

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

GUILHERME ARRUDA SOWEK

CARACTERIZAÇÃO DE HETEROGENEIDADES EM RESERVATÓRIOS FLUVIAIS A
PARTIR DO ESTUDO DE ANÁLOGO NA FORMAÇÃO RIO DO RASTO, BACIA DO
PARANÁ

CURITIBA

2013

GUILHERME ARRUDA SOWEK

CARACTERIZAÇÃO DE HETEROGENEIDADES EM RESERVATÓRIOS FLUVIAIS A
PARTIR DO ESTUDO DE ANÁLOGO NA FORMAÇÃO RIO DO RASTO, BACIA DO
PARANÁ

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Geologia, no Curso de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, da Universidade federal do Paraná.

Orientador Prof. Dr. Fernando Farias Vesely

Co-Orientador Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes

Co-Orientador Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira

CURITIBA

2013

SUMÁRIO

RESUMO	1
ABSTRACT	1
1. INTRODUÇÃO	2
1.1. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA.....	2
1.2. OBJETIVOS	3
1.3. LOCALIZAÇÃO	5
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	5
2.1. POROSIDADE EM ROCHAS SILICICLÁSTICAS.....	5
2.1.1. Relação Porosidade-Permeabilidade-Textura	7
2.1.2. Alteração da porosidade pela diagênese.....	7
2.2. GEOMETRIA, ARQUITETURA E HETEROGENEIDADES DE RESERVATÓRIOS	9
2.3. MODELOS DE ARQUITETURA FLUVIAL	11
2.4. GEOLOGIA REGIONAL.....	14
2.4.1. Bacia do Paraná	14
2.4.2. Formação Rio do Rasto.....	14
3. MÉTODOS	18
3.1. ANÁLISE DE FÁCIES	18
3.2. CONFECÇÃO DE FOTOMOSAICOS.....	19
3.3. LEVANTAMENTO GAMAESPECTROMÉTRICO	20
3.4. PETROGRAFIA DOS ARENITOS.....	21
3.5. DETERMINAÇÃO DAS PROPRIEDADES PETROFÍSICAS A PARTIR DE MICROTOMOGRAFIA COMPUTADORIZADA.....	22
4.1. ASSINATURA GAMAESPECTROMÉTRICA DE DEPÓSITOS FLUVIAIS: ESTUDO DE CASO NA FORMAÇÃO RIO DO RASTO, PERMIANO SUPERIOR DA BACIA DO PARANÁ	25
4.2. RESERVOIR HETEROGENEITY OF MIXED-LOAD FLUVIAL POINT BARS: AN OUTCROP CASE STUDY FROM THE LATE PERMIAN MORRO PELADO MEMBER, EASTERN PARANÁ BASIN, BRAZIL	47
5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	70

Resumo

O estudo de reservatórios análogos baseia-se na comparação de dados de afloramentos com informações obtidas em subsuperfície, essas comparações auxiliam na interpretação da arquitetura de corpos sedimentares, permitindo fazer considerações mais precisas quanto às variações das propriedades petrofísicas do reservatório. Reservatórios de origem fluvial apresentam elevada heterogeneidade, dificultando sua caracterização através de dados sísmicos e de poços em subsuperfície. O objetivo deste trabalho é comparar assinaturas gamaespectrométricas com variações de granulometria e elementos deposicionais de afloramentos fluviais de barra em pontal de carga mista do Permiano Superior da Formação Rio do Rasto da Bacia do Paraná. Com a finalidade de verificar as heterogeneidades dos afloramentos estudados, foram realizadas: a) análises de fácies; b) análise dos elementos deposicionais; c) investigação petrofísica através de microtomografia computadorizada e descrição de lâminas delgadas e d) levantamento de perfis gamaespectrométricos visando caracterizar as log fácies e verificar a correlação das assinaturas observadas em campo com perfis de poços próximos da área de estudo. As barras em pontal descritas são caracterizadas por uma alternância métrica entre arenitos mal selecionados e pelitos. Três hierarquias de heterogeneidade foram observadas em afloramento delimitadas por superfícies limítrofes. Os perfis gamaespectrométricos evidenciaram as variações granulométricas dos afloramentos e os distintos elementos deposicionais, assim como o perfil em sino em algumas partes, típico dos depósitos fluviais. Apesar das variações nas assinaturas de cada perfil, foram correlacionadas várias log fácies com poços. Nas lâminas delgadas foram registradas uma intensa compactação e cimentação dos grãos, associados à quantidade de matriz deposicional, intraclastos e sobrecrecimento de grãos de quartzo, os quais controlam a porosidade. As porosidades calculadas pela microtomografia apresentam uma distribuição sem nenhum padrão específico dentro da barra o que demonstra o complexo controle dos fatores deposicionais e diagenéticos dentro das barras em pontal.

Abstract

The study of analogous reservoirs is based on the comparison of outcrop data with information obtained in subsurface. These comparisons help on the interpretation of the architecture of sedimentary bodies, allowing to make more accurate considerations in the petrophysical variations of a reservoir. Fluvial reservoirs show high heterogeneity, complicating their characterization from the seismic survey and wells data. The aim of this research is to compare outcrop log signatures with grain size trends and depositional elements of the fluvial deposits of the Late Permian Rio do Rasto Formation from the Paraná Basin. With the purpose of describing the outcrop anisotropy the exposures were covered by: a) detailed facies analysis b) depositional elements analysis, c) petrophysical investigation by X-ray computed microtomography and petrography analysis and d) spectral gamma ray logs to characterize the log facies and verify the correlation between the outcrop and the log data near the area of study. The fluvial point bars were characterized by a meter-scale alternation between poorly sorted, fine to medium grained sandstones and mudstone/heterolithic strata. Three hierarchies of reservoir heterogeneity were identified by bounding surfaces. The gamma ray data showed the granulometric variation in the outcrop and the different depositional elements, as well as the typical fluvial point bar bell-shaped log was observed only in some parts. Despite the variations in signatures of each log, different log facies with wells were correlated. In the thin sections an intense compaction and cementation was seen, associated with content of depositional matrix, intraclasts and quartz overgrowth which control the variation of porosity. The total porosity has a random distribution throughout the point bar deposits, which demonstrates the complex control of depositional and diagenetic factors inside the point bars.

1. INTRODUÇÃO

1.1. Caracterização do problema

Depósitos fluviais constituem importantes reservatórios de petróleo, no entanto a definição da arquitetura fluvial em subsuperfície é tarefa difícil, pois muitas heterogeneidades ocorrem em escalas não detectáveis por dados sísmicos e perfis de poços. Heterogeneidades deposicionais, diagenéticas e estruturais dentro do reservatório são os principais problemas para o desenvolvimento e produção de campos de petróleo, pois controlam a distribuição tridimensional dos parâmetros petrofísicos (porosidade e permeabilidade) e barreiras ao fluxo de fluídos.

O estudo de afloramentos análogos permite a aquisição de informações da arquitetura fluvial, bem como das variações petrofísicas na escala de fácies e elementos deposicionais, o que muitas vezes não é possível a partir de poços com espaçamento de centenas a milhares de metros. Tais informações podem ser utilizadas na formulação de modelos preditivos aplicáveis aos reservatórios em subsuperfície.

Trabalhos como os de Hornung e Aigner (1999), Hamilton *et al.* (1998), Pranter *et al.* (2007) e Bongioiolo e Scherer (2010) caracterizam as heterogeneidades em unidades fluviais produtoras e análogas. Esses autores descrevem variações das características petrofísicas desde a escala microscópica (relações entre grãos e cimentos) até a de associação de fácies, e os impactos dessas heterogeneidades na recuperação de hidrocarbonetos.

Diversas bacias no mundo produzem hidrocarbonetos a partir de reservatórios de origem fluvial (Tabela 1.1). Como exemplos, citam-se a Formação Staffjord da Bacia do Mar do Norte (Noruega), o Grupo Sadlerochit na Baía Prudhoe (Alaska) e unidades do Cretáceo Inferior da Bacia Songliao, na China (Miall, 2006). No Brasil, as duas principais unidades fluviais produtoras são a Formação Sergi das bacias do Recôncavo e Sergipe-Alagoas e a Formação Açú da Bacia Potiguar.

Os exemplos consultados na bibliografia demonstram a grande heterogeneidade dos depósitos fluviais. Os arenitos variam de finos a grossos, com seleção ruim a moderada e mineralogicamente maduros a imaturos (quartzoarenitos e sublitoarenitos). Os reservatórios ocorrem tanto em sistemas fluviais de carga de fundo quanto de carga mista. No segundo caso, estão associados a barras em pontal, como, por exemplo, as Formações Patchwarra e Toolachee, no Paleozóico

da Austrália. A porosidade desses reservatórios é extremamente variável, abrangendo valores de 0,3% a 25%, tal como observado nos arenitos feldspáticos da Formação Green River, nos Estados Unidos, onde a diagênese exerce forte controle na permoporosidade.

No presente trabalho são analisadas as heterogeneidades de depósitos fluviais Neopermianos da porção superior da Formação Rio do Rasto (Membro Morro Pelado) em afloramentos do leste de Santa Catarina. A Formação Rio do Rasto é uma das unidades mais bem expostas da Bacia do Paraná. Seus afloramentos de grande extensão lateral e vertical favorecem o estudo da arquitetura deposicional mediante a confecção de fotomosaicos.

Os depósitos estudados constituem fácies de barras em pontal, ou seja, elementos deposicionais de preenchimento de canais com elevada sinuosidade. A caracterização das heterogeneidades se realizou através do levantamento da arquitetura deposicional interna das barras, das fácies e do seu empilhamento, de perfis gamaespectrométricos e dados de porosidade obtidos a partir de microtomografia computadorizada.

Os resultados serão expostos na forma de dois artigos científicos. Um abrangendo a questão das variações gamaespectrométricas dos afloramentos e correlação com dados de poços, submetido para publicação na revista Série Científica e outro artigo abrangendo um estudo análogo de barra em pontal envolvendo as heterogeneidades e características petrofísicas, submetido para publicação na revista Petroleum Geoscience.

1.2. Objetivos

O objetivo principal do trabalho é a caracterização das heterogeneidades de depósitos de barra em pontal do Membro Morro Pelado, da Formação Rio do Rasto, visando sua utilização como análogo a reservatórios fluviais.

Os objetivos específicos são:

- Caracterizar as fácies sedimentares;
- Determinar a arquitetura deposicional;
- Relacionar assinaturas gamaespectrométricas com as fácies;
- Relacionar atributos petrofísicos e diagenéticos com as fácies e as assinaturas gamaespectrométricas;
- Definir os estilos e escalas de heterogeneidades em depósitos de barras em pontal.

Tabela 1.1 Resumo das informações das principais unidades geradoras de hidrocarbonetos em ambientes continentais

Unidade	Idade	Localização	Campo	Oil in place MMbbl Gas in place Tm ³	Produção	referência
Green River	Eoceno	Bacia Uinta (EUA)	Cedar Rim, Altamont, Bluebell, Red Wash	-	+ de 450 MMbbl (produzidos)	Allison e Morgan (1996), Allison (1995), Craig <i>et al.</i> (1999), Morgan (1999)
Wasatch				-		
Fm. Patchwara	Permiano	Bacia Cooper (Australia)	-	170	-	Apak <i>et al.</i> (1997)
Fm. Toolachee						
Fm Hollin	Mesozóico	Bacia Oriente (Equador)	Bermejo	-	5.000 bbl/dia	Lee <i>et al.</i> (2004)
Fm Napo						
Fm Hutton	Jurássico	Bacia Eromanga (Austrália)	Jackson	-	32 MMbbl (produzidos)	Hamilton <i>et al.</i> (1998)
Fm. Kekituk	Mississipiano	Alasca	Endicott	1000	-	Melvin (1993)
Fm Morrow	Penssilvaniano	Bacia Anadarko (EUA)	Postle	495 (toda bacia)	9,5 MMbbl (produzidos)	Wiley (2009), USGS (2011)
Fm Navajo	Jurássico	EUA	Covenant	100	5.500 bbl/dia	Chidsey <i>et al.</i> (2007)
Fm Willian Fork	Cretáceo Superior	Bacia Piceane (EUA)	-	8,5	-	Pranter <i>et al.</i> (2007), Toal (2005)
-	Permiano-Triássico	Província de gás do Mar do Norte	-	-	0,99 Tm ³ (produzidos de gás)	DTI (2003)
Grupo Sherwood	Triássico	Bacias do mar Irlandes	-	-	-	Shannon e Naylor (1998)
Sarir Sandstone (28% do reservatório siliciclástico)	Cretáceo	Bacia Sirte (Libia)	Sarir	6.500	-	Lewis (1990), Ahlbrandt (2001)
Fm Yaojia	Cretáceo	Bacia Songliao(China)	-	-	-	Sun <i>et al.</i> (2007), Zhi (1982), Wanli (1985)
Grupo Brent	Jurássico Médio	Mardo Norte	Strathspey	101	-	Morris <i>et al.</i> (2003)
Fm. Staffjord	Jurássico Inferior	Viking Graben (Mar do Norte)	Staffjord	6.000	630.000 bbl/dia (1990)	Ramm e Ryseth (1996), McDonald e Halland (1993)
Fm Sergi	Jurássico Superior	Bacia do Recôncavo (Brasil)	-	2.276	-	Bongiolo e Scherer (2010)
Fm Açú	Albiano	Bacia Potiguar (Brasil)	Canto do Amaro	116	-	Milani e Araújo (2003), Poletto <i>et al.</i> (2002)

- sem informação; MMbbl- Milhões de barris, Tm³- trilhões de metros cúbicos

1.3. Localização

A área de estudo localiza-se na faixa de afloramentos da sucessão permiana da Bacia do Paraná no leste de Santa Catarina. Foram estudados três afloramentos do Membro Morro Pelado (Formação Rio do Rasto): dois referentes a um estudo detalhada de depósito de barra em pontal (afloramento 1 e 2) e um afloramento onde foi realizado um levantamento de um perfil gamaespectrométrico composto (Figura 1.1).

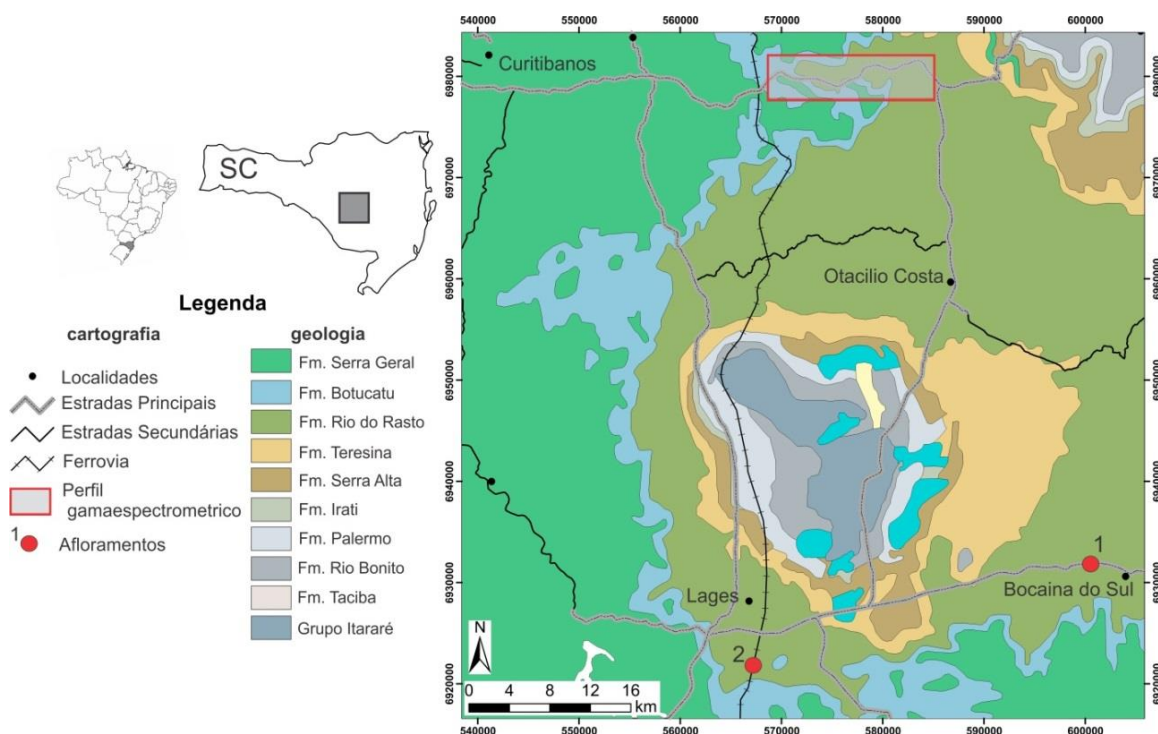


Figura 1.1 Mapa de localização e contexto geológico da área de estudo. Mapa geológico de CPRM (2004)

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Porosidade em rochas siliciclásticas

A porosidade e a permeabilidade são os dois parâmetros mais importantes na análise de reservatórios, pois controlam o volume, a circulação e a recuperação de hidrocarbonetos (Selley 1998, Hartmann e Beaumont 1999, Bjørlykke 2010,).

A porosidade (Φ) é definida como o volume de vazios dentro de uma rocha. É uma expressão de percentagem de fluídos por volume (V_f) comparada com o volume total da rocha mais os fluídos (V_t). É basicamente definida pela seguinte fórmula:

$$\Phi = \left(\frac{V_f}{V_t} \right) \times 100 \quad (1)$$

Associado a porosidade existe o índice de vazios (IV) que é a razão entre a porosidade e o volume dos grãos:

$$IV = \frac{\Phi}{1 - \Phi} \quad (2)$$

A porosidade total da rocha pode ser dividida em tipos distintos de acordo com a conectividade dos poros (Figura 2.1) segundo Selley (1998) em:

Porosidade efetiva- onde há conexão entre os poros e pode ser dividida em:

- a. Poro “*Caternary*”- onde há mais de uma conexão com outros poros,
- b. Poro “*Cul-de-sac*” (ou *dead-end*)- onde há apenas uma conexão no poro.

Porosidade inefetiva- onde os poros são fechados, não estando conectados a outros poros.

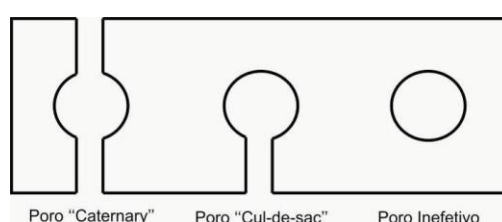


Figura 2.1 esquema ilustrando o tipo de conectividade dos poros (Modificado de Selley 1998).

Também pode ser dividida de acordo com sua origem e forma em que se encontra na rocha (Bjørlykke 2010). Segundo a origem, a porosidade pode ser dividida em primária e secundária.

A porosidade primária refere-se aos espaços originais entre os grãos durante a deposição. Os fatores que controlam a porosidade primária de uma rocha são basicamente o ambiente deposicional e a rocha fonte dos sedimentos, que influenciam diretamente na textura e composição.

A porosidade secundária é a porosidade gerada por fatores posteriores a deposição como, por exemplo, fraturamentos e dissoluções durante o soterramento, diagênese ou soerguimento da bacia. A porosidade é afetada, principalmente, pela diagênese (Hartmann e Beaumont 1999), que pode tanto aumentar quanto diminuir o volume de poros e definir as heterogeneidades num litotipo em escala microscópica (Morad *et al.* 2010).

A porosidade pode ainda ser intergranular (entre os minerais), intragranular (dentro das partículas), por cavidades de dissolução (vugs) ou por de fraturamentos. A relação entre o tipo, origem e forma dos poros pode ser visualizada na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 Forma das porosidades de acordo com sua origem e tipo.

Tipo	Forma
Porosidade primária	Intergranular ou interpartícula
	Intragranular ou intrapartícula
Porosidade secundária	Intercristalina
	Fenestral
	Moldes
	Cavidade
	Fraturas

2.1.1. Relação Porosidade-Permeabilidade-Textura

Os ambientes deposicionais interferem diretamente nos valores de porosidade e permeabilidade, pois controlam características texturais das rochas sedimentares (Selley 1998, Hartmann e Beaumont 1999):

- Formato do grão: porosidade é inversamente proporcional à esfericidade;
- Granulometria: a porosidade é independente da granulometria; a permeabilidade é diretamente proporcional a granulometria;
- Seleção: a porosidade é diretamente proporcional a seleção; a permeabilidade é inversamente proporcional a seleção;
- Empacotamento: o empacotamento teórico de grãos perfeitamente redondos gera os seguintes valores de porosidade: cúbico=48%; romboédrico 26%;
- Orientação dos grãos: permeabilidade horizontal > permeabilidade vertical.

2.1.2. Alteração da porosidade pela diagênese

A diagênese pode modificar a porosidade e a permeabilidade primária da rocha, tanto aumentando esses parâmetros quanto diminuindo. Os principais processos diagenéticos que alteram as características de Φ e k são: compactação mecânica e formação de pseudomatriz, dissolução de grãos, formação de revestimento de minerais, transformação de grãos em caolinita e smectita, cimentação e percolação de águas meteóricas (Bjørlykke 2010, Morad *et al.* 2010).

A diagênese controla diretamente a heterogeneidade numa escala microscópica, pois suas alterações estarão diretamente relacionadas à capacidade de fluxo de fluídos na rocha.

Segundo Bjørlykke (2010), assumindo que os processos diagenéticos são isoquímicos, as propriedades dos reservatórios podem ser previstas a partir das fácies deposicionais e estudos de proveniência, os quais controlam os estágios iniciais da diagênese. Portanto, a interpretação do ambiente sedimentar pode auxiliar na análise e interpretação das heterogeneidades na escala microscópica mesmo numa rocha submetida a elevado grau de diagênese. É importante a definição da mineralogia primária da rocha para saber quais os possíveis processos que estarão envolvidos na diagênese. A Tabela 2.2 resume os principais processos diagenéticos e suas alterações em relação à composição dos grãos.

Tabela 2.2 Resumo das alterações diagenéticas de ϕ e k em diferentes tipos de grãos (modificado de Morad *et al.* 2010)

Tipo de grãos	Alterções diagenéticas comuns	Impactos na Φ e k	Cenário deposicional/tectônico
Quartzo	Dissolução mesodiagenética por pressão e/ou cimentação de quartzo	Preservação de Φ e k até profundidades de cerca de 3km	Bacias intracratônicas, climas úmidos, rochas fontes graníticas, gnáissicas e quartzíticas, fácies eólicas, fluviais e plataformais.
Feldspatos e fragmentos de rochas plutônicas	Dissolução eo e mesodiagenética, gerando poros intragranulares e moldicos; caolinização e albitização	Criação de porosidade secundária; albitização gera perda na permeabilidade	Rifts e bacias de pull-apart, próximas a rochas do embasamento. Comum em todas as fácies.
Líticos: dúcteis (intraclastos de argila, glauconita, argilitos, etc)	Compactação mecânica e formação de pseudomatriz	Elevada perda de Φ e k	Ambientes orogênicos
Líticos: quimicamente instáveis (vulcânicas)	Formação de smectita, clorita, zeólitas, calcita, microquartzo e opala	Elevada perda de permeabilidade	Bacias adjacentes a arcos vulcânicos
Líticos: química e mecanicamente estáveis (chert, quartzite)	Sem alterações significativas	Preservação de Φ e k	Bacias adjacentes a crostas continentais soerguidas ou complexos de subducção
Micas	Aumento da pressão de dissolução	Redução de Φ e k por compactação química	Bacias adjacentes a crostas continentais soerguidas ou arcos orogênicos

Morad *et al.* (2010) descrevem as principais alterações eodiagenéticas e mesodiagenéticas e as relacionam com os impactos na Φ e k. A Tabela 2.3 descreve respectivamente os principais processos eogenéticos e mesogenéticos relacionando-os aos parâmetros controladores, fácies e impactos na qualidade de reservatórios.

Tabela 2.3 Resumo das alterações mais comuns na eodiagênese em arenitos e suas relações com os parâmetros controladores, fácies e impactos na ϕ e k (Modificado de Morad *et al.* 2010)

Processo	Principal parâmetro controlador	Fácies	Impactos na Φ e k
Compactação mecânica e formação de pseudo matriz	Abundância de grãos líticos dúcteis, intraclastos de argilas ou glauconita	Turbiditos, fluvial, arenitos deltaicos	Rápida perda de Φ e k durante o soterramento
Dissolução e caolinização de feldspatos	Abundância de feldspatos, fluxo efetivo de água meteórica	Fluvial, arenitos deltaicos e de foreshore.	Formação de poros intergranulares e moldicos
Cimentação de crescimento de feldspato potássico e revestimento de grãos por argilas de ferro.	Abundância de feldspato potássico	Fluvial, arenitos deltaicos e de foreshore.	Raramente abundante para resultar em perda de permeabilidade
Alteração de fragmento rochosos máficos e felsicos	Proveniência dos sedimentos, atividade vulcânica	todas	-Grãos felsicos-perda de Φ e k -Grãos máficos- pode contribuir para preservação da Φ
Dissolução de grãos de carbonato	Fluxo extensivo de água meteórica (climas úmidos e rochas permeáveis)	Arenitos deltaicos e marinho de plataforma	Aumento da Φ por formação de poros intergranulares e moldicos
Cimentação por calcita, dolomita e siderita	Clima semi-árido em arenitos fluviais e grãos de carbonatos em arenitos deplataforma	todas	Destruição da Φ e k
Infiltração mecânica de argila	Rios entrelaçados e leques aluviais, rios meandantes e ambiente deltaico	Arenitos deltaicos e fluviais	Preservação da Φ por inibir o supercrescimento da cimentação de quartzo

2.2. Geometria, arquitetura e heterogeneidades de reservatórios

Depósitos fluviais apresentam elevado grau de heterogeneidade que interferem na qualidade de um reservatório. Segundo Miall (1988), “heterogeneidades em rochas reservatório são as principais preocupações de engenheiros de desenvolvimento e produção e de geólogos”.

O termo reservatório pode apresentar duas definições diferentes (Hartmann e Beaumont 1999): para os exploracionistas, o termo é aplicado a rochas porosas e permeáveis, independentemente do fluido presente. Para os engenheiros e geólogos de reservatório, o termo é aplicado a rochas que contenham hidrocarbonetos e outros fluidos associados. Como o trabalho em questão é um estudo de análogos, o conceito utilizado é o exploracionista.

A qualidade de um reservatório é definida como sua capacidade de armazenar e transmitir hidrocarbonetos. Essa capacidade vai depender de diversos fatores como a geometria de poros, tamanho da conexão entre poros, volumes de poros, permeabilidade, saturação de água, continuidade lateral e grau de compartimentação (Hartmann e Beaumont 1999). Para os mesmos autores, o reservatório é considerado como um sistema que pode ser subdividido em unidades de fluxo (*flow units*) e *containers*.

As unidades de fluxo são definidas como volumes mapeáveis dentro do reservatório nos quais as propriedades geológicas e petrofísicas que afetam o fluxo são similares (Galloway & Hobday 1996). Os *containers* são um conjunto de unidades de fluxo interconectadas.

Um dos principais objetivos da caracterização de reservatórios é a definição de modelos que possam ser utilizados para prever a distribuição da porosidade, permeabilidade e fluidos através do campo (Selley 1998). Os reservatórios podem apresentar vários graus de heterogeneidade e complexidade geométrica. Existem três modelos/estilos de unidades de fluxo que são utilizados na bibliografia para descrever o grau de heterogeneidade das rochas (Galloway & Hobday 1996). O modelo mais simples é a camada de bolo (*Layer-cake*) que configura superposição de camadas de elevada continuidade lateral. O modelo de complexidade intermediária é o quebra-cabeça (*Jigsaw-puzzle*), que apresenta camadas de continuidade lateral intermediária, com mudanças laterais de fácies. O modelo mais complexo de heterogeneidade é o do tipo labirinto (*Labyrinth*), onde diversos corpos

ocorrem de forma isolada, com baixa continuidade lateral e de distribuição aleatória (Figura 2.2).

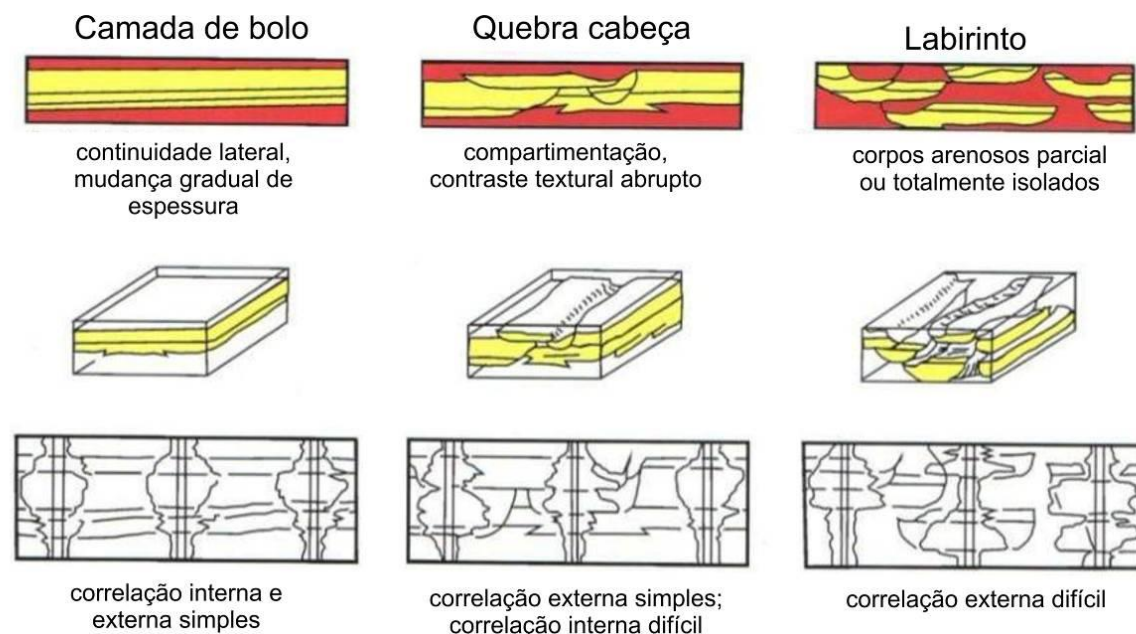


Figura 2.2 Padrões de heterogeneidade em reservatórios (modificado de Scherer, 2008).

As heterogeneidades também variam em escala (quilométrica a sub-milimétrica), sendo que cada escala apresenta características distintas. Os principais fatores, segundo Galloway & Hobday (1996) que definem as heterogeneidades são:

- Limites externos entre as fácies (criam unidades descontínuas);
- Diferentes graus de interconectividade dentro de unidades permeáveis;
- Direções preferenciais de permeabilidade (verticais ou laterais);
- Estratificações internas das unidades;
- Anisotropia da permeabilidade;
- Presença de barreiras ao fluxo.

As escalas de heterogeneidade são divididas em cinco por Galloway e Hobday (1996): giga-escala, mega-escala, macro-escala, meso-escala e micro-escala (Figura 2.3).

Segundo Selley (1998), existem três tipos de barreiras que podem afetar a continuidade de reservatórios siliciclásticos: barreiras deposicionais, diagenéticas e estruturais.

Barreiras deposicionais limitam corpos de arenitos que podem ser alongados ou em forma de folhas (*sheet*). As formas em folha ocorrem em diversos ambientes (turbiditos, espriamentos de crevasse etc.), tendo sua continuidade interrompida

por não deposição ou erosão. Os arenitos alongados são comuns em barreiras costeiras, sistemas fluviais e deltas.

As barreiras diagenéticas são configuradas por horizontes descontínuos de cimentação, normalmente carbonática, que podem separar corpos com diferentes porosidades. As barreiras estruturais constituem juntas e falhas seladas, que podem formar barreiras eficientes para o fluxo de hidrocarbonetos.

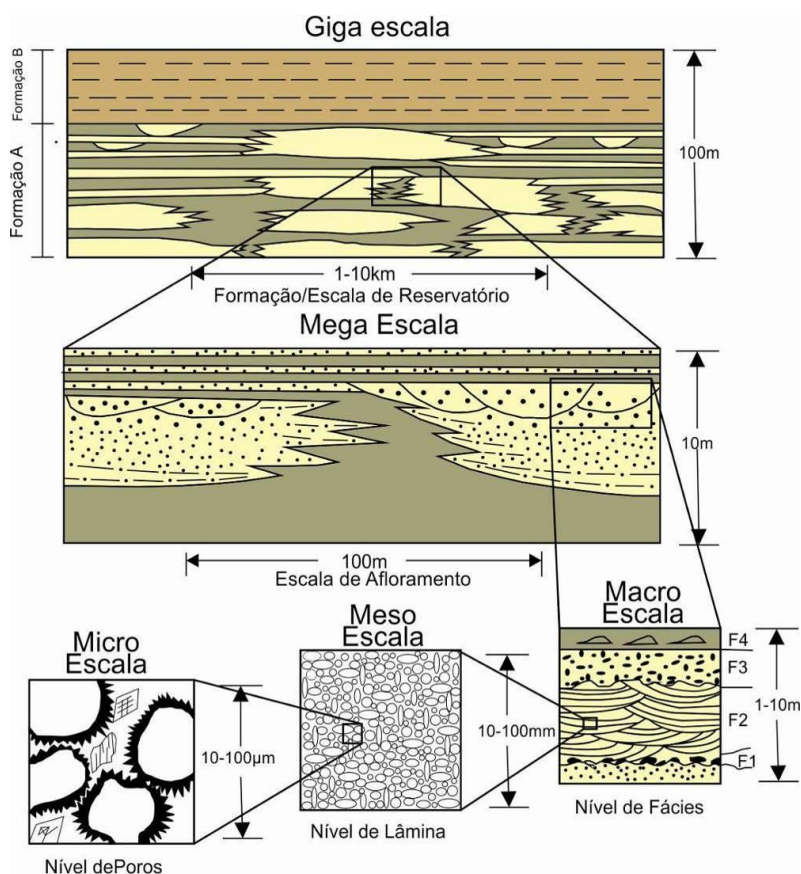


Figura 2.3 esquema mostrando os cinco níveis de heterogeneidades (adaptado de Galloway & Hobday 1996)

2.3. Modelos de arquitetura fluvial

A definição de elementos arquitetônicos de depósitos fluviais é importante no auxílio do entendimento e da caracterização dos depósitos, pois definem a distribuição das heterogeneidades.

O primeiro trabalho que sugeriu a divisão de elementos arquitetônicos para depósitos fluviais e eólicos foi o de Allen (1983), com uma classificação considerando o aspecto geométrico e de extensão das camadas. Miall (1988), se baseando na proposta de Allen (1983), propõe uma nova classificação arquitetônica para depósitos fluviais.

Na definição de Miall (1988), são definidos elementos internos aos canais: canal (CH); barras de cascalho (GB); depósitos de fluxo de gravidade (SG); formas de leito arenosa (SB); acresção frontal (DA); acresção lateral (LA); e lençóis de areia laminados (LS). Posteriormente, Miall (2006) complementa a classificação com elementos externos aos canais: dique marginal (LV); canais de crevasse (CR); epraçamento de crevasse (CS); finos de planície de inundação (FF); e canal abandonado (CH-FF). A nomenclatura dos elementos internos ao canal incorpora tanto processos de deposição (p.ex. fluxo de gravidade), atributos geométricos dos elementos deposicionais (p.ex. lençóis de areia laminada) e padrões de acresção sedimentar (p.ex. acresção lateral, frontal).

Apesar da tentativa de criar um modelo para a classificação dos elementos arquitetônicos fluviais, Miall (1988) afirma que cada unidade deve ser descrita independente de modelos pré-existentes e que os modelos propostos devem servir como forma de auxílio na análise dos elementos. Pode-se notar que, apesar da maioria dos autores utilizarem a classificação de Miall (1988), adaptações para os casos estudados são sempre adicionadas ao modelo.

Embora os elementos DA e LA sejam, por definição, parte do preenchimento dos canais, o elemento CH é comumente reconhecido quando formas de corte apresentam-se preenchidas com camadas horizontais (acresção vertical). Quando o acamamento é oblíquo, reconhecem-se os elementos DA e LA, cuja distinção é dada por paleocorrentes respectivamente paralelas e ortogonais ao azimute de mergulho das formas de acresção.

Levando em consideração o modo de transporte da carga sedimentar, Hournung e Aigner (1999) classificaram o elemento CH como canal de carga de fundo, de carga mista e de carga suspensa. Para isso se basearam na granulometria e estruturas sedimentares reconhecidas.

Alguns trabalhos verificaram a necessidade de classificar elementos arquitetônicos de outros ambientes que ocorrem associados aos fluviais e interferem no grau de heterogeneidade das sucessões sedimentares. Autores como Bongiollo e Scherer (2003), Taylor e Ritts (2004) e Mountney (2009) reconheceram elementos lacustres e deltaicos associados aos depósitos fluviais.

Galloway e Hobday (1986) propõem uma classificação mais genética para os depósitos fluviais, dividindo os elementos arquitetônicos em quatro tipos de acordo com os elementos deposicionais: preenchimento de canal, canal abandonado,

margem de canal, e bacia de inundação. Uma classificação mais descritiva foi utilizada por Ramos *et al.* (1986), que separam os elementos arenosos de acordo com seus aspectos geométricos e estruturas internas.

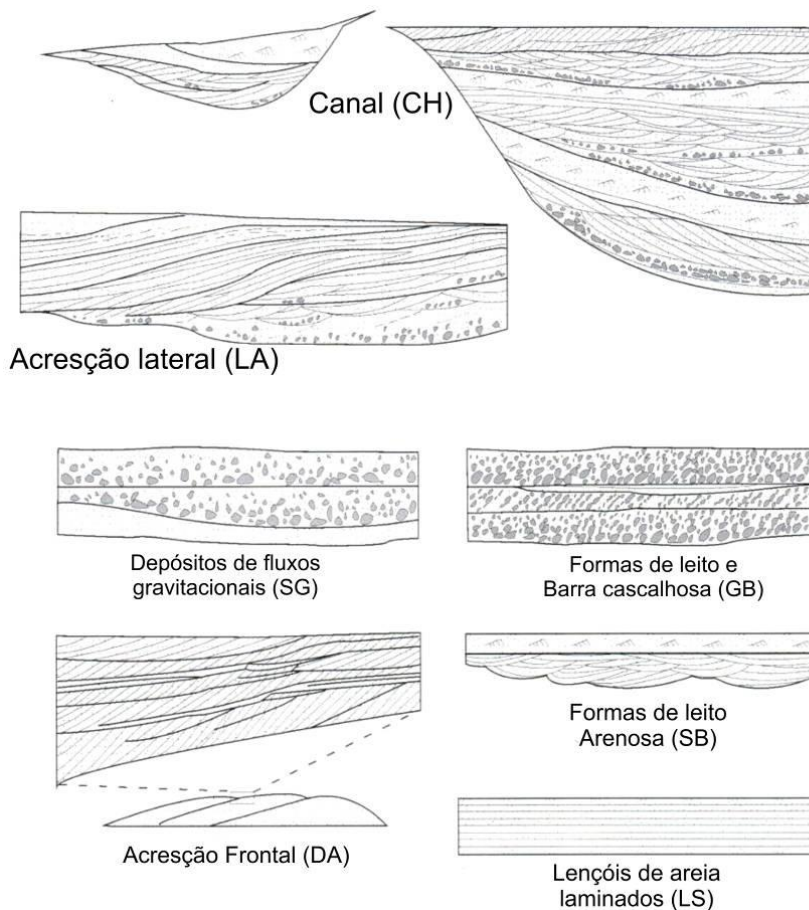


Figura 2.4: Elementos arquitetônicos propostos por Miall (1988) (modificado de Scherer, 2008).

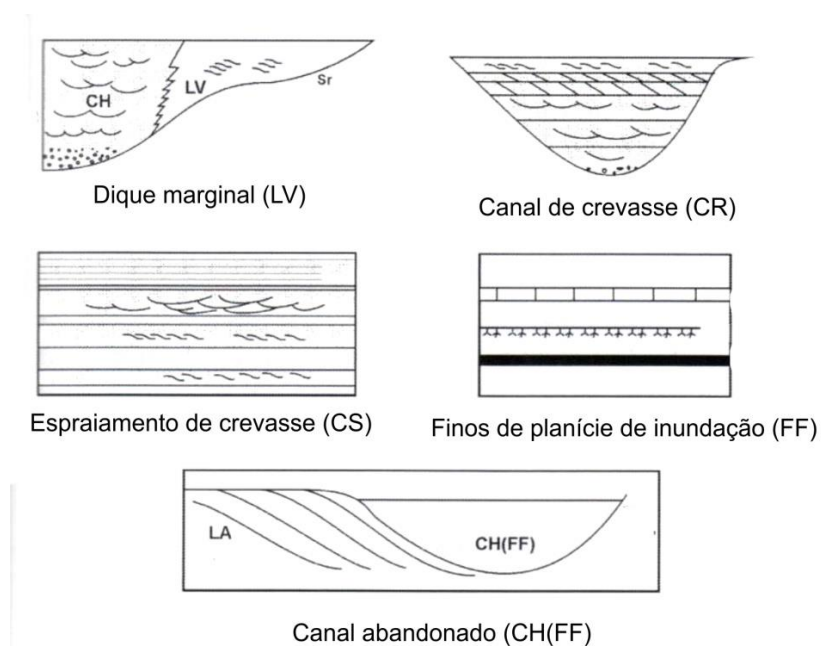


Figura 2.5: Elementos arquitetônicos propostos por Miall (2006) para depósitos externos aos canais (modificado de Scherer, 2008).

A aplicação de modelos de elementos arquitetônicos na Formação Rio do Rasto não é nova. Warren et al. (2008), preocupados em caracterizar a evolução sedimentar da unidade no estado de Santa Catarina, empregaram a sistemática de Miall (1988; 2006) para a caracterização dos depósitos fluviais, reconhecendo, sobretudo, formas de acreção lateral (barras em pontal) e lobos de crevasse. Associados aos depósitos fluviais os autores também descrevem elementos deltaicos, eólicos e de lagos dominados por processos de tempestades.

2.4. Geologia regional

2.4.1. Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma bacia intracratônica de idade Paleozóica-Mesozóica com início da sedimentação no Neo-Ordoviciano e evolução até o Neo-Cretáceo (Milani *et al.* 2007). A Bacia apresenta uma área de cerca de 1,5 milhões de Km² englobando a porção meridional do Brasil, o Paraguai oriental, o nordeste da Argentina e o Norte do Uruguai. Grande parte das rochas da bacia se depositou durante o Paleozóico, sobre o paleocontinente Gondwana, registrando a sua história com transgressões e regressões marinhas. Os estratos mesozóicos já não apresentam deposição marinha e, diferente do paleozóico, apresentam grandes espessuras de rochas ígneas extrusivas devido a esforços associados à quebra do continente Gondwana.

A estratigrafia da bacia do Paraná pode ser subordinada em seis supersequências ou unidades de segunda ordem, todas limitadas por discordâncias regionais: Ordovício-Siluriana; Devoniana; Carbonífera-Permiana, Triássica, Jurássica-Eocretácea e Neocretácea, cada uma depositada durante uma fase de subsidência que permitiu criação de espaço para sedimentação.

2.4.2. Formação Rio do Rasto

O Grupo Passa Dois localiza-se dentro da Supersequência Carbonífera-Permiana (Milani 1997) juntamente com os Grupos Itararé e Guatá. Esse grupo engloba, da base para o topo, as formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Figura 2.6).

Segundo Milani *et al.* (2007), a Formação Irati apresenta, principalmente, carbonatos, evaporitos e folhelhos betuminosos, registrando deposição numa bacia interior hipersalina. Esta formação apresenta uma característica importante em

relação à geologia do petróleo por apresentar um valor de carbono orgânico total de até 20%, constituindo importante geradora de hidrocarbonetos. A Formação Serra Alta representa um ambiente deposicional marinho de baixa energia com folhelhos cinza escuros como litotipo principal. Segundo Milani *et al.* (2007), a partir da Formação Serra Alta os sistemas continentais passam a dominar a bacia de acumulação no que o autor chama de “tendência regressiva pós-Serra Alta”.

Na opinião de Milani *et al.* (2007) a Formação Teresina apresenta, principalmente, depósitos ligados a ações de marés com o registro de diversas gretas de contração. Já outros autores, como Lavina (1991), admitem não haver nenhuma evidência conclusiva da ação de processos marinhos na Formação Teresina. Por fim, encerrando a deposição do Grupo Passa Dois, a Formação Rio do Rasto é definida como uma deposição em ambientes continentais lacustre, fluvial e intercalações eólicas no topo, terminando com os arenitos eólicos da Formação Pirambóia (Milani *et al.* 2007).

O nome Rio do Rasto foi utilizado pela primeira vez por White em 1908 no Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil para descrever uma secessão de arenitos vermelhos (Schneider *et al.* 1974). Gordon Jr. (1947) elevou essa unidade à categoria de formação e a subdividiu em Membro Serrinha (inferior) e Morro Pelado (superior), sendo essa é divisão adotada pela maioria dos autores.

A Formação Rio do Rasto corresponde à porção superior do ciclo regressivo Permo-Triássico da Bacia do Paraná. Durante este período a subsidência da bacia se encontrava sob a influência dos esforços associados à colagem do terreno Patagônico durante o evento orogênico Sanrafaélico (Milani *et al.* 2007).

Quanto à idade da Formação Rio do Rasto, a carta estratigráfica de Milani *et al.* (1994) coloca a unidade dentro do Permiano Superior e o início do Triássico. A mais recente proposta de Milani *et al.* (2007) localiza a Formação Rio do Rasto inteiramente dentro do Permiano Superior.

A Formação Rio do Rasto apresenta contato transicional na base com a Formação Teresina (Schneider *et al.* 1974, Rohn 1994, Warren *et al.* 2008) e entre seus membros (Orlandi Filho *et al.* 2006). A natureza do contato superior com a Formação Pirambóia não é unânime na literatura. Schneider *et al.* (1974) e Orlandi Filho (2004) descrevem um contato erosivo enquanto que Mendes (1984), Milani *et*

al (2007) e Warren *et al.* (2008) definem o contato superior da Formação Rio do Rasto como transicional.

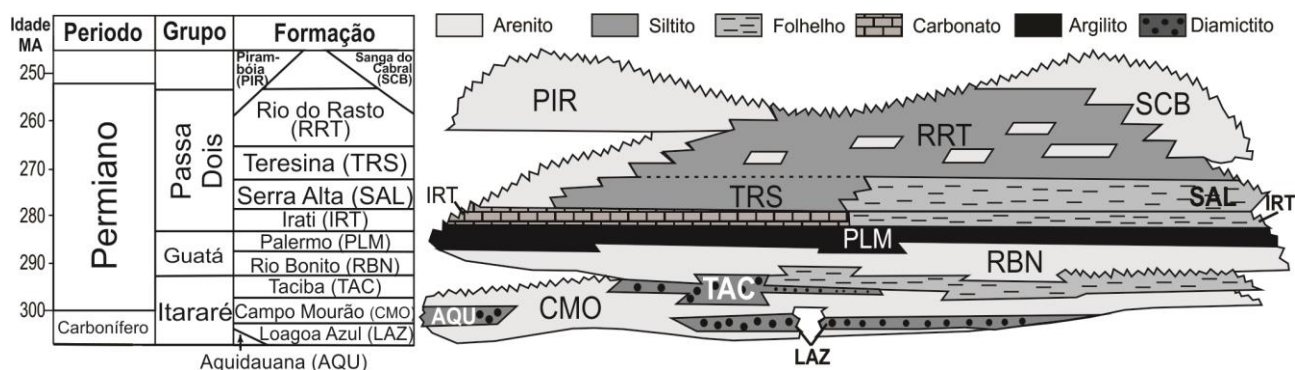


Figura 2.6 carta estratigráfica da bacia do Paraná de Milani *et al.* (2007), com destaque para o intervalo em estudo

Trabalhando numa área próxima ao presente trabalho, Warren *et al.* (2008) identificou 14 fácies sedimentares na Formação Rio do Rasto, a maioria de arenitos finos. Os autores realizaram a identificação e descrição de elementos arquitetônicos interpretados em afloramentos com boa continuidade lateral, individualizando 10 elementos de ambientes lacustres, fluviais e desérticos, sendo os últimos mais frequentes em direção ao topo da formação.

O Membro Serrinha apresenta deposição basal de camadas de arenitos finos bem selecionados intercalados a siltitos e argilitos com um aumento de camadas de arenitos em direção ao topo (Brito e Bertini 1982; Warren *et al.* 2008). Schneider *et al.* (1974) descrevem os siltitos como esverdeados a arroxeados e acrescentam a presença de bancos carbonáticos. Características marcantes deste membro são descritas por Orlandi Filho *et al.* (2006) e Warren *et al.* (2008), tais como desintegrações esferoidais dos pelitos, siltitos de coloração cinza, tendência de geometria tabular das camadas e presença de níveis pelíticos com intensa bioturbação e gretas de ressecamento. As estruturas identificadas nos arenitos e siltitos são laminações cruzadas, plano-paralelas, *wavy* e *flaser*, ondulações, estratificação *hummocky*, estratificações cruzadas planares a acanaladas.

O ambiente de sedimentação do Membro Serrinha é definido por Schneider *et al.* (1974) e Mendes (1984) como avanços progradacionais de clásticos de planícies costeiras sobre depósitos de planícies de maré, configurando uma transição de ambiente marinho raso (Formação Teresina) para continental (Membro Morro Pelado). Segundo os mesmos autores a sedimentação do Membro Pelado é fluvial

com rios meandrantos em sistemas de baixa energia. Diferente dos outros autores e a partir da análise de fósseis, Rohn (1994) define o ambiente do Membro Serrinha como predominantemente lacustre com ondas de tempestade e início de rios efêmeros na porção mais superior, indicando tendência de aridização. Ainda segundo a autora, o membro apresenta a primeira evidência concreta da diminuição da salinidade com o aparecimento de conchostráceos, extinções e aparecimentos de espécies que indicariam um ressecamento de grandes áreas seguido por inundações. Warren *et al.* (2008) colocam o Membro Serrinha numa sedimentação aquosa não muito profunda, com ausência de talude e com a carga de sedimentos depositada a partir de canais distributários de sistemas deltaicos dominados por rios em ambientes de baixo gradiente e com influências de tempestade.

O membro Morro Pelado é caracterizado por arenitos finos lenticulares ou lobados, lateralmente interdigitados com siltitos e argilitos vermelhos, podendo ser encontrados fósseis de plantas em algumas camadas de siltitos (Schneider *et al.* 1974, Warren *et al.* 2008). Brito e Bertini (1982) descrevem que o membro é composto por siltitos e arenitos finos com algumas intercalações de argilitos e bancos carbonáticos. Quanto às estruturas presentes, Orlandi Filho *et al.* (2006) descrevem estratificações cruzadas e laminações plano-paralelas e complementam que a geometria dos corpos é, predominantemente, sigmoidal e tabular.

Analisando o Membro Morro Pelado, Rohn (1994) descreve três associações principais e define o ambiente como lacustre no início, passando para sabkha, em ambos os casos com influência fluvial. Segundo a autora, a bacia neta época estava, provavelmente, compartimentada em pequenos corpos aquosos cercados por áreas emersas com rios e dunas eólicas.

Para Warren *et al.* (2008), o membro Morro Pelado foi depositado num sistema de sedimentação deltaico de baixa energia desembocando em um lago com canais distributários meandrantos, predominando a sedimentação de barras de desembocadura com fluxos hiperpicnais. O topo do membro representaria ambiente desértico com influência fluvial.

Segundo Warren *et al.* (2008), as medidas de paleocorrentes indicam sentido principal de progradação para NW. São também reconhecidos elementos arquitetônicos eólicos indicando uma sedimentação continental com paleoventos para WNW.

3. MÉTODOS

3.1. Análise de Fácies

A análise de fácies é importante na interpretação do ambiente de sedimentação das unidades estudadas e auxilia na definição de heterogeneidades em macro-escala, pois fácies mais pelíticas funcionam como barreiras impermeáveis ao fluxo de fluídos. No presente trabalho a caracterização das fácies foi feita de forma expedita, visando definir o contexto deposicional do Membro Morro Pelado na área de estudo. O modelo faciológico apresentado por Warren et al. (2008) também serviu de base para a identificação dos elementos deposicionais fluviais presentes.

Walker (1992) define fácies como “um corpo de rocha caracterizado por uma combinação particular de litotipo, estruturas físicas e biológicas, que conferem um aspecto diferente de corpos acima, abaixo e lateralmente adjacentes”. Esta definição caracteriza as litofácies sedimentares, com ênfase nos atributos litológicos, mas as fácies podem ser aplicadas segundo outros atributos podendo ser definidas biofácies (conteúdo fóssilífero), sismo fácies (assinatura sísmica), icnofácies (conteúdo de icnofósseis), log fácies (perfilagem), etc.

Walker (2006) complementa que a definição das fácies pode ser feita em diferentes escalas dependendo do propósito do estudo, o tempo disponível e o volume de dados.

Proposta de sistematização das fácies fluviais foi apresentada primeiramente por Miall (1977) que discriminou fácies conglomeráticas e areníticas com o objetivo principal de caracterizar os elementos deposicionais. Miall (2006) apresentou um código de fácies com adaptações de seus trabalhos anteriores, mas o autor afirma que cada depósito é único e pode apresentar fácies próprias. Por isso o autor recomenda que o código de fácies não deva ser utilizada como um guia de descrição de campo, mas sim como uma forma de auxílio e comparação entre as fácies (Tabela 3.1).

Em campo foram reconhecidas apenas fácies areníticas e pelíticas, portanto foi seguido o conceito de Walker (1992) para a divisão das fácies levando em conta primeiramente a granulometria e em seguida as principais estruturas reconhecidas. A classificação das fácies de Miall (2006) foi usada como base para a nomenclatura, com algumas adaptações. Foi acrescentada a fácies H (heterolítica) que corresponde soma de litotipos areno-lamosos com ondulações e *climbing ripples*.

Junto com a definição das fácies foram realizadas medidas de paleocorrentes

e do azimute de mergulho de formas de acreção, pois segundo Miall (2006), a comparação de tais parâmetros permite o reconhecimento de depósitos de barra em pontal.

Tabela 3.1 Codificação de fácies fluviais de acordo com Miall (2006).

código	fácies
Gmm	paraconglomerado maciço
Gmg	paraconglomerado com gradação inversa
Gci	ortoconglomerado maciço
Gcm	Ortoconglomerado com gradação inversa
Gh	Ortoconglomerado com estratificação plano-paralela incipiente
Gt	Conglomerado com estratificações cruzadas acanaladas
Gp	Conglomerado com estratificações cruzadas planares
St	Arenito com estratificações cruzadas acanaladas
Sp	Arenito com estratificação cruzada planar
Sr	Arenito com ondulações
Sh	Arenito com estratificação plano-paralela
Sl	Arenito com estratificações cruzadas com menos de 15°
Ss	Arenito com depressões
Sm	Arenito maciço
Fl	Lamito com laminações cruzadas e ondulações
Fm	Lamito maciço
Fr	Lamito maciço com raízes e bioturbação
C	Carvão ou lama carbonosa
P	Paleosolo carbonático

3.2. Confecção de fotomosaicos

Para a análise da geometria e arquitetura dos corpos sedimentares foram construídos fotomosaicos a partir de fotografias digitais obtidas com resolução de 10 megapixels, paralelamente a afloramentos de boa continuidade lateral. Em seguida

as fotos foram unidas no programa Autopano[®]. A partir dos mosaicos foram interpretadas superfícies e geometrias deposicionais, que combinadas com a definição das fácies, resultaram em diagramas bidimensionais com representação da arquitetura.

3.3. Levantamento gamaespectrométrico

A principal aplicação sedimentológica da gamaespectrometria é definir as variações de argilosidade das unidades estratigráficas siliciclásticas, uma variável diretamente relacionada à radioatividade. Com a informação da argilosidade é possível utilizar os perfis para definição de litotipos e variações de granulometria, análise de estratigrafia de sequências e correlações entre poços e entre poços e afloramentos (Rider, 1990).

Neste trabalho, perfis gamaespectrométricos foram levantados com duas finalidades: 1-caracterizar variações de argilosidade na escala de reservatório e integrar essas variações com atributos faciológicos, petrológicos e petrofísicos (ponto 1); 2-caracterizar assinaturas radioativas verticais de elementos deposicionais visando correlação das seções estudadas em afloramentos com perfis de poços.

A gamaespectrometria mede apenas as emissões de radiação gama, registrando sua energia em elétron volts (eV), onde 1eV é a energia adquirida por um elétron no decaimento através de uma diferença potencial de um volt (Parasnis, 1997). A perfilagem gamaespectrométrica mede as radiações, principalmente, de parentes dos decaimentos dos elementos: K^{40} , Th^{232} e U^{238} .

O medidor de radiação utilizado neste trabalho é o gamaespectrômetro portátil GS-512 (Gamma Ray Spectrometer, fabricação Geofyzika, República Tcheca), pertencente ao Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada (UFPR) (Figura 3.1). O aparelho é um contador de cintilação, que funciona com a presença de um cristal (Iodeto de Sódio ativado a Tálcio) na base, que cintila com a presença de raios gama. A cintilação gerada por esse cristal é detectada por um foto-catodo que emite elétrons que são multiplicados, emitindo uma corrente para um circuito externo.

O resultado que sai do aparelho são contagens por segundo (cps) de cada elemento e da contagem total (CT). A partir da calibração prévia do aparelho (Becegato & Ferreira, 2005) são obtidas medidas de ppm de equivalente de urânio (Ueq), % de potássio, e ppm de tório e de urânio.



Figura 3.1 Foto do gamaespectrômetro GS-512

Em campo foram levantados 7 perfis paralelos no afloramento do ponto 1, com altura de cerca 6 metros. Foi levantado um perfil composto no ponto 2 correspondente, grosso modo, ao mesmo nível estratigráfico do ponto 1 (Membro Morro Pelado). Os perfis foram levantados com espaçamento de 15 centímetros entre as medidas, mínimo permitido devido ao diâmetro do aparelho, e o tempo de aquisição de cada medida foi de 30 segundos.

Como o gamaespectrômetro consegue apenas captar a radioatividade de cerca de 40 a 50 centímetros de rocha (Parasnis, 1997), o instrumento de leitura foi posicionado com ângulo de 90° em relação à superfície do afloramento, evitando irregularidades que pudessem causar erros de leitura.

Após os levantamentos, as medidas foram armazenadas no próprio aparelho e em seguida transferidas ao computador no formato .dat, permitindo manipulação no programa Excel. Os valores foram plotados através do Software RockWorks14 em gráficos gerando os perfis gamaespectrométricos.

3.4. Petrografia dos arenitos

A variação da composição detrítica e diagênese dos arenitos foi analisada mediante a confecção de seções delgadas. Com isso foi também possível fazer estimativas visuais de porosidade. O formato e a conectividade entre poros, o aumento ou diminuição da porosidade primária puderam ser verificados com a descrição das lâminas.

A classificação dos arenitos de acordo com a composição dos grãos seguiu a proposta de Pettijohn *et al.* (1987), que leva em conta teores de quartzo, feldspato, fragmentos líticos e porcentagem de matriz (Figura 3.2).

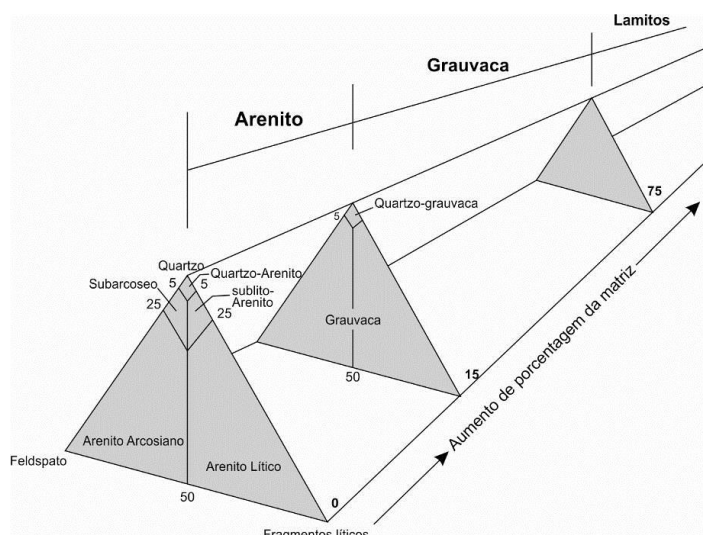


Figura 3.2 Classificação de rochas siliciclásticas de acordo com a composição dos grãos e proporção de matriz (Pettijohn *et al.*, 1987).

3.5. Determinação das propriedades petrofísicas a partir de microtomografia computadorizada

O objetivo da μ CT no trabalho foi de verificar qualitativamente as variações de porosidade ao longo de seções verticais e horizontais, visando auxiliar na determinação de heterogeneidades e unidades de fluxo nos depósitos fluviais.

A μ CT utiliza a emissão de raios x através de um material para verificar sua estrutura interna, imageando várias fatias do material que posteriormente são reconstruídas em 3D. Os raios x fazem parte do espectro eletromagnético, apresentando comprimentos de onda curtos e alta frequência, permitindo a penetração em materiais densos (Glemser, 2007).

A radiação x é formada na eletrosfera de um átomo, proveniente do rearranjo de elétrons em transições decorrentes de diferentes níveis orbitais ocasionados por perturbações ou absorções de energia. Diferencia-se dos raios-gama, pois a radiação origina-se na eletrosfera, enquanto que a radiação gama origina-se no núcleo do átomo. Outra diferença é que os raios x apresentam menor frequência e maior comprimento de onda que os raios-gama.

A técnica da μ CT é atrativa para coletar dados qualitativos e quantitativos de estruturas internas de rochas, sendo um método não invasivo (Best *et al.*, 2010). O principal uso da técnica nas geociências é a análise da porosidade (Meers *et al.*, 2003), que permite a verificação da forma e distribuição dos poros e análises quantitativas da porosidade a partir dos modelos tridimensionais reconstruídos. Trabalhos como os de Spanne *et al.* (1994), Van Geet *et al.* (2000), Anderson *et al.*

(2003), Van Geet *et al.* (2003), Appoloni *et al.* (2007) exemplificam a utilização da tomografia aplicada a análise de porosidade em rochas sedimentares siliciclásticas e carbonáticas. Van Geet *et al.* (2003) constataram que o volume de poros detectado com a μ CT situa-se bem próximo de resultados obtidos com outros métodos de quantificação de porosidade.

O microtomógrafo computadorizado funciona com a emissão de raios x por uma fonte fixa que é transmitida a amostra. Os raios são absorvidos e então transmitidos para a detecção através de uma câmera CCD ou carga acoplada (CCD-charge coupled device). O imageamento é feito em várias lâminas 2D com um espaçamento sub-milimétrico entre elas que posteriormente são interpoladas gerando uma imagem 3D (Glemser, 2007).

As imagens resultantes são visualizadas em tons de cinza indo de zero (preto) a 255 (branco), sendo que as cores representam a intensidade de registro da placa de cintilação. O branco, portanto, representa áreas de alta densidade e os tons mais pretos de menor densidade (principalmente poros).

O microtomógrafo utilizado no trabalho foi o *Skyscan 1172* pertencente ao Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) da UFPR (Figura 3.3). Foram separadas amostras de arenitos finos, de cerca de 10 a 15 milímetros de arestas, para serem imageadas com uma resolução de 9,5 μ m por pixel.

Após a aquisição, foi utilizado o programa CTAn para visualizar as imagens obtidas. O software permite com que seja definida uma área de interesse (ROI) para evitar erros resultantes de porosidades criadas durante a preparação das amostras. Em seguida, a imagem é binarizada em branco e preto para ressaltar a porosidade (Figura 3.4). A binarização é manual e o operador deve definir os tons de cinza (de 0 a 255) que correspondem à porosidade através da visualização da imagem.

Depois de obtida a imagem com a porosidade ressaltada, o programa interpola as fatias do imageamento calculando alguns parâmetros como a porosidade total, a porosidade aberta e a porosidade fechada, gerando um arquivo .txt com essas informações.



Figura 3.3 imagem do microtomografo Skyscan 1172 (www.sauberkeit-und-reinraum.com, 2012)

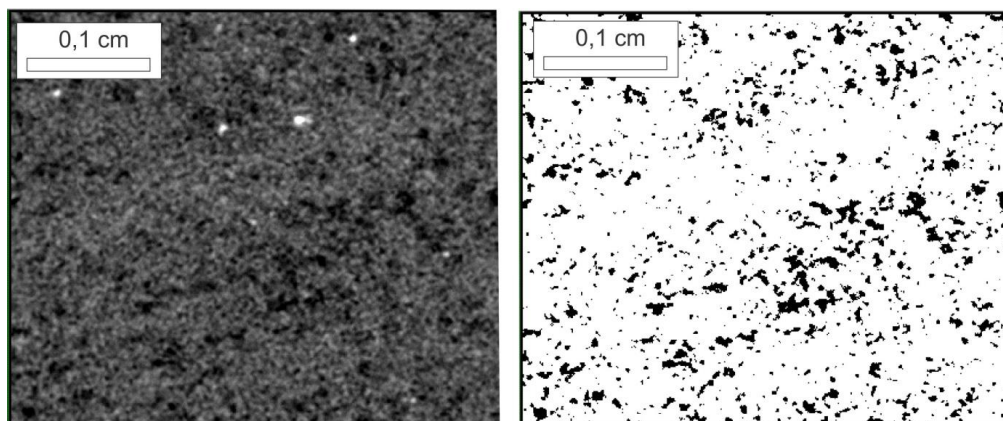


Imagem original em tons de cinza

Imagem binarizada (porosidade em preto)

Figura 3.4 Visualização da imagem obtida pelo microtomógrafo em tons de cinza e a imagem binarizada com os poros na cor preta. Notar o controle da laminação sedimentar na distribuição da porosidade.

4. Artigos

4.1. ASSINATURA GAMAESPECTROMÉTRICA DE DEPÓSITOS FLUVIAIS: ESTUDO DE CASO NA FORMAÇÃO RIO DO RASTO, PERMIANO SUPERIOR DA BACIA DO PARANÁ

SPECTRAL GAMMA-RAY SIGNATURE OF FLUVIAL DEPOSITS: A CASE STUDY FROM THE LATE PERMIAN RIO DO RASTO FORMATION, PARANÁ BASIN, BRAZIL

TÍTULO ABREVIADO:

ASSINATURA GAMAESPECTROMÉTRICA FLUVIAL

Autores: Guilherme Arruda Soweck¹, Francisco José Fonseca Ferreira², Fernando Farias Vesely², Fabio Berton³

1-UFPR/Programa de Pós Graduação em Geologia

R. Santo Celestino Coletto, 645. CEP: 82540-250, Curitiba/PR, Brasil. arruda@ufpr.br. 41-91191876

2-UFPR/Departamento de Geologia francisco.ferreira@ufpr.br

3- UFPR/Departamento de Geologia vesely@ufpr.br

4-UFPR/Curso de Graduação em Geologia fabioberton1@yahoo.com.br

Número de palavras: 6884

Figuras: 13

Tabelas: 4

ASSINATURA GAMAESPECTROMÉTRICA DE DEPÓSITOS FLUVIAIS: ESTUDO DE CASO NA FORMAÇÃO RIO DO RASTO, PERMIANO SUPERIOR DA BACIA DO PARANÁ

RESUMO

Reservatórios de origem fluvial apresentam elevada heterogeneidade, dificultando sua caracterização em subsuperfície. O estudo de análogos aflorantes, através da combinação de análise de fácies e dados petrofísicos, auxilia no entendimento desses reservatórios em subsuperfície. O objetivo deste trabalho é determinar as assinaturas gamaespectrométricas de depósitos fluviais da Formação Rio do Rasto em afloramentos da borda Leste da Bacia do Paraná. Perfis gamaespectrométricos foram levantados em duas exposições da unidade, visando: 1) caracterizar as log fácies de uma sucessão composta por alternância de depósitos de canal, planície de inundação e eólicos; 2) definir a variabilidade gamaespetrométrica em depósitos de barra em pontal de carga mista a suas relações com a granulometria e as litofácies; 3) verificar a correlação das assinaturas observadas em campo com perfis de poços situados num raio de dezenas de quilômetros da área de estudo. Os perfis gamaespectrométricos evidenciaram as variações granulométricas dos afloramentos e os distintos elementos deposicionais. Na barra em pontal há elevada variação lateral nos padrões de perfil, dificultando o rastreamento das superfícies de acreção. O clássico padrão em sino, típico de barras em pontal, é frequente, mas nem sempre é observado, significando que o reconhecimento de depósitos desse tipo em subsuperfície pode ser prejudicado. Apesar das variações nas assinaturas de cada perfil, foram reconhecidas várias log fácies nos poços. O perfil composto construído em campo foi satisfatoriamente correlacionado com o poço localizado mais próximo da área de estudo.

Palavras-chave: Depósitos fluviais; Gamaespectrometria de afloramento; Reservatórios análogos;

Formação Rio do Rasto; Bacia do Paraná.

SPECTRAL GAMMA-RAY SIGNATURE OF FLUVIAL DEPOSITS: A CASE STUDY FROM THE LATE PERMIAN RIO DO RASTO FORMATION, PARANÁ BASIN, BRAZIL

ABSTRACT

Fluvial channel-fill deposits form highly heterogeneous hydrocarbon reservoirs. The study of outcrop analogs can help in the characterization of these heterogeneities, which are usually not detected by subsurface geophysical methods. The aim of this research is to compare outcrop log signatures with grain size trends and depositional elements of the fluvial deposits of the Late Permian Rio do Rasto Formation. A series of vertical gamma-ray logs were assembled in two outcrops in order to: 1) characterize log-facies in a succession composed of alternated flood plain, channel fill and eolian strata; 2) define within-channel spectral gamma-ray variability of a mixed-load composite point bar deposit and its relationship with grain size trends and lithofacies; 3) correlate log signatures observed in the outcrop sections with deep exploratory wells drilled several tens of kilometers from the study area. The results of this study show that gamma-ray logs have good correlation with grain size trends and that different depositional elements have distinct signatures. On the other hand, point bar deposits exhibit strong lateral changes in log signature due variations in grain size and mud content within lateral accretion strata. Although frequent, the classic bell-shaped log motif was not always detected, which means that the amount of fluvial channel-fill deposits recognized in subsurface can be underestimated. Similar log signatures were detected in the boreholes, at least in the closest ones, helping in paleoenvironmental interpretation in the subsurface.

Keywords: Fluvial deposits; Gamma-ray logs; Outcrop analogs; Rio do Rasto Formation; Paraná Basin.

INTRODUÇÃO

Na indústria do petróleo a gamaespectrometria começou a ser utilizada na década de 1930 como o primeiro método não elétrico de perfilagem de poços (Ellis e Singer, 2008) e desde então a detecção da radioatividade natural das rochas é amplamente utilizada na exploração e desenvolvimento dos campos de hidrocarbonetos.

A principal utilização da perfilagem gamaespectrométrica é contribuir para os estudos de argiloidade das unidades estratigráficas, pois os elementos radioativos tendem a se concentrar nos argilominerais. Com a informação da argiloidade é possível utilizar os perfis para definição de litotipos, variações de granulometria, padrões de empilhamento e sequências deposicionais, bem como correlacionar poços e afloramentos (Rieder, 1990).

A definição de padrões ou assinaturas de perfis raios gama é um dos métodos mais utilizados na análise estratigráfica e caracterização de reservatórios em subsuperfície, onde, na maioria das vezes não se dispõe de dados diretos (testemunhos). Para isso são utilizados modelos de formatos de curva que refletem tendências de variações de argiloidade típicas de determinados elementos e sistemas deposicionais. No presente trabalho são analisadas as assinaturas gamaespectrométricas de depósitos fluviais neopermianos da porção superior da Formação Rio do Rasto (Membro Morro Pelado) em afloramentos e poços no Leste de Santa Catarina. A Formação Rio do Rasto é uma das unidades mais bem expostas da Bacia do Paraná, seus afloramentos de grande extensão lateral e vertical favorecem o levantamento de perfis geofísicos.

Depósitos fluviais constituem importantes reservatórios de petróleo (e.g. McDonald e Halland, 1993; Melvin, 1993; Zhi, 1982; Labrecque et al., 2011), no entanto o reconhecimento da arquitetura fluvial em subsuperfície é tarefa difícil, pois muitas heterogeneidades ocorrem em escalas não detectáveis por dados sísmicos e de perfis de poços. O estudo de afloramentos análogos permite a análise das fácies e da arquitetura deposicional em escala de detalhe, assim como das variações de propriedades petrofísicas. Tais informações podem ser utilizadas na formulação de modelos preditivos aplicáveis aos reservatórios em subsuperfície.

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Gamaespectrometria

Os raios gama (γ) são ondas eletromagnéticas e por isso apresentam alta penetrabilidade. A gamaespectrometria registra a energia dos raios gama em elétronsvolts (eV), onde 1 eV é definido como a energia adquirida por um elétron no decaimento através de uma diferença de potencial de um volt (Parasnis, 1997). Entretanto, em gamaespectrometria, são utilizadas unidades derivadas como milhões de elétronsvolts (MeV), ou quiloelétronsvolts (keV).

As janelas de aquisição da contagem total (CT), potássio, urânio e tório são medidos através de energias de radiações de núclídeos específicos (Tabela. 1). O potássio tem como seu próprio núclídeo por emitir radiação gama natural, já o urânio e o tório não emitem radiação gama natural e têm como núclídeos o bismuto e o tálio respectivamente.

Tabela 1 – Nuclídeos medidos pelo gamaespectrômetro e suas respectivas faixas de energia (Minty et al., 1997)

Janela	Nuclídeo	Faixa de energia (MeV)
Contagem total	-	0,4 – 2,81
Potássio	⁴⁰ K	1,370 – 1,570
Urânio	²¹⁴ Bi	1,666 – 1,860
Tório	²⁰⁸ Tl	2,410 – 2,810

K, U e Th

Traços de minerais radioativos são encontrados em todos os tipos de rochas, além de rios, hidrocarbonetos e matéria orgânica. Dos elementos detectados pelo gamaespectrômetro o K é o de maior ocorrência (medido em %), enquanto que o Th e o U são medidos em ppm.

O K é encontrado em sais, micas, feldspatos e minerais do grupo das argilas (Rider, 1990; Ellis e Singer, 2008). Os feldspatos que apresentam K em sua composição são o microclínio (16% de K) e o ortoclásio (14% de K). As argilas com mais potássio em sua composição são a illita e a glauconita, enquanto que a esmectita e a caolinita apresentam pouco ou nenhum K. Os sais de potássio também são fontes de radiação e chegam a apresentar valores elevados de raios gama como é o caso da silvita (mais de 50% de K).

O tório e o urânio ocorrem em estruturas cristalinas, normalmente, substituindo outros elementos de mesma carga e raio semelhante. Nas rochas sedimentares é comum encontrar o Th e U em substituições em minerais pesados (monazita, zircão, esfeno, apatita), mas o fator predominante que controla a presença dos radionuclídeos é sua adsorção pela matéria orgânica e pelas argilas. As argilas e, principalmente, a matéria orgânica, adsorvem os íons de K, Th e U. Com isso, os folhelhos com matéria orgânica apresentam elevada radioatividade. A variação da concentração dos elementos descritos acima definem os padrões de assinatura gamaespectrométrica. A Figura 1 apresenta os principais litotipos sedimentares e suas assinaturas respectivas em unidades API, Th em ppm, U em ppm e K em %.

Considerando que os dados de radiação gama dos poços estudados foram apenas adquiridos em unidades API (unidade empírica de radiação gama utilizada em perfis radioativos de poços pelo American Petroleum Institute – API/USA, Sheriff, 1999; Duarte, 2003), a correlação aos dados de superfície foi feita apenas para o referido canal (CT - ppm de Ueq para os dados de superfície e unidades API para os dados de subsuperfície). A definição de 200 unidades API está relacionada a uma formação (folhelho), artificialmente radioativa, construída pela Universidade de Houston (Texas), a qual contém aproximadamente 4% de K, 24 ppm de Th e 12 ppm de U (Ellis e Singer, 2008).

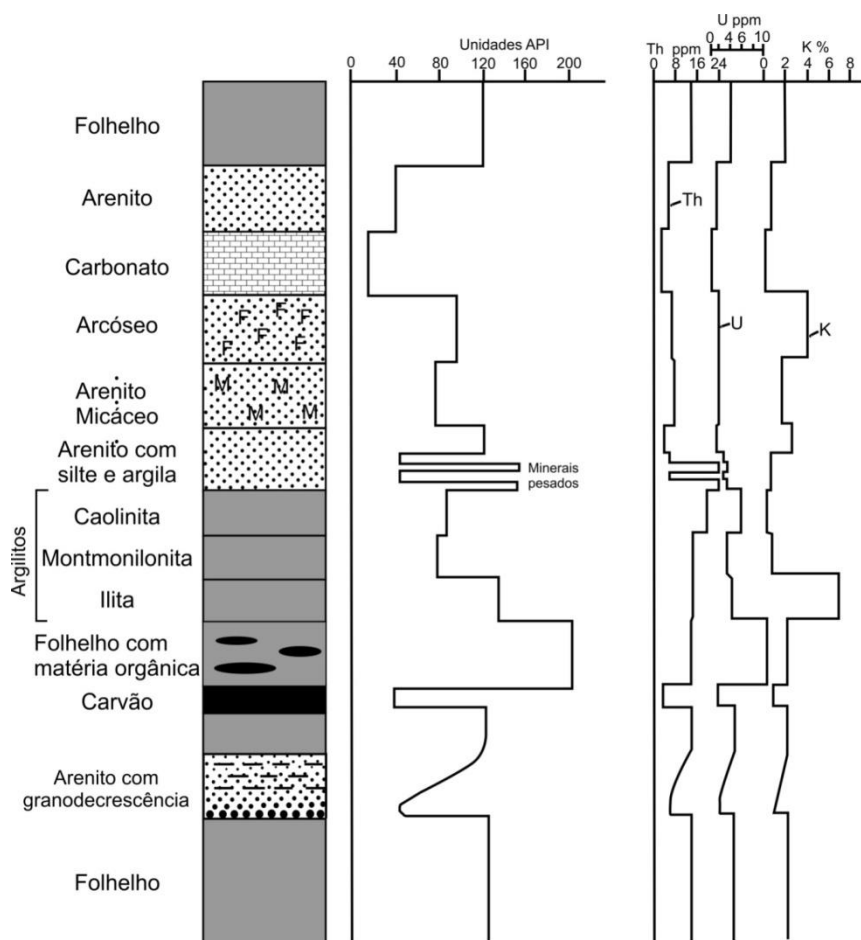


Figura 1 - Assinaturas gamaespectrométricas típicas dos principais litotipos sedimentares (adaptado de Rider, 1990).

Gamaespectrometria de afloramentos

Uma das primeiras publicações sobre levantamento de perfis gamaespectrométricos em afloramentos é o de Chamberlain (1984). O autor constatou que os perfis de afloramentos mostram padrões claros de variação de granulometria e alguns intervalos podem ser facilmente correlacionados com dados de poços das mesmas unidades. O autor ainda afirma que a perfilagem em afloramentos pode ajudar a resolver problemas de correlação de poços. No início da década de 1990, outros autores, com base no trabalho de Chamberlain (1984) realizaram levantamentos em afloramentos verificando a aplicabilidade dos perfis e as melhores formas de realizar as medições. Talwar et al. (1992), levantando perfis em rochas jurássicas no litoral Sul da Inglaterra, verificaram a boa correlação de unidades de folhelhos, mas notaram também dificuldade na correlação de unidades arenosas devido às heterogeneidades identificadas. Van Buchem et al. (1992) tiveram como objetivo a verificação de correlação de afloramentos levantados na costa Leste da Inglaterra com perfis de poços. Os autores constataram boas correlações com os perfis gamaespectrométricos de poços e conseguiram ainda subdividir as fácies de lamitos nos perfis de afloramentos, mostrando correlação direta com a divisão estratigráfica da unidade estudada.

Slatt et al. (1992) verificaram a boa relação entre a granulometria e a resposta dos raios gama em afloramentos do Pensilvaniano do Estado do Arkansas (EUA) e observaram que a gamaespectrometria em afloramentos ajuda objetivamente a melhorar a interpretação e correlação de dados de poços nos casos onde a variação lateral das fácies é maior que o espaçamento entre os poços. Na Figura 2 pode-se notar as diferenças entre as interpretações

de perfis de um mesmo afloramento, usando apenas as informações dos perfis (Figura 2A) e considerando as complexidades analisadas no afloramento (Figura 2B).

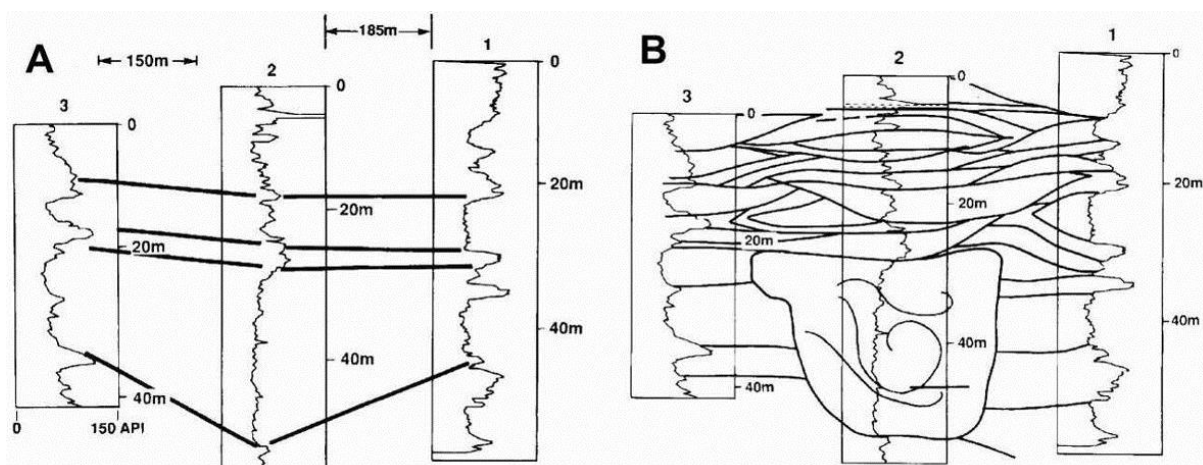


Figura 2 - A- correlação de perfis gamaespectrométricos de um afloramento apenas com informações do perfil; B- interpretação dos perfis com as informações obtidas no afloramento (Slatt et al., 1992).

Aplicação da gamaespectrometria em depósitos fluviais

A correlação estratigráfica de depósitos fluviais é difícil utilizando apenas dados convencionais de poços (Hampson et al., 2005), pois o ambiente fluvial apresenta um elevado grau de heterogeneidade interna e a continuidade lateral das camadas é, muitas vezes, menor que o espaçamento entre os poços (Evans et al., 2007). Por esses motivos, a análise de afloramentos auxilia a interpretação da arquitetura fluvial.

Os estudos baseiam-se nos padrões de assinatura dos perfis gamaespectrométricos associados às variações de granulometria. Slatt (2006) descreveu quatro padrões principais reconhecidos nos perfis: 1-padrão cilindro que representa camadas uniformes com menores valores de radiação e sem variações verticais de granulometria; 2- em sino, que significa a diminuição da granulometria para o topo; 3- em funil, representando aumento de granulometria; 4- padrão simétrico com diminuição gradual da radioatividade até atingir um pico mínimo seguido por um aumento gradual de radioatividade (Figura 3).

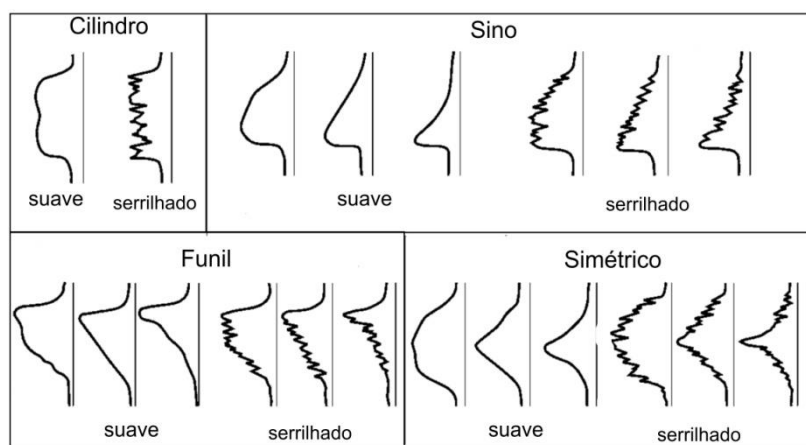


Figura 3 - Principais assinaturas de perfis de raios-gama (Slatt, 2006)

Hornung e Aigner (1999) e Evans et al. (2007) verificaram que não é possível diferenciar fácies a partir de assinaturas gamaespectrométricas, mas os perfis podem ajudar a identificar os elementos deposicionais que apresentem variações na concentração interna de

lama. North e Boering (1999) afirmaram que não é possível definir ambientes deposicionais continentais através da gamaespectrometria, pois há muitas sobreposições entre as litofácies eólicas e fluviais. Evans et al. (2007) atentaram para a verificação de minerais radioativos nas camadas de arenitos, que podem alterar a interpretação dos dados gamaespectrométricos.

A diferenciação de certos elementos deposicionais com base nas respostas gamaespectrométricas foi proposta por Aigner et al. (1995), que reconheceram canais fluviais proximais e distais nos perfis. Hornung e Aigner (1999) distinguiram assinaturas típicas de canais com carga de fundo, suspensa e mista, devido às variações na quantidade de argila. Martinius et al. (2002) apresentaram assinaturas radioativas espectrais para depósitos de barras em pontal (Figura 4), onde se observa que o padrão em sino é melhor representado nos espectros do Th, do K e da CT.

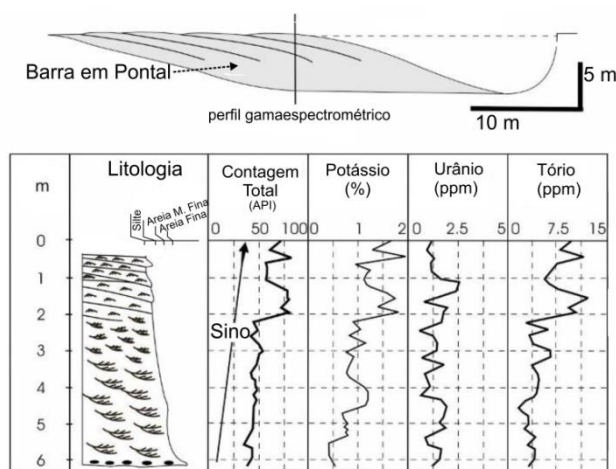


Figura 4 - Resposta de perfis gamaespectrométricos para uma barra em pontal (adaptado de Martinius et al., 2002).

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Bacia do Paraná é uma bacia intracratônica de idade paleozóica-mesozóica com início da sedimentação no Neo-Ordoviciano e evolução até o Neo-Cretáceo (Milani et al. 2007). Apresenta uma área de cerca de 1,5 milhões de km² englobando a porção Meridional do Brasil, o Paraguai Oriental, o Nordeste da Argentina e o Norte do Uruguai. Grande parte das rochas se depositou durante o Paleozóico, no contexto do paleocontinente Gondwana, registrando a sua história com transgressões e regressões marinhas. Os estratos mesozóicos já não apresentam deposição marinha e, diferentemente do Paleozóico, apresentam grandes espessuras de rochas ígneas extrusivas reflexo da ruptura do continente Gondwana.

A estratigrafia da Bacia do Paraná pode ser dividida em seis supersequências ou sequências de segunda ordem (Milani, 1997), todas limitadas por discordâncias regionais: Ordovício-Siluriana, Devoniana, Permocarbonífera, Triássica, Jurássica-Eocretácea e Neocretácea, cada uma depositada durante uma fase de subsidência que permitiu criação de espaço de acomodação.

O Grupo Passa Dois integra a Supersequência Permocarbonífera juntamente com os Grupos Itararé e Guatá (Figura 5). Esse grupo engloba, da base para o topo, as formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto. A Formação Rio do Rasto envolve ambientes continentais lacustre, fluvial e eólico, gradando no topo, segundo a opinião de Milani et al. (2007) para os arenitos predominantemente eólicos da Formação Pirambóia. A Formação Rio do Rasto é dividida nos membros Serrinha (basal) e Morro Pelado (superior). Os afloramentos estudados neste artigo estão localizados no intervalo estratigráfico referente ao Membro Morro Pelado, onde predominam fácies fluviais.

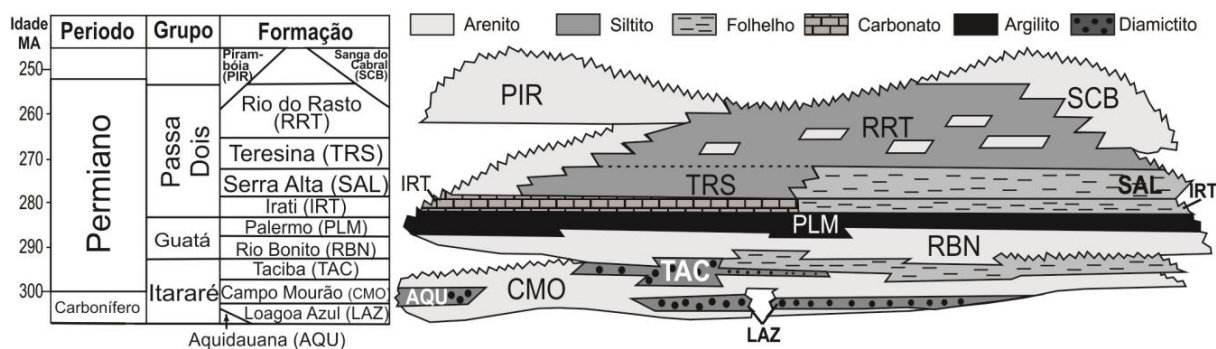


Figura 5 - Carta estratigráfica da supersequencia Carbonífera-Permiana da Bacia do Paraná (adaptado de Milani et al., 2007).

A idade da Formação Rio do Rasto é considerada por Milani et al. (1994) como do Permiano Superior e o início do Triássico. Entretanto, na mais recente carta estratigráfica da Bacia do Paraná, Milani et al. (2007) posicionam a Formação Rio do Rasto inteiramente no Permiano Superior.

A Formação Rio do Rasto apresenta contato transicional na base com a Formação Teresina (Schneider et al., 1974; Rohn, 1994; Warren et al., 2008) e entre seus membros (Orlandi Filho et al., 2006). A natureza do contato superior com a Formação Pirambóia não é unânime na literatura. Schneider et al. (1974) descreveu um contato erosivo enquanto Mendes (1984), Milani et al (2007) e Warren et al. (2008) definem o contato superior da Formação Rio do Rasto como transicional.

O Membro Serrinha apresenta na base camadas de arenitos finos bem selecionados intercalados a siltitos e argilitos com geometria tabular com um aumento de arenitos em direção ao topo (Warren et al., 2008). As estruturas identificadas nos arenitos e siltitos são laminações cruzadas, plano-paralelas, *wavy* e *flaser*, ondulações, estratificação *hummocky*, estratificações cruzadas planares a acanaladas além de presença de níveis pelíticos com intensa bioturbação e gretas de ressecamento.

O ambiente de sedimentação do Membro Serrinha é definido por Rohn (1994) como predominantemente lacustre com ondas de tempestade e início de rios efêmeros na porção mais superior, indicando tendência de aridização. Ainda segundo a autora, o membro apresenta a primeira evidência concreta da diminuição da salinidade com o aparecimento de espécies que indicariam um ressecamento de grandes áreas seguido por inundações.

O membro Morro Pelado é caracterizado por arenitos finos lenticulares ou lobados, lateralmente interdigitados com siltitos e argilitos vermelhos, podendo ser encontrados fósseis de plantas e vertebrados (Schneider et al., 1974, Warren *et. al.*, 2008). Os arenitos apresentam estratificações cruzadas acanaladas e tabulares e laminações plano-paralelas, enquanto que os sedimentos mais finos apresentam ondulações de corrente indicativas de fluxo aquoso.

O ambiente deposicional do Membro Morro Pelado é definido inicialmente como predominantemente lacustre com barras de desembocaduras deltaicas (Warren et al., 2008), em direção ao topo o membro começa a apresentar feições de exposição subaérea e início de aridização com pequenos corpos aquosos cercados por áreas emersas com rios e dunas eólicas (Rohn, 1994; Warren et al., 2008). Trabalhando no Membro Morro Pelado, numa área que abrange o presente trabalho, Warren et al. (2008) identificaram elementos deposicionais lacustres, desérticos e fluviais, incluindo barras em pontal.

MÉTODOS

Foram estudados dois afloramentos com boa continuidade lateral e vertical, abrangendo o intervalo de exposição do Membro Morro Pelado (Figura 6). O afloramento 1 localiza-se na margem da BR-282, próximo à localidade de Bocaina do Sul, e expõe formas de acreção lateral fluviais. O afloramento 2 é uma seção situada na BR-470, entre os entroncamentos com a SC-114 e a BR-116, onde ocorre alternância de fácies eólicas e fluviais, as últimas incluindo depósitos de canal e de planície de inundação. Para a correlação com dados de superfície foram utilizados perfis de raios gama de seis poços próximos aos afloramentos estudados e que abrangem o intervalo de interesse (Figura 6).

Nos afloramentos estudados foram descritas as litofácies e interpretados os elementos deposicionais e superfícies limitantes. Foram identificadas sete litofácies cuja classificação foi feita com base na nomenclatura de Miall (2006) com base na granulometria e estruturas sedimentares (Tabela 2).

Os perfis gamaespectrométricos foram levantados com intervalo de amostragem de 15 centímetros. O tempo de aquisição de cada medida foi de 30 segundos. Este tempo foi definido através da análise da metodologia descrita em diversos trabalhos onde verificou-se o uso de tempo de 10 segundos até cerca de 5 minutos, mas sempre com resultados satisfatórios (e.g. North e Boering, 1999; Hadley et al., 2000; Ruf e Aigner, 2004; Ferreira et al., 2010).

Concomitantemente à amostragem gamaespectrométrica foram levantados perfis estratigráficos verticais de detalhe com o objetivo de comparar as variações granulométricas e de litofácies com as respostas gamaespectrométricas. Foram levantados sete perfis no afloramento 1, ao passo que no afloramento 2 foi construído um perfil composto que abrange o mesmo nível estratigráfico do afloramento 1.

O equipamento utilizado foi o gamaespectrômetro portátil GS-512, de fabricação tcheca (Geofyzika), pertencente ao Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada (LPGA/UFPR). O aparelho é um contador de cintilação, que possui um cristal (iodeto de sódio ativado a tálio) na base e cintila na presença de raios gama. A cintilação gerada por esse cristal é detectada por um foto-catodo que emite elétrons, os quais são multiplicados gerando uma corrente para um circuito externo que realiza as medições. As medidas são registradas em quatro intervalos de energia de raios gama denominados de ROIs (*regions of interest*) que equivalem às energias de K, eU e eTh e contagem total (CT). A partir da calibração prévia do aparelho (Becegato & Ferreira, 2005) os dados das ROIs (em cps) foram convertidos em teores: ROI1, contagem total (CT) em ppm de urânio equivalente (Ueq); ROI2 em % de K; ROI3 em ppm de urânio e ROI4 em ppm de tório.

Para verificar a qualidade da calibração foram elaborados perfis comparativos e gráficos de correlação dos dados obtidos em contagens por segundo (cps) e em concentrações em um dos perfis levantados (Figura 7). A CT apresenta índice de correlação igual a 1, mostrando que a calibração está correta e os dados são representativos. Os canais do K e do eTh mostram índices de correlação de 0,98 e 0,99 respectivamente, também sendo considerados satisfatórios. O gráfico do eU foi o que apresentou o menor índice de correlação (0,59), evidenciando uma dispersão relativa que pode estar associada a problemas na calibração do instrumento ou à alta mobilidade do urânio.

Finalmente, as medidas foram plotadas em perfis gamaespectrométricos semelhantes aos perfis de poços com valores de profundidade no eixo das ordenadas e os teores no eixo das abscissas.

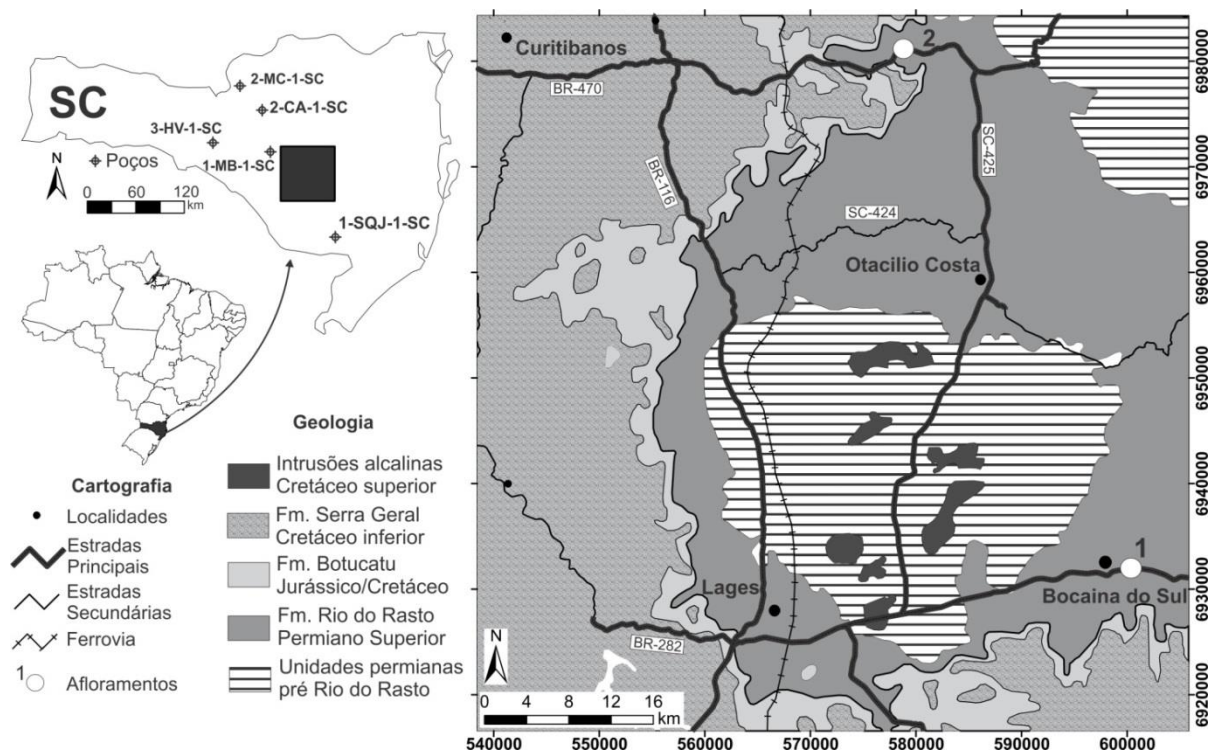


Figura 6 – Mapa geológico da área de estudo indicando a localização dos afloramentos estudados (modificado de CPRM, 2004) e dos poços utilizados na correlação.

Tabela 2 – Fácies sedimentares identificadas de acordo com a codificação de Miall (2006).

Fácies	Descrição
Fm	Argilitos e siltitos maciços
Fh	Argilitos e siltitos com laminação plano-paralela
Sm	Arenitos finos, com baixa a moderada maturidade e maciços. Podem ocorrer intraclastos de argila
Sh	Arenitos finos a médios, com a baixa a moderada maturidade, com estratificação plano-paralela
St	Arenitos finos a médios de baixa a moderada maturidade, com estratificação cruzada acanalada
Sp	Arenitos finos a médios de baixa a moderada maturidade, com estratificação cruzada tabular
H	Camadas heterolíticas com estruturas geradas por correntes subaquosas: ondulações, climbing ripples, wavy, linsen e flaser

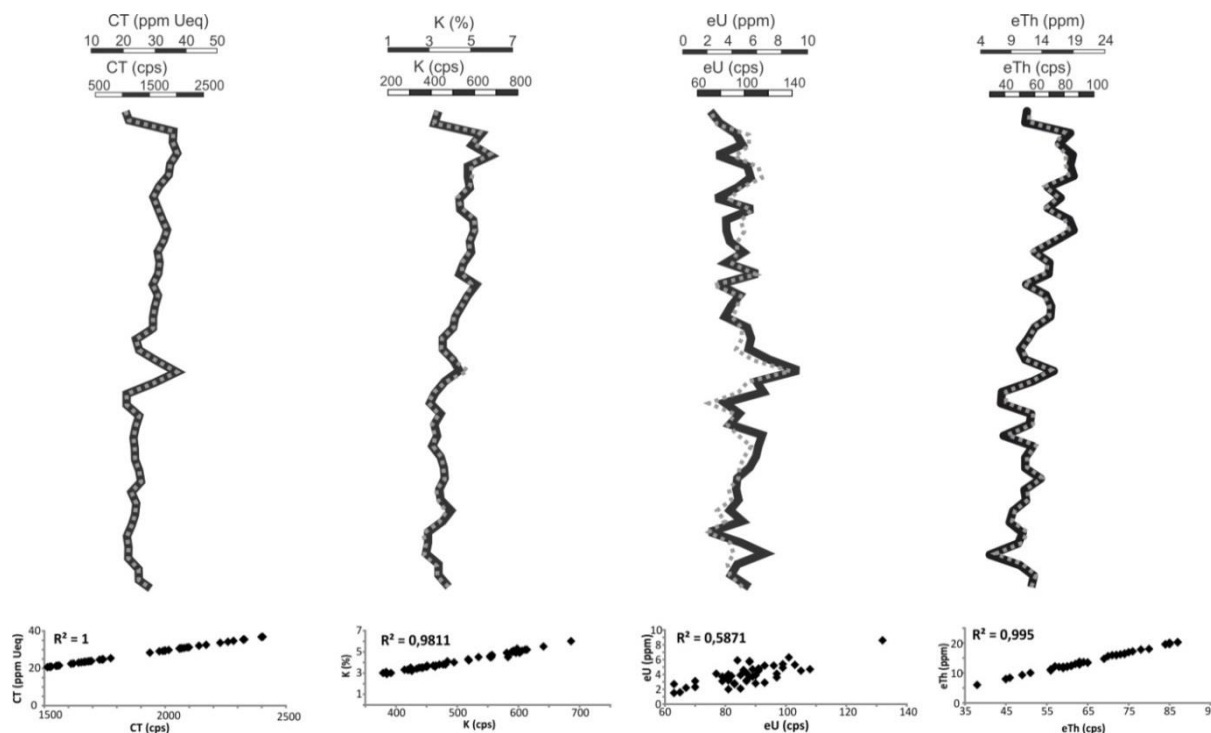


Figura 7 – Perfis de correlação dos dados gamaespectrométricos em concentração (linhas contínuas) e em cps (linhas tracejadas).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Perfis gamaespectrométricos

Afloramento 1

O afloramento 1 constitui uma barra em pontal composta de carga mista, caracterizada por intercalações de arenitos (fácies St e Sp) e fácies heterolíticas (Figura 8A). As fácies estão dispostas em camadas com acresção lateral, elemento deposicional típico de rios de alta sinuosidade (meandrante). Diversas superfícies limítrofes foram identificadas no afloramento (Figuras 8B e C), classificadas em três ordens de hierarquia de acordo com escala Miall(1988).

Sete perfis gamaespectrométricos foram levantados ao longo da extensão do afloramento com o intuito de verificar variações verticais e laterais da assinatura gamaespectrométrica na barra em pontal. Os dados das concentrações de CT, K, U e Th podem ser visualizados na Tabela 3, que apresenta, em geral, concentrações menores na fácies arenosas. Em primeira análise, pode-se observar que os perfis possuem boa correlação com a sucessão vertical de fácies devido a sua sensibilidade ao teor de argila.

Tabela 3– Estatística básica das concentrações gamaespectrométricas do afloramento 1 e de suas fácies arenosas e pelíticas

Elementos	Total				Fácies arenosas				Fácies pelíticas			
	CT	K	U	Th	CT	K	U	Th	CT	K	U	Th
Média	26,71	3,68	5,25	12,60	24,50	3,30	5,49	10,85	30,21	4,29	4,88	15,38
Desvio padrão	7,07	0,79	4,93	4,13	6,88	0,43	5,78	3,02	5,88	0,86	3,16	4,15
Máximo	59,00	6,50	36,70	25,70	59,00	4,50	36,70	23,00	42,10	6,50	18,40	25,70
Mínimo	14,00	2,20	0,10	4,70	14,00	2,20	0,10	4,70	17,70	2,50	0,50	5,50
Número de amostras	240				147				93			

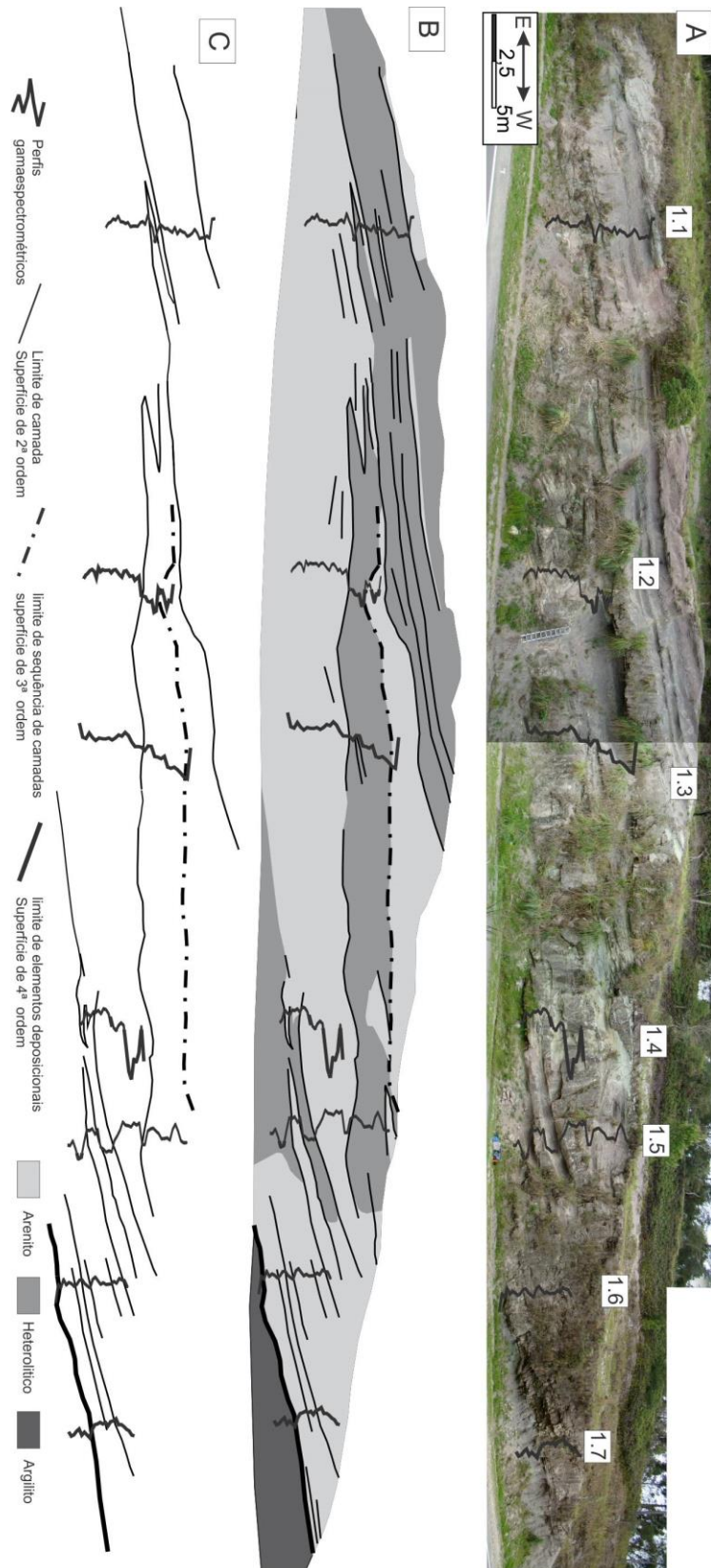


Figura 8 – A- fotografia do afloramento 1 com sobreposição dos perfis gamaespectrométricos. B- interpretação do afloramento de acordo com os litotipos e superfícies limítrofes. C -interpretação das superfícies sobreposta aos perfis verificando a variação lateral das assinaturas radioativas ao longo do afloramento

Os perfis gamaespectrométricos de contagem total correlacionam-se, de forma geral, com as variações granulométricas verificadas (Figura 9). O perfil de CT é semelhante aos das concentrações do eTh e do K, com exceção do perfil 1.4, que apresenta elevados teores de eU. O K e o eTh correspondem melhor à curva de CT e respectivamente às variações granulométricas registradas no afloramento.

O baixo índice de correlação dos dados do eU em ppm e cps (Figura 7) obtido durante a verificação da calibração do aparelho pode ser um dos motivos da falta de correlação com as demais variáveis dos perfis levantados. Os perfis do urânio apresentam padrões serrilhados sem assinatura definida.

Nos perfis 1.2 e 1.4 (Figura 9) foram registrados valores elevados de eU com máximos de 18 ppm e 50 ppm, respectivamente, enquanto que nos outros perfis o maior valor é 9 ppm. Essas anomalias abrangem cerca de 1 metro em cada perfil e não foram reconhecidas em nenhum outro ponto dos demais perfis. No caso do perfil 1.4 os valores ultrapassam cerca de 5 vezes a escala utilizada. Estes valores de eU se refletem na curva de CT como demonstra a Figura 9.

Anomalias de urânio são comuns em arenitos e podem estar associadas a minerais pesados que se acumulam durante a deposição ou a depósitos de urânio epigenético em *fronts* de oxidação-redução. É importante salientar que quando não se dispõe de perfis espectrais (como é o caso da maioria dos poços da Bacia do Paraná), esses picos são muitas vezes interpretados como aumento de argilosidade, o que dificulta a correlação estratigráfica. Isso demonstra que as curvas de CT, Th e K são mais apropriadas para a definição de assinaturas gamaespectrométricas.

Depósitos de canais fluviais de alta sinuosidade apresentam diminuição da granulometria e aumento da argilosidade para o topo, repercutindo num padrão em sino da curva de raios gama. Esse padrão é bem marcado apenas nos perfis 1.1 e 1.3 (Figura 9) e na porção superior do perfil 1.2 (Figura 9). Nos três perfis a base apresenta-se na forma de cilindro demonstrando que os arenitos basais têm composição e textura homogênea com sedimentos mais finos no topo aumentando gradativamente os valores de radioatividade.

Os perfis 1.5 e 1.6 (Figura 9), representativos da porção mais basal da barra, mostram assinaturas radioativas uniformes, sem uma tendência clara de variação vertical de argilosidade (padrão cilíndrico serrilhado e suave). No perfil 1.7 (Figura 9) a base de argilito exibe uma assinatura homogênea enquanto que o arenito apresenta padrão em funil na base até a parte mediana e em sino na porção superior. A presença de valores mais altos na base do canal deve-se à concentração de intraclastos de argila erodidos dos pelitos sotopostos.

As superfícies de segunda ordem são, na sua maioria, bem marcadas em quase todos os perfis gamaespectrométricos, com mudanças rápidas das concentrações de K, eTh e CT ou por variação no comportamento dos perfis, como no perfil 1.2, cuja assinatura em cilindro na camada basal passa para um padrão em sino da camada superior. No perfil 1.5 essas superfícies são evidenciadas através das variações das fácies areníticas e heterolíticas definindo sucessivos padrões em cilindro no perfil gamaespectrométrico.

A superfície erosiva identificada na Figura 10 é interceptada pelos perfis 1.1 e 1.3 (Figura 9), a qual é marcada por uma brusca mudança dos padrões em sino (topo), reflexo da rápida diminuição dos valores de CT associada a arenitos finos que representam novo estágio evolutivo da barra em pontal.

A variação de teores entre os perfis 1.6 e 1.7 é bastante acentuada mostrando a grande heterogeneidade interna da barra. Isso se deve ao fato de que canais fluviais de carga mista caracterizam-se por alternância entre camadas pelíticas e arenosas como consequência de oscilações da descarga fluvial. Tal variabilidade impacta na recuperação dos reservatórios, pois forma barreiras de permeabilidade internas ao canal.

Os perfis gamaespectrométricos do afloramento 1 mostram que, apesar da variação vertical e lateral das fácies, algumas camadas de arenitos podem ser bem correlacionadas,

como é o caso da base dos perfis 1.1, 1.2 e 1.3 (Figura 9), que exibem valores baixos e constantes de K, eTh e CT o que indica baixos teores de argila. O reconhecimento das assinaturas e variações destas respostas gamaespectrométricas numa escala de unidade de fluxo pode auxiliar a compreensão de reservatórios de mesmo ambiente em subsuperfície, onde os dados de poços são espaçados de dezenas a centenas de metros.

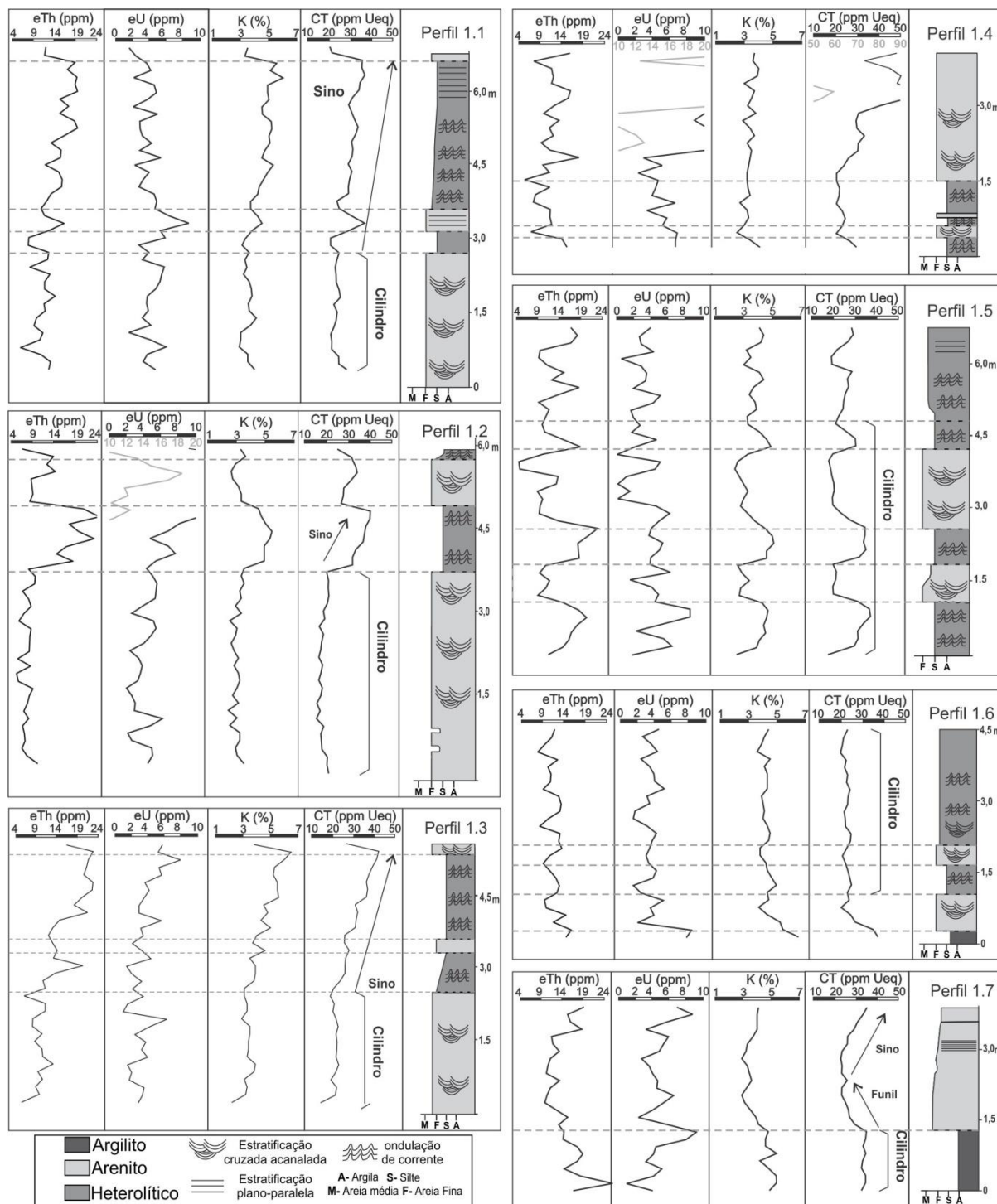


Figura 9 – Perfis gamaespectrométricos (eTh, eU, K e CT) e estratigráficos do afloramento 1 (vide localização na Figura 6).

Afloramento 2

Visando estabelecer critérios mais robustos para a correlação de dados de afloramentos e de subsuperfície do intervalo estudado, perfis gamaespectrométricos foram levantados ao longo de uma seção verticalmente mais contínua na BR-470 (Figura 10).

Segundo levantamentos de cunho faciológico efetuados por Schemiko (comunicação pessoal), a seção da BR-470 exhibe, além de fácies fluviais de canal e planície de inundação, elementos deposicionais eólicos e de deltas lacustres.

Foram levantados 7 perfis, os quais foram empilhados de forma composta (Figura 10). Os perfis 2.1, 2.2 e 2.3 (Figura 11) compreendem depósitos de ambiente deltaico, os 2.4 e 2.5 abrangem uma sequência de barras em pontal semelhante ao afloramento 1, o perfil 2.6 tem na base arenitos eólicos e no topo depósitos deltaicos e o perfil 2.7 configura arenitos eólicos. A estatística básica dos perfis pode ser verificada na Tabela 4 e, apesar de representarem ambientes sedimentares diferentes, os valores são semelhantes aos observados no afloramento 1, mostrando não haver variações composicionais significativas entre a fácies fluviais, lacustres e eólicas

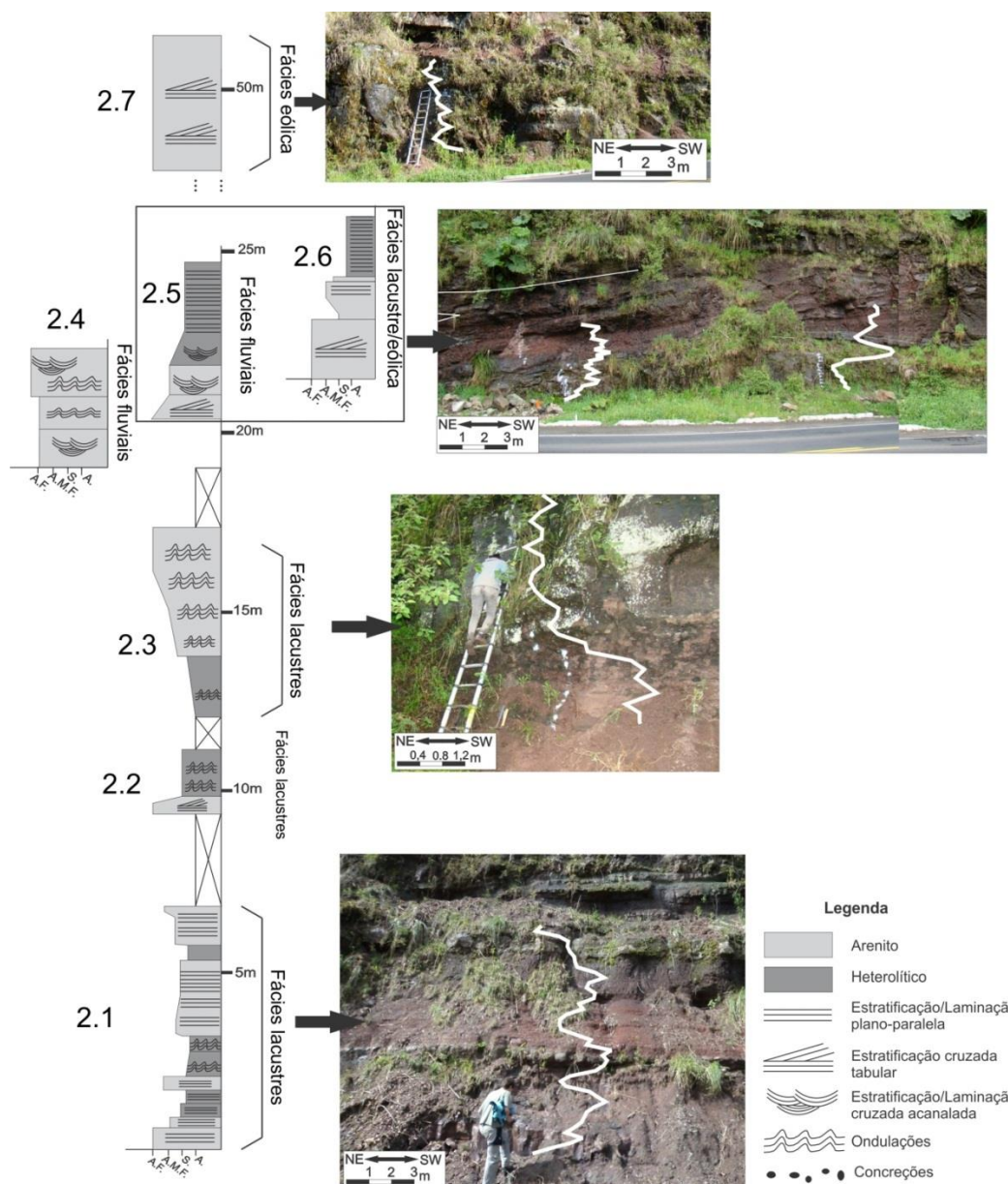


Figura 10 – Perfil estratigráfico composto do afloramento 2 indicando os perfis gamaespectrométricos sobrepostos às fotografias do afloramento

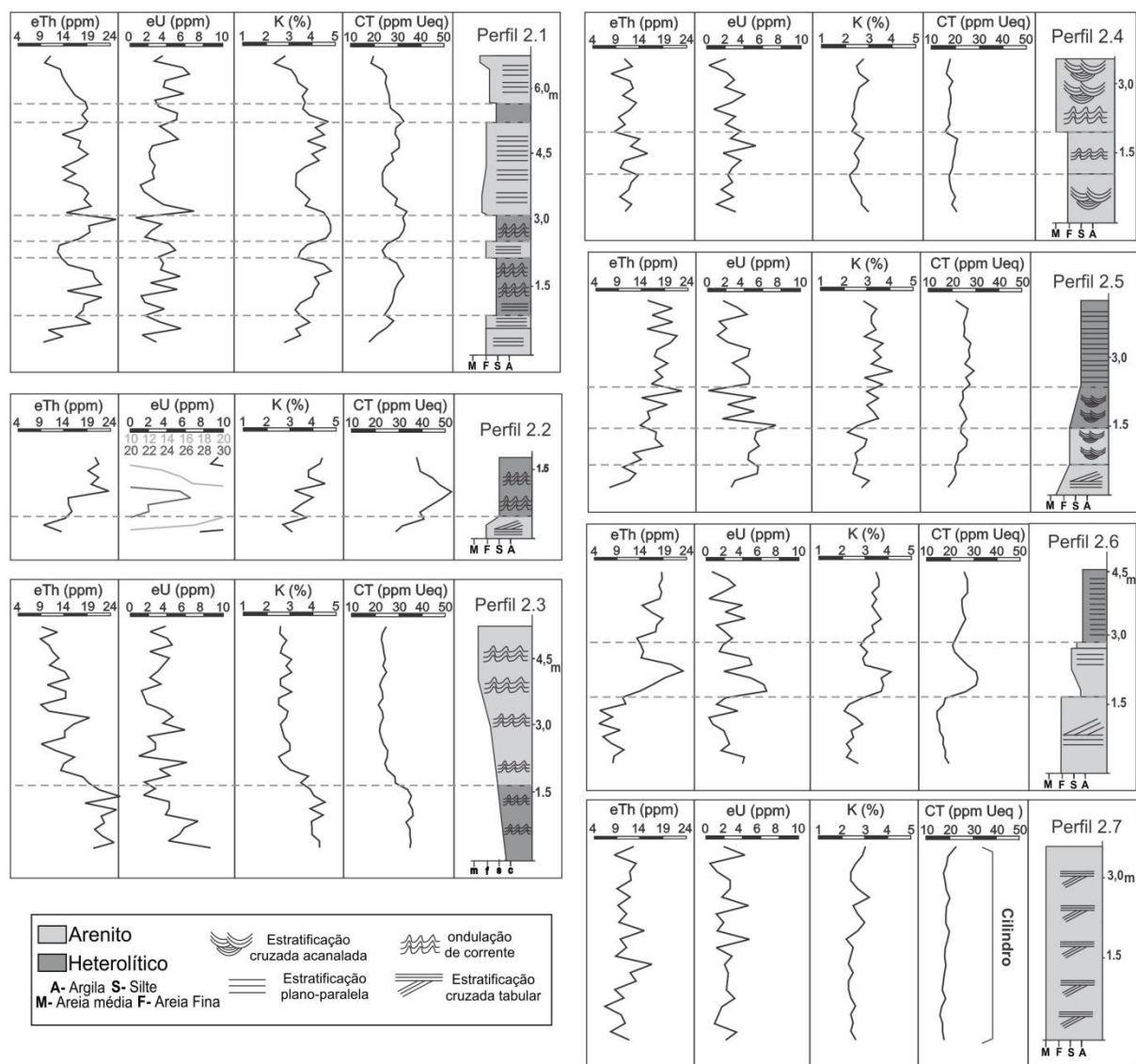


Figura 11 – Perfis gamaespectrométricos (eTh, eU, K e CT) e estratigráficos do afloramento 2 (vide localização na Figura 6).

Tabela 4– Estatística básica das concentrações gamaespectrométricas do afloramento 2 e de suas fácies arenosa e pelítica.

Elemento	Total				Fácies arenosas				Fácies pelíticas			
	CT	K	U	Th	CT	K	U	Th	CT	K	U	Th
Média	25,50	3,35	4,06	15,07	22,48	3,04	3,55	12,89	30,75	3,90	4,94	18,88
Desvio padrão	6,71	0,73	4,10	4,44	4,65	0,57	2,61	3,56	6,54	0,67	5,78	3,04
Máximo	52,30	5,40	26,50	26,50	41,00	4,70	19,60	23,50	52,30	5,40	26,50	26,50
Mínimo	14,20	2,10	0,00	5,00	14,20	2,10	0,10	5,00	22,20	2,90	0,00	13,50
Número de amostras	181				115				66			

Correlação com dados de subsuperfície

Visando verificar a equivalência das assinaturas gamaespectrométricas dos afloramentos com dados de subsuperfície, foram selecionados cinco poços perfurados pela Petrobras no Estado de Santa Catarina: 1-SJQ-1-SC; 1-MB-1-SC; 1-HV-1-SC; 2-CS-1-SC; 2-MC-1-SC (vide localização na Figura 6). Para a correlação foram utilizados apenas os perfis

de CT dos afloramentos, pois nesses poços não foram adquiridos os perfis de K, eTh e eU. O objetivo dessa correlação é avaliar o potencial de reconhecimento dos depósitos fluviais do topo da Formação Rio do Rasto (Membro Morro Pelado) nos poços bem como o uso da gamaespectrometria como ferramenta para análise de fácies em subsuperfície.

A Figura 12 ilustra uma tentativa de correlação entre o perfil composto do afloramento 2 e o perfil de raios gama do poço 1-MB-1-SC, localizado a cerca de 50 quilômetros da faixa de afloramentos. Como *datum* para correlação foi utilizada a cota aproximada do topo da Formação Rio do Rasto, que, nessa área, faz contato discordante com a Formação Botucatu.

Observa-se que assinaturas semelhantes ocorrem grosso modo nos mesmos níveis estratigráficos tanto na seção do afloramento 2 quanto no poço 1-MB-1-SC, sugerindo que certos eventos deposicionais possuem expressão lateral significativa, pelo menos da ordem de dezenas de quilômetros.

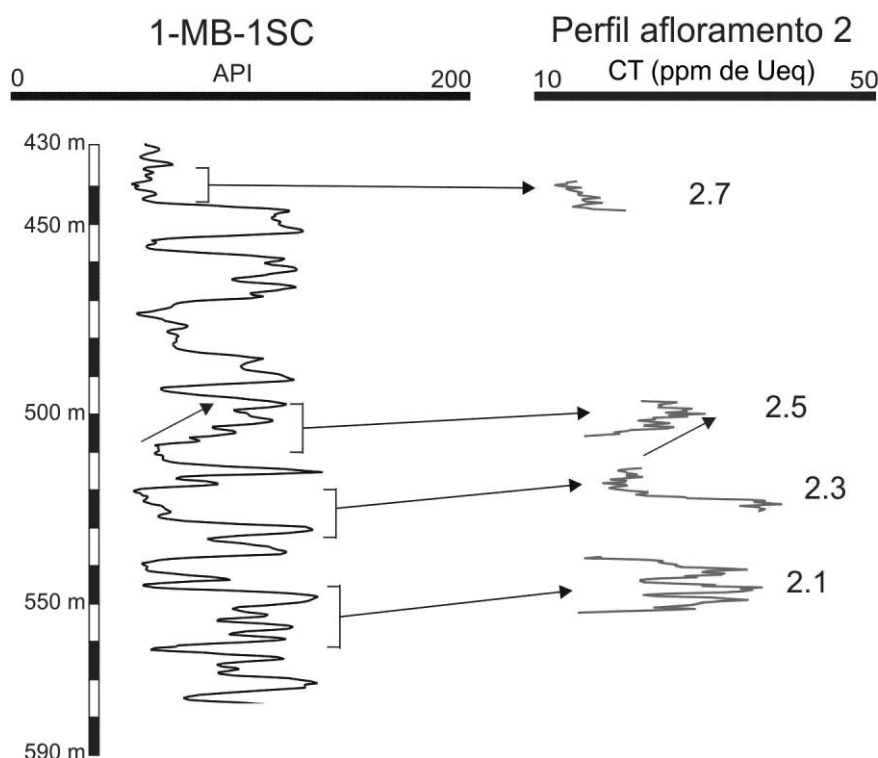


Figura 12 – Correlação do poço 1-MB-1-SC com o perfil composto do afloramento 2.

Com os perfis dos afloramentos em escalas compatíveis aos dos poços, foram comparadas as log-fácies para tentar reconhecer assinaturas semelhantes (Figura 13). Os perfis dos poços 1-SQJ-1-SC e 1-MB-1-SC, os mais próximos da área de afloramentos, apresentam melhor equivalência com as assinaturas dos perfis do afloramento 1, enquanto que nos demais perfis a correlação não é significativa. Isso sugere variações laterais de fácies na parte superior da Formação Rio do Rasto resultantes da própria paleogeografia à época da sedimentação.

O padrão em sino, característico de barras em pontal e identificado nos perfis 1.1 e 1.2, é reconhecido em poucas porções dos perfis de poços. Entretanto, outros padrões foram identificados, como no perfil 1.5 que apresenta um padrão cilindro e serrilhado, com leve diminuição dos valores para o topo, e do perfil 1.7, onde se observa o contato da barra em pontal com depósitos de planície de inundação (Figura 13).





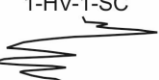
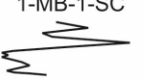

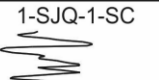
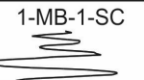

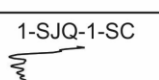
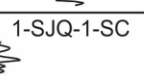

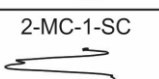
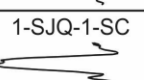
n° perfil	Perfis do afloramento 1	Partes dos perfis dos poços	
1.1		1-SJQ-1-SC 	1-MB-1-SC 
1.2		1-HV-1-SC 	1-MB-1-SC 
1.5		1-SJQ-1-SC 	1-MB-1-SC 
1.6		1-SJQ-1-SC 	1-SJQ-1-SC 
1.7		2-MC-1-SC 	1-SJQ-1-SC 

Figura 13 – Exemplos de assinaturas gamaespectrométricas equivalentes entre a barra em pontal do afloramento 1 (vide localização da Figura 6) e os poços.

CONCLUSÕES

A partir da análise das assinaturas gamaespectrométricas em depósitos fluviais e fácies associadas da parte superior da Formação Rio do Rasto e sua correlação com perfis de poços, pôde-se chegar às seguintes conclusões:

- 1- As concentrações de K e Th são as que melhor correspondem à concentração da contagem total (CT);
- 2- A assinatura gamaespectrométrica em sino (argilosidade crescente para o topo) ocorre na barra em pontal, mas não pode ser utilizada como característica para a sua definição, principalmente em depósitos de carga mista, uma vez que uma variada gama de padrões de perfil foi observada no afloramento 1.
- 3- Os perfis gamaespectrométricos podem ser utilizados para definição da variação granulométrica, pois correspondem às variações da argilosidade detectadas nos afloramentos estudados. Anomalias de urânio, todavia, interferem na contagem total e podem não apresentar relação com argilosidade conforme observado no perfil 1.4.
- 4- A correlação de dados de afloramentos e de subsuperfície na unidade estudada é satisfatória e válida para um raio de dezenas de quilômetros, proporcionando meios de reconhecer ambientes sedimentares em perfis de poços. O estudo realizado corrobora o alto grau de heterogeneidade comumente observado em reservatórios fluviais de carga mista, o que dificulta o mapeamento de unidades de fluxo a partir, exclusivamente, de dados de subsuperfície.

Referências

- Aigner, T., Schauer, M., Junghans, W. D., Reinhardt L. (1995). Outcrop gamma-ray logging and its applications: examples from the German Triassic. *Sedimentary Geology*, 100, 47-61.
- Arya, A. P. (1966). *Fundamentals of nuclear physics*. Allyn and Bacon, Boston, USA.

Becegato, V. A., Ferreira, F. J. F. (2005). Gamaespectrometria, resistividade elétrica e susceptibilidade magnética de solos agrícolas no noroeste do estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geofísica*, Rio de Janeiro, 23(4), 371-405.

Chamberlain, A. K. (1984). Surface gamma-ray logs: A correlation tool for frontier areas. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 68(8), 1040-1043.

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Carta geológica do Brasil ao milionésimo: folha SG-22. 1 CD-Rom. Escala 1:1.000.000. 2004

Duarte, O. O. (2003). *Dicionário enciclopédico inglês-português de geofísica e geologia*. Sociedade Brasileira de Geofísica – SBGf, 2ª Edição, Rio de Janeiro.

Ellis, D. V., Singer, J. M. (2008). *Well Logging for Earth Scientists*. Springer, The Netherlands, Second Edition.

Evans, R., Mory, A. J., Tait, A. M. (2007). An outcrop gamma ray study of the Tumblagooda Sandstone, Western Australia. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 57, 37-59.

Ferreira, F. J. F, Candido, A. G., Rostirolla, S. P. (2010). Correlação gamaespectrométrica de afloramentos e poços: estudo de caso na Formação Ponta Grossa (Bacia do Paraná, Brasil). *Revista Brasileira de Geofísica*, 28(3), 371-396.

Hadley, M. J., Ruffell, A., Leslie, A. G. (2000). Gamma-ray spectroscopy in structural correlations: an example from the Neoproterozoic Dalradian succession of Donegal (NW Ireland). *Geological Magazine*, 137(3), 319-333.

Hampson, G. J., Davies, W., Davies, S. J., Howell, J. A., Adamson, K. R. (2005). Use of spectral gamma-ray data to refine subsurface fluvial stratigraphy: late Cretaceous strata in the Book Cliffs, Utah, USA. *Journal of the Geological Society of London*, 162, 603-621.

Hornung, J., Aigner, T. (1999). Reservoir and aquifer characterization of fluvial architectural elements: Stubensandstein, Upper Triassic, southwest Germany. *Sedimentary Geology*, 129, 215-280.

Labrecque, P. A., Jensen, J. L., Hubbard, S.M. (2011). Cyclicity in Lower Cretaceous point bar deposits with implications for reservoir characterization, Athabasca Oil Sands, Alberta, Canada. *Sedimentary Geology*, 242, 18-33.

Martinius, A. W, Geel, C. R., Arribas, J. (2002). Lithofacies characterization of fluvial sandstones from outcrop gamma-ray logs (Loranca Basin, Spain): the influence of provenance. *Petroleum Geoscience*, 8(1), 51-62.

Macdonald, A. C., Halland, E. K. (1993). Sedimentology and shale modeling of a sandstone-rich fluvial reservoir: Upper Staffjord Formation, Staffjord Field, Northern North Sea. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77(6), 1016-1040.

Melvin, J. (1993). Evolving style in the Kekiktuk Formation (Mississippian), Endicott Field Area, Alaska: base level response to contemporaneous tectonism. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 7(10), 1723-1744.

Mendes, J. C. (1984). Sobre os paleoambientes deposicionais do Grupo Passa Dois. *Revista do Instituto de Geociências*, 5, 15-24.

Miall, A. D. (1988). Reservoir heterogeneities in Fluvial Sandstones: lessons from outcrop studies. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72(6), 682-697.

Miall, A. D. (2006). *The geology of fluvial deposits – sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer Verlag.

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

Milani, E. J., França, A. B., Schineider, R.L. (1994). *Bacia do Paraná*. *Boletim de Geociências* da PETROBRÁS, Rio de Janeiro, 8(1), 69-82.

Milani, E. J., Melo, J. H. G., Souza, P. A., Fernandes, L. A., França, A. B. (2007). Bacia do Paraná. In: Milani, E. J., Rangel, H. D., Bueno, G.D., Stica, J.M., Winter, W.R., Caixeta, J.M., Pessoa Neto, C.P. (Eds). *Bacias Sedimentares Brasileiras – Cartas Estratigráficas*. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 265-287.

Minty, B. R. S., Luyendyk, A. P. J., Brodie, R. C. (1997). Calibration and data processing for airborne gamma ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2), 51-62.

North, C. P., Boering, M. (1999). Spectral gamma-ray logging for facies discrimination in mixed fluvial-eolian successions: A cautionary tale. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 83(1), 155-169.

Orlandi Filho, V., Krebs, A. S. J., Giffoni, L. E. (2006). White Column, Serra do Rio do Rastro, SC - Classic Geologic Section of the Gondwana Continent in Brazil. In: Winge, M., Schobbenhaus, C., Berbert-Born, M., Queiroz, E. T., Campos, D. A., Souza, C. R. G., Fernandes, A. C. S. (Eds) *Geological and Palaeontological Sites of Brazil*.

Parasnis, D. S. (1997). *Principles of applied geophysics*. Chapman & Hall, London.

Rider, M. H. (1990). *Gamma-ray log shape used as a facies indicator: critical analysis of an oversimplified methodology*. In: A. Hurst, M.A. Lovell & A.C. Morton. Geological Society Special Publication 48: Geological applications of wireline logs. London: The Geological Society,

Rohn, R. (1994). *Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná*. 2v.Tese (Doutorado).São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Ruf, M., Aigner, T. (2004). Facies and poroperm characteristics of a carbonate shoal (Muschelkalk, South German Basin): a reservoir analogue investigation. *Journal of Petroleum Geology*, 27(3), 215-239.

Schneider, R. L., Muhlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R. A., Daemon, R. F., Nogueira, A. A. (1974). *Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná*. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, Anais.41-65.

Sheriff, R. E. (1999). Encyclopedic dictionary of exploration geophysics. Society of Exploration Geophysicists – SEG, *Geophysical References Series*, 1, Tulsa.

Slatt, R. M. (2006). *Fluvial deposits and reservoirs. Stratigraphic reservoir characterization for petroleum geologists, geophysicists and engineers*. Elsevier.

Slatt, R. M., Jordan, D. W., D'Agostino, A. E., Gillespie, R. H. (1992). Outcrop gamma-ray logging to improve understanding of subsurface well log correlations. *Geological Society, London, Special Publications*, 65, 3-19.

Talwar, A. D., Henderson, A. S., Hart, M. (1992). Simple gamma-ray response of the Upper Jurassic from the Dorset Coast – A preliminary investigation using the scintilometer profile technique. *Note of poster display at the annual conference of the Ussber Society*.

Van Buchem, F. S. P., Melnyk, D. H., Mccave, I. N. (1992). Chemical cyclicity and correlation of Lower Lias mudstones using gamma ray logs, Yorkshire, UK. *Journal of the Geological Society, London*, 149, 991-1002.

Warren, L. V., Almeida, R. P., Hachiro, J., Machado, R., Roldan, L. F., Steiner, S. S., Chamani, M. A. C. (2008). Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2), 213-227.

Zhi, T. (1982). Tectonic features of oil and gas basins in eastern part of China. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66(5), 509-521.

4.2. Reservoir heterogeneity of mixed-load fluvial point bars: an outcrop case study from the late Permian Morro Pelado Member, eastern Paraná Basin, Brazil

G.A. Soweck^{1*}; F.F. Vesely²; D.C.B. Schemiko³;

1- Federal University of Paraná, Brazil/ Post-Graduate Program in Geology

Adresse: Santo celestino Coletto, 645. CEP 82540-250, Curitiba-PR. (55) (41) 3206-5495

* Corresponding author (e-mail: arruda@ufpr.br)

2- Federal University of Paraná, Brazil/Department of Geology

Adresse: Centro Politécnico, Jardim das Américas, Caixa Postal 19001. CEP 81531-990, Curitiba-PR.
(55) (41) 3361-3306

3- Federal University of Paraná, Brazil/ Post-Graduate Program in Geology

Adresse: Centro Politécnico, Jardim das Américas, Caixa Postal 19045. (55) (41) 3361-3622

Words of text: 2958

References: 39

Tables: 3

Figures: 13

Abbreviated title: **reservoir heterogeneity of point bars**

Abstract

Fluvial channel-fill deposits form highly heterogeneous hydrocarbon reservoirs. The heterogeneities are in smaller scale than channel-overbank and cannot be adequately assessed using seismic data, so that study of outcrop analogs can help in detections within channel variability of reservoir properties. The aim of this research is to illustrate reservoir heterogeneity of fluvial point bars taking as case study outcrops of the Late Permian of the Paraná Basin (Brazil). With the purpose to describe the outcrop anisotropy the exposures were covered by detailed facies and architectural analysis, spectral gamma ray logs, petrophysical investigation by X-ray computed microtomography and petrography analysis. The fluvial point bars were characterized by a meter-scale alternation between poorly sorted, fine to medium grained sandstones and mudstone/heterolithic strata. Four hierarchies of reservoir heterogeneity were identified by bounding surfaces. The gamma ray data showed laterally different signatures and the typical fluvial point bar bell-shaped log was observed only in some profiles. Intense compaction and cementation were evidenced, associated with content of depositional matrix, intraclasts and quartz overgrowth controls the variation of porosity. The total porosity has a random distribution throughout the point bar deposits, which demonstrates the complex control of depositional and diagenetic factors.

Keywords: Point bar, Fluvial heterogeneity, Outcrop analogs

Several basins worldwide produce hydrocarbons from fluvial reservoirs, including the Lower Jurassic Staffjord Formation in the North Sea, Norway (McDonald and Halland, 1993; Ramm and Ryseth 1996), the Triassic Sadlerochit Group in the Prudhoe Basin, Alaska (Tye & Hickey 2001), Cretaceous units from the Songliao Basin (Zhi 1982; Sun *et al.* 2007) and the Lower Cretaceous Athabasca tar sands (Labrecque *et al.* 2011), the larger oil accumulation in the world. In Brazil, oil fields associated with fluvial sandstones take place, for instance, in the Jurassic Sergi Formation of the Recôncavo Basin (Bongiolo and Scherer 2010) and in the Late Cretaceous Açu Formation of the Potiguar Basin (Milani and Araújo 2003).

Production from fluvial reservoirs is often hampered by its high degree of compartmentalization, which result in flow units usually not detected with low resolution subsurface data. Consequently, fluvial heterogeneity has been widely investigated in outcrop analogs by detailed analysis of lithofacies, depositional element architecture and bounding surfaces in two dimensional photomosaics and LIDAR records (e.g. Allen 1983; Miall 1985,1988; Díaz-Molina *et al.* 1995; Galloway & Hobday 1996; Hornung & Aigner 1999; Taylor & Ritts 2004; Pranter *et al.* 2007).

Fluvial reservoirs deposited in low sinuosity, bedload dominated river systems (e.g. braided) may comprise amalgamated channel fills composed of sandstones and conglomerates often with good porosity and permeability. Reservoir compartmentalization in this kind of system is typically depicted as interconnected or isolated channel belts enveloped by overbank fines, with intra-channel, facies scale variability being less relevant. By the other hand, sinuous, mixed-load channels present higher degree of heterogeneity due to the alternation of muddy and sandy beds within the same architectural element (e.g. Hartkamp-Bakker & Donselaar 1993; Donselaar & Overeem 2008; Labrecque *et al.* 2011).

The aim of this paper is to illustrate reservoir heterogeneity of mixed-load fluvial point bars taking as case study outcrops of the Late Permian Morro Pelado Member (Rio do Rasto Formation) of the Paraná Basin. The studied interval comprises an association of fluvial, eolian and lacustrine deposits, whose channel fills are mainly fine sandstones and heterolithic strata. Although any petroleum accumulation was so far discovered within its sandstones, the Rio do Rasto Formation is placed immediately below the eolian tar sands of the Pirambóia Formation, which was charged by the Permian Irati black shale (Milani and Araújo 2003).

Methods

The area under investigation is located in the eastern outcrop belt of the Paraná Basin, more specifically in eastern Santa Catarina state (Fig. 1). Two laterally extensive outcrops were selected in order to proceed with a detailed 2D analysis of point bar strata. A

total of eleven closely spaced sedimentological logs were measured (seven in locality 1 and four in locality 2) to define vertical changes in grain size and lithofacies. The facies and architectural characterization of the fluvial deposits was carried out by adapting the methodology proposed by Miall *et al.* (1977) for facies codification and Miall (1988, 2006) for bounding surfaces and architectural elements.

Using a hand held spectral scintillometer (Geofizika GS-512), 15 cm spaced, spectral gamma ray measurements were obtained, with readings of 30 seconds. Spectral gamma ray logs of K (%), eTh (ppm), eU (ppm) and total counts (TC- ppm of Ueq) were built in order to characterize gamma-ray signature and its relationship with grain size, lithofacies and depositional architecture.

Sandstone samples were collected in different stratigraphic positions for petrography and petrophysics. Porosity and permeability were estimated using a Skyscan 1172 x-ray microtomography, where 21 samples 1,5 cm each were scanned with a resolution of 9,8 μm per pixel. The computed microtomography (μCT) uses the emission of x-rays through a material to check its internal structure. The x-ray is part of the electromagnetic spectrum with short wavelengths and high frequency, allowing penetration into dense materials (Glemser 2007). The technique is attractive to collect qualitative and quantitative data, being a noninvasive method (Best *et al.* 2010). Its use to determine porosity of sedimentary rocks was showed by Spanne *et al.* (1994), Van Geet *et al.* (2000), Anderson *et al.* (2003), Van Geet *et al.* (2003) and Appoloni *et al.* (2007). According to Van Geet *et al.* (2003), the pore volume detected with μCT is very close to results obtained with other classical petrophysical methods.

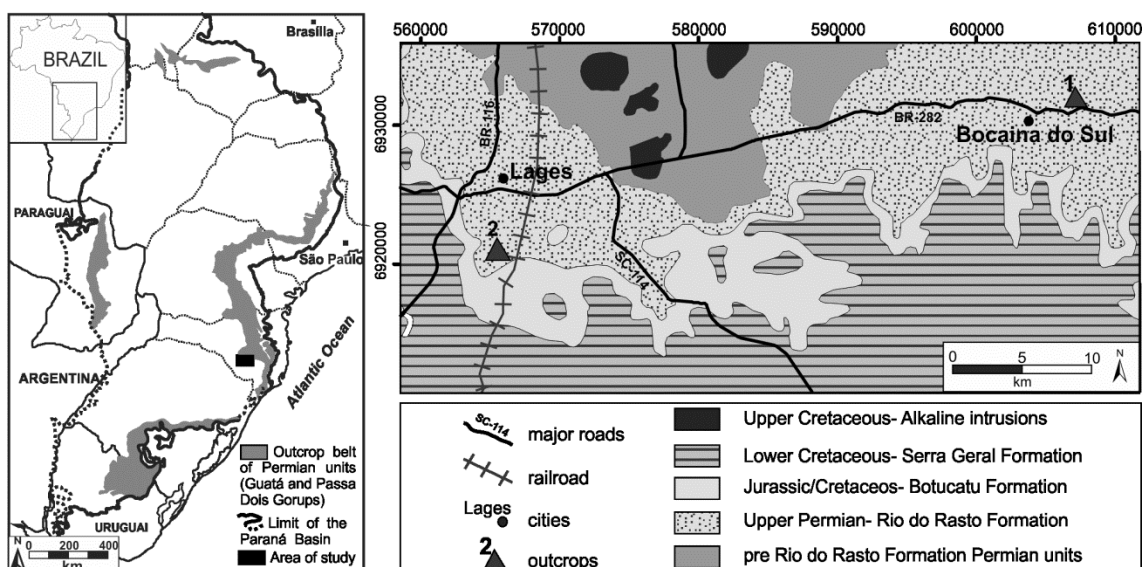


Fig. 1: Location and geological setting of the studied area in the eastern outcrop belt of the Parana Basin, with reference to the two studied outcrops (geological map adapted from CPRM, 2004).

Depositional setting

The Paraná Basin is a large Paleozoic-Mesozoic intracratonic basin situated in southern South America. According to Milani *et al.* (2007), the basin can be subdivided into six supersequences bounded by basinal unconformities: 1) Ordovician-Silurian, 2) Devonian, 3) Carboniferous-Permian, 4) Triassic, 5) Jurassic-Lower Cretaceous and 6) Upper Cretaceous.

The Rio do Rasto Formation represents the top of the Carboniferous-Permian supersequence (Fig. 2), being part of the Permian Passa Dois Group. The unit is a non-marine, essentially clastic succession that reaches about 400 m in thickness. It comprises an alternation of mudstones and fine to medium sandstones, the latter increasing in frequency towards the top. According to Schneider *et al.* (1974), the formation can be subdivided into a lower, mostly lacustrine member (Serrinha), and an upper, essentially fluvial and eolian member (Morro Pelado).

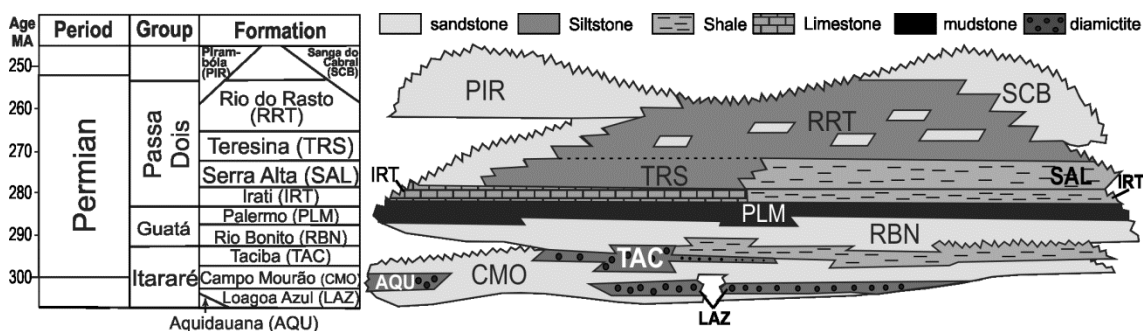


Fig. 2: Stratigraphic chart for the Carboniferous-Permian supersequence of the Parana Basin (modified from Milani *et al.*, 2007).

The works by Warren *et al.* (2008) presented a comprehensive facies characterization for the Morro Pelado Member in eastern Santa Catarina. According to these authors, the unit is composed of fluvial, eolian and lacustrine (deltaic) facies associations. Point bar deposits, in the form of laterally accreted sandstone and silty-sandy heterolithics, were reported in several localities including the two outcrops studied in the present paper. Tables 1 and 2 summarize the main facies and interpreted depositional elements of the Morro Pelado Member in the study area.

The fluvial elements of the Morro Pelado Member include laterally accreted macroforms (LA), floodplain fines with abundant rootlets and desiccation cracks (FF) and tabular, rippled sandstone sheets interpreted as splay lobe (SL) deposits (Fig. 3). Paleocurrents taken from cross-laminated sandstones (facies St) present in LA deposits indicate a slightly divergent, fluvial transport towards the east, the same shown by current ripples (facies H) observed in the SL element. This lead to consider the Morro Pelado

Member as a distributary fluvial system, in which splay deposits represent the downstream termination of fluvial channels (Fig. 4).

Eolian deposits dominate in the upper part of the unit, indicating a tendency of aridization towards the top (Warren *et al.* 2008). It consists of large scale planar cross-stratification, fine to medium sandstones (facies Sp) defining lenticular or wedge-shaped bodies (ED) intertongued with reddish mudstones interpreted as interdune (ID) deposits (Fig. 3).

Table 1. Lithofacies of the Morro Pelado Member in the study area.

Fácies	Description
Fm	Massive mudstones and siltstones.
Fh	Mudstones and siltstones with horizontal lamination.
Sm	Fine- to medium-grained sandstones, poorly to moderately sorted, massive. May contain mudstone intraclasts.
Sh	Fine-grained sandstones, poorly to moderately sorted, with horizontal lamination.
St	Fine- to medium-grained sandstones, poorly to moderately sorted with trough cross-stratification.
Sp	Fine- to medium-grained sandstones, well sorted, with planar cross-stratification. May contain mudstone lenses between the stratification
H	Heterolithics (alternated mud and fine to very sand) with climbing ripples

Table 2. Distribution of facies through the depositional elements.

Fácies	Depositional elements				
	Laterally accreted strata (LA)	Floodplain fines (FF)	Splay Lobes (SL)	Eolian dune (ED)	Interdune (ID)
Fm		x			x
Fh	x		x		x
Sm	x		x		
Sh	x		x		
St	x				
Sp	x			x	
H	x		x		x

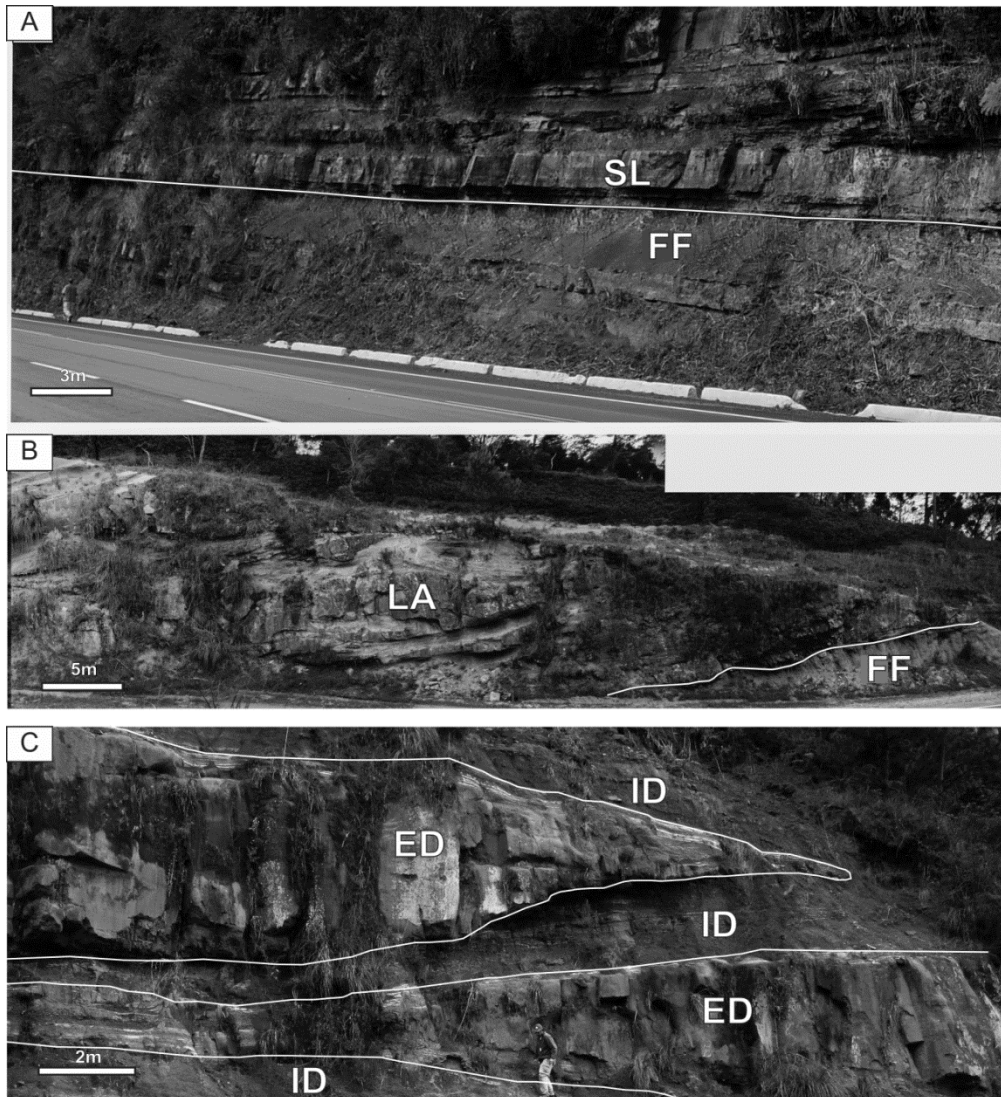


Fig. 3. Outcrop photographs of the main depositional elements of the Morro Pelado Member: (a) Tabular sandstones consisting of terminal splay lobes (SL) overlying floodplain fines (FF). (b) Laterally accreted bedsets (LA) cut onto floodplain fines. (c) Wedge-shaped eolian dune elements (ED) intertongued with muddy interdune (ID) strata.

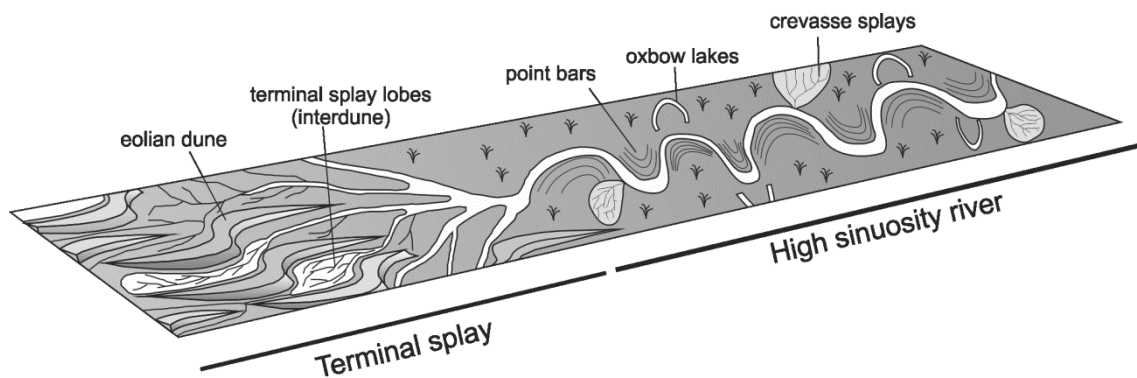


Fig. 4. Inferred depositional setting for the Morro Pelado Member (Rio do Rasto Formation). The scheme shows mixed-load sinuous rivers passing downstream to terminal splay lobes and dune fields. Adapted from Cain and Mountney (2009).

Point bar architecture

Channel-fill, laterally accreted macroforms are very well distinguished in the two studied localities, defining units with minimum thickness of about 8 m. The three main characteristics used to diagnose LA elements were observed (e.g. Miall 2006): 1. general fining upward trend, 2. erosive character of the lower boundary and 3. paleocurrents in high angles with respect to the dip azimuth of accretion surfaces (Fig. 5 and 6).

In both localities, the LA element is defined by an alternation of layers of poorly sorted, fine to medium grained sandstones (facies St, Sp and Sh) and mudstones/heterolithics (facies H and Fm). The channels are usually floored by poorly sorted massive sandstones (facies Sm) with high amounts of brownish mudstone intraclasts (Fig. 7).

In locality 1, a composite LA element takes place cutting massive FF mudstones (Fig. 5). A 3rd order surface marks the limit between two fining upward LA macroforms in this locality. In locality 2, a similar composite LA element cuts eolian dune and interdune strata (Fig. 6) and is covered by splay heterolithics.

At least four hierarchies of reservoir heterogeneity (e.g. Galloway and Hobday 1996) were observed at the outcrop scale. Upper megascopic heterogeneity is defined by the external limits of the channel-fill deposits (composite LA macroforms), which is bounded by 4th order surfaces of Miall (2006). At this level, point bar deposits can be isolated within floodplain fines or partially interconnected with eolian and/or terminal splay sandstones.

Lower megascopic heterogeneity is defined by unit bars (individual LA elements) bounded by 3rd order surfaces. At this scale, connectivity is hampered because the top of LA elements is usually mud-rich. Macroscopic heterogeneity is defined by the intra-LA alternation of sandy and muddy/heterolithic layers, bounded by 2nd order surfaces, which results from cyclical changes in river discharge. At this scale, connectivity is good to moderate near the base of each individual LA element, but become worse towards the top due to an increase in the thickness and continuity of mudstones/heterolithics layers.

Mesoscopic heterogeneity consists of grain size variation at the scale of lamination (1st order surfaces) within trough cross-laminated sandstones and rippled heterolithic facies. It records traction plus fall-out deposition, which is typical of channelized flow in mixed-load fluvial systems.

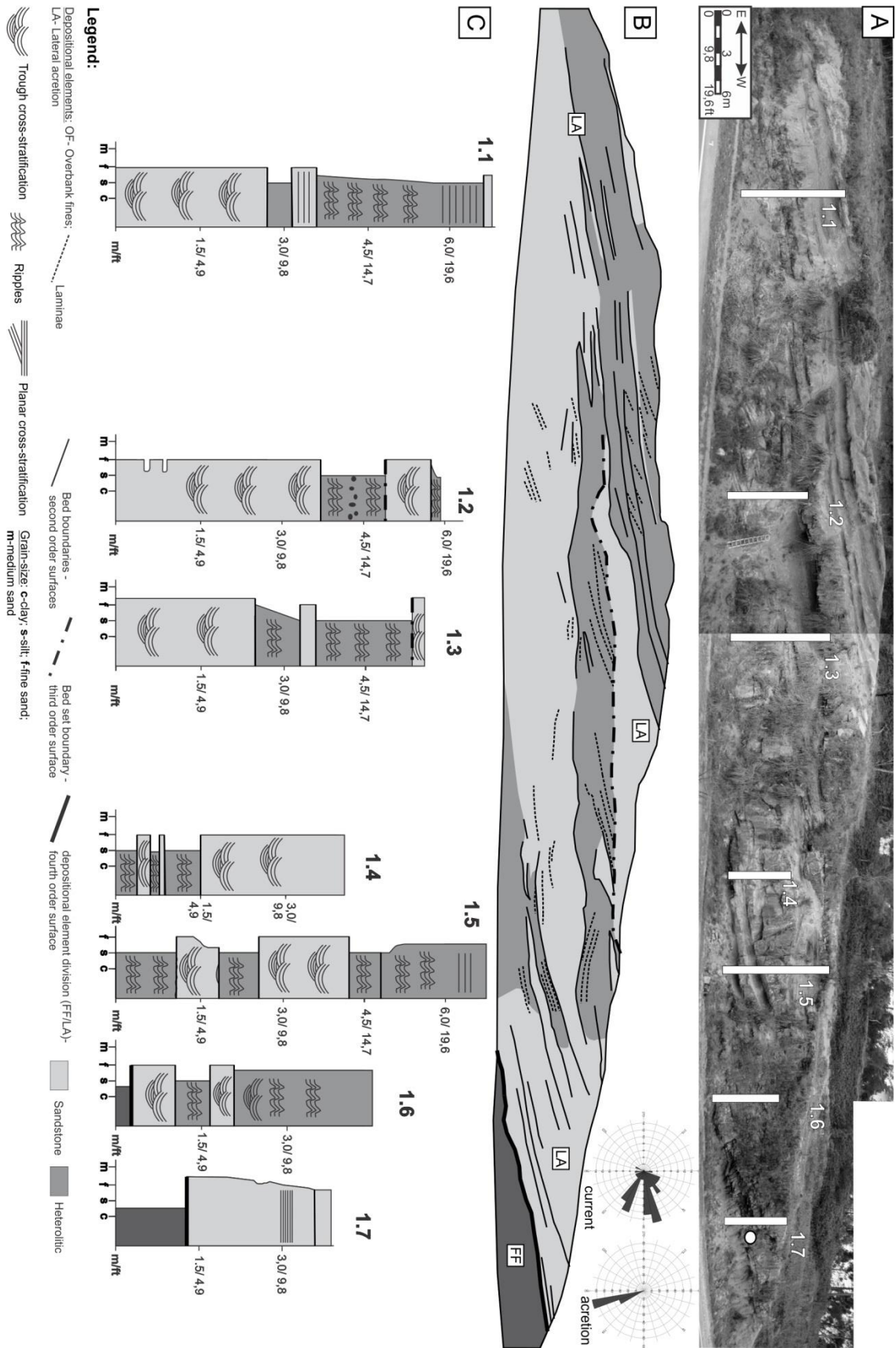


Fig. 5: Point bar architecture and facies trends in locality 1: (a) photomosaic with reference to vertical log location. (b) interpretation of depositional elements and bounding surfaces. (c) sedimentological logs showing grain-size trends and facies successions at different positions within the point bar.

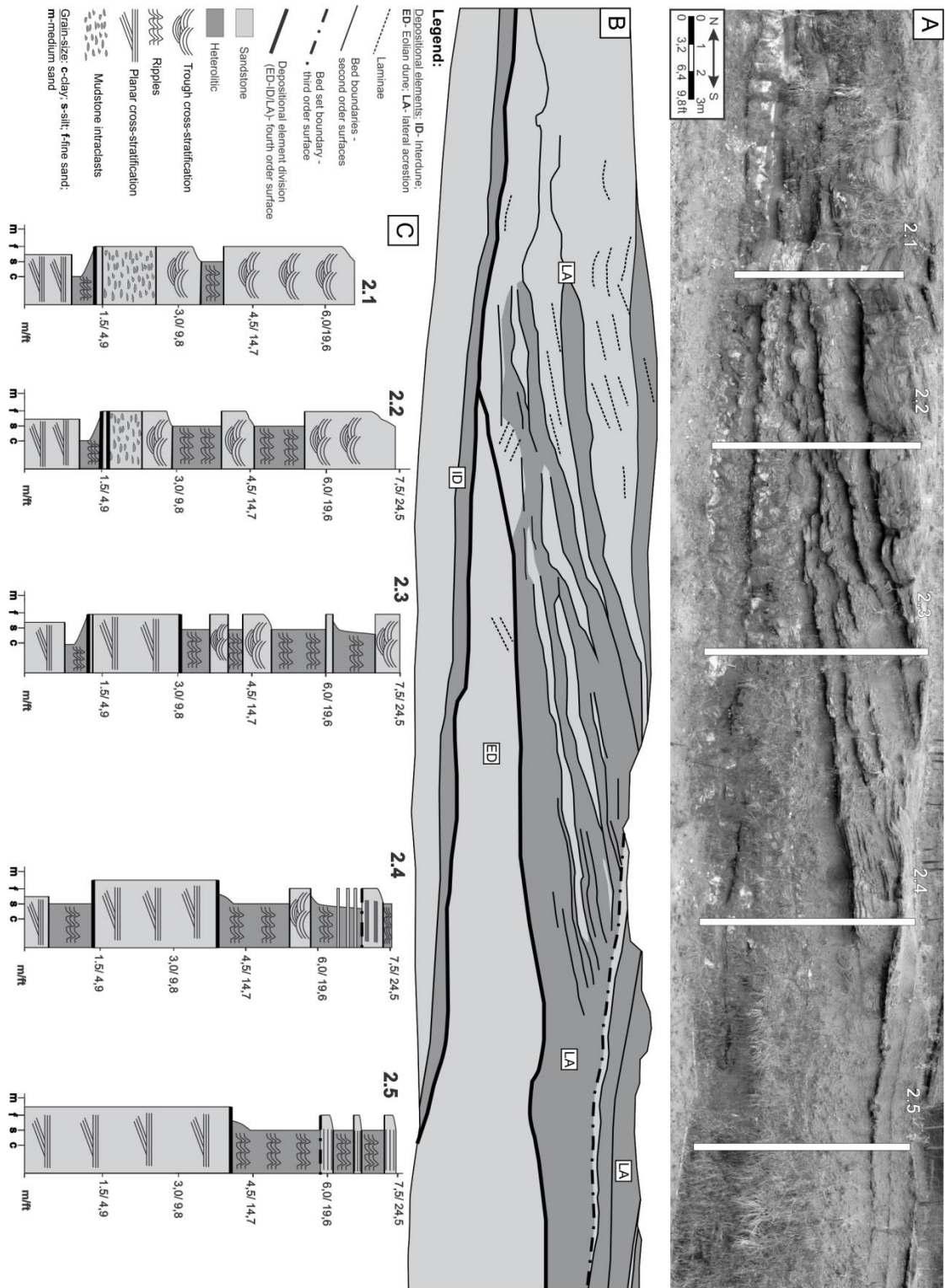


Fig. 6: Point bar architecture and facies trends in locality 2: (a) photomosaic with reference to vertical log location; (b) interpretation of depositional elements and bounding surfaces; (c) sedimentological logs showing grain-size trends and facies successions at different positions within the point bar.

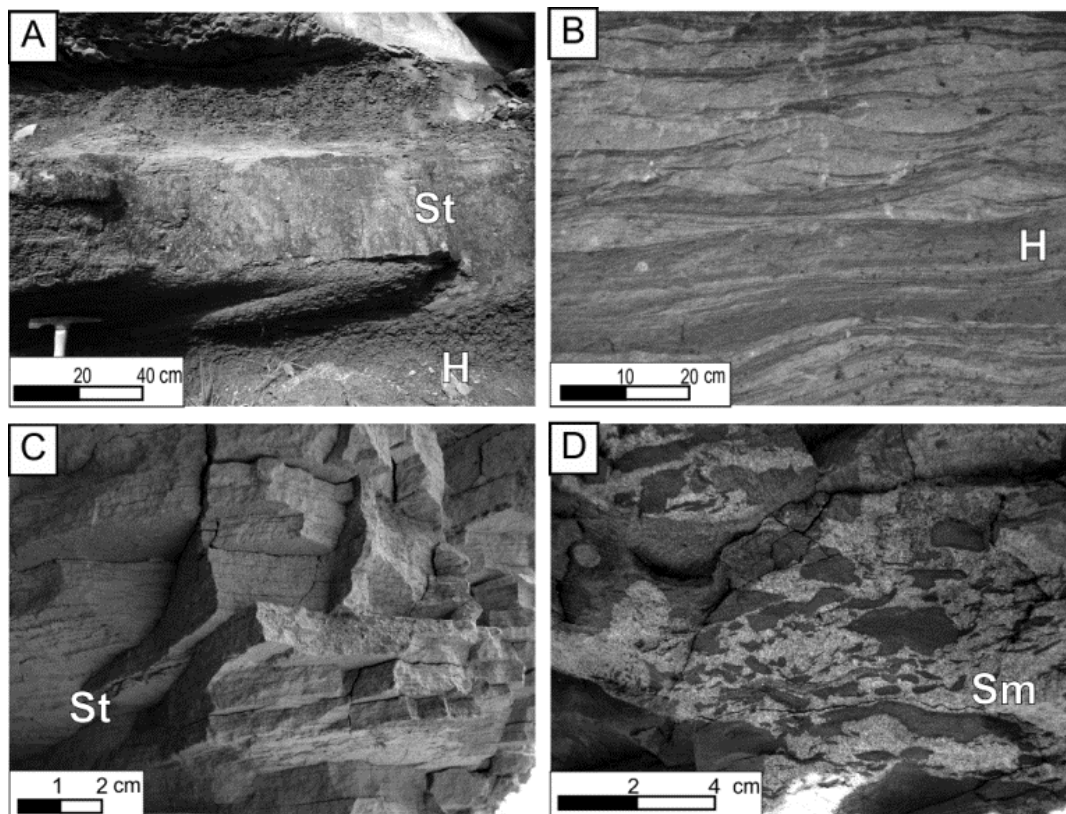


Fig. 7. Examples of facies present within LA elements. (a) Interbedded St and H. (b) detail of facies H showing heterolithic climbing ripples. (c) detail of facies St. (c) mudstone intraclasts concentrated at the base of a Sm bed at the channel floor.

Gamma-ray signature

In locality 1 seven logs were measured in order to verify vertical and lateral changes in gamma ray signature within the point bar. The total counts (TC) of gamma ray correlate, in general, with grain size variations observed in the sedimentological logs (Fig. 8). The TC logs are in general similar to the eTh and K signatures and reflect changes in clay content. The exceptions are the logs 1.2 and 1.4, which showed anomalous eU peaks (18 and 50 ppm respectively) not related to grain size but with great impact in the TC curve.

Uranium anomalies are not uncommon in sandstones and can be associated with precipitation of epigenetic uranium minerals in redox fronts (e.g. Galloway and Hobday, 1996). When spectral logs are not available (which is the case for all wells drilled in the Paraná Basin), high gamma ray values associated with uranium may be misinterpreted as mud-rich intervals, which difficult stratigraphic correlation between wells.

In well logs, fluvial point bars are usually recognized based on its typical bell-shaped log signature, which reflects the general fining upward trend that characterize laterally accreted macroforms. As shown in Fig. 8, the bell-shaped pattern is well characterized in logs 1.1 and 1.3, as well as in the upper part of log 1.2. In these three logs, which are

representative of the middle to upper parts of the composite point bar, the bell-shaped signature reflect the passage from St to H facies, where the increase in mud content is clear.

Logs 1.5 and 1.6 (Fig. 8 E and F), which are representative of the basal portion of the composite point bar, show uniform pattern without any clear evidence of grain size change (cylinder-shaped signature). The basal boundary of the composite point bar was cut by the logs 1.6 and 1.7 (Fig. 8 F and G). Because of the mudstone intraclasts, the base of these logs showed a thin funnel-shaped signature reflecting an upward decrease in mud content. The cleanest sandstone occurs just above this horizon, marking a change from funnel to cylinder or funnel to bell log pattern.

As seen in Fig. 9, bounding surfaces larger than the first order are usually marked by shifts in the TC gamma-ray logs. Second order surfaces, which reflect bed boundaries, appear as peaks or changes in log pattern. In log 1.5, for instance, these surfaces are well evidenced by grain size changes separating small cylindrical patterns. The 3rd order surface, representing the boundary between two unit bars, was intercepted by logs 1.1 and 1.3 (Fig. 9). In both logs this surface is marked by a sudden decrease in TC values.

The base of the composite LA element (4th order surface) was intercepted by logs 1.7 and 1.6. Although an inflection is observed because of the contrast between the more radioactive flood plain fines and the channel fill sandstones, these shift is attenuated by the mudstone intraclasts concentrated at the channel base.

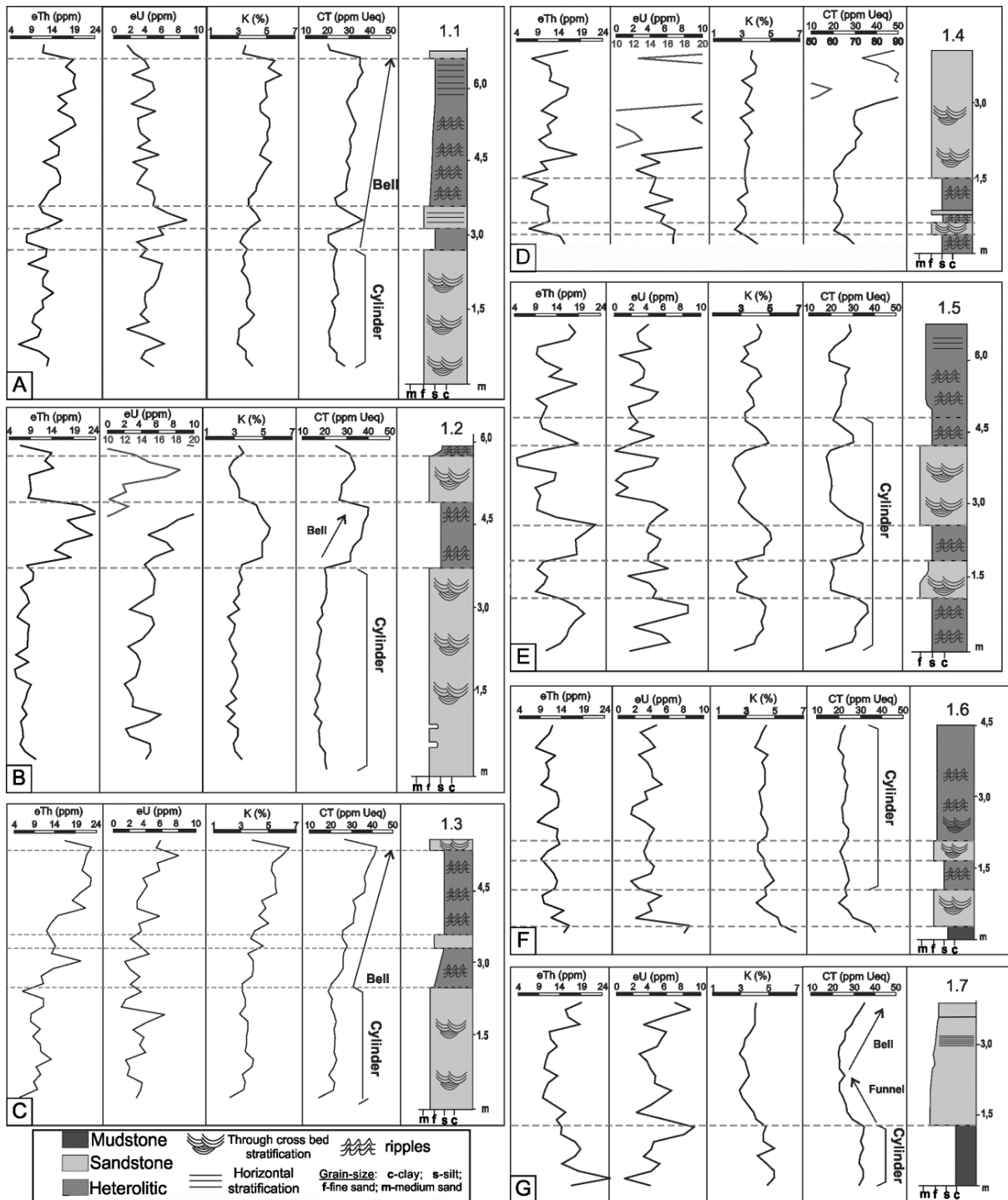


Fig. 8. Gamaspectrometric (eTh, eU, K and TC) and sedimentological logs of locality 1.

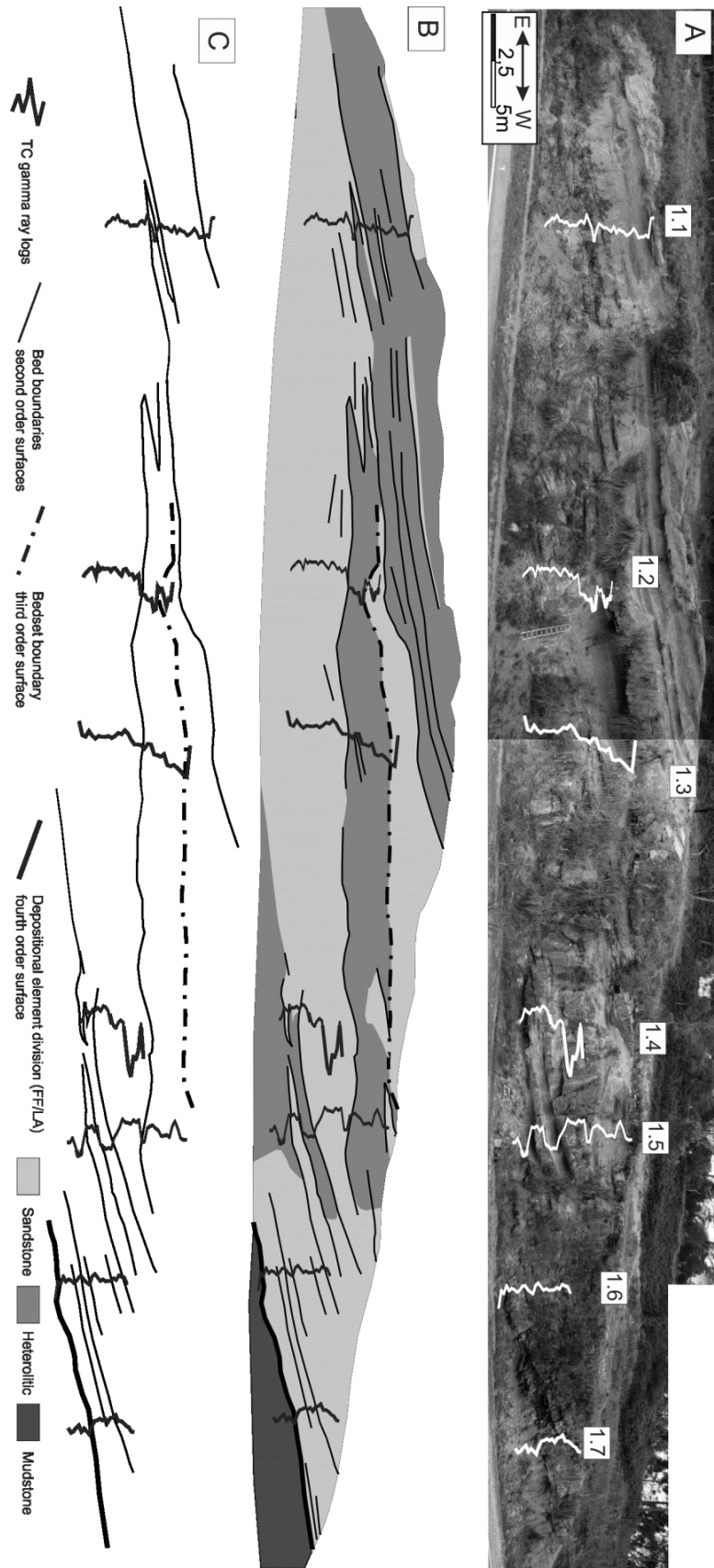


Fig. 9. Photomosaic and diagrams of locality 1 showing the relationships between gamma-ray patterns, grain size and bounding surfaces.

Petrography and petrophysics

Fig. 10 shows the position of twenty four sandstone samples collected in the studied outcrops. Sandstones are fine to very fine, moderately to poorly sorted and composed of quartz, biotite, feldspars and mudstone intraclasts wrapped in a muddy matrix. The poorest sorted sandstones were observed in samples 1.1/1, 1.5/3, 1.5/4, which are located relatively higher in the point bar where deposition from suspension is effective, and in sample 2.2/1, positioned at the intraclast-rich channel base.

Mudstone intraclasts appear at channel base in the two localities. In locality 1 the intraclasts (sample 1.7/2) have the same grain size as quartz (Fig. 11 C) and form a pseudo matrix resulted from compaction. Because of that it can be difficult to distinct the original matrix from the pseudo matrix. In locality 2 the intraclasts have the size of pebbles and are usually associated with iron oxide. It is possible that these oxides resulted from subaerial exposure of flood plain fines that were subsequently eroded and incorporated by the channelized flow.

Quartz overgrowth (Fig. 11 A) and sutured contacts between grains (Fig. 11 B) evidence intense compaction and cementation of these sandstones. In some cases, the original form of the grain is observed by coating that predates quartz cementation. The intensity of quartz cementation is reduced where the amount of muddy matrix is higher. Cementation by iron oxide is non-uniformly distributed through the point bar and may form about 5% in some samples (Fig. 11 D).

Porosity is essentially primary, with small and poorly connected intergranular pores. Mechanisms for porosity reduction are both depositional and diagenetic, including the presence of depositional matrix, mechanical compaction of muddy intraclasts and quartz overgrowth.

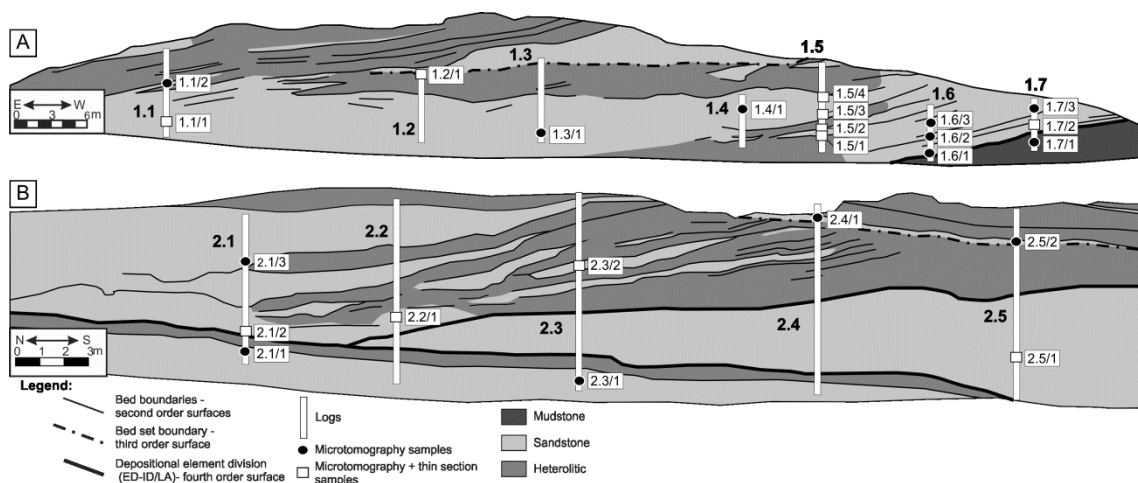


Fig. 10. Positions of samples at localities 1 (a) and 2 (b). Samples 2.1/1, 2.3/1 and 2.5/1 are in eolian deposits.

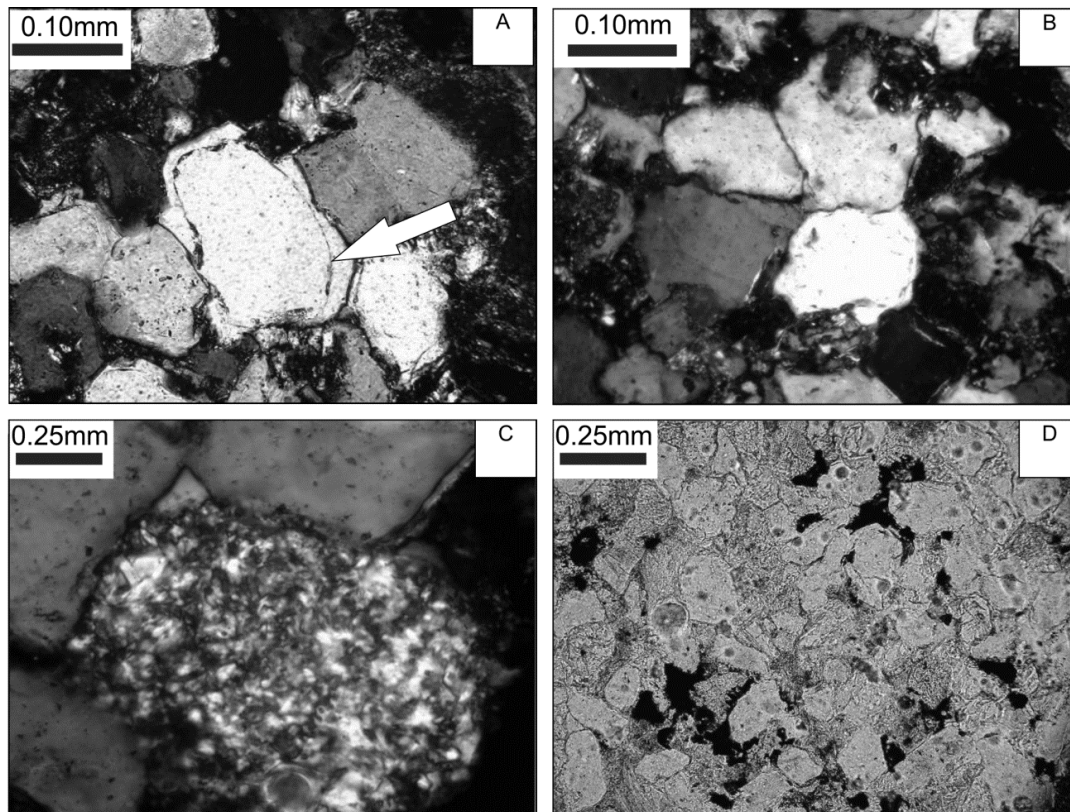


Fig. 11. Photomicrographs of point bar sandstones from localities 1 and 2. (a) quartz overgrowth and coating (arrow) showing the original form of the quartz grain (crossed polarizers). (b) sutured contacts between quartz grains (crossed polarizers). (c) detail of a mudstone intraclast (crossed polarizers). (d) dark colored iron oxide cementation (parallel polarizers).

Twenty four samples were scanned in the microtomograph to estimate total and interconnected porosity (Fig. 12). Table 3 shows obtained porosities with respect to depositional facies. With exception of samples 2.1/1, 2.3/1 and 2.5/1, which are eolian sandstones (facies Sp), all samples are representative of channel fill (LA) deposits.

In the fluvial sandstones and heterolithics (facies St, Sm and H) total porosity is extremely variable, ranging from 1,9% to 11,9%. Eolian Sp facies are more porous, with values varying from 9,2% to 16,5%.

The total porosity has a random distribution throughout the point bar deposits, which demonstrates the complex control of depositional and diagenetic factors. Even the same bed often has different porosities at different positions. In the other hand, the open porosity, which is directly proportional to permeability, is consistently higher near the base of the channel fill (see samples 1.5/1, 1.5/2, 1.6/3, 1.7/2, 2.1/2 and 2.2/1). It probably occurs because permeability is a function of grain size, which control pore throat diameter. As the coarsest sandstones are necessarily concentrated near the channel axis, the higher permeability will be observed at the lower part of the channel fill deposits.

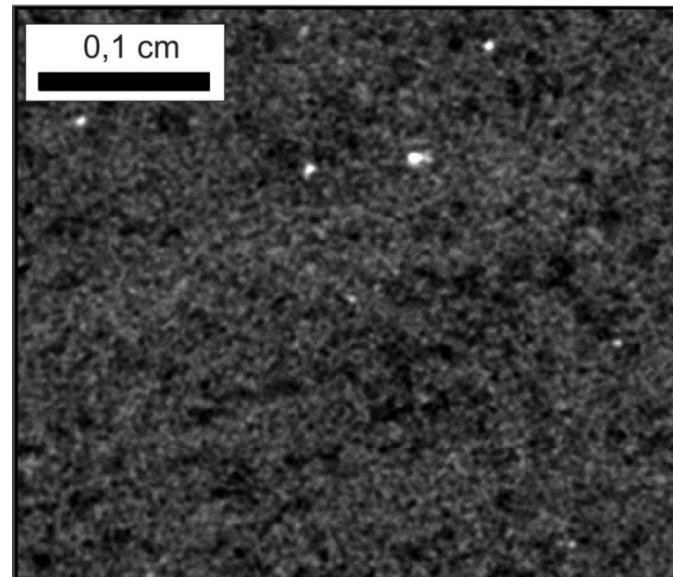


Fig. 12. Binarized microtomographic slice of sample 1.7/2. Porosity appears black; densest grains appear white. Note that pore distribution and orientation are controlled by lamination.

Table 3. Porosity data in percentage and the correspondent facies.

	Sample	Facies	Total Porosity (%)	Open Porosity (%)
Outcrop 1	1.1/1	St	4.24	1.45
	1.1/2	St	4.85	1.43
	1.2/1	St	3.36	1.5
	1.3/1	St	3,83	1,55
	1.4/1	St	2,52	1,45
	1.5/1	St	11.94	7.8
	1.5/2	St	6.18	3.42
	1.5/3	St	3.69	1.57
	1.5/4	St	5.95	2.03
	1.6/1	St	4.74	1.47
	1.6/2	H	2.3	1.38
	1.6/3	St	8.08	4.25
	1.7/1	H	2.24	1.06
	1.7/2	Sm	8.04	3.04
1.7/3	Sm	4.28	1.33	
Outcrop 2	2.1/1	Sp	9.23	4.23
	2.1/2	Sm	5	3.2
	2.1/3	St	4.15	1.47
	2.2/1	St	7.56	3.19
	2.3/1	Sp	12	9.5
	2.3/2	St	3,4	1,63
	2.4/1	St	1.92	1.19
	2.5/1	Sp	16.49	15,97
	2.5/2	St	1.93	0.71

Implications and conclusions

The paths and rates of fluid flow within porous media are strongly controlled by the degree of reservoir heterogeneity. As a consequence, the geometry and connectivity of flow units in highly heterogeneous reservoirs have great impact on hydrocarbon production.

The 2D study of well exposed, mixed-load point bar deposits presented in this paper illustrates different hierarchies and styles of intra-channel reservoir heterogeneity, from the pore to the depositional element scale. The alternation between sandstone and mud-rich, heterolithic beds within laterally accreted macroforms, a common characteristic of mixed-load fluvial systems, has a negative impact on vertical reservoir connectivity (Fig. 13).

Megascopic to macroscopic heterogeneities are easily detected by high-resolution gamma-ray logs (Fig. 13). Nevertheless, some anomalous radioactive peaks observed in the TC profiles are due to variations in uranium concentration and don't have relationship to grain size changes.

The bell-shaped log signature commonly ascribed to point bars is more frequent in the middle to upper parts of the LA elements, where vertical grain size variations have a more uniform pattern. In the lower part of the channel fill different log patterns are present due to the irregular alternation of sandy and muddy beds and the presence of intraclast-rich horizons (Fig. 13).

The lateral continuity of log signatures is very low, even at the outcrop scale. It suggests that would be extremely difficult tracing flow units of similar reservoirs in the subsurface, where well spacing is tens to hundreds of meters.

Primary porosity is controlled, chiefly, by the percentage of fine matrix as well as by the pseudo-matrix resulted from intraclast compaction. Clean eolian sandstones that occur closely associated with the fluvial deposits may have more than 16% of total porosity, whereas the maximum total porosity measured in the channel fill sandstones was 12%. Diagenetic modifications such as quartz overgrowth and iron oxide precipitation also contribute for reducing original porosity.

The highest values of interconnected porosity of fluvial deposits were observed at the base of the channel fills (Fig. 13), suggesting that grain size trends controlled by original depositional processes have impact on reservoir permeability.

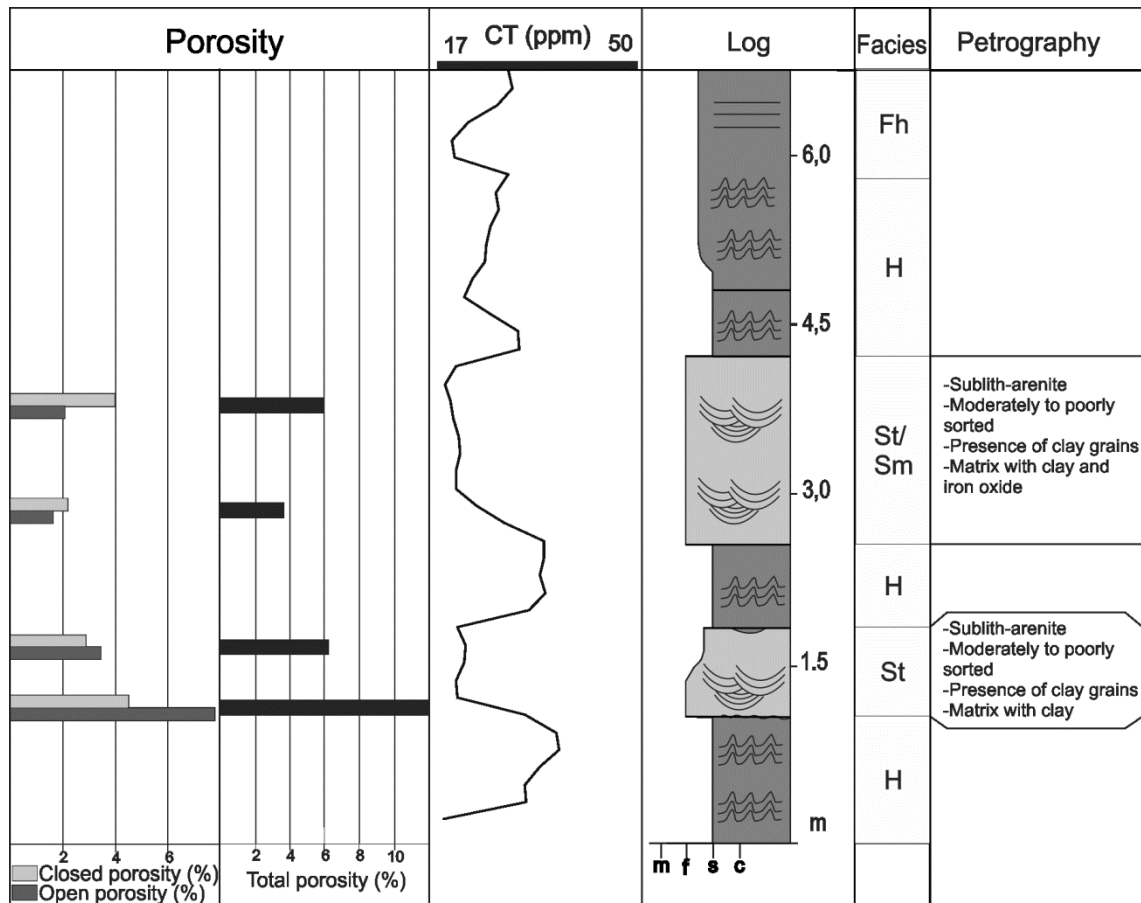


Fig. 13. Summary showing the integration porosity, CT gamma ray log, sedimentological log and petrography of profile 1.5.

References

Allen, J. R. L. 1970. *Studies in fluvial sedimentation: A comparison of fining upwards cyclothems with special reference to coarse-member composition and interpretation*. *Journal of sedimentary Petrology*, **40**, 298-323.

Allen, J. R. L. 1983 *Studies in fluvial sedimentation: bar-complexes and sandstones sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders*. *Sedimentary Geology*, **3**, 237-293.

Anderson, S. H., Wang, S., Peyton, R. L. & Gantzer, C. J. 2003. Estimation of porosity and hydraulic conductivity from x-ray computed tomography. In Meers, F., Swennen, R., Van Geet, M. & Jacobs, P. (eds), *Applications of x-ray computed tomography in the geosciences*. Springer, 135-150.

Appoloni, C. R., Fernandes, C. P. & Rodrigues, C. R. O. 2007. *X-ray microtomography study of a sandstone reservoir rock. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, **580**, 629-632.

Best, S. T., Sears, S. O. & Willson, C. S. 2010. *Integration of imaging techniques over multiple scales. AAPG Search and Discovery Article*, **40568**.

Bongiolo, D. E. & Scherer, C. M. S. 2010. *Facies architecture and heterogeneity of the fluvial-aeolian reservoirs of the Sergi formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, NE Brazil. Marine and Petroleum Geology*, **27**, 1885-1897.

Brito, I. M. & Bertini, R. J. 1982. *Estratigrafia da Bacia do Paraná-III. Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **54(2)**, 56-81.

Cain, S. A. & Mountney, N. P. 2009. *Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: the Permian Organ Rock Formation, South-east, USA. Sedimentology*, **56**, 1774-1800. doi: 10.1111/j.1365-3091.2009.01057.x

CPRM - *Serviço Geológico do Brasil Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: sistema de informações geográficas-SIG. Folha SG.22 Curitiba. Escala 1:1.000.000. Brasília: CPRM, 2004. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil.*

Díaz-Molina, M., Arribas, J., Gómez, J. J. & Tortosa, A. 1995. *Geological modelling of a reservoir analogue: Cenozoic meanderbelts, Loranca Basin, Spain. Petroleum Geoscience*, **1**, 43-48.

Donselaar, M. E. & Overeem, I. 2008. *Connectivity of fluvial point-bar deposits: An example from the Miocene Huesca fluvial fan, Ebro Basin, Spain. AAPG Bulletin*, **92(9)**, 1109-1129. doi: 10.1306/04180807079.

Gahzi, S. & Mountney, N. P. 2009. *Facies and architectural analysis of a meandering fluvial succession: The Permian Warchha, Salt Range, Pakistan. Sedimentary Geology*, **221**, 96-126. doi: 10.1016/j.sedgeo.2009.08.002

Galloway, W. E. & Hobday, D. K. 1996. *Facies Characterization of Reservoirs and Aquifers. Terrigenous clastic depositional systems. Springer-Verlag Berlin and Heidelberg GmbH & Co*, 426-444.

Glemser, C. T. 2007. *Petrophysical and geochemical characterization of midale carbonates from the Weyburn Oilfield using Synchrotron x-ray computed microtomography. Master thesis. Department of geological sciences, University of Saskatchewan, Saskatoon.*

- Hartkamp-Bakker, C. A. & Donselaar, M. E. 1993. Permeability patterns in point bar deposits: Tertiary Loranca Basin, Central Spain. *In: Flint S. S. & Bryant, I. D. (eds). The geological modeling of hydrocarbon reservoirs and outcrop analogues.* Blackwell Scientific Publications, Oxford, 157-168.
- Hornung, J. & Aigner, T. 1999. *Reservoir and aquifer characterization of fluvial architecture elements: Stubensandstein, Upper Triassic, southwest Germany. Sedimentary geology, 129, 215-280.*
- Labreque, P. A., Jensen, J. L. & Hubbard, S.M. 2011. *Cyclicality in Lower Cretaceous point bar deposits with implications for reservoir characterization, Athabasca Oil Sands, Alberta, Canada. Sedimentary Geology, 242, 18-33. doi: 10.1016/j.sedgeo.2011.06.011.*
- MacDonald, A. C. & Halland, E. K. 1993. *Sedimentology and shale modeling of a sandstone-rich fluvial reservoir: Upper Statfjord Formation, Statfjord Field, Northern North Sea. AAPG Bulletin, 77(6), 1016-1040.*
- Meers, F., Swennen, R., Van Geet, M. & Jacobs, P. 2003. Applications of x-ray computed tomography in the geosciences. *In: Meers, F., Swennen, R., Van Geet, M. & Jacobs, P. (eds). Applications of x-ray computed tomography in the geosciences.* Springer, 1-6.
- Mendes, J. C. 1984. *Sobre os paleoambientes deposicionais do Grupo Passa Dois. Revista do Instituto de Geociências, 5(1/2), 15-24.*
- Miall, A. D., 1977. *A review of the braided river depositional environment. Earth Science Reviews, 13, 1-62.*
- Miall, A. D. 1985. *Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth science Reviews, 22, 261-308.*
- Miall, A. D. 1988. *Reservoir heterogeneities in Fluvial Sandstones: lessons from outcrop studies. AAPG Bulletin, 72 (6), 682-697.*
- Miall, A. D. 2006. *The geology of fluvial deposits –sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology.* Springer Verlag, 582..
- Milani, E. J. & de Araújo, L.M. 2003. Recursos Minerais Energéticos: Petróleo: Províncias Petrolíferas do Brasil. *In: Bizzi, L.A. (ed). Geologia, Tectônica, e Recursos Minerais do Brasil.* CPRM, Brasília, 541-576.
- Milani, E. J., Melo, J. H. G., Souza, P. A., Fernandes, L. A. & França, A. B. 2007. *Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobras, 15(2), 265-287.*

- Pranter, M. J., Ellison, A.I ., Cole, R. D. & Patterson, P. E. 2007. *Analysis and modeling of intermediate-scale reservoir heterogeneity based on a fluvial point-bar outcrop analog, Williams fork Formation, Piceance Basin, Colorado*. *AAPG Bulletin*, **91(7)**, 1025-1051. doi: 10.1306/12091010008.
- Ramm, M. & Ryseth, A. E. 1996. *Reservoir quality and burial diagenesis in the Statfjord Formation, North Sea*. *Petroleum Geoscience*, **2**, 313-324. doi: 10.1144/petgeo.2.4.313.
- Rohn R. 1994. *Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná*. PhD thesis, Instituto de Geociências, São Paulo University.
- Schneider, R. L., Mühlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.F., & Nogueira, A. A. 1974. *Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná*. *Annals of the Brazilian Congress of Geology*, São Paulo, 41-65.
- Spanne, P., Thovert, J. F., Jacquin, C. J., Lindquist, W. B., Jones, K. W. & Adler, P. M. 1994. *Synchrotron computed microtomography of porous media: topology and transports*. *Physical review letters*, **73(14)**, 2001-2004.
- Sun, S., Shu, L., Zeng, Y., Cao, J. & Feng, Z. 2007. *Porosity-permeability and textural heterogeneity of reservoir sandstones from the Lower Cretaceous Putaohua Member of Yaojia Formation, Weixing Oilfield, Songliao Basin, Northeast China*. *Marine and Petroleum Geology*, **24**, 109-127. doi:10.1016/j.marpetgeo.2006.10.006.
- Tye, R. S. & Hickey, J. J. 2001. *Permeability characterization of distributary mouth bar sandstones in Prudhoe Bay field, Alaska: How horizontal cores reduce risk in developing deltaic reservoirs*. *AAPG Bulletin*, **85(3)**, 459-475. doi: 10.1306/8626C91F-173B-11D7-8645000102C1865D.
- Taylor, A. W. & Ritts, B. D. 2004. *Mesoscale heterogeneity of fluvial-lacustrine reservoir analogues: examples from the Eocene Green River and Colton Formations, Uinta Basin, Utah, USA*. *Journal of Petroleum Geology*, **27(1)**, 3-26.
- Van Geet, M., Lagrou, D. & Swennen, R. 2003. Porosity measurements of sedimentary rocks by means of microfocuss x-ray computed tomography (μ CT). *In: Meers, F., Swennen, R., Van Geet, M. & Jacobs, P. (eds). Applications of x-ray computed tomography in the geosciences*. Springer, 51-60.
- Van Geet, M. V., Swennen, R. & Wevers, M. 2000. *Quantitative analysis of reservoir rocks by microfocuss x-ray computerized tomography*. *Sedimentary geology*, **132**, 25-36.

Warren, L. V., Almeida, R. P.de, Hachiro, J., Machado, R., Roldan, L. F., Steiner, S. S. & Chamani, M. A. C. 2008. *Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 38*, 213-227.

Walker, R. G. 1984. *Facies models*. Geoscience Canada reprint series, Toronto, Geological Association of Canada, 318.

Zhi, T. 1982. *Tectonic features of oil and gas basins in eastern part of China. AAPG Bulletin, 66(5)*, 509-521.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahlbrandt T.S. 2001. The Sirte Basin province of Libya-Sirte-Zelten total petroleum system. U.S. Geological Survey Bulletin 2202-F. 29 pp.
- Aigner, T.; Schauer, M.; Junghans, W.D.; Reinhardt, L. 1995. Outcrop gamma-ray logging and its applications: examples from the Germany Triassic. *Sedimentary Geology* 100, pp 47-61.
- Allen, J.R.L. 1983 Studies in fluvial sedimentation: bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology* 33: 237-293.
- Allison, M. 1995 (editor). Increased oil production and reserves from improved completion techniques in the Bluebell Field, Uinta Basin, Utah. Utah Geological Survey, Salt Lake City, Utah. 89p.
- Ambrose, W.A.; Hentz, T.F.; Bonnaffé, F.; Loucks, R.G.; Brown Jr., L.F.; Wang, F.P.; Potter, E.C. 2009. Sequence-stratigraphic controls on complex reservoir architecture of highstand fluvial-dominated deltaic and lowstand valley-fill deposits in the Upper Cretaceous (Cenomanian) Woodbine Group, East Texas field: Regional and local perspectives, *AAPG Bulletin* 93(2), pp 231-269.
- Anderson, S.H.; Wang, S.; Peyton, R.L.; Gantzer, C.J. 2003. Estimation of porosity and hydraulic conductivity from x-ray computed tomography. In Meers, F.; Swennen, R.; Van Geet, M.; Jacobs, P. (eds), *Applications of x-ray computed tomography in the geosciences*. Springer, pp 135-150.
- Apak, S.N.; Stuart, W.J.; Lemon, N.M.; Wood, G. 1997. Structural evolution of the Permian-Triassic Cooper Basin, Australia: relation to hydrocarbon trap styles. *AAPG Bulletin* 81(4), pp 533-555.
- Appoloni, C.R.; Fernandes, C.P.; Rodrigues, C.R.O. 2007. X-ray microtomography study of a sandstone reservoir rock. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research* 580, pp 629-632.
- Artur, P.C.; Soares, P.C. 2002. Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 32(4), pp 433-448.
- Becegato, V.A.; Ferreira, F.J.F. 2005. Gamaespectrometria, resistividade elétrica e susceptibilidade magnética de solos agrícolas no noroeste do estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geofísica* 23(4), pp 371-405.
- Bereskin, S.R.; Morgan, C.D.; McClure, K.P. 2004. Descriptions, petrology, photographs, and photomicrographs of core from the Green River Formation, South-Central Uinta Basin, Utah. *Miscellaneous Publication 04-2*, Utah Geological Survey.
- Best, S.T.; Sears, S.O.; Willson, C.S. 2010. Integration of imaging techniques over multiple scales. Poster- AAPG International Conference and Exhibition.

- Betzler, C.; Pawallek, T.; Addullah, M.; Kossler, A. 2007. Facies and stratigraphic architecture of the Korallenoolith Formation in North Germany (Lauensteiner Pass, Ith Mountains). *Sedimentary Geology*, 194, pp 61-75.
- Bjørlykke, K. 2010. *Petroleum Geoscience: From sedimentar enviroments to rock physics*. Springer. 508 p.
- Bongiolo, D.E.; Scherer, C.M dos S. 2003. Estratigrafia de sequências e heterogeneidades dos reservatórios flúvio-deltaicos da Formação São Sebastião, Bacia do recôncavo. 2º Congresso Brasileiro de P&D em petróleo e gás.
- Bongiolo, D.E.; Scherer, C.M.S. 2010. Facies architecture and heterogeneity of the fluvial-aeolian reservoirs of the Sergi formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, NE Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 27, pp 1885-1897.
- Bridge, J.S. 2006. Fluvial fácies models: Recent developments. In Posamitier, H.W.; Walker, R.G.(eds) *Facies models revisited*. SEPM, Tulsa, Oklahoma, USA pp.
- Brito, I.M.; Bertini, R.J. 1982. Estratigrafia da Bacia do Paraná-III. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 54(2), pp 56-81.
- Chamberlain, A.K. 1984. Surface gamma-ray logs: a correlation tool for frontier areas. *AAPG Bulletin* 68(8). Pp 1040-1043.
- Chidsey, T.C.; Laine, M.D. 2007. Covenant oil field, central Utah thrust belt: possible harbinger of future discoveries. Poster. Utah Geological Survey. Salt Lake City, Utah.
- CPRM - Serviço Geológico do rasil Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: sistema de informações geográficas-SIG. Folha SG.22 Curitiba. Escala 1:1.000.000. Brasília: CPRM, 2004. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil.
- DTI. 2003. Petroleum prospectivity of the principal sedimentary basins on the United Kingdon Continental Shelf. Department of Trade and Industry, London. 39p.
- Ekeland, A. 2007. Sedimentology and geomodelling of small scale fluvial architectures from the Lourina Fm., Central Portugal. Dissertação de mestrado, Universidade de Bergen. 96p.
- Ellis, D.V.; Singer, J.M. 2008. *Well Logging for earth Scientists*. Springer. 692 p.
- Evans, R.; Mory, A.J.; Tait, A.M. 2007. An outcrop gamma ray study of the Tumblagooda Sandstone, Western Australia. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 57, pp 37-59.
- Ferreira,F.J.F.; Candido, A.G.; Rostirolla, S.P. 2010. Correlação gamaespectométrica de afloramentos e poços: estudo de caso na Formação Ponta Grossa (Bacia do Paraná, Brasil). *Revista Brasileira de Geofísica* 28(3), pp 371-396.
- Fisher, J.A.; Krapf, C.B.E.; Lang, S.C.; Nichols, G.J.; Payenberg, T.H.D. 2008. Sedimentology and architectural of the Douglas Creek terminal splay, Lake Eyre, central Australia. *Sedimentology* 55, pp 1915-1930.

- Gahzi, S.; Mountney, N.P. 2009. Facies and architectural analysis of a meandering fluvial succession: The Permian Warchha, Salt Range, Pakistan. *Sedimentary Geology* 221, p 96-126.
- Galloway, W.E.; Hobday, D.K. 1996. Facies Characterization of Reservoirs and Aquifers. Terrigenous clastic depositional systems. Springer-Verlag Berlin and Heidelberg GmbH & Co, pp 426-444.
- Glemser, C.T. 2007. Petrophysical and geochemical characterization of midale carbonates from the Weyburn Oilfield using Synchrotron x-ray computed microtomography. Dissertação de mestrado. Department of geological, Sciences, University of Saskatchewan, Saskatoon. 103 p.
- Gordon Jr., M. 1947. Classificação das formações gonduânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Notas preliminares e estudos, DNPM, DGM 38, 20p.
- Hadley, M.J.; Ruffell, A.; Leslie, A.G. 2000. Gamma-ray spectroscopy in structural correlations: an example from the Neoproterozoic Dalradian succession of Donegal (NW Ireland). *Geological Magazine* 137(3), pp 319-333.
- Hamilton, D.S.; Holtz, M.H.; Ryles, P.; Lonergan, T.; Hillyer, M. 1998. Approaches to identifying reservoir heterogeneity and reserve growth opportunities in a continental-scale deb-load fluvial system: Hutton Sandstone, Jackson Field, Australia. *AAPG Bulletin* 82(12), pp 2192-2219.
- Hampson, G.J.; Davies, W.; Davies, S.; Howell, J.A.; Adamson, R. 2005. Use of spectral gamma-ray data to refine subsurface fluvial stratigraphy: late Cretaceous strata in the Book Cliffs, Utah, USA. *Journal of the Geological Society* 162, London, pp 603-621.
- Hartmann, D.J.; Beaumont, E.A. 1999. Predicting reservoir system quality and performance. In *Treatise petroleum geology Handbbok*, Chapter 9. AAPG. 154 p.
- Hladil, J.; Bosak, P.; Slavik, L.; Carew, J.L.; Mylroie, J.E.; Gersl, M. 2003. Early diagenetic origin and persistence of gamma-ray and magnetosusceptibility patterns in plataform carbonates: comparison of Devonian and Quaternary sections. *Physics and Chemistry of the Earth* 28, pp 719-727.
- Hornung, J.; Aigner, T. 1999. Reservoir and aquifer characterization of fluvial architecture elements: Stubensandstein, Upper Triassic, southwest Germany. *Sedimentary geology* 129, pp 215-280.
- Hourung, J.; Aigner, T. 1999. Reservoir and aquifer characterization of fluvial elements: Stubensandstein, Upper Triassic, southwest Germany. *Sedimentary Geology* 129, pp 215-280.
- Lee, G.H.; Eissa, M.A.; Decker, C.L.; Castagna, J.P.; O'Meara, D.J.; Marín, H.D. 2004. Aspects of the petroleum geology of the Bermejo Field, northwestern Oriente Basin, Ecuador. *Journal of Petroleum Geology* 27(4), pp 335-356.

- Lewis, C.J. 1990. Sarir Field. in Structural Traps II, Treatise in petroleum geology, Atlas of oil and gas fields: AAPG Treatise in Petroleum Geology, pp 253-267.
- Lüning, S.; Kolonic, S. 2003. Uranium spectral gamma-ray response as a proxy for organic richness in a black shales: applicability and limitations. *Journal of Petroleum Geology* 26(2), pp 153-174.
- MacDonald, A.C.; Halland, E.K. 1993. Sedimentology and shale modeling of a sandstone-rich fluvial reservoir: Upper Statfjord Formation, Statfjord Field, Northern North Sea. *AAPG Bulletin* 77(6), pp 1016-1040.
- Martinius, A.W.; Geel, C.R.; Arribas, J. 2002. Lithofacies characterization of fluvial sandstones from outcrop gamma-ray logs (Loranca Basin, Spain): the influence of provenance. *Petroleum Geoscience* 8, pp 51-62.
- Meers, F.; Swennen, R.; Van Geet, M.; Jacobs, P. 2003. Applications of x-ray computed tomography in the geosciences. In Meers, F.; Swennen, R.; Van Geet, M.; Jacobs, P. (eds), *Applications of x-ray computed tomography in the geosciences*. Springer, pp 1-6.
- Melvin, J. 1993. Evolving style in the Kekiktuk Formation (Mississippian), Endicott Field Area, Alaska: base level response to contemporaneous tectonism. *AAPG Bulletin* 77(10), pp 1723-1744.
- Mendes, J.C. 1984. Sobre os paleoambientes deposicionais do Grupo Passa Dois. *Revista do Instituto de Geociências, USP* 5(1/2), pp 15-24.
- Miall, A. D. 1988. Reservoir heterogeneities in Fluvial Sandstones: lessons from outcrop studies. *AAPG Bulletin*, 72 (6). P. 682-697.
- Miall, A. D. 2006. *The geology of fluvial deposits –sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*, Springer Verlag, 582 p..
- Milani, E.J.; de Araújo, L.M. 2003. Recursos Minerais Energéticos: Petróleo: Províncias Petrolíferas do Brasil. In: BIZZI, L.A. (ed). *Geologia, Tectônica, e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: CPRM. Cap. 10, pp 541-576.
- Milani, E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Milani, E.J.; França, A.B.; Schineider, R.L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim De Geociências da Petrobras* 8(1), pp 69-82.
- Milani, E.J.; Melo, J.H.G.de; Souza, P.A.de; Fernandes, L.A.; França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras* 15 (2), pp 265-287.
- Morad, S. Al-Ramadan, K.; Ketzer, J.M.; De Ros, L.F. 2010. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: a review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. *AAPG Bulletin* 94(8), pp 1267-1309.

- Morgan, C.D. (editor). 1999. Reservoir characterization of the lower Green River Formation, Southwest Uinta Basin, Utah. Utah Geological Survey, Salt Lake City, Utah. 26p.
- Morris, J.; Hampson, G.J.; Maxwell, G. 2003. Controls on facies architecture in the Brent Group, Strathspey Field, UK North Sea: implications for reservoir characterization. *Petroleum Geoscience*, 9, pp 209-220.
- North, C.P.; Boering, M. 1999. Spectral gamma-ray logging for facies discriminations in mixed fluvial-eolian successions: a cautionary tale. *AAPG Bulletin* 83(1), pp 155-169.
- Orlandi Filho, V.; Krebs, A.S.J.; Giffoni, L.E. 2006. White Column, Serra do Rio do Rastro, SC - Classic Geologic Section of the Gondwana Continent in Brazil. In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Berbert-Born, M.; Queiroz, E.T.; Campos, D.A.; Souza, C.R.G.; Fernandes, A.C.S. (Edit.) *Geological and Palaeontological Sites of Brazil*. Available on line 02/04/2012 at the address <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio024/sitio024english.pdf>.
- Parasnis, D.S. 1997. Principles of applied geophysics. Chapman & Hall, London. 456 p.
- Pettijohn, F.J.; Potter, P.E.; Siever, R. 1987. Sand and sandstone. Springer. 553p.
- Poletto, C. A., menezes L., lima-filho, F. P., tavares, G., Lopes, H., Pesco, S. 2002. Fluvial outcrops parametrization applied to object based geological modeling for reservoirs of the Potiguar Basin – Brazil. In: 8th Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology, Berlin, Germany, September, 2002. *Terra Nostra* 2, pp 179-184.
- Pranter, M.J.; Ellison, A.I.; Cole, R.D.; Patterson, P.E. 2007. Analysis and modeling of intermediate-scale reservoir heterogeneity based on a fluvial point-bar outcrop analog, Williams fork Formation, Piceance Basin, Colorado. *AAPG Bulletin* 91(7), pp 1025-1051.
- Ramm, M.; Ryseth, A.E. 1996. Reservoir quality and burial diagenesis in the Staffjord Formation, North Sea. *Petroleum Geoscience* 2, pp 313-324.
- Ramos, A.; Sopeña, A. 1983, Gravel bars in low sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain): *Spec. Pubis. Int. Ass. Sediment.*, 6, pp. 301-313.
- Ramos, A.; Sopeña, A.; Perez-Arlucea, M. 1986. Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the northwest Iberian Ranges (Central Spain). *Journal of sedimentary petrology* 56(6), pp862-875.
- Ridgley, J.; Dunbar, R.W. 2001. Outcrop gamma-ray analysis of the Cretaceous Mesaverde Group: Jicarilla Apache indian reservation, New Mexico. Topical Report, U.S. Geological Survey, Denver, Colorado. 68p.
- Rider, M. 1990. The geological interpretation of well logs. Rider-French Consulting Ltd, Sutherland. 280p.

- Rohn R. 1994. Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2v.
- Rohn, R. 1994. Evolução ambiental da bacia do Paraná durante o Neopermiano no Leste de Santa Catarina e do Paraná. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, São Paulo. 250p.
- Ruf, M.; Aigner, T. 2004. Facies and poroperm characteristics of a carbonate shoal (Muschelkalk, South German Basin): a reservoir analogue investigation. *Journal of Petroleum Geology* 27(3), pp 215-239.
- Schemiko, D.C.B. (inédito). Caracterização faciológica da Formação Rio do Rasto, Bacia do Paraná. Dissertação de mestrado. Curso de Geologia, Universidade Federal do Paraná.
- Scherer, C.M.S. 2008. Ambientes Fluviais. Capítulo IV: Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil- organizadores: Pedreira da Silva, A.J.C.L.; Aragão, M.A.N.F.; Magalhães, A.J.C. Editora BECA. São Paulo.
- Schneider R.L., Muhlmann H., Tommasi E., Medeiros R.A., Daemon R.F., Nogueira A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, Anais, , pp 41-65.
- Schneider, R.L.; Mühlmann, H.; Tommasi, E.; Medeiros, R.A.; Daemon, R.F.; Nogueira, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia (28), São Paulo. pp 41-65.
- Selley, R.C. 1998. Elements of petroleum geology. Academic Press, San Diego. 470p.
- Shannon, P.M.; Naylor, D. 1998. An assessment of irish offshore basins and petroleum plays. *Journal of Petroleum Geology* 21(2), pp 125-152.
- Skyscan. 2011. Citação de referencias e documentos eletronicos. Disponível em: www.skyscan.be/products/1172.htm. Acessado em 03/03/2012.
- Slatt, R.M. Stratigraphic reservoir characterization for petroleum geologists, geophysicists and engineers. (2006). Elsevier, 478p
- Slatt, R.M.; Jordan, D.W.; D`Agostino, A.E.; Gillespie, R.H. 1992. Outcrop gamma-ray logging to improve understanding of subsurface well log correlations. In Hurst, A.; Griffiths, C.M.; Worthington, P.F. (eds) Geological Applications of wireline logs II. Geological Society Special Publication 65, pp 3-19.
- Spanne, P.; Thovert, J.F.; Jacquin, C.J.; Lindquist, W.B.; Jones, K.W.; Adler, P.M. 1994. Synchrotron computed microtomography of porous media: topology and transports. *Physical review letters* 73(14), pp 2001-2004.
- Sun, S.; Shu, L.; Zeng, Y.; Cao, J.; Feng, Z. 2007. Porosity-permeability and textural heterogeneity of reservoir sandstones from the Lower Cretaceous Putaohua

- Member of Yaojia Formation, Weixing Oilfield, Songliao Basin, Northeast China. *Marine and Petroleum Geology* 24, pp 109-127.
- Svendsen, J.B.; Hartley, N.R. 2001. Comparison between outcrop-spectral gamma ray logging and whole rock geochemistry: implications for quantitative reservoir characterization in continental sequences. *Marine and Petroleum Geology* 18, pp 657-670.
- Szurliés, M.; Bachmann, G.H.; Menning, M.; Nowaczyk, N.R.; Käding, K.C. 2003. Magnetostratigraphy and high-resolution lithostratigraphy of the Permian-Triassic boundary interval in Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters* 212, pp 263-278.
- Talwar, A.D.; Henderson, A.S.; Hart, M.B. 1992. Simple gamma-ray response of the upper Jurassic from the Dorset coast – a preliminary investigation using the scintillometer profile technique. *Proceedings of the Ussher Society*.
- Taylor, A.W.; Ritts, B.D. 2004. Mesoscale heterogeneity of fluvial-lacustrine reservoir analogues: examples from the Eocene Green River and Colton Formations, Uinta Basin, Utah, USA. *Journal of Petroleum Geology* 27(1), pp 3-26.
- Toal, B.A. 2005. Piceane Basin. Oil and Gas Investor. Houston, Texas.
- USGS. 2011. Assessment of undiscovered oil and gas resources of the Anadarko Basin province of Oklahoma, Kansas, Texas, and Colorado, 2010. National Assessment of oil and gas facts sheet. U.S. Geological Survey, January 2011.
- Van Buchem, F.S.P.; Melnyk, D.H.; McCave, I.N. 1992. Chemical cyclicity and correlation of Lower Lias mudstones using gamma ray logs, Yorkshire, UK. *Journal of the Geological Society* 149, London, pp 991-1002.
- Van Geet, M.; Lagrou, D.; Swennen, R. 2003. Porosity measurements of sedimentary rocks by means of microfocus x-ray computed tomography (μ CT). In Meers, F.; Swennen, R.; Van Geet, M.; Jacobs, P. (eds), *Applications of x-ray computed tomography in the geosciences*. Springer, pp 51-60.
- Van Geet, M.V.; Swennen, R.; Wevers, M. 2000. Quantitative analysis of reservoir rocks by microfocus x-ray computerized tomography. *Sedimentary Geology* 132 (1-2), pp 25-36.
- Walker, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In Walker, R.G.; James, N.P. (eds), *Facies Models*. St. John's. Geological Association of Canada. 409p.
- Wanli, Y. 1985. Daqing Oil Field, People's Republic of China: a giant field with oil of nonmarine origin. *AAPG Bulletin* 69(7), pp 1101-1111.
- Warren, L.V.; Almeida, R.P.de; Hachiro, J.; Machado, R.; Roldan, L.F.; Steiner, S.dosS.; Chamani, M.A.C. 2008. Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 38(2-suplemento), pp 213-227.

Wiley, M.L. 2009. Structural and stratigraphic controls on Morrow Sandstone reservoir distribution from 3D seismic data, Postle Field, Texas County, Oklahoma. Dissertação de Mestrado, Department of Geophysics. Golden, Colorado. 82p.

Zhi, T. 1982. Tectonic features of oil and gas basins in eastern part of China. AAPG Bulletin 66(5), pp 509-521.