thomas *et al.*, 2002). PC: Pré-Cordilheira, Oc: *Foreland* Ocloyica, TAC: *Foreland* Tacônica e A-OT: Falha transformante Alabama-Oklahoma.....8
- Figura 2.6: (A) Modelo de *detachment* em baixo ângulo proposto por Keller (1999) com a Pré-Cordilheira Argentina como um platô marginal; (B) Seção entre o Cráton do Laurentia e a margem da Pré-Cordilheira durante o Cambriano superior e sua evolução em (C) durante o Meso e Neo-Ordoviciano, período interpretado como a separação de Laurentia.....9
- Figura 2.7: Adaptação do ordenamento bioestratigráfico proposto por Bordonaro (1999) para as unidades em estudo.....10
- Figura 2.8: Modelo do ambiente deposicional da Formação Portezuelo del Total (adaptado de Spalletti *et al.*, 1989).....11
- Figura 2.9: Esboço do túnel de fluxo combinado. O fluxo oscilatório é gerado pelo movimento dos pistões e o fluxo unidirecional por uma bomba de fluidos na base do aparelho (adaptado de Dumas *et al.*, 2005).....14
- Figura 2.10: Tipos de *Hummocky Cross Stratification* (adaptado de Cheel & Leckie, 1993).....16
- Figura 2.11: Perfis experimentais da capacidade de concentração de sedimentos suspensos por espessura da pluma de sedimentos acima da camada em três condições: somente correntes

unidirecionais, somente ondas e fluxos combinados. Note que fluxos combinados possuem maior capacidade de carregar sedimentos (adaptado de Murray *et al.*, 1991).....16

Figura 2.12: Casos extremos do modelo de fluxos combinados com os respectivos esboços do registro sedimentar idealizado para estes casos. Em (A) formação da “Seqüência de Bouma” onde somente um fluxo unidirecional em dissipação atuaria e em (B) formação de uma camada com *Hummocky Cross Stratification* (HCS) idealizado gerada sob a influência de fluxos oscilatório em dissipação  $U_o$  = fluxo oscilatório e  $U_u$  = fluxo unidirecional (adaptado de Myrow & Southard, 1991).....17

Figura 2.13: Modelo preditivo da origem da estratificação e marcas de sola para as possíveis combinações de processos atuantes durante tempestades (adaptada de Myrow & Southard, 1996).....19

Figura 2.14: Estratificação sintética elaborada por Dumas *et al.* (2005). Escalas vertical e horizontal são as mesmas. A direção da corrente é da esquerda para a direita. O diagrama foi obtido em duas condições: em (A) durante fluxos puramente oscilatórios e em (B) durante a atuação de fluxos combinados com a componente oscilatória predominante. A ilustração mostra feições diagnósticas observadas na estratificação gerada, sendo elas: (1) variações na direção da estratificação; (2) condições de “cavalgamento” (*climbing*); (3) crescimento espontâneo de um *hummock* (domo) em um *swale* (depressão); (4) truncamento se torna concordante lateralmente; (5) espessamento e adelgaçamento de uma mesma lâmina e (6) lâminas mergulham em ângulos muito menores quando comparados aos HCS clássicos ( $< 15^\circ$ ) (adaptado de Dumas *et al.* 2005).....20

Figura 4.1: Localização dos afloramentos das formações Gualcamayo e Los Azules.....26

Figura 4.2: Contato entre as formações San Juan (à esquerda, mais claro) e Gualcamayo (à direita, mais escuro). A atitude das camadas é subvertical.....27

Figura 4.3: Superfície de *Hardground* (superfície escura) no intervalo superior da Formação San Juan próximo ao contato com a Formação Gualcamayo.....29

Figura 4.4: (A) visão geral da seção; (B) visão geral do afloramento e em (C) detalhe da Formação Los Azules na típica litofácies de “Folhelhos negros”.....29

Figura 4.5: Localização das áreas estudadas na Pré-Cordilheira Argentina. PCA: Pré-Cordilheira Argentina, FG: Formação Gualcamayo, FLA: Formação Los Azules, FSI: Formação Sierra de La Invernada, FPT: Formação Portezuelo del Tontal e FYL: Formação Yerba Loca.....30

Figura 4.6: Seções A1, A2, A3 e A4 medidas na área do “Cerro del Arroyo Panteón” (adaptada de Henrique, 2005).....31

Figura 4.7: Localização das seções A5, A6 e A7 descritas da área “Cerro Casa de Piedra” (Henrique, 2005).....31

- Figura 4.8: Corpo de conglomerado arenoso que aflora por cerca de 7 km em direção NS e que se alterna com arenitos conglomeráticos. (A) Clastos de vários tamanhos sem orientação; (B) Contato conglomerado-arenito; (C) Afloramento do conglomerado próximo ao topo do perfil A7. O isqueiro em (B) é de 5 cm (Henrique, 2005).....33
- Figura 4.9: Síntese da litofácies “Arenitos bipartidos” nas FPT e FSI. Todas as figuras e as detalhadas estruturas sedimentares são reproduzidas de casos reais observados em campo. Em (A) Esboço com as principais características; (B) “Arenitos bipartidos”; (C) Turboglifos na base dos “Arenitos bipartidos”; (D) Clasto intraformacional nos “Arenitos bipartidos”; (E) Carpetes de tração nos “Arenitos bipartidos”; (F) Divisão superior dos “Arenitos bipartidos”; (G) Marcas de corrente cavalgante na divisão superior dos “Arenitos bipartidos”.....36
- Figura 4.10: Corpo de “Arenito bipartido”, indicado com a seta, que lateralmente diminui de espessura.....37
- Figura 4.11: (A) Gradação normal: Fração granulométrica diminui em direção ao topo da camada (nicóis cruzados); (B) Presença de fragmento sedimentar, fragmento metamórfico, mica detrítica, quartzo monocristalino e zircão (nicóis cruzados) (Fioriti, 2008).....39
- Figura 4.12: Modelo de evolução e deposição de “Arenitos bipartidos” e “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”.....41
- Figura 4.13: (A) Modelo sintético de HCS anisotrópicos produzido em laboratório por Dumas *et al.* (2005). HCS anisotrópicos na FPT (B) e (C) na FSI.....43
- Figura 4.14: Modelo de processo sedimentar da divisão superior dos “Arenitos bipartidos” ou dos “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”. O modelo é construído com base no diagrama de Dumas *et al.* (2005).....43
- Figura 4.15: Indicadores de paleocorrentes na FPT. (A) sentido de mergulho das microdobras; (B) marcas de sola em “Arenitos bipartidos”; (C) *foreset* de marcas de corrente em “Arenitos bipartidos”; (D) lineações de partição em “Arenitos bipartidos”. Valores corrigidos para camadas horizontalizadas (Basilici *et al.*, 2005).....45
- Figura 4.16: Em (A) Síntese das principais características dos “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” intercalados com “Folhelhos negros”; (B) “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”; (C) “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”. Os grãos são suportados pelo arcabouço e possuem forma angular e são constituídos por “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” intercalados com “Argilitos negros”; (D) “Folhelhos negros” com lentes de marcas de corrente; (E) Icnofósseis do tipo *Chondrites* ou *Planolites* são observados somente nos “Folhelhos negros”. Dimensões das escalas: a lapiseira possui 14,2 cm; a barra é graduada em centímetros; o bastão de Jacob é graduado cada 10 cm.....47
- Figura 4.17: “Arenito muito fino com HCS anisotrópico” exhibe uma geometria lenticular. Dimensão da escala: O martelo possui 27,5 cm de comprimento.....48

- Figura 4.18: (A) Sedimentos bem a moderadamente bem selecionados, com grau de arredondamento variando entre angular e subarredondado e esfericidade baixa (nicóis cruzados); (B) Mica deformada e confinada entre os grãos do arcabouço (nicóis cruzados); (C) Presença de quartzo monocristalino e policristalino, feldspato, fragmentos líticos, mica e minerais acessórios (nicóis cruzados); (D) Cimento composto por calcita poiquilótópica (nicóis cruzados). (Fioriti, 2008).....49
- Figura 4.19: Indicadores de paleocorrentes na FPT: (A) *foreset* de marcas de corrente em “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”; (B) lineações de partição em “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” .....49
- Figura 4.20: Em (A) Esboço da litofácies “Conglomerados areníticos e Arenitos conglomeráticos”; (B) “Conglomerados areníticos”; (C) “Arenitos conglomeráticos” e (D) paleocorrente em seixos imbricados. O martelo possui 27,5 cm de comprimento.....52
- Figura 4.21: Elementos arquiteturais (ou arquitetural) reconhecidos na FPT. Em (A) Camadas amalgamadas de “Arenito bipartido”; em (B) Camadas de “Arenito bipartido” com folhelhos intercalados; em (C) Camadas de “Arenito muito fino com HCS anisotrópicos” intercalados com “Folhelhos negros” e em (D) Camadas lenticulares de “Arenito conglomerático” e “Conglomerado arenítico” (adaptado de Henrique, 2005).....54
- Figura 4.22: Fotomontagem das seções 1 (A), 2 (B) e 3 (C) e localização das mesmas em foto de satélite (Landsat 5, composição 4, 5 e 7) (adapata de Moretti, 2005).....58
- Figura 4.23: Litofácies da FSI: em (A) Síntese das principais características; (B) e (C) “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”; (D) “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”, mostrando laminações convolutas.....60
- Figura 4.24: As camadas de “Arenito muito fino com HCS anisotrópicos” possuem uma continuidade horizontal que pode se estender por mais de 100 m (Moretti, 2005).....62
- Figura 4.25: Indicadores de paleocorrente: em (A) marcas de sola em “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”; (B) *foreset* de marcas de corrente em “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” .....62
- Figura 4.26: Em (A) Síntese das principais características com detalhe para os “Lamitos arenosos”; (B) “Lamitos areníticos laminados”; (C) “Lamitos areníticos laminados” com marcas de corrente que mostram estrutura de carga (*ripples load cast*); a polaridade das camadas é para baixo; (D) “Lamitos areníticos laminados” em estrutura tipo ondulada (*wavy*).....63
- Figura 4.27: Em (A) Síntese das principais características com detalhe para os lamitos arenosos; (B) “Camadas calcareníticas”; (C) Pelóides, prováveis oncóides parcialmente recristalizados e clastos de quartzo em percentual não superior a 10% de “Camadas calcareníticas” (lamina delgada em nicóis cruzados).....65

Figura 4.28: Fotos de icnofósseis encontrados na FSI. (A) e (B) *Arenicolites*; (C) *Diplocraterion*; (D) e (E) *Helminthopsis*; (F) *Helminthorhappe*; (G) *Paleodictyon*; (H), (I) e (J) *Paleophycus* e *Planolites*; (K) *Skolithos*; (L) e (M) *Thalassinoides*; (N) *Zoophycos*.....68

Figura 4.29: Zoneamento batimétrico das icnofácies proposto por Seilacher (1967). NOTB - Nível de ondas de tempo bom; NOT - Nível de ondas de tempestades. A figura de gradientes de estabilidade de condições ambientais físicas foi modificada de Pemberton *et al.* (1992). A nomenclatura da divisão batimétrica adotada é a mesma apresentada por Nichols (1998).....70

Figura 4.30: Principais feições dos elementos arquiteturais da FSI. Em (A) elemento arquitetural 1: Folhelhos negros; (B) elemento arquitetural 2: Lamitos areníticos laminados; (C) elemento arquitetural 3: “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” e “Camadas calcareníticas”; (D) elemento arquitetural 4: Arenitos e Conglomerados areníticos.....73

Figura 5.1: Distribuição espacial do modelo de areias em (A) segundo modelo clássico de Walker (1983) em que ocorre diminuição no espessamento e granulometria das areias e em (B) Myrow (1992), onde, desde a linha de costa até regiões mais distais, ocorre um espessamento e posterior adelgaçamento das camadas de areias (adaptado de Myrow, 1992).....77

Figura 5.2: Modelo de distribuição de corpos de arenitos em sistema de plataforma dominados por “fluxos de densidade concentrados modificados por ondas”. Em (A) Durante tempestades catastróficas; (B) tempestades normais e (C) tempo bom (adaptado de Basilici *et al.*, 2005).....80

Figura 5.3: Classificação do ambiente tectônico de proveniência de arenitos da Formação Portezuelo del Tontal, obtida por meio do método de Dickinson (1985). Diagrama triangular evidenciando diferenças na composição das areias derivadas de distintos terrenos de proveniência. Posterior a Dickinson (1985), baseado em áreas fonte (n = 43) (Fioriti, 2008).....84

Figura 5.4: Esboço ilustrando os principais mecanismos deposicionais durante condições de (A) tempestades catastróficas, (B) tempestades normais e (C) tempo bom (adaptado de Basilici *et al.*, 2005).....87

Figura 5.5: Esquema com os principais elementos deposicionais e estruturais de uma bacia do tipo antepaís (*mediterranean-type foreland basin*) (adaptado de Mutti *et al.* 2003).....88

Figura 5.6: Feição de empilhamento vertical idealizada de uma bacia de antepaís. Em um primeiro estágio ocorreria o afogamento de uma plataforma seguido pela deposição de depósitos finos (adaptado de Mutti *et al.*, 2003).....89

Figura 5.7: Modelo geotectônico alternativo para as bacias de sedimentação das FPT, FSI, FG e FLA (adaptado de Basilici *et al.*, 2005).....90

## **Lista de Quadros**

Quadro 2.1: Síntese da classificação de fluxos de densidade ( <i>sensu</i> Mulder & Alexander, 2001).....	22
Quadro 4.1: Síntese das principais características sedimentológicas das fácies da FPT.....	35
Quadro 4.2: Síntese dos principais características dos Elementos Arquiteturais da FPT.....	56
Quadro 4.3: Síntese das principais características sedimentológicas das fácies da FSI.....	61
Quadro 4.4: Síntese dos principais características dos elementos arquiteturais da FSI.....	75

## **Abreviaturas e Siglas**

**A-OT** – Falha transformante Alabama-Oklahoma;

**cm** – Centímetros;

**E** – Leste

**FG** – Formação Gualcamayo;

**FLA** – Formação Los Azules;

**FPT** – Formação Portezuelo del Tontal;

**FSI** – Formação Sierra de La Invernada;

**FYL** – Formação Yerba Loca

**HCS** – Hummocky Cross Stratification;

**HCSa** - Hummocky Cross Stratification anisotrópico;

**Kg** – Quilograma;

**Km** – Quilômetros;

**m** – Metro;

**m<sup>3</sup>** – Metro cúbico;

**Min** – Minutos;

**mm** – Milímetros;

**Mn** – Manganês;

**MpS** – Maximum Particle Size;

**N** – Norte;

**NOTB** – Nível de ondas de tempo bom;

**NOT** – Nível de ondas de tempestades;

**NW** - Noroeste

**O** – Oeste;

**Oc** – *Foreland* Ocloyica;

**PC** – Pré-Cordilheira;

**PCA** – Pré-Cordilheira Argentina;

**s** – Segundos;

**S** – Sul;

**SCS** – Swaley Cross Stratification;

**SSE** – Sul-Sudeste

**T** – Tempo;

**TAC** – *Foreland* Tacônica;

**U<sub>o</sub>** – Fluxo oscilatório;

**U<sub>u</sub>** – Fluxo unidirecional.

# Capítulo 1

## Introdução

As rochas ordovicianas da Pré-Cordilheira Argentina são motivo de estudo devido à carência na definição de um contexto deposicional e tectônico que leve em consideração a correlação sedimentológica e estratigráfica entre diversas unidades que afloram nesta região. Os estudos existentes das unidades ordovicianas apresentam enfoques predominantemente bioestratigráficos (Cuerda *et al.*, 1985; Brussa, 1997; Ortega *et al.*, 2006) e sedimentológicos (Spalletti *et al.*, 1989; Keller, 1999). Entretanto, a pouca quantidade de estudos em unidades com maior espessura, de grandes extensões, tectonicamente mais complexas e de acesso mais restrito (p. ex. Formação Sierra de La Invernada e Formação Yerba Loca) faz com que os modelos existentes não sejam consistentes.

As análises de carácter sedimentológico e estratigráfico foram realizadas nos afloramentos das formações Gualcamayo, Los Azules, Sierra de La Invernada e Portezuelo del Tontal. Os objetivos destas análises foram caracterizar os mecanismos de transporte e deposição e a distribuição de fácies sedimentares na plataforma siliciclástica ordoviciana da Pré-Cordilheira Argentina.

Como objetivos específicos desta dissertação, destacam-se:

i) Descrição sedimentológica e caracterização geométrica dos corpos sedimentares das unidades: Gualcamayo, Los Azules, Portezuelo del Tontal e Sierra de La Invernada;

ii) Determinação dos mecanismos de transporte e deposição de corpos sedimentares das formações em estudo;

iii) Estabelecimento das relações entre as formações Gualcamayo, Los Azules, Portezuelo del Tontal e Sierra de La Invernada;

iv) Definição do sistema deposicional para as formações Gualcamayo, Los Azules, Portezuelo del Tontal e Sierra de La Invernada;

v) Elaboração de um modelo paleogeográfico que considere e relacione as unidades ordovicianas em estudo.

A caracterização dos mecanismos e a definição dos sistemas deposicionais auxiliam na definição de um modelo paleodeposicional e paleogeográfico durante o Meso e Neo-Ordoviciano. Este modelo contribui para o entendimento da evolução tectônica da Pré-Cordilheira Argentina que, desde os anos 1980, constitui objeto de grande interesse no âmbito internacional (Thomas & Astini, 1996; Pankhurst & Rapela, 1998; Keller, 1999).

O modelo de fácies das unidades ordovicianas da Pré-Cordilheira Argentina, além de fundamental para o entendimento estratigráfico e tectônico da margem ocidental do Gondwana, constitui um modelo análogo para sistemas de plataformas clásticas e de relacionamento entre fluxos de tempestades e fluxos gravitacionais, que poderá ser empregado na predição da distribuição de fácies de reservatórios em alvos exploratórios de hidrocarbonetos. A elaboração de modelos de fácies, sob o ponto de vista exploratório, é de fundamental importância, pois possibilita a predição dos sistemas deposicionais durante a etapa de estudos sísmicos e contribuindo para a melhoria da eficiência referente ao índice de acerto dos resultados exploratórios. Estes modelos são também empregados na fase de desenvolvimento e produção dos campos, a qual ocorre logo após a uma descoberta, onde contribuem para a compreensão da arquitetura dos reservatórios e, nesse caso, subsidiando simulações de fluxo mais eficazes e, por conseguinte, melhorando a recuperação de hidrocarbonetos em subsuperfície.

## **Capítulo 2**

### **Estado da Arte**

#### **2.1 Pré-Cordilheira Argentina**

##### **2.1.1 Contexto Regional**

A Pré-Cordilheira Argentina é uma unidade morfo-tectônica com mais de 400 km de extensão que abrange uma faixa norte-sul entre as latitudes 28°45' e 33°15' (Figura 2.1). Os limites da Pré-Cordilheira são o vale longitudinal de Iglesias-Calingasta-Uspallata (*Calingasta Valley*), que a separa da Cordilheira dos Andes a oeste, e um sistema de falhas que marca o contato com as rochas mesozóicas e cenozóicas dos Andes a sul. A leste, o limite corresponde ao Vale de Bermejo-Tulum, que a separa das Sierras Pampeanas. A norte, o limite é constituído pela Sierra de Famatina.

Esta unidade morfo-tectônica é caracterizada por conter uma espessa sucessão de rochas sedimentares de idade predominantemente paleozóica constituída principalmente por sedimentos carbonáticos depositados entre o Eo-Cambriano ao Eo-Ordoviciano e seguida de depósitos siliciclásticos até o Neo-Devoniano. Um grande hiato, com inconformidade angular, separa as rochas carboníferas das mais antigas. Raros são os afloramentos de rochas sedimentares depositadas durante o Permiano ao Triássico. Durante o Paleógeno e Neógeno formou-se uma espessa sucessão de rochas continentais, em vales longitudinais, associadas ao processo de acreção andino, atuante desde o Eo-Mioceno até os dias atuais (Ramos, 1999).

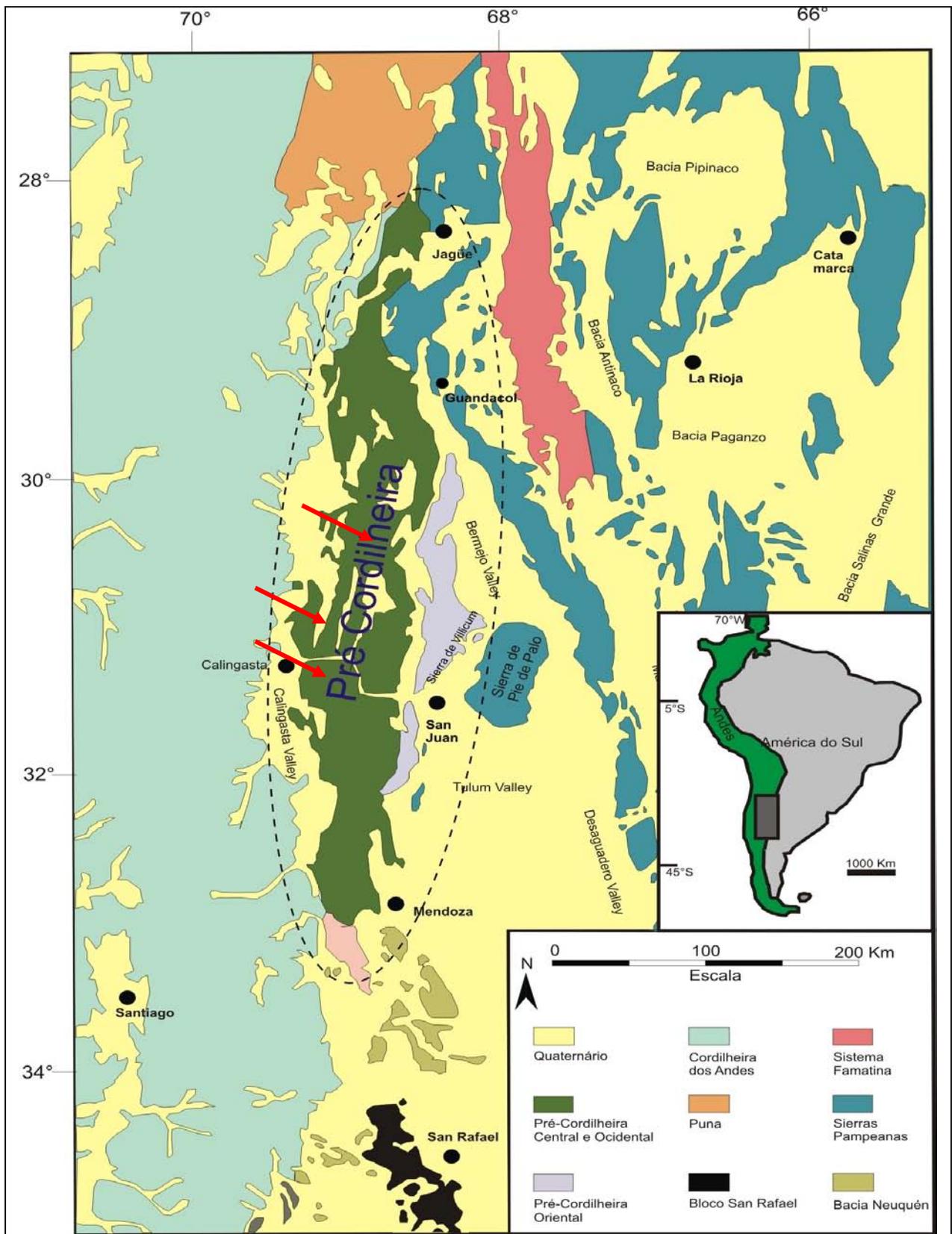
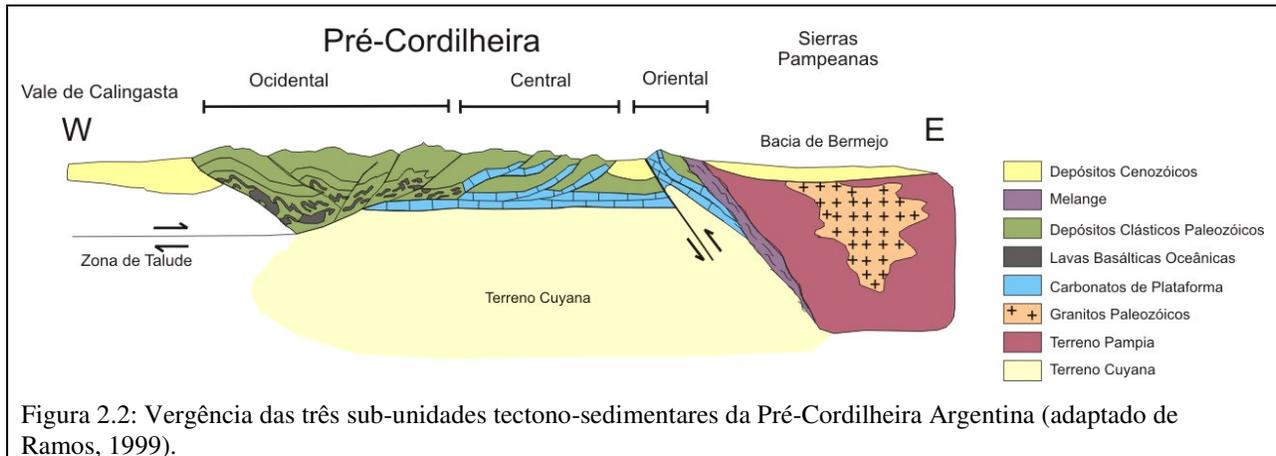


Figura 2.1: Localização da Pré-Cordilheira Argentina e principais unidades geológicas e morfo-estruturais do oeste Argentino (adaptado de Keller, 1999). As setas indicam as regiões onde foram descritos os afloramentos.

A Pré-Cordilheira Argentina é dividida em três sub-unidades tectono-sedimentares: Pré-Cordilheira Ocidental, Central e Oriental (Figura 2.2). Os setores Ocidental e Central correspondem a uma faixa que foi acrescida e dobrada, com vergência geral para leste, relacionada a uma tectônica do tipo *thin-skinned thrust belt* (Ramos, 1999), enquanto o setor Oriental possui uma vergência para oeste, caracterizado por ser uma faixa dobrada por uma tectônica do tipo *thick-skinned*, no qual o embasamento está envolvido na deformação (Furque *et al.*, 1998).

O embasamento da Pré-Cordilheira Argentina é reconhecido por meio de xenólitos de rochas cristalinas e metamórficas em rochas vulcânicas miocênicas. Zircões presentes nestes xenólitos foram datados por U/Pb fornecendo idades de  $1.118 \pm 54$  Ma. (Kay & Abbruzzi, 1996).

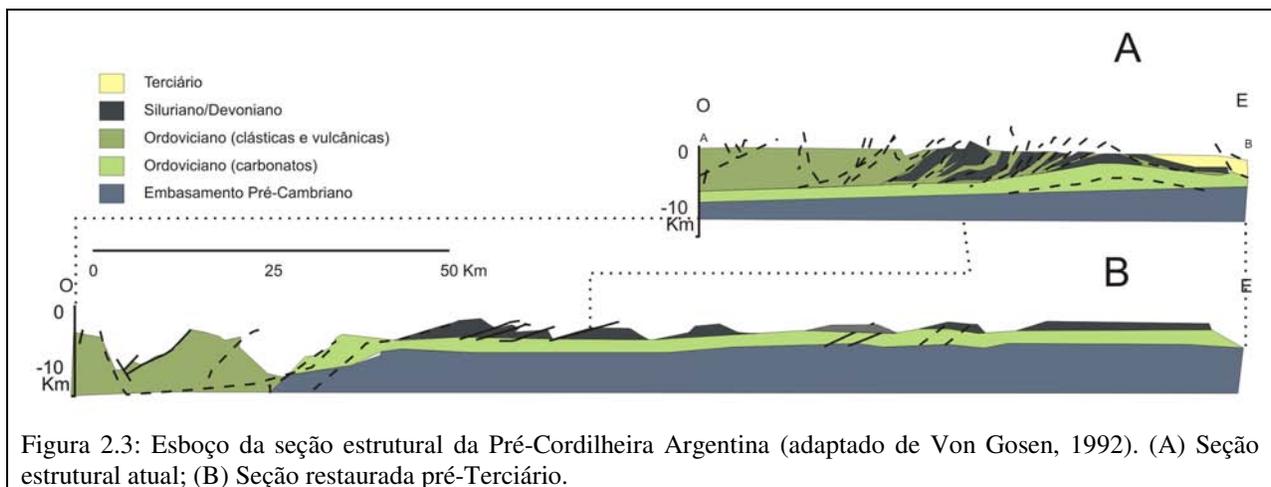


Na Pré-Cordilheira Central e Ocidental se localizam as formações ordovicianas Los Azules, Portezuelo del Tontal e Sierra de La Invernada. As rochas sedimentares destas unidades foram interpretadas como depositadas em sistemas deposicionais de água profunda em uma bacia com margem passiva (Furque & Caballé, 1985; Spalletti *et al.*, 1989; Ortega *et al.*, 2007) e, conseqüentemente, revestem um importante significado tectônico na reconstrução da história paleotectônica do Gondwana (Ramos, 1999).

Entretanto, trabalhos recentes (Basilici *et al.*, 2005; Henrique, 2005; Moretti, 2005) interpretaram as unidades Portezuelo del Tontal e Sierra de La Invernada como depósitos siliciclásticos de plataforma, formados acima do nível de atividade das ondas de tempestade e, com base em dados de paleocorrentes, características sedimentológicas e estratigráficas,

concluíram que a bacia possuía eixo N-S e não E-O como anteriormente proposto por Furque & Caballé (1985) e Spalletti *et al.* (1989).

Aspectos da evolução estrutural da Pré-Cordilheira foram detalhados nos trabalhos de Von Gosen (1992) e Furque *et al.* (1998). Uma seqüência de cavalgamentos para leste, em estilo *piggy back*, é a feição estrutural mais evidente. Alguns destes cavalgamentos aumentam o mergulho de planos de falha tornando os verticais ou recumbentes. O setor leste da Pré-Cordilheira Argentina é limitado por uma zona de retrocavalgamentos de direção oeste. A Figura 2.3A mostra uma seção esquemática do perfil estrutural da Pré-Cordilheira e, a Figura 2.3B, uma seção estrutural restaurada para os tempos pré-Terciário. Von Gosen (1992) afirma que a compressão crustal foi de 50%, ou seja, a Pré-Cordilheira antes da compressão andina apresentava cerca de 160 km de extensão. O mesmo valor é interpretado por Astini (comunicação verbal). Por fim, Von Gosen (1992) sugeriu que a compressão terciária levou a um acunhamento tectônico.



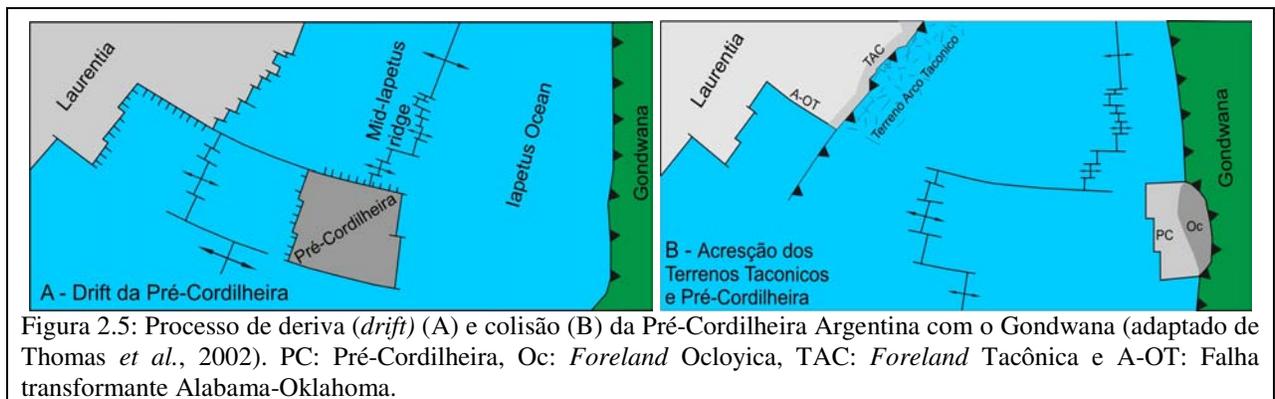
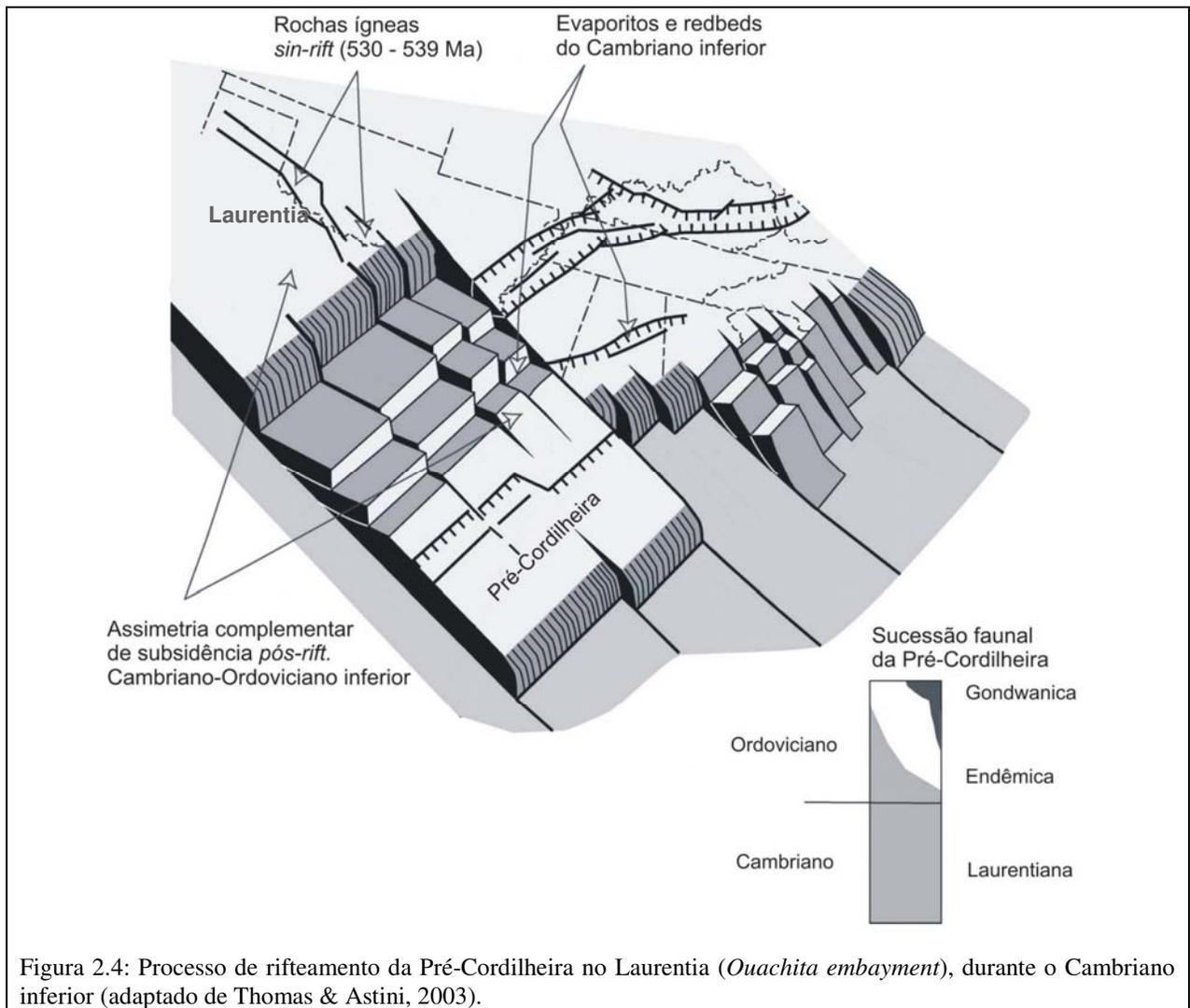
Diversos modelos evolutivos foram propostos para a origem da Pré-Cordilheira Argentina (Keller, 1999; Astini *et al.*, 1995; Aceñolaza *et al.*, 2002), porém, nos últimos anos, destacou-se a proposta que considera a Pré-Cordilheira Argentina um bloco alóctone que migrou do supercontinente Laurentia (relacionado ao *Ouachita embayment*) e que se uniu ao supercontinente Gondwana (Astini *et al.*, 1995; Thomas & Astini, 1996; Pankhurst & Rapela, 1998; Keller, 1999; Aceñolaza *et al.*, 2002; Benedetto, 2004). Os primeiros autores a proporem que a Pré-Cordilheira é um terreno exótico foram Bond *et al.* (1984) e Ramos *et al.* (1986), após

o reconhecimento de uma similaridade com os depósitos paleozóicos do Laurentia. Com base em curvas de subsidência e comparação paleontológica estes autores propuseram a existência de um supercontinente no Neoproterozóico formado pela combinação de Gondwana Ocidental e Laurentia.

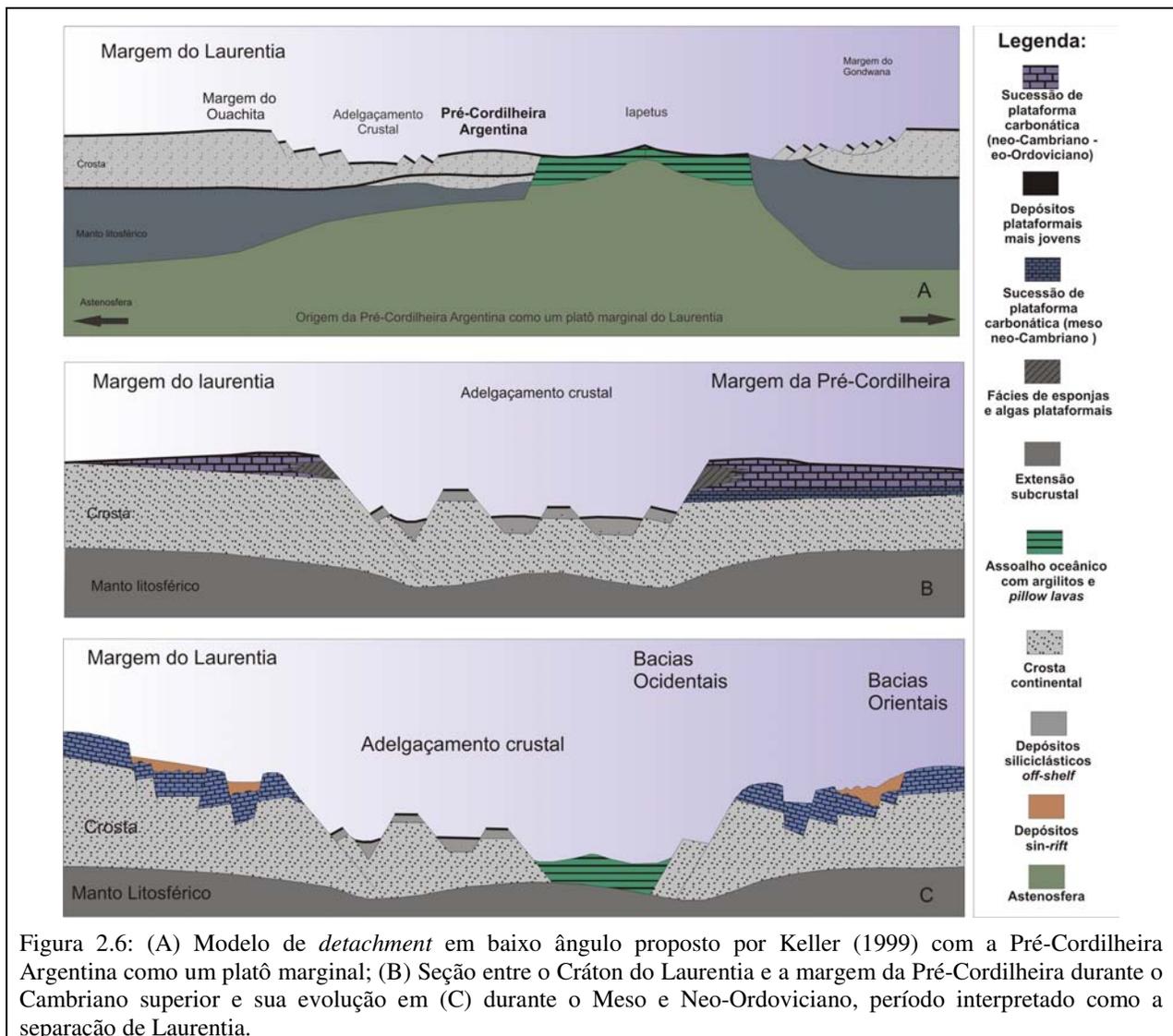
As interpretações das idades do processo de separação entre a Pré-Cordilheira e o Laurentia são controversas com intervalo de tempo variando do Eo-Cambriano (Thomas & Astini, 1996) ao Meso/Neo-Ordoviciano (Keller, 1999). Também é controversa a idade da colisão ao supercontinente Gondwana, variando do Meso/Neo-Ordoviciano (Astini *et al.*, 1995) ao Siluriano-Devoniano (Pankhurst & Rapela, 1998; Keller, 1999). Os dois modelos mais aceitos e abrangentes serão discutidos a seguir.

Considerando o registro marcante de um processo de rifteamento em conjunto com as características sedimentológicas e paleontológicas Astini *et al.* (1995) propuseram um modelo que considera a Pré-Cordilheira Argentina um microcontinente que foi denominado por estes autores como “Terreno Pré-Cordilheira”. A formação deste microcontinente ocorreu por um processo de ruptura do Laurentia (Figura 2.4) durante o Eo-Cambriano e a transferência se deu por processo de deriva continental (Figura 2.5).

Uma sedimentação carbonática típica de margem passiva ocorreu nesta micro-placa durante estes processos. Uma estreita faixa de oceano que existia entre a Pré-Cordilheira e o Gondwana (representado pela Sierra Famatina) teria se fechado devido a uma subducção para leste que uniu, assim, ambos os terrenos. A subducção seria responsável pela atividade magmática ocorrida no sistema Famatina (Astini, 1998; Huff *et al.*, 1998) a leste. A sedimentação ordoviciano refletiria a formação de uma bacia do tipo *foreland*. A deformação ocorrida entre o Siluriano e o Devoniano é atribuída à colisão de um microcontinente, denominado Terreno *Chilena*, na borda externa da já então colada Pré-Cordilheira.

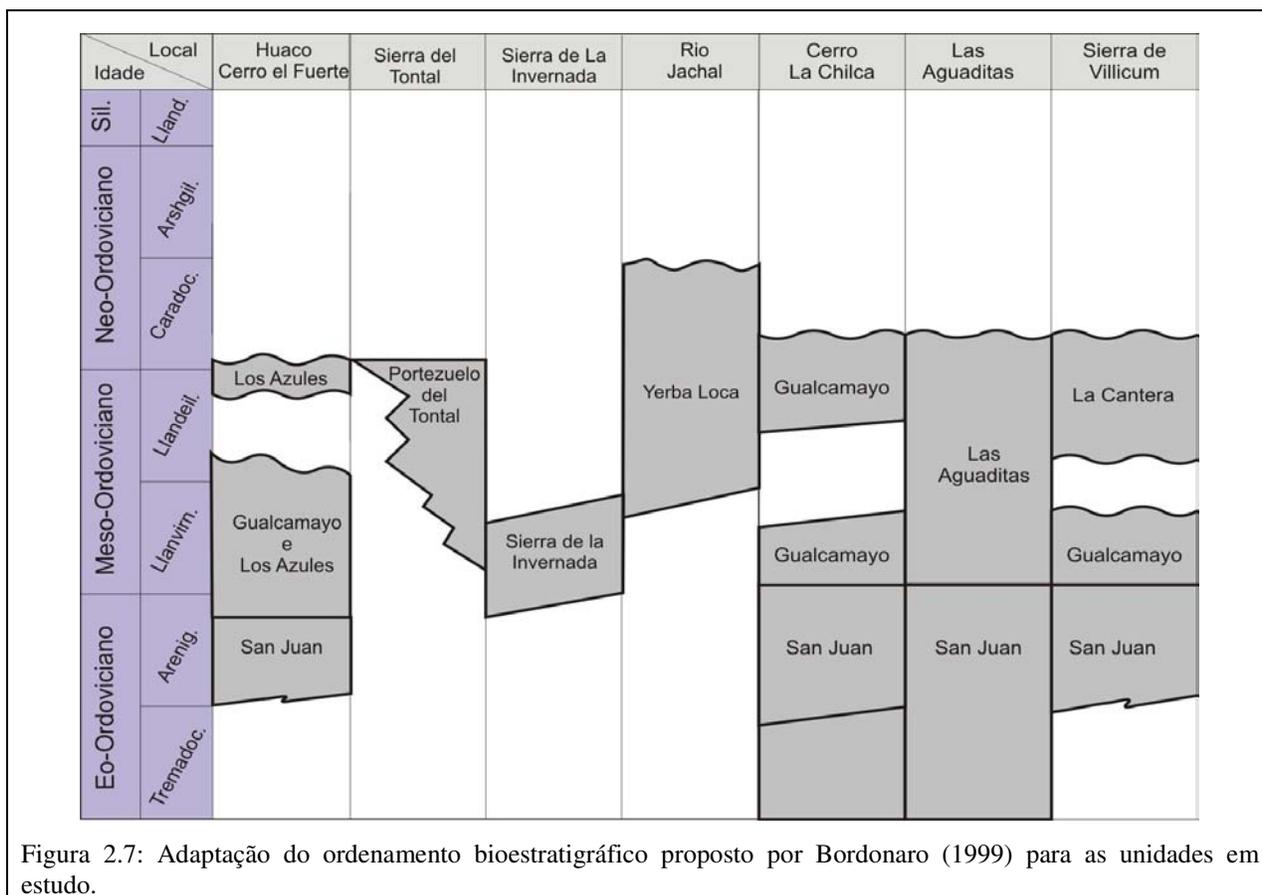


De forma alternativa, Keller (1999) interpretou o registro de extensão crustal do Cambriano apenas como um adelgaçamento da crosta (sendo um *detachment* de baixo ângulo). A Pré-Cordilheira teria atuado como um platô marginal até o processo de ruptura e separação do Laurentia possivelmente ocorrido durante o Meso/Neo-Ordoviciano (Figura 2.6). O acréscimo da Pré-Cordilheira ao Gondwana teria ocorrido no limite Siluriano-Devoniano com o fechamento de um oceano (Iapetus), presente entre os dois continentes. Assim, a deformação compressional paleozóica da Pré-Cordilheira seria resultado de uma complexa interação de placas entre o Gondwana Ocidental, a Pré-Cordilheira e terrenos englobados posteriormente (p. ex.: terreno Chilena). Esta colisão teria finalizado durante Neo-Carbonífero, onde se iniciou um período de extensão e estabilidade relativa do supercontinente, denominado ciclo Gondwana.



## 2.1.2 Evolução Depositional Ordoviciano da Pré-Cordilheira Argentina

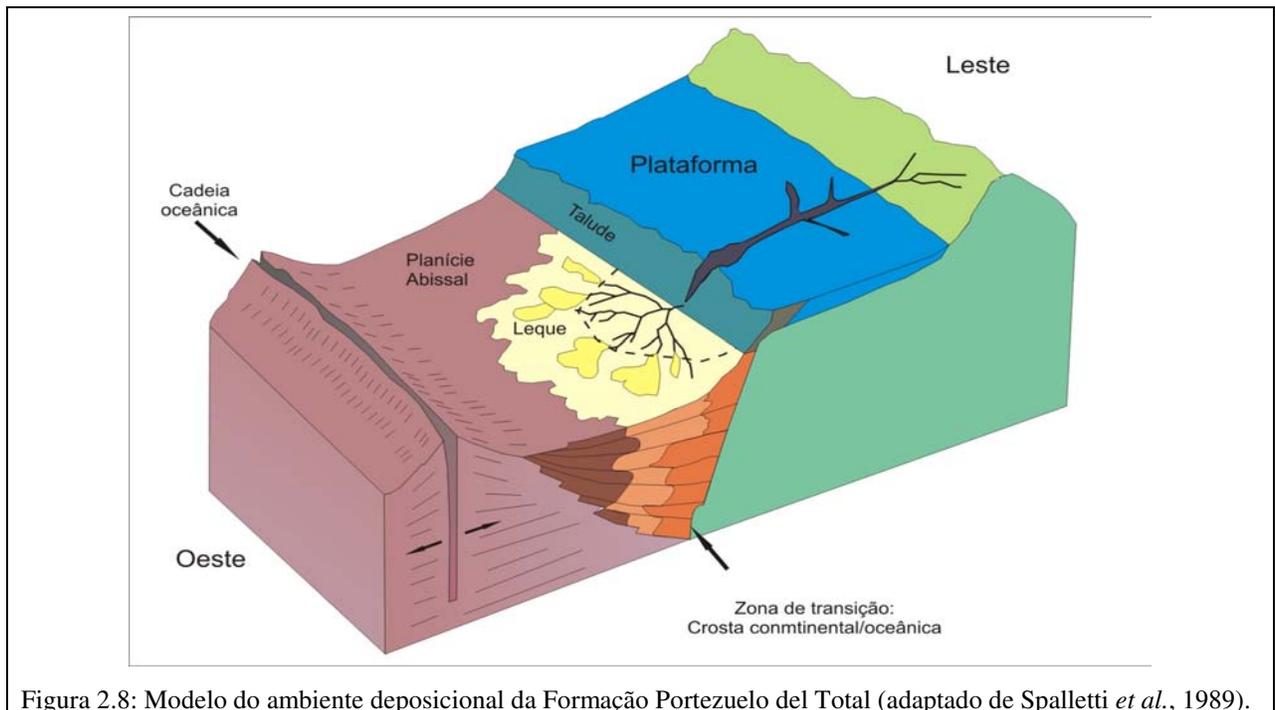
A evolução sedimentológica durante o Ordoviciano, segundo Keller (1999), é caracterizada por uma mudança no estilo deposicional (Figura 2.7). Sedimentos carbonáticos (Formação San Juan) depositados de forma abundante entre o Neo-Cambriano e o Tremadociano (Eo-Ordoviciano) em ambientes rasos passaram a se depositar de forma restrita e em ambientes profundos e de talude durante o Llanvirniano Inferior. Estes sedimentos carbonáticos teriam sido inundados e a deposição seguinte é representada por lamitos das unidades Gualcamayo e Los Azules que perdurou até provavelmente o Llandeiliano Inferior. O hiato existente entre as formações Gualcamayo e as demais unidades siliciclásticas do período teria sido causado por um evento erosivo evidenciado pela presença de corpos conglomeráticos basais (como presentes na Formação La Cantera). Em diversas unidades depositadas durante o Meso e o Neo-Ordoviciano estão evidenciadas feições relativas a este processo erosivo que chegou a afetar em diferentes níveis os carbonatos da Formação San Juan.



O aumento na instabilidade tectônica após o Arenigiano Superior sugere uma submersão diacrônica da plataforma. Durante o Llanvirniano predominava a sedimentação de argilitos negros.

Simultaneamente à deposição dos sedimentos das Formações Gualcamayo e Los Azules ocorreu ainda uma sedimentação carbonática (evoluindo para talude) da Formação Las Aguaditas, durante o Llanvirniano Inferior.

Segundo Spalletti *et al.* (1989) e Keller (1999), durante o Meso-Ordoviciano, houve o desenvolvimento de uma margem continental passiva e de uma bacia a oeste representada pelas formações Portezuelo del Tontal, Yerba Loca e Sierra de La Invernada. Segundo Keller (1999), um transporte de sedimentos pode ser interpretado como ocorrido de leste para oeste nestas unidades (Figura 2.8). Astini (1998) e Basilici *et al.* (2005) consideram que estes sedimentos podem ter sido depositados em uma bacia do tipo *foreland*.



Durante o Neo-Ordoviciano (Caradociano ao Arshgiliano) a sedimentação se tornou mais fina, fazendo retornar localmente a deposição das argilas negras intercaladas a corpos básicos que apresentam *pillow-lavas* (p. ex.: Formação Yerba Loca).

## **2.2 Mecanismos Depositionais: Fluxos Combinados e Fluxos Unidirecionais**

Pelo fato de terem sido encontradas nas unidades estudadas neste trabalho estruturas semelhantes às descritas na literatura como produzidas por fluxos combinados e fluxos unidirecionais (fluxos de densidade), faz-se necessária uma breve introdução a respeito do transporte, deposição, mecanismos atuantes e ambientes deposicionais que caracterizam estes fluxos e seus respectivos registros litológicos.

### **2.2.1 Fluxos Combinados: do Modelo Teórico ao Laboratório**

Fluxo combinado é uma combinação de dois ou mais tipos de fluxos no mesmo tempo e espaço. Contudo este termo é frequentemente utilizado para indicar a combinação de um fluxo unidirecional e um fluxo oscilatório (Dumas *et al.*, 2005). Esta definição, porém, é ampla, pois estes fluxos podem estar relacionados a diversos tipos de fluxos. Fluxos unidirecionais, por exemplo, podem estar presentes em correntes de marés, correntes fluviais, fluxos geostróficos, fluxos gravitacionais, entre outros, enquanto fluxos oscilatórios podem ser gerados por ondas de tempestades, ondas de tempo bom, ondas internas, entre outros.

Devido a estas características, fluxos combinados ocorrem em diversos ambientes deposicionais, tais como: estuários, planícies de marés, lagos, lagoas, costeiros, plataformais, profundos, entre outros.

Os primeiros trabalhos que abordam a relação entre fluxos oscilatórios e fluxos unidirecionais foram elaborados por Stokes (1847). Até a década de 1960 este tipo de estudo era utilizado principalmente pela mecânica de fluidos. A partir desta década foram amplamente aplicados em estudos oceanográficos (Longuet-Higgins & Stewart, 1960 e 1961; Hasselmann, 1970 e 1971) nos quais estavam incluídos estudos das correntes oceânicas, das correntes de deriva, das células convectivas oceânicas e da atuação da força de Coriolis.

Grant & Madsen (1979) descreveram e modelaram de forma teórica o comportamento dos movimentos de ondas (fluxo oscilatório) combinados com correntes unidirecionais. Este foi o ponto de partida para diversos estudos a respeito de fluxos combinados nas décadas de 1980 e

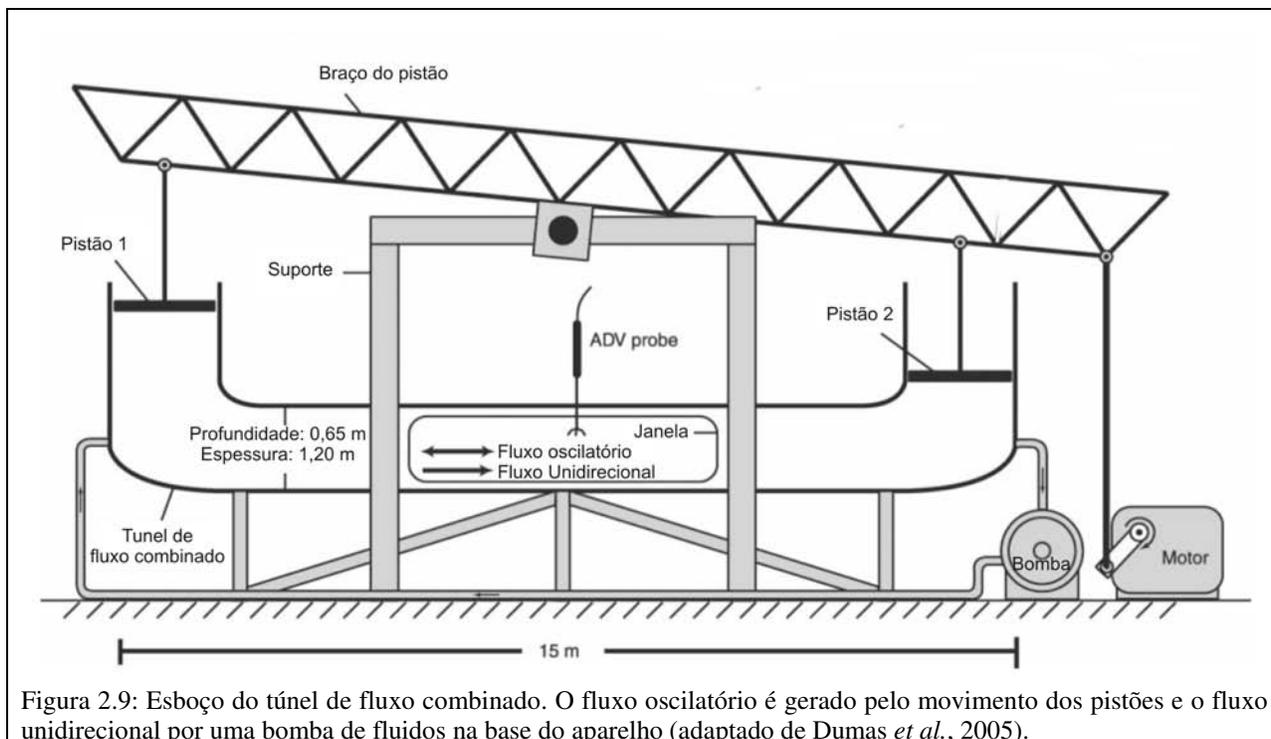
1990. Este trabalho deu início à discussão dos modelos preditivos para o transporte de sedimentos e de circulação em ambientes plataformais e costeiros.

Concomitantemente aos estudos teóricos, diversos estudos experimentais com sedimentos sob a influência de fluxos combinados foram realizados. Dentre estes estudos destacam-se os trabalhos de Harms (1969), Arnott & Southard (1990), Masuda & Yokokawa (1992), Yokokawa *et al.* (1995) e Dumas *et al.* (2005).

Harms (1969), por meio de um *flume*, observou a construção de *ripples* produzidos por fluxos combinados e os comparou com *ripples* gerados unicamente por fluxos oscilatórios e unicamente por correntes unidirecionais. O *flume* propagava as ondas e a corrente unidirecional em uma única direção. Arnott & Southard (1990) realizaram experimentos com fluxos combinados em um tubo em forma de U com a finalidade de obter um incremento de velocidade e um período de oscilação mais longo.

Masuda & Yokokawa (1992) e Yokokawa (1995) observaram a construção de *ripples* produzidos por fluxos combinados em um *flume* com propagação de ondas na direção oposta à direção da corrente. Estes trabalhos assumem que esta configuração é mais realista para efeitos de comparação tanto com ambientes de plataforma quanto com ambientes de planície de maré nos períodos de maré vazante, no qual seria o momento em que os fluxos combinados atuariam de forma mais intensa. Yokokawa (1995) observou o aparecimento de vórtices no fluxo com capacidade efetiva de transporte de sedimentos.

Os experimentos de Dumas *et al.* (2005) e Dumas & Arnott (2006) foram realizados em um tubo semelhante ao utilizado no trabalho de Arnott & Southard (1990) (Figura 2.9). Durante os experimentos, o fluxo se caracterizava por apresentar a componente oscilatória de longo período em equilíbrio com as formas das camadas moldadas pelos fluxos combinados. O objetivo destes experimentos era registrar a morfologia e as características das camadas em presença destes fluxos. Os autores interpretaram que estas características e formas são registros semelhantes aos gerados num ambiente dominado por tempestades.



### 2.2.2 Fluxos Combinados: do Campo ao Laboratório

O registro sedimentar de estruturas relacionadas a fluxos oscilatórios como, por exemplo, *ripples* de ondas (*large-scale wave-ripple laminae*) tem sido descritos desde o final do século XIX (Gilbert, 1899; Fairchild, 1901).

Coleman & Gagliano (1965) descreveram “*ripples* de ondas truncados” em ambientes de planícies de marés e frente deltaica. No ano seguinte, Campbell (1966) designou o termo “laminação do tipo *ripple* de ondas truncadas” (*truncated wave-ripple laminae*) para estruturas semelhantes. Este autor notou que as estruturas truncadas apresentam comprimentos de ondas variando de 0,1 a 10 m e são comumente encontradas em ambientes próximos à costa. Porém, não foi identificado um mecanismo satisfatório para a formação destas estruturas.

O nome *Hummocky Cross-Stratification* (HCS) foi primeiramente definido por Harms *et al.* (1975) para formas observadas em camadas de arenitos finos e siltitos, indubitavelmente de origem marinha, com um relevo suave e ondulado (aspecto dômicos, convexos e irregulares, separados por pequenas depressões). As laminações, que apresentam inclinações em geral variando de 5 a 15°, acompanham o formato irregular dos “domos” e “depressões” das camadas,

porém, frequentemente apresentam superfícies erosivas em baixo ângulo, *onlaps* e acunhamentos. O espaçamento entre as partes altas (“domos”) e baixas (“depressões”) destas ondulações possui dimensões iguais ou superiores a 1 m.

Os trabalhos de Dott & Bourgeois (1982) e Brenchley (1985) também apresentam este termo para designar estruturas semelhantes, porém com dimensões de poucos decímetros.

A interpretação a respeito da origem desta estrutura continua controversa. Inicialmente a estrutura *Hummocky Cross Stratification* foi sugerida como tendo uma origem relacionada a fluxos oscilatórios fortes (Harms *et al.*, 1982; Walker *et al.*, 1983; Duke, 1985).

Na década de 1980, estudos como os Dott & Bourgeois (1982), Swift *et al.* (1983), Swift *et al.* (1986) e Nøttvedt & Kreisa (1987) relacionaram a origem destas estruturas com os fluxos combinados, embora não indicando qual seria o fluxo predominante.

Cheel & Leckie (1993) descreveram três formas de *Hummocky Cross Stratification* em arenitos depositados em ambiente marinho raso (Figura 2.10), sendo elas: i) isotrópico com escavações e preenchimento; ii) isotrópico e acrescionário e iii) anisotrópico migrante. Os isotrópicos seriam formados por fluxos oscilatórios ou por fluxos combinados com predomínio da componente oscilatória e os anisotrópicos seriam formados por fluxos combinados. Estes autores sugeriram que a formação de camadas com estruturas de *Hummocky Cross Stratification* está relacionada à presença de correntes de turbidez associadas a fluxos oscilatórios.

Murray *et al.* (1991) sugerem, com base em experimentos, que em períodos de ondas de 10 s ou superiores, o comprimento de onda dos *ripples* aumenta para valores superiores a 1 m. Sob estas condições, grande quantidade de sedimentos pode ser adicionada aos fluxos, particularmente em fluxos combinados (Figura 2.11).

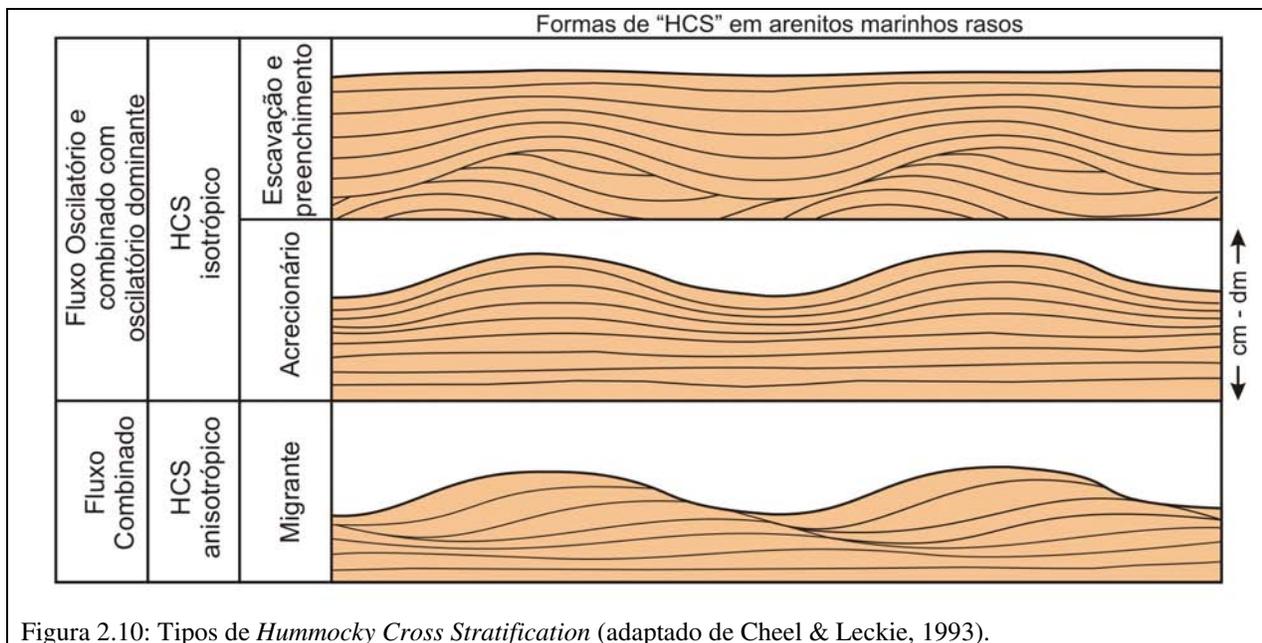


Figura 2.10: Tipos de *Hummocky Cross Stratification* (adaptado de Cheel & Leckie, 1993).

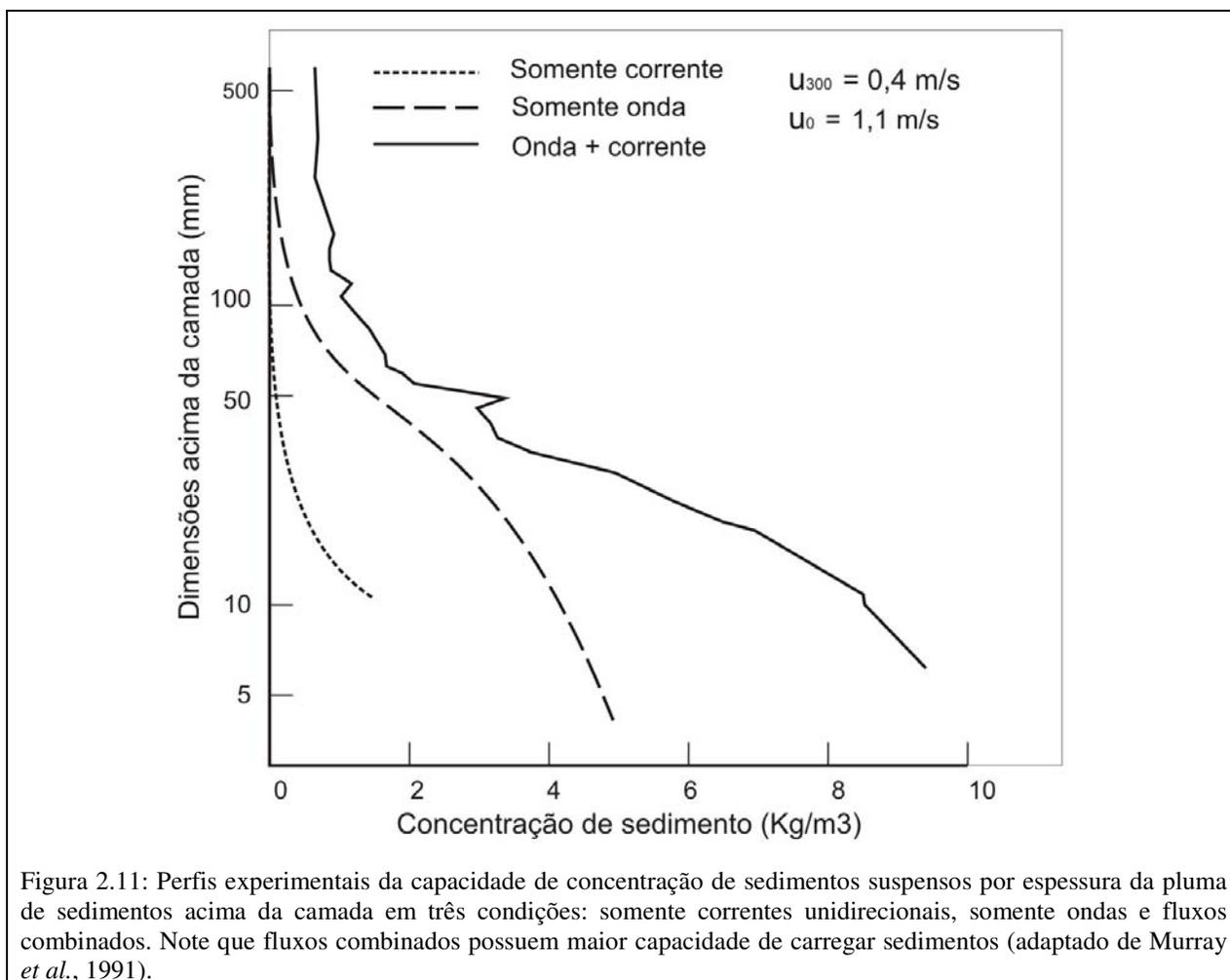


Figura 2.11: Perfis experimentais da capacidade de concentração de sedimentos suspensos por espessura da pluma de sedimentos acima da camada em três condições: somente correntes unidirecionais, somente ondas e fluxos combinados. Note que fluxos combinados possuem maior capacidade de carregar sedimentos (adaptado de Murray *et al.*, 1991).

Os trabalhos de Prave & Duke (1990) e Yagishita (1994) sugeriram que estruturas com feições descritas como *Hummocky Cross Stratification* possam ser observadas em “turbiditos”, especificamente na interface entre o intervalo basal das camadas geradas por correntes de turbidez de alta densidade e o intervalo superior das camadas, relacionados a correntes de turbidez de baixa densidade. Prave & Duke (1990) interpretaram que as estruturas presentes nos depósitos estudados representam formas de antidunas e produzidos em água profunda.

Rust & Gibling (1990) descreveram formas de antidunas que se assemelham às estruturas de *Hummocky Cross Stratification*, porém depositadas em sistema deposicional fluvial (*braided*).

Myrow & Southard (1991) interpretaram como seria formada uma seqüência de Bouma típica (Figura 2.12A) e um *Hummocky Cross Stratification* idealizado (Figura 2.12B) por meio de um gráfico que correlaciona fluxos oscilatórios e unidirecionais. A seqüência de Bouma e a *Hummocky Cross Stratification* isotrópica seriam produzidas em casos extremos onde somente a componente unidirecional ou somente a componente oscilatória atuaria.

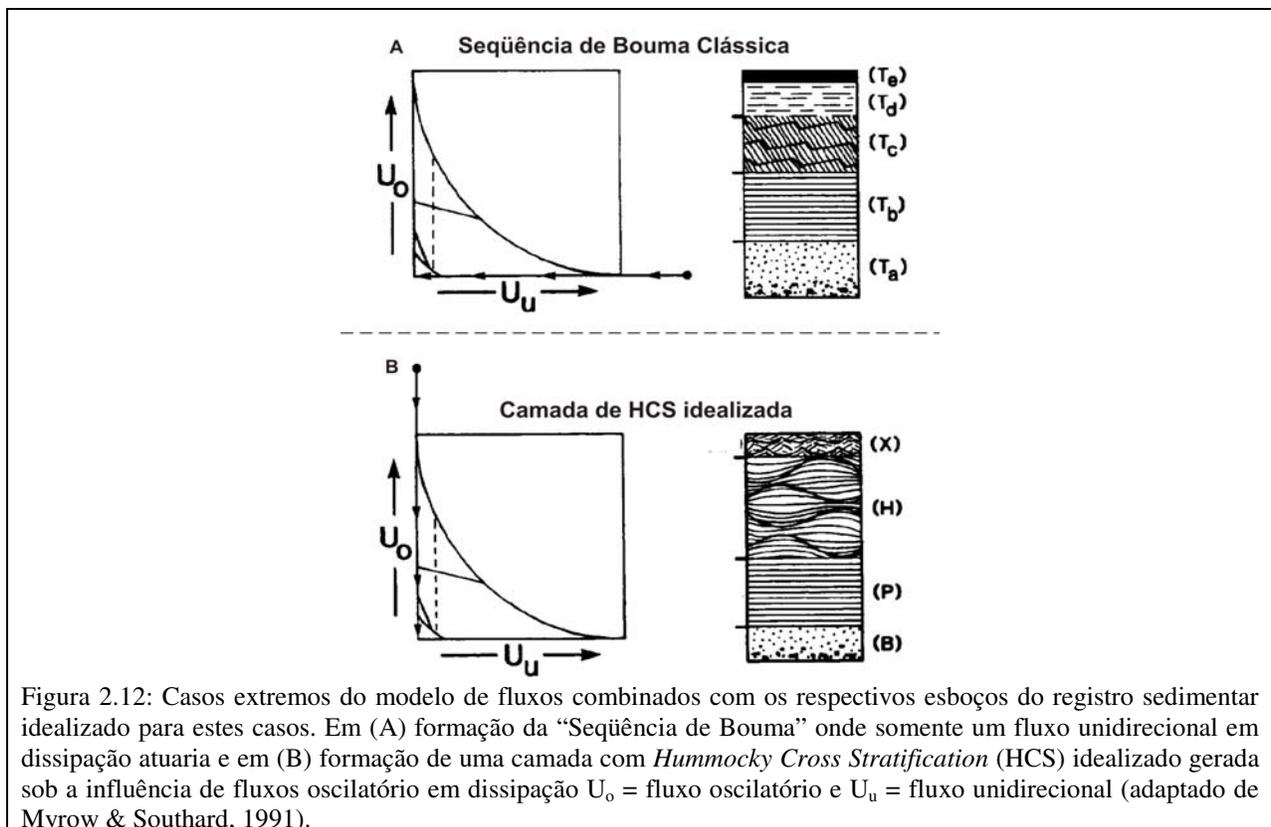
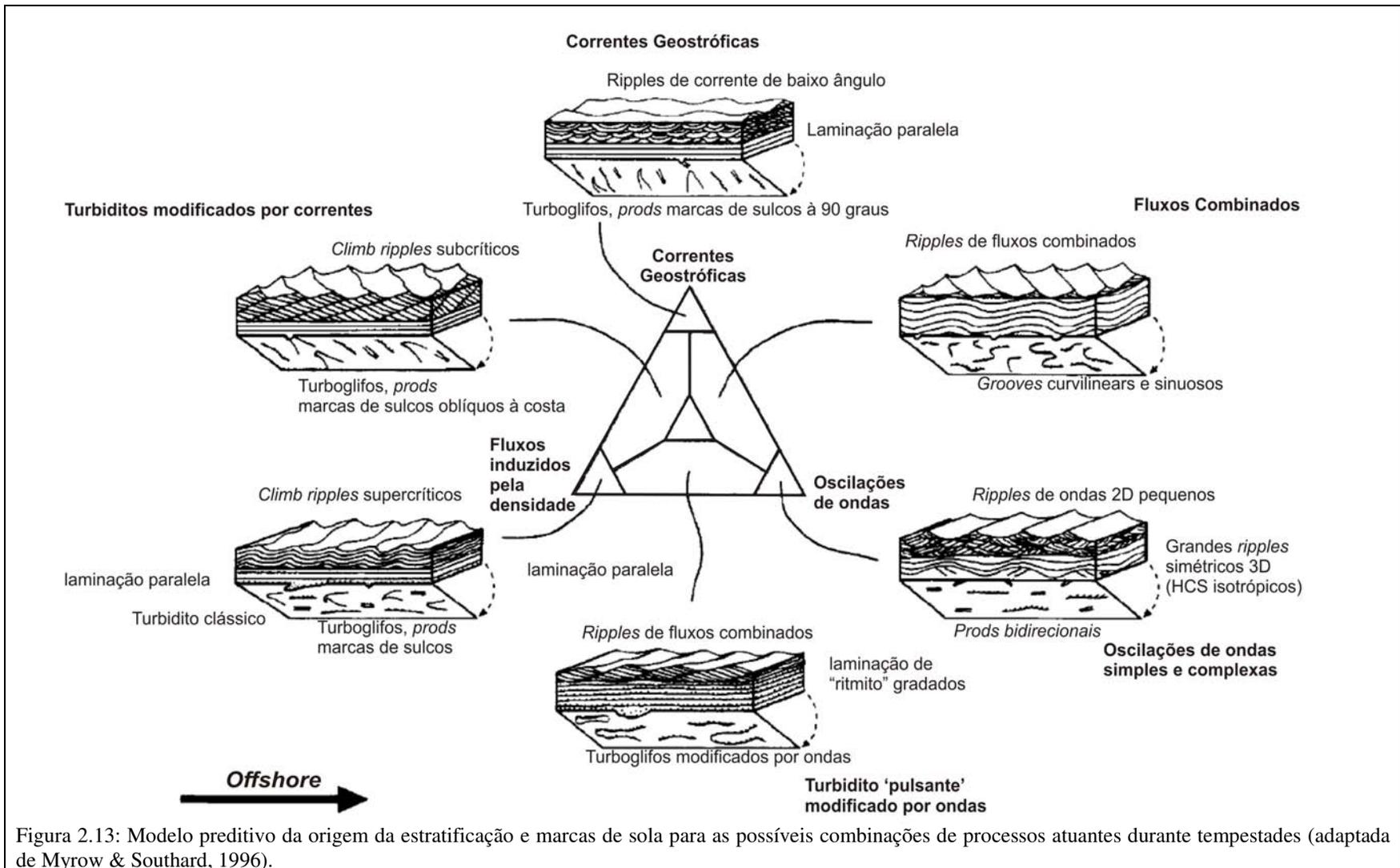


Figura 2.12: Casos extremos do modelo de fluxos combinados com os respectivos esboços do registro sedimentar idealizado para estes casos. Em (A) formação da “Seqüência de Bouma” onde somente um fluxo unidirecional em dissipação atuaria e em (B) formação de uma camada com *Hummocky Cross Stratification* (HCS) idealizado gerada sob a influência de fluxos oscilatório em dissipação  $U_o$  = fluxo oscilatório e  $U_u$  = fluxo unidirecional (adaptado de Myrow & Southard, 1991).

Myrow & Southard (1996) elaboraram outro modelo preditivo que leva em consideração a origem da estratificação e a presença de marcas de sola para várias combinações de processos atuantes durante tempestades. A Figura 2.13 ilustra este modelo preditivo onde são representados nos vértices de um diagrama triangular os principais processos atuantes, no caso: i) fluxos induzidos por densidade (*density-induced flow*) devido a “forças por excesso de peso”; ii) oscilações de ondas (*wave oscillations*) e iii) correstes geostróficas (*geostrophic current*).

Segundo os experimentos de Yokokawa *et al.* (1995), num fluxo combinado onde os *ripples* assimétricos são gerados, a construção dos *foresets* ao longo do lado jusante (*lee side*) se desenvolve por meio da componente oscilatória do fluxo e não por deslizamento (*avalanching*) dos grãos de areia do lado de montante (*stoss side*). Desta maneira, a inclinação do *foreset* é menor que do ângulo de repouso da areia. A componente oscilatória também contribui para a formação do perfil arredondado (convexo) da marca de corrente (*current ripple*). As ondulações assimétricas (côncavo-convexas), que separam os *sets* de marcas de corrente e que frequentemente possuem continuidade lateral com os mesmos *foresets*, são atribuíveis ao que Nøttvedt & Kreisa (1987) chamaram de “estratificação cruzada de baixo angulo” (*low angle cross stratifications*) ou *hummocky cross stratification* anisotrópicos (Myrow & Southard, 1991) e constituem outras estruturas sedimentares produzidas por fluxos combinados (Dumas *et al.*, 2005).

A estratificação sintética reproduzida por Dumas *et al.* (2005) em fluxos combinados (onde a componente oscilatória é a dominante) é constituída por sedimentos na granulação areia muito fina. Estes sedimentos apresentam laminações onduladas e organizadas em *sets* que se entrecortam, sendo mais espessos nas concavidades e interestratificados com pequenas marcas de corrente. Os *sets*, em geral, apresentam menos de 3 cm de espessura (Figura 2.14).



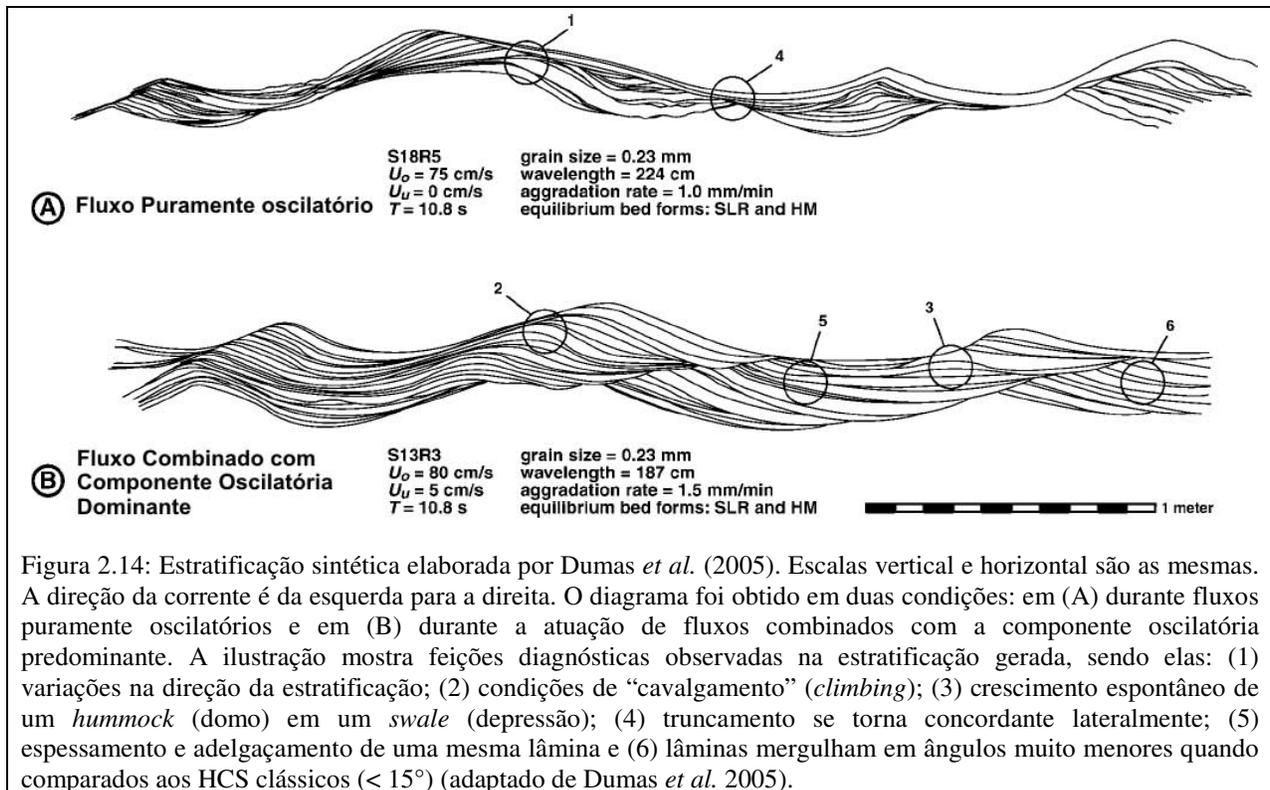


Figura 2.14: Estratificação sintética elaborada por Dumas *et al.* (2005). Escalas vertical e horizontal são as mesmas. A direção da corrente é da esquerda para a direita. O diagrama foi obtido em duas condições: em (A) durante fluxos puramente oscilatórios e em (B) durante a atuação de fluxos combinados com a componente oscilatória predominante. A ilustração mostra feições diagnósticas observadas na estratificação gerada, sendo elas: (1) variações na direção da estratificação; (2) condições de “cavalgamento” (*climbing*); (3) crescimento espontâneo de um *hummock* (domo) em um *swale* (depressão); (4) truncamento se torna concordante lateralmente; (5) espessamento e adelgaçamento de uma mesma lâmina e (6) lâminas mergulham em ângulos muito menores quando comparados aos HCS clássicos ( $< 15^\circ$ ) (adaptado de Dumas *et al.* 2005).

Apesar da grande quantidade de estudos que abordam o tema *fluxos combinados* a compreensão das formas de leitos e arquiteturas dos corpos sedimentares gerados por este tipo de fluxo ainda é limitada.

### 2.2.3 Fluxos Unidirecionais (Hiperpicnais)

A classificação de fluxos gravitacionais se tornou cada vez mais complexa após os estudos pioneiros de Küenen & Migliorini (1950). As classificações existentes indicam que pelo menos dois tipos de processos atuam em ambiente marinho, sendo eles: fluxos de massa (*mass flow*) e correntes de turbidez (Mulder *et al.*, 2003). Fluxos turbidíticos em ambientes marinhos são resultantes da transformação de escorregamentos (*slides*), de processos diversos de concentração de sedimentos ou correspondem à continuação de um fluxo fluvial (Stow, 1996). A principal diferença entre os processos hiperpicnais e as clássicas correntes de turbidez induzidas por *slides* é que o fluido interno original do fluxo hiperpicnal é a água doce (Mulder *et al.*, 2003).

O conceito de fluxos hiperpicnais foi criado por Bates (1953) para descrever fluxos mais densos do que a água do mar que, em geral, moviam-se da costa para regiões mais profundas (*downslope*) até que as forças de arrasto fossem maiores do que o *momentum* gerado pela gravidade no próprio fluxo.

Somente a partir da década de 1990 tentou-se estabelecer a relação entre correntes de turbidez e cheias fluviais (Wheatcroft *et al.*, 1997; Mutti *et al.*, 1999 e 2003; Wheatcroft, 2000; Piper & Normark, 2001).

Teoricamente, fluxos hiperpicnais (correntes de turbidez) podem ser gerados na desembocadura de rios com capacidade suficiente de concentrar sedimentos e superar a densidade da água dos oceanos (Mulder & Syvitski, 1995). Bentley (2003) supôs que estes fluxos somente seriam mantidos em plataformas com declividades superiores a 0,7°. Myrow & Southard (1996), Myrow *et al.* (2002) e Bentley (2003) sugerem que a turbulência gerada pelas ondas e por outras correntes pode auxiliar a manter estes fluxos ou até mesmo a torná-los mais capazes de transportar sedimentos, mesmo em plataformas com declividades muito baixas. Os experimentos de Murray *et al.* (1991) corroboram com esta hipótese (Figura 2.11). Devido ao fato destes fluxos estarem associados a enchentes grandes ou extremas, eles podem carregar quantidade considerável de sedimentos para os oceanos (Mulder *et al.*, 2003).

Mulder & Alexander (2001) fizeram uma revisão e sugeriram uma classificação unificada de fluxos de densidade (Quadro 2.1), ou também chamados fluxos gravitacionais (*density flows - gravity flows*). A discussão a respeito dos principais mecanismos deposicionais e a classificação contida neste trabalho são baseadas em características como coesão dos grãos, duração do fluxo, concentração de sedimentos e mecanismos de suporte.

Quadro 2.1: Síntese da classificação de fluxos de densidade (*sensu* Mulder & Alexander, 2001).

<b>Classificação dos fluxos de densidade (Mulder &amp; Alexander, 2001)</b>				
<b>Coesão</b>	<b>Concentração</b>		<b>Mecanismo de suporte</b>	<b>Descrição sucinta</b>
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 e 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

## **Capítulo 3**

### **Materiais e Métodos**

#### **3.1. Aquisição de Dados**

O estudo de campo das formações Gualcamayo e Los Azules foi realizada durante o período de 15 de Julho a 10 de Agosto de 2006.

A atividade de aquisição dos dados consistiu na medida e análise sedimentológica em três colunas estratigráficas monodimensionais com cerca de 50 m de espessura nas unidades Gualcamayo e Los Azules. Dados referentes às unidades Portezuelo del Tontal e Sierra de La Invernada foram coletados em atividade de campo realizada em Janeiro de 2005.

Durante a medição das seções foram coletados todos os dados necessários para a interpretação dos processos sedimentares. Na escala de observações meso e macroscópicas (de menos de 1 cm até algumas dezenas de metros) os corpos geológicos foram diferenciados por meio de características de composição, de textura, dos contatos, das geometrias das camadas e das relações entre elas, do conteúdo fossilífero e da presença de icnofósseis. A interpretação dos mecanismos de transporte foi realizada com base nas características sedimentológicas citadas acima que, por sua vez, serviu como suporte às interpretações faciológicas, deposicionais e paleogeográficas.

O método de análise de fácies aplicado propõe dar maior importância aos mecanismos hidrodinâmicos e/ou reológicos com base em modelos matemáticos ou experimentos de laboratório, como os de Bagnold (1966), Lowe (1982), Shanmugam (2000) e Mulder & Alexander (2001).

Na análise das seções mono e bidimensionais foi dada ênfase à caracterização e hierarquização das superfícies limítrofes, que separam as diferentes camadas ou eventos deposicionais (Campbell, 1967). Foram seguidos em parte os princípios expressos por Miall (1985). O uso de reprodução fotográfica foi de auxílio determinante nesta fase de aquisição de dados.

### **3.2. Organização dos Dados**

O primeiro passo na organização dos dados consistiu da individualização de fácies. O método de análise foi baseado, sobretudo nas características hidráulicas registradas nos corpos deposicionais. A relação entre fácies e mecanismos deposicionais foi determinante neste método porque os mecanismos deposicionais são considerados os principais responsáveis pelas características petrofísicas e geométricas (forma e dimensões espaciais) dos corpos geológicos. Este constitui um elemento de extremo interesse na geologia do petróleo (Shanmugam, 2000; Mulder & Alexander, 2001). Para reconhecer os fluxos combinados foram utilizados os critérios morfo-estruturais descritos por Yokokawa *et al.* (1995) e Dumas *et al.* (2005).

Considerou-se a distribuição vertical e horizontal das diferentes fácies. Sua organização vertical é definida como seqüência (empilhamento) sedimentar, enquanto a organização horizontal das fácies é chamada de trato de fácies (“*facies tract*”, Mutti, 1992; Mutti *et al.*, 1999). O objetivo desta fase interpretativa é reconhecer a tendência horizontal (espacial) e vertical (temporal) dos diferentes mecanismos deposicionais e conseqüentemente dos corpos produtos. O reconhecimento de uma organização foi feito mediante processos interpretativos visuais.

Foi integrada aos métodos uma análise icnológica devido à grande abundância de traços de organismos na Formação Sierra de La Invernada. Tal fato, em relação com a quase ausência nas outras unidades ordovicianas da Pré-Cordilheira, conduziu a um estudo de maior detalhe deste registro geológico para uma melhor caracterização dos processos deposicionais. Assim, foi realizada a identificação dos diferentes icnofósseis e a classificação em icnofácies. O uso de conceitos icnológicos foi determinante para a construção de um modelo de distribuição horizontal de litofácies.

Após terem sido interpretados os mecanismos deposicionais e ter sido construído um modelo de distribuição de fácies, estudou-se a organização seqüencial de cada unidade. Foram utilizados como aspectos marcantes do desenvolvimento das seqüências os seguintes elementos: variações granulométricas, mecanismos deposicionais (fácies) e espessura das camadas. Foram então associadas a estes elementos as variações do tipo quantidade e modo de aporte. Com isso, tentou-se construir uma evolução lógica da sucessão sedimentar e especular sobre os fatores de controle (nível base, tectônica, clima, etc.).

A construção de um modelo tridimensional da disposição geométrica dos corpos geológicos foi baseada: i) na observação direta em grandes exposições de rochas, ii) nas construções geométricas tridimensionais derivadas do mapeamento e/ou montagem gráfica de seções mono e bidimensionais e iii) nas interpretações conceituais dos mecanismos deposicionais. A reconstrução das arquiteturas deposicionais e todos os dados adquiridos foi um passo importante para a criação de um modelo tridimensional deposicional, estratigráfico, paleogeográfico e geotectônico.

## Capítulo 4

### Descrição das Unidades

#### 4.1 Análise da Formação Gualcamayo e da Formação Los Azules

As formações Gualcamayo (FG) e Los Azules (FLA) são duas unidades semelhantes litologicamente entre si. Ambas estão em contato estratigráfico acima da Formação San Juan (unidade carbonática do Eo-Ordoviciano). Porém, foram litostratigraficamente distintas pelo fato aflorarem em áreas diferentes. Ambas estão localizadas na parte mais externa da Pré-Cordilheira central, em correspondência da Sierra de Huaco, a primeira ao Norte e a segunda ao Sul do rio Huaco (Figura 4.1).

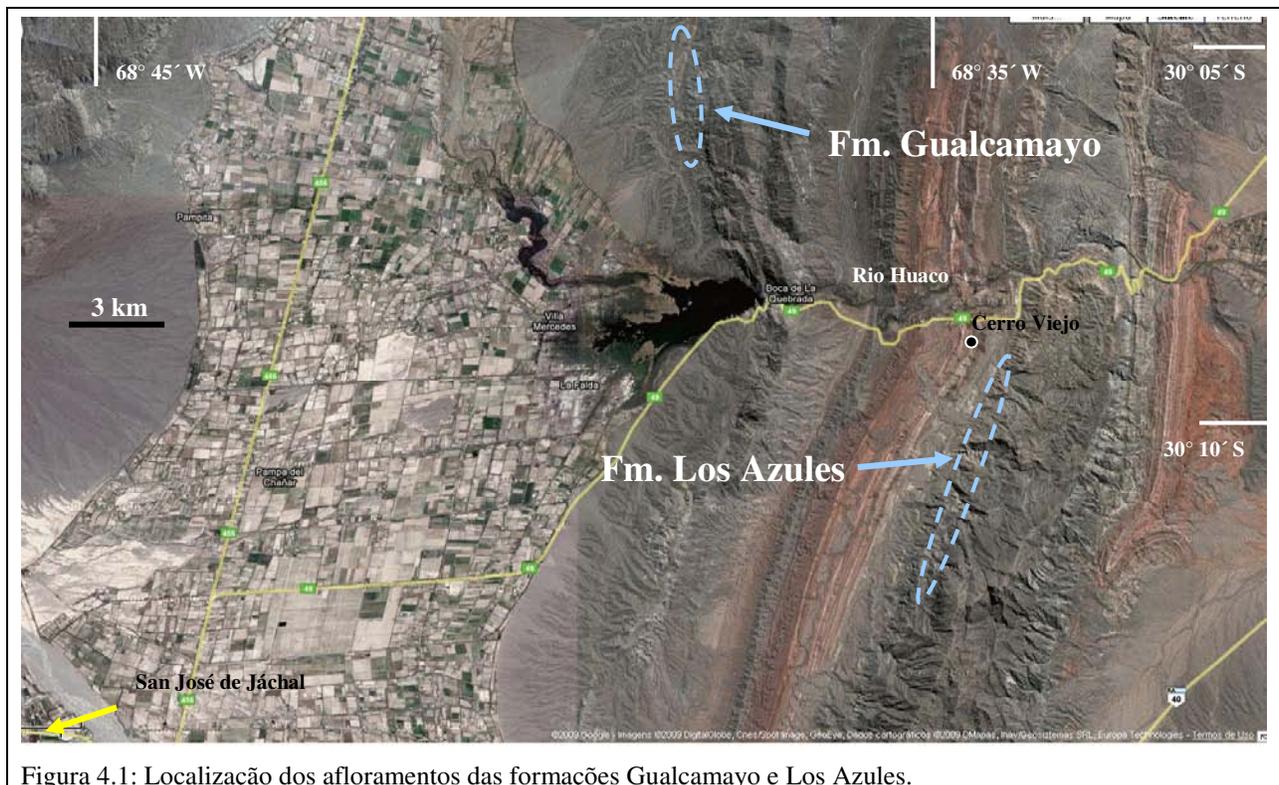


Figura 4.1: Localização dos afloramentos das formações Gualcamayo e Los Azules.

As duas unidades são constituídas de folhelhos cinza escuro, às vezes margosos, laminados, com intervalos de concentrações de graptólitos e, em menor concentração, de conodontes. Bordonaro (1999) atribui estas unidades a depósitos hemipelágicos de bacia profunda. A base e o teto das duas formações são diacrônicos nas diferentes localidades de afloramento. A sucessão varia desde o Arenigiano Médio até o Caradociano Inferior.

#### 4.1.1 Formação Gualcamayo (FG)

Os afloramentos analisados da FG se localizam entre as coordenadas 30°5'36.4''S/68°37'46.4''W, aproximadamente a 1.300 m de altitude (Figura 4.1). A FG é constituída de folhelhos negros e margas em contato estratigráfico com a Formação San Juan (Eo-Ordoviciano). Várias superfícies de *hardground*, caracterizadas por crostas de óxidos de Mn e acúmulo de fósseis (amonóides), foram encontradas na parte superior da Formação San Juan, próximo ao contato com a FG (Figura 4.2). Estas superfícies testemunham uma baixa da taxa de sedimentação dos carbonatos, provavelmente associada a um afogamento da plataforma.

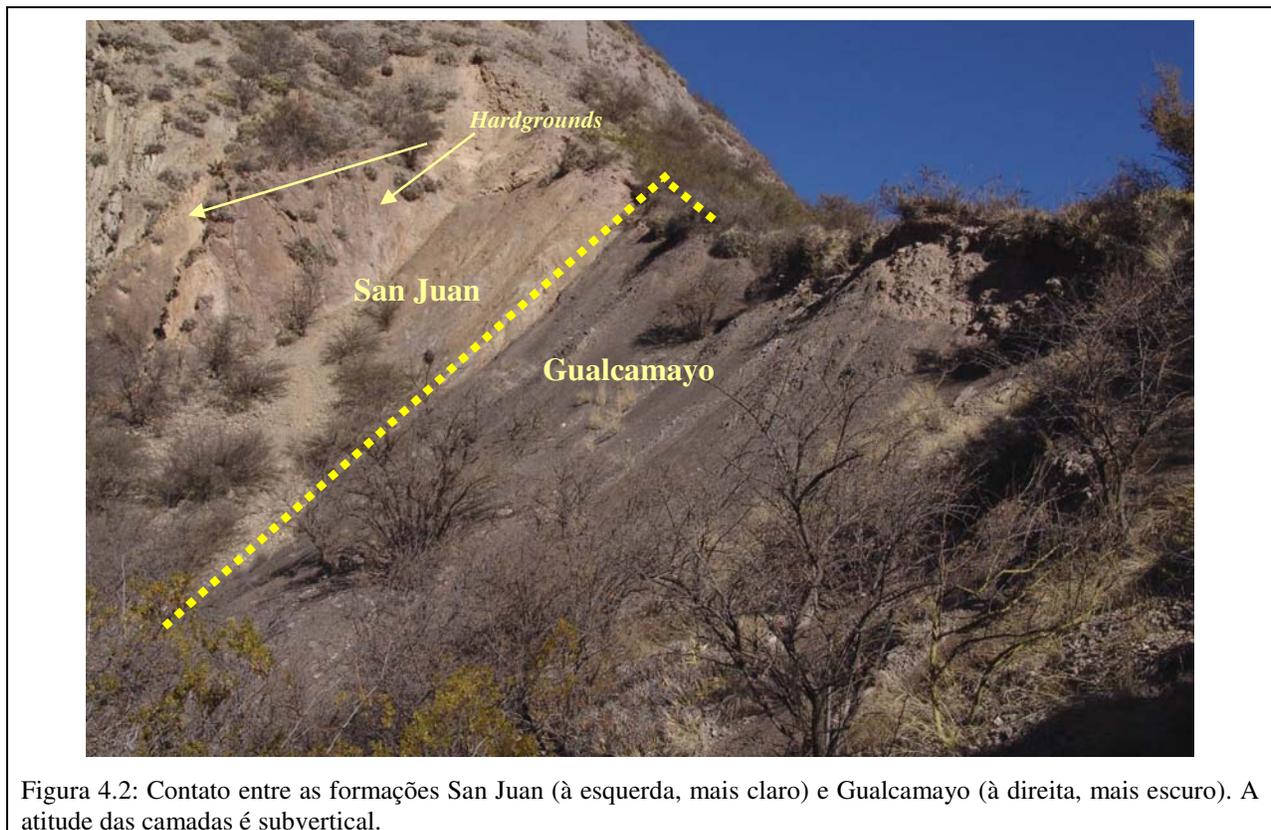


Figura 4.2: Contato entre as formações San Juan (à esquerda, mais claro) e Gualcamayo (à direita, mais escuro). A atitude das camadas é subvertical.

Os folhelhos e as margas desta unidade não mostram estruturas sedimentares ou outras litofácies alternadas. Podem ser observadas somente sutis laminações plano-paralelas, sub-milimétricas, ligadas provavelmente à variação do conteúdo orgânico. Localmente, são encontrados restos fósseis de graptofauna, concentrados em camadas preferenciais, os quais representam os únicos restos fósseis macroscópicos observáveis. Não foram encontrados icnofósseis nesta unidade. As condições de afloramento e, sobretudo, os distúrbios tectônicos, não permitiram a medida de uma seção.

#### **4.1.2 Formação Los Azules (FLA)**

Os afloramentos analisados da FLA se localizam a sul do rio Huaco (Figura 4.1), próximo ao vilarejo de Cerro Viejo. As condições de afloramento são melhores quando comparadas às condições da FG. O contato com a Formação San Juan é inclinado mais de 50°, mergulhando em sentido NW. Várias superfícies de *hardground* caracterizam a parte superior da Formação San Juan (Figura 4.3). Na FLA foram medidas duas seções, uma com 141,40 m e outra com 52 m de comprimento, com coordenadas geográficas respectivamente sendo 30°11'2.75''S /68°35'6.11''W e 30°10'36.06''S/68°34'45.22''W, ambas a uma altitude de 1.200 m (Figura 4.1).

As características das litofácies são homogêneas e análogas às da FG. A unidade é constituída por folhelhos negros (Figura 4.4) que localmente podem conter graptólitos em abundância e, às vezes, caracteriza-se por apresentar sutis laminações de diferentes tonalidades escuras, provavelmente associadas com as variações do conteúdo orgânico. Na parte superior da sucessão aumenta a componente carbonática e aparecem camadas com maior conteúdo de calcário que ressaltam no relevo em razão da maior resistência à erosão. A sucessão termina com uma superfície erosiva à qual se sobrepõem depósitos glaciais da Formação Guandacol, depositada durante o Carbonífero (Bordonaro, 1999).



Figura 4.3: Superfície de *Hardground* (superfície escura) no intervalo superior da Formação San Juan próximo ao contato com a Formação Gualcamayo.

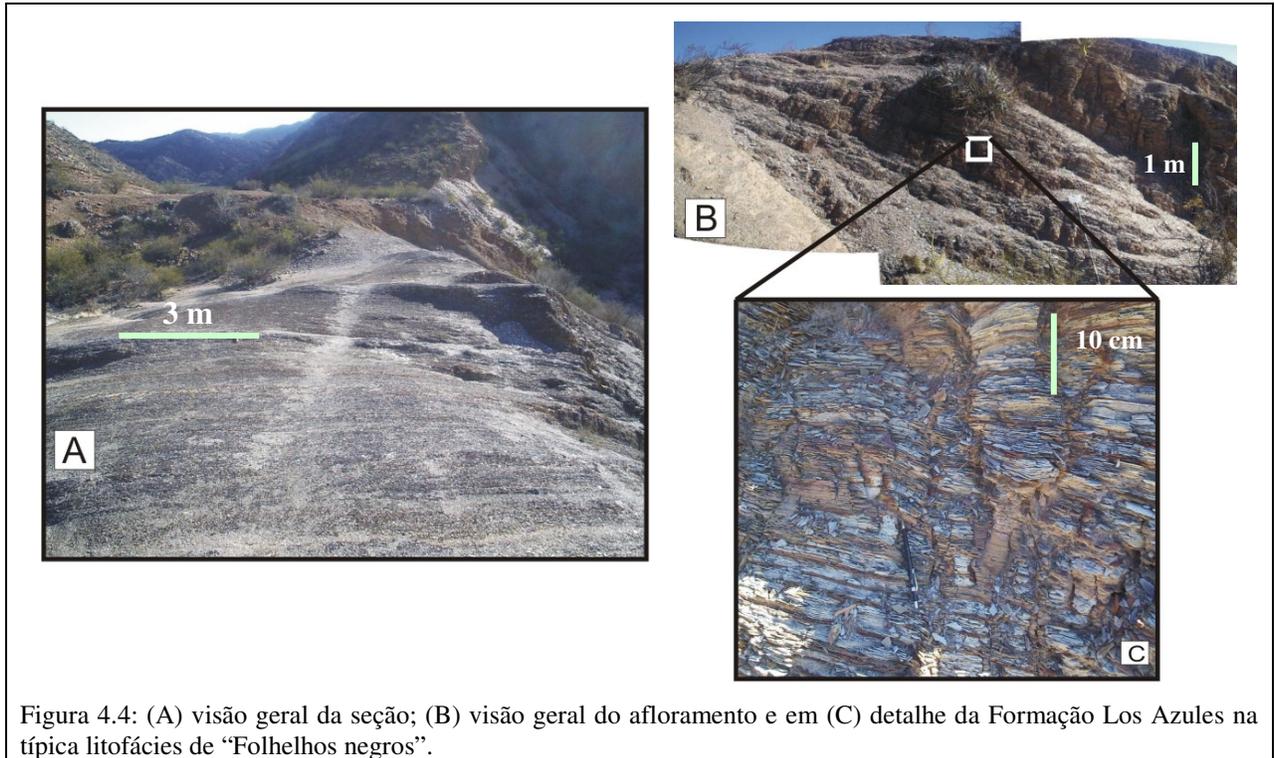
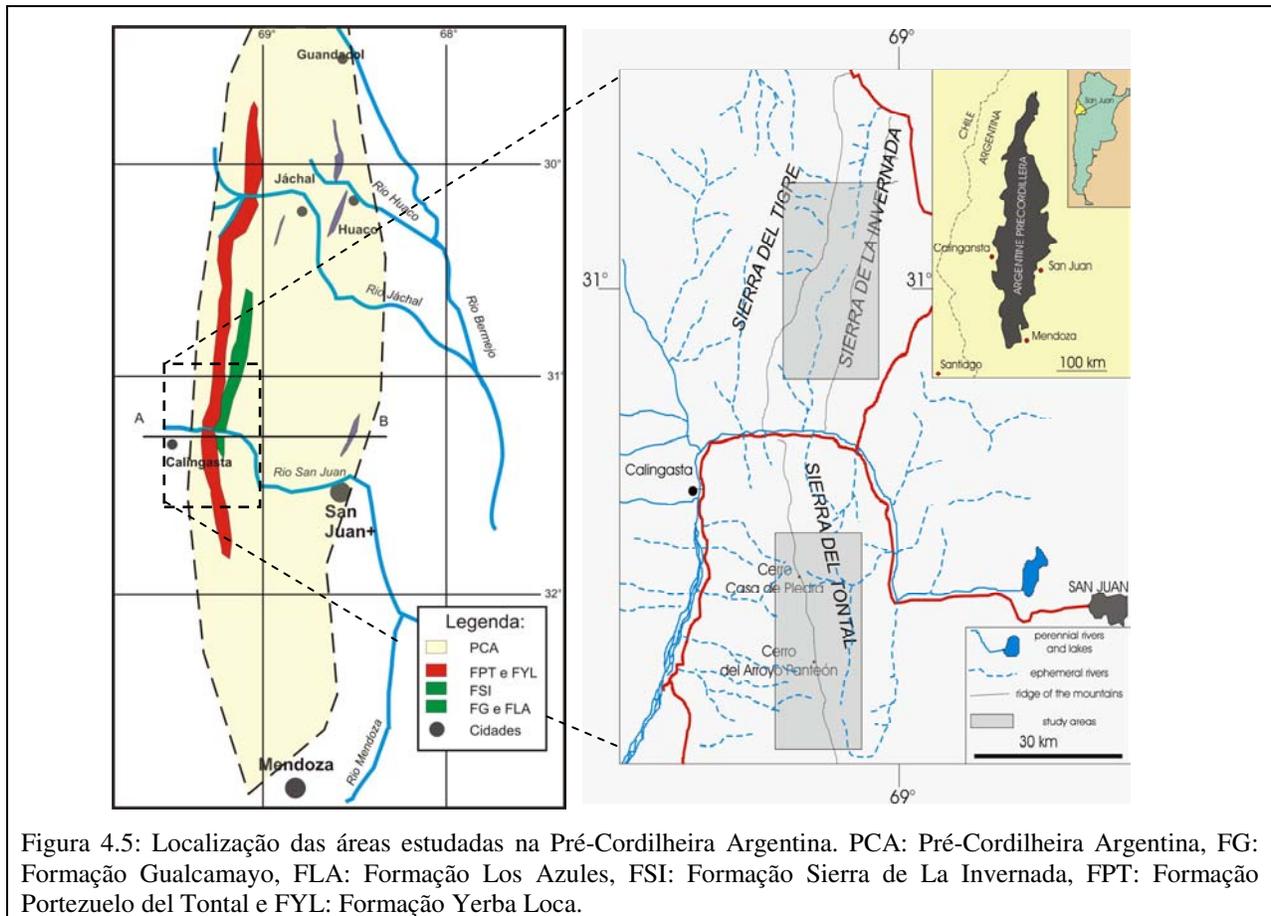


Figura 4.4: (A) visão geral da seção; (B) visão geral do afloramento e em (C) detalhe da Formação Los Azules na típica litofácies de “Folhelhos negros”.

## 4.2 Formação Portezuelo del Tontal (FPT)

Na FPT os dados foram coletados em duas áreas distantes 10 km entre si, denominadas: área do “Cerro Casa de Piedra” e área do “Cerro del Arroyo Panteón” (Figura 4.5). Os dados foram coletados de diversas seções e de levantamentos de dados sedimentológicos. As seções descritas são encontradas em Henrique (2005).



As seções da área do “Cerro del Arroyo Panteón” são localizadas cerca de 7,5 km em direção N330 do Cerro del Arroyo Panteón. Em campo, as seções foram denominadas: seções A1, A2, A3 e A4. (Figura 4.6). As análises de campo, assim como a análise de fotos aéreas e de imagens orbitais, permitiram correlacionar as seções da área do “Cerro Casa de Piedra” com esta área. As quatro seções medidas cobrem um intervalo estratigráfico de cerca de 650 m, embora a seção A4 estivesse coberta por detritos em um intervalo de 150 m e, na parte alta da sucessão, numerosas intrusões de microgabros (“diabásios”) se intercalam com os depósitos sedimentares por uma espessura variável entre 50 e 150 m.

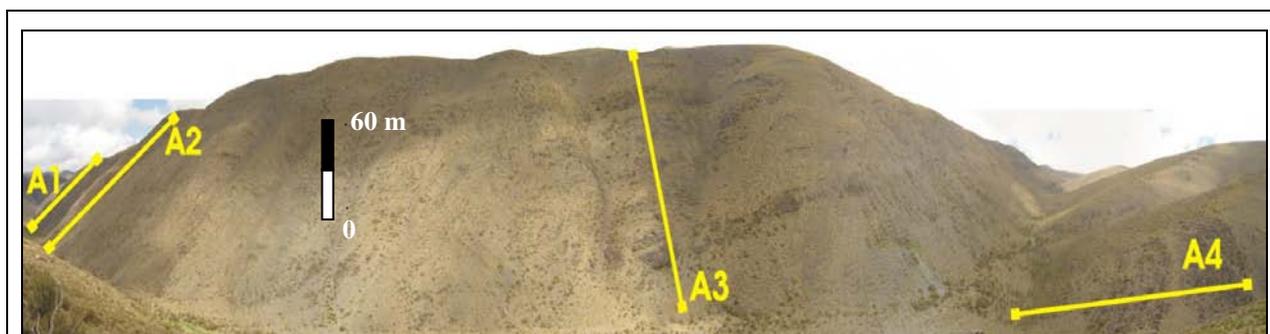


Figura 4.6: Seções A1, A2, A3 e A4 medidas na área do “Cerro del Arroyo Panteón” (adaptada de Henrique, 2005).

As Seções A5, A6 e A7 (Figura 4.7) se localizam cerca de 4 km a N160 do “Cerro Casa de Piedra” (Figura 4.5). Estas seções foram medidas e por uma espessura total de cerca de 1.210 m, são distribuídas ao longo de uma distância horizontal de 3,5 km em direção N160 e descrevem um intervalo estratigráfico de 850 m, sendo que os últimos 400 m são, na realidade, constituídos por *sills* de microgabros ou dacitos ou são pouco expostos.

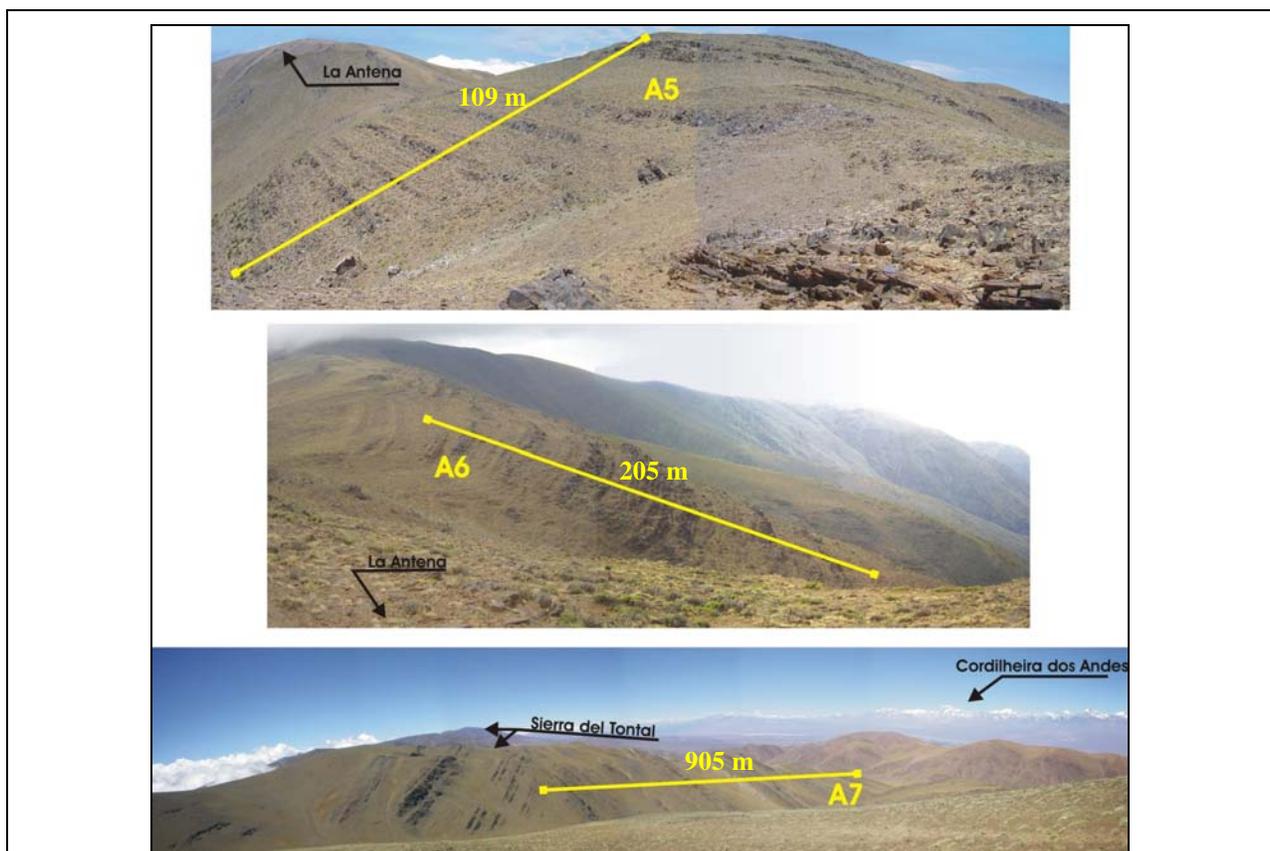


Figura 4.7: Localização das seções A5, A6 e A7 descritas da área “Cerro Casa de Piedra” (Henrique, 2005).

As seções A5, A6 e A7 são basicamente constituídas por alternâncias de arenitos e folhelhos. Os arenitos, mais freqüentes, são constituídos de duas divisões: na parte inferior, arenito médio ou médio-fino, de aspecto maciço, e, na parte superior, arenito muito fino de menor espessura com laminações onduladas e cruzadas. A espessura destes arenitos varia de 0,3 até 3,6 m. Outras camadas de arenitos possuem uma granulação muito fina com laminações e uma espessura variando entre 5 e 25 cm. As camadas de arenitos maiores que 1 m de espessura possuem forma retangular e uma continuidade lateral maior, atingindo algumas dezenas de metros. Geometrias lenticulares com base plana e topo convexo são mais típicas de camadas de arenitos muito finos. Os folhelhos constituem menos de 15% da sucessão e formam intervalos com espessuras variando entre poucos centímetros até 160 cm.

Na porção superior da seção A7 aflora um intervalo de folhelhos com 6 m de espessura. Os folhelhos são cobertos por um arenito conglomerático (Figura 4.8) com média de 24 m de espessura. Este arenito, que possui a moda na granulação arenito fino, apresenta má e clastos arredondados de natureza diversa (quartzitos, calcários, gabros, quartzo de veio, arenitos, *chert*) com dimensões entre 0,2 e 15 cm. A espessura do arenito conglomerático é variável e a superfície limítrofe basal é erosional e, a superior, plana. Folhelhos cinza escuro, com 35 m de espessura, cobrem o arenito conglomerático. Este mesmo arenito conglomerático possui continuidade em direção sul por cerca de 10 km, com variações de espessura de organização interna. Este constitui um elemento de extrema importância para a interpretação deposicional da FPT e para a construção de um modelo de trato de fácies.

O evento de arenito conglomerático ou conglomerado arenoso foi analisado por 7 km em direção sul a partir da seção A7. A base é sempre erosional, com depressões de até 40 cm de profundidade. A espessura é muito variável, com valores que parecem diminuir (em direção ao sul) até poucos decímetros.

Como já mencionado, duas litologias constituem este intervalo: conglomerado arenoso e arenito conglomerático. O primeiro é constituído por clastos subangulares com até 60 cm de calcário, arenitos muito fino ou folhelhos. Estes clastos pertenciam às unidades ordovicianas da Pré-Cordilheira ou são identificáveis como correspondendo a clastos intraformacionais em meio a

matriz de arenitos muito grossos, mal selecionados. O segundo é formado por arenito fino mal selecionado com um percentual menor de 10% de clastos arredondados exóticos entre os quais se identificam granitóides, gabros, quartzitos, rochas metamórficas e calcárias. Os dois tipos localmente se alternam, mas freqüentemente foram observados isoladamente, com prevalência dos arenitos conglomeráticos.

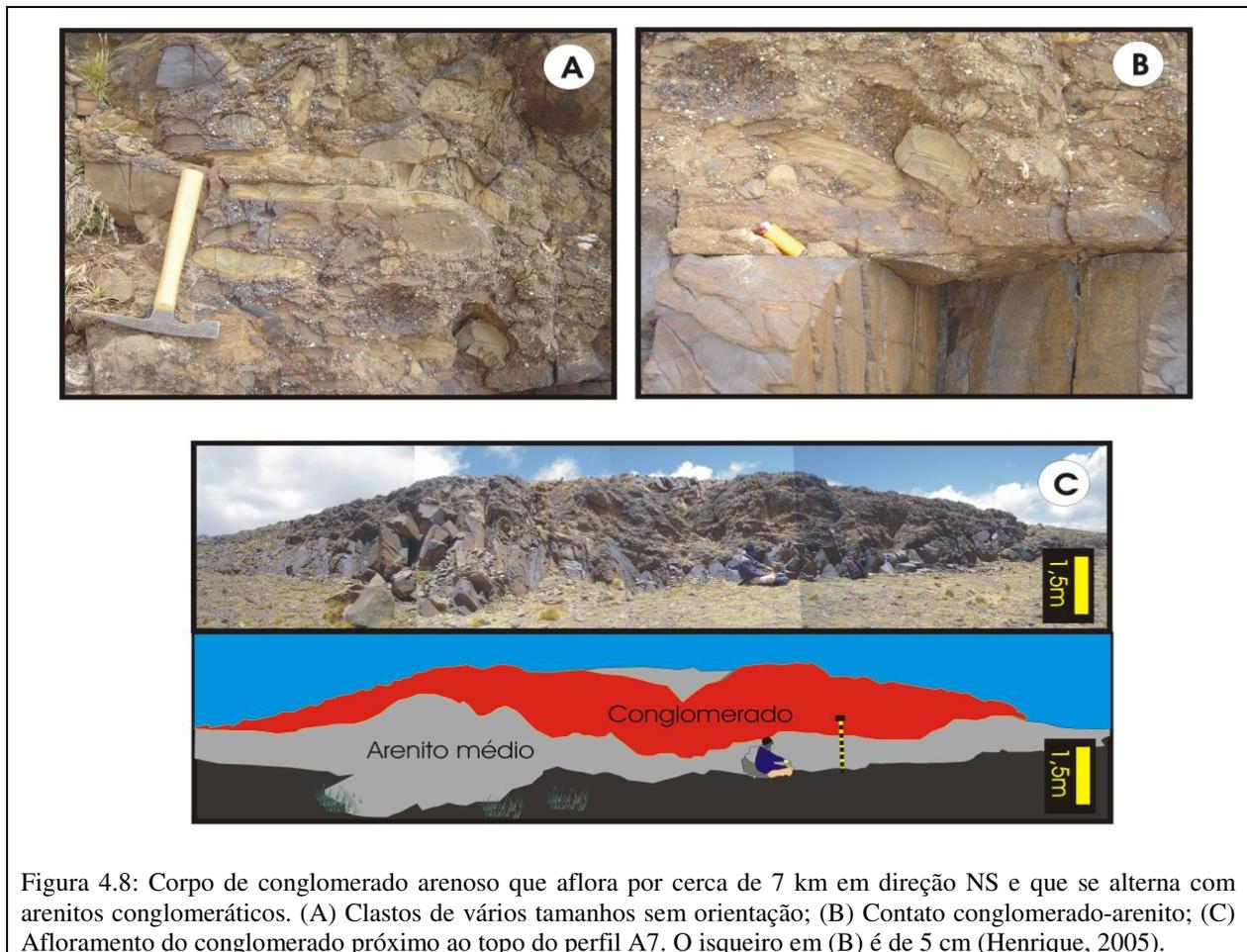


Figura 4.8: Corpo de conglomerado arenoso que aflora por cerca de 7 km em direção NS e que se alterna com arenitos conglomeráticos. (A) Clastos de vários tamanhos sem orientação; (B) Contato conglomerado-arenito; (C) Afloramento do conglomerado próximo ao topo do perfil A7. O isqueiro em (B) é de 5 cm (Henrique, 2005).

As condições dos afloramentos não permitiram clara visualização da geometria destes sedimentos grossos. Contudo, a base erosional, o topo plano, a variação vertical e lateral dos dois tipos de fácies grossas permitiram definir que vários episódios de sedimentação, de diferentes proveniências, preencheram uma depressão erosiva.

Em linhas gerais, a sucessão sedimentar na área do “Cerro del Arroyo Panteón” é semelhante à da área “Cerro Casa de Piedra”, onde a litofácies prevalente é constituída por

camadas de arenitos com espessura variando entre 50 e 750 cm. Estes arenitos são divididos em duas porções: uma de granulometria média ou média fina e maciça na parte inferior e outra muito fina na parte superior, com laminações onduladas, plano-paralelas e cruzadas (camadas bipartidas). Menos freqüentes foram observadas camadas constituídas por arenitos finos com espessura variando entre 10 cm e 40 cm. Estes arenitos menos freqüentes apresentam laminações onduladas e plano-paralelas e se alternam com folhelhos cinza escuro.

#### **4.2.1 Litofácies: Descrição e Interpretação**

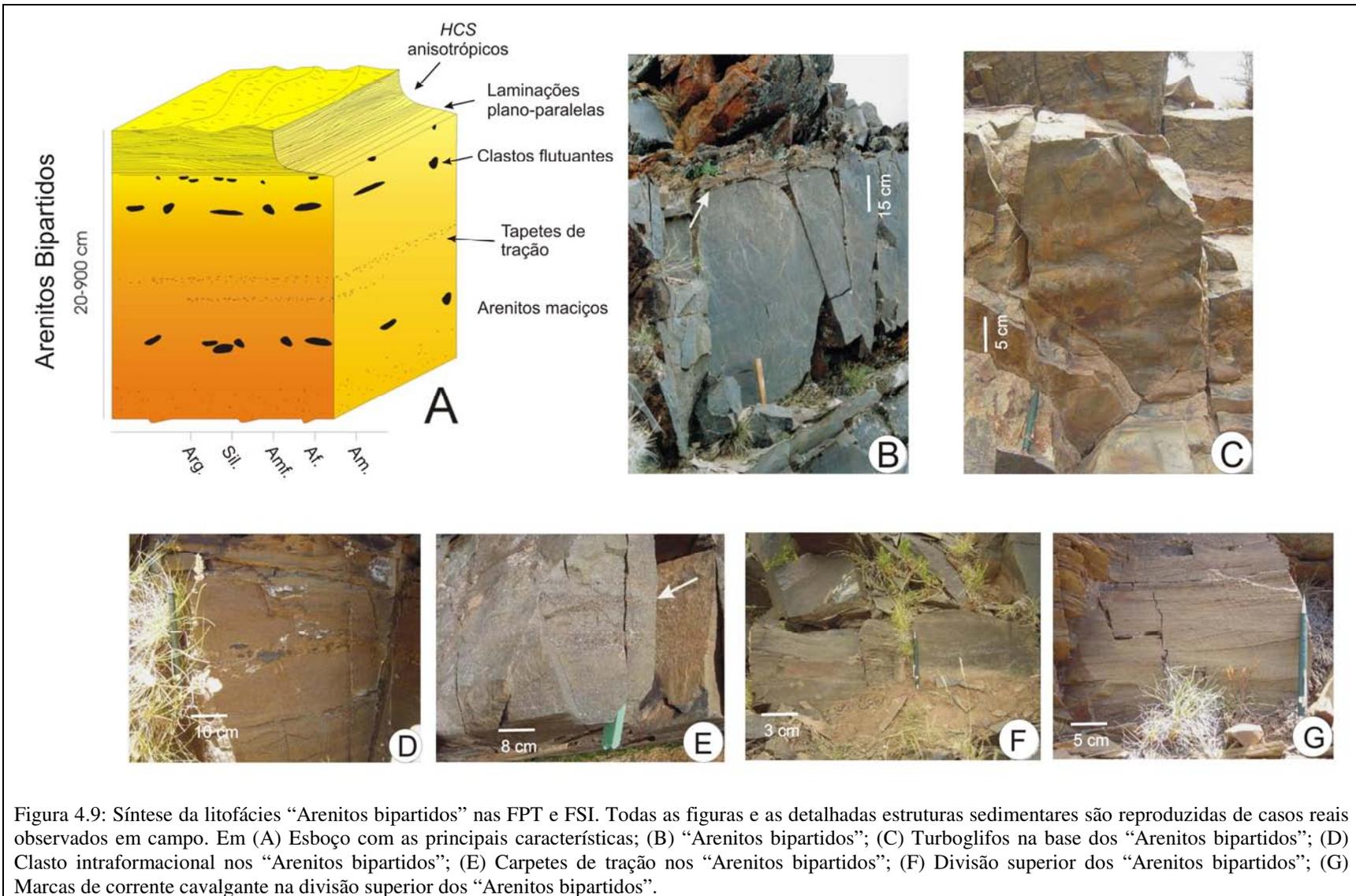
Os critérios de distinção das litofácies seguem os princípios clássicos baseados nas observações de campo e nas análises de lâminas delgadas das litofácies areníticas. As interpretações das litofácies em mecanismos deposicionais, além dos trabalhos clássicos, citados ao longo desta dissertação de mestrado, seguem principalmente os trabalhos de Mulder & Alexander (2001), pela parte de interpretação dos mecanismos gravitacionais, e de Myrow & Southard (1991 e 1996), pelas partes relativas aos fluxos combinados.

Na FPT foram distinguidas quatro litofácies, sendo duas de arenitos, uma de folhelhos e uma de arenitos conglomeráticos ou conglomerado arenoso. As denominações para estas litofácies foram as seguintes: i) Arenitos bipartidos; ii) Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos; iii) Folhelhos negros e iv) Conglomerados areníticos e Arenitos conglomeráticos. O Quadro 4.1 resume as principais características das litofácies da FPT.

**i) Arenitos bipartidos.** Esta litofácies foi denominada assim porque as camadas depositadas por um mesmo evento deposicional apresentam duas divisões, que se distinguem por diferenças de granulometria, estruturas sedimentares e espessura. Os arenitos bipartidos são apresentam gradação onde a granulação varia de arenitos médios ou médios finos até arenitos muito finos a lamitos. A espessura varia de 20 cm até 9,30 m e sua média é de 95 cm (Figura 4.9A e 4.9B). Estas camadas possuem geometria lenticular ao longo de muitas dezenas a centenas de metros. Dentre os intervalos de rochas sedimentares aflorantes a difusão desta litofácies varia entre 70 e 90%. Os arenitos bipartidos formam camadas amalgamadas ou são intercalados com sutis camadas de folhelhos negros de espessura média de 1 cm.

Quadro 4.1: Síntese das principais características sedimentológicas das fácies da FPT.

Formação Portezuelo del Tontal											
Fácies		Granulometria	Seleção	Arredondamento	Espessura	Estruturas	Mecanismo de Transp. e/ou Deposição	Geometria	Classificação de Folk (1968)	Bioturbação	
1	<b>Arenitos bipartidos</b>	Porção basal	Areia média a fina.	Ruim a moderada	Muito anguloso a subarredondado	Entre 0,2 m e 9,3 m (média: 0,95 m)	Turboglifos, marcas de sulcos, arrastos e impacto, laminação plano-paralela incipiente, maciço ou com gradação normal sutil.	Fluxos de densidade concentrados modificados por ondas	Lenticular com comprimento de até centenas de metros	Litoarenitos ou sublitoarenitos	Ausente
		Porção superior	Areia fina a muito fina	Boa a moderada	Subanguloso a subarredondado		Laminações de baixo ângulo, côncava convexas, entrecortantes, climbing ripples subcríticos, lineações de partições.				Ausente
2	<b>Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos</b>	Areia muito fina a fina	Boa a moderada	Subanguloso a subarredondado	Entre 3 a 20 cm	Laminações côncavo convexas assimétricas (HCSa), laminações convolutas, marcas de corrente, lineamentos de partições	Correntes de turbidez modificadas por ondas	lenticular com poucas dezenas de metros	Sublitoarenitos	Ausente	
3	<b>Folhelhos Negros</b>	Argila	Boa	-	Entre 0,01 e 35,0 m (média: 15 cm)	Maciço ou com laminação plano paralela mal definida.	Decantação	Tabular na escala do afloramento	-	Rara	
4	<b>Conglomerados areníticos e Arenitos conglomeráticos.</b>	Grânulos a blocos (matriz areia grossa)	Ruim	Angulares a arredondados	Entre 24 e 30 m	Maciço	Fluxos Hiperconcentrados	Lenticular por centenas a pouco milhares de metros	-	Ausente	



Na escala de afloramento de até poucas dezenas de metros as camadas de “Arenito bipartido” mostram uma constante continuidade lateral, sem variações de espessura e características sedimentares, parecendo de geometria retangular (Figura 4.10). As camadas parecem ter uma continuidade segundo o eixo das paleocorrentes de algumas centenas de metros.



Figura 4.10: Corpo de “Arenito bipartido”, indicado com a seta, que lateralmente diminui de espessura.

A base das camadas mostra freqüentemente estruturas de sola de vários tipos. Foram observados turboglifos, marcas de sulcos, marcas de arrasto e marcas de impacto (Figura 4.9C), mas prevalecem turboglifos, os quais fornecem as principais informações de sentidos dos paleofluxos. Todas as estruturas observadas na base das camadas indicam paleovetores de correntes unidirecionais, não tendo sido observados indicadores de fluxos oscilatórios ou de correntes geostróficas como, por exemplo, as marcas de sulcos recurvadas de Martel & Gibling (1994).

A divisão inferior é, em geral, mais espessa e constituída por arenitos médios, mal selecionados e sem estruturas sedimentares evidentes. Todavia, por 5 a 30 cm acima da base das camadas é freqüente observar clastos das dimensões da areia muito grossa até grânulos, dispersos em percentual de 5 a 10% em arenitos médios ou médio-finos. Estes clastos progressivamente desaparecem em direção ao topo da camada. Algumas camadas mostram um conglomerado arenoso basal constituído por intraclastos.

Quando a base é constituída por conglomerados intraformacionais a gradação destas camadas é mais desenvolvida. Em diferentes níveis da porção inferior da camada se observam

intraclastos de arenitos ou folhelhos alinhados ao longo de uma superfície plano-paralela (Figura 4.9D).

Nos arenitos maciços podem estar presentes sutis camadas de clastos de arenitos muito grossos, grânulos, ou pequenos seixos alternados com arenitos médios. Estas camadas possuem forma retangular ou de lente achatada, com espessura de 1 a 4 cm. Os clastos não mostram em geral organização, mas às vezes pode-se observar gradação inversa pouco desenvolvida (Figura 4.9E). Estas estruturas podem ser comparadas e identificadas com os carpetes de tração descritos por Lowe (1982), Mutti (1992) e Sohn (1997).

Os arenitos da divisão inferior são constituídos principalmente por grande abundância de fragmentos líticos. Nas 58 amostras em que Cutolo (2005) e Fioriti (2008) realizaram a contagem de grãos, o percentual de fragmentos líticos variou entre 15,3 e 46,3%. A porcentagem de quartzo varia entre 51,6 e 81,97% e de feldspato entre 0 e 4,5%. Os grãos de quartzo são, em geral, monocristalinos e prevalecem grãos de quartzo metamórfico (quartzo metamórfico xistoso, quartzo metamórfico recristalizado e quartzo metamórfico estirado). Os grãos arenosos da porção basal e superior possuem baixa maturidade textural e mineralógica (Fioriti, 2008). A porção basal é composta por grãos de fração granulométrica areia média e a porção superior é composta por grãos de fração granulométrica de areia fina/muito fina (Figura 4.11A). Os grãos do arcabouço são compostos por quartzo, feldspatos e fragmentos de rocha (metamórfica, sedimentar e vulcânica) (Figura 4.11B). A presença de grãos de zircão dispersos é comum. Segundo a classificação de Folk (1968) estas rochas são litoarenitos e sublitoarenitos.

Os feldspatos são constituídos principalmente de plagioclásios. O grau de seleção dos arenitos médios é baixo, variando entre ruim e muito ruim. O grau de arredondamento dos grãos de arenito varia entre muito anguloso e subarredondado. A matriz argilosa é baixa (<1%); o seu reconhecimento é dificultado pela presença de recristalização e de fragmentos líticos deformados. O cimento é constituído pela maioria de carbonato de cálcio, mas cimento clorítico e de óxidos de ferro foram reconhecidos.

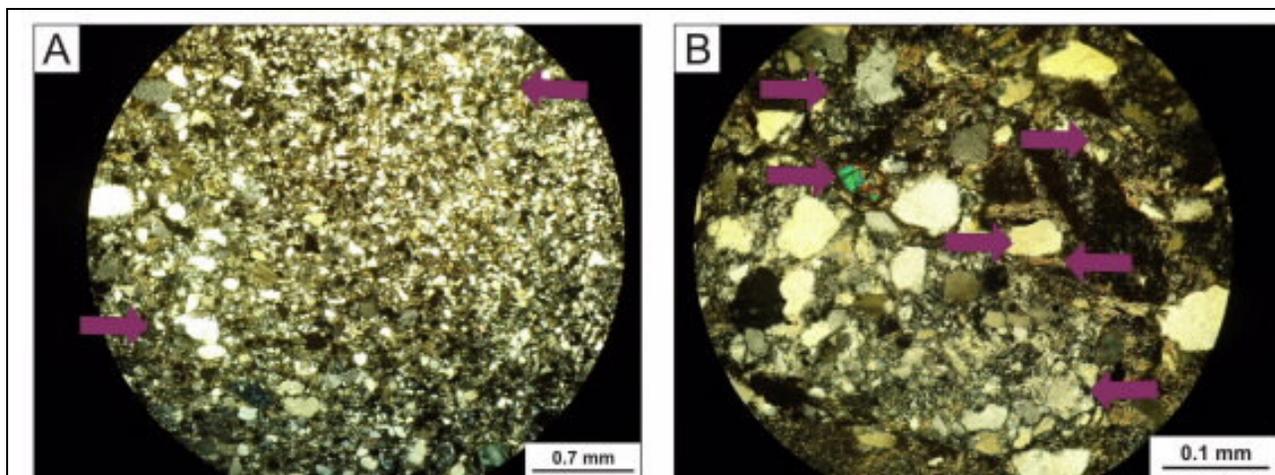


Figura 4.11: (A) Gradação normal: Fração granulométrica diminui em direção ao topo da camada (nicóis cruzados); (B) Presença de fragmento sedimentar, fragmento metamórfico, mica detrítica, quartzo monocristalino e zircão (nicóis cruzados) (Fioriti, 2008).

A transição entre a parte inferior e parte superior se desenvolve em menos de 2 cm de espessura. Esta passagem é marcada por i) uma abrupta variação de granulometria onde os arenitos médios ou médios a finos passam para arenitos finos e ii) uma aparição de claras estruturas sedimentares (Figura 4.9B). Embora limitada a uma espessura de 1-2 cm, a variação de granulometria é contínua e não existem superfícies de erosão entre a divisão inferior e superior. Na transição podem ser desenvolvidas laminações plano-paralelas em arenitos finos ou muito finos.

A divisão superior possui uma espessura entre 3 e 20 cm. Esta é caracterizada por apresentar laminações de baixo ângulo (menor que  $10^\circ$ ), onduladas ou côncavo-convexas, produzidas por pequenas variações de granulometria no interior dos arenitos muito finos. As laminações são organizadas em *sets* que se entrecortam, separados por pequenas superfícies erosivas (Figura 4.9F). As laminações côncavo-convexas possuem forma assimétrica e no lado mais inclinado mostram *foresets* de laminações cruzadas com uma inclinação preferencial.

As laminações cruzadas formam *sets* com espessura entre 1 e 4 cm e possuem aspectos diferentes das laminações cruzadas de marcas de corrente (*current ripples*): os *foresets* têm inclinações menores de  $10^\circ$  que, na direção de jusante, decrescem a  $0^\circ$ ; lateralmente uma mesma laminação cruzada pode passar a uma laminação côncavo-convexa (Figura 4.9G). Segundo as descrições de Arnott & Southard (1990) e Cheel & Leckie (1993), estas estruturas podem ser

identificadas como estratificações cruzadas a *Hummocky* anisotrópicas (*anisotropic Hummocky Cross Stratifications*), conforme descritas no capítulo 2 desta dissertação. Todavia, o espaçamento das ondulações é de 20 a 60 cm, inferior ao descrito originalmente nas definições de Estratificações Cruzadas a *Hummocky* de Dott & Bourgeois (1982), Duke, (1985) e Cheel & Leckie (1993).

As laminações cruzadas são casualmente interestratificadas com as laminações côncavo-convexas ou com as laminações plano-paralelas. Marcas de corrente cavalgantes do tipo subcrítico (*subcritical climbing ripples*) podem ser observadas; a organização dos *foresets* é a mesma das laminações cruzadas descritas acima (Figura 4.9G). Nas superfícies das laminações onduladas são freqüentemente observáveis lineações de partição (*parting lineations*) a qual são constituídas de pequenas cristas (*ridge*) com largura de 4 a 5 mm e altura de 1 a 2 cm. O topo da divisão superior é coberto de modo abrupto por folhelhos negros ou por outra camada de arenito com a qual se amalgama.

Deformações pós-deposicionais destas estruturas sedimentares são freqüentes. Elas são representadas por microdobras assimétricas, com espessuras entre 4 e 8 cm, que definem laminações convolutas. Estas deformações pós-deposicionais caracterizam em geral somente a parte superior da camada, mas, às vezes, a deformação está presente em ambas as divisões por espessuras de 70 até 120 cm. Neste último caso quase toda a camada é deformada em pequenas dobras assimétricas, localmente uma estrutura pseudonodular. A divisão superior é constituída principalmente por grãos de quartzo com seleção que varia de moderada a boa e o grau de arredondamento é de subanguloso a subarredondado.

**Interpretação.** O “Arenito bipartido” representa um único evento deposicional produzido por dois mecanismos deposicionais sobrepostos (Figura 4.12). A divisão inferior está interpretada como um fluxo gravitacional, enquanto a divisão superior é um fluxo combinado.

A ausência de estruturas sedimentares (arenito maciço) e clastos alinhados e flutuantes testemunham a ausência de turbulência como força de sustentação durante a fase final de transporte e deposição da divisão inferior. A também ausência de uma relevante componente de

matriz argilosa nos arenitos exclui a suspensão por força de tipo coesivo. Assim, as forças principais de sustentação dos grãos do arenito pouco antes da fase de deposição da porção inferior são: interação dos grãos (*grain to grain interaction*) e flutuação (*buoyancy*) (Lowe, 1982). Depósitos formados por fluxos com estas características têm sido chamados como correntes de turbidez de alta densidade (Lowe, 1982) ou fluxos de detrito arenosos (*sandy debris flows*) (Shanmugam, 1997). Mulder & Alexander (2001), denominam depósitos de fluxos de densidade concentrados (*concentrated density flow deposits*).

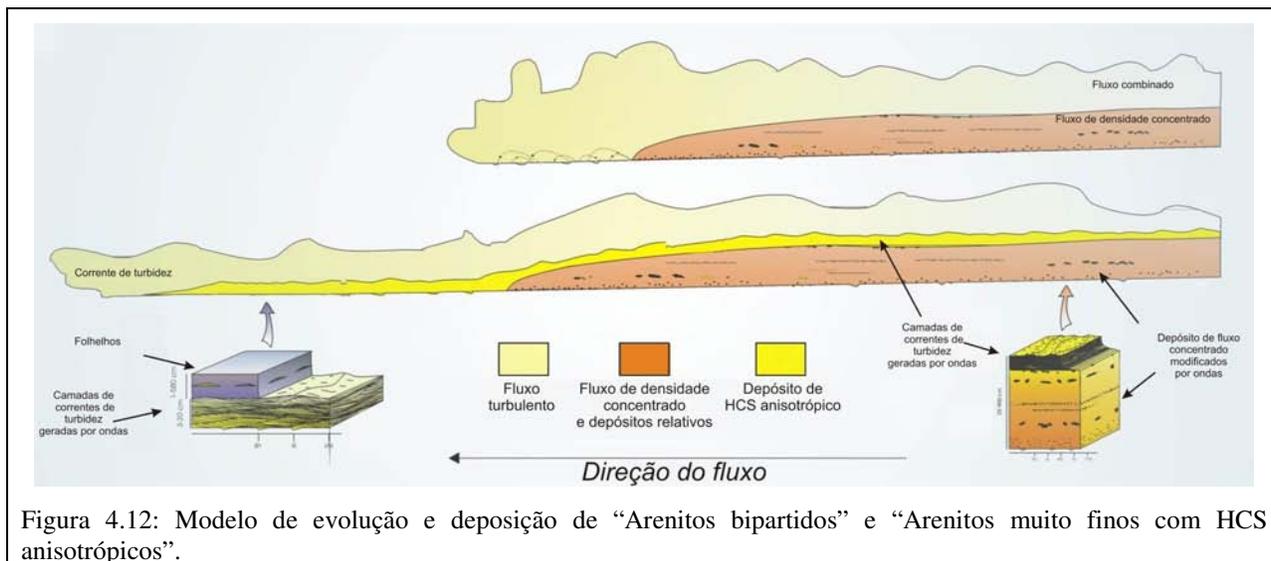


Figura 4.12: Modelo de evolução e deposição de “Arenitos bipartidos” e “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”.

Tapetes de tração são também estruturas características de fluxos de densidade concentrados (Sohn, 1997; Mulder & Alexander, 2001). As pequenas formas de erosão indicadas por marcas de sola são produzidas por turbulência na cabeça do fluxo que antecipa o fluxo de densidade concentrado. Na realidade, os fluxos de densidade concentrados são constituídos por fluxos estratificados que na porção inferior mostram altas concentrações de sedimentos enquanto nas porções superior e frontal desenvolvem uma nuvem de fluxo turbulento de baixa concentração (Mulder & Alexander, 2001; Sohn *et al.*, 2002). Na porção frontal turbulenta do fluxo (cabeça do fluxo) grânulos e grãos de areia muito grossa podem ser transportados como carga de fundo (*bedload*). Considerando que a velocidade de transporte destes grãos possa ser menor que a do fluxo de densidade de alta concentração, supõe-se que estes possam ser incorporados na porção basal da divisão inferior.

As estruturas sedimentares observadas na divisão superior são similares às “estratificações cruzadas acanaladas de baixo ângulo” (*low-angle trough cross-stratifications*) de Nøttvedt & Kreisa (1987), embora de escala menor, e as “Estratificações Cruzadas a *Hummock* de tipo anisotrópico” (*anisotropic HCS*) de Arnott & Southard (1990), Cheel & Leckie (1993) e Dumas *et al.* (2005).

Para reconhecer os fluxos combinados nestes sedimentos foram utilizados os critérios morfo-estruturais descritos por Yokokawa *et al.* (1995) e Dumas *et al.* (2005). As ondulações assimétricas, côncavo-convexas, que separam os *sets* de marcas de corrente e que frequentemente possuem continuidade lateral com os mesmo *foresets* (Figuras 4.9F e 4.9G) são atribuíveis ao que os muitos autores chamam “estratificação cruzada baixo ângulo” (*low angle cross stratifications*) (Nøttvedt & Kreisa, 1987) ou HCS anisotrópicos (Myrow & Southard, 1991) e constituem outras estruturas sedimentares produzidas por fluxos combinados (Dumas *et al.*, 2005).

A estratificação sintética reproduzida por Dumas *et al.* (2005) em fluxos combinados com a componente oscilatória dominante é formada por arenitos muito finos caracterizados por laminações onduladas e organizadas em *sets* que se cortam um com o outro, mais espessos nas concavidades e interestratificados com pequenas marcas de corrente, com menos de 3 cm de espessura (Figura 4.13A). Comparando esta estratificação sintética com as estruturas observadas na divisão superior do “Arenito bipartido” se observa uma alta similaridade (Figura 4.13B).

Supondo que o fluxo estivesse em uma fase de decréscimo de ambas as componentes unidirecional e vertical de velocidade (linha tracejada, Figura 4.14), como testemunhado pela gradação normal das camadas, as laminações plano-paralelas na transição entre divisão inferior e superior correspondem à zona de superfície plana superior (*plane bed*) do diagrama. A seguir, ocorre a passagem da fase de superfície plana superior para o campo de marca de corrente (*asymmetrical small ripples*) que corresponde às laminações cruzadas da divisão superior. Estas laminações cruzadas que convivem com formas de fundo assimétricas dômicas, definidas como *hummock*, correspondem às laminações côncavo-convexas da divisão superior.

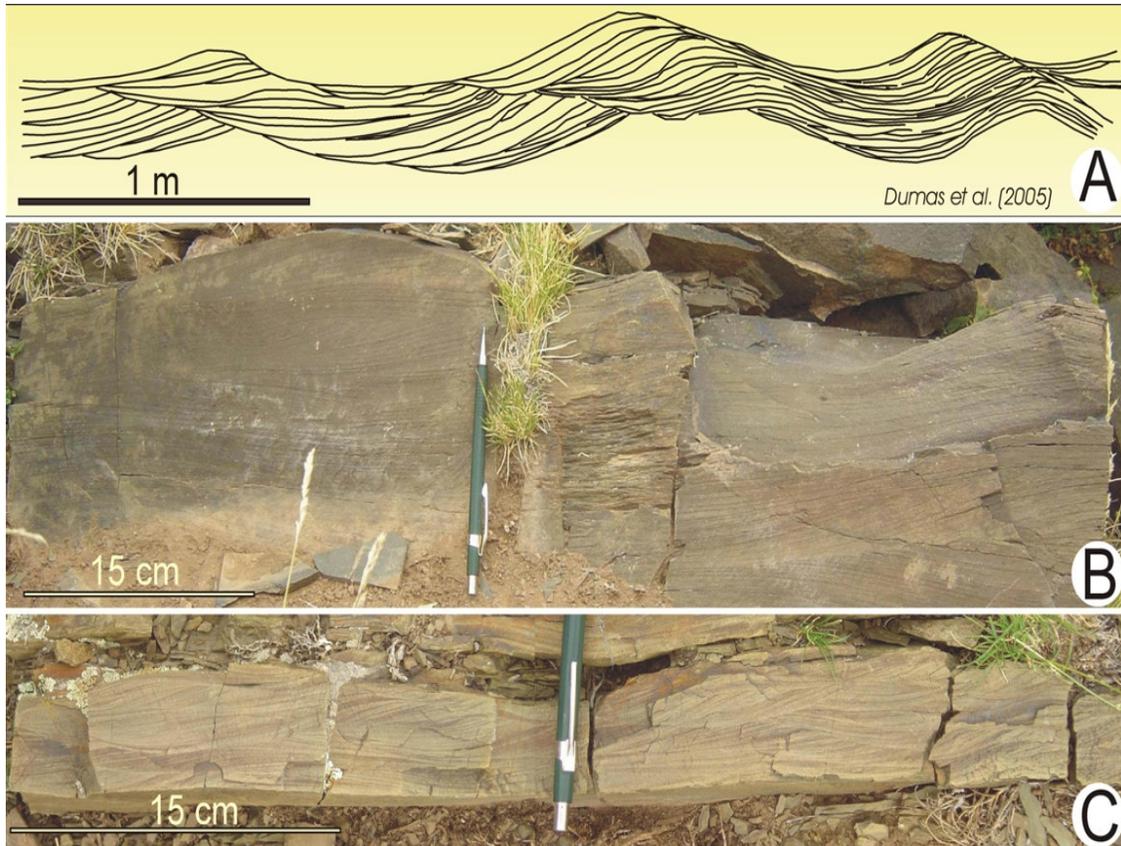


Figura 4.13: (A) Modelo sintético de HCS anisotrópicos produzido em laboratório por Dumas *et al.* (2005). HCS anisotrópicos na FPT (B) e (C) na FSL.

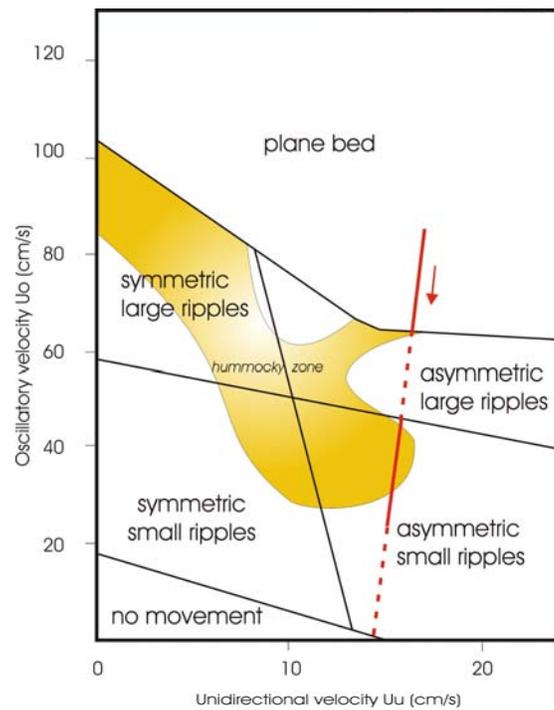


Figura 4.14: Modelo de processo sedimentar da divisão superior dos “Arenitos bipartidos” ou dos “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”. O modelo é construído com base no diagrama de Dumas *et al.* (2005).

A interpretação sobre a origem do fluxo unidirecional está baseada nas características dos mecanismos deposicionais associados aos arenitos. Interpreta-se a componente unidirecional do fluxo combinado como de origem gravitacional. A interpretação é baseada nos seguintes pontos:

i) O fluxo deposicional que produziu o “Arenito bipartido” era gravitacional de alta concentração de sedimento (fluxo de densidade concentrado). Este arenito produzido pelo fluxo concentrado foi coberto em continuidade de sedimentação, no mesmo evento deposicional, por um fluxo combinado (Figura 4.13);

ii) A direção de movimento do fluxo de densidade concentrado era a mesma do fluxo combinado superior, sublinhando sincronismo e sobreposição dos dois fluxos;

iii) As marca de sola da parte inferior do “Arenito bipartido” (Figura 4.15) não mostram bi ou pluri-modalidade de direção de fluxos como ocorrem quando são geradas em presença de uma componente oscilatória (Duke, 1985);

iv) Localmente, porções do “Arenito bipartido” são marcadas por uma intensa deformação que abrange tanto a divisão superior quanto a inferior por uma espessura até 1,5 m. Estas deformações mostram laminações convolutas e formam microdobras cujo sentido de mergulho assimétrico é análogo aos indicadores de paleofluxo (Figura 4.15A). Myrow *et al.* (2002) associaram as laminações convolutas como sendo resultado da instabilidade gravitacional que agiria em depósitos não consolidados e saturados de água. Esta interpretação pode ser aplicada também no caso destes arenitos e, deste modo, estas estruturas teriam sido produzidas por fluxos gravitacionais e não por ação de fluxos trativos na interface água-sedimento.

A ausência de dunas assimétricas (*asymmetric large ripples*) acima das laminações plano-paralelas pode ser explicada com condições de não-equilíbrio na superfície deposicional, provavelmente devido a um rápido decréscimo da velocidade oscilatória (Figura 4.14). Seguindo este diagrama, é possível deduzir que a parte final do fluxo era antecipada pela anulação da velocidade oscilatória. Na realidade, se tivesse acontecido o decréscimo também da velocidade unidirecional, as estruturas de equilíbrio entrariam no campo das pequenas marcas de corrente simétricas (*wave ripples*), porém estas estruturas não foram observadas na parte alta da divisão

superior desta litofácies. É plausível pensar que o fluxo unidirecional teria agido também depois da anulação da atividade da tempestade, produzindo na parte distal do fluxo marcas de corrente (*current ripples*) interestratificadas com os folhelhos negros descritos a seguir.

Estruturas de deformação pós-deposicional são relativamente freqüentes nos arenitos muito finos, especialmente se sujeitos a alta taxa de sedimentação, e são resultado de um aumento da pressão de água nos poros. Myrow *et al.* (2002) descrevem estas estruturas em litofácies análogas atribuindo a causa da deformação à componente da força gravitacional paralela à superfície deposicional levemente inclinada e excluindo a ação de fluxos superiores, sobretudo porque às vezes a deformação penetra na camada até 120 cm de espessura. A mesma interpretação pode ser aplicada neste caso, também considerando que o sentido de inclinação das microdobras assimétricas é análogo ao paleovetor indicado pelas marcas de sola na divisão inferior, atribuídas a fluxos gravitacionais (Figura 4.15A).

No “Arenito bipartido”, os indicadores de paleocorrentes são: i) marcas de sola observadas na base da camada (Figura 4.15B); ii) sentido de mergulho de microdobras de laminações deformadas (Figura 4.15A); iii) laminações cruzadas em HCS anisotrópicos (Figura 4.15C) e iv) lineamentos de partição (Figura 4.15D). O item i) e parcialmente ii) foram adquiridos na divisão inferior, enquanto os itens iii), iv) e parcialmente ii) foram obtidos na divisão superior.

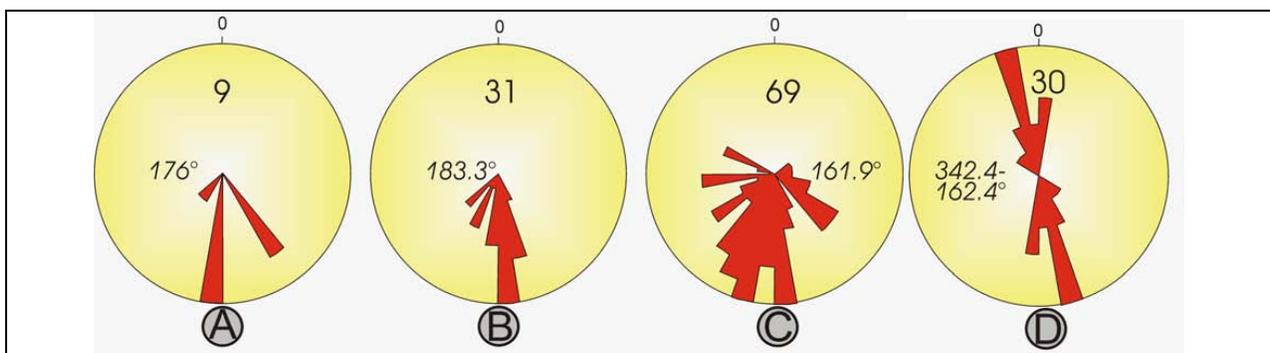


Figura 4.15: Indicadores de paleocorrentes na FPT. (A) sentido de mergulho das microdobras; (B) marcas de sola em “Arenitos bipartidos”; (C) *foreset* de marcas de corrente em “Arenitos bipartidos”; (D) lineações de partição em “Arenitos bipartidos”. Valores corrigidos para camadas horizontalizadas (Basilici *et al.*, 2005).

Basilici *et al.* (2005), Henrique (2005) e Moretti (2005) sugeriram que este tipo de depósito tenha sido produzido por “fluxos de densidade concentrados modificados por ondas (*Wave-*

*modified concentrated density flow beds*)”. Este modelo de “Camadas de fluxos de densidade modificados por ondas” é semelhante sob muitos aspectos aos “Depósitos de fluxos de densidade concentrados (*Concentrated density flow deposits*)” de Mulder & Alexander (2001). Os fluxos de densidade concentrados são constituídos por uma porção inferior mais densa e que transporta a maioria da massa sólida cujos elementos são sustentados por interação dos grãos, flutuação e atrito, e por uma porção superior menos densa e com menor massa transportada, onde o principal mecanismo de suporte é a turbulência.

Os dois tipos de mecanismos deposicionais são parecidos, mas diferem porque a porção superior das “Camadas de fluxos de densidade modificados por ondas” é um fluxo combinado constituído pela combinação de um fluxo unidirecional de corrente de gravidade e um fluxo oscilatório. Os depósitos produzidos também possuem forte semelhança: ambos possuem uma porção inferior caracterizada por arenito predominantemente maciço diferindo somente pela porção superior, onde os “Depósitos de fluxos de densidade concentrados” formam pequenas formas de fundo unidirecionais (laminações plano-paralelas e marca de corrente) e os “Fluxos de densidade modificados por ondas” formam HCS anisotrópicos.

A diferença determina uma nova interpretação dos sistemas deposicionais da bacia de deposição da FPT: de sistema de água profunda (Spalletti *et al.*, 1989; Ortega *et al.*, 2007) para um sistema de plataforma dominado por ondas.

**ii) Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos.** Esta litofácies é semelhante à divisão superior dos “Arenitos bipartidos”, seja por características granulométricas quanto por estruturas sedimentares (Figura 4.16A e 4.16B). A espessura varia de 3 a 20 cm e a sua distribuição na sucessão sedimentar da FPT é de 8,5%. Os arenitos são freqüentemente interestratificados com folhelhos negros em sutis intervalos onde podem constituir menos de 50% da sucessão (Figura 4.16C). As principais estruturas destes arenitos são laminações com concavidades e convexidades (*hummocks e swales*) assimétricas, marcas de correntes, isoladas ou cavalgantes, lineamentos de partição (*parting lineations*), laminações convolutas e *foreset* “recumbentes” (*recumbent foresets*).

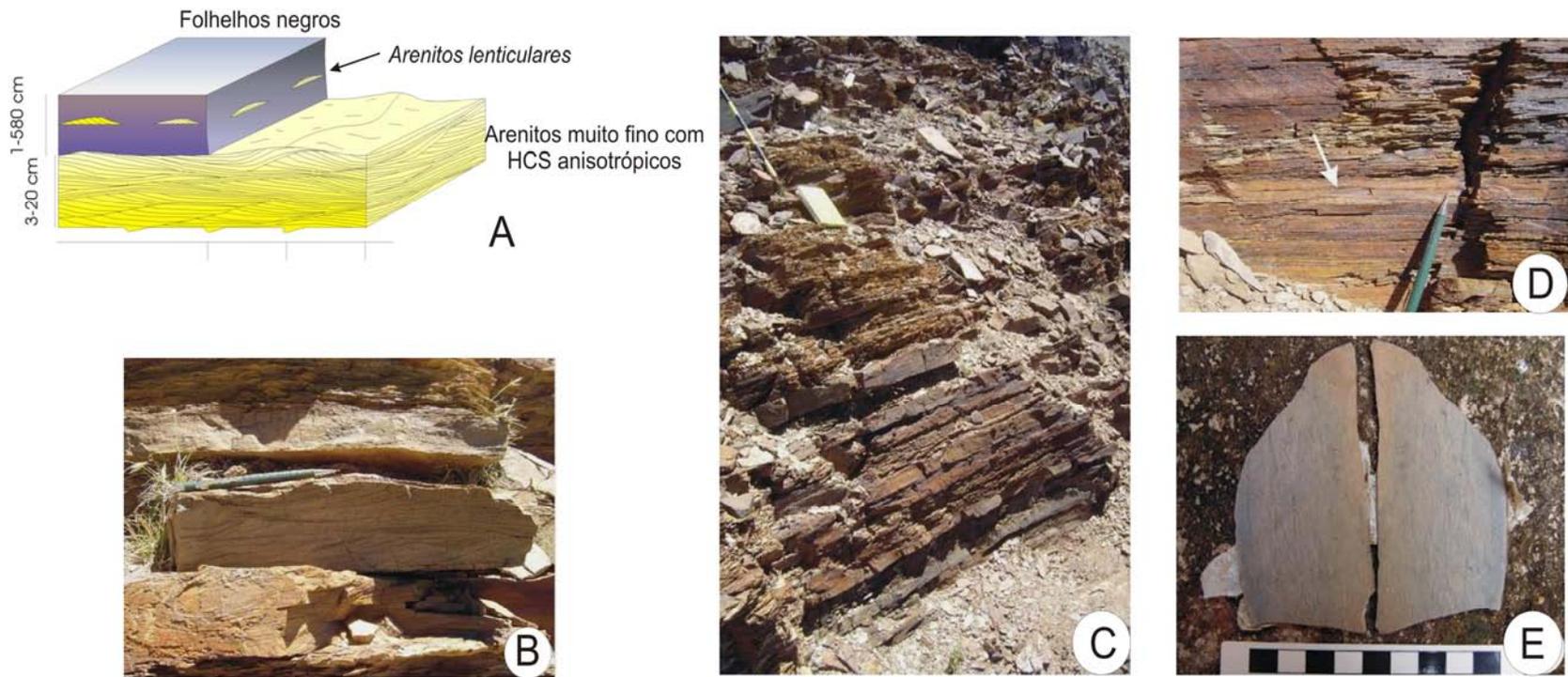


Figura 4.16: Em (A) Síntese das principais características dos “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” intercalados com “Folhelhos negros”; (B) “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”; (C) “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”. Os grãos são suportados pelo arcabouço e possuem forma angular e são constituídos por “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” intercalados com “Folhelhos negros”; (D) “Folhelhos negros” com lentes de marcas de corrente; (E) Icnofósseis do tipo *Chondrites* ou *Planolites* são observados somente nos “Folhelhos negros”. Dimensões das escalas: a lapiseira possui 14,2 cm; a barra é graduada em centímetros; o bastão de Jacob é graduado cada 10 cm.

Estas camadas são constituídas principalmente de grãos de quartzo arredondados a subangulosos, com boa seleção. Não foram observados icnofósseis. As camadas constituídas por esta litofácies mostram uma geometria lenticular na escala do afloramento (poucas dezenas de metros ao longo do desenvolvimento lateral das camadas) (Figura 4.17).



Figura 4.17: “Arenito muito fino com HCS anisotrópico” exibe uma geometria lenticular. Dimensão da escala: O martelo possui 27,5 cm de comprimento.

Petrograficamente foi observado que esta litofácies é constituída por grãos com fração granulométrica de areia fina a muito fina, podendo ou não apresentar algum tipo de gradação (Fioriti, 2008). A presença de grãos relativamente pouco mais grossos dispersos entre os demais grãos do arcabouço é comum. O material está bem a moderadamente selecionado, com grau de arredondamento variando entre angular e subarredondado. A esfericidade é baixa (Figura 4.18A). A textura laminada é demarcada pela orientação preferencial dos grãos de mica (Figura 4.18B). A rocha é composta por quartzo monocristalino e policristalino, feldspato, fragmentos líticos, mica e minerais acessórios (Figura 4.18C). Os grãos de mica estão confinados e deformados entre os demais grãos do arcabouço, resultante da alta compactação. Conseqüentemente é gerada a pseudo-matriz. Localmente nota-se a presença de cimento calcítico (Figura 4.18D).

As paleocorrentes registradas no “Arenito muito fino com HCS anisotrópicos” foram obtidas de laminações cruzadas e lineamentos de partição (Figura 4.19A e 4.19B).

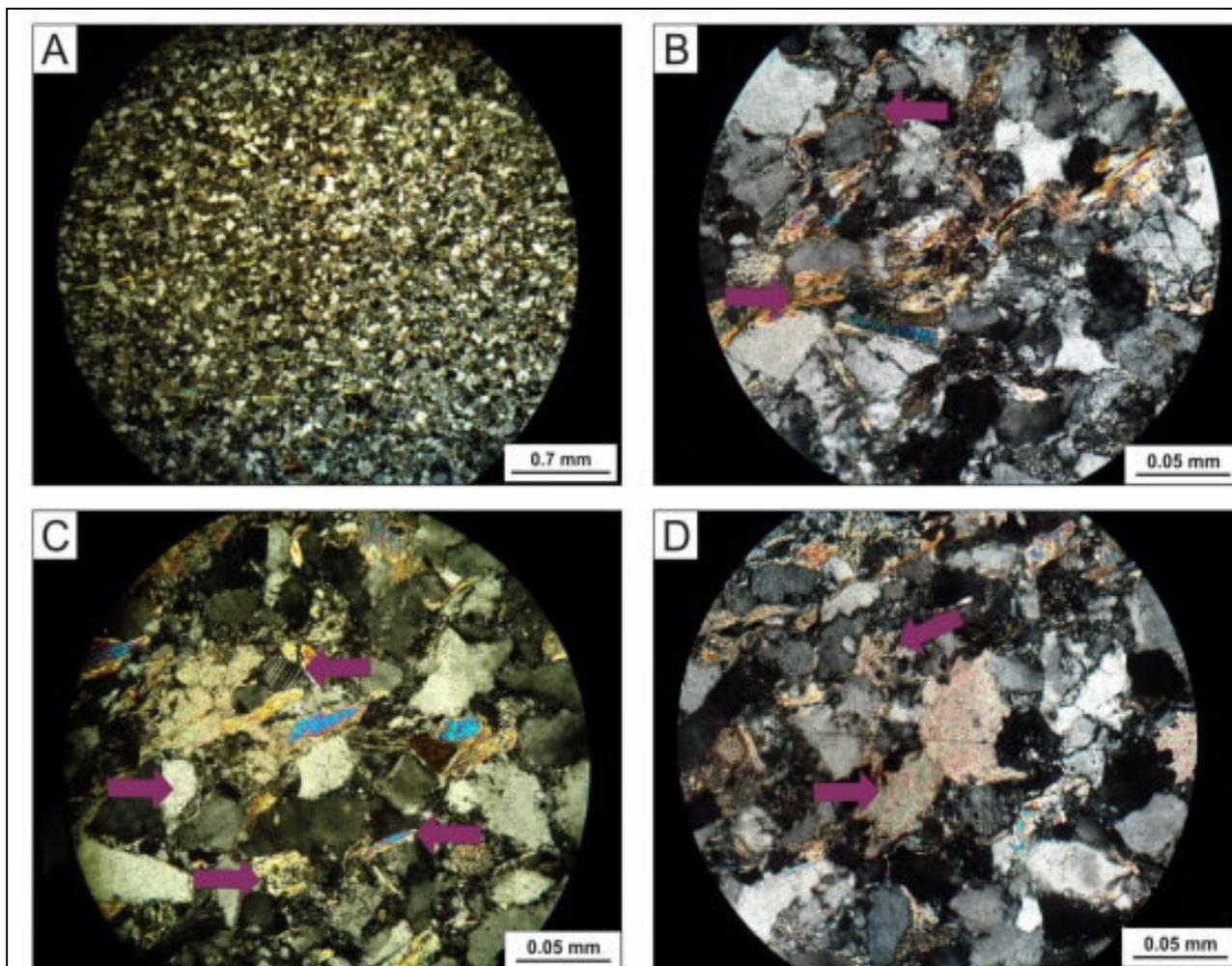


Figura 4.18: (A) Sedimentos bem a moderadamente bem selecionados, com grau de arredondamento variando entre angular e subarredondado e esfericidade baixa (nicóis cruzados); (B) Mica deformada e confinada entre os grãos do arcabouço (nicóis cruzados); (C) Presença de quartzo monocristalino e policristalino, feldspato, fragmentos líticos, mica e minerais acessórios (nicóis cruzados); (D) Cimento composto por calcita poiquilotópica (nicóis cruzados). (Fioriti, 2008).

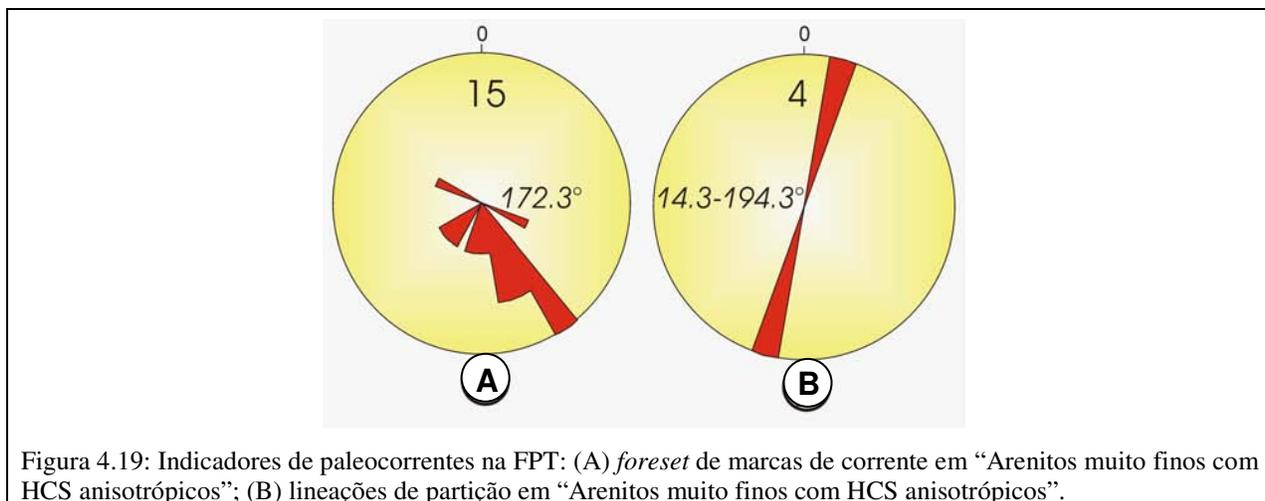


Figura 4.19: Indicadores de paleocorrentes na FPT: (A) *foreset* de marcas de corrente em “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”; (B) lineações de partição em “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”.

**Interpretação.** As características sedimentares relativas à granulometria, aos aspectos petrográficos e às estruturas sedimentares são análogas à divisão superior do “Arenito bipartido” levando à mesma interpretação a respeito dos mecanismos deposicionais: fluxos combinados (oscilatórios e unidirecionais), freqüentemente com alta taxa de sedimentação. A associação com a litofácies “Folhelhos negros” é constante, testemunhando que estes fluxos foram associados no tempo e no espaço com área de baixo aporte de sedimento arenoso.

A atribuição de componente unidirecional como tendo sido gerada por uma força de gravidade pode ser estendida aos outros fluxos combinados que depositaram o “Arenito muito fino com HCS anisotrópico” porque esta litofácies mostra as mesmas características sedimentares e os mesmos vetores de paleocorrentes da divisão superior do “Arenito bipartido”. Além disto, é possível excluir a presença da componente de fluxos geostróficos porque os exemplos de depósitos descritos em literatura, como gerados por fluxos combinados com este tipo de componente unidirecional, não são comparáveis com os observados na FPT.

**iii) Folhelhos negros.** A espessura dos “Folhelhos negros” varia de 1 cm até 35 m com média de 15 cm. Esta litofácies é mais freqüente e possui maior espessura quando intercalada com a litofácies “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” (Figura 4.16A e 4.16C).

Os folhelhos contêm sutis lâminas ou lentes de arenito muito fino e pequenas lentes plano-convexas que podem ser caracterizadas como marcas de correntes com baixa alimentação de areia (*sandy-starved ripples*) que se alternam com os Folhelhos negros (Figuras 4.16A e 4.16D).

Iconofósseis são muito raros nesta litofácies. Foram somente observados traços horizontais, sinuosos, paralelos ou ramificados, com largura menor de 1 cm, preenchidos com lamito arenoso, que podem ser atribuído aos icnogêneros *Chondrites* ou *Planolites* (Figura 4.16E).

Faunas de graptólitos são encontradas com facilidade, em geral concentradas em camadas preferenciais.

**Interpretação.** Os “Folhelhos negros” constituem a sedimentação “normal” na bacia (*background sedimentation*) em ausência de aporte arenoso. Supõe-se que os folhelhos foram depositados por decantação de fluxos de baixa densidade flutuantes na coluna de água (*inter ou overflows*) ou por corrente de turbidez de muito baixa densidade.

As sutis lâminas e lentes com laminações cruzadas de arenitos muito finos são interpretadas como corrente de turbidez muito diluídas, provavelmente associadas com deposição distal de fluxos combinados. A coloração escura desta litofácies, a ausência de fósseis e a escassez de traços de organismos indicam condições de água parada e anóxica do fundo marinho, em locais relativamente mais distantes da costa (*offshore*).

**iv) Conglomerados areníticos e Arenitos conglomeráticos.** Na área estudada da FPT foi observado somente um litossoma de “Arenito conglomerático” e “Conglomerado arenoso”, mas Spalletti *et al.* (1989) reconheceram na mesma unidade vários corpos de granulometria grossa e de forma lenticular que interpretaram como resultantes de preenchimento de corpos canalizados. Na direção do eixo principal das paleocorrentes (N-S) esta litofácies forma litossomas que possuem mais de 7 km de comprimento, irregularmente com espessuras entre 24 e 30 m.

O “Conglomerado arenítico”, quando presente, é localizado na base do litossoma e forma camadas de 30-40 cm de espessura (Figura 4.20A e 4.20B). Os elementos conglomeráticos são suportados pelo arcabouço. Os grãos são angulares a subarredondados e constituídos por calcários das unidades cambro-ordovicianas da Pré-Cordilheira Argentina, por intraclastos de arenitos muito finos com laminações onduladas ou côncavo-convexas ou folhelhos negros. A matriz (30 a 40% do volume da camada) é constituída por um arenito grosso com seleção ruim. Os tamanhos dos clastos variam de grânulos a blocos e o MpS (Maximum Particle Size) é ao redor de 20 cm, apesar de terem sido observados clastos fora de dimensão (*outsized clasts*) de até 50 cm (Figura 4.9C). Não foram encontradas estruturas sedimentares ou organização da trama, com a exceção de imbricações de clastos. A base da camada de “Conglomerado arenítico” é erosional com depressões até 1,5 m profundas. Em poucos casos o “Conglomerado arenítico” se apresenta interestratificado na porção inferior do litossoma com “Arenitos conglomeráticos” (Figura 4.20A).

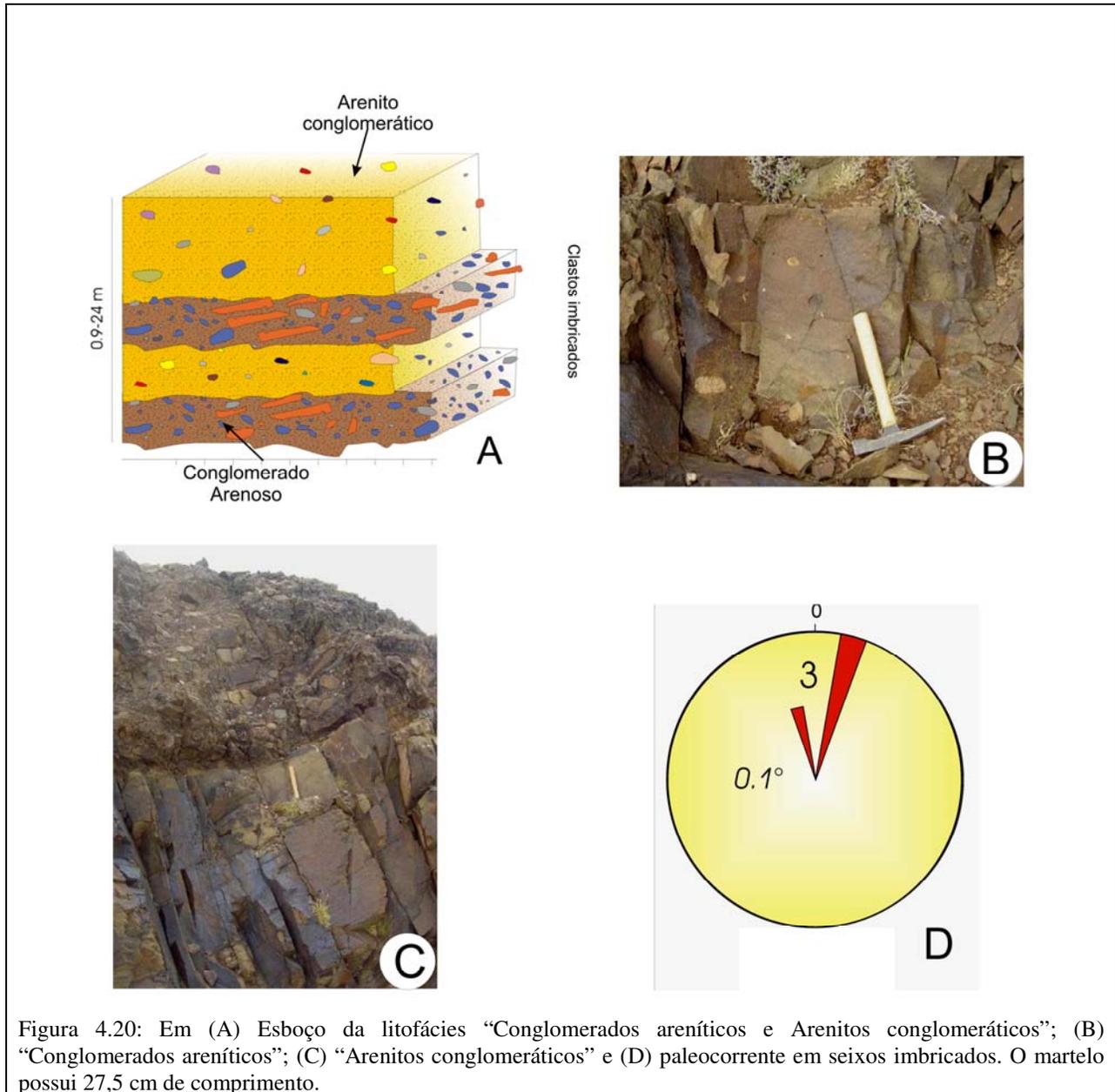


Figura 4.20: Em (A) Esboço da litofácies “Conglomerados areníticos e Arenitos conglomeráticos”; (B) “Conglomerados areníticos”; (C) “Arenitos conglomeráticos” e (D) paleocorrente em seixos imbricados. O martelo possui 27,5 cm de comprimento.

Em geral, o “Arenito conglomerático” prevalece na parte superior do litossoma onde aparecem as duas litofácies. O “Arenito conglomerático” é formado por arenitos finos ou médio-finos, maciços, com seleção muito ruim e grânulos até blocos dispersos, com uma distribuição de 2 a 8% em volume (Figura 4.20A e 4.20C). Os clastos pertencem a uma grande variedade de litotipos: quartzitos, basalto, gabros, granitóides, arenitos muito finos e outras rochas metamórficas. As camadas de “Arenito conglomerático” e “Conglomerado arenítico”, quando se alternam, têm sempre contato erosional uma com a outra. Poucos seixos imbricados segundo o

eixo maior constituem os únicos valores de paleocorrentes observados no “Conglomerado arenítico” (Figura 4.20D).

**Interpretação.** O “Arenito conglomerático” e o “Conglomerado arenítico” foram depositados por fluxos gravitacionais de alta concentração na parte interna de uma estrutura canalizada, evidenciado pela parte inferior convexa e erosional e pela freqüente variabilidade de espessura. A geral falta de matriz argilosa e de estruturas sedimentares, além da presença de clastos imbricados, permite identificar estas litofácies como depósitos de fluxos hiperconcentrados (Mulder & Alexander, 2001; Sohn *et al.*, 2002).

Os dois tipos de litofácies (“Arenito conglomerático” e “Conglomerado arenítico”) são altamente diferenciados por concentração de clastos conglomeráticos, espessura, distribuição, posição na camada e tipos de clastos. Estas diferenças poderiam estar relacionadas às diferentes proveniências dos fluxos deposicionais: o “Conglomerado arenítico” teria uma origem em áreas próximas onde aflorariam rochas depositadas durante o Cambriano e o Ordoviciano da Pré-Cordilheira enquanto o “Arenito conglomerático” teria uma origem mais distal.

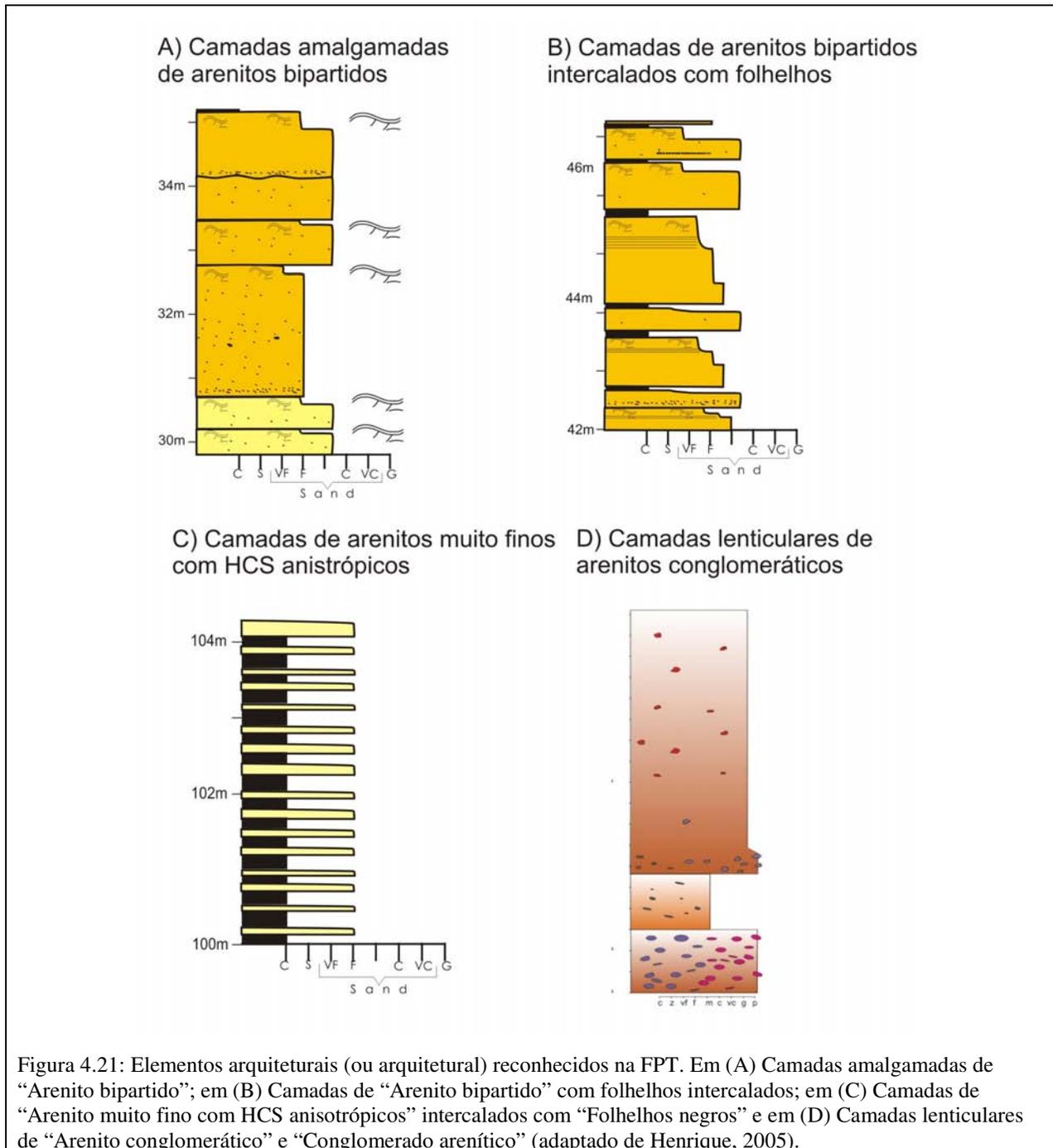
#### **4.2.2 Dados de Paleocorrentes**

A análise dos histogramas circulares de paleocorrentes obtidas de marcas de sola, laminações cruzada, lineações de partição e seixos imbricados (Figuras 4.15A-D; 4.19A-B e 4.20D) indica a mesma direção de paleocorrente (direção sul) dos fluxos gravitacionais (divisão inferior do “Arenito bipartido”) e dos fluxos combinados (divisão superior do “Arenito bipartido” e “Arenito muito fino com HCS anisotrópicos”). O paralelismo destes dados é de grande valor no estudo da gênese dos depósitos e na geração de um modelo de trato de fácies. Os poucos dados no “Conglomerado arenítico” são similares aos dados anteriores, testemunhando que os fluxos gravitacionais de maior densidade possuíam direção sul.

#### **4.2.3 Elementos Arquiteturais**

A partir da análise das seções monodimensionais (colunas estratigráficas) foi possível individualizar quatro elementos arquiteturais (Figura 4.21 e Quadro 4.2), designados numericamente com 1, 2, 3 e 4, aos quais foi associado um breve nome descritivo. A observação

destes elementos ao longo das seções descritas permite identificar diferentes fases de aporte sedimentar. Desta forma, o estudo das distribuições vertical e horizontal destes elementos possibilita exprimir considerações de caráter geométrico (Arquitetural) e especulações sobre os fatores que geraram a geometria do sistema deposicional.



**i) Elemento Arquitetural 1 – Camadas amalgamadas de “Arenito bipartido”.** O elemento arquitetural 1 é constituído pela sobreposição de camadas de “Arenito bipartido” que apresentam freqüentemente superfícies de amalgamação (Figura 4.21A). Este elemento arquitetural inclui as camadas de maior espessura e granulometria do “Arenito bipartido”, cujos mecanismos deposicionais são predominantemente os fluxos concentrados modificados por ondas de maior capacidade de transporte. A geometria dos arenitos é principalmente tabular, formando corpos que podem ser seguidos visualmente por alguns quilômetros, mantendo espessura e aspectos sedimentares constantes.

Estas camadas com maior volume de sedimentos são, sob o ponto de vista genético, características indicativas de tempestades mais intensas, com maior poder de remobilização e de geração de fluxos com a componente unidirecional mais significativa.

**ii) Elemento Arquitetural 2 – Camadas de “Arenito bipartido” intercaladas com “Folhelhos negros”.** Este Elemento é constituído por sucessão de camadas de “Arenito bipartido”, de espessura que raramente ultrapassa 1 m, alternadas com camadas de “Folhelhos negros” (Figura 4.21B) pouco espessas. Este elemento arquitetural representa menor aporte de sedimentos em relação ao elemento arquitetural 1. Também o elemento arquitetural 2 apresenta aspecto tabular, mas com afinamento nas extremidades do corpo no âmbito de algumas centenas de metros, assemelhando-se a corpos do tipo lenticular achatados. Essa sucessão de camadas pode estar simplesmente vinculada a períodos de tempestades de menor intensidade.

**iii) Elemento Arquitetural 3 - Camadas de “Arenito muito fino com HCS anisotrópicos” intercaladas com “Folhelhos negros”.** Este elemento arquitetural é representado por alternâncias de “Arenito muito fino com HCS anisotrópicos” com “Folhelhos negros” (Figura 4.21C). Em alguns intervalos as camadas de “Folhelhos negros” possuem uma espessura total significativamente maior em relação aos arenitos. Este Elemento é representado por intervalos de 1 a 9 m de espessura. Em apenas um caso foi medida uma espessura excepcional de 35 m. O elemento arquitetural 3 é formado por corpos de espessuras variadas com geometria tabular, aparentemente contínua lateralmente por mais de 1 km.

Este Elemento representa fases de menor sedimentação arenítica na bacia, predominando apenas a sedimentação de *background*. Tal fato pode estar relacionado a um período de ausência de tempestades ou de aumento relativo do nível do mar. Esse elemento arquitetural indica um período no qual a taxa de acomodação excede a taxa de suprimento sedimentar, predominando a sedimentação argilosa hemipelágica com apenas pulsos pouco expressivos de sedimentos areníticos finos.

**iv) Elemento Arquitetural 4 – Camadas lenticulares de “Arenito conglomerático” e “Conglomerado arenítico”.** Este elemento arquitetural é representado por camadas de “Arenito conglomerático” e “Conglomerado arenítico” (Figura 4.21D). Caracteriza um evento anômalo dentro do empilhamento estratigráfico, possui geometria lenticular e extensão maior segundo a direção dos fluxos sedimentares de até 7 km e perpendicular de algumas centenas de metros.

Este elemento Arquitetural indica um aporte de sedimento excepcional, com caráter volumétrico e granulometria que representam fluxos com capacidade de transporte superior aos gerados pelas tempestades vistas até então. Vários eventos deposicionais preenchem estas estruturas canalizadas.

Quadro 4.2: Síntese dos principais características dos Elementos Arquiteturais da FPT.

Formação Portezuelo del Tontal						
	Elementos Arquiteturais	Fácies	Espessura	Interpretação	Geometria	Iconofácies
1	Camadas amalgamadas de “arenitos bipartidos”	“Arenitos bipartidos”	Entre 3 e 45 m	Fluxos concentrados modificados por ondas	Tabular com corpos quilométricos	Ausente
2	Camadas de “Arenitos bipartidos” intercalados com “Folhelhos negros”	“Arenitos bipartidos” e “Folhelhos negros”	Entre 3 e 20 m	Fluxos concentrados modificados por ondas seguido por decantação de argila	Tabular e lenticulares achatados com corpos de centenas de metros	Ausente
3	Camadas de “Arenitos muito finos com HCS anisotrópico” intercalados com “Folhelhos negros”	“Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” e “Folhelhos negros”	Entre 1 e 35 m	Correntes de turbidez muito diluídas seguida por decantação de argila	Tabular por pelo menos um quilômetro	Raros
4	Camadas lenticulares de “Arenito conglomerático” e “Conglomerado arenítico”	“Arenito conglomerático” e “Conglomerado arenítico”	Entre 2 e 25 m	Fluxos concentrados modificados por ondas e hiperconcentrados, relacionados à tempestades	Lenticular com corpos quilométricos	Ausente

### 4.3 Formação Sierra de La Invernada (FSI)

A FSI (Furque & Caballé, 1985) é localizada na Serra homônima, ao norte do rio San Juan (Figura 4.5), na qual se estende na direção N-S por cerca de 80 km. Falhas inversas de alto ângulo, com direção N-S, as separam das unidades mais antigas ou recentes.

A FSI é constituída por uma monótona alternância de camadas delgadas de arenitos muito finos e lamitos areníticos, com uma espessura total ao redor de 2.500 m. Escassos são os estudos sedimentológicos ou estratigráficos sobre esta unidade, principalmente se comparados com os estudos bioestratigráficos os quais são muito freqüentes devido à abundância das faunas de graptólitos. Os estudos anteriores interpretaram esta unidade como uma sucessão de rochas siliciclásticas formadas por processo de correntes de turbidez em um sistema deposicional de água profunda (Bordonaro, 1999; Ortega *et al.*, 2006). Os estudos bioestratigráficos, baseados em graptofauna e conodonte, atribuem esta unidade às séries ordovicianas Arenigiano e Llandeliano (ou estágios Darriwilliano ao Katiano) (Brussa, 1997; Ortega *et al.*, 2006).

Na FSI foram medidas e analisadas três seções estratigráficas (Figura 4.22), totalizando um intervalo estratigráfico de 1.450 m. A localização das três seções foi adotada para que as estas pudessem se sobrepor e abranger a maior parte da sucessão sedimentar exposta e para que se desenvolvessem na direção das paleocorrentes (N-S) por cerca de 5 km.

Foram descritos um total 2.384 m de afloramento, estando estes divididos em três seções denominadas 1, 2 e 3. A seção 1 apresenta 1.311 m (base nas coordenadas 30°56'53,2" S e 69°04'13,0" W) (Figura 4.22A). A seção 2 possui descritos 517 m (base em 30°55'29,5" S e 69°04'08,3" W) (Figura 4.22B) e a seção 3 apresenta 555,5 m (base em 30°53'43,9" S e 69°04'04,7" W) (Figura 4.22C). As seções 2 e 3 encontram-se respectivamente a 2,7 e 5,5 km ao norte da Seção 1. As seções foram descritas de leste para oeste. As seções descritas são encontradas em Moretti (2005).

Do total descrito, a Seção 1 contém cerca de 170 m de corpos ígneos básicos e 55 m de seção encobertos e não-aflorantes. A Seção 2 possui 29,6 m de corpos ígneos básicos e 74,8 m de porções encobertas. A Seção 3 possui 162,20 m de corpos ígneos básicos. Estes corpos ígneos

estão dispostos em diques e principalmente *sills* lenticulares que localmente geraram um metamorfismo de contato nas rochas encaixantes. Por não serem alvos de interesse deste estudo, estes corpos ígneos não foram analisados de forma detalhada.



Figura 4.22: Fotomontagem das seções 1 (A), 2 (B) e 3 (C) e localização das mesmas em foto de satélite (Landsat 5, composição 4, 5 e 7) (adaptada de Moretti, 2005).

O acamamento apresenta inclinação em alto ângulo com direção predominante para oeste. O cavalgamento em alto ângulo (às vezes com inversão de polaridade) provavelmente está relacionado a falhas recumbentes. O predomínio da polaridade das camadas é do tipo normal, porém, em alguns locais próximos ao topo da sucessão, encontra-se invertida devido ao alto ângulo de mergulho das camadas ou localmente devido a dobras decamétricas em estilo *chevron*.

#### 4.3.1 Litofácies: Descrição e Interpretação

Foram reconhecidas seis diferentes litofácies: i) Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos, ii) Lamitos areníticos laminados, iii) Camadas calcareníticas, iv) Arenitos bipartidos, v) Conglomerados areníticos e vi) Folhelhos negros. Somente as litofácies i) Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos, ii) Lamitos areníticos laminados e iii) Camadas calcareníticas serão descritas com detalhe neste item de capítulo. As demais não serão descritas por serem análogas às já descritas e discutidas na FPT. Uma síntese das principais características de cada fácies da FSI se encontra no Quadro 4.3.

**i) Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos.** Esta litofácies é relativamente similar à análoga da FPT diferenciada, sobretudo pela distribuição na sucessão sedimentar, pelas relações com as outras litofácies e pela presença de icnofósseis. Os “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” (Figuras 4.23A-D) são organizados em camadas tabulares de 2 até 25 cm de espessura, com média de 12 cm (Figura 4.24). Cada camada está distribuída em direção paralela e perpendicular à direção do paleofluxo por mais de 1 km.

A base mostra estruturas erosionais de sola como pequenos turboglifos (*flute marks*), marcas de sulcos (*groove*) e marcas de obstáculo (*obstacle marks*). Marcas de corrente e laminações onduladas côncavo-convexas, identificadas como HCS anisotrópicas, são estruturas típicas desta litofácies. O espaçamento destas varia de 25 a 40 cm. As marcas de corrente são isoladas e os próprios *foresets* passam na direção do mergulho das laminações cruzadas a horizontais e/ou onduladas (Figura 4.23B). Formas sigmoidais das marcas de corrente e marcas de corrente cavalgantes são muito abundantes nesta litofácies (Figura 4.23B e 4.23C). Laminações plano-paralelas aparecem em geral na parte inferior das camadas, mas freqüentemente são interestratificadas com laminações onduladas e cruzadas. As estruturas

originais são freqüentemente modificadas por laminações convolutas que formam dobras centimétricas (Figura 4.23D) com mergulho no sentido sul. É comum a presença de bioturbações na parte inferior das camadas.

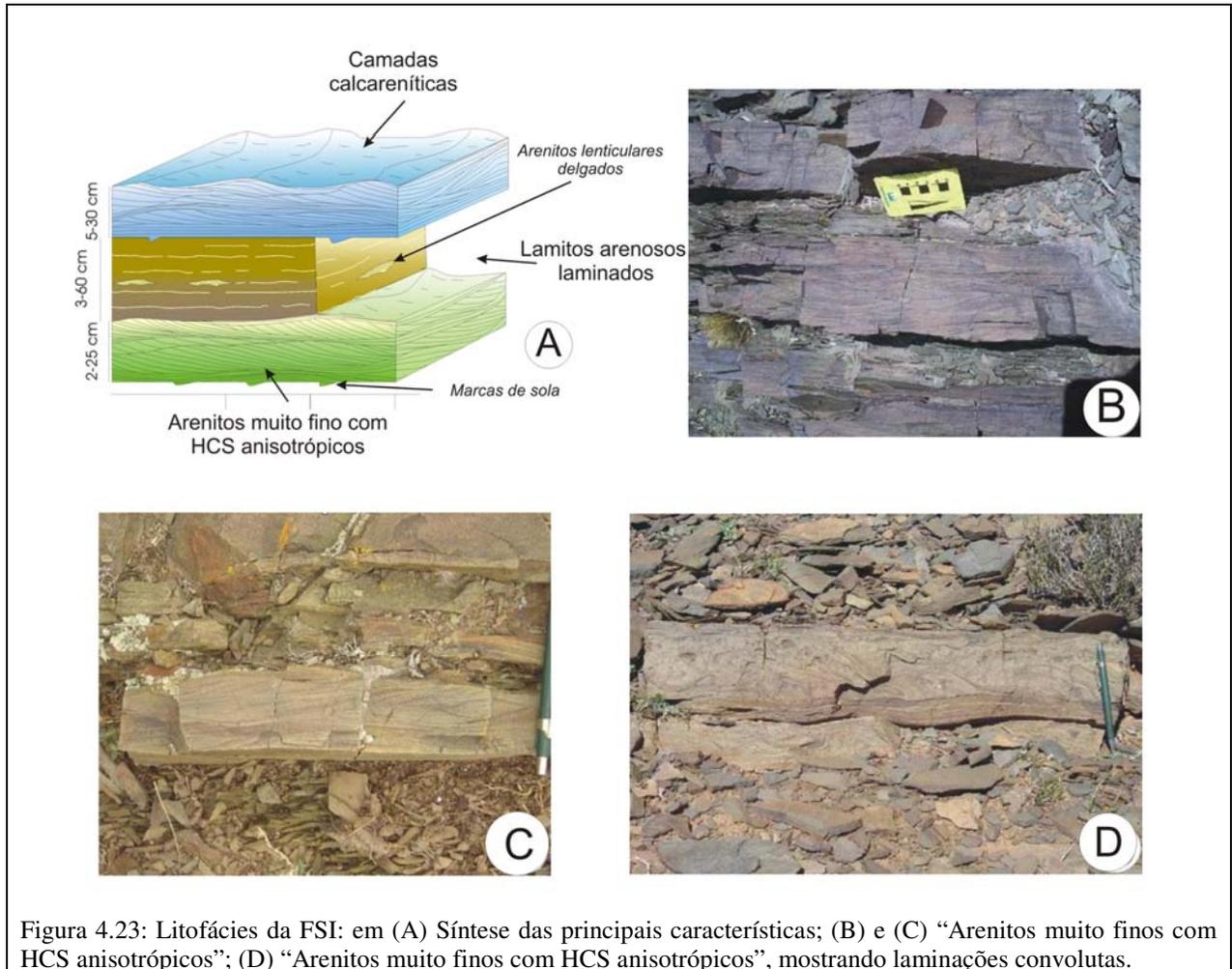


Figura 4.23: Litofácies da FSI: em (A) Síntese das principais características; (B) e (C) “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”; (D) “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”, mostrando laminações convolutas.

As freqüentes marcas de sola ou laminações cruzadas das marcas de corrente das HCS anisotrópicas destacam direções de fluxo no sentido sul (Figura 4.25A e 4.25B).

Quadro 4.3: Síntese das principais características sedimentológicas das fácies da FSI.

Formação Sierra de La Invernada										
Fácies	Granulometria	Seleção	Arredondamento	Espessura	Estruturas	Mecanismo de Transp. e/ou Deposição	Geometria	Classificação de Folk (1968)	Bioturbação	
1 <b>Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos</b>	Areia muito fina a fina	Boa a moderada	Subanguloso a subarredondado	Entre 2 a 25 cm (média 12 cm)	Laminações côncavo convexas assimétricas (HCSa), laminações convolutas, marcas de corrente, lineamentos de partições	Correntes de turbidez modificadas por ondas	Lenticular com poucas dezenas de metros	Sublitoarenitos	Moderada a intensa	
2 <b>Lamitos areníticos laminados</b>	Silte+argile e arenito muito fino	Boa a moderada	Subanguloso a arredondado	Entre 3 a 60 cm (média 14 cm)	Cruzadas do tipo <i>starved</i> em baixo ângulo, onduladas, maciços, estruturas de carga.	Decantação de corrente de baixa densidade e correntes de turbidez diluídas	Lamitos tabulares e arenitos lenticulares	-	Intensa	
3 <b>Camadas calcareníticas</b>	Areia fina a muito fina	Boa	Anguloso a subarredondado	Entre 5 a 30 cm (média 10 cm)	Laminações plano-paralelas ou onduladas localmente côncavo-convexas assimétricas (HCSa), marcas de corrente assimétricas, laminações convolutas	Correntes de turbidez modificadas por ondas	Lenticulares e tabulares com até poucas centenas de metros	Intraesparito	Rara	
4 <b>Arenitos Bipartidos</b>	Porção basal	Areia média a fina.	Ruim a moderada	Muito anguloso a subarredondado	Entre 0,2 m e 5 m (média: 0,95 m)	Turboglifos, marcas de sulcos, arrastos e impacto, laminação plano-paralela incipiente, maciço ou com laminações de baixo ângulo, côncava convexas, entrecortantes, climbing	Fluxos de densidade concentrados modificados por ondas	Lenticular com comprimento de até centenas de metros	Litoarenitos ou sublitoarenitos	Rara
	Porção superior	Areia fina a muito fina	Boa a moderada	Subanguloso a subarredondado					Rara	
5 <b>Conglomerados areníticos</b>	Grânulos a blocos (matriz areia grossa)	Ruim	Angulares a arredondados	Entre 2 e 6 m	Maciço	Fluxos Hiperconcentrados	Lenticular por centenas a pouco milhares de metros	-	Ausente	
6 <b>Folhelhos Negros</b>	Argila	Boa	-	Entre 0,01 e 35 m (média: 15 cm)	Maciço ou com laminação plano paralela mal definida.	Decantação	Tabular na escala do afloramento	-	Ausente	



Figura 4.24: As camadas de “Arenito muito fino com HCS anisotrópicos” possuem uma continuidade horizontal que pode se estender por mais de 100 m (Moretti, 2005).

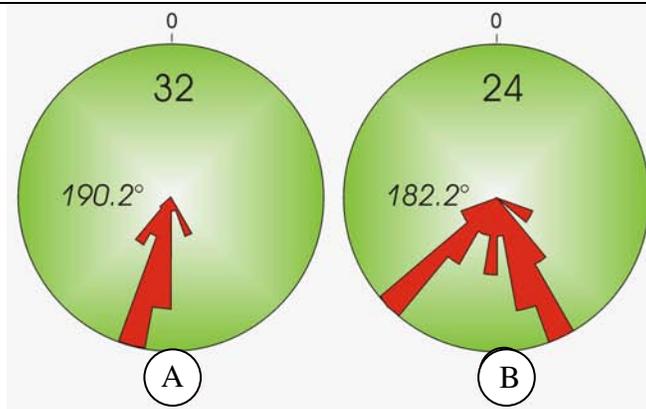


Figura 4.25: Indicadores de paleocorrente: em (A) marcas de sola em “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”; (B) *foreset* de marcas de corrente em “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”.

**Interpretação:** Como as homônimas litofácies da FPT, esta litofácies é interpretada como resultante da deposição associada aos fluxos combinados (Figura 4.13C). Porém, contrariamente ao apresentado na FPT, esta litofácies é dominante na FSI. A sedimentação arenosa, na maior parte da FSI, era caracterizada por fluxos turbulentos de baixa concentração.

**ii) Lamitos areníticos laminados.** “Lamitos areníticos laminados” constituem a sedimentação fina da FSI (Figura 4.26A-D). Esta litofácies possui coloração verde escura, com espessura variando de 3 a 60 cm e está interestratificada com lâminas claras (Figura 4.26B) e isoladas marcas de corrente de arenito muito fino. Estas marcas de corrente mostram estruturas de carga (Figura 4.26C). A componente arenítica varia de 5 até 55% em volume, até formar estruturas análogas às estratificações onduladas de Reineck & Singh (1980) (Figura 4.26D).

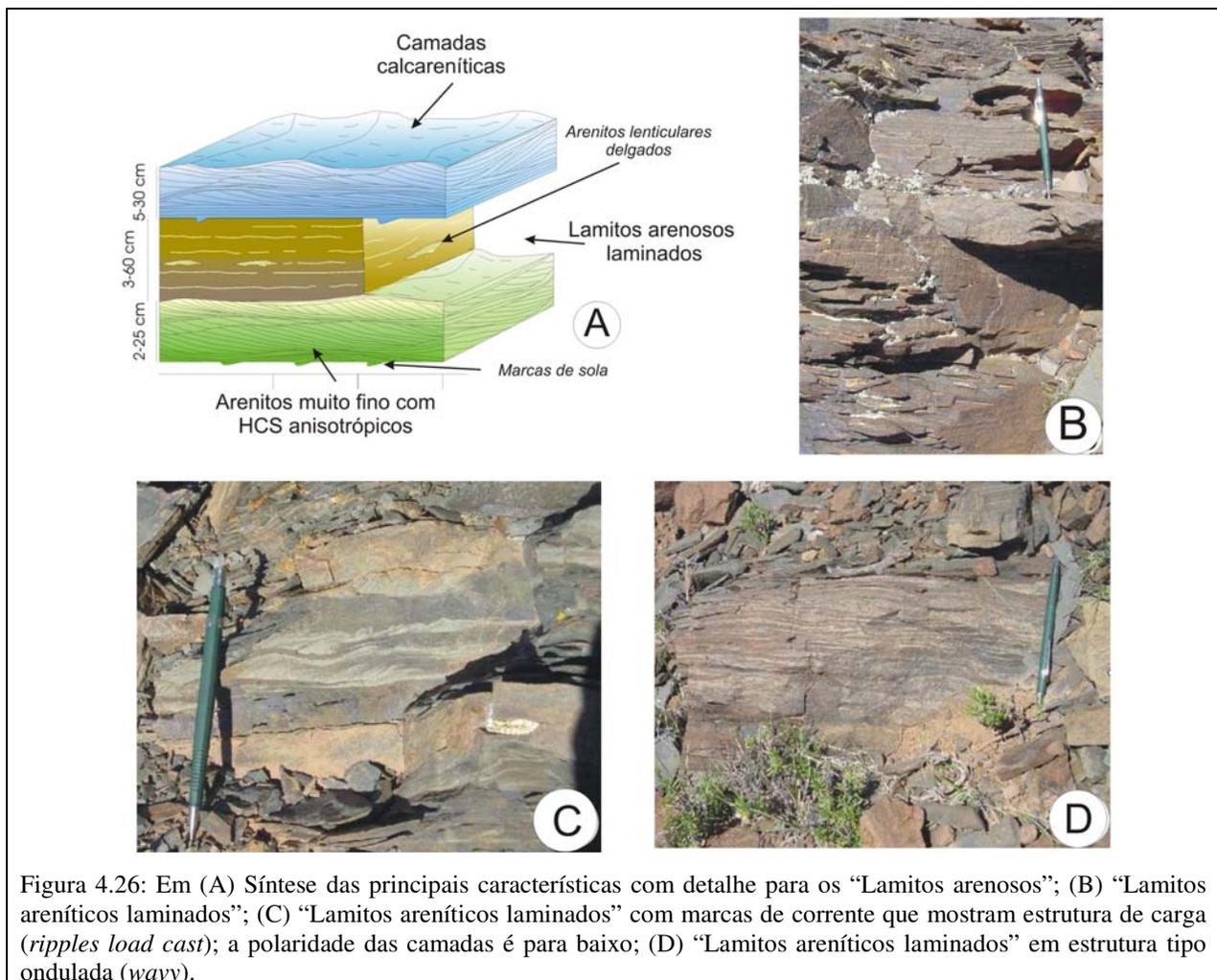


Figura 4.26: Em (A) Síntese das principais características com detalhe para os “Lamitos arenosos”; (B) “Lamitos areníticos laminados”; (C) “Lamitos areníticos laminados” com marcas de corrente que mostram estrutura de carga (*ripples load cast*); a polaridade das camadas é para baixo; (D) “Lamitos areníticos laminados” em estrutura tipo ondulada (*wavy*).

**Interpretação.** Esta litofácies está associada à deposição fina entre dois eventos arenosos. Isoladas marcas de corrente, interestratificadas com os lamitos areníticos, mostram estruturas deposicionais produzidas por fluxos unidirecionais turbulentos, com morfologia assimétrica. A margem da crista (*brink point*) entre o lado de jusante (*lee side*) e montante (*stoss side*) da marca e *foresets* que são inclinados entre 15 e 25°. Estas características sugerem que foram depositadas por correntes de turbidez de baixa densidade (Mutti, 1992; Mulder & Alexander, 2001). As lâminas de arenitos e os lamitos areníticos podem ter sido depositados por decantação de corrente de baixa densidade.

**iii) Camadas calcareníticas.** As “Camadas calcareníticas” possuem uma espessura variando entre 5 e 30 cm, com média de 10 cm (Figuras 4.27A-C). Estas são constituídas por clastos calcários de dimensão areia fina ou muito fina, possuindo até 10% de quartzo (Figura 4.27C). As camadas são organizadas em laminações plano-paralelas ou onduladas e em marcas de corrente assimétricas, mostrando baixo ângulo dos *foresets* e morfologia côncava e arredondada para cima. Laminações convolutas com microdobras assimétricas são freqüentemente associadas a esta litofácies. As “Camadas calcareníticas” podem ser observadas por mais de 500 m perpendicularmente às direções das paleocorrentes. Estas camadas são particularmente freqüentes na parte inferior e intermediária das sucessões medidas. As descrições petrográficas se tornam complicadas devido ao avançado estado de recristalização do calcário, entretanto, podem ser ainda reconhecidos bioclastos de briozoários, bivalves, trilobitas e pelóides. Pela classificação de Folk (1968) trata-se de um intraesparito (Figura 4.27C).

**Interpretação.** As estruturas sedimentares levam interpretar esta litofácies como sendo produzida pelos mesmos mecanismos dos “Arenitos muito fino com HCS anisotrópicos”, ou seja, fluxos combinados (correntes de turbidez modificadas por ondas). Poucos dados de paleocorrentes indicam uma direção dos fluxos para sul, sublinhando uma analogia deposicional das duas litofácies. A presença de camadas calcareníticas numa bacia de sedimentação dominada por aporte siliciclástico é efêmera. Neste caso, isto provavelmente representa um aporte local desde plataformas residuais, ainda ativas no Meso-Ordoviciano da Pré-Cordilheira Argentina.

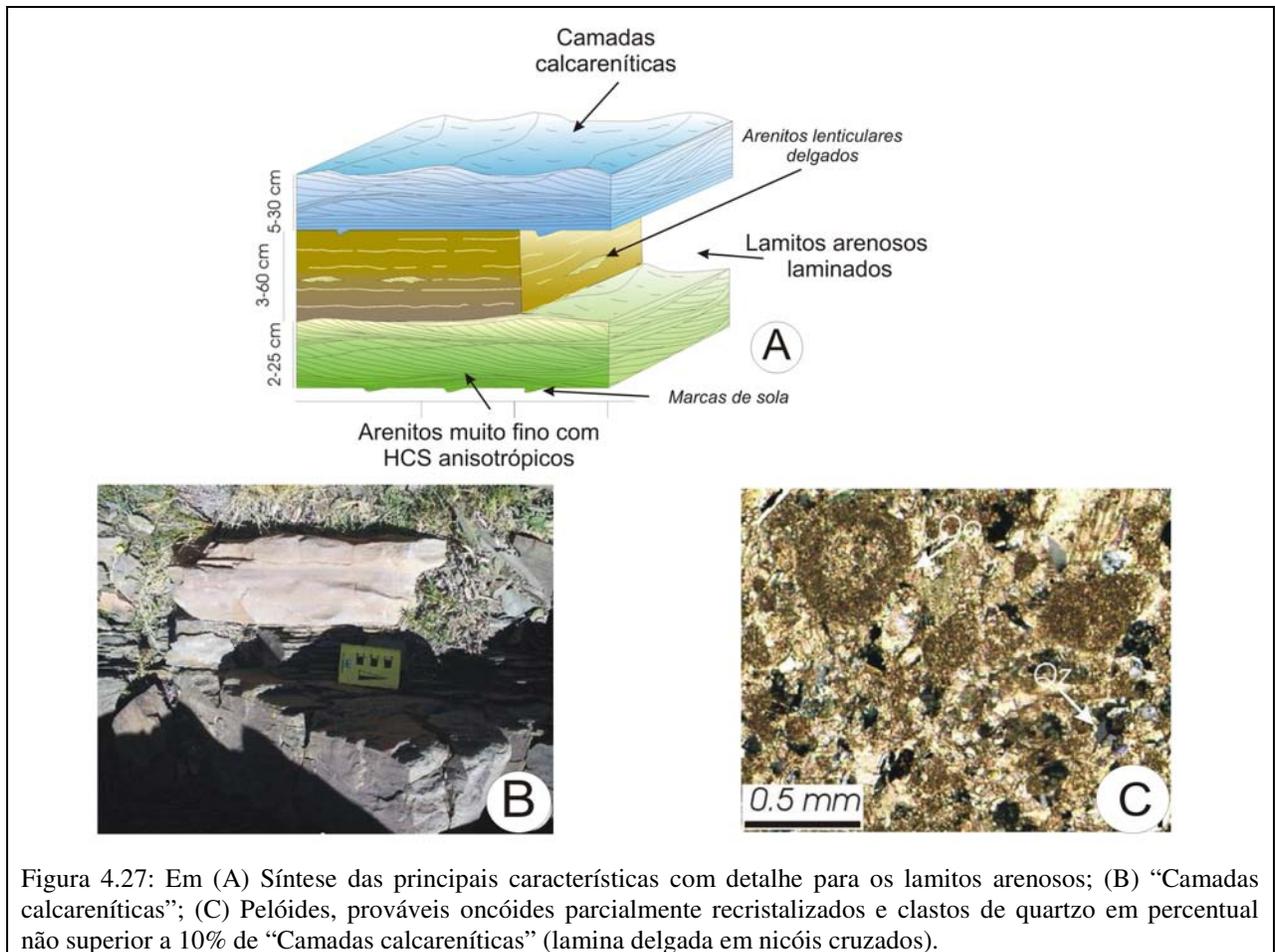


Figura 4.27: Em (A) Síntese das principais características com detalhe para os lamitos arenosos; (B) “Camadas calcareníticas”; (C) Pelóides, prováveis oncóides parcialmente recristalizados e clastos de quartzo em percentual não superior a 10% de “Camadas calcareníticas” (lamina delgada em nicóis cruzados).

**iv) Arenitos bipartidos, v) Conglomerados areníticos e vi) Folhelhos negros.** “Arenitos bipartidos” e “Folhelhos negros” são as mesmas litofácies das descritas na FPT. Estes se encontram somente na parte superior da sucessão medida da FSI, onde a mesma unidade torna-se semelhante à FPT.

Os “Conglomerados areníticos” foram observados em dois casos. No primeiro, na parte intermediária da sucessão medida (Seção 1 e Seção 3 – Figura 4.22), formando um corpo com espessura de 15 m. Neste corpo, os clastos são sustentados pelo arcabouço e possuem dimensões até de matacões. O litossoma possui uma base erosional côncava e um topo plano, com dimensões próximas de uma centena de metros na direção leste-oeste. No outro caso, o conglomerado aflora na parte superior da sucessão, possui até 1 m de espessura e está interestratificado com “Arenitos bipartidos”. É ainda caracterizado por uma base erosional e uma terminação lateral em cunha.

Clastos exóticos de gabros, basaltos, quartzitos, calcários, intraformacionais de arenitos com HCS e folhelhos são arredondados até subarredondados, às vezes com imbricação foram observados nos dois litossomas. O “Conglomerado arenítico” da FSI é muito parecido aos da FPT. Este conglomerado representa a deposição de sedimentos por fluxos hiperconcentrados de tipo gravitacional que preencheram uma estrutura erosional canalizada.

#### **4.3.2 Estudo Icnológico da Formação Sierra de La Invernada**

Este item analisa as estruturas biogênicas encontradas na sucessão sedimentar da FSI. As estruturas de bioturbação refletem uma alteração das características de uma estratificação original por atividade biogênica. Estas estruturas biogênicas (icnitos) são merecedoras de atenção por servirem como indicadores de profundidade, oxigenação e salinidade, permitindo uma melhor caracterização do paleoambiente de sedimentação, além de auxiliarem na documentação de taxas de sedimentação. Os icnofósseis descritos foram:

**i) *Arenicolites*.** A principal feição observada foram escavações em forma de U, orientadas perpendicularmente à estratificação sem *spreite* (interligação entre tubos). Em superfície formam pares circulares de raios milimétricos (Figura 4.28A e B). Estes icnofósseis são associados às camadas de “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” e possuem ampla distribuição pelos intervalos descritos. Associam-se estes icnitos às icnofácies *Skolithos* e *Cruziana*.

**ii) *Diplocraterion*.** Estes icnofósseis são semelhantes aos *Arenicolites*, porém possuem *spreite* entre as feições circulares. Os tubos são orientados perpendicularmente a estratificação (Figura 4.28C) e encontrados principalmente na base camadas de “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”. Em superfície, formam feições circulares milimétricas em pares com retrabalhamento do material e comprimento de poucos milímetros a 1,5 cm. Estes icnofósseis também são correlacionados às icnofácies *Skolithos* e *Cruziana*.

**iii) *Helminthopsis* e *Gordia*.** Estes icnitos são caracterizados por escavações e pistas horizontais retilíneas ou sinuosas, não ramificadas e sem intercruzamentos entre si e, em geral, com poucos centímetros de comprimento (Figura 4.28D e E). Ocorrem no topo de camadas de “Lamitos areníticos” ou como epirrelevo na base de camadas de “Arenitos muito finos com

HCS anisotrópicos”. Suas pistas ocorrem de forma paralela, com diâmetro de escavação de poucos milímetros. Ambos são considerados icnitos de pastagem de ampla distribuição de icnofácies, porém sendo mais recorrentes na icnofácies *Nereites*. A diferença entre os icnofósseis do tipo *Helminthopsis* e *Gordia* consiste em que o segundo apresenta deslocamento entre os níveis na estratificação. Estes icnofósseis são encontrados em abundância na porção inferior da sucessão medida da FSI.

**iv) *Helminthorhaphé*.** A principal característica destes icnitos é a presença de pistas ou escavações horizontais, sinuosas, de forma paralela (zigzague), encontradas somente na base de uma única camada de “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” (como epi-relevo). Possuem em média 3 cm de comprimento e 0,7 cm de largura (Figura 4.28F) e são relacionados à icnofácies *Nereites*, mas podem estar presentes em ampla variedade de icnofácies.

**v) *Paleodictyon*.** Este icnofóssil consiste em escavações no formato hexagonal (Figura 4.28G) ou poligonal, de diâmetro milimétrico. As escavações são paralelas à estratificação e, localmente, ocorrem na interface entre sedimentos arenosos e argilosos. O *paleodictyon* é interpretado como um icnito de cultivo (*Agrichnia*), relacionado à icnofácies *Nereites* (Raychaudhuri & Pemberton, 1992). Foi encontrado um único *paleodictyon* na porção intermédia da sucessão.

**vi) *Paleophycus* e *Planolites*.** Estes icnofósseis consistem em escavações horizontais retas ou ligeiramente sinuosas com uma seção transversal circular ou elíptica de paredes lisas (Figura 4.28H, I e J). O formato é, em geral, evidenciando pelo preenchimento diferente ao da matriz. Estes icnitos são encontrados na base de “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”, na forma de epi-relevo e indicam uma atividade epibentônica em leito de granulometria menor que areia fina. As estruturas se entrecruzam e possuem direções retilíneas ou curvas, sem ramificações. As dimensões são variadas, em geral com espessura de até 6,0 mm. São considerados icnitos de alimentação ou habitação pertencente à icnofácies *Cruziana* (Raychaudhuri & Pemberton, 1992). Também possuem ampla distribuição nos perfis estratigráficos da parte inferior e média da FSI. Os *Planolites* são semelhantes aos *Paleophycus*, diferenciando-se por apresentarem uma matriz arenosa preenchida por processos sedimentares e não por atividade biológica.



Figura 4.28: Fotos de icnofósseis encontrados na FSI. (A) e (B) *Arenicolites*; (C) *Diplocraterion*; (D) e (E) *Helminthopsis*; (F) *Helminthorhappe*; (G) *Paleodictyon*; (H), (I) e (J) *Paleophycus* e *Planolites*; (K) *Skolithos*; (L) e (M) *Thalassinoides*; (N) *Zoophycos*.

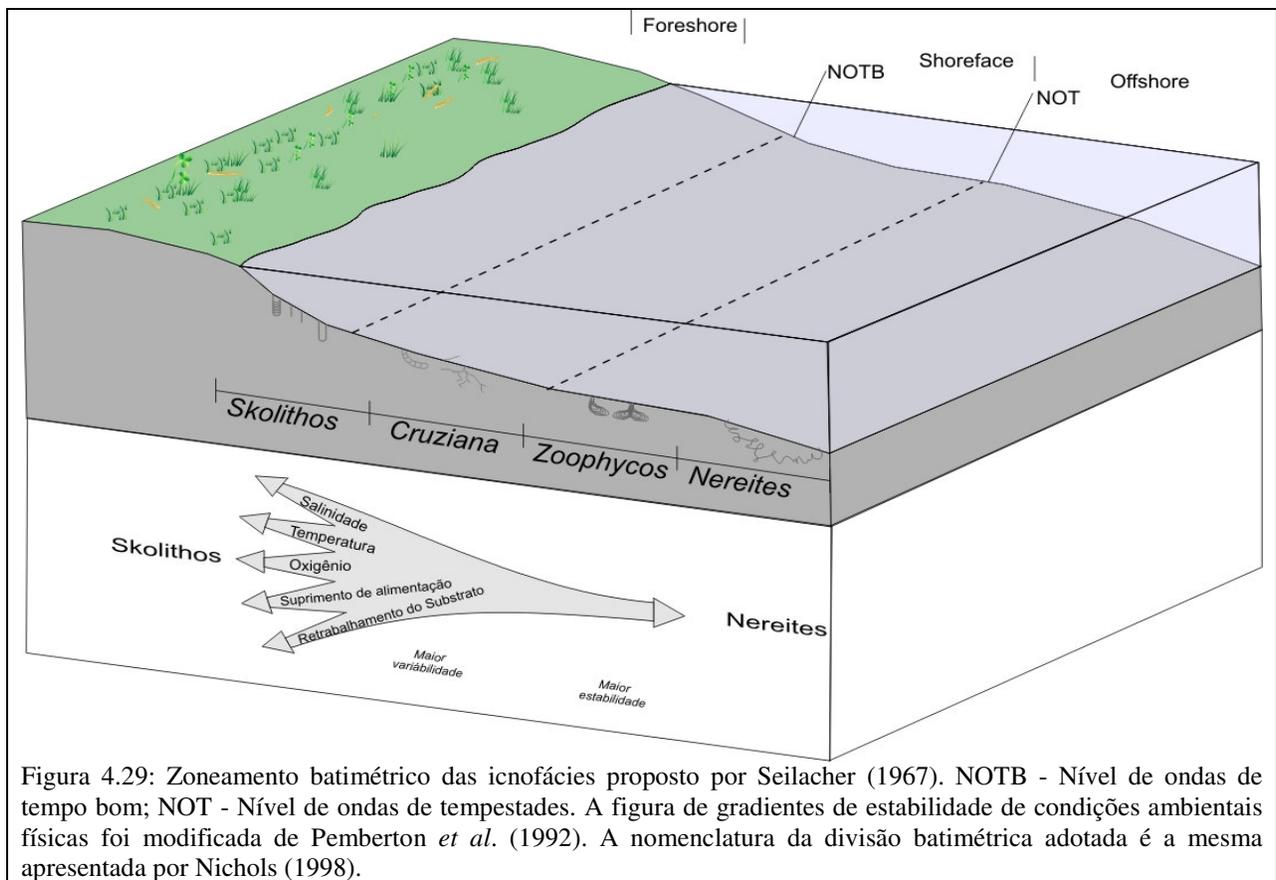
**vii) *Skolithos*.** Este icnofóssil consiste em escavações tubulares cilíndricas de parede lisa e de orientação vertical. Comumente se observam estes icnitos na superfície basal das camadas arenosas, com feições circulares de diâmetro milimétrico (Figura 4.28K). Raychaudhuri & Pemberton (1992) interpretam este icnofóssil como tendo sido um icnito de habitação (*Domichinia*) ou de alimentação, pertencente à icnofácies *Skolithos*. Possuem de ampla distribuição por toda a sucessão inferior e média da FSI.

**viii) *Chondrites*.** Estes icnitos de habitação e alimentação são formados por escavações tubulares a elípticas horizontais com ramificações em T ou em Y, com paredes lisas (Figura 4.28L e M). Possuem ampla distribuição e espessuras maiores (até 1 cm). As icnofácies associadas a estas bioturbações são *Skolithos* e *Cruziana*.

**ix) *Zoophycos*.** Estes traços fósseis consistem em estruturas de formato cônico ou radial de largura centimétrica (Figura 4.28N) formados como resultados da sobreposição de tubos em “U” com *spreite* entre eles. É considerado um icnito de alimentação (*Fodinichnia*) produzidos por animais vermiformes que se deslocariam constantemente para cima. Sua distribuição limita-se à porção intermediária da FSI. Estes icnofósseis são os icnitos típicos da icnofácies *Zoophycos*.

As icnofácies existentes nos depósitos da FSI são basicamente: *Cruziana*, *Skolithos* e *Zoophycos*. Ocorrem ainda de forma subordinada elementos que são descritos como pertencentes à icnofácies *Nereites*, porém, os icnogêneros descritos possuem grande distribuição entre as diversas icnofácies. As icnofácies ocorrem de forma associada e, a depender da porção da sucessão onde se encontram, uma pode predominar sobre a outra. Segundo os modelos de Seilacher (1967) e Pemberton *et al.* (1992) estas icnofácies são típicas de ambientes marinhos e se ordenam conforme um gradiente batimétrico (Figura 4.29).

Quase todos os icnofósseis observados se encontram nas porções inferior e intermédia da sucessão medida, principalmente nas litofácies “Arenitos muito fino com HCS anisotrópicos” e “Lamitos areníticos laminados”. Na porção superior, onde as litofácies assumem características parecidas às da FPT, os icnofósseis ficam escassos até desaparecer.



A presença de icnofósseis nos depósitos da FSI é abundante, sendo estes caracterizados por dois tipos de traços fósseis: i) traços pré-tempestades, também denominados por Pemberton *et al.* (1992) como *k-selected (equilibrium)*, que ocorrem predominantemente na fácies “Lamitos areníticos laminados” e ii) traços pós-tempestades, também denominados com *r-selected (opportunistic)* que predominam na litofácies “arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”.

**i) Pré-tempestades** (Lamitos areníticos laminados). Os icnofósseis presentes nesta fácies se constituem em geral por escavações tubulares e elípticas de poucos milímetros a até 1 centímetro de diâmetro e de comprimento centimétrico a decimétrico. As escavações são horizontais ou de baixa inclinação, ramificadas (*Chondrites*) ou, mais frequentemente, não-ramificadas (*Paleophycus* e *Planolites*). Em geral o preenchimento das escavações é composto por material siltooso e arenoso muito fino. A densidade de traços fósseis varia de moderada a baixa nesta litofácies.

**Interpretação.** Os traços fósseis presentes consistem de escavações produzidas durante e posteriormente à deposição dos “Lamitos areníticos laminados” que se acumulavam entre períodos de tempestades. As moderadas diversidade e densidade de icnofósseis são consistentes com a classificação referente às icnofácies *Cruziana* (Pemberton *et al.*, 1992).

**ii) Pós-tempestades** (Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos). A presença de icnofósseis nos arenitos muito finos é freqüente e abundante. As principais feições são escavações verticais ou inclinadas, cilíndricas simples (*Skolithos*) ou ainda em forma de U com *spreite* (*Diplocraterion*) ou sem *spreite* (*Arenicolites*), de raios milimétricos. Nesta fácies são encontrados de forma abundante tubos horizontais ou pouco inclinados, ramificados (*Chondrites*) ou não (*Planolites e Paleophycus*), com até 15 milímetros de diâmetro.

Na base das camadas arenosas foram observadas raras estruturas do tipo *Zoophycos*, escavações em formato hexagonal (*Paleodictyon*) e escavações horizontais sinuosas (zig-zague) de forma paralela (*Helminthorhaphé*), além de icnofósseis dos tipos *Skolithos*, *Arenicolites*, *Chondrites e Planolites* que ocorrem como epi-relevos e de forma abundante.

**Interpretação.** A abundância de estruturas de bioturbação indica que o ambiente era oxigenado e suprido por uma boa quantidade de matéria orgânica durante os eventos de tempestade. A colonização deste sedimento ocorria de forma intensa, logo após estes eventos. A presença de estruturas verticais e inclinadas, juntamente com a presença marcante de estruturas do tipo *Chondrites*, *Planolites e Paleophycus*, indicam um predomínio da associação de icnofácies *Skolithos-Cruziana*. As estruturas presentes nas bases das camadas das litofácies arenosas são típicas da associação ‘pré-tempestade’ que habitava o sedimento imediatamente abaixo, previamente depositado. As grandes diversidade e densidade de icnofósseis são características de ambientes *shoreface* médio-inferior e, segundo o modelo de Pemberton *et al.* (1992), pertenceria à icnofácies *Cruziana* proximal.

### 4.3.3 Dados de Paleocorrentes

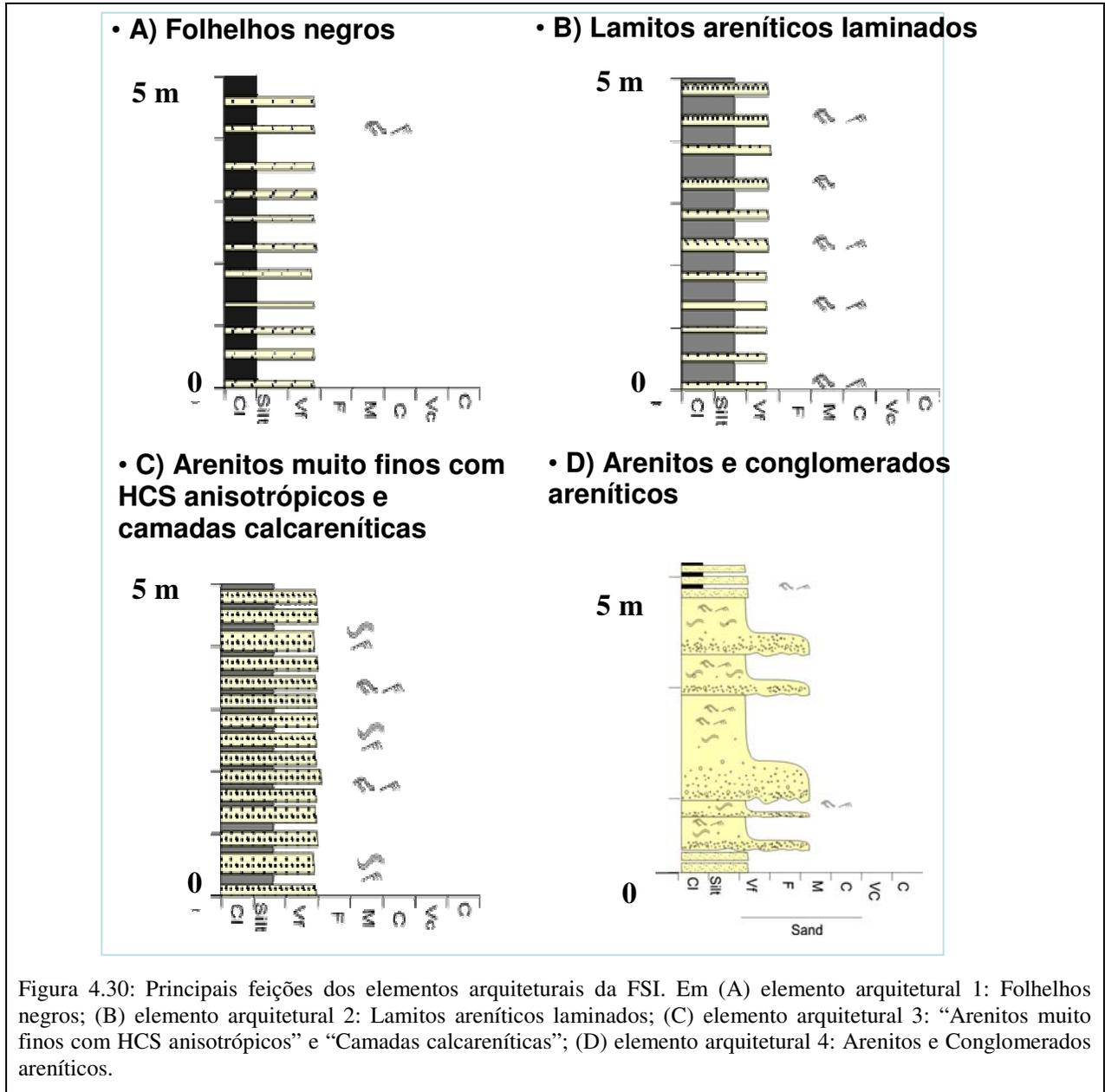
Dados direcionais de paleocorrentes obtidos das estruturas sedimentares dos “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” indicam uma direção de paleocorrente vinda de norte para sul. As freqüentes marcas de sola ou laminações cruzadas das marcas de corrente das HCS anisotrópicas destacam direções de fluxo no sentido sul (Figura 4.25A e 4.25B). A qualidade dos afloramentos de “Camadas calcareníticas”, “Lamitos arenosos laminados” e de “Conglomerados areníticos” limitou a medida de indicadores de paleocorrentes nestas litofácies. Os poucos dados em “Lamitos arenosos laminados”, principalmente correspondentes à inclinação aparente de *foreset* de marcas de corrente isoladas e clastos imbricados de “Conglomerados areníticos”, permitem identificar direções de paleocorrentes no sentido sul.

### 4.3.4 Elementos Arquiteturais

Para uma análise geométrica dos corpos geológicos, as litofácies foram agrupadas segundo princípios espaciais e genéticos em quatro elementos arquiteturais. A feição geral dos elementos arquiteturais da FSI está ilustrada na Figura 4.30 e as características principais sintetizadas no Quadro 4.4.

**i) Elemento Arquitetural 1 - “Folhelhos negros”.** O elemento arquitetural 1 é formado pela litofácies “Folhelhos negros” que aflora na parte superior da sucessão medida das seções 1 e 3. A espessura deste elemento arquitetural varia de poucos centímetros a 40 m. Nesta associação não foram observados icnofósseis.

**Interpretação.** Os folhelhos foram depositados por decantação entre eventos de tempestade. A alta porcentagem de argila indica deposição em áreas de baixa energia, provavelmente correspondentes a ambientes mais distais.



ii) **Elemento Arquitetural 2 - “Lamitos areníticos laminados”**. Este elemento arquitetural é composto pela litofácies “Lamitos areníticos laminados” intercalado com a litofácies “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”, sendo a segunda menos proeminente. A litofácies “Lamitos areníticos laminados” ocorre entre os depósitos de tempestade das litofácies areníticas. A espessura contínua deste elemento arquitetural pode ocorrer em intervalos superiores a 100 m, alternada com o elemento arquitetural 3. As icnofácies presentes são *Cruziana*, e subordinadamente, *Zoophycus* e *Nereites*.

**Interpretação.** Este elemento arquitetônico é composto por siltitos depositados entre eventos de tempestade. Os mecanismos deposicionais atuantes durante estes períodos de “tempo bom” são fluxos de turbidez muito diluídos e decantação pelítica siltosa. A maior granulção dos sedimentos, a presença de correntes de turbidez muito diluídas e as icnofácies evidenciam um ambiente mais energético e oxigenado. Provavelmente este elemento arquitetônico ocorre preferencialmente em uma posição mais proximal quando comparados com o elemento arquitetural 1, porém mais distal e menos energético do que o “elemento arquitetural 3”.

**iii) Elemento Arquitetural 3 - “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” e “Camadas de calcarenitos”.** O elemento arquitetural 3 é constituído pelas litofácies “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” e “Camadas de calcarenitos” que possuem espessuras de camadas de poucos centímetros até 35 cm. Este elemento arquitetural ocorre intercalado com o elemento arquitetural 2. Ambos constituem intervalos de espessura maiores que 600 m. As icnofácies presentes são *Skolithos* e *Cruziana*.

**Interpretação.** Os depósitos são relacionados a eventos de tempestades caracterizados por fluxos oscilatórios combinados e unidirecionais: correntes de turbidez de baixa densidade modificadas por ondas (Myrow *et al.* 2002). O aporte de sedimentos arenosos é maior e estes predominam sobre os depósitos pelíticos. As icnofácies *Skolithos* indicam um ambiente mais energético (influenciados por ondas) e, por isso, mais proximal, ou relacionado ao nível relativo de mar baixo, comparado aos demais elementos arquiteturais.

**iv) Elemento Arquitetural 4 – “Arenitos e Conglomerados areníticos”.** O elemento arquitetural 4 é constituído principalmente pelos “Arenitos bipartidos” e em parte pelos “Conglomerados areníticos”, sendo o segundo associado aos Arenitos bipartidos” na parte alta da sucessão medida. Este elemento arquitetural está associado e intercalado com o elemento arquitetural 1. A espessura varia de 4 a 35 m.

**Interpretação.** Este elemento arquitetural é formado por mecanismos deposicionais mais energéticos e eficientes, relacionados a fluxos de densidade concentrados modificados por ondas

e a hiperconcentrados. Com relação ao aporte de sedimento, o material transportado possui granulometria e volume maiores, com maturidade textural variável e mineralógica baixa.

Quadro 4.4: Síntese dos principais características dos elementos arquiteturais da FSI.

Formação Sierra de La Invernada					
Elementos Arquiteturais	Fácies	Espessura	Interpretação	Interpretação	Iconofácies
1 Folhelhos negros	"Folhelhos negros"	Entre 2 cm e 40 m	Depositados por decantação entre eventos de tempestade	Lenticular com poucas dezenas de metros	Ausente
2 Lamitos areníticos laminados	"Lamitos areníticos laminados" e "Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos"	Entre 90 cm e 100 m	Fluxos turbidez muito diluídos seguidos de decantação pelítica	Lamitos tabulares e arenitos lenticulares	<i>Cruziana</i> , <i>Zoophycus</i> e <i>Nereites</i>
3 Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos e camadas de calcarenitos	"Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos" e "Camadas de calcarenitos"	Entre 35 cm e 600 m	Correntes de turbidez de baixa densidade modificadas por ondas durante tempestades	Lenticulares e tabulares com até poucas centenas de metros	<i>Zoophycus</i> e <i>Cruziana</i>
4 Arenitos e Conglomerados areníticos	"Arenitos bipartidos" e "conglomerados areníticos"	Entre 4 e 35 m	Fluxos de densidade concentrados modificado por ondas e a hiperconcentrados, relacionados a tempestades e, provavelmente à fluxos hiperpicnais	Lenticular com comprimento de até centenas de metros	Rara

## Capítulo 5

### Discussões

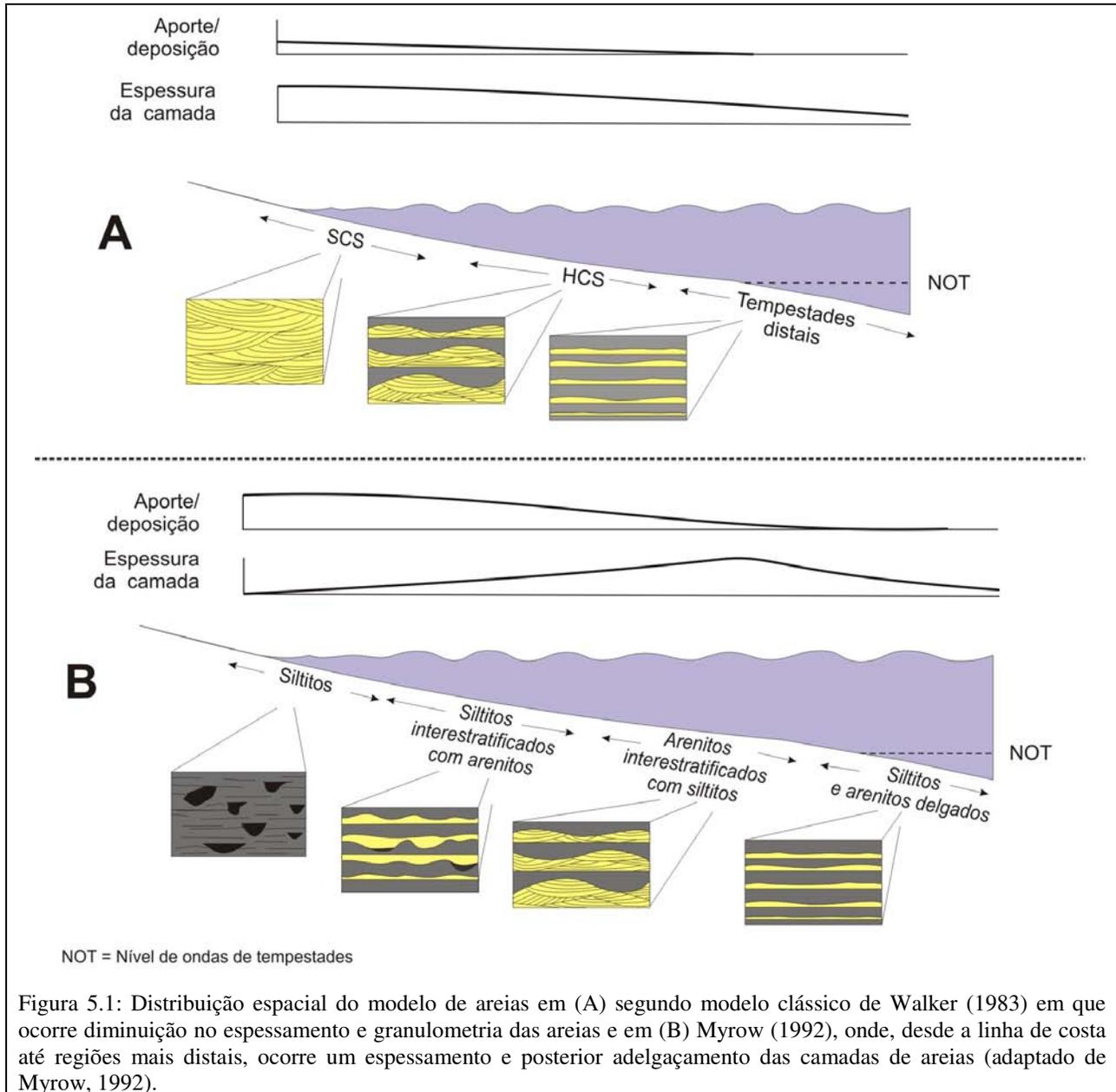
#### 5.1 Relações Depositionais entre as Formações Portezuelo del Tontal e Sierra de La Invernada: Modelo de Trato de Fácies

Estudos que consideram a distribuição das litofácies (modelos de trato de fácies) de arenitos em plataformas dominadas por ondas de tempestades não são muito difundidos (Cheel & Leckie, 1993). Em geral os modelos mais aceitos prevêm uma diminuição da granulometria e da espessura dos arenitos desde a região *shoreface* superior até *offshore* inferior (Dott & Bourgeois, 1982; Walker, 1983; Brenchley, 1985; Reading, 1996) (Figura 5.1A).

Entretanto, o modelo de distribuição de arenitos depositados por tempestades de Myrow (1992) difere do modelo clássico. Este autor descreve uma seqüência horizontal de litofácies que da parte proximal até a parte distal da plataforma é constituída por (Figura 5.1B):

- i) Siltitos de águas pouco profundas de ambiente sub-maré com sutis lâminas de arenitos, erodidos no formato de profundos e estreitos *gutters* (depressões erosionais em forma de sulco), alinhadas perpendicularmente à paleocosta;
- ii) Siltitos interestratificados com camadas de arenitos;
- iii) Área dominada por arenitos;
- iv) Siltitos com arenitos pouco espessos.

Neste modelo, a porção central da *shoreface* inferior é caracterizada pela maior concentração de arenitos, enquanto a parte proximal de águas pouco profundas constitui uma área de passagem (*bypassing*) dos fluxos que transportam areia.



O modelo de distribuição horizontal das litofácies apresentado neste trabalho é baseado na interpretação paleogeográfica da FPT e da FSI. Os mapas geológicos oficiais da República Argentina dividem estas unidades por falhas de cavalgamento (Furque *et al.*, 1998; Bordonaro, 1999).

Grande parte da sucessão medida da FSI (os primeiros 1.330 m) apresenta características deposicionais substancialmente diferentes da FPT, mas, a partir desta quota (parte superior da sucessão), estes aspectos mudam e são observadas camadas de “Arenitos bipartidos” interestratificados com “Folhelhos negros” idênticos aos da sucessão da FPT. Assim, a porção superior da FSI possui aspectos litoestratigráficos similares aos da FPT e as duas unidades parecem ter gradual transição estratigráfica.

Dados bioestratigráficos confirmam esta consideração. Brussa (1997) trabalhou na mesma sucessão da FSI, onde as seções do presente estudo foram descritas, porém cerca de 20 km ao norte. Usando a associação de graptofauna, este autor datou a FSI como pertencentes às séries ordovicianas Arenigiano-Llanvirniano. Ortega *et al.* (2006) estudaram a FSI na mesma área desta dissertação e, usando a nova classificação cronoestratigráfica do Ordoviciano, determinaram uma idade para a deposição dos sedimentos da FSI entre o Darriewilliano (quase correspondente ao Llanvirniano) até o Katiano (quase correspondente ao Caradociano). Cuerda *et al.* (1985) atribuíram a FPT ao intervalo cronoestratigráfico Llanvirniano-Caradociano. Pode-se concluir que a FSI e a FPT são parcialmente ou completamente heterópicas, sendo que a FSI é provavelmente pouco mais antiga que a FPT.

Porém, algumas diferenças na sedimentação de *background* e na distribuição de icnofósseis permitem distinguir em detalhe os sistemas deposicionais das duas formações. As litofácies finas da FSI são caracterizadas por “Lamitos areníticos laminados”, enquanto as litofácies finas da FPT por “Folhelhos negros”. A sedimentação fina pode ser atribuída à decantação de corrente de turbidez muito diluídas e/ou fluxos intermediários ou superiores (*inter ou overflows*) e conseqüentemente a distribuição granulométrica destes depósitos está relacionada à distância de transporte do fluxo: a granulometria mais fina tendo sido depositada na parte mais distal e profunda da bacia, e a granulometria mais grossa na parte mais proximal e menos profunda da bacia. Os folhelhos negros estão presentes na FSI somente no intervalo superior, quando esta unidade se torna muito semelhante à FPT.

A associação de icnofácies mostra uma distribuição diferenciada nas duas unidades. A FSI apresenta variedade e abundância de icnofósseis enquanto a FPT apresenta escassas feições de

bioturbação. Na FSI são reconhecidas duas distribuições de icnofácies: icnofácies *Cruziana*, desenvolvidas nos depósitos finos (depósitos pré-tempestade) e a associação *Skolithos-Cruziana*, observada nos “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” (depósitos pós-tempestade). A última associação é caracterizada pela presença abundante e variada dos icnofósseis. A abundância e a variedade de icnofósseis estão relacionadas às fases de maior alimentação e oxigenação proporcionadas pelos eventos de tempestade (Pemberton *et al.*, 1992; Cheel & Leckie, 1993). A escassez e as formas planares de icnofósseis na FPT indicam menor disponibilidade de oxigênio e nutrientes, fatores que podem ser relacionados a águas oceânicas mais profundas e distais. Então, a FSI pode ter sido localizada numa faixa batimétrica entre *shoreface* inferior e *offshore* intermediário, ou plataforma interna, enquanto a FPT corresponderia à parte mais distal e profunda da *shoreface* inferior.

O modelo conceitual de distribuição horizontal das litofácies está relacionado a três tipos de processos deposicionais:

i) “excepcionais” eventos de tempestades, caracterizados por grande capacidade de transporte, competência e provavelmente velocidade do fluxo que formou os “Arenitos bipartidos” e provavelmente parte dos “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” (Figura 5.2A);

ii) “normais” eventos de tempestades, com menor capacidade de transporte, competência e velocidade de fluxo (Figura 5.2B), onde podem ter sido gerados os “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos”;

iii) sedimentação fina de *background* (“Folhelhos negros” e “Siltitos areníticos laminados”), associada às correntes de turbidez muito diluídas, fluxos hipopicnais e/ou evento de tempestades de menor energia (Figura 5.2C).

Interpreta-se aqui que parte dos “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” correspondem à sedimentação distal de “Fluxos de densidade modificados por ondas”.

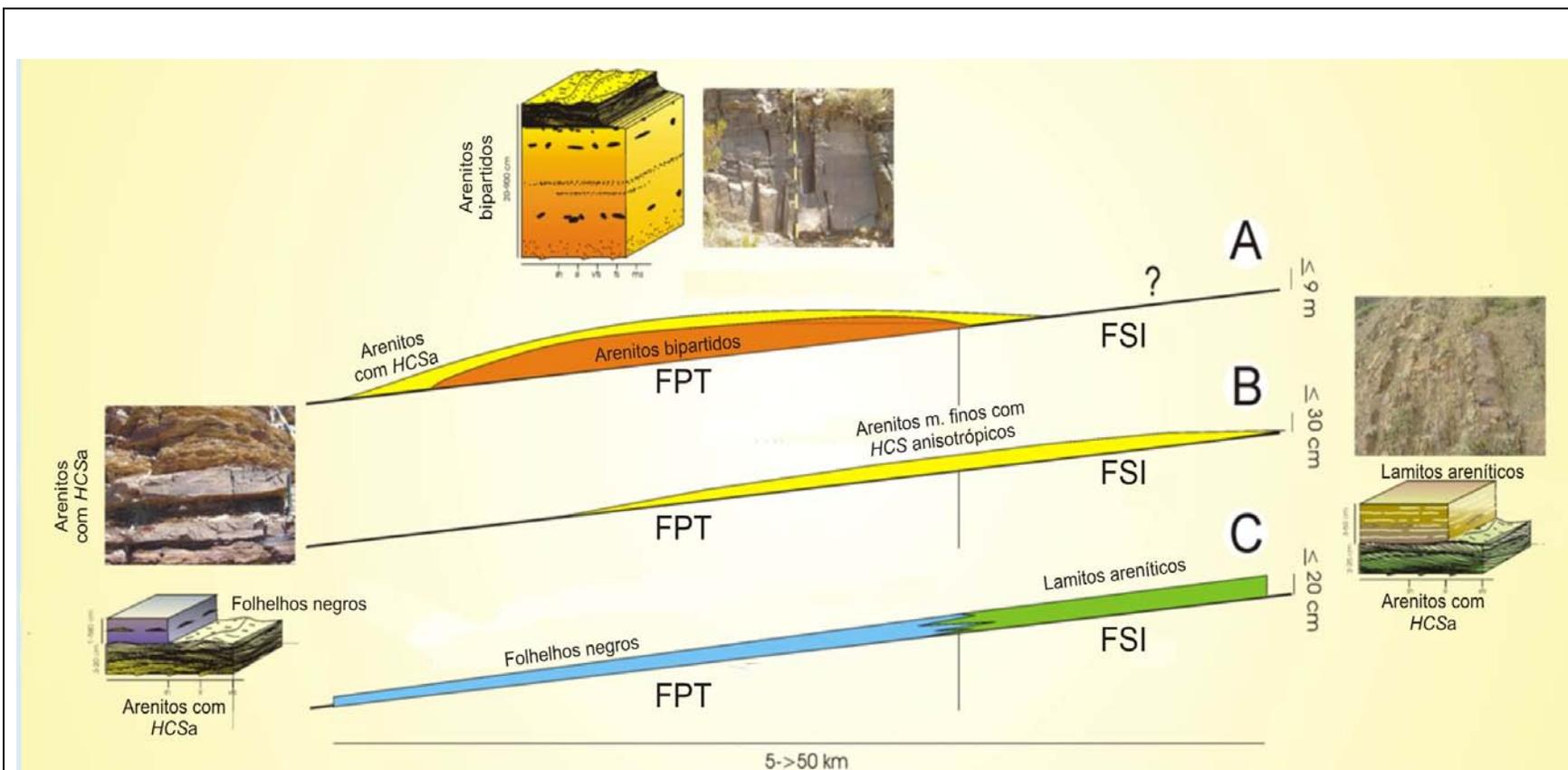


Figura 5.2: Modelo de distribuição de corpos de arenitos em sistema de plataforma dominados por “fluxos de densidade concentrados modificados por ondas”. Em (A) Durante tempestades catastróficas; (B) tempestades normais e (C) tempo bom (adaptado de Basilici *et al.*, 2005).

As “Camadas calcareníticas” e a maioria dos “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” representam a deposição de eventos de tempestades de menor energia e transporte de massa que teriam remanejado depósitos prévios, talvez costeiros (Figura 5.2B). Estes eventos deposicionais eram recorrentes na parte menos profunda da plataforma (partes inferior e intermediária da sucessão da FSI) e parcialmente na parte mais profunda e distal da plataforma (parte superior das FSI e FPT), onde a sedimentação era dominada por “Fluxos de densidade concentrados modificados por ondas”.

A progressiva perda de competência de fluxos gravitacionais de baixa densidade na direção das áreas distais teria levado ao progressivo decréscimo de granulometria e de sedimento transportado permitindo, neste contexto, a deposição de “Lamitos areníticos laminados” na parte proximal e de “Folhelhos negros” na parte distal da plataforma.

Os “Arenitos bipartidos” e parte dos “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” podem ter sido depositados por eventos catastróficos pelas seguintes razões:

i) Os processos deposicionais, associados às tempestades, são caracterizados por marcante componente gravitacional (*excess-weight force* de Myrow & Southard, 1996);

ii) A maioria dos depósitos foi produzida por fluxos de alta capacidade de transporte;

iii) Os “Arenitos bipartidos” são formados de arenitos muito imaturos, texturalmente e mineralogicamente;

iv) Os arenitos mostram áreas de aporte de diversas origens. A FPT e a FSI estendem-se por mais de 200 km na direção das paleocorrentes (N-S), sempre caracterizadas por depósitos influenciados por tempestades, sublinhando um sistema deposicional com inclinação não maior que 0,1°.

Nestas condições de pequena inclinação da plataforma, os fluxos gravitacionais podem ser gerados somente com o aporte de fluxos de alta concentração na bacia sedimentar, como acontece em eventos catastróficos.

Wheatcroft *et al.* (1997) e Wheatcroft (2000) observaram que durante as tempestades os pequenos rios da costa da Califórnia introduzem fluxos de densidade de alta concentração no Oceano Pacífico. Wheatcroft (2000) chamou estes fluxos de “*oceanic flood*”, afirmando que estes são os principais mecanismos de transporte de sedimento *offshore*. A quantidade de sedimento transportado por fluxos oceânicos é relevante, gerando camadas de alta espessura e larga distribuição.

As análises petrográficas de arenitos médios ou médio finos dos “Arenitos bipartidos” permitiram observar os seguintes aspectos:

i) os grãos de arenitos são caracterizados por baixo grau de arredondamento (de muito angular até subangular);

ii) os arenitos são classificados como litoarenitos (Folk, 1974), mostrando até 46% de fragmentos líticos;

iii) as 15 amostras de distintas camadas de arenitos de granulometria média ou média fina examinados mostram diferentes distribuições de quantidade e qualidade de fragmentos líticos, quartzo e feldspatos, sublinhando a proveniência de arenito de diferentes áreas de drenagem. Estes últimos aspectos sugerem que os processos de erosão, transporte e sedimentação do arenito foram muito rápidos.

## **5.2 Modelo Paleodeposicional das Formações Gualcamayo, Los Azules, Portezuelo del Tontal e Sierra de La Invernada**

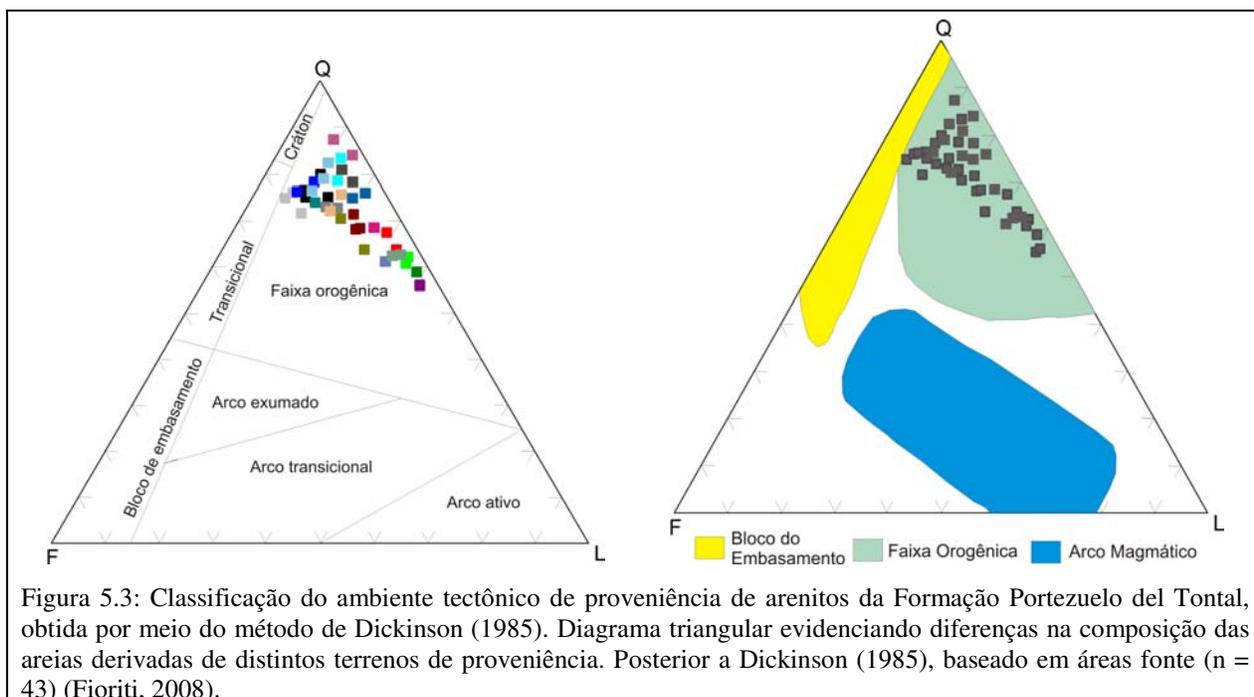
Para a criação de um modelo deposicional e paleogeográfico das unidades em estudo foram levados em consideração os seguintes aspectos: i) localização geográfica e posição estratigráfica de cada unidade; ii) aspectos cronoestratigráficos; iii) tipo e taxa de sedimentação; iv)

mecanismos deposicionais e paleocorrentes; e v) aspectos paleogeográficos e paleotectônicos da Pré-Cordilheira Argentina.

i) A localização geográfica e a posição estratigráfica das unidades (Figura 4.5) são o primeiro passo para se pensar na distribuição dos sedimentos da Pré-Cordilheira Argentina. Nota-se que a distribuição siliciclástica ordoviciana está disposta em uma faixa estreita na Pré-Cordilheira Oriental e em parte da Central. Estas faixas estreitas são marcadamente constituídas de lamitos laminados (FG e FLA), que estão em contato com os carbonatos da Formação San Juan (comumente sobre *hardgrounds*). Este fato indica um afogamento da plataforma carbonática e o início de uma sedimentação siliciclástica fina. Na Pré-Cordilheira Central e Ocidental estão aflorantes os principais depósitos siliciclásticos ordovicianos (FPT e FSI). Dados litoestratigráficos, bioestratigráficos e deposicionais evidenciam que os sedimentos das unidades Portezuelo del Tontal e Sierra de La Invernada se depositaram em uma plataforma na mesma bacia durante o Meso-Ordoviciano. As formações Gualcamayo e Los Azules são constituídas por sedimentos finos depositados logo acima da Formação San Juan.

ii) Segundo Cingolani *et al.* (1989), Furque *et al.* (1998) e Bordonaro (1999), os sedimentos da Formação Portezuelo del Tontal foram depositados entre o Llanvirniano e o Llandeiliano e os sedimentos da Formação Sierra de La Invernada foram depositados, segundo Brussa (1997) e Ortega *et al.* (2007), entre o Arenigiano e o Llandeliano (ou Darriwilliano e Katiano). Bordonaro (1999) atribui uma idade que varia desde o Arenigiano até o Caradociano para as unidades Gualcamayo e Los Azules.

iii) A sedimentação é predominantemente siliciclástica com arenitos altamente imaturos textural e composicionalmente. O baixo grau de arredondamento dos clastos e o alto percentual de fragmentos líticos (ao redor de 30%) são associados à alta velocidade de erosão e transporte dos sedimentos. A análise petrográfica de proveniência dos arenitos da FPT, realizada com o método de Dickson (1985), indica que a origem dos sedimentos está relacionada à ambientes de tectônica convergente (Fioriti, 2008) (Figura 5.3).



A imaturidade mineralógica, evidenciada pela abundância de fragmentos líticos, é ligada à ausência de alterações químicas, associadas à alta velocidade de transporte. Considerando estas informações petrográficas, é possível supor a existência de uma fonte de sedimentos relativamente próxima ao local de deposição, em áreas tipicamente associadas à criação de relevos topográficos montanhosos relacionados a margens de tectônica compressiva.

As seções descritas apresentam uma sucessão sedimentar monótona e com alta taxa de criação de espaço de acomodação na bacia. Esta alta taxa de criação de espaço de acomodação é característica de áreas ativas tectonicamente, tais como margem compressiva ou de rifte. No entanto, em bacias formadas por rifteamento não existem montanhas que possam produzir material de maior granulometria, imaturo e em grande quantidade. Nestes casos há o predomínio de sedimentos finos, em quantidade relativamente pequena. O aporte de material associado aos fluxos catastróficos do tipo *oceanic flood* são normalmente relacionados a ambientes próximos de margens ativas (Wheatcroft, 2000).

iv) Os trabalhos de Cingolani *et al.* (1989) e Spalletti *et al.* (1989) apresentam dados da FPT que indicam direção de paleofluxo predominantemente para oeste. Porém, durante coleta de dados em campo, foram medidos diversos indicadores de paleocorrente na FPT e na FSI: marcas de sola (turboglifos), estratificações cruzadas truncadas por ondas, lineamento de partição na superfície da camada (*parting lineations*), imbricação de clastos e eixo de dobras convolutas. Os dados coletados indicam um sentido de paleofluxo para S-SSE (aproximadamente N 170°). Existe uma equivalência de valores entre as estruturas na base das camadas (turboglifos) e aquelas medidas no topo (lineamentos de partição) de todas as litofácies de arenitos. Como as paleocorrentes registradas são relacionadas a fluxos gravitacionais, o sentido de paleofluxo medido indica que o eixo da bacia era N-S, com máximo aprofundamento na direção sul.

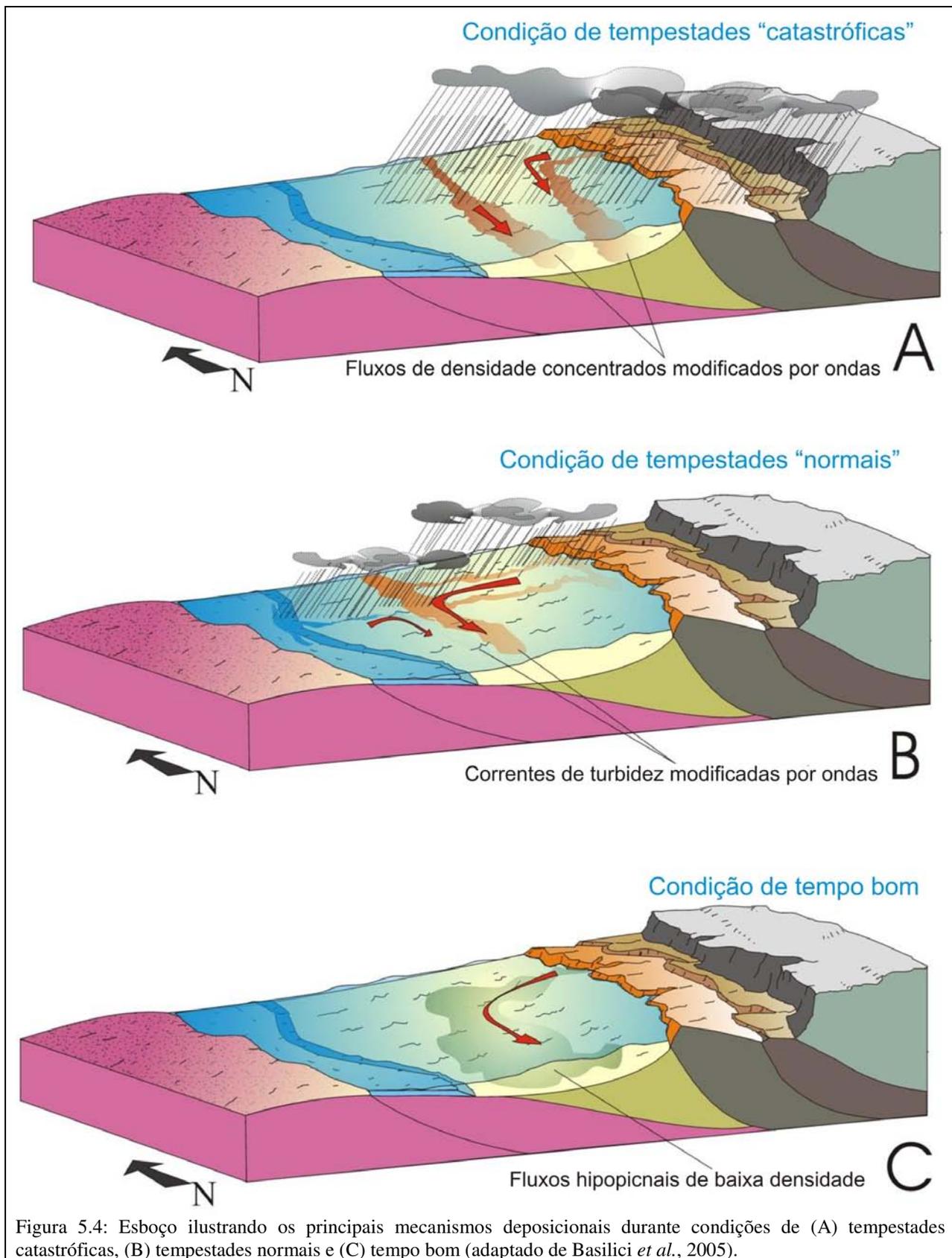
A seqüência de desenhos da Figura 5.4 mostra um quadro de síntese dos processos deposicionais na plataforma que estariam ocorrendo durante o segundo estágio de evolução da bacia. Tempestades “excepcionais” depositaram “Arenitos bipartidos” e parcialmente “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” (Figura 5.4A). Tempestades intensas e localizadas introduziram grande quantidade de arenito no oceano por meio de rios com pequenas bacias de drenagem que, em contacto com as águas do oceano, se transformavam em fluxo hiperpicnais. Estes fluxos se separavam em duas porções, uma inferior com movimento exclusivamente gravitacional (fluxo de densidade concentrado) e uma superior, menos densa, turbulenta e sujeita a atividade de tempestade, que era constituída por um fluxo combinado (corrente de turbidez modificada por ondas). Basilici *et al.* (2005) definiram este tipo de fluxo bipartido como “Fluxo de densidade concentrado modificado por ondas”. Os fluxos eram alinhados segundo a inclinação regional da bacia, embora eles fossem originados ao longo da borda N-S da bacia, como reportado nas reconstruções paleogeográficas de Thomas *et al.* (2002). A inclinação regional da bacia era provavelmente controlada por uma maior flexura da crosta na porção sul, onde teria se depositado a FPT. O depocentro da bacia também teria se deslocado para oeste, aumentando o tamanho da bacia devido ao desenvolvimento da cadeia orogênica (*foreland*).

A alta velocidade e a transição em áreas canalizadas (posteriormente preenchidas por “Conglomerados areníticos” ou “Arenitos conglomeráticos”) permitiram a estes fluxos ultrapassarem (*bypassing*) a porção superior da *shoreface* inferior (área de sedimentação da FSI)

e se depositarem nas áreas mais profundas da *shoreface* inferior (área de sedimentação da FPT). Tempestades “normais” geraram correntes de turbidez que depositaram “Arenitos muito finos com HCS anisotrópicos” (Figura 5.4B). Devido a menores concentração e velocidade, estes fluxos se depositaram preferencialmente em água rasas (área de deposição da FSI). A sedimentação fina de *background* foi produzida por corrente de baixa densidade ou fluxos hipopicnais gerados nas desembocaduras dos rios e/ou por atividade de onda na costa (Figura 5.4C). O alargamento dos fluxos produziu um progressivo decréscimo da granulometria na direção da porção mais distal e profunda da bacia.

v) Os aspectos paleogeográficos da Pré-Cordilheira são muito controversos. O Meso e Neo-Ordoviciano são, em particular, períodos de grande interesse para o entendimento do desenvolvimento geotectônico da margem ocidental do Gondwana e da inserção da Pré-Cordilheira neste supercontinente. De fato, tal período está associado ou ao rifteamento (Pankhurst & Rapela, 1998; Keller, 1999) ou à “docagem” (Thomas & Astini, 2003) do “Terreno Pré-Cordilheira” ao supercontinente. Segundo Spalletti *et al.* (1989) e Keller (1999), o sistema deposicional da FPT constituiu um sistema de leque subaquático profundo, desenvolvido na base de um talude em margem passiva. No entanto, segundo os dados apresentados nesta dissertação, os depósitos destas unidades são formados na parte distal de uma plataforma siliciclástica. Os dados acima citados indicam que o ambiente deposicional era plataformal em margem ativa durante o Meso e Neo-Ordoviciano.

Em relação às unidades FG e FLA, a ausência de icnofósseis permite definir que as condições ambientais, em correspondência à superfície deposicional, eram hostis a qualquer atividade biológica que necessitasse oxigênio. Desenha-se assim uma bacia deposicional com águas estratificadas e longe de qualquer aporte de tipo clástico acima da fração silte. Estes sedimentos teriam sido os primeiros siliciclásticos a se depositarem após a deposição dos sedimentos carbonáticos da Formação San Juan, durante o Arenigiano. A sedimentação carbonática teria ocorrido localmente, em regiões mais rasas.



Bacias do tipo antepaís (*foreland basins*) são formadas na parte frontal de sistemas de empurrões (compressivos) ativos com cunhas orogenéticas em crescimento (De Celles & Giles, 1996). Em um perfil idealizado perpendicular ao eixo principal de uma bacia do tipo *foreland*, De Celles & Giles (1996) definem três regiões principais de sedimentação (Figura 5.5), sendo elas: bacias do tipo *wedge-top*, preenchidas por sedimentos deltaicos, de *fan*-deltas ou por turbiditos arenosos imaturos em inconformidade acima das cunhas orogenéticas; bacias de *foredeep*, que apresentam uma feição alongada e assimétrica, se desenvolvem em área adjacente à “frente orogenética” e são preenchidas por depósitos associados a correntes de turbidez; e rampa externa e rasa desenvolvida na parte da “*foreland* passiva”. A sedimentação é associada ao *forebulge* periférico formado nesta área externa.

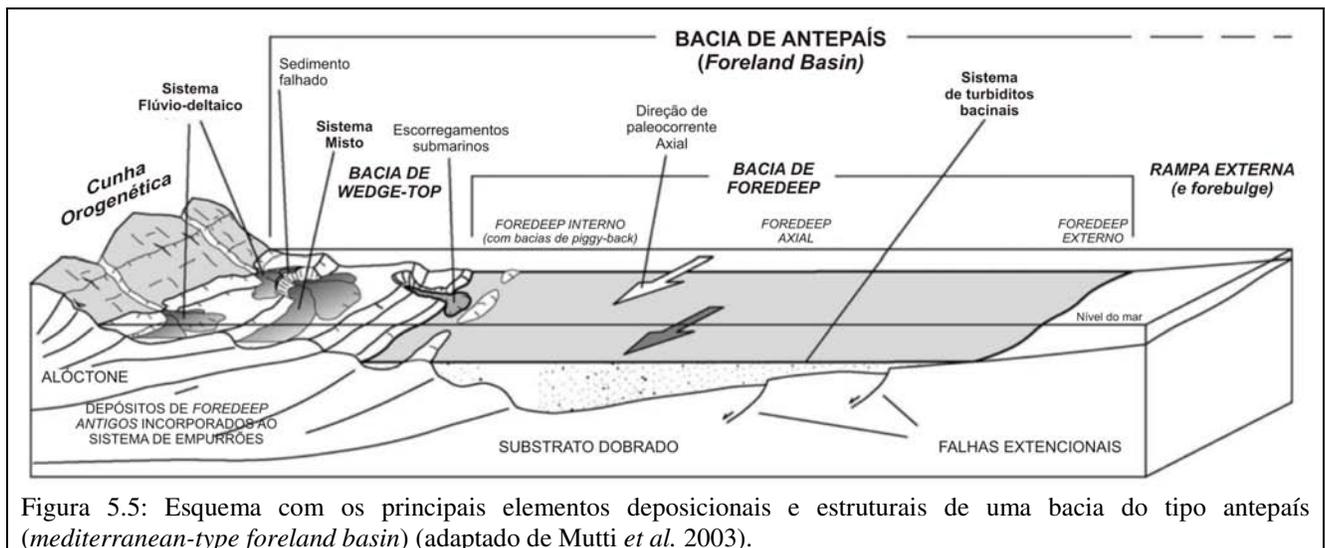


Figura 5.5: Esquema com os principais elementos deposicionais e estruturais de uma bacia do tipo antepaís (*mediterranean-type foreland basin*) (adaptado de Mutti *et al.* 2003).

A evolução típica de bacias do tipo *foreland*, segundo Allen & Homewood (1986) e Covey (1986), envolvem três estágios principais (Figura 5.6). O primeiro estágio está relacionado ao início do cavalgamento (*thrusting*) e da subsidência flexural. Nesta etapa, a região de *foredeep* é caracteristicamente subpreenchida e o perfil deposicional apresenta um afogamento (*drowning*) progressivo. O segundo estágio é caracterizado pela deposição de arenitos formados por correntes de turbidez e, subordinadamente, fluxos concentrados na região de *foredeep*. Neste estágio ocorre a migração do eixo da *foredeep* e dos depocentros devido à propagação contínua dos cavalgamentos. Durante o terceiro estágio a deposição passa de tipicamente turbidítica para flúvio-deltaica e eventualmente relacionada a leques aluviais.

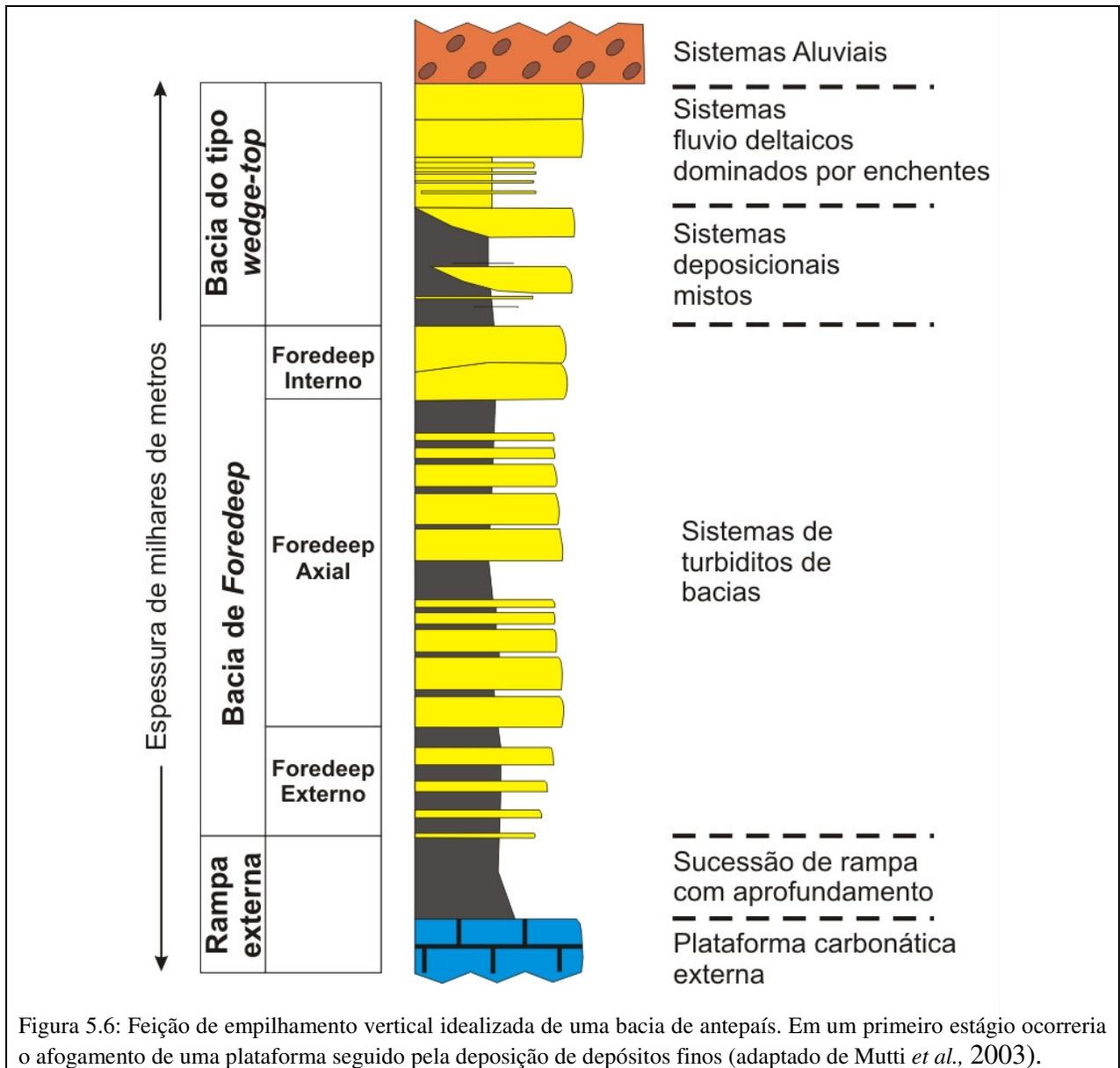


Figura 5.6: Feição de empilhamento vertical idealizada de uma bacia de antepaís. Em um primeiro estágio ocorreria o afogamento de uma plataforma seguido pela deposição de depósitos finos (adaptado de Mutti *et al.*, 2003).

Considera-se que as bacias do Meso e Neo-Ordoviciano da Pré-Cordilheira são do tipo antepaís (*foreland*). Neste contexto, os sedimentos finos da FG e da FLA, depositados sobre uma plataforma carbonática marcada por diversos níveis de *hardgrounds* (evidenciando o afogamento da plataforma), podem ser associados ao primeiro estágio da evolução desta bacia, como sugerido por Covey (1986). Esta deposição teria sido ou na região de *foredeep* ou em bacias do tipo “satélites” (Ricci Lucchi, 1986) ou “*piggyback*” (Ori & Friend, 1984), localizadas próximas à margem do Gondwana, ou seja, em depocentros gerados nas costas dos cavalgamentos da frente orogênica. Estas bacias seriam áreas de sedimentação isoladas e profundas o suficiente para não

serem influenciadas por atividade das ondas de tempestade. Não é possível saber se os cavalgamentos mais internos isolavam porções marinhas ou eram subaquáticos, contudo eles poderiam ter isolado bacias bastante profundas de modo que estas não fossem atingidas por ondas e não recebessem aporte clástico (Figura 5.7).

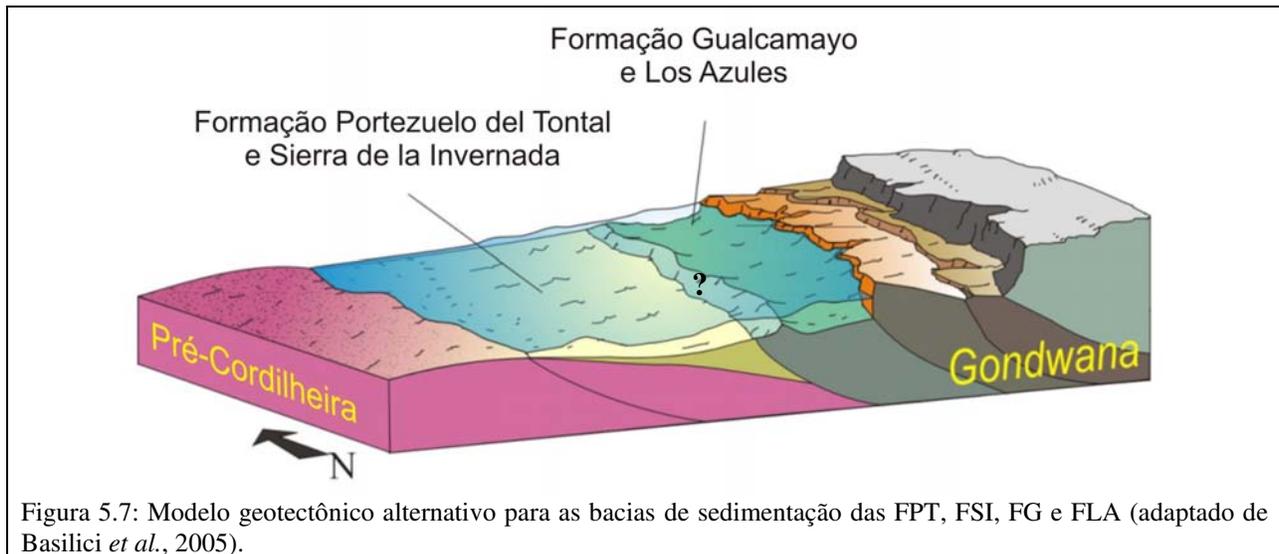


Figura 5.7: Modelo geotectônico alternativo para as bacias de sedimentação das FPT, FSI, FG e FLA (adaptado de Basilici *et al.*, 2005).

Com o desenvolvimento da orogênese, o depocentro teria se deslocado mais para oeste, onde se depositaram os sedimentos da FPT e da FSI e o soerguimento da área fonte teria facilitado maior aporte de sedimentos arenosos associados aos fluxos catastróficos (enchentes fluviais). A máxima batimetria da bacia teria ficado acima do nível de ondas de tempestades. Tectonismo e clima são aparentemente os principais fatores no controle do aporte de sedimento, do espaço de acomodação e do tipo de aporte de sedimento. O intervalo basal da FSI representa o início do segundo estágio da evolução de uma bacia do tipo *foreland*. A FPT e a porção superior da FSI também caracterizam o segundo estágio de evolução, porém em estado mais avançado.

De forma geral, as características das unidades estudadas corroboram com uma margem do tipo ativa. Com base nos aspectos acima levantados, dentre outras evidências na literatura (Astini *et al.*, 1995), propõe-se um modelo semelhante ao de Thomas & Astini (2003), o qual considera uma margem colisional responsável pela formação de uma bacia do tipo antepaís periférica (*peripheral foreland*) durante o Meso e Eo-Ordoviciano. Nenhum trabalho anterior considerou estas unidades como resultantes do preenchimento desta bacia de antepaís.

## Capítulo 6

### Conclusões

Em suma, as principais contribuições deste estudo são:

i) Os depósitos ordovicianos da Pré-Cordilheira Argentina são caracteristicamente siliciclásticos e imaturos composicionalmente e texturalmente. Os depósitos da FPT e da FSI são constituídos principalmente por arenitos médios até muito finos intercalados com lamitos ou folhelhos negros. A FG e a FLA são tipicamente depósitos finos com variação no teor de carbonatos finos;

ii) Os mecanismos deposicionais relacionados à formação dos arenitos são fluxos de densidade (tanto correntes de turbidez quanto fluxos concentrados) modificados por ondas. Os mecanismos deposicionais relacionados aos sedimentos finos são decantação e correntes de turbidez muito diluídas;

iii) Os indicadores de paleocorrente evidenciam um paleofluxo de norte para sul;

iv) Fluxos concentrados modificados por ondas teriam passado direto (*bypass*) por regiões proximais (FSI) e depositaram as areias em regiões distais (FPT) durante tempestades extremas. Camadas de arenitos finos e calcarenitos gerados por correntes de turbidez modificadas por ondas teriam se depositado preferencialmente em regiões proximais durante tempestades normais. Os sedimentos finos apresentam uma componente predominante siltosa na região proximal e argilosa na região distal e em ambas foram depositados em condições de tempo bom por decantação ou por fluxos homo e hipopicnais;

v) A influência de ondas nos fluxos de densidade indica que a deposição ocorreu acima do nível de ondas de tempestades;

vi) Os sedimentos da FSI foram depositados em uma região mais proximal quando comparados aos sedimentos da FPT;

vii) Os icnofósseis da FSI são associados às icnofácies *Skolitos* e *Cruziana*. Estas icnofácies são tipicamente de plataforma (*shoreface*);

viii) A bacia sedimentar era do tipo antepaís formada pela colisão entre a Pré-Cordilheira e o Gondwana;

ix) Os sedimentos da FG e da FLA foram depositados nos estágios iniciais da formação da bacia de antepaís ou em sub-bacias isoladas.

x) O modelo de fácies das unidades ordovicianas da Pré-Cordilheira Argentina, sob o ponto de exploratório, poderá ser empregado na predição da ocorrência de arenitos plataformais e utilizado como análogo para sistemas de plataformas clásticas de outras bacias. Segundo o modelo apresentado nesta dissertação, os arenitos depositados em regiões mais proximais de uma plataforma siliclástica (representados neste modelo como pertencentes à FSI) ou depositados nos estágios iniciais de uma bacia do tipo antepaís tendem a ser bem selecionados e de granulometria fina, com boa distribuição lateral, ou seja, por centenas de metros a poucos quilômetros, porém possuem espessura limitada (camadas inferiores a 30 cm) e não apresentam boa conectividade vertical devido às frequentes intercalações com lamitos arenosos. A depender da intensidade e tipo de bioturbação presente nos lamitos arenosos, a conectividade vertical poderá ser melhorada neste ambiente.

Arenitos plataformais distais ou arenitos depositados em um estágio mais avançado de uma bacia do tipo antepaís (representados neste modelo pelos arenitos da FPT) tendem a ser de granulometrias finas a grossas, se depositam formando feições canalizadas e estão associados a fluxos mais concentrados. A distribuição lateral é, em geral, alongada segundo o eixo principal da bacia (ou direção principal de paleocorrente). A conectividade vertical é melhor devido a

freqüente amalgamação de arenitos durante a deposição. Estes tendem a formar melhores reservatórios em termos de volumes quando comparados aos arenitos depositados em ambientes mais proximais.

Os folhelhos negros e margas com (FG e FLA) depositados nos estágios iniciais da formação de uma bacia do tipo antepaís, a depender do soterramento, do tipo e do grau de maturação da matéria orgânica, podem ser importantes geradores de hidrocarbonetos neste tipo de bacia.

Algumas destas contribuições se diferenciam quanto as existentes na literatura (Furque & Caballé, 1985; Cingolani *et al.*, 1989; Spalletti *et al.*, 1989; Furque *et al.*, 1990; Brussa, 1997; Bordonaro, 1999) nos aspectos:

i) Os mecanismos deposicionais geradores dos arenitos são aqui interpretados como correntes de turbidez e fluxos de densidade fortemente influenciados por ondas de tempestades. Na literatura, entretanto, estes depósitos foram descritos como gerados por correntes de turbidez sem influência de ondas (Furque & Caballé, 1985; Spalletti *et al.*, 1989; Furque *et al.*, 1990);

ii) As paleocorrentes medidas indicam uma direção de fluxo para sul e não para oeste, conforme os dados de Spalletti *et al.* (1989), Furque *et al.* (1990) e Bordonaro (1999);

iii) O ambiente sedimentar é aqui interpretado como plataforma rasa e não como leques profundos (Furque & Caballé, 1985; Cingolani *et al.*, 1989; Spalletti *et al.*, 1989; Brussa, 1997);

iv) Trabalhos anteriores à Basilici *et al.* (2005) e Moretti (2005) não levaram em consideração a presença de icnofósseis. A análise de icnofácies foi levada em consideração na construção de um modelo paleodeposicional.

Para os próximos trabalhos recomenda-se:

i) Um estudo em outras unidades ordovicianas da Pré-Cordilheira Argentina (p. ex.: Formação La Cantera, Formação Las Aguaditas, Formação Yerba Loca, entre outras) com descrição sedimentológica e icnológica detalhada;

ii) O detalhamento bioestratigráfico para melhor correlação ente as unidades;

iii) Um estudo em afloramentos da FSI localizados mais ao norte com o objetivo de se identificar variações faciológicas e presença de icnofácies em regiões teoricamente mais proximais;

iv) A descrição de seções estratigráficas localizadas no intervalo superior da FPT com o objetivo de verificar se houve a colmatação da bacia e se aparecem outros tipos de depósitos;

v) A verificação dos contatos da FPT e da FSI com as unidades subjacentes;

vi) A análise de proveniência dos arenitos da FSI associando-os a possíveis rochas-fonte;

vii) Um estudo da relação entre as rochas ígneas e os sedimentos ordovicianos.

## Referências Bibliográficas

- Allen, P. A., Homewood, P.N. Foreland basins. *IAS Special Publication*, 8, Oxford, Blackwell Scientific, 1986, 453p.
- Arnott, R. W. & Southard, J. B. Exploration flow-duct experiments on combine-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.60, pp. 211-219, 1990.
- 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.
- 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.
- 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*, 142:11-33, 1998.
- Bagnold, R. A. An approach to the sediment transport problem from general physics. Prof. Pap. *US Geological Survey*, 1966, 422p.
- Basilici, G., Borges, J. P. G., Cutolo, A. A., Henrique, A., Moretti Jr., P. A. The role of the Portezuelo del Tontal, Sierra de La Invernada and Yerba Loca formations (Ordovician,

- Precordillera Argentina) in the paleogeographic and paleotectonic evolution of the western Gondwana margin. *Gondwana 12 Conference*, Mendoza, Argentina, 2005.
- Bates, C. C. Rational theory of delta formation. *AAPG Bulletin*, vol.37, pp. 2119–2162, 1953.
- Benedetto, J. L. The allochthony of Argentine Precordillera ten years later (1993-2003): a new paleogeographic test of the microcontinental model. *Gondwana Research*, vol. 7, pp. 1027-1039, 2004.
- Bentley, S. J. Wave–current dispersal of fine-grained fluvial sediments across continental shelves: the significance of hyperpycnal plumes. In Scott, E. D., Bouma, A. H., Bryant, W. R. (eds.), *Siltstones, Mudstones and Shales: Depositional Processes and Characteristics: SEPM/Gulf Coast Association of Geological Societies*, Joint Publication, 2003, p. 35–48.
- Bond, G. C., Nickeson, P. A., Kominz, M. A. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 70, pp. 325-345, 1984.
- Bordonaro, O. L. Cámbrico y Ordovícico de la Precordillera y Bloque de San Rafael. In: *Geología Argentina*. Anales, vol. 29, n.8, pp.189-204, 1999.
- Brenchley, P. J. Storm influenced sandstone beds. *Modern Geology*, vol. 9, pp. 369-396, 1985.
- Brussa, E. La Biozona de *Paraglossograptus tentaculatus* (Graptolithina) en la Formacion Sierra de La Invernada, Precordillera Occidental, Argentina. *Geobios*, vol. 30, n. 1, pp. 15-29, 1997.
- Campbell, C. V. Truncated wave-ripple laminae. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 36, n. 3, pp. 825-828, 1966.
- Cambell, C. V. Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, vol. 8, pp. 7-26, 1967.

- Cheel, R. J. & Leckie, D. A. Hummocky cross-stratification. *Sedimentology Reviews*, vol. 1, pp. 103-121, 1993.
- Cingolani, C., Cuerda, R. A., Varela, R., Schauer, O. Geología de la Precordillera Occidental en la comarca de la Sierra del Tontal, Provincia de San Juan, Republica Argentina. In: *V Congreso Geológico Chileno*, Serie Comunicaciones, Santiago, vol. 40, pp. 39-56, 1989.
- Covey, M. The evolution of foreland basins to steady state: evidence from the western Taiwan foreland basin. In: Allen, P. A. & Homewood, P. N. (eds), *Foreland basins*. IAS Special Publication. 8, Oxford, Blackwell Scientific, pp 77-90. 1986.
- Coleman, J. M., Gagliano, S. M. Sedimentary structures – Mississippi River deltaic plain. Pag. 133. In: Middleton, G. V. Primary sedimentary structures and their hydrodynamics interpretation. *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, special publication*. (12), 1965, 265p.
- Cuerda, A., Cingolani, C., Schauer, O., Varela, R. Bioestratigrafía del Ordovícico (Llanvirniano-Llandeiliano) de la Sierra del Tontal, Precordillera de San Juan. Descripción de su fauna graptolítica. *Ameghiniana*, vol.23, pp. 3-33, 1985.
- Cutolo, A. A. Mecanismos deposicionais, geometria dos corpos e potenciais reservatórios em plataforma marinha rasa: Ordoviciano da Pré-Cordilheira Argentina. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências, Unicamp, 2005, 77p.
- De Celles, P. G. Giles, K. A. Foreland basin systems. *Basin Research*, vol. 8, p. 105-124.
- 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. p. 333-361.

- Dott Jr., R. H. & Bourgeois, J. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America, Bulletin*, vol. 93, pp. 663-680, 1982.
- Duke, W. L. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes and intense winter storms. *Sedimentology*, vol. 32, pp. 167-194, 1985.
- Dumas, S., Arnott, R. W. C., Southard, J. B. Experiments on oscillatory-flow and combined-flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow-marine sedimentary record. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 75, n. 3, pp. 500-513, 2005.
- Dumas, S. & Arnott, R. W. C. Origin of hummocky and swaley cross-stratification - The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, vol. 34, pp. 1073-1076, 2006.
- Fairchild, H. L. Beach structure in the Medina Sandstone. *American Geologist*, vol.28, pp. 9-13, 1901.
- Fiotiti, L. S. Proveniência e mecanismos deposicionais de arenitos de sistemas de água profunda: formações Portezuelo del Tontal e Punta Negra (San Juan, Argentina). *Trabalho de Conclusão de Curso*. Instituto de Geociências, Unicamp, 2008, 107p.
- Folk, R. L. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill, Austin, University of Texas Publication, 1968, 170 p.
- Folk, R. L. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill, Austin, University of Texas Publication, 1974, 159 p.
- Furque, G. & Caballé, M. Paleozoico inferior en el Cerro Bayo, Sierra de La Invernada, San Juan. *Revista Museo de La Plata*, vol. 10, n.81, pp. 1-18, 1985.

- Furque, G., González, P., Caballé, M. Descripción geológica de la hoja 3169-II (Provincia de San Juan y La Rioja). *Servicio Geológico Nacional. Boletim*, vol. 259, 1998.
- Gilbert, G. K. Ripple-marks and crossbedding. *Geological Society of America, Bulletin*, vol. 10, pp. 135-140, 1899.
- Grant, W. D., Madsen, O. S. Combined wave and current interaction with a rough bottom. *Journal of Geophysical Research*, vol. 84, pp. 1797–1808, 1979.
- Harms, J. C. Hydraulic significance of some sand ripples. *Geological Society of America, Bulletin*, vol. 80, pp. 363-396, 1969.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R., Walker, R. G. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences: *SEPM, Short Course*. 2, 1975, 161p.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Walker, R. G. Structures and sequences in clastic rocks: *SEPM, Short Course*, 9, 1982, 249 p.
- Hasselmann, K. Wave-driven inertial oscillations. *Geophysical Fluid Dynamics*, vol. 1, pp. 463-502, 1970.
- Hasselmann, K. On the mass and momentum transfer between short gravity waves and larger-scale motions. *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 50, pp. 189-205, 1971.
- Henrique, A. Análise de fácies de plataforma dominadas por tempestades: a Formação Portezuelo del Tontal, Margem Gondwanica Ocidental (Ordoviciano Médio-Superior, Pré-Cordilheira Argentina). Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências, Unicamp, 2005, 71p.

- Huff, W. D., Bergström, S. M., Kolata, D. R., Cingolani, C. A., Astini, R. Ordovician K-bentonites in the Argentine Precordillera: relations to Gondwana margin evolution. In: Pankhurst R. J. & Rapela C. W. (eds). *The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society, London, Special Publications*, vol. 142, pp. 107-126, 1998.
- Kay, S. M. & Abbruzzi, J. M. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean "flat-slab" between 30°S and 32°S. *Tectonophysics*, vol. 259, pp. 15-28, 1996.
- Keller, M. Argentine Precordillera: Sedimentary and plate tectonic history of a Laurentian crustal fragment in South America. *GSA, Special Paper*, 1999, 341 p.
- Küenen, P. H. & Migliorini, C. I. Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journal of Geology*, vol. 58, pp. 91-127, 1950.
- Longuet-Higgins, M. S. & Stewart, R. W. Changes in the form of short gravity waves on long waves and tidal currents. *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 8, pp. 565-583, 1960.
- Longuet-Higgins, M. S. & Stewart, R. W. The Changes in amplitude of short gravity waves on steady non-uniform currents. *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 10, pp. 529-549, 1961.
- Lowe, D. R. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 52, pp. 279-297, 1982.
- Martel, A. T. & Gibling, M. R. Combined-flow generation of sole structures, including recurved groove cast, associated with lower Carboniferous lacustrine storm deposits in Nova Scotia, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 64, pp. 508-517, 1994.
- Masuda, F. & Yokokawa, M. Combined-flow ripples produced by flume experiments. Osaka University, College of General Education, *Science Reports*, vol. 41, pp. 1-13, 1992.

- Miall, A. D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, vol. 22, pp. 261-308, 1985.
- Moretti Jr., P. A. Aspectos deposicionais e paleogeográficos da Formação Sierra de La Invernada (Ordoviciano Médio-Superior, Pré-Cordilheira Argentina). Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências, Unicamp, 1995, 82p.
- Mulder, T. & Syvitski, J. P. M. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharge to the world oceans. *Journal of Geology*, vol. 103, pp. 285-298, 1995.
- Mulder, T. & Alexander, J. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, vol 48, pp. 269-299, 2001.
- Mulder, T., Syvitski, J. P. M, Sébastien, M., Faugères, J. C., Savoye, B. Marine Hyperpical flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 20, pp. 861-882, 2003.
- Murray, P. B., Davies, A. G., Soulsby, R. L. Sediment pick-up in wave and current flows. In: Eds. R. L. Soulsby and R. Bettess, Balkema. *Sand Transport in Rivers, Estuaries and the Sea*. Euromech, 262., Róterdam, 1991, pp. 37-44.
- Mutti, E. Turbidite sandstones. *Agip Spa*, 1992, 276 p.
- Mutti, E., Tinterri, R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S., Fava, L. An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective. *AAPG Course Note*, vol. 39, pp. 61, 1999.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, D., Cavanna G. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 20, pp. 733-755, 2003.

- Myrow, P. M. & Southard, J. B. Combined flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 61, pp. 02-210, 1991.
- Myrow, P. M. Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 62, pp. 99-115, 1992.
- Myrow, P. M. & Southard, J. B. Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 66, n.5, pp. 875-887, 1996.
- Myrow, P. M., Woodward, F., Goodge, J. W. Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits. Cambrian, Antarctica. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 72, n.5, pp. 641-656, 2002.
- Nichols, G. F. Process of transport and sedimentary structures. *In: Sedimentology and Stratigraphy*, 1998, pp.:37-61.
- Nøttvedt, A. & Kreisa, R. D. Model for the combine-flow origin of hummocky cross-stratification. *Geology*, vol. 15, pp. 357-361, 1987.
- Ori, G. G. & Friend, P. G. Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, vol. 12, pp. 475-478, 1984.
- Ortega, G., Albanesi, G. L., Banchig, A. L., Peralta, G. L. Graptolitos y conodontes del Ordovícico Medio y Superior en la Sierra de La Invernada, Precordillera de San Juan, Argentina. *Actas del 9° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Córdoba*, 2006, p.162.

- Ortega, G., Albanesi, G. L., Frigerio, S. E. Graptolite-conodont biostratigraphy and biofacies of the middle Ordovician Cerro Viejo sucesión, San Juan Precordillera, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 245, pp. 245-263, 2007.
- Pankhurst, R. J. & Rapela, C. W. The proto-Andean margin of Gondwana: an introduction. *Geological Society*, London, Special Publications, vol. 142 pp. 1-9, 1998.
- Pemberton, S. G., MacEachern, J. A., Ranger, M. J. Ichnology and event stratigraphy: the use of trace fossils in recognizing tempestites. In: S.G. Pemberton, ed. Applications of ichnology to petroleum exploration, a core workshop. *SEPM Core Work-shop*, vol. 17, pp. 85-117, 1992.
- Piper, D. J. W. & Normark, W. R. Sandy fans: from Amazon to hueneme and beyond. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. vol. 85, pp. 1407-1438, 2001.
- Prave, A. R. & Duke, W. L. Small-scale hummocky cross-stratification in turbidites: a form of antidune stratification? *Sedimentology*, vol. 37, pp. 531-539, 1990.
- Ramos, V. A., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Mpodozis, C., Kay, S. M., Corts, J. M., Palma, M. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, vol. 5, pp. 855-880, 1986.
- Ramos, V. A. Las provincias geológicas del territorio Argentino. In: *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales, vol. 29, n. 3, pp. 41-96, 1999.
- Raychaudhuri, I. & Pemberton, S. G. Ichnologic and sedimentological characteristics of open-marine to storm-dominated restricted marine settings with the Viking/Bow Island Formations, south-central Alberta. In: Pemberton S. G. Applications of Ichnology to Petroleum Exploration - A Core Workshop. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, core workshop, vol. 17, pp. 119-139, 1992.

- Reading, H. G. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Blackwell Science, Oxford, 1996, 688 p.
- Reineck, H. E. & Singh, I. B. *Depositional Sedimentary Environments*. 2<sup>nd</sup> Edition, Springer-Verlag, Berlin, 1980, 549p.
- Ricci Lucchi, F. The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. In: Allen, P. A. e Homewood, P. (eds.) *Foreland Basins*, Special Publication of International Association of Sedimentologists. Vol. 8, pp. 05-139, 1986.
- Rust, B. R. & Gibling, M. R. Braidplain evolution in the Pennsylvanian South Bar Formation, Sydney Basin, Nova Scotia, Canadá. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 60, pp. 59-72, 1990.
- Seilacher, A. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, vol. 5, pp. 413-428, 1967.
- Shanmugam, G. The Bouma sequence and the turbidity mind set. *Earth-Science Reviews*, vol. 42, n. 4, pp. 201-229, 1997.
- Shanmugam, G. 50 years of the turbidite paradigm (1950s--1990s): Deep-water Processes and Facies Models: a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 17, n. 2, pp. 285-342, 2000.
- Sohn, Y. K. On traction-carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 67, pp. 502-509, 1997.
- Sohn, Y. K., Choe, M. Y., Jo, H. R. Transition from debris flow to hyperconcentrated flow in a submarine channel (the Cretaceous Cerro Toro Formation, southern Chile). *Terra Nova*, vol. 14, pp. 405-415, 2002.

- Spalletti, L. A., Cingolani, C. A., Varela R., Cuerda A. J. Sediment gravity flow deposits of Ordovician deep-sea fan system (western Precordillera, Argentina). *Sedimentary Geology*, vol. 61, pp. 287- 301, 1989.
- Stokes, G. G. On the theory of oscillatory waves. Transactions, *Cambridge Philosophical Society*, vol. 8, pp. 441-455, 1847.
- Stow, D. A. V. Deep seas. In: H.G. Reading (ed.) *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Oxford: Blackwell Sciences, 1996, pp. 395–453.
- Swift, D. J. P., Figueiredo, A .G., JR., Freeland, A. G., Oertel, G. F. Hummocky cross-stratification and megaripples, a geological double standard?. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 53, pp. 1295-1317, 1983.
- Swift, D. J. P., Han, G., Vincent, C. E. Fluid processes and sea-floor response on a modern storm-dominated shelf: Middle Atlantic shelf of North America. Part 1: The storm current regime, In: Knight, R. J., and McLean, J. R., (eds.) Shelf Sands and Sandstones. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 11*, 1986, p. 99–119.
- Thomas, W. A. & Astini, R. A. The Argentine Precordillera: a traveler from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science*, vol. 273, pp. 752–757, 1996.
- Thomas, W. A., Astini, R. A., Bayona, G. Ordovician collision of the Argentine Precordillera with Gondwana, independent of Laurentian Taconic orogeny. *Tectonophysics*, vol. 345, pp. 131–152, 2002.
- Thomas, W. A. & Astini, R. A. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 16, pp. 67–79, 2003.

- Von Gosen, W. Structural evolution of the Argentine Precordillera: the Rio San Juan section. *Journal of Structural Geology*, vol. 14, n. 6, pp. 643-667, 1992.
- Walker, R. G., Duke, W. L., Leckie, D. A. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: discussion and reply. *Geological Society of America, Bulletin*, vol. 94, pp. 1245–1251, 1983.
- Walker, R. G. Shelf and shallow marine sands. In: Walker, R. G., (ed.) *Facies Models*. 2<sup>nd</sup> Edition: Geoscience Canada, Reprint Series 1, 1983, p. 141-170.
- Wheatcroft, R. A., Sommerfield, C. K., Drake, D. E., Borgeld, J. C., Nittrouer, C. A. Rapid and widespread dispersal of flood sediment on the northern California margin. *Geology*, vol. 25, pp. 97-192, 1997.
- Wheatcroft, R. A. Oceanic flood sedimentation: a new perspective. *Continental Shelf Research*, vol. 20, pp. 2059-2066, 2000.
- Yagishita, K. Antidunes and Traction-Carpet Deposits in Deep-Water Channel Sandstones, Cretaceous, British Columbia, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 64, pp. 34-41, 1994.
- Yokokawa, M., Masuda, F., Endo, N. Sand particle movement on migrating combined-flow ripples. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 65, pp. 40-44, 1995.