



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**PEDRO HENRIQUE VIEIRA DE LUCA**

**PROCESSOS DE TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DE MATERIAL CLÁSTICO EM  
SISTEMAS DEPOSICIONAIS COSTEIRO E DE PLATAFORMA MARINHA  
DOMINADOS POR ONDAS (FORMAÇÕES LAGARTO E PALMARES, BRASIL E  
FORMAÇÃO PUNTA NEGRA, ARGENTINA)**

**CAMPINAS - SÃO PAULO  
2013**





**NÚMERO: 474/2013**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**PEDRO HENRIQUE VIEIRA DE LUCA**

**“PROCESSOS DE TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DE MATERIAL CLÁSTICO EM SISTEMAS DE POSICIONAIS COSTEIRO E DE PLATAFORMA MARINHA DOMINADOS POR ONDAS (FORMAÇÕES LAGARTO E PALMARES, BRASIL E FORMAÇÃO PUNTA NEGRA, ARGENTINA)”**

**ORIENTADOR: PROF. DR. GIORGIO BASILICI**

TESE DE DOUTORADO APRESENTADA AO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UNICAMP  
PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE DOUTOR EM  
CIÊNCIAS, ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS  
NATURAIS.

ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL DA TESE  
DEFENDIDA PELO ALUNO PEDRO HENRIQUE VIEIRA DE LUCA E  
ORIENTADO PELO PROF. DR. GIORGIO BASILICI

---

**CAMPINAS - SÃO PAULO  
2013**

Ficha catalográfica  
Universidade Estadual de Campinas  
Biblioteca do Instituto de Geociências  
Helena Joana Flipsen - CRB 8/5283

L962p Luca, Pedro Henrique Vieira de, 1983-  
Processos de transporte e deposição de material clástico em sistemas depocisionais costeiro e de plataforma marinha dominados por ondas (formações Lagarto e Palmares, Brasil e Formação Punta Negra, Argentina) / Pedro Henrique Vieira de Luca. – Campinas, SP : [s.n.], 2013.

Orientador: Giorgio Basilici.  
Tese (doutorado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Sedimentologia. 2. Sedimentos marinhos. 3. Plataforma continental. 4. Fácies (Geologia). 5. Geologia Estratigráfica - Paleozóico. I. Basilici, Giorgio, 1959-. II. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.

Informações para Biblioteca Digital

**Título em outro idioma:** Processes of clastic sediment transportation and deposition in storm dominated coastal and platformal sedimentary systems (Lagarto and Palmares formations, Brazil and Punta Negra Formation, Argentina)

**Palavras-chave em inglês:**

Sedimentology

Marine Sediments

Continental Shelf

Facies (Geology)

Stratigraphic Geology - Paleozoic

**Área de concentração:** Geologia e Recursos Naturais

**Titulação:** Doutor em Geociências

**Banca examinadora:**

Giorgio Basilici [Orientador]

Frésia Soledad Ricardi Torres Branco

Geraldo Norberto Chaves Sgarbi

Alexandre Campana Vidal

Paulo Roberto dos Santos

**Data de defesa:** 27-11-2013

**Programa de Pós-Graduação:** Geociências



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

**AUTOR:** Pedro Henrique Vieira de Luca

“Processos de Transporte e Deposição de Material Clástico em Sistemas Depositionais Costeiro e de Plataforma Marinha Dominados por Ondas (Formações Lagarto e Palmares, Brasil e Formação Punta Negra, Argentina)”.

**ORIENTADOR:** Prof. Dr. Giorgio Basilici

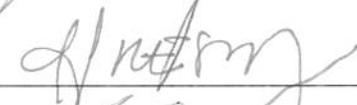
Aprovado em: 27 / 11 / 2013

**EXAMINADORES:**

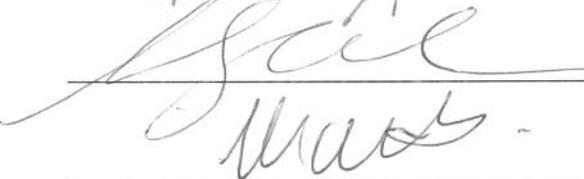
Prof. Dr. Giorgio Basilici

 - Presidente

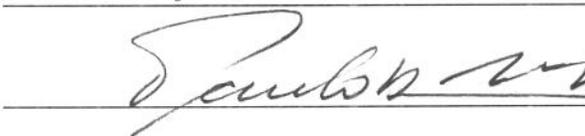
Profa. Dra. Frésia Soledad Ricardi Torres Branco



Prof. Dr. Alexandre Campana Vidal



Prof. Dr. Geraldo Norberto Chaves Sgarbi



Prof. Dr. Paulo Roberto dos Santos

Campinas, 27 de novembro de 2013



Dedico este trabalho aos meus pais, Roberto Duarte de Luca e Lélia Reginato Vieira de Luca, pelo apoio incondicional em todas minhas decisões. Sem eles nada disso seria possível.



## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, eu gostaria de agradecer ao professor, orientador e amigo Giorgio Basilici por sua valiosa orientação desde 2005, ainda em meus tempos de graduação. Muito obrigado pelo suporte, conselhos, dedicação, direcionamento e pelos bons momentos de descontração.

Meus agradecimentos se estendem aos professores e a todos aqueles que participaram efetivamente de minha formação intelectual e que de alguma maneira contribuíram para a conclusão desta etapa. Em especial, gostaria de agradecer aos professores Geraldo Norberto Chaves Sgarbi, Alexandre Campane Vidal e Frésia Soledad Ricardi Torres Branco, pelas relevantes observações e opiniões importantes para a conclusão desta tese de doutorado, e aos demais professores membros da banca examinadora desta Tese, por aceitarem fazer parte da banca da defesa e contribuírem com seus conhecimentos.

Agradeço à Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) (projeto 2006/00525-2) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) (projeto 473356/2007-4) pelos projetos de pesquisa que viabilizaram a realização deste trabalho.

Às secretárias Valdirene Pinotti, Maria Helena Sabino Ricardo e Maria Gorete Bernardelli pela dedicação e por todo auxílio prestado.

Aos chefes, amigos e colegas de trabalho da Repsol-Sinopec e Schlumberger que me deram apoio para que eu terminasse minha pesquisa.

Aos bons amigos e companheiros de campo, André Henrique e Paulo Augusto Moretti Junior, que fizeram parte de minha formação e serviram de exemplo de excelentes geólogos e pesquisadores.

Ao grande amigo e companheiro de pesquisa Professor Patrick Francisco Führ Dal’Bó pela companhia e ajuda nas várias etapas de mestrado e doutorado.

Aos grandes e verdadeiros amigos sempre presentes nos momentos de alegria e dificuldade. Em especial, agradeço aos amigos Rafael Furuie, Cassio Pettan, Kaluan Juk, Lucas Gonçalves e Odair Costa que estiveram muito presente neste período de pesquisa, seja em Macaé seja ou Rio de Janeiro.

Meus sinceros agradecimentos aos meus queridos pais, Roberto Duarte de Luca e Lélia Reginato Vieira de Luca, irmãos, André Augusto Vieira de Luca e Matheus Vieira de Luca, e toda a família pelo eterno apoio e consideração.

E por último, mas não menos importante, gostaria de agradecer à Carolina Rio, por todo seu apoio, amor, compreensão e por seus sábios conselhos.

A todos meus sinceros agradecimentos



## SÚMULA CURRICULAR

Graduado em geologia em 2006 pelo Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas, obteve seu título de mestre em Ciência e Engenharia de Petróleo em 2008 pelo Departamento de Engenharia de Petróleo da mesma universidade. Em 2008 iniciou sua pesquisa doutorado em Geociências, na Área de Geologia e Recursos Naturais, também pela Universidade Estadual de Campinas, e obteve o título de Doutor em 2013 com a defesa da tese intitulada: “Processos de transporte e deposição de material clástico em sistemas deposicionais costeiro e de plataforma marinha dominados por ondas (formações Lagarto e Palmares, Brasil e Formação Punta Negra, Argentina)”.

Em 2005 iniciou suas pesquisas nas áreas de sedimentogia e estratigrafia, atuando principalmente nas áreas de análise de fácies, mecanismos de transporte e deposição e arquitetura deposicional. Possui diversas publicações e trabalhos apresentados em revistas e congressos especializados (nacionais e internacionais).

Desde 2009 trabalha em empresas voltadas à exploração e produção de hidrocarbonetos, atuando na identificação e caracterização de reservatórios siliciclásticos profundos e de plataforma, reservatórios carbonáticos e reservatórios não convencionais, bem como dos sistemas petrolíferos associados.





UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PROCESSOS DE TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DE MATERIAL CLÁSTICO EM  
SISTEMAS DEPOSICIONAIS COSTEIRO E DE PLATAFORMA MARINHA  
DOMINADOS POR ONDAS (FORMAÇÕES LAGARTO E PALMARES, BRASIL E  
FORMAÇÃO PUNTA NEGRA, ARGENTINA)**

**RESUMO**

**Tese de Doutorado**

**Pedro Henrique Vieira de Luca**

As formações Lagarto e Palmares (Cambriano-Ordoviciano, Domínio Estância) e a Formação Punta Negra (Devoniano, Precordilheira Argentina) representam unidades sedimentares antigas desenvolvidas em ambientes marinhos costeiros e plataformais dominados pela ação de ondas de tempestades. Nesta tese de Doutorado, estudaram-se depósitos de tempestade formados em uma área de intermaré (formações Lagarto e Palmares) e depósitos de tempestade desenvolvidos abaixo da linha de tempo bom em uma área de prodelta (Formação Punta Negra).

As formações Lagarto e Palmares se desenvolveram em uma área de planície de maré aberta em que os processos sedimentares de maré e de tempestade interagiram entre si na distribuição de sedimentos de áreas costeiras até antepraia. Um detalhado estudo de análise de fácies foi utilizado para reconhecer e caracterizar as litofácies e os elementos arquiteturais, gerar um modelo de deposição para estas unidades e para discutir os fatores de geração e preservação das HCS em água rasa. Baseando-se na organização arquitetural dos depósitos sedimentares, construiu-se um modelo de distribuição de sedimento em que há uma passagem gradativa das áreas proximais de intermaré superior, dominadas por processos de maré e predomínio de sedimentos nas frações silte e argila, para as porções distais de intermaré inferior, em que prevalecem sedimentos arenosos e depósitos de tempestade.

A Formação Punta Negra constitui uma espessa unidade sedimentar formada pela intercalação entre camadas areníticas e pelíticas. Por muitos anos esta unidade foi interpretada como um sistema deposicional marinho profundo produto de uma sedimentação gerada por fluxos turbidíticos. Contudo, neste trabalho esta unidade foi reinterpretada como um sistema deposicional de prodelta dominado pela atividade de ondas de tempestade.

Uma análise de detalhe dos depósitos sedimentares permitiu identificar as principais fácies sedimentares, icnofácies e elementos arquiteturais e gerar um novo modelo de deposição para esta unidade. Construiu-se um modelo de sedimentação para esta unidade em que os depósitos se desenvolveram a partir da interação entre fluxos hiperpicnais gerados à frente de um sistema deltaico e fluxos oscilatórios de alta energia decorrentes de eventos de tempestade. Estes fluxos combinados possuíam direção perpendicular à paleolinha de costa, e perdiam energia no tempo e no espaço (costa afora). Os depósitos com maior granulometria, representados por areia média-média-fina, são encontrados nas porções mais proximais e os sedimentos mais finos, representados por corpos pelíticos-arenosos, se concentram principalmente nas áreas distais do sistema deposicional.

**Palavras-Chave:** Geologia estratigráfica - Paleozóico, Sedimentologia, Sedimentos marinhos, Plataforma continental, Fácies (Geologia).





**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**PROCESSES OF CLASTIC SEDIMENT TRANSPORTATION AND DEPOSITION IN  
STORM DOMINATED COSTAL AND PLATFORM SEDIMENTARY SYSTEMS  
(LAGARTO AND PALMARES FORMATIONS, BRAZIL AND PUNTA NEGRA  
FORMATION, ARGENTINA)**

**ABSTRACT**

**PHD Thesis**

**Pedro Henrique Vieira de Luca**

Lagarto and Palmares formations (Ordovician-Cambrian, Estância Domain) and the Punta Negra Formation (Devonian, Argentine Precordillera) represent ancient sedimentary units developed in costal and platform storm dominated marine environments. In this PHD thesis, it was studied shallow water storm deposits developed in an intertidal area (Lagarto and Palmares formations) and storm deposits developed below the fair water wave base in an prodelta area (Punta Negra Formation).

Lagarto and Palmares formations have been developed in an open coast tidal flat where the tidal and storm sedimentary processes have interacted to distribute sediments from the coast till the shoreface. Detailed facies analysis was used to recognize and characterize the lithofacies and architectural elements, define a depositional model e the controlling factors that preserved HCS in shallow-water. Based in the depositional architectural organisation, it was proposed a sedimentary distribution model in which there is a gradational transition between the proximal areas of upper intertidal, dominated by tidal processes and silty and shaly sediments, and the distal areas of lower intertidal, in which prevails sandy sediments and storm deposits.

Punta Negra Formation constitutes a thick unit composed of monotonous interbeds of sandstone and sandy mudstone. This unit was previously interpreted as a deep water depositional system, however in this research it was reinterpreted as a storm dominated prodeltaic system. Detailed analysis of the sedimentary deposits allowed identifying the main sedimentary facies, ichnofacies and architectural elements and propose a new depositional model for this unit. It was built a sedimentary model in which the Punta Negra Formation deposits have been produced by combined and oscillatory flows which resulted by the combination of hyperpicnal flows and storm waves. The generated combined flows had a direction perpendicular to the paleocoast and were characterized by losing energy in the time and space (seawards). Coarser grained sediments, represented by medium size sand, are found in the proximal area and the finer grained sediments are mainly found in the most distal areas of the sedimentary system.

**Key words:** Stratigraphic geology – Paleozoic, Sedimentology, Marine Sediments, Continental shelf, Facies (Geology)



## SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	ix
RESUMO .....	xiii
ABSTRACT .....	xv
SUMÁRIO.....	xvii
LISTA DE FIGURAS .....	xix
LISTA DE TABELAS.....	xxiii
LISTA DE APÊNDICES .....	xxv
1. INTRODUÇÃO .....	1
2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS .....	19
3. ÁREAS DE ESTUDO .....	21
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	25
5. ORGANIZAÇÃO DA TESE .....	29
6. CONCLUSÕES .....	33
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	37



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. HCS descrita por Harms et al. (1975).....	6
Figura 1.2. Tipos de HCS em arenitos formados em águas rasas. ....	8
Figura 1.3. Modelos deposicionais de Tempestitos.. ....	10
Figura 1.4. Modelo de predição de seqüências sedimentares formadas por fluxos oscilatórios, combinados durante tempestades .....	15
Figura 1.5. Localização da área de estudo das formações Lagarto e Palmares.....	22
Figura 1.6. Localização da área de estudo da Formação Punta Negra na província de San Juan. .	23

### **APÊNDICE I. “De Luca, P.H.V., Basilici, G. e Oliveira, E.P., 2010. Um sistema deposicional de planície de maré aberta, dominado por ondas: a Formação Lagarto, Ordoviciano (?), Domínio Estância, Sergipe. Revista Brasileira de Geociências 40 (4), 484-505”**

Figura 2. 1. Área de estudo localizada no Domínio Estância .....	55
Figura 2. 2. Seção estratigráfica localizada no vale da represa do Rio Piauitinga.....	57
Figura 2. 3. Esquema gráfico de <i>HCS (hummocky cross-stratification)</i> de tipo acrescional. ....	58
Figura 2. 4. HCS de tipo acrescional (litofácies 1). ....	60
Figura 2. 5. Seção estratigráfica em localidade Serrinha, NW de Lagarto .....	61
Figura 2. 6. HCS de tipo erosão e preenchimento (litofácies 2) 1. ....	62
Figura 2. 7. HCS de tipo erosão e preenchimento (litofácies 2). 2 .....	63
Figura 2. 8. HCS de tipo migratória (litofácies 3).....	65
Figura 2. 9. Arenito com estratificações cruzadas (litofácies 4). ....	67
Figura 2. 10. Arenitos com laminação plano-paralela e marcas onduladas simétricas (litofácies 5).....	68
Figura 2. 11. Camadas delgadas de pelito (litofácies 6). ....	70
Figura 2. 12. Pelito intercalado a camadas delgadas ou lâminas de arenito (litofácies 7) .....	72
Figura 2. 13. Elemento arquitetural 1 - Depósitos de área de intermaré inferior.....	75
Figura 2. 14. Elemento arquitetural 2a - Depósitos de área de intermaré intermediária.....	78
Figura 2. 15. Elemento arquitetural 2b - Depósitos de área de intermaré intermediário.	
Figura 2. 16. Elemento arquitetural 3 - Depósitos de área de intermaré superior. ....	82
Figura 2. 17. Esquemas de classificação de sistemas deposicionais costeiros.....	82
Figura 2. 18. Modelo deposicional da Formação Lagarto.....	86
Figura 2. 19. Fósseis na Formação Lagarto. ....	90

**APÊNDICE II. “Basilici, G., De Luca, P.H.V. e Oliveira, E.P. 2012a. A depositional model for a wave-dominated open-coast tidal flat, based on analyses of the Cambrian–Ordovician Lagarto and Palmares formations, north-eastern Brazil. *Sedimentology* 59, 1613-1639”**

Figura 3. 1 The study area is located in the northeast of Brazil (Sergipe and Bahia states). The Lagarto and Palmares formations are part of the Estância Domain,.....	105
Figura 3. 2. Specimen of trilobite found in the facies association 3. ....	105
Figura 3. 3. Four less detailed long stratigraphic sections measured during the field study.....	108
Figura 3. 4. Accretionary hummocky cross-stratified sandstone .....	109
Figura 3. 5. Scour and drape hummocky cross-stratified sandstone.....	114
Figura 3. 6 Laminated and 2D-rippled sandstone .....	117
Figura 3. 7. Cross-stratified sandstone beds .....	118
Figura 3. 8 Anisotropic hummocky cross-stratified sandstone .....	122
Figura 3. 9. Laminated mudstone beds. ....	123
Figura 3. 10. Facies association 1. ....	126
Figura 3. 11. Facies association 2.. ....	129
Figura 3. 12. Facies association 3 .....	130
Figura 3. 13. Facies association 4. ....	132
Figura 3. 14. Depositional model for Lagarto and Palmares formations. ....	135

**APÊNDICE III. “Basilici, G., De Luca, P.H.V. e Poire, D.G. 2012. Hummocky cross-stratification-like structures and combined-flow ripples in the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera): A turbiditic deep-water or storm-dominated prodelta inner-shelf system? *Sedimentary Geology* 267-268, 73-92”**

Figura 4. 1. Studied areas of the PNF .....	158
Figura 4. 2. A regional stratigraphic column of the Punta Negra Formation,.....	159
Figura 4. 3. General stratigraphic section measured along the San Juan River. ....	160
Figura 4. 4. A detailed log of a portion of the Punta Negra Formation at the Quebrada de la Burra locality .....	161
Figura 4. 5. Schematic drawings of the beds of the five lithofacies of the PNF.....	162
Figura 4. 6. Characteristics of Lithofacies 1 beds. ....	163
Figura 4. 7. Sole marks at the base of the lithofacies 1 .....	165
Figura 4. 8. Combined flow ripples in Lithofacies 1. ....	166
Figura 4. 9. Characteristics of Lithofacies 2 beds .....	169
Figura 4. 10. Combined flow ripples in Lithofacies 2. ....	170
Figura 4. 11. Characteristics of Lithofacies 3 beds. ....	173
Figura 4. 12. Bedform and internal structures of Lithofacies 3 bed.....	174
Figura 4. 13. Paleocurrents at Lithofacies 3.....	175
Figura 4. 14. Characteristics of Lithofacies 4 beds. ....	178
Figura 4. 15. Characteristics of Lithofacies 5 beds.....	180
Figura 4. 16. Chanellized beds of Lithofacies 5.....	183
Figura 4. 17. Rose diagrams for palaeocurrent indicators.....	184
Figura 4. 18. Thin groove marks at a high angle with respect to the mean palaeocurrent directions.....	191
Figura 4. 19. Simplified depositional model of the PNF. ....	194

**APÊNDICE IV. “De Luca, P.H.V. e Basilici, G. 2013. Análise faciológica, arquitetural e icnológica de um sistema de pró-delta dominado por ondas: Formação Punta Negra (Devoniano Médio-Inferior, Precordilheira Argentina).**

Figura 5. 1. Localização da Formação Punta Negra na Província de San Juan. ....	211
Figura 5. 2. Arenitos médio-finos. ....	213
Figura 5. 3. Arenitos lenticulares médio fino sem estrutura.. ....	215
Figura 5. 4. Arenitos com HCS acrescional. ....	216
Figura 5. 5. Arenitos com HCS de erosão e preenchimento.. ....	218
Figura 5. 6. Arenitos com HCS anisotrópica .....	220
Figura 5. 7. Arenitos intercalados a pelitos areníticos. ....	221
Figura 5. 8. Histogramas circulares dos indicadores de paleocorrentes.....	222
Figura 5. 9. Icnofósseis da PNF. Icnogêneros <i>Skolithos</i> , <i>Planolites</i> , <i>Gordia</i> , <i>Arenicolites</i> e <i>Skolithos</i> . ....	223
Figura 5. 10. Icnogêneros <i>Rusophycus</i> , <i>Chondrites</i> , <i>Rhizocollarium</i> , <i>Protopaleodictyon</i> e <i>Dictyodora</i> .....	225
Figura 5. 11. Afloramento do elemento arquitetural arenitos tabulares.....	229
Figura 5. 12. Modelo deposicional simplificado e modelo de distribuição lateral de sedimentos para a Formação Punta Negra.. ....	232
Figura 5. 13. Os icnofósseis das assembleias icnológicas nos elementos arquiteturais da FPN..	234

**APÊNDICE V. “De Luca, P.H.V. e Basilici, G. 2008. O uso dos análogos na definição da arquitetura de reservatórios de rampa de água profunda: diferenças e semelhanças entre um sistema rico em pelito (unidade de Apiúna, Santa Catarina) e um sistema rico em areia (Formação Punta Negra, Pré-cordilheira Argentina). Revista Brasileira de Geociências, 38, 140-158.**

Figura 6. 1. Localização e mapa geológico esquemático da Bacia do Itajaí.....	249
Figura 6. 2. Elemento arquitetural de Pelitos laminados e depósitos de escorregamento.....	251
Figura 6. 3. Diagrama de cerca dos elementos arquiteturais da Unidade de Apiúna (UA). ....	252
Figura 6. 4. Dados de paleocorrentes dos elementos arquiteturais. ....	253
Figura 6. 5. Esquema da distribuição dos elementos arquiteturais e hipotética reconstrução do sistema deposicional.....	254
Figura 6. 6. Elemento arquitetural de Pelitos e sutis camadas de arenitos.....	257
Figura 6. 7. Elemento arquitetural de Arenitos amalgamados .....	259
Figura 6. 8. Elemento arquitetural de Arenitos com sutis camadas de pelitos.....	261
Figura 6. 9. Elemento arquitetural de Conglomerados, arenitos e interestratificações de arenitos e pelitos.. ....	264
Figura 6. 10. Valores médios dos indicadores de paleocorrentes nas seções estudadas. ....	266
Figura 6. 11. Localização da Formação Punta Negra .....	268
Figura 6. 12. Elemento arquitetural de Arenitos canalizados interpretados como depósitos de canais. ....	270
Figura 6. 13. Elemento arquitetural de Arenitos amalgamados. ....	273
Figura 6. 14. Elemento arquitetural de Arenitos delgados .....	278
Figura 6. 15. Esquema da distribuição dos elementos arquiteturais e hipotética reconstrução do sistema deposicional da Formação Punta Negra.. ....	278

Figura 6. 16. Dados de paleocorrentes dos elementos arquiteturais da Formação Punta Negra.. 279  
Figura 6. 17. Diagrama de cerca filtrado da UA ..... 283

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. 1. Revisão sobre os experimentos de fluxos oscilatórios realizados .....	14
Tabela 3. 1. Summary of the sedimentary features, related to HCS and mudstone beds in the four facies associations described for the Lagarto and Palmares formations. ....	137
Tabela 5. 1. Elementos arquiteturais na Formação Punta Negra .....	230



## LISTA DE APÊNDICES

APÊNDICE I. “De Luca, P.H.V., Basilici, G. e Oliveira, E.P., 2010. *Um sistema deposicional de planície de maré aberta, dominado por ondas: a Formação Lagarto, Ordoviciano (?), Domínio Estância, Sergipe*. Revista Brasileira de Geociências 40 (4), 484-505”.  
.....49

APÊNDICE II. “Basilici, G., De Luca, P.H.V. e Oliveira, E.P. 2012a. *A depositional model for a wave-dominated open-coast tidal flat, based on analyses of the Cambrian–Ordovician Lagarto and Palmares formations, north-eastern Brazil*. *Sedimentology* 59, 1613-1639”. .....99

APÊNDICE III. “Basilici, G., De Luca, P.H.V. e Poire, D.G. 2012. *Hummocky cross-stratification-like structures and combined-flow ripples in the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera): A turbiditic deep-water or storm-dominated prodelta inner-shelf system?* *Sedimentary Geology* 267-268, 73-92”. ..... 149

APÊNDICE IV. “De Luca, P.H.V. e Basilici, G. 2013. *Análise faciológica, arquitetural e icnológica de um sistema de pró-delta dominado por ondas: Formação Punta Negra (Devoniano Médio-Inferior, Precordilheira Argentina)*. .....205

APÊNDICE V. “De Luca, P.H.V. e Basilici, G. 2008. *O uso dos análogos na definição da arquitetura de reservatórios de rampa de água profunda: diferenças e semelhanças entre um sistema rico em pelito (unidade de Apiúna, Santa Catarina) e um sistema rico em areia (Formação Punta Negra, Pré-cordilheira Argentina)*. Revista Brasileira de Geociências, 38, 140-158” .....243



## 1. INTRODUÇÃO

A compreensão dos processos relacionados à erosão, transporte e sedimentação em áreas que vão desde a costa às bacias profundas é de grande interesse para a sociedade.

Por um lado, as atividades antrópicas têm cada vez mais se expandido das áreas continentais e costeiras em direção às porções mais profundas da plataforma continental, tornando a ocupação destes territórios estratégica para os países e vários setores da economia. Atividades militares e comerciais, relacionadas à engenharia de telecomunicações, indústria pesqueira, extração mineral e exploração do petróleo estão se tornando cada vez mais comuns nestas áreas (Davis Jr e Fitzgerald, 2004; Scott 2006 e 2008; Cavalcanti, 2011). Em alguns países, a exploração de recursos minerais na plataforma continental já é uma realidade; minérios como areias e cascalhos, minerais pesados (ouro, terras raras, estanho, titânio, zircônio e outros) e diamantes são amplamente explorados em algumas zonas econômicas (Cavalcanti, 2011). No Brasil, apesar de haver outros minérios com potencial exploratório<sup>1</sup>, a ocupação das áreas plataformais é atrelada principalmente à exploração de óleo e gás. Lideradas pela Petrobras, as companhias de exploração de hidrocarbonetos têm se especializado em operações *offshore* e se deslocado para porções distais da plataforma continental e da bacia profunda. Atualmente, grande parte dos campos produtores de petróleo nas bacias de Santos, Campos e Espírito Santos, estão posicionados a uma distância superior a 100 km da costa e, em alguns casos, esta distância é superior a 250 km (p.e. Campo de Lula, na porção NE da Bacia de Santos).

Por outro lado, depósitos antigos formados em sistemas deposicionais costeiros e plataformais podem gerar extensos corpos areníticos com alto potencial para gerar reservatório de hidrocarbonetos. De fato, as acumulações de corpos de areia formados nestes ambientes sedimentares constituem importantes reservatórios de hidrocarbonetos (Morse, 1994). Por exemplo, 40% dos 13,6 bilhões de barris de petróleo previstos na porção NW do Norte do Golfo do México ocorrem em depósitos formados nestes ambientes (Galloway, 1994 e 2001).

---

<sup>1</sup> De acordo com o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), além dos hidrocarbonetos, existem outros minérios com potencial exploratório e várias empresas têm mostrado crescente interesse em tais recursos. Por exemplo, seis portarias de lavra na plataforma continental do estado do Maranhão foram outorgadas para explorar calcário marinho no ano 2010.(Cavalcanti, 2011). Outros recursos minerais de grande interesse e cuja lavra é viável são os granulados bioclásticos e siliciclásticos, os sais de potássio e os pláceres de minerais pesados.

Devido à importância estratégica, diferentes disciplinas acadêmicas e setores da indústria têm se dedicado a compreender os processos sedimentares e os fatores que controlam a sedimentação nas áreas costeiras e plataformais.

Os ambientes de sedimentação costeiros e plataformais são dinâmicos e influenciados por diversos tipos de fluxos e mecanismos de transporte (como correntes de maré, fluxos hiperpicnais, fluxos oscilatórios, correntes de retorno, correntes de relaxação, fluxos geostróficos, entre outros), que muitas vezes interagem entre si configurando complexos sistemas de sedimentação (Boyd et al., 1992; Myrow e Southard, 1996; Yang et al., 2006 e 2008).

De uma forma geral, ainda existem várias dúvidas relacionadas aos processos sedimentares que atuam nestas áreas, sobretudo no que se refere à interação entre principais mecanismos de erosão, transporte e sedimentação e ao papel destes mecanismos na distribuição de sedimentos e no registro sedimentar.

Uma das principais discussões acadêmicas é referente aos processos que atuam no transporte de areia ao longo da plataforma durante os eventos de tempestade (Lamb et al., 2008). Muitas evidências observadas em unidades antigas sugerem que o transporte de sedimento de granulometria acima do silte seja produzido por meio de fluxos gravitacionais, com sentido perpendicular à linha de costa (Hamblin e Walker, 1979; Dott e Bourgeois, 1982; Walker, 1984, Leckie e Krystinik, 1989). Entretanto, baseando-se em observações de sistemas costeiros modernos, alguns autores sustentam a ideia de que as inclinações das plataformas não são suficientes para manter fluxos perpendiculares às linhas de costas e gerar fluxos gravitacionais (Parker, 1982; Swift, 1985). De acordo com esta teoria, as correntes costa afora causadas por acúmulo de água durante a tempestade (sobreelevação costeira ou *set up* costeiro), são sujeitas à força de Coriolis gerando fluxos geostróficos (Swift et al., 1986; Snedden et al., 1988; Snedden e Swift, 1991). Deste modo, tais fluxos não atingiriam grandes distâncias na plataforma e o transporte sedimentar seria essencialmente paralelo à linha de costa (Dalrymple e Cummings, 2004). Alguns estudos indicam que fluxos gravitacionais necessitam de gradientes relativamente íngremes (acima de  $0.7^\circ$ ) para se manterem em movimento (Bentley, 2003; Suter, 2006).

Contudo, estudos realizados em sistemas fluviais atuais mostram que fluxos hiperpicnais podem ser gerados em áreas costeiras na desembocadura de rios durante fenômenos episódicos, com recorrência da ordem de  $10^2$  a  $10^3$  anos (Mulder e Syvitsky, 1995; Wheatcroft, 2000). Nestes casos, os fluxos que chegam à plataforma seriam mantidos em movimento pela atuação

gravidade. Da mesma forma, alguns trabalhos sugerem que sedimentos colocados em suspensão pela turbulência gerada por grandes ondas de tempestade podem auxiliar fluxos a manterem-se em movimento, mesmo em plataformas com grau de inclinação inferior ao necessário para autosuspensão (Kineke et al., 2000, Traykovski et al. 2000; Myrow et al., 2002; Bentley, 2003; Lamb et al., 2008).

A distribuição lateral de sedimentos ao longo da plataforma constitui outro assunto de debates entre pesquisadores. Em geral, os modelos de distribuição de sedimento em plataformas dominadas por tempestades não são completamente compreendidos (Cheel e Leckie, 1993). Grande parte dos modelos descreve um decréscimo da dimensão e espessura dos corpos arenosos da parte superior à parte inferior da antepraia (*shoreface*) (Dott & Bourgeois, 1982; Walker, 1984; Brenchley, 1985; Seilacker e Aigner, 1991; Reading, 1996). Alguns modelos, no entanto, descrevem um aumento de granulometria e espessura dos corpos da parte proximal à parte distal, até a região central da antepraia inferior, para depois diminuir novamente a granulometria e espessura dos litossomas costa afora (Myrow, 1992).

Outro assunto pertinente no que tange os depósitos marinhos formados por tempestade é a distinção entre estes depósitos e os depósitos formados por fluxos gravitacionais em sistemas profundos. Muitas vezes, corpos areníticos produzidos por fluxos oscilatórios e/ou combinados (tempestitos *sensu lato*, Myrow e Southard, 1996) possuem características similares aos arenitos formados por fluxos gravitacionais (turbiditos *sensu lato*, Mutti, 1992) e a diferenciação entre estes depósitos não é trivial (Prave e Duke, 1990). O reconhecimento das características das estruturas e das fácies sedimentares geradas por fluxos oscilatórios e combinados, bem como dos mecanismos de transporte e deposição que atuam nestes fluxos, têm levado alguns autores reverem as interpretações deposicionais de sucessões estratigráficas inteiras, anteriormente atribuídas a depósitos de água profunda (Higgs, 2004).

Em síntese, apesar de haver vários modelos de fácies e inúmeros estudos em áreas de plataforma e sistemas costeiros dominados por ondas, existem questões que envolvem os mecanismos de transporte e de deposição e os fatores que controlam a distribuição de sedimento que permanecem abertas para discussão. Da mesma forma, há muitos pontos relacionados às características das estruturas e dos corpos sedimentares, à distribuição lateral e vertical de fácies e à arquitetura deposicional que não são devidamente esclarecidos na literatura.

Neste contexto se insere esta tese de doutorado. Nesta pesquisa foram utilizadas sucessões sedimentares antigas (formações Lagarto e Palmares - Ordoviciano-Cambriano (?), Domínio Estância e Formação Punta Negra - Devoniano, Pré-Cordilheira Argentina) formadas em áreas costeiras e plataformais dominadas por ondas, a fim de reconhecer as principais características sedimentares dos depósitos formados nestas áreas, os mecanismos deposicionais que atuaram, os fatores que controlaram a deposição e a dinâmica de distribuição de sedimentos nestes ambientes sedimentares.

### **1.1 - Depósitos de Tempestade: O Estado da Arte**

Depósitos de tempestade são descritos na literatura desde o século XIX. Porém, os estudos sobre o tema são intensificados na década de 1960, após os primeiros estudos de ciclones tropicais na costa leste dos Estados Unidos (Hayes, 1967), sendo impulsionados na década de 1970 como consequência do reconhecimento e a aceitação de uma estrutura sedimentar por tempestade, denominada Estratificação Cruzada *Hummocky* (*Hummocky Cross Stratification* – HCS), proposta por Harms et al. (1975).

É provável que o primeiro trabalho que abordou os depósitos de tempestade foi realizado no século XIX por Gilbert (1899 *apud* Duke 1985; Walker, 1985). Ao estudar o registro sedimentar da Formação Medina, de idade Siluriana, no estado de Nova Iorque, esse autor deduziu que estes depósitos teriam sido formados sobre influência de tempestades. Neste trabalho, Gilbert (1899) descreveu a presença de camadas areníticas com formas de leito onduladas contendo topos com geometrias antiformais e sinclinais. Em sua descrição, são registradas megaondulações (*giant ripples*) com comprimentos de ondas variando entre 3.3 e 10.0 m e altura entre 0.15 e 1.00 m. Em um estudo realizado na mesma Formação Medina em 1982, alguns anos após a aceitação da estrutura proposta por Harms *et al.* (1975), Duke (1982) concluiu que as megaondulações previamente descritas por Gilbert correspondem a HCS. Os estudos de Gilbert, entretanto, apesar de serem pioneiros, caíram em críticas e suas observações foram deixadas de lado por mais de meio século (Duke, 1982; Walker, 1985).

Outra importante contribuição para evolução do conhecimento sobre os depósitos de tempestade é o trabalho de Hayes (1967), que apresentou seus estudos sobre os ciclones tropicais Carla e Cindy, que atingiram a costa leste dos Estados Unidos, respectivamente nos anos de 1961 e 1963. De acordo com Walker (1985), este trabalho marca o início dos estudos geológicos

“modernos” dos depósitos de tempestade. Em seu trabalho, Hayes (1967) mostrou que após a passagem de Carla houve o depósito de uma camada arenítica que se estendia pelo menos 15 km costa afora em uma profundidade de pelo menos 36 m. De acordo com sua interpretação, esta camada possuía gradação normal, com base abrupta e teria sido formada por uma corrente de densidade. Esta corrente seria resultado de uma corrente formada após o soerguimento costeiro (ou *set-up* costeiro) de aproximadamente 5,2 m provocado pela tempestade (*storm surge tide*).

Desta forma, apesar de seu estudo ter sido um dos estudos pioneiros sobre os depósitos de tempestade, Hayes já abordara um tema que persiste em discussão até hoje: “quais são processos que transportam sedimento através da plataforma durante as tempestades?”

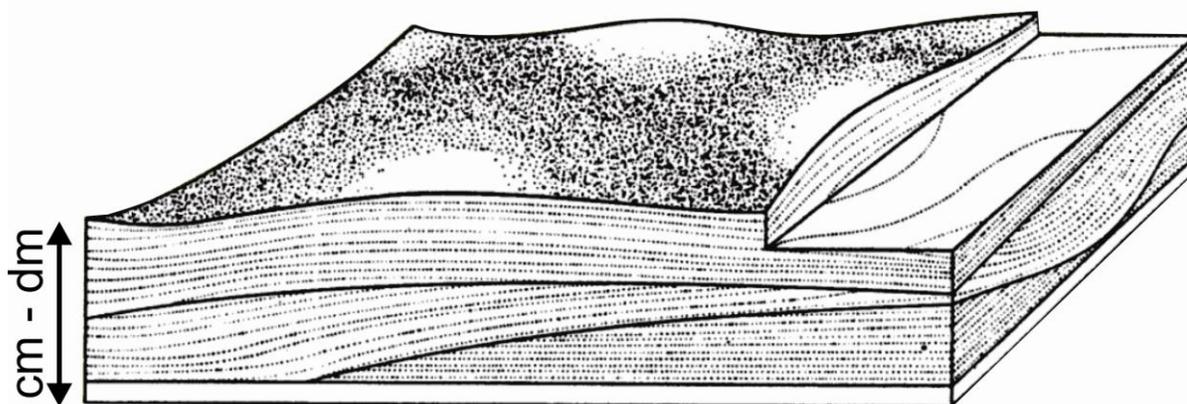
Além do trabalho de Hayes (1967), o final da década de 60 é marcado por uma série de trabalhos relacionados às tempestades em plataformas atuais. Vários outros estudos sobre os eventos de tempestades foram realizados neste período (Ball et al., 1967; Perkins e Enos, 1968).

Estes estudos impulsionaram diversos outros trabalhos. De fato, os estudos sobre o registro geológico dos depósitos formados por tempestade começaram a ganhar força no início da década de 70. Neste período houve grande interesse da comunidade científica em encontrar exemplos análogos aos depósitos de tempestades observados nas plataformas modernas no final da década de 60 (Myrow e Southard, 1991).

O início da década de 1970 foi marcado pela publicação de vários trabalhos sobre unidades desenvolvidas em ambientes plataformais dominados ou influenciado por tempestades (Howard, 1971; Howard, 1972; Goldring e Bridges, 1973; Harms et al., 1975). Neste contexto, Harms et al., (1975) reconheceram e propuseram uma nova estrutura sedimentar: a HCS. Segundo estes autores, estas estruturas seriam caracterizadas por conterem formas de leito onduladas com baixa assimetria e grandes comprimentos de onda. Os autores propuseram que as HCS seriam formadas devido à deposição de sedimentos sobre superfícies erosivas de geometrias onduladas tridimensionais, caracterizadas por domos (*hummocks*) e depressões (*swales*), gerando uma estratificação interna com laminações convexas e côncavas para cima (*convex-upward hummock laminae* e *concave-upward swale laminae*) (Figura 1.1). Para eles, as HCS seriam depositadas por ondas de tempestades com grandes velocidades orbitais abaixo do limite de ondas de tempo bom.

Harms *et al.* (1982) sintetizaram as HCS como estruturas sedimentares caracterizadas por *sets* individuais contendo: i) superfícies erosivas com baixo ângulo de inclinação (entre 10 e 15°),

ii) laminação interna aproximadamente paralela à superfície limitante da base de cada *set*, iii) lâminas com variação sistemática de espessura lateral (entre as porções côncavas e convexas) e vertical, e iv) distribuição casual ou polimodal do sentido de mergulho das laminações cruzadas internas, com lâminas mergulhando em todas as direções.



**Figura 1.1.** HCS descrita por Harms et al. (1975)

A aceitação, o reconhecimento e a utilização das HCS para descrever os eventos de tempestade marcam uma transição nos estudos dos depósitos e nos modelos deposicionais de plataforma continental. De acordo com Cheel e Leckie (1993), desde a proposição do termo por Harms et al. (1975), a HCS passou a ser o primeiro critério para o reconhecimento de depósitos de tempestades em ambientes marinhos rasos. Após este trabalho, diversas unidades anteriormente interpretadas como formadas em outros ambientes sedimentares foram reinterpretadas como depósitos de tempestades formados em áreas de antepraia (*shoreface*).

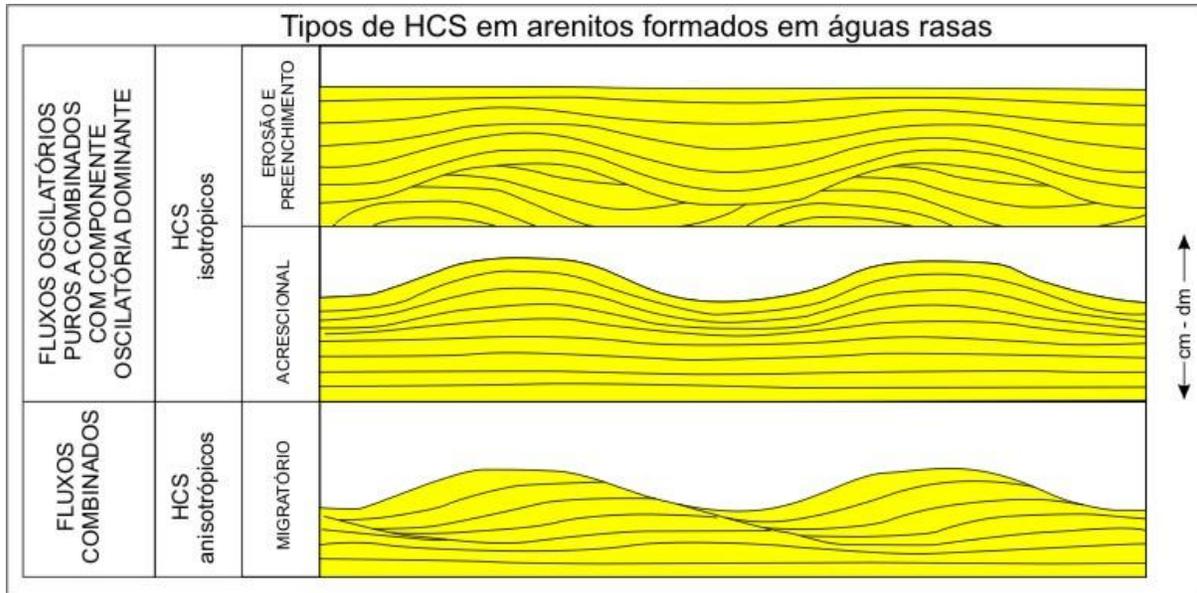
Entretanto, apesar das HCS terem sido sugeridas primeiramente Harms et al. (1975), trabalhos anteriores descreveram estruturas sedimentares análogas com formas de leitos e estratificações onduladas desenvolvidas por eventos de tempestade. Porém, outros termos foram utilizados para descrevê-las, entre os termos quais: “*large-scale truncated wave-ripple laminae*” (Campbell, 1966); “*truncated megaripples*” (Howard, 1971); “*crazy bedding*” (Howard, 1972); “*sub-litoral sheet sandstones*” (Goldring e Bridges, 1973).

Além da estrutura clássica de HCS definida por Harms *et al.* (1975), também denominada HCS de erosão e preenchimento (*scour and drape HCS, sensu* Cheel e Leckie 1993), outras estruturas sedimentares e formas de leito foram atribuídas a depósitos de tempestade e

interpretadas como HCS. Na década de 80, alguns autores (Hunter e Clifton, 1982; Brenchley e Newal, 1982; Brenchley, 1985; Allen e Underhill, 1989) descreveram camadas contendo estruturas com formas de leito tridimensionais com grandes comprimentos de ondas similares as HCS de erosão e preenchimento. Estas estruturas apresentavam estratos que se tornavam mais espessos nos domos, formando uma laminação convexa para cima e, diferentemente das HCS de erosão e preenchimento, não possuíam *sets* truncados com limites inferiores compostos por bases erodidas. Esta variedade de HCS é descrita atualmente na literatura como HCS acrescional (*Acrescionary HCS*, *sensu* Cheel e Leckie, 1993), apesar de outros termos como *form concordant HCS* (Brenchley e Newal, 1982) terem sido sugeridos.

Já no final da década de 80 e início da década de 90, alguns autores chamaram atenção para outra variedade de HCS (Nottvedt e Kreisa, 1987; Arnott e Southard, 1990; Cheel e Leckie, 1993). Assim como as HCS de erosão e preenchimento e HCS acrescional, esta variedade possuía forma de leito tridimensional, geralmente com grandes comprimentos de onda. Porém, as formas de leito eram assimétricas e continham estratos cruzados de baixo ângulo com caimento preferencial em uma direção. Esta estrutura foi denominada como estratificação cruzada acanalada de baixo ângulo (*low-angle trough cross-stratification*) por Nottvedt e Kreisa (1987), contudo o termo mais aceito é HCS anisotrópico (*Anisotropic HCS*, *sensu* Arnott e Southard, 1990 e Cheel e Leckie, 1993). As HCS anisotrópicas são interpretadas como estruturas formadas por fluxos de combinados (fluxo unidirecional associado a fluxo oscilatório) de alta energia (Cheel e Leckie, 1993; Dumas et al., 2005). Um diagrama representando os três principais tipos principais de HCS utilizados na literatura é ilustrado na figura 1.2.

Na década de 1970 também surgiu o conceito de camadas (ou corpos sedimentares) formadas por um único evento de tempestade, denominados de “Tempestito”. Apesar de este termo ter sido provavelmente usado pela primeira vez por Gilbert Kelling (Brenchley, 1985; Shanmugam, 2006), coube a Ager (1974) a primeira publicação atrelando Tempestitos com o conceito de um evento deposicional.



**Figura 1.2.** Tipos de HCS em arenitos formados em águas rasas. Modificado de Cheel e Leckie (1993).

No entanto, os primeiros modelos de depósitos completos de Tempestitos surgem somente no início da década de 1980. Em 1982, Dott e Bourgeois (1982) propuseram uma sequência ideal de Tempestito gerada por um fluxo com diminuição de energia com o tempo (*waning flow*). A sequência proposta pelos autores é composta por uma camada de arenito que está em contato basal brusco com lutito bioturbado. A base erodida possui marcas de sola e é coberta por um nível contendo clastos grossos (*lag of coarse debris*), este nível é diretamente sobreposto por HCS. Neste modelo, as HCS passam verticalmente para uma laminação plano-paralela e, finalmente, para marcas onduladas de onda simétricas (*wave ripples*) (Figura 1.3a).

No ano seguinte, Walker et al. (1983) propuseram uma sequência similar, identificando uma divisão contendo laminação plano-paralela entre a base erodida e a HCS (Figura 1.3b). Para estes autores, esta divisão contendo laminação plano-paralela poderia ser gerada por fluxos unidirecionais de alta energia, fazendo menção às laminações plano-paralelas geradas por fluxos de regime superior, ou por fluxos oscilatórios de alta energia.

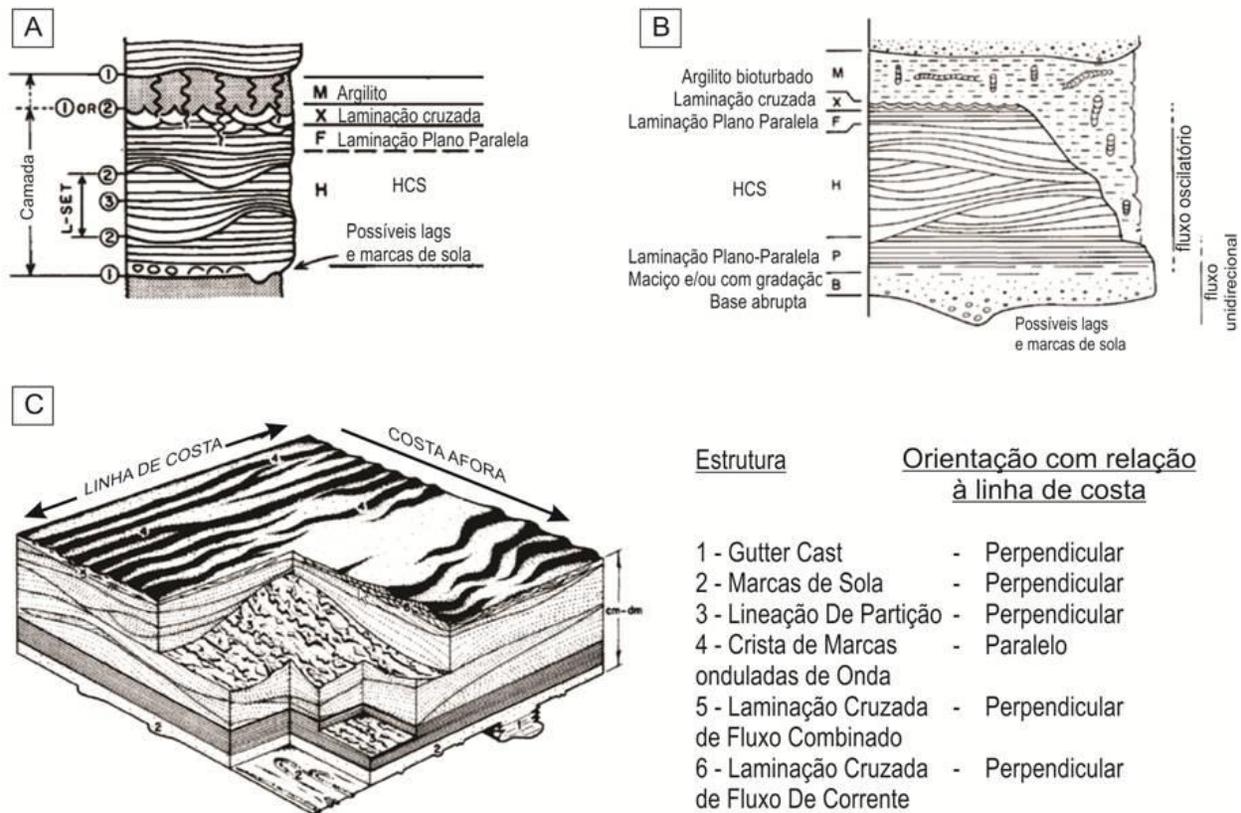
Com o passar dos anos, vários outros modelos (similares aos citados anteriormente) foram propostos ou descritos em sistemas análogos antigos. Em conjunto com as HCS, estes modelos de Tempestitos passaram a ser utilizados como referências nos estudos de depósitos formados por tempestade. Para Myrow e Southard (1991), o desenvolvimento destes modelos de sequência de

estruturas sedimentares formadas por eventos de tempestade tem um importante papel para interpretação sedimentar, assim como foi a sequência de Bouma para os depósitos profundos. Entretanto, estes modelos carregam o perigo de não representar a grande variabilidade dos depósitos reais.

No final da década de 1980, Leckie e Krystinik (1989) apresentaram um modelo de Tempestito mais detalhado, contendo maiores informações sobre as estruturas encontradas nestas sequências. Neste trabalho, os autores mostraram a relação entre as estruturas sedimentares encontradas nestes depósitos e as paleocorrentes associadas, e apresentam a possibilidade destas sequências serem capeadas por marcas onduladas de onda e/ou de corrente (Figura 1.3c).

Leckie e Krystinik (1989) abordaram o tema da distribuição de sedimento costa afora e a relação com os registros de paleocorrentes encontrados nos Tempestitos. Os autores fizeram um detalhado estudo estatístico das paleocorrentes de distintas estruturas encontradas em unidades formadas em sistemas plataformais progradante. Os autores concluíram que entre as estruturas consideradas como indicadores de paleocorrente (cristas de marcas onduladas de onda, marcas de sola, lineação de partição, alinhamento troncos e restos vegetais, indicadores de inclinação, e marcas onduladas de fluxo combinado), apenas as cristas das marcas onduladas possuíam orientações paralelas à paleolinha de costa. Todas as outras estruturas eram orientadas perpendicularmente à paleolinha de costa. Como resultado de suas análises em exemplos antigos, os autores concluíram que durante a tempestade os sedimentos eram transportados costa afora, com direções de 70-90°.

Entretanto, o modelo de distribuição de sedimento através da plataforma proposto por Leckie e Krystinik (1989) (e observado por vários outros autores como Hamblin & Walker, 1979; Dott & Bourgeois, 1982; e Walker, 1984) não se adéqua às observações atualistas. De acordo com estudos realizados por oceanógrafos e geólogos em sistemas costeiros e plataformais atuais, as correntes costa afora geradas por grandes tempestades são sujeitas à força de Coriolis, que as defletem na direção da costa. Como resultado, surgem os fluxos geostróficos que tendem a ser paralelos à linha de costa (Parker, 1982; Swift, 1985; Swift et al., 1986; Snedden et al., 1988; Snedden e Swift, 1991). De acordo com este modelo atualista, o transporte de sedimento durante as tempestades se restringem às porções mais proximais da plataforma e possuem um sentido de transporte de sedimento majoritariamente paralelo à linha de costa.



**Figura 1.3.** Modelos deposicionais de Tempestitos. A) Modelo por Dott e Bourgeois (1982); B) Walker et al. (1983); C) Leckie e Krystinik (1989).

Ao tentar explicar as direções de paleocorrentes das unidades antigas, Duke (1990) e Duke et al. (1991) sugeriram que marcas de sola e outros indicadores de paleocorrentes refletiriam a orientação do máximo *stress* instantâneo e a velocidade de fluxos próximo ao substrato (*near bottom flow velocity*) em fluxos combinados instáveis. Segundo estes autores, estes fluxos seriam resultantes da superimposição de fluxos geostróficos constantes (ou quase constantes) e fortes movimentos oscilatórios do fluido relacionados às ondas tempestade. Desta forma, segundo o modelo proposto por esses autores, a orientação do *stress* instantâneo seria essencialmente a mesma das ondas de tempestade e as orientações paleocorrentes identificadas nos depósitos poderiam não indicar orientação do paleofluxo como prevêem os modelos.

Este tema da distribuição de sedimento na plataforma durante tempestades é discutido desde a década de 1960, sendo um assunto abordado constantemente por vários cientistas (Hayes, 1967; Hamblin & Walker, 1979; Leckie & Walker, 1982; Leckie & Krystinik, 1989; Duke, 1990; Duke et al., 1991; Myrow, 1992; Myrow & Southard, 1996; Midtgaard 1996; Myrow et al., 2008; Lamb et al. 2008; Quin; 2011, entre outros). Esta discussão ganhou força no final da década de

1970, quando Hamblin e Walker (1979) sugeriram que as correntes de turbidez eram os principais mecanismos de transporte de areia costa a fora para a formação dos depósitos de tempestade (Walker, 1985). Porém, a ideia de fluxos de densidade em plataforma como responsáveis em transporte de sedimento durante tempestades foi desacreditada pela comunidade científica (Myrow e Southard, 1996). As críticas a este modelo se devem principalmente a duas principais observações atualistas: i) O baixo gradiente de inclinação das plataformas não seria suficiente para iniciar e manter fluxos de densidade (Parker, 1982); e ii) A concentração de sedimentos para autosuspensão em fluxos turbidíticos seria da ordem de ~1000 mg/l, muito superior aos encontrados nos fluxos geostróficos modernos (50 – 150 mg/l).

Entretanto, para Myrow e Southard (1996) a ideia de fluxos de densidade em plataforma não devem ser desconsiderados pois: i) Durante os picos de tempestade a concentração dos fluxos gerados pode ser maior que 1000 mg/l (Madsen et al. 1993). ii) Não se pode desconsiderar a entrada de sedimentos por eventos catastróficos como Terremotos e enchentes fluviais (*river floods*); e iii) A inclinação da plataforma marinha atual pode ser anormalmente baixa, devido à transgressão marinha holocênica, e não representar as plataformas antigas nas quais grande partes dos depósitos de tempestade foram gerados.

De fato, vários trabalhos recentes realizados em diferentes plataformas continentais mostram que suspensão gerada por ondas de tempestade podem conter alta concentração (ordem de 10 g/l) próximo ao substrato marinho (~1 m) resultando em uma componente gravitacional não negligente (Lamb et al., 2008) (Trowbridge e Kineke 1994; Traykovski et al. 2000; Warrick e Milliman 2003; Ogston e Sternberg 1999; Kineke et al. 2000).

Da mesma forma, estudos realizados em sistemas fluviais modernos (Mulder & Syvitsky, 1995; Wheatcroft, 2000) mostram que fluxos hiperpicnais podem ser gerados em desembocadura de rios com uma recorrência da ordem de  $10^2$  a  $10^3$  anos e podem, portanto, ter papel importante no registro geológico. Ao analisar depósitos antigos, Higgs (1991), Myrow e Southard (1996) e Myrow et al. (2002) sugeriram que fluxos hiperpicnais decorrentes de enchentes fluviais são responsáveis por distribuir sedimentos e gerar depósitos de tempestade nas áreas plataformais. De acordo com Myrow et al. (2002), grande parte da deposição sedimentar em área de prodelta ocorre durante eventos de enchentes fluviais e tempestades e a interação entre tais processos é fundamental para entender a distribuição de sedimentos e a estratigrafia destes ambientes sedimentares.

De fato, o papel dos fluxos unidirecionais e oscilatórios combinados na distribuição de sedimento não pode ser desconsiderado. Muitos autores sugerem que estes fluxos influenciam grande parte dos registros sedimentares em ambientes marinhos rasos. Segundo eles, fluxos oscilatórios e unidirecionais combinados possuem maior capacidade de transporte de sedimento que a soma de suas partes (Grant e Madsen 1979; Murray et al., 1991; Li e Heffler, 2002; Dumas et al., 2005).

Nas últimas décadas, várias unidades antigas foram interpretadas como resultado da interação de fluxos hiperpicnais e ondas geradas por tempestades em águas relativamente rasas. Myrow et al. (2002; 2008); Lamb et al. (2008) e outros sugerem uma deposição pelo que eles denominam de “fluxos turbiditos modificados por ondas” (*wave modified turbidite flows*).

Para Myrow e Southard (1996), durante as tempestades existem quatro forças principais interagem entre si para transportar sedimento: i) Gradiente de pressão gerado pelo *setup-setdown* costeiro; ii) Força de Coriolis; iii) Força de fricção de fundo (*bottom friction*); iv) Força gerada pelo excesso de peso downslope (*down slope excess weight*). Baseando-se nisto, os autores propõem um diagrama ternário de transporte de sedimento e deposição em área de plataforma marinha. Cada vértice deste diagrama é representado pelos três mecanismos principais de transporte: Fluxo geostroficos, fluxos oscilatórios gerados por ondas e fluxos de densidade induzidos (*density-induced flows*)

Em resumo, existem várias discussões sobre como os fluxos oscilatórios e fluxos combinados atuam na transferência e deposição de sedimento ao longo da plataforma durante tempestades. Segundo Lamb et al. (2008), ainda não há uma explicação definitiva para o transporte de areia através da plataforma durante tempestades e, apesar da existência de vários modelos de fácies, os mecanismos deposicionais básicos que atuam no transporte e deposição sedimentar durante as tempestades permanecem como tema de debate.

Outra vertente de estudos dos depósitos de tempestade, fluxos oscilatórios e fluxos combinados é a realização de ensaios em tanques artificiais dentro de laboratórios. Desde o início da década de 60 cientistas têm trabalhado nesta área do campo experimental. Uma síntese de alguns trabalhos relevantes para discussão da geração e preservação de estruturas geradas por estes tipos de fluxos é apresentada na tabela 1.1.

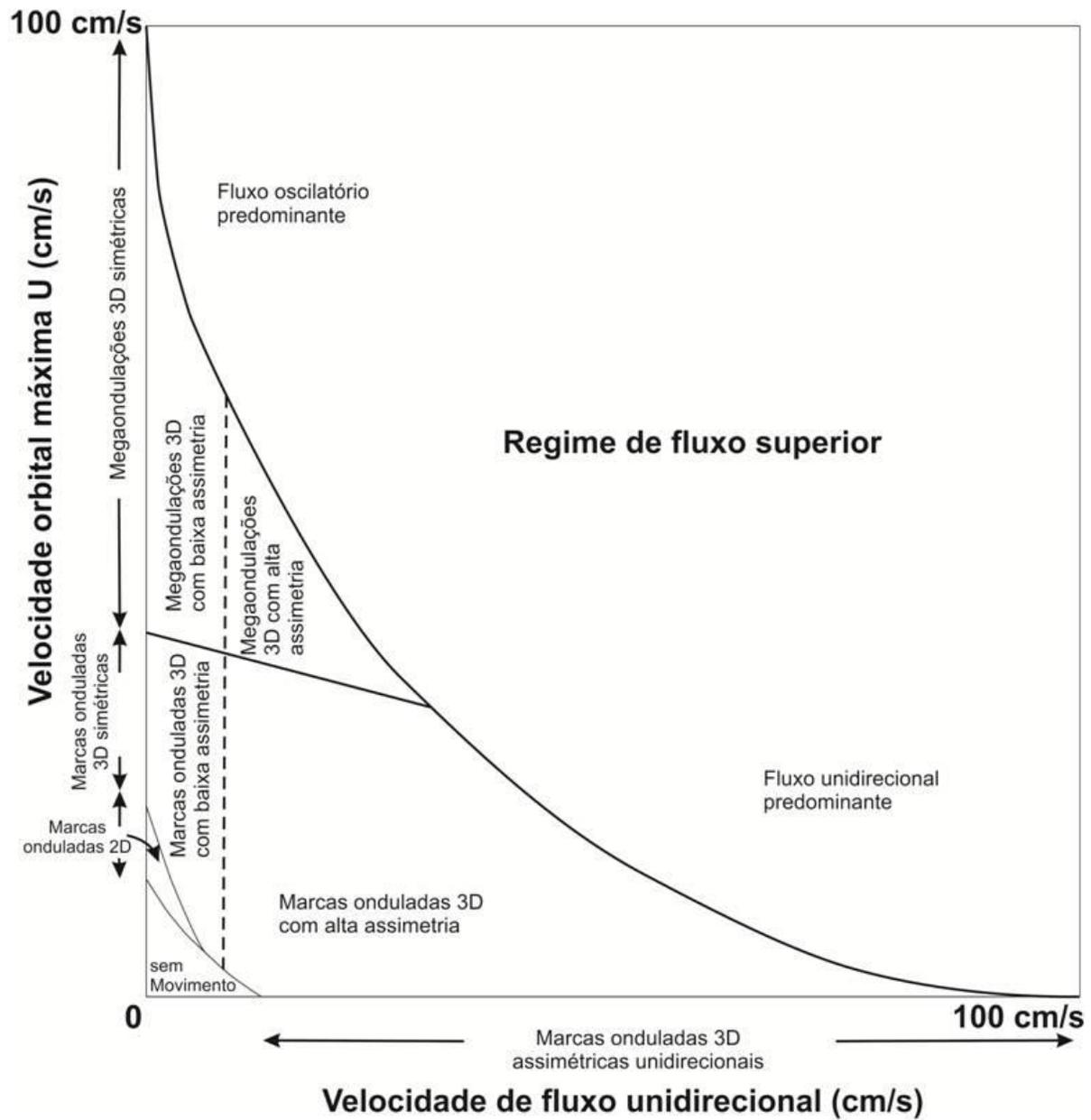
Estes experimentos permitem entre outras coisas: i) reconhecer as principais estruturas e características de fluxos combinados e oscilatórios encontradas em exemplos antigos e atuais; ii)

ter maior controle sobre os processos deposicionais e as energias envolvidos na formação de formas de leito; iii) Idealizar/reconhecer sequências deposicionais (Tempestitos) formadas por eventos de tempestade.

Por exemplo, Myrow e Southard (1991), a partir de estudos experimentais de Southard et al. (1990) e Arnott e Southard (1990), propõem um modelo de predição e construção de sequências de estruturas sedimentares formadas por fluxos (puramente oscilatórios, combinados e puramente unidirecionais) que perdem energia com o tempo (*waning flows*). Estes autores construíram um diagrama em que as ordenadas e abscissas são constituídas, respectivamente, pela máxima velocidade orbital e pela máxima velocidade de fluxo unidirecional (Figura 1.4) e definem campos de estabilidades para estruturas geradas por fluxos oscilatórios, unidirecionais e combinados. Com base neste diagrama estes autores propõem diversas possibilidades de combinação de estruturas sedimentares para formar Tempestitos, auxiliando o entendimento de sequências de Tempestitos ideais como as propostas por Dott e Bourgeois (1982), Walker *et al.*, (1983) e Leckie e Krystinik (1989).

**Tabela 1. 1.** Revisão sobre os experimentos de fluxos oscilatórios realizados

<i>Trabalho</i>	<i>Descrição</i>
Harms (1969)	Em experimentos, Harms gerou um tanque artificial contendo correntes unidirecionais e oscilatórias (neste experimento a propagação das ondas possuíam a mesma direção que os fluxos unidirecionais). Harms reproduziu marcas onduladas de fluxos combinados e as comparou com marcas onduladas de ondas e marcas onduladas de correntes. Neste trabalho o autor indica que marcas onduladas de fluxo combinado possuem cristas e <i>foresets</i> arredondados.
Harms et al. (1982)	Harms e colaboradores reuniram dados de uma série de experimentos realizados sobre fluxos oscilatórios. Os autores compilaram gráficos mostrando a relação entre o espaçamento das formas onduladas em função da máxima velocidade orbital e do período de oscilação para areias com diferentes granulometrias. Ainda, eles idealizaram um diagrama de estabilidades das formas de leito formadas por fluxos puramente oscilatórios para a areia com granulometria de 0.15-0.21 mm.
Southard et al. (1990)	Os autores realizaram experimentos de fluxos oscilatórios em um tanque em formato de “U”, que possibilitava reproduzir fluxos com maiores velocidade e períodos de oscilação. Como resultado, os autores reconheceram fases de equilíbrio para as formas de leito geradas: marcas onduladas 2D de pequeno porte, marcas onduladas 3D de pequeno porte, marcas onduladas 3D de grande porte (correspondentes à HCS) e laminação plano-paralela de regime superior ( <i>Plane bed</i> ).
Arnott e Southard (1990)	Dando continuidade ao trabalho de Southard et al. (1990), Arnott e Southard readaptaram o aparato utilizado no estudo anterior para adicionar uma componente unidirecional e estudar as formas de leito geradas por fluxos combinados. Como resultado os autores identificaram campos de estabilidades para estruturas formadas por fluxos oscilatórios e combinados.
Myrow e Southard (1991)	Baseado nos estudos de Southard et al. (1990) e Arnott e Southard (1990), os autores compilaram um diagrama de estabilidades das formas de leito formadas por fluxos puramente oscilatórios, combinados e puramente unidirecionais, cuja ordenada representa a velocidade orbital do fluxo e a abscissa representa a velocidade unidirecional do mesmo.
Duke et al. (1991)	Baseado nos estudos de Arnott e Southard (1990) e outros dados, os autores compilaram um diagrama de estabilidade para as formas de leito geradas por fluxos puramente oscilatórios, combinados e puramente unidirecionais; similar ao trabalho de Myrow e Southard (1991).
Masuda e Yokokawa (1993)	Realizaram experimentos em tanques com fluxos combinados em que a propagação das ondas e corrente unidirecional possuíam a direções opostas. Produziram marcas onduladas de fluxo combinado com <i>convex-upward lee side</i> e <i>stoss side</i> e cristas arredondadas. De acordo com seus experimentos, as marcas onduladas se tornam mais arredondadas quando a velocidade orbital relativa aumenta e mais assimétricas com aumento da velocidade unidirecional.
Yokokawa et al. (1995)	Descrevem o comportamento das partículas de areia durante a migração de formas de leito onduladas geradas por fluxos combinados. Os autores concluem que a migração de marcas onduladas de fluxo combinado é atribuída principalmente pela acreção de areia levantada por vórtices nas áreas de <i>lee side</i> , ao contrário de marcas onduladas de correntes, que migram por avalanche dos grão no <i>lee side</i> .
Dumas et al. (2005)	Realizaram experimentos de fluxos oscilatórios e combinados em um tanque amplo explorando maiores variações de velocidades orbitais, períodos e granulometria que os experimentos realizados anteriormente. Estes autores fazem uma detalhada descrição das características das diferentes estruturas geradas por fluxos oscilatórios e combinados e definem campos de estabilidades para cada estrutura reconhecida.
Yamaguchi e Sekiguchi, (2010)	Os autores simulam os efeitos de ondas entrando em áreas proximais ( <i>shoaling waves</i> ). Como resultado eles mostram que marcas onduladas geradas por fluxos oscilatórios em condições de <i>shoaling waves</i> podem conter cristas significativamente arredondadas. Estas marcas onduladas possuem cristas tão arredondadas como as marcas onduladas de fluxo combinado, porém possuem maior grau de assimetria.



**Figura 1.4.** Modelo de previsão de sequências sedimentares formadas por fluxos oscilatórios, combinados durante tempestades (Myrow e Southard, 1991).

### 1.1.1 – Discussões sobre os modelos de formação das HCS

Apesar de grandes avanços do conhecimento sobre as HCS e os depósitos de tempestade, ainda há um debate sobre os processos responsáveis para a deposição das HCS (Cheel e Leckie, 1993; Mulder et al., 2009; Quin, 2011; Basilici et al., 2012b;) e sobre quais os ambientes sedimentares em que elas se formam.

Atualmente, existem várias hipóteses de formação de HCS e/ou estruturas similares a HCS (*HCS like structures*) que englobam fluxos puramente oscilatórios, fluxos combinados e fluxos puramente unidirecionais. Em geral, as HCS são diretamente relacionadas a eventos de tempestade, formadas em áreas costeiras e plataformais. Entretanto há diversos relatos de HCS e estruturas similares à HCS que são depositadas em outros ambientes e/ou relacionadas à outros processos deposicionais.

HCS e estruturas similares à HCS foram descritas em depósitos de vários ambientes sedimentares como: ambientes fluviais (Cotter & Graham, 1991), ambientes lacustres (Eyles e Clark, 1986; Zavala et al., 2006), planícies de maré (Yang et al., 2005, 2006; Dalrymple et al. 2006) e em sistemas turbidíticos profundos (Prave & Duke, 1990; Mulder et al., 2009).

Um tema em constante discussão nos últimos anos é relacionado à presença de estruturas similares à HCS em ambientes profundos. Por exemplo, Prave e Duke (1990) descreveram estruturas HCS de pequena escala (*small scale HCS*) em depósitos profundos. Estes autores reconheceram estruturas similares à HCS com comprimentos de onda entre 0.2 e 0.9 m, alturas entre 0.02 e 0.06 m e cristas 3D irregulares. Para estes autores, as HCS de pequena escala representam uma forma de antiduna formadas por instabilidade de Kelvin-Helmholtz durante fluxos de turbidez. Eles interpretaram que estas estruturas são formadas por fluxos turbidíticos únicos em condições de regime superior. Anos mais tarde, Mulder et al. (2009), reanalisaram consideraram as mesmas estruturas descritas por Prave e Duke (1990). Mulder et al. (2009) concluíram que as estruturas similares à HCS ocorrem no intervalo  $T_c$  de em sequências turbidíticas típicas completas (sequência de Bouma), sendo formadas por fluxos unidirecionais gravitacionais. De acordo com os autores, estas estruturas possuem granulometria variando entre areia fina e silte, formas de leito onduladas simétricas ou (raramente) assimétricas, comprimentos de onda decimétricos (~20-25 cm), altura entre 2.5 e 10.0 cm e razões altura/largura variando entre 0.12 e 0.25. Quatro possíveis mecanismos deposicionais são sugeridos para estas estruturas: 1) Reflexão de correntes turbidíticas contra obstáculos; 2) ondas *soliton* formadas por reflexão da

corrente de turbidez; 3) Ondas internas (*internal waves*); e 4) Instabilidade Kelvin-Helmholtz. Porém, assim como Prave e Duke (1990), estes autores interpretam que estas estruturas foram formadas por instabilidades de Kelvin-Helmholtz na interface superior entre o fluxo e a água marinha.

O tema de ondas internas e marés internas como mecanismos de transporte e deposição de sedimento é outro assunto que tem ganhado destaque na literatura nas últimas duas décadas (Mutti et al., 2003; Shanmugam, 2008; Mulder et al., 2009; He et al., 2011; Shanmugam, 2011; Pomar et al., 2012; Shanmugam, 2013). Atualmente, a hipótese de ondas e marés internas como agentes de transporte e deposição de HCS não são descartadas completamente, porém, ainda não existe um conhecimento claro sobre este fenômeno, sobre sua interação com o substrato oceânico e sua potencial preservação no registro geológico (Shanmugam, 2011).

De fato ainda existem vários pontos não resolvidos associados aos depósitos de tempestade e as HCS. Em uma crítica aos modelos de HCS, Quin (2011) aponta várias incertezas com a interpretação de que HCS isotrópicas (HCS *sensu* Harms et al., 1975) são formados por megaondulações de fluxos oscilatórios. Alternativamente, ele propõe que os HCS isotrópicas são formadas durante eventos de instabilidades de curtos períodos em fluxos combinados de alta energia. Segundo o autor estas instabilidades poderiam ser explicadas por uma componente cisalhante na interface de dois níveis (*layers*) do fluxo ou por instabilidade Kelvin-Helmholtz.



## **2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS**

O objetivo principal desta pesquisa é elaborar modelos de distribuição de sedimento em depósitos formados em sistemas costeiros e de plataforma dominados por ondas, utilizando como análogos as formações Lagarto e Palmares, pertencentes ao Domínio Estância (Faixa Sergipana, estados do Sergipe e Bahia, Brasil), e a Formação Punta Negra (Pré-Cordilheira Argentina, Província de San Juan).

Como objetivos secundários, destacam-se: a) caracterização das estruturas sedimentares, camadas e litofácies formadas em ambientes costeiros e plataformais durante eventos de tempestade; b) identificar os principais processos deposicionais que atuam nestes ambientes; c) reconhecer os mecanismos de transporte e de deposição envolvidos durante a deposição dos corpos sedimentares; d) caracterização dos elementos arquiteturais e da arquitetura deposicional destes depósitos; e) Definição de modelos de sedimentação para as unidades estudadas.



### 3. ÁREAS DE ESTUDO

Duas áreas foram selecionadas para a realização desta pesquisa. A primeira está situada numa região entre os estados de Sergipe e Bahia, no Nordeste do Brasil, onde afloram os sedimentos das formações Lagarto e Palmares. A segunda área localiza-se na Província de San Juan, no extremo Oeste da Argentina, onde afloram os depósitos da Formação Punta Negra.

#### 3.1 Formação Lagarto e Formação Palmares

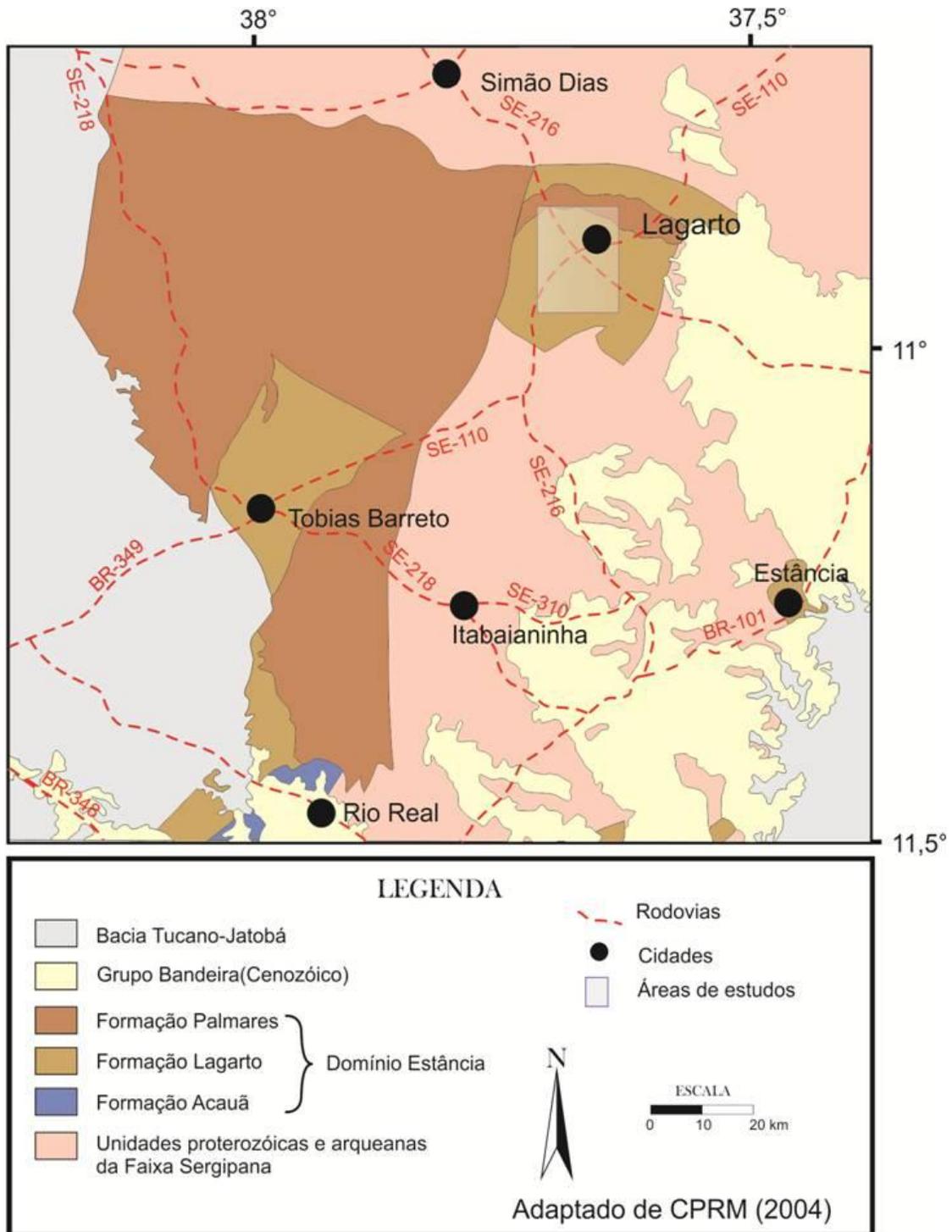
As unidades sedimentares Formação Lagarto e Formação Palmares pertencem ao Domínio Estância, que representa o domínio mais externo da Faixa Sergipana. A Faixa Sergipana constitui uma faixa orogênica triangular de direção WNW-ESSE que foi desenvolvida durante o ciclo Brasileiro, em decorrência da colisão entre o Cráton São Francisco e Maciço Pernambuco-Alagoas. A Figura 1.5 a seguir indica a localização da Formação e destaca os pontos de coleta de dados.

O Domínio Estância é composto por quatro unidades litoestratigráficas formais (Saes & Vilas Boas, 1983, 1986 e 1989; Santos et al., 1998) sendo elas, da base para o topo: (i) Formação Juetê, (ii) Formação Acauã, (iii) Formação Lagarto e (iv) Formação Palmares. A espessura da sucessão sedimentar do Domínio Estância não é bem definida, no entanto, D'el-Rey Silva (1999) sugere que a espessura dos sedimentos varie entre 1 a 3 km, enquanto Saes & Vilas Boas (1983) estimam espessura total de 3.500 m.

A Formação Juetê encontra-se repousando diretamente sobre as rochas do embasamento. Esta unidade é formada por uma sequência terrígena desenvolvida em sistemas deposicionais de leques aluviais e planícies fluviais anastomosadas (Saes & Vilas Boas, 1983; Saes, 1984). A Formação Acauã, por sua vez, é formada principalmente por depósitos carbonáticos. Esta unidade se assenta, em contato abrupto, sobre os sedimentos os terrígenos da Formação Juetê e suas fácies sedimentares indicam uma deposição em área de supramaré, de plataforma marinha rasa restrita e de cinturões de areias oolíticas de margem de plataforma (Saes, 1984).

As rochas da Formação Lagarto recaem em contato brusco, às vezes erosivo, sobre os carbonatos da Formação Acauã, estando em contato transicional com as rochas da unidade sobrejacente, a Formação Palmares. As formações Lagarto e Palmares são compostas por sequências clásticas bastante heterogêneas, formadas pela intercalação entre pacotes pelíticos e arenitos finos (Saes & Vilas Boas, 1989). Estas duas unidades foram depositadas em sistemas

costeiros variando entre planície de maré e plataforma (Saes & Vilas Boas, 1983; 1989) e os registros sedimentares destas unidades atingem uma espessura superior a 1.200 m.

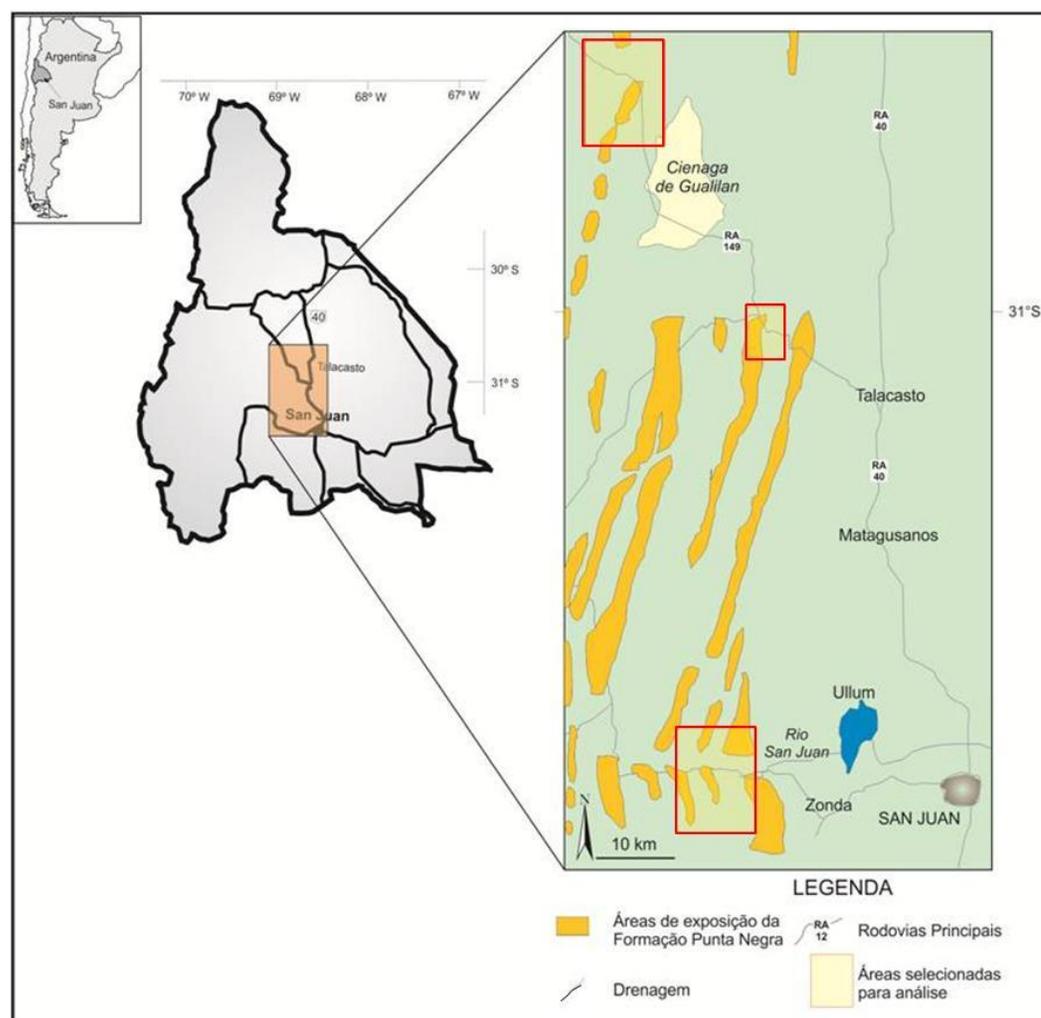


**Figura 1.5.** Localização da área de estudo das formações Lagarto e Palmares. A coleta de dados foi realizada nas proximidades da cidade de Lagarto, indicado pelo retângulo azul.

### 3.2 Formação Punta Negra

A Formação Punta Negra (FPN) é constituída pela sucessão de arenitos e pelitos de aproximadamente 1.000 m de espessura. Esta unidade desenvolveu-se durante o Devoniano Médio-Superior no contexto geológico da Precordilheira Argentina (PCA).

A PCA é uma unidade morfo-estrutural de forma alongada possuindo mais de 400 km de extensão na direção Norte-Sul, entre as coordenadas 28° 45' S e 33°15' S. É limitada a oeste pelo Vale Iglesias-Calingasta-Uspallata, que a separa da Cordilheira Andina Frontal e a leste pelo Vale de Bermejo-Tulum, que a separa das Serras Pampeanas. A norte faz limite com a Sierra de Famatina e a sul é delimitada por um sistema de falhas com rochas Mesozoicas e Cenozoicas dos Andes (Figura 1.6).



**Figura 1.6.** Localização da área de estudo da Formação Punta Negra na província de San Juan. As principais áreas de coleta de dados são representadas pelos retângulos vermelhos na figura da direita.

A PCA é caracterizada por conter rochas sedimentares de idade predominantemente paleozoica. A sucessão sedimentar na PCA inicia-se com depósitos carbonáticos que vão do Cambriano Inferior ao Ordoviciano Inferior, seguida de depósitos siliciclásticos que atingem o Devoniano Superior. Sobre as rochas devonianas ocorrem depósitos de rochas siliciclásticas que vão do Carbonífero até o Triássico, caracterizando um grande hiato deposicional. Sedimentos mesozoicos mais novos são ausentes, entretanto, sedimentos terrestres de idade cenozoica relacionados com processo acrecionário andino, formam uma espessa sucessão de rochas continentais em vales longitudinais.

A FPN aflora em uma faixa de aproximadamente 100 Km na direção N-S e 30 km na direção L-O. Em conjunto com a Formação Talacasto, a FPN pertence ao Grupo Gualilán, depositado durante o Devoniano. A idade devoniana para a FPN é atribuída pela presença de restos vegetais transportados do Devoniano inferior-médio e por relações estratigráficas com outras unidades.

O contato basal desta formação é concordante com sedimentos da Formação Talacasto de idade devoniana inferior-média, composta por sedimentos siliciclásticos argilosos e arenosos interpretados como depositados em uma plataforma lamosa com influência periódica de tempestade desenvolvida durante um trato de sistema de mar alto (Astini, 1991). O contato superior da FPN é marcado por uma discordância erosiva e angular com os depósitos carboníferos do Grupo Paganzo.

Por muitos anos a FPN foi interpretada como tendo sido depositada pela ação de fluxos turbidífticos em um sistema deposicional profundo (Gonzales Bonorino, 1975; Gonzales Bonorino & Middleton, 1976; Ramos & Vujovich 2000; De Luca & Basilici, 2008). Entretanto, análises detalhadas indicam uma deposição em ambiente mais proximal com influência de tempestade. Astini (1990), Bustos (1996) e Bustos & Astini (1997) foram os primeiros autores a reconhecerem depósitos de tempestade nesta unidade, contudo, para estes autores a FPN se depositou em sistema progradante em uma rampa lamosa e os depósitos de tempestade estavam restritos à base desta unidade. Estudos realizados por Poire & Morel (1996) e Edwards et al (2009), baseados em análises das fácies sedimentares, dos restos vegetais e dos icnofósseis, indicam que a FPN depositou-se em um ambiente plataformal raso dominado por ondas. Para Edwards et al (2009), o sistema deposicional de Punta Negra desenvolveu-se em uma bacia alongada com máximo comprimento de 300 km, cuja linha de costa era alinhada à direção N-S. Basilici et al (2012b), por meio da análise de fácies de detalhe, mostram diversas evidências de que esta unidade depositou-se em um ambiente deposicional plataformal, entre os limites de ondas de tempo bom e de tempestades, sendo constantemente influenciado por tempestade.

## 4. MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1 Formações Lagarto e Palmares

A fase da coleta de dados para as formações Lagarto e Palmares foi realizada em duas etapas de campo que totalizaram 50 dias, com 64 afloramentos visitados numa área de aproximadamente 400 km<sup>2</sup>. As atividades de campo foram dedicadas ao reconhecimento das características locais, e coletas de informações referentes aos depósitos destas unidades e ao levantamento de seções estratigráficas, sendo realizadas principalmente na cidade de Lagarto, Sergipe, e suas adjacências.

As áreas de estudo foram definidas com base em mapas e cartas geológicas (D'el-Rey Silva, 1999; CPRM, 2004), imagens de satélite de alta resolução do Google Earth (Google Earth<sup>TM</sup> serviço de mapa) e visitas de reconhecimento de campo. Na primeira fase, realizou-se um estudo regional abrangendo todas as unidades que compõem o Domínio Estância. Nesta etapa, percorreu-se uma área que se estende do nordeste do estado da Bahia até a porção central do estado de Sergipe, a fim de reconhecer as principais características sedimentares, estratigráficas e estruturais do Domínio Estância e identificar os melhores locais para coleta de dados das formações Lagarto e Palmares.

Foram definidos 25 pontos, de acordo com a qualidade de preservação, a continuidade e a representatividade do afloramento para o levantamento e para a construção de seções estratigráficas mono e bidimensionais com espessuras variando entre 6 e 50 m. As seções estratigráficas foram levantadas a fim de caracterizar e individualizar as litofácies e suas estruturas sedimentares, bem como as variações e relações entre os corpos sedimentares (verticais e laterais). Nestas seções foram coletados dados de: (i) composição, (ii) granulometria, (iii) geometria das camadas, (iv) geometria e tipo de contatos entre as camadas, (v) tipos e características das estruturas sedimentares, (vi) dados de paleocorrente e (vii) relações espaciais entre as estruturas e os corpos sedimentares. A análise sedimentar foi baseada no método de análise de fácies de detalhe, sendo direcionada principalmente à interpretação dos processos deposicionais.

As medidas de atitudes de indicadores de paleocorrentes foram extraídas com o objetivo de identificar a direção e o sentido dos fluxos de sedimentos e o posicionamento geográfico do sistema deposicional no momento de deposição. Estes dados são referentes à atitude das cristas de marcas onduladas simétricas (ou marcas onduladas de onda), planos jusantes de marcas onduladas assimétricas e de estratificações cruzadas.

30 amostras de rochas orientadas foram coletadas em campo e um total de 24 amostras polidas e 14 lâminas delgadas foram confeccionadas para a descrição das feições microscópicas das litofácies, tais como: microestruturas e texturas, composição (por meio de análises modais), definição de maturidade mineralógica e textural dos arenitos.

Nas análises das seções estratigráficas buscou-se caracterizar e hierarquizar as superfícies limitantes que separam as diferentes camadas ou eventos deposicionais. Também foram examinadas a organização vertical (sequência sedimentar) e a organização horizontal, chamada de tratos de fácies (Mutti, 1992).

#### **4.2 Formação Punta Negra**

Para alcançar os objetivos propostos neste trabalho para a Formação Punta Negra foram feitas quatro etapas de campo totalizando aproximadamente 70 dias de trabalho de campo e 36 afloramentos descritos. As áreas de trabalhos foram definidas através da análise de cartas geológicas, imagens de satélite de alta resolução do *Google Earth* (*Google Earth*<sup>TM</sup> serviço de mapa) e visitas de campo.

Os principais pontos de coletas de dados se posicionam ao longo de um sistema de falhas e cavalgamentos de 90 km de extensão alinhados na direção N-S, localizados principalmente nos arredores das cidades de San Juan e do vilarejo topônimo de Talacasto, ambas as áreas localizadas na Província de San Juan.

Foram selecionados 12 afloramentos de acordo com as condições de exposição e características sedimentares para o levantamento e confecção de seções estratigráficas representativas da unidade. As seções estratigráficas confeccionadas possuem espessuras variando entre 3 e 520 metros, com ótimas condições de exposição lateral, permitindo a realização de análises bidimensionais. Alguns afloramentos contêm cortes em diferentes direções e possibilitaram a realização de uma análise de fácies em três dimensões.

Na etapa de aquisição de dados, priorizou-se uma análise de fácies de detalhe a fim de se identificar as principais características das camadas e suas estruturas sedimentares, bem como reconhecer os principais processos deposicionais que atuaram nesta unidade. Durante a descrição das estruturas sedimentares, uma atenção especial foi voltada para à identificação e análise de estruturas e de texturas geradas pela atividade biológica nesta unidade.

Foram coletadas amostras sedimentares de 10 localidades diferentes para a confecção de amostras polidas e lâminas delgadas. Foram confeccionadas e analisadas 13 lâminas delgadas, com o objetivo de reconhecer microtexturas, constituintes mineralógicos e a classificação litológica dos arenitos.

Medidas de atitudes de indicadores de paleocorrentes foram extraídas das camadas com o intuito de identificar o posicionamento geográfico do sistema deposicional da Formação Punta Negra, bem como a direção e sentido dos fluxos que atuaram neste sistema. Estes dados são referentes à planos jusantes de marcas onduladas assimétricas e marcas de sola.



## 5. ORGANIZAÇÃO DA TESE

A apresentação dos resultados obtidos durante o desenvolvimento deste trabalho será realizada por meio de artigos científicos. Cinco artigos compõem esta tese de doutorado, sendo dois artigos publicados referentes às formações Lagarto e Palmares e três artigos sobre a Formação Punta Negra, dois publicados e um submetido para *Brazilian Journal of Geology* em setembro 2013, sendo aceito com menores revisões.

Os trabalhos serão apresentados de acordo com as unidades deposicionais. A apresentação dos artigos seguirá a seguinte ordenação: a) Análise sedimentológica e faciológica de uma unidade formada em sistema de maré aberta dominado por ondas (Formação Lagarto); b) Modelo deposicional e caracterização dos depósitos sedimentares de um sistema de maré aberta dominado por ondas (formações Lagarto e Palmares); c) Características de estruturas geradas por ondas e fluxos combinados (estratificações cruzadas *hummocky*, laminação quase-planar e marcas de ondas de fluxo combinado), e as diferenças e relações com depósitos gerados em sistemas profundos (Formação Punta Negra); d) Características sedimentar, arquitetural e icnológica de um sistema de pro-delta dominado por ondas (Formação Punta Negra); e) comparação entre os depósitos formados pela Formação Punta Negra e uma unidade formada por fluxos gravitacionais em sistema de rampa submarina profunda (Unidade Apiúna).

O Apêndice I contém o artigo com a seguinte referência: “De Luca, P.H.V., Basilici, G., Oliveira, E.P., 2010. Um sistema deposicional de planície de maré aberta, dominado por ondas: a Formação Lagarto, Ordoviciano (?), Domínio Estância, Sergipe. Revista Brasileira de Geociências, 40(4), 484-505” (De Luca et al, 2010). Neste artigo são apresentadas as características sedimentares de depósitos influenciados por tempestade e pela atividade de maré. No artigo é apresentada a caracterização das fácies sedimentares e dos elementos arquiteturais que compõe a Formação Lagarto. Uma análise de fácies de detalhes é realizada visando entender as estruturas sedimentares e os mecanismos deposicionais atuantes, sobretudo no que tange as características dos depósitos de tempestade em água rasa, que raramente são preservados no registro geológico. Um novo modelo deposicional é proposto para a Formação Lagarto em planície de maré aberta dominada por ondas (*wave dominated open coast tidal flat*) objetivando explicar como os elementos arquiteturais se distribuíam no sistema deposicional, bem como mostrar a relação entre os depósitos de maré e os depósitos de tempestade no tempo e espaço.

No Apêndice II está contida a seguinte referência: “Basilici, G., De Luca, P.H.V., Oliveira, E.P., 2012a. *A depositional model for a wave-dominated open-coast tidal flat, based on analyses of the Cambrian–Ordovician Lagarto and Palmares formations, north-eastern Brazil. Sedimentology* 59, 1613-1639” (Basilici et al., 2012a).. Neste artigo são apresentadas as características sedimentares das formações Lagarto e Palmares, tais como estruturas, fácies sedimentares e distribuição de sedimento. Este artigo difere do anterior, pois além de fazer uma análise mais detalhada sobre os mecanismos deposicionais formadores de estruturas sedimentares e depósitos relacionados aos fluxos oscilatórios e combinados oriundos de tempestade, este trabalho também mostra uma correlação entre as formações Lagarto e Palmares. Nas áreas de estudo, estas unidades possuem fácies sedimentares análogas e, portanto, são consideradas como formadas no mesmo ambiente deposicional, diferentemente de trabalhos anteriores que tratavam estas unidades separadamente (Saes & Vilas Boas, 1983, 1986 e 1989; Saes, 1984). Uma atenção especial é dada para a caracterização e preservação de estruturas de tempestade como arenitos com estratificação cruzada *hummocky* em águas rasas de intermaré. Neste trabalho definem-se quatro associações de fácies formadas por depósitos de tempestade e de maré que são utilizadas para descrever e caracterizar o sistema deposicional que formou estas unidades.

No Apêndice III está contida a seguinte referência: “Basilici, G., De Luca, P.H.V., Poire, D.G., 2012b. *Hummocky cross-stratification-like structures and combined-flow ripples in the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera): A turbiditic deep-water or storm-dominated prodelta inner-shelf system? Sedimentary Geology* 267-268, 73-92” (Basilici et al., 2012b). Este artigo apresenta uma detalhada análise de fácies e uma caracterização das estruturas sedimentares, sobretudo dos depósitos formados por tempestade. Uma profunda discussão sobre os mecanismos deposicionais é realizada, apresentando as possíveis origens das estruturas geradas por fluxos oscilatórios e combinados, com o objetivo de esclarecer os processos deposicionais que geraram esta unidade. Neste trabalho, são reconhecidos três elementos arquiteturais formados fluxos combinados, compostos pela interação entre fluxos hiperpicnais e fluxos oscilatórios gerados por tempestade: (i) Arenitos Canalizados, (ii) Arenitos Tabulares e (iii) Arenitos Tabulares Intercalados a Pelitos. Um novo modelo deposicional é proposto para esta unidade, sendo ela interpretada como depositada em um sistema deposicional de pro-delta dominado por ondas.

No Apêndice IV está contida a seguinte referência: “De Luca, P.H.V., Basilici, G., 2013. Análise faciológica, arquitetural e icnológica de um sistema de pró-delta dominado por ondas: Formação Punta Negra (Devoniano Médio-Inferior, Precordilheira Argentina)”, submetido à *Brazilian Journal of Geology* em setembro 2013. Este artigo foi aceito com menores revisões e publicado com o Título: “*A prodeltaic system controlled by hyperpycnal flows and storm waves: reinterpretation of the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera)*” (De Luca & Basilici, 2013). Neste artigo é realizada a caracterização das estruturas sedimentares, fácies sedimentares e elementos arquiteturais que compõem a Formação Punta Negra, bem como uma detalhada análise icnológica, indicando os principais icnogêneros e assembleia icnológicas que existem nesta unidade. Este trabalho também apresenta a relação das assembleias icnológicas e icnofácies com os elementos arquiteturais, visando entender melhor as condições paleoambientais durante a deposição da Formação Punta Negra. A disposição das icnofácies corrobora com o modelo deposicional de pro-delta dominado por ondas sugerido pelos autores em Basilici et al. (2012b).

O Apêndice V contém o artigo com a seguinte referência: “De Luca, P.H.V. & Basilici, G., 2008. O uso dos análogos na definição da arquitetura de reservatórios de rampa de água profunda: diferenças e semelhanças entre um sistema rico em pelito (unidade de Apiúna, Santa Catarina) e um sistema rico em areia (Formação Punta Negra, Pré-cordilheira Argentina). *Revista Brasileira de Geociências*, 38, 140-158” (De Luca & Basilici, 2008). Este artigo foi escrito na fase inicial da pesquisa sobre os depósitos da Formação Punta Negra. Nessa fase de aprendizado, esta unidade era interpretada como depósitos de fluxos gravitacionais em um sistema de rampa submarina rica em areia. Este artigo é apresentado neste documento pois nele está contido um dos principais temas relacionados aos depósitos de tempestade: A semelhança entre estes depósitos e os depósitos profundos (Gonzales Bonorino, 1975; Gonzales Bonorino & Middleton, 1976; Ramos & Vujovich 2000). Este artigo descreve os depósitos da Formação Punta Negra os compara com depósitos de uma unidade formada por depósitos gravitacionais em uma rampa submarina profunda rica em argila. Este artigo evidencia algumas semelhanças entre a Formação Punta Negra e a Unidade Apiúna, principalmente em termos de elementos e arquitetura deposicionais. Este artigo corrobora para a discussão sobre a distinção entre os depósitos formados por fluxos combinados durante tempestades e depósitos formados por fluxos puramente gravitacionais.



## 6. CONCLUSÕES

As formações Lagarto e Palmares e a Formação Punta Negra representam unidades sedimentares formadas em ambientes marinhos costeiros e plataformais dominados por ondas de tempestade. Estas unidades representam exemplos antigos de áreas desenvolvidas a partir da interação de fluxos oscilatórios de tempestade e outros processos deposicionais relacionados a planície de maré, no caso das formações Lagarto e Palmares, e a fluxos hiperpicnais, no caso da Formação Punta Negra. Entre as principais conclusões desta tese, cabe destacar:

### 1) As formações Lagarto e Palmares e os sistemas costeiros abertos:

1.1) As formações Lagarto e Palmares foram depositadas num sistema costeiro aberto com influência de ondas, principalmente de tempestade, e marés (*open-coast tidal flat*). Estes sistemas, apesar de bem conhecidos em sistemas atuais são pouco descritos em depósitos antigos. Entre as estruturas formadas pela atividade de maré estão as gretas de contração (em alguns casos com registro de marcas de pingo de chuva); os acamamentos ondulados, *flaser* e lenticulares; as estratificações cruzadas heterolíticas e as estratificações cruzadas espinha-de-peixe. Depósitos formados por fluxos oscilatórios são formados por arenitos com laminação quase planar e HCS (de erosão e preenchimento, acrescional e anisotrópico), marcas onduladas de ondas e marcas onduladas de fluxo combinado etc.

1.2) A organização arquitetural destas unidades mostra que a espessura das camadas areníticas e a proporção de areia diminui progressivamente das porções (intermaré inferior) para as porções mais proximais (intermaré superior), enquanto a concentração de argila aumenta em direção à costa. Os depósitos de tempestade formados por HCS apresentam uma diminuição de espessura, granulometria, comprimento de ondas e espessura em direção à costa, indicando diminuição da intensidade das ondas da parte mais distal para a mais proximal. Camadas com influência de maré são observadas em todos elementos arquiteturais, porém observa-se uma tendência de diminuição da influência de correntes de marés costa afora.

1.3) Apesar de descrito em sistemas atuais (Yang et al. 2005, 2006 e 2008), depósitos de HCS de baixa profundidade de lâmina de água são pouco descritas no registro geológico. A preservação destas estruturas no sistema costeiro aberto das formações Lagarto e Palmares pode estar relacionada a: i) a ausência de processos físicos com energia suficiente para remobilizar areias após aos eventos de tempestade; ii) condições paleoambientais desfavoráveis à vida de

uma rica comunidade biológica e, conseqüentemente, as estruturas HCS não foram destruídas por bioturbação; iii) Alta taxa de criação de espaço de acomodação e alta disponibilidade de sedimento, relacionadas a um contexto tectônico de bacia de antepaís, que possibilitou um soterramento rápido dos depósitos de tempestade.

*Formação Punta Negra o os sistemas de prodelta dominado por ondas:*

2.1) A Formação Punta Negra foi considerada por muito tempo como um exemplo antigo de depósitos de sistemas profundos. Este estudo permitiu a reinterpretação da Formação Punta Negra como uma unidade sedimentar formada em um sistema de prodelta dominado por ondas. Esta reinterpretação esta baseada na diferenciação entre depósitos formados por fluxos oscilatórios e fluxos combinados em ambientes marinhos rasos e depósitos formados por fluxos de densidade unidirecionais. À primeira vista, as camadas formadas por fluxos combinados de alta energia e os elementos arquiteturais que constituem a Formação Punta Negra se assemelham a depósitos turbidíticos contendo a sequência Bouma. Porém, uma detalhada análise de fácies e o reconhecimento dos mecanismos deposicionais permitiram interpretar estes depósitos como formados principalmente por fluxos oscilatórios de tempestade associados a fluxos unidirecionais de tipo hiperpicnal de energia variável. Entre as estruturas que formam as fácies sedimentares da Formação Punta Negra estão as laminações quase planar, de baixo ângulo e ondulada, as HCS (acrescional, de erosão e preenchimento e anisotrópica), as marcas onduladas de fluxo combinado e as marcas onduladas de onda.

2.2) Os depósitos da Formação Punta Negra são constituídos predominantemente por litoarenitos ou sublitoarenitos com baixa maturidade textural e composicional, sugerindo proximidade com áreas fontes terrestres. Da mesma forma, a alta concentração de restos fósseis vegetais indica uma contribuição sedimentar continental.

2.3) A disposição arquitetural dos corpos sedimentares nesta unidade, bem como a análise dos indicadores de paleocorrente, denotam que uma distribuição de sedimentos perpendicular á paleocosta, sugerindo que a componente unidirecional do fluxo correspondia a fluxos gravitacionais. A transição lateral costa-afora entre os elementos arquiteturais mostra uma diminuição da concentração areia, da granulometria e da espessura das camadas, indicando que os fluxos combinados se tornavam menos energéticos com o tempo e distância. Da mesma forma,

observa-se que camadas contendo HCS tornam-se menos espessas e com menores comprimentos de ondas das porções proximais para as mais distais do sistema sedimentar.

2.4) A distribuição das icnofácies no empilhamento sedimentar da Formação Punta Negra implica que as condições paleoambientais variavam constantemente. Durante as tempestades havia um aumento da disponibilidade de alimento e concentração de oxigênio no fundo marinho. Neste momento ocorria a colonização de organismos oportunistas (icnofácies *Skolithos* e *Cruziana*). Após a passagem dos fluxos de tempestade, havia momentos mais tranquilos, que permitiam a proliferação organismos especializados (icnofácies *Nereites*).



## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ager, D.V., 1974. Storm deposits in the Jurassic of the Moroccan High Atlas. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol.*, 15, 83–93.
- Allen, P.A. e Underhill, J.R., 1989. Swaley cross-stratification produced by unidirectional flows, Bencliff Grit (Upper Jurassic), Dorset, UK. *Journal of the Geological Society* 146, 241-252.
- Arnott, R.W.C. e Southard, J.B. 1990. Exploratory flow-duct experiments on combined flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*. 60, 211–219.
- Astini, R.A., 1990. Formación Punta Negra: ¿un abanico submarino o un complejo deltaico de plataforma? *Actas III Reunión Argentina de Sedimentología*, p.19–24.
- Astini, R.A., 1991. Sedimentología de la Formación Talacasto: plataforma fangosa del Devónico precordillerano, Provincia de San Juan: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46, 277–294.
- Ball, M .M. e Shin, E.A., Stockmank, K.W. 1967. The geologic effects of Hurricane Donna in south Florida. *J.Geol.* 15, 583—597
- Basilici, G., De Luca, P.H.V. e Oliveira, E.P., 2012a. A depositional model for a wave-dominated open-coast tidal flat, based on analyses of the Cambrian–Ordovician Lagarto and Palmares formations, north-eastern Brazil. *Sedimentology* 59, 1613-1639.
- Basilici, G., De Luca, P.H.V. e Poiré, D.G. 2012b. Hummocky cross-stratification-like structures and combined-flow ripples in the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera): A turbiditic deep-water or storm-dominated prodelta inner-shelf system? *Sedimentary Geology*, 267-268, 73-92.
- Bentley, S.J., 2003, Wave–current dispersal of fine-grained fluvial sediments across continental shelves: the significance of hyperpycnal plumes. Em Scott, E.D., Bouma, A.H., e Bryant, W.R., eds., *Siltstones, Mudstones and Shales: Depositional Processes and Characteristics: SEPM/GCAGS Joint Publication*, p. 35-48.
- Boyd R., Dalrymple R.W. e Zaitlin B.A. 1992, Classification of clastic coastal depositional environments: *Sedimentary Geology*, 80, 139–150.

- Brenchley, P.J. e Newall, G. 1982. Storm-influenced inner-shelf sand lobes in the Caradoc (Ordovician) of Shropshire, England. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 1257–1269.
- Brenchley, P.J., 1985. Storm influenced sandstone beds. *Modern Geology*, 9, 369–396.
- Bustos, U. e Astini, R. A. 1997. Formación Punta Negra: análisis secuencial y evolución de la Cuenca Devónica Precordillerana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 4(2), 97-109.
- Bustos, U. 1996. Modelo sedimentário alternativo para el Devónico de la Precordillera central sanjuanina: Formación Punta Negra. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 3(1), 17-30.
- Campbell, C.V. 1966. Truncated wave-ripple laminae. *J. sedim. Petrol.* 36, 825-828.
- Cavalcanti, V.M.M. 2011. Plataforma continental: a última fronteira da mineração brasileira. DNPM, Brasilia, 104p.
- Cheel, R.J. e Leckie, D.A. 1993. Hummocky cross-stratification. In: Wright, V.P. (ed.) *Sedimentology Review*, 1, Oxford, Blackwell Science, p. 103–122.
- Cotter, E. e Graham, J.R. (1991) Coastal plain sedimentation in the Late Devonian of southern Ireland; hummocky crossstratification in fluvial deposits? *Sed. Geol.*, 72, 201–224.
- CPRM, 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha Aracaju Sc.24
- D’el-Rey Silva L.J.H. 1999. Basin infilling in the southern-central part of the Sergipano Belt (NE Brazil) and implications for the evolution of Pan-African/Brasiliano cratons and Neoproterozoic sedimentary cover. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(5), 453-470.
- Dalrymple, R.W. e Cummings, D., 2004, The offshore transport of sand and mud: implications for the determination of wave base and shoreline migration distance, in Hampson, G., Steel, R., Burgess, P., e Dalrymple, R., eds., *Recent Advances in Shoreline–Shelf Stratigraphy* (abstract): SEPM Research Conference, Abstracts, p. 5.
- Dalrymple, R.W., Yang, B.C., Chun, S.S. 2006. Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, south-western Korea: summer tidal flat – winter shoreface – reply. *Sedimentology*, 53, 693–696.

- Davis Jr. R.A. e Fitzgerald D.M. 2004. *Beaches and Coasts*. Malden, Blackwell Publishing, 419 p.
- De Luca, P.H.V. e Basilici, G., 2008. O uso dos análogos na definição da arquitetura de reservatórios de rampa de água profunda: diferenças e semelhanças entre um sistema rico em pelito (unidade de Apiúna, Santa Catarina) e um sistema rico em areia (Formação Punta Negra, Pré-cordilheira Argentina). *Revista Brasileira de Geociências*, 38, 140-158.
- De Luca, P.H.V. e Basilici, G., 2013. A prodeltaic system controlled by hyperpycnal flows and storm waves: reinterpretation of the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera). *Brazilian Journal of Geology*, 43(4), 673-694.
- De Luca, P.H.V., Basilici, G., Oliveira, E.P., 2010. Um sistema deposicional de planície de maré aberta, dominado por ondas: a Formação Lagarto, Ordoviciano (?), Domínio Estância, Sergipe. *Revista Brasileira de Geociências*, 40(4), 484-505”
- Dott, R.H. e Bourgeois, J. 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *GSA Bulletin*, 93, 663-680.
- Duke, W.L. 1982. The 'type locality' of hummocky crossstratification: the storm-dominated Silurian Medina Formation in the Niagara Gorge, New York and Ontario. *Proc. Ont. Petrol. Inst.* 21, 2.1-2.31.
- Duke, W.L. 1985. Hummocky cross-stratification, hurricanes, and winter storms. *Sedimentology* 32,167- 194
- Duke, W.L. 1990. Geostrophic circulation or shallow marine turbidity currents? The dilemma of paleoflow patterns in storm-influenced prograding shoreline systems. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60, 870–883.
- Duke, W.L., Fawcett, P.J., e Brusse, W.C.,1991. Prograding shoreline deposits in the Lower Silurian Medina Group, Ontario and New York—Storm- and tide-influenced sedimentation in a shallow epicontinental sea, and the origin of enigmatic shorenormal channels encapsulated by open shallow-marine deposits, in Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W. e Thorne, J.A., eds., *Shelf sand and sandstone bodies: Geometry, facies, and sequence stratigraphy: International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 14, 339–375.

- Dumas, S., Arnott, R.W.C. e Southard, J.B. 2005. Experiments on oscillatory-flow and combined-flow bedforms: implications for interpreting parts of the shallow marine rock record. *Journal of Sedimentary Research*, 75, 501–513.
- Edwards, D., Poiré, D.G., Morel, E.M. e Cingolani, C.A., 2009. Plant assemblages from SW Gondwana: further evidence for high-latitude vegetation in the Devonian of Argentina. In: Bassett, M.G. (Ed.), *Early Palaeozoic peri-Gondwana terranes: new insights from tectonics and biogeography*: Geological Society, London, Special Publications, 325, 233–255.
- Eyles, N. e Clark, B. M. 1986 Significance of hummocky and swaley cross-stratification in late Pleistocene lacustrine sediments of the Ontario basin, Canada. *Geology*, 14, 679-682.
- Galloway, W.E. 1994. Reservoir of the Northern Gulf of Mexico petroleum megasystem. AAPG First joint AAPG/AMGP Hedberg Research Conference Proceedings. Não paginado.
- Galloway, W.E. 2001. Cenozoic evolution of sediment accumulation in deltaic and shore-zone depositional systems, Northern Gulf of Mexico Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 1031-1040.
- Gilbert, .K. 1899. Ripple-marks and cross-bedding. *Bull. Geol. Soc. Am.* 10, 135- 140
- Goldring, R. e Bridges, P. 1973. Sublittoral sheet sandstones: *Journal of Sedimentary Petrology*, 43, 736.-747.
- González-Bonorino, G. 1975. Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas considerações sobre la geología regional de la Precordillera de San Juan y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30(3), 223-246.
- Gonzales Bonorino, G. e Middleton G. V. 1976. A Devonian submarine fan in western Argentina. *Journal of sedimentary Petrology* 46(1),56-69.
- Grant, W.D. e Madsen, O.S., 1979, Combined wave and current interaction with rough bottom: *Journal of Geophysical Research*, 84, 1797–1808.
- Hamblin, A.P. e Walker, R.G. 1979. Storm-dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenany (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Canadian Journal of Earth Science*, 16, 1673-1690.

- Harms, J. C., Southard, J.B. , Spearing, D. R. e Walker, R.G. 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Soc. econ. Paleont. Mineral., Tulsa, Short Course No. 2, 161 pp.
- Harms, J.C., 1969. Hydraulic significance of some sand ripples. Geological Society of America Bulletin 80, 363–396.
- Harms, J.C., Southard, J.B. e Walker, R.G., 1982. Structures and Sequences in Clastic Rocks. Soc. Econ, Paleontol. Mineral., Short Course, 9
- Hayes, M.O. 1967. Hurricanes as geological agents, south Texas coast. AAPG Bull., 51, 937–942.
- He, Y., Luo, J., Li, X., Gao, Z. e Wen, Z., 2011. Evidence of internal-wave and internal-tide deposits in the Middle Ordovician Xujiajuan Formation of the Xiangshan Group, Ningxia, China. Geo-Marine Letters 31, 509-523.
- Higgs, R., 1991. The Bude Formation (Lower Westphalian), SW England: siliciclastic shelf sedimentation in a large equatorial lake. Sedimentology, 38, 445–469.
- Higgs, R., 2004, Ross and Bude Formations (carboniferous, Ireland and England): reinterpreted as lake-shelf turbidites: Journal of Petroleum Geology, v. 27, p. 47-66.
- Howard, J. D., 1971. Comparison of the brach-to-offshore sequence in modern and ancient sediments. In: Recents advances in Paleocology and Ichnology: Short course (Eds. J.D. Howard, J.W. Valantine e J.E Warne). American Geological Institute: Washington, DC. pp. 148 – 183
- Howard, J. D., 1972. Trace fossils as criteria for recognizing shorelines in the stratigraphic record. In : Recognition of Ancient Sedimentary Environments (Ed. by J. K. Rigby and W. K. Hamblin). Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral., Tulsa, 16, 215-225.
- Hunter, R.E. e Clifton, H. E. (1982) Cyclic deposits and hummocky cross-stratifications of probable storm origin in upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon. J. Sed. Petrol., 52, 127-143.

- Kineke, G.C., Woolfe, K.J., Kuehl, S.A., Milliman, J., Dellapenna, T.M. e Purdon, R.G. 2000. Sediment export from the Sepik River, Papua New Guinea: Evidence for a divergent dispersal system. *Continental Shelf Research*, 20, 2239-2266.
- Lamb, M.P., Myrow, P.M., Lukens, C., Houck, K. e Strauss, J., 2008. Deposits from waveinfluenced turbidity currents: Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 78, 480–498.
- Leckie, D. A. e Krystinik, L. F. 1989. Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle-shelf deposits? *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 862-870.
- Leckie, D. A. e Walker, R. G. 1982. Storm-dominated and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates Interval – Outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada – Reply. *AAPG Bulletin*, 66, 2683-2684.
- Li, M.Z. e Heffler, D.E., 2002. Continental shelf sediment transport studies in Canada: theories and recent technology advances. *Geoscience Canada*, 29, 35–48.
- Madsen, O.S., Wright, L.D, Boon, J.D. e Chisholm, T.A. 1993. Wind stress, bed roughness and sediment suspension on the inner shelf during an extreme storm event. *Continental Shelf Research*, 13, 1303-1024.
- Masuda, F. e Yokokawa, M 1993. Combined-flow ripples profile: a preliminary note. *Sedimentary Society of Japan, Journal*, 38, 107-111.
- Midtgaard, H.H. 1996. Inner-shelf to lower shoreface hummocky sandstone bodies with evidence for geostrophic influenced combined flow, Lower Cretaceous, West Greenland. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 346-353.
- Morse, D.G. 1994. Siliciclastic reservoir rocks. in L.B. Magoon and W.G. Dow, eds., *The petroleum system-from source to trap*. AAPG Memoir 60, 121-140.
- Mulder, T. e Syvitski, J. P. M. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology*, 103, 285-299.

- Mulder, T., Razin, P. e Faugeres, J.C. 2009; Hummocky cross-stratification-like structures in deep-sea turbidites: Upper Cretaceous Basque basins (Western Pyrenees, France). *Sedimentology*, 56, 997–1015.
- Murray, P.B., Davies, A.G. e Soulsby, R.L., 1991, Sediment pick-up in wave and current flows, in Soulsby, R.L., and Betess, R., eds., *Sand Transport in Rivers, Estuaries, and the Sea*: Rotterdam, A.A. Balkema, 37–49.
- Mutti, E. 1992. Turbidite sandstone. Agip Spa, 276p.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, D. e Cavanna, G. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 733–755
- Myrow, P.M. 1992. Bypass-zone Tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*. 62(1), 99 - 115.
- Myrow, P.M. e Southard, J.B., 1991, Combined-flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds: *Journal of Sedimentary Petrology*, 61, 202-210.
- Myrow, P.M. e Southard, J.B. 1996. Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 875–887.
- Myrow, P.M., Fischer, W. e Goodge, J.W. 2002. Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica. *Journal of Sedimentary Research*, 72, 641-656.
- Myrow, P.M., Lukens, C., Lamb, M.P., Houck, K. e Strauss, J. 2008. Dynamics of a transgressive prodeltaic system: implications for geography and climate within a Pennsylvanian intracratonic basin, Colorado, U.S.A. *Journal of sedimentary research*, 78, 512–528.
- Nøttvedt, A. e Kreisa, R.D., 1987. Model for combined-flow origin of hummocky crossstratification. *Geology*, 15, 357–361.
- Ogston, A.S., e Sternberg, R.W., 1999, Sediment-transport events on the northern California continental shelf: *Marine Geology*, 154, 69–82.
- Parker, G., 1982, Conditions for the catastrophically erosive turbidity currents: *Marine Geology*, v. 46, p. 307-327.

- Perkins R.D. e Enos, P. 1968. Hurricane Betsy in the Florida-Bahama area. Geologic effects and comparison with Hurricane Donna. *J. Geol.*, 76,710-717.
- Poiré, D.G. & Morel, E.M., 1996. Procesos sedimentarios vinculados a la depositación de niveles con plantas en secuencias Siluro-Devónicas de la Precordillera, Argentina. *Actas VI Reunión Argentina de Sedimentología*, p. 205–210.
- Pomar, L., Morsilli, M., Hallock, P. e Bádenas, B., 2012. Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. *Earth-Science Reviews* 111, 56-81.
- Prave, A.R. e Duke, W.L., 1990. Small-scale hummocky cross-stratification in turbidites; a form of antidune stratification. *Sedimentology* 37, 531–539.
- Quin, J.G., 2011. Is most hummocky cross-stratification formed by large-scale ripples? *Sedimentology* 58, 1414–1433.
- Ramos, V.A. e Vujovich, G.I. 2000. Hoja Geológica 3169 – IV: San Juan. Provincia San Juan. Programa nacional de Cartas Geológicas de La Republica Argentina, 1:250.000. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín n°243.
- Reading, H.G. 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Blackwell Science, Oxford, 688 p.
- Saes, G.S. 1984. Estratigrafia e sedimentologia do Grupo Estância na região nordeste do Estado da Bahia. Salvador. (Dissertação de Mestrado, UFBA), 107 p.
- Saes, G.S. e Vila Boas, G.S. 1983. Fácies sedimentares da Formação Lagarto, Pré-Cambriano superior no extremo nordeste da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(4), 263-270.
- Saes, G.S. e Vila Boas, G.S. 1986. Fácies sedimentares e modelos de sedimentação da Formação Acauã. Pré-Cambriano Superior no nordeste da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 16, 263-270.
- Saes, G.S. e Vila Boas, G.S. 1989. Depósitos de leque costeiros (Fan Deltas) e de plataforma marinha rasa do Grupo Estância, Proterozóico Superior (Bahia, Sergipe). *Revista Brasileira de Geociências*, 193, 343-349.
- Santos, R.A., Martins A.A.M., Neves, J.P. e Leal R.A. 1998. Geologia e recursos minerais do estado de Sergipe. Texto explicativo do mapa geológico do estado de Sergipe. CPRM, 156p.

- Scott, S.D. 2006. Mineral Deposits in the Sea: A Future Resource. Report of the ECOR Specialist Panel on Marine Mining. ECOR Symposium 2006, março/2006, 13p.
- Scott, S.D. 2008. Mineral Deposits in the Sea: Second Report of the ECOR Panel on Marine Mining. ECOR , setembro/2008, 36 p.
- Seilacher, A. e Aigner, T. 1991. Storm Deposition at the Bed, Facies, and Basin Scale: the Geologic Perspective, in Einsele, G., Werner, R. e Seilacher, A., eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, p.249-267.
- Shanmugam, 2013. Comment on “Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record” by L. Pomar, M. Morsilli, P. Hallock, e B. Bádenas [Earth-Science Reviews, 111 (2012),56-81]. *Earth-Science Reviews*, 116, 195–205.
- Shanmugam, G., 2006. Deep-Water Processes and Facies Models: Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs. *Handbook of Petroleum Exploration and Production, Volume 5*, Elsevier,Amsterdam, 476 pp.
- Shanmugam, G., 2008. Deep-water bottom currents and their deposits. Em: Rebesco, M. e Camerlenghi, C. (Eds.), *Contourites*. Elsevier Science, Amsterdam, pp. 59-81.
- Shanmugam, G., 2011. Discussion of He et al. (2011, *Geo-Marine Letters*) Evidence of internal-wave and internal-tide deposits in the Middle Ordovician Xujiajuan Formation of the Xiangshan Group, Ningxia, China. *Geo-Marine Letters*, 32, 359-366.
- Snedden, J.W. e Swift, D.J.P., 1991. Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner- to middle-shelf deposits?—Discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, 6, 148–151.
- Snedden, J.W., Nummedal, D. e Amos, A.F., 1988. Storm- and fair-weather combined flow on the central Texas continental shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 580–595.
- Southard, J. B., Lambie, J. M., Federico, D. C., Pile, H.T. e Weidman, C. R., 1990, Experiments on bed configurations in fine sands under bidirectional purely oscillatory flow, and the origin of hummocky cross-stratification: *Jour. Sed. Petrology*, 60, 1-17
- Suter, J.R., 2006. Facies Models Revisited: Clastic Shelves in Posamentier, H W. & Walker, R. G. Eds., *Facies Models Revisited: SEPM, Special Publication*, 84, 339–397.

- Swift, D.J.P. 1985. Response of the shelf floor to flow. In: Shelf Sands and Sandstone Reservoirs. SEPM Short Course, 13, 465-502.
- Swift, D.J.P., Gregory, H. e Vincent, C.E. 1986. Fluid processes and sea-floor response on a modern storm-dominated shelf: middle Atlantic Shelf of North America. Part 1: The stormcurrent regime. In: Shelf Sands and Sandstones, eds. Knight, R. J. e McLean J. R. Canadian Society of Petroleum Geologists, 2, 99-119.
- Traykovski,P., Geyer, W.R., Irish, J.D. e Lynch, J.F. 2000. The role of wave-induced density-driven fluid mud flows for cross-shelf transport on the El River continental shelf. Continental Shelf Research, 20, 2113-2140.
- Trowbridge, J.H. e Kineke, G.C., 1994, Structure and dynamics of fluid muds on the Amazon continental shelf: Journal of Geophysical Research, 99, 865–874.
- Walker, R.G. 1984. Shelf and shallow marine sands. In: Walker R.G. (ed.) Facies Models. 2nd Edition, Geoscience Canada, Reprint Series, 1, 141-170.
- Walker, R.G., 1985. Geological evidence for storm transportation and deposition on ancient shelves. In: Tillman, R.W., Swift, D.J.P., Walker, R.G. (Eds.), Shelf sands and sandstone reservoirs. SEPM Short Course 13, pp. 1-58.
- Walker, R.G., Duke, W. L. e Leckie, D. A., 1983, Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequence: discussion: Bulletin of the Geological Society of America, 94, 1245-1249.
- Warrick, J.A., e Milliman, J.D., 2003, Hyperpycnal sediment discharge from semiarid southern California rivers: Implications for coastal sediment budgets.Geology, 31, 781–784.
- Wheatcroft, R.A., 2000, Oceanic flood sedimentation: a new perspective: Continental Shelf Research, 20, 2059-2066.
- Yamaguchi, N. e Sekiguchi, H. 2010. Effects of settling and preferential deposition of sediment on ripple roundness under shoaling waves. Journal of Sedimentary Research, 80, 781–790.
- Yang, B.C., Dalrymple, R.W. e Chun, S.S. 2005. Sedimentation on a wave-dominated, open coast tidal flat, south-western Korea: summer tidal-flat - winter shoreface. Sedimentology, 52, 235-252.

- Yang, B.C., Dalrymple, R.W. e Chun, S.S. 2006. The significance of hummocky cross-stratification (HCS) wavelengths: evidence from an open-coast tidal flat, South Korea. *Journal of Sedimentary Research, J. Sed. Res.*, 76, 2-8.
- Yang, B.C., Gingras, M.K., Pemberton, S.G. e Dalrymple, R.W. 2008. Wave-generated tidal bundles as an indicator of wave-dominated tidal flats. *Geology*, 36, 39-42
- Yokokawa, M., Masuda, F. e Endo, N. 1995. Sand particle movement on migrating combined-flow ripples. *Journal of Sedimentary Research*, 65, 40–44.
- Zavala, C., Ponce, J.J., Arcuri, M., Drittanti, D., Freije, H. e Asension, M. 2006. Ancient lacustrine hyperpycnites: a depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of West-Central Argentina. *Journal of Sedimentary Research*, 76, 41–59.



APÊNDICE I. “De Luca, P.H.V., Basilici, G. e Oliveira, E.P., 2010. *Um sistema deposicional de planície de maré aberta, dominado por ondas: a Formação Lagarto, Ordoviciano (?), Domínio Estância, Sergipe*. Revista Brasileira de Geociências 40 (4), 484-505”.

Artigo publicado na Revista Brasileira de Geociências



# UM SISTEMA DEPOSICIONAL DE PLANÍCIE DE MARÉ ABERTA, DOMINADO POR ONDAS: A FORMAÇÃO LAGARTO, ORDOVICIANO (?), DOMÍNIO ESTÂNCIA, SERGIPE

*Pedro Henrique Vieira de Luca, Giorgio Basilici\* e Elson Paiva de Oliveira*

*DGRN/IG – Unicamp, Brazil. E-mail:pedro.luca@ige.unicamp.br*

**Resumo** A Formação Lagarto é o registro de um sistema deposicional de planície de maré aberta em que a distribuição e deposição dos sedimentos eram controladas pela ação das ondas de tempestade e das marés. Este tipo de sistema deposicional, relativamente comum atualmente, mas pouco descrito no registro geológico, apresenta a particularidade de ser caracterizado por *HCS* (*hummocky cross-stratifications*) formadas em água rasa. Um detalhado estudo de análise de fácies foi usado para descrever as litofácies, definir uma organização arquitetural e um modelo deposicional da Formação Lagarto e para discutir os fatores de geração e preservação das *HCS* em água rasa. Processos deposicionais produzidos por fluxos oscilatórios, unidirecionais e combinados foram reconhecidos nas sete litofácies descritas, que compõem três elementos arquiteturais. Os três elementos arquiteturais se formaram numa faixa de intermaré como indicado pelas comuns estruturas de emersão nos pelitos. A proximidade à linha de costa foi deduzida em função da distribuição da relação arenito/pelito e da energia dos processos deposicionais. Assim, o elemento mais distal é caracterizado por grandes *HCS* e quase ausência de pelito e o elemento mais proximal por pequenas marcas onduladas e abundância de pelito. O sistema deposicional é interpretado como uma extensa costa aberta sujeita a forte variação da maré. Nesta área, as ondas de tempestade, que progressivamente se atenuavam da parte distal à parte proximal, depositavam a maioria da areia. Ausência de ondas de tempo bom, ausência de fortes correntes de marés, ausência de organismos e alta taxa de sedimentação permitiram a preservação de *HCS* em água rasa.

*Palavras-chave:* planície de maré de aberta, estratificações cruzadas de tipo *hummocky*, Formação Lagarto, Ordoviciano.

**Abstract** *A wave-dominated, open-coast tidal flat depositional system: the Lagarto Formation, Ordovician (?), Estância Domain, Sergipe.* The Lagarto Formation was interpreted as a depositional system of tidal flat where storm waves and tides controlled the sedimentation. This type of depositional system, which is presently relatively common, but uncommon in the geological record, contains hummocky cross-stratifications (HCS) formed in shallow water. Detailed facies analysis was used to define the physical characteristics of the sediments, a depositional architectural organisation, a depositional model e the controlling factors that preserved HCS in shallow-water. Seven facies, formed by oscillatory, unidirectional and combined flows, were recognised. They compose three architectural elements that represent the intertidal zone of a wave-dominated, open-coast tidal flat. The most distal element is characterised by thick and spaced HCS and small amount of mudstone. On the contrary, the most proximal elements display small wave or combined ripples and a high amount of mudstone. This organisation is due to the progressive attenuation of wave and tide energy approaching to the coast. Physical, biological, and geological factors influenced the preservation of HCS in shallow-waters. Fair-weather waves and tidal currents were not able to rework the storm deposited sandstone in the intertidal area. Environmental conditions did not allow the development of a biological community that could disrupt the sedimentary structure of the HCS. High sedimentation rate has allowed the rapid burial and preservation of the HCS beds.

## INTRODUÇÃO

O estudo de sucessões sedimentares costeiras clásticas dominadas por depósitos de tempestades constitui um alvo de interesse para a sedimentologia porque pode ser aplicado para o estudo da dinâmica dos processos de erosão, transporte e sedimentação em ambiente costeiro, assim como para a aplicação na indústria do petróleo (Davis Jr & Fitzgerald, 2004).

Apesar de vários estudos sobre as características de depósitos nas áreas costeiras dominadas por ondas, não há um consenso sobre quais são os processos determinantes para a distribuição de sedimentos nas porções que vão da costa até plataforma e de como estes processos interagem na formação dos corpos sedimentares (Cheel & Leckie, 1993). Em geral, os modelos descrevem um decréscimo da dimensão e espessura dos corpos arenosos da parte superior à parte inferior da face litorânea (*shoreface*) (Dott & Bourgeois, 1982; Walker, 1984; Brenchley, 1985; Seilacker & Aigner, 1991; Reading, 1996). No entanto, alguns modelos descrevem um aumento granulométrico e de espessura dos litossomas arenosos da parte proximal a parte distal, até a região central da face litorânea inferior, para depois diminuir de espessura novamente em direção de costa afora (Myrow, 1992).

Dalrymple *et al.* (1992), Reading (1996) e Davis & Fitzgerald (2004) propõem modelos costeiros baseados em ambientes cuja sedimentação é controlada por um único processo deposicional. Contudo, grande parte dos sistemas costeiros é influenciada por mais de um processo sedimentar (atividade de ondas, marés e rios) e, conseqüentemente, as litofácies geradas nestes sistemas possuem características mistas (Boyd *et al.*, 1992; Dalrymple *et al.*, 2006).

Neste contexto, a Formação Lagarto, pertencente ao Domínio Estância e localizada na porção sul da Faixa Sergipana, é um ótimo exemplo antigo para estudar a distribuição de sedimentos costeiros em ambiente dominados por processos dinâmicos mistos (ondas e marés). Saes & Vilas Boas (1983) e Basilici & Oliveira (2008) já interpretaram esta formação como sistema deposicional costeiro de planície de maré, ante-praia e plataforma. O presente trabalho tem por finalidade construir um modelo de distribuição de sedimentos em áreas costeiras dominadas por ondas e marés e auxiliar no reconhecimento das principais características dos corpos geológicos e na arquitetura deposicional formados nestas áreas deposicionais.

Para conseguir este resultado foram medidas e analisadas 24 seções estratigráficas de arenitos e pelitos numa área de 400 km<sup>2</sup> no entorno da cidade de Lagarto. Critérios de análise de

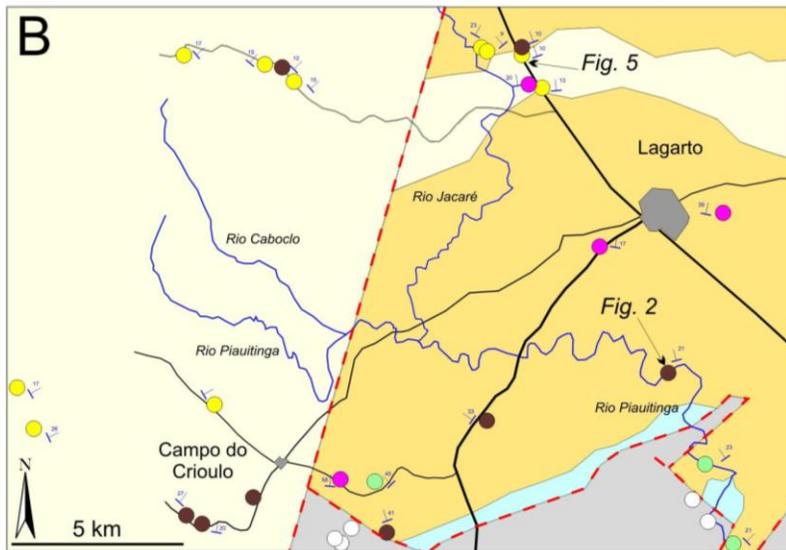
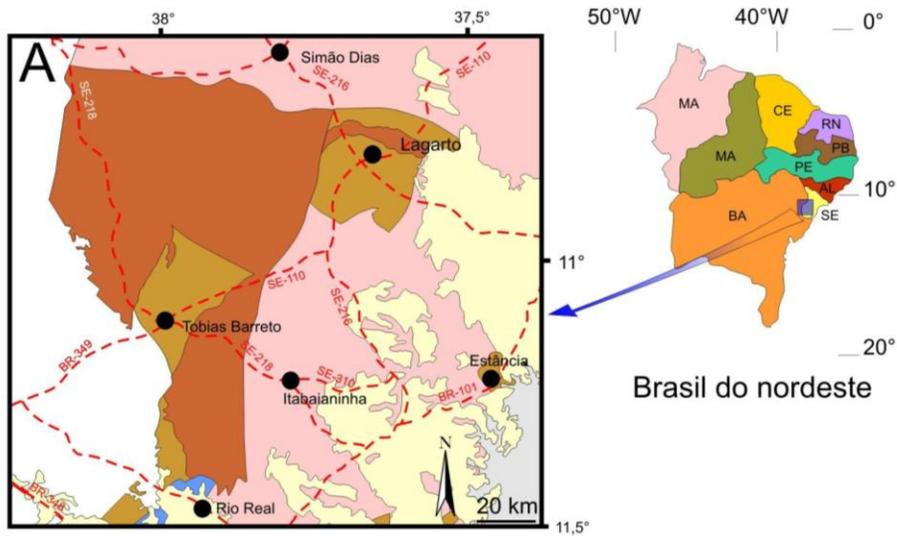
fácies de detalhe foram aplicados ao estudo destes sedimentos, direcionados mais para a interpretação dos processos deposicionais que para a caracterização de modelos ou códigos de fácies (Walker, 2006). Análises petrográficas de amostras de arenitos foram contempladas para a caracterização granulométrica e mineralógica dos mesmos. A elaboração dos dados levou a construção de um modelo de distribuição lateral das litofácies (trato de fácies) que visa esclarecer o modo de distribuição de sedimento numa costa aberta dominadas por marés e ondas.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

A Formação Lagarto faz parte da Faixa Sergipana, situada na porção sul da Província Borborema (Fig. 2.1A). A Faixa Sergipana constitui uma faixa orogênica de forma triangular de direção WNW-ESE que foi desenvolvida durante o ciclo Brasileiro, em decorrência da colisão entre o Cráton São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas (Silva Filho *et al.*, 1978a, 1978b).

A Faixa Sergipana é formada por seis domínios tectono-estratigráficos: Domínio Vaza Barris, Domínio Macururé, Domínio Marancó, Domínio Poço Redondo, Domínio Canindé e Domínio Estância (D'el-Rey Silva, 1995). Estes domínios são separados por falhas de cavalgamento e de transcorrência, contendo direções aproximadas WNW-ESE, e são intersectados por bacias mesozóicas (bacias Tucano-Jatobá e Sergipe-Alagoas).

O Domínio Estância é formado por rochas sedimentares siliciclásticas e carbonáticas. Saes & Vilas Boas (1986; 1989), Saes (1984) e Santos *et al.* (1998) reconheceram quatro unidades litoestratigráficas pertencentes ao Domínio Estância, sendo elas, da base para o topo: Formação Juetê, Formação Acauã, Formação Lagarto e Formação Palmares. A Formação Lagarto é composta por alternâncias de arenitos finos e muito finos e pelitos e recobre os sedimentos carbonáticos da Formação Acauã com contato brusco e erosivo (Saes & Vilas Boas, 1989). A Formação Lagarto é interpretada por Saes & Vilas Boas (1983) como uma sucessão terrígena formada em ambiente deposicional de planície de maré, ante-praia e plataforma.



**Figura 2. 1. A. A área de estudo está localizada no Domínio Estância, que é o mais externo da Faixa Sergipana. B. Localização dos afloramentos estudados.**

**Figure 2.1. A. The study area is located in the Estância Domain, the outermost domain of the Sergipana Belt. B. Location of the studied outcrops.**

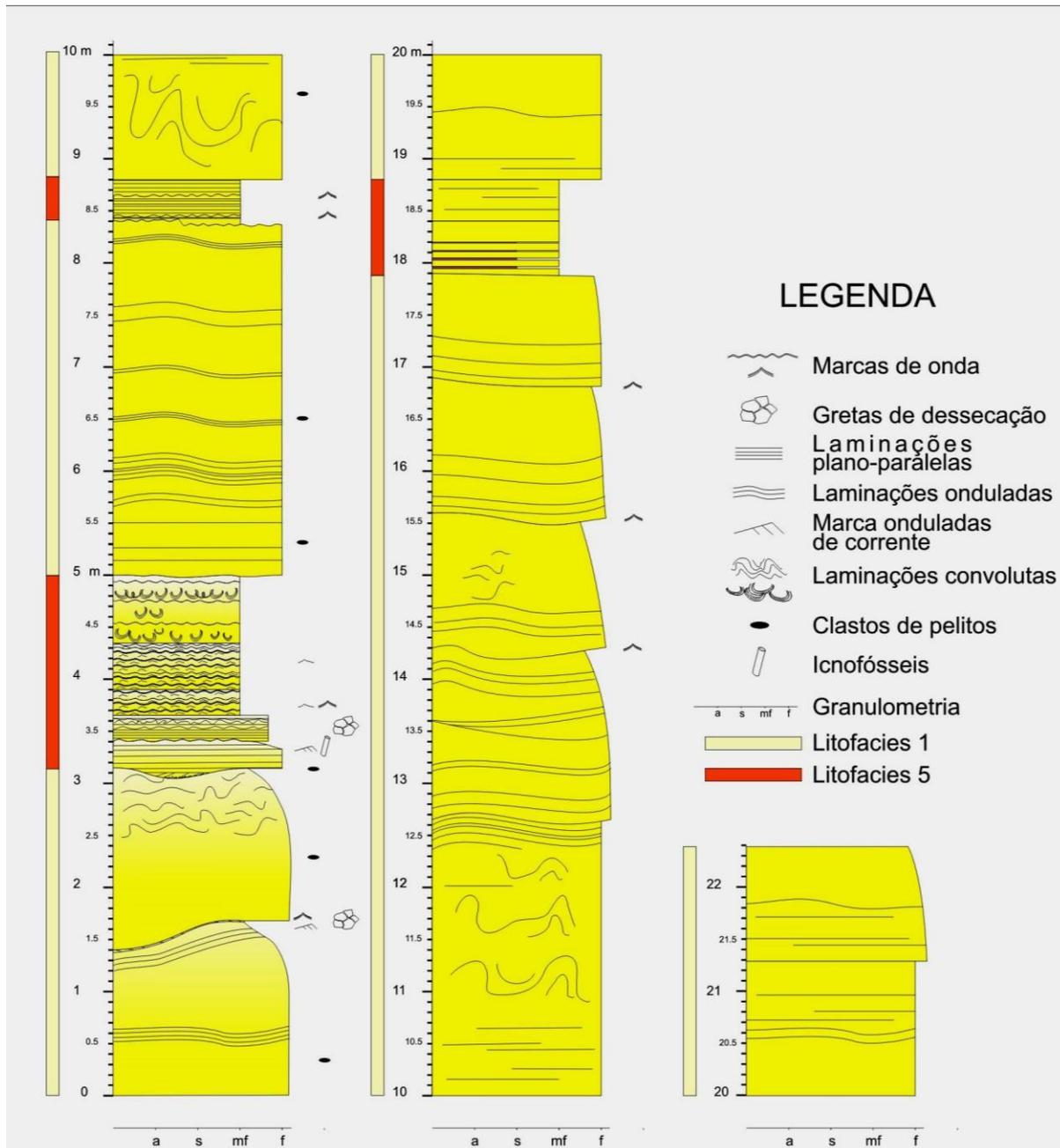
## DESCRIÇÃO DAS LITOFÁCIES

A área de estudo situa-se nas proximidades da cidade de Lagarto no Estado de Sergipe (Fig. 2.1B). Embora os afloramentos da Formação Lagarto sejam descontínuos, o constante mergulho das camadas e a ausência de visíveis dobras e falhas levam a supor que a sua espessura total na área de estudo seja aproximadamente de 1300 m. Esta unidade é aqui composta por alternâncias de pacotes de arenitos e pelitos. Os arenitos mostram uma composição mineralógica contendo entre 61,40 e 71,88% de quartzo, 6,64 e 15,61% de feldspatos e 17,25 e 25,96% de fragmentos líticos; os clastos são entre angulares e subarredondados. Segundo a classificação de Pettijohn *et al.* (1987), a maioria dos arenitos é classificada como sublitarenito ou litarenito (De Luca, 2008). Sete litofácies sedimentares foram reconhecidas a partir de suas características litológicas, estruturas sedimentares e da interpretação dos mecanismos deposicionais que as geraram.

### **Litofácies 1: arenitos com estratificação cruzada tipo *hummocky* acrescional (*accretionary hummocky cross-stratification - HCS*)**

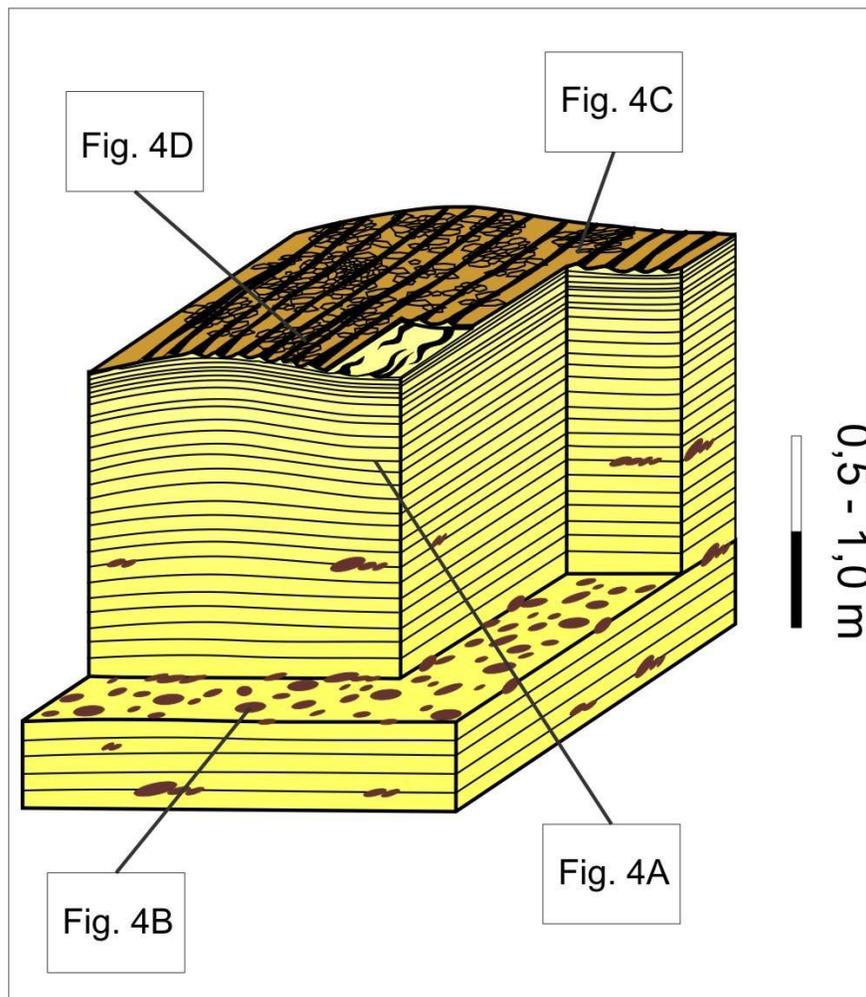
A litofácies 1 é constituída por camadas de arenitos de granulação medio-fina, espessas 1,5-3,4 m, e caracterizadas por topos ondulados e base plana ou ondulada (Fig. 2.2). A superfície superior destas camadas mostra domos de forma levemente elíptica em planta, amplitude até 0,3 m e espaçamento que varia de 1 a 14 m. Os contatos superiores e inferiores das camadas são bruscos, porém não erosivos. Internamente as camadas são constituídas por lâminas aproximadamente paralelas, que possuem um leve espessamento ascendente nas porções centrais dos domos e configuram uma laminação ondulada ascendente (Fig. 2.3). As lâminas diminuem de espessura para cima, de 40 mm na base até 3 mm no topo. Cada lâmina é caracterizada por uma gradação normal, formada por areia médio-fina ou fina para areia muito fina (Fig. 2.4A). Comumente, nas porções basais, encontram-se lâminas contendo clastos intraformacionais lamosos, cujas dimensões variam de poucos milímetros até aproximadamente 100 mm (Fig. 2.4B). Acima das lâminas onduladas, se observam até dois *sets* de laminações cruzadas, produzidas por marcas onduladas de corrente com crista lunada (*current ripples*). Estes *sets* são sucessivamente cobertos por marcas onduladas de onda (*wave ripples*) com cristas retilíneas, às vezes bifurcadas (Fig. 2.4C). Enfim, uma lâmina delgada de pelito, que se concentra preferencialmente nas depressões formadas entre as cristas das marcas onduladas de onda e que

frequentemente apresenta gretas de dessecação, cobre a camada de arenito (Fig. 2.4D). Feições desenvolvidas por convolução, como dobras assimétricas, são comuns, alocando-se, preferencialmente, nas porções centrais das camadas.



**Figura 2. 2.** Seção estratigráfica localizada a vale da represa do Rio Piauitinga, S de Lagarto (coordenadas geográficas UTM 645658/8788136). A seção representa a distribuição das litofácies 1 e 5 no elemento arquitetural 1.

**Figure 2.2.** Stratigraphic section, located downstream of the dam of the Piauitinga river, S of Lagarto (UTM geographic coordinates 645658/8788136). The section shows the distribution of the lithofacies 1 and 5 of the architectural element 1.

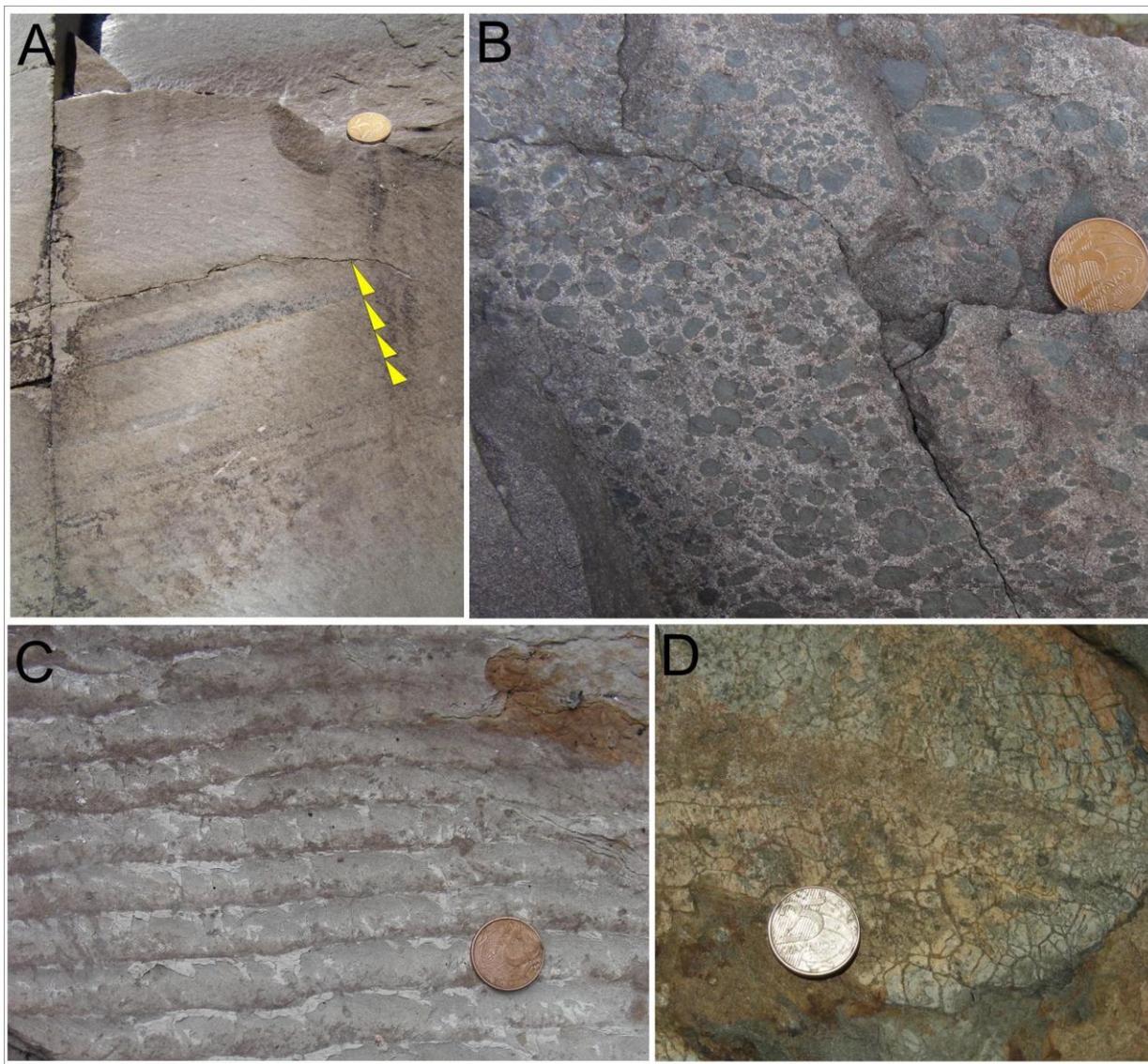


**Figura 2. 3.** Esquema gráfico de *HCS* (*hummocky cross-stratification*) de tipo acrescional (litofácies 1). Os retângulos correspondem às fotos em Figura 2.3.

**Figure 2.3.** Graphic representation of the accretionary *HCS* (*hummocky cross-stratification*) (lithofacies 1). The rectangles represent the photos displayed in Figure 2.3.

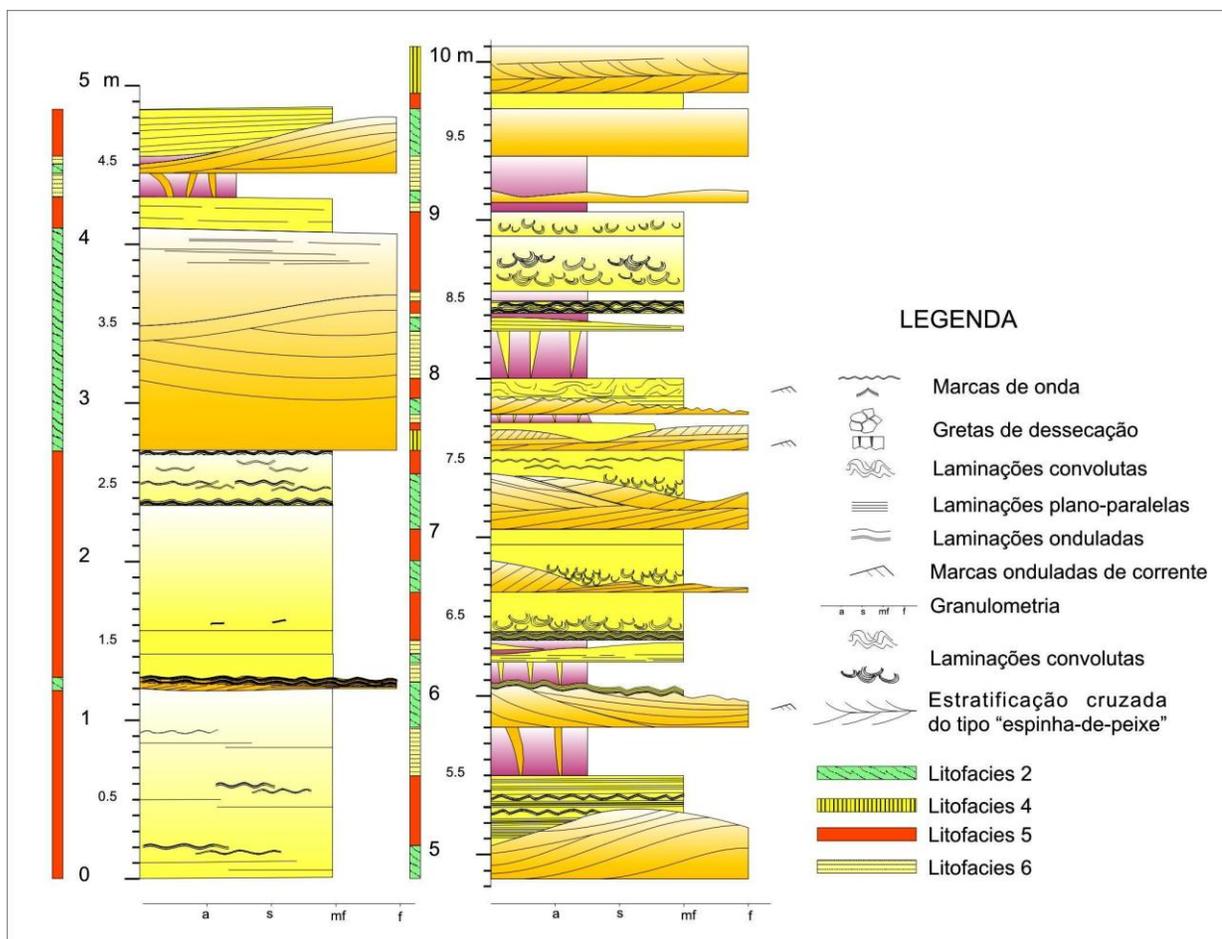
*Interpretação.* A litofácies 1 é interpretada como *hummocky cross-stratification* (*HCS*) de tipo acrescional. Estruturas similares às da litofácies 1 foram descritas por Brenchley & Newall (1982) e Craft & Bridge (1987), que as atribuíram a movimentos oscilatórios das partículas de sedimento gerados por ondas de grande amplitude e espaçamento (ondas de tempestades) em condições de alta taxa de sedimentação. Porém, as estruturas de *HCS* acrescionais descritas por Brenchley & Newall (1982) são caracterizadas por uma base erosiva, que foi interpretada pelos autores como efeito de correntes de refluxo ligadas à tempestade. A falta de base erosiva na litofácies 1 indica ausência de correntes de alta energia antes da sedimentação e sugere uma

rápida sedimentação por fluxos com alta carga sedimentar em suspensão e veloz decréscimo de energia das ondas (Kim, 2003). As *HCS* acrescionais, também denominados *form concordant HCS*, refletem um crescimento vertical das lâminas com pouca ou nenhuma migração lateral do sedimento. A diminuição de espessura e de granulometria ascendente das lâminas dentro de uma mesma camada indica uma queda contínua da energia envolvida no transporte e deposição dos grãos (*waning flow*), que é característica do evento de tempestade. Da mesma forma, as marcas onduladas no topo das camadas da litofácies 1 denotam um decréscimo energético do fluxo. As marcas onduladas assimétricas são geradas pela tração de fundo em fluxos combinados onde a componente unidirecional pode ser gerada por correntes de pressão desenvolvidas pelas tempestades ou por atividade de maré. As marcas onduladas simétricas que moldam os topos das camadas são formadas por fluxos oscilatórios no final do evento de tempestade. A lâmina delgada pelítica, geralmente presente no topo da seqüência, é formada por decantação e denota condições de energia muito baixa ou de água parada. As gretas de dessecação indicam exposição subaérea destes sedimentos. Estas estruturas se distinguem de estruturas de dessecação subaquáticas (*shrinkage cracks*) porque as fraturas são interconectadas, separando pequenos polígonos, e preenchidas por arenitos. A emersão e conseqüente dessecação do pelito sugerem uma alternância de condições subaquáticas para subaéreas, provavelmente atreladas às oscilações da maré.



**Figura 2.4.** . HCS de tipo acrescional (litofácies 1). (A) Laminas plano-paralelas ou onduladas, gradadas e de espessura decrescente para cima. Moeda: diâmetro 24 mm. (B) Clastos intraformacionais de pelito entre as lâminas plano-paralelas ou onduladas. Moeda: diâmetro 24 mm. (C) Superfície das camadas com HCS que mostra marcas onduladas de ondas. As lâminas mais claras são de pelitos. Moeda: diâmetro 24 mm. (D) Gretas de dessecação nos pelitos acima das camadas com HCS. Moeda: diâmetro 24 mm.

**Figure 2.4.** Accretionary HCS (lithofacies 1). (A) Plane-bedded or undulated, graded laminations, which decrease in thickness upwards. Coin: 24 mm diameter. (B) Muddy intraclasts between planar or undulated laminae. Coin: 24 mm diameter. (C) Wave ripples on the top of the HCS beds. The light laminae are mudstone. Coin: 24 mm diameter. (D) Mud cracks on the mudstone occurring on the top of the HCS beds. Coin: 24 mm diameter.



**Figura 2.5.** Seção estratigráfica em localidade Serrinha, NW de Lagarto (coordenadas geográficas UTM 641295/8797304). A seção representa a distribuição das litofácies 2, 4, 5 e 6 no elemento arquitetural 2a.

**Figure 2.5.** Stratigraphic section, located at Serrinha site, NW of Lagarto (UTM geographic coordinates 641295/8797304). The section represents the distribution of the lithofacies 2, 4, 5 and 6 of the architectural element 2a.

**Litofácies 2: arenitos com estratificação cruzada tipo *hummocky* de erosão e preenchimento (*scour and drapes hummocky cross-stratification*)**

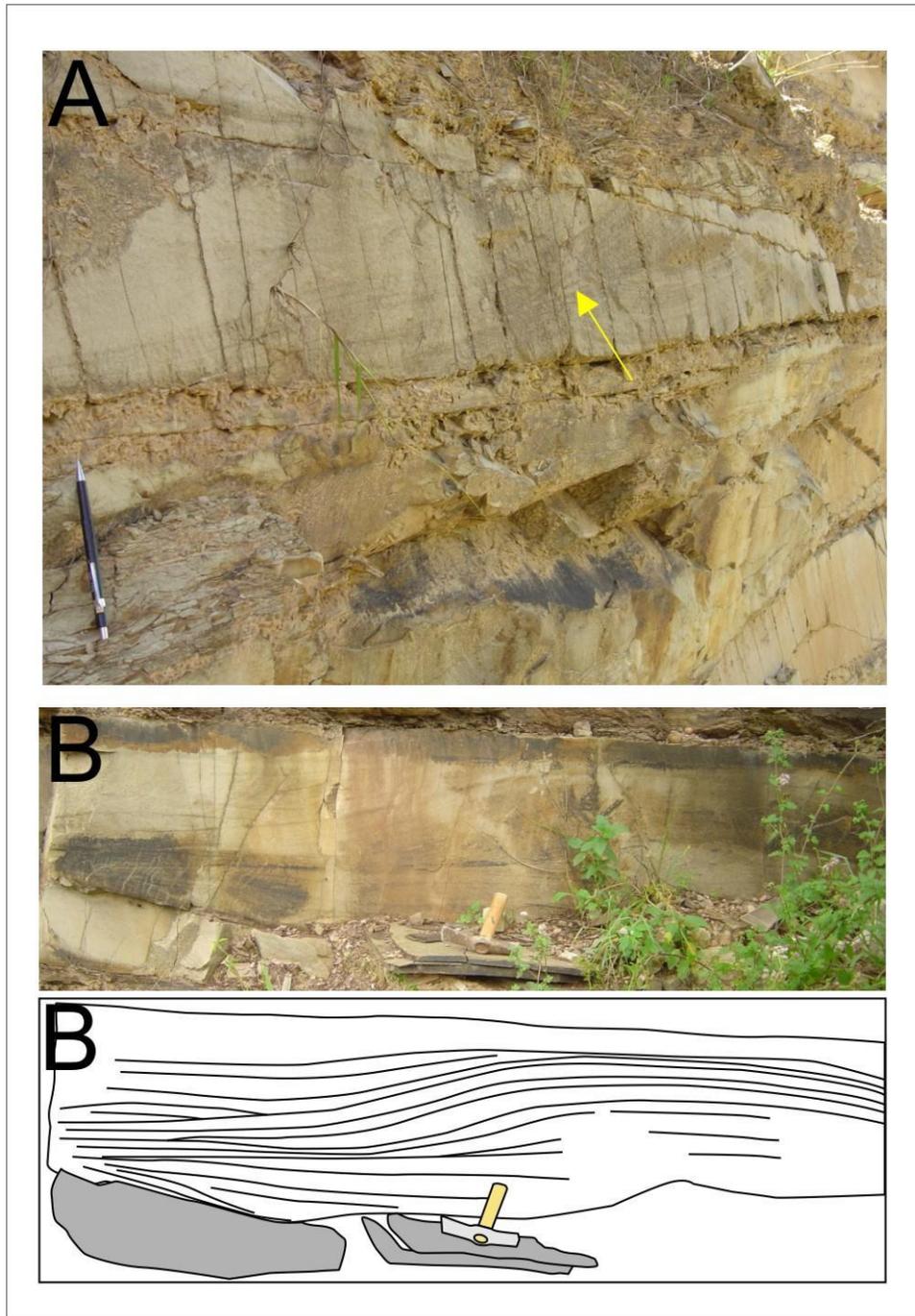
A litofácies 2 é formada por arenitos finos com boa seleção, que formam camadas lenticulares assimétricas, plano-convexas, com espessuras entre 0,1 e 1 m (Fig. 2.5). As lentes possuem uma extensão lateral  $\leq 15$  m e se distribuem na mesma superfície deposicional com espaçamento entre 1 e 7 m (Fig. 2.6A). Em planta estas lentes possuem forma elíptica. O contanto basal é plano e brusco, mas não erosivo. Camadas amalgamadas também ocorrem e formam pacotes que atingem espessuras superiores a 1,5 m. Internamente estas camadas possuem *sets* de estratificações onduladas ou cruzadas de baixo ângulo  $< 15^\circ$ , em geral não superior que  $5^\circ$

(Fig. 2.6B). Estas estratificações apresentam uma orientação preferencial e geralmente truncam-se entre si (Fig. 2.7A). Entretanto, pode haver estratificações com diferentes sentidos de mergulho que podem variar mais de  $150^\circ$  na mesma camada. As estratificações cruzadas passam, lateral e verticalmente, para laminações plano-paralelas (Fig. 2.7B). Marcas onduladas simétricas (*wave ripples*) são comuns acima das estratificações cruzadas. Estruturas de carga ocorrem, preferencialmente, nas bases das camadas. Frequentemente, o contato superior destes corpos é marcado pela presença de camadas de pelitos, maciças e comumente caracterizadas por gretas de dessecação (litofácies 6).



**Figura 2.6.** HCS de tipo erosão e preenchimento (litofácies 2). (A) Esta litofácies é constituída por camadas lenticulares (plano-côncavas) de arenito fino com espaçamento de 1 a 7 m e espessura até 1,5 m. Bastão de Jacob: 1,5 m. (B) Internamente estas camadas são formadas por sets de estratificações cruzadas de baixo ângulo, onduladas e laminações plano-paralelas, separados por superfícies erosivas (seta). Martelo: comprimento 0,25 m.

**Figure 2.6.** Scour and drapes HCS (lithofacies 2). (A) This lithofacies is composed of very fine-grained sandstone lenses (plane-concave), with spacing 1-7 m and thickness  $\leq 1$  m. Jacob Staff: 1,5 m. (B) These beds are internally constituted of low-angle cross-stratification or undulated and planar stratification, and bounded by erosive surfaces (arrow). Hammer: 0,25 m long.



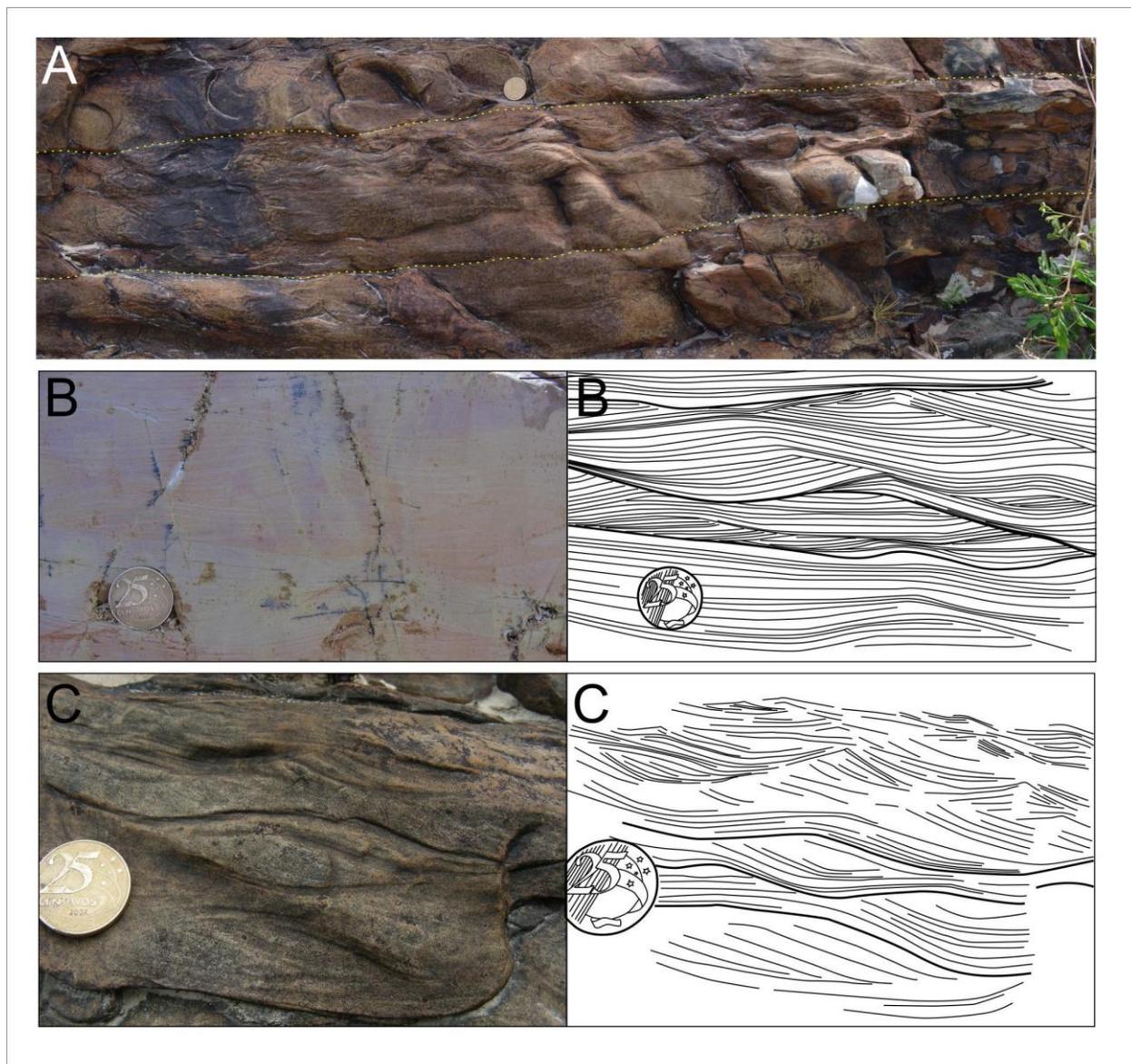
**Figura 2.7.** . HCS de tipo erosão e preenchimento (litofácies 2). (A) Sets de estratificações cruzadas de baixo ângulo separadas por superfícies erosivas (seta). Lapiseira: 143 mm. (B) Estratificações cruzadas que passam lateralmente para estratificações onduladas ou planas. Martelo: comprimento 0,25 m.

**Figure 2.7.** Scour and drapes HCS (lithofacies 2). (A) Low-angle cross-stratification sets separated by erosive surfaces (arrow). Pencil: 143 mm. (B) Cross stratification that laterally pass to undulated or planar stratification. Hammer: 0,25 m long.

*Interpretação.* As estratificações internas da litofácies 2 permitem interpretar estas camadas como *HCS* de erosão e preenchimento (*scour and drapes hummocky cross-stratification*). Segundo Dott & Bourgeois (1982) a deposição destas estruturas ocorre pela queda de sedimentos a partir de suspensão associada à tração de fundo gerada por fluxos oscilatórios. As *HCS* de erosão e preenchimento indicam a atuação concomitante de erosão e deposição (Craft & Bridge, 1987). O grande comprimento de onda destas estruturas indica condição de alta energia (Ito *et al.*, 2001; Yang *et al.*, 2006). A gradação vertical de *HCS* para laminação plano-paralela e marcas onduladas indica uma queda da energia do fluxo da tempestade. As marcas onduladas simétricas presentes no topo de *HCS* de erosão e preenchimento representam o retrabalhamento dos sedimentos por fluxos ondulatórios de baixa energia que ocorrem com a diminuição de energia da tempestade (Dott & Bourgeois, 1982).

**Litofácies 3: arenitos com estratificação cruzada tipo *hummocky migratória (anisotropic ou migrating hummocky cross-stratification)***

A litofácies 3 é constituída por camadas tabulares de arenitos finos - muito finos, com espessuras que raramente ultrapassam 0,3 m (Fig. 2.8A). As camadas possuem contato inferior brusco e erosivo e são organizadas em *sets* de laminações planas, onduladas e cruzadas assimétricas de baixo ângulo. As laminações cruzadas assimétricas formam aparentes marcas onduladas, porém, a transição entre plano de montantes e jusante das laminações é arredondada, faltando assim o ponto de ruptura (*brink point*) (Yokokawa *et al.*, 1995) (Fig. 2.8B e C). O espaçamento das ondulações varia entre 0,08 e 0,35 m. Cada *set* é separado de *sets* análogos por uma superfície erosiva, geralmente ondulada. As lâminas têm espessuras de poucos milímetros e podem apresentar pequenas variações laterais, sendo mais espessas nas porções côncavas e mais delgadas nas porções convexas. Verticalmente e lateralmente, as lâminas planas ou onduladas passam para laminações cruzadas com ângulos de inclinação variando entre 5 e 15°, que mergulham numa direção preferencial. Estruturas de convolução também ocorrem, podendo gerar dobras e forma tipo *balls and pillows*.



**Figura 2.8.** HCS de tipo migratória (litofácies 3). (A) Arenitos finos com HCS de espessura não maior que 0,3 m e espaçamento até 0,35 m. Às vezes estas camadas são cobertas por marcas de onda. As linhas tracejadas indicam base e topo da camada. Moeda: diâmetro 24 mm. (B e C) Estruturas internas com estratificações onduladas e cruzadas de baixo ângulo unidirecionais, que formam marcas onduladas com topo arredondado e sem ponto ruptura entra lado de montante e jusante. Moeda: diâmetro 24 mm.

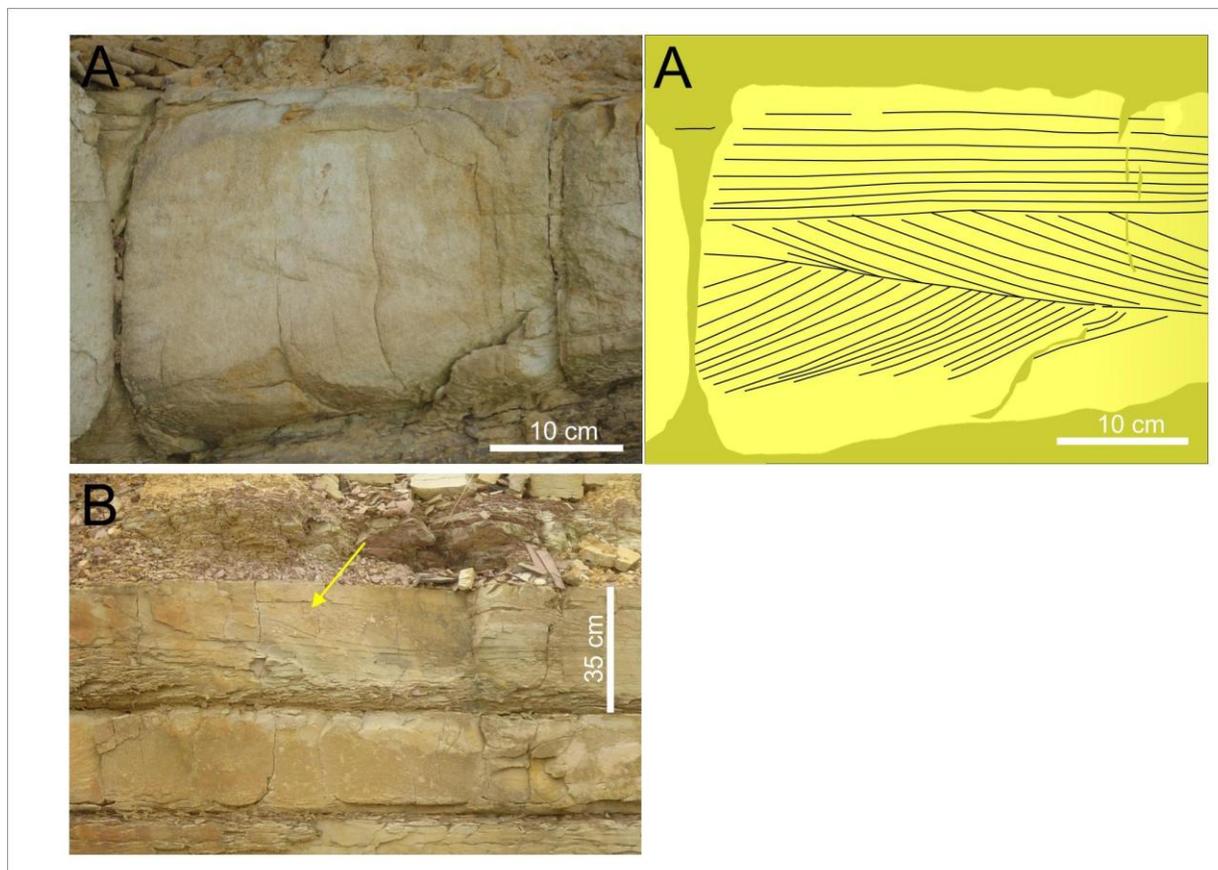
**Figure 2.8.** Anisotropic HCS (lithofacies 3). (A) Fine-grained sandstone beds with anisotropic HCS,  $\leq 0,3$  m thick and with spacing  $\leq 0,35$  m. Sometimes they are overlain by wave ripples. The dashed lines indicate the boundaries of the bed. Coin: 24 mm. (B and C) Internal structures showing undulated and unidirectional low-angle cross-stratifications that form wave ripples with rounded top and no brink point between lee and stoss sides. Coin: 24 mm.

*Interpretação.* As características das estruturas sedimentares da litofácies 3 são típicas de *HCS* anisotrópicas (ou *HCS* migratórias, Cheel & Leckie, 1993). Aparentemente, estas estruturas são semelhantes com marcas onduladas assimétricas cavalgantes, geradas por fluxo unidirecional, entretanto, o baixo ângulo de inclinação e a convexidade dos *foresets* e a transição lateral destas estruturas para lâminas onduladas, permitem atribuí-las a fluxos combinados (oscilatórios e unidirecionais). Os *foresets* destas estruturas não são gerados por avalanche, como ocorre nas marcas onduladas geradas por fluxos unidirecionais, mas sim pela tração de grãos decorrente de fluxos hidráulicos combinados (Myrow *et al.*, 2002). Dumas *et al.* (2005), a partir de ensaios em laboratório, reproduziram estruturas semelhantes, que denominaram de *Assimetric Small Ripples*, cujas principais características são: espaçamento entre 0,11 e 0,21 m, altura da crista de 12 a 29 mm, cristas sem ponto de ruptura, contendo planos jusantes e montantes convexos. Estas estruturas são geradas pela associação de fluxos unidirecionais e fluxos oscilatórios. As estruturas convolutas são estruturas de deformações geradas em sedimentos não compactados por liquefação associada à alta taxa de sedimentação (Allen, 1982).

#### **Litofácies 4: Camadas de arenito com estratificações cruzadas**

A litofácies 4 é constituída por camadas de arenito fino - muito fino, de seleção moderada ou boa, espessura até 0,3 m, e que, na escala dos afloramentos (50 m lateralmente), possuem geometrias tabulares. Os contatos inferiores e superiores das camadas são erosivos. Estas camadas exibem uma estratificação cruzada tangencial com *sets*, 0,1-0,3 m espessos, que às vezes formam estratificação cruzada do tipo “espinha-de-peixe” (Fig. 2.9A) ou são organizados em estruturas a forma de sigmóide, onde os *foresets* são separados por laminas de pelito (Fig. 2.9B). Esta litofácies é relativamente rara e encontrada interestratificada com as litofácies 3 e 5.

*Interpretação.* Estratificações cruzadas com estruturas de tipo sigmóides e do tipo “espinha-de-peixe” indicam influências de correntes bidirecionais devidas a marés. A primeira estrutura é interpretada como *sigmoidal tidal bundles*.



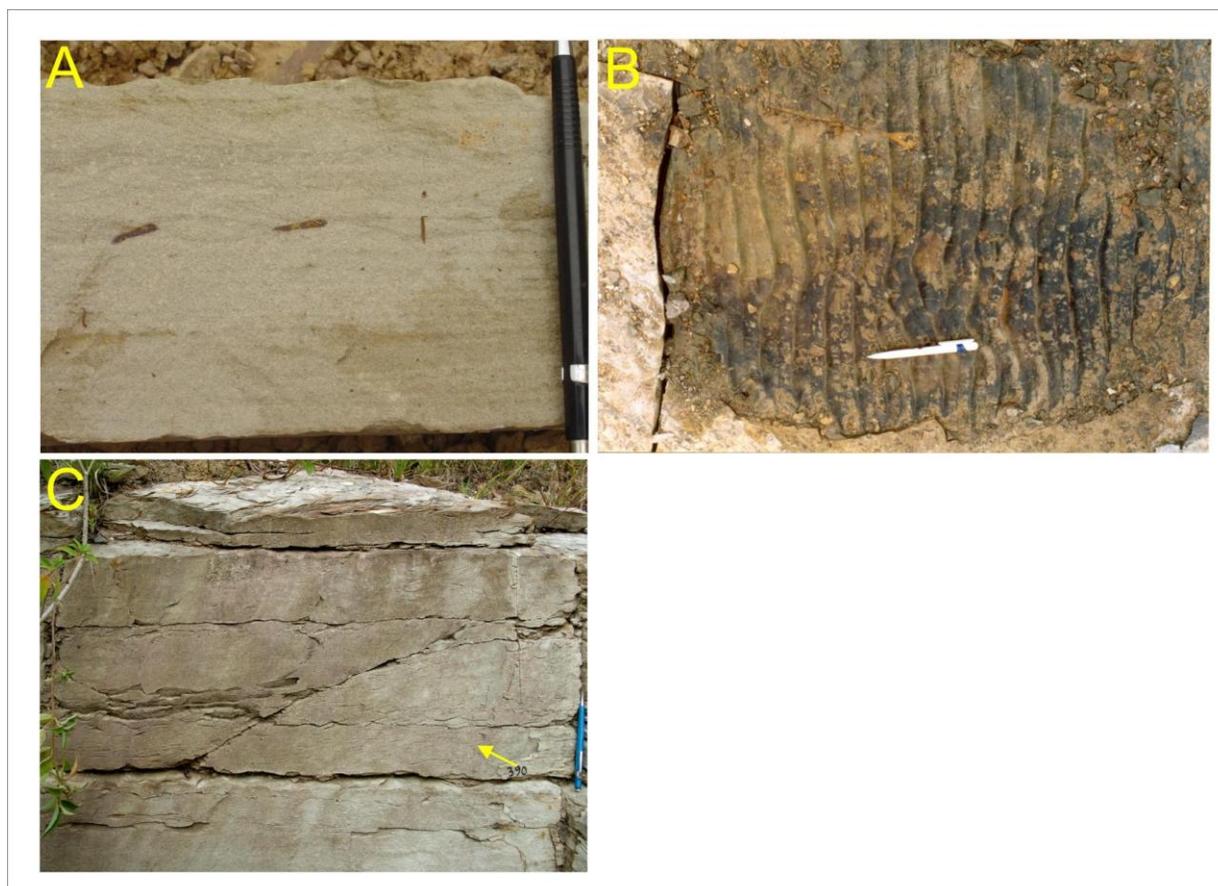
**Figura 2.9.** Arenito com estratificações cruzadas (litofácies 4). (A) Estratificações cruzadas que formam uma estrutura a espinha de peixe. (B) Estratificações cruzadas com forma sigmoidal e intercalações de pelitos nos foresets (seta). Estas estruturas são interpretadas como sigmoidal tidal bundles.

**Figure 2.9.** Sandstone with cross-stratification (lithofacies 4). (A) Herring bone cross stratification. (B) Sigmoidal cross-stratifications with mudstone on the foresets (arrow), that are interpreted as sigmoidal tidal bundles.

**Litofácies 5: Arenitos muito finos com laminação plano-paralela e marcas onduladas simétricas**

A litofácies 5 é composta por arenitos muito finos, de boa seleção granulométrica, que formam camadas de espessura entre 0,04 e 0,2 m (Fig. 2.10A). Em geral, as camadas possuem geometria tabular, no entanto, podem ser lenticulares quando formadas sobre superfícies irregulares. A característica principal desta litofácies é a presença de laminações cruzadas de forma simétrica formadas por marcas onduladas (*wave ripples*). Na superfície deposicional as marcas onduladas possuem cristas retilíneas e bifurcadas, podendo ser arredondadas ou, mais subordinadamente, em forma de cúspide (Fig. 2.10B). O espaçamento destas formas de fundo

pode chegar a 40 mm e a amplitude a 15 mm. Os *sets* de marcas onduladas simétricas podem ocorrer por toda a camada ou se sobrepor a lâminas plano-paralelas. A laminação plano-paralela é constituída por lâminas ou camadas delgadas, 1-20 mm espessas, marcadas por gradação normal de areia fina para areia muito fina e silte e/ou por bruscas variações de granulação. Intraclastos de pelito, até 5 cm longos, estão em geral alocados em superfícies preferenciais, situadas nas partes inferiores da porção com laminação plano-paralela. Acamadamento *flaser* também ocorre (Fig. 2.10C).



**Figura 2. 10.** Arenitos com laminação plano-paralela e marcas onduladas simétricas (litofácies 5). (A) Camadas de arenito muito fino constituídas por laminações plano-paralelas ou cruzadas de muito baixo ângulo na base e marcas de ondas na porção superior. Lapiseira: 143 mm. (B) Topo de camadas com marcas de onda. Caneta: 143 mm. (C) Acamadamento tipo flaser (seta). Lapiseira: 143 mm.

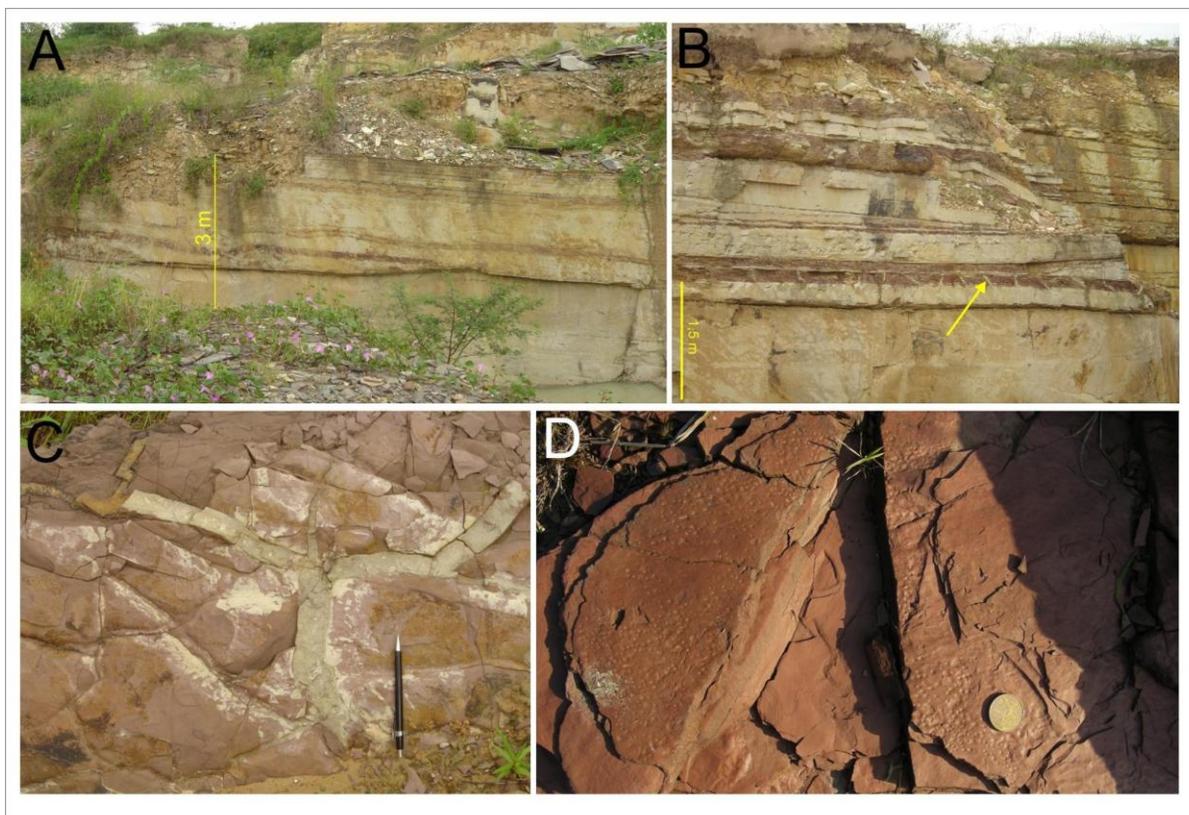
**Figure 2. 10.** Sandstone with planar lamination and symmetric wave ripples (lithofacies 5). (A) Very fine-grained sandstones beds with planar or very low-angle cross-laminations in the lower part of the bed and wave ripples in the upper part. Pencil: 143 mm. (B) Upper bedding surface showing wave ripples. Pen: 143 mm. (C) Beds with flaser bedding (seta). Mechanical pencil: 143 mm.

*Interpretação.* As estruturas presentes nesta litofácies são formadas em condições de baixa energia por fluxos oscilatórios. A sobreposição de *sets* com marcas onduladas indica condições de alta taxa de sedimentação. O acamamento *flaser* indica ritmicidade das condições de energia de transporte e sedimentação e pode ser relacionada à atividade da maré. Laminas plano-paralelas podem ser formadas em condições de leito plano por ondas ou fluxos combinados de maior energia (Myrow & Southard, 1991). A transição vertical de laminação plano-paralela a marcas onduladas indica condições de decréscimo de energia do evento deposicional.

### **Litofácies 6: Camadas delgadas de pelitos**

Esta litofácies é constituída por camadas de pelito com espessura que varia de alguns milímetros a 0,3 m. As camadas possuem uma continuidade lateral limitada, de menos de 1 m a poucas dezenas de metros, com numerosas variações de espessura, principalmente em função da morfologia das camadas subjacentes (Fig. 2.11A). Esta litofácies não mostra estruturas internas a não ser gretas em forma de cunha preenchidas de arenitos, com até 0,2 m de profundidade (Fig. 2.11B), que na superfície deposicional correspondem a gretas de dessecação. Em planta, estas gretas formam polígonos, cujo maior eixo varia de 5 a 300 mm (Fig. 2.11C). Na superfície das camadas de pelito ocorrem marcas de pingo de chuva (Fig. 2.9D). Estas camadas de pelito cobrem as litofácies 1, 2, 3 e 4.

*Interpretação.* Esta litofácies é formada por decantação de lama em ambientes de baixa energia. A intercalação com depósitos areníticos sugere a deposição durante fase de estagnação da água, provavelmente conexas com a fase de parada do fluxo de maré (*slacking water*). Gretas de dessecação e marcas de pingo de chuva indicam condições de emersão e evaporação.



**Figura 2. 11.** Camadas delgadas de pelito (litofácies 6). (A) Camada de pelito com afinamento lateral para direita. (B) Fissura de dessecação preenchida por arenitos (seta), que indicam fases de emersão. (C) Gretas de dessecação na superfície de camada. Lapiseira: 143 mm. (D) Marcas de pingo de chuva na superfície de camada de pelitos. Moeda: diâmetro 24 mm.

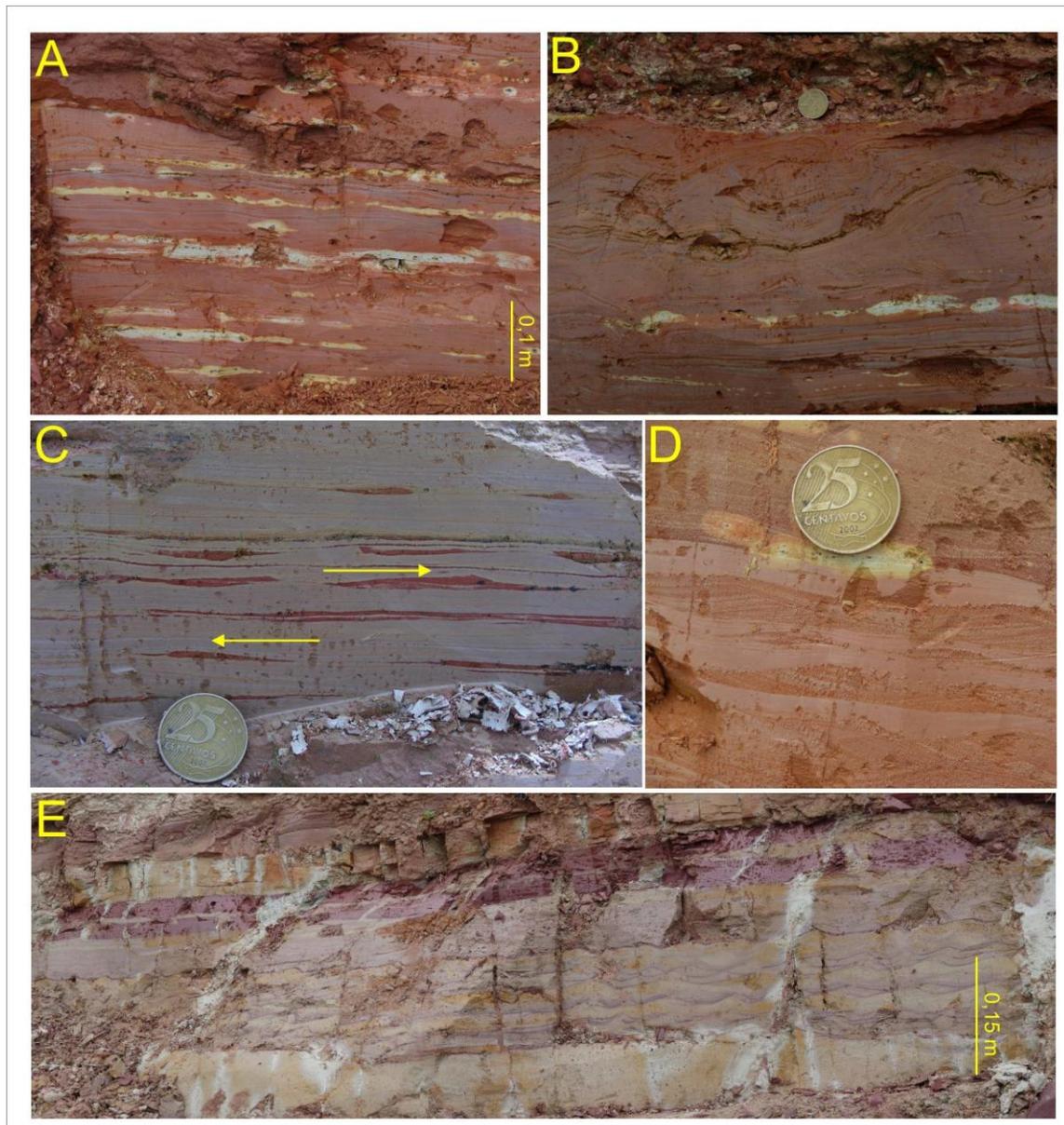
**Figure 2.11.** Thin mudstone beds (lithofacies 6). (A) Mudstone beds showing pinch out to the right. (B) Mud cracks filled by sandstone (arrow), indicating subaerial exposure. (C) Mud cracks on the bed upper surface. Pencil: 143 mm. (D) Rain drops marks on the mudstone bedding upper surface. Coin: 24 mm in diameter.

### **Litofácies 7: Pelito intercalado a camadas delgadas ou lâminas de arenito**

A litofácies 7 é constituída por pelito interestratificado a lâminas, lentes e camadas delgadas de arenito. A porção arenítica em geral não supera 20% de espessura da litofácies (Fig. 2.12A e B). O pelito é constituído por camadas com espessuras entre 1 e 70 mm. As lâminas de arenito são plano-paralelas, compostas por arenito muito fino siltoso, com espessuras de <1 mm até 2 mm e muito contínuas lateralmente, mais de 70 m (limite horizontal de afloramento). As lentes são de arenito muito fino, possuem forma plano-convexa, de simétrica a sutilmente assimétrica, e espessura entre 2 e 30 mm. Estas lentes mostram laminações cruzadas com mergulho preferencial ou bidirecional, com *foresets* sempre de forma tangencial e com inclinação máxima de 15°, geralmente menor que 10° (Fig. 2.12C e D). Às vezes camadas distintas mostram *foresets* com

direções opostas. Estratificações de tipo lenticular (*sensu*, Reineck & Singh, 1980) são frequentes. As camadas tabulares de arenitos possuem espessura entre poucos centímetros e 0,5 m, e são formadas por arenito muito fino em parte siltoso. Estas camadas mostram marcas onduladas cavalgantes assimétricas com lado de montante preservado (do tipo B de Jopling & Walker, 1968) e lâminas de pelitos (*mud drapes*) que cobrem ciclicamente as marcas onduladas (Fig. 2.12E). Gretas de dessecação preenchidas por arenitos são observadas na superfície de estratificação. Comumente, algumas camadas, de espessuras até 0,2 m, ocorrem deformações pós-deposicionais plásticas, que consistem em dobras de fechadas a cerradas, inclinadas a invertidas, cujos planos axiais mergulham sem nenhuma direção preferencial (Fig. 2.12B). Esta litofácies forma sucessões com espessura de mais de 50 m.

*Interpretação.* Esta litofácies foi depositada em ambiente subaquático de baixa energia que apresentava variações periódicas das condições energéticas e que era sujeito a emersão. Estas alternâncias sistemáticas de energia sugerem ciclicidade relacionada às variações das correntes de maré, que em áreas de intermaré superior produzem depósitos rítmicos de granulometria variável (Tessier, 1993; Tessier, 1998). Nesta área a velocidade dos fluxos é apenas suficiente para o transporte e deposição de areia muito fina por tração e formação de marcas onduladas e lâminas plano-paralelas. Gretas de dessecação se formavam durante os períodos de mínima excursão da maré, provavelmente durante a quadratura (Tessier *et al.*, 1995). Camadas de arenito muito fino com marcas onduladas cavalgantes e lâminas de pelito (*mud drapes*), similares com aquelas descritas, foram observadas por Lanier e Tessier (1998) na porção mais interna do estuário de Mont-Saint-Michel (França) (confronte a Fig. 2.12E com a Fig. 2.4F de Lanier e Tessier, 1998). Estes autores interpretaram esta fácies como característica do domínio misto (fluvial/mareal) do estuário na área superior da zona de intermaré. As variações de espessura dos arenitos e da frequência das lâminas de pelito, individualizam ciclicidade dos processos deposicionais ligados às fases quinzenais de sizígia e quadratura da maré. As deformações plásticas pós-deposicionais, a causa da ausência de direção preferencial das dobras, podem ser hipoteticamente interpretadas como causadas por sucessivos abalos sísmicos, que desencadearam a fluidização dos sedimentos.



**Figura 2. 12.** Pelito intercalado a camadas delgadas ou lâminas de arenito (litofácies 7). (A) Pelito laminado com interstratificações de lâminas o lentes achatadas de arenitos muito finos. (B) Pelitos com intercalações de arenito muito fino. Na porção superior se observam laminações convolutas atribuídas a deformação pós-deposicional por ondas sísmicas. Moeda: diâmetro 24 mm. (C) Pelitos com marcas de correntes que mostram direção opostas de movimento (setas). (D) Marcas onduladas simétricas atribuídas a atividade de ondas ou fluxos combinados. Moeda: diâmetro 24 mm. (E) Marcas onduladas assimétricas cavalgantes atribuíveis a ritmitos de maré.

**Figure 2.12.** Mudstone alternated with thin sandstones laminae (lithofacies 7). (A) Laminated mudstone interstratified with very fine-grained sandstone laminae or flattened lenses. (B) Mudstone with very fine-grained sandstone. The upper portion displays convolute laminations attributed to post-depositional deformation generated by seismic waves. Coin: 24 mm. (C) Sandstone with current ripple marks with opposite directions (arrows). (D) Symmetric wave ripples attributed to oscillatory or combined flows. Coin: 24 mm. (E) Asymmetric climbing wave ripples interpreted to tidal rhythmites.

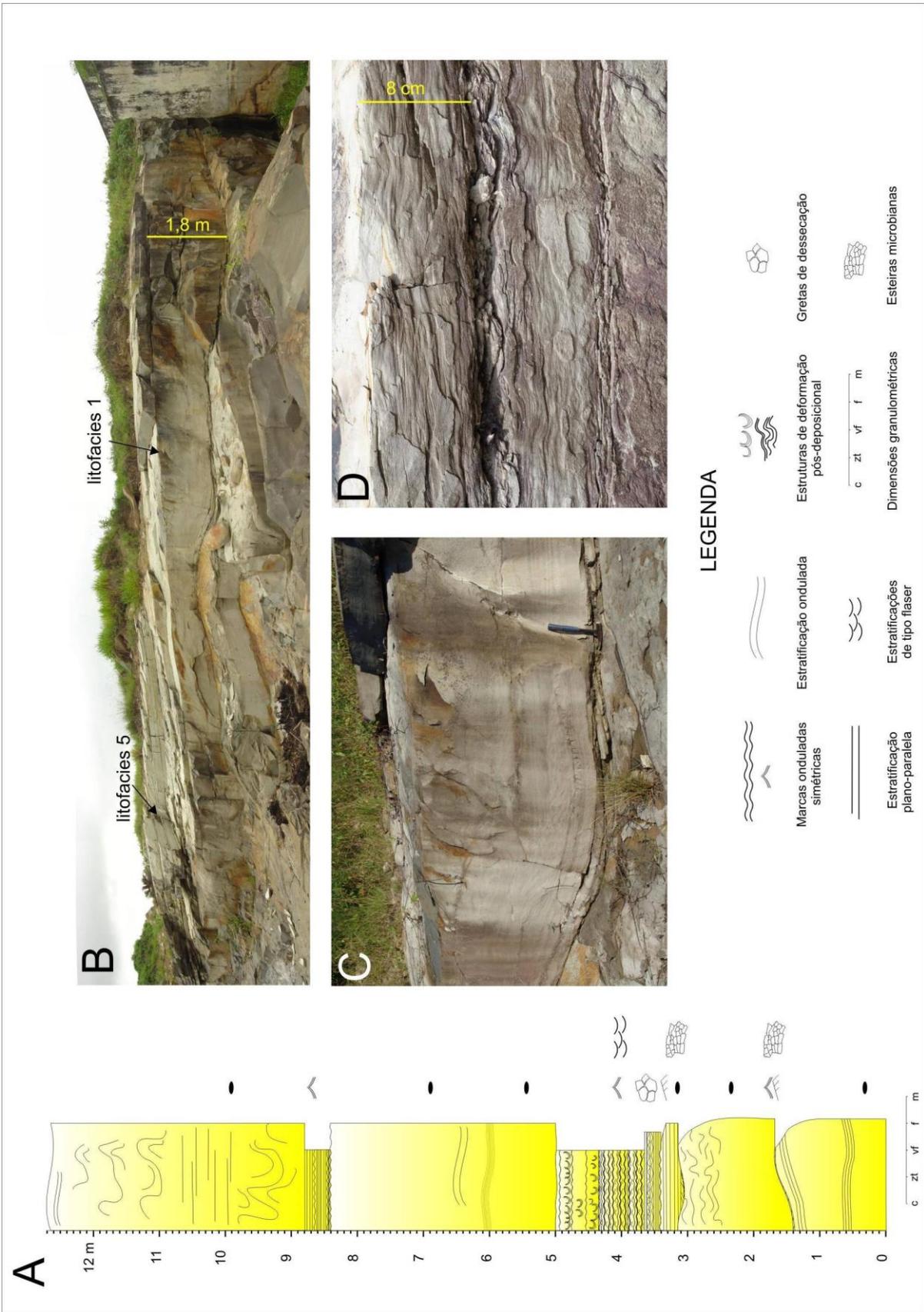
## ELEMENTOS ARQUITETURAIS

As litofácies presentes na Formação Lagarto são agrupadas em três elementos arquiteturais. Estes elementos arquiteturais foram distinguidos segundo os seguintes critérios: espessura relativa das camadas areníticas e lamíticas, organização e distribuição relativa das litofácies. Os três elementos arquiteturais representam três porções de uma área costeira de intermaré, como será explicado mais abaixo. A descrição deles será feita do mais distal até o mais proximal com relação à costa.

### **Elemento arquitetural 1: depósitos de área de intermaré inferior**

O elemento arquitetural 1 é composto majoritariamente (85% da espessura) por camadas areníticas de granulação fina com estratificação cruzada de tipo *hummocky* acrescional (litofácies 1). Estas camadas são interestratificadas com arenitos muito finos com marcas onduladas simétricas (litofácies 5 - 15% da espessura do elemento) e raras lâminas de pelito (litofácies 6) (Fig. 2.13A). Este elemento forma corpos sedimentares que em afloramento foram observados com a espessura máxima de 60 m e a extensão lateral máxima de 300 m (Fig. 2.13B).

As duas litofácies que constituem este elemento não são distribuídas em sequências verticais ordenadas. As camadas da litofácies 1 se sobrepõem uma com a outra sem base erosiva, simplesmente se adaptando à morfologia ondulada das camadas inferiores (Fig. 2.13C). De fato, tanto as pequenas marcas de onda, quanto as lâminas de pelitos com greta de dessecação e delicadas estruturas biogênicas, atribuíveis a esteiras microbianas (Renata G. Netto, comunicação pessoal, 2009), se encontram perfeitamente conservadas na parte superior das camadas. Camadas que pertencem à litofácies 5, com espessura entre 0,4 e 1,5 m, se interestratificam às camadas da litofácies 1 em modo aparentemente casual formando corpos tabulares (Fig. 2.13B e D). As lâminas de pelito (litofácies 6) cobrem a parte superior das litofácies 1 ou se interestratificam mais comumente nos arenitos muito finos da litofácies 5, constituindo lâminas ou lentes delgadas côncavas entre as marcas onduladas, nesse último caso formando um acamadamento *flaser*. A preservação de pelito é praticamente irrelevante neste elemento arquitetural, porém o ambiente deposicional gerou condições favoráveis para a deposição de lama, como é testemunhado pela comum presença de clastos de pelito até 7 cm longos, nas laminações das *HCS* acrescionais (litofácies 1).



**Figura 2. 13.** Elemento arquitetural 1 - Depósitos de área de intermaré inferior. (A) Seção estratigráfica de um afloramento do elemento arquitetural 1. (B) O elemento 1 é composto por depósitos de HCS acrescionais (litofácies 1) e secundariamente por camadas de arenitos com marcas de onda (litofácies 5). (C) HCS acrescionais com base ondulada, não-erosiva (litofácies 1). O topo é mais claro por ser coberto por pelito. Martelo: 0,25 m. (D) Camadas de arenitos muito finos com marcas de onda (litofácies 5).

**Figure 2.13.** Architectural element 1 – Lower intertidal deposits. (A) Stratigraphic section of an outcrop of the architectural element 1. (B) This architectural element is composed of accretionary HCS and wave rippled sandstone beds (lithofacies 5). (C) Accretionary HCS with undulated, non-erosive, bottom surface (lithofacies 1). The top is lighter colored because it is covered by a mudstone layer. Hammer: 0,25 m. (D) Very fine-grained sandstone beds with wave ripples (lithofacies 5).

Cada camada da litofácies 1 representa um evento deposicional gerado por um fluxo oscilatório de tempestade. A deposição destas camadas aconteceu sem ser antecipada por fenômenos erosivos da superfície deposicional subjacente, provavelmente por causa da alta carga sedimentar dos fluxos durante a tempestade. O processo de deposição destas camadas ocorreu por progressiva diminuição da energia oscilatória (*waning flow*), como sugerido pela gradação e pela presença de estruturas deposicionais que para cima decrescem de dimensão e energia deposicional. Os depósitos da litofácies 5 indicam condições deposicionais de energia inferior com relação à litofácies 1. Fluxos oscilatórios e unidirecionais participaram à deposição destas camadas, como indicado pelas marcas onduladas tridimensionais e com crista arredondada. Condições de água parada (*slacking water*) determinaram a deposição de lama entre as marcas onduladas. A presença de gretas de dessecação e esteiras microbianas indica deposição em área de água de baixa profundidade com frequentes emersões.

Estes elementos permitem afirmar que o elemento arquitetural 1 se depositou numa área costeira sujeita a frequentes emersões e dominada por processos deposicionais ligados a tempestades. Por estas razões e em relação aos outros elementos arquiteturais, como será discutido mais para frente, o ambiente sedimentar do elemento 1 é colocado numa área de intermaré inferior.

### **Elemento arquitetural 2: depósitos de área de intermaré intermediária**

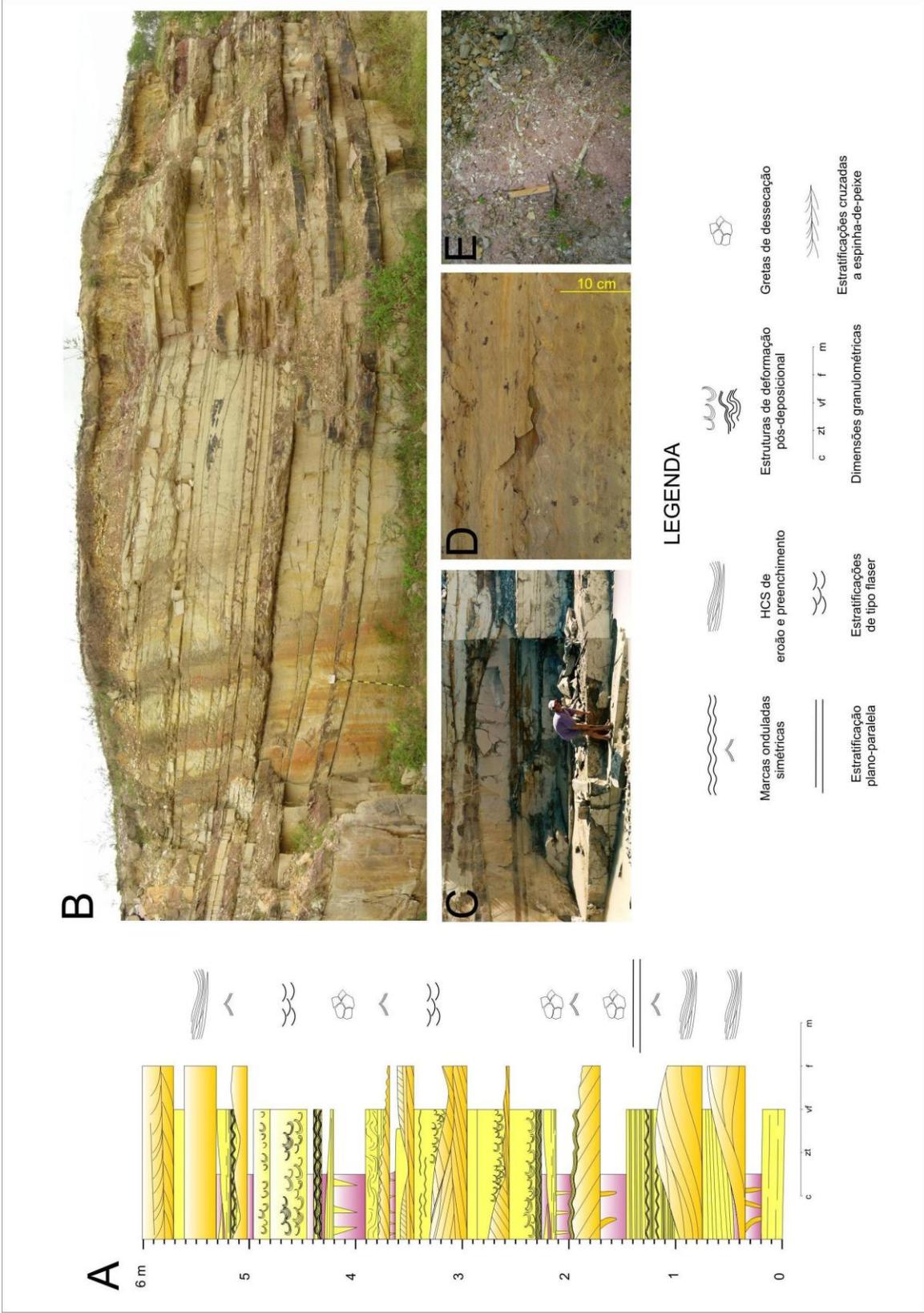
O elemento 2 é constituído pela maior variedade de litofácies: arenitos com estratificação cruzada tipo HCS de erosão e preenchimento (litofácies 2) e migratória (litofácies 3), arenitos com estratificações cruzadas (litofácies 4), arenitos muito finos com marcas onduladas simétricas

(litofácies 5) e camadas delgadas de pelitos (litofácies 6). Este elemento pode ser subdividido em dois sub-elementos (2a e 2b), que se diferenciam principalmente pela distribuição das litofácies.

O sub-elemento 2a mostra a seguinte distribuição de espessura das litofácies: litofácies 2 (39%), litofácies 5 (34%), litofácies 6 (15%) e litofácies 4 (12%) (Fig. 2.14A e B). A litofácies 2 (*HCS* de erosão e preenchimento), que domina este sub-elemento, forma camadas lenticulares, plano-convexas, 0,1-1 m espessas, que internamente mostram *HCS* de tipo erosão e preenchimento (Fig. 2.14C). Estas lentes comumente são amalgamadas, separadas ou não por uma camada delgada de pelito e mostram um espaçamento entre 1 e 7 m. Esta litofácies é frequentemente coberta por arenito muito fino com laminações plano-paralelas e marcas de onda cavalgantes (litofácies 5; Fig. 2.14D) e pelitos com gretas de dessecação (litofácies 6; Fig. 2.14E). Mais raramente se interestratificam arenitos finos com estratificações cruzadas, com formas de tipo sigmoidal e a espinha de peixe (litofácies 4).

O sub-elemento 2b (Fig. 2.15A e B) é dominado por camadas tabulares de arenito fino e muito fino com estruturas de *HCS* migratórias (litofácies 3; Fig. 2.15C), às vezes cobertas por marcas de ondas (litofácies 5; Fig. 2.6), alternadas com pelitos (litofácies 6), que mostram estruturas de exposição subaérea (gretas de dessecação e marcas de pingo de chuva) (Fig. 2.15D e E). A distribuição em espessura dos pelitos neste sub-elemento é de cerca de 20%; as camadas com marcas de onda não superam o 15%. As camadas com *HCS* migratórias possuem uma espessura que varia de 0,1 a 0,3 m e um espaçamento lateral de 0,15-0,3 m.

Os dois sub-elementos mostram que a ação das ondas era dominante nos processos deposicionais, mas vários aspectos permitem uma marcada diferenciação com relação ao elemento 1. (1) A abundância de camadas de pelitos (litofácies 6) sugere que fases de baixa energia e estagnação das águas (*slacking waters*) eram mais comum que no sistema deposicional representado pelo elemento 1. (2) Os depósitos de tempestade são caracterizados por camadas de granulação, espessura e espaçamento inferior que os encontrados no elemento 1, além de serem formados por outros tipos de *HCS*. (3) Depósitos de ondas de baixa energia (litofácies 5) são mais frequentes nos sub-elementos 2. (4) A ação de fluxos uni- ou bidirecionais é mais marcada nos sub-elementos 2.



**Figura 2. 14.** Elemento arquitetural 2a - Depósitos de área de intermaré intermediária. (A) Seção estratigráfica de um afloramento do elemento arquitetural 2a. (B) Afloramento do elemento 2a. As camadas lenticulares são arenitos com HCS de erosão e preenchimento (litofácies 2), as camadas mais escuras são de pelito (litofácies 6). Bastão de Jacob: 1,5 m. (C) Camadas lenticulares de HCS de erosão e preenchimento (litofácies 2). Pessoa para escala. (D) Marcas de ondas simétricas cavalgantes (litofácies 5). (E) Gretas de dessecação na superfície de pelitos (litofácies 6). Martelo: 0,25 m.

**Figure 2.14.** Architectural element 2a - middle intertidal deposits. (A) Stratigraphic section of an outcrop of the architectural element 2a. (B) Outcrop of the element 2a. The lenticular beds are sandstone with scour and drapes HCS (lithofacies 2), the darker beds are mudstones (lithofacies 6). Jacob staff: 1,5 m. (C) Lenticular scour and drapes HCS beds (lithofacies 2). Person for scale. (D) Climbing, symmetric wave ripples (lithofacies 5). (E) Mud cracks on the upper bedding surface of mudstones (lithofacies 6). Hammer: 0,25 m.

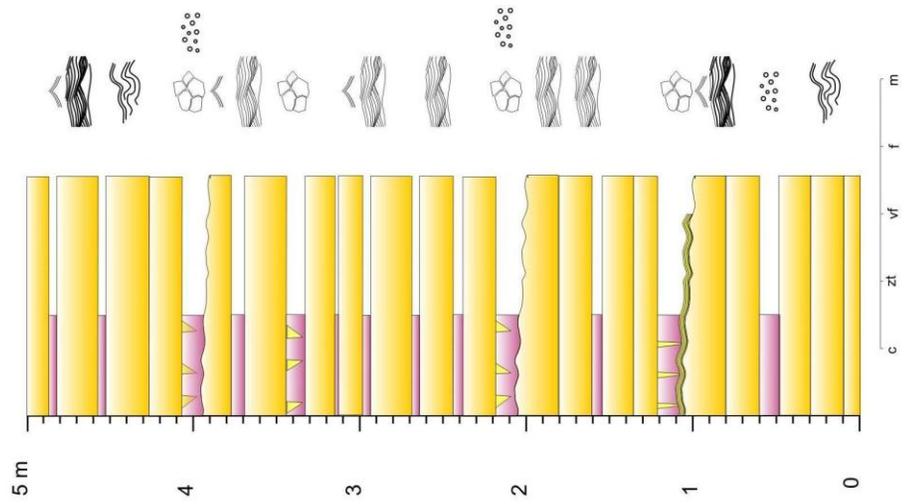
O sub-elemento 2b se diversifica do 2a por não mostrar camadas da litofácies 4 e por ser dominado por camadas de HCS migratórias (65% da espessura).

A interpretação de fácies identifica a área deposicional dos sub-elementos 2 como uma área costeira, sujeita à atividade de ondas de tempestade e de baixa energia, mas também caracterizada por uma alta frequência das fases de estagnação das águas e emersão, e também pela presença de fluxos uni- e bidirecionais ligados à ação das marés. As menores dimensões e granulometria das HCS migratórias nos sub-elemento 2b sugerem que este se formou numa área mais proximal e mais protegida à ação das ondas que o sub-elemento 2a (Le Hir *et al.*, 2000).

### **Elemento arquitetural 3: depósitos de área de intermaré superior**

O elemento arquitetural 3 é composto principalmente por pelitos, interestratificados a lâminas ou camadas delgadas lenticulares de arenitos (litofácies 7 - 95% da espessura deste elemento), mais raramente aparecem camadas de arenitos tabulares, espessas até 1,5 m, com estratificação cruzada tipo HCS anisotrópica (litofácies 3 - 5% da espessura) (Fig. 2.16A e B). Em afloramento foram medidos até 35 m deste elemento, mas a sua distribuição areal mostra que forma sucessões com espessura superior a 200 m e extensão lateral maior que 1 km. Este elemento é provavelmente o mais extenso e espesso dos três, embora as suas exposições sejam raras e de dimensões menores quando comparado aos outros dois elementos.

**A**



**LEGENDA**

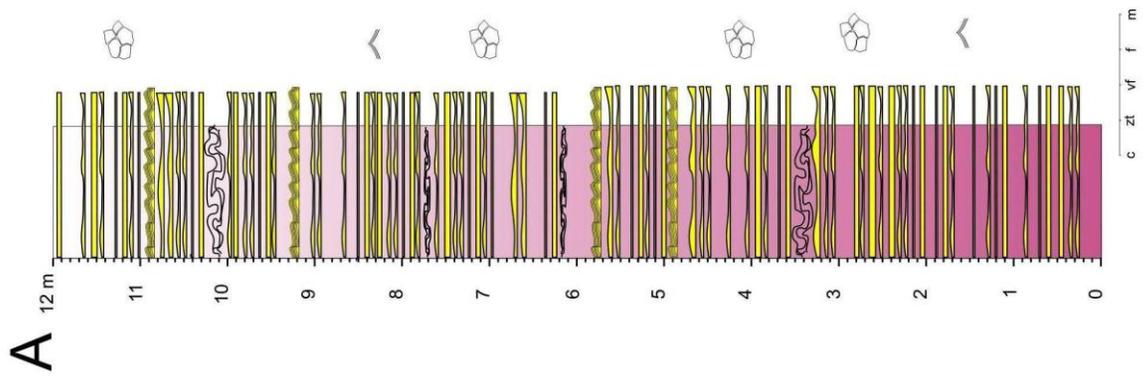
- Marcas onduladas simétricas
  - Marcas de chuva
  - HCS migratórias
  - Estratificações de tipo flaser
  - Estruturas de deformação pós-deposicional
  - Gretas de dessecação
- Dimensões granulométricas: c zt vf f m

**Figura 2. 15.** Elemento arquitetural 2b - Depósitos de área de intermaré intermediário. (A) Seção estratigráfica de um afloramento do elemento arquitetural 2b. (B) O elemento 2b é constituído por camadas delgadas de arenito fino alternadas com pelito. As barras do bastão de Jacob são de 0,1 m. (C) Arenitos com estruturas de HCS migratórias (litofácies 2). Sentido de migração para esquerda (litofácies 6). Moeda: 24 mm. (D) Gretas de dessecação acima de pelitos (litofácies 6). Moeda (cercada): 24 mm. (E) Marcas de pingo de chuva (litofácies 6). Moeda: 24 mm.

**Figura 2.15.** Architectural element 2b - middle intertidal deposits. (A) Stratigraphic section of an outcrop of the architectural element 2b. (B) The element 2b is composed by fine-grained sandstone beds alternated with mudstone. The Jacob staff is 0,1 m graduated. (C) Sandstone with anisotropic HCS (lithofacies 2). The migration direction is towards left (lithofacies 6). Coin: 24 mm. (D) Mud cracks on the top of mudstone (lithofacies 6). Coin: 24 mm. (E) Rain drops (lithofacies 6). Coin: 24 mm.

A abundância de depósitos lamíticos que variam entre 50 e 80% da espessura indica condições energéticas de deposição muito baixas em áreas protegidas de fluxos oscilatórios ou unidirecionais. A comum presença de estruturas de dessecação (Fig. 2.16C) neste elemento arquitetural confirma também que as condições deposicionais se desenvolviam em áreas com frequentes emersões. Os arenitos que se alternam com os pelitos variam de simples lâminas com espessura menor que 1 mm, contínuas lateralmente, a lentes achatadas com laminações cruzadas espessa até 2 cm (Fig. 2.16D). Estas estruturas são similares às litofácies descritas por De Raaf *et al.* (1977) correspondentes às litotipos M1, variedade a e b, e M2, variedade a. Tais alternâncias de arenitos e pelitos podem ser definidos como ritmitos de maré (tidal rhythmites), uma vez que ocorrem lentes de arenitos com foresets com mergulho bidirecional, gretas de dessecação e estratificações de tipo lenticular (Fan *et al.*, 2004). A atividade deposicional das marés é reconhecida também nas camadas com marcas onduladas cavalgantes (Fig. 2.16E), onde os foresets de arenito são ciclicamente alternados com lâminas de pelito. Segundo a interpretação de Lanier e Tessier (1998) este tipo de organização representaria a alternância de fases de sizígia e quadratura em áreas de planície de maré.

A influência de correntes de maré é o processo sedimentar dominante neste elemento arquitetural, embora ocorram depósitos ligados a fluxos de tipo oscilatório de baixa energia. Esporadicamente tempestades excepcionais romperam o isolamento desta área deposicional gerando camadas de arenitos até 1,5 m, que são caracterizados por estruturas interpretadas como HCS migratórias. Por todos estes aspectos o elemento arquitetural 3 é inserido num contexto de ambiente de intermaré superior e, como será explicado em baixo, menos profundo e mais proximal do que aqueles ambientes representados pelos outros elementos.

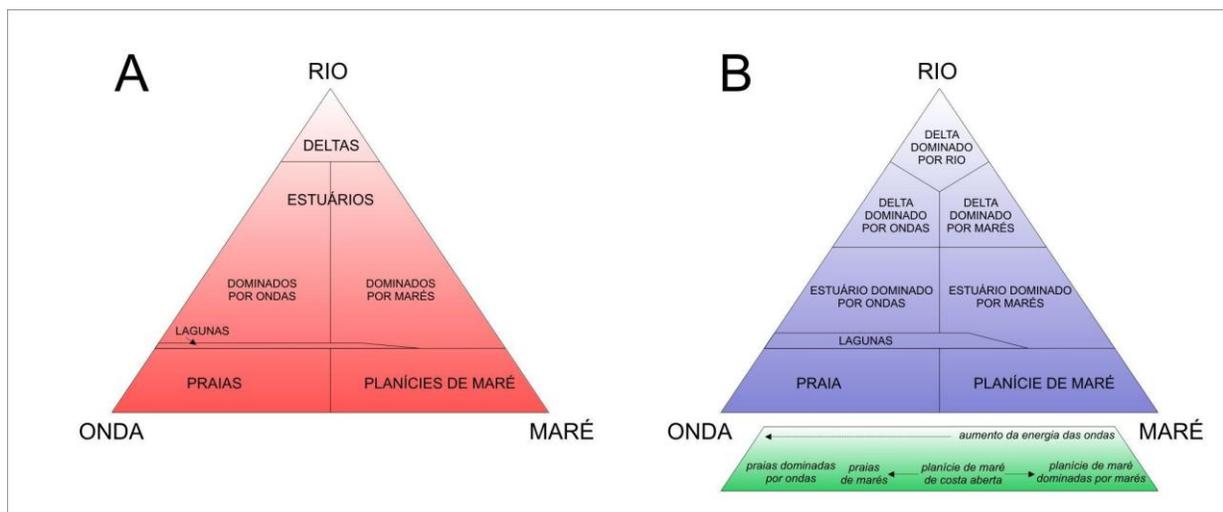


### LEGENDA

-  Camadas lenticulares achatadas
  -  Marcas onduladas cavalgantes
  -  Láminas plano-paralelas
  -  Estruturas de deformação pós-deposicional
  -  Gretas de dessecação
  -  Marcas onduladas simétricas
- Dimensões granulométricas: c zt vf f m

**Figura 2. 16.** Elemento arquitetural 3 - Depósitos de área de intermaré superior. (A) Seção estratigráfica de um afloramento do elemento arquitetural 3. (B) Afloramento do elemento 3. As camadas mergulham para direita. (C) Gretas de dessecação preenchidas de arenito muito fino (litofácies 7). Lapiseira: 143 mm. (D) Lentes achatadas de arenito muito fino (litofácies 7). Moeda: 24 mm. (E) Marcas onduladas assimétricas cavalgantes alternadas com lâminas de pelito (mais escuro). Esta estrutura é interpretada como ritmo de maré e representa ciclo de sizígia e quadratura. n: quadratura. s: sizígia. Moeda: 24 mm.

**Figure 2.16.** Architectural element 3 – upper intertidal deposits. (A) Stratigraphic section of an outcrop of the architectural element 3. (B) Outcrop of the element 3. The beds dip to the right. (C) Mud cracks filled by very fine grained sandstone (lithofacies 7). Pencil: 143 mm. (D) Flattened lenses of very fine-grained sandstone (lithofacies 7). Coin: 24 mm. (E) Asymmetric climbing ripples alternated with mudstone laminae (darker). This structure is interpreted as tidal rhythmites and represents spring and neap cycles. n: neap. s: spring. Coin: 24 mm.



**Figura 2.17.** Esquemas de classificação de sistemas deposicionais costeiros. (A) Modelo modificado de Boyd *et al.* (1992). (B) Modelo modificado de Yang *et al.* (2005).

**Figure 2.17.** Sketch of coastal depositional classification. (A) Modified from Boyd *et al.* (1992) (B) Modified from Yang *et al.* (2005).

## DISCUSSÃO

### Modelo deposicional

A descrição de sistemas deposicionais costeiros não-deltaicos, atuais e antigos, na literatura é comumente baseada em modelos simplificados, nos quais há um único processo dominante (ondas ou correntes de maré) (Dalrymple *et al.*, 1992; Reading, 1996; Davis & Fitzgerald, 2004). Porém, os sistemas costeiros são áreas em que atuam vários mecanismos de distribuição e deposição de sedimentos, tanto ligados à atividade de ondas, como à atividade de marés, que

determinam as propriedades das fácies e a geometria dos corpos sedimentares (Dalrymple *et al.*, 2006). Boyd *et al.* (1992) propuseram uma classificação dos ambientes deposicionais costeiros, que abrange a maioria dos ambientes sedimentares clásticos mais comuns, incluindo deltas, praias, planície de maré e lagunas. Esta classificação, que inclui tanto aspectos morfológicos como a evolução dos sistemas deposicionais, está baseada nos processos dominantes que controlam o transporte e deposição sedimentar (Fig. 2.17A). A classificação é descrita mediante um diagrama triangular, cujos vértices mostram os principais fatores que controlam o sistema costeiro: rios, ondas e marés. Yang *et al.* (2005) fizeram uma modificação desta classificação diversificando entre os sistemas deposicionais de costas dominadas por onda e costas dominadas por marés, praia de marés (*tidal beaches*) e planície de maré aberta (*open-coast tidal flat*) (Fig. 2.17B).

A Formação Lagarto foi depositada em um sistema deposicional costeiro híbrido, cujas características sedimentares permitem interpreta-lo como uma planície de maré aberta influenciada por ondas. De fato, as camadas da Formação Lagarto mostram feições que testemunham a interação dos dois processos deposicionais. Acamadamento de tipo lenticular e *flaser*, estruturas sigmóides e estratificação cruzada espinha-de-peixe, lâminas de lamítos, ritmitos de maré (respectivamente litofácies 4, 5, 6 e 7) podem ser produzidas por correntes de marés. Por enquanto *HCS* acrescionais, *HCS* migratórios, *HCS* de erosão e preenchimento, marcas onduladas simétricas ou debilmente simétricas (respectivamente litofácies 1, 2, 3 e 5) são feições mais típicas de fluxos oscilatórios ou combinados.

Embora se encontrem indícios de produtos deposicionais por ondas e marés em todos os três elementos arquiteturais, estes são representados por litofácies diferentes, que são distribuídas em modo variado nos elementos. A maioria da atividade oscilatória de onda é registrada na Formação Lagarto por depósitos de tempestade. Espessas camadas de arenitos formadas por *HCS* de tipo acrescional e camadas de menor espessura e espaçamento de *HCS* migratórias e de erosão e preenchimento constituem respectivamente a maioria ou boa parte da espessura dos elementos arquiteturais 1 e 2. Depósitos de movimentos oscilatórios de baixa velocidade orbital, que são associáveis a condições de tempo bom, são responsáveis pelas marcas de onda, simétricas ou pouco assimétricas, encontradas em todos os elementos arquiteturais. Todavia, na Formação Lagarto faltam os indícios de uma atividade de movimentos das ondas mais constante e de

condições energéticas intermediárias, capazes de construir corpos arenosos de praia submersa superior (*upper shoreface*) e praia emersa (*foreshore*).

Depósitos associados à atividade das marés são constantemente observados em todos os elementos arquiteturais. Estes são indicados pela presença de pelito que cobre marcas onduladas (acamadamento *flaser*), arenitos com estratificações cruzadas e intercalações de lâminas de pelitos (estruturas de tipo sigmoidal), camadas com marcas onduladas cavalgantes e camadas espessas de poucos milímetros até alguns decímetros de pelito, alternadas com os arenitos. Os efeitos das correntes de marés são provavelmente presentes também na componente unidirecional que se combina com o movimento oscilatório e que gera marcas onduladas assimétricas ou *HCS* de tipo anisotrópico. A influência da maré é dominante no elemento arquitetural 3, que foi interpretado como parte superior de uma planície de intermaré. Todavia, na Formação Lagarto faltam depósitos que são mais típicos de costas dominadas por marés, como, por exemplo, canais e barras de submaré ou canais meandantes de planície de intermaré.

Para construir um modelo de distribuição horizontal dos elementos arquiteturais (trato de fácies, cf. Mutti, 1992) e reconstruir as características deposicionais do sistema que gerou a Formação Lagarto foram buscados critérios que pudessem distinguir a proximalidade e distalidade dos elementos arquiteturais em relação à linha de costa. O modelo produzido pressupõe que na sucessão estudada (aproximadamente 1300 m de espessura) não existam variações substanciais do sistema deposicional. De fato, os três elementos arquiteturais descritos se distribuem em modo bastante uniforme na área estudada, sugerindo certa continuidade do sistema deposicional na Formação Lagarto.

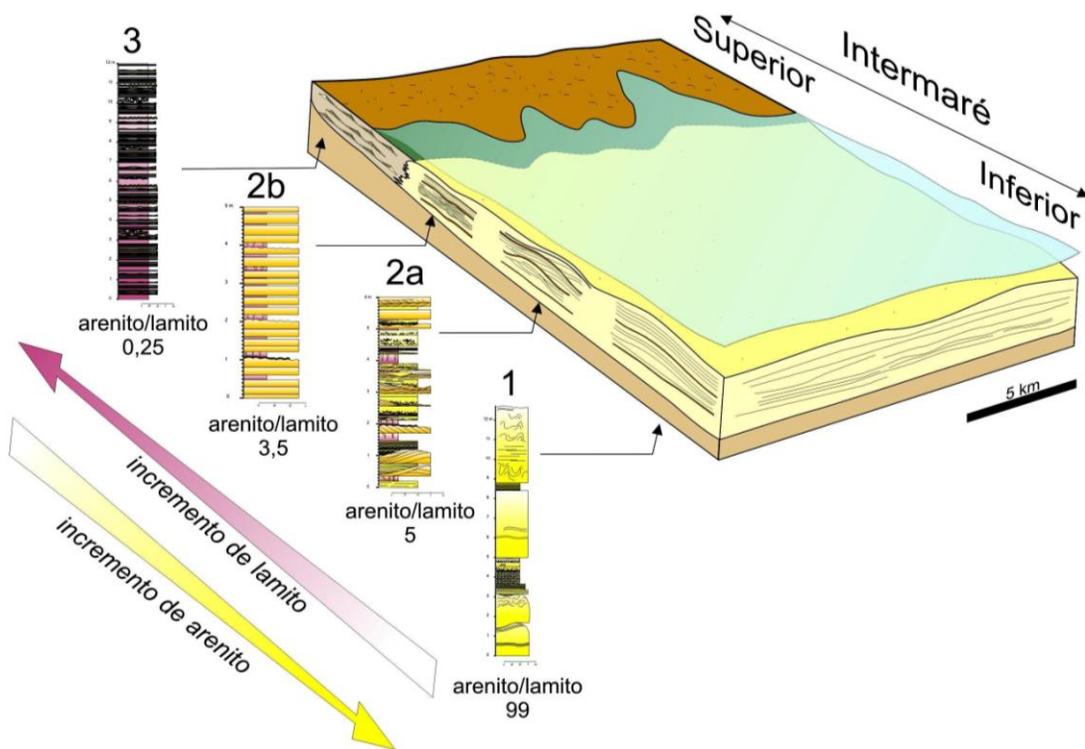
Todos os afloramentos examinados da Formação Lagarto, por uma extensão maior que 400 km<sup>2</sup>, mostram depósitos com estruturas sedimentares que indicam atividade de maré e frequentes emersões, sugerindo que a costa fosse caracterizada por uma inclinação muito leve. Nestas condições morfológicas os efeitos das marés e das ondas progressivamente diminuía de energia na direção da terra emersa. Em áreas costeiras com importante ação das marés tal fato se identifica com um progressivo aumento da componente lamosa nos sedimentos, desta forma a relação da espessura de areia/lama pode ser usada como fator que indica distalidade e proximalidade com relação à linha de costa. Os valores da relação de espessura arenito/pelito pelos elementos arquiteturais 1, 2a, 2b e 3 são, respectivamente: 99, 5, 3,5 e 0,25 (Fig. 2.18). Estes valores indicam um progressivo aumento da componente lamosa nos sedimentos do

elemento 1 ao 3 e, portanto, sugerem um progressivo aumento da proximalidade do elemento 1 ao 3. Esta distribuição horizontal dos elementos arquiteturais é confirmada pela distribuição da energia dos processos deposicionais, conforme pode ser deduzido da interpretação das litofácies. O elemento arquitetural 1, o mais distal, mostra as maiores condições energéticas de deposição: granulação maior (arenitos médios e finos) e *HCS* acrescionais, com comprimento de onda até 14 m, que constituem as estruturas sedimentares dominantes e testemunham condições de alta energia durante tempestades marinhas. As condições energéticas que depositaram areia diminuem no elemento 2a, onde as ondas geraram *HCS* de erosão e preenchimento com comprimento de onda de poucos decímetros até 7 m e as marés geraram dunas  $\leq 20$  cm. O elemento 2b mostra *HCS* migratórias de arenitos fino-muito finos com espaçamento lateral de 0,08-0,35 m e espessura máxima de 0,3 m. O elemento 3 testemunha condições de baixa energia de deposição das areias, representadas por pequenas marcas onduladas assimétricas ou simétricas e cavalgantes, produzidas por atividade de marés, ondas ou fluxos combinados.

Da porção distal à proximal a ação das ondas diminui tanto em força quanto em frequência. No elemento arquitetural 1 a maioria das camadas (75%) são constituídas por *HCS* de tipo acrescionais. No elemento 2a e 2b as camadas de arenito produzidas por *HCS* constituem respectivamente 39-65% da espessura. No elemento 3 a atividade das ondas constitui 10% da espessura do mesmo, sendo o restante constituído por camadas formadas por ação das marés. De forma contrária, a influência da deposição pela atividade de maré, ou da combinação de marés e ondas de baixa velocidade orbital, aumenta na direção distal - proximal, passando de 25% da espessura das camadas no elemento 1 até 90% no elemento 3.

Baseando-se nestes critérios foi construído um modelo de sedimentação costeira como mostrado em Fig. 2.18, que é caracterizado pela influência mista de ondas e marés, com um predomínio deposicional das ondas de tempestade na parte mais distal e de marés na porção mais proximal.

Todos os elementos arquiteturais são intercalados a camadas ou lâminas de pelitos com gretas de dessecação ou marcas de pingo de chuva, claras evidências de temporárias exposições subaéreas. Este fato implica que tais depósitos tenham sido formados em áreas de intermaré pouco profundas (alguns metros de lâmina de água).



**Figura 2. 18.** Modelo deposicional da Formação Lagarto. Os números abaixo das colunas estratigráficas correspondem aos elementos arquiteturais.

**Figura 2.18.** Depositional model of the Lagarto Formation. The numbers below the stratigraphic section represent the architectural elements.

### Comparação com outros modelos

Yang *et al.* (2005), Dalrymple *et al.* (2006) e Yang *et al.* (2008) geraram um modelo de sedimentação em planícies de marés dominadas por ondas em costas abertas baseado nos exemplos atuais da planície de maré de Baeksu (Coréia sul ocidental) e da baía de Parksville (nordeste da Ilha de Vancouver, Canadá). Os autores observaram que planícies de marés dominadas por ondas ocupam uma posição intermediária entre ambientes deposicionais costeiros dominados por marés e por ondas. Neste modelo os processos deposicionais são controlados pelo clima. Durante o verão a ausência de ventos fortes e a baixa atividade dos movimentos das ondas favorecem a ação das marés nos processos deposicionais e a planície de maré é caracterizada por deposição de lama com raras lâminas de areia. Durante o inverno, quando os fortes ventos geram tempestades frequentes, a sedimentação é predominantemente arenosa, os depósitos lamosos

anteriores são erodidos e às vezes transformados em clastos intraformacionais. A forte atividade erosiva durante o período de inverno limita a preservação de depósitos gerados por marés durante o verão e o registro sedimentar final deste sistema é dominado por sedimentos produzidos por ondas, embora a área corresponda a uma planície de maré (Yang *et al.*, 2005). O modelo deposicional apresentado é caracterizado nas áreas mais distais por *HCS* do tipo de erosão e preenchimento (Cheel & Leckie, 1993) separados às vezes por lâminas delgadas de lama. Da parte mais distal à parte mais proximal da costa as camadas com *HCS* diminuem de espaçamento e de espessura, sendo progressivamente substituídas por laminações plano-paralelas e marcas de onda. Só nas partes costeiras mais protegidas observam-se depósitos lamosos caracterizados por ritmitos, típicos de planície de maré.

O sistema deposicional da Formação Lagarto apresenta algumas similaridades com o modelo descrito. Ambos os sistemas apresentam uma interação entre processos deposicionais produzidos por ondas e marés, sem apresentar, entretanto, aspectos que caracterizem um sistema dominado integralmente por ondas ou marés. De fato em ambos os casos o registro da atividade das ondas é representado por depósitos de tempestade e secundariamente por marcas de onda, faltando estruturas mais típicas de praia submersa superior (*upper shoreface*) e praia emersa (*foreshore*). Por enquanto a atividade das marés é representada por ritmitos de planície de maré, faltando estruturas maiores como depósitos de canais ou barra de maré.

Todavia, o sistema deposicional de Lagarto mostra vários aspectos que o diferenciam do modelo de planície de maré de costa aberta da baía de Baeksu. Todos os três elementos arquiteturais mostram indícios de emersão, que associados com a presença de camadas depositadas por marés podem ser atribuídos às variações cíclicas do nível do mar ligadas provavelmente a ciclos de maré. Não temos dados para inferir a máxima amplitude da maré, mas em comparação com os sistemas deposicionais atuais análogos, relativos a costas abertas e sujeitas a ação das marés e das ondas (Li *et al.*, 2000; Yang *et al.*, 2005; 2008), podemos supor que este valor no período de sizígia fosse superior a 6 m. De fato, os autores citados não observaram emersões nas áreas mais profundas onde se depositam *HCS* com grande espaçamento e espessura, enquanto que na Formação Lagarto estas evidências são claras. Esta alta variação da excursão das marés implica em uma alta influência dos efeitos das marés nos processos deposicionais. Efetivamente os depósitos originados por marés possuem na Formação Lagarto ampla difusão, maior que no modelo da baía de Baeksu. Os sub-elementos arquiteturais 2a e b

possuem mais da metade da espessura dos depósitos originados por ou com influência das marés, por enquanto o elemento 3 é quase completamente constituído por depósitos de maré. Isto diferencia o sistema deposicional da Formação Lagarto do modelo de Yang *et al.* (2005) e marca um maior peso da influência das marés nos processos deposicionais, em particular nas áreas intermediárias e proximais da costa. É provável que o maior controle das marés na construção do sistema deposicional tenha sido causado não só por uma alta excursão do nível do mar, como também por uma morfologia costeira com um baixo gradiente topográfico. Na baía de Baeksu os depósitos lamosos de marés (planície de maré interna) são mais comuns onde o gradiente topográfico costeiro é menor e onde a ação das ondas é reduzida por efeito do atrito com o fundo.

Portanto, conclui-se que a Formação de Lagarto é constituída por um sistema deposicional de costa aberta cuja sedimentação é dominada por ondas de tempestade na parte distal e mostra uma maior influência dos processos deposicionais controlados por marés se aproximando da costa.

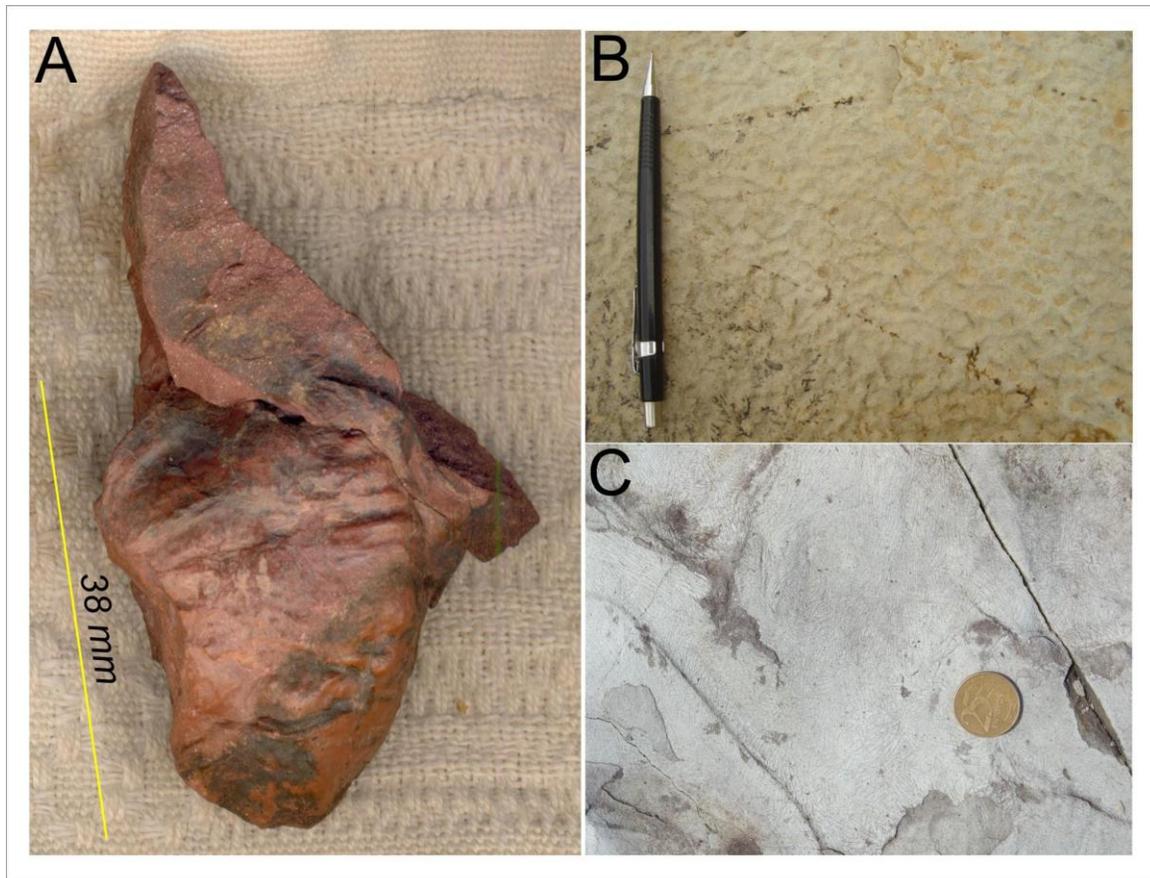
### **Conservação de HCS em água rasas**

Geralmente, no registro geológico, os depósitos de tempestade não são preservados em sistemas deposicionais de água rasa (Yang & Chun, 2001; Yang *et al.*, 2005). De fato, a presença de *HCS* nas sucessões sedimentares é comumente associada a sistemas deposicionais de praia submersa inferior (*lower shoreface*) ou de plataforma (Reading, 1996). Porém, trabalhos realizados em depósitos atuais costeiros ou de planície de maré aberta descrevem a deposição de areias com estruturas tipo *HCS* (Duke, 1985; Greenwood & Shermard, 1986; Li *et al.*, 2000; Yang & Chun, 2001; Yang *et al.*, 2005, 2006, 2008). O grau de preservação destes depósitos arenosos, produzidos por ondas de tempestades, é todavia muito baixo, porque podem ser facilmente e rapidamente retrabalhados por correntes de maré, ondas de tempo bom (*fair-weather waves*) e destruídos pela atividade de organismos (bioturbação). Assim, mesmo que exista a formação de camadas de areia com estruturas tipo *HCS* em água rasa, a possibilidade de preservação geológica destes depósitos é baixa. Contudo, se numa sucessão sedimentar de água rasa se encontram depósitos areníticos com *HCS*, isto significa que devem ser satisfeitas algumas condições que permitem a preservação. Estas condições são identificadas nas seguintes situações: (1) não devem existir processos físicos (ondas ou correntes de marés) de energia suficiente a retrabalhar os depósitos de tempestade; (2) não devem existir comunidades biológicas que destruam as estruturas sedimentares e a organização das camadas; (3) os sedimentos de

tempestade devem ser rapidamente cobertos para permitir uma rápida inserção no registro geológico (Li *et al.*, 2000; Fan *et al.*, 2002).

Estas condições parecem ter sido satisfeitas durante a deposição da Formação Lagarto. (1) A área deposicional costeira onde se depositou a Formação Lagarto era uma área protegida das ondas de tempo bom e de fortes correntes de maré. Só grandes ondas de tempestade, provavelmente geradas por ciclones com periodicidade sazonal, podiam alcançar a área de intermaré, transportar e depositar areia de médio-fina a fina. Embora a excursão da maré fosse maior que 6 m, não se geravam correntes na costa com suficiente velocidade para transportar areia e gerar estruturas morfo-deposicionais típicas de ambientes dominados pela influência da maré. A proteção da costa provavelmente era gerada por efeito de um gradiente topográfico muito baixo numa costa aberta que causava a progressiva diminuição da energia das ondas normais e das marés em direção da terra firme. Só tempestades de grande energia conseguiam alcançar as áreas mais internas da costa. Tais condições morfológicas da costa atuaram numa área relativamente extensa por um tempo relativamente longo, sendo que a Formação Lagarto se desenvolve com características deposicionais similares por mais de 1300 m em área de maior que 400 km<sup>2</sup>. (2) A Formação Lagarto, em prática, não contém restos fósseis ou traços de bioturbações. Foram encontradas só uma provável exúvia de trilobite, pertencente provavelmente à ordem Phacopida (Basilici *et al.*, 2008) (Fig. 2.19A), ordem que se desenvolve a partir do Cambriano por todo o Ordoviciano, e estruturas atribuíveis a esteiras microbianas (*MISS - microbially induced sedimentary structure*) (Fig. 2.19B e C) (Bottjer & Hagadorn, 2007; Renata G. Netto, comunicação pessoal, 2009). A idade da Formação Lagarto é inferior que ~540MA, que é idade dos mais novos elementos detríticos de zircão encontrados nos arenitos (Oliveira, 2008). Assim, a ausência de restos fósseis *sensu strictu* e de icnofósseis num período onde já se desenvolveram vários grupos de organismos é provavelmente explicável com condições ambientais críticas, onde a rarefação ou falta de organismos superiores podia permitir o desenvolvimento de esteiras bacterianas. A forte oscilação da maré e variáveis e/ou anômalas condições de salinidade geraram condições ambientais hostis à vida aquática e, conseqüentemente, inibiram a atividade de remanejamento dos sedimentos. (3) A Formação Lagarto possui as mesmas características sedimentológicas de área de intermaré por toda a sua espessura e extensão. Mesmo supondo que a excursão das marés fosse superior aos 10 m, para a geração de uma espessura de sedimentos de intermaré desta ordem deve-se admitir que a bacia de

sedimentação era sujeita a alta criação de espaço de acomodação que era acompanhada por um aporte de sedimento do mesmo volume. O aporte de sedimento era provavelmente alto como sugerido pela imaturidade física e química dos arenitos. Alta taxa de sedimentação é também testemunhada pelas características geotectônica da bacia, que é interpretada como uma bacia de antepaís (Oliveira, 2008). Assim, também é provável que uma alta taxa de sedimentação contribuisse para a preservação geológica das HCS. A alta taxa de sedimentação seria também a causa de uma progradação e extensão da área costeira de intermaré, que teria produzido um perfil topográfico baixo atenuando a atividade de ondas e maré na direção da costa.



**Figura 2. 19.** Fósseis na Formação Lagarto. (A) Provável exúvia de trilobita pertencente à ordem Phacopida. (B) Deformação plástica por carga provocada numa superfície de areia muito fina por uma película de esteira microbiana. Lapiseira: 143 mm. (C) Estrutura chamada de “pele velha de elefante” devida à dessecação de esteiras microbianas numa superfície expostas ao ar. Moeda: 24 mm.

**Figura 2.19.** Fossils of the Lagarto Formation. (A) Likely trilobite exuvia, belonging to Phacopida order. (B) Plastic load deformation generated on the upper bedding surface of a very fine-grained sandstone by a film of microbial mat. Pencil: 143 mm.(C) Structure called “old elephant skin” generated by the contraction of the microbial mat in an air exposed surface. Coin: 24 mm.

## CONCLUSÕES

A Formação Lagarto foi depositada num sistema costeiro aberto com influência mista de ondas e marés (*open-coast tidal flat*). Existem descrições de ambientes de sedimentação atuais deste tipo, mas sucessões sedimentares antigas com estas características são pouco conhecidas. Neste trabalho a Formação Lagarto é apresentada como o exemplo fóssil de um ambiente de costa aberta dominada por ondas. As principais conclusões são descritas a seguir.

(1) A Formação Lagarto foi subdividida em três elementos arquiteturais que são caracterizados por uma diferente distribuição em tipo e espessura de sete litofácies. O elemento 1, que forma sucessões espessas até 60 m, é caracterizado prevalentemente por camadas de *HCS* acrescionais (litofácies 1), interestratificadas com camadas de arenitos muito finos com marcas de ondas (litofácies 5). Este elemento é interpretado como depósito da área mais profunda de uma zona de intermaré ou da parte superior da zona de supramaré. O elemento 2 é formado por dois sub-elementos: 2a e 2b. O sub-elemento 2a forma sucessões entre 20 e 30 m espessas e é constituído prevalentemente por arenitos com marca de ondas e laminações plano-paralelas (litofácies 5), interestratificados com camadas de *HCS* do tipo erosão e preenchimento (*scour and drape HCS*) (litofácies 2), estratificações cruzadas (litofácies 4) e pelitos (litofácies 6). O sub-elemento 2b é constituído camadas de arenito, que mostram *HCS* de tipo migratório (litofácies 3) e marcas de ondas (litofácies 5), interestratificadas com pelitos (litofácies 6). O elemento 2 é interpretado com produto de deposição em área de intermaré. O elemento 3 forma pacotes com espessura maior que 200 m, caracterizados por pelitos laminados (litofácies 7), raramente interestratificados com camadas amalgamadas de arenitos com *HCS* migratórias (litofácies 3). Este elemento é interpretado como porção superior de uma área de intermaré.

(2) Os três elementos possuem por cerca de 1300 m de espessura uma distribuição homogênea e as litofácies que os constituem foram geradas por processos sedimentares físicos similares. Por estas razões foi admitido que eles fossem parte do mesmo sistema deposicional. A posição de distalidade ou proximalidade dos três elementos, com relação à linha de costa, foi definida em base à relação da espessura de arenito/pelito e distribuição dos processos deposicionais, deduzidos a partir da análise de fácies. A espessura das camadas areníticas diminui progressivamente passando do elemento 1, 2a, 2b até o 3. A relação arenito/pelito varia

respectivamente de 99, 5, 3,5 até 0,25. Do elemento 1 até o 3 observa-se, de forma progressiva, uma menor influência dos fluxos ligados às tempestades e um aumento da influência de correntes de marés na deposição de material mais fino. Assim, o elemento 1 é interpretado como o elemento mais distal e os elementos 2a, 2b e 3 são, nesta ordem, localizados sempre mais perto da costa.

(3) O sistema deposicional da Formação Lagarto é um sistema deposicional híbrido caracterizado pela influência de ondas, principalmente de tempestade, e de maré e pode ser comparado a um sistema costeiro aberto de planície de maré (*open-coast tidal flat*), sujeito a periódicas, provavelmente sazonais, atividade de ondas de tempestade. O efeito de proteção da ação das ondas de tempo bom e das correntes de marés era provavelmente devido a uma planície de maré extensa e de muito baixo gradiente topográfico, que causava a progressiva perda de energia de ondas e marés por atrito da lâmina de água com o fundo. Só as fortes ondas de tempestades podiam alcançar a área de intermaré e depositar arenitos com estruturas de *HCS*.

(5) A Formação Lagarto é um dos poucos casos citados em literatura no qual *HCS* de baixa profundidade de lâmina de água são preservadas no registro geológico. Acredita-se que três fatores tenham permitido esta ocorrência. Primeiro, a ausência de processos físicos que após a tempestade podiam ter retrabalhado os depósitos com *HCS*. De fato, as ondas de tempo bom conseguiram só retrabalhar a porção superior das camadas com *HCS* ou depositar sedimentos em forma de marcas de ondas e as correntes de maré em geral só tinham energia para transportar lama e areia muito fina. Segundo, as condições paleoambientais desfavoráveis à vida de uma rica comunidade biológica. Consequentemente, as camadas com *HCS* não foram destruídas por bioturbação. Terceiro, um rápido soterramento das camadas. A bacia onde se depositou a Formação Lagarto é interpretada como uma bacia de antepaís sujeita a alta criação de espaço de acomodação por flexura da crosta continental e alto aporte de sedimento pela presença de uma cadeia orogênica em formação (a Faixa Sergipana). A grande espessura e monotonia desta formação e a imaturidade dos seus sedimentos areníticos sugerem efetivamente que a construção desta unidade ocorreu com uma alta taxa de sedimentação.

## **Agradecimentos**

À FAPESP projeto 2006/00525-2 e ao CNPq, processo 473356/2007-4. A Renata G. Netto pela interpretação das estruturas produzidas pelas esteiras microbianas. Agradecemos, em fim, o/a anônimo/a parecerista e Ernesto Lavina pelos interessantes comentários ao manuscrito.

## **REFERÊNCIAS**

- Allen, J.R.L. 1982. *Sedimentary Structures: their character and physical basis*. Elsevier, Amsterdam, 663 pp.
- Basilici, G., De Luca, P.H.V. e Ghilardi, R. 2008. Anatomy of an Ordovician or Devonian (?) shallow-water storm-dominated tidal open coast: the Lagarto Formation, Sergipano Belt. *In: Workshop Sobre a Geologia do Pré-Cambriano da Província Borborema - Resumos das Apresentações*, Unicamp, p. 16-17.
- Basilici, G. e Oliveira, E.P., 2008. Tidal-dominated sandy coast: the Lagarto Formation, Early Cambrian, Sergipe. *In: M.G. Silva & W.J.S. Franca-Rocha (org.). Coletânea de trabalhos completos, XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, Aracajú, Salvador, 2008, p. 682-687.*
- Bottjer, D. e Hagadorn, J.W., 2007. Mat growth features. *In: J. Schieber, P.K. Bose, P.G. Eriksson, S. Banerjee, W. Altermann, O. Catuneau (eds) Atlas of mat features preserved within the clastic rock record*. Elsevier, p.: 53-71.
- Boyd, R., Dalrymple, R.W. e Zaitlin, B.A. 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sed. Geol.*, **80**:139-150.
- Brenchley, P.J. e Newall, G. 1982. Storm-influenced inner-shelf sand lobes in the Caradoc (Ordovician) of Shropshire, England. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**:1257-1269.
- Brenchley, P.J. 1985. Storm influenced sandstone beds: *Modern Geology*, **9**:369-396.
- Cheel, R.J. e Leckie, D.A. 1993 Hummocky cross-stratification. *In: Wright, V.P. (ed) Sedimentology Review, Vol. 1, Blackwell Science, Oxford. 103–122 pp.*
- Craft, R.J. e Bridge, J.S. 1987. Shallow-marine sedimentary processes in the Late Devonian Catskill Sea, New York State. *Geol. Soc. Am. Bull.* **98**:338-355.
- D’el-Rey Silva L.J.H. 1995, Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**:315-332.

- Dalrymple, R.W., Yang, B.C. e Chun, S.S., 2006, Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, south-western Korea: Summer tidal flat-winter shoreface—Reply: *Sedimentology*, **53**: 693–696.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. e Boyd, R. 1992 Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *J. Sed. Petrol.*, **62**:1130-1146.
- Davis JR, R.A. e Fitzgerald, D.M., 2004. *Beaches and Coasts*. Blackwell Publishing, Malden, 419 pp.
- De Luca, P.H.V. 2008. Modelo de distribuição de depósitos areníticos em sistemas análogos de plataforma marinha: um exemplo do Cambriano da Faixa Sergipana (Formações Lagarto e Palmares, Domínio Estância, Sergipe e Bahia). Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia de Petróleo, Unicamp, 90 p.
- De Raaf, J.F.M., Boersma, J.R. e Van Gelder, A. (1977) Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, **24**:451-483.
- Dott, R.H., JR. e Bourgeois, J. 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Geological Society of America, Bulletin, **93**:663-680.
- Duke, W.L. 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, **32**:167-194.
- Dumas, S., Arnott, R.W.C. e Southard, J.B. 2005. Experiments on oscillatory-flow and combined-flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow-marine sedimentary record. *Journal of Sedimentary Research*, **75**:501–513.
- Fan, D.D., Li, C.X., Archer, A.W. e Wang, P. 2002. Temporal distribution of diastems in deposits of an open-coast tidal-flat with high suspended sediment concentrations: *Sedimentary Geology*, **152**:173-181.
- Fan, D.D., Li, C.X. e Wang, P. 2004. Influences of storm erosion and deposition on rhythmites of the upper Wenchang Formation (Upper Ordovician) around Tonglu, Zhejiang Province, China. *Journal of Sedimentary Research*, **74**:527-536.
- Greenwood, B. e Sherman, J. 1986. Hummocky cross-stratification in the surf zone: flow parameters and bedding genesis. *Sedimentology*, **33**:33-45.

- Ito, M., Nishikawa, T. e Saito, T. 2001. Temporal variation in the wavelength of hummocky cross-stratification: Implications for storm intensity through Mesozoic and Cenozoic. *Geology*, **29**: 87-89.
- Jopling, A.V. e Walker, R.G., 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Petrology*, **47**: 697-706.
- Kim, B.O., 2003. Tidal modulation of storm waves on a macrotidal flat in a Yellow Sea: Gomso Bay, Korea. *Estuarine, Coastal and Shelf Sciences*, **57**: 411-420.
- Lanier, W. e Tessier, B., 1998. Climbing-ripples bedding in the fluvio-estuarine transition: a common feature associated with tidal dynamics (modern and ancient analogues). *In*: C.R. Alexander, R.A. Davis, V.J. Henry, (eds) *Tidalites: processes and products*. SEPM, Special Publication, 61, p.:109-117.
- Le Hir, P., Roberts, W., Cazaollet, O., Christie, M., Bassoullet, P. e Bacher, C. 2000. Characterization of intertidal flat hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, **20**:1433-1459.
- Li, C., Wang, P., Fan, D. Bing, D. e Li, T., 2000. Open-coast intertidal deposits and the preservation potential of individual laminae: a case study from east-central China. *Sedimentology*, **47**:1039-1051.
- Mutti, E., 1992. *Turbidite sandstone*, Agip Spa, Milano, 275 pp.
- Myrow, P.M. e Southard, J.B. 1991. Combined flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds. *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**:202-210.
- Myrow, P.M. 1992. Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf: *Journal of Sedimentary Research*, **62**: 99-115.
- Myrow, P.M., Fischer, W. e Godge, J.W. 2002. Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica: *Journal of Sedimentary Research*, **72**:641-656.
- Oliveira, E. P. 2008. Evolução geológica da Faixa Sergipana, limite sul da Província Borborema Workshop Sobre a Geologia do Pré-Cambriano da Província Borborema - Resumos das Apresentações, Unicamp-Campinas, p. 14-15.
- Pettijohn P.J., Potter, P.E. e Siever, R. 1987. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, New York. 553 pp.

- Reading, H.G. 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Blackwell Science, Oxford, 688 pp.
- Reineck, H.E. e Singh, I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. 2a Ed. Springer-Verlag, New York, NY, USA. 439 pp.
- Saes, G.S. e Vila Boas, G.S. 1983. Fácies sedimentares da Formação Lagarto, Pré-Cambriano superior no extremo nordeste da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **13**:263-270.
- Saes, G.S. e Vila Boas, G.S. 1986. Fácies sedimentares e modelos de sedimentação da Formação Acauã. Pré-Cambriano Superior no nordeste da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**:263-270.
- Saes, G.S. e Vila Boas, G.S. 1989. Depósitos de leque costeiros (Fan Deltas) e de plataforma marinha rasa do Grupo Estância, Proterozóico Superior (Bahia, Sergipe). *Revista Brasileira de Geociências*, **19**:343-349.
- Saes, G.S. 1984. *Estratigrafia e sedimentologia do Grupo Estância na região nordeste do Estado da Bahia*. Salvador, dissertação de mestrado, UFBA, 107p.
- Santos, R.A., Martins A.A.M., Neves, J.P. e Leal R.A. 1998. *Geologia e recursos minerais do estado de Sergipe*. Texto explicativo do mapa geológico do estado de Sergipe. CPRM, 156 pp.
- Seilacher, A. e Aigner, T. 1991. Storm Deposition at the Bed, Facies, and Basin Scale: the Geologic Perspective. *In*: G. Einsele, R. Werner, A. Seilacher (eds) *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, p.:249-267.
- Silva Filho, M.A., Bomfim, L.F.C. e Santos, R.A. 1978a. A geossinclinal Sergipana: estratigrafia, estrutura e evolução. *In*: CBG, 30, Recife, Anais, p. 2464–2477.
- Silva Filho, M.A., Bomfim, L.F.C. e Santos, R.A. 1978b. Evolução tectono-sedimentar do grupo Estância: suas correlações. *In*: CBG, 30, Recife, Anais, p. 685-699.
- Tessier, B. 1993. Upper intertidal rhythmites in the Mont-St-Michel Bay (NW France): perspectives for paleoreconstruction: *Marine Geology*, **110**: 355–367.
- Tessier, B. 1998. Tidal cycles: annual versus semi-lunar records, *In*: Alexander, C.R., *et al.*, eds., *Tidalites: Processes and products*: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication **61**: 69-74.
- Tessier, B., Archer, A.W., Lanier, W.P. e Feldman, H.R., 1995. Comparison of Ancient tidal rhythmites (Carboniferous of Kansas and Indiana, USA) with Modern analogues (the Bay of

- Mont-Saint-Michel, France). Special Publication of the International Association of Sedimentologists **24**: 259–271.
- Walker, R.G. 1984. Shelf and shallow marine sands. *In*: R.G. Walker (ed) Facies Models: 2nd Edition, Geoscience Canada, Reprint Series 1, p.:141-170.
- Walker, R.G. 2006. Facies models revisited: Introduction. *In*: H.W. Posamentier & R.G.Walker (eds) Facies models revisited ,SEPM Spec. Publ., 84,p.: 1-17.
- Yang, B.C. e Chun, S.S. 2001. A seasonal model of surface sedimentation on the Baeksu open-coast intertidal flat, southwestern coast of Korea. *Geosci. J.*, **5**:251–262.
- Yang, B.C., Dalrymple, R.W. e Chun, S.S., 2005. Sedimentation on a wave-dominated, open coast tidal flat, south-western Korea: summer tidal-flat - winter shoreface. *Sedimentology*, **52**: 235-252.
- Yang, B.C., Dalrymple, R.W. e Chun, S.S., 2006. The significance of hummocky cross-stratification (*HCS*) wavelengths: evidence from an open-coast tidal flat, South Korea. *Journal of Sedimentary Research*, **76**: 2-8.
- Yang, B.C., Gingras, M.K., Pemberton, S.G. e Dalrymple, R.W. 2008. Wave-generated tidal bundles as an indicator of wave-dominated tidal flats. *Geology*, **36**:39-42
- Yokokawa, M., Masuda, F. e Endo, N. 1995, Sand particle movement on migrating combined-flow ripples: *Journal of Sedimentary Research*, **65**:40-44.



APÊNDICE II. “Basilici, G., De Luca, P.H.V. e Oliveira, E.P. 2012a. *A depositional model for a wave-dominated open-coast tidal flat, based on analyses of the Cambrian–Ordovician Lagarto and Palmares formations, north-eastern Brazil. Sedimentology* 59, 1613-1639”.

Artigo publicado na revista *Sedimentology*



# **A DEPOSITIONAL MODEL FOR A WAVE-DOMINATED OPEN-COAST TIDAL FLAT, BASED ON ANALYSES OF THE CAMBRIAN-ORDOVICIAN LAGARTO AND PALMARES FORMATIONS, NE BRAZIL**

Giorgio Basilici, Pedro Henrique Vieira de Luca and Elson Oliveira Paiva

*DGRN/IG – Unicamp, Brazil, basilici@ige.unicamp.br*

## **ABSTRACT**

*Open-coast tidal flats are hybrid depositional systems resulting from the interaction of waves and tides. Modern examples have been recognised, but few cases have been described in ancient rock successions. As example of an ancient open-coast tidal flat the depositional architecture of the Lagarto and Palmares formations (Cambrian-Ordovician of the Sergipano Belt, NE Brazil) is presented here. Detailed field analyses of outcrops allowed the development of a conceptual architectural model for a coastal depositional environment that is substantially different from classical wave- or tide-dominated coastal models. This architectural model is dominated by storm wave, low orbital velocity wave, and tidal current beds, which vary in their characteristics and distribution. In a landwards direction, the storm deposits decrease in abundance, dimension (thickness and spacing), grain size, and vary from accretionary through scour and drape to anisotropic hummocky cross stratification (HCS) beds. Low orbital wave deposits are more common in the medium and upper portion of the tidal flat. Tidal deposits, which are characterised by mudstone interbedded with sandstone strata, are dominant in the landwards portion of the tidal flat. HCS beds in the rock record are believed, in general, to represent storm deposits in palaeoenvironments below the fair-weather wave base. However, in this model of an open-coast tidal flat, HCS beds were found in very shallow waters above the fair-weather wave base. Indeed, this depositional environment was characterised by (1) fair-weather waves and tides that lacked sufficient energy to rework the storm deposits, (2) an absence of biological communities that could disrupt the storm deposits, and (3) high aggradation rates linked to an active foreland basin, which contributed definitively to the rapid burial and preservation of these HCS deposits.*

**Keywords:** Open-coast tidal flat, Hummocky cross-stratification, Lagarto and Palmares formations, northeastern Brazil, storm deposits, tidal deposits.

## INTRODUCTION

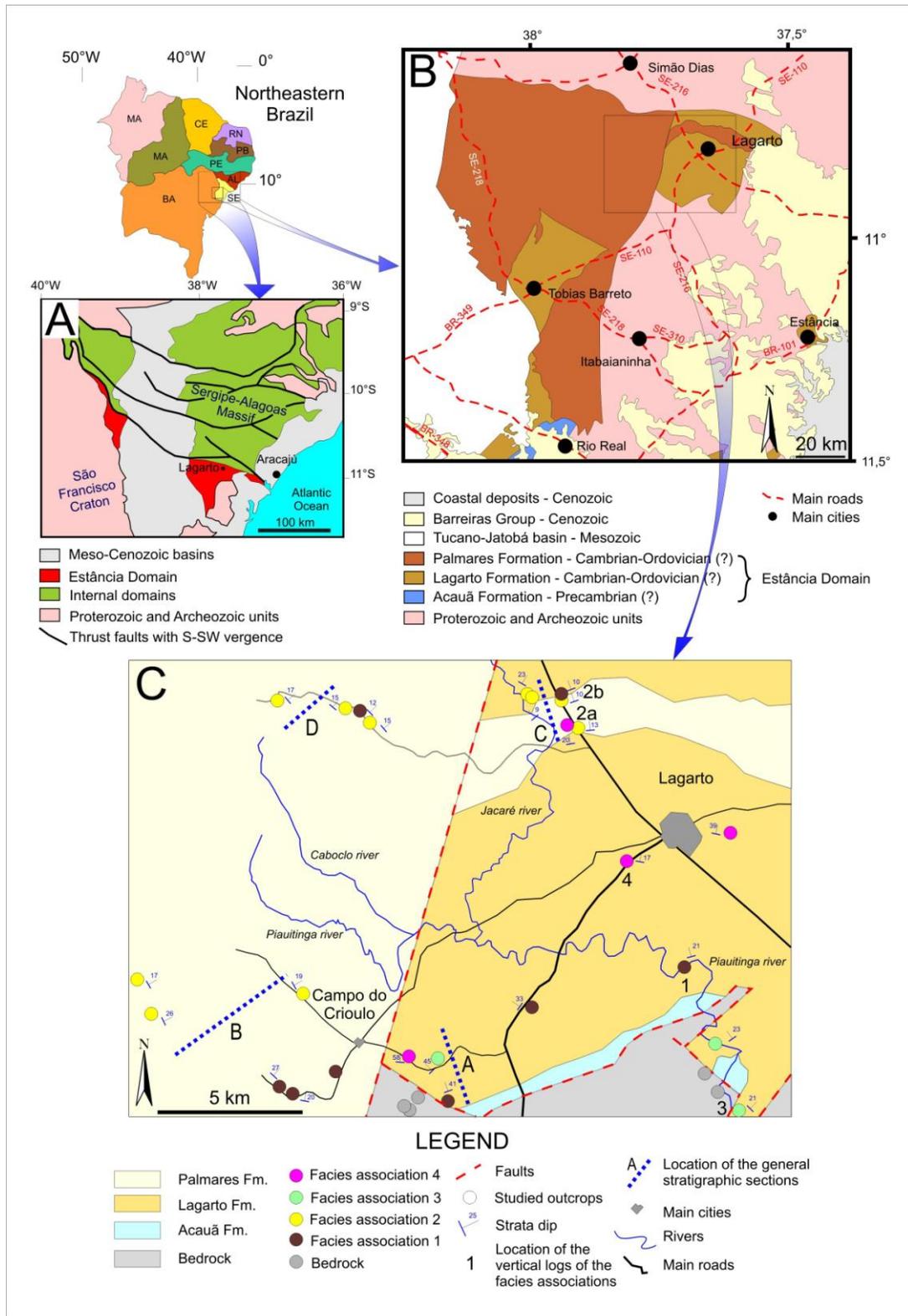
Hybrid coastal depositional systems occur where the influence of waves, tides, and rivers overlap (Boyd *et al.*, 1992; Dalrymple *et al.*, 1992). One type is the open-coast tidal flat, a hybrid coastal depositional system controlled by the interaction of waves and tides (Boyd *et al.*, 1992; Yang *et al.*, 2005; Dashtgard *et al.*, 2009). Some present-day examples of this system have recently been described by many authors (Li *et al.*, 2000; Yang & Chun, 2001; Yang *et al.*, 2005, 2006, 2008b) and should likewise be frequently found in sedimentary successions. However, descriptions of ancient sedimentary successions interpreted as open-coast tidal flats have rarely been recognised in the rock record, perhaps because they have been misidentified as shorefaces (Fan *et al.*, 2004; Yang *et al.*, 2005). The Lagarto and Palmares formations, of Cambrian-Ordovician period near the northeast coast of Brazil, constitute a clastic coastal sedimentary succession that may represent an ancient analogue of an open-coast tidal flat. This paper reports on the main sedimentological features of the Lagarto and Palmares formations, proposes a model for the geometrical distribution of their facies associations, and compares it with the present-day depositional system of an open-coast tidal flat.

Notably, the Lagarto and Palmares formations exhibit hummocky cross-stratifications (HCS), which are associated with sedimentary structures and tidal beds indicating deposition in shallow-water. Although cases of shallow-water HCS deposits have been described in modern open-coast tidal flats (Li *et al.*, 2000; Yang *et al.*, 2005) and lacustrine upper shoreface environments (Duke, 1984; Greenwood & Sherman, 1986), and in ancient nearshore deposits (De Celles & Cavazza, 1992), in literature the HCS beds are commonly interpreted as formed at a depth between the fair-weather and the storm-weather wave base (Harms *et al.*, 1975; Hamblin & Walker, 1979; Kreisa, 1981; Leckie & Walker, 1982; Dott & Bourgeois, 1982; Hunter & Clifton, 1982; Duke, 1985; Nøttvedt & Kreisa, 1987; Leckie, 1988; Cheel & Leckie, 1993). The uncommon presence of shallow-water HCS in the rock record is due to their low preservation potential owing to the reworking of these beds by physical and/or biological processes after storms (Duke, 1985, 1987). Thus, because the preservation of shallow-water HCS in the Lagarto and Palmares formations represents an unusual case, this paper describes shallow-water HCS deposits and their depositional and stratigraphic context and discusses the controlling factors that allowed their sedimentation and preservation.

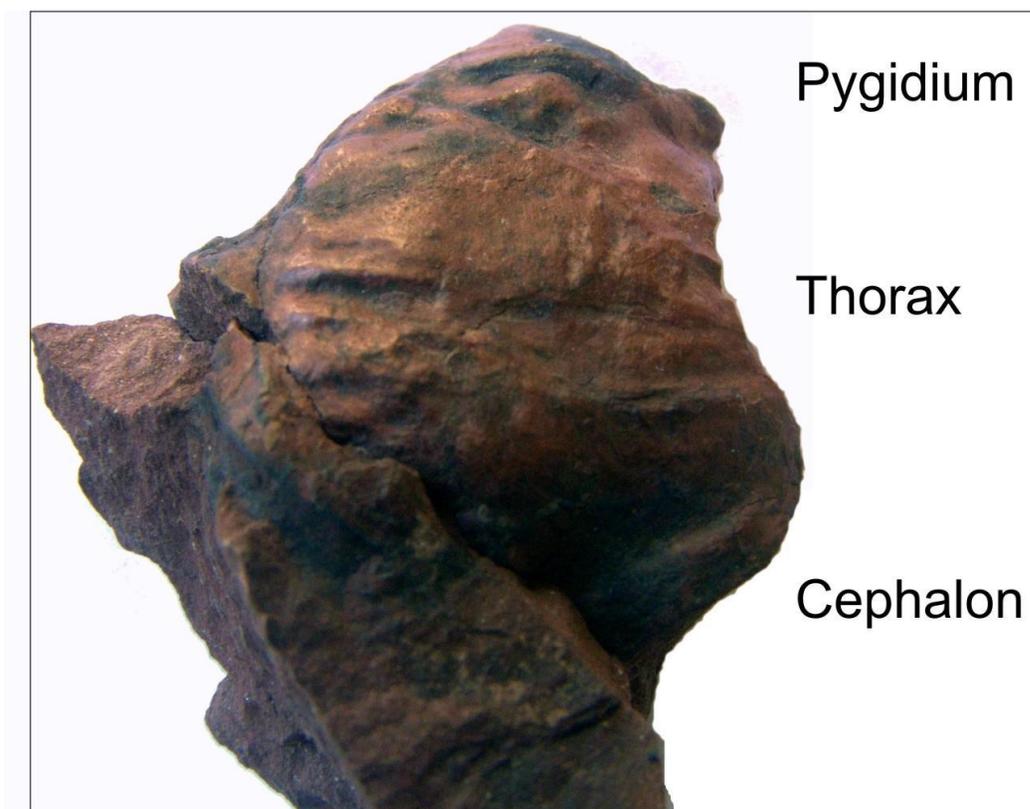
## GEOLOGICAL AND STRATIGRAPHIC CONTEXT

The Lagarto and Palmares formations crop out in northeastern Brazil (Sergipe and Bahia states) (Fig. 3.1A and B). They are part of the Estância Domain, a tectonic-stratigraphic unit that is the more external domain of the Sergipano Belt in the southern part of the Borborema Province (D'el-Rey Silva, 1995, 1999; Van Schmus *et al.*, 2008). The Sergipano Belt constitutes an orogenic chain, triangular in shape, running from WNW-ESE, formed during the collision between the Sergipe-Alagoas Massif, which is part of the Borborema Province, to the north, and the São Francisco Craton, to the south (Fig. 3.1A). The Estância Domain comprises four formations, from the bottom to the top: Juetê, Acauã, Lagarto, and Palmares (Fig. 3.1B). Oliveira *et al.* (2006) interpreted the Estância Domain as having formed in a peripheral foreland basin, at least during the deposition of the Lagarto and Palmares formations. This basin had an elongated form according the present WNW-ESE direction, bounded by the Sergipano belt to the NE and by the São Francisco Craton to the S and SW. The main source of the clastic detritus was from the Sergipano belt and farther north from the Borborema Province (Oliveira *et al.*, 2005, 2006).

The Lagarto and Palmares formations are composed of sandstone and mudstone more than 1,200 m thick, deposited in coastal environments ranging from tidal flat to shelf (Saes & Vilas Boas, 1983, 1989). According to the geological map of the CPRM – Serviço Geológico do Brasil (2004) in the study area, both formations should be represented (Fig. 3.1B); however, it was observed that the two formations in this area display the same lithofacies and facies associations and thus cannot be distinguished (Fig. 3.1C). For this reason, the two units will be treated together herein. The age of the Lagarto and Palmares formations has been identified as Mesoproterozoic, according to CPRM (2004), and Neoproterozoic, according to D'el Rey Silva (1999). However, Oliveira (2008) described detrital zircon grains from the Lagarto and Palmares formations with minimal ages between 540 and 570 Ma. In addition, during the field research for this study, a trilobite specimen was found in the mudstone beds (Fig. 3.2). This specimen, although not well preserved, might be classified as belonging to the Ordovician family of Calymenidae (order Phacopida) or to the Cambrian family of Conocoryphidae (order Ptychopariida) (Kaesler, 1997). According this classification, although based only on a single trilobite, the age of the Lagarto and Palmares formations may be placed between the middle Cambrian and the Ordovician.



**Figure 3. 1** (A) The study area is located in the northeast of Brazil (Sergipe and Bahia states). The Lagarto and Palmares formations are part of the Estância Domain, that constitutes a tectonic-stratigraphic unit interpreted as deposited in a foreland basin and is divided from NE internal domains by thrust faults with S-SW vergence. Geological map modified after D’el-Rey Silva (1999) (B and C) Geological map of the study area. The circles in figure 3.1C indicated the location of the detailed measured sedimentological sections and the dashed lines the location of the large-scale, less detailed, measured stratigraphic sections. Geological map modified after CPRM – Serviço Geológico do Brasil (2004).



**Figure 3. 2.** Specimen of trilobite found in the facies association 3 outcropping 7.5 km towards south from Lagarto city. The exemplar, 35 mm long, although not well preserved, shows an anteriorly pointed glabella, a well-developed cephalic edge, genae with strong bending, which indicate an association with the Ordovician family of Calymenidae (order Phacopida) or to the Cambrian family of Conocoryphidae (order Ptychopariida).

## METHODS

A total of 25 stratigraphic sections, 6 to 50 m thick, of the Lagarto and Palmares were studied with a detailed facies analysis, and 64 outcrops of these units over an area of 150 km<sup>2</sup> are described as supplementary information (Fig. 3.1C). Four longer, less detailed stratigraphic sections (220 to 1,200 m thick) were measured in the field (Figs 3.1C and 3.3). Although the lack of outcrops and stratigraphic elements did not permit the correlations among the sections, these data allowed the determination of the general characteristics of the two formations, and the vertical relationships of the facies associations.

Based on field data, seven lithofacies were determined. Drawings of photographic sketches were prepared to define the 2D characteristics of the lithofacies. 24 rock samples were cut into slabs and polished to provide a detailed picture of the sedimentary structures, and 14 thin sections furnished data on petrographical and textural characteristics of the sandstone.

The stratigraphic sections and interpreted depositional mechanisms, as well as the comparison with the modern examples, were used to develop a geometric model of the depositional system.

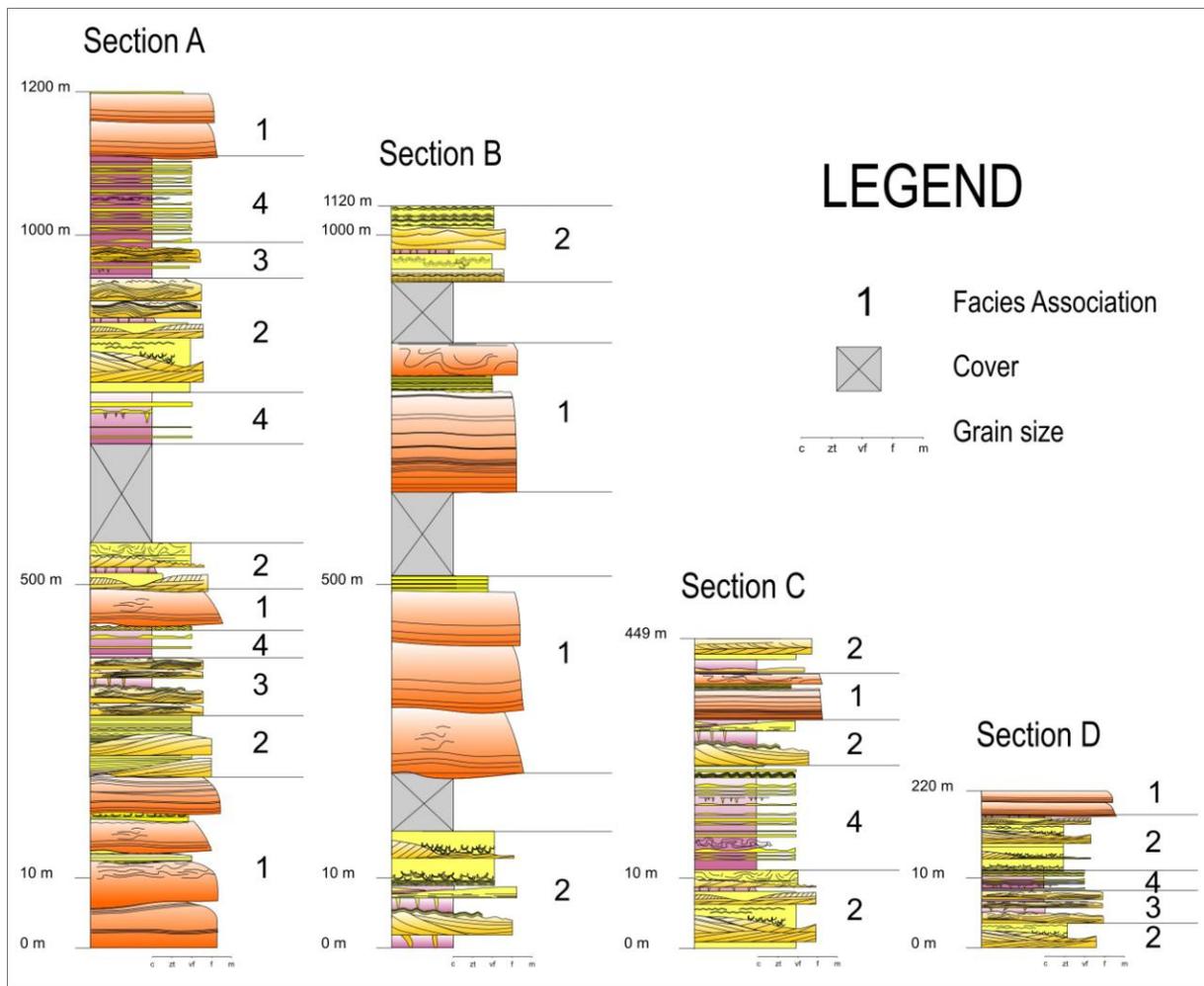
## LITHOFACIES

Seven lithofacies were identified in the Lagarto and Palmares formations.

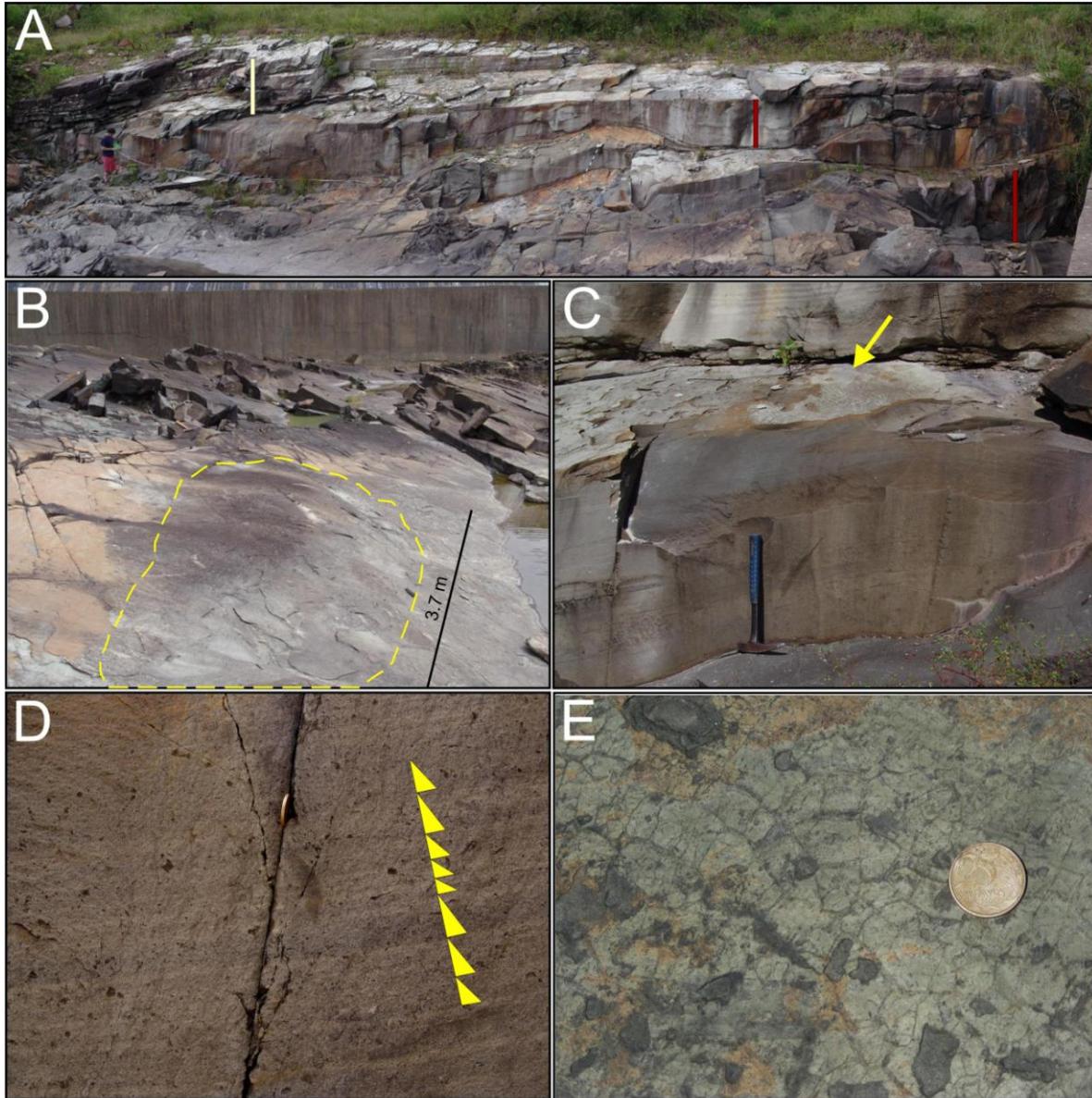
### **Accretionary hummocky cross-stratified sandstone**

This lithofacies consists of well-sorted, graded, medium- to very fine-grained sandstone beds. Petrographical analyses of six samples showed that the roundness of the grains varies from angular to subrounded. The detrital grains consist of monocrystalline quartz (50.5-58%), polycrystalline quartz (8.7-12.6%), K-feldspars (8.1-10.7%), plagioclases (3.3-3.6%), low-grade metamorphic fragments (10.7-16.3%), sedimentary fragments (3.6-11%), muscovite (0.3-1.6%), and chlorite (0-1.3%). According to the classification of Pettijohn *et al.* (1987), this type of sandstone can be classified as sublitharenite. The individual beds are 1.7-3.4 m thick, tabular in shape, and more than 60 m in lateral extension but with common lateral thickness variations. They form continuous successions up to 9 m thick (Fig. 3.4A). The basal contact of the beds is sharp but rarely erosive, and may be flat or undulated when this contact adapts to the top

morphology of the underlying strata (Fig. 3.4A). The top surface shows hummocky structures with elliptical forms, up to 0.3 m in height, 3.7 m long, and 1 m wide, spaced from 4 to 14 m apart (Fig. 3.4B). The beds display laminae 3 to 35 mm thick, generally planar in the lower portion of the bed and progressively undulated upwards, that decrease in thickness and grain size towards the top (Fig. 3.4C). Each lamina is graded (Fig. 3.4D), and at the base, one commonly observes an accumulation of flattened muddy clasts one millimetre to a few centimetres across. The thickness of each lamina increases laterally below the hummocks. Locally, the laminae show convoluted structures with tight, small anticlines and wide, small synclines. The upper 2-3 cm of the beds exhibits 1-2 sets of 3D asymmetrical ripples that are overlain by 2D symmetrical ripples with flattened crests (Fig. 3.4C). In some cases, a thin mudstone layer showing sandstone-filled cracks separating subcentimetre polygons covers the top of the beds (Fig. 3.4E). The cracks form linked complete patterns that meet at right angles. Multiple generations of cracks occur. The muddy intraclasts, which can be found at the base of the sandstone laminae described above, have the same form and dimensions as the polygonal mud cracks.



**Figure 3.3.** Four less detailed long stratigraphic sections were measured during the field study. Although outcrop conditions do not permit an understanding of the correlation amongst sections, they allow the determination of the general features of the Lagarto and Palmares formations and the vertical interbedding of the facies associations. See Fig. 3.1C for the location of the sections.



**Figure 3. 4.** (A) Beds of accretionary hummocky cross-stratified sandstone (brown bar) and laminated and 2D-rippled sandstone (light yellow bar). Accretionary hummocky cross-stratified strata have undulated, non erosive, bottom and top surfaces. (B) The top surface of accretionary hummocky cross-stratified sandstone beds shows hummocky bed forms. (C) In section the accretionary hummocky cross-stratified beds are constituted of planar laminae in the lower portion of the bed, which progressively become undulated upwards. Note wave ripples on the top surface of the bed (arrow). Hammer: 0.28 m. (D) The laminae, which constitute the hummocky cross-stratified sandstone, are graded. Coin: 24 mm. (E) A thin muddy lamina with subaerial mud cracks covers the top surface of the accretionary hummocky cross-stratified sandstone beds. Note the several generations of cracks. Coin: 24 mm.

### *Interpretation*

This lithofacies was interpreted as accretionary HCS because it corresponds to similar structures described by Brenchley & Newall (1982), Brenchley (1985), Craft & Bridge (1987), Cheel & Leckie (1993), McCabe & O’Cofaigh (1996), and Bhattacharya & Bhattacharya (2005). The uncommonly erosive basal contact of the beds suggest that depositional flows did not have a strong erosional capacity; it is also likely that the mudstone lamina, which covered the underlying bed surface, constituted a further protection from the erosion. The sedimentation of accretionary HCS beds began with the deposition of graded parallel laminae in the planar bed phase. The laminae, planar or undulated, initially adapted to the top of the underlying bed to become upwards planar and to successively form weak symmetrical undulations with less than 5° of dip. Normal grading within the laminae suggests settling from suspension in the regime of plane bed. The last phase of sandstone deposition is characterised by 2D symmetrical ripples. The symmetrical undulations and the 2D ripples indicate that the sedimentation of these beds occurred during oscillatory flows. The progressive decrease of grain size and thickness of the laminae upwards, along with the superposition of bedforms of lower energy, suggest a decrease of the velocity and of the suspended-load fallout of the flow (Myrow & Southard, 1991; Arnott & Southard, 1999). Each lamina was the result of the passage of a single wave or group of large waves. The sedimentary process did not involve intermediate phases of erosion and sedimentation but was continuous due to the suspended-load fallout. Convolute laminations, due to fluidisation of the sand by high pore-water pressure (Allen, 1984), suggest rapid deposition. The decrease in the velocity of the oscillatory flow was followed by a phase of calm waters with mud settling. The muddy cracks are interpreted as subaerial cracks because, in general, subaqueous shrinkage cracks have discontinuous, random or weakly oriented shapes, and are constituted by only one generation of cracks (Plummer & Gostin, 1981, see their Table 1; Tanner, 2003). Moreover, they cannot be confused with cracks of interstratal origin because their fragments are preserved as intraclasts in the overlying HCS laminae, and the sandstone filling the cracks does not show upward flow features (Tanner, 1998). Thus, these cracks suggest a subsequent emersion of the depositional surface.

### **Scour and drape hummocky cross-stratified sandstone**

This lithofacies is formed of fine-grained sandstone beds, 0.15 to 0.85 m thick, with lenticular forms (i.e., planar bottoms and convex-up upper surfaces) (Fig. 3.5A). The base is sharp, but rarely erosional. Internally, these beds consist of small-angle dipping cross-stratifications ( $<20^\circ$ , commonly  $<10^\circ$ ), with undulated or planar laminations, forming convex-upwards (hummocky) and concave-upwards (swaley) structures (Fig. 3.5B). The laminations are laterally variable in thickness: thinner on the hummocks and thicker on the swales. The dipping of the cross-stratifications is randomly distributed in all directions. The beds are internally organised into sets of laminations divided by erosional bounding surfaces (Fig. 3.5B). The laminations above the erosional surfaces are approximately parallel to the lower boundary. The upper surface of these beds is smooth or characterised by symmetrical ripple structures of very fine-grained sandstone. The wavelength of the lenticular beds varies from 1 to 7 m.

#### *Interpretation*

This lithofacies corresponds to the most common variety of HCS, known as scour and drape HCS (Harms *et al.*, 1975; Dott & Bourgeois, 1982; Hunter & Clifton, 1982; Cheel & Leckie, 1993). The scattered dipping of the cross-stratification indicates that these structures were produced by oscillatory flows (Harms *et al.*, 1975). Unsteady energetic conditions and a lower sedimentation rate with respect to the sedimentation of accretionary HCS involved intermediate phases of erosion and sedimentation. Each bed represents a depositional event characterised by waning flow, as testified by the wave ripples that commonly overlie it.

### **Anisotropic hummocky cross-stratified sandstone**

This lithofacies is comprised of beds of fine- or very fine-grained sandstone, 0.15 to 0.6 m thick, at times interbedded with beds of structureless mudstone (described below), 0.5 to 0.15 m thick. The sandstone beds have tabular shapes in the examined outcrops, extending laterally no more than 30 m. The basal surface is planar and erosive when in contact with underlying sandstone beds. The erosive basal surface is less evident when sandstone overlies the mudstone beds. The sandstone beds can be divided into a lower portion formed of fine- or very fine-grained sandstone that constitutes 50-80% of the thickness of the bed and an upper portion of very fine-grained sandstone (Fig. 3.5C). The lower portion exhibits undulated and curved laminations commonly divided by undulated or small-angle erosional surfaces. The undulated laminations

form alternating small hummocks and swales with asymmetric forms characterised by more dipping and narrower laminations into a preferential direction. The laminations do not exceed 20° of dip and are commonly 5-10°; moreover, they are thicker in the swales and thinner in the hummocks. The wavelength is 0.2-0.5 m. Some weakly asymmetrical ripple cross-laminations occur, alternating with the undulated laminations at the base and in the middle part of this portion (Fig. 3.5C, see arrows). The upper portion of very fine-grained sandstone is clearly in depositional continuity with the lower portion; it is characterised by ripple cross-laminations that are nearly symmetrical or weakly asymmetrical with rounded crests and preservation of the lee and stoss sides (Fig. 3.5C). Foresets that dip in opposite directions are present, but in most cases the foresets display a preferential dipping in the same direction as the underlying dipping of the small asymmetric hummocky and swaley laminations. The crest wavelength of these ripples is 0.08-0.12 m.

#### *Interpretation*

Each sandstone bed corresponds to a depositional event characterised by a decrease in energy. The related flows had erosional capacity when in motion above loose sands, whereas their erosional capacity was reduced when they flowed above mudstones that were indurated during subaerial desiccation. The presence of small-angle hummock and swale structures and undulated laminations is clear evidence of storm deposition (Hamblin & Walker, 1979; Kreisa, 1981; Dott & Bourgeois, 1982; Arnott, 1993). However, the asymmetric form of these structures allows them to be interpreted as anisotropic HCS, as described by Nøttvedt & Kreisa (1987) and Martel & Gibling (1994), indicating that an oscillatory current and a weaker unidirectional current participated in the deposition of these structures. Lower-energy combined flows contributed to the deposition of the upper portion of this lithofacies, as indicated by the ripple forms (i.e., rounded crests, the absence of brink points, and the prevalence of unidirectional foresets) (Myrow & Southard, 1991; Yokokawa *et al.*, 1995; Myrow *et al.*, 2002). The small ripples at the base and in the middle part of the lower portion of the bed may be interpreted as being related to fluctuations in the orbital wave velocity during the flow due to tidal modulations of the storm-wave intensity (Yang *et al.*, 2008a). Tidal controlled water-depth changes modify the energy of the storm-wave orbital velocity on the sandy bottom surface: greater during the high tide and lesser in low tide, when the friction with the bottom decreases the wave energy. Thus, tidal modulation of the wave orbital velocity may produce composite storm deposits as described in Yang *et al.* (2008a, see their Fig. 9K).



**Figure 3. 5.** (A) Planar-convex beds of scour and drape hummocky cross-stratified sandstone. Jacob's staff is 1.5 m high. (B) The internal portion of the scour and drape hummocky cross-stratifications exhibits sets of low-angle dipping cross stratifications, undulated and planar laminations. A thin stratum of greenish grey mudstone overlies the planar-convex bed (arrow). Hammer: 0.28 m. (C) Photograph (above) and line interpretation (below) of anisotropic hummocky cross-stratified sandstone, where the red lines indicate the bottom and the top of a bed. Two portions are clearly distinguishable: a lower portion with dominant anisotropic HCS and an upper with combined-flow ripple laminations. Note that in the lower portion two sets of ripple cross-laminations (indicated by the arrows) alternate with the anisotropic HCS. Coin 24 mm.

### **Laminated and 2D-rippled sandstone**

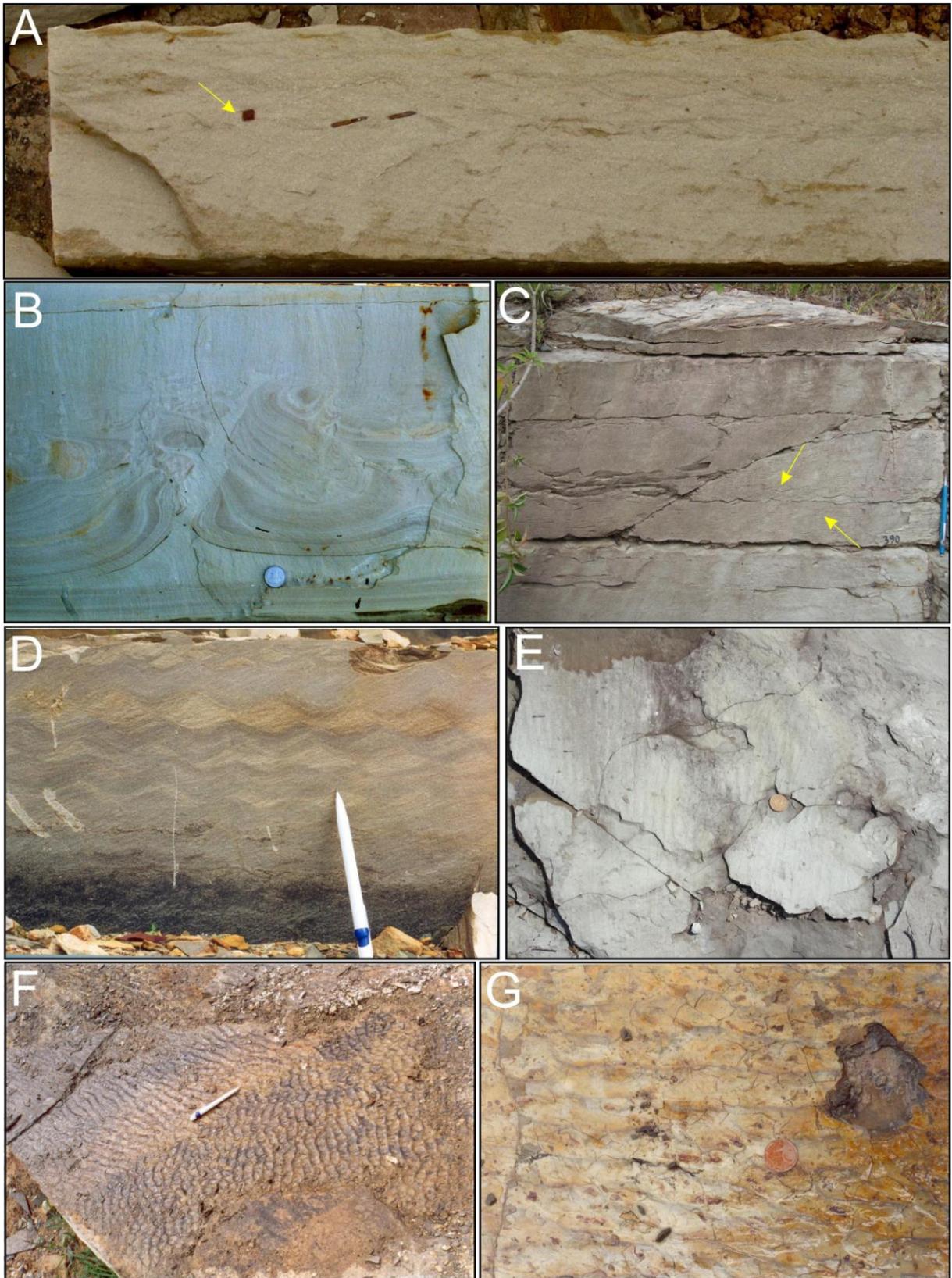
This lithofacies consists of sandstone beds, 0.15 to 0.6 m thick, with tabular shapes ranging from 15 to 40 m wide at its maximum lateral exposure. This lithofacies constitutes successions 0.4-2.8 m thick; the thickness, however, varies laterally when this lithofacies overlies the undulated surface of the HCS beds. Some beds are divided into two portions: a lower portion with low-angle or planar laminations and an upper portion with symmetrical or weakly asymmetrical ripples (Fig. 3.6A). Other beds consist only of symmetrical or weakly asymmetrical ripples. The lower portion (0.05 to 0.4 m thick) is composed of fine-grained sandstone with planar or weakly dipping laminations, organised in sets and divided by undulated or small-angle dipping erosional bounding surfaces. Commonly, postdepositional structures, such as convolute laminations and pillars, deform this sandstone portion (Fig. 3.6B). The transition between the two portions is in continuity with the sedimentation but is abrupt; locally, small concentrations of mud clasts underlie the transition plane (Fig. 3.6A, see arrow). The upper portion (0.05 to 0.45 m thick) is composed of very fine-grained sandstone with symmetrical or weakly asymmetrical ripple structures. Cross-laminations, 10 to 14 mm thick, with variable small-angle, unidirectional or opposite dipping foresets form this lithofacies. Features such as chevron upbuilding, bundled upbuilding, and offshooting and draping foresets (De Raaf *et al.*, 1977) are readily recognised in the bed section. Mud drapes, 0.5 to 1 mm thick, which form thin rhythmic bundles between the foresets or cover the rippled surface (flaser bedding), can be locally common (Fig. 3.6C). Supercritical climbing sets of wave ripples (Allen, 1984) are a very common structure (Fig. 3.6D). On the bed surfaces the crest lines of the ripples are rectilinear and bifurcated, sometimes with double crests (Fig. 3.6E). Symmetrical forms are the most common, but weakly asymmetrical forms are also present. Interference structures may be also observed (Fig. 3.6F).

Commonly, a thin lamina of mudstone with desiccation cracks, similar to those previously described, overlies the top of these beds (Fig. 3.6G).

#### *Interpretation*

The absence of a relationship between external ripple shape and internal structures, bundled upbuilding, offshooting and draping foresets, chevron upbuilding internal structures, strongly tangential cross-laminations, variable angles of repose in the cross-laminations, the scooping and undulating lower boundary of the ripples, symmetry or weak asymmetry of the form sets, and rectilinear or weakly undulating crests within the 2D-rippled portion of these beds are indicative of wave ripple or wave-current ripple marks (De Raaf *et al.*, 1977; Allen, 1984). Thus, these sandstones were formed by oscillatory flows with low orbital diameters and velocities. Weakly asymmetrical bedforms were also produced by a unidirectional flow component (i.e., combined flows). Flaser bedding suggests deposition in slack waters, probably linked to tide activity.

The beds that are characterised by the two parts are similar to the lithotype S1, var. b, of De Raaf *et al.* (1977) and may be interpreted as waning flow deposition of oscillatory flows. Planar or weakly dipping laminations suggest that the lower portion was deposited by storm activity, whereas the upper portion was formed by wave motion with very low orbital velocity. The supercritical climbing sets of wave ripples and soft-sediment deformation structures indicate a high rate of deposition (Allen, 1984).



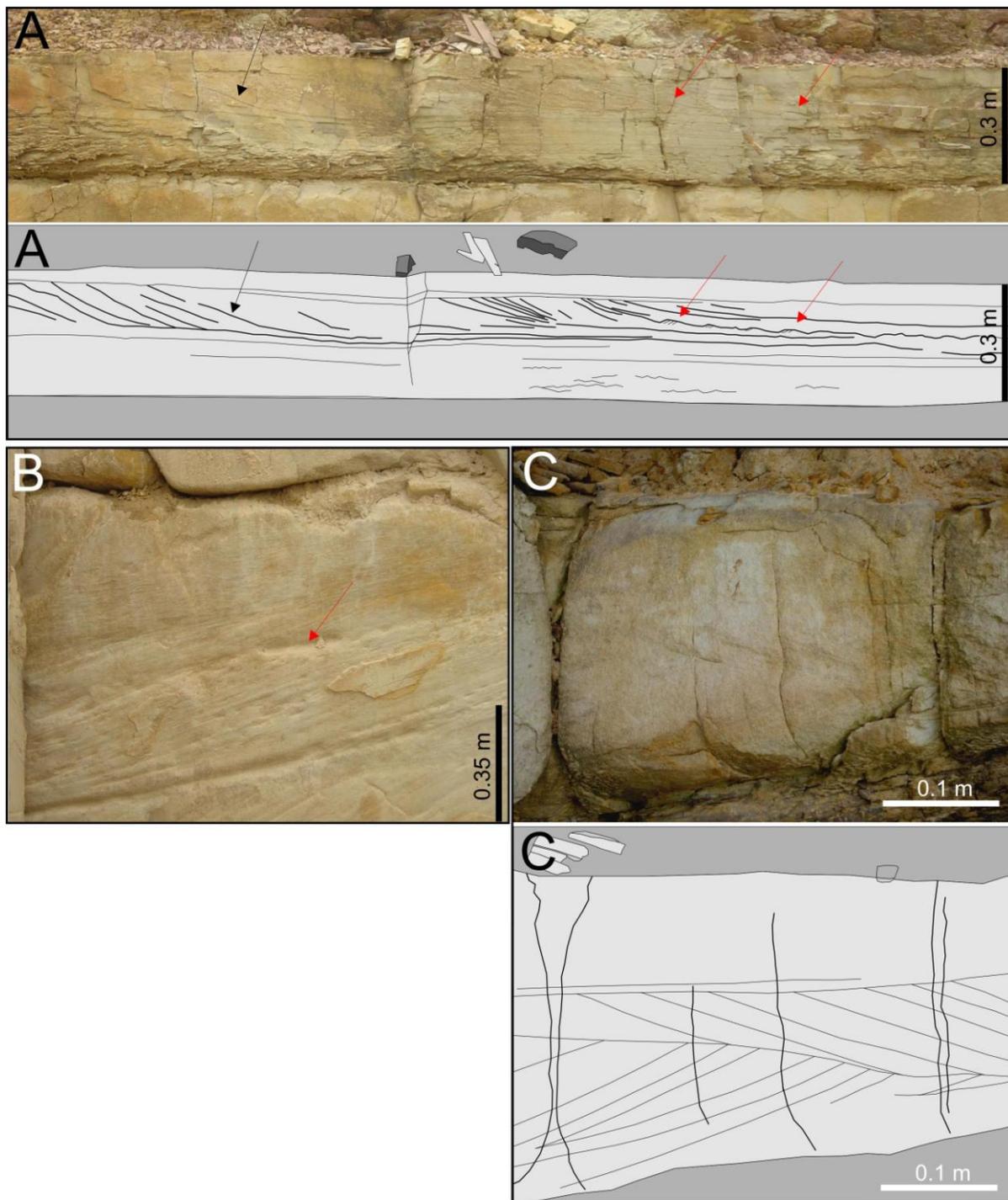
**Figure 3. 6** (A) Laminated and 2D-rippled sandstone are constituted of a lower portion with planar or weakly dipping laminations and an upper portion with symmetrical or weakly asymmetrical ripples. Intraformational muddy clasts (arrowed) can separate the two portions. (B) Convolute laminations and pillars are common in the lower portion of laminated and 2D-rippled sandstone. Coin: 23 mm. (C) Symmetrical or weakly asymmetrical rippled sandstone strata show mud drape (arrowed) covering foresets (flaser bedding). Pencil: 0.14 m. (D) Supercritical climbing sets of wave ripples are common in the upper portion of laminated and 2D-rippled sandstone beds. Pencil: 0.14 m. (E) Wave ripples form sets with rectilinear crests are observed on the top of the 2D-rippled sandstone strata lithofacies. Coin: 24 mm. (F) Interference structures of wave ripples on the surface of laminated and 2D-rippled sandstone beds. Pencil: 0.14 m. (G) The upper surface of laminated and 2D-rippled sandstone beds is commonly overlain by a muddy lamina with small subaerial mud cracks. Coin: 21 mm.

### **Cross-stratified sandstone beds**

This lithofacies is composed of fine-grained well-sorted sandstone beds, 0.1 to 0.3 m thick, organised into cross-stratifications. In some places, the foresets are separated by thin, silty mudstone drapes and the cross-stratifications have a sigmoidal shape (Fig. 3.7A) (Kreisa & Moiola, 1986). On the bottomset of these cross-stratifications asymmetric ripples indicating flow reversal can be observed (Fig. 3.7A). Locally, these cross-stratifications are interrupted by reactivation surfaces that are comparable with those described in Fig. 4C of Mowbray & Visser (1984) or with the type C of Nio & Yang (1991) (Fig. 3.7B). In some cases, the cross-stratified sets form a herringbone cross-bedding (Fig. 3.7C).

#### *Interpretation*

These beds were generated by small sand dunes that record dominant and subordinate currents. The dominant current was responsible for the deposition of the cross-stratifications, whereas the subordinate current is identified with the asymmetrical current ripples on the tangential bottom of the foreset surface and by the reactivation surfaces. Periodic variations of the intensity of the flow (slack-water stage) deposited a thin mud drape on the foreset and bottom set surfaces. This lithofacies displays a series of bundles that allow its description as a tidal bundle sequence (Visser, 1980; Yang & Nio, 1985; Nio & Yang, 1991). Additional structures that testify to the tidal action are the sigmoidal shape of the bedding and the herringbone cross-bedding (Nio & Yang, 1991).



**Figure 3. 7.** (A) Cross-stratified sandstone beds having sigmoidal shape and foresets separated by mud drape (black arrow) may be interpreted as tidal bundles. Current ripples with opposite direction of the foreset dipping appear at the bottom of the cross-stratifications (red arrows). (B) Reactivation surface (red arrow) in cross-stratified sandstone beds. (C) Photograph (above) and line interpretation (below) of cross-stratifications that locally form herringbone crossbedding.

### **Structureless mudstone beds**

This lithofacies consists of structureless clayey siltstone, dusky red in colour, or greenish grey when unweathered. The mudstone beds range from less than 0.01 to 0.33 m thick, with lateral continuity from 5 to 30 m. In general they cover hummocky cross-stratified sandstone beds (Figs. 3.4E, 3.5B, and 3.8A), but in other cases, they alternate with laminated and 2D-rippled sandstone (Fig. 3.6G). Fine-grained sandstone-filled cracks, 0.03 to 0.23 m thick, up to 0.035 m wide and tapering downwards, are commonly visible in the vertical section (Fig. 3.8B). On the bed surface, many generations of sandstone-filled cracks form polygons from 0.008 to 0.3 m in diameter (Figs. 3.4E, 3.6G, and 3.8C). Small, muddy clasts fill the cracks along with the sandstone (Fig. 3.8D). Raindrop imprints (Fig. 3.8E) and “wrinkle structures” (Fig. 3.8F) can also be observed. These “wrinkle structures” consist of linear or slightly curved shallow ridges developed on the surface of the thin mudstone bed (Fig. 3.8F).

#### *Interpretation*

The structureless mudstone was deposited by settling in low-energy conditions. The absence of internal structures and the position in some cases above HCS sandstone suggest that the mudstone may be interpreted as a depositional product of calm waters after storm activity. The formation of a similar post-storm lithofacies was described by Yang *et al.* (2005) forming during the summer period in the Baeksu Bay. The sandstone-filled cracks were formed by the drying of an exposed muddy surface. They can be distinguished from subaqueous shrinkage cracks (synaeresis cracks) because on the bedding surface, they display a regular pattern, the cracks are joined orthogonally rather than pinching out, and they display multiple generations of cracks (Plummer & Gostin, 1981; Tanner, 2003). The V-shaped profiles and the sandy filling with muddy fragments allow them to be distinguished from “interstratal dewatering structures” (Tanner, 1998). The “wrinkle structures” are very similar to linear growth patterns observed on modern microbial mats after subaerial exposition and drying of the mat surface (Bottjer & Hagadorn, 2007; Porada & Bouougri, 2007). The sandstone-filled cracks, the raindrop marks, and the wrinkle structures evidence emersion phases following mud deposition.

### **Laminated mudstone interbedded with sandstone**

These mudstones were described separately from mudstone above because they show different sedimentary structures, geometry of the beds, and distribution within the sedimentary succession.

This lithofacies is formed of mudstone periodically alternated with laminae, small lenses, and beds of very fine-grained sandstone. The mudstone is greenish grey, or dusky red if weathered, and forms beds 1 to 50 mm thick that commonly exhibit sandstone-filled cracks tapering downwards (Fig. 3.9A). The thickness of the sandstone varies from 20% to 50% of the stratigraphic interval.

Individual sandstone laminae range from less than 1 to 4 mm thick (Fig. 3.9B); the bottom is sharp, but generally nonerosive. Laterally, they are continuous over 120 m, which is the maximum lateral exposure of the lithofacies. These sandstone laminae in mudstone are similar to the parallel-laminated sand-streaked muds (lithotype M1, var. a) of De Raaf *et al.* (1977). The small lenses, which correspond to ripples, range from less than 5 to 70 mm thick; in section, they have asymmetric or weakly asymmetric shapes and rounded crests (Fig. 3.9B), although some of these have symmetrical shapes and peaked crests (trichoidal ripples). Internal cross-laminations are low-dipping and weakly convex-up. In the same interval, less than 1 m-thick trains of lenses with opposite dipping foresets can be observed (Fig. 3.9C). The bottoms of these ripples are sharp and uncommonly erosive; in some cases, the sandstone lenses grade into mudstone. The sandstone beds are 0.04 to 0.25 m thick; some are formed of planar or undulated laminations overlain by concave-up, opposite weakly dipping trough cross-laminae sets (Fig 3.9D). In other cases, the sandstone beds consist of Type B (depositional-stoss) climbing ripples (Jopling & Walker, 1968) cyclically alternating with mud drape lenses, forming a flaser bedding. In vertical succession these beds vary in thickness, cyclically thickening and thinning (Fig. 3.9E). They are very similar to the structures described by Lanier & Tessier (1998; see their figure 3.4F). Some intervals, 0.02 to 0.6 m thick, exhibit syndepositional deformations characterised by small, asymmetric folds (Fig. 3.9F).

In general, the periodic alternation of mudstone and sandstone beds does not seem, however, to be organised into cyclic sequences, i.e., it is not characterised by a progressive increase and subsequent decrease of couplet thickness.

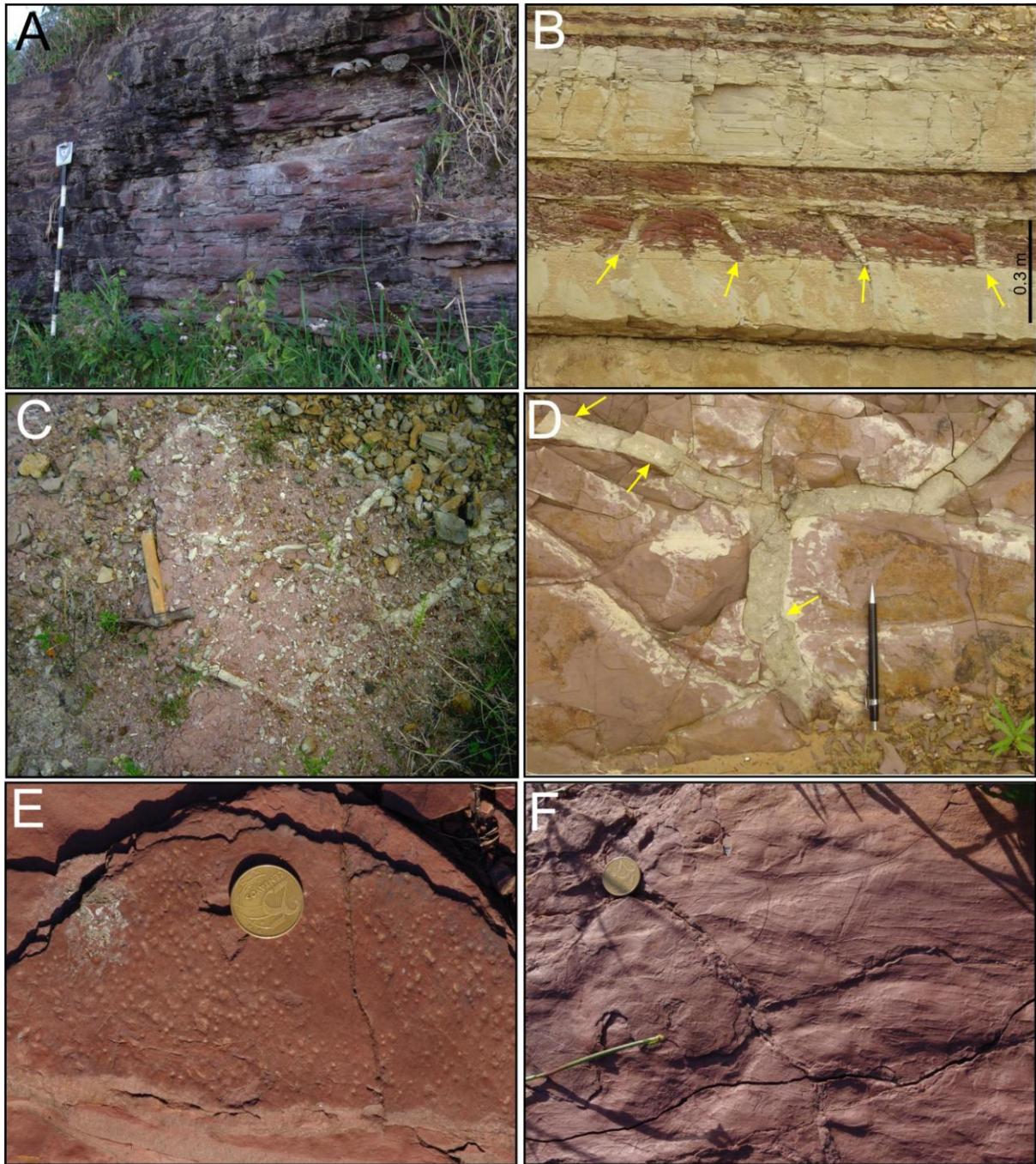
### *Interpretation*

The abundance of mudstone indicates that the deposition of this lithofacies occurred by settling in slack waters alternating with phases of greater energy that allowed the transport and the deposition of very fine-grained sand.

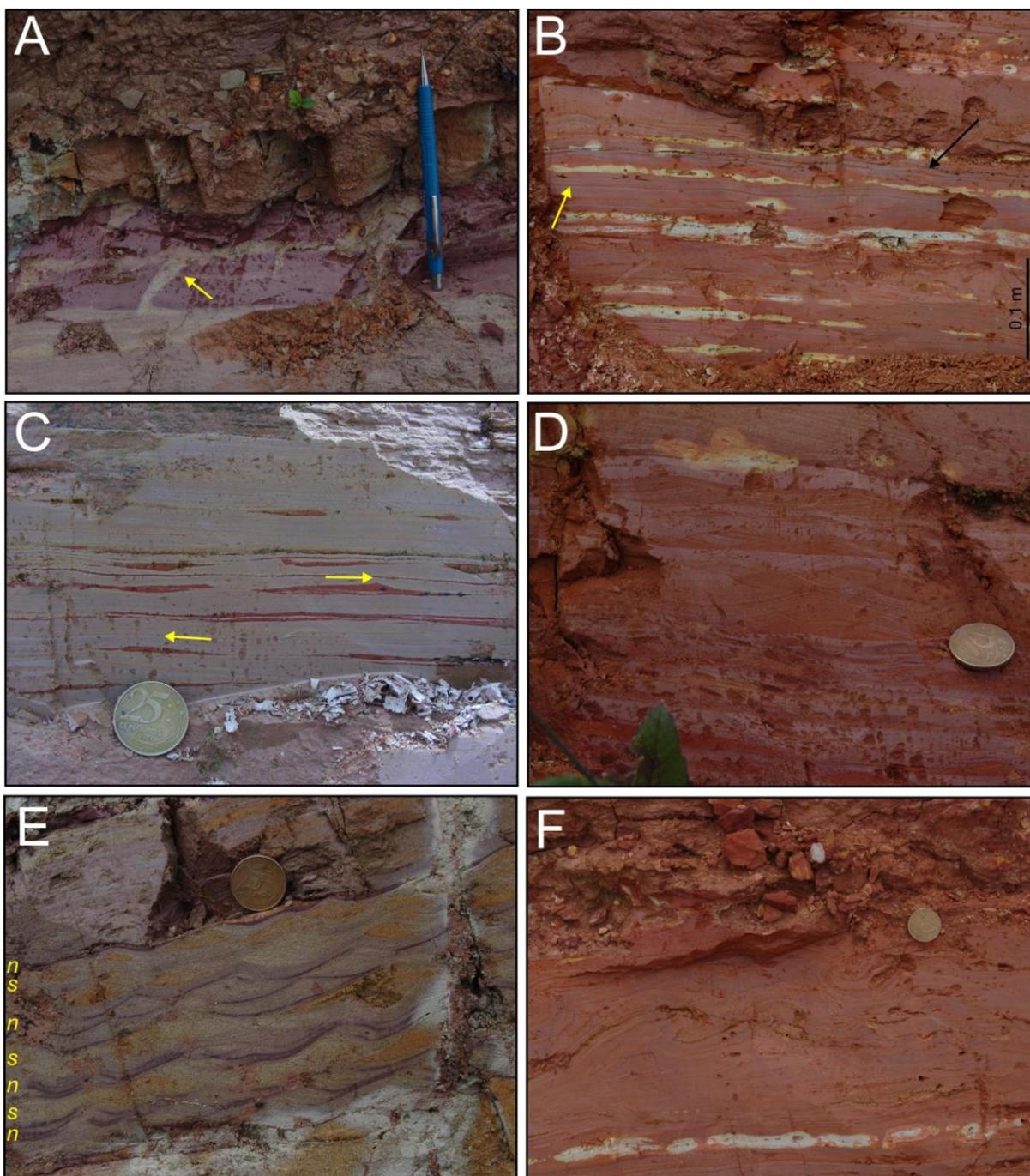
The presence of deposits with sedimentary structures such as flaser, wavy and lenticular bedding, ripples with opposite migration directions, mud cracks, and the climbing ripples cyclically alternated with mud drape lenses may be interpreted as the influence of tidal activity (Yang & Nio, 1985; Nio & Yang, 1991; Greb & Archer, 1995; Miller & Eriksson, 1997; Tessier, 1998; Greb & Archer, 1998). In particular, the Type B climbing ripple beds, that thicken and thin in vertical succession, may be attributed to increasing and decreasing tidal energy during a neap-spring-neap cycle (Lanier & Tessier, 1998).

The alternations of laminae or beds of mudstone with sandstone do not seem to be organised into systematic bed-thickness variations (Nio & Yang, 1991). Moreover, many structures, such as trochoidal ripples or the sandstone laminae in mudstone similar to the lithotype M1, var. of De Raaf *et al.* (1977), suggest the presence of oscillatory flows, alone or combined with unidirectional flows.

Accordingly, not all of the interbeddings of mudstone and sandstone were generated by tidal currents; rather, some may have been produced by alternating conditions of storm waves and calm water, as Fan *et al.* (2004), Li *et al.* (2000), and Yang *et al.* (2005, 2008a) have suggested in ancient and modern open-coast tidal flat depositional environments.



**Figure 3. 8** (A) Anisotropic hummocky cross-stratified sandstone beds interbedded with thin structureless mudstone beds. Jacob’s staff is 1.5 m high. (B) Vertical section of subaerial mud cracks in structureless mudstone beds (indicated by the arrows), filled by fine-grained sandstone. (C) Sandstone-filled subaerial mud cracks on the surface of a structureless mudstone bed. Hammer: 0.28 m. (D) Small muddy intraclasts (indicated by the arrows) within the sandstone-filled subaerial mud cracks. They contribute to distinguish this structure from “interstratal dewatering structure” (Tanner, 1998). (E) Raindrop marks on the surfaces of a structureless mudstone bed. Coin in B: 24 mm. (F) Mud cracks and “wrinkle structures”, which are attributable to microbial mats on the surface of a structureless mudstone bed. Coin in B: 24 mm.



**Figure 3. 9.** (A) Laminated mudstone beds with common sandstone filled subaerial cracks tapering downwards (arrow). Pencil: 0.14 m. (B) Laminated mudstone beds are constituted of mudstone laminae interbedded with sandstone laminae (yellow arrow) and lens (black arrow). Coin: 24 mm. (C) Sandstone lens with opposite migrating form sets. Coin: 24 mm. (D) Sandstone beds constituted of planar or undulated laminations overlain by concave-up opposite dipping foresets produced by oscillation flows. Coin: 24 mm. (E) Sandstone beds formed by climbing ripples with interbedded mud drapes (darker) may be attributed to tidal cycles in an intertidal flat. n: neap tide. s: spring tide. Coin: 24 mm. (F) Convolute laminations in laminated mudstone beds. Coin: 24 mm.

## FACIES ASSOCIATIONS

The Lagarto and Palmares formations were subdivided into four facies associations according to the interpretation of the facies and their spatial organisation.

### **Facies association 1: Lower intertidal deposits**

This facies association comprises two interbedded lithofacies (Fig. 3.10A): accretionary hummocky cross-stratified sandstone (93% of the thickness) with a minor amount of laminated and 2D-rippled sandstone (Fig. 3.10B). In the field, the facies association 1 shows vertical transitions mainly with facies association 2 and secondarily with the facies association 4 (Fig. 3.3).

Facies association 1 formed in a depositional system characterised by periodic oscillatory flow of high energy with a very low or absent unidirectional component and a high net sedimentation rate. Following experimental data, Dumas & Arnott (2006) affirm that isotropic (accretionary) HCS form in water shallow enough to have waves with high orbital diameter (>1 m) and velocity (>50 cm/s), but deep enough to have a unidirectional component with velocity < 10 cm/s. In real examples these conditions vary between 13 and 50 m of water depth (Wright *et al.*, 1994). However, the presence of subaerial cracks in this facies association indicates its emersion during post-storm phases. Thus, this facies association emphasises strong water-level oscillations between the storm and post-storm phases, probably linked to tidal range and/or coastal setup during the storm (Nummedal, 1991). Moreover, subaerial exposure was likely uncommon and of short duration as evidenced by the few mud beds with desiccation cracks that were found in this facies association. The action of waves with low orbital velocity had a minimal influence on the construction of this facies association. Asymmetric wave ripples and small, muddy drapes between the ripple foresets suggest a low tidal influence. The depositional area of facies association 1 may be interpreted as the lower portion of an intertidal flat.

### **Facies association 2: Medium-lower intertidal deposits**

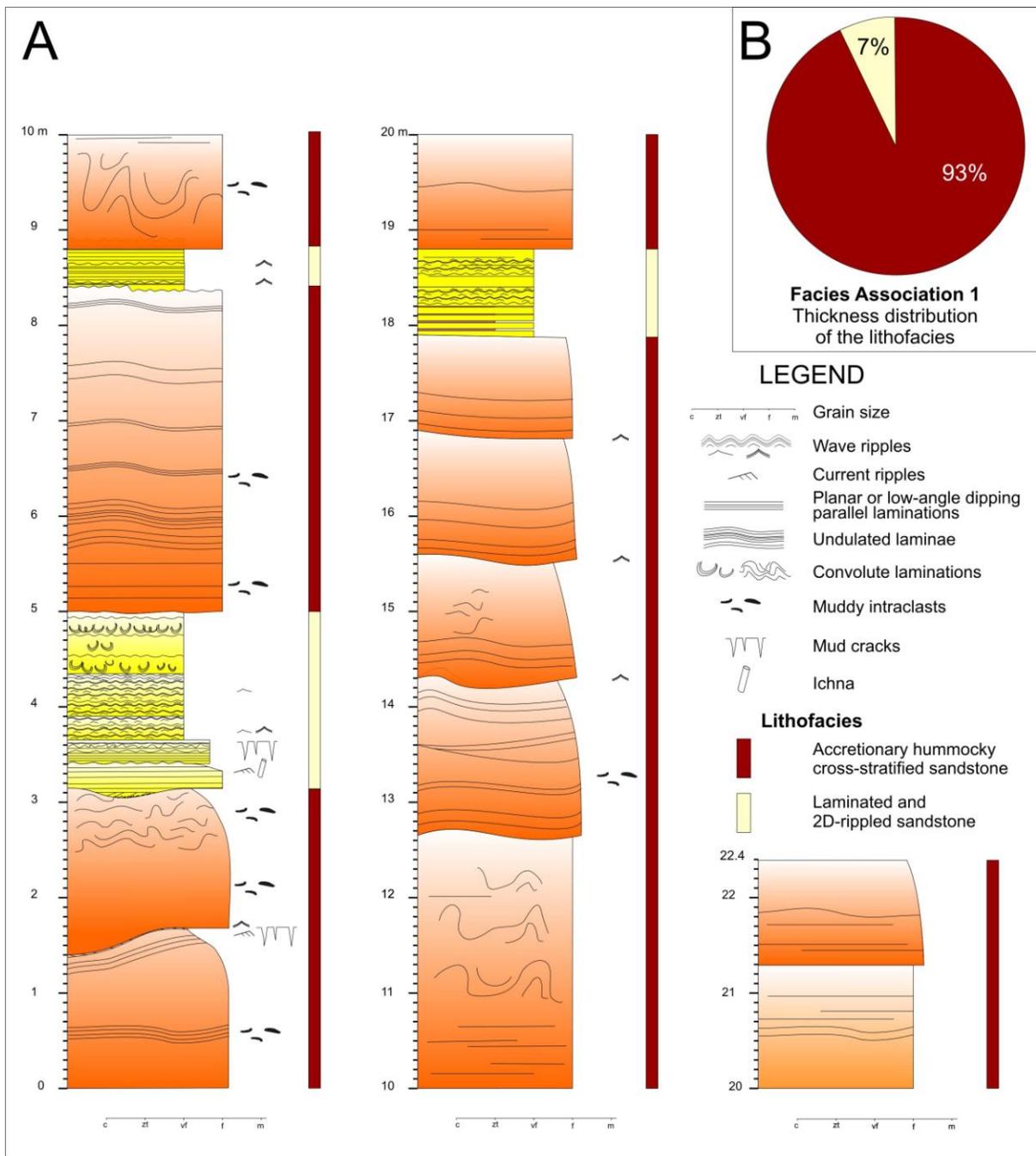
Facies association 2 comprises four lithofacies (Fig. 3.11A): scour and drape hummocky cross-stratified sandstone, laminated and 2D-rippled sandstone, cross-stratified sandstone beds, and structureless mudstone beds, which respectively constitute 21%, 61%, 8%, and 10% of the

thickness of this facies association (Fig. 3.11B). The four lithofacies have an irregular vertical distribution, although occasional cyclical vertical sequences of hummocky cross-stratified sandstone, 2D-rippled sandstone, and structureless mudstone beds (Fig. 3.11A) can be observed. The measured sections show that the facies association 2 alternates many times in vertical succession with facies associations 1, 3, and 4 (Figs 3.3 and 3.11A).

Facies association 2 is mainly characterised by sandstone deposited by oscillatory flows and was mostly formed by waves with low orbital velocity and in part by storm waves. However, a minimal part of the sandstone beds (cross-stratified sandstone beds) was produced by tidal activity. The smaller dimensions of the HCS beds, the greater abundance of mudstone beds, and the common subaerial desiccation cracks in the mudstone suggest that this facies association formed in a system of lower energy with respect to facies associations 1 and was characterised by more frequent emersions. The facies association 2 was deposited in the medium-lower portion of the intertidal flat.

### **Facies association 3: Medium-upper intertidal deposits**

Facies association 3 is composed of two lithofacies: anisotropic hummocky cross-stratified sandstone and structureless mudstone beds (Fig. 3.12A). The anisotropic hummocky cross-stratified sandstone constitutes 80% of the thickness of this facies association and the mudstone beds the remaining 20% (Fig. 3.12B). In vertical succession, the two lithofacies are commonly alternated (Fig. 3.8A and 3.12A), but sometimes the mudstone interbeddings are absent. Field data show that this facies association commonly overlies facies association 2 and underlies facies association 4 (Fig. 3.3).



**Figure 3. 10.** (A) Vertical log of the facies association 1, located 5 km towards the south of Lagarto. This section is indicated with 1 in figure 3.1B. (B) Thickness distribution of the lithofacies in the facies associations 1.

Facies association 3 testifies to depositional conditions controlled by storms. The sandstone beds were produced by oscillatory flows combined with a weak unidirectional component that determined the asymmetry of the hummock and swale forms (Dumas *et al.*, 2005; Dumas & Arnott, 2006). The unidirectional component of the flow, which was probably linked to tidal effects, continued during the waning flow conditions, thus generating structures such as combined-flow ripple laminations. Tidally controlled water-level variations may be inferred from the vertical sequences of the ripple-undulated lamination-ripples observed in some beds of the anisotropic HCS. These sequences were the result of increases and decreases in tide oscillations during the storm phase (Yang *et al.*, 2008a).

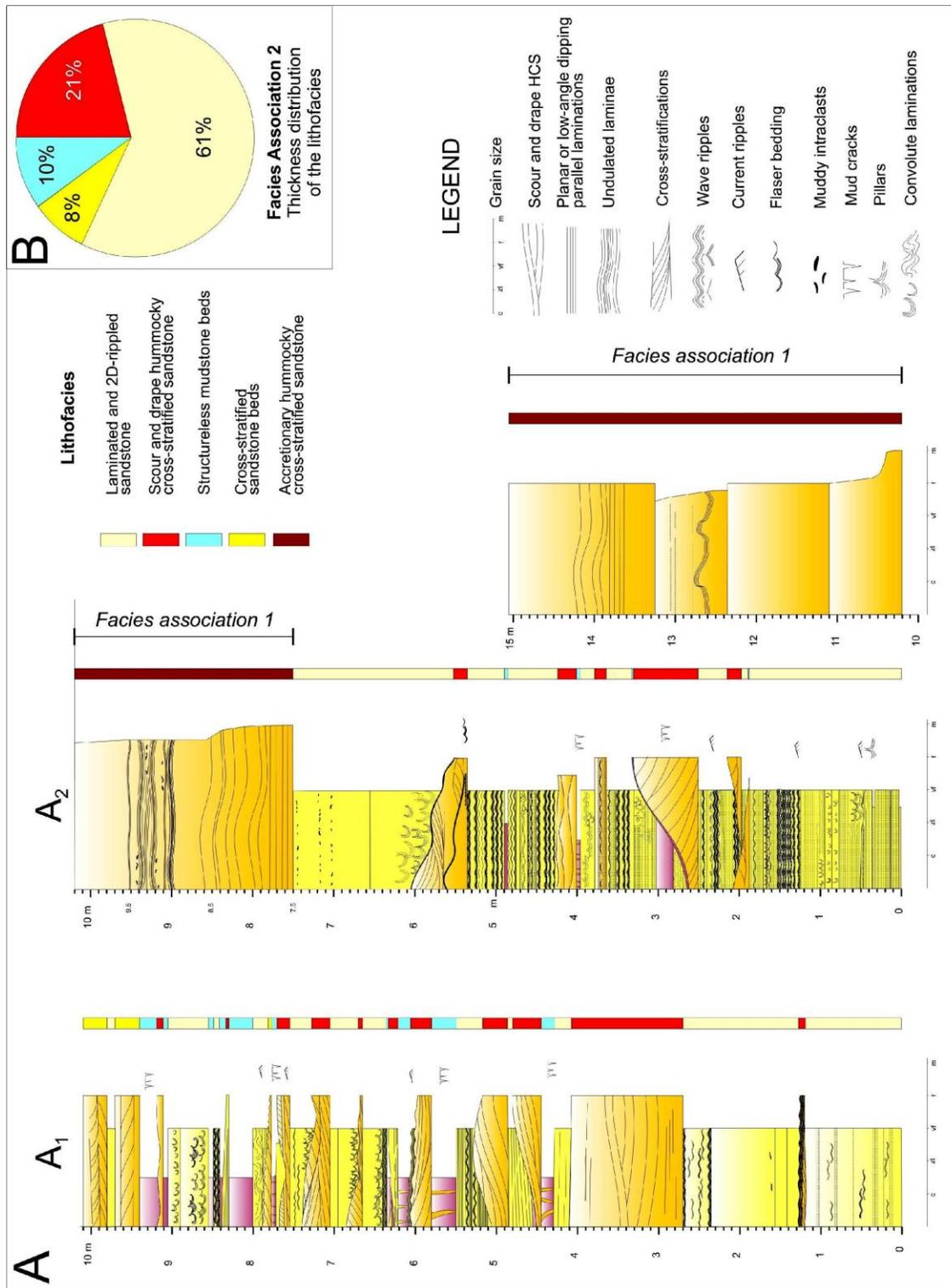
The structureless mudstone beds that sometimes overlie the sandstone were deposited during the waning stages of the storms and/or during immediate post-storm periods (Yang *et al.*, 2005). The storm phases were followed by prolonged periods of shallow water and emersion that generated desiccation cracks and raindrop imprints on the muddy depositional surface. The depositional area of facies association 3 may be interpreted as the medium-upper portion of an intertidal flat.

#### **Facies association 4: Upper intertidal deposits**

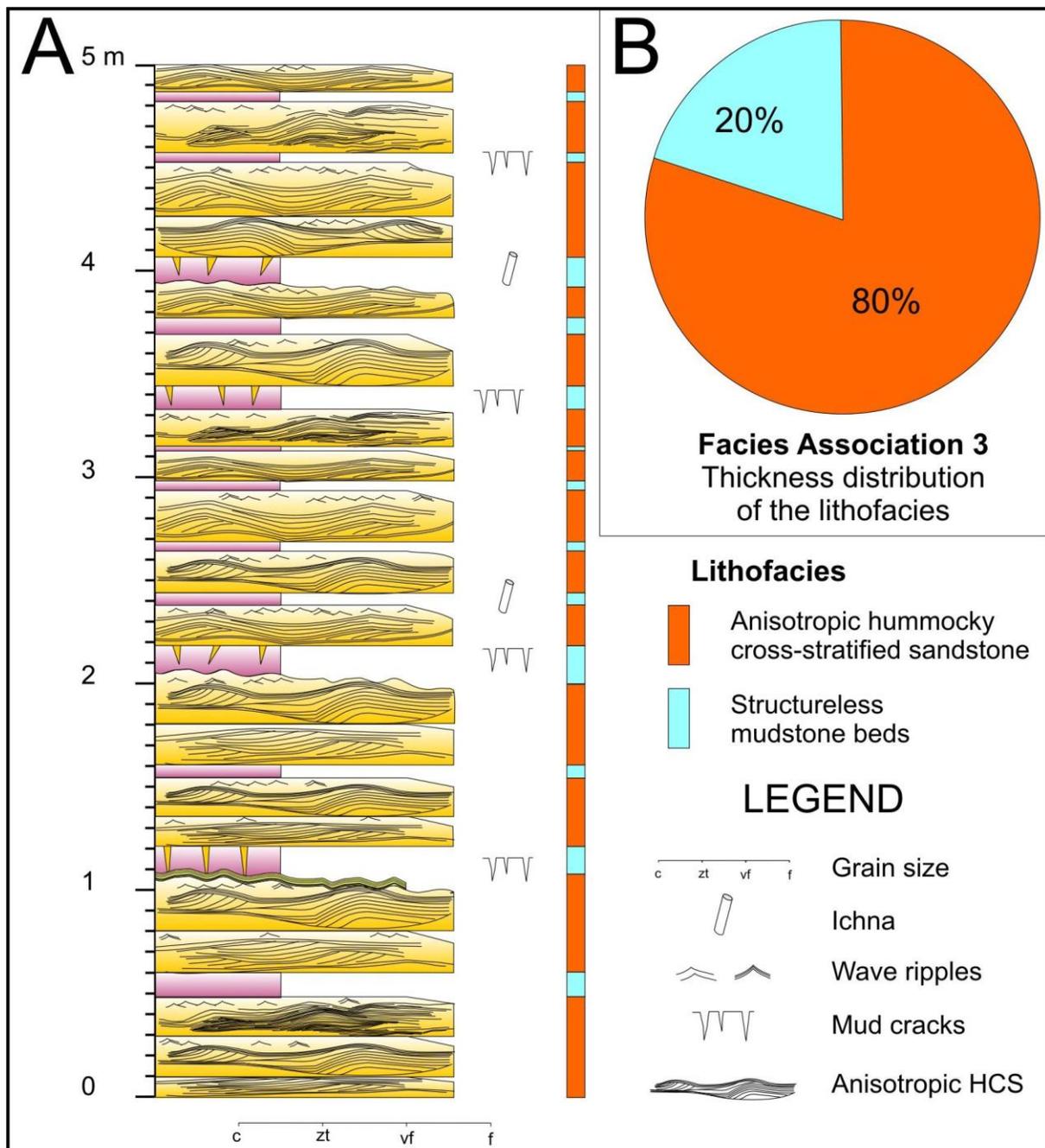
Facies association 4 comprises two lithofacies: laminated mudstone interbedded with sandstone and anisotropic hummocky cross-stratified sandstone (Fig. 3.13A). The first lithofacies dominates this facies association, constituting 97% of the thickness (Fig. 3.13B). In the field, it was observed that facies association 4 alternates vertically with facies associations 2, overlies facies association 3, and, less commonly, lies under facies association 1 (Fig. 3.3).

This facies association represents a depositional environment with the lowest energy of the system. The depositional processes here were divided between tide and wave action. Tides were responsible of the deposition of most of the mudstone in slack-water conditions, although this fact does not exclude the possibility that a portion of mudstone could have been deposited after the storms in a calm-water situation. Part of the sandstone beds was deposited by tides, but ~40% of the sandstone shows evidence that they were generated by oscillatory flows, alone or combined with unidirectional flows. The anisotropic hummocky cross-stratified sandstone represents sporadic events of high-intensity storm conditions that affected the more proximal and

sheltered areas of the coast. The facies association 4 corresponds to deposits formed in the upper intertidal flat.



**Figure 3. 11.** (A) Vertical logs of the facies association 2. The logs are located 5-6 km towards northwest of Lagarto. In figure 3.1 the circle 2a indicates section A<sub>1</sub> and the 2b section A<sub>2</sub>. (B) Thickness distribution of the lithofacies in the facies associations 2.



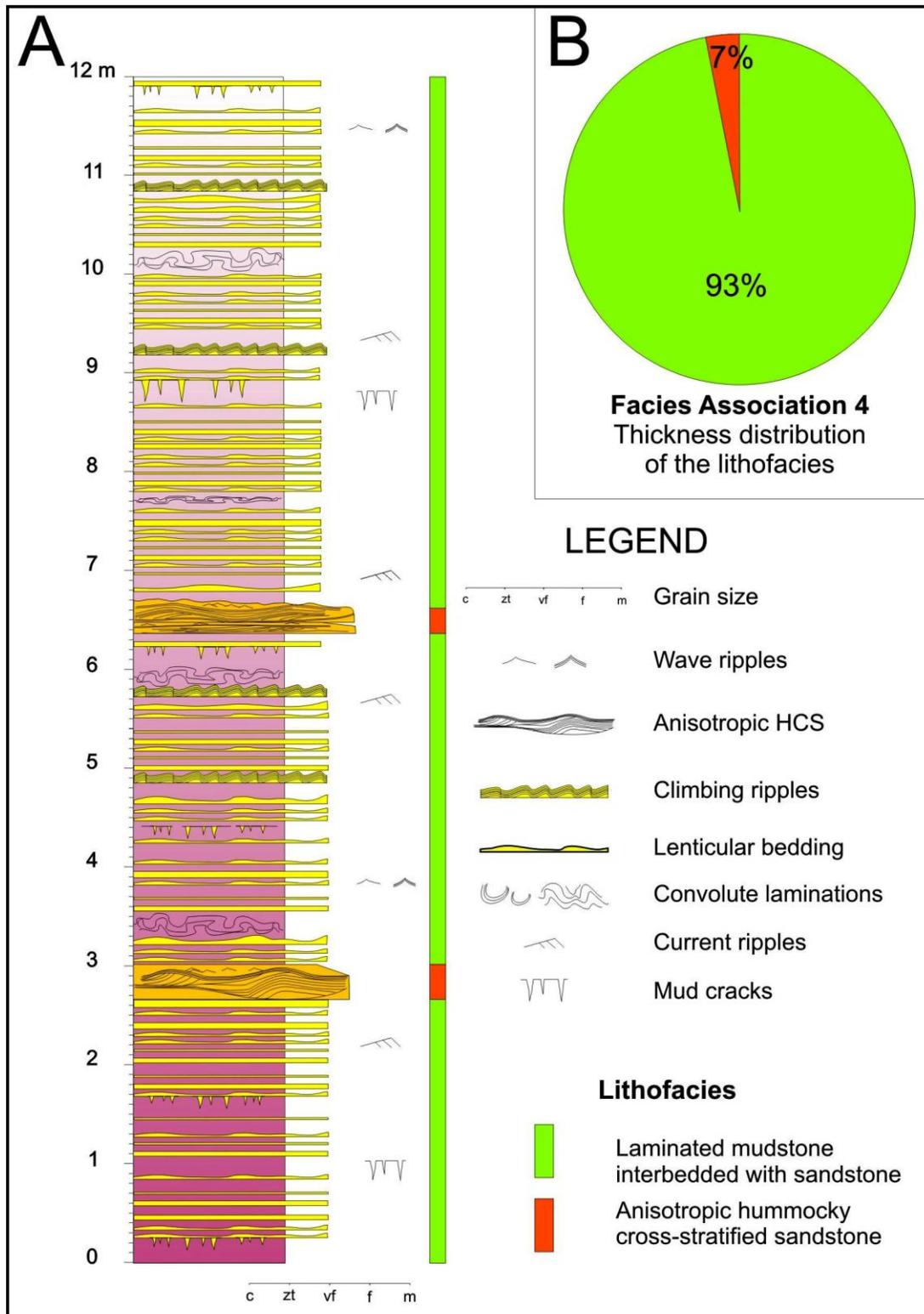
**Figure 3. 12.** (A) Vertical log of the facies association 3, located 10 km towards south from Lagarto. In figure 3.1 the circle 3 indicates the position of the section. (B) Thickness distribution of the lithofacies in the facies associations 3.

## DEPOSITIONAL MODEL FOR THE LAGARTO AND PALMARES FORMATIONS

The most prominent feature of the Lagarto and Palmares formations is the presence of deposits formed by wave and tide action. Wave ripples and three types of HCS evidence the wave activity in the formation of the deposits. Cross-stratifications with tidal bundles, climbing ripples cyclically alternating with mud drape lenses, vertical sequences of ripples, undulated laminations and ripples in anisotropic HCS beds, flaser, wavy, and lenticular beddings, ripples with opposite migration directions alternated with mudstone beds, and herringbone cross-beddings may be associated with tidal processes.

The four facies associations indicate hybrid depositional conditions controlled by waves and tides and show features that evidence periodic subaerial exposition, allowing an interpretation of deposition within a generic intertidal palaeoenvironment. The mudstone beds with subaerial exposure features do not represent prolonged emersion phases because they preserve delicate structures such as subaerial desiccation cracks, raindrop marks and microbially induced “wrinkle structures”. If they had been subjected to prolonged phases of emersion representing stratigraphic unconformities, they would be characterised by pedogenic structures, horizons of palaeosols, nodules or concretions, continental deposits, and/or erosional surfaces; these characteristics were not observed. Thus, this system cannot be attributed to a beach-shoreface or a tidal flat depositional model (Boyd *et al.*, 1992; Dalrymple *et al.*, 1992) and it may instead be identified as a system intermediate between a beach-shoreface (strand plain) and a tidal flat (Boyd *et al.*, 1992; Yang *et al.*, 2005; Dashtgard *et al.*, 2009).

The Lagarto and Palmares formations cannot be attributed to a beach-shoreface because sedimentary structures typical of this system were not observed. For example, sandstone with planar parallel, or small-angle, laminations, associated with the swash and backwash of waves on the foreshore, and trough cross-beddings, formed in the build-up or breaker zone of waves during fair-weather conditions, are lacking in all the facies associations (Clifton *et al.*, 1971; Clifton, 1976; Greenwood & Mittler, 1985; Clifton, 2006). On the contrary, mudstone deposits, which are uncommon in wave-dominated shorelines, are abundant in the described facies associations. In addition, the wave activity recorded in these units consists of two energetic extremes: sandstone beds with HCS, indicating waves with high orbital velocity, and wave ripples, indicating oscillatory flows with low orbital velocity. The sedimentary record of waves with intermediate energetic conditions, characteristic of the construction of beach-shorefaces, is absent in these units.



**Figure 3. 13.** (A) Vertical log of the facies association 4, located 2 km towards southwest from Lagarto (see circle 4 in figure 3.1). (B) Thickness distribution of the lithofacies in the facies associations 4.

The Lagarto and Palmares formations cannot have formed in a classical tidal flat because most of the sandstone strata were deposited by oscillatory flows, and typical sedimentary bodies formed in tidal bars or tidal channels were never observed (Allen, 1991; Nio & Yang, 1991). Tidal effects are relatively dominant only in facies association 4, which most resembles a tidal environment, although deposits produced by wave action are also present.

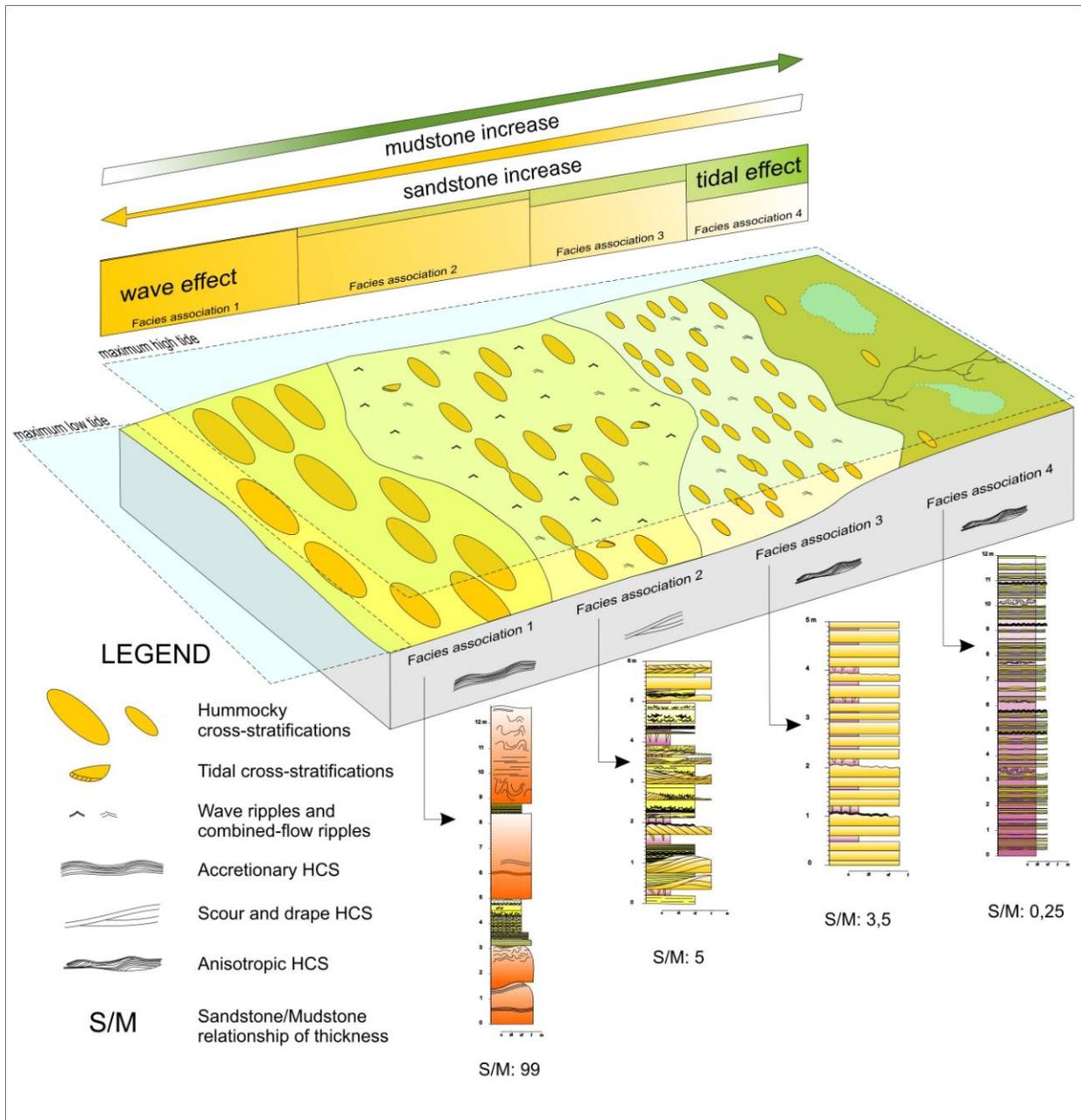
Because the field data do not provide direct information on the spatial distribution of the facies associations, inductive considerations were used to reconstruct a model of depositional systems for the Lagarto and Palmares formations. Such considerations are based on the hydraulic interpretation of the sandstone generated by oscillatory flows and tidal currents and on the textural features of the deposits. Moreover, the following assertions, substantiated by the facies analysis, constitute the support of this depositional model: (i) the sedimentation of the Lagarto and Palmares formations occurred in a coastal area; (ii) the depositional area may be recognised as an intertidal zone because it was subjected to cyclical emersions, probably due to tidal effects; (iii) most of the sandstone deposits were controlled by storm activity, for which the energy decreases landwards due to the attrition by the sea bottom (Thornton & Guza, 1982).

Each facies association is characterised by a particular type of HCS bed with specific grain size, thickness, and wavelength (see Table 3.1 and Fig. 3.14). Ito *et al.* (2001) claimed that the wavelength and thickness of sandstone with HCS varies in proportion to the orbital diameter of the waves near the sea floor. Yang *et al.* (2006) recently observed that the thicknesses and wavelengths of the beds produced by storm waves decreased landwards in an open-coast tidal flat. These authors associated the formation of HCS beds with a type of orbital wave ripple, where the bottom orbital wave diameter ( $d_o$ ) is linked to the HCS wavelength ( $\lambda$ ) by the relation  $\lambda = 0.75 d_o$ . In shallow water, the bottom orbital wave diameter decreases landwards due to the dissipation of wave energy by bottom friction and wave breaking (Thornton & Guza, 1998; Le Hir *et al.*, 2000). Thus, the progressive landwards dissipation of wave energy generates an HCS bed with a progressively smaller thickness and wavelength, and decreasing grain size. Such conditions have been verified in all situations where waves exist, but they are more important where the coastal environment has a low gradient, as in open coast tidal-flats (Yang *et al.*, 2005, 2006). Consequently, facies associations 1 to 3 may be placed in a horizontal order from the distal to the proximal sides of the intertidal zone. Facies association 4, in which oscillation

activity was limited to very low-energy wave-ripple and sporadic storm deposits, represents the most coastal depositional area (Fig. 3.14).

The horizontal distribution of the HCS beds in the Lagarto and Palmares formations is also confirmed by the model of the distribution of HCS types along a shoreface presented by Dumas & Arnott (2006). This model places isotropic HCS (accretionary or scour and drape HCS; facies associations 1 and 2) in water sufficiently shallow to have a large wave orbital diameter and a high wave orbital velocity but deep enough for a wave to remain symmetric and not generate a unidirectional component and where a high sedimentation rate exists to preserve hummocks or construct accretionary HCS. For these deposition types Dumas & Arnott (2006) suggested depths ranging from 13 to 50 m. In shallower water, where the near-bottom unidirectional current increases, anisotropic HCS form (facies association 3).

Mudstone deposits are distributed throughout the four facies associations but with very variable thickness, distribution, and lateral continuity (see Table 3.1 and Fig. 3.14). Mudstone deposition in an intertidal flat is due to settling during the slack water phase of the tide and/or after storm events. In tidally influenced settings, the amount of mudstone in the sediments increases landwards because the tidal currents decrease in this direction due to frictional dissipation at the sea bed (Bird, 2008). The distribution in the thickness of the mudstone beds may be considered proportional to the palaeocoast proximity. The sandstone beds, which are related to tidal effects and are more evident in facies association 2 (i.e., cross-stratifications with tidal bundles) and 4 (i.e., current ripples with opposite migration directions), also show a decrease in tidal energy from facies associations 2 to 4. Therefore, according to these considerations, facies associations 1 to 4 are ordered, respectively, from the distal to the proximal parts of the coast.



**Figure 3. 14.** Depositional model for Lagarto and Palmares formations. The sedimentary distribution is similar to the recently described open-coast tidal flats, where the storm influence decreases towards the coast and the tide effects relatively increase.

The horizontal distribution of the four facies associations, based on the distribution and genetic interpretation of sandstone and mudstone beds, permitted the reconstruction of an intertidal depositional model with a mixed wave and tide influence (Fig. 3.14). The more distal portion of this intertidal area (facies association 1) was dominated by storm activity, which deposited accretionary HCS. Low orbital velocity waves had little influence on depositional processes, and tide effects were almost insignificant. Landwards (facies association 2), the storm influence was reduced and replaced by the action of low-energy waves and tides. The tidal effects were manifested with the deposition of cross-stratified sandstone with tidal bundles and mudstone blankets. In the more coastal portion (facies association 3) the size of the storm waves decreased, leaving the deposition of thin beds of very fine-grained sandstone of anisotropic HCS with small wavelengths. The action of the tides increased relatively in this portion, causing sequences of anisotropic HCS that were influenced by tidal modulation of the wave energy (Yang *et al.*, 2008a) and mud deposition alternated with sandstone. In the most coastal zone (facies association 4), tidal action divided the influence into sedimentation with low orbital velocity waves. Deposits characterised by various types of tidal or wave-induced rhythmites constitute most of this facies association. The few sandstone beds testify to the effects of sporadic storms.

The depositional system represented by the Lagarto and Palmares formations is comparable with the depositional system of open-coast tidal flats described on the coasts of the Yellow Sea where the average semi-diurnal tidal range varies from 2.6 to 3.9 m with a maximum spring tidal range from 4.5 to 6.8 m (Li *et al.*, 2000; Fan *et al.*, 2002; Fan *et al.*, 2004; Yang *et al.*, 2005, 2006, 2008a). This depositional environment provides the following analogues: the mixed influence of waves and tides, the storm-dominated depositional processes, and the scarce influence of the tides in depositing sand and their importance in depositing mudstone. Moreover, the great extension of the two formations, which developed over an area larger than 150 km<sup>2</sup>, is compatible with a depositional coastal area with a low gradient, similar to the Baeksu tidal flat, located on the western coast of Korea and where the average semi-diurnal tidal range is 3.9 m with a maximum spring tidal range of 6.8 m. (Yang *et al.*, 2005).

**Table 3. 1.** Summary of the sedimentary features, related to HCS and mudstone beds in the four facies associations described for the Lagarto and Palmares formations.

Facies Associations		Sedimentological features						
		HCS beds			Mudstone beds			
	Types	Thickness	Wavelength	Grain size	Thickness distribution	Thickness	Lateral continuity	Thickness distribution
1	Accretionary HCS	1.7 to 3.4 m	4 to 14 m	Medium to fine-grained sandstone	93%	Few millimetres	Few decimetres	Scarce
2	Scour and drape HCS	0.15 to 0.85 m	1 to 7 m	Fine-grained sandstone	21%	10 to 33 mm	≤20 m	10%
3	Anisotropic HCS	0.2 to 0.6 m	0.2 to 0.4 m	Fine to very fine-grained sandstone	80%	10 to 25 mm	≥30 m	20%
4	Anisotropic HCS	0.15 to 0.4 m	0.2 to 0.5 m	Fine to very fine-grained sandstone	7%	1 to 50 mm	>120 m	≤80%

However, with respect to the model of the Baeksu tidal flat, the depositional model presented here for the Lagarto and Palmares formations differs in some aspects. The deposits of the Lagarto and Palmares formations are characterised by a greater influence of tidal processes. Indeed, classical tidal bundles, herringbone cross-stratifications, and climbing ripples with rhythmic alternations of mud drape are absent or barely developed in the Baeksu tidal flat. Moreover, mudstone deposits are more common in these Cambrian-Ordovician formations than on the Korean coast, where mud deposition is limited to the sheltered coastal areas. These data suggest that the tidal range and its relative influence were probably slightly larger in the depositional system of the Lagarto and Palmares formations. Other explanations may be related to an underestimation of the muddy portion of the tidal flat in the Korean coast. In fact, the construction of dikes on this coast to reclaim marsh areas may have constituted a limitation to the construction of an exhaustive depositional model (Yang *et al.*, 2008a).

The HCS beds of the Baeksu tidal flat have a thickness of 0.1 to 0.3 m and a wavelength of 0.3 to 2 m (Yang *et al.*, 2005, 2006), which are far lower values than the HCS bed parameters in facies associations 1 and 2 of the study formations. However, it is probable that the absence of information on the deeper portion of the Baeksu tidal flat is the cause of this discrepancy (Chang & Flemming, 2006). Long-wavelength HCS may be preserved in the deeper portion of this present-day tidal flat.

## **FACTORS CONTROLLING HCS IN SHALLOW WATERS**

HCS structures were originally interpreted as being exclusively formed in lower shoreface environments between the fair-weather and storm wave bases (Harms *et al.*, 1975; Hamblin & Walker, 1979; Kreisa, 1981; Leckie & Walker, 1982; Dott & Bourgeois, 1982; Hunter & Clifton, 1982; Duke, 1985). Although various authors have observed that HCS can form even in shallow water (Duke, 1984; Eyles & Clark, 1986; Greenwood & Sherman, 1986; De Celles & Cavazza, 1992; Yang *et al.*, 2005), it is generally believed that the HCS beds found in sedimentary successions always constitute a record of the depositional settings of a lower shoreface or an inner shelf because their preservation in shallow water is hampered by physical and biological conditions (Duke, 1985, 1987). However, De Celles & Cavazza (1992) described a case where

HCS beds were preserved in the upper part of a Pliocene shoreface; they attributed this preservation to rapid aggradation of the depositional surface.

The HCS beds described in the Lagarto and Palmares formations suggest depositional conditions in shallow waters, probably not much deeper than 13 m during the storm event for the presence of the isotropic HCS (Dumas & Arnott, 2006) and even less for the anisotropic HCS. Indeed, the mudstone beds that commonly overlie the HCS beds display subaerial desiccation cracks, raindrop imprints, and microbially induced “wrinkle structures” generated after subaerial exposition and drying of the mat surface (Figs 3.4E and 3.8B-F), that highlight the emersion of the HCS sandstones after storm events.

The presence of shallow-water HCS beds in the Lagarto and Palmares formations evidences that this depositional environment satisfies the conditions that permitted their formation and geological preservation. The conditions for the formation of HCS in shallow water were satisfied here by an adequate supply and availability of sediment and by storm waves that periodically operated on a coast characterised during the fair-weather period by calm or very low-energy waters. These conditions are typical of present-day lacustrine coasts (Eyles & Clark, 1986; Greenwood & Sherman, 1986) or open-coast tidal flats (Fan *et al.*, 2002; Fan *et al.*, 2004; Yang *et al.*, 2005, 2006, 2008b). However, Fan *et al.* (2002) and Yang *et al.* (2005, 2008a, 2008b) claimed that the HCS beds in these environments have scant potentiality for geological preservation inasmuch as physical and biological factors can disrupt these structures.

Hydraulic mechanisms associated with wave or tidal actions are the physical factors that can rework the sandstones deposited by storm events. The preservation of HCS beds in the Lagarto and Palmares formations implies that tidal or wave energy was below the motion threshold of medium- and fine-grained sand, which constitutes most of the HCS beds (Fan *et al.*, 2002; Yang *et al.*, 2005, 2006, 2008b). Furthermore, the muddy blankets on the HCS beds when indurated by exposure and desiccation may have functioned as a shelter from erosional processes.

The preservation of shallow-water HCS in the Lagarto and Palmares formations suggests that the biotic factor, in particular, as a factor in the alteration of the physical features of the HCS beds, was absent in the depositional environment of these two units. In fact, fossil remains are virtually absent, apart from the common recovery of microbial algal mat traces, which suggest very difficult conditions for life in this environment, where the activity of algal mat consumers and burrowers was suppressed (Porada *et al.*, 2007).

To preserve, i.e. to incorporate in the geological record, shallow-water HCS beds, the deposits must be rapidly buried and so be sheltered from superficial modifications. This factor depends on the creation of accommodation space, which can result from either sea-level variations or subsidence. Eustatic variations of the sea level may be excluded in the case of the Lagarto and Palmares formations. The two formations are more than 1,200 m thick and are characterised by the alternation of the four facies associations formed in a coastal depositional system probably not much more than 13 m in depth during storm events. Consequently, eustatic oscillations would have yielded consistent variations in the sedimentological character of the succession such as deposits of continental or deep-water environments, widespread erosional surfaces or palaeosols. These sedimentological features have never been observed in the Lagarto and Palmares formations. It thus seems likely that accommodation space was created by tectonic mechanisms. According to Oliveira *et al.* (2005, 2006), the Lagarto and Palmares formations were formed in an active foreland basin in front of the Sergipano Belt, which furnished most of the clastic detritus. Additionally, the mineralogical and textural immaturity of the HCS sandstone evidences a high transport rate from the orogenic belt and a high sedimentation rate into the foreland basin.

## CONCLUSIONS

This paper documents the existence of a Cambrian-Ordovician open-coast tidal flat depositional environment, recorded by the Lagarto and Palmares formations, where the action of storms and very low orbital velocity waves interacted with tidal effects. The Lagarto and Palmares formations were subdivided into four facies associations, reflecting variations in tidal and storm energies, and representing four zones of an intertidal flat, from the distal to the proximal portions of the coast (associated with facies association 1 to 4, respectively).

Tidal effects are indicated in all four facies associations by deposits of tidal origin and by evidence of frequent subaerial emersions. However, tidal deposits are uncommon in the distal portion of the tidal flat and increase in occurrence towards the coast. Storm deposits are present in all four facies associations, but the HCS beds decrease in thickness, grain size, wavelength of the undulations, and thickness variability from the distal to the proximal coastal portions. They also vary in types: from accretionary HCS beds to scour and drape HCS beds to anisotropic HCS

beds from the distal to the proximal part of the palaeocoast. Such variations indicate the decreasing intensity of storm waves in a landwards direction.

Differing from most sedimentary successions described in the literature, data from the Lagarto and Palmares formations indicate that HCS beds formed in a shallow-water environment, as suggested by the features indicating common subaerial emersion. Three factors allowed the preservation of shallow-water HCS: (1) the reduction, during fair-weather conditions of tidal or wave physical mechanisms with sufficient energy to rework the storm deposits, (2) the absence of a rich biological community able to disrupt the sedimentary structures, and (3) the rapid burial of the storm deposits in a basin with a high aggradation rate.

### **ACKNOWLEDGMENTS**

The authors would like to thank to Fapesp (project 2006/00525-2) and CNPq (project 473356/2007-4) for the financial support. The authors would like to thank Miguel Arbizu Senosiaín (University of Oviedo, Spain) for the taxonomical determination of the trilobite specimen. Special thanks to Jean-Yves Reynaud, Claiton Scherer, David Mallinson (Associate Editor), and two anonymous referees, because of their excellent work of revision of the manuscript. Alicia Reeves is always our “guardian angel” which revises our English.

## REFERENCES

- Allen, G.P. (1991) Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: a recent model for macrotidal estuarine systems. In: *Clastic tidal sedimentology* (Eds D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin and R.A. Rahmani), *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 16, 29-40.
- Allen, J.R.L. (1984) *Sedimentary Structures: their character and physical basis*. Elsevier, Amsterdam, 663 pp.
- Arnott, R.W. (1993) Quasi-planar-laminated sandstone beds of the Lower Cretaceous Bootlegger Member, north-central Montana: evidence of combined-flow sedimentation. *J. Sed. Petrol.*, 63: 488–494.
- Arnott, R.W. and Southard, J.B. (1999) Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *J. Sed. Petrol.*, 60, 211-219.
- Bhattacharya, H.N. and Bhattacharya, B. (2005) Storm Event Beds in a Paleoproterozoic Rift Basin, Aravalli Supergroup, Rajasthan, India. *Gondwana Research*, 8, 231-239.
- Bird, E. (2008) *Coastal Geomorphology. An introduction*. 2nd ed., Wiley, Chichester, 411 pp.
- Bottjer, D. and Hagadorn, J.W. (2007) Mat growth features. In: *Atlas of mat features preserved within the clastic rock record* (Eds J. Schieber, P.K. Bose, P.G. Eriksson, S. Banerjee, W. Altermann and O. Catuneanu), pp. 53-71. Elsevier, Amsterdam.
- Boyd, R., Dalrymple, R.W. and Zaitlin, B.A. (1992) Classification of clastic coastal depositional environments. *Sed. Geol.*, 80, 139-150.
- Brenchley, P.J. and Newall, G. (1982) Storm-influenced inner-shelf sand lobes in the Caradoc (Ordovician) of Shropshire, England. *J. Sed. Petrol.*, 52, 1257-1269.
- Brenchley, P.J. (1985) Storm influenced sandstone beds. *Modern Geol.*, 9, 369-396.
- Chang, T.S. and Flemming, B.W. (2006) Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, southwestern Korea: summer tidal flat – winter shoreface – discussion. *Sedimentology*, 53, 687–691
- Cheel, R.J. and Leckie, D.A. (1993) Hummocky cross-stratification. In: *Sedimentology Review, Vol. 1* (Ed V.P. Wright), pp. 103–122. Blackwell Science, Oxford.
- Clifton, H. E., Hunter, R.H. and Phillips, R.L. (1971) Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore. *J. Sed. Petrol.*, 41, 651-670.

- Clifton, H.E. (1976) Wave-formed sedimentary structures—a conceptual model. In: *Beach and nearshore processes* (Eds R.A. Davis and R.L. Ethington), *SEPM Spec. Publ.*, 24, 126–148.
- Clifton, H.E. (2006) A reexamination of facies models for clastic shorelines. In: *Facies Models Revisited* (Eds H.W. Posamentier and R.G. Walker), *SEPM Spec. Publ.*, 84, 293-337.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil (2004) *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha SC24, Aracajú*. Secretaria de Minas e Metalurgia e Ministério de Minas e Energia, Brasília.
- Craft, R.J. and Bridge, J.S. (1987) Shallow-marine sedimentary processes in the Late Devonian Catskill Sea, New York State. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 98, 338-355.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. and Boyd, R. (1992) Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *J. Sed. Petrol.*, 62:1130-1146.
- Dashtgard, S.E., Gingras, M.K. and MacEachern, J.A. (2009) Tidally modulated shorefaces. *J. Sed. Res.*, 79, 793-807.
- De Celles, P.G. and Cavazza, W. (1992) Constraints on the formation of Pliocene hummocky cross-stratification in Calabria (Southern Italy) from consideration of hydraulic and dispersive equivalence, grain-flow theory, and suspended-load fallout rate. *J. Sed. Petrol.*, 62, 555-568.
- D’el-Rey Silva, L.J.H. (1995) Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Rev. Brasil. Geocienc.*, 25, 315-332.
- D’el-Rey Silva, L.J.H. (1999) Basin infilling in the southern-central part of the Sergipano Belt (NE Brazil) and implications for the evolution of Pan-African/Brasiliano cratons and Neoproterozoic sedimentary cover. *J. S. Am. Earth Sci.*, 12, 453-470.
- De Raaf, J.F.M., Boersma, J.R. and Van Gelder, A. (1977) Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24, 451-483.
- Dott, R.H., Jr. and Bourgeois, J. (1982) Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 663-680.
- Duke, W.L. (1984) Paleohydraulic analysis of hummocky cross-stratified sands indicates equivalence with wave-formed flat bed: Pleistocene Lake Bonneville deposits, northern Utah (abs.). *AAPG Bull.*, 68, 472.
- Duke, W.L. (1985) Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, 32, 167-194.

- Duke, W.L. (1987) Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms: Reply. *Sedimentology*, 34, 344-359.
- Dumas, S., Arnott, R.W.C. and Southard, J.B. (2005) Experiments on oscillatory-flow and combined-flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow-marine sedimentary record. *J. Sed. Res.*, 75, 501–513.
- Dumas, S. and Arnott, R.W.C. (2006) Origin of hummocky and swaley cross-stratification-- The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, 34, 1073-1076.
- Eyles, N. and Clark, B.M. (1986) Significance of hummocky and swale cross-stratifications in late Pleistocene lacustrine sediments of the Ontario basin, Canada. *Geology*, 14, 679-682.
- Fan, D.D., Li, C.X., Archer, A.W. and Wang, P. (2002) Temporal distribution of diastems in deposits of an open-coast tidal-flat with high suspended sediment concentrations. *Sed. Geol.*, 152, 173-181.
- Fan, D.D., Li, C.X. and Wang, P. (2004) Influences of storm erosion and deposition on rhythmites of the upper Wenchang Formation (Upper Ordovician) around Tonglu, Zhejiang Province, China. *J. Sed. Res.*, 74:527-536.
- Greb, S.F. and Archer, A.W. (1995) Rhythmic sedimentation in a mixed tide and wave deposits, Hazel Patch sandstone (Pennsylvanian), Eastern Kentucky coal field. *J. Sed. Res.*, B65, 96-106.
- Greb, S.F. and Archer, A.W. (1998) Annual sedimentation cycles in rhythmites of Carboniferous tidal channels. In: *Tidalites: Processes and products* (Eds C.R. Alexander, R.A. Davis and V.J. Henry), *SEPM Spec. Publ.*, 61, 75-83.
- Greenwood, B. and Mittler, P.R. (1985) Vertical sequences and lateral transitions in the facies of a barred nearshore environment. *J. Sed. Petrol.*, 55, 366-375.
- Greenwood, B. and Sherman, J. (1986) Hummocky cross-stratification in the surf zone: flow parameters and bedding genesis. *Sedimentology*, 33, 33-45.
- Hamblin, A.P. and Walker, R.G. (1979) Storm dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Can. J. Earth Sci.*, 16, 1673-1690.

- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. and Walker, R.G. (1975) Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *SEPM Short Course*, 2, 161.
- Hunter, R.E. and Clifton, H. E. (1982) Cyclic deposits and hummocky cross-stratifications of probable storm origin in upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon. *J. Sed. Petrol.*, 52, 127-143.
- Ito, M., Nishikawa, T. and Saito, T. (2001) Temporal variation in the wavelength of hummocky cross-stratification: Implications for storm intensity through Mesozoic and Cenozoic. *Geology*, 29, 87-89.
- Jopling, A.V. and Walker, R.G. (1968) Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *J. Sed. Petrol.*, 47, 697-706.
- Kaesler, R. L. (1997) Treatise on Invertebrate Paleontology, Part O, Arthropoda 1, Trilobita, Revised. Geological Society of America, Boulder, and University of Kansas Press, Lawrence, 530 pp.
- Kreisa, R.D. (1981) Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of southwestern Virginia. *J. Sed. Petrol.*, 51, 823-848.
- Kreisa, R.D. and Moiola, R.J. (1986) Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formations, Utah. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 381-387.
- Lanier, W. and Tessier, B. (1998) Climbing-ripples bedding in the fluvio-estuarine transition: a common feature associated with tidal dynamics (modern and ancient analogues). In: *Tidalites: Processes and products* (Eds C.R. Alexander, R.A. Davis and V.J. Henry), *SEPM Spec. Publ.*, 61, 109-117.
- Leckie, D.A. and Walker, R.G. (1982) Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval - outcrop equivalents of deep basin gas traps in western Canada. *AAPG Bull.*, 66, 138-157.
- Leckie, D.A. (1988) Wave-formed coarse-grained ripples and their relationship to hummocky cross-stratifications. *J. Sed. Petrol.*, 58, 607-622.
- Le Hir, P., Roberts, W., Cazaoillet, O., Christie, M., Bassoullet, P. and Bacher, C. (2000) Characterization of intertidal flat hydrodynamics. *Cont. Shelf Res.*, 20, 1433-1459.

- Li, C., Wang, P., Fan, D. Bing, D. and Li, T. (2000) Open-coast intertidal deposits and the preservation potential of individual laminae: a case study from east-central China. *Sedimentology*, 47, 1039-1051.
- Martel, A. T. and Gibling, M.R. (1994) Combined-flow generation of sole structures, including recurved groove casts, associated with lower Carboniferous lacustrine storm deposits in Nova Scotia, Canada. *J. Sed. Res.*, A64, 508-517.
- McCabe, A.M. and O’Cofaigh, C. (1996) Upper Pleistocene facies sequences and relative sea-level trends along the south coast of Ireland. *J. Sed. Res.*, 66, 376-390.
- Miller, D.J. and Eriksson, K.A. (1997) Late Mississippian prodeltaic rhythmites in the Appalachian Basin: Hierarchical record of tidal and climatic periodicities. *J. Sed. Res.*, 66, 653–670.
- Mowbray, T. de and Visser, M.J. (1984) Reactivations surfaces in subtidal channel deposits, Oosterschelde, southwest Netherlands. *J. Sed. Petrol.*, 54, 811-824.
- Myrow, P.M. and Southard, J.B. (1991) Combined flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds. *J. Sed. Petrol.*, 61, 202-210.
- Myrow, P.M., Fischer, W. and Goodge, J.W. (2002) Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica. *J. Sed. Res.*, 72, 641-656.
- Nio, S.D. and Yang, C. (1991) Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. In: *Clastic tidal sedimentology* (Eds D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin and R.A. Rahmani), *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 16, p. 3-27.
- Nøttvedt, A. and Kreisa, R.D. (1987) Model for combined-flow origin of hummocky cross-stratification. *Geology*, 15, 357-361.
- Nummedal, D. (1991) Shallow marine storm sedimentation - the oceanographic perspective. In: *Cycles and event in stratigraphy* (Eds G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher), Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, p. 227-248.
- Oliveira, E.P. (2008) Evolução geológica da Faixa Sergipana, limite sul da Província Borborema, *Workshop Sobre a Geologia do Pré-Cambriano da Província Borborema*, Campinas, São Paulo, September 29-30, Resumos das apresentações, 2008, 14-15.
- Oliveira, E.P., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., Araújo, M.N.C., Dantas, E., Basilici, G., Bueno, J.F. and McNaughton, N. (2005) Evidence from detrital zircon geochronology and whole-rock Sm–Nd isotopes for off-craton provenance of clastic metasedimentary units of

- the Sergipano belt, NE Brazil. *X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Curitiba, Paraná, June 19-24, 2005, Boletim de Resumos Expandidos, 308–311.
- Oliveira, E.P., Toteu, S.F., Araújo, M.N.C., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., Bueno, J.F., McNaughton, N. and Basilici, G. (2006) Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *J. Afr. Earth Sci.*, 44, 470-478.
- Plummer, P.S. and Gostin, V.A. (1981) Shrinkage cracks: desiccation or syneresis? *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 1147-1156.
- Pettijohn P.J., Potter, P.E. and Siever, R. (1987) Sand and Sandstone. Springer-Verlag, New York. 553 pp.
- Porada, H. and Bouougri, E. (2007) 'Wrinkle structures' - a critical review. In: *Atlas of mat features preserved within the clastic rock record* (Eds J. Schieber, P.K. Bose, P.G. Eriksson, S. Banerjee, W. Altermann and O. Catuneanu), Elsevier, Amsterdam, pp. 135-144.
- Porada, H., Bouougri, E. and Ghergut, J. (2007) Hydraulic conditions and mat-related structures in tidal flats and coastal sabkhas. In: *Atlas of mat features preserved within the clastic rock record* (Eds J. Schieber, P.K. Bose, P.G. Eriksson, S. Banerjee, W. Altermann and O. Catuneanu), Elsevier, Amsterdam, pp. 258-265.
- Saes, G.S. and Vila Boas, G.S. (1983) Fácies sedimentares da Formação Lagarto, Pré-Cambriano superior no extremo nordeste da Bahia. *Rev. Brasil. Geocienc.*, 13, 263-270.
- Saes, G.S. and Vila Boas, G.S. (1989) Depósitos de leque costeiros (Fan Deltas) e de plataforma marinha rasa do Grupo Estância, Proterozóico Superior (Bahia, Sergipe). *Rev. Brasil. Geocienc.*, 19, 343-349.
- Tanner, P.W.G. (1998) Interstratal dewatering origin for polygonal patterns of sand-filled cracks: a case study from Late Proterozoic metasediments of Islay, Scotland. *Sedimentology*, 45, 71-89.
- Tanner, P.W.G. (2003) Syneresis. In: *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. (Ed. G.V. Middleton), Springer, Dordrecht, The Netherlands, pp. 718-720.
- Tessier, B. (1998) Tidal cycles: annual versus semi-lunar records. In: *Tidalites: Processes and products* (Eds C.R. Alexander, R.A. Davis and V.J. Henry), *SEPM Spec. Publ.*, 61, 69-74.
- Thornton, E.B. and Guza, R.T. (1982) Energy saturation and phase speeds measured on a natural beach. *J. Geophys. Res.*, 87, 9499–9508.

- Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., A. F. Da Silva Filho, A. F., Toteu, S. F., Penaye, J. and Guimarães, I. P. (2008) Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. In: *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. (Eds R. J. Pankhurst, R. A. J. Trouw, B. B. Brito Neves, and M. J. De Wit) *Geological Society, London, Special Publications*, 294, 69–99.
- Visser, M.J. (1980) Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, 8, 543-546.
- Wright, L.D., Xu, J.P., and Madsen, O.S. (1994) Across-shelf benthic transports on the inner shelf of the middle Atlantic Bight during the ‘‘Halloween storm’’ of 1991. *Marine Geology*, 118, 61–77.
- Yang, B.C. and Chun, S.S. (2001) A seasonal model of surface sedimentation on the Baeksu open-coast intertidal flat, southwestern coast of Korea. *Geosci. J.*, 5, 251–262.
- Yang, B.C., Dalrymple, R.W. and Chun, S.S. (2005) Sedimentation on a wave-dominated, open coast tidal flat, south-western Korea: summer tidal-flat - winter shoreface. *Sedimentology*, 52, 235-252.
- Yang, B.C., Dalrymple, R.W. and Chun, S.S. (2006) The significance of hummocky cross-stratification (HCS) wavelengths: evidence from an open-coast tidal flat, South Korea. *Journal of Sedimentary Research, J. Sed. Res.*, 76, 2-8.
- Yang, B.C., Dalrymple, R.W., Chun, S.S., Johnson, M.F. and Lee, H. (2008a) Tidally modulated storm sedimentation on open-coast tidal flats, Southwestern coast of Korea: distinguishing tidal-flat from shoreface storm deposits. In: *Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-Marine Stratigraphy* (Eds G.J. Hampson, R.J. Steel, P.M. Burgess and R.W. Dalrymple), *SEPM Spec. Publ.*, 90, 161-176.
- Yang, B.C., Gingras, M.K., Pemberton, S.G. and Dalrymple, R.W. (2008b) Wave-generated tidal bundles as an indicator of wave-dominated tidal flats. *Geology*, 36, 39-42.
- Yang, C.S. and Nio, S.D. (1985) The estimation of palaeohydrodynamic processes from subtidal deposits using time series analysis methods. *Sedimentology*, 32, 41-57.
- Yokokawa, M., Masuda, F. and Endo, N. (1995) Sand particle movement on migrating combined-flow ripples. *J. Sed. Res.*, 65, 40-44.

APÊNDICE III. “Basilici, G., De Luca, P.H.V. e Poire, D.G. 2012. *Hummocky cross-stratification-like structures and combined-flow ripples in the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera): A turbiditic deep-water or storm-dominated prodelta inner-shelf system? Sedimentary Geology* 267-268, 73-92”.

Artigo publicado na revista *Sedimentary Geology*



## **Hummocky cross-stratification-like structures and combined-flow ripples in the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera): a turbiditic deep-water or storm-dominated prodelta inner-shelf system?**

Giorgio Basilici<sup>a</sup>, Pedro Henrique Vieira de Luca<sup>a</sup> and Daniel G. Poiré<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Department of Geology and Natural Resources, Institute of Geosciences, State University of Campinas, 13083-870, Campinas (SP), Brazil, (Tel. 55.19.35214577. Fax: 55.19.32891562. E-mail: basilici@ige.unicamp.br)*

<sup>b</sup>*Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata–CONICET, calle 1 n. 644, 1900-La Plata, Argentina*

### **Abstract**

Turbidity-current and storm-induced deposits may exhibit similarities, in particular when the latter is laid down by a combination of oscillatory and unidirectional flows. Recent progress in facies analysis help to discriminate the sedimentary effects of oscillatory from unidirectional components of the flow. On the basis of detailed analysis of sedimentary facies, strata geometry, and palaeocurrent data, the present study reinterprets the Punta Negra Formation (PNF) (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera), previously considered as a depositional system of deep-water, as a storm-dominated prodeltaic shelf depositional system.

In the sandstone beds of the PNF, planar, low-angle and undulating laminations with weakly asymmetric hummocky and swaley bedforms, combined-flow ripples, accretionary hummocky cross-stratification-like (HCS-like), and anisotropic HCS-like suggest the action of oscillatory currents combined with unidirectional currents in forming the deposits. Different hypotheses on the origin of the oscillatory currents have been examined. The most convincing interpretation is that the oscillatory component of the velocity is attributed to storm-induced waves. The palaeocurrent data indicate offshore current directions, suggesting that the unidirectional flow was a gravity-induced bottom current. Inverse grading at the base and overlying normally graded divisions of the sandstone beds testify to waxing-waning behaviour of the depositional flows; interbedding of sedimentary structures (undulating laminations, low-angle and parallel laminations, and combined-flow ripples) in the lower and intermediate divisions of the beds

indicate fluctuations of flow velocity. This organisation of the sedimentary structures permits association of the unidirectional component with hyperpycnal bottom currents. The terrestrial origin of the hyperpycnal flows is suggested by the abundance of terrestrial plant remains, the mineralogical and textural immaturity of the sandstone composition, and the relative scarcity of bioturbation, which was likely controlled by fresh-water input and a high rate of sedimentation. Storm-influenced, hyperpycnal flows generated subaqueous channelised forms at the mouth of the river deltas, which later filled with sand. At the distal end of the channelised forms, lobe-shaped sandstone beds were deposited, evolving distally into thin sandstone beds alternating with sandy mudstone.

Key words: hummocky cross-stratification, combined-flow deposits, inner shelf sedimentary succession, Punta Negra Formation, Argentine Precordillera, Lower-Middle Devonian.

## 1. INTRODUCTION: TURBIDITES OR TEMPESTITES?

Distinguishing the deposits laid down by gravity flows in deep-water systems from those produced by storm-related combined flows in continental shelf systems is not always an easy task (Einsele & Seilacher, 1991; Lamb et al., 2008; Mulder et al., 2009). Their repetitive and monotonous interbedding of sandstone and mudstone and, in some ways, their similar sedimentary structures and architectural elements can easily confuse the sedimentological analysis of these deposits (Hamblin & Walker, 1979; Dott & Bourgeois, 1982; Walker, 1985). Nevertheless, a correct interpretation is necessary to understand their palaeogeographic and geotectonic frameworks and, in particular, to obtain an accurate depositional architectural model, to reduce risks in petroleum exploration geology or in hydrogeologic studies.

Since the first studies on storm-generated deposits, researchers have suspected that the monotonous interbeddings of sandstone and mudstone, similar in their sedimentary structures and vertical stacking patterns to turbiditic deposits, could have resulted from storm-generated bottom currents flowing offshore (Nelson, 1982; Walker, 1985; Einsele & Seilacher, 1991). More recently, many authors have reinterpreted several sedimentary units previously attributed to deep-water palaeoenvironments as having been generated in inner-shelf areas by storm-dominated processes (e.g., Higgs, 1991; Bhattacharya et al., 2004; Pattison et al., 2007; Lamb et al., 2008; Myrow et al., 2008).

Recently published studies have shown that the oscillatory component of a depositional flow can be recognised by specific sedimentary structures (Yokokawa et al., 1995; Myrow & Southard, 1996; Myrow et al., 2002; Dumas et al., 2005; Yamaguchi & Sekiguchi, 2010), allowing beds produced by unidirectional flows to be distinguished from those deposited by combined flows (Harms, 1969).

The question of across-shelf transport of sand is another argument considered in this debate. In the last 30 years, this topic has focused around two different points of view: the oceanographic and the geological perspectives (Walker, 1984; Duke, 1990; Nummedal, 1991; Cheel & Leckie, 1993). The oceanographic point of view is based on observations of modern shelves and asserts that sand dispersal patterns result mainly from geostrophic currents (Swift, 1985; Swift & Niedoroda, 1985; Snedden et al., 1988; Nummedal, 1991; Snedden & Swift, 1991). The geological point of view, based on the studies of ancient shelf sedimentary successions, maintains

that across-shelf sand transport is produced by storm-generated gravity underflows (Nelson, 1982; Walker, 1984; Walker, 1985; Leckie & Krystinik, 1989, 1990, 1991; Higgs, 1990; Jennette & Prior, 1993).

Recent research on modern shelves has demonstrated the importance of storm-induced underflows for transporting clastic material onto shelves (Wheatcroft, 2000; Fan et al., 2004; Guillen et al., 2006), reviving the hypothesis that gravity flows produced during storms may be the main transfer mechanism of coastal clastic sediment offshore.

The sedimentological analysis of ancient sedimentary successions does not permit a clear attribution of the hydraulic mechanisms that causes across-shelf sand transport; that is, this approach does not provide direct information about whether the unidirectional flows responsible for the transport of the sand were generated by geostrophic currents parallel or oblique to the coastal trend or by gravity underflows perpendicular to the coast. To identify the transport direction of the sand, many authors have used indirect evidence from palaeocurrent data and their relationships with the supposed trend of the palaeocoast (Nøttvedt & Kreisa, 1987; Leckie & Krystinik, 1989; Winn, 1991; Martel & Gibling, 1994; Beukes, 1996; Myrow et al., 2002; Sarkar et al., 2002; Bhattacharya et al., 2004; Pattison et al., 2007; Lamb et al., 2008).

The Punta Negra Formation (PNF), of Lower-Middle Devonian age, in the Argentine Precordillera was described as representing a deep-water depositional system generated by gravity flows (Gonzalez-Bonorino & Middleton, 1976; Peralta & Ruzycki de Berenstein, 1990). In the present study, the PNF is reinterpreted as an prodelta inner-shelf depositional unit in which the beds were laid down by storm-dominated hyperpycnal flows.

This study proposes to investigate the origin of the deposits of the PNF. Its specific objectives are to: (i) interpret the depositional mechanisms of the beds, (ii) provide data to distinguish combined-flow from unidirectional-flow deposits, (iii) establish the depositional architecture of the PNF.

## **2. THE PUNTA NEGRA FORMATION (PNF): GEOLOGIC AND STRATIGRAPHIC SETTING**

The PNF crops out in the central portion of the Argentine Precordillera, which is a morpho-structural entity located between the Andean Cordillera to the west and the Sierra Pampeana to the east (Fig. 4.1). Palaeontological and isotope data enabled the interpretation of the Argentine Precordillera as an exotic terrane derived from the Laurentia plate (Dalla Salda et al., 1992; Astini et al., 1995). The Argentine Precordillera accreted to Gondwana during the Middle-Late Ordovician (Thomas & Astini, 2003). During the Silurian-Devonian, another terrane, Chilenia, accreted to the western margin of the Precordillera (Ramos et al., 1986), causing a tectonic reactivation and the generation of foreland basins, where thick clastic successions were deposited. One of these clastic successions is the PNF.

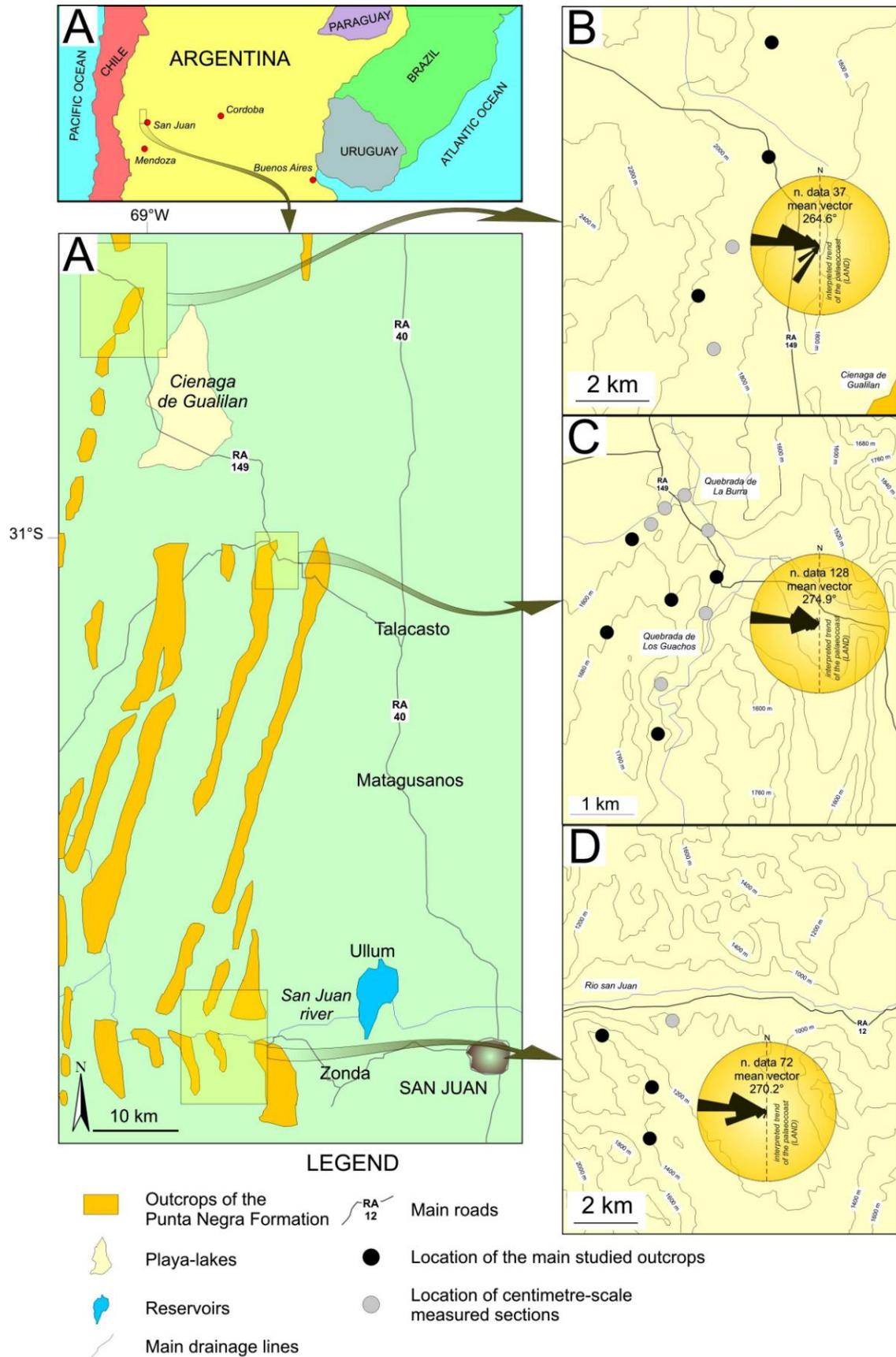
The PNF is Lower-Middle Devonian in age (Bustos, 1996; Edwards et al., 2009), approximately 1000 m thick and is composed of monotonous interbeds of sandstone and sandy mudstone (Figs. 4.2, 4.3 and 4.4). The PNF transitionally overlies the Talacasto Formation, which is Lower Devonian in age and is composed of mudstone and sandstone interbeds. The PNF is unconformably overlain by Carboniferous deposits (Fig. 4.2).

Gonzalez-Bonorino & Middleton (1976) interpreted the PNF as having been deposited by high-density turbidity currents and identified the depositional system as a submarine fan. Astini (1990) & Bustos (1996) attributed the sandstone and mudstone interbedding of the PNF to turbiditic lobes related to the progradation of a delta onto a gently sloping shelf. However, these authors recognised some beds as having been generated by storm activity. Poiré & Morel (1996) and Edward et al. (2009) interpreted the PNF as wave-dominated shelf deposits on the basis of the characteristics and distribution of the ichnofacies and plant debris.

## **3. METHODS**

A total of 36 outcrops was examined, and 12 stratigraphic sections, 3 m to 520 m thick, were measured in detail at centimetre scale over three well-exposed areas of the PNF along a 90-km-long N-S-trending stretch (Fig. 4.1). Five types of sedimentary structures furnished 237 measurements of palaeocurrent directions (Fig. 4.1B, C and D). Drawings of photographic

sketches were prepared to define the geometry and the internal structures of the beds. Sixteen rock samples were cut into slabs and polished to provide detailed pictures of the sedimentary structures, and 13 thin sections furnished data on the petrographical and textural characteristics of the sandstone.



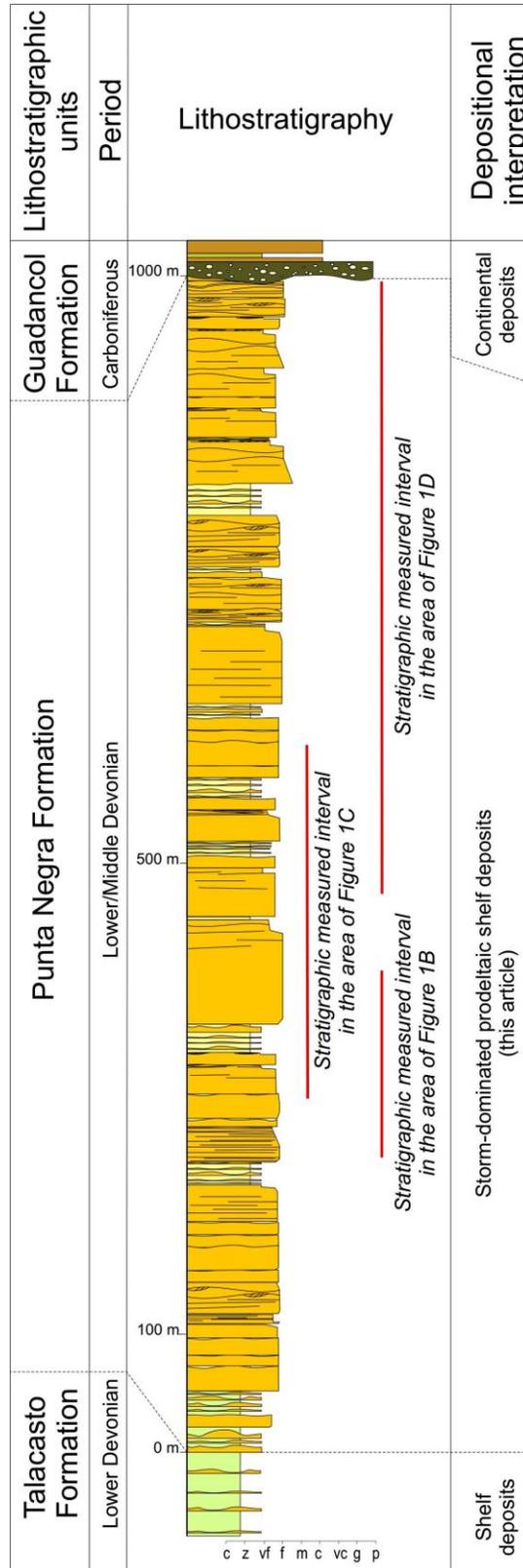
**Figure 4. 1.** (A) A sketch map showing the NNE-SSW-trending elongate outcrop belt of the Punta Negra Formation (PNF) (after Bustos, 1996); the inset map shows the location of the study area (San Juan Province, W Argentina). (B, C and D) The studied exposures of the PNF where detailed sections were measured (light circle) or localities where other outcrops were examined (dark circle). Rose diagrams display the palaeocurrent data from the study areas. The vertical line in the centre of the circle represents the deduced palaeocoastline. The land was situated to the east.

#### 4. LITHOFACIES

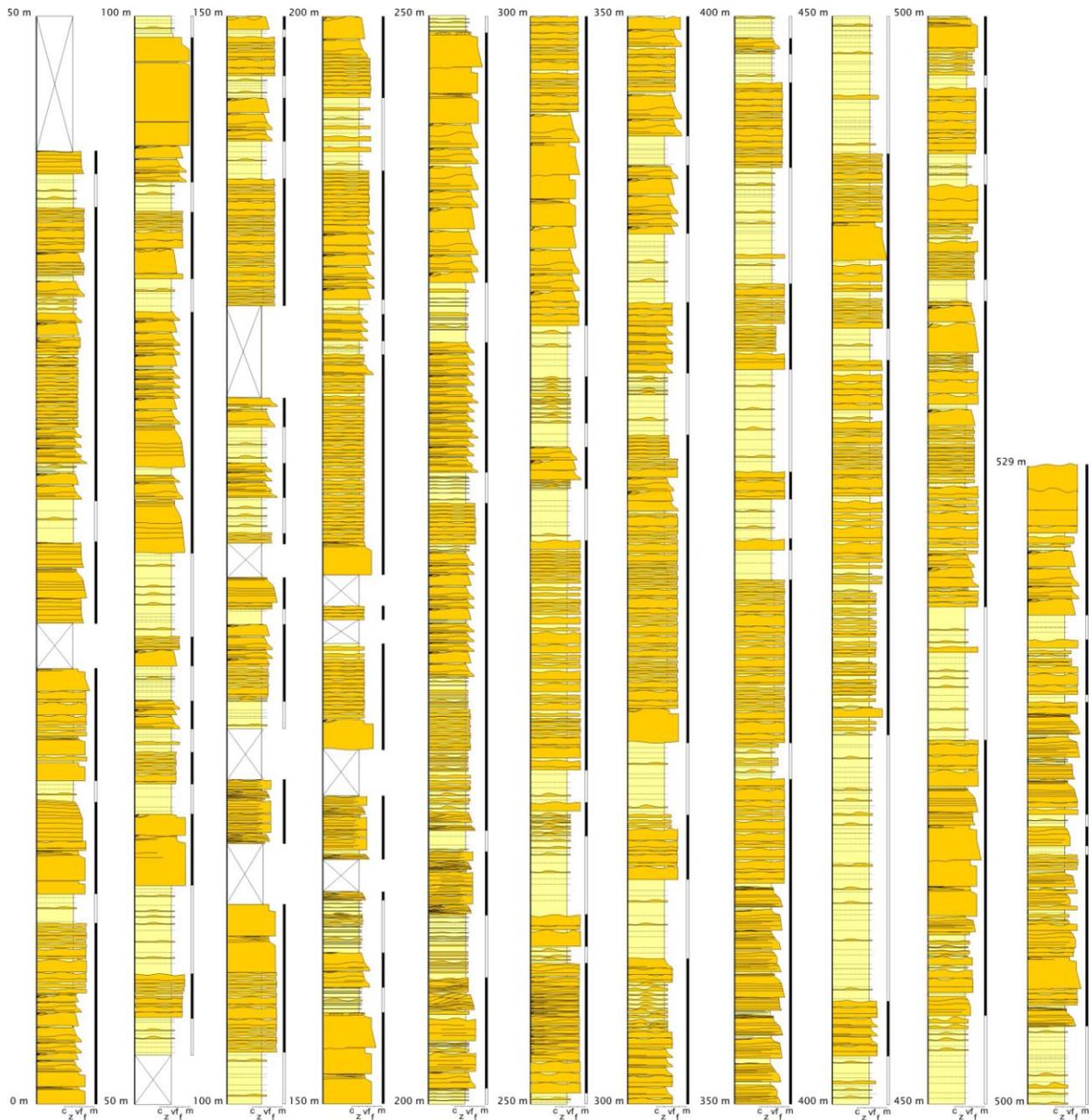
Five lithofacies were distinguished according to the grain-size distribution, sedimentary structures, and geometry of the beds (Fig. 4.4 and 4.5). These five lithofacies do not exhibit significant variations along the three well-exposed study areas. Their order of description follows the percentage distribution of the thickness in the measured sections. Since these lithofacies do not clearly display pure oscillatory-originated or pure unidirectional-originated structures, their interpretation will include more than a hypothesis. Nevertheless, the interpretative choice of the authors is clear in the text.

##### *4.1. Lithofacies 1*

Lithofacies 1 is the dominant lithofacies of the PNF (57% of the total thickness of the measured sections) and consists of sandstone beds that are 0.09-1.35 m thick, with an average of 0.5 m (Figs. 4.4 and 4.5A). This lithofacies is composed of tabular beds that are laterally continuous for more than 100 m, in perpendicular direction to the palaeocurrents, with common minor variations in thickness. Each bed of this lithofacies consists of three divisions (Figs. 4.5A and 4.6). The lower division is the thickest (0.08-1.1 m thick), and it is formed of moderately sorted, fine-grained sandstone, grading upwards into an intermediate division of well-sorted, very fine-grained sandstone (0.06-0.4 m thick), which is overlain by an upper division of sandy mudstone (up to 0.1 m thick). Petrographical analyses of seven samples of the lower division show that the grain roundness is angular or subangular. The detrital grains consist, on average, of monocrystalline quartz (44.7%), polycrystalline quartz (17.6%), K-feldspars (0.6%), plagioclases (4.5%), low-grade metamorphic fragments (17.4%), sedimentary fragments (1.9%), volcanic fragments (0.6%), biotite (3%), muscovite (7.7%), chlorite (1.1%), and vegetal remains (0.9%). According to the classification of Pettijohn et al. (1987), this type of sandstone is a litho- or sublitharenite.



**Figure 4. 2.** A regional stratigraphic column of the Punta Negra Formation, based on Peralta & Ruzycski de Berenstein (1990) and personal data.

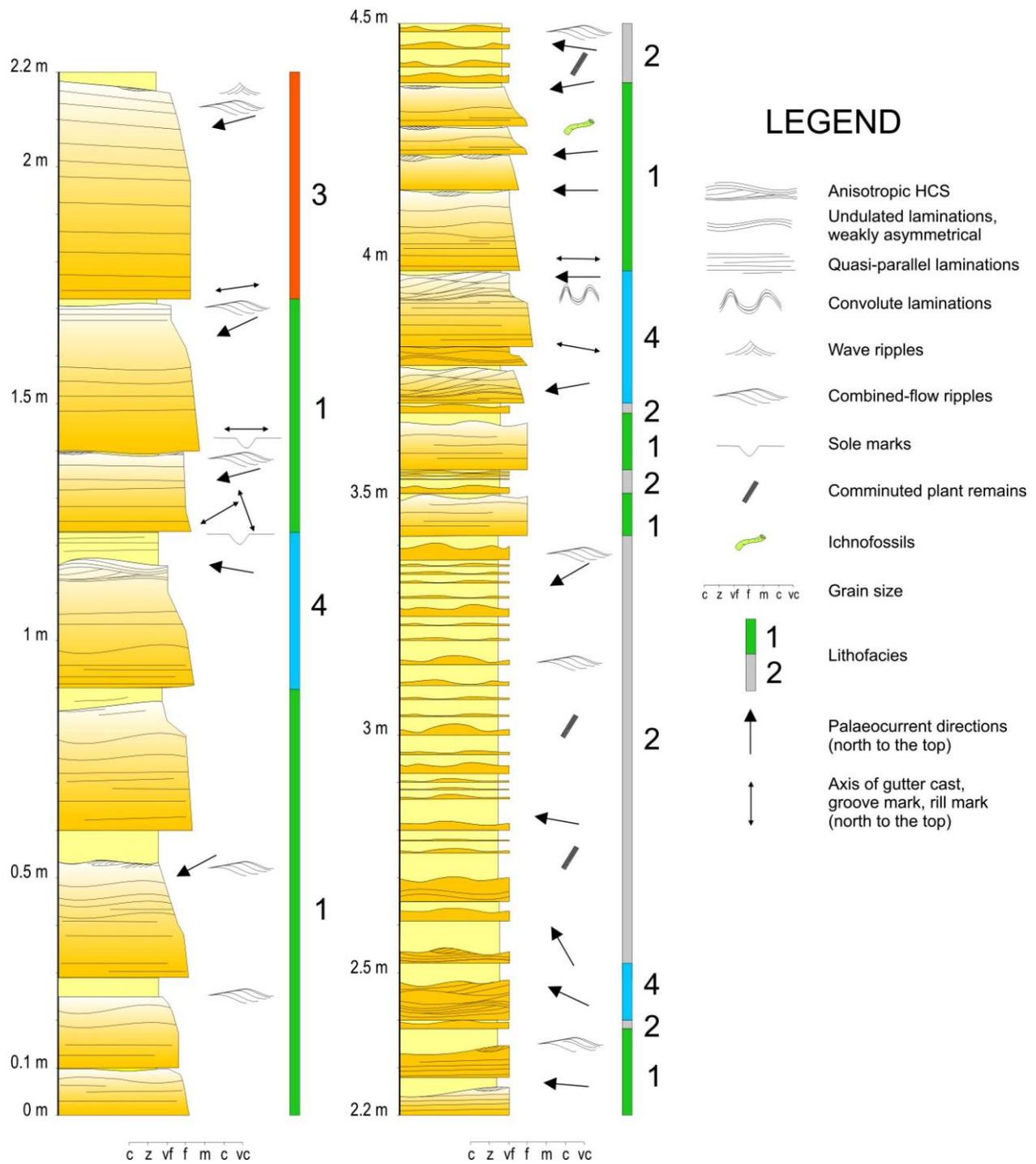


LEGEND

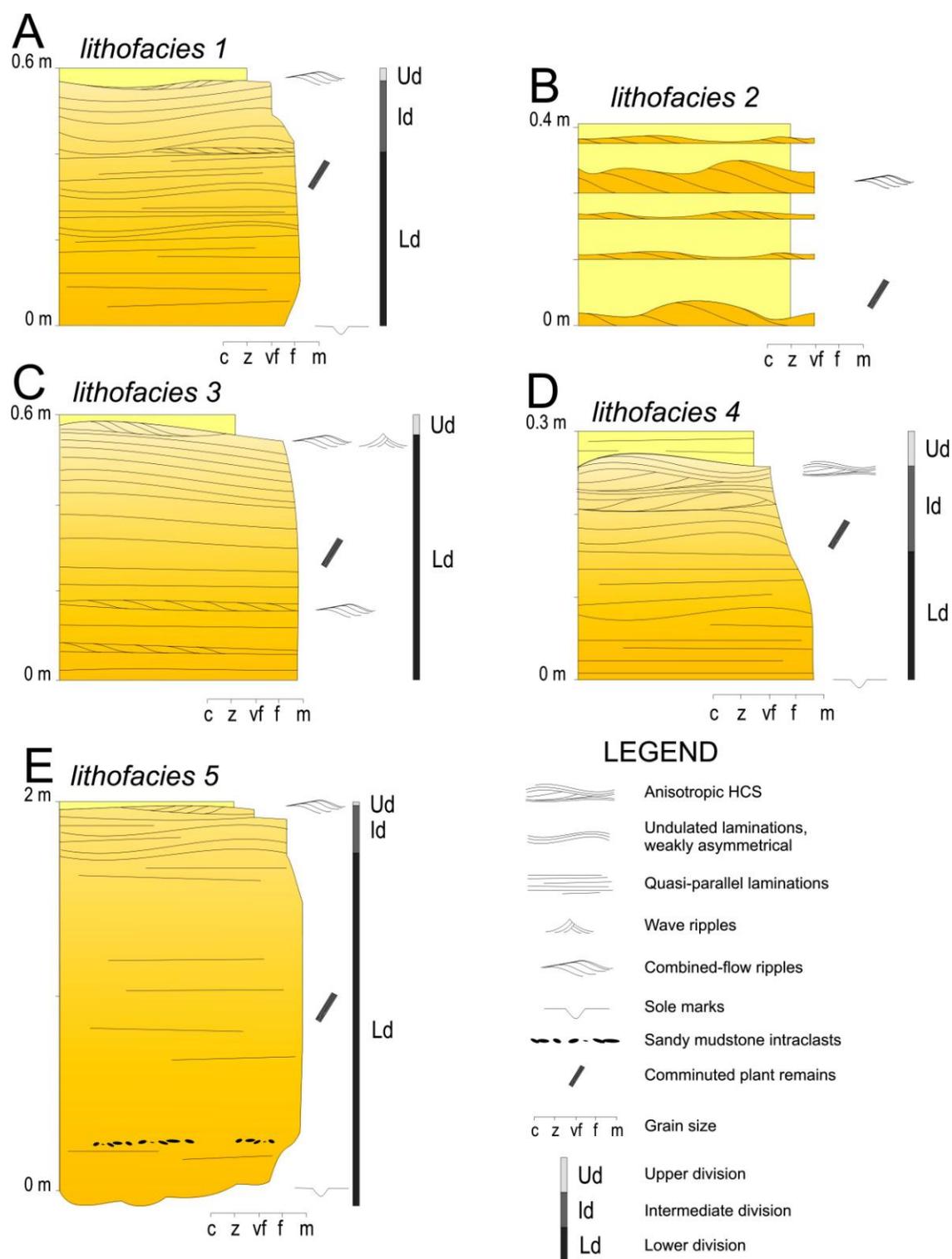
- $\overline{c_z v_f m}$  Grain size
- |  |   |
|--|---|
|  | 2 |
|  | 3 |

 Architectural elements
- |   |       |
|---|-------|
| X | Cover |
|---|-------|

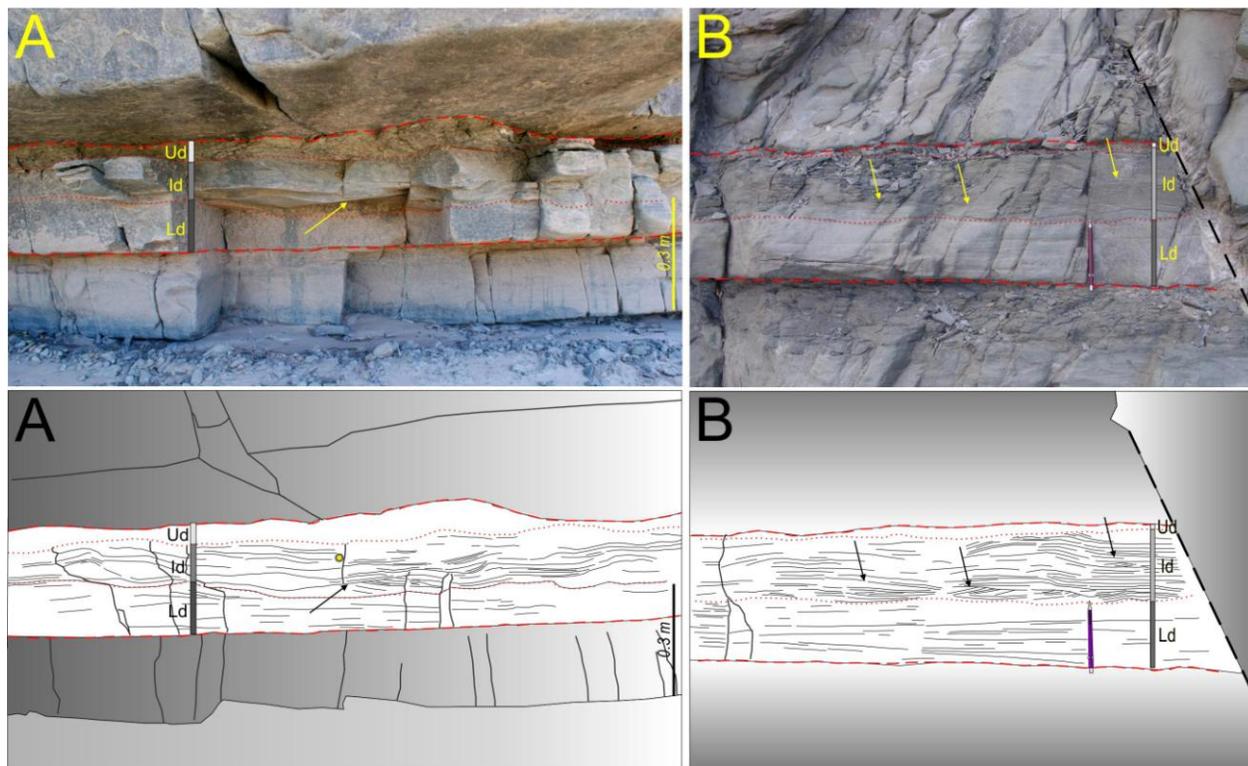
**Figure 4. 3.** General stratigraphic section measured along the San Juan River. For location, see figure 4.1D. In this measured section architectural element 1 (channelised sandstone) does not appear.



**Figure 4.4.** A detailed log of a portion of the Punta Negra Formation at the Quebrada de la Burra locality (see Fig. 4.1C). In this section lithofacies 5 does not appear.



**Figure 4. 5.** Schematic drawings of the beds of the five lithofacies of the PNF. See the text for descriptions.



**Figure 4. 6.** Lithofacies 1. The sandstone beds of this lithofacies are composed of three divisions: a lower division (Ld) with planar, or low-angle, parallel laminations; an intermediate division (Id), characterised by slightly asymmetrical undulating laminations and ripples; and an upper division (Ud) of massive sandy mudstone. (A) Locally, the undulating laminations are composed of two-lamina sets separated by low-angle truncation surfaces (see arrow). (B) Small ripples interbedded with gentle undulating laminations (see arrows) reflect the velocity fluctuations of the depositional flows.

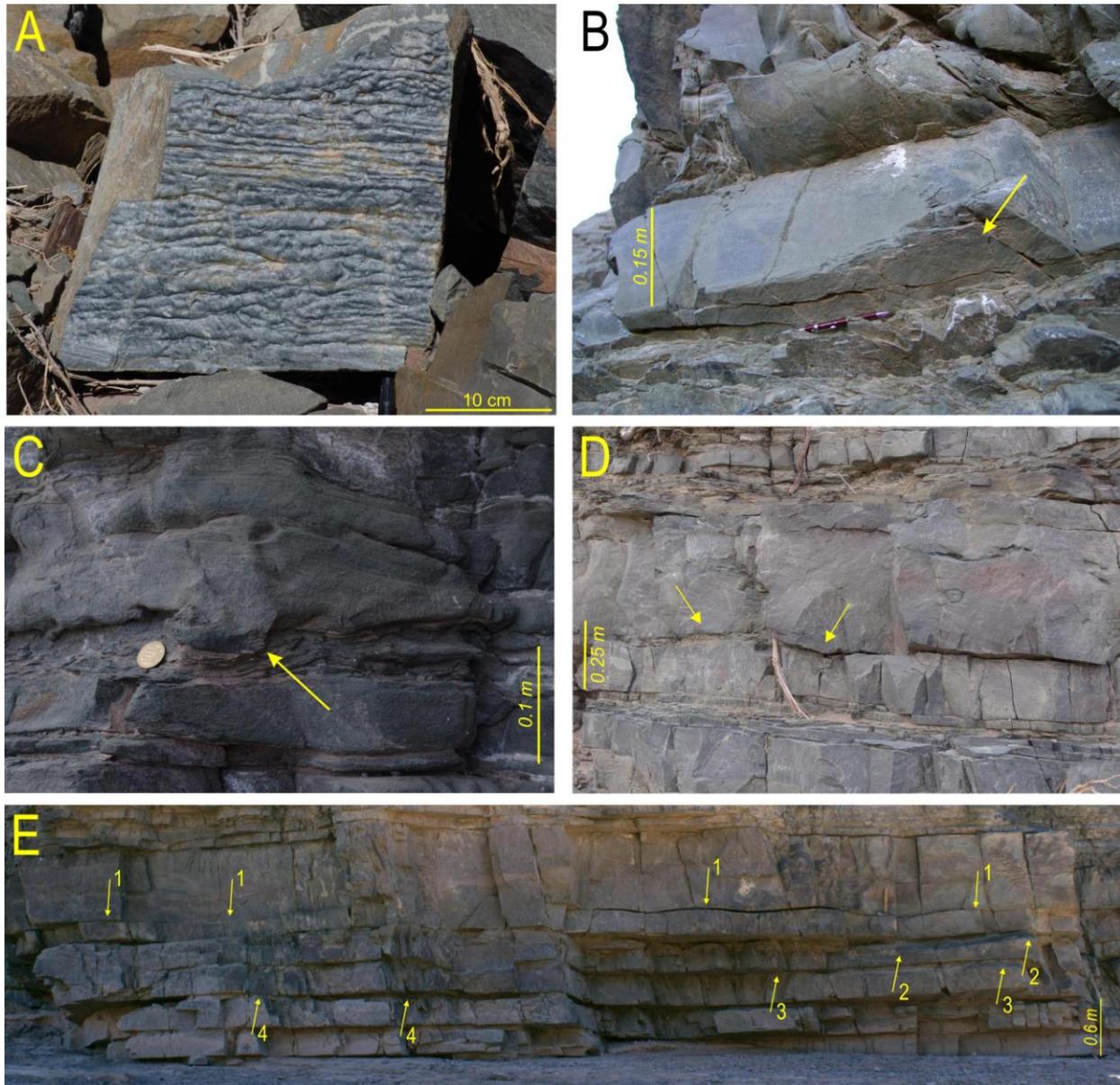
In the lower division, an inverse grading from very fine- to medium-grained is commonly observed in the basal 0.05-0.2 m of the bed, as Gonzalez-Bonorino & Middleton (1976) previously noted (cf. their Fig. 10). Longitudinal ridge and furrow casts (Dzulynski, 1965; Allen, 1984), gutter casts, and groove marks are relatively common on the sole of the beds. Longitudinal ridge and furrow casts are characterised by small, straight, and, in some cases, anastomosed furrows 2-6 mm wide and 1 mm high and spaced 30-50 mm apart (Fig. 4.7A). Locally, frondescent and cushion-like marks were also observed (Dzulynski, 1965). The groove marks are straight or slightly curved, <1-6 mm wide, with an average of 1 mm, and 0.03->0.4 m long (Fig. 4.7B). The gutter casts in the cross-section have a weakly asymmetrical U-shaped profile. These casts are 50-70 mm wide and 20-25 mm high and are filled with structureless medium- or fine-

grained sandstone with sandy mudstone intraclasts (Fig. 4.7C). In plan view, the gutter casts have a rectilinear and rarely curved shape and are >0.2 m long. Occasionally, the base of the beds is erosional with concave-up scours up to 0.1 m in depth and filled with sandstone containing sandy mudstone intraclasts. Planar (or low-angle) and parallel laminations, 1-10 mm thick, locally alternated with undulating laminations, characterise the lower division of the bed (Fig. 4.5A and 4.6). The laminations consist of subtle grain-size variations, and they are normally graded from fine- to very fine-grained sandstone. In some cases, the base of the lamina is highlighted by the alignment of sandy mudstone intraclasts, which are a few millimetres across. The intermediate division of the beds consists of very fine-grained sandstone characterised by normal grading and undulating laminations of 1-3 mm in thickness (Fig. 4.5A and 4.6). These undulating laminations show vertical aggradation and consist of one laminaset; rarely, beds with two or more laminasets, separated by low-angle truncation surfaces, can be observed (Fig. 4.6A). In some cases, small asymmetrical and low-angle ripple cross-laminations can be observed interbedded with the undulating laminations (Fig. 4.6B). At the top, this division displays a gentle asymmetrical undulating morphology (Fig. 4.7D and E); these undulating bedforms are 20-90 mm high and exhibit a wavelength of 0.5-2.7 m. On the undulating topography, one to two sets of small ripples, 10-20 mm thick, can be observed (Fig. 4.8A). These ripples are slightly asymmetrical bedforms with rounded crests without brinkpoints; their cross-laminations dip at low-angle (<10°) and display sigmoidal and convex-up shapes (Fig. 4.8B and C). The upper division of this lithofacies consists of massive or vaguely laminated sandy mudstone, which transitionally overlies the sandstone; this division varies in thickness, becoming thicker above the concave portions of the undulating topography and sometimes disappearing. Bioturbation is scarce and does not destroy the sedimentary structures. This lithofacies alternates with lithofacies 2 and 4 and occasionally with lithofacies 5.

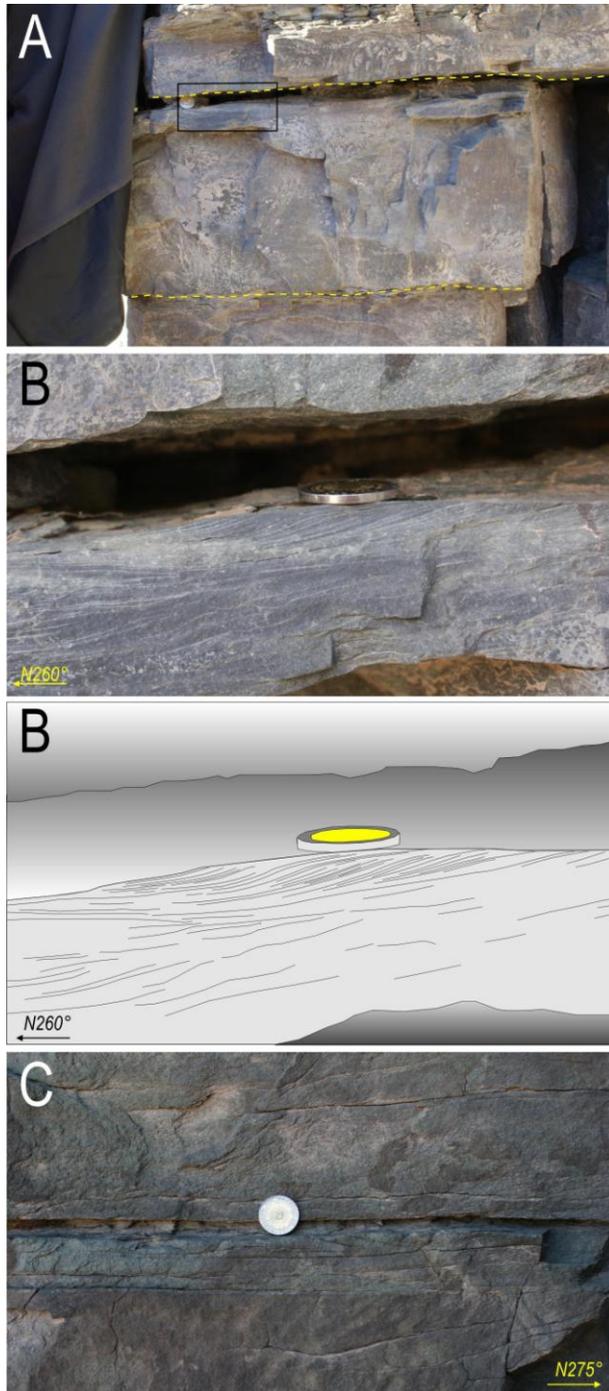
#### *4.1.1. Interpretation*

The homogeneous granulometric distribution of most of the sandstone beds of this lithofacies (lower division) suggests sedimentation by a relatively steady flow during most of the depositional phase. The transition to the intermediate and upper division testifies to a rapidly depositional waning flow. Nevertheless, the occurrence in several beds of a basal inverse grading provides evidence of an initial phase of acceleration of the flow velocity (waxing flow stage; *sensu* Kneller, 1995). The common planar sole of the beds with rare gutter casts and small

erosional scours suggests that the depositional flows did not have a strong erosional capacity. Indeed, longitudinal ridge and furrow casts and groove marks indicate low-turbulence flows (sub-turbulent flows of Dzulynski, 1965).



**Figure 4. 7.** (A, B and C) Sole marks at the base of the lithofacies 1: (A) Longitudinal ridge and furrow casts, (B) groove marks (see arrow), (C) gutter cast. (D and E) The hummock-and-swale morphology at the top of the intermediate division of the lithofacies 1 is indicated by arrows. In E (arrows 2, 3, and 4), this morphology is indicated by slight variations in the thickness of the lower and intermediate divisions of the beds.



**Figure 4. 8.** Lithofacies 1. (A) Ripples, here interpreted as deposited from combined flow, overlie the hummock-and-swale topography of the intermediate division of the beds (see insets). (B) Close-ups of the combined-flow ripples shown in figures 4.8A. Note the slight asymmetry of the ripple, the rounded crests, and the low-angle, convex-up, sigmoidal foresets. Foresets dip towards 270°. Pencil: 0.14 m. Coin: 23 mm. (C) Ripples with sigmoidal foresets, dipping towards 265°, at the top of the intermediate division of the beds. Coin: 23 mm.

The lithofacies 1 displays a vertical organisation of the sedimentary structures that, at first glance, allows to interpret it as deposit of turbidity flow, characterised by the  $T_{b-e}$  intervals of the Bouma sequence. According this interpretation, the planar, or low-angle, parallel laminations of the lower division may correspond to the plane bed phase of deposition of the turbidity current. The undulating laminations, that characterise the intermediate division, could be considered similar to those observed in deep-water depositional systems and interpreted as antidune laminations (Prave & Duke, 1990; Yagishita, 1994; Mulder et al., 2009). These undulating structures would have been formed by turbidity current standing waves and related to Kelvin-Helmholtz instabilities developed between a low-density upper layer and a high-density basal layer in stratified gravity flows (Mulder et al., 2009). The ripples at the top of the undulating laminations would be equivalent to the  $T_c$  interval of the Bouma sequence and the finer upper division of this lithofacies to the Bouma intervals  $T_{d-e}$ .

However, this interpretation, which has been used in the previous studies of the PNF (Gonzalez-Bonorino & Middleton, 1976; Bustos, 1996), does not seem convincing to a detailed study of the sedimentary structures. Another interpretation, that considers the oscillatory flows as an important hydraulic component into the formation of these deposits, is herein proposed.

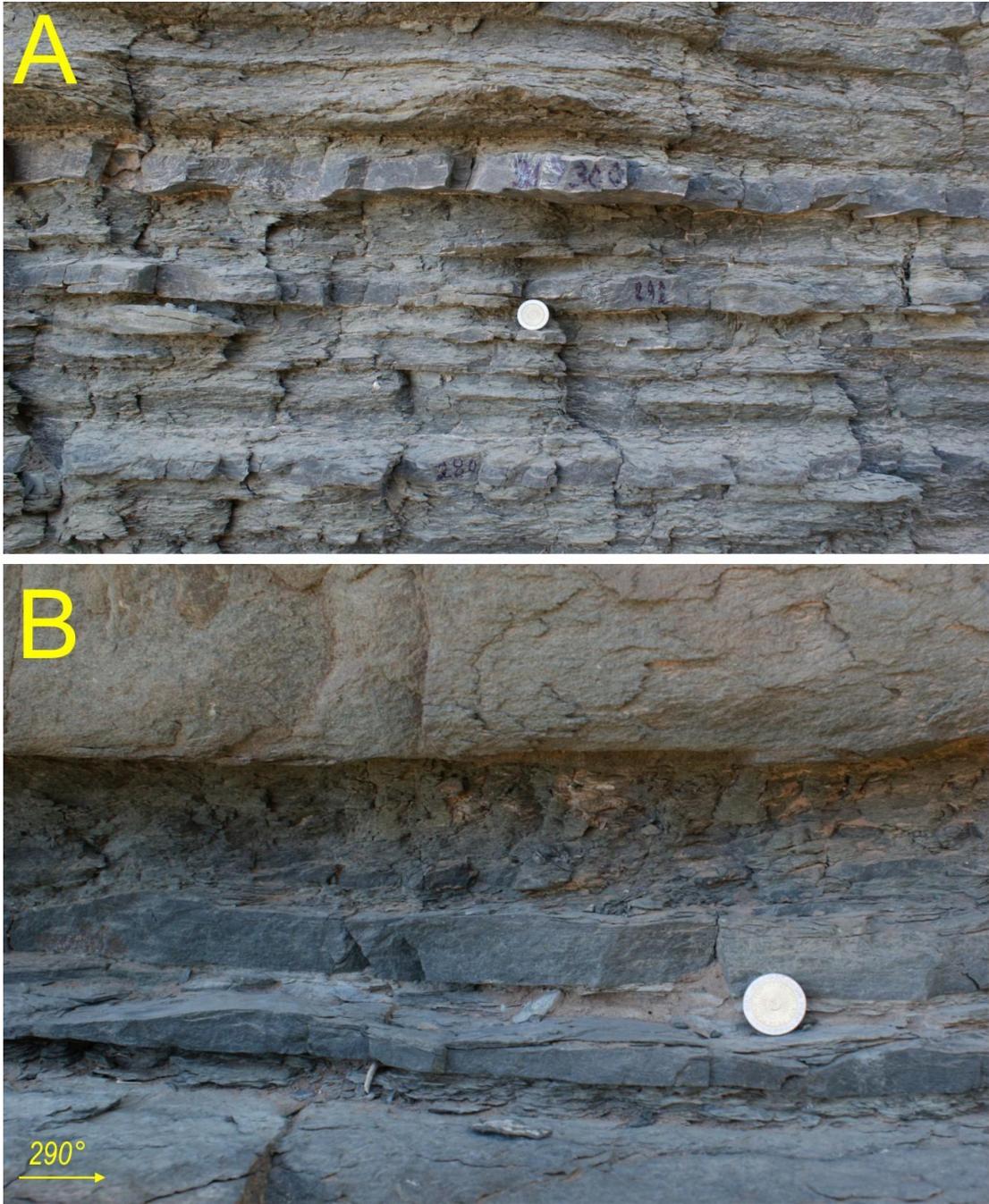
Similar laminations to those found in the lower division of this lithofacies were produced in laboratory experiments by Arnott & Southard (1990) under combined flows with a smaller unidirectional velocity. The laminations generated in the plane-bed phase were characterised by planar, low-angle, and slightly undulating forms, as observed in this lithofacies. These structures were also recognised in field outcrops by Arnott (1993), who referred to them as quasi-planar laminations. The undulating laminations of the intermediate division may correspond to the formation of bedforms in the large 3D ripple bed phase (Arnott & Southard, 1990). In this phase, under a smaller oscillatory velocity, an undulating topography forms, characterised by bedforms with rounded crests, low-angle flanks, and spacing that exceeds 2 m. Actually, these undulating laminations and bedforms differ from the structures described as HCS-like and interpreted as antidunes of unidirectional turbidity currents by Prave & Duke (1990) and Mulder et al. (2009) because in the PNF: (1) undulating laminations occur in most of the sandstone beds (68.2%); (2) the height/wavelength ratio is  $<0.05$ , lower than the value in HCS-like structures (0.12 to 0.25) of Mulder et al. (2009); (3) undulating laminations are continuous in all parts of the exposed lateral extension of the bed, that, in many cases, is more than 100 m in length; and (4) synsedimentary

deformations have not been commonly observed associated with these undulating laminations. The quasi-symmetrical form of undulating laminations, which generate HCS-like bedforms at the top of the intermediate division, the normal-graded laminae, and the aggrading model of construction of these bedforms enable the comparison between these structures and accretionary HCS described by previous researchers (Brenchley & Newall, 1982; Craft & Bridge, 1987; Cheel & Leckie, 1993; Basilici et al., 2011). It is likely that these structures do not constitute the same bedforms, but their organisation suggests that they probably were formed under a dominant oscillatory flow and at a high net sedimentation rate (Dumas & Arnott, 2006). The low-angle truncation surfaces that separate the lamina sets and the ripples at the base of the intermediate division indicate infrequent weak fluctuations in flow velocity.

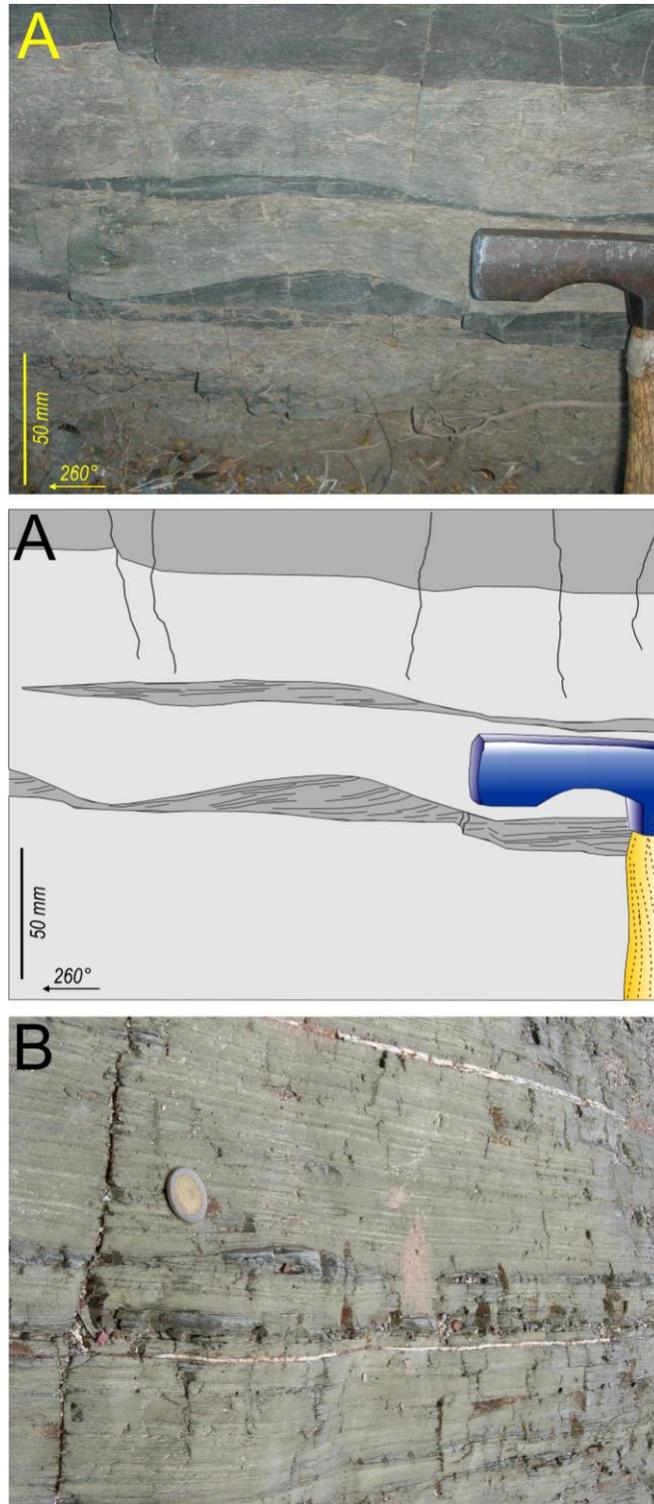
The small ripples at the top of the intermediate division that, at first glance, may be interpreted as current ripples, actually exhibit characteristics of combined flow ripples. The rounded crests and the low-angle, sigmoidal and convex-up foresets are morphological elements that have been produced by combined flows in laboratory experiments (Harms, 1969; Yokokawa et al., 1995; Dumas et al., 2005; Yamaguchi & Sekiguchi, 2010) and recognised in ancient sedimentary successions (Myrow et al., 2002; Lamb et al., 2008). According to this interpretation this lithofacies was deposited by flows with a significant oscillatory component coupled with a weak unidirectional current.

#### *4.2. Lithofacies 2*

This lithofacies is characterised by alternated sandstone and sandy mudstone beds and constitutes 23.7% of the thickness of the measured sections (Figs. 4.4, 4.5B and 4.9A). The sandstone beds are very fine-grained, 1-40 mm thick, and consist of a single set of slightly asymmetrical ripples that exhibit rounded crests and wavelengths of 0.1-0.3 m (Fig. 4.9B). The Ripple Symmetry Index (RSI) (Tanner, 1967), measured for 46 ripples, has an average value of 1.25, and it is always less than 2. The foresets of the ripples are low-angle ( $<10^\circ$ ), convex-up, and sigmoidal in shape (Fig. 4.9B and 4.10A). The thickest beds show undulating laminations below the ripples. The transition to the overlying sandy mudstone beds is gradual. The sandy mudstone is 3-5 times thicker than the underlying sandstone. A variation of this lithofacies consists of thin laminae of very fine-grained sandstones (1-2 mm thick) grading into sandy mudstone (3-12 mm thick). A few small ripples are interbedded with these laminae (Fig. 4.10B). This lithofacies forms intervals 0.1-12 m thick and alternates with lithofacies 4.



**Figure 4. 9.** Lithofacies 2. (A) This lithofacies consists of interbeds of thin, very fine-grained rippled sandstone and sandy mudstone beds. Coin: 23 mm. (B) Slightly asymmetrical ripples with rounded crests, low-angle and sigmoidal foresets. The foresets dip towards 280°. Coin: 23 mm.



**Figure 4. 10.** Lithofacies 2. (A) Combined-flow ripples. Note the rounded crests, the low-angle foresets, dipping towards 265°, and the slight asymmetry of the bedform. (B) Locally, this lithofacies is characterised by thin interbeds of sandstone and sandy mudstone laminae with rare ripple bedforms. Coin: 23 mm.

#### *4.2.1. Interpretation*

This lithofacies, composed of the finest-grained and thinnest beds, represents the lowest energetic conditions of the depositional systems. Each thin interbed of cross-laminated very fine-grained sandstone and sandy mudstone constitutes a depositional event, as the gradual vertical transition suggests. These beds display certain similarity with  $T_{c-e}$  Bouma intervals, and could be interpreted as surge-like turbidity flows (Mulder & Alexander, 2001). However, the slightly asymmetrical sandstone bedforms, the low-angle, concave-up and sigmoidal foresets suggest these bedforms are associated with combined-flow ripples, as described above. The overlying sandy mudstone indicates sedimentation by settling.

#### *4.3. Lithofacies 3*

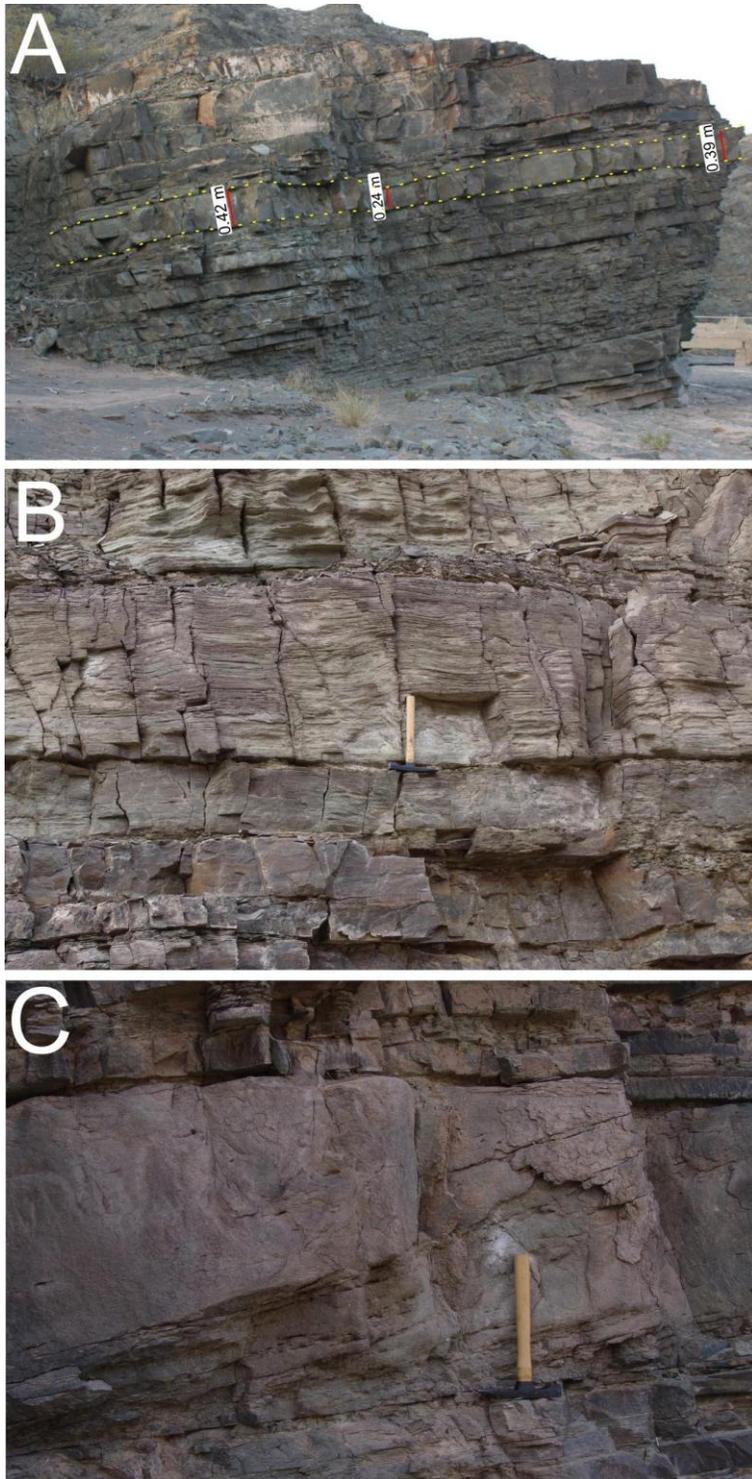
This lithofacies is composed of lenticular beds 0.3-1 m thick, which accounts for 8.1% of the thickness of the measured sections (Figs. 4.4 and 4.5C). The basal contact of the beds is planar and sharp, infrequently exhibiting concave-up erosive surfaces up to 5 m in width and 0.3 m in depth. The beds display a normal grading sandstone lower division (0.23-1 m thick), that consists of moderately or well-sorted, medium- to very fine-grained laminated sandstone, overlain by a sandy mudstone upper division (0.02-0.18 m thick). The top surface of the lower division shows a undulating structure up to 0.32 m in height and spaced 3 to 12 m apart, that generate a hummock-and-swale topography (Fig. 4.11A). The sandstone displays angular to subangular grains, which consist of monocrystalline quartz (50.5%), polycrystalline quartz (9.8%), plagioclases (4.3%), low-grade metamorphic fragments (14.1%), sedimentary fragments (3%), volcanic fragments (1%), biotite (1%), muscovite (8.7%), and vegetal remains (1.6%). The sandstone can be classified as sublitharenite. Parallel and continuous laminae and thin strata are the dominant structures of this lithofacies (Fig. 4.11B). The lower division of the beds displays thin strata of fine-grained sandstone up to 40 mm thick, locally medium to fine-grained, which grade upwards into 1-3 mm thick laminae of fine- or very fine-grained sandstone. Each thin stratum or lamina is graded: at the base, an accumulation of sandy mudstone intraclasts of 1 mm to a few centimetres across can be locally observed, and at the top, comminuted vegetal remains (2-40 mm long) and small flakes of muscovite (1-2 mm long) occur. Thin strata and laminae are planar below the hummocks and dip towards the swales forming gentle cross-stratifications (3-14° dip) that flatten into planar laminations (Fig. 4.11B and C; Fig. 4.12). At times, the beds of

this lithofacies consist of two- or three-lamina sets divided by low-angle erosive surfaces (Fig. 4.12). The dip directions of low-angle cross-stratification indicate a multimodal or bimodal pattern of distribution (Fig. 4.13A). Convolute laminations may be present. At the top of the lower division of the beds, slightly asymmetrical ripples with low-angle ( $<10^\circ$ ), sigmoidal foresets are observed, with a rounded profile (Fig. 4.13B). Similar asymmetrical ripple sets, 10-15 mm thick, can be found in the lower division of the bed where are interbedded with the planar or low-angle stratifications (Fig. 4.12 and 4.13C), as described in Pattison (2005b) (his Figs. 5B and D). Symmetrical ripples can be locally observed at the top of the lower division (Fig. 4.13D and E). This lithofacies alternates with lithofacies 1.

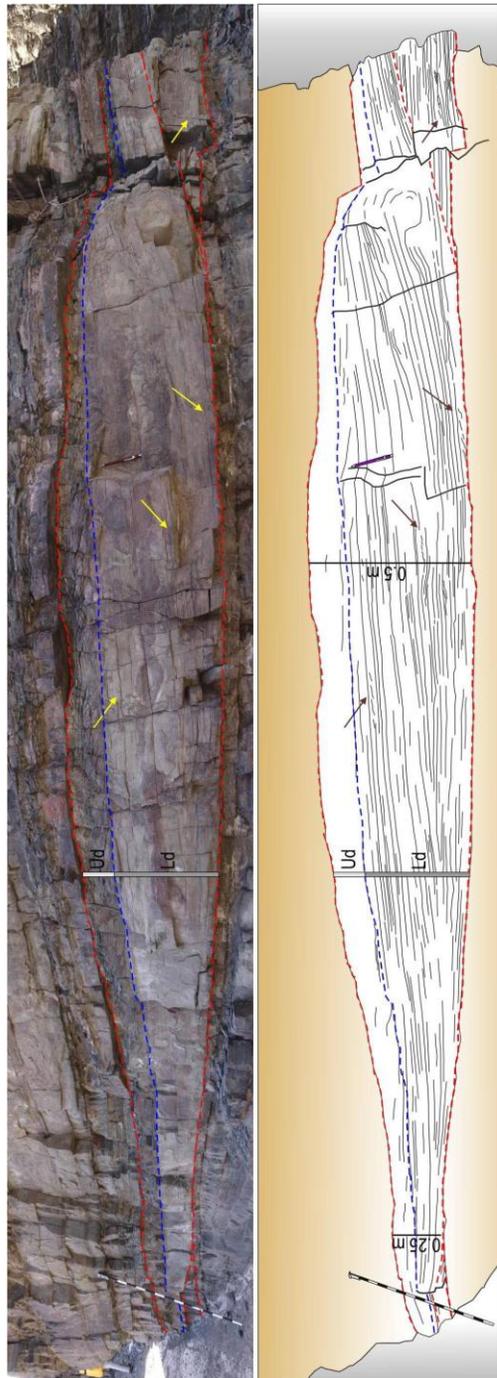
#### *4.3.1. Interpretation*

The lower division of this lithofacies was deposited by a relatively steady flow, as suggested by the fact that the planar or low-angle laminations constitute most of the thickness of the bed and by the absence of important erosive surfaces. Ripple interbeddings testify, however, to small variations of flow velocity. The upper division represents the waning flow phase.

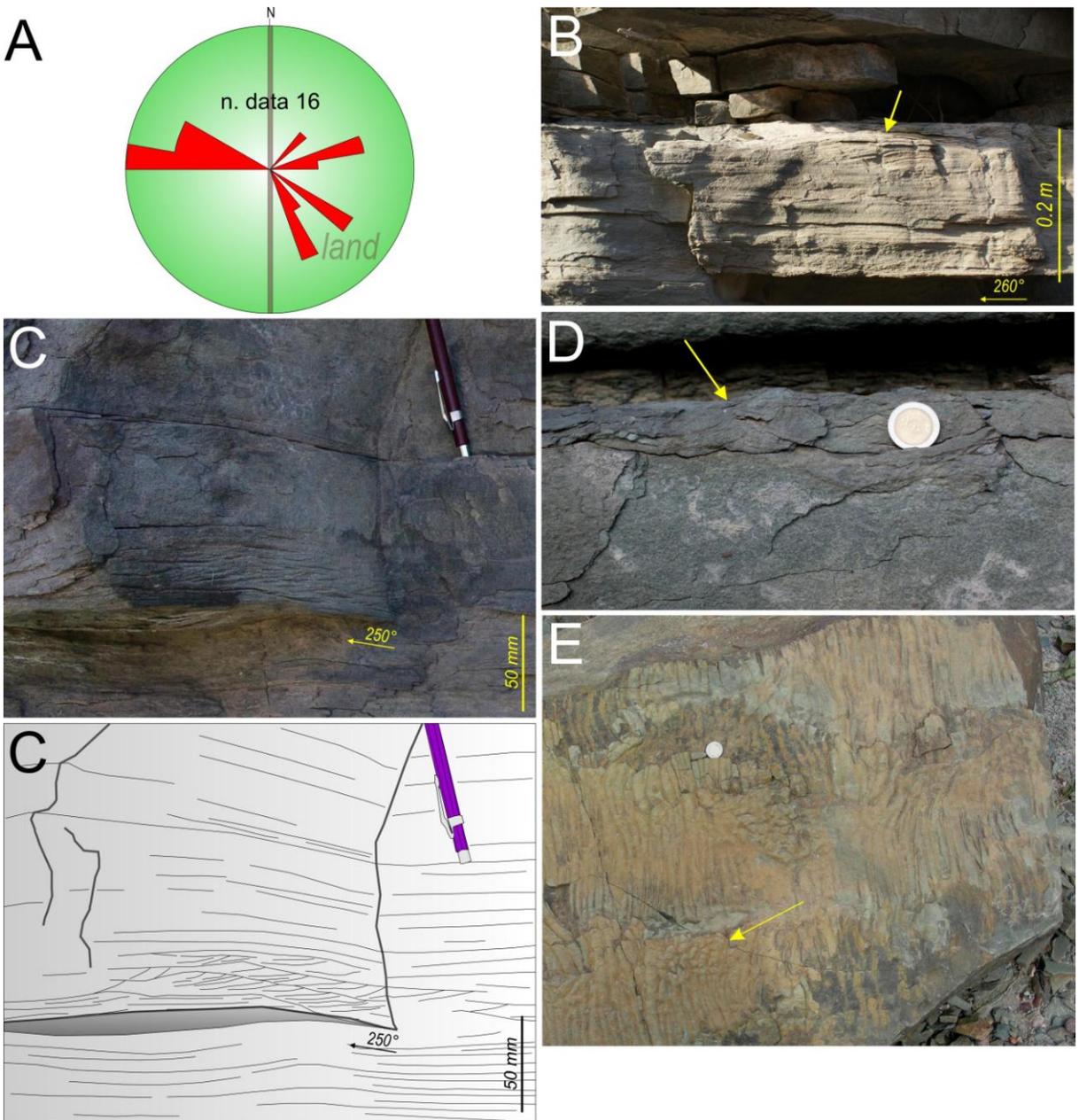
Mutti et al. (1996, 2003) and Zavala et al. (2006) have described sandstone beds with low-angle cross-stratifications passing downcurrent to flattened laminations that, to some extent, may be similar to lithofacies 3. These authors interpreted them as low-relief dunes formed at the base of a bypassing unidirectional turbulent flow in a flood-dominated subaquatic river delta system. Nevertheless, this interpretation is unlikely for lithofacies 3 because: (i) the cross-bedding dip is not unidirectional, (ii) the planar laminations do not follow downcurrent cross-stratifications but they alternate from hummock to swale topography, (iii) the bed has not wedge shape, and (iv) the grain-size is smaller.



**Figure 4. 11.** Lithofacies 3. (A) This bed of lithofacies 3 (indicated by the dotted lines) has a planar base and a hummock-and-swale top with spacing of 4 m and height of 0.18 m. This lithofacies is similar to accretionary HCS sandstone beds. (B) Planar and parallel and graded laminae, or thin strata, characterise the beds. Laterally, these laminations gently dip towards the swale topography (see Fig. 4.11). Hammer: 0.28 m. (C) Gentle cross-stratifications ( $10^\circ$  dip) are observed at the transition between hummock and swale topography of the bed. Hammer: 0.28 m.



**Figure 4. 12.** Planar and parallel and graded laminae, or thin strata, gently dipping from the hummock to the swale forms characterise the lithofacies 3. Arrows indicate small ripples interbedded with the planar or low-angle laminae. The dotted line to the right of the picture shows a low-angle erosional surface that separates two lamina sets. Ld: lower division. Ud: upper division.



**Figure 4. 13.** Lithofacies 3. (A) A rose diagram showing the dips of low-angle cross-stratifications of lithofacies 3. The data show a bi- or multimodal distribution. The vertical line indicates the palaeocoast directions; the land is to the east. (B) On the sandstone top of this lithofacies (arrow), observe the slight asymmetrical ripples with low-angle foresets, directed towards 275°, and rounded profile, attributed to combined-flow ripples. (C) Low-angle foreset ripples can be observed interbedded with the planar or low-angle laminae in the lower or middle portion of the bed, indicating fluctuations in the velocity of the flow. The ripple foresets dip towards 265°. (D) Rarely, on the top surface of the sandstone bed, symmetrical ripples with opposite dipping foresets can be observed (arrow). Coin: 23 mm. (E) Bifurcated wave ripple crests and interference ripples (arrow) can be observed locally on the sandstone top of this lithofacies. Coin: 23 mm.

The interpretation that this lithofacies was generated by strong oscillatory component is more convincing. The hummock and swale geometry with long wavelengths at the top of the lower division suggests an oscillatory component of the depositional flows. Normal grading, planar-parallel laminations and low-angle cross-laminations may have been deposited by settling from turbulent suspensions during the passage of a single wave or a group of large waves (De Celles & Cavazza, 1992). The dominance of oscillatory depositional flow is also evidenced by the slightly asymmetrical ripples, interpreted as combined-flow ripples, and by the symmetrical ripples, interpreted as wave ripples, which occasionally overlie the sandstone beds. The sedimentary structures described above and associated with the aggrading organisational style of the laminations and the isotropic geometry of the beds allow this lithofacies to be compared with an accretionary HCS-like structure, as reported by Brenchley & Newall (1982), Craft & Bridge (1987), Cheel & Leckie (1993), McCabe & O’Cofaigh (1996), and Bhattacharya & Bhattacharya (2005).

The upward decrease of grain size and thickness of the thin beds and laminae and the slightly asymmetrical ripples at the top of the sandstone beds suggest a progressive decrease in the orbital velocity of the oscillatory flow. Weak fluctuations of the flow intensity (waning to waxing flow conditions) are testified by the interbedding of the asymmetrical ripples (probably combined-flow ripples) with planar-parallel or low-angle stratifications in the lower division of the sandstone body (Pattison, 2005b). Greater fluctuations in the intensity of the flows are suggested by the lamina sets truncated by low-angle erosional surfaces.

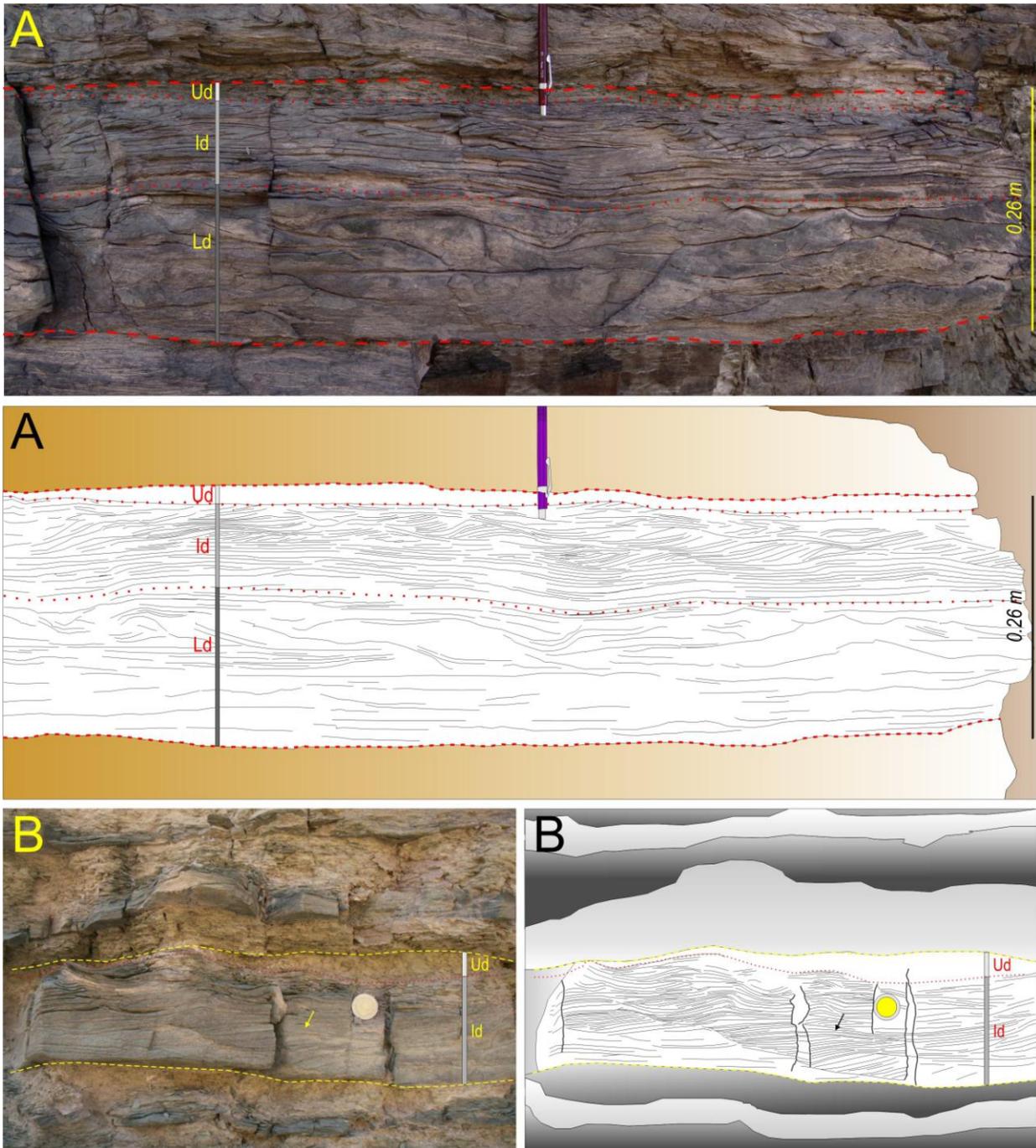
#### *4.4. Lithofacies 4*

Lithofacies 4 (7% of the thickness in the measured sections) consists of 0.08-0.32 m thick, moderately to well-sorted, fine- to very fine-grained sandstone grading into sandy mudstone beds, which can be subdivided into three divisions (Figs. 4.4 and 4.5D). The beds have a tabular shape extending laterally over more than 60 m, but slight variations in thickness are common. Longitudinal ridge and furrow casts and groove marks occur at the sole of the beds. The lower division is characterised by planar, low-angle, and gentle undulating laminations (Fig. 4.14A). Each lamina grades from fine- to very fine-grained sandstone a few millimetres to 10 mm thick. The laminae are usually organised into one set. This division has a thickness of up to 0.14 m, although in the thinner beds, it is reduced to a few centimetres or is absent (Fig. 4.14B). The

intermediate division is 0.05-0.18 m thick, and is composed of gentle asymmetrical undulating laminations that alternate with and are overlain by small, slightly asymmetrical climbing ripples. The undulating laminations form small asymmetrical hummocks and swales with wavelengths of 0.2-0.35 m and heights of 8-12 mm (Fig. 4.14B). The climbing ripples are slightly asymmetrical and have rounded crests and sigmoidal foreset laminae with 5-10° dip, which are convex-up in the middle section. The foreset laminae commonly continue downdip and updip as undulating laminations (Fig. 4.14A and B). Wrinkle structures (runzelmarken) are observed on the top surface of each undulating lamination. The upper division (up to 0.03 m thick) is composed of massive sandy mudstone. The thickest beds of this lithofacies are usually alternated with lithofacies 1, whereas the thinnest are more commonly alternated with lithofacies 2.

#### *4.4.1. Interpretation*

The normal grading and vertical succession of the sedimentary structures of this lithofacies indicate deposition via decelerating flows. This depletive aspect of the flow and the organisation of the sedimentary structures could suggest certain similarity with low-density turbidity current deposits (Lowe, 1982). Thus, the three divisions from the base to the top could be interpreted, respectively, as intervals of the Bouma sequence  $T_b$ ,  $T_c$ , and  $T_{d-e}$ . However, rippled bedforms with different characteristic from the typical current ripples and undulating laminations, isolated or alternated with the ripples suggest an alternative interpretation, where an oscillatory and unidirectional component combined to transport and deposit the sediments. In fact, the lower division is similar to that of lithofacies 1, and for the same reasons, can be interpreted as having been deposited by high-energy combined flows. The asymmetrical undulating laminations of the intermediate division may be compared with small-scale anisotropic HCS, similar those described by Nøttvedt & Kreisa (1987), Cheel & Leckie (1993), and Dumas et al. (2005) indicating an oscillatory current combined with a weak unidirectional current.

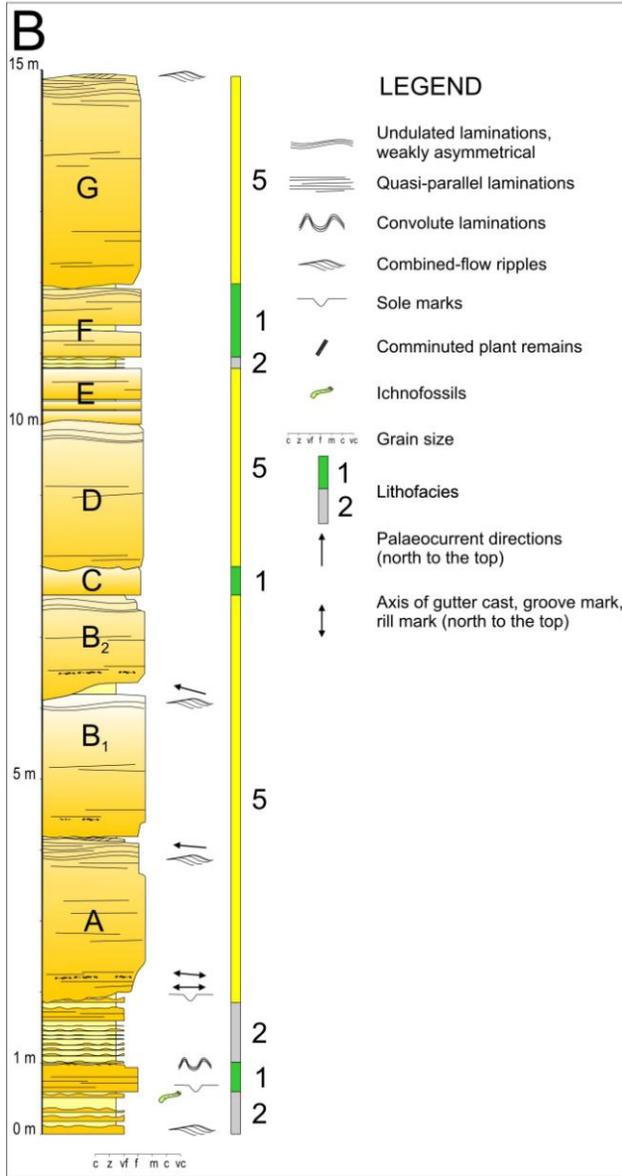


**Figure 4. 14.** Lithofacies 4. (A) The beds of this lithofacies are composed of a lower division (Ld) with planar, low-angle or undulating laminations; an intermediate division (Id) with undulating laminations alternating with or overlain by climbing combined-flow ripples; and an upper division (Ud) of sandy mudstone. (B) The thinner beds of this lithofacies are composed of intermediate and upper divisions (Id and Ud). Note the gentle asymmetrical form of the undulating laminations that can be compared with small-scale anisotropic HCS. Coin: 23 mm.

The slight asymmetry, rounded crests, convex-up, low dipping, and sigmoidal foresets of the ripples are considered characteristics of the combined action of oscillatory and unidirectional flows during sand deposition. It is noteworthy to observe the similarity of this lithofacies (Fig. 4.14A) with the lithofacies shown by Myrow et al. (2002, their Fig. 11C and D), Pattison (2005a, his Fig. 11C) and Basilici et al. (2011, their Fig. 5C). Myrow et al. (2002) and Pattison (2005a) interpreted this lithofacies deposited from an oscillatory flow combined with a gravity current and referred to as a “wave-modified turbidity current”. Lithofacies with similar grain-size, sedimentary structures and bed geometry was described by He et al. (2011, their Fig. 8f) in a sedimentary succession characterised by deep-water deposits. The cited authors interpreted this lithofacies as deposit of combined-flows.

#### *4.5. Lithofacies 5*

The beds of this lithofacies represent 4.2% of the thickness of the measured sections. This lithofacies consists of 1.1-3 m thick, medium- to very fine-grained sandstone beds, overlain by sandy mudstone of up to 0.19 m thick (Figs. 4.5E and 4.15). The base is commonly erosional with incisions up to 2.2 m in depth, and it exhibits gutter casts and groove marks (Fig. 4.15). The top is flat or gently undulating. The beds extend up to 130 m in a perpendicular direction to the palaeocurrents (Fig. 4.16). Each bed can be divided into three divisions (Fig. 4.5E). The lower division (1-2.8 m thick) consists of poorly sorted, medium- or fine-grained, structureless sandstone, which occasionally displays parallel, planar or very low-angle laminations. In some cases, the base of this division exhibits an inverse grading to a thickness of 0.05 to 0.5 m from poorly sorted, fine-grained to coarse-grained sandstone; sandy mudstone clasts of up to 0.25 m across can be observed at the top of the inverse grading. The transition to well-sorted, fine- or very fine-grained sandstone of the intermediate division is gradual. This division (0.1-0.2 m thick) exhibits more evident planar or low-angle and undulating laminations, which are overlain by a set of slightly asymmetric ripples with rounded crests and low-angle foresets similar to those described above. The upper division (up to 0.05 m thick) is composed of structureless muddy sandstone. In vertical succession, this lithofacies locally alternates with lithofacies 1 or 2 (Fig. 4.15B).



**Figure 4. 15.** Lithofacies 5. (A) The sandstone beds of this lithofacies are up to 3 m thick. The base is erosive (see arrows), and the top is planar or exhibits gentle undulations. (B) A vertical log at the Quebrada de los Gauchos of the beds of lithofacies 5. The log was measured at the outcrop shown in figure 4.16.

#### 4.5.1. Interpretation

This lithofacies is composed of sandstone beds with the coarsest grain sizes of the studied succession, a lenticular shape with a concave-up erosional base, and limited lateral continuity perpendicular to the palaeocurrents. These features indicate that the flows that generated the sandstone beds were characterised by the greatest energy of the depositional system and were channelised.

Lithofacies 5 could be interpreted as pure unidirectional-flow deposit. Concentrated density flows (*sensu* Mulder & Alexander, 2001), characterised by a bipartite-flow with a highly concentrated lower portion and a turbulent, less concentrated, upper portion, could have originated the beds of this lithofacies. This type of density flow forms deposits with a thicker, structureless, lower division (Bouma T<sub>a</sub> interval) overlain by a thinner, structured intermediate and upper division (Bouma T<sub>b-e</sub> intervals).

However, an alternative hypothesis, that considers as transport agents also oscillatory flows, may be expressed. In wave-generated sandstone beds structureless sandstone lower divisions were interpreted as deposited under a high-suspended-load fall-out rate, which inhibited the formation of sedimentary structures (De Celles & Cavazza, 1992; Myrow et al., 2002; Mutti et al., 2003; Pattison, 2005a; Lamb et al., 2008). Moreover, the undulating laminations and the slightly asymmetrical ripples (that can be interpreted as combined-flow ripples) observed in the intermediate division may suggest the influence of the oscillatory velocity on the depositional processes.

As observed in lithofacies 1 and 5, the depositional processes were characterised by an early phase of waxing flow (basal inverse grading) followed by a quasi-steady flow phase (structureless lower division) and ending with a waning flow phase (intermediate and upper divisions).

#### 4.6. Architectural and sequential arrangement

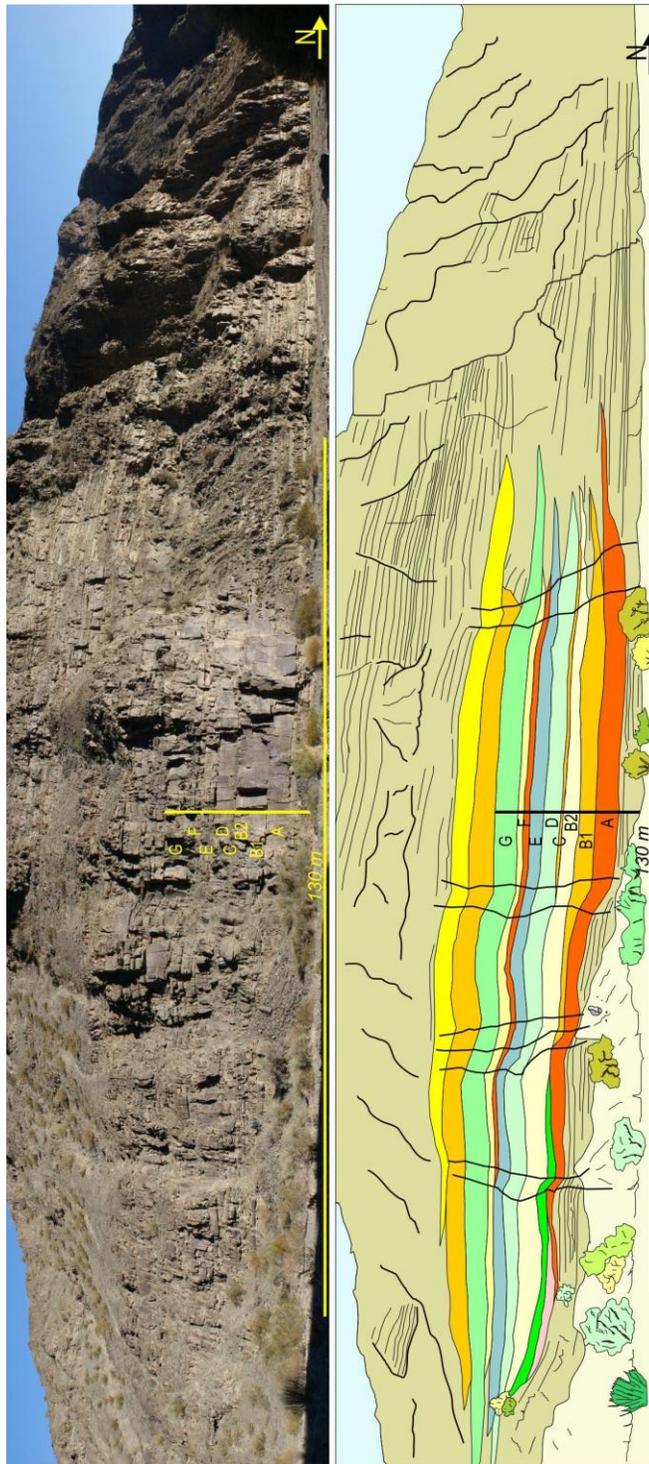
The studied succession of the PNF was subdivided into three architectural elements based on the distribution of the lithofacies. Architectural element 1 (channelised sandstone) is composed of lithofacies 5 locally interbedded with lithofacies 1 or 2. This architectural element constitutes *ca.* 5% of the thickness of the measured sections and is organised in packages of beds up to 21 m thick and 130 m wide perpendicular to the palaeocurrents (Fig. 4.16). The beds are vertically

stacked and represent different phases of erosion and deposition. Thus, this element assumes the appearance of nested submarine channels (Fig. 4.16). Architectural element 2 (tabular sandstone) consists primarily of lithofacies 1 interbedded with lithofacies 3 and 4. This is the most abundant element (*ca.* 65% of the thickness), and it forms sedimentary bodies up to 40 m thick and more than 150 m wide perpendicular to the palaeocurrents (Fig. 4.3). Architectural element 3 (interbedded tabular sandstone and mudstone) is composed primarily of lithofacies 2 and the thinner beds of the lithofacies 4. This element represents *ca.* 30% of the distribution in the thickness of the measured sections, and it is formed by tabular packages more than 160 m wide and 0.1-19 m thick (Fig. 4.3).

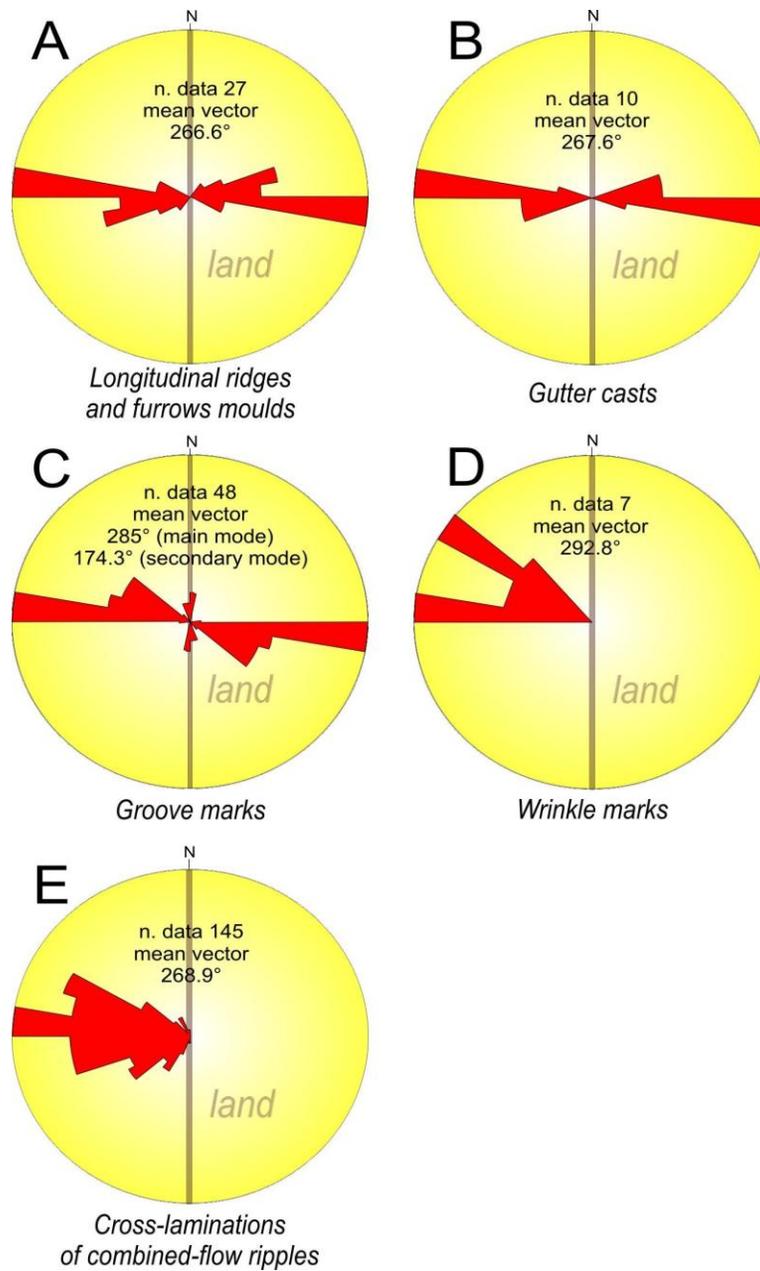
The visual analysis of the measured sections does not display any sequential organisation of the architectural elements. Elements 2 and 3 alternate in an apparently random way (Fig. 4.3), and element 1 may either be cut or overlain by the other two elements (Fig. 4.16).

## **5. PALAEOCURRENT INDICATORS**

The palaeocurrent indicators include sole marks (longitudinal ridge and furrow casts, gutter casts, and groove marks), wrinkle marks, and cross-laminations of combined-flow ripples. The axes of longitudinal ridge and furrow casts indicate palaeocurrent directions with a mean vector of  $266.6^\circ$  (Fig. 4.17A). The axes of the gutter casts indicate a mean vector of  $267.6^\circ$  (Fig. 4.17B). The axes of the groove marks indicate a primary mean direction towards  $285^\circ$ ; a few axes have a mean vector  $174.3^\circ$  (Fig. 4.17C). A few data of the ridges of the wrinkle marks indicate a mean vector of  $292.8^\circ$  (Fig. 4.17D). Most of the palaeocurrent values were measured from cross-laminations of combined-flow ripples, which belong to all five lithofacies. The dip directions indicate unidirectional flows with a mean vector of  $268.9^\circ$  (Fig. 4.17E). Palaeocurrent data show a uniform orientation in the three study areas, indicating sediment dispersal towards the west (Fig. 4.1B, C, and D). This finding coincides with the palaeocurrent data reported by Bustos (1996) in the same study area. Only a few palaeocurrent values of the groove marks at the base of lithofacies 1 show directions along the N-S axis (Fig. 4.17C). The origin of the different orientations of these groove marks will be discussed below.



**Figure 4. 16.** Lithofacies 5. The beds of this lithofacies are lenticular with marked erosive bases. Their lateral extension, perpendicular to the palaeocurrent, is up to 130 m in length. These beds constitute architectural element 1, and their organisation is similar to that of nested submarine channels. The vertical line corresponds to the section of figure 4.14.



**Figure 4. 17.** Rose diagrams for palaeocurrent indicators from sole marks, wrinkle marks and cross-laminations of all the lithofacies. A vertical line in the centre of the circle represents the deduced palaeocoastline. The land was situated to the east.

## 6. Palaeogeographic setting

Although the controversy continues about the positions of the plates during the Devonian (Parrish, 1990), it seems certain that the Argentine Precordillera was located polewards, south of 60° latitude, in an area not occupied by permanent ice cover. Indeed, there is no evidence of glacial deposits during the Devonian and a high CO<sub>2</sub> atmospheric level is assumed for that time (Edwards et al., 2009). During the Devonian, the Chilenia terrane accreted onto the western margin of Gondwana, resulting in the generation of foreland basins such as the basin of the PNF (Ramos et al., 1986). Edwards et al. (2009, cf. their Fig. 9) suggested that the PNF depositional areas occurred in a N-S trending, elongate basin with a maximum width of 300 km. Following this palaeogeographic reconstruction, the coastline was oriented according to the present N-S meridian axis, corresponding to the present boundary of the outcrop of the Sierra Pampeanas basement.

Although coastal deposits were not found in the studied succession, the land areas could not have been distant from the depositional area of the PNF because of the abundance of comminute terrestrial vegetal remains (up to 2%) and the high textural and compositional immaturity of the sand grains. Furthermore, 40 km south of the San Juan River outcrops, the PNF grades upwards into continental deposits (Bachongo Formation; Edwards et al., 2009).

## 7. DISCUSSION

### *7.1. Unidirectional- or combined-flow deposits?*

Gonzalez-Bonorino & Middleton (1976) and Bustos (1996) interpreted the beds of the PNF as Bouma-like T<sub>ac</sub>, T<sub>be</sub>, and T<sub>ce</sub> intervals, deposited from unidirectional gravity flows in a deep-water environment. However, the present study, based on a detailed analysis of the sedimentary structures, questions the apparent similarity of the PNF lithofacies with beds laid down exclusively by unidirectional gravity flows.

It has been extensively argued that planar or low-angle parallel laminations, interbedded with or overlain by undulating laminations, are the dominant structures of lower and intermediate divisions of lithofacies 1 and 4, and of intermediate division of lithofacies 5 (Figs. 4.6, 4.7D and 4.7E) and constitute the depositional product of combined flow with a relatively weaker

unidirectional velocity component. Arnott & Southard (1990) and Arnott (1993) described these structures in laboratory experiments and ancient sedimentary successions, respectively.

The intermediate division of lithofacies 4, composed of undulating and low-angle unidirectional cross-laminations (Fig. 4.14B), may be comparable to small-scale anisotropic HCS (Nøttvedt & Kreisa, 1987; Martel & Gibling, 1994; Cheel & Leckie, 1993), that, at least, suggests deposition from combined flows.

The small ripples present at the top of the sandstone beds in all the lithofacies, or alternating with planar or low-angle laminations in the beds of lithofacies 1 and 3, present evidence of combined flow depositional mechanisms. Rounded-crests lacking a brink point, low-angle foresets (less than 15°) with sigmoidal shapes, convex-upward lee and stoss sides, and a low Ripple Symmetry Index (RSI) (Figs. 4.8B and C, 9B, and 4.14) are particular characteristics of combined-flow ripples (Harms, 1969; Yokokawa et al., 1995; Dumas et al., 2006; Perillo et al., 2009; Yamaguchi & Sekiguchi, 2010). These features occur because combined-flow ripples accrete downstream via the deposition of sand lifted by vortices, which forms foresets with an angle less than the natural angle of repose. Moreover, erosion on the stoss side is not as intense as in current ripples, leaving the convex-up profile of the stoss side (Yokokawa et al., 1995). The RSI, measured from 63 ripples in the PNF from all the lithofacies, has an average value of 1.3. This value precludes their being current ripples, which have RSI values greater than 2.5 (Tanner, 1967), and allows to identify them as combined-flow ripples (Yamaguchi & Sekiguchi, 2010).

Some authors question that undulating, low-angle (less than the angle-of-repose) laminations are deposited from oscillatory or combined flows and invoke exclusively unidirectional flows to explain their origin. Allen & Underhill (1989), for example, interpreted sandstone beds, characterised by large synforms, filled with low-angle cross-stratifications (analogous to swaley cross-stratifications), and by undulating laminations forming antiforms (analogous to hummocky cross-stratifications), as laid down under unidirectional currents. The structures described by Allen & Underhill (1989), however, are prevalently constituted of broad (5-10 m) concave-up swaley, cut by common erosive surfaces. In this way, they are not comparable with the structures attributed to combined-flow deposits in the PNF.

Prave & Duke (1990) and Mulder et al. (2009) interpreted HCS-like undulating laminations and top surfaces of sandstone beds as deposition in unidirectional density flows during the antidune phase, related to Kelvin-Helmholtz instabilities. Notwithstanding, the HCS-like

structures described by these authors differ by the undulating laminations reported from the PNF in the paper which have different morphologies, wavelengths, and stratigraphic properties. Additionally, the undulating structures of PNF cannot be compared with the structures described by Yagishita (1994) and interpreted as antidune deposits due to their association with high-density turbidity current deposits and the absence of combined-flow ripples.

For the above reported reasons and examples, the described structures in the PNF are considered to testify to the effect of combined flows.

### *7.2. Origin of the oscillatory component of velocity in the combined flows*

In subaqueous environments the oscillatory component of a combined flow can have various origins. This can be originated by internal waves, reflected turbidity currents, and, obviously, superficial waves (Mutti et al., 2003).

Internal waves are gravity waves that generate oscillatory flows at the interface of two fluids with different densities (pycnocline) (He et al., 2008; Shanmugam, 2008, 2011; Pomar et al., 2012). Where internal waves intersect the seafloor, these can remobilise sediments and create sedimentary structures related to oscillatory flows. The depth of the pycnocline, i.e. the depth where internal waves can act as sedimentary processes, is extremely variable, from few tens of metres to several hundreds of metres (Shanmugam, 2011; Pomar et al., 2012). Thus, internal waves can deposit sediments in depths below the storm wave base. The sedimentary structures generated by these flows, in theory, can be similar to those deposited by superficial waves, thus their distinction may not to be easy. He et al. (2011) described sedimentary structures that they attributed to internal waves, apparently similar to those described in this paper (compare, for example, their Fig. 8f with the above described lithofacies 4 of the PNF). Therefore, internal waves could be a good candidate to explain the origin of the oscillatory component of the velocity observed into the sandstone beds of the PNF. At the moment, however, two reasons do not allow to consider this interpretation is reliable. First, the deposits of internal waves can be seen as out-of-context tempestites (Pomar et al., 2012), i.e., similar to storm-deposits, but that are found in a totally unrelated depositional context. He et al. (2012) used this argument to demonstrate that sandstone beds with combined-flow ripples have been deposited from internal waves because they are interbedded with turbidites and deep-water shales. On the contrary, the PNF does not show beds that are clearly deposited in deep-water environment (e.g., shales or

high-density turbidity current deposits). Second, the internal waves hypothesis is a suggestive idea but not yet supported by a clear knowledge of the phenomenon, of its interaction with the mobile floor of the ocean, and of its geological preservation (Shanmugam, 2012).

Deep-water density currents that travel across the irregular topography of the oceanic sea floor can be subjected to reverse currents as a sort of solitary waves (solitons) (Pantin & Leeder, 1987). These reverse currents can deposit sand-sized material with undulating laminations and surfaces, rippled cross-laminations with opposite directions, interbedded with thin mud drapes (Pickering & Hiscott, 1985). Although the undulating laminations and surfaces described by Pickering & Hiscott (1985, cf. their Fig. 13) in deposits of reverse turbidity currents could be apparently similar to the undulating laminations of lithofacies 1, 4, and 5 of the PNF, the absence in these lithofacies of mud drapes and palaeocurrents with opposite direction allow to exclude this hypothesis.

At the present state of knowledge, the proposed hypothesis in this paper is that the oscillatory component of the velocity is generated by superficial waves.

The vertical organisation of the sedimentary structures of lithofacies 1 and 4 is comparable with the idealised organisation of the quasi-planar-laminated sandstone beds described by Arnott (1993), which he interprets as deposited in storm-dominated shallow-marine environments. This author (cf. his Fig. 3) described sandstone beds with sharp basal contacts and characterised by three intervals: erosive sole marks, a quasi-planar-laminated interval, capped by a rippled interval. The quasi-planar-laminated interval is similar to the lower and upper (partial) divisions of lithofacies 1 and 4 of the PNF because both of these lithofacies are typified by low-angle and gently undulating laminations with vertical aggradation (quasi-planar laminations; Arnott, 1993). The spacing and the height of the undulating laminations described by Arnott (1993), 2.1 m and 18 mm, respectively, are similar to those measured in the PNF lithofacies. The rippled interval, which displays palaeocurrent directions offshore and uncommonly onshore, corresponds to the uppermost part of the intermediate division of lithofacies 1 and 4. Arnott (1993) interpreted the quasi-planar-laminated interval as having been deposited by high-energy combined flows and the rippled interval as having been deposited by weaker offshore-directed combined flows. Onshore-directed ripples are absent in the PNF beds. However, Arnott (1993) interpreted the onshore-orientated asymmetrical ripples as wave ripples related to shoaling waves and associated with

reworking of the sand by waves under fair-weather conditions. The absence of onshore-directed ripples in the PNF indicates that the depositional surface was below the fair-weather wave base.

Lithofacies 3 could be compared with accretionary HCS deposits (Fig. 4.11 and 4.12) originated by oscillatory flows, although small unidirectional combined-flow ripples indicate the influence of unidirectional currents when the orbital velocity of the wave decreased. Furthermore, in this lithofacies, symmetrical wave ripples at the top of the beds suggest prevalent oscillatory flows (Figs. 4.13D and E).

Finally, the PNF overlies the Talacasto Formation (Lower Devonian) (Fig. 4.2), a muddy unit with interbeds of HCS sandstone, which has been interpreted as a shelf depositional environment (Astini, 1991). This transition is marked by a sudden increase in sandstone beds and is apparently conformable, suggesting that no major changes took place in the basin at the onset of the sedimentation of the PNF. Therefore, it is likely that the sedimentation of the PNF began on an open shelf. In addition, 40 km south of the study area, the Bachongo Formation, which is composed of continental deposits (Edwards et al., 2009), transitionally overlies the PNF. This gradual stratigraphic transition again supports the shelf depositional environment of the PNF.

### *7.3. Origin of the unidirectional component of velocity in the combined flows*

Sedimentological analysis of the sandstone beds of the PNF showed that they were formed by combined flows whose oscillatory component was probably generated by storm waves. However, the facies analysis does not provide any information relevant as to the origin of the unidirectional flows; that is, whether they were originated by wind-induced hydrostatic pressure gradients (geostrophic currents) or by density gravity flows (Myrow & Southard, 1996).

Many authors (Leckie & Krystinik, 1989; Myrow & Southard, 1996; Myrow et al., 2002; Sarkar et al., 2002; Bhattacharya et al., 2004) have used palaeocurrent indicators (mainly sole marks) and their relationships with the palaeocoast orientation to define the types of unidirectional flows. These authors propose that unidirectional flows related to geostrophic currents generate palaeocurrent directions parallel to the palaeocoast, whereas unidirectional gravity flows are characterised by palaeocurrent directions perpendicular to the palaeocoast. According to this argument, it might be concluded that the unidirectional component of the flow that deposited the beds of the PNF was characterised by gravity flows because almost all the

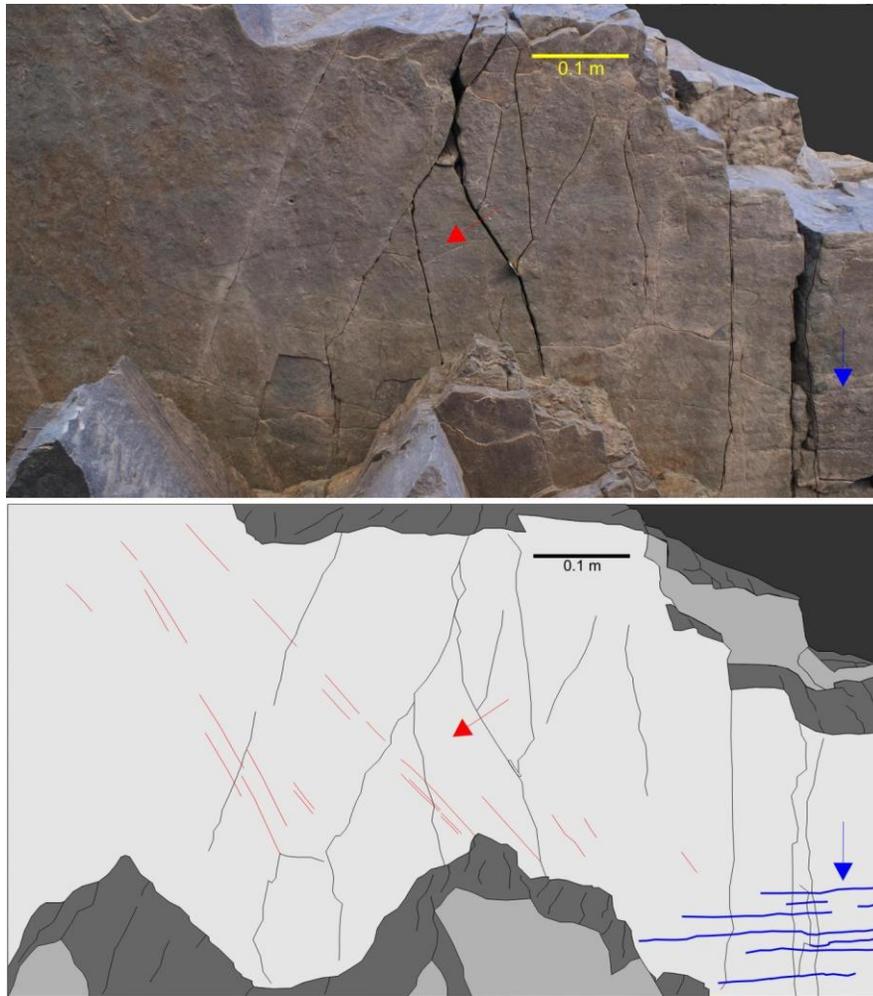
palaeocurrents are normal to the palaeoshore and offshore directed (Figs. 4.1B, 4.1C, 4.1D and 4.17).

Only a few groove marks in the PNF indicate palaeocurrent directions parallel to the palaeocoast (Fig. 4.17C and 4.18). This latter aspect is best explained by Sarkar et al. (2002). In the distribution of the sole marks in the sandstone beds of Mesoproterozoic Rampur Shale (India), these authors recognised four stages of storm flow evolution before the onset of sedimentation. They observed that shore-parallel geostrophic flows developed during the first two stages of the storm; however, after the second stage these flows were progressively replaced by offshore-directed flows, which became prevalent during the third stage and into the fourth stage, when sedimentation began. According to this model, the groove marks of the PNF, which are perpendicular to all the other palaeocurrent indicators, can be interpreted as the record of geostrophic currents originated during the first stage of the development of the storm.

The considerations above suggest that combined flows with a geostrophic unidirectional component were present before the onset of the deposition but that this geostrophic flow was rapidly replaced by an offshore-directed unidirectional component generated by turbidity currents.

#### *7.4. Hyperpycnal flow deposits*

Three distinct features allow for the formulation of a hypothesis as to the origin of the turbidity currents: (1) Abundant, comminuted, up to 40-mm-long plant remains of lycopods (Edwards et al., 2009) testify to a direct and short time of transport from the land by physical mechanisms (Nelson, 1982; Pattison, 2005a; Myrow et al., 2008). (2) The abundant lithic fragments and the poor roundness of the sandstone grains suggest a relatively short transport distance and a direct input from the continent, precluding a long storage period on the coast, where hydrodynamic processes could have increased the maturity of the grains. (3) The relative scarcity of bioturbation, which allowed for the complete preservation of the sedimentary structures, is attributed in marine shelf deposits to fresh-water input, limiting the biotic associations (Nelson 1982; Pemberton & Wightman, 1992; Pattison, 2005a). These three features suggest that the sedimentary input originated directly from the continental areas, presumably via fluvio-deltaic systems.



**Figure 4. 18.** A photograph (above) and line interpretation (below) of thin groove marks (red arrow) directed 160-180°, that is, at a high angle with respect to the mean palaeocurrent directions. Note the longitudinal ridge and furrow casts (blue arrow) with axes directed 290°.

In the literature, highly concentrated flows introduced into marine environments through river deltas are known as hyperpycnal flows (Mulder & Syvitski, 1995; Mulder et al., 2003). When a sediment-laden high-density river flow enters a standing body of water with a lesser density, it may generate a hyperpycnal flow. This bulk of water and suspended sediment, even over a gentle slope plunges below the surface and transforms into a density current, which may be regarded as a subaqueous continuation of the fluvial system (Mulder & Syvitski, 1995; Mulder et al., 2003). One type of hyperpycnal flow is the oceanic flood (Wheatcroft, 2000). Oceanic floods are characterised by the catastrophic introduction of a sediment-rich dispersion through the mouth of a river delta into the sea. This type of flood, commonly associated with the atmospheric conditions that generate storms in coastal areas, is typical of river systems characterised by small

catchment basins located in mountain chains and active continental margins (Wheatcroft et al., 1997).

Zavala et al. (2006) presented a model of the evolution of a quasi-steady hyperpycnal flow consisting of three development phases (acceleration, erosion plus bypass, and deceleration) with fluctuations in its velocity. At a given point, the deposit that records the passage of such a flow during the acceleration phase consists of sand with sedimentary structures evolving from climbing ripples through planar laminations to low-angle cross-stratifications. These deposits may be completely or partially eroded during the succeeding phase (erosion plus bypass). Finally, sand with a suite of sedimentary structures, from low-angle cross-stratifications through planar laminations to climbing ripples, records the deceleration phase. This suite of sedimentary structures may alternate in the bed due to fluctuations in velocity. Mud deposits overlie the sandstone beds. Although this model is pertinent to unidirectional hyperpycnal flows, some aspects are similar to the lithofacies of the PNF, particularly the sedimentary structures associated with the acceleration phase and the fluctuations in the flow velocity. Lithofacies 1 and 5 commonly show inverse grading, which, in some cases, culminates in an accumulation of gravel-size muddy sandstone clasts in the basal 0.05-0.2 m of the bed, suggesting an early acceleration phase of the flow with a high rate of sedimentation. Lithofacies 1 and 3 show a common vertical interbedding of sedimentary structures (combined-flow ripples, undulating laminations, and planar or low-angle parallel laminations), which suggest fluctuations in the flow velocity (Figs. 4.6B, 4.12 and 4.13C).

These features suggest that most of the sandstone beds of the PNF were deposited from combined flows with high rates of sedimentation, quasi-steady hydraulic behaviour with early acceleration phase, a late deceleration phase, and fluctuations in their velocity (sustained flows with a waxing-waning behaviour). These aspects associate the unidirectional component of the flows that deposited the PNF sandstone beds with a hyperpycnal flow, suggesting the likelihood that the deposition occurred due to oceanic floods associated with storm waves.

### *7.5 Depositional model*

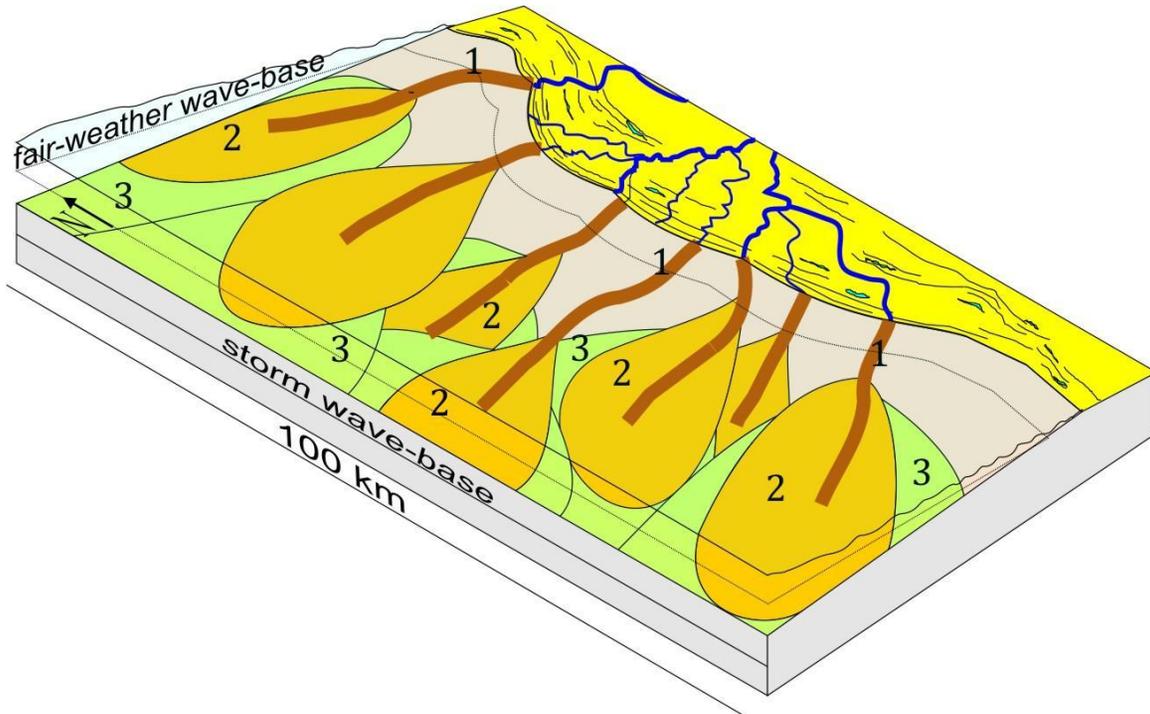
The PNF is here interpreted as a sedimentary succession deposited on a marine shelf above the storm wave base. Hyperpycnal flows originated at the river mouth likely constituted the source of the depositional flows, but storms played an important role in maintaining the sediment suspension, generating the excess density of the hyperpycnal flows relative to the sea water and distributing and organising the sediments (Myrow & Southard, 1996; Myrow et al., 2002).

Despite the excellent outcrops in the study area, the tectonic deformation, younger sedimentary cover, and large scale of the architectural elements relative to the outcrop dimensions did not permit a clear visualisation of the spatial organisation of the sedimentary bodies in the field and, consequently, did not permit their arrangement in a detailed model of the depositional system. However, according to the interpretation of the depositional mechanisms and the existing models, it is possible to formulate a hypothesis for its architectural organisation.

Zavala et al. (2006; cf. their figure 12) proposed a facies-tract model for hyperpycnal flow deposits. Streamwise, they distinguished (1) very thick channelised sandstone beds, which represent the extension of the river distributary into the body of standing water in the proximal zone; (2) thinner sandstone beds with sharp bases, locally erosive, in the intermediate zone; and (3) thin sandstone beds alternating with mudstone in the distal zone. This model may be applied to the PNF succession (Fig. 4.19). Architectural element 1 of the PNF, which is composed of channelised sandstone beds, could represent the offshore extension of the distributary channels in the proximal area. Architectural element 2, which consists of tabular sandstone beds, could represent the intermediate area. Finally, architectural element 3, composed of thin sandstone interbedded with sandy mudstone, indicates the distal depositional area. The geometry of the sedimentary bodies should have been controlled by the unidirectional gravity flows, which represented the main mechanism of distribution of the sediment. Therefore, these bodies should have a lobe shape with its axis normal to the coastline (Fig. 4.19). The geostrophic currents, poorly represented during the first phase of the flow, have been considered insufficient here to contribute to the alongshore distribution of the sediments.

A similar model was presented for the Campanian Aberdeen and Kenilworth members of Utah by Pattison (2005a) and Pattison et al. (2007). These authors described a storm-influenced prodelta turbidity system where storm-generated and/or river-generated underflows cut offshore-directed subaqueous channels, which were later filled by combined-flow deposits whose

unidirectional component was constituted by gravity flows. At the mouth of these subaqueous channels, storm-influenced density-flow deposits formed extensive lobe-shaped sedimentary bodies. In the present study, the subaqueous channels should correspond to architectural element 1 and the lobe-shaped deposits to architectural elements 2 and 3. Astini (1990) and Bustos (1996) interpreted the PNF as an analogous prodelta depositional system.



**Figure 4. 19.** A simplified depositional model showing the architecture of the PNF. The numbers in the picture correspond to the architectural elements.

Currently, hyperpycnal flows are generated at the mouths of rivers with small and mountainous catchment basins in active continental margins (Mulder & Syvitski, 1995; Wheatcroft et al., 1997). According to palaeogeographic and geotectonic reconstructions, this physiographic and geologic setting is comparable to that of the study area during the Devonian, which was located in an active margin at the collisional boundary between the Chilenia terrane and the western margin of Gondwana (Ramos et al., 1986; Thomas & Astini, 2003).

Finally, the sedimentary succession of PNF may be associated to the “flood-generated delta front sandstone lobes” of Mutti et al. (2003) to be characterised by HCS-like structures and to be deposited by hyperpycnal flows. However, as long as the large scale geometry of the PNF and the relationships with the lateral and vertical sedimentary succession will not be clearer this hypothesis is only speculative.

## 8. CONCLUSIONS

Previous studies show the uncertainty in distinguishing combined-flow from unidirectional-flow deposits, storm-dominated from pure density-flow deposits, and, consequently, shelf from deep-water depositional systems. This paper reflects one of these cases.

The Punta Negra Formation (PNF), previously attributed to a deep-sea fan system, is here reinterpreted as a prodeltaic shelf sedimentary system formed between storm and fair-weather wave-bases. Sandstone/mudstone event beds that mimic Bouma-like intervals were reinterpreted as deposited by storm-dominated combined flows generated by hyperpycnal flows plunging at the mouths of delta distributary channels.

Planar and low-angle parallel laminations, similar to the quasi-planar laminations of Arnott (1993), and undulating laminations displaying slightly asymmetrical hummocky and swaley morphology, combined-flow ripples, accretionary HCS-like, and anisotropic HCS-like are sedimentary structures that characterise the five described lithofacies. These features suggest depositional mechanisms dominated by oscillatory flows with a weak to medium unidirectional velocity component. Various hypotheses on the origin of the oscillatory component, which is recorded into the sandstone beds, have been considered and discussed. The most convincing hypothesis attributed the velocity oscillatory component to storm waves.

Palaeocurrents indicate offshore sediment transport normal to the palaeocoast, suggesting that the unidirectional component of the depositional flows was a gravity flow. Some groove marks with directions parallel to the palaeoshoreline indicate the existence of weak geostrophic currents before the onset of the depositional phase.

Inverse grading at the base of most of the sandstone beds of lithofacies 1 and 5 and the interbedding of high- and low-flow velocity structures within the beds of lithofacies 1 and 3 suggest that the flows were characterised by an early acceleration phase followed by a deceleration phase with frequent fluctuations in velocity. These features allow the unidirectional component of the combined flows to be associated with hyperpycnal flows, for which a terrestrial origin is suggested by the abundance of comminuted plant remains in the sandstone beds, the mineralogical and textural immaturity of the sandstone, and the relative scarcity of bioturbation attributed to terrestrial fresh-water input.

Storm-influenced hyperpycnal flows generated subaqueous channelised structures, later filled with sand, in the proximal area of the prodelta shelf area (architectural element 1), which were the probable extension of subaerial fluvial systems. At the mouth of the subaqueous channelised forms, tabular sand beds were deposited (architectural element 2), followed downstream in the more distal areas by the interbedding of sand and sandy mud beds (architectural element 3). The PNF represents a prodelta inner-shelf depositional system fed by small-basin rivers, characterised by catastrophic discharges from an active continental margin.

### **ACKNOWLEDGMENTS**

FAPESP (project 2006/00525-2) and CNPq (project 473356/2007-4) are thanked for their financial support. The authors would like to thank Jasper Knight and three anonymous referees, because of their excellent work in the revision of the manuscript. We are grateful to Arturo Curatola and Andrés to the great hospitality during the field work in the Estancia Don Carmelo (Argentina). Finally, we are always debtors to Alicia Reeves, our ‘guardian angel’ who revises our English.

## REFERENCES

- Allen, J.R.L., 1984. *Sedimentary Structures: their character and physical basis*. Elsevier, Amsterdam. 663 pp.
- Allen, P.A. and Underhill, J.R., 1989. Swaley cross-stratification produced by unidirectional flows, Bencliff Grit (Upper Jurassic), Dorset, UK. *Journal of the Geological Society* 146, 241-252.
- Arnott, R.W.C., 1993. Quasi-planar-laminated sandstone beds of the Lower Cretaceous Bootlegger Member, north-central Montana: evidence of combined-flow sedimentation. *Journal of Sedimentary Petrology* 63, 488-494.
- Arnott, R.W.C. and Southard, J.B., 1990. Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology* 60, 211-219.
- Astini, R.A., 1990. Formación Punta Negra: ¿un abanico submarino o un complejo deltaico de plataforma? *Actas III Reunión Argentina de Sedimentología*, pp. 19-24.
- Astini, R.A., 1991. Sedimentología de la Formación Talacasto: plataforma fangosa del Devónico precordillerano, Provincia de San Juan. *Asociación Geológica Argentina XLVI*, 277-294.
- Astini, R.A., Benedetto, J. L. and Vaccari, N. E., 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: a geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin* 107, 253-273.
- Basilici, G., de Luca, V.P.H. and Oliveira, P.E., 2011. A depositional model for a wave-dominated open-coast tidal flat, based on analyses of the Cambrian-Ordovician Lagarto and Palmares formations, NE Brazil. *Sedimentology*, Accepted Article, doi: 10.1111/j.1365-3091.2011.01318.x.
- Beukes, N.J., 1996. Sole marks and combined-flow storm event beds in the Brixton Formation of the siliciclastic Archean Withwatersrand Supergroup, South Africa. *Journal of Sedimentary Research* 66, 567-576.
- Bhattacharya, H.N. and Bhattacharya, B., 2005. Storm Event Beds in a Paleoproterozoic Rift Basin, Aravalli Supergroup, Rajasthan, India. *Gondwana Research* 8, 231-239.

- Bhattacharya, H.N., Bhattacharya, B., Chakraborty, I. and Chakraborty, A., 2004. Sole marks in storm event beds in the Permo-Carboniferous Talchir Formation, Raniganj Basin, India. *Sedimentary Geology* 166, 209–222.
- Brenchley, P.J. and Newall, G., 1982. Storm-influenced inner-shelf sand lobes in the Caradoc (Ordovician) of Shropshire, England. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 1257-1269.
- Bustos, U.D., 1996. Modelo sedimentario alternativo para el Devónico de la Precordillera central sanjaunina: Formación Punta Negra. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 3, 17-30.
- Cheel, R.J. and Leckie, D.A., 1993. Hummocky cross-stratification. In: Wright, V.P. (Ed.), *Sedimentology Review* 1. Blackwell Science, Oxford, pp. 103–122.
- Craft, R.J. and Bridge, J.S., 1987. Shallow-marine sedimentary processes in the Late Devonian Catskill Sea, New York State. *Geological Society of America Bulletin* 98, 338-355.
- Dalla Salda, L. H., Cingolani, C. A. and Varela, R., 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Results of Laurentia-Gondwana collision? *Geology* 20, 617-621.
- De Celles, P.G. and Cavazza, W., 1992. Constraints on the formation of Pliocene hummocky cross-stratification in Calabria (Southern Italy) from consideration of hydraulic and dispersive equivalence, grain-flow theory, and suspended-load fallout rate. *Journal of Sedimentary Petrology* 62, 555-568.
- Dott, R.H.Jr. and Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin* 93, 663-680.
- Duke, W.L., 1990. Geostrophic circulation or shallow marine turbidity currents? The dilemma of paleoflow patterns in storm-influenced prograding shoreline systems. *Journal of Sedimentary Petrology* 60, 870-883.
- Dumas, S. and Arnott, R.W.C., 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification- The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology* 34, 1073-1076.
- Dumas, S., Arnott, R.W.C. and Southard, J.B., 2005. Experiments on oscillatory-flow and combined-flow bedforms: Implications for interpreting parts of the shallow marine rock record. *Journal of Sedimentary Research* 75, 501-513.

- Dzulynski, S., 1965. New data on experimental production of sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Petrology* 35, 196-212.
- Edwards, D., Poiré, D.G., Morel, E.M. and Cingolani, C.A., 2009. Plant assemblages from SW Gondwana: further evidence for high-latitude vegetation in the Devonian of Argentina In: Bassett, M.G. (Ed.), *Early Palaeozoic Peri-Gondwana Terranes: New Insights from Tectonics and Biogeography*. Geological Society, London, Special Publications, 325, pp. 233-255.
- Einsele, G. and Seilacher, A., 1991. Distinction of tempestites and turbidites. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 377-382.
- Fan, D.D., Li, C.X. and Wang, P., 2004. Influences of storm erosion and deposition on rhythmites of the upper Wenchang Formation (Upper Ordovician) around Tonglu, Zhejiang Province, China. *Journal of Sedimentary Research* 74, 527-536.
- Gonzalez-Bonorino, G. and Middleton, G.V., 1976. A Devonian submarine fan in western Argentina. *Journal of Sedimentary Petrology* 46, 56-69.
- Guillén, J., Bourrin, F., Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P. and Buscaïl, R., 2006. Sediment dynamics during wet and dry storm events on the Têt inner shelf (SW Gulf of Lions). *Marine Geology* 234, 129-142.
- Hamblin, A.P. and Walker, R.G., 1979. Storm-dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Canadian Journal of Earth Science* 16, 1673-1690
- Harms, J.C., 1969. Hydraulic significance of some sand ripples. *Geological Society of America Bulletin* 80, 363-396.
- He, Y., Gao, Z., Luo, J., Luo, S. and Liu, X., 2008. Characteristics of internal-wave and internal tide deposits and their hydrocarbon potential. *Petroleum Science* 5, 37-44.
- He Y., Luo, J., Li, X., Gao, Z. and Wen, Z., 2011. Evidence of internal-wave and internal-tide deposits in the Middle Ordovician Xujiajuan Formation of the Xiangshan Group, Ningxia, China. *Geo-Marine Letters* 31, 509-523.
- Higgs, R., 1990. Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle-shelf deposits? - Discussion. *Journal of Sedimentary Petrology* 60, 630-632.

- Higgs, R., 1991. The Bude Formation (Lower Westphalian), SW England: siliciclastic shelf sedimentation in a large equatorial lake. *Sedimentology* 38, 445–469.
- Jennette, D.C. and Prior, W.A., 1993. Cyclic alternation of proximal and distal storm facies: Kope and Fairview Formations (Upper Ordovician), Ohio and Kentucky. *Journal of Sedimentary Petrology* 63, 183-203.
- Kneller, B.C., 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. In: Hartley, J., Prosser, D.J. (Eds.), *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*. Geological Society, London, Special Publication, 94, pp. 31-49.
- Lamb, M.P., Myrow, P.M., Lukens, C., Houck, K. and Strauss, J., 2008. Deposits from wave-influenced turbidity currents: Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 78, 480–498.
- Leckie, D.A. and Krystinik, L.F., 1989. Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle-shelf deposits? *Journal of Sedimentary Petrology* 59, 862-870.
- Leckie, D.A. and Krystinik, L.F., 1990. Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle-shelf deposits? - Reply. *Journal of Sedimentary Petrology* 60, 636-637.
- Leckie, D.A. and Krystinik, L.F., 1991. Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle-shelf deposits? - Reply. *Journal of Sedimentary Petrology* 61, 152-154.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 279-297.
- Martel, A. T. and Gibling, M.R., 1994. Combined-flow generation of sole structures, including recurved groove casts, associated with lower Carboniferous lacustrine storm deposits in Nova Scotia, Canada. *Journal of Sedimentary Research* A64, 508-517.
- McCabe, A.M. and O’Cofaigh, C., 1996. Upper Pleistocene facies sequences and relative sea-level trends along the south coast of Ireland. *Journal of Sedimentary Research* 66, 376-390.
- Mulder, T. and Syvitski, J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology* 103, 285-299.

- Mulder, T. and Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, 269-299.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.C. and Savoyed, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology* 20, 861-882.
- Mulder, T., Razin, P. and Faugeres, J.C., 2009. Hummocky cross-stratification-like structures in deep-sea turbidites: Upper Cretaceous Basque basins (Western Pyrenees, France). *Sedimentology* 56, 997-1015.
- Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R. and Zavala, C., 1996. The importance of fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Memorie di Scienze Geologiche*, 48, 233-291.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, D. and Cavanna, G., 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology* 20, 733-755.
- Myrow, P.M. and Southard, J.B., 1996. Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research* 66, 875-887.
- Myrow, P.M., Fischer, W. and Goodge, J.W., 2002. Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica. *Journal of Sedimentary Research* 72, 641-656.
- Myrow, P.M., Lukens, C., Lamb, M.P., Houck, K. and Strauss, J., 2008. Dynamics of a transgressive prodeltaic system: implications for geography and climate within a Pennsylvanian intracratonic basin, Colorado, U.S.A., *Journal of Sedimentary Research* 78, 512-528
- Nelson, C.H., 1982. Modern shallow-water graded sand layers from storm surges, Bering shelf: a mimic of Bouma sequences and turbiditic systems. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 536-545.
- Nøttvedt, A. and Kreisa, R.D., 1987. Model for combined-flow origin of hummocky cross-stratification. *Geology* 15, 357-361.
- Nummedal, D., 1991. Shallow marine storm sedimentation-the oceanographic perspective. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 227-248.

- Pantin, H.M. and Leeder, M.R., 1987. Reverse flow in turbidity currents: the role of internal solitons. *Sedimentology*, 34, 1143-1155.
- Parrish, J.T., 1990. Gondwanan paleogeography and paleoclimatology. In: Taylor, T.N., Taylor, E.L. (Eds.) *Antarctic Paleobiology. Its Role in the Reconstruction of Gondwana*. Springer, New York, pp. 15–26.
- Pattison, S.A.J., 2005a. Storm-influenced prodelta turbidite complex in the lower Kenilworth Member at Hatch Mesa, Book Cliffs, Utah, USA: implications for shallow marine facies models. *Journal of Sedimentary Research* 75, 420-439.
- Pattison, S.A.J., 2005b. Isolated highstand shelf sandstone body of turbiditic origin, lower Kenilworth Member, Cretaceous Western Interior, Book Cliffs, Utah, USA. *Sedimentary Geology* 177, 131-144.
- Pattison, S.A.J., Ainsworth, R.B. and Hoffman, T.A., 2007. Evidence of across-shelf transport of fine-grained sediments: turbidite-filled shelf channels in the Campanian Aberdeen Member, Book Cliffs, Utah, USA. *Sedimentology* 54, 1033-1063.
- Pemberton, S.G. and Wightman, D.M., 1992. Ichnological characteristics of brackish water deposits. In: Pemberton, S.G. (Ed.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*. SEPM, Core Workshop, 17, pp. 141-167.
- Peralta, S.H. and Ruzycki de Berenstein, L.J., 1990. Icnofacies asociadas a facies turbidíficas de la Formación Punta Negra (Devónico medio-superior?), en el perfil de los Caracoles, Precordillera Central sanjuanina, Argentina. *Actas III Reunión Argentina de Sedimentología*, pp. 334-338.
- Perillo, M.M., Pedocchi F., Best, J.L. and Garcia, M.H., 2009. Exploratory Experiments on Ripple Morphology under Combined Flows. 6th IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics (RCEM 2009), In: Vionnet, C.A., Garcia, M.H., Latrubesse, E.M. & Perillo, G.M.E. (eds), Taylor and Francis Group, London, Vol. 2, 793-798, Enschede, The Netherlands
- Pettijohn P.J., Potter, P.E. and Siever, R., 1987. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, New York. 553 pp.
- Pickering, K.T. and Hiscott, R.N., 1985. Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis. *Sedimentology*, 32, 373-394.

- Poiré, D.G. and Morel, E.M., 1996. Procesos sedimentarios vinculados a la depositación de niveles con plantas en secuencias Siluro-Devónicas de la Precordillera, Argentina. *Actas VI Reunión Argentina de Sedimentología*, pp. 205-210.
- Pomar, L., Morsilli, M., Hallock, P. and Bádenas, B., 2012. Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. *Earth-Science Reviews* 111, 56-81.
- Prave, A.R. and Duke, W.L., 1990. Small-scale hummocky cross-stratification in turbidites; a form of antidune stratification. *Sedimentology* 37, 531–539.
- Ramos V. A., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Mpodozis, C., Kay, S. M., Cortés, J. M. and Palma, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics* 5, 855-880.
- Sarkar, S., Banerjee, S., Chakraborty, S. and Bose, K.B., 2002. Shelf storm flow dynamics: insight from the Mesoproterozoic Rampur Shale, central India. *Sedimentary Geology* 147, 89-104.
- Shanmugam, G., 2008. Deep-water bottom currents and their deposits. In: Rebesco, M., Camerlenghi, C. (Eds.), *Contourites*. Elsevier Science, Amsterdam, pp. 59-81.
- Shanmugam, G., 2011. Discussion of He et al. (2011, *Geo-Marine Letters*) Evidence of internal-wave and internal-tide deposits in the Middle Ordovician Xujiajuan Formation of the Xiangshan Group, Ningxia, China. *Geo-Marine Letters Accepted Article*, doi:10.1007/s00367-011-0264-9
- Snedden, J.W. and Swift, D.J.P., 1991. Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner- to middle-shelf deposits? - Discussion. *Journal Sedimentary Petrology* 6, 148-151
- Snedden, J.W., Nummedal, D. and Amos, A.F., 1988. Storm- and fair-weather combined flow on the central Texas continental shelf. *Journal Sedimentary Petrology* 58, 580-595
- Swift, D.J.P., 1985. Response of the shelf floor to flow. In: Tillman, R.W., Swift, D.J.P., Walker, R.G. (Eds.), *Shelf Sands and Sandstone Reservoirs*. SEPM Short Course Notes, 13, pp. 135-241.
- Swift, D.J.P. and Niedoroda, A.W., 1985. Fluid and sediment dynamics on continental shelves. In: Tillman, R.W., Swift, D.J.P., Walker, R.G. (Eds.), *Shelf Sands and Sandstone Reservoirs*. SEPM Short Course Notes, 13, pp. 47–134.

- Swift, D.J.P., Hudelson, P.M., Brenner, R.L. and Thompson, P., 1987. Shelf construction in a foreland basin: storm beds, shelf sandbodies, and shelf-slope depositional sequences in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Book Cliffs, Utah. *Sedimentology* 34, 423-457.
- Tanner W.F., 1967. Ripple-mark indices and their uses. *Sedimentology* 9, 89-104.
- Thomas, W.A., Astini, R.A., 2003. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: a review. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 67–79.
- Walker, R.G., 1984. Shelf and shallow marine sands. In: Walker, R.G. (Ed.) *Facies models*, 2nd Ed., Geoscience Canada, Reprint Series, 1, pp. 141-170.
- Walker, R.G., 1985. Geological evidence for storm transportation and deposition on ancient shelves. In: Tillman, R.W., Swift, D.J.P., Walker, R.G. (Eds.), *Shelf sands and sandstone reservoirs*. SEPM Short Course 13, pp. 1-58.
- Wheatcroft, R.A., 2000. Oceanic flood sedimentation: a new perspective. *Continental Shelf Research* 20, 2059-2066.
- Wheatcroft, R.A., Sommerfield, C.K., Drake, D. E., Borgeld, J.C. and Nittrouer, C.A., 1997. Rapid and widespread dispersal of flood sediment on the northern California margin. *Geology* 25, 163-166.
- Winn Jr., R.D., 1991. Storm deposition in marine sand sheets: Wall Creek Member, Frontier Formation, Powder River Basin, Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrology* 61, 86-101.
- Yamaguchi, N. and Sekiguchi, H., 2010. Effects of settling and preferential deposition of sediment on ripple roundness under shoaling waves. *Journal of Sedimentary Research* 80, 781-790.
- Yokokawa, M., Masuda, F. and Endo, N., 1995. Sand particle movement on migrating combined-flow ripples. *Journal of Sedimentary Research* 65, 40-44.
- Zavala, C., Ponce, J.J., Arcuri, M., Drittanti, D., Freije, H. and Asensio, M., 2006. Ancient lacustrine hyperpynites: a depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 76, 41–59.

APÊNDICE IV. “De Luca, P.H.V. e Basilici, G. 2013. Análise faciológica, arquitetural e icnológica de um sistema de pró-delta dominado por ondas: Formação Punta Negra (Devoniano Médio-Inferior, Precordilheira Argentina).

Artigo submetido à *Brazilian Journal of Geology* e aceito para publicação com menores correções.

O artigo foi corrigido, traduzido para o inglês e publicado com a seguinte referência: “De Luca, P.H.V. e Basilici, G., 2013. *A prodeltaic system controlled by hyperpycnal flows and storm waves: reinterpretation of the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera)*. *Brazilian Journal of Geology*, 43(4), 673-694”.



UM SISTEMA DE PRÓ-DELTA DOMINADO POR FLUXOS HIPERPICNAIS E ONDAS DE TEMPESTADE: REINTERPRETAÇÃO DA FORMAÇÃO PUNTA NEGRA (DEVONIANO MÉDIO-INFERIOR, PRECORDILHEIRA ARGENTINA)

Prodelta dominado por fluxos combinados

**PEDRO HENRIQUE VIEIRA DE LUCA e GIORGIO BASILICI**

*DGRN/IG – Unicamp, Brazil, - [pedro.luca@gmail.com](mailto:pedro.luca@gmail.com)*

**Resumo** A Formação Punta Negra (FPN) constitui uma unidade arenítica do Devoniano Médio-Inferior e pode representar um exemplo antigo de uma unidade sedimentar depositada em um sistema de prodelta dominado por ondas. A FPN foi previamente interpretada como sistema deposicional marinho profundo produto de uma sedimentação gerada por fluxos turbidíticos. Contudo, neste trabalho foi reinterpretada mediante uma detalhada análise de fácies e da distribuição dos icnofósseis como sistema deposicional de prodelta influenciado pela atividade de ondas de tempestade. As cinco litofácies descritas foram geradas por processos que resultaram da combinação de fluxos unidirecional gravitacional (fluxos hiperpicnais), provenientes de um sistema deltáico, e oscilatórios (fluxos de ondas de tempestade). Os icnitos sugerem alternâncias das condições dinâmicas no ambiente sedimentar, que passa de momentos de alta energia (relacionadas a fluxos combinados e seguinte colonização de organismos oportunistas) para momentos de calmaria, seguida da colonização de organismos mais especializados. As litofácies foram agrupadas em três elementos arquiteturais (arenitos canalizados, arenitos tabulares e arenitos tabulares intercalados a pelitos) cuja ordem segue uma distribuição costa-afora da porção mais proximal á distal. Arenitos canalizados, os depósitos mais proximais, mostram camadas de arenitos com maior espessura e granulometria e menor conteúdo em pelito. Neste elemento as ondulações ao topo das camadas areníticas, geradas por fluxos combinados (oscilatório e unidirecional), mostram os valores maiores de altura e comprimento de onda. Tais valores, como também a granulometria, espessura das camadas e conteúdo em pelito diminuem gradativamente passando ao elemento arenitos tabulares e arenitos tabulares intercalados a pelitos.

*Palavras-chaves:* Fluxos combinados, Fluxos hiperpicnais, Sistemas prodeltáicos, Formação Punta Negra, Devoniano.

**Abstract** *A prodelta system dominated by hyperpycnal and storm waves: reinterpretation of the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera).*

The Punta Negra Formation (FPN) constitutes a Lower-Middle Devonian sandy unit that represents an ancient storm-dominated prodeltaic depositional system. Based on detailed facies and ichnological analyses this unit, previously interpreted as deep-water system, has been reinterpreted as prodelta system where the distribution and sedimentation of the clastic deposits were controlled by hyperpycnal flow associated with storm. Five lithofacies attest deposition by unidirectional hyperpycnal flows combined with storm generated oscillatory flow. Fossil traces testify variable energetic conditions of the depositional system with colonisation of opportunistic organisms immediately after a deposition of high energy combined flows, and colonisation of more specialised organisms during the long low-energy periods. Sedimentary facies can be assigned to three architectural elements, which are disposed seaward by: 1) Channelised sandstone, composed of thickest and coarsest sandstone beds, are interpreted as proximal part, probably near the delta system; 2) Tabular sandstone constitute most common element, it is composed of combined and oscillatory flow deposits with less thickness, grain size and spacing of the hummocky cross-stratifications. 3) Tabular sandstone interbedded to pelite element represents the most distal architectural element, it is composed by thin sandstone strata, deposited by low-energy combined flows, and thick pelite strata.

Key words: Combined flows, Hyperpycnal flows, Prodeltic systems, Punta Negra Formation, Devonian.

## INTRODUÇÃO

A interpretação de depósitos formados em ambientes de plataforma marinha, gerados a partir de fluxos combinados (combinação de fluxo oscilatório e unidirecional) controlados por tempestades nem sempre é uma tarefa simples e gera debates desde os anos 70 (Hamblin & Walker, 1979; Dott & Bourgeois, 1982; Leckie & Krystinik, 1989; Higgs, 1991; Myrow et al., 2002; Myrow et al., 2008, Lamb et al., 2008). Um dos temas mais discutidos é relacionado ao transporte sedimentar e à evolução destes fluxos através da plataforma. Modelos de distribuição de sedimento baseados em análises atualísticas indicam que o transporte de sedimento ocorre principalmente paralelo à costa por meios de correntes geostróficas (Figueiredo, 1980; Parker, 1982; Swift, 1985; Swift et al., 1986; Snedden et al., 1988; Snedden & Swift, 1991). Em contrapartida, análises de sucessões antigas sugerem que o sedimento era majoritariamente transportado através da plataforma perpendicularmente à linha de costa (Hamblin & Walker, 1979; Leckie & Walker, 1982; Leckie & Krystinik, 1989; Myrow, 1992; Myrow & Southard, 1996).

Outro ponto de discussão é referente às características dos depósitos e das estruturas sedimentares formadas nestes ambientes deposicionais influenciados por fluxos combinados. Muitas vezes estes depósitos se assemelham a depósitos formados em ambiente profundo pela ação de fluxos gravitacionais (Hamblin & Walker, 1979; Dott & Bourgeois, 1982; Walker, 1984) e a distinção entre estes depósitos não é trivial. De fato, estudos sobre os processos sedimentares e as estruturas sedimentares geradas por fluxos combinados (Arnott & Southard, 1990; Yokokawa et al., 1995; Dumas et al., 2005; Yamaguchi & Sekiguchi, 2010), motivaram a reinterpretação de várias unidades, anteriormente interpretadas como geradas por fluxos gravitacionais em ambientes profundos, como unidades depositadas em áreas plataformais sob influência de tempestade (Higgs, 1991; Bhattacharya et al., 2004; Pattison et al., 2007; Lamb et al., 2008; Myrow et al., 2008, Basilici et al., 2012b).

Neste trabalho reinterpretamos a Formação Punta Negra (FPN), previamente considerada um típico sistema de leque de água profunda, como sistema prodeltaico controlado por fluxos combinados gerados pela associação de fluxos hiperpicnais e tempestades.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

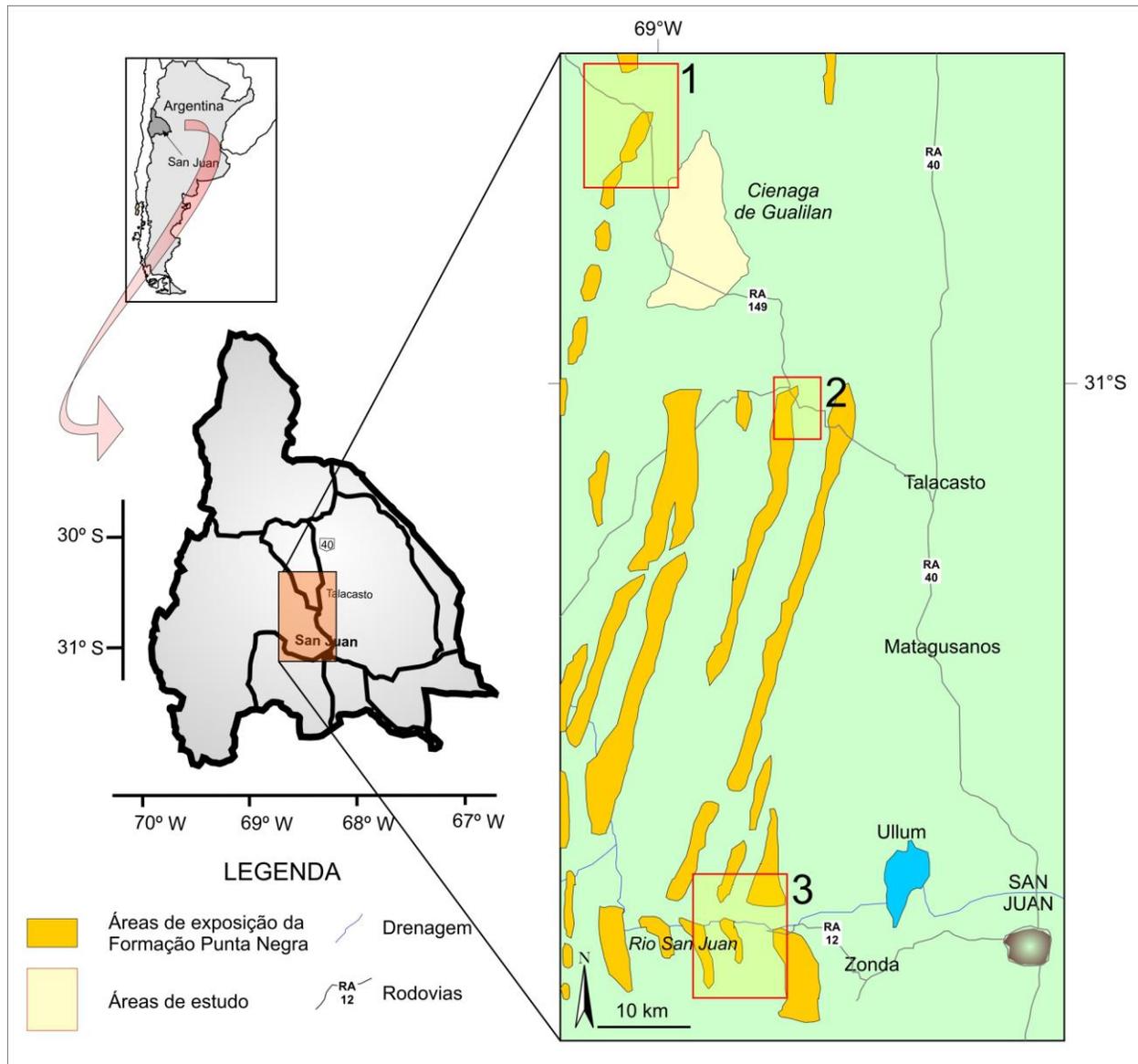
A FPN consiste de uma sucessão de arenitos e pelitos, aproximadamente 1.000 m espessa, desenvolvida durante o Devoniano no contexto geológico da Precordilheira Argentina (PCA) (Fig. 5.1). A PCA é provavelmente um terreno de origem alóctone, resultado de um rifteamento da margem oriental do embasamento Ouachita e subsequente acreção à margem ocidental do Gondwana (Keller et al., 1998; Rapela et al., 1998; Keller, 1999; Thomas & Astini, 2003). A FPN depositou-se na rampa de uma bacia de antepaís, caracterizada por uma zona profunda adjacente a uma faixa orogénica. Keller et al. (1998) afirmaram que os sedimentos do Devoniano da PCA representam o estágio final de acreção deste terreno ao Gondwana. Diferentemente, Cuerda et al. (1990) e Bustos & Astini (1997) afirmaram que esta bacia foi gerada devido ao choque de um outro terreno (Chilena) ao Gondwana.

Gonzales Bonorino & Middleton (1976), Ramos & Vujovich (2000) interpretaram que os depósitos da FPN são resultados de fluxos gravitacionais em um sistema deposicional profundo. Bustos (1996) e Bustos & Astini (1997) interpretaram esta unidade como sistema prodeltaico que prograda em uma rampa lamosa. Eles descreveram depósitos de tempestade na base da FPN. Poiré & Morel (1996) e Edwards *et al.* (2009), baseando-se em critérios icnológicos, sugeriram a deposição em ambiente mais proximal influenciado por ondas de tempestades. Basilici et al. (2012b) mostraram evidências que esta unidade depositou-se em um ambiente deposicional plataformal, entre os limites de ondas de tempo bom e de tempestade, sendo constantemente influenciado por fluxos hiperpicnais e tempestades.

## MÉTODOS

Neste estudo foram analisados 36 afloramentos e foram medidas 12 seções estratigráficas. A área estudada localiza-se na PCA central ao longo dos afloramentos alinhados por cerca de 90 km na direção N-S nos arredores da cidade de San Juan e da localidade Talacasto. (Fig. 5.1). Neste estudo foi executada uma análise de fácies de detalhe a fim de reconhecer os principais processos deposicionais que formaram os depósitos da FPN. Foram medidos 237 valores de direção de paleocorrentes e foi realizada uma análise icnológica, visando o reconhecimento de icnofácies. 26 amostras polidas e a análise cerca de 170 fotos auxiliaram na identificação e caracterização das

estruturas sedimentares e dos icnitos. 13 lâminas delgadas foram confeccionadas e analisadas objetivando o reconhecimento de texturas sedimentares e constituintes mineralógicos.



**Figura 5. 1.** Localização da Formação Punta Negra na Província de San Juan. Esta unidade mostra afloramentos alinhados aproximadamente N-S relacionado com a estrutura da Pré-Cordilheira Argentina.

## LITOFÁCIES

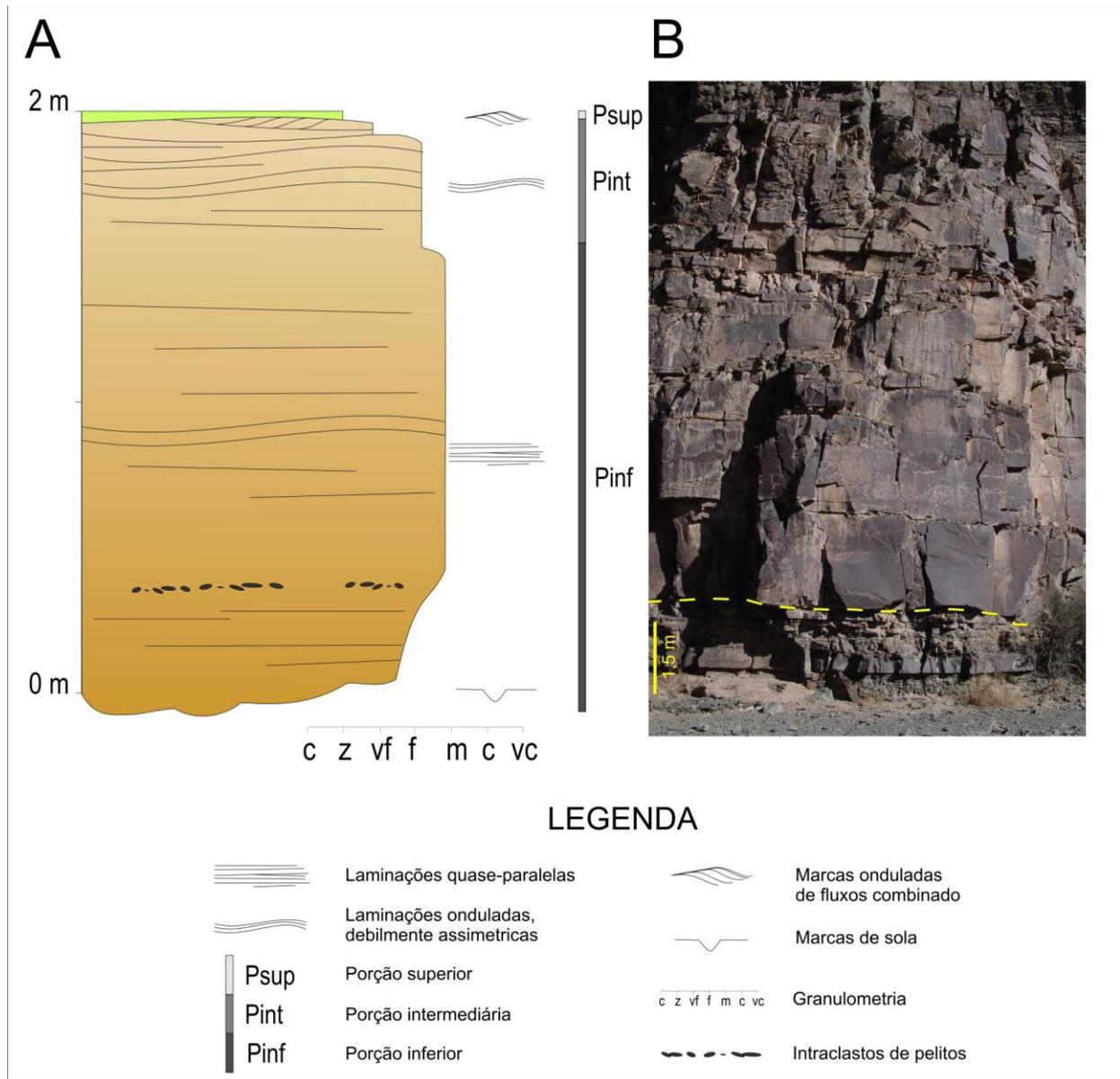
Cinco litofácies foram definidas segundo granulometria, estruturas sedimentares, geometria das camadas e mecanismos deposicionais interpretados.

### **Arenitos sem estruturas**

Esta litofácies constitui aproximadamente 4% da espessura das seções sedimentares medidas. É formada por camadas gradadas de litoarenitos médios a muito finos, espessas 1,1-3 m (Fig. 5.2A). Estas camadas se estendem lateralmente por 70-130 m na direção N-S, perpendicularmente às paleocorrentes. As camadas possuem a superfície superior ondulada, com espaçamento de 4-12 m, e a inferior côncava e erosiva, cuja incisão de até 2,1 m (Fig. 5.2B). Marcas de sola como *gutter cast* e marcas de sulco são frequentes. Internamente as camadas são subdivididas em três porções (Fig. 5.2A). A porção inferior constitui 50-90% da espessura das camadas e é formada principalmente por arenito médio-fino sem estruturas. Às vezes observa-se gradação inversa de arenito fino a médio nos primeiros 0,25 m da base da camada. Localmente, nota-se a presença de laminações plano-paralelas ou onduladas. A porção intermediária, que compõe 5-35% da espessura das camadas, é constituída por areia fina a muito fina bem selecionada, que formam laminações plano-paralelas de baixo ângulo ou onduladas. O topo desta porção é ondulado e localmente coberto por laminações cruzadas com ângulos de inclinação menores que 10°, forma sigmoidal e que se manifestam como formas de leito onduladas, com altura 1,5- 2,5 cm e comprimento de onda 0,08- 0,15 m, cristas arredondadas e índices de simetria baixos (Dumas et al., 2005). A porção superior é formada por pelitos arenosos sem estruturas com espessuras de 1-5 cm.

*Interpretação.* Os arenitos sem estruturas da porção inferior são provavelmente depositados por fluxos combinados de alta energia. As altas taxas de suspensão e deposição inibem o desenvolvimento de estruturas sedimentares. O intervalo com gradação inversa na porção basal indica um fluxo com inicial aumento de velocidade, seguido de uma diminuição progressiva de velocidade. Laminações plano-paralelas de baixo ângulo e onduladas, similares às encontradas na porção intermediária, foram reproduzidas em laboratório (Arnott & Southard, 1990) e observadas em análogos antigos (Arnott, 1993) e são formadas por fluxos combinado de alta energia em regime superior (*plane bed*). Marcas onduladas com laminações de baixo ângulo e curto

comprimentos de onda, crista arredondada e baixo valor de simetria são interpretadas como marcas onduladas de fluxo combinado e são geradas por fluxos combinados de velocidade relativamente baixa (Massuda & Yokokawa, 1993; Yokokawa, 1995; Dumas et al., 2005). Os pelitos arenosos sem estruturas representam o estágio final de deposição por decantação.



**Figura 5. 2.** Arenitos médio-finos de espessas camadas. (A) Esquema gráfico das camadas desta litofácies. (B) Esta litofácies mostra uma base erosiva (linha tracejada). Esta camada representa a base do elemento arquitetural arenitos canalizados.

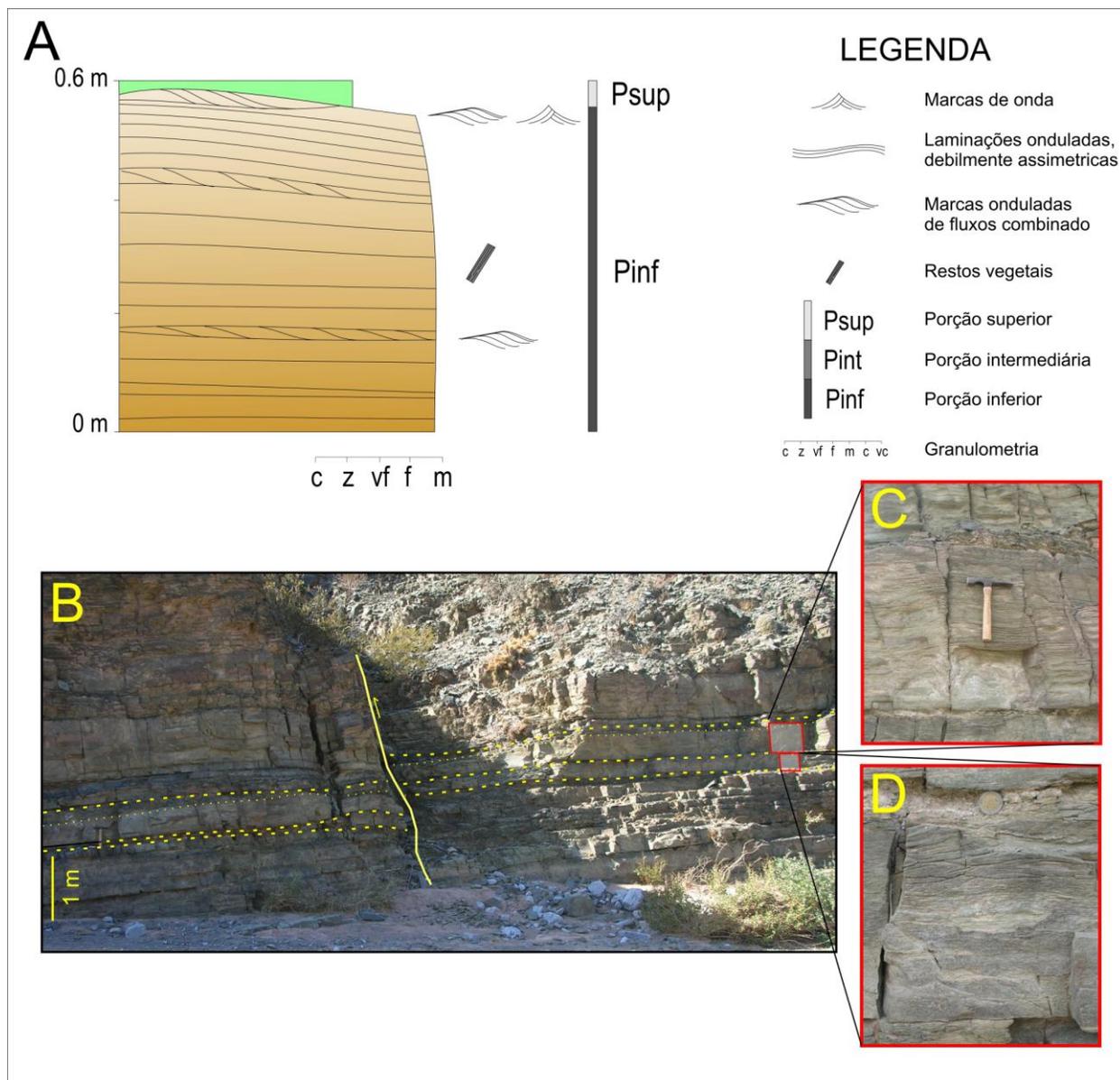
### **Arenitos lenticulares**

Esta litofácies constitui 8% em espessura das seções medidas e é composta por litoarenitos ou sublitoarenitos finos a muito finos, bem selecionados, com grãos angulares e subangulares, contendo até 30% de litoclastos. As camadas, 0,1-1,0 m espessas, possuem base plana e topo ondulado com espaçamento de 3-12 m e altura de 0,1-0,32 m (Fig. 5.3A e B). O contato basal é brusco e localmente erosivo, com incisões de até 5 m de largura e 0,3 m de profundidade. Estas camadas são subdivididas em duas porções (Fig. 5.3A). A porção inferior (60-100% da espessura das camadas) é composta por arenito fino bem selecionado organizado em lâminas gradadas com concentração de muscovita e restos vegetais no topo. As lâminas possuem geometrias paralelas, planas ou levemente onduladas com espessuras que variam da base para o topo de 40 a 1 mm (Fig. 5.3C). Estas formam *sets* espessos 0,1-0,6 m com bases erosivas. As lâminas onduladas possuem baixo ângulo de inclinação e sentidos de mergulho com padrões de distribuição bimodais ou multimodais. Localmente as lâminas se interestratificam com laminações cruzadas 5-20 mm espessas contendo *foresets* inclinados 5-15°, que no topo desta porção formam marcas onduladas de fluxo combinado ou fluxo oscilatório (Fig. 5.3D). A porção superior (0-40% da espessura da camada) é constituída por pelitos areníticos, sem estruturas, espessos 0,01-0,1 m.

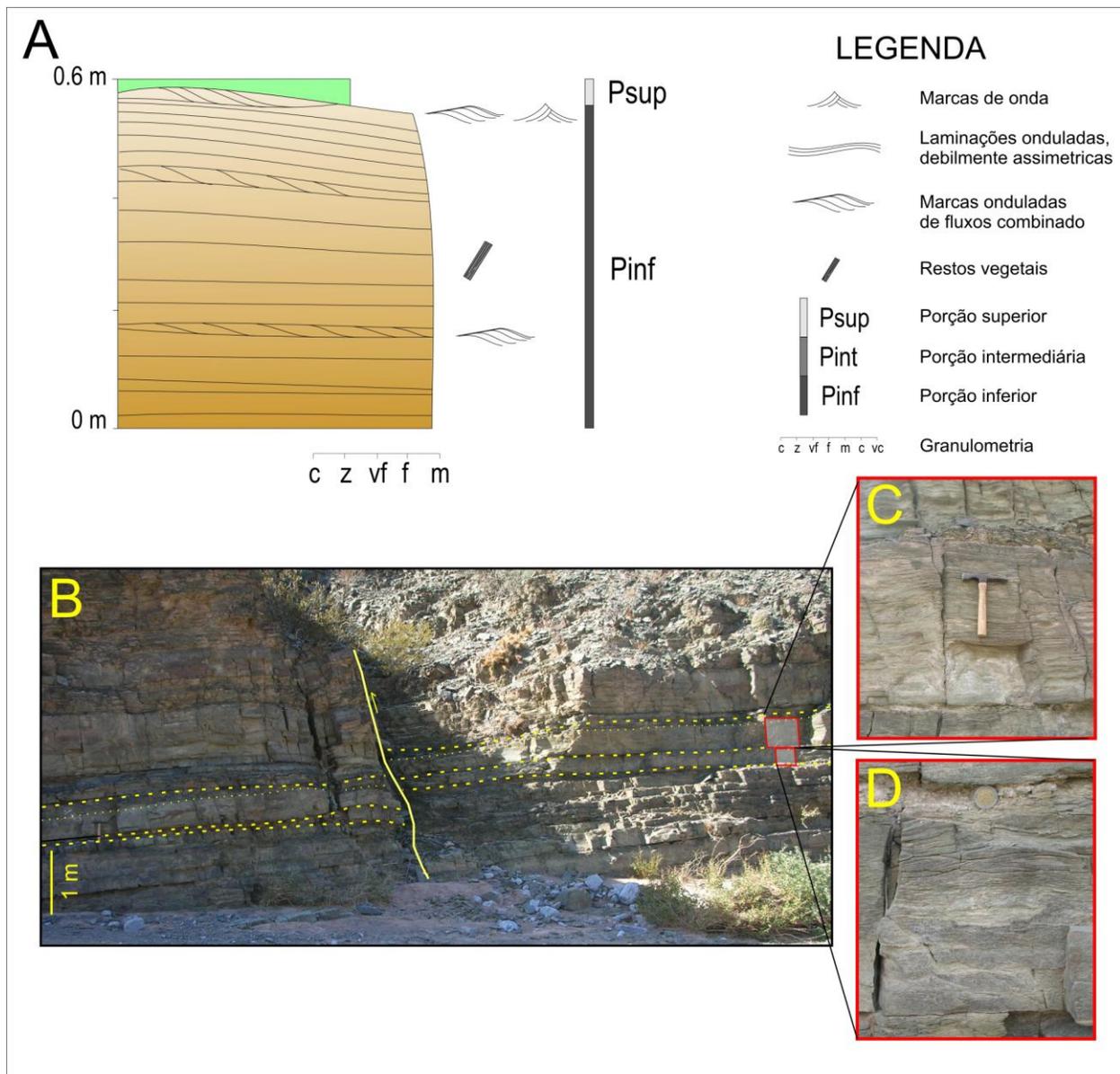
*Interpretação.* As laminações planas ou onduladas são interpretadas como estratificação cruzada *hummocky* (HCS) acrescional. Estas estruturas são formadas por fluxos oscilatórios de alta energia, como é indicado pelo alto valor do comprimento de onda das ondulações. A forma das estruturas reflete um crescimento vertical do depósito em condições de alta taxa de sedimentação, com pouca ou nenhuma migração lateral da forma de leito. Estruturas similares foram descritas por Brenchley & Newall (1982), Craft & Bridge (1987), Cheel & Leckie (1993) e Basilici et al. (2012a). A progressiva diminuição para cima da espessura e granulometria das lâminas indica diminuição de energia. A interestratificação das lâminas com laminações cruzadas, atribuíveis a fluxos combinados, indica variações da velocidade do fluxo e influência de uma componente unidirecional.

### Arenitos com HCS

Esta litofácies é constituída por camadas areníticas com formas de leito tridimensionais onduladas contendo domos (*hummocks*) e vales (*swales*). Duas subfácies foram reconhecidas: arenitos com HCS acrescional (*accretionary HCS*) e arenitos com HCS de erosão e preenchimento (*scour and drape HCS*).



**Figura 5. 3.** Arenitos lenticulares médio fino sem estrutura. (A) Esquema gráfico das camadas desta litofácies. (B) Duas camadas lenticulares amalgamadas. Os limites são indicados pelas linhas tracejadas. A linha pontilhada indica o limite entre porção inferior e superior. (C) Laminações onduladas. Martelo: 0,28 m. (D) Marcas onduladas de fluxo combinados no topo da porção inferior. Moeda: 23 mm.



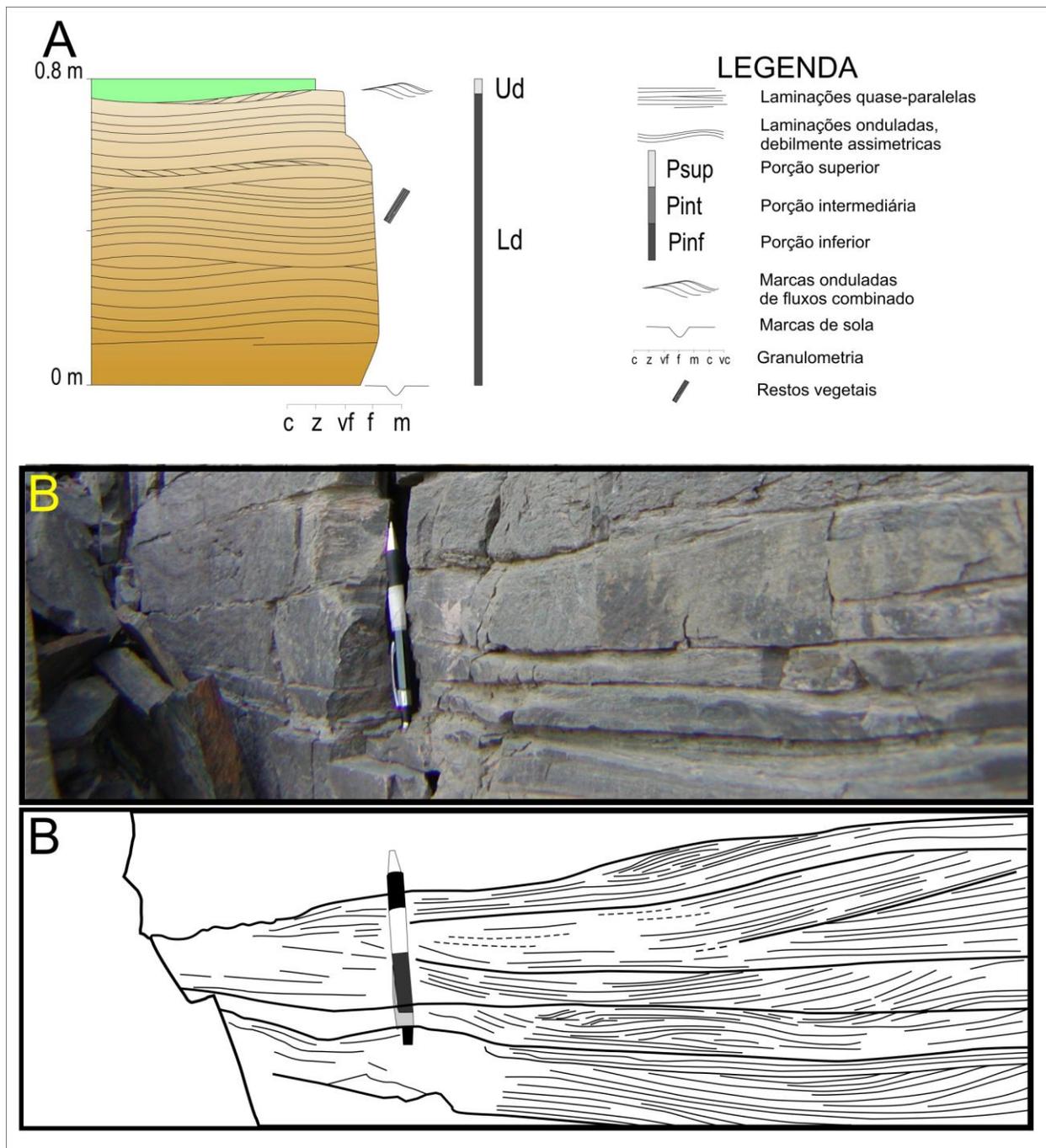
**Figura 5. 4.** Arenitos com HCS acrescional. (A) Esquema gráfico das camadas desta litofácies. (B) Marca de sola do tipo *ridges e furrows* longitudinais. Lapiseira: larga 8 mm. (C) As setas e a linha tracejada indicam o topo ondulado desta litofácies. Martelo: 0,30. (D) Laminações convolutas em dobras assimétricas, cujas vergência é paralela ao sentido das paleocorrentes. Moeda: 23 mm.

A subfácies arenitos com HCS acrescional representa 55% da espessura das seções medidas e é formada por camadas 1,35-0,09 m espessas , de litoarenitos ou sublitoarenitos, com até 42% de fragmentos líticos. Cada camada é subdividida em três porções (Fig. 5.4A). A porção basal, até 30% da espessura, é constituída por arenito médio-fino e fino com lâminas plano-paralelas, onduladas ou de baixo ângulo. Algumas lâminas apresentam uma gradação normal. Na base da

camada comumente se observa um intervalo de pouco centímetros com gradação inversa, de arenito muito fino a arenito médio. Marcas de sola são constituídas por marcas de sulco, turboglifos (*flute casts*), *ridges* e *furrows* longitudinais (*longitudinal ridge and furrow casts* - Dzulynski, 1965; Allen, 1984) (Fig. 5.4B) e *gutter cast*. A porção intermediária é constituída por arenito fino, organizado em lâminas onduladas, 1-3 mm espessas, simétricas ou levemente assimétricas, formadas por domos e vales com alturas entre 20 e 90 mm e comprimentos de onda entre 0,50 e 2,70 m. (Fig. 5.4C). Localmente *sets* de laminações cruzadas de fluxos combinados se alternam com estas lâminas. A porção superior é formada por pelitos areníticos sem estruturas com espessuras 10-70 mm. Deformações sin-sedimentares são relativamente comuns nos arenitos. As deformações variam de pequenas ondulações a dobras recumbentes, variando de abertas a fechadas, e geralmente com vergência paralela ao sentido dos indicadores de paleocorrentes. (Fig. 5.4D).

A subfácies arenitos com HCS de erosão e preenchimento é constituída por camadas tabulares de arenitos finos bem selecionados, espessas 0,2-0,8 m. Estas camadas constituem menos de 2% da espessura das seções medidas. Cada camada ~e subdividida em duas porções (Fig. 5.5A). A porção basal, 80-95% da espessura, é formada por dois a cinco *sets* de lâminas onduladas com bases erosivas. As lâminas possuem espessura de 2-10 mm que podem variar lateralmente, sendo geralmente mais espessas nos vales. As ondulações possuem alturas de 0,03-0,15 m, e espaçamento de 0,30-1,80 m (Fig. 5.5B). Às vezes somente a porção côncava desta estratificação é preservada no registro sedimentar, formando estratificação cruzada *swale* (Fig. 5.5B). Verticalmente as lâminas onduladas podem ser interestratificadas com *sets* de laminações cruzadas de fluxo combinado, até 14 mm espessos, contendo *foresets* com menos de 15° de inclinação . A porção superior é constituída por pelitos areníticos sem estruturas até 50 mm espesso.

*Interpretação.* As duas subfácies foram depositados por fluxos oscilatórios e em parte combinados.



**Figura 5. 5.** Arenitos com HCS de erosão e preenchimento. (A) Esquema gráfico das camadas desta litofácies. (B) Nesta camada prevalece a estratificação cruzada *swale*. Caneta: 0.12 m.

A porção inferior da subfácies arenitos com HCS acrescional é interpretada como laminação quase-planar (*quasi-planar lamination* de Arnott & Southard, 1990; Arnott, 1993) e as ondulações da porção superior são interpretadas como HCS acrescionais (Brenchley & Newall, 1982; Craft & Bridge, 1987; Cheel & Leckie, 1993; Bhattacharya & Bhattacharya, 2005). A

disposição destas estruturas indica deposição por atividade oscilatória e combinada com decréscimo da velocidade orbital durante a deposição (Myrow & Southard, 1991). A presença de gradação inversa na base das camadas indica um inicial incremento da velocidade do fluxo, comprovado pelas marcas de sola, que em geral registram fluxos turbulentos com baixa energia e escassa capacidade erosiva (*sub-turbulent flows* de Dzulynski, 1965). Variações da energia do fluxo durante a deposição são testemunhadas pelas laminações cruzadas interestratificadas com as outras estruturas.

A subfácies arenitos com HCS de erosão e preenchimento (Cheel & Leckie, 1993) também é formada por fluxos oscilatórios e combinados de alta energia.. Contudo, neste caso os processos de deposição se alternaram a processos de erosão gerando as estruturas de erosão e preenchimento (Craft & Bridge, 1987).

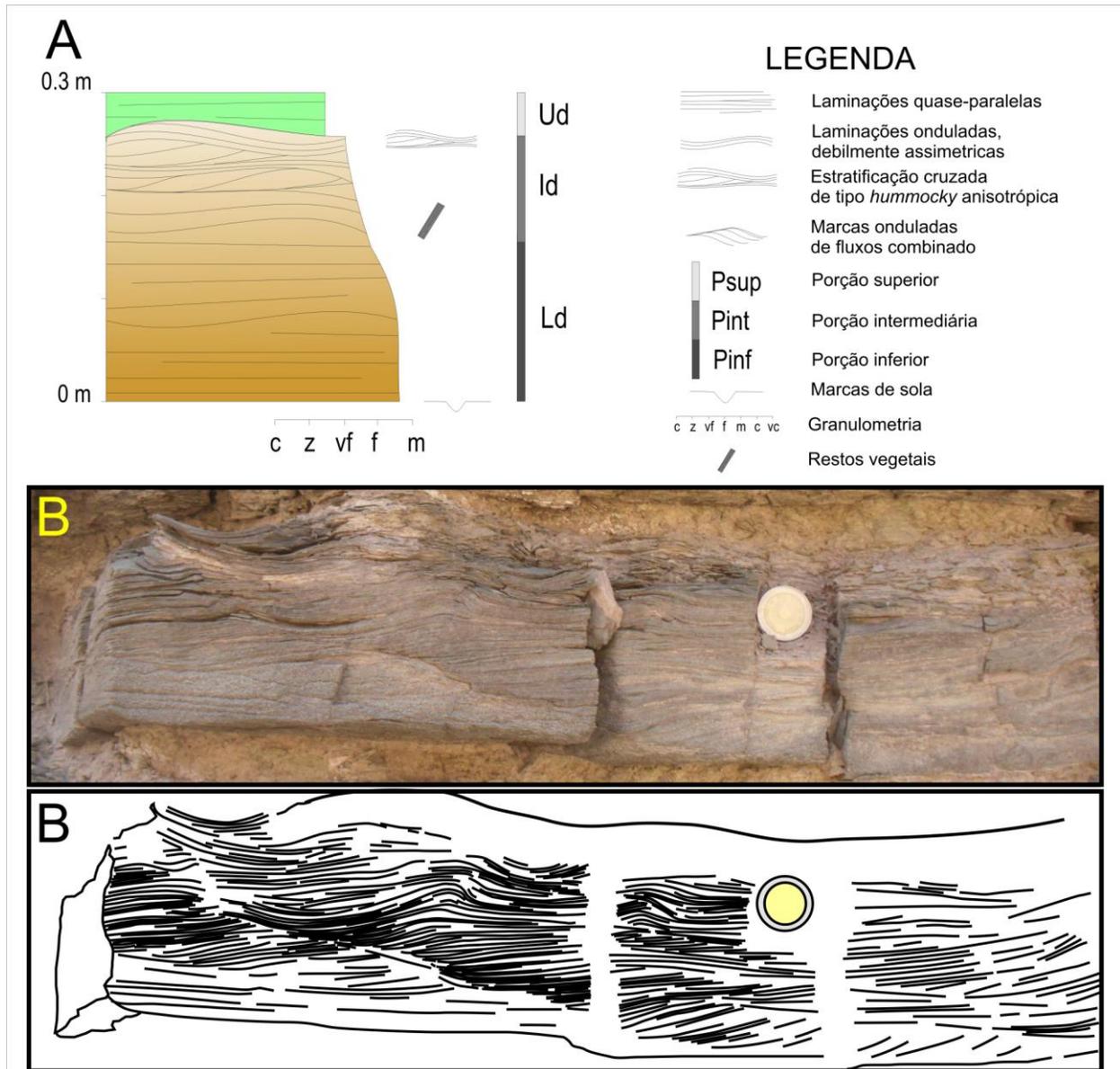
As laminações convolutas, presentes nas duas subfácies, podem estar associadas à liquefação da areia geradas pela carga cíclica e residual das ondas de tempestade (Molina et al., 1998). As dobras assimétricas são interpretadas como resultado de uma componente unidirecional cisalhante do fluxo sedimentar (Myrow et al., 2002).

### **Arenitos com HCS anisotrópica**

Esta fácies é caracterizada por camadas tabulares de arenitos finos a muito finos, espessas 0,08-0,32 m, que constituem 7% das seções medidas. Marcas de sulco e *ridges* e *furrows* longitudinais ocorrem na base das camadas. Internamente, estas camadas se subdividem em três porções (Fig. 5.6A). A porção basal, até 70% da espessura, é formada por lâminas plano-paralelas, de baixo ângulo ou levemente onduladas. Cada lâmina é gradada, de areia fina a muito fina. A porção intermediária, 15-56% da espessura, é constituída por laminações onduladas assimétricas com 0,20-0,35 m de espaçamento e 0,08-0,12 m altura . Lateralmente e verticalmente estas laminações podem passar para marcas onduladas de fluxos combinados (Fig. 5.6B), cujo espaçamento é 0,1-0,15 m e altura até 0,02 m. Laminações convolutas são relativamente comuns nestas camadas e podem formar dobras assimétricas. O topo destas camadas é marcado por arenito pelítico sem estruturas com até 0,03 m de espessura (Fig. 5.6A).

*Interpretação.* As características sedimentares desta litofácies indicam deposição por fluxos combinados. A laminação presente na porção inferior da camada é interpretada como laminação quase-paralela. As lâminas onduladas assimétricas encontradas na porção intermediária são

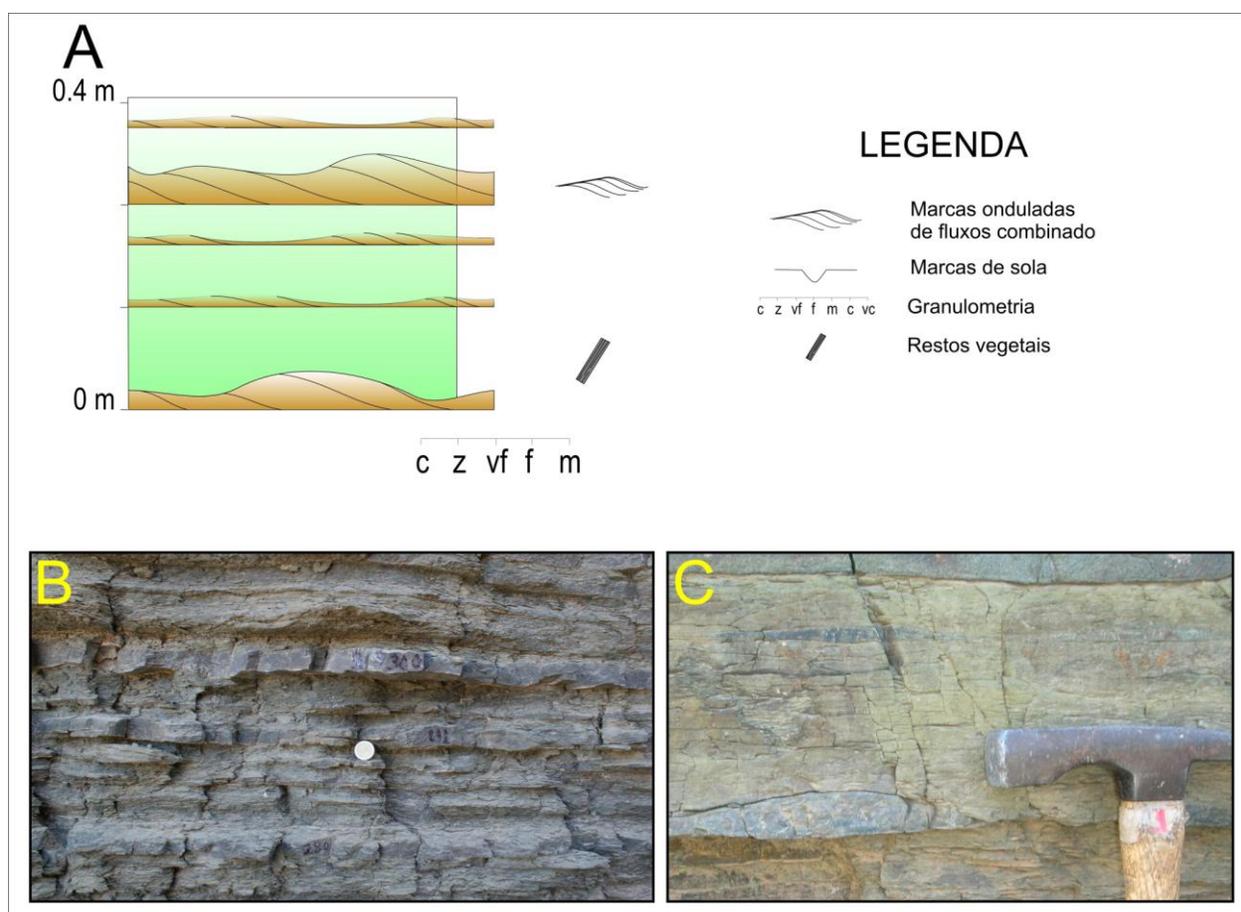
estruturas geradas pela atuação de fluxos combinados e podem ser comparadas à HCS anisotrópica de pequena escala (Nøttvedt & Kreisa, 1987; Cheel & Leckie, 1993; Dumas et al., 2005). A transição vertical laminação quase-paralela - HCS anisotrópica - marcas onduladas de fluxo combinado – arenito pelítico denota uma diminuição da energia do fluxo.



**Figura 5. 6.** Arenitos com HCS anisotrópica. (A) Esquema gráfico das camadas desta litofácies. (B) Laminações onduladas levemente assimétricas que passam verticalmente e lateralmente a marcas onduladas de fluxos combinados. Moeda: 23 mm.

### Arenitos intercalados a pelitos areníticos

Esta litofácies é constituída por camadas tabulares de arenitos muito finos bem selecionados, espessas 0,02-0,14 m, alternadas a pelitos arenosos. Esta litofácies constitui 23% da espessura das seções medidas (Fig. 5.7A). Os arenitos são constituídos por um até três *sets* de laminações cruzadas de baixo ângulo, que na superfície da camada arenítica correspondem a marcas onduladas com crista arredondada e levemente assimétricas (Fig. 5.7B). Marcas onduladas isoladas (*starved ripples*) (Fig. 5.7C) e camadas com estruturas convolutas assimétricas são frequentes.

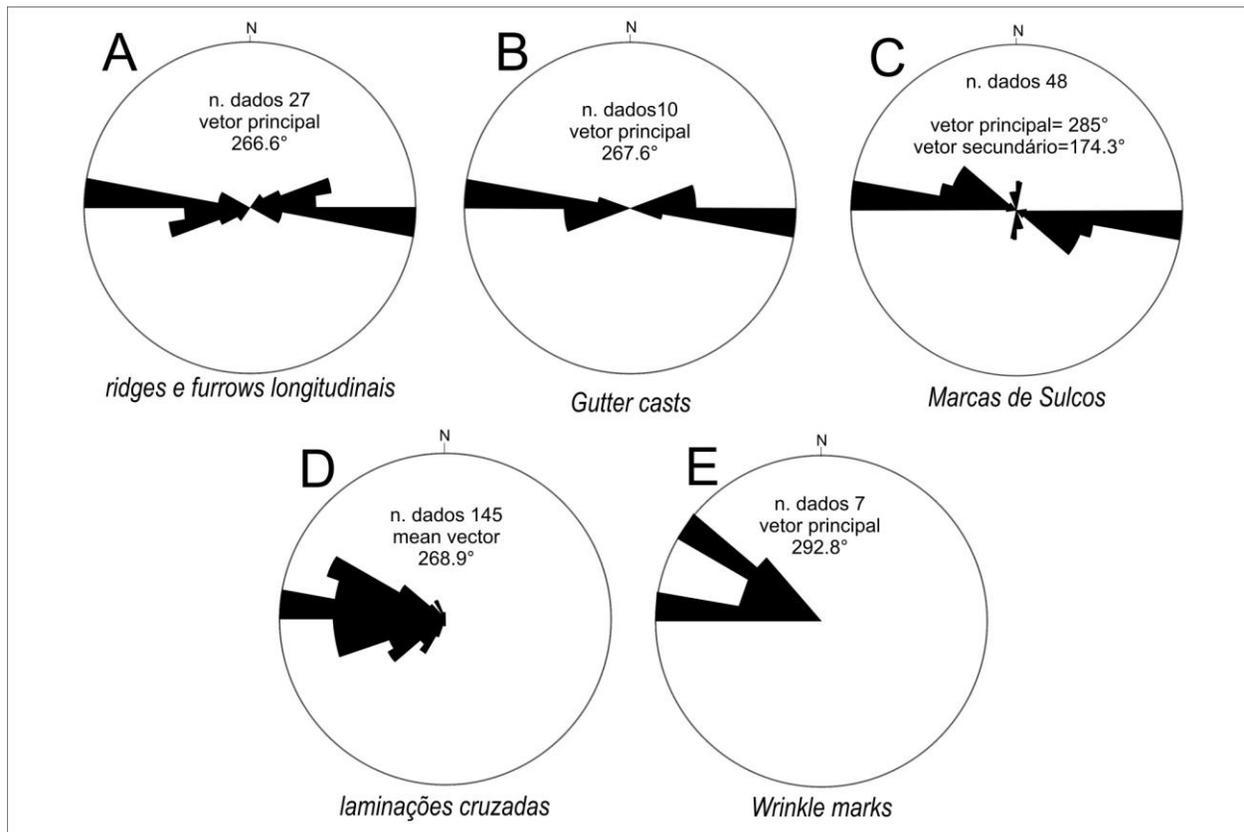


**Figura 5. 7.** Arenitos intercalados a pelitos areníticos. (A) Esquema gráfico das camadas desta litofácies. (B) Sucessão desta litofácies. Nota-se as formas de leito debilmente assimétricas e com cristas arredondadas. Moeda: 23 mm. (C) Marcas onduladas de fluxo combinados isoladas. Largura do martelo: 35 mm.

*Interpretação.* Esta litofácies é formada por fluxos combinados de baixa energia. Cada camada corresponde a um único evento deposicional. Camadas com mais de um *set* de laminação cruzada indicam momentos com maior disponibilidade de sedimento.

### Análise de paleocorrentes

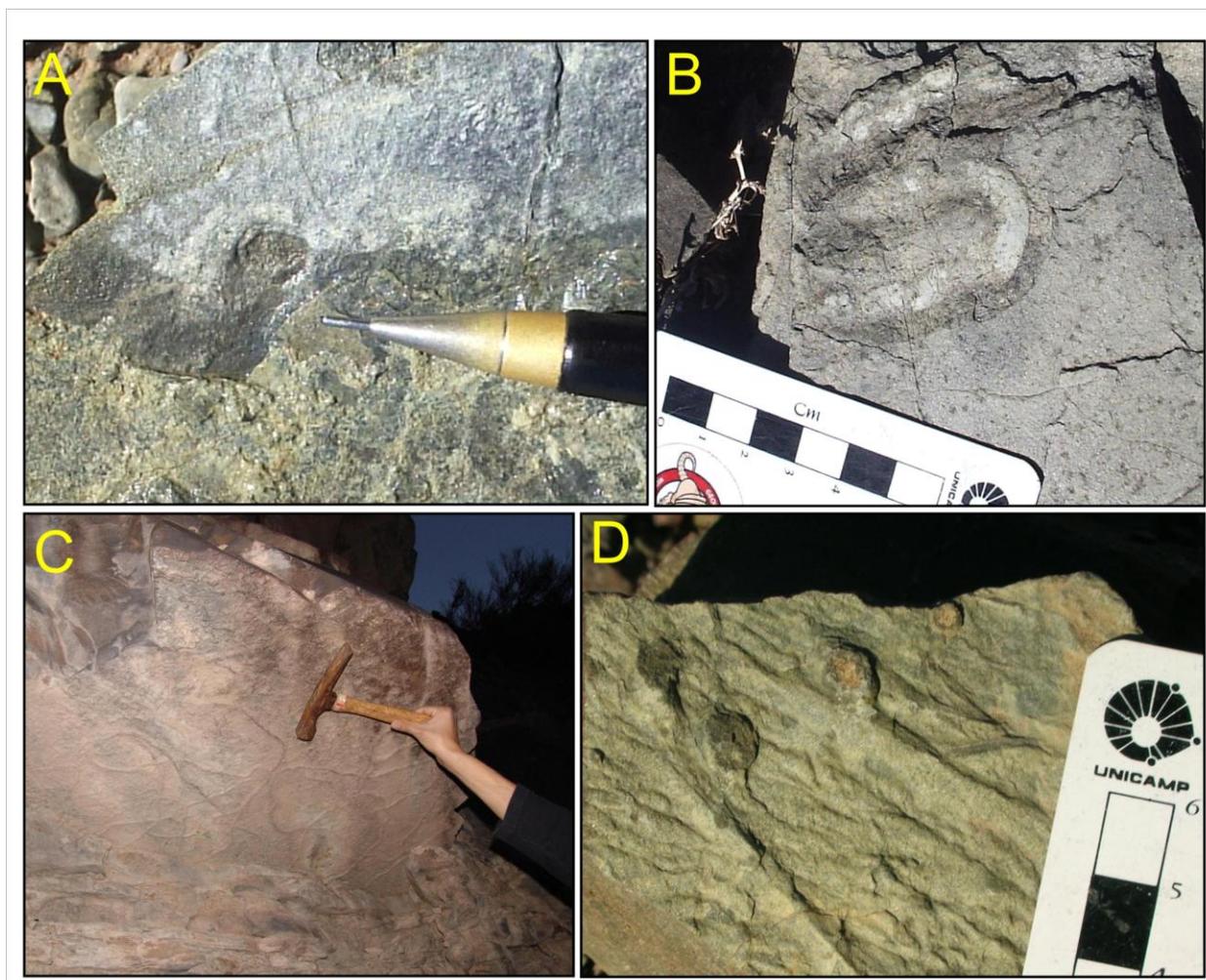
As medidas de paleocorrentes foram obtidas de laminações cruzadas, marcas de sulco, *ridges* e *furrows* longitudinais, *gutter casts* e *wrinkles marks* (Fig. 5.8). A análise destes indicadores de paleocorrentes mostra um transporte de sedimento aproximadamente para oeste com um vetor principal para  $266,6^\circ$ . Os dados de paleocorrentes encontrados são similares a outros estudos realizados nesta unidade (Gonzales Bonorino & Middleton, 1976; Bustos, 1996).



**Figura 5. 8.** Histogramas circulares dos indicadores de paleocorrentes.

## ICNOFÓSSEIS NA FORMAÇÃO PUNTA NEGRA

As camadas da FPN são frequentemente marcadas pela presença de icnofósseis. O índice de icnotramas (*ichnofabric index* - Pemberton et al., 1992) varia entre 2 e 3, o que indica que a totalidade de estruturas de bioturbação constitui, respectivamente, entre 0 e 10% e 10 e 40% da superfície de exposição das camadas.



**Figura 5. 9.** Icnofósseis da PNF. (A) Detalhe de icnofóssil do icnogênero *Skolithos*. (B) *Planolites* com *spreiten* proeminente de 0.35 cm. (C) *Gordia* (D) Icnitos dos icnogêneros *Arenicolites* e *Skolithos*.

### Descrição dos icnofósseis

Os icnofósseis identificados na FPN pertencem a 10 icnogêneros:

*Icnogênero Skolithos* (Haldeman, 1840):. *Skolithos* são encontrados principalmente no topo e no centro de camadas areníticas, formando tubos cilíndricos não ramificados, verticais a

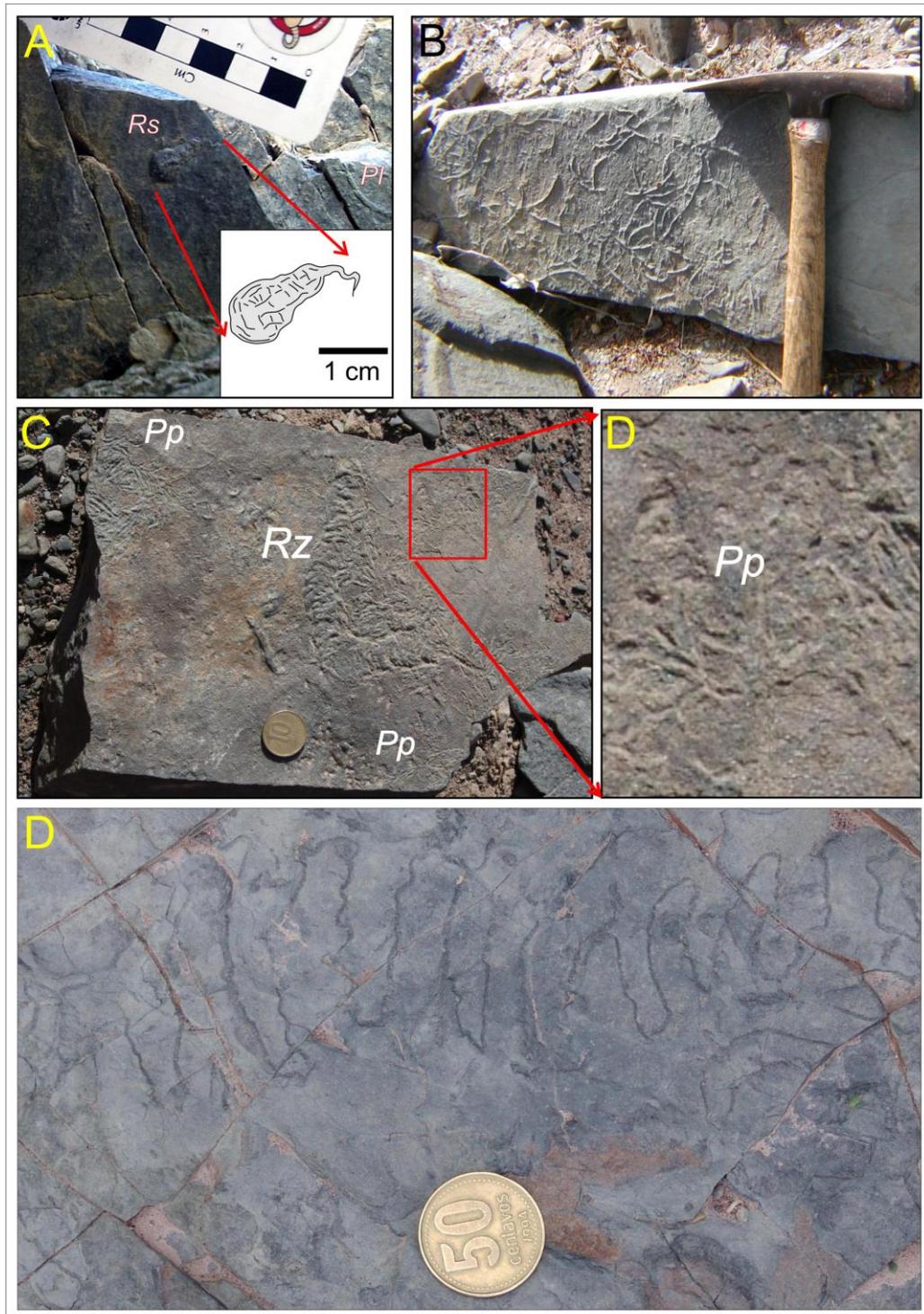
inclinados (Fig. 5.9A). Em seção, os traços são circulares a elípticos com diâmetros entre 2 e 15 mm. Traços com *spreiten* de até 0,2 mm de espessura podem ser encontrados, porém os icnitos geralmente não apresentam bordas bem definidas.

*Ícnogêneros Planolites (Nicholson, 1873) e Paleophycus (Hall, 1847):*. Estes ícnogêneros são principalmente encontrados nas camadas de arenitos com HCS. O ícnogênero *Planolites* compõe-se de traços horizontais a sub-horizontais não ramificados com geometria aproximadamente cilíndrica, que são encontrados tanto como hiporrelevo positivo (convexo) ou como epirrelevo negativo (côncavo). Os traços variam de aproximadamente retilíneos a curvos com *spreiten* de espessura variáveis (Fig. 5.9B). Em seção os traços vão de cilíndricos a ligeiramente ovais com diâmetros 5-20 mm. O material que preenche os traços possui maior conteúdo pelítico. Traços do ícnogênero *Paleophycus* ocorrem associados aos *Planolites*. e se diferenciam por não conter *spreiten*.

*Ícnogênero Gordia (Emmons, 1844):* Estes traços ocorrem principalmente como hiporrelevo positivo nas camadas de arenitos com HCS. Eles são compostos por traços horizontais a sub-horizontais; com geometrias curvas, retilíneas e localmente espiraladas (Fig. 5.9C). Muitas vezes os traços se entrecruzam e a sobreposição entre traços gera a impressão de falsos truncamentos. Em seção, os traços são aproximadamente cilíndricos com diâmetros 1-15 mm. Não apresentam bordas definidas e o material que preenche os traços é semelhante ao da rocha hospedeira.

*Ícnogêneros Diplocraterion (Torell, 1870) e Arenicolites (Salter, 1857):* Estes ícnogêneros são geralmente encontrados no topo de camadas arenítica das litofácies arenitos com HCS, arenitos lenticulares e arenitos com HCS anisotrópica. *Diplocraterion* ocorre como tubos verticais em formato de U, com diâmetros variando de 3 a 8 mm e *spreiten* bem desenvolvido com espessura de até 1,5 mm. Traços com seção completamente preservada são raros; os mais comuns são caracterizados pela presença de dois cilindros, conjugados ou não, de geometria e dimensões análogas no topo das camadas. Os traços de *Arenicolites* são similares aos traços de *Diplocraterion*, entretanto não possuem *spreiten* (Fig. 5.9D).

*Ícnogênero Rusophycus (Hall, 1852).* O ícnogênero *Rusophycus* foi encontrado somente na base de uma camada de arenito com HCS. Este traço possui uma geometria lobada com comprimento de 15 mm, largura máxima de 10 mm e altura de 3 mm (Fig. 5.10A).



**Figura 5. 10.** (A) Icnogênero *Rusophycus* à base de uma camada de arenitos com HCS. (B) Icnogênero *Chondrites* (Ch) à base de camadas da litofácies arenitos intercalados a pelitos areníticos. Martelo: 0,28 m. (C) *Rhizocollarium* (Rz) e *Protopaleodictyon* (Pp) registrados à base de uma camada de arenitos intercalados a pelitos areníticos. Moeda: 18 mm. (D) Detalhe da Figura 5.10C. (E) Icnogênero *Dictyodora*. Este icnofóssil possui uma geometria com duas ordens de sinuosidade.

*Ícnogênero Chondrites (von Sternberg, 1833).* *Chondrites* ocorrem tipicamente na litofácies arenitos intercalados a pelitos arenosos e ocorrendo como traços acessórios nas fácies arenitos lenticulares e arenitos com HCS anisotrópica. Estes traços consistem em tuneis subverticais a alto ângulo com ramificações que divergem de 20-90° (Fig. 5.10B). Em seção, os traços variam de circular a elípticos com espessura de 2-10 mm. Os icnofósseis deste icnogênero preservam-se tipicamente como hiporrelevos convexos, porém registros com epirrelevo côncavo também são encontrados. O material que preenche os traços possui coloração escura provavelmente pela presença de material orgânico ou argiloso.

*Ícnogênero Rhizocorallium (Zenker, 1836):* Este icnogênero foi encontrado como hiporrelevo positivo na base de uma camada pelítico arenítica. O único exemplar deste icnogênero possui geometria subhorizontal irregular com forma lobada. Possui e formato curvo, sendo 0,15 m longo e 20-25 mm largo (Fig. 5.10C).

*Ícnogênero Protopaleodictyon (Książkiewicz, 1970).* O icnogênero *Protopaleodictyon* foi encontrado raramente na base de camadas de arenitos intercalados a pelitos arenosos, este icnito ocorre como hiporrelevo positivo, formando estruturas complexas, compostas por tuneis meandrantesa altamente angulares, espessos 1,5 a 3 mm, que podem se ramificar em ângulos de 30-120° (Fig. 5.10C e D).

*Ícnogênero Dictyodora (Weiss, 1884):* Este icnogênero ocorre na porção pelítico arenítica da litofácies arenitos tabulares intercalados a pelitos areníticos, sendo constituído por linhas sinuosas cilíndricas ou ovais, planares ou com pequena inclinação em relação à horizontal (interestratais) (Fig. 5.10E). *Dictyodora* formam traços com epirrelevos convexos submilimétricos na porção superior do traço e atingem até 4 mm de espessura nas porções inferiores. Em planta, os traços possuem formatos senoidal ou espiralados de tamanhos variáveis com até 0,2 m de comprimento e 25 mm de largura. Traços podem possuir duas ordens de sinuosidade (Fig. 5.10E).

### **Assembleia dos icnofósseis**

Os icnofósseis da FPN podem ser agrupados em quatro assembleias principais: *Skolithos-Planolites*, *Skolithos-Arenicolites-Diplocraterion-Planolites-Gordia*, *Planolites-Gordia-Chondrites-Rusophycus* e *Dictyodora-Chondrites-Protopaleodictyon-Rhizocorallium*.

A assembleia *Skolithos-Planolites* é encontrada em camadas da litofácies de arenito médio-finos sem estruturas. Nesta assembleia predominam traços verticais a subverticais do icnogênero

*Skolithos*. Traços horizontais a subhorizontais do icnogênero *Planolites* ocorrem em menor densidade. O grau de bioturbação desta assembleia é variável, geralmente com índice de icnotrama 2. A assembleia *Skolithos-Arenicolites-Diplocraterion-Planolites-Gordia* é típica dos arenitos com HCS. Nesta assembleia, os traços verticais e subverticais (icnogêneros *Skolithos*, *Arenicolites* e *Diplocraterion*) e traços horizontais a subhorizontais (icnogêneros *Planolites* e *Gordia*) podem ser relativamente abundantes, com índices de icnotramas 2 e 3. Em algumas camadas se observam *tiers* (ordens) bem definidos com a sobreposição destes icnitos. . A assembleia *Planolites-Gordia-Chondrites-Rusophycus* ocorre apenas em arenitos com HCS. Os icnitos horizontais a subhorizontais (icnogêneros *Planolites* e *Gordia*) predominam sobre os traços subverticais a inclinados (icnogênero *Chondrites*). A assembleia *Dictyodora-Chondrites-Protopaleodictyon-Rhizocollarium* ocorre na litofácies arenitos tabulares intercalados a pelitos areníticos em camadas com índices de icnotramas 2 e 3. Nesta assembleia predominam traços horizontais do icnogênero *Dictyodora* e os traços subverticais e inclinados do icnogênero *Chondrites*.

*Interpretação.* As assembleias *Skolithos-Planolites* e *Skolithos-Arenicolites-Diplocraterion-Planolites-Gordia* são interpretadas como pertencentes à icnofácies *Skolithos* (Frey & Pemberton, 1984). A presença desta icnofácies e a relativa abundância de estruturas indicam um ambiente oxigenado e suprido por matéria orgânica. O predomínio de tûneis verticais, provavelmente relacionados a organismos que se alimentavam a partir do material em suspensão, indicam grande quantidade de partículas orgânicas em uma coluna de água bem oxigenada pela atividade de ondas e outras correntes (Buatois & Mángano, 2011). A variabilidade da densidade de icnitos e a presença de camadas com baixo grau de bioturbação revelam uma pequena janela de tempo de colonização que provavelmente ocorria logo após aos eventos deposicionais. Estes traços podem ser classificados como traços pós-tempestades ou oportunistas (*r-selected*) (Pemberton et al., 1992). A assembleia *Planolites-Gordia-Chondrites-Rusophycus* é característica da icnofácies *Cruziana*. Nesta icnofácies predominam as estruturas horizontais com estruturas inclinadas e verticais subordinadas. Os traços desta assembleia revelam uma fauna predominantemente móvel que representam icnitos de locomoção (*Repichnia*) e alimentação (*Fodinichnia*) e podem indicar disponibilidade de alimento nas camadas. O relativo baixo grau de bioturbação, observado na maioria das camadas, indica que os organismos produtores destes traços habitavam as camadas

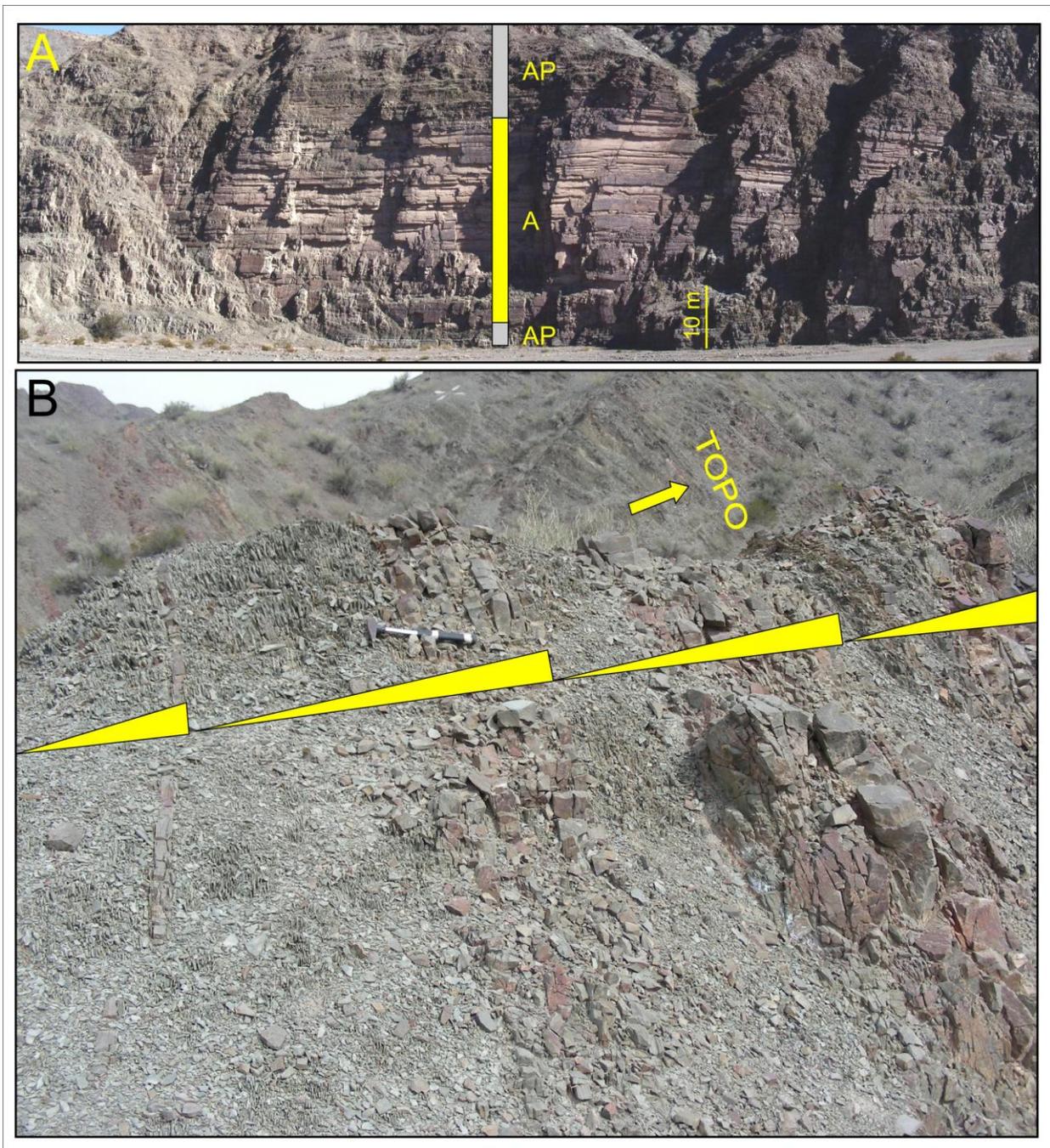
imediatamente após o evento sedimentar com uma janela de tempo de colonização relativamente restrita. A assembleia *Dictyodora-Chondrites-Protopaleodictyon-Rhizocollarium* é interpretada como pertencentes à icnofácies *Nereites*. O predomínio de icnitos horizontais com estruturas complexas (icnogêneros *Dictyodora* e *Protopaleodictyon*) indica pouca disponibilidade de alimento, característica de ambientes de baixa energia. Os traços do icnogênero *Dictyodora* com geometrias sinuosas e espiraladas estão relacionados a estratégias complexas para aproveitar a distribuição das reservas de alimentos de forma eficiente (Baucon & Neto de Carvalho, 2008). De uma forma geral, a icnofácies *Nereites* é caracterizada por *tiers* pouco profundos e alta icnodiversidade (Seilacher, 1977). A presença de estruturas complexas é característica de comportamentos especializados variados que necessitam de tempo para o desenvolvimento. Isto somente é possível em ambientes estáveis, geralmente de baixa-energia (Buatois & Mángano, 2011). Estes icnitos podem ser classificados como traços pré-tempestades, ou traços de equilíbrio (*k-selected* -Pemberton et al., 1992) . Traços de equilíbrio são característicos de atividades biológicas desenvolvidas em águas tranquilas em ambientes de plataforma externa ou profundos.

## ELEMENTOS ARQUITETURAIS

As fácies sedimentares descritas foram agrupadas em três elementos arquiteturais: i) arenitos canalizados, ii) arenitos tabulares e iii) arenitos tabulares intercalados a pelitos (Tab. 5.1).

*Arenitos canalizados.* Este elemento constitui 5% em espessura das seções medidas e é composto principalmente de arenitos médio-finos de espessas camadas. Arenitos canalizados formam pacotes com espessura máxima de 21 m e extensão lateral de até 130 m na direção perpendicular ao fluxo (Fig. 5.2B). As camadas areníticas se formaram numa estrutura canalizada por fluxos de alta energia e alta concentração de sedimento, controlados por tempestades.

*Elemento arquitetural arenitos tabulares.* O elemento arquitetural arenitos tabulares constitui 65% da espessura da sucessão medida. As litofácies que compõem este elemento são: arenitos com HCS, arenitos lenticulares e arenitos com HCS anisotrópica. Este elemento consiste de corpos tabulares de arenito médio-fino a muito fino, cuja extensão lateral pode ser maior de 2 km e espessura superior à 70 m (Fig. 5.11A). Os depósitos tabulares foram depositados por fluxos combinados e, em parte, oscilatórios, não confinados, de energia relativamente alta.



**Figura 5. 11.** (A) Afloramento do elemento arquitetural arenitos tabulares (A) intercalado com os depósitos dos elementos arquitetural arenitos tabulares intercalados a pelitos (AP). (B) Elemento arquitetural arenitos tabulares intercalados a pelitos onde se observa um padrão sequencial com espessamento de camadas e aumento de granulometria ascendentes.

*Elemento arquitetural arenitos tabulares intercalados a pelitos.* Este elemento constitui 30% em espessura das seções estudadas e é formado por uma sucessão de camadas delgadas de arenito muito fino intercaladas a pelitos arenosos, localmente interestratificados com camadas de arenito com HCS. Estes arenitos formam corpos tabulares com espessuras de 1-30 m, que lateralmente se estendem por distâncias superiores a 1000 m (Fig. 5.11A). Às vezes, observa-se uma tendência no padrão de empilhamento de aumento de frequência e espessura das camadas de arenito com HCS para cima (Fig. 5.11B). Este elemento é o resultado de fluxos combinados de energia relativamente baixa.

**Tabela 5. 1.** Elementos arquiteturais na Formação Punta Negra

<i>Elemento Arquitetural</i>	<i>Descrição resumida</i>	<i>Distribuição relativa da espessura (%)</i>	<i>Espessura (m)</i>	<i>Extensão lateral (m)</i>	<i>Interpretação resumida</i>
Arenitos canalizados	Camadas de areia médio-fina de geometria plano-côncava intercaladas a pelitos arenosos	5	21	70-130	Canais submersos desenvolvidos na frente de distribuidores deltaicos preenchidos por fluxos hiperpicnais combinados fluxos oscilatórios de tempestade
Arenitos tabulares	Pacotes tabulares formados por camadas de arenito médio-fino à muito fino tabulares, com topo ondulado	65	10 –70	>2000	Corpos areníticos formados por fluxos combinados não confinados de relativamente alta energia
Arenitos tabulares intercalados a pelitos	Pacotes tabulares formados por camadas delgadas de arenito muito fino e pelitos arenosos.	30	0,5-10	>1000	Corpos areníticos formados por fluxos combinados não confinados de relativamente baixa energia

## MODELO DEPOSICIONAL

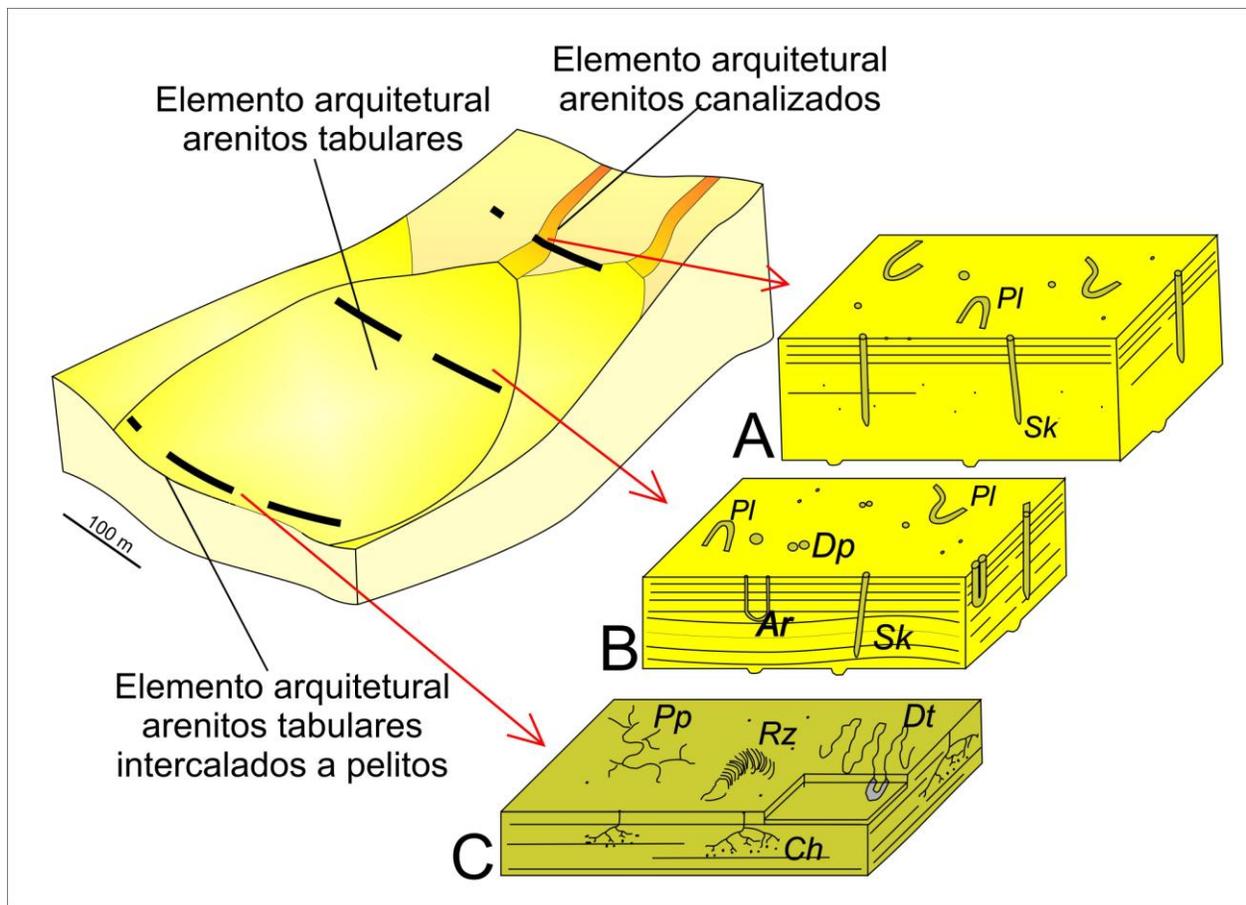
A alta concentração de restos vegetais, a baixa maturidade composicional e o baixo grau de arredondamento dos clastos indicam uma área fonte de sedimento próxima, com contribuição do continente e origem provavelmente relacionada a um sistema flúvio-deltaico (Nelson, 1982; Pattison, 2005; Myrow et al., 2008). A sedimentação da FPN pode ter ocorrido em um sistema de prodelta alimentado por fluxos unidirecionais hiperpicnais portadores de grandes quantidades de sedimentos (*oceanic floods* - Wheatcroft et al., 1997). Fluxos hiperpicnais gerados na desembocadura de rios ocorrem durante eventos catastróficos com recorrência de  $10^2$  a  $10^3$  anos (Mulder & Syvitsky, 1995). Portanto, devido à grande capacidade de transporte e deposição de sedimento, estes eventos podem ter um importante papel no registro sedimentar.

As fácies sedimentares da FPN são características de eventos de tempestades: estruturas como laminação quase-planar, HCS e as marcas onduladas simétricas e levemente assimétricas são diagnósticas de fluxos combinados e oscilatórios (Harms et al., 1975; Arnott & Southard, 1990; Duke 1990; Myrow & Southard, 1991; Arnott, 1993; Ito et al., 2001; Dumas et al., 2005; Yang et al., 2006; Lamb et al., 2008). Raras marcas onduladas simétricas indicam a atuação de fluxos exclusivamente oscilatórios na fase final das tempestades.

Com base nestes argumentos, construiu-se um modelo de trato de fácies em que as disposições lateral e vertical das fácies sedimentares e dos elementos arquiteturais na FPN podem ser explicadas pela evolução de fluxos combinados que perdem energia no tempo e no espaço (Fig. 5.12). O elemento arenitos canalizados é formado por depósitos areníticos de maior granulometria e espessura. Este elemento é interpretado como a porção mais proximal do sistema (Fig. 5.12). O elemento arenitos tabulares mostra camadas areníticas com espessuras e granulometrias inferiores ao elemento arenitos canalizados, sugerindo que este elemento tenha se desenvolvido em porções mais distais que o elemento arenitos canalizados (Fig. 5.12). O elemento arenitos tabulares intercalados a pelitos é interpretado como parte mais distal do sistema deposicional e/ou com menor energia, por ter litofácies com a menor granulometria, espessura e altura e comprimento das ondulações (Fig. 5.12).



As assembleias de icnofósseis na FPN, atribuídas às icnofácies *Skolithos*, *Cruziana* e *Nereites*, permitem deduzir que esta sucessão sedimentar unidade foi formada em um ambiente abaixo do limite de onda de tempo bom, no qual os eventos de tempestade introduziam grandes quantidades de sedimento e nutrientes mediante fluxos hiperpicnais associados às tempestades. A alternância entre as icnofácies *Skolithos*, *Cruziana* e *Nereites* indica variações cíclicas nas características energéticas do ambiente deposicional, comprovando respectivamente a alternância entre eventos de tempestades e momentos de calmaria. O grupo de icnitos pertencentes às icnofácies *Skolithos* e *Cruziana* é relacionado com a passagem de eventos de alta energia, geradores dos depósitos dos elementos arquiteturais arenitos canalizados e arenitos tabulares (Fig. 5.13). A icnofácies *Nereites*, por sua vez, é constituída por traços formados em condições mais calmas, após os eventos de tempestade e à decantação de material pelítico-argiloso e matéria orgânica. Esta icnofácies é mais típica do elementos arenitos tabulares intercalados a pelitos (Fig. 5.13). Embora a icnofácies *Nereites* seja considerada típica de ambientes subaquático profundos (Seilacher, 1963; 1967). Olivero et al. (2010) e Uchman et al. (2004) observaram que esta fácies podem ocorrer em ambientes mais rasos, quando há condições ambientais estáveis, bem oxigenadas e de baixa energia (Buatois & Mangano, 2011). A associação da icnofácies *Nereites* com o elemento arquitetural arenitos tabulares intercalados a pelitos indica que este último foi depositado em um ambiente de baixa energia, com baixa quantidade de alimento e caracterizado por longo período de tempo entre um processo deposicional e outro, permitindo a proliferação de distintos icnitos e especialização dos organismos produtores dos traços.



**Figura 5. 13.** Os icnofósseis das assembleias *Skolithos-Planolites* (icnofácies *Skolithos*) são característicos do elemento arenito canalizado localizado nas porções mais proximais (A). As assembleias *Skolithos-Arenicolites-Diplocraterion-Planolites-Gordia* (icnofácies *Skolithos*) e *Planolites-Gordia-Chondrites-Rusophycus* (icnofácies *Cruziana*) são característica do elemento arenitos tabulares (B). Os depósitos do elemento arenitos tabulares intercalados a pelitos possuem como característica a assembleia *Dictyodora-Chondrites-Protopaleodictyon-Rhizocorallium* (icnofácies *Nereites*) (C). Pl: *Planolites*; Sk: *Skolithos*, Dp: *Diplocraterion*; Ar: *Arenicolites*; Pp: *Protopaleodictyon*; Rz: *Rhizocorallium*; Dt: *Dictyodora*; Ch: *Chondrites*.

## CONCLUSÕES

A sucessão sedimentar da FPN foi reinterpretada como um sistema de frente deltaica dominado por fluxos hiperpicnais associados a eventos de tempestade. Os depósitos da FPN são predominantemente constituídos por litoarenitos ou sublitoarenitos com baixa maturidade textural e composicional, sugerindo proximidade com áreas fontes continentais. As fácies sedimentares descritas foram geradas principalmente por fluxos oscilatórios de tempestade e fluxos unidirecionais hiperpicnais combinados de energia variável. A distribuição das assembleias de icnofósseis, associadas às icnofácies *Skolithos*, *Cruziana* e *Nereites*, nas litofácies indicam constantes variações do paleoambiente. Durante os momentos de calmaria, entre um fluxos deposicional e outro, proliferavam organismos especializados da icnofácies *Nereites*. Após a passagem dos fluxos deposicionais de alta energia, o incremento da disponibilidade de alimento e concentração de oxigênio, permitia a colonização de organismos oportunistas (icnofácies *Skolithos* e *Cruziana*). Os três elementos arquiteturais (arenitos canalizados, arenitos tabulares e arenitos tabulares intercalados a pelitos) se distribuíam perpendicularmente á paleocosta, segunda esta ordem, da parte proximal à parte distal. A transição lateral costa-afora entre estes elementos mostra uma diminuição da concentração areia, da espessura das camadas e da energia dos fluxos combinados que geraram os depósitos.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem FAPESP (projeto 2006/00525-2) e CNPq (projeto 473356/2007-4) para o apoio á pesquisa. Arturo Curatola e Andrés pela hospitalidade na Estância Don Carmelo (Argentina).

## REFERÊNCIAS

- Allen, J.R.L. 1984. *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis*: Elsevier, Amsterdam, 663 p.
- Arnott, R.W.C. 1993. Quasi-planar-laminated sandstone beds of the Lower Cretaceous Bootlegger Member, north-central Montana: evidence of combined-flow sedimentation. *Journal of Sedimentary Petrology*. 63, 488–494.
- Arnott, R.W.C. e Southard, J.B. 1990. Exploratory flow-duct experiments on combined flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*. 60, 211–219.
- Basilici, G., De Luca, P.H.V. e Oliveira, E.P. 2012a. A depositional model for a wave-dominated open-coast tidal flat, based on analyses of the Cambrian–Ordovician Lagarto and Palmares formations, north-eastern Brazil. *Sedimentology* 59, 1613-1639
- Basilici, G., De Luca, P.H.V. e Poiré, D.G. 2012b. Hummocky cross-stratification-like structures and combined-flow ripples in the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera): A turbiditic deep-water or storm-dominated prodelta inner-shelf system? *Sedimentary Geology*, 267-268, 73-92.
- Baucon, A. e Neto De Carvalho, C. 2008. From the river to the sea: Pramollo, a new ichnolagerstätte from the Carnic Alps (Carboniferous, Italy-Austria). *Studi Trent. Sci. Nat. Acta Geol.* 83, 87-114.
- Bhattacharya, H.N. e Bhattacharya, B. 2005. Storm event beds in a Paleoproterozoic Rift Basin, Aravalli Supergroup, Rajasthan, India. *Gondwana Research*, 8, 231–239.
- Bhattacharya, H.N., Bhattacharya, B., Chakraborty, I. e Chakraborty, A. 2004. Sole marks in storm event beds in the Permo-Carboniferous Talchir Formation, Raniganj Basin, India. *Sedimentary Geology*, 166, 209–222.
- Brenchley, P.J. e Newall, G. 1982. Storm-influenced inner-shelf sand lobes in the Caradoc (Ordovician) of Shropshire, England. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 1257–1269.
- Buatois, L. e Mángano, M. G. (eds) 2011. *Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time*. Cambridge. 358p.
- Bustos, U. e Astini, R. A. 1997. Formación Punta Negra: análisis secuencial y evolución de la Cuenca Devónica Precordillerana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 4(2), 97-109.

- Bustos, U. 1996. Modelo sedimentario alternativo para el Devónico de la Precordillera central sanjuanina: Formación Punta Negra. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 3(1), 17-30.
- Cheel, R.J. e Leckie, D.A. 1993. Hummocky cross-stratification. *In: Wright, V.P. (ed.) Sedimentology Review*, 1, Oxford, Blackwell Science, p. 103–122.
- Craft, R.J. e Bridge, J.S. 1987. Shallow-marine sedimentary processes in the Late Devonian Catskill Sea, New York State. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 98, 338-355.
- Cuerda, A. J., Arrondo, O., Morel, E. e Spalletti, L. A. 1990. Procesos de continentalizacion en el Devónico de la Precordillera. *Revista del musel de La Plata*, X (89): 185-195.
- Dott, R.H. e Bourgeois, J. 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *GSA Bulletin*, 93, 663-680.
- Duke, W.L. 1990. Geostrophic circulation or shallow marine turbidity currents? The dilemma of paleoflow patterns in storm-influenced prograding shoreline systems. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60, 870–883.
- Dumas, S., Arnott, R.W.C. e Southard, J.B. 2005. Experiments on oscillatory-flow and combined-flow bedforms: implications for interpreting parts of the shallow marine rock record. *Journal of Sedimentary Research*, 75, 501–513.
- Dzulynski, S. 1965. New data on experimental production of sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35, 196–212.
- Edwards, D., Poiré, D.G., Morel, E.M. e Cingolani, C.A. 2009. Plant assemblages from SW Gondwana: further evidence for high-latitude vegetation in the Devonian of Argentina. *In: M.G. Bassett (Ed.) Early Palaeozoic peri-Gondwana terranes: new insights from tectonics and biogeography*. Geological Society of London Special Publications, London, v.325, p. 233–255.
- Emmons, E. 1844. *The Taconic System: Based on observations in New York Massachusetts, Maine, Vermont and Rhode Island*. Albany, Carroll and Cook, 68 p.
- Figueiredo, A.G. 1980. Response of water column to strong wind forcing, southern Brazil inner shelf: implications for sand ridge formation. *Marine Geology*, 35, 367-376.
- Frey, R.W. e Pemberton, S. G. 1984. Trace fossil facies models. *In: R. G. Walker, (ed.) Facies Models (2nd ed.)*. Geoscience Canada, Reprint Series I, p. 189-207.

- Gonzales Bonorino, G. e Middleton G. V. 1976. A Devonian submarine fan in western Argentina. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46(1), 56-69.
- Haldeman, S. S. 1840. Supplement to number one of a monograph of the Limniades and other freshwater bivalve shells of the apparently new animals in different classes, and names and characters of the subgenera in Paludina and Anculosa, Philadelphia. J. Dobson, Philadelphia, 1:1-3.
- Hall, J. 1847. *Palæontology of New-York, Vol I*. Albany, C. van Benthuyesen, 338p.
- Hall, J., 1852, *Paleontology of New York, Vol. II*. Albany, C. van Benthuyesen, 362 p.
- Hamblin, A.P. e Walker, R.G. 1979. Storm-dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenany (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Canadian Journal of Earth Science*, 16, 1673-1690.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. e Walker, R.G. 1975. Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences. *SEPM Short Course, 2, Calgary, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 161p.
- Higgs, R. 1991. The Bude Formation (Lower Westphalian), SW England: siliciclastic shelf sedimentation in a large equatorial lake. *Sedimentology*, 38, 445-469.
- Ito, M., Ishigaki, A., Nishikawa, T. e Saito., T. 2001. Temporal variation in the wavelength of hummocky cross-stratification: Implications for storm intensity through Mesozoic and Cenozoic. *Geological Society of America*, 29, 87-89.
- Keller, M. 1999. Argentine Precordillera: sedimentary and plate tectonic history of a Laurentian crustal fragment in South America. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, 341, 1-131.
- Keller, M., Buggisch W. e Lehnert O. 1998. The stratigraphical record of the Argentine Precordillera and its plate-tectonic background. In: R.J. Pankhurst & C.W. Rapela (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. London, Geological Society of London Special Publication, 142, p. 35-56.
- Książkiewicz M. 1970. Trace fossils in the flysch of the Polish carpathians. *Palaeont. Polonica*, 36, 1- 208.
- Lamb, M.P., Myrow, P.M., Lukens, C., Houck, K. e Strauss, J., 2008. Deposits from waveinfluenced turbidity currents: Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 78, 480-498.

- Leckie, D. A. e Krystinik, L. F. 1989. Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle-shelf deposits? *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 862-870.
- Leckie, D. A. e Walker, R. G. 1982. Storm-dominated and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar Lower Gates Interval Outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada Reply. *AAPG Bulletin*, 66, 2683-2684.
- Massuda F. e Yokokawa, M. 1993. Combined flow ripple profiles: a preliminary note. *Journal of Sedimentary Societe of Japan*, 38, 107-111.
- Molina, J.M., Alfaro, P., MorettI, M. e Soria, J.M. 1998. Soft-sediment deformation structures induced by cyclic stress of storm waves in tempestites (Miocene, Guadalquivir Basin, Spain). *Terra Nova*.10, 145-150.
- Mulder, T. e Syvitski, J. P. M. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology*, 103, 285-299.
- Myrow, P.M. 1992. Bypass-zone Tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*. 62(1), 99 - 115.
- Myrow, P.M. e Southard, J.B. 1991. Combined-flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61, 202-210.
- Myrow, P.M. e Southard, J.B. 1996. Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 875–887.
- Myrow P.M., Woodward F. e Goodge J.W. 2002. Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits. Cambrian, Antartica. *Journal of Sedimentary Research*, 72(5),641-656.
- Myrow, P.M., Lukens, C., Lamb, M.P., Houck, K. e Strauss, J. 2008. Dynamics of a transgressive prodeltaic system: implications for geography and climate within a Pennsylvanian intracratonic basin, Colorado, U.S.A. *journal of sedimentary research*, 78, 512–528.
- Nelson, C.H. 1982. Modern shallow-water graded sand layers from storm surges, Bering shelf: a mimic of Bouma sequences and turbiditic systems. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 536–545.
- Nicholson H. A. 1873. Contributions to the study of the errant Annelids of the older Paleozoic rocks. *Proceedings of the Royal Society of London*, 21, 288-290.

- Nøttvedt, A., e Kreisa, R.D., 1987. Model for combined-flow origin of hummocky crossstratification. *Geology*, 15, 357–361.
- Olivero, E.B., López C., M.I., Malumián, N. e Carbonell P.J.T. 2010. Eocene Graphoglyptids from shallow-marine, high energy, organic-rich, and bioturbated turbidites, Fuegian Andes, Argentina. *Acta Geologica Polonica*, 60,77–91.
- Parker, G. 1982, Conditions for the catastrophically erosive turbidity currents: *Marine Geology*, 46, 307-327.
- Pattison, S.A.J. 2005. Storm-influenced prodelta turbidite complex in the lower Kenilworth Member at Hatch Mesa, Book Cliffs, Utah, USA: implications for shallow marine facies models. *Journal of Sedimentary Research* 75, 420–439.
- Pattison, S.A.J., Ainsworth, R.B. e Hoffman, T.A. 2007. Evidence of across-shelf transport of fine-grained sediments: turbidite-filled shelf channels in the Campanian Aberdeen Member, Book Cliffs, Utah, USA. *Sedimentology*, 54, 1033–1063.
- Pemberton S.G., MacEachern J.A. e Ranger M.J. 1992. 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, 17, 85–117.
- Poiré, D.G. e Morel, E.M., 1996. Procesos sedimentarios vinculados a la depositación de niveles con plantas en secuencias Siluro-Devónicas de la Precordillera, Argentina. In: *Actas VI Reunión Argentina de Sedimentología*, VI, 205–210.
- Ramos, V.A. e Vujovich, G.I. 2000. Hoja Geológica 3169 – IV: San Juan. Provincia San Juan. Escala 1:250.000. Texto explicativo. Buenos Aires, Programa nacional de Cartas Geológicas de La Republica Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino.
- Rapela, C. W. , Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Savedra, J. e Galindo, C. 1998. Early evolution of the proto-Andean os South América. *Geology*, 26, 707-710.
- Salter, J. W. 1857. On annelide-burrows and surface markings from the Cambrian rocks of the Longmynd. *Geological Society of London Quaterly Journal*, 13,199-206.
- Seilacher, A. 1963. Lebensspuren und Salinitats fazies-Symposium zur Unterscheidung mariner und nicht-mariner Sediment.Dusseldorf, 1962: *Fort schr. in der Geol. von Rheinl. und Westfalen*, 10, 81-94.
- Seilacher, A.1967. Bathymetry of trace fossils. *Mar.Geol.* 5:413-428

- Seilacher, A. 1977. Pattern analysis of *Paleodictyon* and related trace fossils. In: P. Crimes & J.C. Harper (eds), *Trace Fossil 2*. Geol. Journal Special Issue, 9: p. 289-334.
- Snedden, J.W. & Swift, D.J.P. 1991. Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner- to middle-shelf deposits?—Discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, 6, 148–151.
- Snedden, J.W., Nummedal, D. e Amos, A.F. 1988. Storm- and fair-weather combined flow on the central Texas continental shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 580–595.
- Swift, D.J.P. 1985. Response of the shelf floor to flow. In: Tillman, R.W.; Swift, D.J.P.; Walker, R.G. (eds). *Shelf Sands and Sandstone Reservoirs*. SEPM Short Course, v. 13, p. 465-502. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p.135-241
- Swift, D.J.P., Gregory, H. e Vincent, C.E. 1986. 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: R. J. Knight, e J. R. McLean (eds.) *Shelf Sands and Sandstones, vol 2*, Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 99-119.
- Thomas, W.A. e Astini R.A. 2003. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, 16,67-79.
- Torell, O. 1870. Petrificata Suecana Formationis Cambricae. *Acta Universitatis Lundensis*, 2, 1-14.
- Uchman, A, Janbu, N.S. e Nemeč, W. 2004. Trace fossils in the Cretaceous-Eocene flysch of the Sinop-Boyabat basin, central Pontides, Turkey. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74, 97–235
- Von Sternberg K. G. 1833. Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der Flora der Vorwelt. *IV Heft. C. E. Brenck, Regensburg.*, 5-6, 1-80.
- Walker, R.G. 1984. Shelf and shallow marine sands. In: R.G. Walker (ed.) *Facies Models. 2nd Edition*, Geoscience Canada, Reprint Series, p.141-170.
- Weiss, E. 1884. Vorlegung des *Dictyophytum Liebeanum* Gein. aus der Gegend Von Gera. *Ber. Gen. naturf. Freund*, Berlin, 1884, 17.
- Wheatcroft, R.A., Sommerfield, C.K., Drake, D.E., Borgeld, J.C. e Nittrouer, C.A., 1997. Rapid and widespread dispersal of flood sediment on the northern California margin. *Geology*, 25, 163–166.

- Yamaguchi, N. e Sekiguchi, H. 2010. Effects of settling and preferential deposition of sediment on ripple roundness under shoaling waves. *Journal of Sedimentary Research*, 80, 781–790.
- Yang, B.C., Dalrymple, R.W. e Chun, S.S. 2006. The significance of *hummocky* crossstratification (HCS) wavelengths: Evidence from an open-coast tidal fl at, South Korea. *Journal of Sedimentary Research*, 76, 2-8.
- Yokokawa, M., Masuda, F. e Endo, N. 1995. Sand particle movement on migrating combined-flow ripples. *Journal of Sedimentary Research*, 65, 40–44.
- Zenker J.C. 1836 (ed.) *Historisch–topographisches Taschenbuch von Jena und seiner Umgebung besonders in naturwissenschaftlicher und medizinischer Beziehung*. Wackenhoder, Jena; 338 p.

APÊNDICE V. “De Luca, P.H.V. e Basilici, G. 2008. O uso dos análogos na definição da arquitetura de reservatórios de rampa de água profunda: diferenças e semelhanças entre um sistema rico em pelito (unidade de Apiúna, Santa Catarina) e um sistema rico em areia (Formação Punta Negra, Pré-cordilheira Argentina). Revista Brasileira de Geociências, 38, 140-158”.

Artigo Publicado na Revista Brasileira de Geociências (*Brazilian Journal of Geology*)



# **O USO DOS ANÁLOGOS NA DEFINIÇÃO DA ARQUITETURA DE RESERVATÓRIOS DE RAMPA DE ÁGUA PROFUNDA: DIFERENÇAS E SEMELHANÇAS ENTRE UM SISTEMA RICO EM LAMA (UNIDADE DE APIÚNA, SANTA CATARINA) E UM SISTEMA RICO EM AREIA (FORMAÇÃO PUNTA NEGRA, PRÉ-CORDILHEIRA ARGENTINA)**

**PEDRO HENRIQUE VIEIRA DE LUCA e GIORGIO BASILICI**

*DGRN/IG – Unicamp, Brazil, - [pedro.luca@gmail.com](mailto:pedro.luca@gmail.com)*

## **RESUMO**

Dois principais motivos justificam o estudo de afloramentos na geologia do petróleo. O primeiro, quase óbvio, é o estudo de sucessões expostas que, em subsuperfície, apresentam potencialidade para exploração de hidrocarbonetos. O segundo é a produção de modelos análogos de distribuição geométrica de reservatórios. Neste trabalho são considerados dois modelos de sistemas de água profunda derivados da análise de afloramentos: um sistema de rampa rico em lama e um sistema de rampa rico em arenitos. O primeiro modelo deriva do estudo da Unidade de Apiúna de idade pré-cambriana do estado de Santa Catarina. A Unidade de Apiúna é uma sucessão espessa 4.500 m, constituída prevalentemente de argilitos laminados interrompidos por sistemas de canais e lençóis de areia, distribuídos em modo irregular. O segundo modelo deriva do estudo de um sistema de idade devoniana da Pré-Cordilheira Argentina, a Formação Punta Negra. Este modelo é caracterizado pela predominância de depósitos de arenito, desenvolvidos em grandes corpos lenticulares achatados não-confinados de lençóis de areia, cortados por corpos confinados de arenitos. Varias formas canalizadas com indicadores de paleocorrentes ao longo de 250 km indicam um sistema multi-aporte, tipo rampa. A reconstrução da arquitetura deposicional mostra dimensões, propriedades petrofísicas e conectividades melhores nos potenciais reservatórios de sistema de rampa rico em areia e um maior risco de exploração em sistema de rampa rico em pelito. Todavia, nos sistemas de rampa ricos em areia não há rochas selantes, ao contrario do que ocorre nos sistemas de rampa ricos em pelito.

*Palavras chave:* elementos arquiteturais, reservatórios de hidrocarbonetos, sistemas deposicionais de água profunda, Unidade de Apiúna, Formação Punta Negra.

**ABSTRACT THE USE OF ANALOGUES DEFINING THE ARCHITECTURE OF DEEPWATER RAMP SYSTEM RESERVOIR: DIFFERENCES AND SIMILARITIES BETWEEN A MUD-RICH SYSTEM (APIÚNA UNIT, SANTA CATARINA) AND A SAND-RICH SYSTEM (PUNTA NEGRA FORMATION, ARGENTINE PRECORDILLERA)**

Two main reasons justify the use of outcrops in petroleum geology. The former, almost obvious, is related to the outcrop study in sedimentary successions with potential hydrocarbon exploration. The second is the production of models of geometric reservoirs distribution. In this work we consider two deepwater system models generated from outcrop analysis. A mud-rich deepwater ramp and a sand-rich deepwater ramp, represented, respectively by: i) Apiúna Unit, pré-Cambrian, Santa Catarina State and ii) Punta Negra Formation, Devonian, Argentine Precordillera. The Apiúna Unit is 4,500 m thick mainly constituted by laminates mudstones crosscut by channel and sheet sand systems, irregularly distributed. The Punta Negra Formation is characterized by the predominance of sandy deposits, originated in long unconfined sand sheet bodies with a wedge geometry crosscut by confined sandstones. The presence of various channelized bedforms oriented approximately in the same direction, in an extensive area of 250 km, suggests a multiple sedimentary input ramp system to this unit.

The depositional architecture reconstruction shows that in sand-rich systems the dimension, petrophysical properties and connectivity of the sandstones construct better potential reservoirs. The reservoir quality and distribution in mud-rich ramp systems show more risks in oil exploration. However, differently than mud-rich systems, the sand-rich systems does not have sealing rocks.

*Key words:* architectural elements, hydrocarbon reservoirs, deepwater systems, Apiúna Unit, Punta Negra Formation.

## INTRODUÇÃO

O sucesso na extração de hidrocarbonetos depende da caracterização dos corpos reservatórios. As principais dificuldades na compilação de modelos de reservatórios de alta confiabilidade estão relacionadas à complexidade interna e externa dos litossomas e de suas inter-relações com corpos adjacentes.

As técnicas empregadas na construção do modelo direto em subsuperfície, como sísmica, perfilagem e uso de testemunhos, fornecem dados pouco completos e com muitas incertezas, devidos à baixa resolução vertical dos métodos sísmicos e à limitada área de abrangência dos dados de perfis e testemunhos de poços. De uma forma geral, informações como geometria, extensão e características internas dos corpos sedimentares são incompletas e de baixa precisão.

A utilização de modelos geológicos dos sistemas deposicionais confeccionados a partir do estudo de afloramentos de unidades análogas é uma ferramenta importante na tentativa de diminuir as incertezas inerentes ao processo de caracterização dos reservatórios.

Slatt (2000) argumenta que os afloramentos fazem uma ponte entre dados pontuais extraídos dos poços e as seções sísmicas 3D de larga escala. Kneller (1995) e Shanmugam (2000) ressaltam que a consideração dos processos deposicionais no estudo da arquitetura das rochas é uma premissa fundamental para construir modelos deposicionais plausíveis.

Os modelos geológicos de sistemas análogos permitem o reconhecimento de propriedades internas e externas importantes, como a identificação de heterogeneidades e de barreiras de permeabilidade e porosidade, nem sempre identificáveis em subsuperfície.

Os sistemas de água profunda têm se constituído em um dos principais alvos da exploração de petróleo. Segundo Stow & Mayall (2000) os depósitos turbidíticos e seus reservatórios permanecerão na vanguarda da exploração e produção de óleo e gás por, pelo menos, 25 anos. Entretanto, estes sistemas sedimentares podem conter um percentual maior que 80% de óleo móvel não-recuperável (*Unrecovered Mobile Oil*) (Tyler, 1998; Ambrose *et al.*, 1991). Segundo Tyler & Finley (1991) o maior motivo da dificuldade na recuperação dos hidrocarbonetos é o caráter limitado e inadequado dos estudos sobre a arquitetura geológica dos reservatórios e o controle que os elementos dessa arquitetura exercem sobre o fluxo de óleo durante a extração.

O objetivo principal deste trabalho é caracterizar a distribuição arquitetural de sistemas profundos de rampa submarina. Para isso utilizaram-se duas unidades litoestratigráficas antigas: a Unidade de Apiúna (UA) (Pré-Cambriano, Bacia do Itajaí), e a Formação Punta Negra (FPN)

(Devoniano, Pré-Cordilheira Argentina). Estas duas unidades representam, respectivamente, sistemas ricos em lama e sistemas ricos em areia (*sensu* Reading & Richards, 1994).

Este trabalho se baseia nos elementos arquiteturais, que constituem ferramenta prática e eficaz no estudo da geometria deposicional, especialmente para aplicação industrial. De fato, Stow & Mayall (2000) afirmam que a pesquisa em sistemas profundos deve começar com a definição dos elementos arquiteturais, seus padrões de empilhamento, geometrias e atributos físicos.

## **A UNIDADE DE APIÚNA**

### **Contexto Geológico**

A Unidade de Apiúna (UA) é uma unidade clástica de água profunda, espessa cerca de 4.500 m, que é parte do preenchimento da Bacia do Itajaí, de idade pré-cambriana, localizada no estado de Santa Catarina (Fig. 6.1A). Esta bacia é interpretada como de antepaís, ligada à formação da estrutura orogenética Dom Feliciano (Rostirolla *et al.*, 1999).

A sucessão estratigráfica desta bacia não possui ainda um claro modelo. Existem duas principais interpretações (Fig. 6.1B). (1) Segundo Rostirolla *et al.* (1999) a UA estaria colocada entre duas unidades de sedimentos areníticos e conglomeráticos, continentais e costeiros: uma, mais antiga, com proveniência da margem norte da bacia e uma outra, mais recente, com proveniência da margem sul da bacia. (2) Segundo Krebs *et al.* (1988) a UA é a unidade mais recente do preenchimento da Bacia do Itajaí, e estaria situada acima de depósitos conglomeráticos e areníticos de origem continental e costeira.

A UA é uma sucessão sedimentar gravitacional caracterizada por depósitos de granulometria fina. Basilici (2006) descreve as principais litofácies, os relativos mecanismos deposicionais e os elementos arquiteturais da porção inferior desta sucessão, que a interpreta como um sistema de rampa de água profunda rico em pelito e areia, segundo a classificação de Reading & Richards (1994).

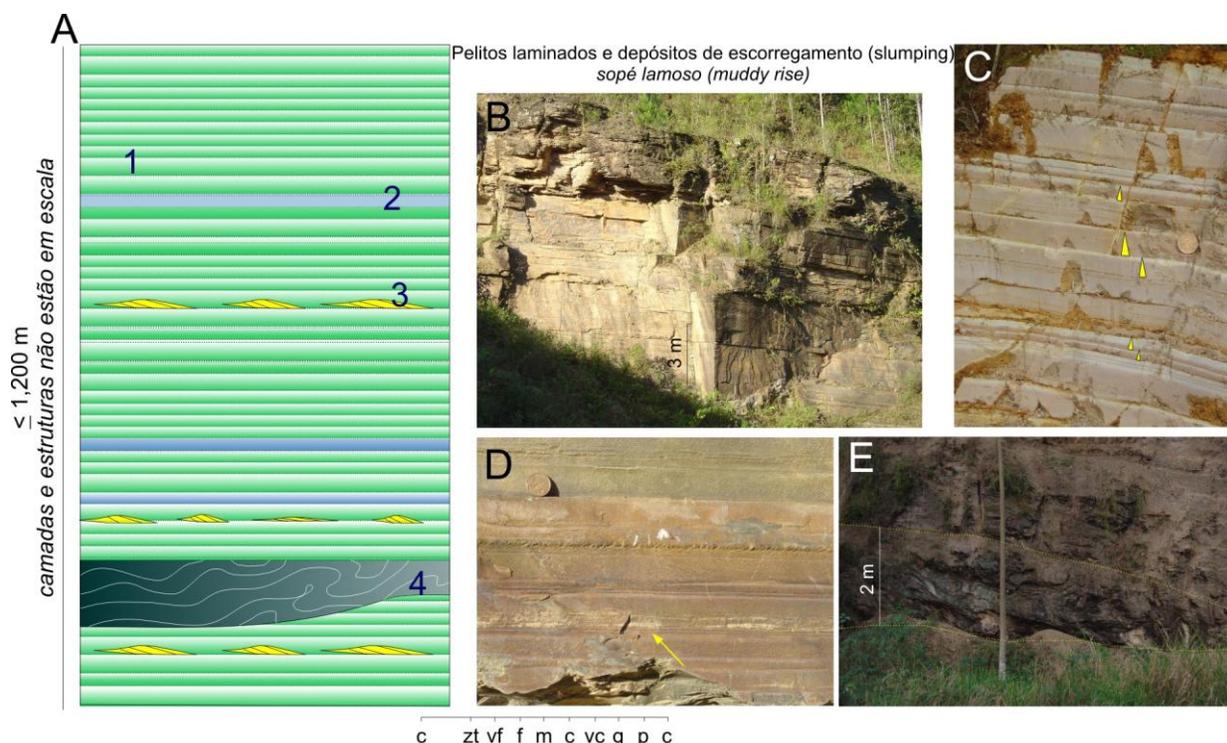
Neste trabalho é considerada a sucessão completa da UA e é apresentada uma amplificação e reinterpretação de trabalhos anteriores (Basilici & Martins, 2004; Basilici, 2006).



UA, que serão descritos a partir de suas distribuições volumétricas: **Pelitos laminados e depósitos de escorregamento (*slumping*)**, **Pelitos e sutis camadas de arenitos**, **Arenitos amalgamados**, **Arenitos com sutis camadas de pelitos**, **Conglomerados, arenitos e interestratificações de arenitos e pelitos**.

#### *PELITOS LAMINADOS E DEPÓSITOS DE ESCORREGAMENTO (SLUMPING) - SOPÉ LAMOSO*

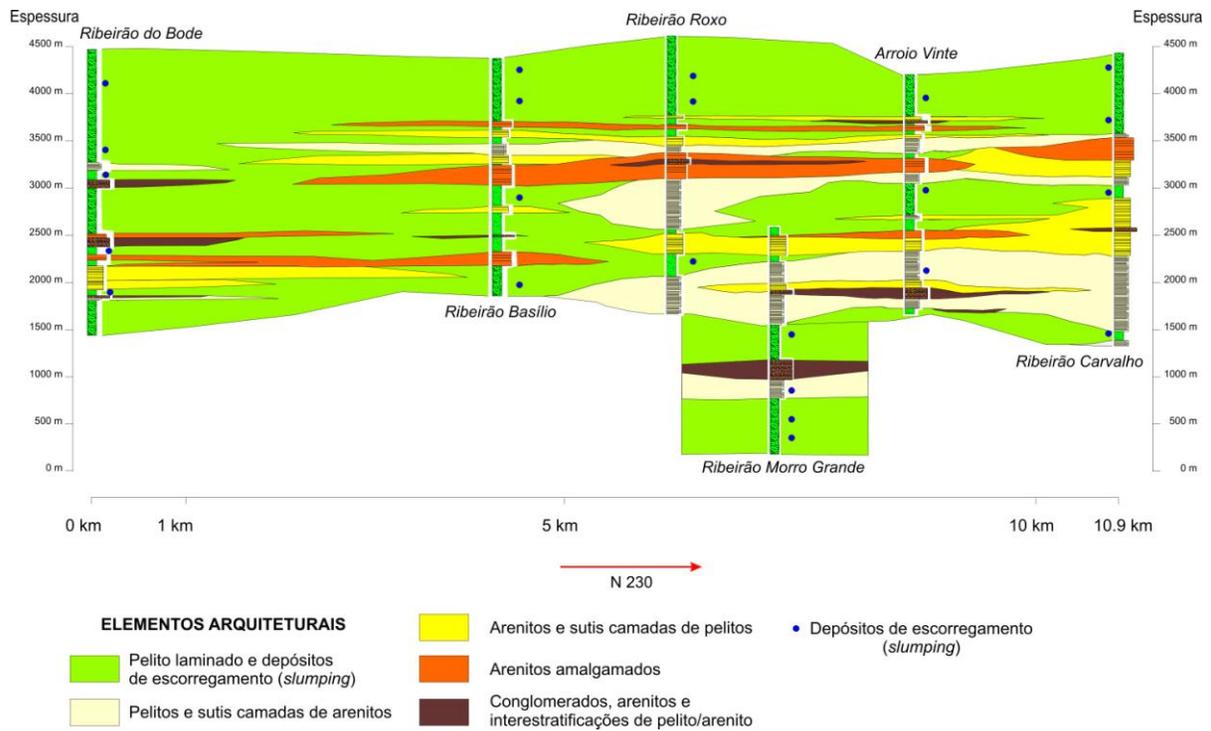
Este elemento arquitetural está disseminado por toda a sucessão da UA, compondo aproximadamente 64,4% da unidade. Argilitos siltosos, azul-cinza escuro, laminados, são os litotipos dominantes (Fig. 6.2A e B). As lâminas, ou camadas delgadas, são constituídas por arenitos muito fino, de <1 mm até 2 mm de espessura, que gradacionam a argilitos siltosos, espessos até 2 cm (Fig. 6.2C). No lugar das lâminas de arenitos se observam, com relativa frequência, pequenas marcas onduladas de corrente (*current ripples*) de arenitos muito finos, espessos de menos 1 cm a poucos milímetros (Fig. 6.2D). Pouco comuns são lâminas homogêneas, preto-azuladas, de argilitos siltosos espessos até 5 mm. As lâminas ou sutis camadas, gradadas de arenito muito fino a pelito, são produtos de fluxos de muito baixa densidade e turbulentos. As lâminas de argilito siltoso, cinza escuras, podem ser identificadas como depósitos hemipelágicos. Depósitos de escorregamento (*slumping*) ocorrem nos pelitos laminados e formam corpos com base côncava e superfície superior plana, cuja espessura é entre poucos decímetros até 5 m e largura até 40 m (Fig. 6.2E). Acima de 3.500 m na sucessão estudada (Fig. 6.3) este elemento é o único observado.



**Figura 6. 2.** Elemento arquitetural de Pelitos laminados e depósitos de escorregamento (slumping), interpretado como sopé lamoso. (A) Esquema estratigráfico do elemento. As camadas e as estruturas não são em escala. Litofácies: 1 - arenitos muito finos gradados a argilitos siltosos; 2 - argilitos siltosos homogêneos, cinza escuro; 3 - marcas de corrente isoladas; 4 - depósitos de escorregamentos. (B) Afloramento com pelitos laminados. Pedreira Schmidt, Riberão do Bode. (C) Arenitos muito finos gradados a argilitos siltosos. Os triângulos indicam as lâminas gradadas. (D) Marcas de corrente isoladas, indicadas pela seta. (E) Depósitos de escorregamento em pelitos laminados. As linhas indicam os limites das camadas. Mergulho a direita. Moeda: 2 cm.

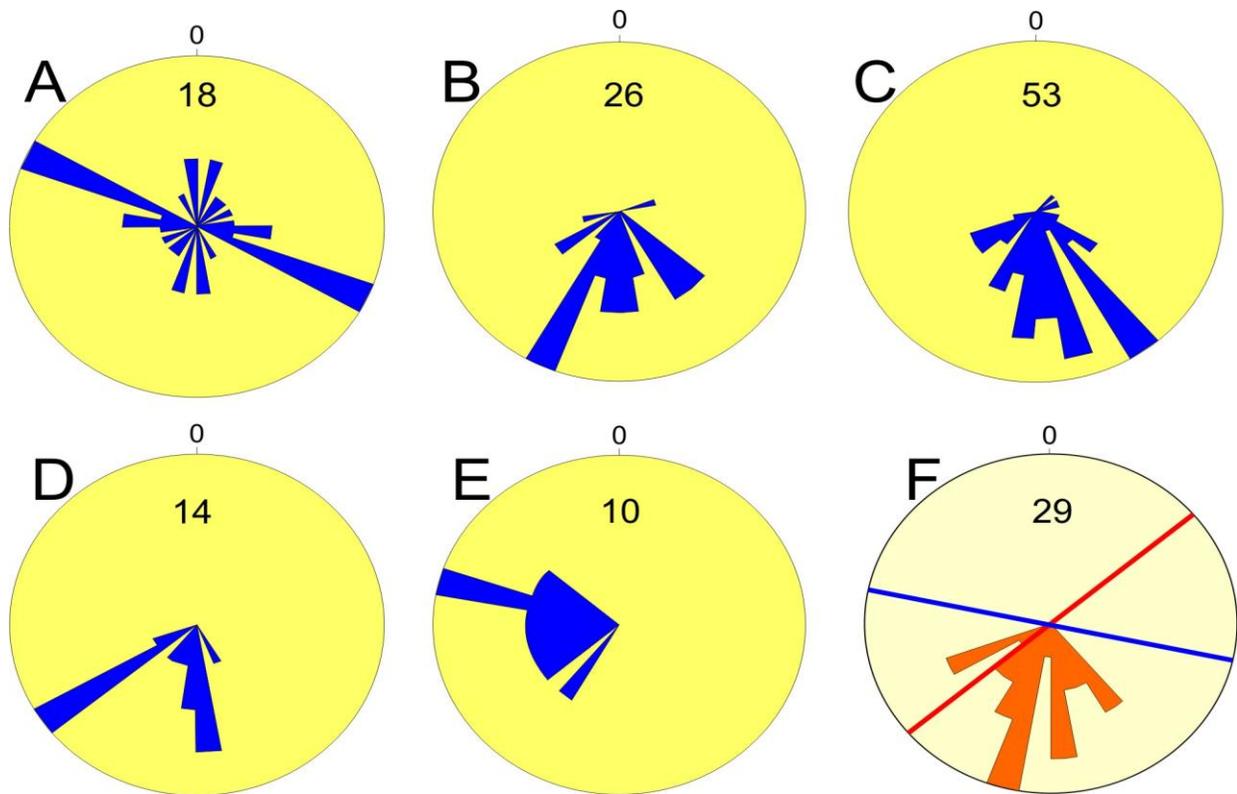
**Figure 6. 2.** Laminated mudstone and slumping deposits architectural element, interpreted as muddy rise. (A) Stratigraphic sketch of this element, the structures are not in scale. Lithofacies: 1 - very fine sandstone graded to silty argillite; 2 - dark grey homogeneous silty argillite; 3 - sandy starved ripples; 4 - slumping deposits. (B) Outcrop with Laminated mudstone and slumping deposits. Schmidt Quarry, Riberão do Bode. (C) Very fine sandstone graded to silty argillite. The triangles point out graded laminae. (D) Sandy starved ripples indicated by the arrow. (E) Slumping deposits in laminated mudstone. The marked lines indicate the boundary of the slumped beds. The strata dip towards right. Coin: 2 cm.

Este elemento registra momentos de ausência de aporte de granulometria grossa na bacia, ainda sob domínio dos fluxos gravitacionais. As paleocorrentes registradas nestes depósitos (Fig. 6.4A e B) mostram valores análogos aos registrados nos outros elementos arquiteturais, que indicam um mergulho regional entre SW-SE.



**Figura 6. 3.** Diagrama de cerca dos elementos arquiteturais da Unidade de Apiúna (UA). Este diagrama foi construído a partir de seções estratigráficas e um mapeamento geológico de detalhe. O diagrama interessa uma porção da UA espessa 4.500 m, larga 10,9 km e longa 3 km, que corresponde a cerca do 50% da extensão desta unidade em superfície.

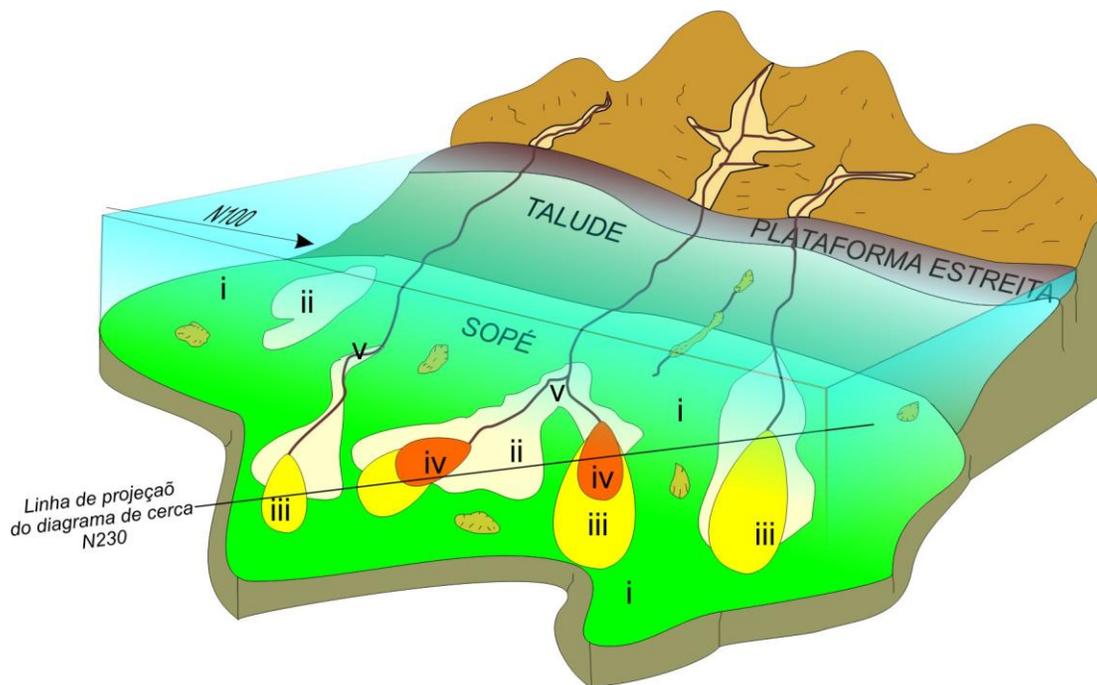
**Figure 6.3.** Fence diagram of the architectural elements of the Apiúna Unit (AU). This diagram has been drawn from stratigraphical logs and geological mapping of 50% of the exposed AU. The thickness is about 4,500 m, the width, at high angle to the palaeoflows directions, is 10.9 km, the length, in the same direction of the palaeocurrents, is about 3 km.



**Figura 6. 4.** Dados de paleocorrentes dos elementos arquiteturais. (A) Eixos das dobras dos depósitos de escorregamento no elemento Pelitos laminados e depósitos de escorregamento (*slumping*). (B) Direção dos *foresets* de marca de corrente do elemento Pelitos laminados e depósitos de escorregamento (*slumping*). (C) Dados do elemento Pelitos e sutis camadas de arenitos (marcas de corrente e marcas de sola). (D) Paleocorrentes da porção inferior do elemento Conglomerados, arenitos e interestratificações de arenitos e pelitos, interpretado como preenchimento de canal (marcas de sola). (E) Paleocorrentes da porção superior do elemento Conglomerados, arenitos e interestratificações de arenitos e pelitos, interpretado como sistema de diques marginais (marcas de corrente e de sola). (F) Histograma das paleocorrentes mostradas em figura 6.11. Cada valor corresponde à média de valores entre 5 e mais que 50. Vetor médio: 192°.

**Figure 6.4.** Palaeocurrent data from the different architectural elements. In figures A-E the numbers are the measured data. (A) Fold axis direction from slumping deposits of the Laminated mudstone and slumping deposits architectural element. Although the natural dispersion the axis direction, related to the general palaeocurrent data, indicates a driving movement towards S or SSW. (B) Sandy ripples foresets directions from Laminated mudstone and slumping deposits architectural element. (C) Palaeoflow indicators from Mudstone and thin sandstone beds. (D) Palaeocurrent data from the lower portion of Conglomerate, sandstone and mudstone/sandstone interbedding element, interpreted as channel filling. (E) Palaeocurrent indicators from the fine upper portion of Conglomerate, sandstone and mudstone/sandstone interbedding, interpreted as levees system. (F) Histogram of palaeocurrent data shown in figure 6.11. Each value corresponds to a mean value from 5 to 52. Mean vector: 192°.

Sucessões similares a estes pelitos laminados foram descritas por Walker (1975) como “zebra-striped” e interpretadas como depósitos de bacia. Entretanto as deformações pós-deposicionais (*slumping*) indicam condições de instabilidade da superfície deposicional, ligadas a alguma inclinação morfológica. Além disso, a freqüente associação horizontal e vertical deste elemento com depósitos de canal ou lençol proximal de areia sugere que não se tratam de depósitos de bacia abissal. A hipótese de que estes depósitos sejam de talude também é excluída. De fato, o talude é uma área de *bypassing* dos fluxos gravitacionais e é caracterizado, sobretudo por depósitos hemipelágicos, que são pouco representados no elemento descrito. Este elemento arquitetural é interpretado como uma área de sopé constituída prevalentemente de lama (*muddy rise*) (Fig. 6.5).



**Figura 6. 5.** Esquema da distribuição dos elementos arquiteturais e hipotética reconstrução do sistema deposicional. i) Pelitos laminados e depósitos de escorregamento - sopé lamoso; ii) Pelitos e sutis camadas de arenitos - depósitos de overbank ou de intercanal; iii) Arenitos amalgamados - lençóis de areia proximal; iv) Arenitos com sutis camadas de pelitos - lençóis de areia distais; v) Conglomerados, arenitos e interestratificações de arenitos e pelitos - sistema de canal e diques marginais.

**Figure 6.5.** Sketch of the architectural elements distribution and hypothetical reconstruction of the depositional system. i) Laminated mudstone and slumping deposits - muddy rise; ii) Thin sandstone and mudstone beds - overbank or interchannel deposits; iii) Amalgamated sandstone - proximal sheet sandstone; iv) Sandstone and thin mudstone beds - distal sheet sandstone; v) Conglomerate, sandstone and mudstone/sandstone interbedding - channel-levee system.

## *PELITOS E CAMADAS DELGADAS DE ARENITOS - DEPÓSITOS DE OVERBANK OU INTERCANAL*

Este elemento é formado por interestratificações de pelitos e arenitos muito finos (Fig. 6.6A e B). Cada dupla arenito/pelito constitui um evento deposicional (Fig. 6.6C), que começa com uma camada de arenito muito fino ou fino, espessa entre 1 e 15 cm, organizada de um até quatro *sets* de laminações cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*) (Fig. 6.6D), que as vezes cobrem laminações plano-paralelas. Acima das laminações cruzadas seguem pelitos gradados de silte argiloso-arenoso até argilito siltoso. Deformações pós-deposicionais (laminações convolutas em arenitos e pequenos depósitos de escorregamentos - *microslumping*) também são observadas. As direções das paleocorrentes indicam um sentido de movimento SW-SE (Fig. 6.4C), em acordo os dados regionais. As camadas possuem uma continuidade lateral ao redor de 100 m, terminações laterais em cunha (*pinch-out*) são relativamente freqüentes em afloramento.

As estruturas sedimentares indicam que os processos deposicionais que formaram este elemento foram correntes de turbidez com relativa continuidade no tempo (provavelmente tipo *quasi-steady turbidity currents*; Mulder and Alexander, 2001).

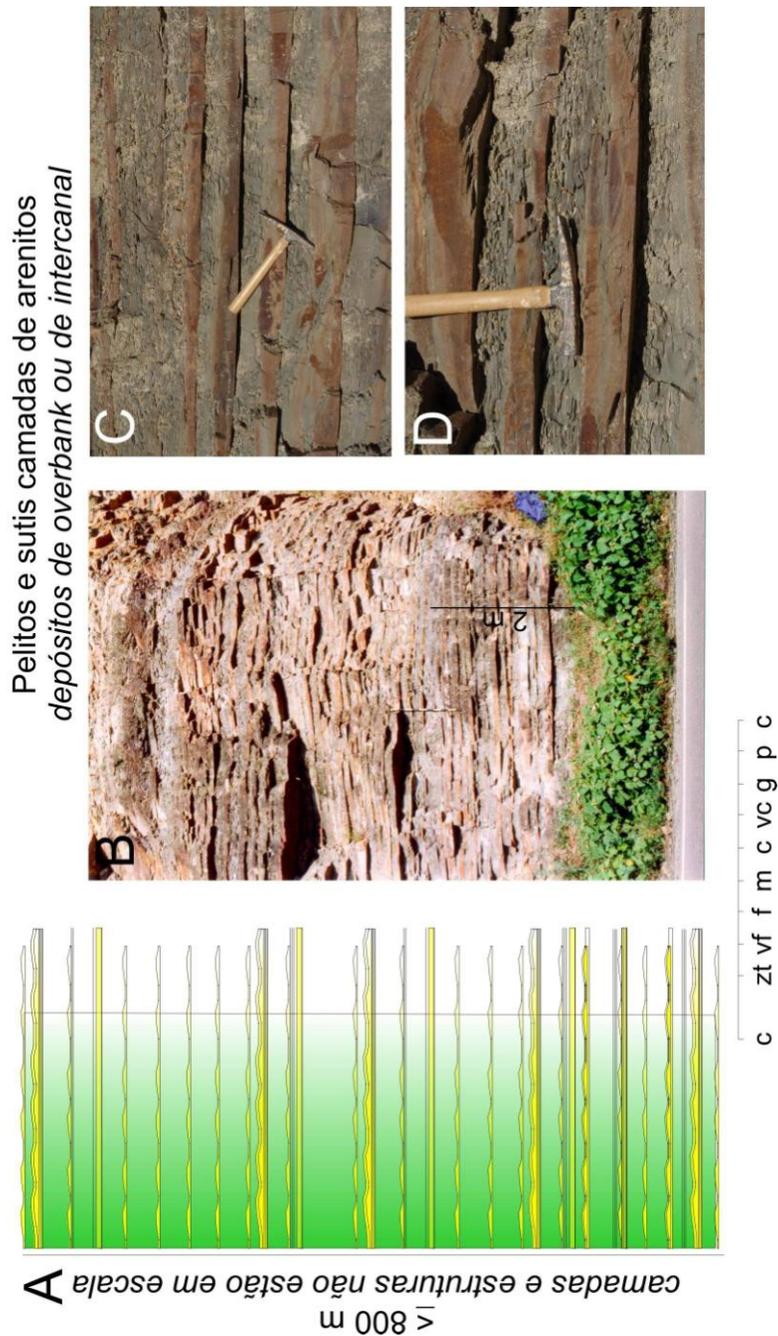
A melhor exposição deste elemento (Morro Grande, Fig. 6.1A), mostra que ele recobre a porção superior do elemento **Conglomerados, arenitos e interestratificações de arenitos e pelitos**, interpretada como diques marginais (veja parágrafo abaixo). Distingue-se dos depósitos de diques marginais pelos seguintes pontos: i) maior difusão de pelitos; ii) indicadores de paleocorrentes em acordo com os dados de inclinação regional; iii) ausência de camadas de arenitos médio, espessas até 115 cm.

A gradual transição deste elemento a depósitos de diques marginais e a similaridade das litofácies e mecanismos deposicionais sugere que possa ser produzido pelos mesmos fluxos que se espalham aos lados dos canais (*overspilling*) e que geram diques marginais. Deste modo é possível interpreta-lo como depósito de *overbank* ou intercanal. Exclui-se a possibilidade de que este elemento possa representar depósitos marginais de lençóis de areia distais, pois o mesmo não possui relações estratigráficas com o elemento **Arenitos com sutis camadas de pelitos**, interpretados como lençóis de areia distais. Todavia, não é possível excluir que este elemento arquitetural possa ser gerado também por fluxos originariamente não-canalizados, provenientes diretamente do talude e que formam lentes isoladas acima dos depósitos de sopé lamoso (Fig. 6.5).

### *ARENITOS AMALGAMADOS - LENÇÓIS DE AREIA PROXIMAIS*

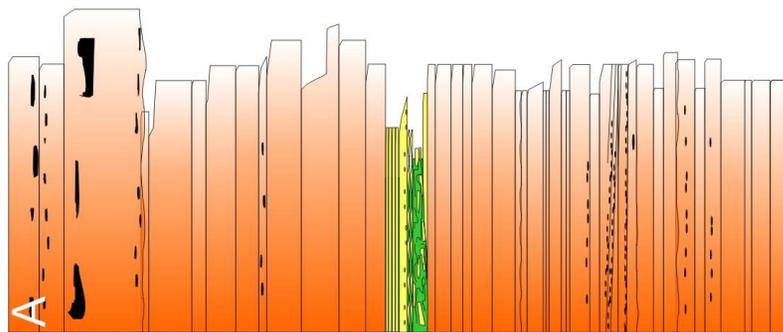
O elemento **Arenitos amalgamados** é formado por camadas de arenitos médios o médio-finos, de forma tabular ou levemente lenticular (Fig. 6.7A e B). As camadas possuem espessuras que variam de 0,15 até 4 m, em média 1.5 m, são mais de 60 m largos (em direção perpendicular às paleocorrentes). Estas camadas se sobrepõem em ciclos de compensação formando corpos espessos entre 20 e 200 m (Fig. 6.3), com conteúdo de areia maior de 90%. Cada camada arenosa é bipartida em uma porção inferior, até 95% da espessura da camada, e outra superior (Fig. 6.7C). A porção inferior é constituída por arenitos médios ou médio-grosseiros, sem estruturas sedimentares ou com carpetes de tração e intraclastos flutuantes. A porção superior é de arenitos muito finos, que passam a arenitos pelíticos ou pelitos areníticos, é caracterizada por laminações plano-paralelas e laminações cruzadas. A falta de depósitos pelíticos causa amalgamação das camadas areníticas. Às vezes corpos mais finos, lenticulares, espessos até 2 m, largos até 30 m e caracterizados por alternâncias de sutis camadas de arenitos muito finos e pelitos arenosos separam os corpos deste elemento arquitetural (Fig. 6.7D).

A dualidade das características litológicas sugere que estas camadas são produzidas por fluxos de gravidade bipartidos (Sanders, 1965). A porção inferior da camada gerada por um fluxo mais denso e a parte superior por um fluxo com menor concentração de sedimentos e turbulento. Estes tipos de fluxos são chamados por Mulder & Alexander (2001) de fluxos de densidade concentrados e podem corresponder a correntes de turbidez de alta concentração de Lowe (1982). A base não erosional e a alta relação de largura:espessura mostram que estes corpos são formados por fluxos não canalizados e podem ser assim atribuídos a lençol de areia (também chamados de lobos ou *splays* frontais; Posamentier & Walker, 2006). As intercalações lenticulares, mais finas, testemunham fases de interrupção do fornecimento de areia, provavelmente ligados à migração lateral da construção do lençol de areia.



**Figura 6. 6.** Elemento arquitetural de Pelitos e sutis camadas de arenitos, interpretados como depósitos de *overbank* ou de intercanal. (A) Esquema estratigráfico do elemento. As camadas e as estruturas não são em escala. (B) Afloramento de Morro Grande. A relação arenito:pelito é 1:5. (C) Camadas de pelitos e arenitos interestratificados. Os pelitos são gradados. (D) Três set de marcas cavalgantes produzidas por corrente de turbidez. Hammer: 28 cm.

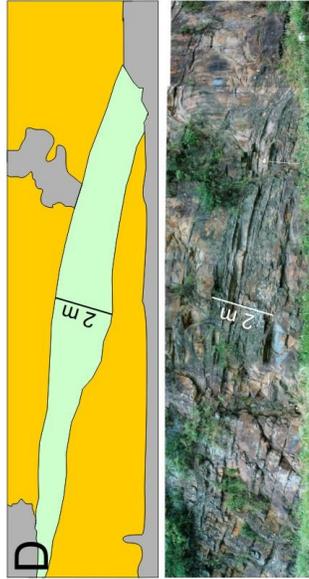
**Figure 6. 6.** Mudstone and thin sandstone beds, interpreted as overbank or interchannel deposits. (A) Stratigraphic sketch of this element, the structures and the beds are not in scale. (B) Outcrop of Morro Grande toponym. The mudstone:sandstone ratio is more than 1.5. (C) Interbedding of very fine sandstone and mudstone. The mudstone is graded and lack of laminae. (D) Three sets of climbing ripples produced by turbidity currents. Hammer: 28 cm.



c zt vf f m c vc g p c

< 200 m  
camadas e estruturas não estão em escala

Arenitos amalgamados  
lençóis de areia proximais



**Figura 6. 7.** Elemento arquitetural de Arenitos amalgamados interpretados como lençóis de areia proximal. (A) Esquema estratigráfico do elemento. As camadas e as estruturas não são em escala. (B) Camadas de arenitos de forma tabular o levemente lenticular. (C) Arenitos bipartidos, com porção inferior de arenitos medio-fino, sem estruturas, e uma porção superior com arenitos muito finos, com estruturas de tração. (D) Camadas lenticulares até 2 m espessas de arenitos alternados com pelitos; estas camadas são interpretadas como interrupção autocíclica da construção dos lençóis de areia. Martelo: 28 cm.

**Figure 6. 7.** Amalgamated sandstone architectural element interpreted as proximal sheet sand. (A) Stratigraphic sketch of this element, the structures and the beds are not in scale. (B) Tabular or lenticular structureless sandstone beds. (C) The sandstone bed show a bipartition characterised by lower structureless medium-fine grained portion and a very fine to mudstone upper portions with tractive structures. (D) Fine-grained interbedding, 2 m thick in photo, are interpreted as autocyclic interruption of the sandy supply on the sand sheet. Hammer: 28 cm.

#### *ARENITOS COM SUTIS CAMADAS DE PELITOS - LENÇÓIS DE AREIA DISTAIS*

Este elemento é constituído pela alternância de dois sub-elementos. O primeiro (Fig. 6.8A e B) é formado por camadas bipartidas de arenitos médios ou médio-finos, espessas entre 25-180 cm, sem estruturas pela maioria da camada; na porção superior passam a poucos centímetros de arenitos muito fino, com laminações plano-paralelas e marcas onduladas de corrente que são cobertos por pelitos de até 5 cm de espessura. A difusão dos arenitos é ao redor de 90%. O segundo sub-elemento (Fig. 6.8A e C) é formado por uma alternância de sutis camadas de arenitos muito finos, 1,5-25 cm espessas, e pelitos, 4-9 cm espessos. A difusão dos arenitos não supera 40%. Os dois sub-elementos se interestratificam de modo aparentemente irregular, formando pacotes de espessura entre 2 e 9 m, largos mais de 70 m (Fig. 6.8A e C).

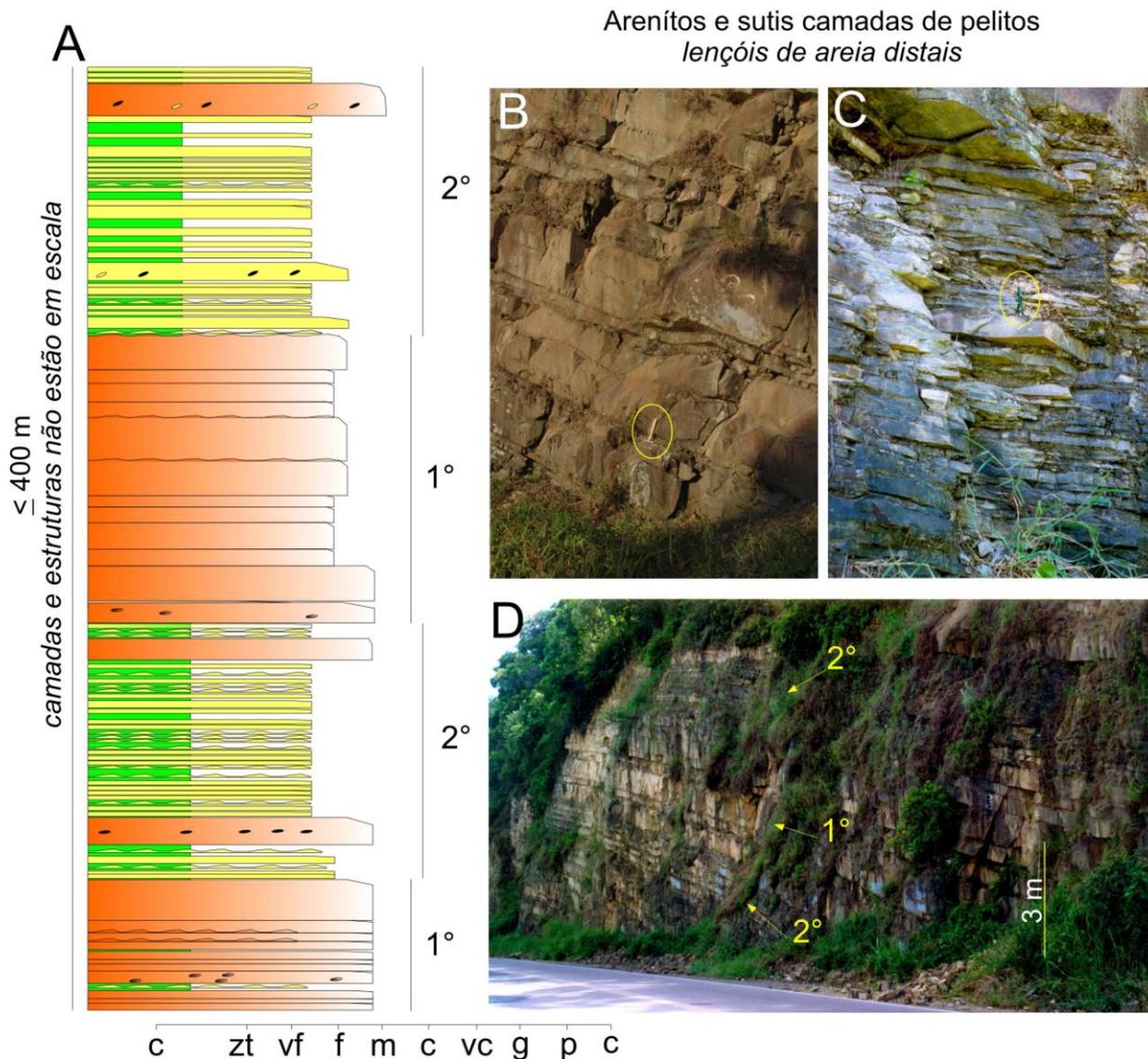
Este elemento arquitetural mostra freqüentes transições verticais com **Arenitos amalgamados** e com **Pelitos laminados e depósitos de escorregamento (*slumping*)** (Fig. 6.3). Basilici (2006) interpretou este elemento como expressão distal do elemento **Arenitos amalgamados** usando-o como chave para interpretação de um modelo de trato de fácies em que um fluxo concentrado bipartido transforma-se em um fluxo completamente diluído de corrente de turbidez, gerando na parte proximal corpos arenosos amalgamados, espessos até 4 m, (Arenitos amalgamados) e, na parte distal, alternâncias de arenitos e pelitos (Arenitos com sutis camadas de pelitos). Neste contexto este elemento arquitetural é interpretado produto deposicional da porção distal de lençóis de areia.

## CONGLOMERADOS, ARENITOS E INTERESTRATIFICAÇÕES DE ARENITOS E PELITOS - DEPÓSITOS DE CANAL E DIQUE MARGINAL

Este elemento é formado por uma parte inferior (conglomerados e arenitos), que constitui o preenchimento de um canal, e uma parte superior (interestratificações de arenitos e pelitos), que forma os depósitos de dique marginal (Fig. 6.9A).

A melhor exposição deste elemento (Afloramento n.2; Fig. 6.1A) mostra que a parte inferior possui uma espessura de 21 m, e uma relação largura:espessura  $<16$ . Acima de uma superfície erosional, côncava, observa-se uma seqüência de depósitos gerados por fluxos gravitacionais com granulometrias e espessuras progressivamente menores. Um depósito com característica intermediária entre depósito de fluxo de detrito e depósitos de escorregamento plástico (Fig. 6.9B), que Stow & Johnson (2000) chamaram de *flow-slide*, cobre a base erosional.

Cinco episódios lenticulares de arenitos conglomeráticos (Fig. 6.9C), espessos entre 50 e 300 cm, sem estruturas sedimentares ou com uma grosseira gradação, contendo superfícies superiores e inferiores erosivas, seguem na sucessão vertical. Eles são interpretados como depósitos de fluxos hiperconcentrados (Mulder & Alexander, 2001) ou fluxos granulares (Lowe, 1982). Arenitos médios, de forma tabular ou lenticular, às vezes com base erosional, espessos entre 40 e 150 cm, terminam a parte inferior deste elemento arquitetural (Fig. 6.9D). Eles são interestratificados com pacotes, até 40 cm espessos, de camadas delgadas de arenitos e pelitos. Estes corpos são interpretados como produtos de fluxos concentrados (Mulder & Alexander, 2001). As paleocorrentes registradas na parte inferior deste elemento correspondem aos valores regionais extraídos dos outros elementos, indicando direções S-SW (Fig. 6.4D e F). Esta porção inferior é interpretada como preenchimento de um canal devido à sua base côncava e erosiva, e ao tipo de preenchimento que é caracterizado por fluxos gravitacionais de alta densidade que se desenvolvem mais facilmente em estruturas confinadas.



**Figura 6. 8.** Elemento arquitetural de Arenítos com sutis camadas de pelitos interpretados como lençóis de areia distal. (A) Esquema estratigráfico que mostra os dois sub-elementos arquiteturais: 1° primeiro sub-elemento; 2° - segundo sub-elemento. (B) O primeiro sub-elemento é formado por arenítos bipartidos e amalgamados. (C) O segundo sub-elemento é formado por interestratificações de sutis camadas de arenítos e pelitos. (D) Alternâncias irregulares dos dois sub-elementos. Martelo: 28 cm. Lapiseira: 15 cm.

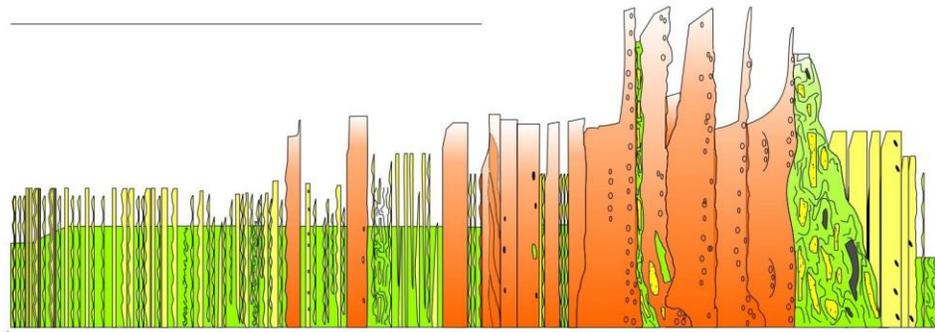
**Figure 6. 8.** Sandstone and thin mudstone beds interpreted as distal sand sheet. (A) Stratigraphic sketch of this element, showing two architectural sub-elements: 1° - first sub-element; 2° - second sub-element. (B) The first sub-element is formed by bipartite, commonly amalgamated, sandstone. (C) The second sub-element is constituted of interbedding of thin beds of very fine sandstone and mudstone. (D) Irregular interbedding of the two sub-elements. Hammer: 28 m. Pencil: 14 cm.

A parte superior deste elemento arquitetural no Afloramento 2 (Fig. 6.1A) é espessa 15 m. Ela é constituída por arenitos lenticulares, 2-40 cm espessos, caracterizados por marcas onduladas de corrente, alternados com pelitos arenosos, espessos <3-25 cm (Fig. 6.9E). A dupla arenitos/pelitos constitui um único evento deposicional como é testemunhado pela gradação. As camadas de arenito mostram forma lenticular com freqüentes terminações laterais em cunha, laminações convolutas, laminações cruzadas cavalgantes. As marcas onduladas de correntes indicam fluxos a alto ângulo (na direção de W, Fig. 6.4E) em relação aos valores registrados na parte inferior do elemento. Camadas de arenito médio, às vezes com base erosional, espessas de 60 até 115 cm, são presentes na base desta sucessão. Esta porção é atribuída a depósitos de dique marginal pelos seguintes motivos: i) a transição de depósitos de canal é gradual; ii) as paleocorrentes indicam fluxos a alto ângulo em relação à direção de fluxo do canal principal, sugerindo fluxos que se distribuíam lateralmente ao sair do canal. iii) A forma lenticular das camadas é considerada por vários autores (Mutti, 1977; Kirschner & Bouma, 2000; Posamentier & Walker, 2006) típica de depósitos de dique marginal. iv) Outras estruturas sedimentares como laminações cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*), laminações convolutas são estruturas descritas em diques marginais.

A

camadas e estruturas não estão em escala

~ 40 m



le

ch

oe

Conglomerados, arenitos e interestratificações de pelitos e arenitos



**Figura 6. 9.** Elemento arquitetural de Conglomerados, arenitos e interestratificações de arenitos e pelitos, interpretado como sistema de canal e diques marginais. (A) Esquema estratigráfico deste elemento. ch: canal. le: diques marginais. oe: outros elementos. (B) Depósitos de *flow-slide* na base do canal. As seta indicam intraclastos de arenitos e pelitos. (C) Arenitos conglomeráticos na porção inferior. As linhas indicam a base erosiva das camadas. (D) Arenitos bipartidos no topo do preenchimento do canal. (E) Depósitos de diques marginais na parte alta deste elemento. Lapiseira: 14 cm. Bastão de Jacob: 1,5 m.

**Figure 6.9.** Conglomerate, sandstone and mudstone/sandstone interbedding architectural element interpreted as Channel-levee deposits. (A) Stratigraphic sketch of this element. ch: channel filling; le: levee deposits; oe: other architectural elements. (B) Flow-slide deposits at the bottom of the channel. Arrows point out mudstone or sandstone strata fragments. (C) Conglomerate sandstone at the lower portion of the channel filling. The yellow lines indicate the erosive bottom of two beds. (D) Bipartite sandstone at the top of the channel filling. (E) Levee deposits that constitute the upper portion of this element. Pencil: 14 cm. The Jacob's staff: 1.5 m.

### **Arquitetura do Sistema Depositional de Água Profunda Rico em Lama**

Mediante a medição de oito seções e um mapeamento geológico foi obtido um diagrama de cerca que abrange uma área espessa 4.500 m, larga (a alto angulo em relação às paleocorrentes) 10,9 km e profunda 3 km (Fig. 6.3).

**Pelitos laminados e depósitos de escorregamento** é o elemento arquitetural dominante: ele constitui 64.4% da sucessão estudada. É difundido da base até o topo da unidade e envolve todos os outros elementos arquiteturais. Este elemento parece constituir a superfície, acima da qual se depositaram todos os outros elementos. **Pelitos e sutis camadas de arenitos** constituem 20.6% da sucessão, se distribuem uniformemente da base até 3.300 m. Este elemento forma corpos com extensão lateral até 8 km e com espessura até 800 m. **Arenitos amalgamados** são difundidos entre 2.000 e 3.500 m no diagrama de cerca, constituem 6.6% e formam corpos largo até 7 km e espessos até 200 m. **Arenitos com sutis camadas de pelitos** constituem 5.7%, estão difundidos entre 1.500 e 3.500 m no diagrama de cerca e formam corpos até 8 km largos e 400 m espessos. O elemento denominado **Conglomerados, arenitos e interestratificações de arenitos e pelitos** forma 10 complexos de depósitos de canais e diques marginais; ele constitui 2.7% da UA. Este elemento é mais freqüente na porção inferior da sucessão (abaixo 2.000 m de cota), formando corpos espessos até 200 m e largos até 3 km. As dimensões, em particular a espessura, diminuem na parte superior da sucessão.

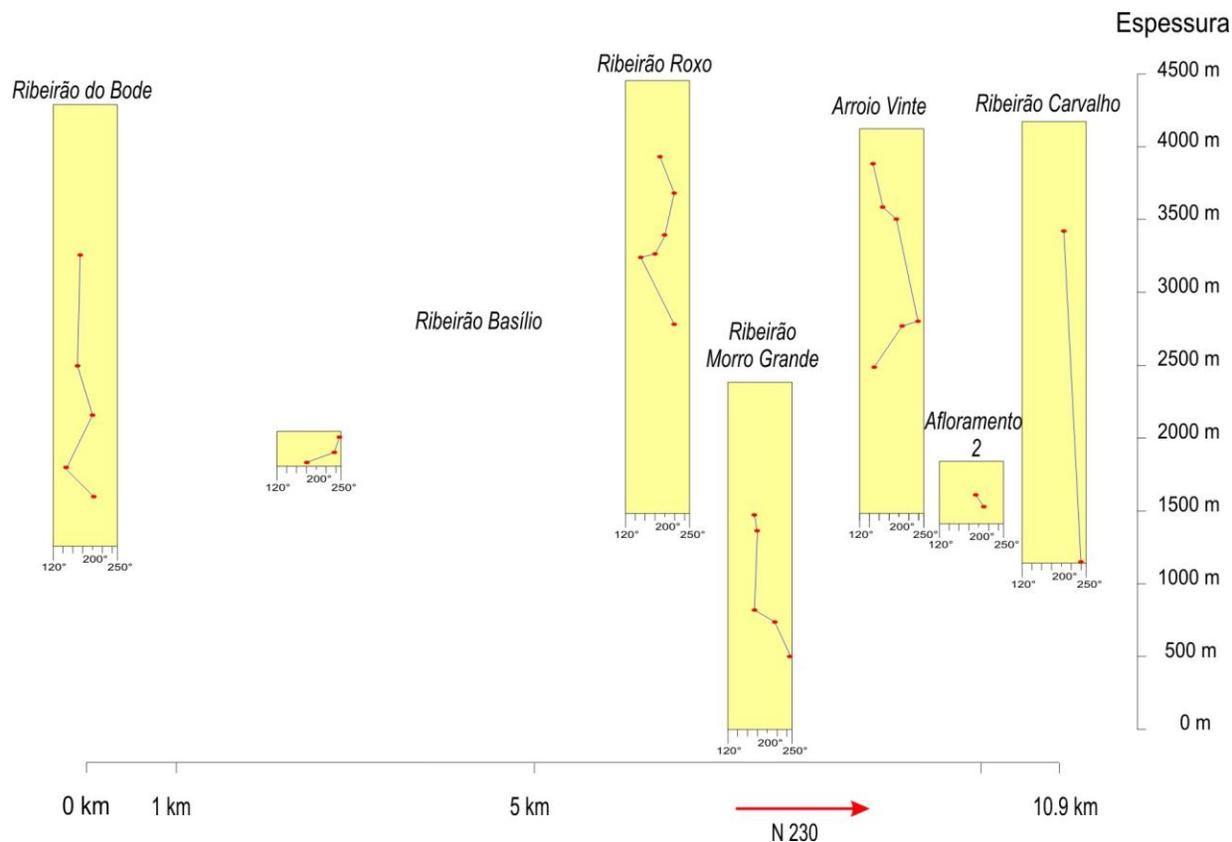
A principal característica do sistema de água profunda da AU é a abundância de argilitos. A maior parte dos argilitos é produzida por fluxos gravitacionais de baixa densidade; só um mínimo percentual é atribuído a depósitos hemipelágicos. Stanley & Maldonado (1981) descrevem uma

situação análoga na bacia Helênica, onde a maioria dos pelitos é formada por correntes de turbidez de baixa densidade. Tal característica permite definir a UA como um sistema de água profunda dominado de deposição gravitacional de granulometria fina.

**Conglomerados, arenitos e interestratificações de arenitos e pelitos, Arenitos amalgamados e Arenitos com sutis camadas de pelitos** constituem corpos comumente associados entre eles, tanto em sucessão vertical como horizontal. A associação destes elementos constrói corpos de maiores dimensões (até 8 km largos e até 500 m espessos), localmente separados por sutis pacotes de poucos metros de argilitos laminados.

A análise da distribuição das paleocorrentes ao longo do diagrama de cerca mostra uma limitada variação lateral e vertical dos vetores. Estes oscilam entre 245° e 140°, mas estão sobretudo concentrados entre 200° e 170° (Fig. 6.10). Estes valores indicam que os vetores de direção dos fluxos gravitacionais, ao longo de uma faixa larga 10.9 km, eram paralelos entre eles e assim permaneceram por toda a evolução da UA.

A forma lenticular dos elementos de granulometria grossa e as direções das paleocorrentes sugerem que o sistema de alimentação dos corpos deposicionais era múltiplo e que assim se manteve durante toda a sedimentação da AU. Cada complexo de canal e dique marginais e/ou de lençol de areia proximal e/ou lençol de areia distal foi assim produzido por um único ponto de aporte. No diagrama de cerca se reconhecem 15 diferentes corpos lenticulares de granulometria grossa (Fig. 6.3) que são formados por canais e/ou lençóis de areia proximal e/ou lençóis de areia distal, e que podem corresponder a 15 diferentes pontos de aporte de sedimento, isolados, no espaço e no tempo. É pouco provável que os múltiplos distribuidores fossem gerados por um único grande sistema deltaico. De fato: (1) as características petrográficas de diferentes camadas de arenitos e conglomerados mostram uma grande variabilidade, e por isto indicam que os pontos de aporte que alimentavam os sistemas profundos eram caracterizados por diferentes bacias de drenagem; (2) um sistema deltaico com vários distribuidores implica a presença de um sistema fluvial de dimensões suficientes para gerar areias com alto grau de maturidade mineralógica e textural, ao contrário, os arenitos da UA mostram baixa maturidade (arenitos arcóseos com clastos angulosos ou subangulosos) (Rigon, 1993). Por isto é mais provável que os sistemas de alimentação da bacia profunda da UA eram constituídos por pequenos sistemas fluviais, caracterizados por restritas bacias de drenagem, que após um breve percurso, jogavam material clástico grosso nas áreas mais profundas através de uma plataforma estreita (Fig. 6.5).



**Figura 6. 10.** Valores médios dos indicadores de paleocorrentes nas seções estudadas. Os valores são extraídos de todos os elementos arquiteturais e são valores médios de medida pontuais que variam de 4 a 52. As distâncias proporcionais das seções são mantidas.

**Figure 6. 10.** Mean value distribution of palaeoflow indicators in the studied logs. Data came from all the architectural elements. The proportional distance amongst the measured logs are maintained on the picture.

Bouma (2000 e 2004) descreve dois modelos de sistemas de água profunda: um modelo de granulometria grossa e um modelo de granulometria fina. Muitas das características descritas pelos modelos da UA se adaptam ao modelo de Bouma de granulometria fina: i) A relação arenito:argillito é baixa. ii) O volume do sedimento é muito alto. iii) A tendência de deformações pós-deposicionais, como escorregamentos plásticos (*slumping*) é alta. iv) O desenvolvimento de diques marginais é bom. v) Os depósitos de *overbank* ou intercanal são constituídos por material fino. vi) O transporte no interno da bacia é eficiente, como testemunhado pela posição dos canais ou dos sistemas de lençóis de areia que se estendem acima do sopé lamoso (*muddy rise*). vii) As estruturas dos corpos areníticos que constituem os lençóis de areia da UA são análogas a aquelas

que descritas no modelo de Bouma. Todavia, existem alguns aspetos que diferenciam em modo substancial o modelo de Bouma do sistema da UA: i) No modelo de Bouma o transporte continental do material clástico é um transporte muito longo que provoca uma alta maturidade textural e mineralógica dos arenitos e dos conglomerados; no modelo da UA arenitos e conglomerados mostram uma baixa maturidade testemunhando um breve período de transporte continental do material clástico. ii) A distribuição granulométrica dos depósitos da UA é muito mais variada de que aquela mostrada no modelo de Bouma. iii) Os canais da UA são de menores dimensões 16:1 (largura:espessura), enquanto no modelo de Bouma possuem valores 40-80:1 (largura:espessura). iv) O sistema de alimentação da UA não era um único delta, mas uma série de pequenos rios. v) A tripartição do sistema que Bouma usa (*inner-upper, middle-mid, outer-lower*) não é aplicável ao modelos da UA, devido a distribuição irregular dos corpos grosseiros no sopé lamoso. vi) Uma ampla plataforma continental caracteriza o modelo de Bouma. Entretanto, a imaturidade e a grande variedade petrográfica dos depósitos da UA são provavelmente ligadas também à inexistência de uma plataforma continental ampla que teria permitido uma maior maturidade e uma homogeneização petrográfica dos arenitos.

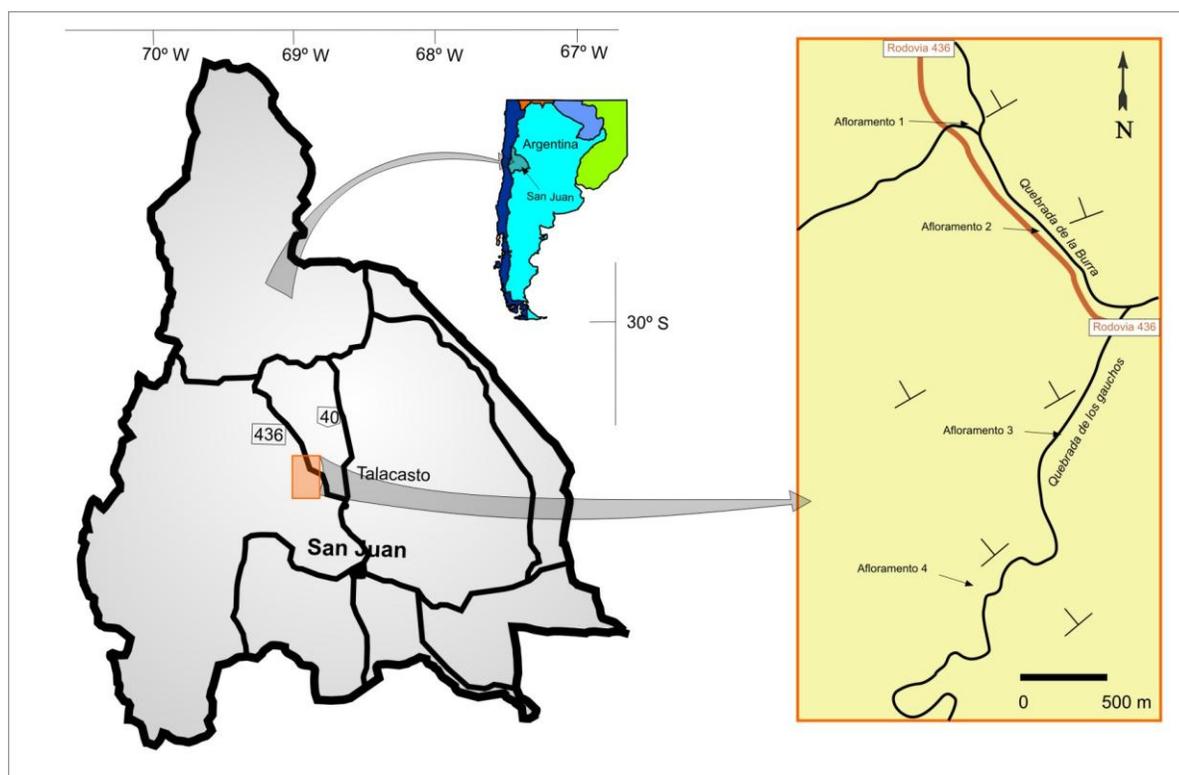
Reading & Richards (1994) e Richards (1996) constroem 12 modelos função do modo de aporte (pontual, múltiplo ou linear) e do tipo de aporte (ricos em: argila, argila-areia, areia, cascalho). Tendo em consideração o tipo e modo de aporte do sistema da UA pode-se associar ao modelo de rampa rico em pelito. As características deposicionais, descritas por Reading & Richards (1994), que mais se adaptam a modelo da UA são: i) a prevalência de depósitos não canalizados, ii) as pequenas dimensões dos canais, iii) a maior extensão do sistema pela abundância de argila.

Um modelo rico em pelito, semelhante ao sistema da UA, é o descrito por Surlick (1987). Neste modelo há a deposição de canais estreitos e prevalentes lençóis de arenito num talude argiloso. Embora o quadro geral do modelo de Surlick é parecido ao modelo da UA (compare à figura 9 de Surlick (1987) com a Figura 6.5 deste texto), os dois diferem por vários motivos. (1) A base deposicional da UA não é um talude, mas um sopé lamoso. (2) Os sistemas de canais diferem por uma relação largura:espessura dos canais do modelo de Surlick (~1:1) muito inferior do modelo da UA (16:1) e pela ausência de dique marginais no primeiro modelo.

## A FORMAÇÃO PUNTA NEGRA

### Contexto Geológico

A Formação Punta Negra (FPN) é parte da Pré-Cordilheira Argentina, que constitui uma unidade morfo-estrutural alongada em direção N-S, a leste da Cordilheira dos Andes Frontal e a oeste das Serras Pampeanas, que abrange as províncias de San Juan, Mendoza e La Rioja (Fig. 6.11). A FPN foi gerada no Devoniano numa área de antepaís resultante da colisão entre a microplaca Chilênia e borda Oeste do Gondwana (Bustos & Astini, 1997).



**Figura 6. 11.** Localização da Formação Punta Negra

**Figure 6. 11.** Location of Punta Negra Formation

A FPN é uma unidade siliciclástica com mais de 1000 m de espessura que abrange uma área de exposição de aproximadamente 300 km. Esta unidade representa a transição de depósitos de plataforma continental (representada pela Formação Talacasto) para uma área a deposição mais profunda caracterizada por depósitos gravitacionais (FPN).

A FPN é composta predominantemente pela intercalação por arenitos, variando de médios a arenito siltosos, interpretados como sendo depositados pela ação de fluxos turbidíticos em ambiente subaquático profundo (Gonzales Bonorino & Middleton, 1976). Astini (1990), Bustos

(1996) e Bustos & Astini (1997) interpretam os depósitos desta unidade como resultado da progradação de um delta em águas profundas.

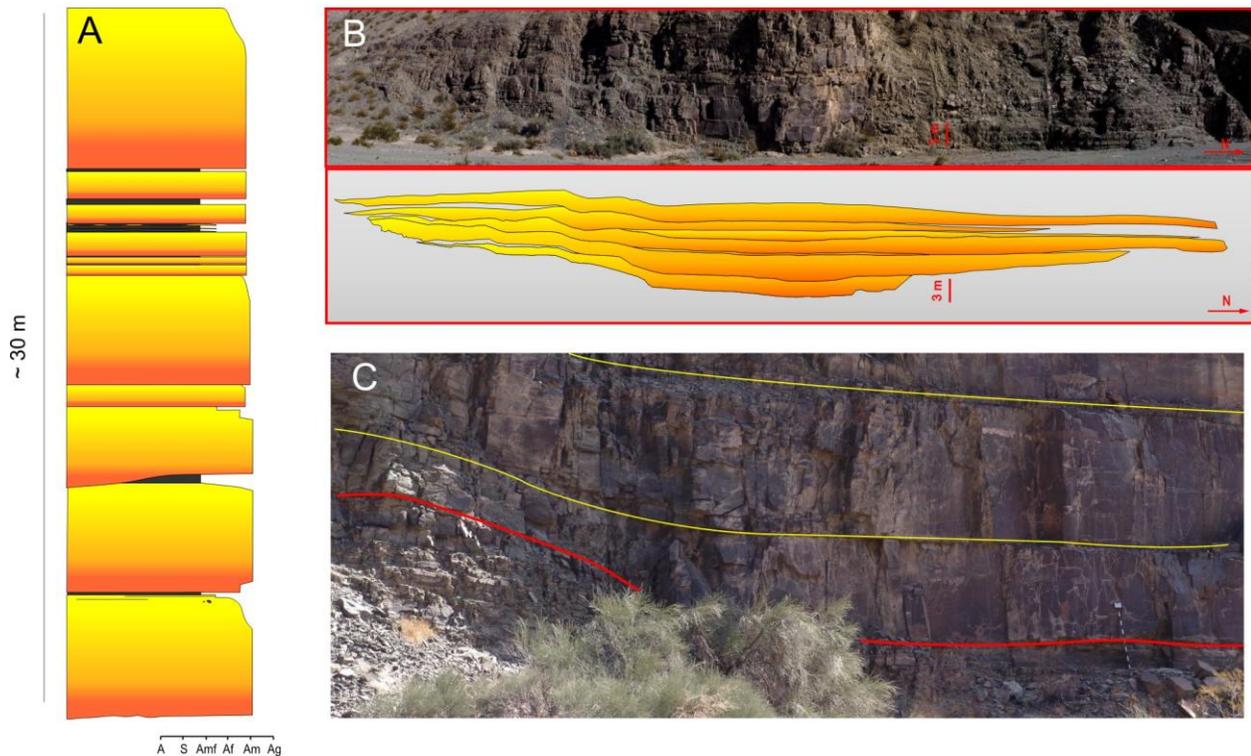
### **Elementos Arquiteturais**

Três elementos arquiteturais foram reconhecidos na FPN: **Arenitos canalizados** (depósitos de canais), **Arenitos amalgamados** (depósitos de lençol de areia proximal) e **Arenitos delgados** (Depósitos de lençol de areia distal).

#### *ARENITOS CANALIZADOS - DEPÓSITOS PREENCHIMENTO DE CANAIS*

O elemento arquitetural **Arenitos canalizados** é formado pela associação de camadas areníticas originadas por preenchimento de canal. Este elemento é composto por camadas com geometria lenticular (plano-côncava) agrupadas em sucessões sedimentares até 40 m espessas que podem atingir até 300 m de largura, formando litossomas de **Arenitos amalgamados** (Fig. 6.12 A e B).

Cada camada possui contato inferior erosivo, geometria de base côncava para cima e topo plano, podendo ser ligeiramente ondulado. Corpos canalizados são espessos no eixo e tornam-se mais delgados em direção às margens. A espessura das camadas varia de 0,5 a 2,5 m (Fig. 6.12C). Os contatos basais são caracterizados por superfícies côncavas preenchidas por sedimentos mais grosseiros. Internamente estes corpos sedimentares são bipartidos, compostos por duas porções bem definidas: uma porção inferior maciça formada de arenitos médio a médio-fino cinza-esverdeados, contendo grãos sub-angulares à sub-arredondados e moderada seleção, e uma porção superior formada por areia fina, bem selecionada contendo laminação plano-paralela e marcas onduladas de corrente. A porção superior é mais delgada compreendendo menos de 15% da espessura total da camada. A transição entre as duas porções é brusca, marcada pela súbita diminuição de granulação.



**Figura 6. 12.** Elemento arquitetural de Arenitos canalizados interpretados como depósitos de canais. (A) Esquema estratigráfico do elemento. As camadas e as estruturas não estão em escala. (B) Sucessão de camadas de preenchimento de canal com geometria côncavo-plana formadas por arenitos médios e médio finos. (C) sucessão de camadas de preenchimento de canal amalgamadas. A linha vermelha indica o limite do canal composto e as linhas amarelas indicam superfícies basais erosivas das camadas.

**Figure 6. 12.** Channellized deposits element. (A) Stratigraphic sketch of this element, the structures and the beds are not in scale. (B) Stacked succession of medium to medium fine grained sandstone thickly interbedded presenting concave-plane geometry. (C) Amalgamated Channel fill bed succession. The red line indicate the channel limit and yellow lines indicate the erosive bottom the beds.

As camadas que compõe este elemento são formadas pela atuação de fluxos gravitacionais confinados. Os pacotes de arenito maciços são típicos de depósitos formados por fluxos de densidade concentrados (*concentrated density flows*) descritos por Mulder & Alexander (2001) e/ou de fluxos arenosos densos (*sandy dense flows*) *sensu* Tinterri *et al.* (2003). Segundo Tinterri *et al.* (2003), o principal mecanismo de suporte das partículas durante este tipo de fluxo é a interação grão-grão. Esta interação gera uma pressão dispersiva que ajuda a mantê-los em suspensão durante o transporte, ela também causa a desaceleração do fluxo por meio da dissipação de energia devido a colisões não-elásticas.

A presença de dois setores com características distintas nas camadas bipartidas reflete a atuação de um fluxo gravitacional bipartido. Este tipo de fluxo é caracterizado por uma componente basal de maior densidade inferior e uma componente superior mais diluída e turbulenta (Tinterri *et al.*, 2003).

Em geral os litossomas de preenchimento de canais possuem atributos internos e dimensões limitadas e seus registros não atingem grandes espessuras. As camadas deste elemento são interconectadas somente pelos eixos dos canais, sendo parcialmente segregadas.

Os depósitos deste elemento estão incisos em depósitos dos demais elementos arquiteturais, ocorrendo sobre os Depósitos de lençóis de areia distais e interdigitados com corpos de Depósitos de lençol de areia proximal. A associação de camadas acanaladas foi gerada durante eventos gravitacionais multifásicos confinados a canais (*multistory channel*).

Os corpos deste elemento são formados pelo preenchimento de canais pouco profundos e de extensões laterais relativamente limitada. As pequenas dimensões dos canais associada à ausência de depósitos de diques marginais e depósitos de *overbank* permitem classificar estes depósitos como depósitos de canais distributários.

#### *ARENITOS AMALGAMADOS - DEPÓSITOS DE LENÇOL DE AREIA PROXIMAL*

Os depósitos de lençóis de areia proximal são caracterizados por extensos corpos de arenito de geometria plano-convexa. Este elemento consiste de sucessivas alternâncias entre camadas de arenitos maciços e laminados cujo empilhamento atinge espessuras entre 10 m e 70 m (Fig. 6.13A e B). Individualmente, as camadas são extensas e homogêneas, possuindo mais de 7 km de extensão lateral sem alterações de suas propriedades litológicas. Em escala de afloramento as camadas aparentam ser tabulares, devido a alta razão entre a largura e a espessura destes corpos. Corpos amalgamados são freqüentes, às vezes formando pacotes areníticos de até 4 m.

Dois tipos principais de camadas constroem este elemento: i) arenitos bipartidos e ii) arenitos laminados.

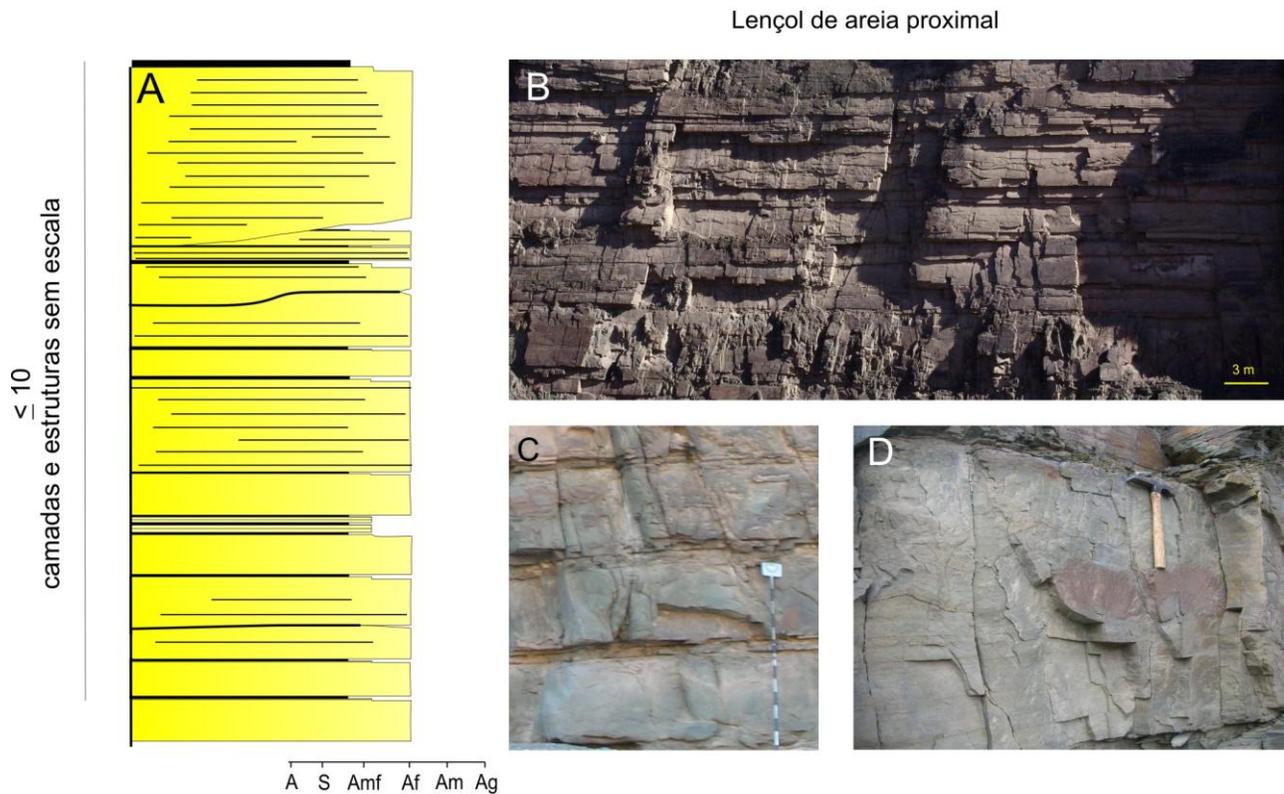
Os arenitos bipartidos são formados por corpos individuais de espessura variando de 0,2 m a > 2 m. Estas camadas são constituídas por duas porções distintas bem definidas: uma porção basal maciça e outra superior composta por laminações plano-paralelas (Fig. 6.13C). A porção basal é constituída por arenito fino, verde acinzentado. Os grãos são subangulosos a subarredondados e moderadamente selecionados. O nível superior é formado pela intercalação de

arenito fino e muito fino, sendo caracterizado pela presença de estruturas sedimentares como laminações plano-paralelas, marcas onduladas de corrente e marcas de ondulas de corrente cavalgantes. Normalmente as estruturas estão dispostas, da base para o topo: laminação plano-paralela, marcas onduladas e de lamina planares de siltitos arenosos. A porção maciça é mais espessa que a porção laminada, geralmente atingindo 70% da espessura total da camada. Em algumas ocasiões o nível superior não ocorre, sendo o contato com a camada sobrejacente marcado por um nível delgado (0,1 a 1,0 cm) de material pelítico arenoso sem estruturas aparentes. Na base, o contato pode ser marcado por feições erosivas, estruturas de sola como marcas de ranhuras (*groove cast*) e turboglifos (*flute cast*) aparecem ocasionalmente.

As camadas bipartidas são geradas a partir de um fluxos gravitacionais bipartidos, compostos por uma componente basal densa (fluxos de densidade concentrados) e uma componente turbulenta mais diluída (*turbidity currents latu senso*). A presença de marcas onduladas sobre as laminações plano-paralelas, observada muitas vezes nesta litofácies, é resultado de uma depleção gradual da energia do fluxo turbulento (*waning flow*) durante o processo deposicional.

As camadas de arenitos laminados são constituídas por arenitos finos a muito finos de coloração levemente esverdeada, com grãos sub-arredondados a sub-angulosos moderadamente selecionados. Uma das características principais destas camadas é a presença, às vezes abundante, de restos fósseis vegetais. Os arenitos laminados podem ser agrupados em corpos com laminação plano-paralela bem caracterizada e camadas com laminações difusas. No primeiro tipo, a laminação plano-paralela é caracterizada por *sets* de lâminas delgadas, de espessuras variando entre 0,2 a 2 cm, e contínuas, orientadas paralelamente ao acamamento (Fig. 6.13D). Comumente, as lâminas são definidas por súbitas alternâncias das características dos sedimentos, que passam de grãos de areia fina para uma associação de areia muito fina, silte, minerais pouco densos (como clorita, muscovita e biotita) e restos de fósseis vegetais. Esta associação de sedimentos se concentra em níveis muito delgados, geralmente <1 mm. Nestas camadas pode haver uma porção superior, geralmente pouco espessa (>10 cm), constituída por um material mais fino (areia muito fina e pelito arenoso) contendo lamina plano-paralela e marcas onduladas de corrente. O segundo tipo de camada é formado por arenito fino, com espessura variando entre 0,15 m e 1,0 m, contendo como estrutura peculiar uma laminação plano-paralela pouco evidente. Esta laminação é marcada pela sutil alternância de granulação, entre areia fina e areia fina –

muito fina. Marcas onduladas de corrente e lâminas paralelas de areia muito fina e pelito arenoso podem ocorrer no topo.



**Figura 6. 13.** Elemento arquitetural de Arenitos amalgamados interpretados como lençóis de areia proximal. (A) Esquema estratigráfico do elemento. As camadas e as estruturas não estão em escala. (B) Sucessão de camadas de arenitos amalgamados, de geometria tabulares, às vezes apresentando formas levemente lenticulares. (C) Arenitos bipartidos, com uma porção basal composta de arenitos finos, sem estruturas, e uma porção superior com arenitos muito finos, com estruturas de tração. (D) Camada de arenito fino contendo estratificação plano-paralela. O contato entre as laminas é abrupto, às vezes contendo restos de fosseis vegetais. Martelo: 30 cm.

**Figure 6. 13.** Amalgamated sandstone architectural element interpreted as proximal sheet sand. (A) Stratigraphic sketch of this element, the structures and the beds are not in scale. (B) Stacked succession of amalgamated sandstone beds with tabular geometry, sometimes showing a pinch out geometry. (C) Bipartite sandstone beds characterised by lower structureless fine grained portion and a very fine portion with tractive structures. (D) Fine grained sandstone showing planar lamination. The contacts between laminas are abrupt, sometimes showing vegetal fossils between the laminas. Hammer: 30 cm.

Os arenitos laminados são formados pela atuação de fluxos turbulentos (*lato sensu*). Laminação plano-paralela contendo mudanças bruscas de granulação é interpretada como sendo formada em condições de *upper-stage plane beds* (*sensu* Bridge & Best, 1988; Paola *et al.*, 1989).

Os arenitos laminados frequentemente apresentam estruturas convolutas. Laminações convolutas e estruturas almofadadas são as estruturas mais comuns. Embora estas ocorram obliterando estruturas pretéritas, muitas vezes marcas onduladas de corrente e laminação plano-paralela podem ser reconhecidas. As estruturas convolutas são estruturas de deformação em sedimentos não compactados, sua gênese é associada fenômenos de instabilidade que atuam durante ou após a deposição, que são resultado de um gradiente gravitacional instável decorrente da saturação e escape de água nos sedimentos.

A interestratificação das camadas areníticas maciças e laminadas configura este elemento. Os depósitos de lençol de areia proximal não apresentam nenhuma tendência vertical, caracterizando uma deposição sedimentar episódica. Seus depósitos ocorrem interdigitados com litossomas de lençol de areia distal ou bordejando o elemento de depósitos canalizados. Comumente ocorre um padrão de empilhamento tipo ciclos de compensação (Mutti & Sonnino, 1981).

Os depósitos de lençóis de areia representam depósitos formados na terminação (desembocadura) de canais distributários durante o *bypass* do fluxo. A alta razão largura/espessura dos depósitos deste elemento indica que os litossomas foram gerados por fluxos desconfinados. As camadas de arenitos bipartidos tendem a ocorrer nas regiões mais próximas à desembocadura dos canais, enquanto que as camadas estratificadas ocupam porções mais distais.

#### *ARENITOS DELGADOS - DEPÓSITOS DE LENÇOL DE AREIA DISTAL*

Este elemento arquitetural é constituído por camadas areníticas de granulometria fina (areia muito fina e silte) que são organizadas em pacotes com espessuras variando entre 2 m e 20 m (Fig. 6.14A e B).

As camadas são sutis e formam corpos sedimentares extensos que podem ser traçados em afloramentos por mais de 500 m. Geralmente as espessuras destas camadas variam entre 4 e 5 cm, porém podem ultrapassar 10 cm.

A baixa razão entre a espessura e a largura dos corpos fornecem a eles um aspecto tabular, porém as camadas apresentam um discreto adelgaçamento em direção às suas extremidades laterais formando lentes extensas.

As camadas possuem coloração cinza escura com tons esverdeados. Internamente, elas são formadas pela intercalação de arenito muito fino com material pelítico. A ótima seleção dos grãos e alta maturidade composicional são suas as principais características.

Dois tipos de camadas integram o elemento arquitetural. Um constituído por lamina plano-paralelas, que podem ser levemente sinuosas, e o outro caracterizado por corpos areníticos lenticulares formados por marcas de corrente e marcas cavalgantes sobrepostos por lamina plano-paralela de arenito muito fino e pelito arenoso. Marcas de corrente isoladas (*starved ripples*), geradas por um suprimento insuficiente de sedimentos, também estão presentes e possuem entre 0,5 e 2,0 cm de espessura (Fig. 6.14C e D). No topo das camadas pode haver uma gradação ascendente entre arenito siltooso e siltito. Às vezes, tal gradação é indistinta caracterizando contatos bruscos entre as camadas. Estruturas convolutas ocorrem em algumas camadas.

Os corpos sedimentares deste elemento, bem como suas estruturas sedimentares internas, são gerados pela atuação de fluxos gravitacionais turbulentos de baixa concentração (correntes turbidíticas *sensu stricto*). O aspecto tabular das camadas denota fluxos em condições não confinadas.

Este elemento pode ser atribuído como depósitos de lençóis de areia distais, gerados nas regiões frontais dos lençóis de areia (lobos). Embora extensos, os litossomas deste elemento possuem características internas e externas homogêneas, conservando propriedades faciológicas e petrofísicas, como permeabilidade e porosidade.

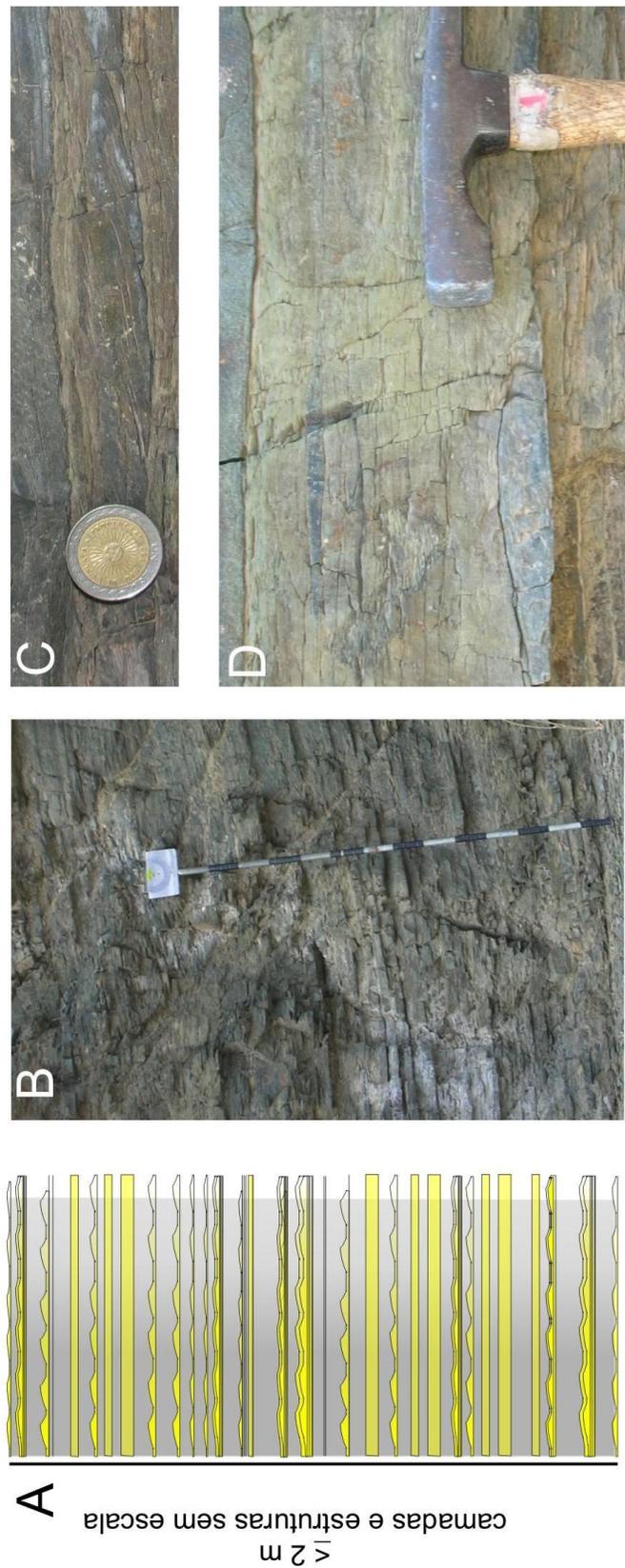
Os litossomas deste elemento interdigitam-se com depósitos do elemento de lençol de areia proximal.

### **Arquitetura do Sistema Depositional de Água Profunda Rico em Areia.**

As principais características dos sistemas de rampa submarina rica em areia são: i) ausência quase completa de sedimentos pelíticos, ii) pouca variedade de elementos arquiteturais e iii) organização simples entre os elementos arquiteturais.

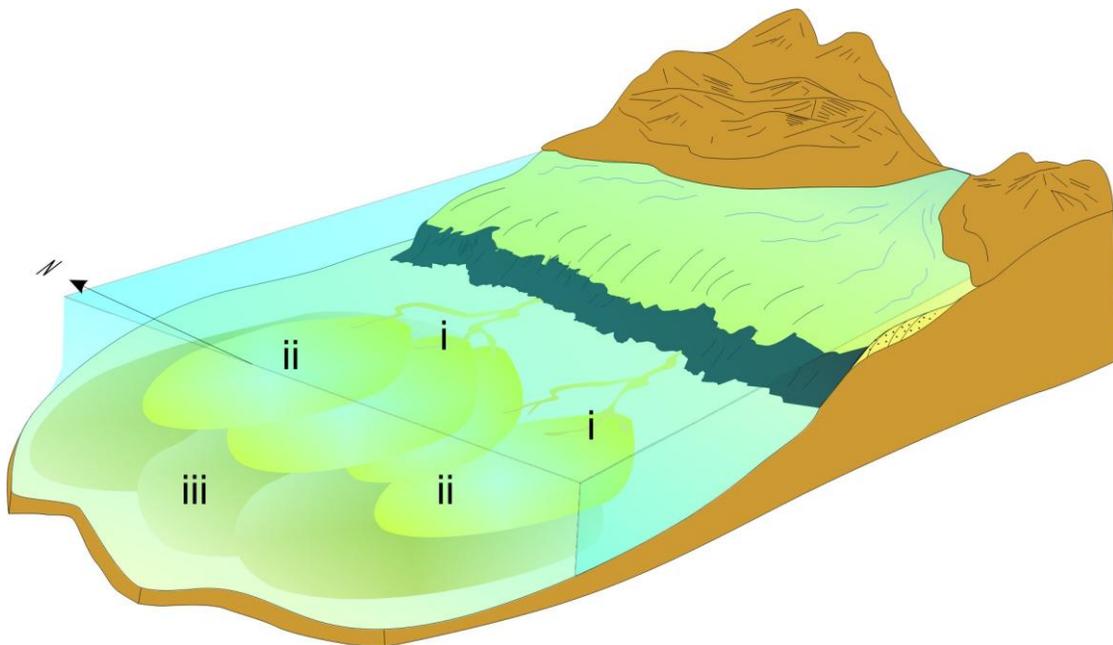
Três elementos arquiteturais foram reconhecidos, sendo eles formados por: **Depósitos de canais distributários**, **Depósitos de lençol de areia proximal** e **Depósitos de lençol de areia distal**. Estes elementos caracterizam a porção medial-distal do sistema de rampa submarina profunda, na transição entre os canais distributários e as porções distais dos lençóis de areia (Fig. 6.15).

Lençol de areia distal



**Figura 6. 14.** Elemento arquitetural de Arenitos delgados interpretados como lençóis de areia distal. (A) Esquema estratigráfico do elemento. As camadas e as estruturas não estão em escala. (B) Sucessão de camadas de arenitos muito finos à arenitos siltosos. As camadas são pouco espessas, geralmente <10cm. (C) Estrutura de marca ondulada de corrente isolada sobreposta por arenito siltoso. (D) Sets de camadas lenticulares de arenitos muito fino com estruturas de marcas onduladas de corrente isoladas sobrepostas por laminas de arenitos siltosos. Moeda 1,8 cm; Cabeça do martelo: 8 cm.

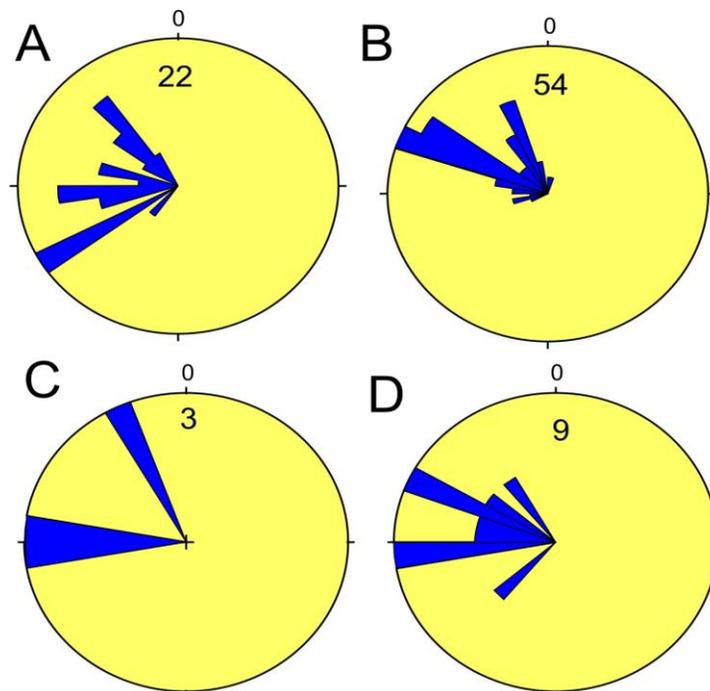
**Figure 6. 14.** Sandstone and thin mudstone beds interpreted as distal sand sheet. (A) Stratigraphic sketch of this element, the structures and the beds are not in scale. (B) Stacked succession of thinly bedded very fine sandstones. Individual beds are generally <10cm. (C) Starved ripple structure in very fine sandstone covered by silty sandstone. (D) Sets of very fine sandstone with presence of staved ripples marks on the basal portion of the beds and silty sandstone with planar to undulated laminations on the top. Coin: 1,8 cm; Hammer head: 8 cm.



**Figura 6. 15.** Esquema da distribuição dos elementos arquiteturais e hipotética reconstrução do sistema deposicional da Formação Punta Negra. i) Depósitos de preenchimento de canal; ii) Depósitos de lençol de areia proximal; iii) e Depósitos de lençol de areia distal.

**Figure 6. 15.** Sketch of the architectural elements distribution and hypothetical reconstruction of the Punta Negra Formation depositional system. i) Channel deposits; ii) Proximal sand sheet deposits; iii) Distal sand sheet deposits.

As análises de paleocorrentes, realizadas nos três elementos arquiteturais, mostraram uma direção preferencial de evolução do paleofluxo de leste para oeste. Os indicadores utilizados foram estruturas de marcas onduladas de correntes e marcas de sola. Embora os dados apresentem uma direção preferencial, há uma pequena dispersão dos dados entre N248-329(Fig. 6.16).



**Figura 6. 16.** Dados de paleocorrentes dos elementos arquiteturais da Formação Punta Negra. (A) afloramento 1, direção de foresets de marcas onduladas de corrente e de marcas de sola dos elementos de Depósito de lençóis de areia proximal e Depósito de lençóis de areia distal. (B) Afloramento 2, direção de foresets de marcas onduladas de corrente e de marcas de sola dos elementos de Depósito de lençóis de areia proximal e Depósito de lençóis de areia distal. (C) Afloramento 3, direção de foresets de marcas onduladas de corrente de Depósito de lençóis de areia distal. (D) Afloramento 4 direção de foresets de marcas onduladas de corrente e de marcas de sola dos elementos de Depósito de canais e Depósitos de lençóis de areia proximal.

**Figure 6. 16.** Palaeocurrent data from the different architectural elements of Punta Negra Formation. In figures A-D the numbers are the measured data. (A) Outcrop 1, sandy ripples foresets directions and sole marks from Proximal sand sheet deposits and Distal sand sheet deposits architectural elements. (B) Outcrop 2, sandy ripples foresets directions and sole marks from Proximal sand sheet deposits and Distal sand sheet deposits architectural elements. (C) Outcrop 3, sandy ripples foresets directions from Distal sand sheet deposits architectural element. (D) Outcrop 4, sandy ripples foresets directions and sole marks from Channel and Proximal sand sheet deposits architectural elements.

Os **Depósitos de canais** constituem aproximadamente 20% das sucessões estudadas. Este elemento constitui a porção mais proximal do sistema estudado, sendo formado por espessas camadas de arenito médio-fino. Apesar deste fato, ele não constitui corpos reservatórios contíguos muito amplos, possuindo espessuras até 40 m e larguras que não ultrapassam 300 m.

As significativas variações de propriedades litológicas e geométricas dos corpos que ocorrem a distâncias laterais relativamente curtas são características importantes nos reservatórios de

canais. Os **Depósitos de canais** são circundados por corpo areníticos de **Depósitos de lençóis de areia proximal**.

Os **Depósitos de lençóis de areia proximal** formam aproximadamente 44% das seções estudadas e são frequentemente interestratificados com **Depósitos de lençóis de areia distal**. Este elemento forma extensos (>7 km de largura) e espessos (até 70 m de espessura) reservatórios. As litofácies são homogêneas, não mostrando grandes mudanças petrofísicas dentro de uma mesma camada. As pequenas variações petrofísicas que ocorrem nestas litofácies se devem principalmente a presença de níveis areníticos siltosos e pelito arenoso na porção superior de algumas camadas. Estes níveis que podem proporcionar variações verticais de permeabilidade e porosidade.

Apesar de conterem quantidades muito baixas de sedimentos pelíticos, os **Depósitos de lençóis de areia distais** representam os sedimentos mais finos do sistema profundo da FPN. Estes formam corpos extensos e pouco espessos raramente ultrapassando 2 m de espessura. Entre seus principais atributos destacam-se a homogeneidade das litofácies e a excelente seleção dos grãos. Os corpos gerados nas frentes dos lençóis de areia possuem uma permeabilidade vertical menor devido à presença de sedimentos na fração silte entre as camadas de areia.

## **DIFERENÇAS DOS DOIS SISTEMAS DE RAMPA NA GERAÇÃO DE RESERVATÓRIOS**

Os elementos arquiteturais descritos nos dois sistemas deposicionais mostram alguns pontos em comum e muitas divergências. Consequentemente, forma, dimensão, conectividade e capacidade de formar complexos de trapas em sistema petrolíferos são marcadamente diferentes.

A maior similaridade entre os dois sistemas consiste em ser atribuídos a sistemas de rampa, pois ambos são caracterizados por múltiplos distribuidores de sedimentos ao longo de uma margem.

As numerosas diferenças são assim resumidas: i) dimensões da bacia; ii) percentual de distribuição de pelito; iii) gama de difusão das classes granulométricas e tipos de fluxos gravitacionais; iv) tipo dos elementos arquiteturais e caracterização dos reservatórios; v) distribuição espacial dos elementos arquiteturais e conectividade dos reservatórios.

A discrepância na magnitude dos dois sistemas deposicionais se constitui numa das diferenças mais marcantes. Os depósitos de água profunda da UA estendem-se só por uma

limitada porção da Bacia do Itajaí, que cobre uma área inferior a 100 km<sup>2</sup>. Por outro lado, a distribuição areal em afloramento da FPN é maior que 1.000 km<sup>2</sup>. Sistemas deposicionais com escalas tão díspares implicam em diferenças no tamanho dos sistemas de alimentação, no espaço disponível para sedimentação, no volume de sedimento envolvido e, conseqüentemente, refletindo nas dimensões dos reservatórios neles contidos.

Outra diferença importante entre os dois modelos é a distribuição de pelito: no modelo da UA a percentual de difusão dos pelitos é superior a 80%, quando no modelo da FPN não supera 10%. A presença de argila influencia velocidade e inércia dos fluxos gravitacionais, permitindo a construção de sistemas deposicionais alongados na direção das paleocorrentes. A relação comprimento:largura do modelo derivado da UA é maior que no modelo derivado da FPN. Além disso, a maior difusão de pelito determina uma menor distribuição, em percentual, dos reservatórios e gera barreiras de permeabilidade internas e externas dos corpos reservatórios.

O sistema da UA mostra uma maior distribuição da gama das classes granulométricas. Este aspecto é associado a uma maior variedade dos mecanismos deposicionais. No sistema da UA foram descritos mecanismos gravitacionais de alta até muito baixa densidade: de fluxos por escorregamento (*slumping*) ou de *flow-slide* até correntes de turbidez de alta diluição. Ao contrário, no sistema da FPN prevalecem só dois tipos de fluxos: fluxos de densidade concentrados e correntes de turbidez com variado grau de diluição. Os tipos de fluxos são associados com as classes granulométricas depositadas e com o grau de seleção dos sedimentos, dessa forma, o sistema da FPN mostra uma maior homogeneidade de características granulométricas e um maior grau de seleção.

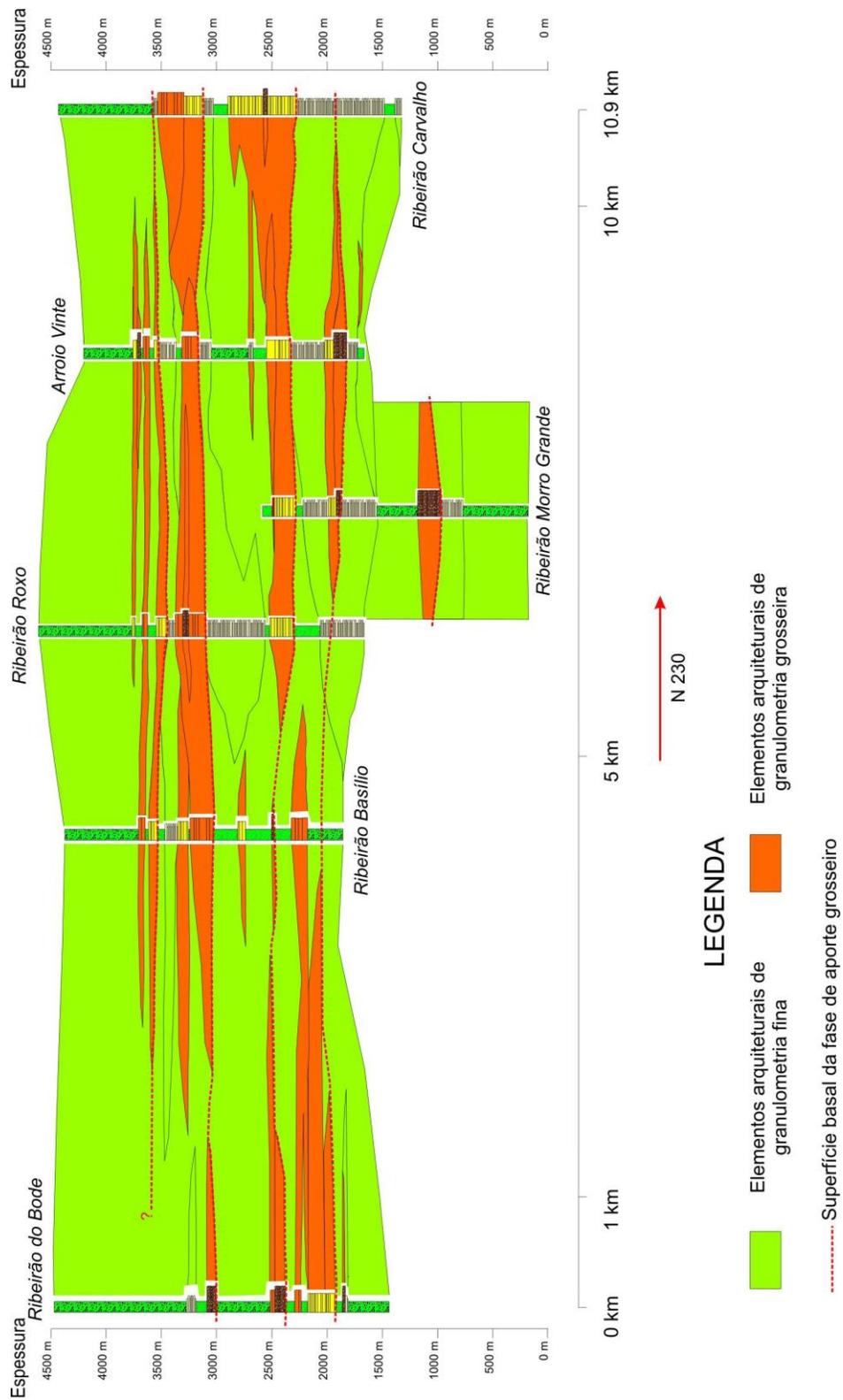
Números e caracteres dos elementos arquiteturais descritos nos dois sistemas são substancialmente diferentes. O modelo derivado da UA mostra cinco elementos, dos quais três são potenciais reservatórios. Os **Arenitos amalgamados**, que correspondem à deposição de lençóis de areia proximais, são os melhores reservatórios sendo constituídos por arenito médio-fino, com boa seleção, camadas com espessura média de 1,5 m, amalgamadas, que formam corpos espessos até 20-200 m, largos até 8 km. **Arenitos com sutis camadas de pelitos**, interpretados como lençóis de areia distal, constituem o segundo tipo de reservatórios em ordem de potencialidade. Estes são formados por pacotes de arenitos amalgamados, espessos até 10 m e largos até 1 km, sendo, entretanto, caracterizados por freqüentes intercalações de **Pelitos e sutis camadas de arenitos**. A parte inferior do elemento **Conglomerados, arenitos e**

**interestratificações de arenitos e pelitos**, interpretada como preenchimento de canal, é o terceiro tipo de reservatórios. As dimensões destes reservatórios são inferiores aos anteriores, os depósitos são mais grossos e menos selecionados, mostrando parâmetros petrofísicos de qualidade inferior.

Os três elementos arquiteturais individualizados no sistema da FPN (**Arenitos Canalizados**, **Arenitos amalgamados** e **Arenitos Delgados**) constituem três corpos reservatórios de ótima qualidade. O elemento **Arenitos amalgamados**, constituído por deposição de lençóis de areia proximais constitui o principal alvo da exploração, sendo constituído por camadas mais espessa de 1 m, amalgamados, que formam litossomas até 70 m espessos e mais de 7 km largos. O elemento **Arenitos delgados**, produzido por deposição de lençóis de areia distais, constitui reservatórios com qualidades melhores de que os análogos da UA. O terceiro elemento arquitetural (**Arenitos canalizados**) é constituído por corpos que preenchem estruturas canalizadas compostas. Este elemento possui características de ótimo reservatório, devido a maior granulometria e alta seleção, porém as dimensões destes elementos (até 40 m espessos e até 300 m largo) são inferiores aos outros dois elementos.

O modelo da FPN apresenta uma melhor distribuição espacial dos reservatórios. Os três elementos arquiteturais descritos por esta unidade mostram uma alta inter-conectividade. De fato, no sistema da FPN não existem barreiras de permeabilidade de relevante importância. Por outro lado, a grande abundância de pelitos no sistema da UA isola os poucos corpos reservatórios e cria ótimos sistemas de trapa. Barreiras de permeabilidade e porosidade observam-se também no interno dos reservatórios, geradas por deposição pelítica durante as fases de interrupção do aporte clástico grosseiro.

Aparentemente a distribuição dos reservatórios no sistema da UA é irregular, sendo controlada por casuais e múltiplos pequenos sistemas de aporte. Porém, um estudo seqüencial (Fig. 6.17), evidencia que a distribuição dos reservatórios concentra-se em cinco intervalos estratigráficos. Ao longo destes intervalos a distribuição, concentração e conectividade dos reservatórios são muito mais altas, podendo assim constituir um importante alvo da indústria de extração de hidrocarbonetos.



**Figura 6. 17.** Diagrama de cerca da UA filtrado para evidenciar os corpos mais grosseiros, potenciais reservatórios, dos elementos mais finos, potenciais rochas selantes.

**Figure 6. 17.** Filtered fence diagram of the architectural elements of the Apiúna Unit (AU). In this picture only the fine-grained architectural elements (Laminated mudstone and slumping deposits - Mudstone and thin sandstone beds) and the coarse-grained architectural elements (Conglomerate, sandstone and mudstone/sandstone interbedding – Amalgamated sandstone - Sandstone and thin mudstone beds) have been distinguished.

Concluindo, o sistema da FPN demonstra ser um sistema muito menos complexo do sistema da UA em relação à qualidade, quantidade e conectividade dos reservatórios. Todavia, no sistema da FPN a carência de depósitos pelíticos determina a quase completa ausência de barreira de permeabilidade e, conseqüentemente, a ausência de um complexo de rochas selantes. Deste ponto de vista, o sistema de Apiúna resulta ser mais completo sendo que rochas selantes são geradas no âmbito no mesmo sistema deposicional.

## CONCLUSÕES

Considerando-se que os sistemas deposicionais de água profunda constituem um objeto de importância estratégica pela indústria petrolífera, foram estudados os afloramentos de dois sistemas de rampa submarina (*sensu* Reading & Richards, 1994) com a finalidade de determinar as características dos potenciais reservatórios. Foi analisado um sistema de rampa rico em pelito, representado pela Unidade de Apiúna (UA), pré-Cambriano do Estado de Santa Catarina, e um sistema de rampa rico em areia, representado pela Formação de Punta Negra (FPN), Devoniano da Pré-Cordilheira Argentina.

O estudo de análogos foi feito mediante o uso de elementos arquiteturais, porque estes permitem o melhor reconhecimento de corpos reservatórios. Cinco elementos arquiteturais foram identificados na UA. Dois deles (**Pelitos laminados e depósitos de escorregamento (*slumping*)**, **Pelitos e sutis camadas de arenitos**), que respectivamente correspondem a um sopé lamoso (*muddy rise*) e a depósitos de *overbank* ou inter-canal, constituem um sistema de rochas selantes. Os elementos arquiteturais identificados com os reservatórios são: **Arenitos amalgamados**, **Arenitos com sutis camadas de pelitos**, **Conglomerados, arenitos e interestratificações de arenitos e pelitos**. Estes, respectivamente, correspondem a depósitos de lençóis de areia proximais, lençóis de areia distais e canais e diques marginais. Este sistema mostra uma baixa distribuição volumétrica de reservatórios (<20%), que comumente apresentam barreiras internas.

O sistema deposicional da FPN é caracterizado por mais de 90% por areia e, em geral, com alta seleção. Os três elementos arquiteturais reconhecidos formam ótimos reservatórios: **Arenitos canalizados** (depósitos preenchimento de canais), **Arenitos amalgamados** (depósitos de lençol de areia proximal) e **Arenitos delgados** (depósitos de lençol de areia distal). As melhores condições de reservatório localizam-se nos depósitos de lençóis proximais.

Tendo em consideração as propriedades petrofísicas, dimensões e conectividade dos reservatórios o sistema de rampa rico em areia da FPN constitui um sistema deposicional mais atraente pela exploração de hidrocarbonetos. O sistema de rampa rico em pelito, representado pelo sistema deposicional da UA, forma um alvo muito menos atraente pela exploração.

Todavia, o sistema de rampa rica em pelito possui, diferentemente do outro, a capacidade de gerar sistemas de trapas e em determinados intervalos estratigráficos, representados por concentrações de aporte clástico, apresenta uma alta concentração de reservatórios, naturalmente selados pela deposição sucessiva de pelito. Desta forma, se outras condições geológicas não são geradas, sistemas de rampa rica em areia podem possuir baixa capacidade de retenção de hidrocarbonetos.

### ***Agradecimentos***

Este trabalho deve-se ao apoio financeiro da Fapesp (projetos 02/115246, 06/000220) e PRH-ANP15.

Agradecemos Saul Suslick pela oportunidade de contribuir com a nossa pesquisa a este volume e o anônimo assessor pelos comentários úteis para melhorar o texto e para nos deixar refletir.

### **Referências**

- Ambrose, W.A., Tyler, N. e Parsley, M.J. 1991. Facies heterogeneity, pay continuity, and infill potential in barrier-island, fluvial, and submarine-fan reservoirs: example from the Texas Gulf Coast and Midland Basin. *In*: A.D. Miall e N. Tyler (eds.) The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology 3, p.: 13-21.
- Astini, B.A. 1990. Formación Punta Negra: Um abanico submarino o um complejo deltáico de plataforma? *In*: 3ª Reunión Argentina de Sedimentología, 3, *atas* p.13-18.

- Basilici, G. e Martins, J. L. 2004. Architectural reinterpretation and acoustic facies of the lower portion of the Apiúna Unit (Cambrian deep-water depositional system, Santa Catarina State, Brazil). *Rev. Bras. Geoc.*, **34(3)**:335-346.
- Basilici, G. 2006. Depositional mechanisms and architecture in an pre-early Cambrian deep-water ramp (Apiúna Unit, South Brazil). *Sedimentary Geology*, **187**:183-204.
- Bouma, A.H. 2000. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*, **17**:137-143.
- Bouma, A.H. 2004. Key controls on the characteristics of turbidite systems, *In*: S. A. Lomas and J. Philippe (eds.) *Confined turbidite systems: Geological Society (London) Special Publication*, 222, p.: 9–22
- Bridge, S. e Best, J.L. 1988. Flow, sediment transport and bedform dynamics over the transition from dunes to upper-stage plane beds : implications for the formation of planar laminae. *Sedimentology*, **35**:753-763.
- Bustos, U. 1996. Modelo sedimentário alternativo para el Devónico de la Precordillera central sanjuanina: Formación Punta Negra. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **3**:17-30.
- Gonzales Bonorino, G. e Middleton, G.V. 1976. A Devonian submarine fan in western Argentina. *Journal of sedimentary Petrology*, **46(1)**:56-69.
- Bustos, U. e Astini, R. A. 1997. Formación Punta Negra: análisis secuencial y evolución de la Cuenca Devónica Precordillerana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **4**:97-109.
- Gonzales Bonorino, G. e Middleton, G.V. 1976. A Devonian submarine fan in western Argentina. *Journal of sedimentary Petrology*, **46(1)**:56-69.
- Kirschner, R.H. e Bouma, A.H. 2000. Characteristics of a distributary channel-levee-overbank system, Tanqua Karoo. *In*: A.H. Bouma, e C.G. Stone (eds.) *Fine-Grained Turbidite Systems. AAPG, Memoir 72. SEPM, Special Publication 68*. p.: 279-289.
- Kneller, B.C. 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. *In*: A.J. Hartley & D.J. Prosser (eds.) *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 94, p.:31-49.
- Krebs, J.A.S., Caldasso da, S.A.L., Lopes da, C.R. e Camozzato, E. 1988. Interpretação preliminar da seqüência deposicional da Bacia do Grupo Iatajá na área da Folha Botiverá - SC. *In* 35° Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Pará, 2, *Atas*, p. 592-605.

- Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of sedimentary Petrology*, **52**:279-297.
- Mattern, F. 2005. Ancient sand-rich submarine fans: depositional systems, models, identification, and analysis. *Earth-Science Reviews*, **70**:167-202.
- Mulder, T. e Alexander, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, **48**:269-299
- Mutti, E. 1977. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain), *Sedimentology*, **24**:107-131.
- Mutti, E. e Sonnino, M. 1981. Compensation cycles: a diagnostic feature os turbidite sandstone lobes. *In* R. Valloni, A. Colella, M. Sonnino, E. Mutti, G.G. Ori (eds.) *Abstr. Int. Assoc. Ademient., 2nd Europ. Reg. Mtg., Bologna*, p.:120-123.
- Mutti, E. e Normark, W.R. 1991. An integrated approach to the study of turbidite systems, *In*: P. Weimer and M.H. Link (eds.) *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems*. New York, Springer-Verlag, p.:75-106
- Paola, C., Wiele, S.M. e Reinhart, M.A. 1989. Upper-regime parallel lamination as the result of turbulent sediment transport and low-amplitude bed forms. *Sedimentology* **36**:47-59.
- Pickering, K.T., Clark, J.D., Smith, R.D.A., Hiscott, R.N., Ricci Lucchi, F. e Kenyon, N.H. 1995. Architectural elements analysis of turbidite systems, and selected topical problems for sand-prone deep-water systems. *In*: K.T. Pickering, R.N. Hiscott, N. H. Kenyon, F. Ricci Lucchi, R.D.A. Smith (eds.), *Atlas of deep Water Environments*. Chapman & Hall, London, p.:1-11.
- Posamentier, H.W. e Walker, R.G. 2006. Deep-water turbidites and submarine fans. *In*: H.W. Posamentier e R.G. Walker (eds.) *Facies model revisited*. SEPM, Spec. Publ., 84, p.:397-520.
- Reading, H.G. e Richards, M.T. 1994. Turbidite systems in deep water basin margins classified by grain-size and feeder system. *AAPG Bull.*, **78**:792-822.
- Richards, M.T. 1996. Deep-marine clastic systems. *In*: D. Emery & K.J. Myers (eds.) *Sequence stratigraphy*, Blackwell Science, p.:178-210.
- Rigon, F.C. 1993. Petrologia e proveniência dos depósitos turbidíticos da Bacia de Itajaí, Estado de Santa Catarina, Brasil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Ouro Preto, 170 p.

- Rostirolla, S.P., Ahrendt, A., Soares, P.C. e Carmignani, L. 1999. Basin analysis and mineral endowment of the Proterozoic Itajaí Basin, south-east Brazil. *Basin Research*, **11**:127-142.
- Shanmugam, G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): Deep-water Processes and Facies Models: a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, **17**:285-342.
- Slatt, R.M. 2000. Why Outcrop Characterization of Turbidite System. In: A.H. Bouma, e C.G. Stone (eds.) *Fine-Grained Turbidite Systems. AAPG, Memoir 72. SEPM, Special Publication 68*, p.:181-185.
- Stanley, D.J. e Maldonado, A. 1981. Depositional models for fine-grained sediments in the western Hellenic Trench, eastern Mediterranean. *Sedimentology*, **28**:273-290.
- Stow, D.A.V. e Mayall, M. 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21<sup>o</sup> Century. *Marine and Petroleum Geology*, **17**:125-135.
- Stow, D.A.V. e Johansson, M. 2000. Deep-water massive sands: nature, origin and hydrocarbon implications. *Marine and Petroleum Geology* **17**:145-174.
- Surlick, F. 1987. Slope and Deep Shelf Gully Sandstones, Upper Jurassic, East Greenland. *AAPG Bulletin*, **71**:464-475.
- Tinterri, R., Drago, M., Consonni, A., Davioli, G. e Mutti, E. 2003. Modelling subaqueous bipartite sediment gravity flows on the basis of outcrop constraints: first results. *Marine and Petroleum Geology*, **20**: 911-933.
- Tyler, N. e Finley, R.J. 1991. Architectural control on the recovery of hydrocarbon from sandstone reservoirs. In: A.D. Miall e N. Tyler (eds.) *The three dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 3, p.:1-5.
- Tyler, N. 1988. New oil from old field. *Geotimes*, **33(7)**:8-10.
- Walker, R.G. 1975. Nested submarine channels at San Clemente, California. *Geological Society of America, Bulletin*, **86**: 915-924.