

Gabriel Pinheiro Carneiro

**CARACTERIZAÇÃO E ZONEAMENTO ESTRATIGRÁFICO DA
FORMAÇÃO FURNAS POR INTEGRAÇÃO DE DADOS
FACIOLÓGICOS, PETROGRÁFICOS E PETROFÍSICOS.**

Dissertação de Mestrado (Geologia)

UFRJ
Rio de Janeiro
2011



UFRJ

Gabriel Pinheiro Carneiro

**CARACTERIZAÇÃO E ZONEAMENTO ESTRATIGRÁFICO DA FORMAÇÃO
FURNAS POR INTEGRAÇÃO DE DADOS FACIOLÓGICOS, PETROGRÁFICOS E
PETROFÍSICOS.**

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Mestre em Ciências (Geologia).

Área de concentração:

Paleontologia e Estratigrafia

Orientador:

Leonardo Borghi

Rio de Janeiro
Agosto de 2011

CARNEIRO, Gabriel Pinheiro

Caracterização e zoneamento estratigráfico da Formação Furnas por integração de dados faciológicos, petrográficos e petrofísicos / Gabriel Pinheiro Carneiro - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2011.

xiv, 106f., apêndices: A e B; 30cm

Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2011.

Orientador: Leonardo Borghi

1. Geologia. 2. Paleontologia e Estratigrafia –
Dissertação de Mestrado. I. Leonardo, Borghi. II.
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de
Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia.
III. Caracterização e zoneamento estratigráfico da
Formação Furnas por integração de dados
faciológicos, petrográficos e petrofísicos.

Gabriel Pinheiro Carneiro

CARACTERIZAÇÃO E ZONEAMENTO ESTRATIGRÁFICO DA FORMAÇÃO
FURNAS POR INTEGRAÇÃO DE DADOS FACIOLÓGICOS, PETROGRÁFICOS E
PETROFÍSICOS.

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Mestre em Ciências (Geologia).

Área de concentração:

Paleontologia e Estratigrafia

Orientador:

Leonardo Borghi

Aprovada em:

Por:

Presidente

UFRJ
Rio de Janeiro
2011

Agradecimentos

Ao Instituto Ambiental do Paraná (IAP) pela permissão de estudos no Parque Estadual do Cânion do Guartelá (Município de Tibagi, PR).

À Petrobras pela concessão dos dados dos poços.

Ao CAPES pela concessão da bolsa de estudo.

Aos geólogos Leonardo Borghi, Eduardo Barreto, Paulo Paraízo, Marcelo Torres e Mauro Becker por todo o apoio.

Resumo

CARNEIRO, Gabriel Pinheiro. **Caracterização e zoneamento estratigráfico da Formação Furnas por integração de dados faciológicos, petrográficos e petrofísicos**. Rio de Janeiro, 2011. xii, 58 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.

A caracterização e zoneamento estratigráfico da Formação Furnas por integração de dados faciológicos, petrográficos e petrofísicos, propostos, visa ampliar o conhecimento sobre seus arenitos do ponto de vista exploratório, como potenciais reservatórios de hidrocarbonetos na bacia do Paraná. Para tanto, um perfil composto (estratigráfico / raios-gama multiespectral) foi elaborado em uma sucessão estratigráfica contínua de cerca de 200 metros de espessura aflorante no Parque Estadual do Cânion do Guartelá (Município de Tibagi, PR). Este perfil, analisado estratigraficamente do ponto de vista de suas fácies (Estratigrafia Sequencial) juntamente com informações sobre a evolução diagenética dos arenitos (Petrografia), é correlacionado com perfis geofísicos (RG, NPHI, DT, caliper) de dois poços perfurados pela Petrobras próximos à área de estudo. Para a análise estratigráfica dos poços, uma modelagem de eletrofácies pelo método não supervisionado foi realizada. Identificaram-se 4 intervalos estratigráficos (I–IV) correlacionáveis (afloramento e poço), limitados por cinco superfícies (uma inconformidade, duas transgressivas, uma inundação máxima e uma discordante). Duas sequências deposicionais identificadas (3ª ordem) equivalem aproximadamente às discutidas na literatura, estas definidas apenas com base em curvas de raios-gama. A caulinitização (meteórica) e ilitização (fluidos quentes) dos arenitos da Formação Furnas (arcósios e subarcósios progressos) afeta o comportamento geofísico das curvas, em parte controlados estratigraficamente. Do ponto de vista da qualidade dos reservatórios de hidrocarbonetos, a sequência Inferior (Intervalo I) tem as melhores características permoporosas.

Palavras-chave: caracterização estratigráfica, correlação, reservatório de petróleo.

Abstract

CARNEIRO, Gabriel Pinheiro. **characterization and stratigraphic zonation of the Furnas Formation by integrating faciologic, petrographic and petrophysical data**. Rio de Janeiro, 2011. xii, 58f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.

The proposal characterization and stratigraphic zonation of the Furnas Formation by integrating faciologic, petrographic and petrophysical data aims to increase knowledge about their exploratory sandstones point of view as potential hydrocarbon reservoirs in the Paraná basin. Thus, a composite profile (stratigraphic / multi-spectral gamma ray) was prepared in a continuous stratigraphic succession of about 200 m thick outcropping Canyon State Park Guartelá (City of Tibagi, PR). This profile, stratigraphical analysed in terms of their facies (Sequence Stratigraphy) along with information about the diagenetic evolution of sandstones (Petrography), is correlated with geophysical profiles (GR, NPHI, DT, caliper) of two wells drilled by Petrobras next to the study area. For the stratigraphic analysis of the wells, a non-supervised electrofacies modeling method was performed. It was identified four stratigraphic correlated intervals (outcrop and well), bounded by five surfaces (an unconformity, two transgressive, maximum flooding and a boundary sequence). Two identified depositional sequences (3rd order) approximately equivalent to those discussed in the literature, the ones only based on gamma-ray curves. The caulinitization (meteoric) and illitization (hot fluid) of the sandstones of the Furnas Formation (previous arkoses) affects the behavior of the geophysics curves, in part stratigraphically controlled. From the point of view of the quality of hydrocarbon reservoirs, the subjacent sequence (interval I) has the best features Permo-porous.

Key-Words: stratigraphic characterization, correlation, petroleum reservoir.

Lista de Figuras

Figura 1 – Localização da área de estudo.

Figura 2 – Localização dos poços utilizados no presente estudo para a modelagem das eletrofácies, caracterização petrofísica e da qualidade de reservatório dos arenitos da Formação Furnas.

Figura 3 – Perfil de densidade intensamente afetado pelo arrombamento do poço.

Figura 4 – Coluna estratigráfica da bacia do Paraná.

Figura 5 – Comportamento no perfil de raios-gama (segundo Assine, 1996) para os intervalos litoestratigráficos informais (Furnas Inferior, Mediano e Superior) definidos pelo autor na borda leste da bacia do Paraná.

Figura 6 – Sequência deposicional de 3^o ordem e tratos de sistemas deposicionais definidos por Bergamaschi e Pereira (2001) em dois poços perfurados pela Petrobras na sub-bacia de Apucarana (bacia do Paraná).

Figura 7 – Fácies Cm (Conglomerado maciço) do intervalo basal da Formação Furnas na borda leste da bacia do Paraná.

Figura 8 – Fácies Ao (arenito com laminação cruzada por onda), facilmente reconhecida no intervalo de topo da Formação Furnas em afloramentos da borda leste da bacia do Paraná.

Figura 9 – Fácies Cpv (conglomerado em pavimento de seixos), típica do intervalo de topo da Formação Furnas em afloramentos da borda leste da bacia do Paraná.

Figura 10 – Aspecto do EA AVR (acrecção vertical em ruditos), característico da porção basal da Formação Furnas em afloramentos da borda leste da bacia do Paraná.

Figura 11 – EA AVA (acrecção vertical em arenitos) caracterizado pela presença da litofácies Aot e geometria tabular.

Figura 12 – EA AFr (tabular de acreção frontal em arenitos) caracterizado pela presença da fácies Aac / Aac λ , além de sua geometria tabular.

Figura 13 – Gráfico de Fischer e perfil litológico para a sucessão sedimentar do Parque Estadual do Cânion do Guartelá segundo Lobato e Borghi (2005).

Figura 14 – EAs AFr caracterizados pela migração de sandwaves de maré de crista reta / sinuosa (fácies Ap / Aa₃, respectivamente).

Figura 15 – Destaque de um EA AVA com a fácies Aot predominante, entre EAs AFr.

Figura 16 – Destaque de um EA AVA com a fácies Ao predominante, entre EAs AFr.

Figura 17 – Perfil composto da área de estudo mostrando a correlação do perfil de raios-gama multiespectral (RG Total, K⁴⁰, Th²³² e U²³⁸) elaborado em afloramento com o perfil litológico de Lobato e Borghi (2005, apud Carneiro et al., 2009).

Figura 18 – Visão panorâmica do Cânion do Guartelá com as superfícies estratigráficas demarcadas e suas “assinaturas” no perfil de raios-gama multiespectral (RG Total, K⁴⁰, Th²³² e U²³⁸) elaborado.

Figura 19 – Curva de K⁴⁰ e gráfico mostrando a variação da concentração de ilitização em função das 18 amostras.

Figura 20 – Curvas de Th²³² e U²³⁸ e gráficos mostrando a concentração preferencial dos minerais monazita, xenotímio e zircão em um intervalo compreendido da amostra 3 a 15.

Figura 21 – Classificação ternária (Q, F e L) segundo Mc Bride (1963, apud Boggs, 1992) para a amostra 1.

Figura 22 – Intenso processo de dissolução eogenético, que afetou sobremaneira os grãos de feldspato.

Figura 23 – Heterogênea distribuição do processo de dissolução ao longo da sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá.

Figura 24 – Distribuição do processo de dissolução enfatizando os constituintes eogenéticos que a preencheram.

Figura 25 – Íntima relação paragenética entre o óxido de Ti, a caulinita e o cimento de quartzo em poro secundário oriundo da dissolução de um grão do arcabouço.

Figura 26 – Caulinita vermicular e em livrinho em poro secundário oriundo da dissolução de um grão do arcabouço.

Figura 27 – Distribuição de caulinita neoformada na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá, representando 63 % da caulinitização total.

Figura 28 – Distribuição do processo de caulinitização total e da caulinita substitutiva (de feldspato, muscovita e pseudomatriz) na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá.

Figura 29 – Fotomicrografias ressaltando o processo de caulinitização em grãos de muscovita.

Figura 30 – Estágio de alteração avançado em grãos de muscovita caulinitizados.

Figura 31 – Cimentação de quartzo eogenética pré-compactacional, destacando os encontros poligonais entre sobrecrescimentos.

Figura 32 – Dissolução por pressão entre grãos de quartzo.

Figura 33 – Heterogênea distribuição do cimento de quartzo nas amostras analisadas.

Figura 34 – Heterogênea distribuição do processo de ilitização nas amostras analisadas.

Figura 35 – Cutículas amorfas de argilas mecanicamente infiltradas por água meteórica (matriz deposicional).

Figura 36 – Cristal de óxido de Ti em poro secundário oriundo da dissolução de um grão do arcabouço, em íntima associação com caulinita vermicular e em livrinho.

Figura 37 – Heterogênea distribuição do óxido de Fe (eogenético e telogenético) na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá.

Figura 38 – Variograma mostrando a heterogênea distribuição do óxido de Fe na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá.

Figura 39 – Distribuição do óxido de Fe eogenético na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá.

Figura 40 – Heterogênea distribuição do óxido de Ti na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá.

Figura 41 – Sequenciamento dos eventos diagenéticos proposto para os arenitos da Formação Furnas na área de estudo.

Figura 42 – Detalhamento estratigráfico proposto no presente estudo para a Formação Furnas no poço A.

Figura 43 – Variograma do processo de dissolução na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá considerando apenas os constituintes eogenéticos.

Figura 44 – Detalhamento estratigráfico proposto no presente estudo para o poço B.

Figura 45 – Sequências deposicionais de 3^o ordem propostas no presente estudo para o poço A.

Figura 46 – Sequências deposicionais de 3^o ordem propostas no presente estudo para o poço B.

Figura 47 – Zonas delimitadas para a modelagem das eletrofácies no poço A.

Figura 48 – Eletrofácies definidas para a Zona 1 do poço A.

Figura 49 – Eletrofácies definidas para a Zona 2 do poço A.

Figura 50 – Eletrofácies definidas para a Zona 3 do poço A.

Figura 51 – Zonas delimitadas para a modelagem das eletrofácies no poço B.

Figura 52 – Eletrofácies definidas para a Zona 2 do poço B.

Figura 53 – Eletrofácies definidas para a Zona 3 do poço B.

Figura 54 – Correlação obtida entre os dados de superfície (afloramento) e os do poço A através da integração dos dados faciológicos, petrográficos e petrofísicos.

Figura 55 – Correlação entre os dados de superfície (afloramento) e os do poço B através da integração dos dados faciológicos, petrográficos e petrofísicos.

Figura 56 – Subzonas Furnas A e B propostas no presente estudo para o poço A.

Figura 57 – Histograma da porosidade efetiva (sem o efeito da argila) obtido para as subzonas Furnas A e B para o poço A.

Figura 58 – Subzona Furnas B (intervalo I / Furnas Inferior) no poço B.

Figura 59 – Histograma da porosidade efetiva (sem o efeito da argila) obtido para a subzona Furnas B no poço B.

Figura 60 – Principais eventos geológicos responsáveis por geração e obliteração da porosidade nos arenitos da Formação Furnas na borda leste da bacia do Paraná (modificado de De Ros, 1998).

Figura 61 – Plote dos constituintes eogenéticos vs. o volume intergranular das 18 amostras analisadas no atual estudo (cf. Houseknecht, 1987).

Figura 62 – Distribuição da porosidade em função das amostras na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá.

Lista de tabelas

Tabela 1 – Cotas das amostras coletadas ao longo da sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá.

Lista de quadros

Quadro 1 – Quadro de fácies descritas para os afloramentos da borda leste da bacia do Paraná segundo Borghi (1993).

Quadro 2 – Quadro sinótico dos elementos arquiteturais definidos para os afloramentos da borda leste da bacia do Paraná (cf. Borghi, 1993).

Quadro 3 – Quadro de fácies descritas para a sucessão sedimentar do Cânion do Quartelá segundo Lobato e Borghi (2005).

Quadro 4 – Sinonímia entre o estudo faciológico de Lobato e Borghi (2005) e o de Borghi (1993).

Quadro 5 – Principais fácies encontradas nos intervalos estratigráficos (cf. Lobato e Borghi, 2005), suas associações em elementos arquiteturais (cf. Borghi, 1993) e abundância desses nos intervalos litoestratigráficos informais (basal, mediano e de topo) segundo Borghi (1993).

Sumário

Agradecimentos.....	v
Resumo.....	vi
<i>Abstract</i>	vii
Lista de figuras.....	viii
Lista de tabelas.....	xii
Lista de quadros.....	xiii
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 MATERIAL E MÉTODO.....	2
3 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	9
4 CORRELAÇÃO ROCHA-PERFIL (PERFIL COMPOSTO).....	36
5 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO FURNAS.....	42
5.1 Caracterização textural e classificação.....	42
5.2 Processos e evolução diagenética.....	44
6 CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E DAS SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS.....	66
7 CARACTERIZAÇÃO PETROFÍSICA E DAS ELETROFÁCIES.....	74
8 CORRELAÇÃO ENTRE OS DADOS DE SUPERFÍCIE (AFLORAMENTO) E OS DE POÇOS.....	84
9 CARACTERIZAÇÃO DA QUALIDADE DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO FURNAS COMO RESERVATÓRIO PETROLÍFERO.....	90
10 CONCLUSÃO.....	100
Referências Bibliográficas.....	104

Apêndice A – Artigo 5º Congresso Brasileiro de Pesquisa e de Desenvolvimento em Petróleo e Gás: Caracterização estratigráfica da Formação Furnas (devoniano inferior, Bacia do Paraná) em afloramento e correlação com subsuperfície.

Apêndice B – Tabela Petrográfica das 18 amostras analisadas no presente estudo.

1 INTRODUÇÃO

A bacia do Paraná, considerada de fronteira exploratória pela ANP, revelou na quase virada do século a sua primeira acumulação comercial de gás, gerado nos folhelhos da Formação Ponta Grossa (campo de Barra Bonita), associado ao sistema petrolífero Ponta Grossa–Itararé (!). Logo em seguida, após a quebra do monopólio estatal da exploração, a ANP disponibilizou blocos exploratórios na bacia (1^o e 3^o rodadas), com certo sucesso. Todavia, um dos seus sistemas petrolíferos, Ponta Grossa–Furnas (?), de idade devoniana, foi pouco valorizado, não obstante o seu potencial, uma vez que possui os folhelhos geradores e/ou selantes da Formação Ponta Grossa. Um dos fatores do seu pouco interesse está na falta de uma abordagem sobre as heterogeneidades do Arenito Furnas como reservatório petrolífero. A ANP, sensível ao problema de investimento exploratório nas bacias paleozóicas (sobretudo com enfoque para gás), hoje procura estimular entre as universidades esforços de pesquisa nessas bacias. Assim, propõe-se agregar neste estudo informação geológica de reservatórios sobre os arenitos devonianos da Formação Furnas, pelo detalhamento dessas heterogeneidades faciológicas em superfície, sobretudo do ponto de vista petrográfico e petrofísico (comportamento da curva de raios-gama) desses arenitos. Paralelamente, busca-se caracterizar uma sucessão estratigráfica de 200 m em afloramento da Formação e correlacioná-la com dois poços da Petrobrás (subsuperfície) através de perfis geofísicos (de raios-gama, neutrão, sônico e caliper).

2 MATERIAL E MÉTODO

Afloramento – Para os dados de afloramento, foi utilizada uma sucessão estratigráfica contínua de cerca de 200 m de arenitos da Formação Furnas aflorantes no Parque Estadual do Cânion do Guartelá, borda Leste da bacia do Paraná, localizado entre os municípios de Castro e Tibagi (figura 1).

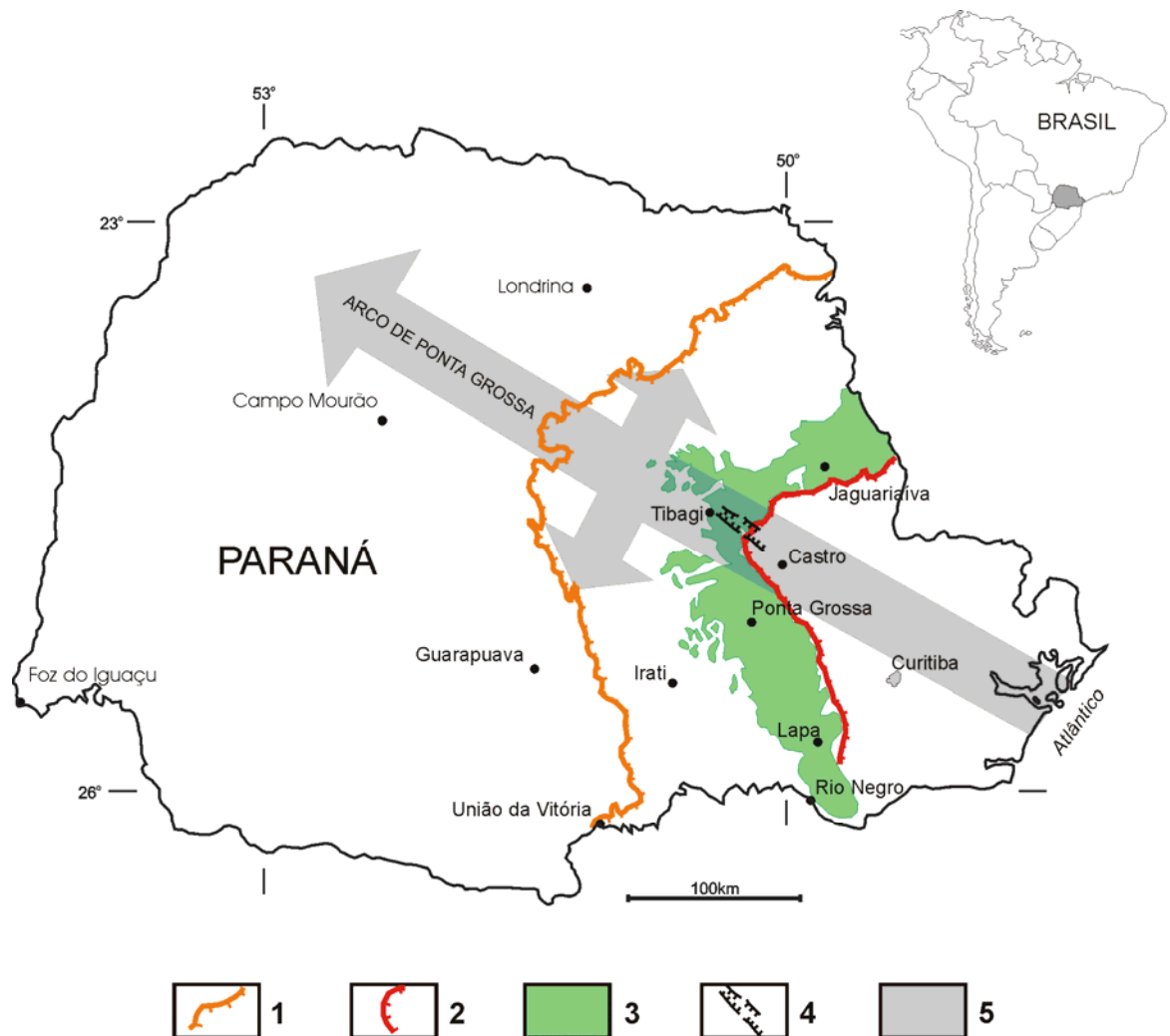


Figura 1 – Localização da área de estudo. 1 – Escarpa da Serra Geral; 2 – Escarpa Devoniana; 3 – Campos Gerais do Paraná; 4 – Cânion do Guartelá; 5 – posição aproximada do eixo do arco regional de Ponta Grossa. Baseado em Maack (1948, 1981) e MINEROPAR (1989), apud Melo (2002). Fonte: SIGEP 094.

Para a análise estratigráfica, foi executada uma perfilagem de raios-gama multiespectral (RG Total, Th^{232} , U^{238} e K^{40}) com um cintilômetro de mão (GF Instruments, modelo GRS 2000). As leituras de emissão natural de radioatividade das rochas foram realizadas em espaçamento de 50 cm, ao longo do caminhamento do perfil estratigráfico levantado por Lobato e Borghi (2005), com as quais foi elaborado um perfil composto (perfil estratigráfico vs. perfil de raios-gama) da área de estudo. Com o intuito de se compreender o comportamento das curvas multiespectrais obtidas, separaram-se, em lupa binocular, nas frações de 0,5 a 1 A, minerais pesados radioativos (monazita, zircão e xenotímio) de 18 amostras coletadas por Lobato e Borghi (2005) ao longo da sucessão (em espaçamento de aproximadamente 11 m; v. tabela 1), os quais contêm Th^{232} e U^{238} ; bem como, em laboratório, argilominerais para análise de DRX, visando o mesmo para a curva de K^{40} . Dados petrográficos de 18 lâminas confeccionadas a partir das amostras dão suporte a essa análise.

Tabela 1 — Cotas das amostras coletadas por Lobato e Borghi (2005) com um espaçamento de aproximadamente 11 m ao longo da sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá. Cota 0 = limite formacional Iapó / Furnas.

Amostra	Cota (m)	Amostra	Cota (m)
1	12,5	10	117
2	21,5	11	127,5
3	36	12	139,5
4	48	13	150
5	57	14	160
6	67,5	15	169
7	79	16	179,5
8	92	17	190
9	103	18	200

Em relação à análise petrográfica, as lâminas foram descritas em microscópico petrográfico de luz fotônica transmitida / polarizada (ZEISS Axioskop 40), as quais foram analisadas quantitativamente (com uma cobertura de 200 pontos por lâmina) no programa Petroledge. Nas descrições das lâminas, procurou-se: 1) observar a composição geral dos arenitos e seus aspectos texturais, visto que esses fatores são fundamentais para o perfeito entendimento dos processos diagenéticos que atuaram sobre os mesmos; 2) descrever detalhadamente tais processos visando ordená-los cronologicamente (evolução diagenética dos arenitos); 3) apontar os principais tipos de porosidade presentes nas amostras (primário ou secundário); 4) e, por fim, indicar os melhores intervalos para reservatório na sucessão estudada, do ponto de vista de sua qualidade, com o apoio de uma técnica elaborada por Houseknecht (1987) que permite avaliar, por meio gráfico, o papel da compactação (mecânica e química) e da cimentação na obliteração da porosidade intergranular original.

Para a melhor caracterização dos processos diagenéticos (item 2 acima), em momento oportuno, foram elaborados variogramas. O variograma é um gráfico que mostra a medida do grau de dependência espacial entre amostras ao longo de uma direção (no caso do presente estudo, ao longo do perfil litológico elaborado por Lobato e Borghi, 2005; tabela 1). Para tanto, tal gráfico relaciona a função semivariância (definida como o somatório das diferenças ao quadrado das variáveis – no caso do presente estudo, porcentagens dos processos diagenéticos em cada amostra – dividido por duas vezes o número de amostras), com a distância. É de se esperar que quanto maior a distância entre as amostras maior seja a diferença entre elas e, por conseguinte, a função semivariância representa o afastamento da similaridade entre as amostras em função do incremento da distância, o qual ocorre até certo ponto, denominado de alcance da dependência espacial (e a partir do qual não há mais correlação entre as amostras).

Outro importante parâmetro que pode ser interpretado a partir do variograma (utilizado no presente estudo em ocasiões específicas) é o efeito pepita. Tal parâmetro permite a constatação de uma variabilidade não explicada (ao acaso) de uma amostra para outra, que pode ser devida, em relação aos processos diagenéticos, a microvariações não detectadas em função da distância de amostragem utilizada (de aproximadamente 11m; v. tabela 1).

Poços – Foram utilizados, no presente estudo, dois poços (denominados A e B) perfurados pela Petrobras próximo a borda leste da bacia (poço A) e mais ao centro da mesma (poço B; figura 2). Em vista a dar suporte à análise estratigráfica, uma modelagem de eletrofácies foi elaborada nos dois poços segundo o método de classificação não-supervisionado K-means. Esse método utiliza um conjunto de técnicas estatísticas para gerar grupamentos similares de propriedades (no caso do presente estudo – perfis geofísicos). Tais grupamentos definem, dessa maneira, um corpo de rocha sedimentar caracterizado e distinguido dos demais com base no comportamento das curvas geofísicas.



Figura 2 – Localização dos poços (A e B) utilizados no presente estudo para a modelagem das eletrofácies (que visa, principalmente, dar suporte à análise estratigráfica), caracterização petrofísica e da qualidade de reservatório dos arenitos da Formação Fornos. O poço A localiza-se próximo a borda leste da bacia, enquanto o poço B mais ao centro da mesma.

A técnica mencionada (não-supervisionada) não utiliza dados de rocha (testemunhos) para refinar a modelagem (daí seu aspecto não-supervisionado; cf. Soares, 2005, apud Bitencourt, 2006), baseando-se apenas na similaridade das curvas (já mencionado) para gerar os grupamentos. Para tal modelagem, foram utilizados os perfis geofísicos de raios-gama e neutrão (poço A) e sônico e neutrão (poço B).

Em relação ao perfil de raios-gama, esse mede a radioatividade natural emitida pelas rochas, em função, principalmente, do seu conteúdo de Th^{232} , U^{238} e K^{40} . A unidade é o API, definido como a radioatividade natural emitida por uma formação artificialmente construída na Universidade de Houston (Texas, EUA). Essa formação continha aproximadamente 4 % de conteúdo de K^{40} , 24 ppm de Th^{232} e 12 ppm de U^{238} ; foi construída e definida para possuir 200 unidades API e serve de padrão para as ferramentas de perfilagem de todas as companhias. Em termos da resposta radioativa das rochas, as argilosas, em geral, são as que naturalmente possuem os maiores valores de radioatividade, devido ao seu conteúdo de Th^{232} e U^{238} (adsorvidos na estrutura das argilas) e / ou pela presença de argilominerais / micas (que contenham o elemento K^{40}). Os arenitos – foco do presente estudo – são naturalmente pouco radioativos, por não apresentarem, no geral, conteúdos significativos dos elementos mencionados acima, a não ser (em situações geológicas peculiares) quando contém alto conteúdo de K^{40} (arenitos arcoseanos) e de Th^{232} e U^{238} (arenitos ricos em minerais pesados – típicos da Formação Furnas). As principais aplicações desse perfil são: 1) definição de litologia (pelos fatores mencionados acima); 2) correlação estratigráfica (quando as rochas identificadas no item 1 apresentam abrangência regional); e 3) cálculo de argilosidade (volume de folhelho presente na rocha).

Já o perfil neutrão baseia-se na detecção de nêutrons termais (com energia de aproximadamente 0,025 eV) para inferir o índice de H da rocha. O princípio de funcionamento da ferramenta é o seguinte: uma fonte de $\text{Am}^{243}\text{Be}^9$ emite nêutrons com energia inicial de 4,5 MeV, os quais interagem com elementos químicos contidos na rocha de diferentes maneiras, sendo os choques elásticos os responsáveis pela termalização (atenuação da energia inicial das partículas). Como os átomos de hidrogênio possuem aproximadamente o mesmo tamanho e massa dos nêutrons, os choques ocorrem, principalmente, com esses elementos (contidos, principalmente, nos fluidos presentes nos poros da rocha); Por isso diz-se que esse perfil mede o índice de H da rocha, posteriormente utilizado para calcular a porosidade da mesma (sua escala, dessa maneira, já é apresentada em unidades de porosidade).

Por fim, o perfil sônico relaciona o tempo gasto por uma onda sonora para percorrer um pé de formação com a porosidade (total) da mesma. Assumindo que a onda sonora percorre os sólidos com maior velocidade do que em relação aos líquidos e o ar, tal relação permite inferir a propriedade mencionada. Assim, quanto mais densa é a rocha, menor será o tempo que a onda levará para percorrê-la (pois a velocidade da onda nos sólidos é maior); ao passo que nas rochas menos densas (ou mais porosas), esse tempo será maior (pois os fluídos presentes nos poros causam a diminuição da velocidade da onda). Por conseguinte, um arenito poroso (com qualquer tipo de fluído) é caracterizado, no perfil sônico, por um tempo de trânsito maior do que em relação a uma rocha ígnea, ou um arenito cimentado, por exemplo.

No presente estudo optou-se, para a obtenção da porosidade total, pela utilização do perfil sônico em detrimento dos outros perfis disponíveis para esse fim (densidade e neutrão) na suíte convencional, visto que esse perfil é o mais confiável em condições de má qualidade do poço (arrombamento). Dentre os métodos existentes para a obtenção dessa porosidade, o de Wyllie (1956) foi o utilizado. O autor, através de experimentos realizados em laboratório, relacionou a velocidade de ondas compressionais ou, mais precisamente, o tempo de trânsito dessas ondas em materiais sintéticos e em amostras de rochas sedimentares contendo hidrocarbonetos, água (salgada e doce) e ar com a porosidade desses materiais. A porosidade poderia, então, ser obtida por uma relação entre a diferença de tempo de trânsito lido diretamente no perfil sônico e o da matriz (assumido com base no conhecimento geológico da formação em estudo), pela diferença entre o tempo de trânsito do fluído e da matriz. Como o objetivo dessa etapa do estudo visa mais uma avaliação expedita, e tendo em vista que os poços utilizados (A e B), no trecho do reservatório em apreço (arenitos da Formação Furnas), continham água, foram adotados os valores de 189 us/pé como o tempo de trânsito da onda sonora no fluído, e 55,5 us/pé como o tempo de trânsito da onda sonora na matriz – no caso dos arenitos mencionados – quartzo arenítica.

Para a obtenção da porosidade efetiva desses arenitos (aquela em que se retira o efeito da argilosidade na leitura do perfil sônico), foi calculado o volume de folhelho (VSH) a partir do perfil de raios-gama, que multiplicado por um valor médio de porosidade obtido nos folhelhos da Formação Ponta Grossa (sobrejacente aos arenitos), forneceu o volume de poros obliterados por argilas. A diferença entre a porosidade total (lida pelo perfil) e esse volume é a porosidade efetiva. A escolha do perfil de raios-gama para o cálculo do VSH (apesar desse perfil ter sido influenciado pela presença de minerais pesados – comumente encontrados nos arenitos em questão), em detrimento de outros métodos possíveis de serem utilizados para

esse fim (como por exemplo, pela combinação do perfil neutrão e de densidade), deve-se às más condições de poço (já mencionadas), que afetaram, sobretudo, o perfil de densidade.

Poços vs. afloramento – Visando correlacionar os dados de afloramento (de onde a caracterização estratigráfica da Formação Furnas foi alcançada – perfil composto) com os poços (A e B), assim como obter a caracterização da qualidade dos arenitos da Formação Furnas como reservatório de hidrocarbonetos (poços vs. afloramento), foram analisados integradamente todos os dados disponíveis no presente estudo (faciológicos e petrográficos – de afloramento – e petrofísicos – dos poços). No que diz respeito ao estudo petrofísico, foram utilizados os perfis Caliper (para a confiabilidade das curvas analisadas), de raios-gama, neutrão e sônico (descritos acima). Os demais perfis da suíte convencional, em ambos os poços, não foram utilizados por questões de problemas na aquisição das curvas e das condições do poço, que afetaram intensamente, como mencionado, sobretudo o perfil de densidade (figura 3).

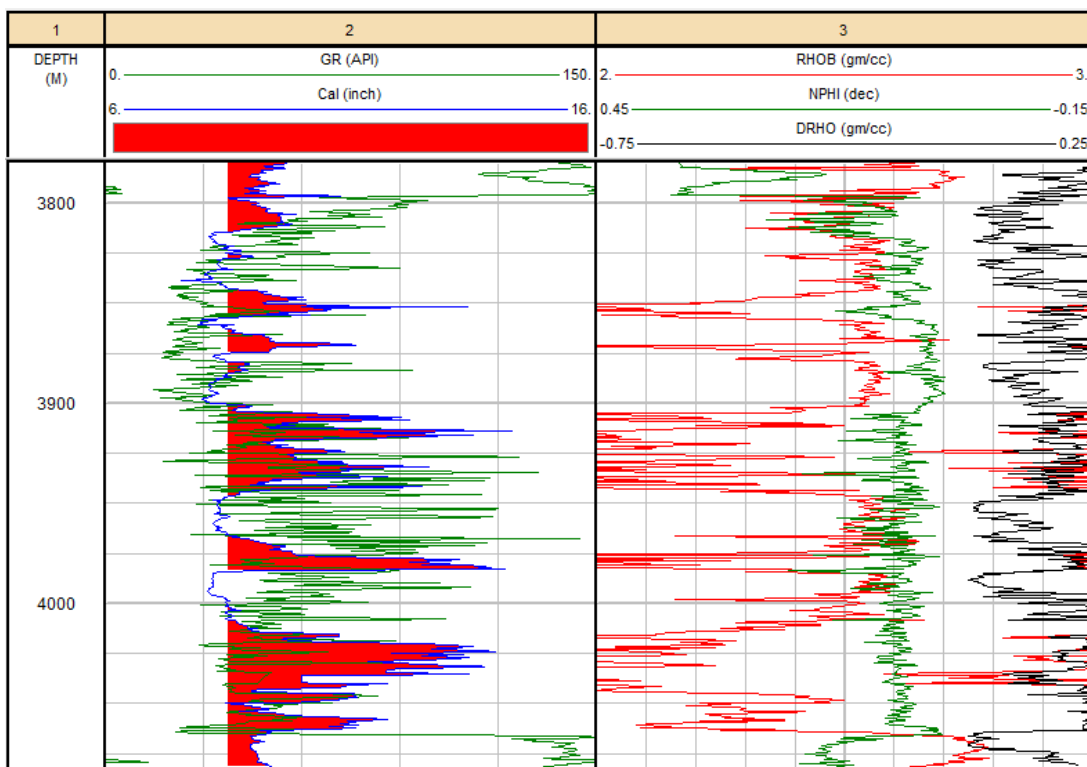


Figura 3 – Perfil de densidade (curva vermelha) intensamente afetado pelo arrombamento do poço (A), o que impossibilitou a sua utilização (assim como de outros perfis da suíte convencional – tais como os de resistividade) no presente estudo. Em preenchimento vermelho, destacam-se os trechos de arrombamento. Notar que nesses trechos o perfil de densidade foi mais afetado, constatado pelas abruptas deflexões à esquerda. GR = perfil de raios-gama; Cal = perfil caliper; RHOB = perfil de densidade; NPHI = perfil neutrão.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

A bacia do Paraná é uma extensa sinéclise paleozóica localizada na porção centro-sul do continente sul-americano. Preenche-se por rochas sedimentares e vulcânicas com idades que variam do siluriano ao cretáceo. Sua extensão supera 1.400.000 km² dos quais cerca de 1.100.000 km² encontra-se em território brasileiro. Os restantes estão distribuídos entre a República Oriental do Uruguai (cerca de 100.000 km²), pela República do Paraguai (cerca de 100.000 km²) e pela República da Argentina (cerca de 100.000 km²). Possui uma forma elíptica alongada segundo a direção NNE-SSW com cerca de 1750 km de comprimento e 900 km de largura. Dois terços da porção brasileira são cobertos por derrames de lavas basálticas que atingem até 1700 metros de espessura. O terço restante é representado por um cinturão de afloramentos de rochas sedimentares localizados nas bordas leste, nordeste, noroeste, oeste e sul. A espessura máxima de seu arcabouço estratigráfico gira em torno de 6000 metros em seu depocentro, cuja posição coincide com a do rio homônimo.

Segundo Milani et al. (2007) o pacote sedimentar-magmático da bacia do Paraná é constituído de seis grandes sequências deposicionais limitadas por expressivas discordâncias regionais, quais sejam: Rio-Ivaí (Orovício – Siluriana), Paraná (Devoniana), Gondwana I (Carbonífera – Eotriássica), Gondwana II (Meso a Neotriássica), Gondwana III (Neojurássica a Eocretácica) e Bauru (Neocretácica). Dentre essas, a Devoniana (mais especificamente a Formação Furnas) é o foco do presente estudo. Do ponto de vista litoestratigráfico compõe, juntamente com a Formação Ponta Grossa, o Grupo Paraná, no qual a Formação Furnas é a mais antiga (figura 4 – retângulo em vermelho). Constitui-se, predominantemente, de quartzo – arenitos, podendo se encontrar conglomerados a base e, muito subordinadamente, lutitos ao topo.

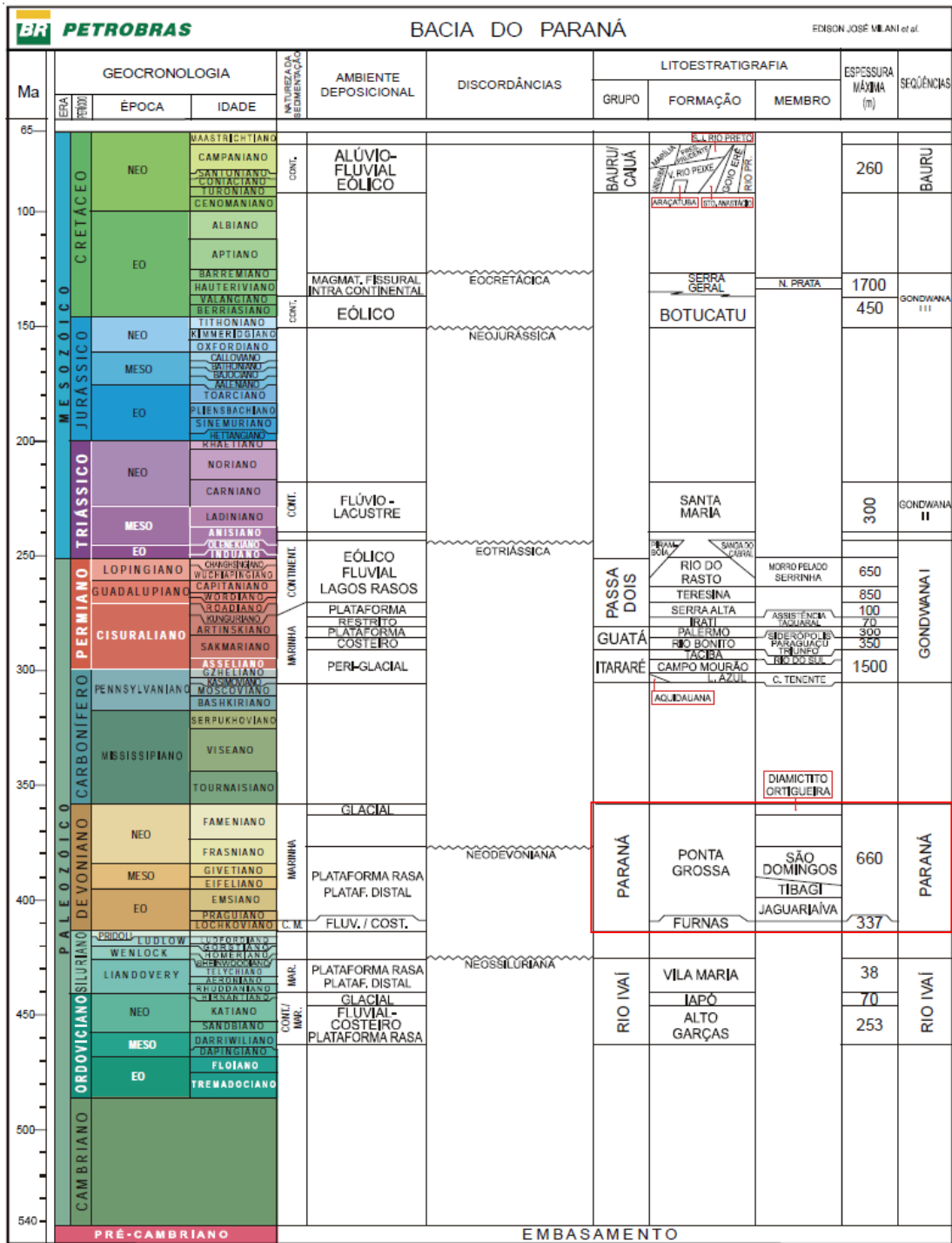


Figura 4 – Coluna estratigráfica da bacia do Paraná (cf. Milani et al., 2007), mostrando em destaque (retângulo vermelho) a Sequência Devoniana, na qual a Formação Furnas está inserida.

Estudos estratigráficos mais recentes, como os executados por Assine (1996), Bergamaschi e Pereira (2001), Borghi (1993) e Lobato e Borghi (2005), na atual região de estudo, permitem as análises aqui propostas. Outros estudos na Formação Furnas, tais como Cruz (1987), De Ross (1997) e Ramos e Formoso (1975) dão suporte ao atual trabalho.

Com o intuito de interpretar o paleoambiente deposicional da Formação Furnas e subdividi-la em sequências de 3^o ordem, Assine (1996) realizou um estudo faciológico em uma faixa de afloramentos localizada na borda leste da bacia do Paraná, na qual a Formação Furnas foi subdividida em 3 intervalos litoestratigráficos informais caracterizados por associações faciológicas distintas que se sucedem na vertical (Furnas Inferior, Mediano e Superior). Segundo o autor, a unidade Inferior é composta de arenitos e conglomerados depositados em extensas planícies aluviais costeiras; a unidade Mediana é composta de camadas de arenitos com estratificação cruzada separadas por níveis pelíticos; e, por fim, a unidade Superior é composta de arenitos com estratificação cruzada onde se observam depósitos residuais de seixos provocados por joeiramento do fundo oceânico. Em termos das sequências deposicionais de 3^o ordem, sua primeira sequência (Lochkoviana – basal) compreende os intervalos informais Furnas Inferior e Mediano; enquanto a de topo (Praguiana-Eifeliana) compreende o intervalo Superior e se estende até a Formação Ponta Grossa.

Dentre a gama de afloramentos descritos e visitados pelo autor, a seção do Cânion do Quartelá foi designada a mais representativa, sendo considerada, inclusive, seção-tipo das 3 unidades. Almejando a formalização dessas 3 unidades como membros, foi demonstrado o caráter regional da sua subdivisão através da correlação do perfil estratigráfico elaborado em superfície (borda leste) com perfis de raios-gama de poços da Petrobras localizados na borda oeste, não obtendo êxito até o momento em sua proposta. Do ponto de vista da resposta radioativa das 3 unidades descritas pelo autor, a Inferior apresenta baixa radioatividade, condizente com arenitos e conglomerados que a compõe e à escassez de argila; a unidade Mediana apresenta arenitos com valores mais altos de radioatividade, indicativos de maior argilosidade, e um padrão serrilhado nos perfis de raios-gama, com picos de deflexão da curva à direita devido à presença das camadas siltico-argilosas; já a unidade Superior apresenta novamente padrão baixo de radioatividade devido aos arenitos e pavimentos de seixos observados (figura 5).

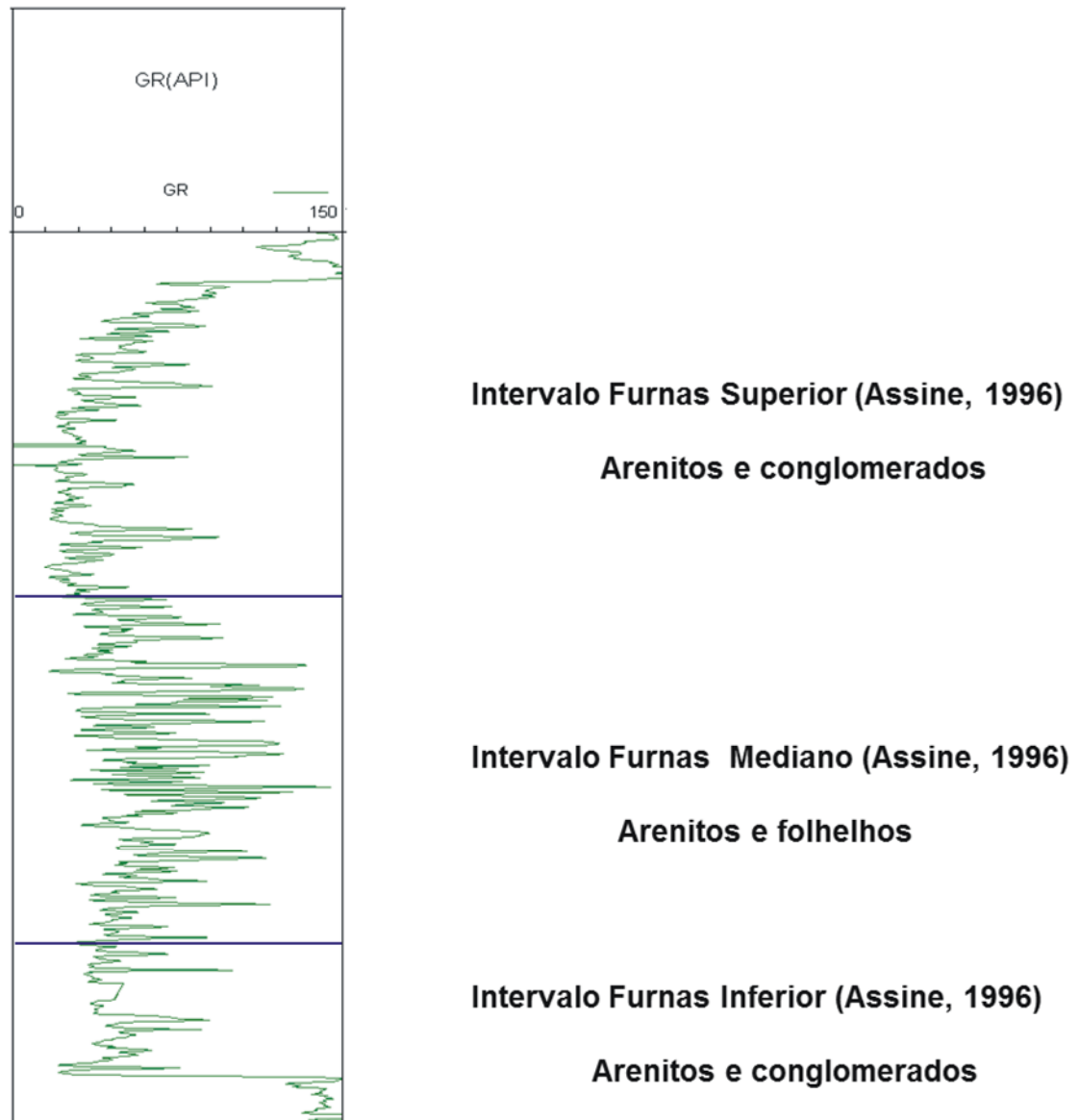


Figura 5 – Comportamento no perfil de raios-gama (segundo Assine, 1996) para os intervalos litoestratigráficos informais (Furnas Inferior, Mediano e Superior) definidos pelo autor na borda leste da bacia do Paraná. O intervalo Furnas Inferior foi caracterizado como apresentando baixa radioatividade, condizente com arenitos e conglomerados que o compõe e à escassez de argila; já o intervalo Furnas Mediano apresenta um padrão serrilhado, com picos de deflexão da curva à direita associados, segundo o autor, à presença de camadas siltico-argilosas intercaladas aos arenitos; e, por fim, o intervalo Furnas Superior foi descrito como apresentando novamente padrão baixo de radioatividade devido aos arenitos e pavimentos de seixos observados. GR = perfil de raios-gama.

Esse padrão geral de comportamento da curva de raios-gama também foi assinalado por Bergamaschi e Pereira (2001). Nesse trabalho, os autores subdividiram o registro siluro-devoniano (formações Furnas e Ponta Grossa) da sub-bacia de Apucarana (bacia do Paraná), em 6 seqüências deposicionais de 3^o ordem, quais sejam: seqüência A (de idade pridoliana-a eo-lochkoviana), seqüência B (neo-lochkoviana a emsiana), seqüência C (neo-emsiana a eo-eifeliana), seqüência D (eifeliana), seqüência E (neo-eifeliana a neo-givetiana) e seqüência F (frasniana). A seqüência A tem abrangência estratigráfica equivalente à Formação Furnas, sendo limitada na base pela discordância da base do Grupo Paraná e no topo, em subsuperfície, na abrupta deflexão à direita nos perfis de raios-gama que marca operacionalmente o limite formacional Furnas / Ponta Grossa. Foi subdividida em dois tratos de sistemas, um transgressivo – limitado por uma SIM na parte mediana da Formação – e outro de mar alto – que se estende até o referido limite de topo (figura 6).

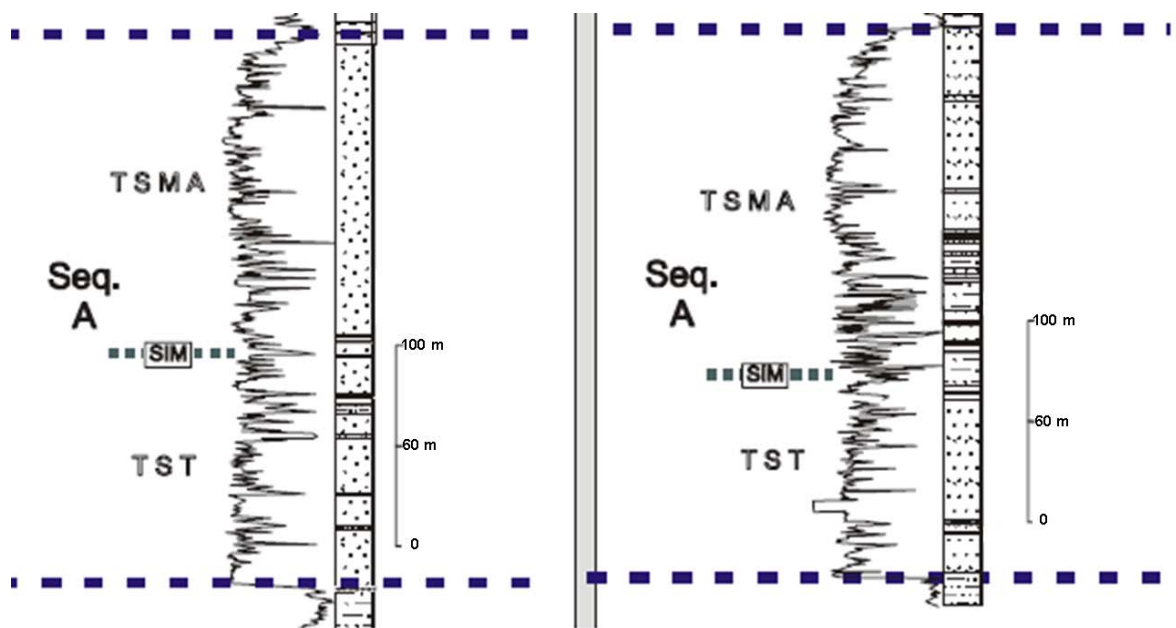


Figura 6 – Seqüência deposicional (A) de 3^o ordem e tratos de sistemas deposicionais definidos por Bergamaschi e Pereira (2001) em dois poços perfurados pela Petrobras na sub-bacia de Apucarana (bacia do Paraná). Essa seqüência equivale, em abrangência estratigráfica, à Formação Furnas. TST = trato de sistema transgressivo; TSMA = trato de sistema de mar alto; SIM = superfície de inundação máxima; seq. = seqüência deposicional de 3^o ordem.

Com o objetivo de caracterizar a Formação Furnas do ponto de vista faciológico e da arquitetura deposicional, Borghi (1993) identificou quatorze fácies (onze litofácies, duas icnofácies e uma biofácies) e cinco elementos arquiteturais, em afloramentos da borda leste da bacia do Paraná. Nominalmente as fácies descritas pelo autor foram: conglomerado maciço (Cm), conglomerado com estratificação cruzada (Cc), conglomerado em acamamento tabular (Ct), conglomerado em pavimento (Cpv), arenito desorganizado (Ad), arenito com laminação cruzada de pequeno porte (Ac₁), arenito com estratificação cruzada de médio ou grande porte (Ac₂), arenito em acamamento cruzado (Aac), arenito com laminação cruzada por onda (Ao), arenito em acamamento ondulado truncante (Aot), folhelho branco (Fb), Skolithos (Sk), Cruziana (Cr) e flora fóssil (Flo) – quadro 1.

Quadro 1 – Quadro de fácies descritas para os afloramentos da borda leste da bacia do Paraná segundo Borghi (1993). O autor identificou quatorze fácies (onze litofácies, duas icnofácies e uma biofácies). Dentre as litofácies, quatro são rudfíticas, seis areníticas e uma lutítica.

FÁCIES		CÓDIGO	CARACTERÍSTICAS	INTERPRETAÇÃO
LITOFÁCIES	RUDÍTICAS	Cm	Conglomerados matriz suportados, maciços ou com gradações normais e imbricação de seixos.	Fluxo de Grãos (ressedimentação).
		Cc	Conglomerados clasto suportados com estratificação cruzada.	Megaôndulas assimétricas geradas por correntes em regime de fluxo inferior.
		Ct	Conglomerados clasto suportados em camadas tabulares. Segregação de seixos.	Fluxos liquefeitos / turbidíticos de alta densidade. Retrabalhamento por ondas.
		Cpv	Pavimentos de seixos.	Joeiramento por correntes e ondas.
	ARENÍTICAS	Ad	Arenitos mal selecionados, maciços, ou com estruturas de escape de água e relictas.	Liquefação / fluxos fluidizados.
		Ac1	Arenitos com laminação cruzada de pequeno porte e/ou laminação cruzada cavalgante.	Ôndulas assimétricas geradas por correntes em regime de fluxo inferior.
		Ac2	Arenitos com estratificação cruzada de médio ou grande porte.	Megaôndulas assimétricas geradas por correntes em regime de fluxo inferior.
		Aac/Aacλ	Arenitos com estratificação cruzada em acamamento cruzado/cruzado heterolítico.	Megaformas assimétricas tridimensionais gigantes. Corr. em reg. de fluxo inf.
		Ao	Arenitos com laminação cruzada por onda.	Ôndulas simétricas geradas por ondas forçadas de gravidade, normais.
		Aot	Arenitos em acamamento ondulado truncante.	Megaôndulas geradas por correntes / fluxos liquefeitos e vagas de tempestade.
	Lut.	Fb	Folhelhos silticos e siltitos brancos micáceos, laminados ou não.	Decantação em meio aquoso possivelmente redutor, mas diageneticamente oxidante.
	ICNOF.	Sk	Bioturbações verticais tubulares de habitação mostrando fuga ou não.	Substrato móvel sob agitação de corrente e onda (ambiente costeiro praiado).
		Cr	Bioturbações horizontais, epi ou endostratais, de repouso ou deslocamento.	Substrato fixo, sujeito a ação periódica de correntes (ambiente mar raso).
BIOF.	Flo	Restos de uma megafiorula, podendo conter palinimorfos, especialmente esporos.	Transporte e sepultamento por correntes e ondas perto do "continente" (ambiente costeiro).	

O citado autor foi um dos primeiros pesquisadores na bacia a identificar e a propor a subdivisão da Formação Furnas em três intervalos litoestratigráficos informais (basal, mediano e de topo) distintos faciologicamente (como posteriormente constatado por Assine, 1996 – já discutido anteriormente). Assim, seu intervalo basal abarca conglomerados (fácies Cm) entreacamados com arenitos (0 – 50 %), que não são observados nas seções mais superiores (figura 7). Possui uma espessura, medida em alguns afloramentos, da ordem de 6 ± 2 m. O intervalo médio, segundo o autor, corresponde ao “arenito” Furnas s.s, ocorrendo muitos icnofósseis cilíndricos horizontais (tipo – *Palaeophycus*). Possui uma espessura calculada de 130 ± 10 m. Já seu intervalo de topo apresenta as mais expressivas camadas de folhelhos brancos (com cerca de 1,5 m), algumas vezes contendo restos de plantas fósseis (Propteridophytas); camadas de arenito com laminações cruzadas por onda (fácies Ao – figura 8) e icnofósseis tubulares e cônicos verticais (tipo – *Skolithos*); e algumas camadas conglomeráticas que ocorrem na forma de pavimentos de grânulos e seixos (fácies Cpv – figura 9), que tipificam esse intervalo. A espessura estimada pelo autor é da ordem de 14 ± 2 m.



Figura 7 – Fácies Cm (Conglomerado maciço) do intervalo basal da Formação Furnas na borda leste da bacia do Paraná. Esse tipo de conglomerado tipifica esse intervalo, não ocorrendo nas seções mais superiores.



Figura 8 – Fácies Ao (arenito com laminação cruzada por onda), facilmente reconhecida no intervalo de topo da Formação Furnas em afloramentos da borda leste da bacia do Paraná, mas podendo ser encontrada, mesmo com dificuldade, nos outros intervalos (cf. Borghi, 1993).



Figura 9 – Fácies Cpv (conglomerado em pavimento de seixos) típica do intervalo de topo da Formação Furnas em afloramentos da borda leste da bacia do Paraná.

Para a diagnose dos elementos arquiteturais em seções sedimentográficas, o autor propôs uma nova hierarquia de superfícies de acamamento, de três ordens. A de primeira ordem (cf. 2? e 3 de Allen, 1983; 4? e 5 de Miall, 1988) é a de maior magnitude. Distingue-a uma extensa superfície de acamamento horizontal da ordem de $10^2 - 10^3$ m, sendo caracterizada pela relação concordante ou de downlap das camadas sobrepostas, e de toplap ou truncamento das sotopostas; ou por uma superfície de acamamento erosiva, côncava, caracterizada pela relação de downlap ou onlap das camadas sobrepostas, e de truncamento das sotopostas. Reconhecem-se, entre duas superfícies de ordem 1, um ou mais conjuntos de camadas (*bedset*, *sensu* Campbell, 1967) da mesma litofácies ou não; ou seja, representa a organização, na forma mais elementar, de uma associação de fácies. Definem, dessa maneira, um elemento arquitetural. Representa descontinuidades (diastemas) de diversas magnitudes, mas não verdadeiras descontinuidades estratigráficas (discordâncias), embora possam coincidir com esta. Delineiam uma megaforma (*macroform*, *sensu* Jackson, 1975), um conjunto de megaformas, canais, praias, etc.

A de segunda ordem (cf. 2 de Allen, 1983; 2, 3 e 4 de Miall, 1988) é caracterizada por uma superfície quase sempre horizontal, de caráter concordante, erosiva ou não; ou irregular de caráter truncante, tendo uma extensão da ordem de $10^0 - 10^1$ m. Relaciona-se com a superfície de ordem 1 através de terminações de downlap, onlap ou concordantes à base, e de truncamento (toplap) ou concordante ao topo. Distingue-se, entre duas superfícies de ordem 2, uma camada (*bed*, *sensu* Campbell, 1967) ou um conjunto de camadas essencialmente da mesma litofácies. Podem representar superfícies de erosão que marcam sucessivas transformações de uma macroforma de leito (superfícies de reativação, por exemplo, de sandwaves de maré), delinear um mesmo conjunto de microformas ou mesoformas (*microform*, *mesoform*, *sensu* Jackson, 1975), ou individualizar o produto de um evento ou um conjunto de eventos deposicionais de mesma natureza (processo), distinto dos adjacentes. A de terceira ordem (cf. 1 de Allen, 1983 e Miall, 1988) é a de menor magnitude, sendo caracterizada por uma superfície plana-horizontal ou de baixo ângulo, ondulada, côncava, sigmoidal ou ainda irregular, tendo uma extensão da ordem de 10^0 m. Relaciona-se com as superfícies de ordem 2 e 3 quase sempre por terminações de truncamento – downlap ou concordante. Reconhece-se, entre duas superfícies de ordem 3, uma camada. Internamente, observam-se lâminas e conjuntos de lâminas (*laminae*, *laminaset*, *sensu* Campbell, 1967). Podem representar uma microforma ou uma mesoforma de leito migrando sob as mesmas

condições hidrodinâmicas, o produto de um único evento deposicional, dentro de uma série de eventos similares, etc.

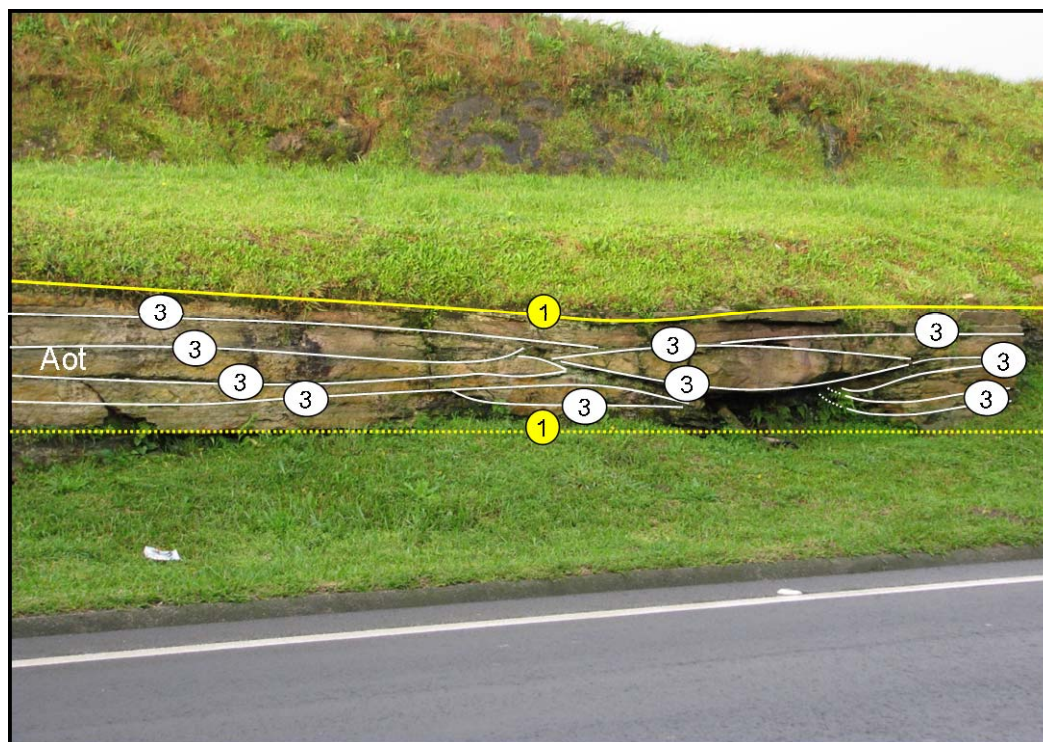
Assim, tendo como base essa nova proposta de hierarquização de superfícies de acamamento, cinco elementos arquiteturais foram definidos para a Formação Furnas em afloramentos da borda leste da bacia do Paraná (cf. Borghi, 1993), quais sejam: canal (Can), tabular de acreção vertical em ruditos (AVR), tabular de acreção vertical em arenitos (AVA), tabular de acreção vertical em lutitos (AVL), e tabular de acreção frontal (AFr). Cada um desses EAs ocorre, preferencialmente, em determinado (s) intervalo (s) litoestratigráfico (s) – basal, mediano ou de topo – de forma abundante ou mais rara – assim como possui peculiaridades próprias que o distingue dos demais. Dessa maneira, o EA canal (Can) foi observado nos intervalos médio e de topo da Formação Furnas, sendo muito pouco frequente (cerca de 5 %) dentre os outros EAs. É caracterizado, em termos de geometria, por um litossoma cilíndrico fechado (de seção lenticular côncavo-plano) preenchido por uma assembléia de uns poucos conjuntos de camadas das fácies Aac ou Aac λ , contendo, subordinadamente, outras fácies (Ac₁, Ac₂, Ao e Fb). Sua superfície de acamamento envoltória basal (côncava – ordem 1) apresenta um caráter marcadamente erosivo, revelado por uma relação de truncamento com camadas sotopostas. Já a superfície de acamamento de topo (ordem 1) geralmente é plana-horizantal a sub-horizantal, de caráter igualmente erosivo e marcado por relação de truncamento dos seus flancos ou margens. Possui como características mais marcantes sua geometria (cilíndrica côncavo-plana) e as fácies areníticas (dominantemente Aac e Aac λ).

O EA AVR domina o intervalo da base da Formação Furnas na área de estudo (100 %; figura 10), sendo caracterizado, em termos de geometria, por um corpo de camadas tabular ou, mais precisamente, lenticular bastante extenso, preenchido por uma assembléia de vários conjuntos de camadas das fácies Cm, Cc, Ct, Cpv, Ad, Ac₁, Ac₂, Ao e Aot. Em termos das superfícies envoltórias (ordem 1), tanto basal quanto de topo, são horizontais a sub-horizontais, irregulares e erosivas. Possui como características marcantes as fácies rudíticas, o padrão aproximadamente concordante das superfícies de ordem 2 e 3 com a envoltória (ordem 1), além de sua geometria tabular.



Figura 10 – Aspecto do EA AVR (acrecção vertical em ruditos), característico da porção basal da Formação Furnas em afloramentos da borda leste da bacia do Paraná.

O EA AVA ocorre de forma pouco abundante (cerca de 10 %), nos intervalos médio e de topo. Caracteriza-se, em termos de geometria, por um corpo de camadas tabular ou, mais precisamente, lenticular bastante extenso. Preenche-se quase que exclusivamente ou por um conjunto de camadas da fácies Aot, com as quais podem relacionar-se subordinadamente as fácies Ac₂ e Ao; ou por um conjunto de camadas da fácies Ao, com as quais se relacionam as fácies Ac₁, Sk, Flo e Aot. A fácies Sk ocorre nos topos de conjuntos de camadas da fácies Ao, enquanto a fácies Flo nas lâminas de lutitos da mesma fácies. Em relação às superfícies de acamamento envoltórias (ordem 1), a da base apresenta-se horizontal a sub-horizontal, plana a ondulada, levemente erosiva; enquanto que a de topo ocorre geralmente plana, revelando quase nenhuma erosão, a não ser quando truncada por canais. Possui como atributos mais típicos as fácies Ao e Aot (predominantes), o padrão concordante das superfícies de ordem 2 e 3 com a envoltória (ordem 1), além de sua geometria tabular (figura 11).



LEGENDA	
1	Superfícies de 1º ordem
2	Superfícies de 2º ordem
3	Superfícies de 3º ordem

Figura 11 – EA AVA (acrecção vertical em arenitos) caracterizado pela presença da litofácies Aot (observar o “olho” da hummocky no canto direito do afloramento, de altura aproximada 1,5 m) e geometria tabular. Observar o caráter ondulado truncante das camadas (limitadas por superfícies de ordem 3), típico da litofácies Aot.

O EA AVL é raro, ocorrendo cerca de 2 % dentre os demais EAs no intervalo mediano; porém, no intervalo de topo, pode ocorrer de forma relativamente frequente (cerca de 10 %). Caracteriza-se, em termos de geometria, assim como mencionado para os últimos dois EAs, como um corpo de camadas tabular (que poderia ser melhor descrito como lenticular); porém mantiforme e com seção aproximadamente côncavo-plana, cuja extensão é bem menos pronunciada. Preenche-se por conjuntos de camadas das fácies Fb e Ac₁, contendo, ainda que muito subordinadamente, as fácies Flo e Cr. Em termos das superfícies de acamamento envoltórias (ordem 1), a basal apresenta-se plana-horizantal ou levemente côncava, não erosiva, enquanto que a de topo plana-horizantal, porém erosiva ou não. O topo pode ser marcado por delgadas camadas da fácies Aot ou pela fácies Cpv, sem que lhe sejam necessariamente incluídas como fácies em associação (podem ser incluídas na base dos elementos sobrepostos, em sucessão sedimentar. Possui como características marcantes a

fácies Fb (predominante na associação), o padrão concordante das superfícies de ordem 2 e 3 com a envoltória (ordem 1), além de sua geometria aproximadamente tabular (lenticular extensa).

Por fim, o EA AFr é o mais frequente dentre os demais EAs (cerca de 80 %), ocorrendo nos intervalos médio e de topo. Caracteriza-se, em termos de geometria, por um corpo de camadas tabular, que mais precisamente poderia ser descrito como lenticular muito extenso. Preenche-se, predominantemente, por um conjunto de camadas da fácies Aac (ou Aac λ) – cerca de 85 % – seguido subordinadamente pelas fácies Ac₁, Ac₂ – cerca de 15 % – Ao, Ad, Cpv, Sk e Cr – cerca de 5 %. As superfícies de acamamento envoltórias (ordem 1) apresentam-se plano-horizontais, pouco erosivas, quase sempre correlativas às superfícies envoltórias dos elementos AVA e AVL. Nos intervalos médio inferior e de topo da Formação Furnas, muitas vezes estas superfícies estão marcadas pela fácies Cpv (pavimento de seixos). Possui como atributos mais marcantes a fácies Aac / Aac λ (predominantes na associação), o padrão offlap das superfícies de ordem 2 e 3 em relação à envoltória (ordem 1), além da geometria tabular (figura 12).

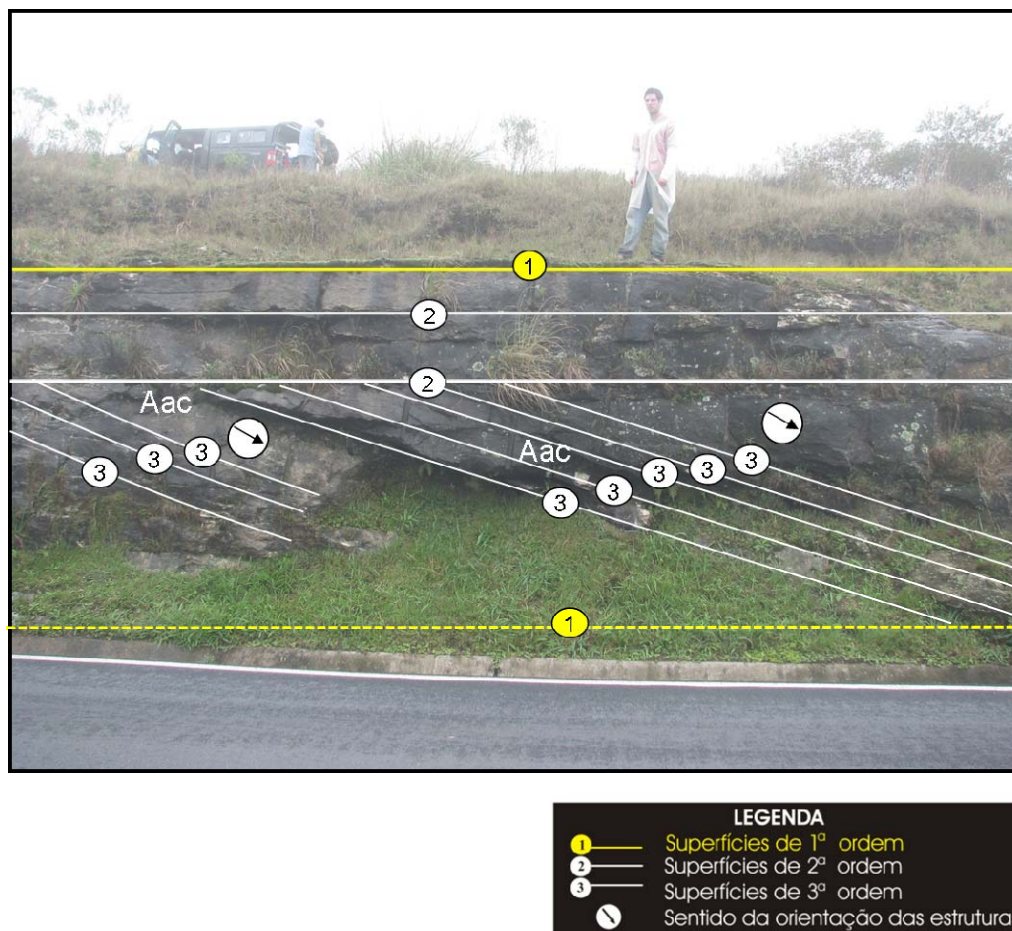


Figura 12 – EA AFr (tabular de acreção frontal em arenitos) caracterizado pela presença da fácies Aac / Aac λ (que são predominantes na associação), o padrão offlap das superfícies de ordem 3 em relação à envoltória (ordem 1), além da geometria tabular.

Como cada elemento arquitetural é caracterizado por sua própria associação de fácies (que o distingue dos outros, além da geometria e escala; cf. Borghi 1993, 2002), e tendo em vista que essa associação (por se tratar de um conjunto de processos deposicionais) é utilizada para interpretar o paleoambiente de um determinado pacote de rochas sedimentares, o autor interpretou os seguintes cenários paleogeográficos para os arenitos da Formação Furnas: um mar raso dominado por marés e ondas de tempestade (antepraia, elemento AFr) e uma costa, a qual pode ser caracterizada por uma planície costeira ou praia rudácea de alta energia (elemento AVR), ou por uma planície costeira ou praia arenácea de alta a baixa energia (elementos AFr, AVA, AVL e Can) – quadro 2.

Quadro 2 – Quadro sinótico dos elementos arquiteturais definidos para os afloramentos da borda leste da bacia do Paraná (cf. Borghi, 1993).

ELEMENTOS		CARACTERÍSTICAS	INTERPRETAÇÃO
CANAL (Can)		Geometria: cilindro de seção lenticular.	Canais fluviais, e canais de maré (estuários)
		Espessura: métrica; Largura: decamétrica; Extensão: ?	
		Associação de fácies: Ac ₁ , Ac ₂ , Aac, Aac λ , Ao e Fb. (Cr ?).	
T A B · D E A C R E Ç Ã O V E R T ·	RUDÍTICA (AVR)	Geometria: tabular.	Praia de alta energia em uma costa rudácea
		Extensão: hectométrica; Espessura: métrica.	
		Associação de fácies: Cm, Cc, Ct, Cpv, Ac ₁ , Ac ₂ , Ao, Aot e Ad (Aac ?).	
	ARENÍTICA (AVA)	Geometria: tabular.	Praia de alta a baixa energia em uma costa arenácea
		Extensão: hectométrica; Espessura: métrica.	
		Associação de fácies: Ad, Ac ₁ , Ao, Aot, Sk, e Flo.	
	LUTÍTICA (AVL)	Geometria: tabular a lenticular.	"Lagunas" costeiras (baixios entre barras de maré)
		Extensão: decamétrica; Espessura: métrica.	
		Associação de fácies: Ac ₁ , Ao, Fb, Cr e Flo.	
TABULAR DE ACREÇÃO FRONTAL (AFr)		Geometria: tabular.	Campo de barras de maré (sandwaves) de antepraia (mar raso) ou de estuários (costa)
		Extensão: quilométrica (?) ; Espessura: métrica	
		Associação de fácies: Cpv, Ad, Ac ₁ , Ac ₂ , Aac, Aac λ , Ao, Cr e Sk.	

Lobato e Borghi (2005), com o objetivo de contribuir para o detalhamento estratigráfico da Formação Furnas, descreveram faciologicamente (em detalhe) uma sucessão sedimentar de 200 m de arenitos que afloram no Parque Estadual do Cânion do Guartelá (borda leste da bacia do Paraná) através de um perfil litológico. Nesse perfil, os autores definiram 86 ciclos deposicionais (com espessura média de 2,33 m, máxima de 6,3 m e mínima de 0,5 m) com base em critérios sedimentológicos (afinamento ou engrossamento granulométrico, espessamento ou afinamento de camadas, presença de estratificação cruzada hummocky, laminação de baixo ângulo, grânulos ou estratificação plano-paralela como feições limitantes de ciclo e variação da seleção granulométrica), o que permitiu a elaboração de um gráfico de Fischer. O método para a obtenção do gráfico consiste na plotagem contínua e cumulativa da variação de espessura de um ciclo em relação à média das espessuras dos ciclos. Assim, sucessões de ciclos mais espessos que a média das espessuras dos ciclos representa uma subida no gráfico, o que indica paulatino incremento no espaço para a acomodação sedimentar e, em um contexto adequado, a subida do nível relativo do mar; ao passo que sucessões de ciclos mais delgados que a média representa uma queda no gráfico, indicando paulatino decréscimo no espaço para a acomodação sedimentar e queda do nível relativo do mar. Com base no comportamento do gráfico obtido, os autores subdividiram a Formação Furnas na borda leste da bacia do Paraná em quatro intervalos estratigráficos (distintos também em termos faciológicos, petrográficos e no que diz respeito ao padrão de paleocorrentes), relacionados a uma sucessão de tratos de sistema de mar baixo (intervalo I), transgressivo (IIa e IIb), de mar alto (III) e novamente transgressivo (IV), limitados, dessa maneira, por duas superfícies transgressivas (I / IIa e IIa / IIb), uma inundação máxima (IIb / III) e uma limite de sequência (III / IV; figura 13).

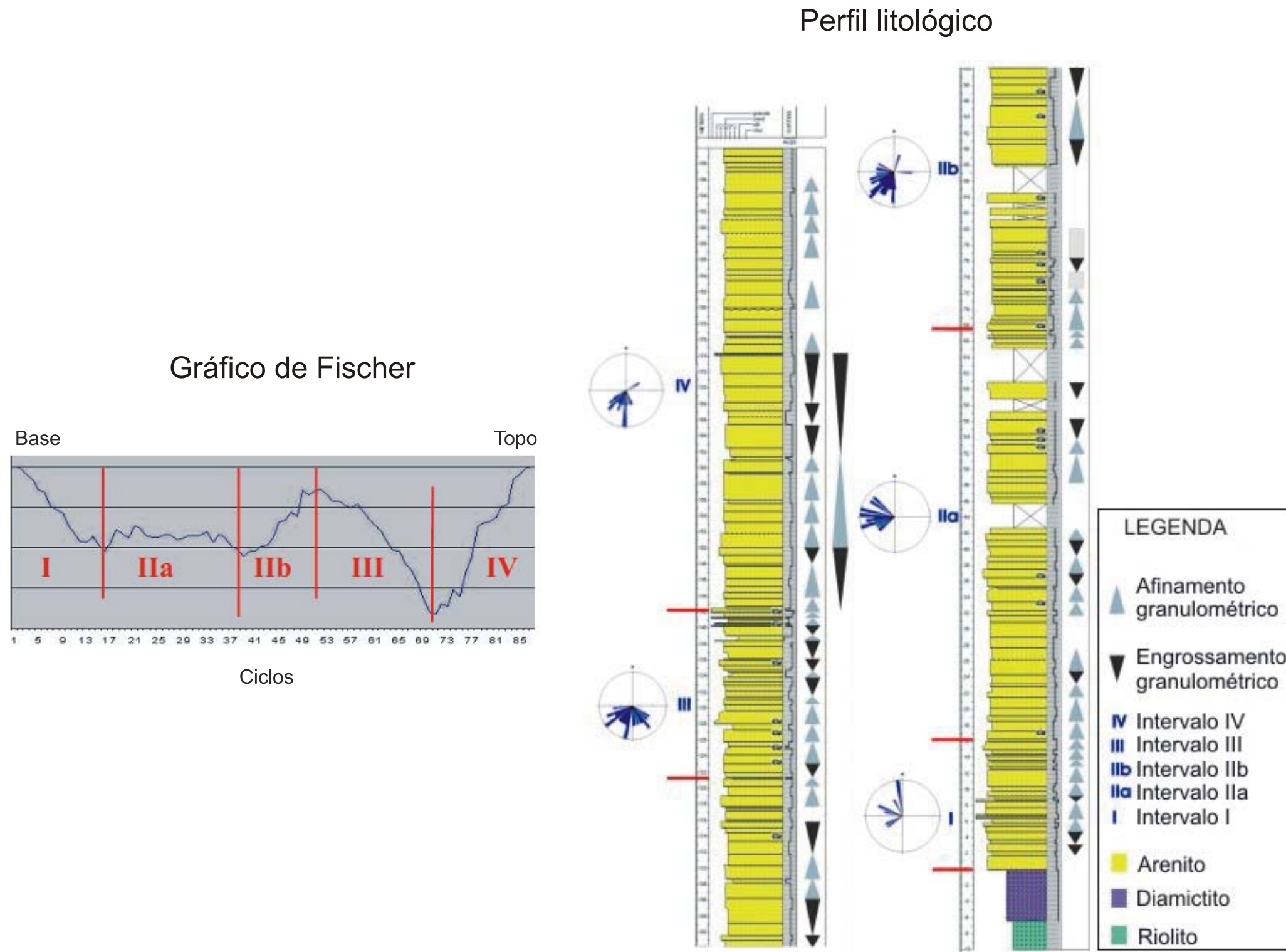


Figura 13 – Gráfico de Fischer e perfil litológico para a sucessão sedimentar do Parque Estadual do Cânion do Guartelá segundo Lobato e Borghi (2005), mostrando os quatro intervalos estratigráficos definidos pelos autores e as superfícies estratigráficas chaves que os limitam.

Em relação ao estudo faciológico (de detalhe) propriamente dito (que permitiu o detalhamento estratigráfico proposto), os autores identificaram dez fácies sedimentares (uma rudítica, oito areníticas e uma lutítica; quadro 3). Dessas, as areníticas são as que apresentam a maior semelhança com as definidas por Borghi, 1993 (quadro 4).

Quadro 3 – Quadro de fácies descritas para a sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá segundo Lobato e Borghi (2005). Foram identificadas dez fácies sedimentares, dentre as quais uma rudítica, oito areníticas e uma lutítica.

FÁCIES		CÓDIGO	CARACTERÍSTICAS	INTERPRETAÇÃO
L I T O F Á C I E S	R u d í c a	Cm	Conglomerado maciço ou imbricado.	Depósito por fluxo trativo de alta energia.
	A R E N Í T I C A S	Ah	Arenito com laminação plano paralela.	Fluxo trativo unidirecional em regime de fluxo superior; leito plano.
		Aa1	Arenito com estratificação cruzada de porte pequeno (3 a 10 cm).	Fluxo trativo unidirecional em regime de fluxo inferior de baixa energia; megaripples.
		Aa2	Arenito médio a grosso com estratificação cruzada (planar ou acanalada) de porte médio (10 a 30 cm).	Corrente unidirecional em regime de fluxo inferior; migração de megaondulações (megaripples).
		Aa3	Arenito médio a grosso com estratificação cruzada acanalada de porte grande (30 a 100 cm) a muito grande (> 1m).	Corrente unidirecional de energia alta; migração de barras (flúvio-deltaicas) ou sandwaves (maré) de crista sinuosa.
		Ap	Arenito médio a grosso com estratificação cruzada planar de porte grande a muito grande.	Corrente unidirecional de energia moderada; migração de sandwaves (maré) de crista reta.
		Aot	Arenito com ondulação truncante (hummocky).	Fluxo trativo oscilatório de alta energia (tempestades); megaripple-hummocky.
		Ao	Arenito fino com marcas de onda simétricas e assimétricas.	Fluxo trativo oscilatório, combinado com unidirecional; ripples (simétricas e assimétricas).
		Ac	Arenito muito fino com laminação cruzada cavalgante.	Fluxo trativo unidirecional em regime de fluxo inferior de baixa energia, combinado com decantação (fluxo desacelerante); ripples.
		Lut.	Fs	Folhelho siltico.

Quadro 4 – Sinonímia entre o estudo faciológico de Lobato e Borghi (2005) e o de Borghi (1993).

FÁCIES		SINONÍMIA
LOBATO E BORGHI (2005)	BORGHI (1993)	L. E B. (2005) Vs. B. (1993)
Cm	Cm	[λ]
Aa1	Ac1	[Δ]
Aa2	Ac2	[.]
Aa3	Aac	[~]
Ap	Aac	[~]
Aot	Aot	[.]
Ao	Ao	[~]
Ac	Ac1	[Δ]
Fs	Fb	[?]

Legenda

[λ] Fácies aproximadamente semelhante (pela presença de quase todos os atributos-chave), porém geneticamente distinta.

[Δ] Diagnose está contida na fácies.

[.] Fácies semelhante.

[~] Fácies aproximadamente semelhante, pela presença de quase todos os atributos-chave.

[?] Fácies duvidosamente semelhante, por carência de atributos-chave.

O quadro 5 mostra a distribuição dessas fácies por intervalo (I – IV), quais são predominantes em cada um, suas associações (em elementos arquiteturais cf. Borghi, 1993), assim como a abundância desses elementos nos intervalos litoestratigráficos informais (Furnas basal, mediano e de topo) segundo Borghi (1993).

Quadro 5 – Principais fácies encontradas nos intervalos estratigráficos (cf. Lobato e Borghi, 2005), suas associações em elementos arquiteturais (cf. Borghi, 1993) e abundância desses nos intervalos litoestratigráficos informais (basal, mediano e de topo) segundo Borghi (1993).

INTERVALO	FÁCIES PREDOMINANTES	OUTRAS FÁCIES PRESENTES	ELEMENTO ARQUITETURAL (IS) SEGUNDO BORGHI (1993)	INTERVALO LITOESTRATIGRÁFICO INFORMAL SEGUNDO BORGHI (1993)	ABUNDÂNCIA DOS EAs
I	Aa2	Cm, Aa1, Ah e Aa3	AVR	Furnas basal	Domina esse intervalo
IIa	Aa2 e Aa3	Aa1 e Aot	AFr e AVA	Furnas mediano	EA AFr é abundante; EA AVA pouco frequente
IIb	Ap	Aa1, Aa2, Aa3, Aot e Ah			
III	Aa2, Aa3 e Ap	Cm, Aa1, Aot e Ah			
IV	Ap e Aa3	Cm, Aa1, Aa2, Aot e Ah	AFr e AVA	Furnas superior	EA AFr é abundante; EA AVA pouco frequente

Como pode ser observado no quadro, o EA AFr é o predominante na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá. Abundantes sandwaves de maré, com inúmeras superfícies de reativação de ordem 2 e 3 (cf. Borghi, 1993) podem ser observadas nos intervalos IIa, IIb, III e IV (figura 14), o que define ambientes deposicionais marinhos raso dominados por marés (para os últimos) e deltaico – estuarino (para o primeiro), onde tipicamente ocorrem as fácies Aa2, Aa3 e Ap (relacionadas à migração das macroformas de leito – das próprias sandwaves de maré e, subordinadamente, de barras flúvio – deltaicas – relacionadas ao intervalo IIa). Entre essas sandwaves podem ocorrer, pontuando eventos de tempestades, EAs AVA com a fácies Aot (arenito em acamamento ondulante truncante) predominante na associação (figura 15); ou EAs AVA com a fácies Ao (arenito com laminação cruzada por onda) predominante, nas situações em que as sandwaves são reelaboradas por ondas normais, em condições de abandono temporário do transporte dos sedimentos arenáceos (figura 16).

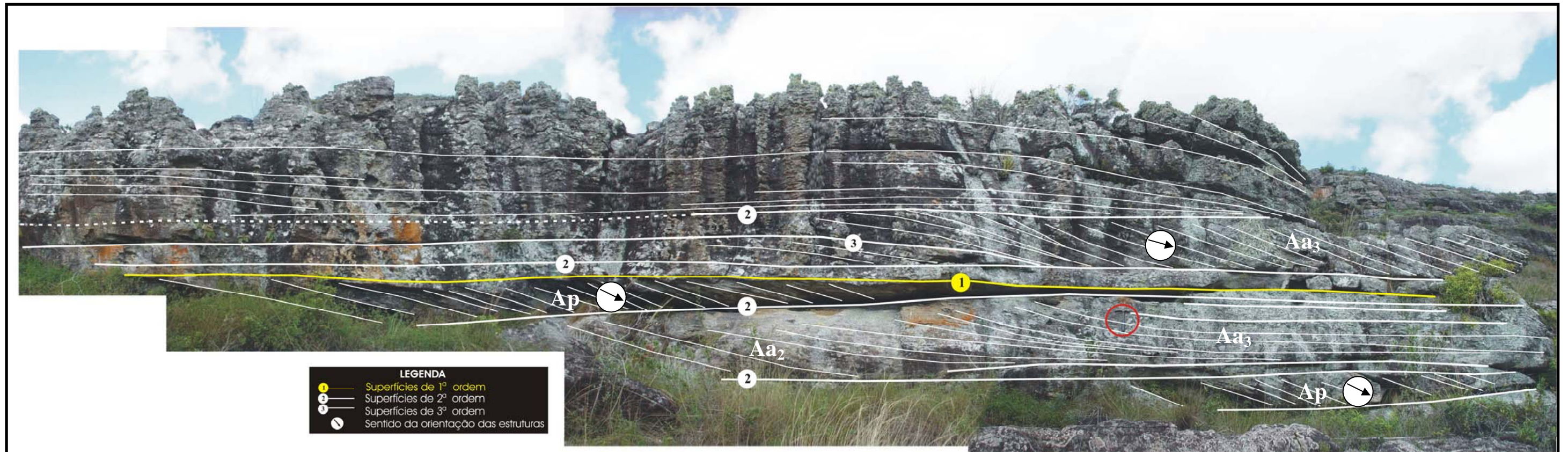
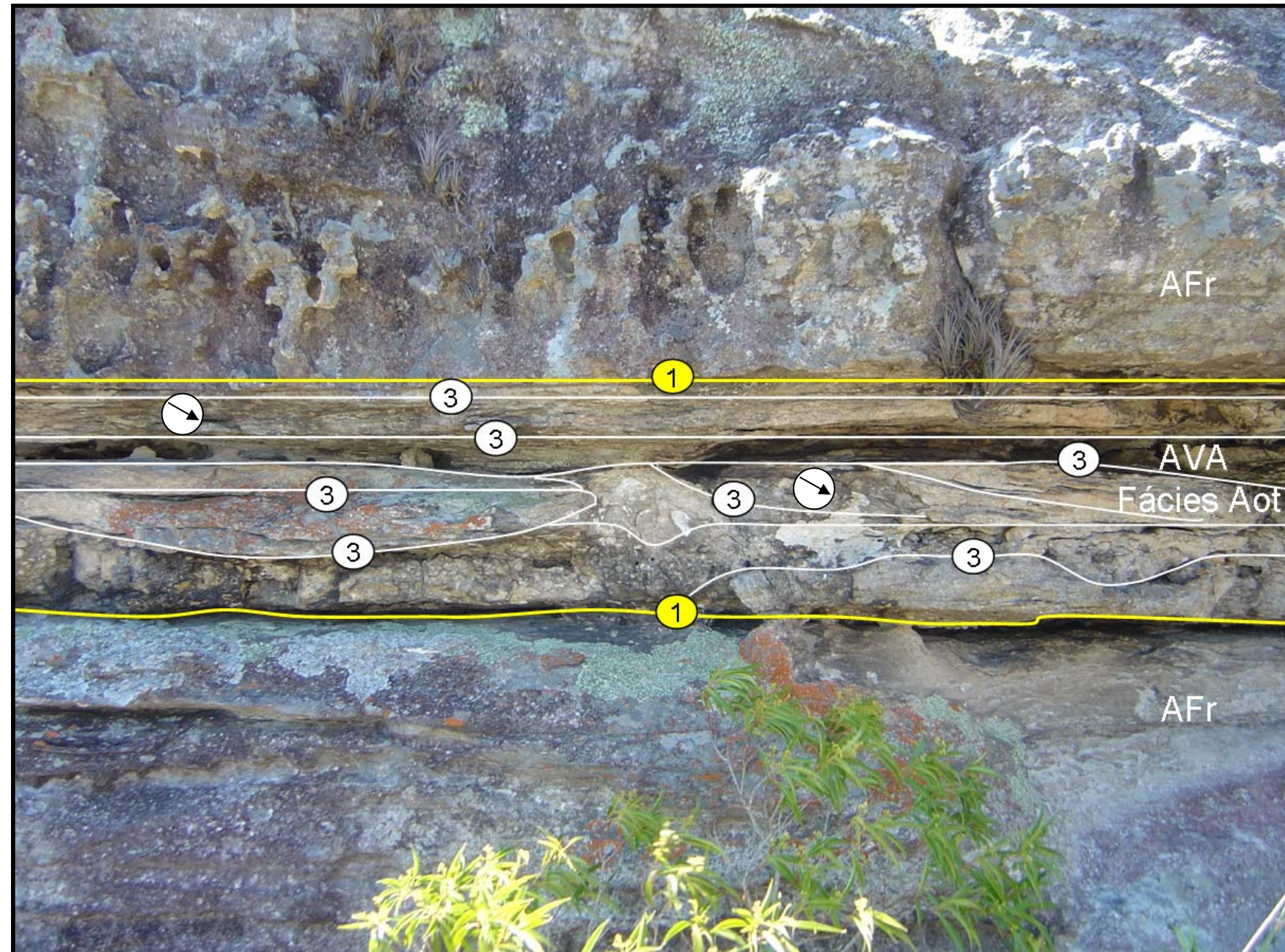
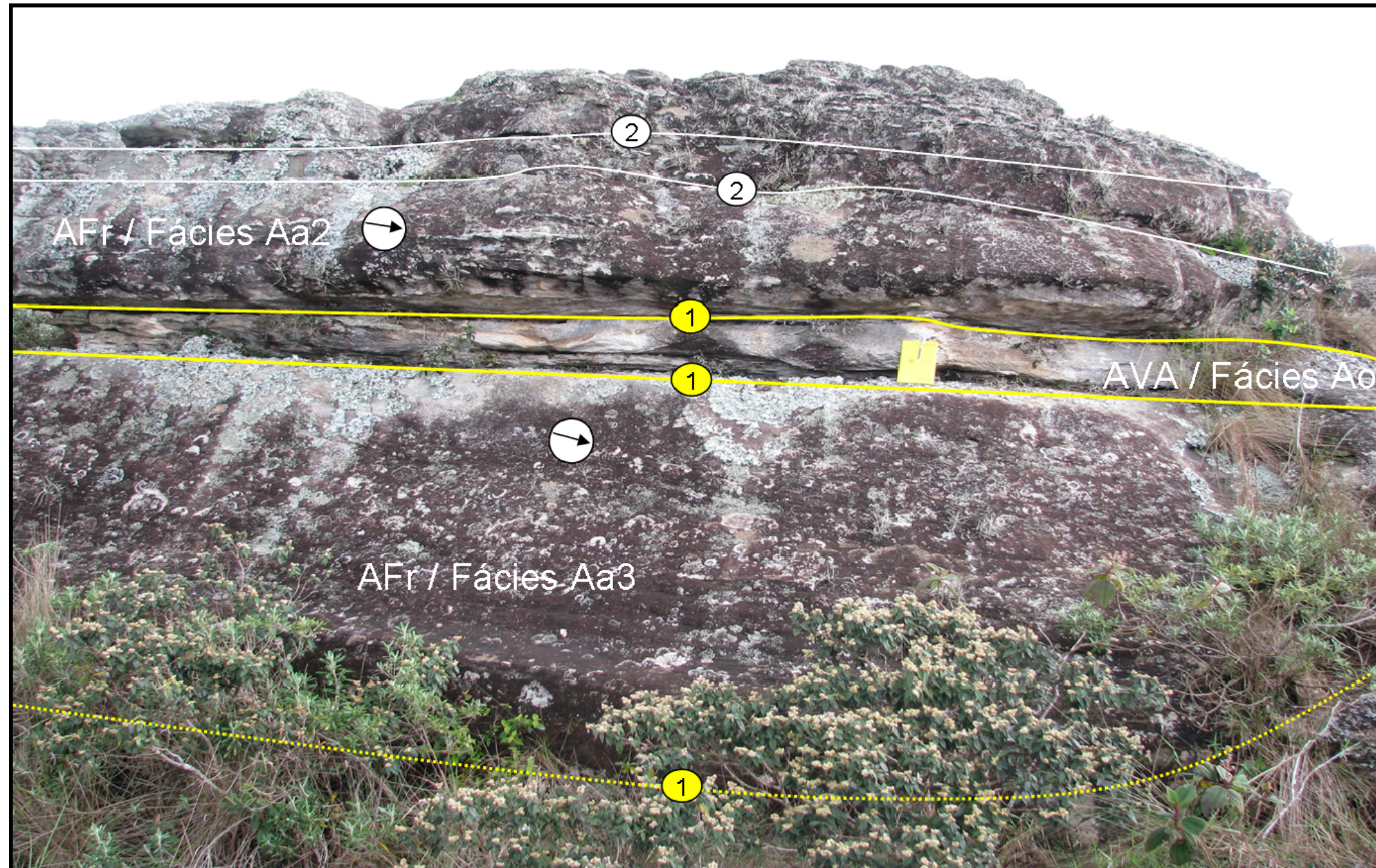


Figura 14 – EAs AFr caracterizados pela migração de sandwaves de maré de crista reta / sinuosa (fácies Ap / Aa₃, respectivamente). Notar as inúmeras superfícies de reativação de ordem 2 e 3, dentre as quais ocorre a migração de megaripples (fácies Aa₂). Nota o martelo de escala (círculo vermelho) de 30 cm. Interpretação de Lobato e Borghi (2005).



LEGENDA	
1	Superfícies de 1 ^ª ordem
2	Superfícies de 2 ^ª ordem
3	Superfícies de 3 ^ª ordem
↙	Sentido da orientação das estruturas

Figura 15 – Destaque de um EA AVA com a fácies Aot predominante, entre EAs AFr. Notar as inúmeras superfícies de ordem 3 que distingue essa fácies (arenito em acamamento ondulado truncante). Nesse exemplo, observa-se uma pendência de direção das laminações internas às camadas em resposta ao forte componente unidirecional do fluxo em detrimento do fluxo oscilatório.



LEGENDA	
1	Superfícies de 1ª ordem
2	Superfícies de 2ª ordem
3	Superfícies de 3ª ordem
↗	Sentido da orientação das estruturas

Figura 16 – Destaque de um EA AVA com a fácies Ao predominante, entre EAs AFr. Notar superfícies de reativação de ordem 2 que marcam sucessivas transformações da macroforma de leito (sandwaves de maré). Internamente a esse tipo de EA, não se distingue superfícies de ordem 2 ou 3, pela pequena possança das camadas de arenito com laminação cruzada por onda (Ao).

Cruz (1987), visando a caracterização petrológica dos arenitos da Formação Furnas na região de Ponta Grossa, analisou petrograficamente amostras coletadas durante trabalhos de campo nessa região. Essa análise revelou grande homogeneidade composicional do arcabouço (essencialmente quartzoso) e uma evolução diagenética bastante peculiar, obtida pelo sequenciamento das fases e processos diagenéticos atuantes nos arenitos identificados pelo autor. Tal sequência diagenética compreende, em ordem cronológica dos eventos: 1) fase de compactação mecânica; 2) crescimento secundário de quartzo; 3) compactação química; 4) porosidade secundária por dissolução de feldspatos; 5) caulinita e caulinitização de micas e outros filossilicatos; 6) reativação da compactação mecânica; 7) crescimento secundário de quartzo tardio; 8) precipitação de minerais de titânio autigênicos; e 9) processos telogenéticos relacionados à introdução mecânica de argilas e óxidos e criação de porosidade de alívio.

Segundo o autor, a consequência desses processos diagenéticos, no que diz respeito à qualidade de reservatório dos arenitos, foi o desenvolvimento de um sistema poroso muito interessante (gerado pela dissolução de grãos de feldspato), porém pobremente conectado. Contudo, ainda segundo o autor, a atuação dos processos telogenéticos, através da criação de porosidade lamelar por alívio de carga, melhorou tal conexão.

De Ross (1998) alcançou conclusões semelhantes, estudando amostras de arenitos da Formação Furnas da borda leste da bacia do Paraná e de poços perfurados pela Petrobras próximos a mesma e também localizados mais ao centro da bacia. Estabeleceu, assim como Cruz (1987), os processos diagenéticos que atuaram nos arenitos e que controlaram suas características permo-porosas, mencionando a dissolução de grãos de feldspato (sob regime meteórico) como um importante processo responsável por geração de porosidade na eodiagênese; e a intensa ilitização / precipitação de quartzo autigênico (oriundos da circulação convectiva de fluidos quentes por fraturas e falhas relacionadas ao soerguimento e magmatismo ao longo do arco regional de Ponta Grossa), como importantes processos responsáveis pela obliteração de porosidade, já em condições mesogenéticas. De Ros (1998) ainda menciona que o ganho de porosidade pela dissolução eogenética dos grãos de feldspato não foi efetivo, pois foi acompanhado de precipitação de caulinita e quartzo autigênico (redistribuição de porosidade); além do mais, o sistema poroso secundário sofreu colapso por compactação mecânica durante o progressivo soterramento.

O autor sugeriu, por conseguinte, visando futuras campanhas exploratórias na bacia, a investigação em profundidades intermediárias e em regiões mais afastadas do arco regional de Ponta Grossa, como prováveis localizações de arenitos com melhores características permeoporosas.

Por fim, Ramos e Formoso (1975), descreveram amostras de testemunhos de poços perfurados pela Petrobras na parte leste e sul da bacia do Paraná, com um duplo objetivo: 1) verificar a distribuição (lateral e vertical) de argilominerais em unidades estratigráficas da bacia, que pudessem contribuir para a reconstituição paleoambiental dessas unidades; e 2) identificar a existência de transformações pós – deposicionais (diagenéticas) que pudessem ter influenciado na sequência original.

Especificamente em relação à Formação Furnas (que é foco do presente estudo), os autores estudaram vinte amostras em um total de dez poços; identificaram argilominerais como illita (predominante na maioria das amostras), caulinita, clorita e camadas mistas (I–M). Os autores concluíram, fundamentalmente em função da alta cristalinidade das illitas (que poderia também ser fruto da imaturidade do sedimento e do clima frio sob fraco intemperismo) – descartados pelos autores pela alta maturidade composicional observada e pela presença de caulinita (típica de clima úmido) – que processos diagenéticos modificaram os argilominerais originais, transformando a caulinita e o interestratificado (I–M) em illita.

4 CORRELAÇÃO ROCHA-PERFIL (PERFIL COMPOSTO)

O perfil composto da área de estudo foi obtido a partir da correlação entre o perfil litológico de Lobato e Borghi (2005) e o perfil de raios-gama elaborado na sucessão sedimentar do cânion do Guartelá (cf. Carneiro et al., 2009 – apêndice A). Nota-se que todas as superfícies estratigráficas que limitam os intervalos no perfil litológico têm correspondência nas curvas de RG Total, K^{40} , Th^{232} e U^{238} na forma de quebras bem marcadas (figuras 17 e 18).

No presente estudo, interpreta-se que o selecionamento hidráulico provocado pela ação de ondas durante o evento transgressivo (superfície transgressiva – limites dos intervalos I / IIa; IIa / IIb), assim como o provocado pelo joeiramento do fundo marinho durante eventos de tempestade (ondas de tempestade – superfície LS), seja responsável pelo acúmulo de minerais pesados nessas superfícies estratigráficas – chave e, portanto, pelos picos de deflexão à direita, sobretudo, nos perfis de U^{238} e Th^{232} . Mais especificamente em relação à superfície LS, assume-se, no presente estudo, assim como outros autores na literatura (e.g. Assine, 1996; Borghi, 1993), que a transição do intervalo Furnas Mediano para o Furnas Superior seja caracterizado pela ocorrência de pavimentos de seixos joeirados por ondas de tempestade (responsáveis, segundo o presente autor, pelo acúmulo de minerais pesados por selecionamento hidráulico), e que essa transição define a passagem de uma sequência deposicional de 3^o ordem para outra (fato que ainda será discutido em momento oportuno nessa dissertação).

Perfil de raios-gama multiespectral

Perfil litológico

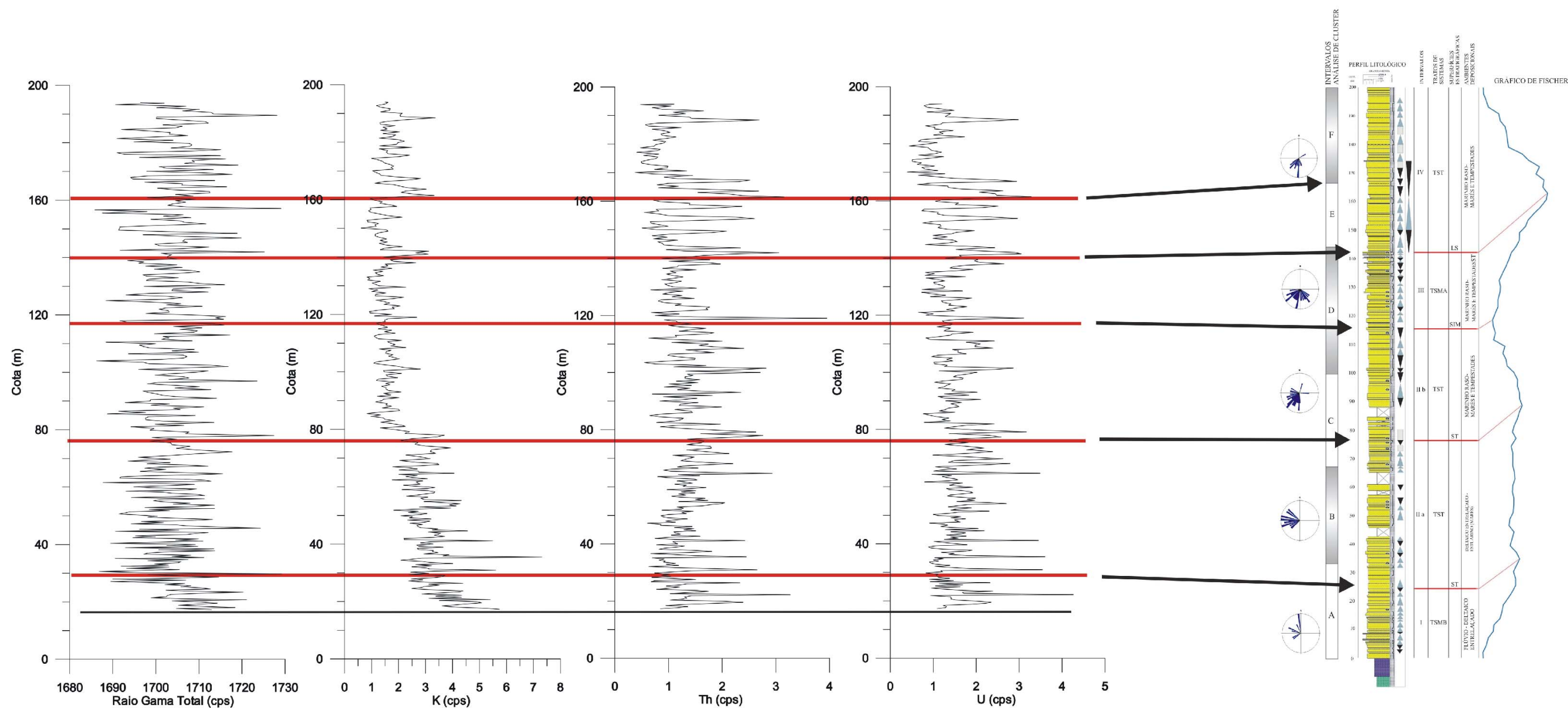


Figura 17 – Perfil composto da área de estudo mostrando a correlação do perfil de raios-gama multiespectral (RG Total, K^{40} , Th^{232} e U^{238}) elaborado em afloramento com o perfil litológico de Lobato e Borghi (2005, apud Carneiro et al., 2009 – apêndice A). Nota-se que todas as superfícies estratigráficas no perfil litológico têm correspondência nas curvas de RG Total, K^{40} , Th^{232} e U^{238} na forma de quebras bem marcadas, algumas delas (ST – limites dos intervalos I / IIa e IIa / IIb; superfície LS – limite dos intervalos III / IV) provocadas pelo acúmulo de minerais pesados por selecionamento hidráulico (devido à ação erosiva das ondas durante o evento transgressivo e ao joejamento do fundo marinho durante eventos de tempestade).

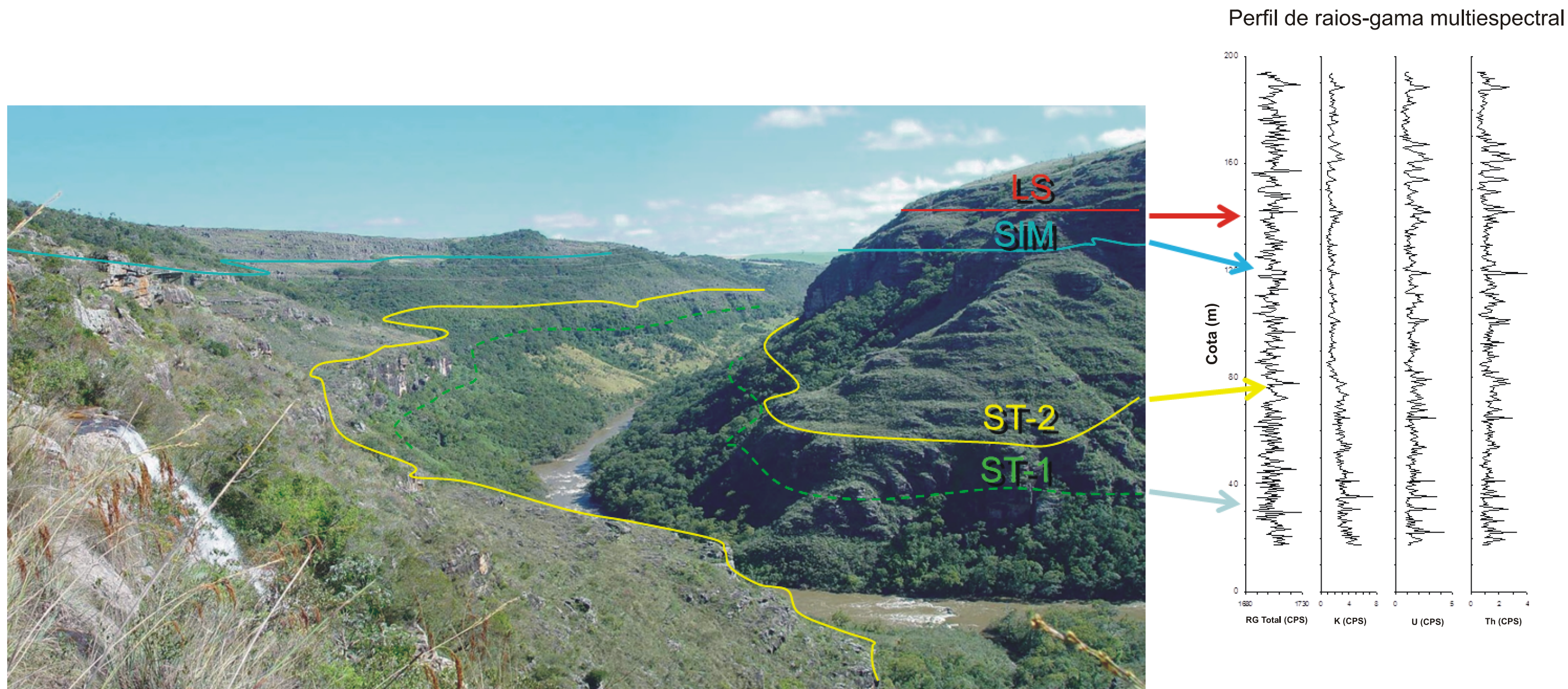


Figura 18 – Visão panorâmica do Cânion do Guartelá com as superfícies estratigráficas demarcadas e suas “assinaturas” no perfil de raios-gama multiespectral (RG Total, K^{40} , Th^{232} e U^{238}) elaborado.

Com o intuito de se compreender a resposta petrofísica / radioativa dos arenitos da Formação Furnas, cada curva multispectral (K^{40} , Th^{232} e U^{238}) foi analisada em separado, buscando os elementos que porventura controlaram o seu comportamento. Assim, a curva de K^{40} mostrada na figura 19 foi analisada com êxito em função da variação da ilitização (caulinita ilitizada e ilita neoformada) observada nas 18 amostras do presente estudo. Nota-se a nítida mudança de comportamento na curva de K^{40} por volta de 80 m, ponto a partir do qual a concentração do processo de ilitização diminui consideravelmente (v. gráfico da distribuição da ilitização na mesma figura).

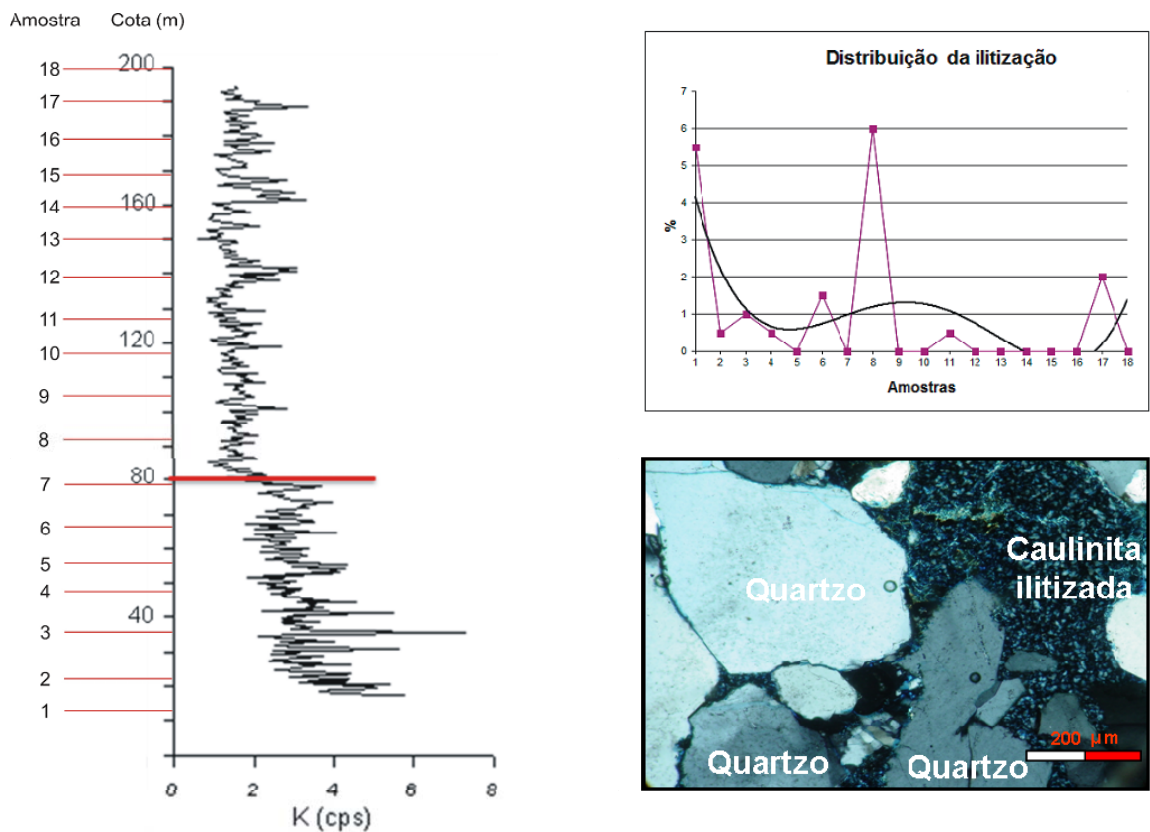


Figura 19 – Curva de K^{40} e gráfico mostrando a variação da concentração da ilitização em função das 18 amostras (demarcadas na curva mencionada). Nota-se a nítida mudança de comportamento na curva de K^{40} por volta de 80 m, ponto a partir do qual a concentração do processo de ilitização diminui consideravelmente (cf. Carneiro et al., 2009 – apêndice A). Observa-se, ainda, fotomicrografia ressaltando caulinita ilitizada (alta birrefringência) em poro secundário oriundo da dissolução de um grão do arcabouço. Lentes polarizadas cruzadas. Aumento de 20 x. Escala de 200 μm .

As curvas de Th^{232} e U^{238} foram analisadas e interpretadas em função da variação da concentração de minerais pesados (monazita, xenotímio e zircão), separados em laboratório via separador eletromagnético Franz, nas 18 amostras disponíveis no presente estudo (cf. Carneiro et al., 2009 – apêndice A). A figura 20 mostra a concentração preferencial desses minerais em um intervalo compreendido da amostra 3 a 15 (que equivale, aproximadamente, em abrangência estratigráfica, ao intervalo litoestratigráfico informal Furnas Mediano (cf. Assine, 1996). A grande variação na concentração de zircão (na figura) pode ser fruto de uma amostragem insuficiente para detectar a real variação do constituinte (efeito pepita).

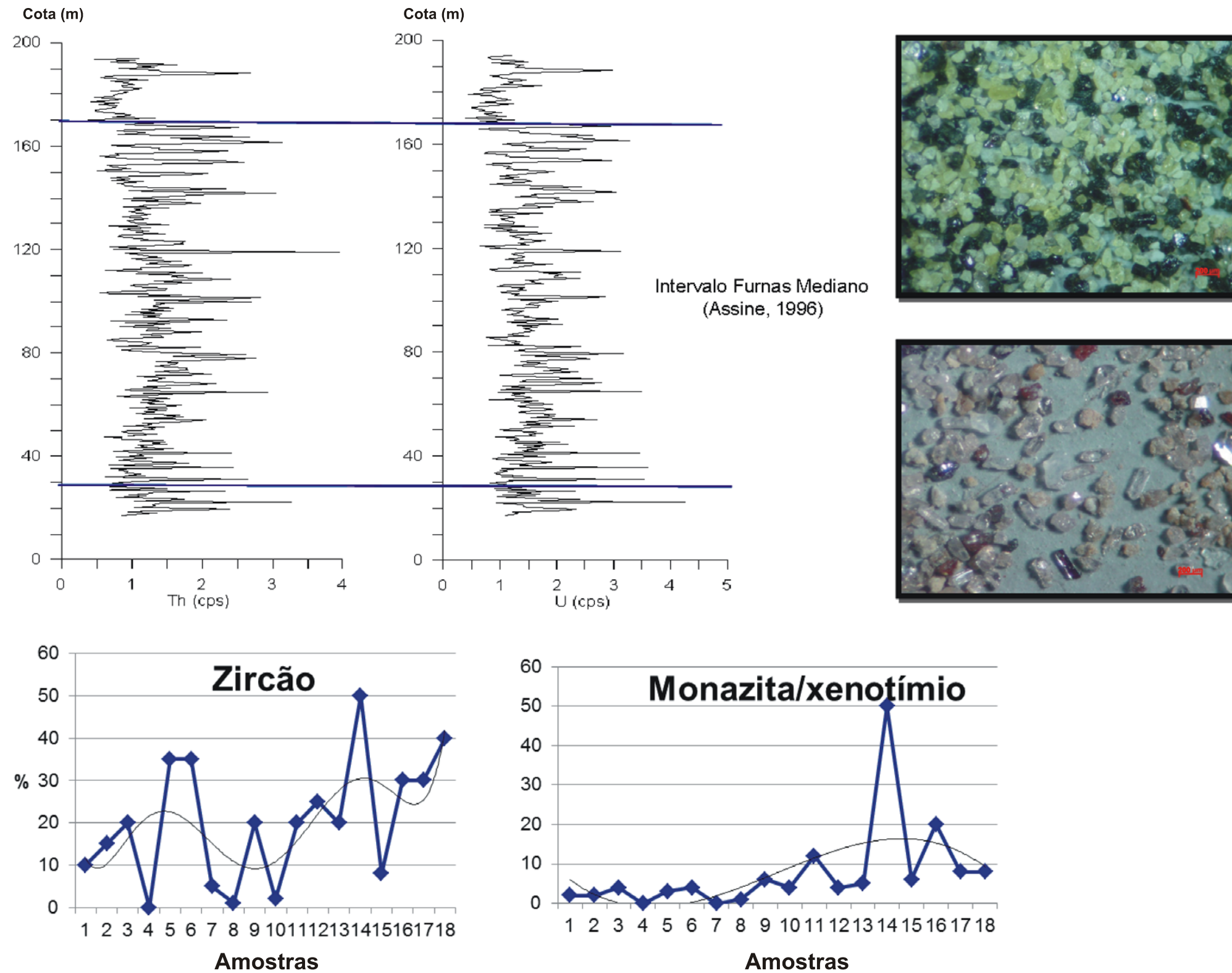


Figura 20 – Curvas de Th^{232} e U^{238} e gráficos mostrando a concentração preferencial dos minerais monazita, xenotímio e zircão em um intervalo compreendido da amostra 3 a 15 (que equivale, aproximadamente, em abrangência estratigráfica, ao intervalo litoestratigráfico informal Furnas Mediano cf. Assine, 1996). A grande variação na concentração de zircão pode ser fruto de um processo de amostragem insuficiente para descrever a real variação do constituinte. Observam-se, ainda, monazitas verdes e zircões em lupa binocular Zeiss (aumento de 4 x; escala de 200 μm).

5 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO FURNAS

5.1 Caracterização textural e classificação

Os arenitos da Formação Furnas na área de estudo apresentam uma notável homogeneidade composicional proveniente de uma intensa dissolução de grãos do arcabouço que afetou, principalmente, os grãos de feldspato. Esses arenitos são, predominantemente, médios, com granulometria podendo variar de areia muito fina até areia muito grossa, moderadamente selecionados. Subordinadamente, também podem ocorrer arenitos finos, grossos e muito grossos. Por vezes, os arenitos são bimodais, onde se observa a intercalação de lâminas de areia fina e grossa ou de areia média e areia muito grossa. Analisando-se cada lâmina em separado, a seleção é boa a moderada, porém em conjunto, a seleção é ruim. Quanto ao arredondamento dos grãos, sua distinção foi dificultada devido a modificadores como crescimento secundário de quartzo e dissolução por pressão, exceto em situações em que uma linha de óxido, argila ou inclusões fluídas facilitaram a observação do limite entre o sobrecrescimento e o grão hospedeiro; nesses casos, os grãos revelam-se, principalmente, arredondados a sub – arredondados.

Quanto à classificação desses arenitos, as 18 amostras descritas foram classificadas como quartzarenitos segundo diagrama ternário (Q, F e L) de McBride (1963, apud Boggs, 1992; figura 21).

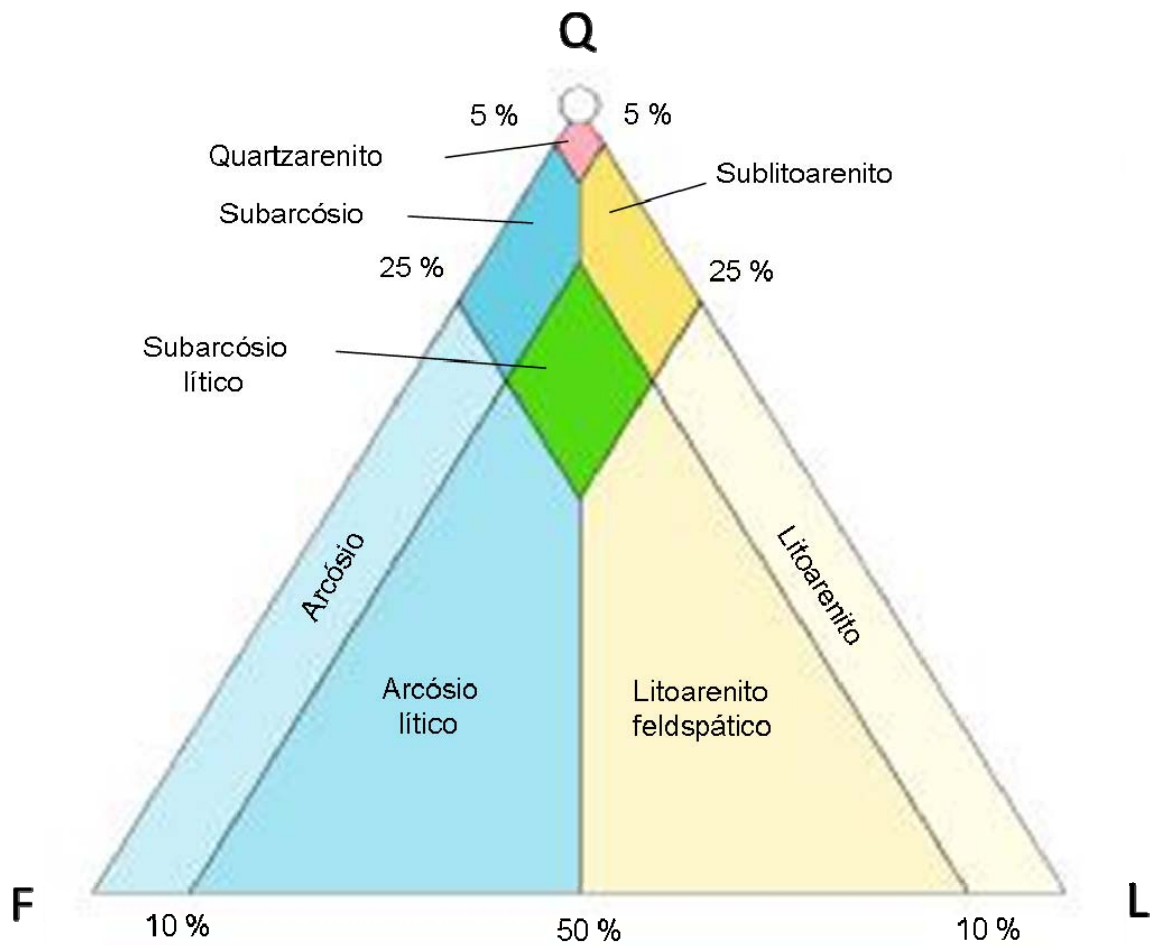


Figura 21 – Classificação ternária (Q, F e L) segundo Mc Bride (1963, apud Boggs, 1992) para a amostra 1. As demais amostras analisadas no presente estudo também foram classificadas como quartzarenitos segundo esse diagrama, o que denota uma grande homogeneidade composicional proveniente da destruição de grãos detríticos de feldspatos (quartzarenitos diagenéticos) por processos diagenéticos que atuaram nos arenitos da Formação Furnas na área de estudo.

5.2 Processos e evolução diagenética

A presente seção visa caracterizar os tipos de processos diagenéticos que atuaram sobre os arenitos da Formação Furnas na área de estudo, assim como avaliar sua distribuição e, por fim, buscar sequenciá-los no tempo, com a finalidade de embasar discussões futuras sobre como a evolução diagenética desses arenitos impactou na sua qualidade de reservatório através da geração de complexas heterogeneidades em microescala, o que permitirá maior previsibilidade a cerca da distribuição de arenitos com melhores características permoporosas na bacia, assim como auxiliará e direcionará futuros estudos e campanhas exploratórias na mesma.

Antes de iniciar as discussões referentes à seção, faz-se necessário uma ressalva a respeito de termos que serão amplamente utilizados na mesma, e que foram primeiramente utilizados por Choquette e Pray (1970). Os autores, visando a elaboração de uma classificação genética de porosidade para carbonatos, propuseram a divisão relativa temporal da diagênese em três estágios, quais sejam: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. O termo eodiagênese se refere ao estágio diagenético o qual o sedimento é submetido após sua deposição, normalmente associado à pequena profundidade, e sob a influência do ambiente deposicional; atuaria, dessa maneira, baixa temperatura e pressão e os fluídos intersticiais seriam relacionados ao próprio cenário de deposição, inclusive, a depender do clima, sob a influência da água meteórica. Por outro lado, o estágio mesogenético é caracterizado pela perda efetiva de comunicação do sedimento/rocha com a superfície e, conseqüentemente, da influência das condições superficiais; a rocha, nesse estágio, já estaria submetida a um soterramento efetivo e ao conseqüente aumento de temperatura e pressão; quanto à química do fluído intersticial, modifica-se devido à reação deste com os minerais. Já o estágio telogenético é caracterizado pela reexposição da rocha previamente soterrada pelo soerguimento (local ou regional), o que induziria condições decrescentes de temperatura e pressão; assim como no estágio eogenético, a possibilidade de percolação de água meteórica pode ser evocada. Ainda segundo os autores, cada termo pode ser aplicado quando se refere a processos, zonas de soterramento ou determinada porosidade formada em um dos três estágios (e.g., cimentação eogenética, zona mesogenética, porosidade telogenética), termos esses que serão amplamente utilizados no presente estudo.

Voltando ao foco da presente seção, os processos essencialmente eogenéticos observados foram: dissolução de grãos do arcabouço, caulinitização de muscovita, pseudomatriz e feldspato e precipitação de caulinita neoformada, compactação mecânica e química, precipitação de óxidos de Fe e Ti e infiltração mecânica de argila. Vale ressaltar que a cimentação de quartzo foi um importante processo nessa etapa, embora a fase mesogenética da referida cimentação tenha sido mais importante em termos de volume. A ilitização (das fases caulínicas citadas e a relacionada à neoformação), juntamente com a cimentação de quartzo tardia definiu o estágio mesogenético. E por fim, a infiltração mecânica de argila e a precipitação de óxido de Fe caracterizaram a telodiagênese. Todos esses processos ocorrem, mais comumente, associados a um determinado estágio diagenético, mas podem se estender, não raro, a outros estágios diagenéticos.

Dentre aqueles processos essencialmente eogenéticos, destaca-se a ampla dissolução de grãos do arcabouço que afetou notavelmente os grãos de feldspato (figura 22). Apesar de amplo, o processo de dissolução foi heterogeneamente distribuído ao longo da sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá, o que é corroborado pela grande variação de porosidade secundária ao longo da mesma, dos constituintes diagenéticos que a preencheram e pela heterogênea distribuição de remanescentes de feldspato. Visto que o processo de amostragem não foi regular para todos os intervalos e, em algumas circunstâncias, insuficiente para a completa caracterização do fenômeno (como será evidenciado em alguns casos ao longo do texto), todas as discussões que se seguem têm mais um enfoque qualitativo do que quantitativo propriamente dito. A figura 23 mostra, então, a distribuição do processo de dissolução ao longo da sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá.

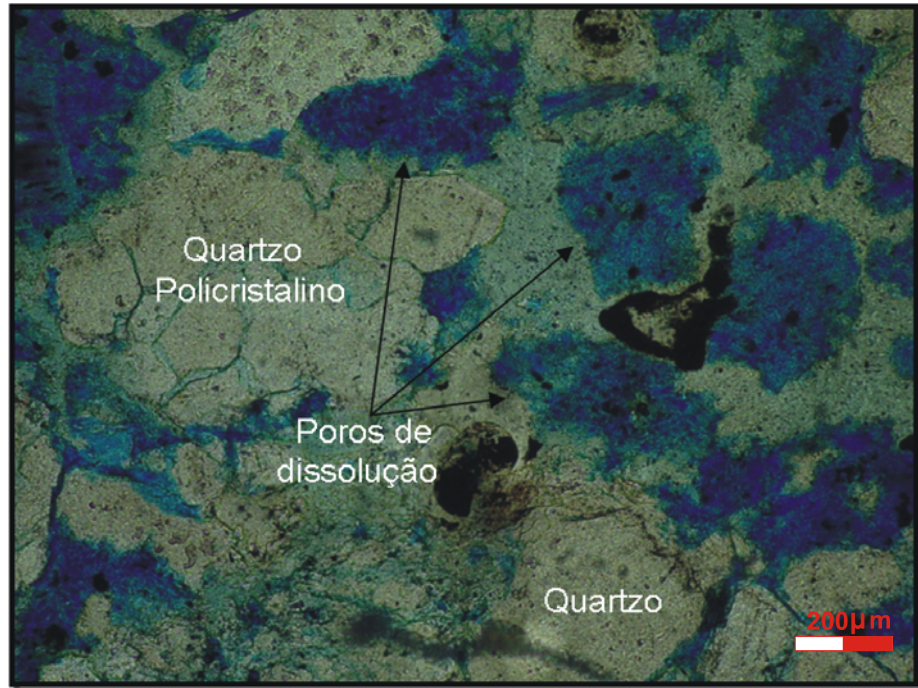


Figura 22 – Intenso processo de dissolução eogenética, que afetou sobremaneira os grãos de feldspato. Lentes polarizadas descruzadas. Aumento de 10 x. Escala de 200 μm.

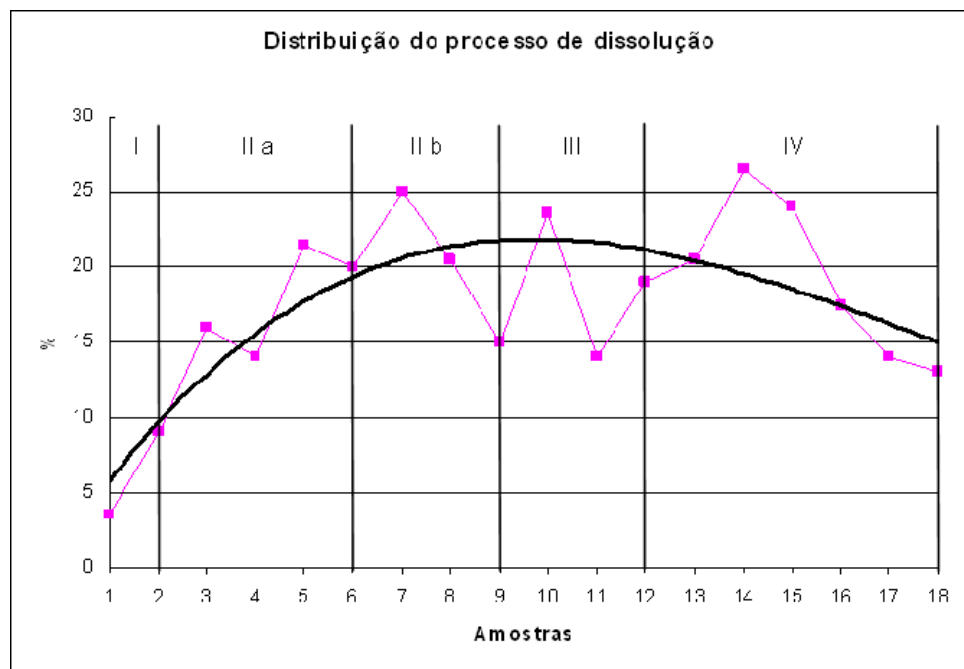


Figura 23 – Heterogênea distribuição do processo de dissolução ao longo da sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá. Para a elaboração do gráfico foi considerado o somatório dos valores de porosidade secundária, dos constituintes diagenéticos que a preencheram e o conteúdo de remanescentes de feldspato. Notar o incremento do processo de dissolução para o topo, onde a atuação da água meteórica foi mais expressiva. Intervalos I – IV segundo Lobato e Borghi (2005).

A representativa porcentagem de constituintes eogenéticos (quartzo, caulinita e óxido de Ti) preenchendo os poros secundários enfatiza o caráter prioritário inicial da dissolução, por ação da água meteórica (figuras 24 e 25). Cruz (1987) também cita um processo de dissolução de grãos do arcabouço ocorrido na mesodiagênese, relacionado a complexos orgânicos liberados a partir da maturação da matéria orgânica da Formação Ponta Grossa. Conforme observado nas amostras do atual estudo, essa fase de dissolução mesogenética foi menos pronunciada em relação à fase eogenética, ao menos na região do Cânion do Guartelá, devido à grande porcentagem da porosidade secundária estar obliterada, como mencionado, por constituintes eogenéticos (cerca de 80 %).

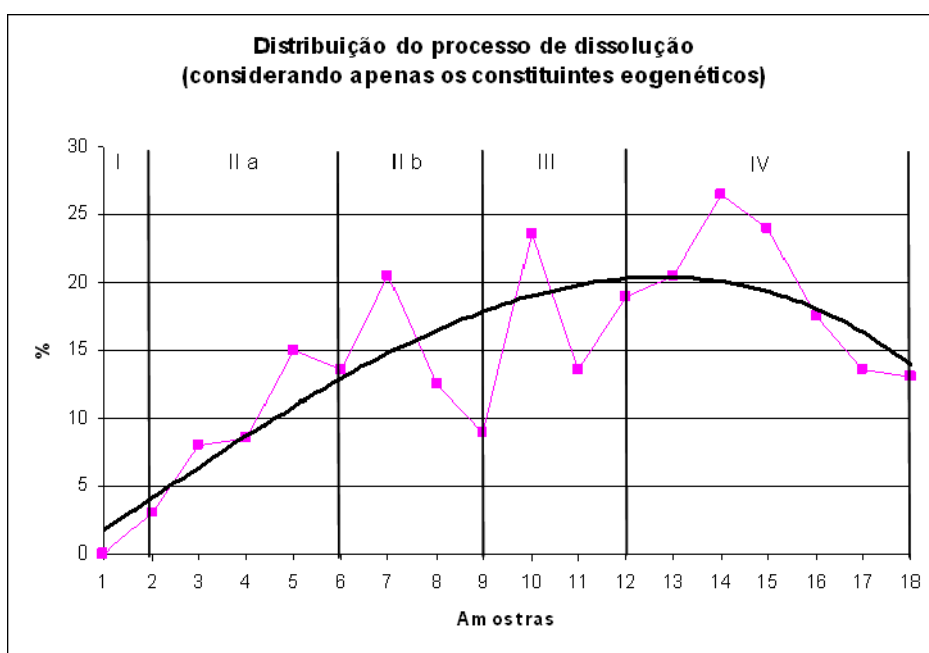


Figura 24 – Distribuição do processo de dissolução enfatizando os constituintes eogenéticos que a preencheram. Para a construção do gráfico foram considerados, dessa maneira, a porosidade secundária, os constituintes eogenéticos que a preencheram e o conteúdo de remanescentes de feldspato. Notar o incremento mais suave para o topo em relação à figura anterior, mostrando que os constituintes mesogenéticos se concentraram até a amostra 9.

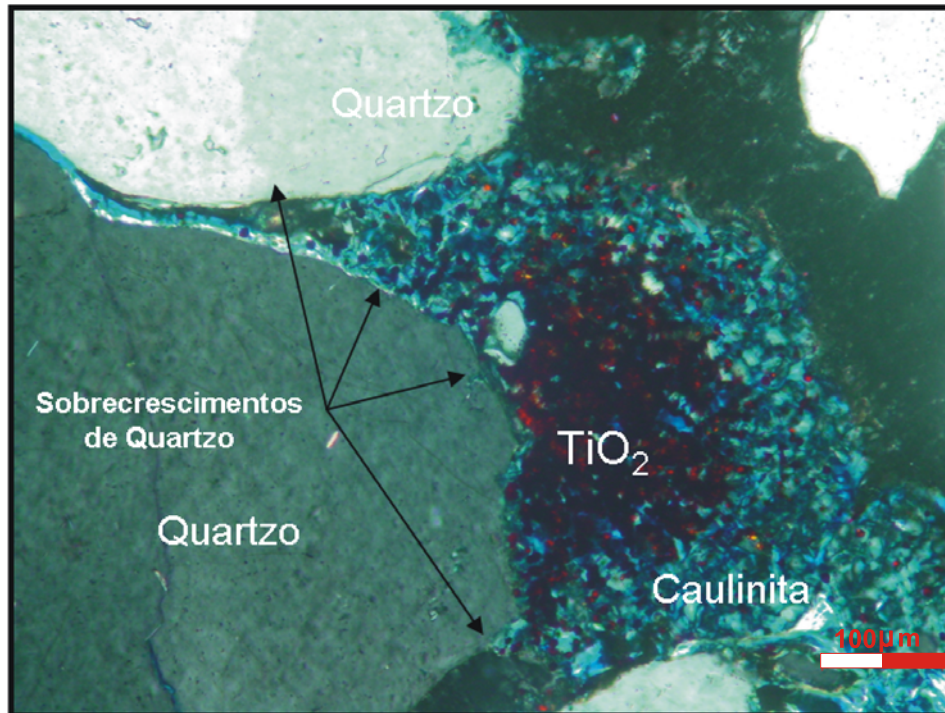


Figura 25 – Íntima relação paragenética entre o óxido de Ti, a caulinita e o cimento de quartzo em poro secundário oriundo da dissolução de um grão do arcabouço, enfatizando o caráter prioritário inicial da dissolução (eogenético), por ação da água meteórica. Notar microcristais de óxido de Ti acastanhados no centro da foto, e os típicos sobrecrescimentos de quartzo na forma de facetas bem marcadas. Lentes polarizadas cruzadas. Aumento de 20 x. Escala de 100 μm .

Acompanhando esse amplo processo de dissolução inicial, grande montante de caulinita originou-se, precipitando-se, essencialmente, nos poros secundários (55 % da caulinitização total – figura 26) e, secundariamente, nos poros intergranulares (8 % da caulinitização total), ambos os casos relacionados à neoformação (que é a precipitação dos minerais autigênicos a partir dos fluídos intersticiais), assim como substituindo diretamente feldspato (raro; cf. Cruz, 1987), pseudomatriz e muscovita (37 % da caulinitização total) – apêndice B.

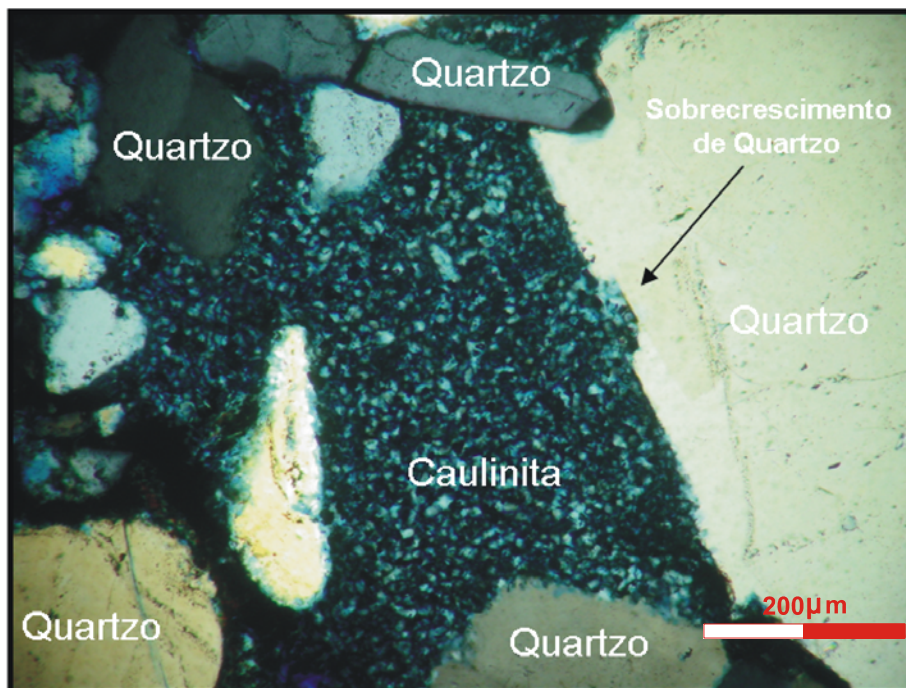


Figura 26 – Caulinita vermicular e em livrinho em poro secundário oriundo da dissolução de um grão do arcabouço. Notar sobrecrescimento bem marcado em um grão de quartzo por uma linha de óxido que o limita do cimento. Lentes polarizadas cruzadas. Aumento de 20 x. Escala de 200 μm .

Como observado para o processo de dissolução, a caulinitização distribui-se de maneira heterogênea na área de estudo (0,5 - 24,5 % em volume; média de 11,4 %), o que sugere: 1) que a percolação da água meteórica foi mais expressiva em um determinado intervalo da sucessão do que em outro (controle estratigráfico; figura 23); 2) que variações locais relacionadas à textura, superfícies de descontinuidade (e.g., acamamento, reativação de macroformas de leito, etc.), estratificações, e outras estruturas deposicionais também contribuíram fornecendo caminhos preferenciais para a água percolante (controle sedimentológico; vide perfil litológico – figura 13); e 3) que a distribuição original de muscovita, intraclastos lamosos e feldspato adicionalmente influenciou na citada heterogeneidade (controle deposicional).

Todos esses fatores, ao que parece, impactaram no processo de mobilidade do alumínio, como indicado pela representativa quantidade, em relação ao processo de caulinitização total, de caulinita neoformada (63 %; figuras 26 e 27). Além do mais, em algumas amostras, a ausência de caulinitização (de qualquer tipo – neoformada ou substitutiva), apesar de uma extensa dissolução ter sido observada, corrobora a atuação desse processo, ao menos em microescala (compare, por exemplo, a amostra 18 nas figuras 23 e

27). Em meso e macroescala, a compreensão dos fatores que favoreceram sua atuação (controle estratigráfico vs. controle sedimentológico vs. controle deposicional) revela-se importante para o entendimento de seu papel na redistribuição da porosidade nos arenitos da Formação Furnas (em outras palavras — da neoformação). A análise da figura 27 revela que a maior concentração de caulinita neoformada na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá está intimamente relacionada ao alcance / atuação da água meteórica. Onde a percolação da água meteórica foi menos intensa, o processo de caulinitização é menos expressivo, pontuado por concentrações mais elevadas de muscovitas caulinitizadas (figura 28).

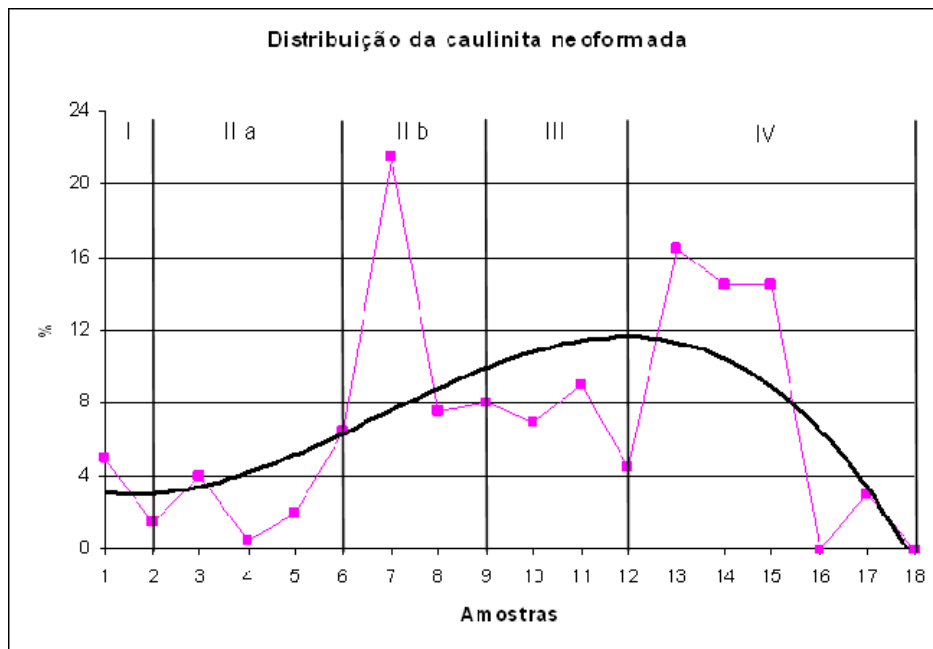


Figura 27 – Distribuição de caulinita neoformada na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá, representando 63 % da caulinitização total. Notar a maior concentração em direção ao topo da sucessão, onde a influência da água meteórica foi mais efetiva (vide figura 20).

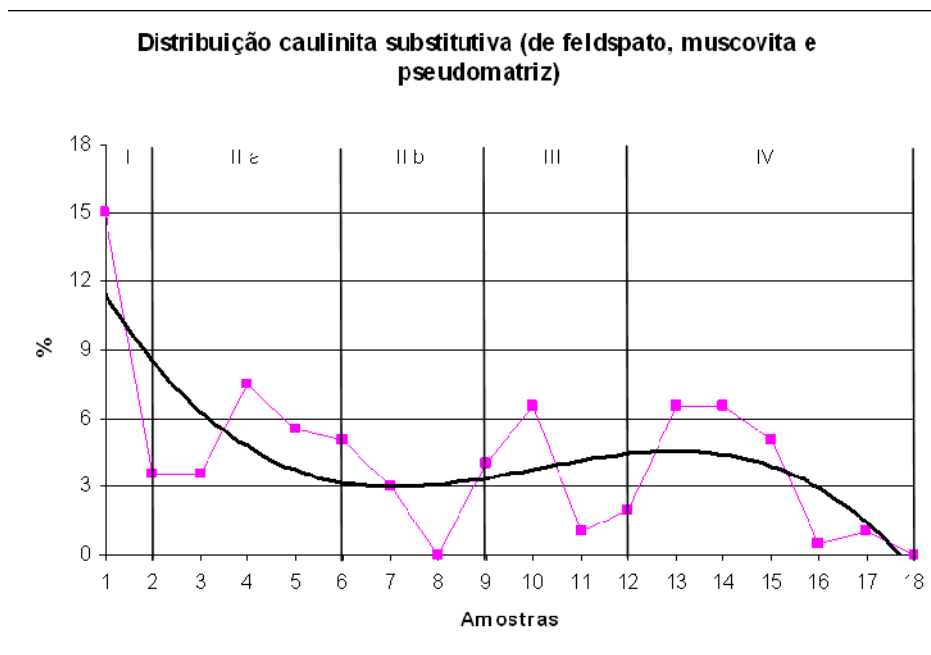
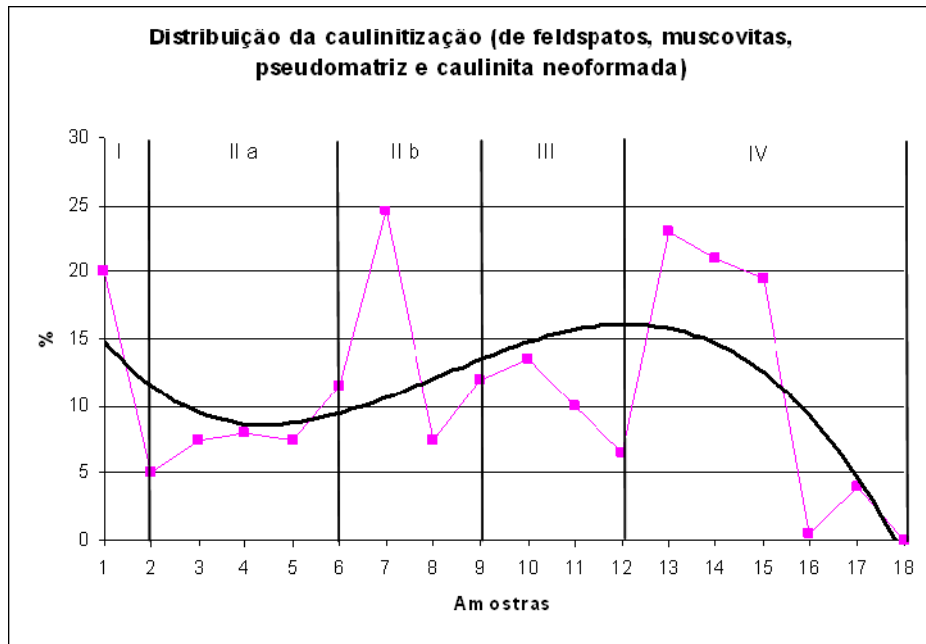


Figura 28 – Distribuição do processo de caulinitização total e da caulinita substitutiva (de feldspato, muscovita e pseudomatriz) na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá. Notar o comportamento semelhante entre o gráfico que mostra a caulinitização total e o referente à caulinita neoformada, a não ser pelos valores mais elevados até a amostra 6 no primeiro relativos a maiores concentrações de caulinita substitutiva, principalmente de muscovitas caulinitizadas.

A caulinitização de muscovita talvez seja o mais extraordinário processo observado para os arenitos da Formação Furnas nas amostras analisadas do presente estudo. Pode ocorrer de duas maneiras, que não são excludentes: 1) substituição pseudomórfica das lamelas; ou 2) expansão das mesmas devido à precipitação de caulinita vermicular entre seus planos de clivagem, resultando no aspecto em leque das extremidades e “acordeão” (figura 29).

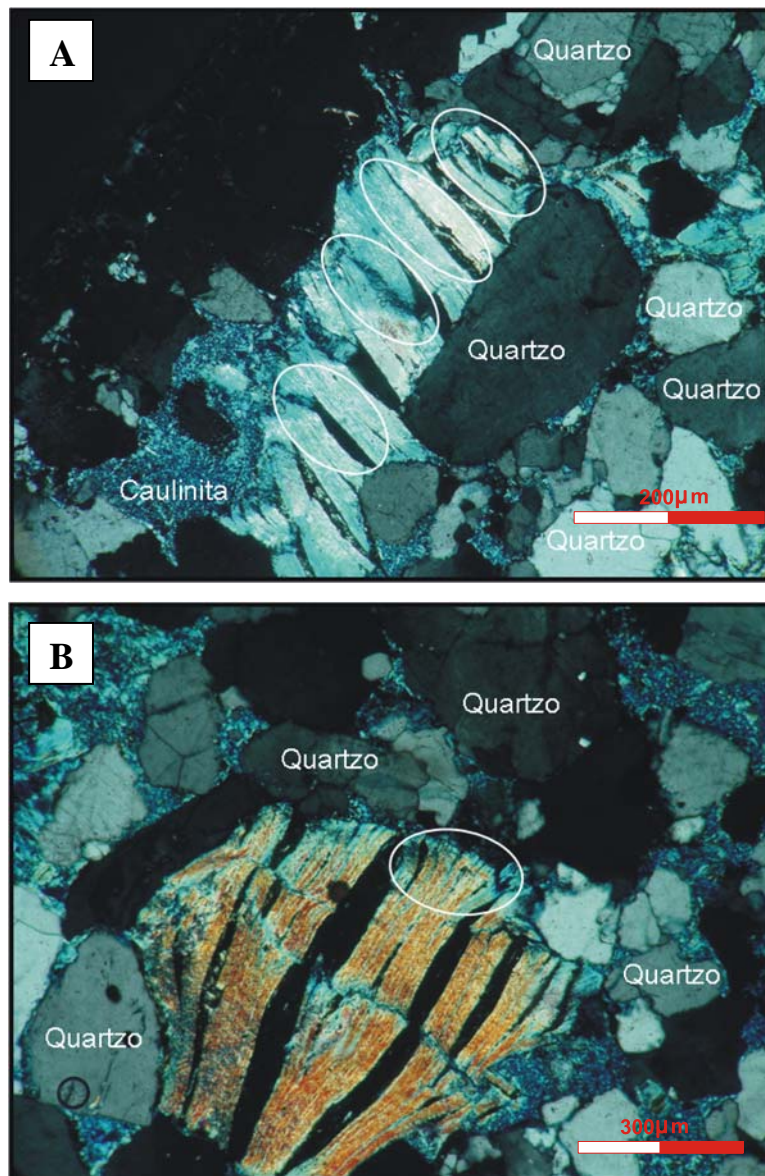


Figura 29 – Caulinitização de muscovitas: A) grão de muscovita caulinitizada ao centro da foto, destacando a abertura ao longo dos planos de clivagem do grão devido a precipitação de cristais de caulinita vermicular. Lentes polarizadas cruzadas. Aumento de 20 x. Escala de 200 μm ; B) aspecto em “acordeão” de um grão de muscovita caulinitizado, resultado da intensa precipitação de caulinita vermicular entre seus planos de clivagem. Em destaque, a abertura em leque na extremidade do mesmo. Lentes polarizadas cruzadas. Aumento de 20 x. Escala de 300 μm .

Segundo De Ros (1998), a separação das lamelas ao longo de seus planos de clivagem está relacionada à perda de K da estrutura dos grãos, enquanto a extrema expansão dos mesmos em “acordeões” a um ganho adicional de Al e Si a partir dos fluídos dos poros, e não somente à precipitação da caulinita. Em estágios mais avançados de alteração, as lamelas de muscovita perdem completamente a birrefringência e sua forma, até o ponto em que só é possível a identificação de massas acinzentadas (figura 30).

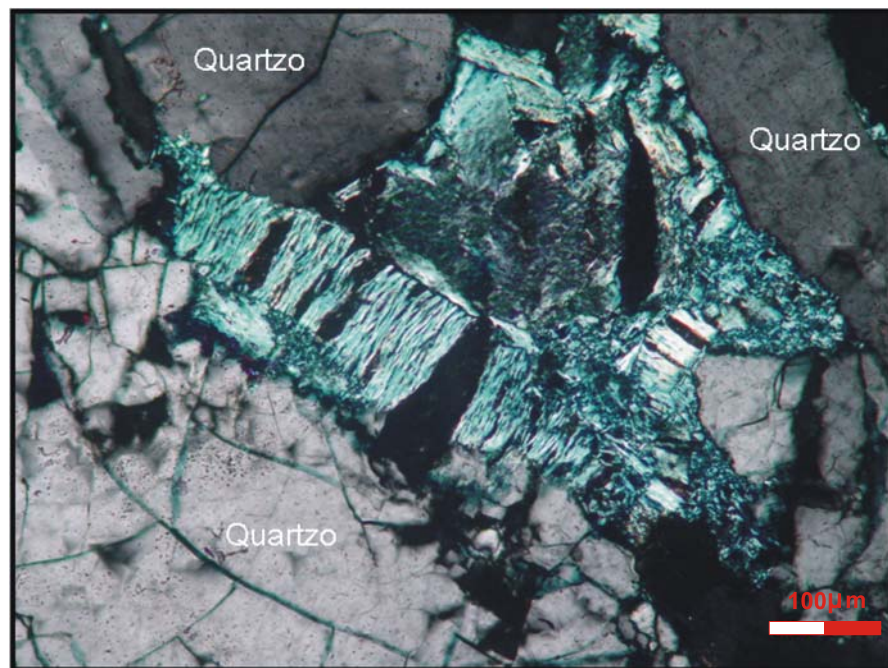


Figura 30 – Estágio de alteração avançado em grãos de muscovita caulinitizados. Nota a perda de birrefringências dos mesmos e a formação de massas acinzentadas. Lentes polarizadas cruzadas. Aumento de 20 x. Escala de 100 μm.

A caulinitização de pseudomatriz é um processo bem mais discreto, tanto em termos de volume, quanto em notoriedade. A caulinita, nesse caso, ocorre sob a forma de pequenos cristais vermiculares, sendo os menores dentre os demais tipos distinguidos, relacionados à substituição (de feldspato e muscovita) e à neoformação. A caulinita substitutiva de feldspato ocorre sob a forma de agregados apertados de cristais vermiculares ou livrinho, enquanto a respectiva à neoformação em agregados frouxos microporosos (também de cristais vermiculares ou livrinho). Quanto à sua relação paragenética com outros constituintes, mais especificamente com o cimento de quartzo, observações feitas em algumas amostras sugerem que parte do processo de caulinitização estabeleceu-se antes do último ter se iniciado e outra

parcela posteriormente, até o ponto em que os dois processos prosseguiram em paralelo. Mais detalhes sobre essa relação e outras (relacionadas ao cimento de quartzo e aos demais constituintes) serão abordados a seguir.

O cimento de quartzo pode ser observado: 1) englobando caulinita substitutiva de feldspato; 2) dissolvido e na reentrância de dissolução encontra-se caulinita neoformada (figura 26); 3) entre os grãos do arcabouço; 4) preenchendo poros secundários de dissolução – figuras 25 e 26; 5) cobrindo e sendo coberto por óxido de Fe (principalmente hematita); 6) cimentando fraturas de grãos e os cobrindo; 7) cobrindo e sendo coberto por ilita; e 8) englobando microcristais de óxido de Ti. Essas relações texturais e paragenéticas sugerem: 1) que a substituição do feldspato por caulinita sob regime meteórico foi o primeiro processo a ocorrer, seguido da cimentação de quartzo que englobou a caulinita substitutiva; 2) que essa cimentação inicial ocorreu antes da neoformação, ou seja, antes da ampla dissolução de K-feldspato e liberação de Al e K de forma abundante; 3) e 4) que esse cimento eogenético pré-compactacional precipitou-se em um arcabouço mais frouxo, isto é, antes de uma compactação mecânica efetiva (fato corroborado pela frequente observação de encontros poligonais entre sobrecrecimentos – figura 31) e, juntamente com uma parcela do cimento que preencheu os poros secundários, pode ter ajudado a impedir a destruição da porosidade por compactação mecânica após a dissolução generalizada de grãos de feldspato; 5) que a cimentação eogenética de quartzo alternou com períodos de oxidação; 6) que outra parcela dessa cimentação originou-se durante ou após uma compactação mecânica efetiva capaz de fraturar os grãos e de dissolvê-los ao longo de seus contatos intergranulares (ou seja, após uma expressiva fase de dissolução por pressão – figura 32; cimentação eogenética final / mesogenética inicial); 7) que o processo de cimentação estendeu-se à mesodiagênese e foi intermitente nessa fase; e 8) que tanto o cimento de quartzo eogenético quanto o mesogenético são pontuados, ao menos localmente, por uma precipitação de óxido de Ti.

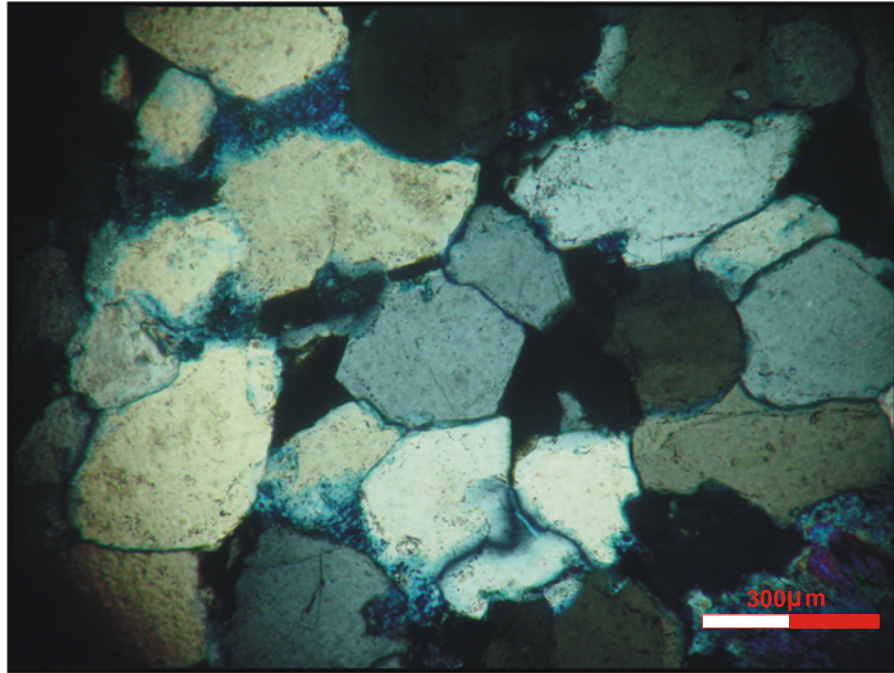


Figura 31 – Cimentação de quartzo eogenética pré-compactacional, destacando os encontros poligonais entre sobrecrecimentos, típicos dessa cimentação nessa fase. Lentes polarizadas cruzadas. Aumento de 10 x. Escala de 300 μm .

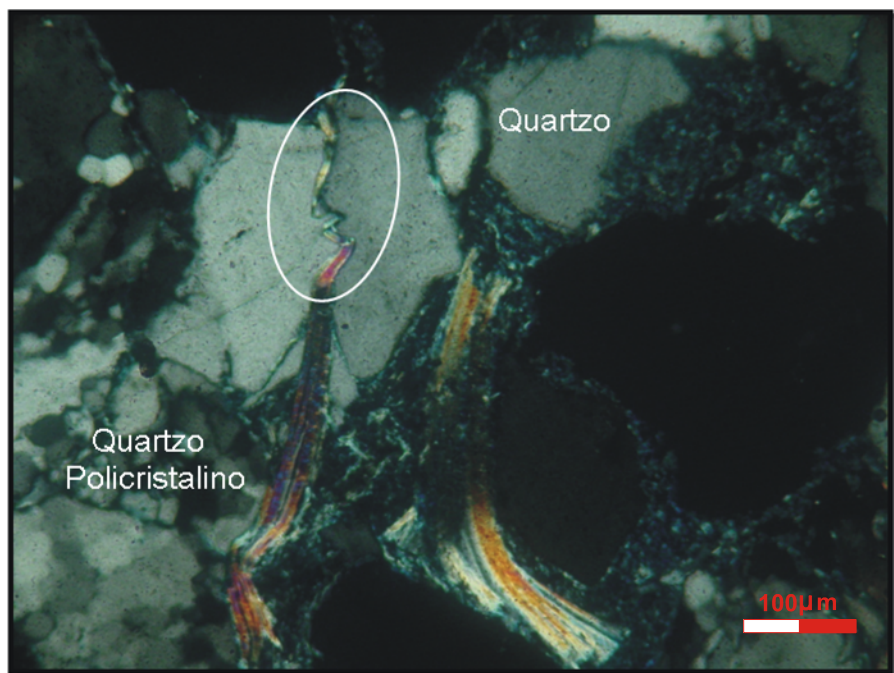


Figura 32 – Dissolução por pressão (em destaque) interpretada como originada durante ou após uma expressiva fase de compactação mecânica, facilitada por uma lamela de muscovita entre os grãos de quartzo que favorece a dissolução da sílica pela criação de um microambiente alcalino. Lentes polarizadas cruzadas. Aumento de 20 x. Escala de 100 μm .

Em relação às fontes de sílica para a cimentação de quartzo (referentes aos itens anteriores), evoca-se, para os itens 1, 2 e 3, a caulinitização de feldspato (*in situ*) e a dissolução de grãos silicáticos como as mais prováveis. No primeiro caso a sílica seria liberada no sistema através da reação $2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{H}_2\text{O} + 2\text{H}^+ = \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 4\text{SiO}_2 + 2\text{K}^+$ (assumindo que a maioria dos grãos de feldspato à época da deposição eram potássicos). Como a substituição de feldspato é um processo raro de se observar nas amostras analisadas, o segundo mecanismo — a dissolução de grãos silicáticos, dentre os quais se ressalta o quartzo — deve ter sido o mais importante. Paraguassu (1972) demonstrou experimentalmente que sílica poderia ser disponibilizada em um sistema fechado contendo sedimentos quartzosos da Formação Botucatu a partir de um fluxo de água destilada e que, posteriormente, essa sílica precipitaria como cimento de quartzo em condições de evaporação da água supersaturada nessa fase. O citado autor concluiu, dessa maneira, que, em condições reais, a dissolução de grãos de quartzo por água meteórica serviria de fonte para o sobrecrecimento de quartzo em condições iniciais de deposição. Ainda Fournier (1960, apud Sgarbi, 1991) observou, também de maneira experimental, que soluções supersaturadas em sílica poderiam ser originadas pela abrasão entre as partículas quartzosas na dinâmica do ambiente deposicional, o que adicionalmente poderia ter contribuído como fonte de sílica para a cimentação de quartzo em questão (pré-compactacional, pré-dissolução generalizada de grãos de feldspato e pré-neoformação). Worden e Morad (2000, apud Gesicki, 2007) apontam a baixa concentração de K e a disponibilidade de sílica dissolvida no sistema como importantes fatores para o favorecimento da precipitação do quartzo autigênico, o que corrobora as relações paragenéticas observadas para os itens 1, 2 e 3 e as hipóteses sugeridas no presente estudo para explicá-las. À medida que o processo de dissolução de grãos de feldspato generalizou-se, também contribuiu como fonte para o cimento de quartzo que preencheu, essencialmente, os poros secundários oriundos da dissolução (itens 4 e 5). A dissolução por pressão também foi um mecanismo importante que contribuiu como fonte para a cimentação eogenética, sobretudo em sua fase final (item 6). Já para os itens 7 e 8 — mais especificamente em relação às fontes mesogenéticas mais prováveis— assume-se montante considerável de sílica introduzido no sistema relacionado ao magmatismo e soerguimento ao longo do arco regional de Ponta Grossa (cf. De Ros, 1998). Assumindo a gênese proposta para o quartzo mesogenético (relacionada ao evento tectono-magmático), a circulação convectiva de fluídos quentes por fraturas e falhas relacionadas ao evento mencionado, juntamente com a percolação diferencial da água meteórica na eodiagênese, acarretou na

heterogênea distribuição do cimento de quartzo na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá (2 a 15,5 %; média de 8,5 % – figura 33; vide apêndice B).

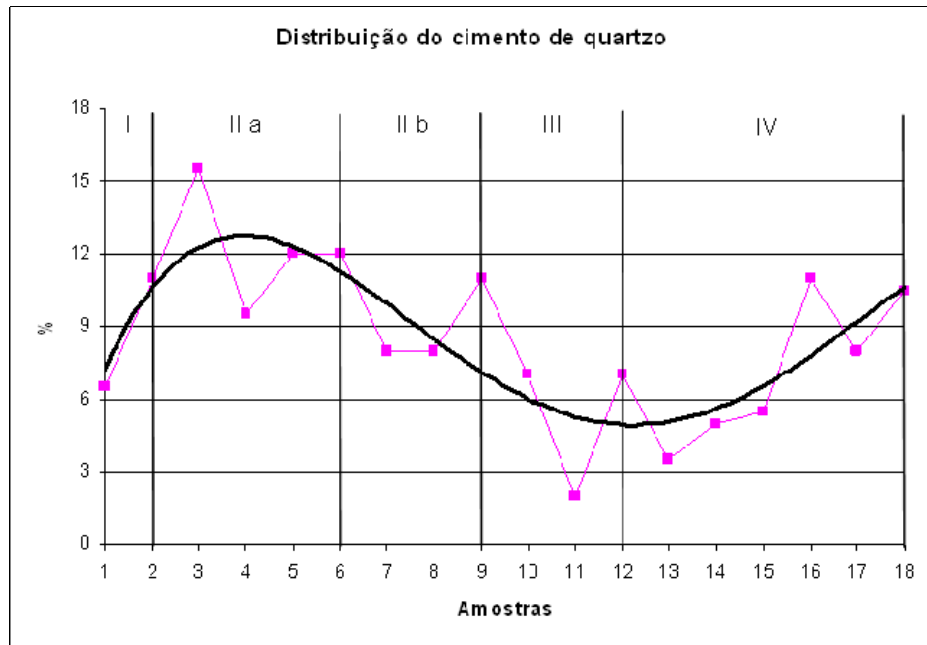


Figura 33 – Heterogênea distribuição do cimento de quartzo nas amostras analisadas. Nota-se a maior concentração do constituinte no intervalo compreendido até a amostra 9 relacionada ao grande volume de sílica disponibilizado a partir da circulação convectiva de fluidos quentes por fraturas e falhas relacionados ao evento tectono-magmático.

Outro processo, o de ilitização, que será discutido em sequência, também pode ser assumido como produto do evento magmático. Outras possíveis fontes mesogenéticas podem estar associadas à dissolução de grãos do arcabouço por ácidos orgânicos liberados a partir da maturação térmica da matéria orgânica da Formação Ponta Grossa; à ilitização de esmectitas de folhelhos sub ou sobrejacentes aos arenitos da Formação Furnas; assim como à sílica liberada a partir da reação entre caulinita e K-feldspato (reação de ilitização). O primeiro processo (já discutido anteriormente) atuou de forma restrita na área de estudo, portanto apenas uma pequena parcela de toda a sílica requerida para a cimentação de quartzo tardia deve ter sido originada desse processo. O segundo envolve a difusão iônica em rochas com permeabilidade muito baixa (folhelhos) e, por conseguinte, a sílica liberada por esse processo seria transportada por pequenas distâncias, possivelmente não alcançando os arenitos. O último, segundo a maioria dos autores, é favorecido por alta temperatura em condições de soterramento profundo. De Ros (1998), através de um diagrama que mostra a provável

história de soterramento da faixa de afloramentos da borda leste da bacia (na qual a sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá está inserida), assume que o soterramento máximo que as rochas foram submetidas foi de aproximadamente 1,22 – 2,2 Km, o que implicaria, segundo um gradiente geotérmico de $\sim 25 - 30^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ estabelecido pelo autor para o período juro – cretácico (relacionado ao magmatismo e soerguimento ao longo do arco regional de Ponta Grossa), em temperatura máxima de soterramento da ordem de 90°C para essas rochas. O autor prossegue sua argumentação mencionando que, em arenitos jurássicos do mar do norte, a ilitização só ocorre a partir de 3,7 – 3,8 Km, correspondendo a $130 - 140^{\circ}\text{C}$. Portanto, pouco provável seja que a reação entre as duas fases minerais citadas tenha ocorrido e liberado sílica em quantidade apreciável para os arenitos em questão. Além do mais, a frequente constatação de caulinita ilitizada na mesma amostra em que a caulinita ocorre juntamente com K-feldspato, mas sem haver reação, comprova os argumentos enumerados acima e enfatiza que outro fator foi responsável pelo montante de quartzo mesogenético precipitado, assim como pela heterogênea distribuição do processo de ilitização, o magmatismo (figura 34). Vale ressaltar que nos poços ambos os processos devem ter ocorrido (ilitização através da reação ou a partir da precipitação direta dos fluídos quentes magmáticos). A comparação entre as figuras 33 e 34 reafirma que a circulação convectiva dos fluídos pelas fraturas e falhas prevaleceu na metade inferior da sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá.

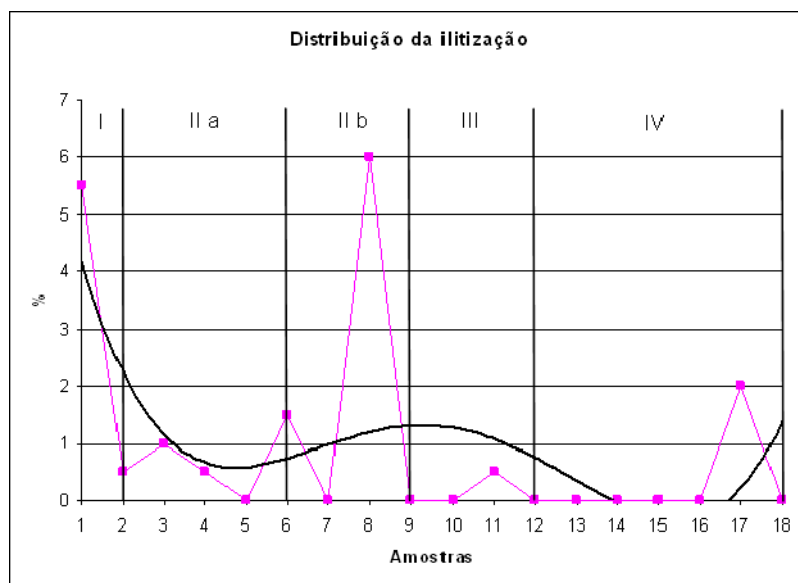


Figura 34 – Heterogênea distribuição do processo de ilitização nas amostras analisadas (v. apêndice B) relacionada ao evento tectono-magmático. Notar a maior concentração do constituinte diagenético até a amostra 9, assim como observado para o cimento de quartzo.

Com relação ao modo de ocorrência da illita e sua relação paragenética com outros constituintes (dentre eles o cimento de quartzo) esta pode ocorrer, mais comumente, como agregados de cristais lamelares que substituíram a caulinita relacionada a feldspato, pseudomatriz e muscovita, assim como a caulinita vermicular neoformada. Em algumas amostras observou-se substituindo argila mecanicamente infiltrada (eogenética) bordejando grãos do arcabouço (camadas mistas de illita-esmectita), que por sua vez estavam cobertas por illita neoformada (cf. De Ros, 1998); em outras, na forma de caulinita vermicular ilitizada, também bordejando os grãos ou sobrecrescimentos de quartzo, coberta por óxido de Fe e Ti ou argila. A distinção entre a illita que substituiu a caulinita vermicular neoformada e a precipitada diretamente nos poros a partir dos fluídos (isto é, relacionada à neoformação), assim como a observação de outros hábitos cristalinos, que não o lamelar, foi dificultado pela limitação do método da petrografia convencional (o único utilizado no presente estudo). De Ros (1998), mediante uso de microscópio eletrônico de varredura, relatou a ocorrência de illita em agregados de cristais fibrosos ou em ripa bordejando grãos do arcabouço e associada ao cimento de quartzo (o cobrindo ou sendo coberta — cimentação de quartzo eogenética / mesogenética, respectivamente). Outras relações paragenéticas mencionadas — entre illita / óxido de Fe, illita / argila e illita / óxido de Ti — introduzirão as discussões que se seguem a respeito do modo de ocorrência e das demais relações desses constituintes com outros.

Desse modo, os óxidos de Fe e Ti e a argila podem ocorrer, como mencionado, cobrindo caulinita ilitizada ao redor dos grãos. Essa na forma de cutículas amorfas e aparentemente sem deformação, frequentemente em íntima associação com o óxido de Fe, heterogeneamente distribuídas tanto ao redor do grão quanto na lâmina (figura 35), evidenciando que foram introduzidas mecanicamente por infiltração da água meteórica no estágio telogenético. Aqueles como microcristais avermelhados / acastanhados, que também podem ocorrer em poros lamelares de descompactação e em poros de fratura em rocha provocados por alívio de carga (no que diz respeito ao óxido de Fe telogenético; 14 % do total desse constituinte) ou cobrindo e sendo coberto por sobrecrescimento de quartzo, e em pseudomatriz caulinitizada (em relação ao eogenético; 86 % do total) e ainda preenchendo poros secundários de dissolução ou intergranulares, em íntima associação com caulinita vermicular e livrinho eogenética (figuras 25 e 36), em pseudomatriz e muscovita caulinitizada (óxido de Ti eogenético; cerca de 98 % do total desse constituinte).

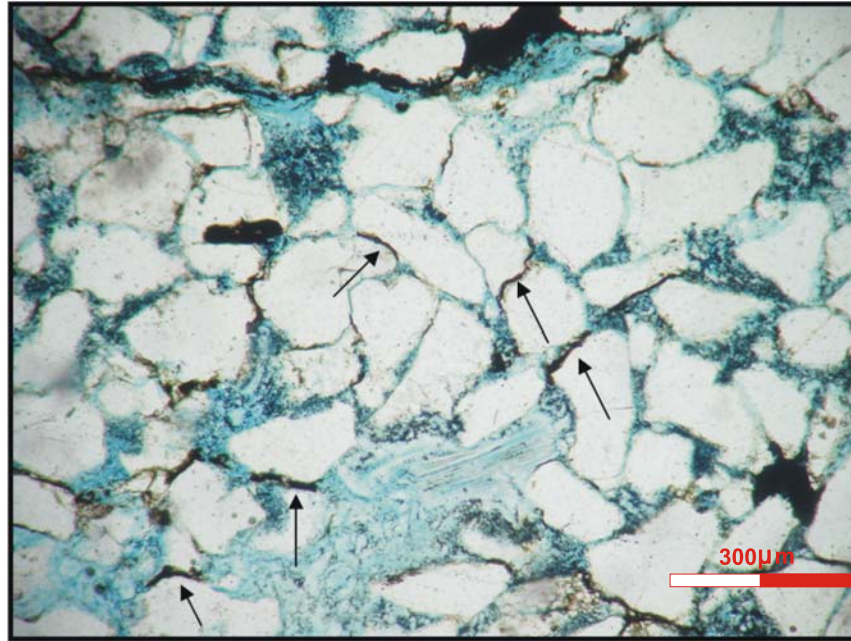


Figura 35 – Cutículas amorfas de argilas mecanicamente infiltradas por água meteórica (matriz deposicional). Para diferenciá-las das argilas autigênicas foi adotado o seguinte critério: as primeiras são heterogeneamente distribuídas tanto ao redor do grão quanto na lâmina (v. apêndice B), o que corrobora o seu caráter genético por infiltração da água percolante, enquanto as últimas, a depender do seu tipo, são mais homogêneas (em termos de distribuição ao redor dos grãos e na lâmina). Lentes polarizadas descruzadas. Aumento de 10 x. Escala de 300 μm .

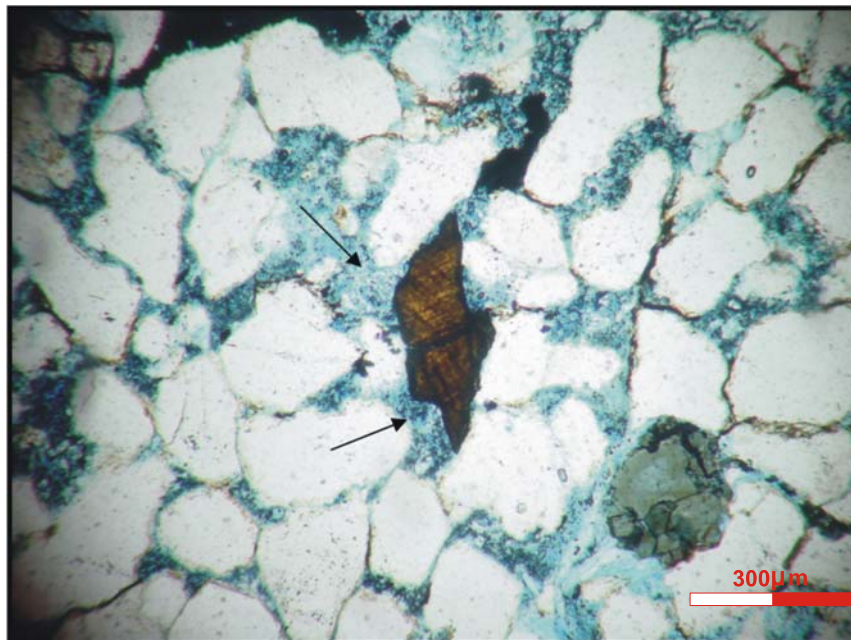


Figura 36 – Cristal de óxido de Ti (centro da foto) em poro secundário oriundo da dissolução de um grão do arcabouço, em íntima associação com caulinita vermicular e em livrinho (destacadas pelas setas inferior e superior, respectivamente). Lentes polarizadas descruzadas. Aumento de 10 x. Escala de 300 μm .

Em termos de distribuição, assim como observado para os demais processos descritos nessa seção, ocorrem de maneira heterogênea na área de estudo (v. apêndice B). Considerando que o óxido de Fe ocorre em dois estágios diagenéticos (eogenético e telogenético) e que sua distribuição no último está, em grande parte, associada a argilas mecanicamente infiltradas, é de se esperar, como observado, que sua distribuição, como é apresentada (em gráficos do tipo cartesiano de porcentagens do constituinte por amostras), seja heterogênea. Além do mais, a heterogênea disponibilidade de Fe proveniente, principalmente, de minerais pesados e, secundariamente, de intraclastos lamosos e fragmentos líticos como filitos e xistos pode ser tentativamente evocada para explicar tal heterogeneidade (figura 37). Mas, o mais provável seja que o espaçamento no qual foi realizada a amostragem (de aproximadamente 1m) não tenha sido suficiente para detectar microvariações do processo em questão, sendo a grande variabilidade na distribuição do mesmo, nesse caso, aleatória (fruto do efeito pepita; figura 38).

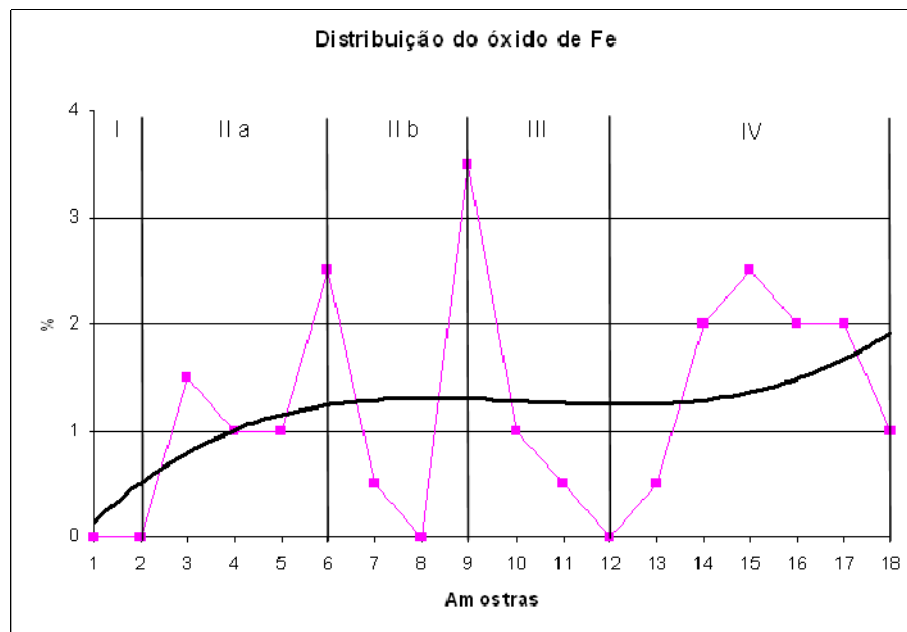


Figura 37 – Heterogênea distribuição do óxido de Fe (eogenético e telogenético) na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá (v. apêndice B). A grande variação observada pode ser tentativamente explicada pela complexidade de fatores envolvidos em considerar as duas fases diagenéticas acima, somando-se ainda à heterogênea disponibilidade de Fe proveniente, principalmente, de minerais pesados e, secundariamente, de intraclastos lamosos e fragmentos líticos como filitos e xistos.

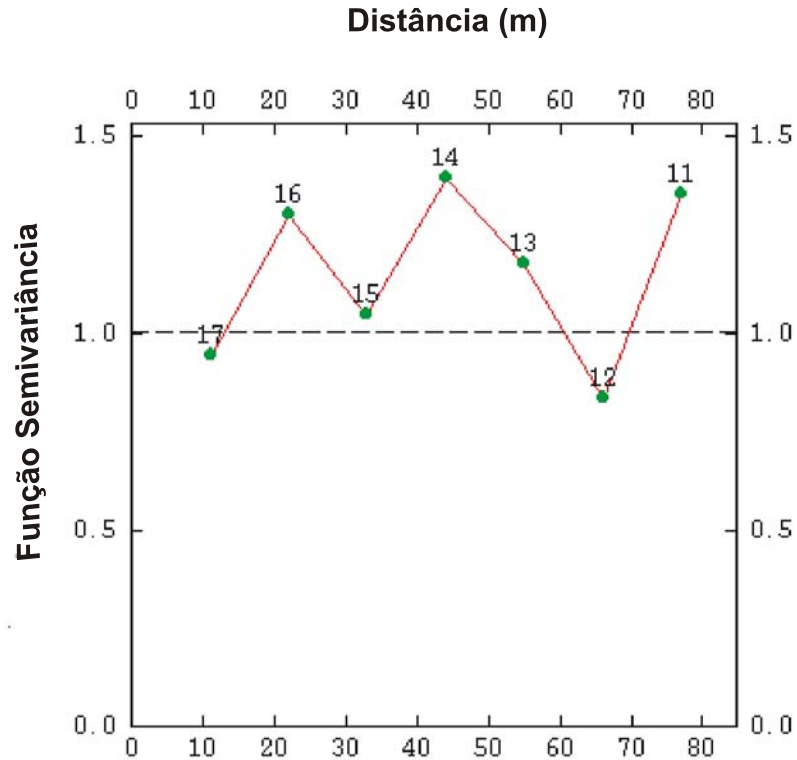


Figura 38 – Variograma mostrando a heterogênea distribuição do óxido de Fe na sucessão sedimentar do Cãnion do Guartelá, fruto, provavelmente, de um processo de amostragem insuficiente para descrever o fenômeno em questão (efeito pepita).

Contudo, analisando-se a distribuição do óxido de Fe eogenético em separado, é possível perceber uma tendência de aumento desse constituinte em direção ao topo da sucessão (a partir da amostra 9), sendo duas razões evocadas para descrever tal fato: 1) o também aumento, apesar da heterogênea distribuição mencionada, da concentração de minerais pesados para o topo da sucessão sedimentar; e 2) as reações de oxidação concentram-se até certa profundidade, sendo, portanto, razoável que as maiores concentrações de óxido de Fe estejam localizadas mais ao topo da referida sucessão (figura 39).

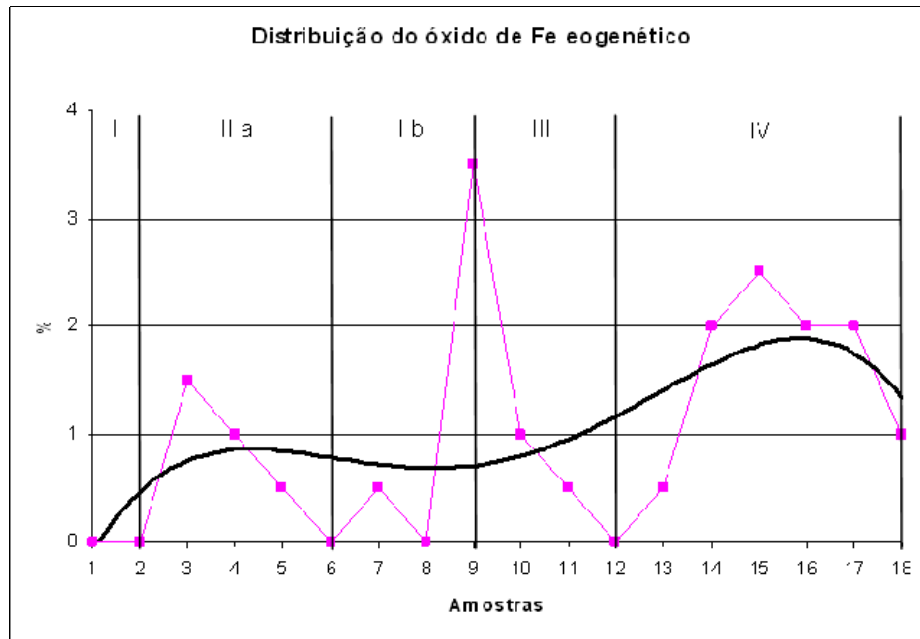


Figura 39 – Distribuição do óxido de Fe eogenético na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá. Notar a tendência de aumento na concentração do constituinte para o topo da sucessão oriunda das maiores concentrações de minerais pesados e do processo de oxidação.

Quanto ao óxido de Ti, como o elemento Ti é praticamente imóvel, sua heterogênea distribuição deve-se, provavelmente, assim como mencionado para o óxido de Fe, a também heterogênea disponibilidade de sua fonte (Ti proveniente de minerais pesados). Entretanto, esse argumento somente explica parte e não é suficiente para explicar a grande variabilidade na sua distribuição. Para tal, uma amostragem com menor espaçamento seria necessária (figura 40).

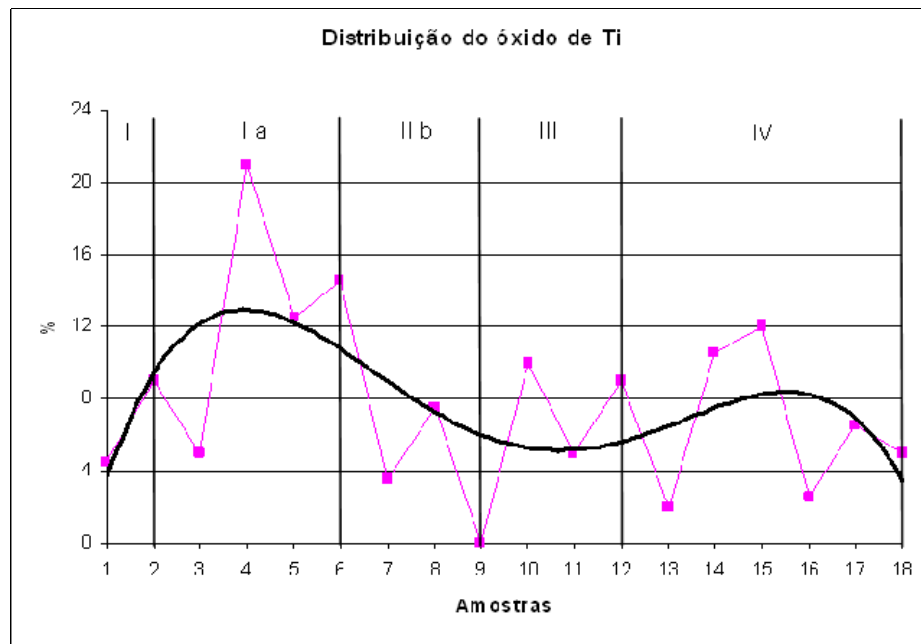


Figura 40 – Heterogênea distribuição do óxido de Ti na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá (v. apêndice B). Assim como descrito para o óxido de Fe, a heterogeneidade citada não é satisfatoriamente caracterizada em termos da também heterogênea distribuição de sua fonte (proveniente de minerais pesados). Para explicar tal variabilidade, uma amostragem com menor espaçamento seria necessária.

Para finalizar a seção, tendo como base todas as relações paragenéticas descritas, a relação relativa temporal entre os constituintes diagenéticos e a compactação mecânica / química, o sequenciamento de eventos diagenéticos pelos quais os arenitos da Formação Furnas foram submetidos foi alcançado (figura 41).

6 CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E DAS SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS

A Formação Furnas tem sido discutida na literatura (cf. Assine, 1996 e Bergamaschi e Pereira, 2001), em termos estratigráficos, do ponto de vista de perfis de raios-gama, embasado em dados faciológicos generalistas de afloramento. Contudo, tais estudos, por não contemplarem um estudo faciológico mais detalhado, em conjunto com um conhecimento mais profundo sobre a evolução diagenética dos arenitos e das características petrofísicas dos mesmos, levam a interpretações não condizentes com a natureza geológica dos mesmos.

Assim, visando contribuir para um detalhamento estratigráfico mais coerente com a realidade geológica observada através da integração dos dados do presente estudo, propunha-se a caracterização estratigráfica da Formação Furnas nos poços em 4 intervalos (cf. Lobato e Borghi, 2005), quais sejam: intervalo I, associado a um trato de sistema de mar baixo; intervalo IIa, associado a um trato de sistema transgressivo; intervalo IIb, também associado a um trato de sistema transgressivo (sob um maior pulso de transgressão); intervalo III, associado a um trato de sistema de mar alto; e intervalo IV, associado a um novo trato de sistema transgressivo. A superfície transgressiva entre os intervalos IIa e IIb é associada a um ciclo de 4^o ordem que os limita. Em conjunto, os intervalos IIa, IIb e III compõe um ciclo transgressivo-regressivo de 3^o ordem. A figura a seguir mostra o detalhamento proposto para o poço A (localizado próximo ao arco regional de Ponta Grossa – borda leste da bacia, figura 2 – pg. 5).

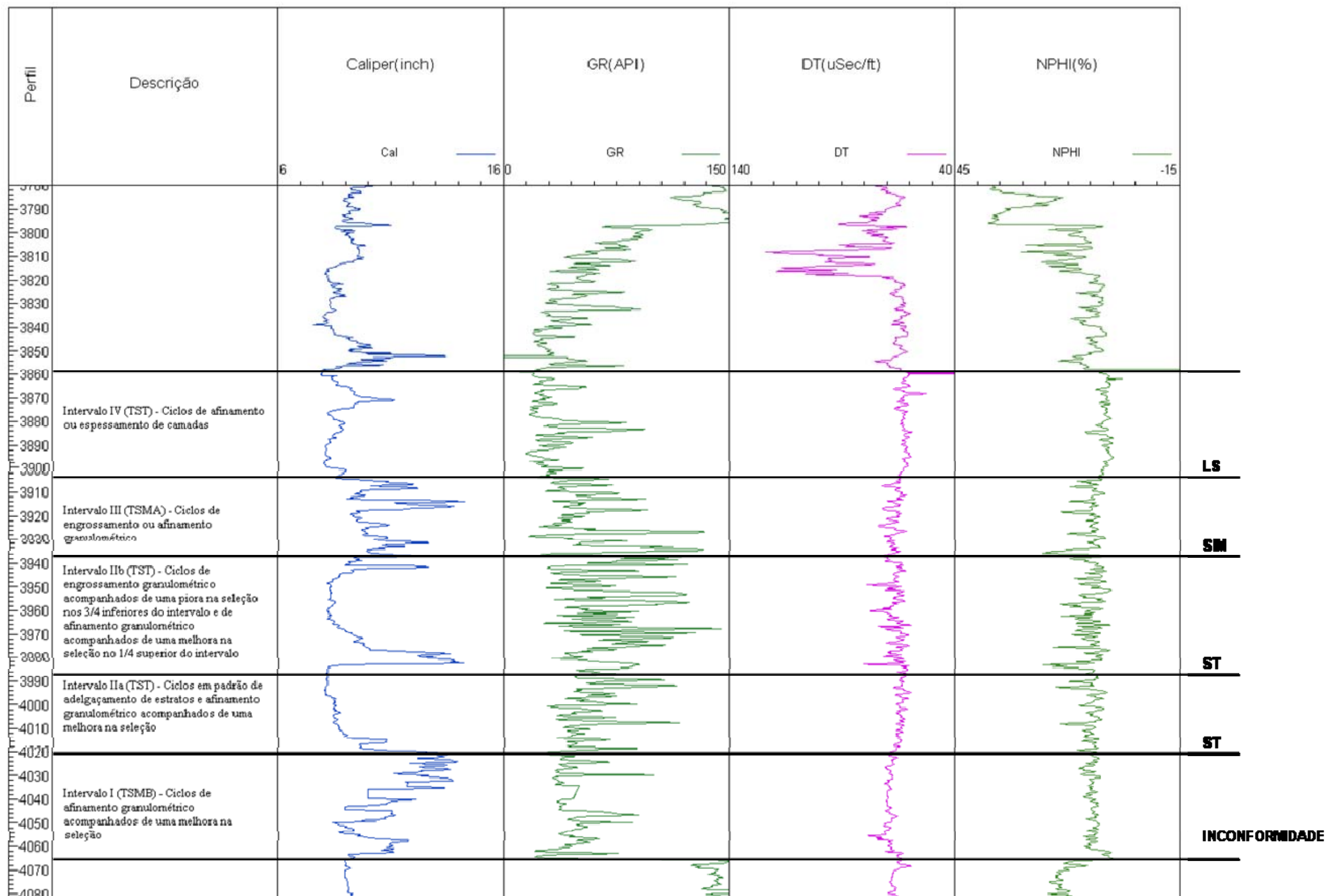


Figura 42 – Detalhamento estratigráfico proposto no presente estudo para a Formação Furnas no poço A, onde se pode observar os 4 intervalos estratigráficos reconhecidos em afloramento (q.v. figura 13 – cap. 3, pg. 26) e as características sedimentológicas principais de cada um. ST = superfície transgressiva; SIM = superfície de inundação máxima; LS = superfície limite de sequência; GR = perfil de raios-gama; DT = perfil sônico; NPHI = perfil neutrão. Descrição sedimentológica dos intervalos segundo Lobato e Borghi (2005).

Na figura acima é possível se observar que todos os intervalos estratigráficos (I – IV; cf. Lobato e Borghi, 2005) possuem características distintas nos perfis de raios-gama, sônico, neutrão e, inclusive, na do Caliper, o que evidencia as mudanças faciológicas que diferenciam um intervalo do outro. Vale ressaltar, que tais mudanças faciológicas controlaram a distribuição dos processos diagenéticos que afetaram os arenitos, na forma de uma percolação diferencial dos fluídos meteóricos e dos fluídos quentes oriundos do magmatismo, o que proporciona a concentração do processo de caulinitização e de ilitização em certos intervalos em detrimento de outros (intervalos IIb e III – notar o comportamento diferencial dos perfis sônico, neutrão e de raios-gama na forma de abruptas deflexões à esquerda nos primeiros e à direita no último).

Além do mais, no presente estudo, assume-se que o máximo regressivo do nível relativo do mar (superfície limite de sequência – que encerra o intervalo III) foi responsável pela exposição das areias previamente depositadas (em sua maioria marinhas), e à consequente ação da água meteórica, que provocou intenso processo de dissolução de grãos do arcabouço (principalmente de feldspatos) e caulinitização. Na figura 42, o alcance desse processo (marcado pelo término do comportamento serrilhado dos perfis sônico e neutrão) está posicionado cerca de 80 m abaixo da referida superfície, o que é interpretado (por analogia aos dados petrográficos de afloramento) ao alcance máximo da ação da água meteórica (figura 43).

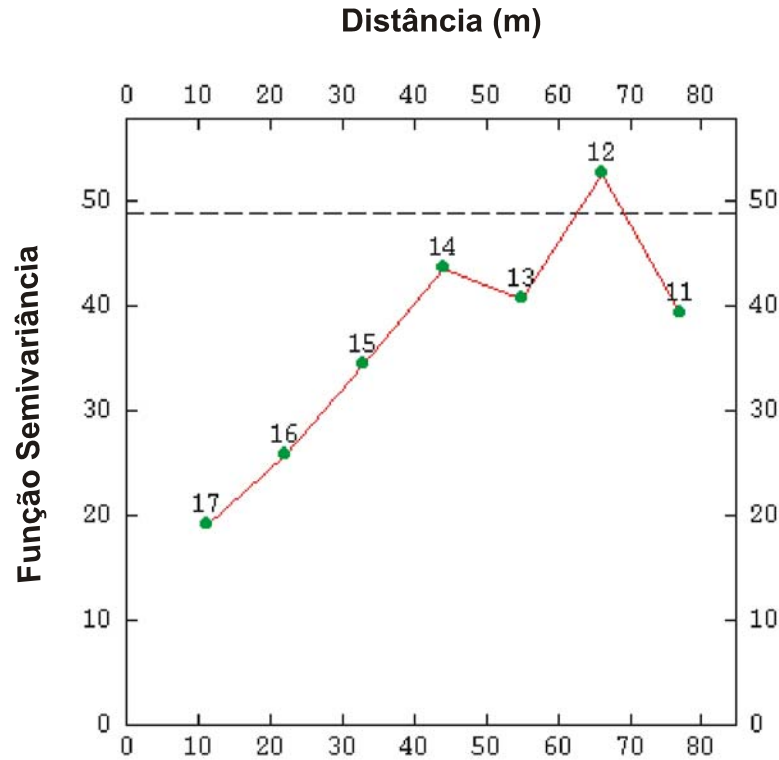


Figura 43 – Variograma do processo de dissolução na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá (considerando apenas os constituintes eogenéticos) mostrando que o alcance máximo da percolação da água meteórica foi de aproximadamente 70 m.

Como a ilitização é assumida no presente estudo (poços) como oriunda, principalmente, da reação entre a caulinita e o K-feldspato sob alta temperatura, o primeiro processo (caulinitização) controlou sua concentração também nos intervalos IIb e III (o que é evidenciado pelas bruscas deflexões à direita do perfil de raios-gama). A figura 44 mostra os intervalos estratigráficos delimitados no poço B. Como esse poço está localizado próximo ao centro da bacia (v. figura 2), onde, de acordo com modelos de circulação de fluidos em bacias intracratônicas, as condições meteóricas são estagnantes), o processo de caulinitização e, por conseguinte, o de ilitização, são incipientes (marcados pelo comportamento mais suave dos perfis sônico, neutrão e de raios-gama nos intervalos IIb e III do que em relação ao poço A).

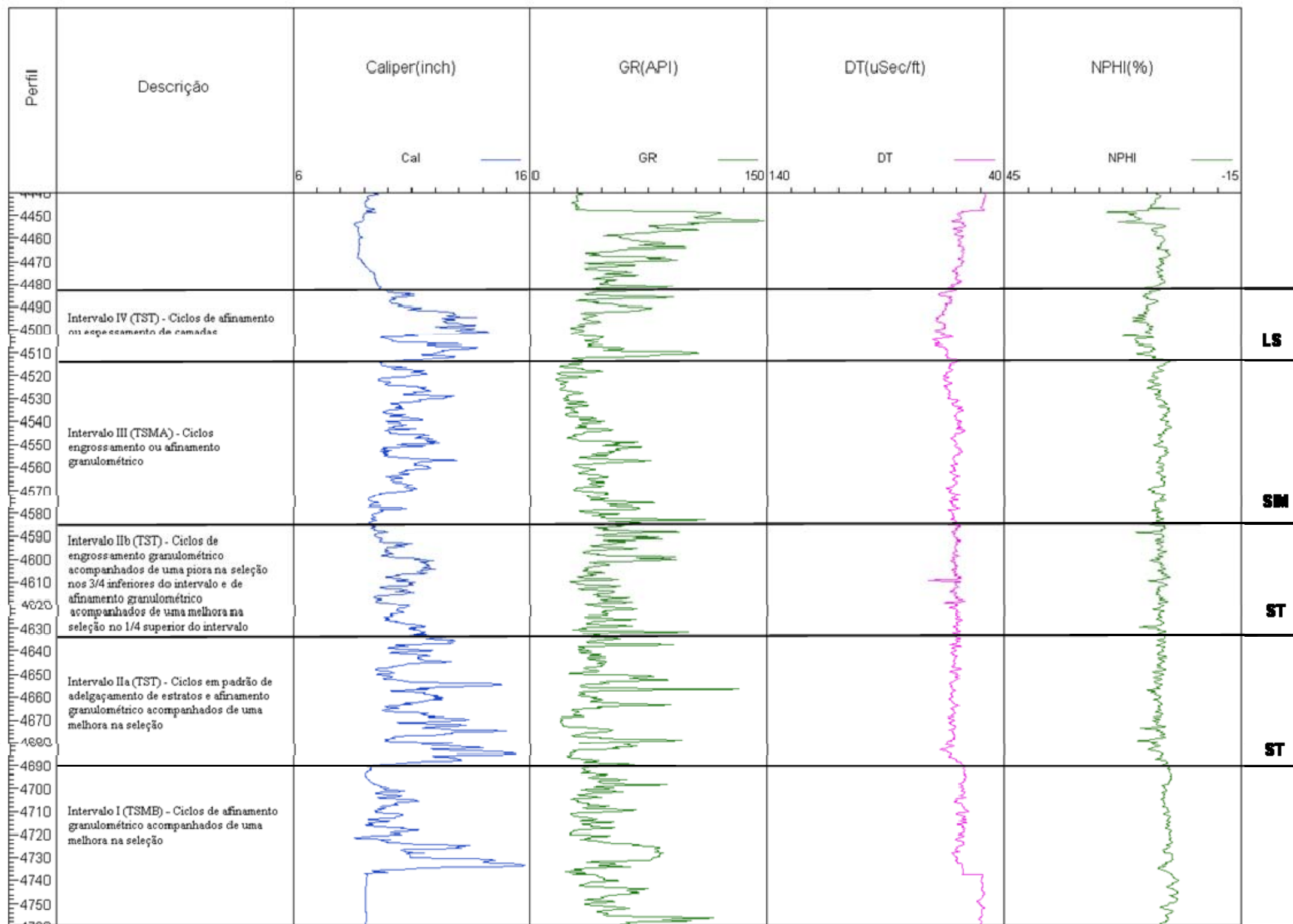
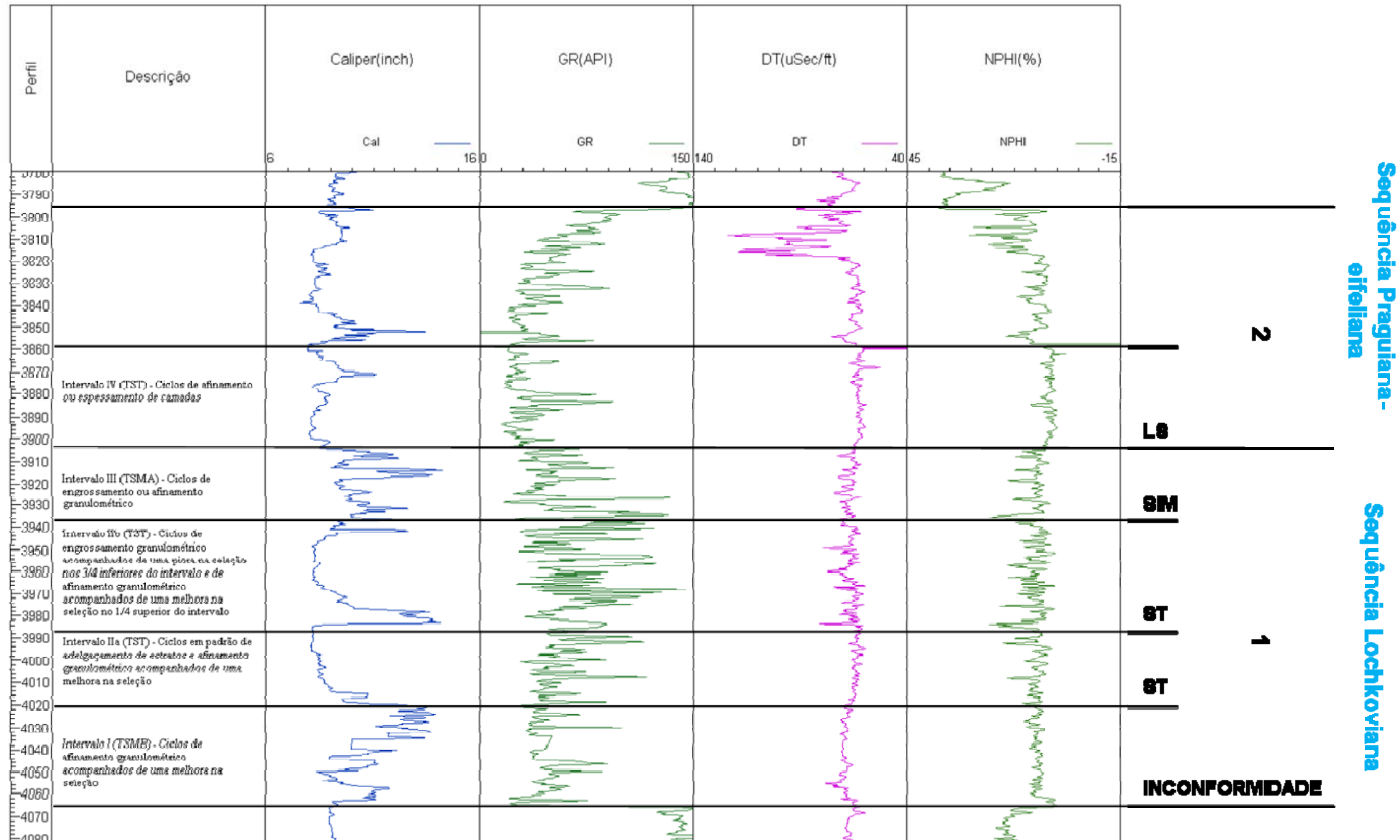


Figura 44 – Detalhamento estratigráfico proposto no presente estudo para o poço B. Como esse poço está localizado próximo ao centro da bacia (onde, de acordo com modelos de circulação de fluidos em bacias intracratônicas as condições meteóricas são estagnantes), o processo de caulinitização e, por conseguinte, o de ilitização, são incipientes (marcados pelo comportamento mais suave dos perfis sônico, neutrão e de raios-gama nos intervalos IIb e III do que em relação ao poço A). ST = superfície transgressiva; SIM = superfície de inundação máxima; LS = superfície limite de sequência; GR = perfil de raios-gama; DT = perfil sônico; NPHI = perfil neutrão. Descrição sedimentológica dos intervalos segundo Lobato e Borghi (2005).

Em termos de seqüências deposicionais, foram definidas duas de 3^o ordem nos dois poços analisados. A primeira (seqüência 1), no poço A, está compreendida entre a superfície de inconformidade e a limite de seqüência (LS). A segunda, entre a superfície limite de seqüência (LS) e o limite formacional Furnas / Ponta Grossa, assumido pela Petrobras na brusca deflexão à direita no perfil de raios-gama por volta de 3800 m. No poço B, o limite inferior da seqüência 1 não pôde ser definido, devido ao término da perfuração ainda nos arenitos da Formação Furnas, mas o seu limite superior é a superfície limite de seqüência (LS) localizada por volta de 4510 m; enquanto a seqüência 2 se estende da superfície limite de seqüência (LS) até o limite formacional Furnas / Ponta Grossa.

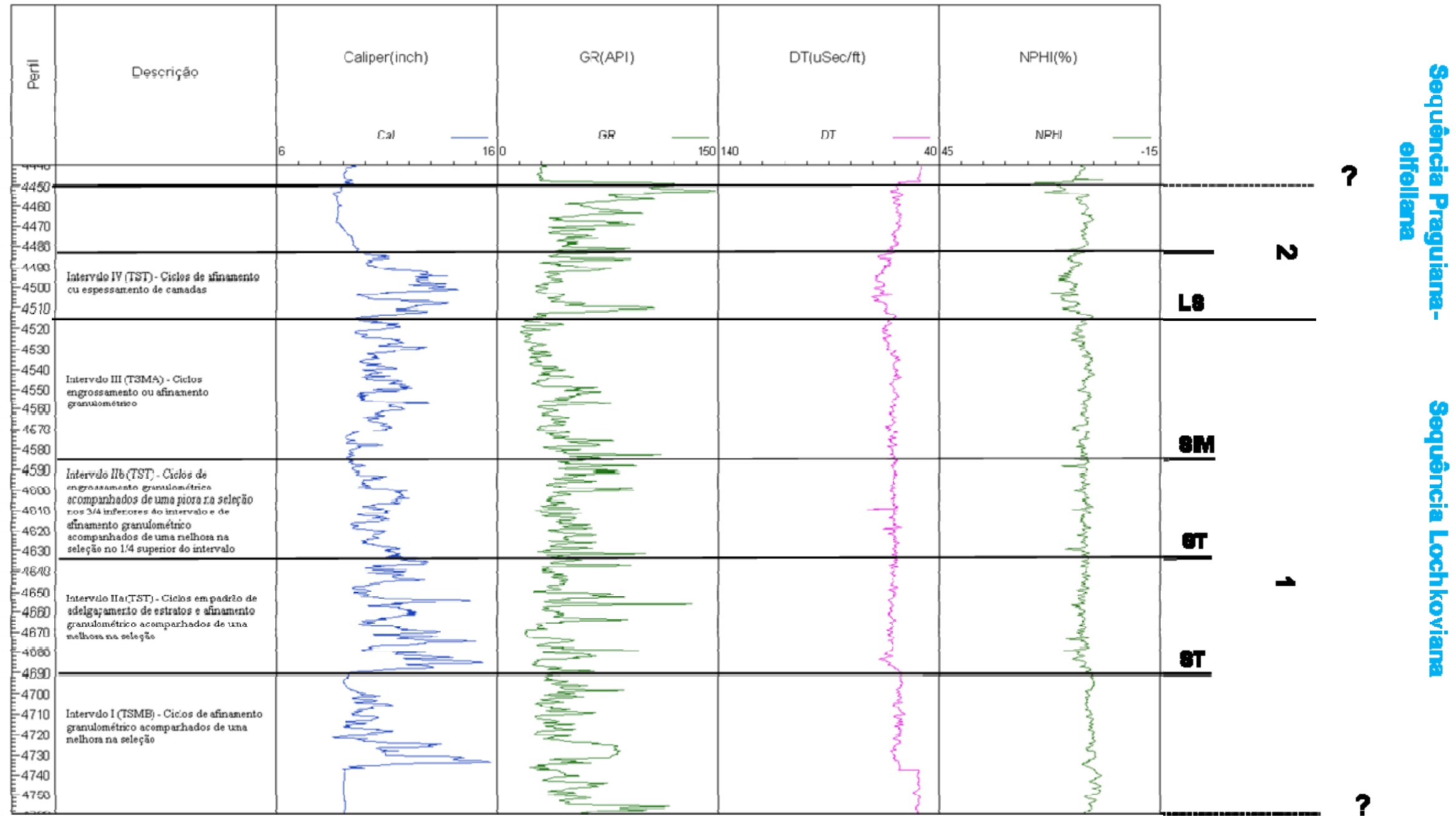
Essas seqüências de 3^o ordem definidas equivalem, aproximadamente, em abrangência, às definidas por Assine (1996); entretanto, a seqüência superior do citado autor (praguiana-eifeliana) possui maior abrangência estratigráfica, sendo limitada no topo por uma superfície limite de seqüência (LS) posicionada já na Formação Ponta Grossa (figuras 45 e 46). Em termos de outras seqüências deposicionais de 3^o ordem definidas na literatura (e.g. Bergamaschi e Pereira, 2001), já comentadas no presente estudo (v. cap. 3, pg. 13), a de Assine (1996), como mencionado, é a que possui a maior semelhança, em termos de abrangência estratigráfica, com as propostas no presente estudo para os poços (A e B).



— Sequências deposicionais de 3^o ordem segundo o presente estudo

— Sequências deposicionais de 3^o ordem segundo Assine (1996)

Figura 45 – Sequências deposicionais de 3^o ordem propostas no presente estudo para o poço A. A sequência 1 está compreendida entre a superfície de inconformidade e a limite de sequência (LS); a sequência 2 entre a superfície limite de sequência (LS) e o limite formacional Furnas / Ponta Grossa, assumido pela Petrobras na brusca deflexão à direita no perfil de raios-gama por volta de 3800 m. Essas sequências equivalem, aproximadamente, em abrangência, às definidas por Assine (1996), contudo a sequência superior (Praguiana-eifeliana) do citado autor possui maior abrangência estratigráfica, sendo limitada no topo por uma superfície limite de sequência (LS) posicionada já na Formação Ponta Grossa. ST = superfície transgressiva; SIM = superfície de inundação máxima; LS = superfície limite de sequência; GR = perfil de raios-gama; DT = perfil sônico; NPHI = perfil neutrão. Descrição sedimentológica dos intervalos segundo Lobato e Borghi (2005).



— Sequências deposicionais de 3^o ordem segundo o presente estudo

— Sequências deposicionais de 3^o ordem segundo Assine (1996)

Figura 46 – Sequências deposicionais de 3^o ordem propostas no presente estudo para o poço B. O limite inferior da sequência 1 não pôde ser definido, devido ao término da perfuração ainda nos arenitos da Formação Furnas, mas o seu limite superior é a superfície limite de sequência (LS) localizada por volta de 4510 m; enquanto a sequência 2 se estende da superfície limite de sequência até o limite formacional Furnas / Ponta Grossa, não contemplado na figura. Em destaque, ainda, as sequências deposicionais de 3^o ordem segundo Assine (1996). ST = superfície transgressiva; SIM = superfície de inundação máxima; LS = superfície limite de sequência; GR = perfil de raios-gama; DT = perfil sônico; NPHI = perfil neutrão. Descrição sedimentológica dos intervalos segundo Lobato e Borghi (2005).

7 CARACTERIZAÇÃO PETROFÍSICA E DAS ELETROFÁCIES

POÇO A – Em vista a otimizar o processo de modelagem das eletrofácies, a Formação Furnas foi subdividida nos poços em 3 zonas (1, 2 e 3) que equivalem, aproximadamente, em abrangência estratigráfica, aos intervalos litoestratigráficos informais Furnas Superior, Mediano e inferior (segundo Assine, 1996), respectivamente. A delimitação das zonas nesses intervalos relaciona-se ao fato de que o método aplicado na modelagem (K-means), por se tratar de um método não-supervisionado (no qual não é utilizado dados de testemunhos, baseando-se, somente, em um conjunto de técnicas estatísticas para definir os grupamentos), não é satisfatório quando aplicado em um grande intervalo estratigráfico (por exemplo, em toda a sucessão sedimentar da Formação Furnas), pois os intervalos de menor abrangência estratigráfica (mais especificamente os de Lobato e Borghi, 2005 – foco do presente estudo) sofrem uma espécie de diluição na modelagem, não sendo possível detectá-los, muito menos as tênues mudanças faciológicas/diagenéticas que os diferenciam (que é objeto de discussão no presente capítulo), caracterizadas por deflexões mais suavizadas nos perfis. Por esse motivo, as zonas foram delimitadas segundo os intervalos litoestratigráficos informais de Assine (1996; figura 47), que, menos abrangentes (em relação à sucessão sedimentar como um todo), possibilitaram distinguir tais mudanças faciológicas/diagenéticas nos perfis, contribuindo para o reconhecimento dos intervalos estratigráficos descritos em afloramento (cf. Lobato e Borghi, 2005) nos poços.

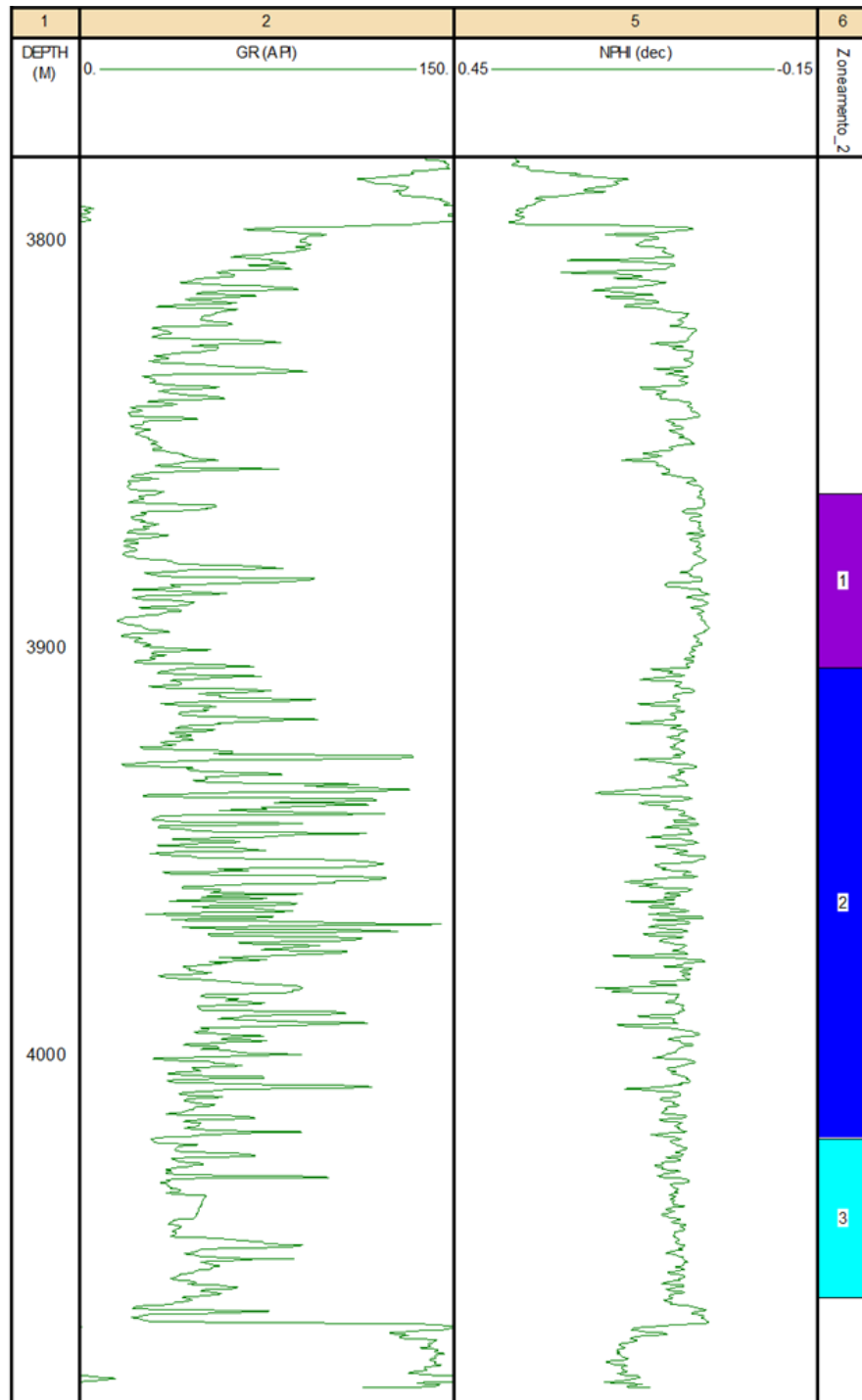


Figura 47 – Zonas delimitadas para a modelagem das eletrofácies no poço A. Essas zonas equivalem, aproximadamente, em abrangência estratigráfica, aos intervalos litoestratigráficos informais Furnas Superior, Mediano e Inferior, respectivamente, de Assine (1996). O intervalo Furnas Superior possui abrangência estratigráfica semelhante ao intervalo IV de Lobato e Borghi (2005); o intervalo Furnas Mediano aos intervalos IIa, IIb e III; e o intervalo Furnas Inferior ao intervalo I.

Para a modelagem das eletrofácies no poço A, foram utilizados os perfis de raios-gama e neutrão (em detrimento de outros perfis da suíte convencional, como por exemplo, o perfil sônico) em todas as zonas citadas. Visto que esse poço localiza-se próximo ao arco regional de Ponta Grossa, supunha-se que as rochas atravessadas pelo mesmo tenham sido submetidas a um grande estresse tectônico no cretáceo proveniente do soerguimento do arco regional de Ponta Grossa; conseqüentemente, essas rochas devem apresentar um montante considerável de porosidade secundária (de fratura) oriunda desse estresse. Além do mais, como mencionado anteriormente, o regime meteórico é maior nas bordas de uma bacia intracratônica do que em relação ao seu centro; dessa maneira, a dissolução de grãos do arcabouço nas bordas é maior do que em relação ao centro desse tipo de bacia.

Tendo em vista que o perfil sônico não detecta porosidade secundária (seja de fratura ou oriunda da dissolução de grãos do arcabouço), o uso desse perfil para a modelagem das eletrofácies no poço A foi descartado. A seguir será apresentado o resultado da modelagem por zona (1, 2 e 3).

Na Zona 1 (que equivale, aproximadamente, em abrangência estratigráfica, ao intervalo litoestratigráfico informal Furnas Superior segundo Assine, 1996) foram reconhecidas duas eletrofácies (amarela e azul clara). A eletrofácies amarela possui uma média do perfil neutrão de 0,05 e desvio padrão de 0,013; enquanto que o valor médio do perfil de raios-gama é de 28,2 API e o desvio padrão é 8,3. Foi interpretada como areias, no geral, limpas e, raramente, caulinitizadas. Já a eletrofácies azul clara possui um valor médio do perfil neutrão de 0,05 e desvio padrão de 0,011; enquanto que o valor médio do perfil de raios-gama é de 65 API e o desvio padrão é 13,7. Foi interpretada como areias contendo minerais pesados (com Th^{232} e U^{238} ; v. perfil composto – cap. 4, pg. 37), interpretados como responsáveis pelos picos de deflexão à direita no perfil de raios-gama (figura 48).

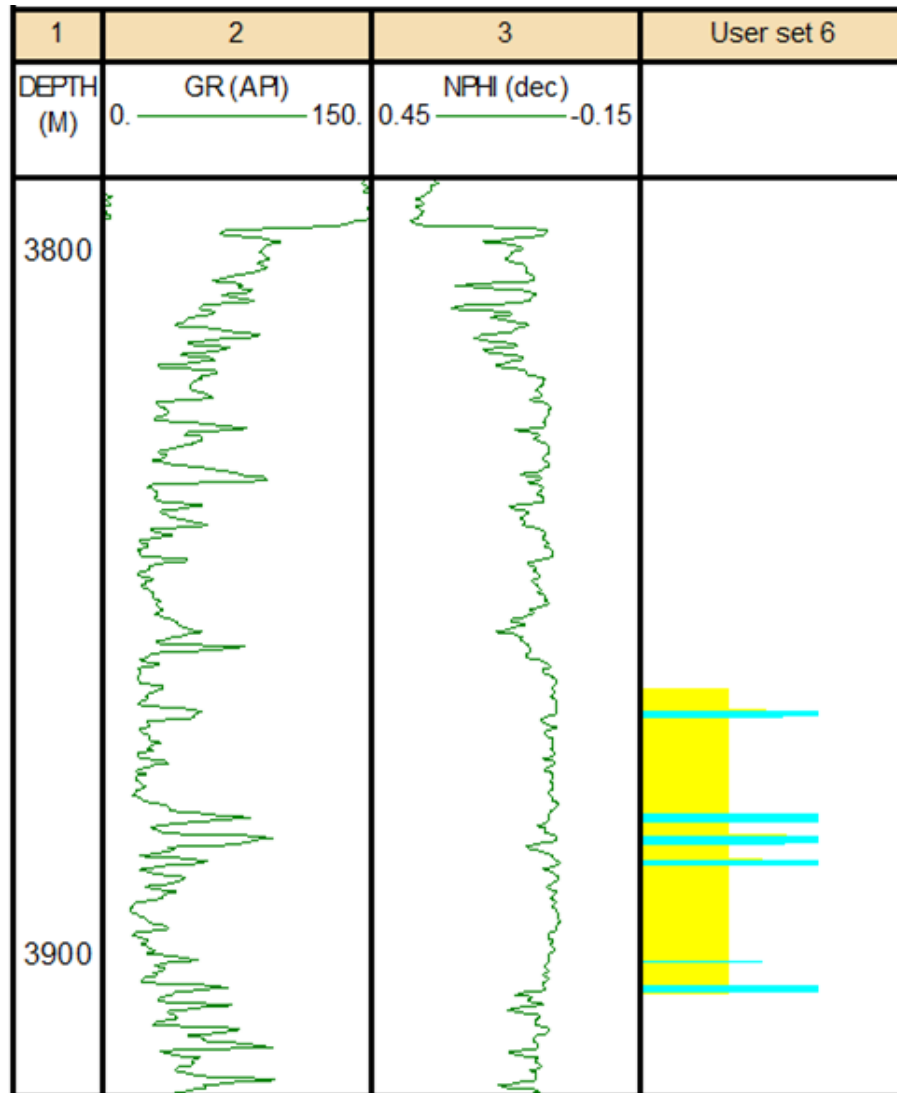


Figura 48 – Eletrofácies definidas para a Zona 1 do poço A. A eletrofácies amarela foi interpretada como areias, no geral, limpas e, raramente, caulinitizadas, devido aos baixos valores nos perfis neutrão (média de 0,05) e de raios-gama (média de 28,2 API); enquanto que a eletrofácies azul clara foi interpretada como areias contendo minerais pesados (com Th^{232} e U^{238} ; v. perfil composto, cap. 4), responsáveis pelos picos de deflexão à direita no perfil de raios-gama.

Na Zona 2 (que equivale, aproximadamente, em abrangência estratigráfica, ao intervalo litoestratigráfico informal Furnas Mediano segundo Assine, 1996 – o mais heterogêneo da sucessão sedimentar), também foram reconhecidas duas eletrofácies (amarela e marrom). A eletrofácies amarela possui uma média do perfil neutrão de 0,083 e desvio padrão de 0,02; enquanto que o valor médio do perfil de raios-gama é de 60 API e o desvio padrão de 24.1. Foi interpretada como areias limpas (sem argila ou com caulinitização incipiente), sem minerais pesados e ílita. Pode ser correlacionada à eletrofácies amarela da Zona 1. Já a

eletrofácies marrom possui um valor médio do perfil neutrão de 0,16 e desvio padrão de 0,023; enquanto que o perfil de raios-gama apresenta um valor médio de 86,3 API e desvio padrão de 23,2. Foi interpretada como areias com mineral pesado, ricas em caulinita ilitizada ou ilita neoformada (figura 49).

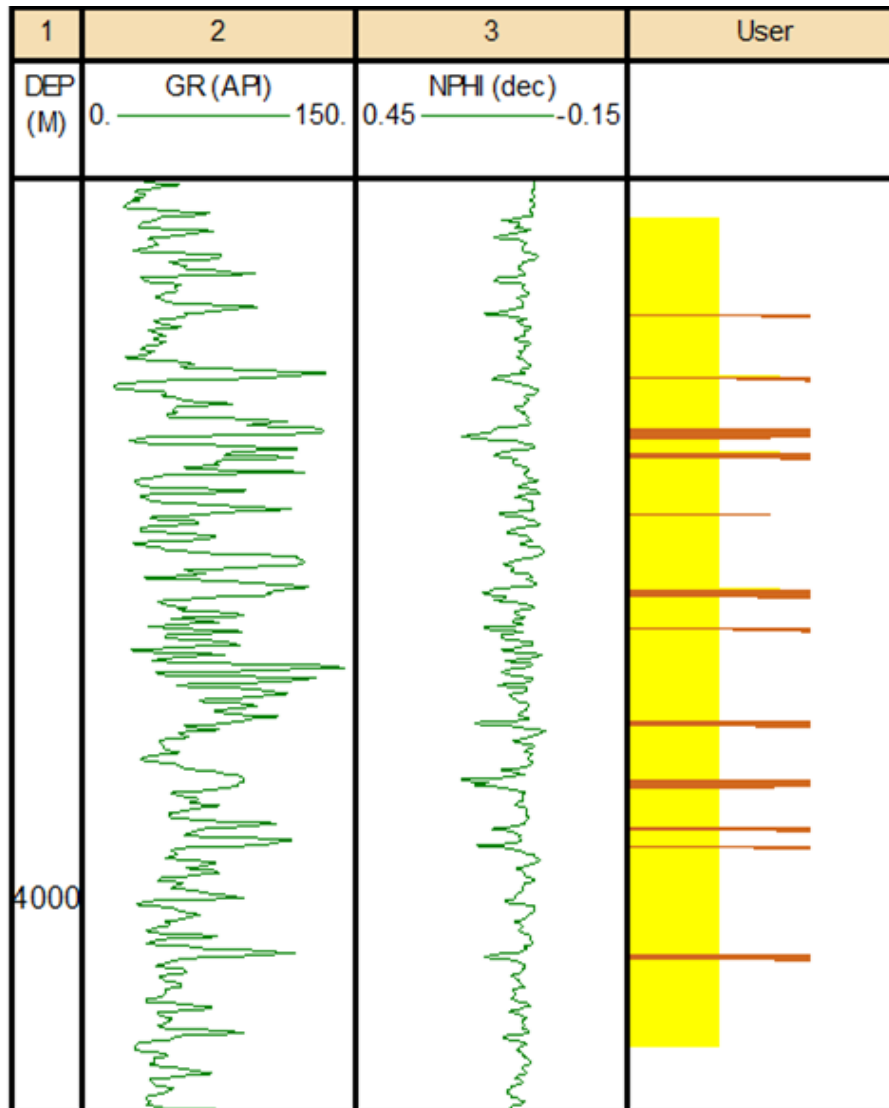


Figura 49 – Eletrofácies definidas para a Zona 2 do poço A. A eletrofácies amarela foi interpretada como areias limpas (sem argila ou com caulinitização incipiente), sem minerais pesados e ilita, relacionadas a valores mais baixos nos perfis neutrão (média de 0,083) e de raios-gama (média de 60 API); enquanto que a eletrofácies marrom foi interpretada como areias com mineral pesado, ricas em caulinita ilitizada ou ilita neoformada, condizentes com valores mais elevados dos perfis neutrão (média de 0,16) e de raios-gama (média de 86,3 API).

Na Zona 3 (que equivale, aproximadamente, em abrangência estratigráfica, ao intervalo litoestratigráfico informal Furnas Inferior segundo Assine, 1996) foram definidas duas eletrofácies (amarela e azul clara). A eletrofácies amarela possui um valor médio do perfil neutrão de 0,08 e desvio padrão de 0,012; enquanto que um valor médio do perfil de raios-gama de 43,4 API e desvio padrão de 6,8. Foi interpretada como areias limpas (sem ou com pouca argila) e sem minerais pesados, podendo ser correlacionada à de mesma cor das zonas anteriores. Já a eletrofácies azul clara possui um valor médio do perfil neutrão de 0,08 e desvio padrão de 0,011; enquanto que o perfil de raios-gama apresenta um valor médio de 71,9 API e desvio padrão de 10,9. Foi interpretada como areias com mineral pesado ou com caulinitização / ilitização incipientes, podendo ser correlacionada, exceto pela presença dos últimos, à de mesma cor da zona 1 (figura 50).

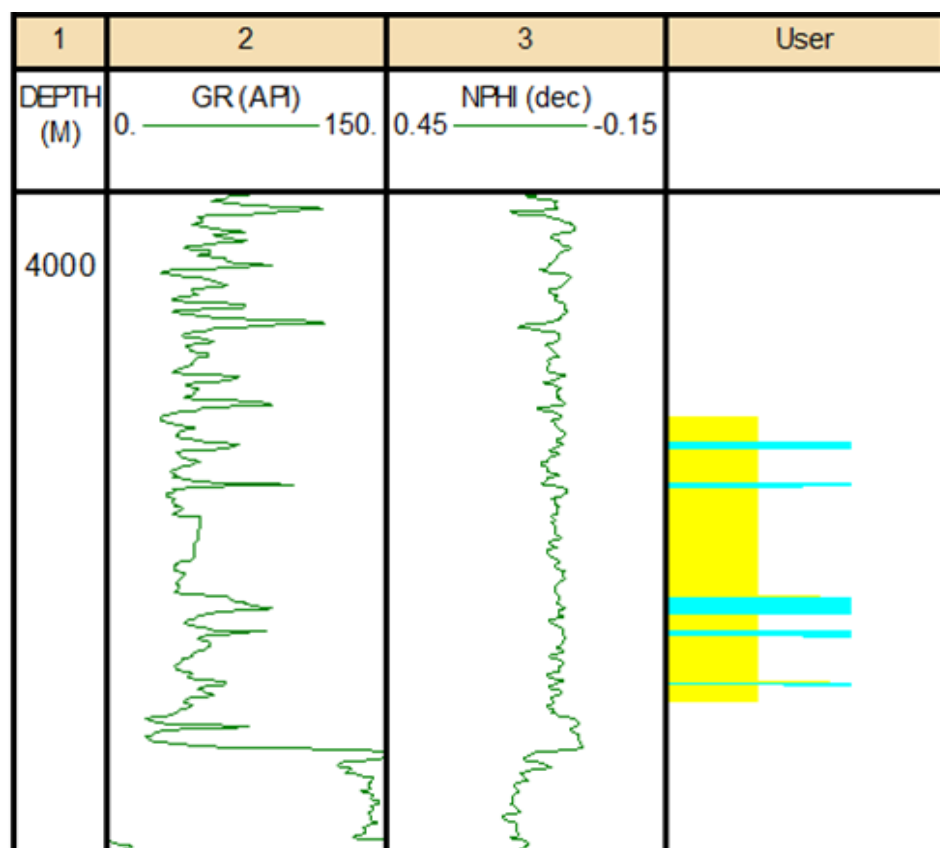


Figura 50 – Eletrofácies definidas para a Zona 3 do poço A. A eletrofácies amarela foi interpretada como areias limpas (sem ou com pouca argila) e sem minerais pesados, típicas de areias com baixos valores no perfil de raios-gama (média de 43,4 API), podendo ser correlacionada à de mesma cor das zonas anteriores; já a eletrofácies azul clara foi interpretada como areias com mineral pesado ou com caulinitização / ilitização incipientes, devido a valores mais elevados no perfil de raios-gama (média de 71,9 API), podendo ser correlacionada, exceto pela presença dos últimos, à de mesma cor da zona 1.

POÇO B – Assim como estabelecido para o poço A, as zonas criadas para a modelagem das eletrofácies nesse poço possuem, aproximadamente, a abrangência estratigráfica dos intervalos litoestratigráficos informais segundo Assine (1996). O intervalo Furnas Superior (no qual está contido o intervalo IV de Lobato e Borghi, 2005) não foi modelado, pois as condições do poço (arrobamento) impossibilitaram que houvesse confiabilidade no resultado (figura 51).

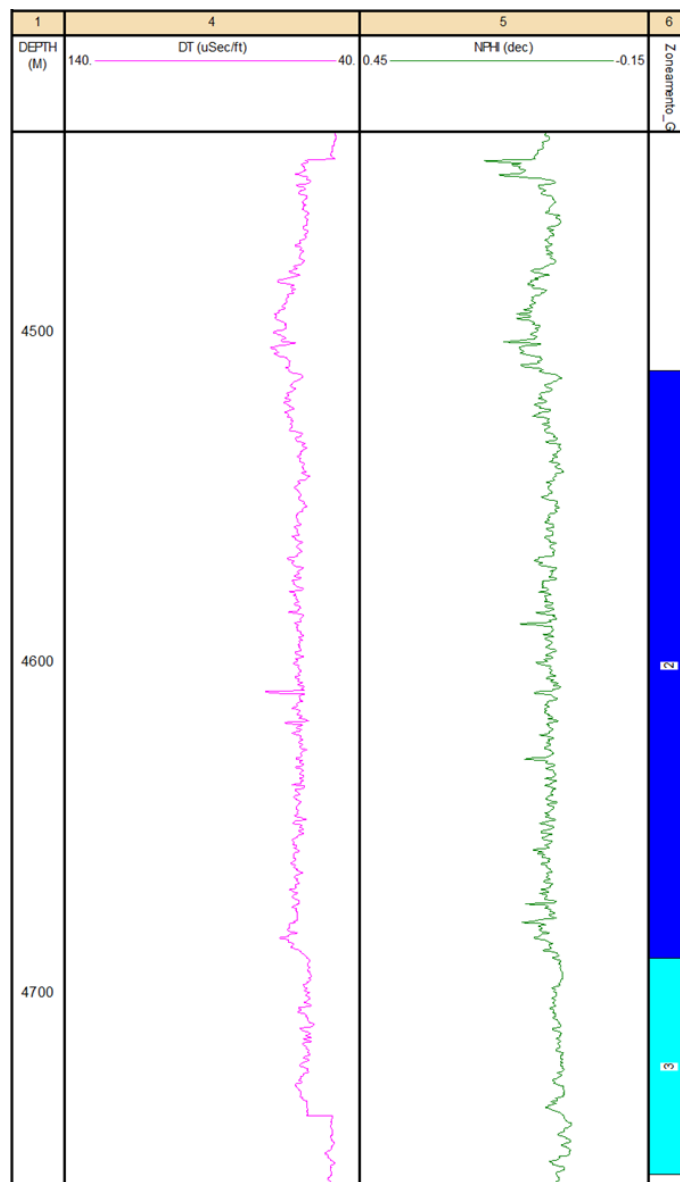


Figura 51 – Zonas delimitadas para a modelagem das eletrofácies no poço B. Essas zonas equivalem, aproximadamente, em abrangência estratigráfica, aos intervalos litoestratigráficos informais definidos por Assine (1996) como Furnas Mediano e Inferior. O intervalo Furnas Superior (zona 1), no qual está inserido o intervalo IV segundo Lobato e Borghi (2005) não foi utilizado, pois as condições do poço impossibilitaram a confiabilidade no resultado.

Para a modelagem das eletrofácies nesse poço foram utilizados os perfis sônico e neutrão (visto que o mesmo está mais afastado do estresse tectônico relacionado ao soerguimento do arco regional de Ponta Grossa) em todas as zonas citadas. A seguir será apresentado o resultado da modelagem por zona.

Na Zona 2 (que equivale, aproximadamente, em abrangência estratigráfica, ao intervalo litoestratigráfico informal Furnas Mediano segundo Assine, 1996 – o mais heterogêneo da sucessão sedimentar) foram reconhecidas duas eletrofácies (amarela e marrom). A eletrofácies amarela possui um valor médio do perfil sônico de 60,15 uSec/ft e desvio padrão de 1,0005; enquanto que o valor médio do perfil neutrão é de 0,05 e o desvio padrão de 0,007. Foi interpretada como areias limpas (sem ou com pouca argilosidade), podendo ser correlacionada às de mesma cor do poço A. Já a eletrofácies marrom possui uma média do perfil sônico de 62,5 uSec/ft e desvio padrão de 1,5; ao passo que o perfil neutrão apresenta um valor médio de 0,07 e desvio padrão de 0,01. Foi interpretada como um arenito argiloso (rico em caulinita e illita; figura 52), contendo minerais pesados, podendo ser correlacionada à de mesma cor e zona do poço A.

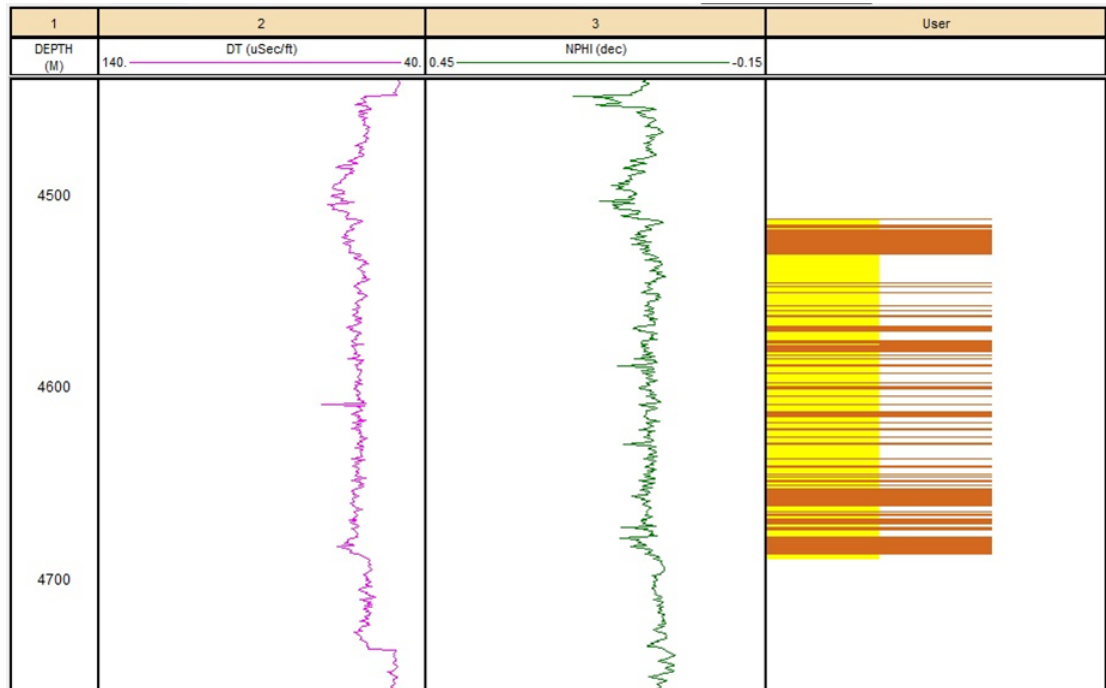


Figura 52 – Eletrofácies definidas para a Zona 2 do poço B. A eletrofácies amarela foi interpretada como areias limpas (sem ou com pouca argilosidade), relacionadas a valores mais baixos, sobretudo do perfil neutrão (média de 0,05); enquanto que a eletrofácies marrom foi interpretada como um arenito argiloso (rico em caulinita e ilita) contendo minerais pesados, condizentes com valores mais elevados, sobretudo do perfil neutrão (média de 0,07). Vale ressaltar que a diferenciação, em termos dos perfis utilizados para distinguir tais eletrofácies nesse poço, é mais sutil do que em relação ao poço A, pois a caulinitização e a ilitização foram incipientes (como mencionado anteriormente), denotando um comportamento mais suave dos perfis analisados.

Na Zona 3 (que equivale, aproximadamente, em abrangência estratigráfica, ao intervalo litoestratigráfico informal Furnas Inferior segundo Assine, 1996) foram definidas duas eletrofácies (amarela e laranja). A eletrofácies amarela pode ser correlacionada às outras de mesma cor (da zona anterior e às do poço A). Assim, foi interpretada como areias limpas ou com pouca argila, mas, distintamente das outras, tais areias são mais mal selecionadas e cimentadas (por quartzo e óxido de Ti), o que é corroborado pelo patamar deslocado à direita dos perfis utilizados na modelagem no seu intervalo de ocorrência. Possui um valor médio do perfil sônico de 58,3 uSec/ft e desvio padrão de 1,3; enquanto que o perfil neutrão apresenta um valor médio de 0,04 e desvio padrão de 0,008. Já a eletrofácies laranja possui um valor médio do perfil sônico de 49,6 uSec/ft e desvio padrão de 0,63; enquanto que o perfil neutrão apresenta um valor médio de 0,03 e desvio padrão de 0,01. Representa um trecho ainda pior selecionado e cimentado (o que se reflete no fechamento de porosidade observado, marcado

pela brusca deflexão à direita dos perfis sônico e neutrão) do que em relação ao da eletrofácies amarela (figura 53).

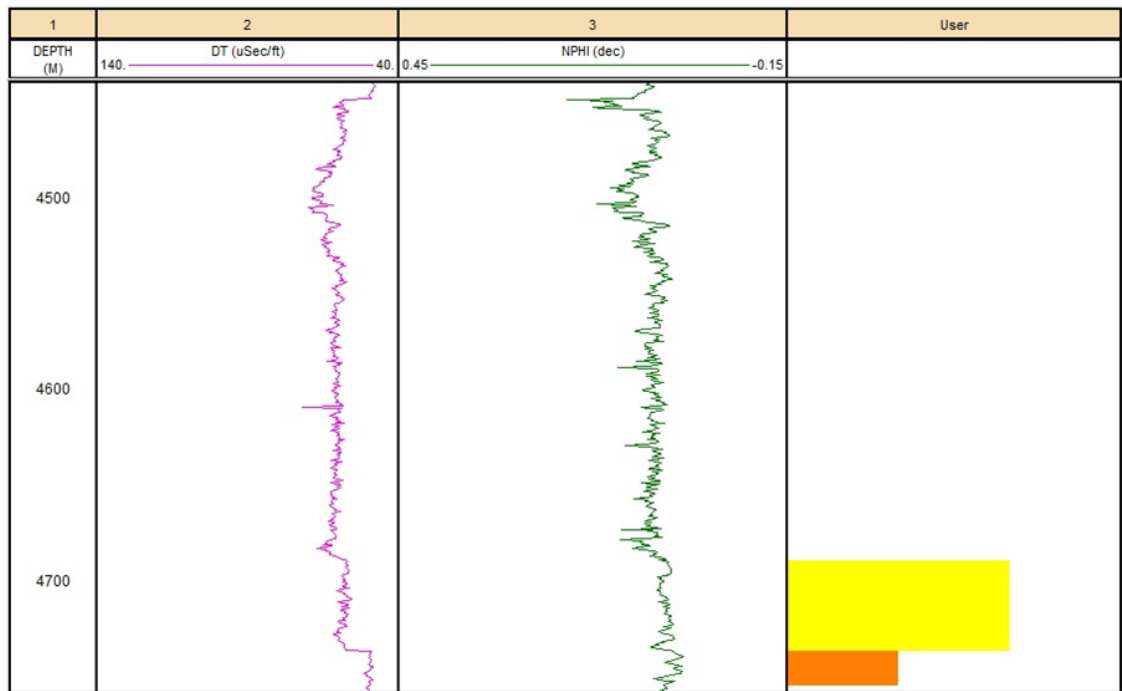


Figura 53 – Eletrofácies definidas para a Zona 3 do poço B. A eletrofácies amarela foi interpretada como areias limpas ou com pouca argila (condizente com um comportamento mais homogêneo dos perfis utilizados, se comparado à zona anterior). É correlacionável às outras de mesma cor (da zona anterior e às do poço A), mas distintamente dessas, suas areias são mais mal selecionadas e cimentadas (por quartzo e óxido de Ti), o que é corroborado pelo patamar deslocado à direita dos perfis sônico e neutrão. Já a eletrofácies laranja representa um trecho ainda mais mal selecionado e cimentado (o que se reflete no fechamento de porosidade observado, marcado pela brusca deflexão à direita dos perfis sônico e neutrão) do que em relação ao da eletrofácies amarela.

8 CORRELAÇÃO ENTRE OS DADOS DE SUPERFÍCIE (AFLORAMENTO) E OS DE POÇOS

Essa etapa do estudo objetiva a correlação do perfil composto elaborado em afloramento (perfil de raios-gama vs. perfil litológico; q.v. cap. 4, pg. 37), onde os 4 intervalos estratigráficos de Lobato e Borghi (2005) foram reconhecidos, com os dois poços perfurados pela Petrobras (próximo a borda leste da bacia – poço A – e mais ao centro da mesma – poço B), com a finalidade de corroborar o detalhamento estratigráfico alcançado em afloramento e de demonstrar o seu caráter regional. Outro objetivo do capítulo é confrontar a correlação proposta (obtida pela integração de todos os dados disponíveis, quais sejam os faciológicos, petrográficos e petrofísicos) com outras correlações da literatura, dando destaque a de Assine (1996).

Este autor, como descrito pormenorizadamente no capítulo 3 desta dissertação, propôs a subdivisão da Formação Furnas em 3 intervalos litoestratigráficos informais, caracterizados por uma assembléia faciológica distinta, que denominou de Furnas Inferior, Mediano e Superior. Esses 3 intervalos, definidos em afloramentos da borda leste da bacia do Paraná, foram, então, correlacionados com poços perfurados pela Petrobras na borda oeste da bacia através de perfis de raios-gama com o objetivo de demonstrar o caráter regional desses intervalos. Todavia, tal correlação não é condizente com a natureza geológica dos arenitos, sobretudo no que diz respeito ao intervalo Furnas Mediano (descrito pelo autor como apresentando padrão serrilhado nos perfis de raios-gama devido a presença de camadas argilosas intercaladas aos arenitos). Como já discutido nessa dissertação, processos diagenéticos (mais especificamente o de ilitização), assim como a presença de minerais pesados (que contém Th^{232} e U^{238} em sua estrutura) influenciaram o comportamento radioativo dos arenitos, levando o autor a interpretações estratigráficas não condizentes com a realidade geológica dos mesmos.

Tendo em vista tal problemática, Lobato e Borghi (2005), como já mencionado, elaboraram um perfil litológico detalhado em uma sucessão estratigráfica de 200 m de espessura de arenitos da Formação Furnas aflorante no Parque Estadual do Cânion do Guartelá (Município de Tibagi, PR). Em seu trabalho, foram identificados 86 ciclos deposicionais e 10 fácies sedimentares (q.v. cap.3, pg. 25), descritas em escala de detalhe. Com esse nível de detalhamento, os autores puderam obter um refinamento estratigráfico maior para a Formação Furnas, que foi subdividida, então, em 4 intervalos estratigráficos (I –

IV). Tais intervalos, em geral, comparados aos de Assine (1996), possuem maior resolução estratigráfica, sendo o intervalo I correlacionável, aproximadamente, em abrangência, ao intervalo Furnas Inferior; os intervalos IIa, IIb e III ao intervalo Furnas Mediano; e o intervalo IV ao intervalo Furnas Superior daquele autor.

Com o objetivo de atestar esse detalhamento estratigráfico, um perfil de raios-gama multiespectral (RG total, K^{40} , Th^{232} e U^{238}) foi elaborado pelo autor desta dissertação ao longo do perfil litológico de Lobato e Borghi (2005), com o qual foi obtido o perfil composto da área de estudo; quando correlacionado com os dados dos poços (pela integração de outros dados disponíveis de afloramento, quais sejam os petrográficos e petrofísicos / radioativos), demonstra o caráter regional dos intervalos estratigráficos definidos.

Assim, a seguir, serão apresentadas as correlações propostas no presente estudo entre os dados de superfície (afloramento) e os de poços (figuras 54 e 55), para, ao longo do texto, serem discutidos mais detalhadamente os fatores geológicos (dados faciológicos, petrográficos e petrofísicos / radioativos) que permitiram tais correlações. As figuras também mostram os intervalos estratigráficos definidos por Lobato e Borghi (2005) – que apresentam uma maior resolução estratigráfica – confrontados com os de Assine (1996) – mais abrangentes.

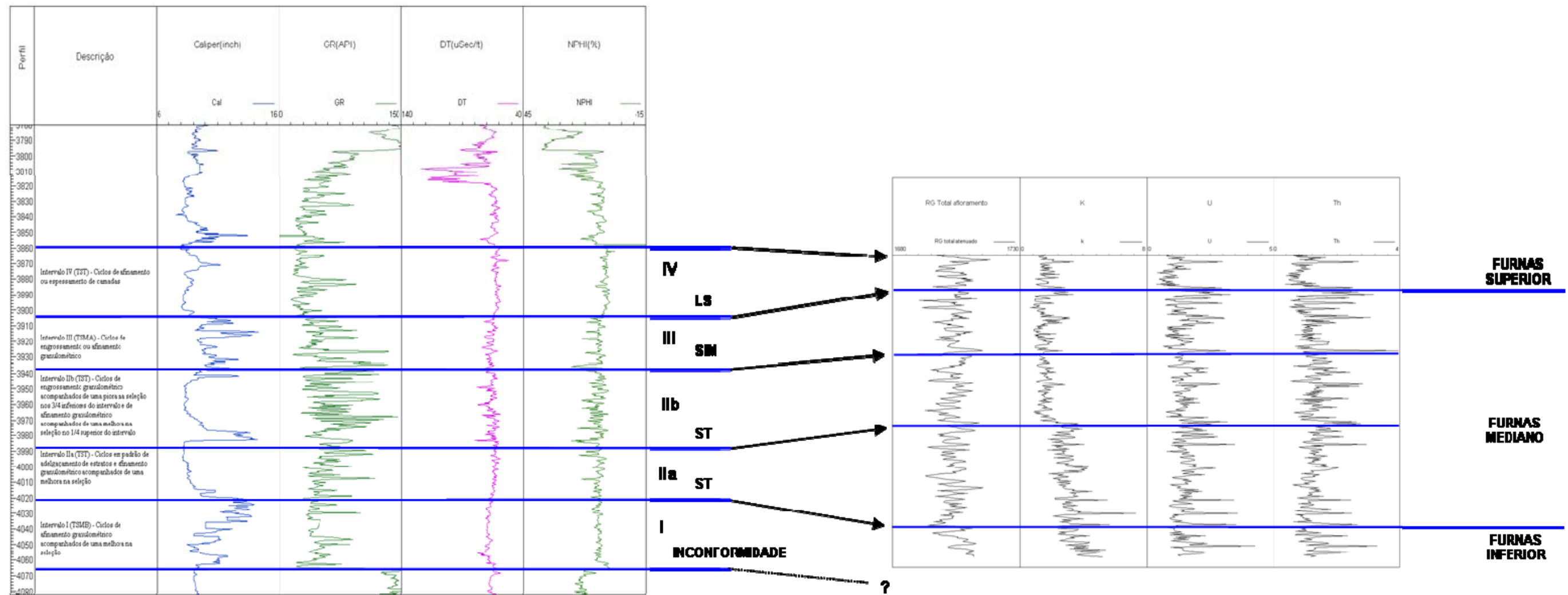


Figura 54 – Correlação obtida entre os dados de superfície (afloramento) e os do poço A através da integração dos dados faciológicos, petrográficos e petrofísicos. Notar o maior refinamento estratigráfico alcançado por Lobato e Borghi (2005) em relação a Assine (1996). I – IV – intervalos estratigráficos segundo Lobato e Borghi (2005); Furnas Superior, Mediano e Inferior – intervalos litoestratigráficos informais segundo Assine (1996); ST = superfície transgressiva; SIM = superfície de inundação máxima; LS = superfície limite de sequência; GR = perfil de raios-gama; DT = perfil sônico; NPHI = perfil neutrão. Descrição sedimentológica dos intervalos segundo Lobato e Borghi (2005).

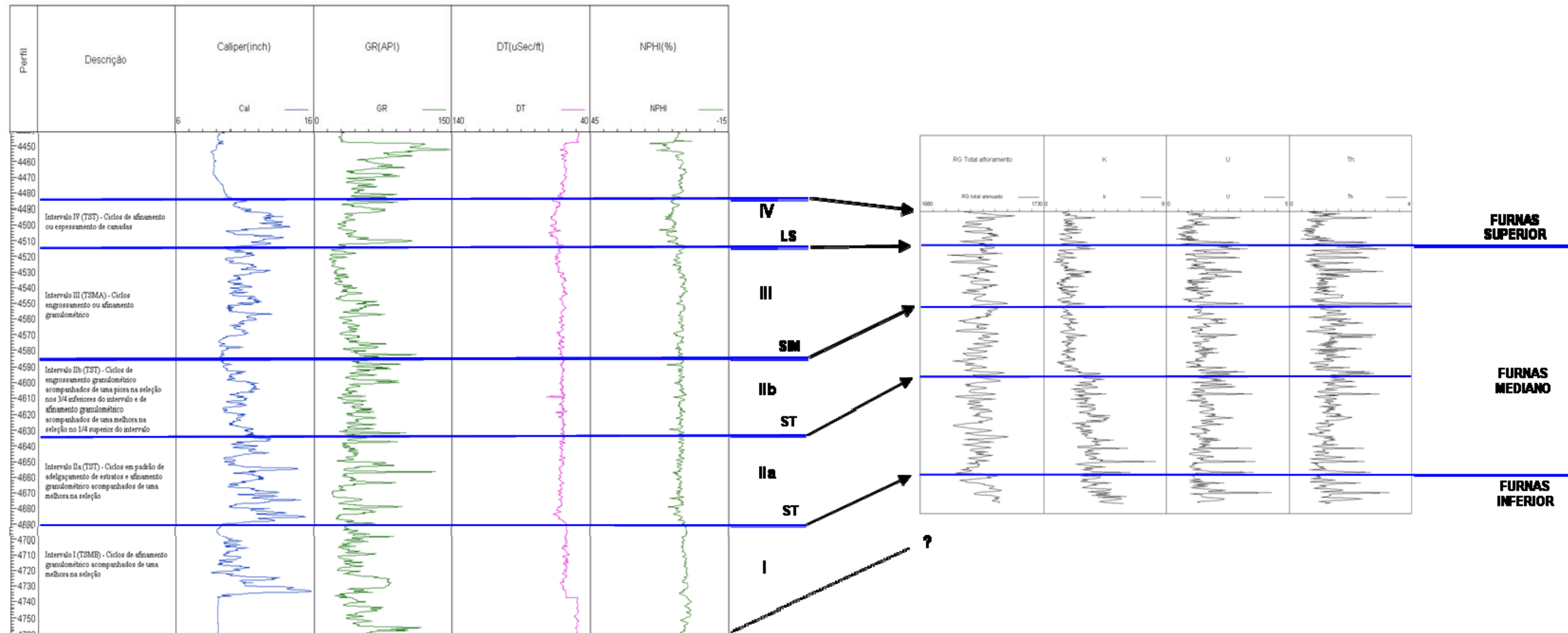


Figura 55 – Correlação entre os dados de superfície (afloramento) e os do poço B através da integração dos dados faciológicos, petrográficos e petrofísicos. Assim como mencionado para a figura anterior, destaca-se o maior refinamento estratigráfico alcançado por Lobato e Borghi (2005) em relação a Assine (1996). I – IV – intervalos estratigráficos segundo Lobato e Borghi (2005); Furnas Superior, Mediano e Inferior – intervalos litoestratigráficos informais segundo Assine (1996); ST = superfície transgressiva; SIM = superfície de inundação máxima; LS = superfície limite de sequência; GR = perfil de raios-gama; DT = perfil sônico; NPHI = perfil neutrão. Descrição sedimentológica dos intervalos segundo Lobato e Borghi (2005).

Os dados faciológicos, analisados em termos de associações de fácies em elementos arquiteturais (q.v.cap. 3, pg. 27), contribuíram para identificar os intervalos estratigráficos de Lobato e Borghi (2005) nas curvas geofísicas (de raios-gama, neutrão, sônico e caliper) dos poços (A e B); todos esses intervalos, como mencionado anteriormente, apresentam comportamento distinto nas curvas, o que denota as mudanças faciológicas que os diferenciam. O reconhecimento dessas fácies nos perfis geofísicos, assim como dos elementos arquiteturais nos quais se associam não foi possível, pois para esse reconhecimento seria necessário um valor característico de porosidade (obtido das amostras via porosímetro, por exemplo) para cada fácies ou para suas associações em elementos arquiteturais. Assim, fica a menção, como já abordado na presente dissertação, de que certas fácies ou suas associações, são abundantes ou predominam em um determinado intervalo estratigráfico em detrimento de outro (q.v. cap. 3, quadro 5), o que certamente controlou a permo-porosidade dos corpos sedimentares e se refletiu nas curvas geofísicas analisadas (mais especificamente as de porosidade).

Tais mudanças permo-porosas controladas pela faciologia possibilitaram a percolação diferencial de fluídos (eogenéticos – relacionados à percolação da água meteórica – e mesogenéticos – a fluídos quentes oriundos do magmatismo e soerguimento ao longo do arco regional de Ponta Grossa) na sucessão estratigráfica e, como consequência, a concentração preferencial dos processos diagenéticos de caulinitização e ilitização na mesma.

A caulinitização (eogenética), interpretada como oriunda da ação da água meteórica, foi condicionada pela exposição das areias previamente depositadas devido ao máximo regressivo do nível relativo do mar (superfície limite de sequência – que encerra o intervalo III) tendo sido concentrada, dessa maneira, nos intervalos IIb e III. Em relação aos poços (A e B), como o poço A está localizado próximo a borda da bacia (onde o regime meteórico é mais efetivo se comparado ao seu centro – segundo modelos de circulação de fluídos em bacias intracratônicas), o processo de caulinitização é mais evidente, se comparado ao poço B (que se localiza mais ao centro da bacia), o que é corroborado pelo comportamento mais serrilhado dos perfis sônico e neutrão.

Quanto à ilitização (mesogenética), assumindo sua gênese predominante nos poços pela reação entre caulinita e K-feldspato sob alta temperatura, sua maior concentração foi controlada, dessa maneira, pelo processo de caulinitização e, portanto, tal processo é mais expressivo também nos intervalos IIb e III e no poço A (em detrimento do poço B), o que se

reflete no comportamento mais serrilhado do perfil de raios-gama observado nesse poço, assim como dos outros perfis mencionados (sônico e neutrão).

Por fim, a análise de minerais pesados (de monazita, xenotímio e zircão – que contém Th^{232} e U^{238} em sua estrutura; vide curvas de Th e U na figura acima), separados em laboratório, mostra que a maior concentração desses minerais nos intervalos IIa, IIb e III (que equivalem, aproximadamente, em abrangência estratigráfica, ao intervalo litoestratigráfico informal Furnas Mediano segundo Assine, 1996) justifica, juntamente com a presença de ilitização (mencionada anteriormente), o comportamento mais serrilhado observado no perfil de raios-gama descrito na literatura (e.g. Assine, 1996 e Bergamaschi e Pereira, 2001) para os arenitos da Formação Furnas em sua parte mediana, o que coaduna as correlações propostas no presente estudo (entre os dados de afloramento e os de poços), mais condizentes com a realidade geológica dos arenitos em questão.

9 CARACTERIZAÇÃO DA QUALIDADE DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO FURNAS COMO RESERVATÓRIO PETROLÍFERO

Poços – Tendo em vista o conceito de zoneamento estratigráfico aplicado pela Petrobras para reservatórios, visando contribuir para a racionalização do processo de planejamento e gerenciamento da lavra de petróleo na bacia do Paraná, sugere-se a criação de duas subzonas denominadas Furnas A e B (equivalentes estratigraficamente aos intervalos IV e I de Lobato e Borghi, 2005, respectivamente), correlacionáveis, aproximadamente, em termos de abrangência, aos intervalos Furnas Superior e Inferior segundo Assine (1996). Os intervalos IIa, IIb e III (que equivalem, aproximadamente, em abrangência, ao intervalo Furnas Mediano segundo Assine, 1996) não foram contemplados nessa subdivisão por terem sido considerados, no presente estudo, como intervalos não reservatório (devido sua intensa heterogeneidade e, em sua maioria, baixa permo-porosidade). Assim, em termos da qualidade de reservatório de cada subzona proposta, em relação ao poço A, a subzona Furnas B (intervalo I / Furnas Inferior) apresenta as melhores características para reservatório (melhores permo-porosidades; figuras 56 e 57).

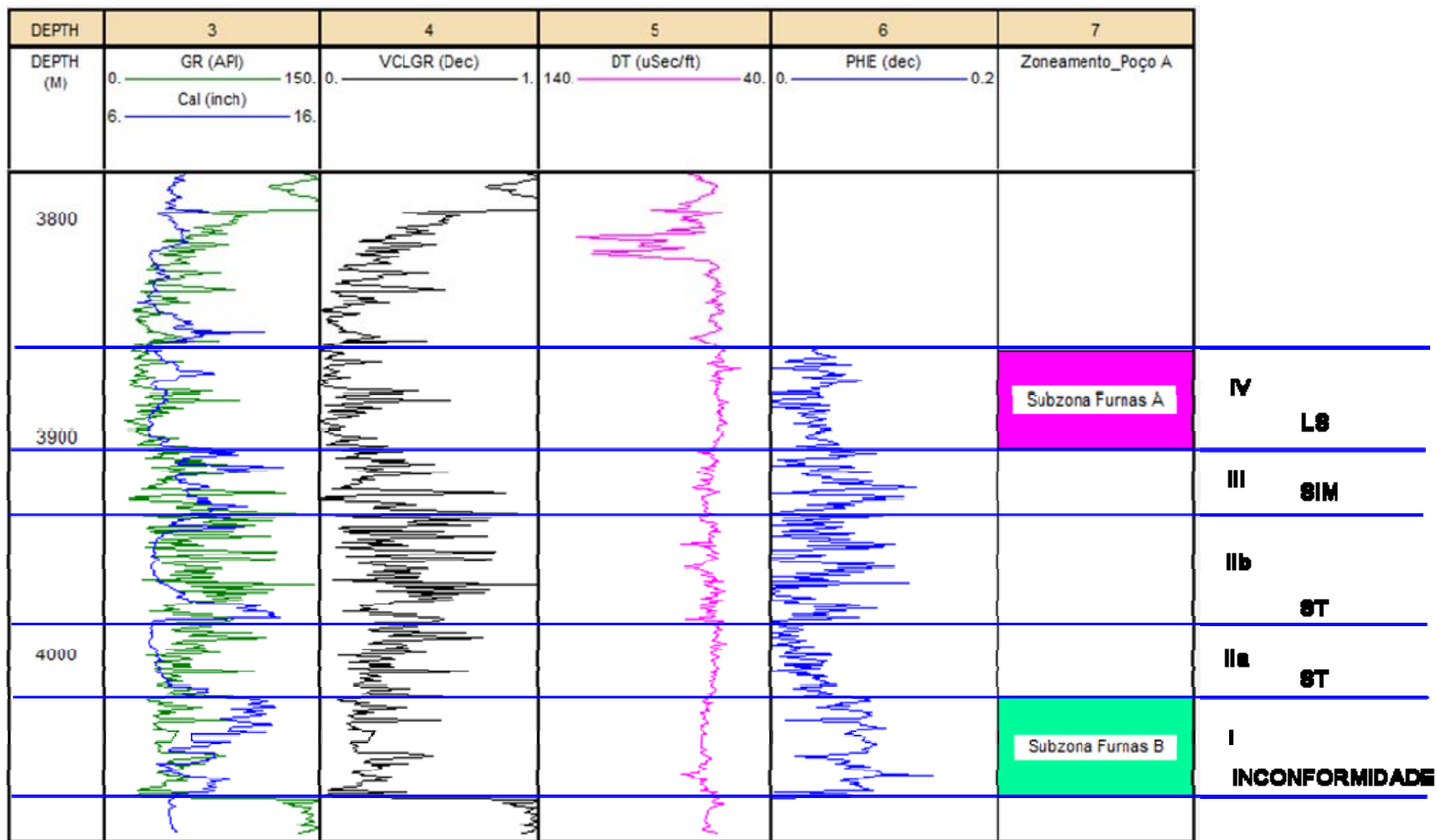


Figura 56 – Subzonas Furnas A e B propostas no presente estudo para o poço A. Estas equivalem estratigraficamente aos intervalos IV e I segundo Lobato e Borghi (2005) e são correlacionáveis, aproximadamente, em termos de abrangência, aos intervalos litoestratigráficos informais Furnas Superior e Inferior (segundo Assine, 1996), respectivamente. GR = perfil de raios-gama; VCLGR = volume de folhelho (VSH) calculado a partir do perfil de raios-gama; DT = perfil sônico; PHIE = porosidade efetiva (sem o efeito da argila).

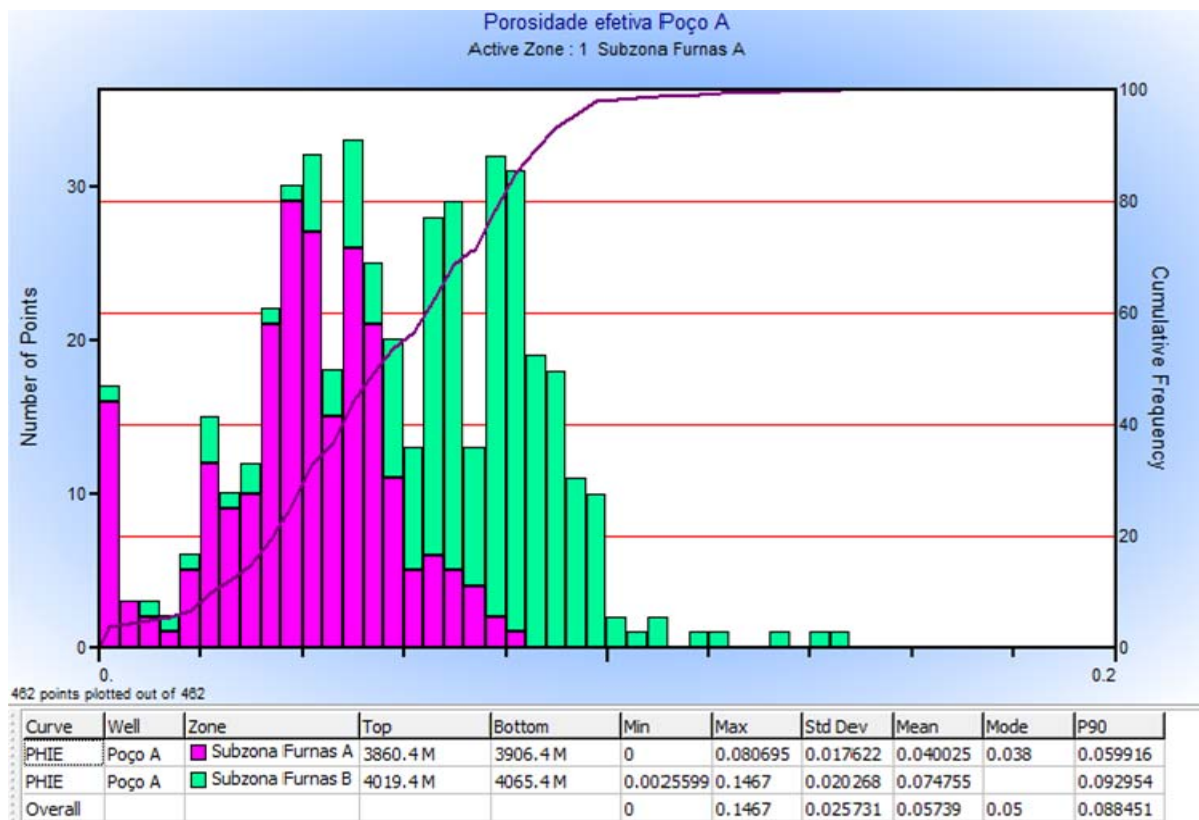


Figura 57 – Histograma da porosidade efetiva (sem o efeito da argila) obtido para as subzonas Furnas A e B para o poço A. A subzona Furnas B (intervalo I / Furnas Inferior) apresenta as melhores características permo-porosas dentre as duas subzonas propostas (média de aproximadamente 7,5 % de porosidade na figura).

No poço B, a mesma subzona não apresenta boas características para reservatório, pois os arenitos desse intervalo encontram-se extremamente cimentados por quartzo e óxido de Ti diagenéticos. O intervalo IV não foi considerado para a análise nesse poço, pois nesse trecho o poço apresenta extenso arrombamento, o que afetou a qualidade das curvas (figuras 58 e 59).

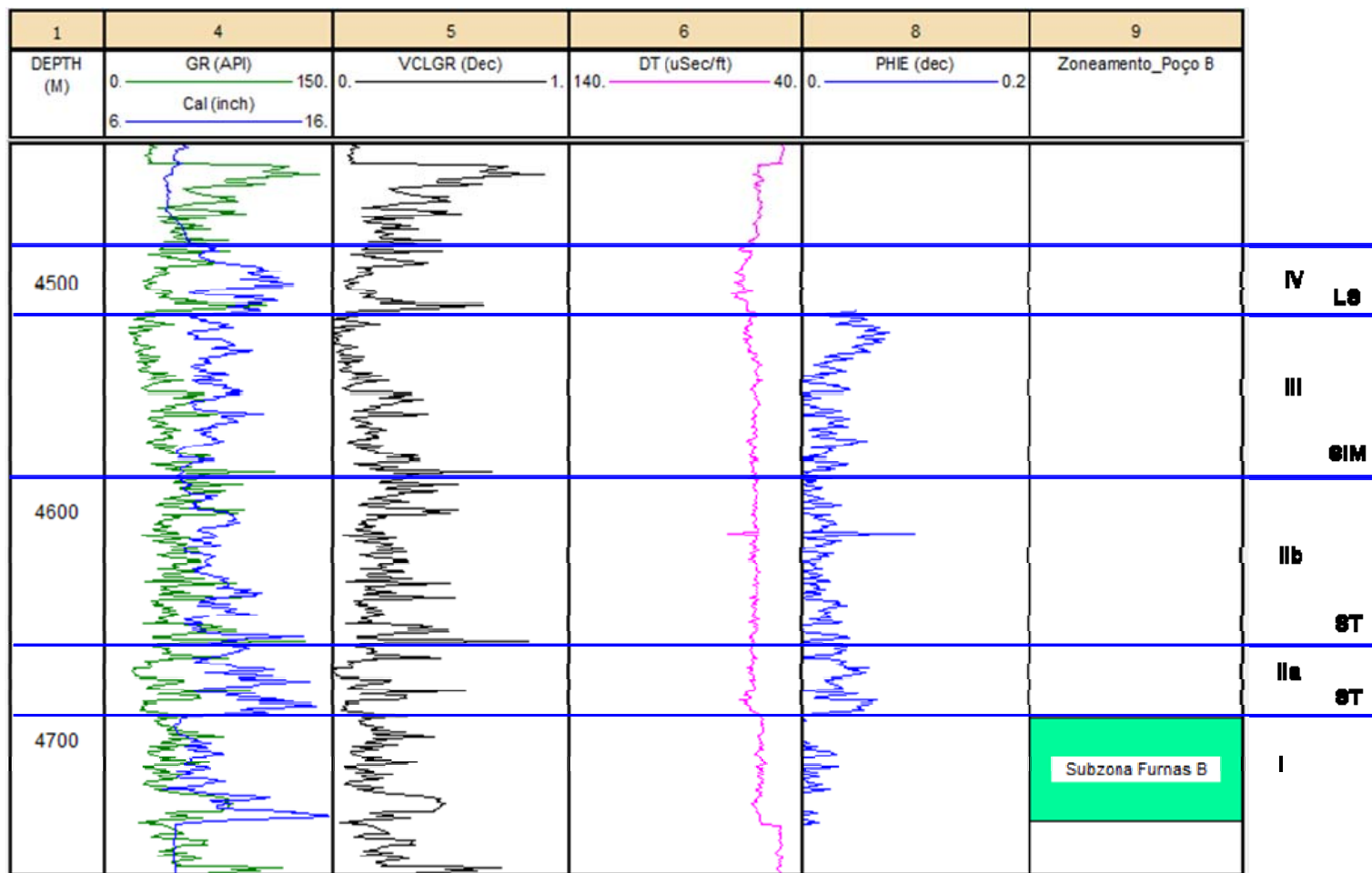


Figura 58 – Subzona Furnas B (intervalo I / Furnas Inferior) no poço B. Esta subzona, nesse poço, não apresenta boas características para reservatório, pois os arenitos desse intervalo encontram-se extremamente cimentados por quartzo e óxido de Ti diagenéticos. O intervalo IV não foi considerado para a análise nesse poço, pois nesse trecho o poço apresenta extenso arrombamento, o que afetou a qualidade das curvas. GR = perfil de raios-gama; VCLGR = volume de folhelho (VSH) calculado a partir do perfil de raios-gama; DT = perfil sônico; PHIE = porosidade efetiva (sem o efeito da argila).

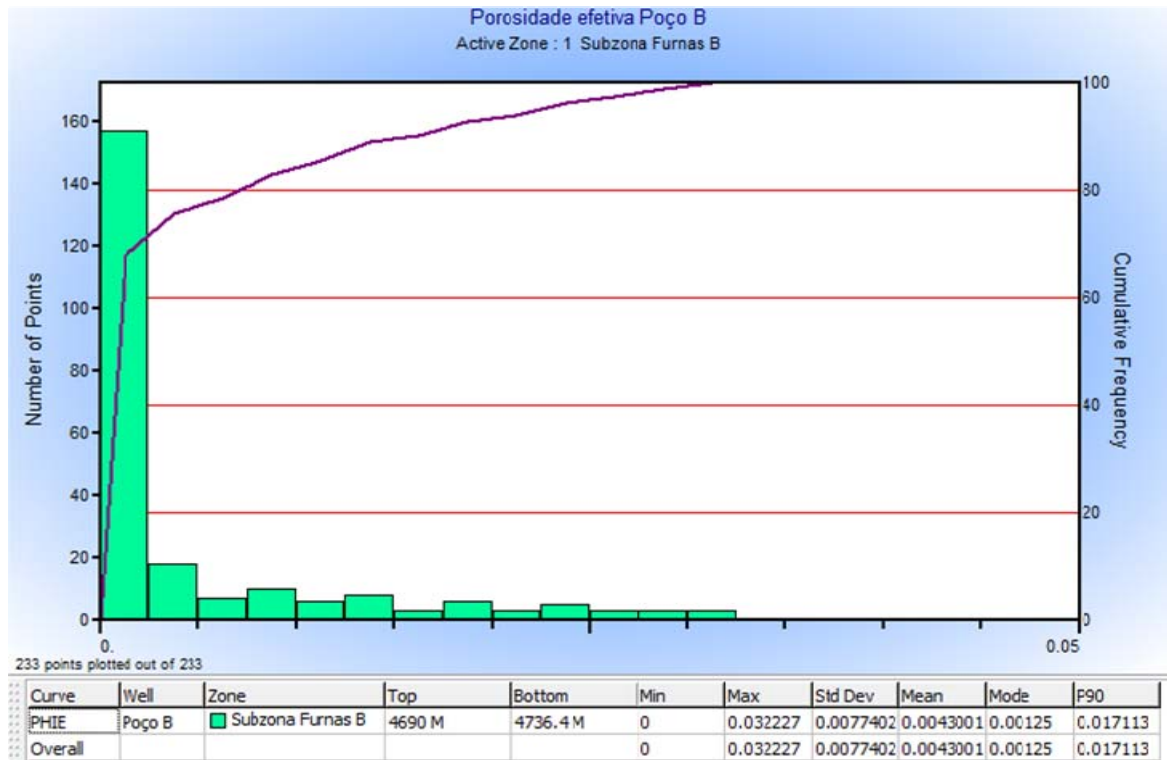


Figura 59 – Histograma da porosidade efetiva (sem o efeito da argila) obtido para a subzona Furnas B no poço B. Notar o baixo valor médio de porosidade do intervalo (menor que 1 %), atestando sua má qualidade devido à intensa cimentação.

Afloramento – Nessa etapa do presente estudo reservo a discussão sobre como a evolução diagenética proposta para os arenitos da Formação Furnas em afloramento (borda leste da bacia do Paraná; v. fig. 41, pg. 65), obtida através das análises petrográficas das amostras, impactou na distribuição de arenitos com melhores características permo-porosas na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá, o que permitirá certo grau de correlação com áreas situadas próximas ao arco regional de Ponta Grossa e que foram sujeitas, parcial ou indiscriminadamente, aos mesmos eventos geológicos que impactaram na qualidade desses arenitos como potenciais reservatórios de hidrocarbonetos. A figura a seguir apresenta esquematicamente esses eventos, ressaltando quais foram responsáveis por geração e quais pela obliteração da porosidade.

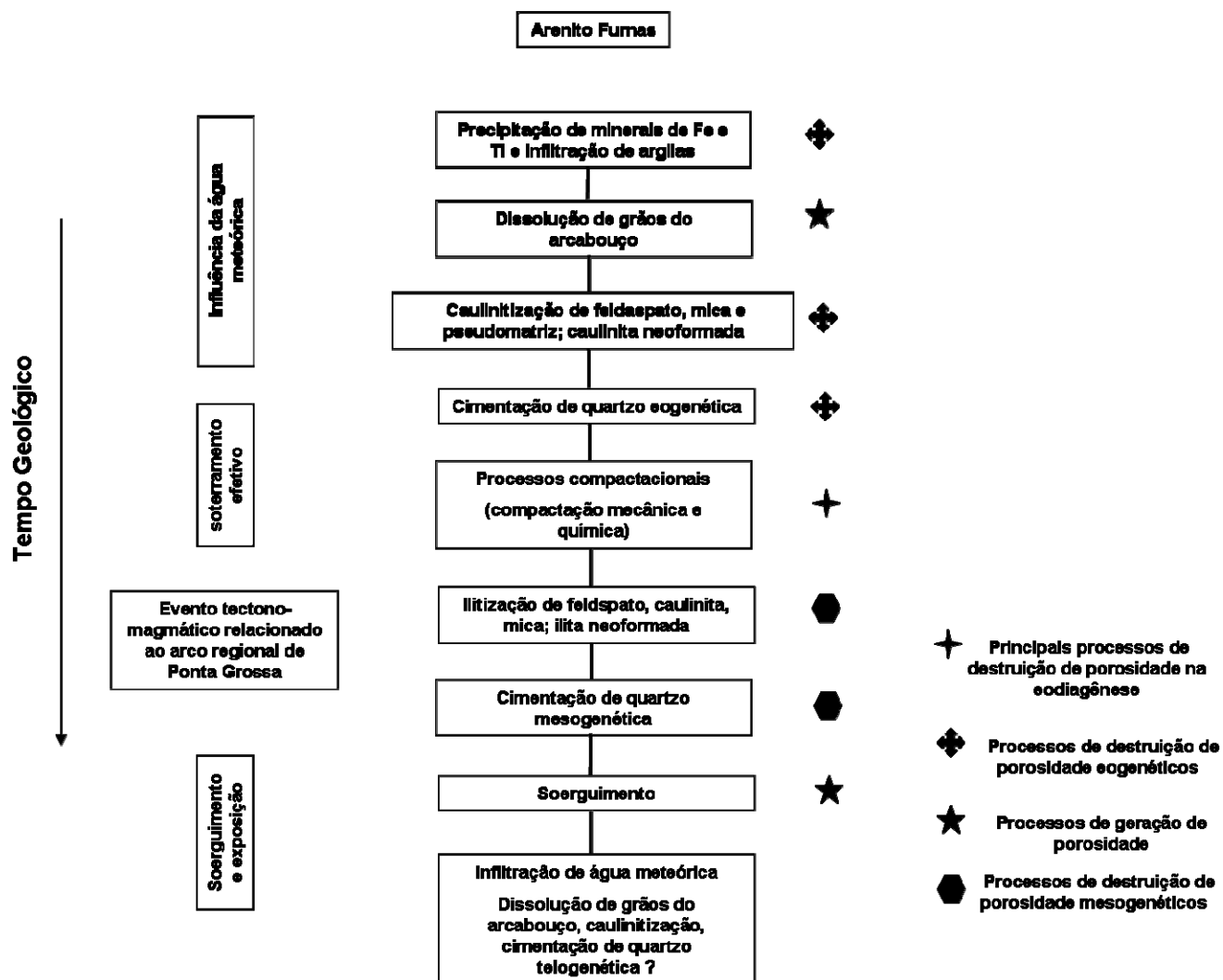


Figura 60 – Principais eventos geológicos responsáveis por geração e obliteração da porosidade nos arenitos da Formação Furnas na borda leste da bacia do Paraná (modificado de De Ros, 1998).

Como mostrado na figura 60, a dissolução de grãos do arcabouço, principalmente de feldspatos, na eodiagênese inicial, juntamente com o soerguimento experimentado pela rocha na telodiagênese, foram os mecanismos principais responsáveis por geração de porosidade nos arenitos da Formação Furnas na borda leste da bacia do Paraná (aproximadamente 69 % da porosidade total observada), estendendo-se por todas as amostras analisadas; respectivamente, poros secundários (agigantados, móldicos e intragranulares) e de descompactação foram gerados. Poros de fratura em grão e rocha também têm contribuição importante (cerca de 27 % da porosidade total); estes ocorrem, preferencialmente, até a amostra 6 (cerca de 70 m de cota na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá) e aqueles distribuem-se por toda a citada sucessão; os últimos podem estar relacionados ao estresse tectônico relativo ao soerguimento do arco regional de Ponta Grossa. Poros intergranulares originais são raros nas amostras analisadas e distribuem-se de maneira aleatória ao longo da sucessão, perfazendo cerca de 4 % da porosidade total.

Apesar do processo de dissolução ter gerado um interessante montante de porosidade secundária, como mencionado, esse montante poroso gerado não se consolidou como ganho efetivo. O colapsamento da trama sedimentar (intergranular e secundária) por compactação (mecânica e química) foi o mecanismo principal responsável pela redução da porosidade na eodiagênese inicial do que em relação à cimentação (figura 61).

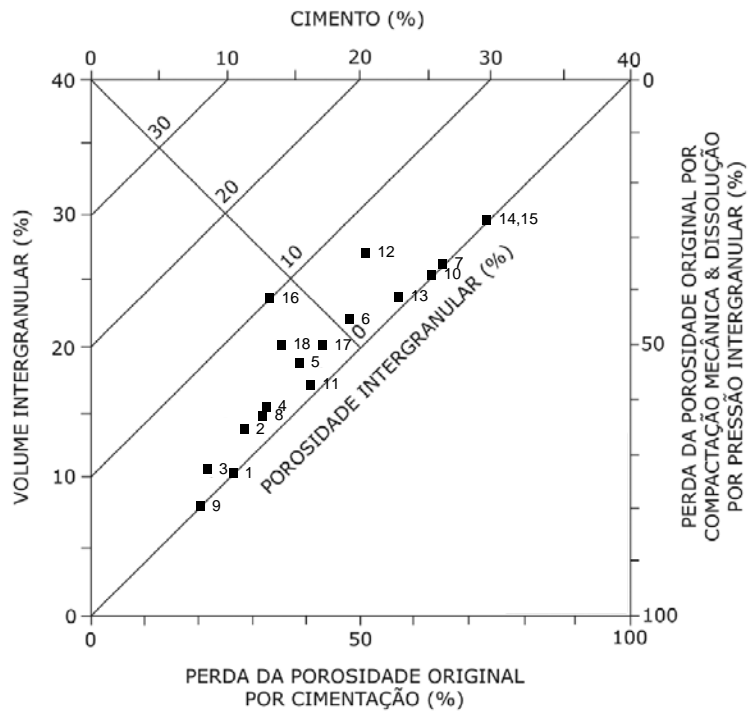


Figura 61 – Plote dos constituintes eogenéticos vs. o volume intergranular das 18 amostras analisadas no atual estudo (cf. Houseknecht, 1987). O gráfico mostra que a compactação (mecânica e química) foi o mecanismo preponderante em relação à cimentação na obliteração da porosidade em condições eogenéticas. Notar ainda que quanto maior o volume intergranular maior o valor de cimento.

Quando preservado por uma cimentação de quartzo eogenética pré-compactacional (vide fig. 31, pg. 55), concentrada onde a atuação da água meteórica foi mais efetiva, o arcabouço poroso revela-se extremamente heterogêneo e pobremente conectado por finas gargantas porosas residuais reduzidas por cimentação e dissolução por pressão.

As figuras 61 e a 62 (a seguir) também mostram que as melhores distribuições de porosidade na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá estão nos intervalos onde a cimentação foi menos intensa (nas partes mais basais e superiores – intervalos I e IV segundo Lobato e Borghi, 2005).

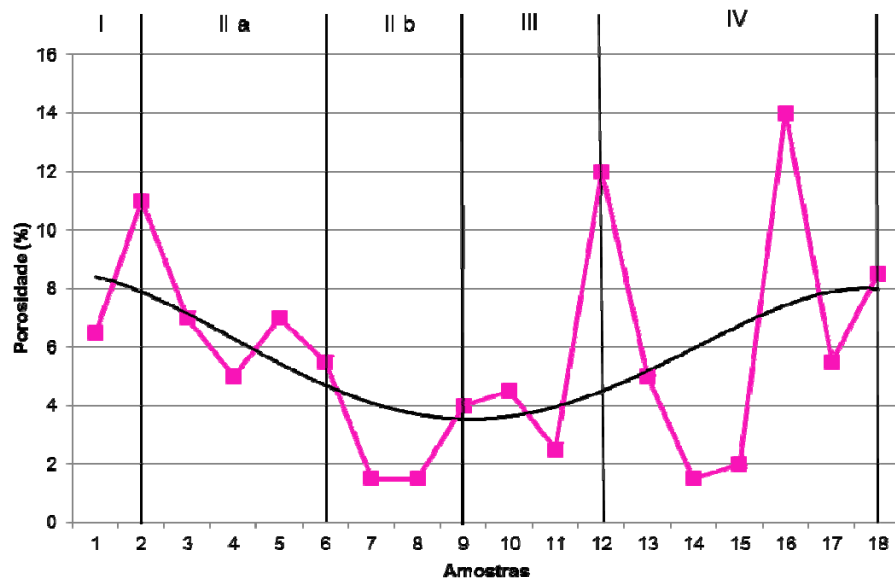


Figura 62 – Distribuição da porosidade em função das amostras na sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá, evidenciando que as melhores porosidades estão nos intervalos I e IV de Lobato e Borghi (2005).

Assim, com base na integração dos dados dos poços e do afloramento, indica-se o intervalo I e, alternativamente, o intervalo IV, como os melhores para reservatórios de hidrocarbonetos na Formação Furnas. Além do mais, sugere-se, visando futuras campanhas exploratórias na bacia, assim como De Ros (1998), regiões mais afastadas do arco regional de Ponta Grossa (onde a cimentação de quartzo e o processo de ilitização foram intensos) e em profundidades intermediárias (por volta de 2000 m, onde a compactação mecânica e a dissolução por pressão são menos expressivos) como prováveis localizações de arenitos com melhores características permo-porosas.

10 CONCLUSÃO

Como somatório ao detalhamento estratigráfico da Formação Furnas, o presente estudo mostra uma correlação consistente entre os dados de superfície (afloramento) e os de poços, o que oferece uma melhor resolução estratigráfica para correlação na Formação Furnas, até então realizada, por outros autores na literatura (e.g. Assine, 1996 e Bergamaschi e Pereira, 2001), por meio de perfis de raios-gama. Os resultados do presente estudo evidenciaram que fatores geológicos como a presença de minerais pesados (de monazita, xenotímio e zircão – que contém Th^{232} e U^{238} em sua estrutura) e ilita (que contém K^{40}) nos arenitos da Formação Furnas, não abordados pelos autores citados, influenciaram o comportamento desse perfil, levando-os a propostas estratigráficas não condizentes com a real natureza geológica dos mesmos (elaboradas atribuindo-se à argilosidade deposicional presente nesses arenitos como responsável pelo comportamento serrilhado no perfil de raios-gama – sobretudo em sua porção mediana).

Tal detalhamento alcançado permitiu uma melhor caracterização geológica dos arenitos (do ponto de vista de suas heterogeneidades), considerados possíveis reservatórios, em intervalos estratigráficos mais resolvidos, o que auxilia futuras campanhas exploratórias / explotatórias na bacia do Paraná. A correlação desses intervalos (afloramento) com os poços foi possível integrando-se todos os dados disponíveis no presente estudo (faciológicos, petrográficos e petrofísicos – distintos em cada intervalo).

Em afloramento, foi interpretado que as mudanças faciológicas possibilitaram a percolação diferencial de fluídos (eogenéticos – relacionados à percolação da água meteórica – e mesogenéticos – a fluídos quentes oriundos do magmatismo e soerguimento ao longo do arco regional de Ponta Grossa) e, como consequência, a concentração preferencial dos processos diagenéticos de caulinitização e ilitização na sucessão sedimentar do Cânion do Quartelá. O processo de caulinitização, dessa maneira, concentrou-se nas porções mais superiores da referida sucessão (onde a atuação da água meteórica foi mais efetiva); já o de ilitização em sua metade inferior (onde a circulação dos fluídos quentes ocorreu de forma extensiva).

Nos poços, ambos esses processos ocorrem, predominantemente, nos intervalos IIb e III (nos quais se observam as maiores deflexões nos perfis de raios-gama, sônico e neutrão). A caulinitização foi associada ao máximo regressivo do nível relativo do mar (superfície limite de sequência – que encerra o intervalo III), então responsável pela exposição das areias (em sua maioria de ambiente marinho) à ação da água meteórica; e a ilitização, diferentemente do afloramento (onde a precipitação da ilita a partir dos fluidos quentes é predominante), à reação entre caulinita e K-feldspato sob alta temperatura (possível nos poços por soterramento), sendo, dessa maneira, sua maior concentração relacionada à maior ocorrência do processo de caulinitização, ou seja, também nos intervalos IIb e III mencionados anteriormente.

Para auxiliar o reconhecimento dessas heterogeneidades faciológicas/diagenéticas nos poços, corroborando o detalhamento estratigráfico proposto, foi elaborada uma modelagem de eletrofácies com os perfis geofísicos (sônico, neutrão e de raios-gama) dos poços. Tal modelagem foi aplicada em três zonas (1, 2 e 3) delimitadas segundo os intervalos litoestratigráficos informais Furnas Superior, Mediano e Inferior, respectivamente, segundo Assine (1996).

Foram reconhecidas nessa modelagem, no poço A, as eletrofácies marrom (restrita aos intervalos IIa, IIb e III – correlacionáveis, como assumido na presente dissertação, ao intervalo Furnas Mediano segundo Assine, 1996 – zona 2), azul clara (distinguida nos intervalos I e IV – correlacionáveis, respectivamente aos intervalos Furnas Inferior e Superior segundo Assine, 1996 – zonas 3 e 1, respectivamente) e amarela (reconhecida em todos os intervalos). A primeira foi interpretada como areias com mineral pesado, ricas em caulinita ilitizada ou ilita neoformada, condizentes com os picos de deflexão à direita no perfil de raios-gama (em relação aos minerais pesados – que contém Th^{232} e U^{238} e à presença de ilita – que contém K^{40}) e à esquerda nos perfis sônico e neutrão (no que diz respeito às argilas autigênicas – que superestimam a porosidade obtida por esses perfis devido à presença de água nos seus microporos); a segunda foi interpretada como areias com mineral pesado ou com caulinitização / ilitização incipientes (responsáveis pelo mesmo comportamento nos perfis descrito, mas, nesse caso, mais suave devido à incipiência dos processos mencionados – intervalo I / zona 3), ou somente apresentando minerais pesados (intervalo IV / zona 1), responsáveis pelos picos de deflexão à direita no perfil de raios-gama; a última (amarela) foi interpretada como arenitos limpos, com pouco ou nenhuma argila (autigênica) e sem minerais

pesados (condizentes com o comportamento mais homogêneo observado nos perfis analisados – de raios-gama, sônico e neutrão), sendo observada em todas as zonas delimitadas.

No poço B, foram reconhecidas, na zona 2, as eletrofácies marrom e amarela, que são correlacionáveis às de mesma cor e zona do poço A, porém apresentam um comportamento mais suave dos perfis (sônico e neutrão – utilizados para a modelagem nesse poço – e, inclusive, no de raios-gama) devido a incipiência nos processos de caulinitização e de ilitização. Na zona 3 reconheceram-se as eletrofácies amarela e laranja; a amarela podendo ser correlacionada às outras de mesma cor (da zona anterior e às do poço A – arenitos limpos, com pouco ou nenhuma argila), mas distintamente dessas, esses arenitos são mais mal selecionados e cimentados (por quartzo e óxido de Ti diagenéticos), o que é corroborado pelo patamar deslocado à direita dos perfis sônico e neutrão (denotando fechamento de porosidade); e a eletrofácies laranja representando um trecho ainda mais mal selecionado e cimentado do que em relação ao da eletrofácies amarela.

Em termos de sequências deposicionais, foram definidas duas de 3^o ordem nos dois poços analisados. A primeira (denominada de sequência 1), no poço A, está compreendida entre a superfície de inconformidade e a limite de sequência (LS). A segunda (sequência 2), entre a superfície limite de sequência (LS) e o limite formacional Furnas / Ponta Grossa, assumido pela Petrobras na brusca deflexão à direita no perfil de raios-gama. No poço B, o limite inferior da sequência 1 não pôde ser definido, devido ao término da perfuração ainda nos arenitos da Formação Furnas, mas o seu limite superior é a superfície limite de sequência (LS) localizada por volta de 4510 m; enquanto a sequência 2 se estende dessa superfície limite de sequência (LS) até o limite formacional Furnas / Ponta Grossa.

Em relação a outras sequências deposicionais de 3^o ordem definidas na literatura, tais sequências definidas equivalem, aproximadamente, em abrangência, às definidas por Assine (1996) como Lochkoviana e Praguiana-eifeliana; entretanto, sua sequência superior (Praguiana-eifeliana) possui maior abrangência estratigráfica, sendo limitada no topo por uma superfície limite de sequência (LS) posicionada pelo citado autor já na Formação Ponta Grossa.

Do ponto de vista da qualidade dos arenitos da Formação Furnas como potenciais reservatórios de hidrocarbonetos, em relação aos poços (mais especificamente ao poço A), o intervalo I (segundo Lobato e Borghi, 2005 – subzona Furnas B proposta no presente estudo), apresentou as melhores características permo-porosas (melhores porosidades efetivas); alternativamente, visando futuras campanhas exploratórias na bacia, indica-se, também, o

intervalo IV (dos mesmos autores – subzona Furnas A proposta no presente estudo), apesar dos baixos valores de porosidade efetiva observados nesse intervalo. No poço B, o intervalo I (subzona Furnas B) não apresentou boas características para reservatório, pois os arenitos desse intervalo encontram-se extremamente cimentados por quartzo e óxido de Ti diagenéticos. Já o intervalo IV (subzona Furnas A) não foi considerado para a análise nesse poço, pois no seu trecho de ocorrência, o mesmo encontra-se extremamente arrombado, o que afetou a qualidade das curvas. E, no que diz respeito aos dados de afloramento (mais especificamente os petrográficos), os intervalos mencionados (I e IV) foram os que apresentaram as melhores porosidades, relacionadas à cimentação menos intensa que afetou esses intervalos.

Referências Bibliográficas

ALLEN, J.R.L. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. **Sedimentary Geology**, v.33, n.4, p 237-293, 1983.

ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; MILANI, E. J. Sequências tectono-sedimentares meso-paleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 24, n. 2, p.77-89, jun. 1994.

ASSINE, M. L. **Aspectos da estratigrafia das sequências pré-carboníferas da bacia do Paraná no Brasil**. 1996. 207f. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

ASSINE, M. L. Fácies, icnofósseis, paleocorrentes e sistemas deposicionais da Formação Furnas no flanco sudeste da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 29, n. 3, p.357-370, set. 1999.

BERGAMASCHI, S.; PEREIRA, E. Caracterização de sequências deposicionais de terceira ordem para o siluro-devoniano na sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil. In: MELO, J.H.G.; TERRA, G.J.S. (eds.) **Correlação de sequências paleozóicas sul-americanas**. Petrobras, Rio de Janeiro, p. 63-72, 2001. (Ciência-Técnica-Petróleo., Seção: Exploração de Petróleo, v.20).

BITENCOURT, P. R. **Contribuição à análise de fácies de uma sucessão estratigráfica no delta do rio Paraíba do sul (RJ)**. 2006. 30f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

BOGGS, S. **Petrology of Sedimentary Rocks**. 1ed. New York: Macmillan, 1992.707p.

BORGHI, L. **Caracterização e análise faciológicas da Formação Furnas (pridoli – eodevoniano) em afloramentos do bordo leste da Bacia sedimentar do Paraná, Estado do Paraná, Brasil**. 1993. 227 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

BORGHI, L. A Formação Furnas revisitada no bordo leste da Bacia do Paraná. In: Simpósio sul-americano do siluro-devoniano: Estratigrafia e Paleontologia, 1., 1996, Ponta Grossa. **Anais...** Ponta Grossa, Grafica Planeta Ltda., p. 13-28.

BORGHI, L. Visão geral da análise de fácies sedimentares do ponto de vista da arquitetura deposicional. **Boletim do Museu Nacional**, Rio de Janeiro, v. 53, p.1-26, 2000.

BORGHI, L. **Fácies, arquitetura deposicional, tempestitos e o devoniano da Bacia do Paraná.** 2002. 309 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

CAMPBELL, C. V. Lamina, laminaset, bed and bedset. **Sedimentology**, v.8, n.1, p.7-26, 1967.

CARNEIRO, G. P. Caracterização Estratigráfica da Formação Furnas (Eodevoniano, Bacia do Paraná) em Afloramento e sua Correlação com Poços de Sondagem. In: Jornada Giulio Massarani de Iniciação Científica, Artística e Cultural, XXVIII. 2006, Rio de Janeiro. **Resumos...** Rio de Janeiro: UFRJ, 2006.

CHOQUETTE, P. W; PRAY, L.C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentar carbonates. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Cidade, v.54, n.02, p.207-250, 1970.

CRUZ, F. E. **Petrologia dos Arenitos da Formação Furnas, na região de Ponta Grossa, Paraná.** 1987. 93 f. Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado em Geologia) – Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

De ROS, L. F. Heterogeneous generation and evolution of diagenetic quartzarenites in the silurian-devonian Furnas Formation of the Paraná Basin, southern Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 116, p. 99-128, 1998.

GESICKI, A. L. D. **Evolução diagenética das formações Pirambóia e Botucatu (Sistema Aquífero Guarani) no Estado de São Paulo.** 2007. 175f. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

JACKSON, R. G. Hierarchical attributes and a unifying model of bed forms composed of cohesionless material and produced by shearing flow. **Geological Society of America Bulletin**, v.86, n.11, p.1523-1533, 1975.

LOBATO, G. Evolução deposicional e da dispersão sedimentar ao longo de uma sucessão estratigráfica da formação furnas (devoniano, bacia do Paraná). In: Jornada Giulio Massarani de Iniciação Científica, Artística e Cultural, XXVI. 2004, Rio de Janeiro. **Resumos...** Rio de Janeiro: UFRJ, 2004.

LOBATO, G.; BORGHI, L. Análise estratigráfica da Formação Furnas (Devoniano Inferior) em afloramentos da borda Leste da bacia do Paraná. In: CONGRESSO DE P&D EM PETRÓLEO & GÁS, 3. 2005, Salvador. **Anais...** Salvador: IBP, 2005. 1 CD-ROM.

MELO, M.S. 2002. Canyon do Quartelá, PR - Profunda garganta fluvial com notáveis exposições de arenitos devonianos. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Queiroz, E.T.; Winge, M.; Berbert-Born, M.L.C. (Edits.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. 1. ed. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), 2002, v.01: 279-288.

Miall, A.D. Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), southwest Colorado. *Sedimentary Geology*, v.55, n.3-4, p.233-262, 1988.

MILANI, E.J. et al. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, São Paulo, v.15, n.2, p.265-287, 2007.

MILANI, E.J.; RAMOS, V. A. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de Subsidência da bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 28, n. 4, p.473-484, 1998.

PARAGUASSU, A. B. Experimental silicification of sandstones. **The Geological Society of America Bulletin**, v.83, n.9, p. 2853-2858, 1972.

RAMOS, A. N.; FORMOSO, M. L. L. **Argilominerais Das Rochas Sedimentares Da Bacia Do Paraná**. Ciência-Técnica-Petróleo. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES/DINEP, série Ciência – Técnica – Petróleo, v.9, 1975.

SGARBI, G.N.C. Arenitos eólicos da Formação Aerado (bacia cretácea do São Francisco): caracterização, diagênese e aspectos químicos. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.21, n.4, p.342-354, 1991.

WYLLIE, M.R.J. et. al. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. **Geophysics**, v.21, n.1, p.41-70, 1956.

ZALÁN, P.V. et al. Tectônica e sedimentação da bacia do Paraná. In: Simpósio sul - brasileiro de geologia, 3. 1987, Curitiba. **Anais...** Curitiba: SBG, 1987. v 1, p. 441-477.

Apêndice A – Artigo 5º Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em petróleo e Gás: Caracterização estratigráfica da Formação Furnas (devoniano inferior, bacia do Paraná) em afloramento e correlação com subsuperfície.

5º CONGRESSO BRASILEIRO DE PESQUISA E DESENVOLVIMENTO EM PETRÓLEO E GÁS



CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO FURNAS (DEVONIANO INFERIOR, BACIA DO PARANÁ) EM AFLORAMENTO E CORRELAÇÃO COM SUBSUPERFÍCIE

Gabriel Pinheiro CARNEIRO^{1,3}; Gustavo LOBATO^{1,2,3};
Leonardo BORGHI¹

¹ Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed), Departamento de Geologia– IGEO–UFRJ.
Av. Athos da Silveira Ramos, 274, s/J1-11. CEP 21.941-916 (Ilha do Fundão), Rio de Janeiro, RJ. (lagesed@geologia.ufrj.br); ² Atualmente: Petrobras – Petróleo Brasileiro S.A.;

³ Ex-bolsista PRH-ANP-18

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Este Trabalho foi preparado para apresentação no 5º Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás- 5º PDPETRO, realizado pela Associação Brasileira de P&D em Petróleo e Gás-ABPG, no período de 15 a 22 de outubro de 2009, em Fortaleza-CE. Esse Trabalho foi selecionado pelo Comitê Científico do evento para apresentação, seguindo as informações contidas no documento submetido pelo(s) autor(es). O conteúdo do Trabalho, como apresentado, não foi revisado pela ABPG. Os organizadores não irão traduzir ou corrigir os textos recebidos. O material conforme, apresentado, não necessariamente reflete as opiniões da Associação Brasileira de P&D em Petróleo e Gás. O(s) autor(es) tem conhecimento e aprovação de que este Trabalho seja publicado nos Anais do 5ºPDPETRO.

CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO FURNAS (DEVONIANO INFERIOR, BACIA DO PARANÁ) EM AFLORAMENTO E CORRELAÇÃO COM SUBSUPERFÍCIE

Abstract

This study seeks stratigraphic analysis and correlate the sedimentary succession of 200 meters in thickness of the Furnas Sandstone outcropping in cânion of Guartelá (river Iapó, PR), analyzed by Lobato & Borghi (2005) in facilogic terms and stratigraphic High-resolution, with searching wells (subsurface) through GEOPHYSICAL-gamma ray profiles. The rock-profile correlation in canyon of Guartelá originally proposed by Carneiro (2006) is discussed in terms of petrographical and mineral analysis (heavy minerals) of 18 samples all over the succession of canyon presented here with which it was sought a better understanding response of petrophysical (radioactive) of Furnas Sandstone. Then, with the proposed correlation, still compared with other correlations in the literature, added to the quality information of reservoir and the sequence stratigraphy approach, it is expected to contribute to the exploration promotion of the Parana basin and to the stratigraphic Furnas Formation detail.

1. Introdução

A bacia do Paraná, considerada de fronteira exploratória pela ANP, revelou na quase virada do século a sua primeira acumulação comercial de gás, gerado nos folhelhos da Formação Ponta Grossa (campo de Barra Bonita), associado ao sistema petrolífero Ponta Grossa-Itararé(!). Logo em seguida, após a quebra do monopólio estatal da exploração, a ANP disponibilizou blocos exploratórios na bacia (1ª e 3ª rodadas), com certo sucesso. Todavia, um dos seus sistemas petrolíferos, Ponta Grossa-Furnas(?), de idade devoniana (Figura 1), foi pouco valorizado, não obstante o seu potencial, uma vez que possui os folhelhos geradores e/ou selantes da Formação Ponta Grossa. Um dos fatores do seu pouco interesse está na falta de uma abordagem sobre as heterogeneidades do Arenito Furnas como reservatório petrolífero. A ANP, sensível ao problema de investimento exploratório nas bacias paleozóicas (sobretudo com enfoque para gás), hoje procura estimular entre as universidades esforços de pesquisa nessas bacias. Assim, propõe-se agregar neste estudo informação geológica de reservatórios sobre os arenitos devonianos da Formação Furnas, pelo detalhamento dessas heterogeneidades faciológicas em superfície, sobretudo do ponto de vista petrográfico e petrofísico (comportamento da curva RG) desses arenitos. Paralelamente, busca-se caracterizar uma sucessão estratigráfica de 200 metros em afloramento da Formação — de onde a caracterização da qualidade de reservatório é feita — e correlacioná-la com poços da Petrobrás (subsuperfície), através de perfis de RG, tanto no afloramento quanto nos poços.

CRONOESTRATIGRAFIA		LITOESTRATIGRAFIA	
Sistema	Série / Andar		
Devoniano	Fameniano	Formação Ponta Grossa	Grupo Paraná
	Frasniano		
Siluriano	Givetiano	Formação Furnas	
	Eifeliano		
	Emsiano		
	Praguiano		
	Lochkoviano		
Siluriano	Pridoli		
	Ludlow		
	Wenlock		
	Llandovery		

Figura 1 – Coluna estratigráfica do Devoniano da bacia do Paraná (Grupo Paraná) e as formações que o compõem (Borghi e Moreira, 1998).

2. Metodologia

O trabalho foi realizado numa sucessão estratigráfica contínua de cerca de 200 metros de arenitos da Formação Furnas aflorantes no Parque Estadual do Cânion do Guartelá, borda Leste da Bacia do Paraná, localizado entre os municípios de Castro e Tibagi (Figura 2). Esta localidade compreende, inclusive, um geosítio de valor científico (q.v. Melo 2002).

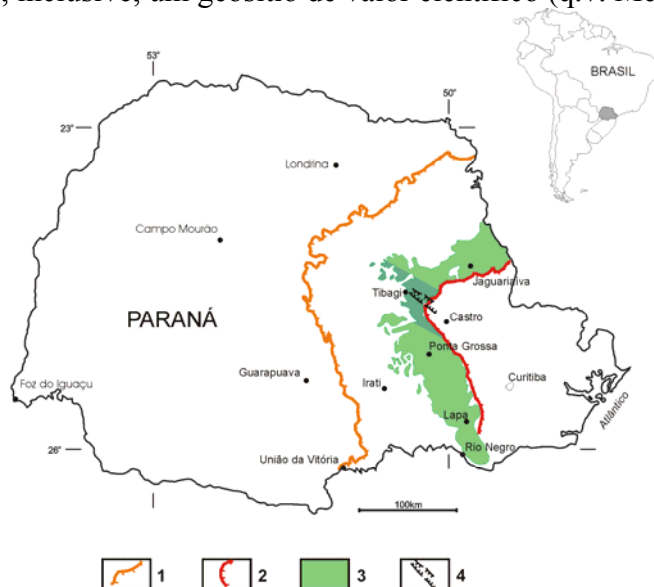


Figura 2 – Localização da área de estudo. 1 – Escarpa da Serra Geral; 2 – Escarpa Devoniana; 3 – Campos Gerais do Paraná; 4 – Cânion do Guartelá. Fonte: Melo (2002).

Para a análise estratigráfica, foi executada uma perfilagem de raios-gama multiespectral (Th^{232} , U^{238} , K^{40}) com um cintilômetro de mão (GF Instruments, modelo GRS 2000). As leituras de emissão natural de radioatividade das rochas foram realizadas em espaçamento de 50 cm, ao longo do caminhamento do perfil estratigráfico levantado por Lobato e Borghi (2005), com as quais foi elaborado um perfil composto (perfil sedimentológico vs. perfil RG) da área de estudo (Figura 3). Com o intuito de compreender-se o comportamento das curvas de RG multiespectrais obtidas, separaram-se, em laboratório, minerais pesados radioativos (monazita, zircão e xenotímio) de 18 amostras coletadas ao longo da sucessão (em espaçamento de aproximadamente 10 metros), os quais contêm Th^{232} e U^{238} ; bem como argilominerais para análise de DRX, visando o mesmo para a curva de K^{40} . O método para a obtenção dos minerais pesados consistiu: (1) moagem das amostras e separação granulométrica das frações areia fina e areia muito fina; (2) separação de minerais pesados dessas frações via líquido denso (bromofórmio); (3) separação eletromagnética dos mesmos via equipamento Franz nas amperagens de 0,5 a 1 A; (4) análise dos concentrados em lupa binocular ZEISS. Já para as argilas: (1) separação das frações finas via peneira de 0,62 mm; (2) pipetagem para separação da fração argila; (3) laminação para a análise de DRX. Dados petrográficos de 18 lâminas confeccionadas a partir das amostras dão suporte às análises realizadas. Posteriormente, buscou-se a correlação do perfil RG total de afloramento com os de poços de sondagem da Petrobras com base em Assine (1996) e Bergamaschi e Pereira (2001).

3. Perfil composto da área de estudo

O perfil composto da área de estudo foi obtido a partir da correlação entre o perfil litológico de Lobato e Borghi (2005) e o perfil RG elaborado na sucessão sedimentar do cânion do Guartelá (figuras 3 e 4). Nota-se que todas as superfícies estratigráficas limites dos intervalos estratigráficos dos autores têm correspondência na curva RG (quebras na curva); mais ainda, a curva RG apresenta quebras quando ocorrem mudanças em intervalos obtidos na Análise de Agrupamento de informações petrográficas (Cluster Analysis/intervalos de A-F) e sentido de paleocorrentes, o que mostra claramente mudanças paleogeográficas dos paleoambientes de sedimentação, do sistema flúvio-deltaico (intervalo I) para o marinho-raso (intervalo IV), que pode ter sido resultado de um basculamento tectônico na bacia forçando a migração do seu depocentro e, em decorrência, do sentido principal de transporte sedimentar. Consequentemente, mudanças mineralógicas ocorrem nos diferentes intervalos, justificando as quebras no perfil RG e seu comportamento.

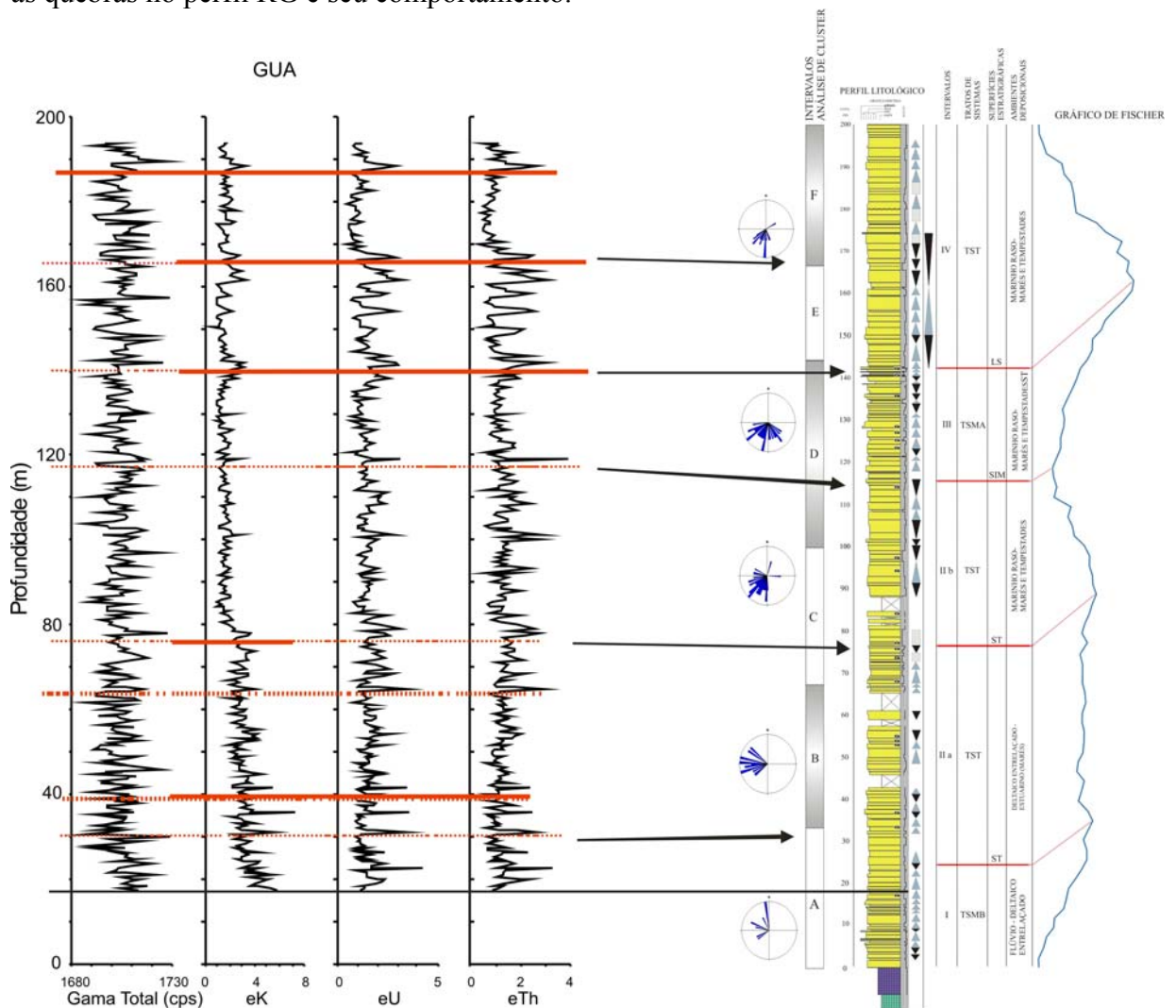


Figura 3 – Correlação do perfil RG (Total) elaborado em superfície (à esquerda) com o perfil estratigráfico de Lobato e Borghi (2005), à direita. Notar os 4 intervalos estratigráficos definidos pelos autores (I-IV).

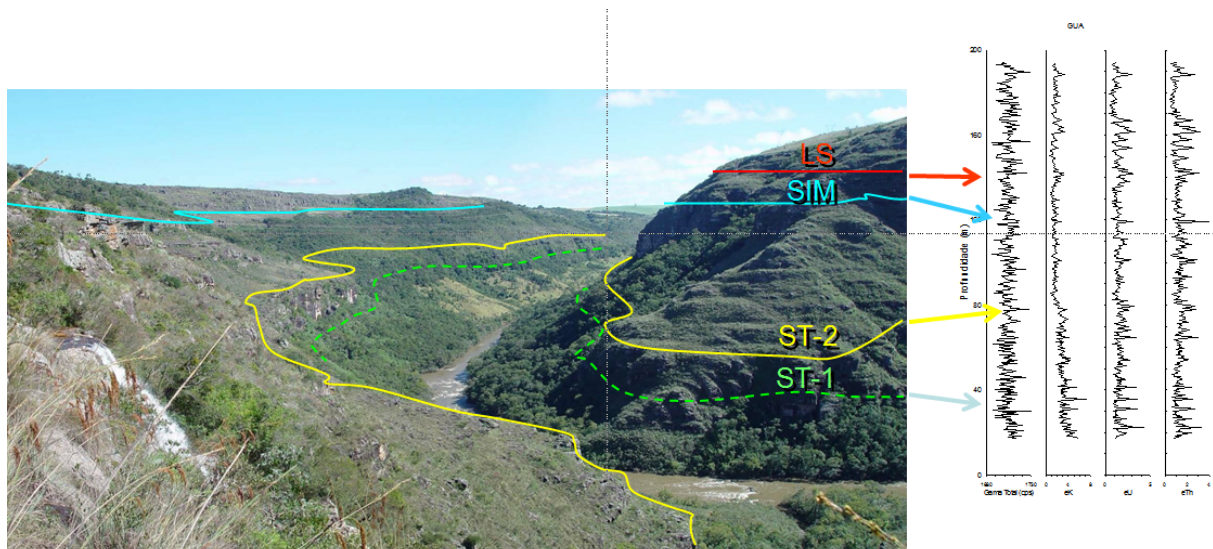


Figura 4 – Visão panorâmica do Cânion do Guartelá com as superfícies estratigráficas de Lobato e Borghi (2005) demarcadas, correlacionadas com o perfil RG (Total, K, Th e U).

Como um cintilômetro multiespectral permite a observação em separado de cada elemento químico responsável pelo comportamento da curva de RG total, foi analisado individualmente o comportamento de cada curva (Th^{232} , U^{238} e K^{40}) e os fatores que possivelmente influenciam este, visando um estudo mais detalhado da Formação do ponto de vista de sua resposta petrofísica (radioativa).

A curva de K^{40} mostrada na figura 5 foi analisada com êxito em função da variação de epimatriz observada nas 18 lâminas petrográficas disponíveis da área de estudo. Nota-se a quebra na curva na cota 80 metros mudando completamente o comportamento da mesma, passando de valores mais altos de K^{40} (CPS) para valores mais baixos (CPS). Notar, ainda, como o valor na concentração de epimatriz muda da amostra 7 para 8, justificando, assim, o comportamento da curva de K^{40} .

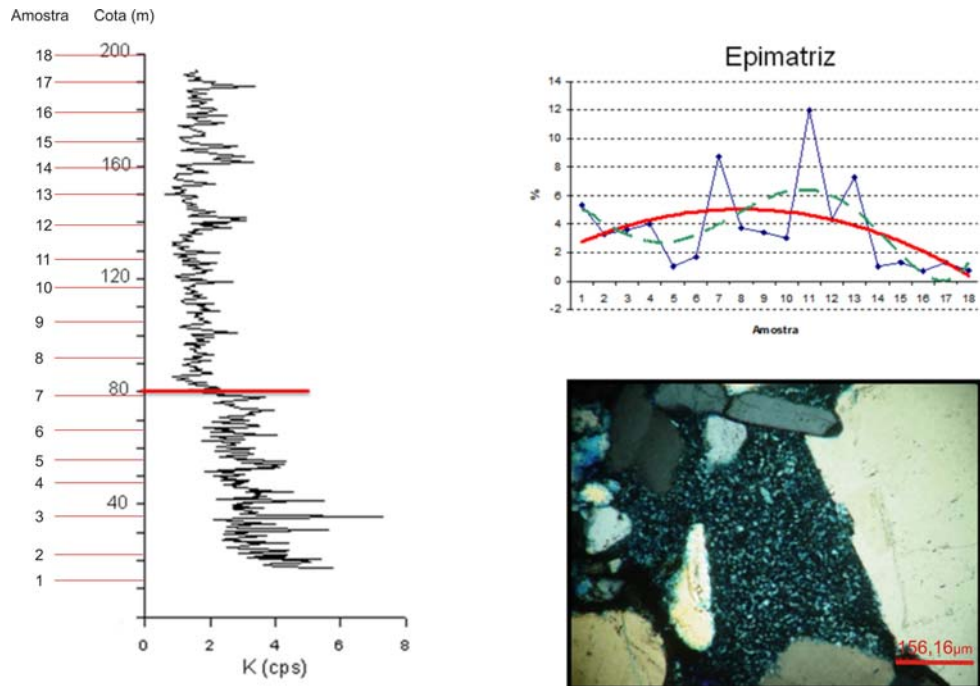


Figura 5 – Curva de K^{40} e gráfico mostrando a variação da concentração de epimatriz em função das 18 amostras.

A curva de Th^{232} foi tentativamente analisada em função da variação da concentração dos minerais pesados de Monazita e Xenotímeo separados em laboratório via separador eletromagnético Franz.

A figura 6 mostra o comportamento da curva de Th^{232} , onde se observa uma gradual tendência de diminuição para o topo da sucessão, o que fica contraditório quando se observa a variação da concentração de Monazita / Xenotímeo nas 18 amostras, sugerindo-se que outro fator ou minerais expliquem melhor o comportamento dessa curva ao invés dos usados na análise.

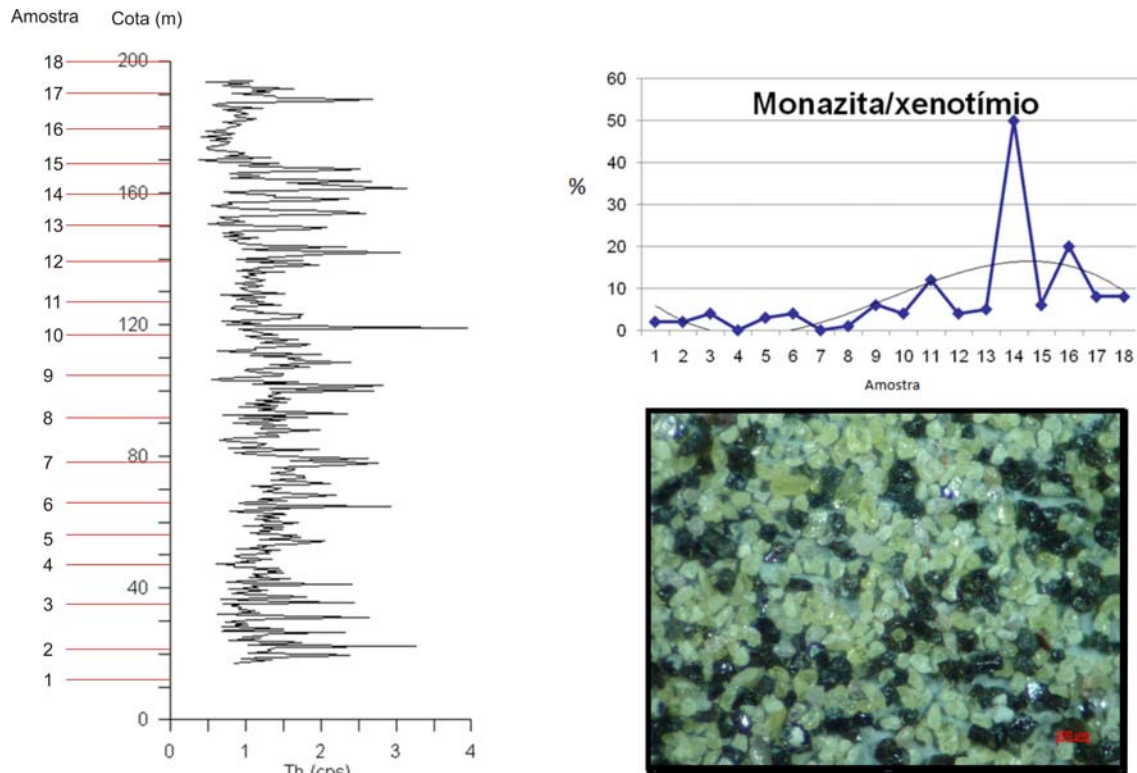


Figura 6 – Curva de Th^{232} e gráfico mostrando a variação de concentração de monazita/xenotímio em função das 18 amostras analisadas; observam-se, ainda, monazitas verdes em lupa binocular.

A curva de U^{238} foi analisada com êxito através da variação de concentração do mineral Zircão nas 18 amostras. Foram observadas as frações não atraídas pelo separador eletromagnético Franz nessa etapa de estudo.

A figura 7 mostra o comportamento da curva de U^{238} em consonância com a variação de concentração do mineral Zircão.

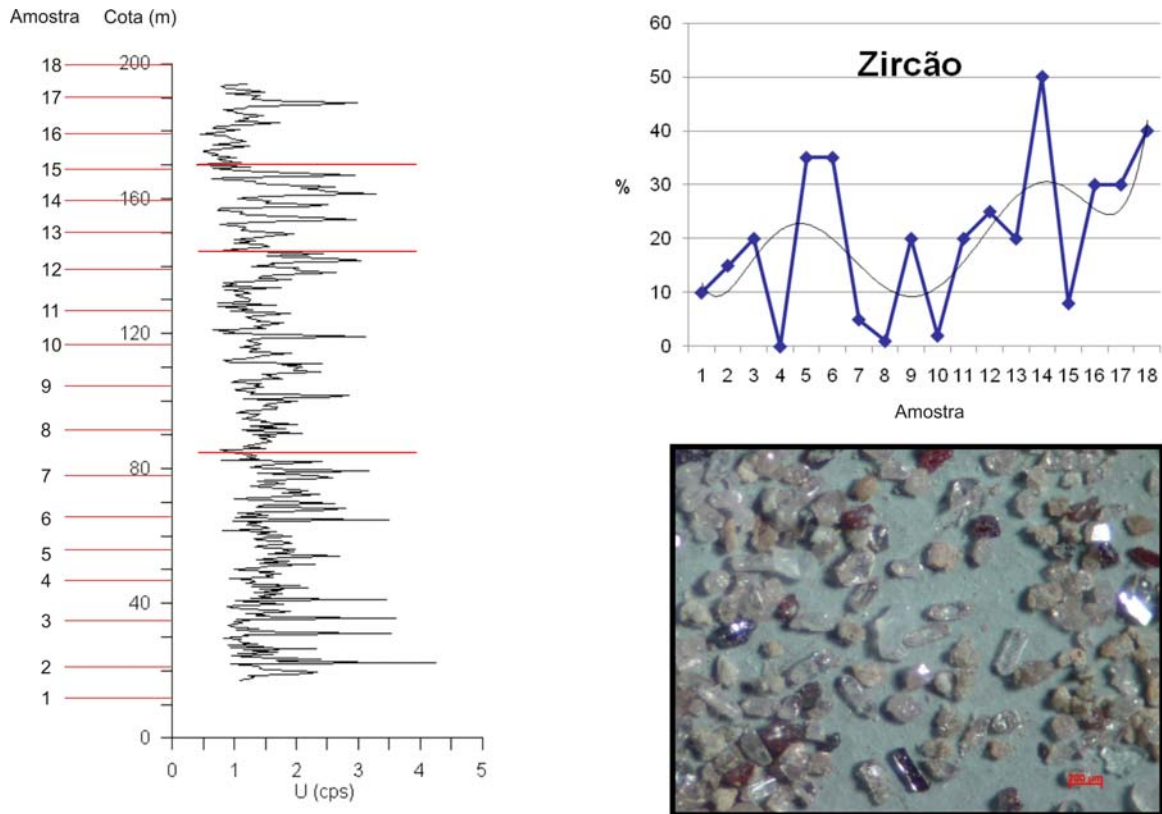


Figura 7 – Curva de U^{238} e gráfico mostrando a variação da concentração de Zircão em função das 18 amostras analisadas; observam-se, ainda, zircões em lupa binocular.

4. Correlação do perfil RG Total (afloramento) com poços de sondagem

O perfil composto elaborado em afloramento foi correlacionado com poços de sondagem da Petrobras baseado em Assine (1996) e Pereira e Bergamaschi (2001).

Assine (1996) admite a divisão tripartite da Formação Furnas em superfície com base em associações faciológicas distintas que se sucedem na vertical (unidades Inferior, média e superior), sendo a seção do Cânion do Guartelá (borda Leste) considerada tipo das 3 unidades. Essas 3 unidades são rastreadas segundo este autor em subsuperfície com base em assinaturas características em perfis de raios-gama, onde a unidade inferior é caracterizada por baixa radioatividade, condizente com arenitos e conglomerados que a compõem e escassez de argila; a unidade média apresenta arenitos com valores mais altos de radioatividade, indicativos de maior argilosidade, e um padrão serrilhado nos perfis geofísicos com picos devido a presença das camadas siltico-argilosas; já a unidade superior apresenta novamente padrão baixo de radioatividade devido aos arenitos e pavimentos de seixos observados. Pereira e Bergamaschi (2001) descrevem o mesmo comportamento radioativo para a Formação Furnas em perfis de raios-gama.

Com base nesse comportamento radioativo geral da Formação Furnas descrito por Assine (1996) e Pereira e Bergamaschi (2001), a curva RG de afloramento foi correlacionada com poços (Figura 8). Observar na figura as sequências de 3º ordem definidas pelos autores e a correlação das superfícies estratigráficas com as de Lobato e Borghi (2005). Vale destacar, que não foram observadas camadas siltico-argilosas no perfil estratigráfico elaborado na área de estudo, assim como descrito por Assine (1996), sendo explicado o comportamento serrilhado da parte mediana do perfil RG pelo aumento da concentração de epimatriz (Figura 5, amostra 7 a 12).

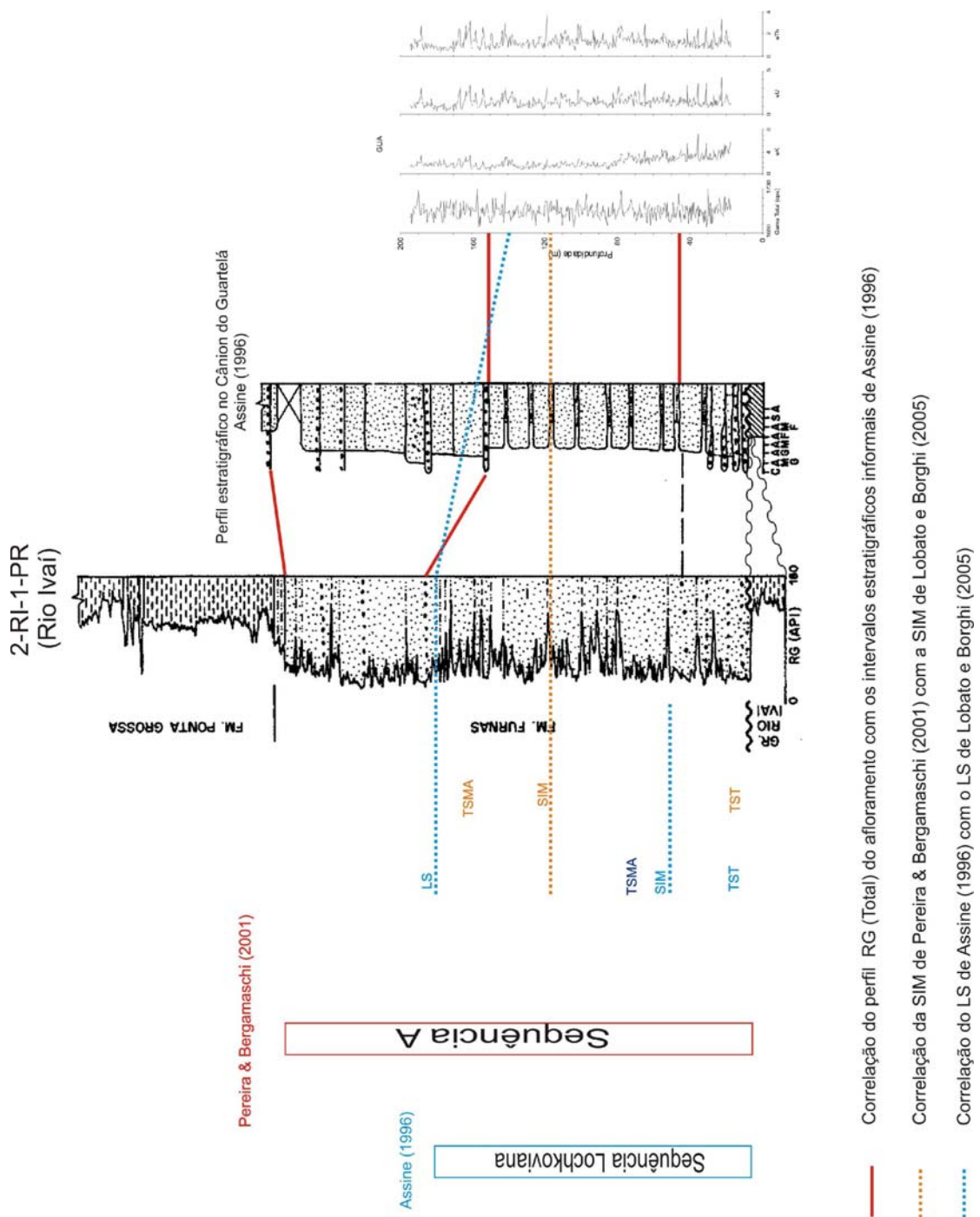


Figura 8 – Correlação entre a curva RG (afloramento) e poços de sondagem com baseado em Assine (1996) e Pereira & Bergamaschi (2001). TST = trato de sistema transgressivo; TSMA = trato de sistema de mar alto; SIM = superfície de inundação máxima; LS = limite de sequência.

5. Conclusões

Como somatório ao detalhamento estratigráfico da Formação Furnas, o presente trabalho mostra uma correlação consistente entre os dados de afloramento (correlação entre perfil RG e sedimentológico) e desses com perfis geofísicos de poços da Petrobrás, o que oferece uma melhor resolução estratigráfica para correlação na Formação Furnas, até então não alcançada, assim como atesta o modelo estratigráfico de Lobato e Borghi (2005). Com o auxílio de dados petrográficos e sedimentológicos pôde-se explicar o comportamento radioativo do Arenito Furnas, assim como dar apoio à análise estratigráfica.

No que diz respeito à qualidade do Arenito Furnas como reservatório petrolífero, foram apontados dois melhores intervalos reservatórios na sucessão (0 – 60 /140 – 180 metros) a partir de dados petrográficos das amostras (porosidade visual e aspectos diagenéticos) e com o suporte de dados sedimentológicos e petrofísicos, contribuindo, assim, para o fomento exploratório da bacia e somando conhecimento geológico para o sistema petrolífero Ponta Grossa–Furnas (?). Assim, o intervalo compreendido até 60 metros apresenta uma porosidade essencialmente de caráter secundário (porosidade de alívio de carga e provocada pela dissolução de grãos) e o intervalo de 140 a 180 metros apresenta uma porosidade essencialmente intergranular. Dados sedimentológicos e petrofísicos dão suporte à indicação dos resultados; ambos apresentam melhor seleção, menor quantidade de matriz e RG baixo equivalente a menor argilosidade.

6. Agradecimentos

Agradecemos ao Instituto Ambiental do Paraná pela permissão de estudos no Parque Estadual do Guartelá e ao programa de capacitação de recursos humanos em Geologia do Petróleo da UFRJ (Conv. UFRJ/PRH-ANP/MCT n. 18) pela concessão de bolsa recebida por Gabriel P. Carneiro.

7. Referências Bibliográficas

ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; MILANI, E. J. Sequências tectono-sedimentares meso-paleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 24, n. 2, p.77-89, jun. 1994.

ASSINE, M. L. **Aspetos da estratigrafia das sequências pré-carboníferas da bacia do Paraná no Brasil**. 1996. 207f. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

ASSINE, M. L. Fácies, Icnofósseis, Paleocorrentes e Sistemas deposicionais da Formação Furnas no flanco sudeste da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 29, n. 3, p.357-370, set. 1999.

BERGAMASCHI, S.; PEREIRA, E. Caracterização de sequências deposicionais de terceira ordem para o siluro-devoniano na sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil. In: MELO, J.H.G. ; TERRA, G.J.S. (eds.) **Correlação de sequências paleozóicas sul-americanas**. Petrobras, Rio de Janeiro, p. 63-72, 2001. (Ciência-Técnica-Petróleo., Seção: Exploração de Petróleo, v.20).

BOGGS, S. **Petrology of Sedimentary Rocks**. 1ed. New York: Macmillan, 1992.707p.

BORGHI, L. **Caracterização e análise faciológicas da Formação Furnas em afloramentos do bordo leste da Bacia sedimentar do Paraná, Estado do Paraná, Brasil**. 1993. 227 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

BORGHI, L. A Formação Furnas revisitada no bordo leste da Bacia do Paraná. In: Simpósio sul-americano do siluro-devoniano: Estratigrafia e Paleontologia, 1., 1996, Ponta Grossa. **Anais...** Ponta Grossa, Grafica Planeta Ltda., p. 13-28.

BORGHI, L. **Fácies, arquitetura deposicional, tempestitos e o devoniano da Bacia do Paraná**. 2002. 309 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

CARNEIRO, G. P. Caracterização Estratigráfica da Formação Furnas (Eodevoniano, Bacia do Paraná) em Afloramento e sua Correlação com Poços de Sondagem. In: Jornada Giulio Massarani de Iniciação Científica, Artística e Cultural, XXVIII. 2006, Rio de Janeiro. **Resumos...** Rio de Janeiro: UFRJ, 2006.

CHOQUETTE, P. W; PRAY, L.C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentar carbonates. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Cidade, v.54, n.02, p.207-250, 1970.

CRUZ, F. E. **Petrologia dos Arenitos da Formação Furnas, na região de Ponta Grossa, Paraná**. 1987. 93 f. Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado em geologia) – Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

De ROS, L. F. Heterogeneous generation and evolution of diagenetic quartzarenites in the silurian-devonian Furnas Formation of the Paraná Basin, southern Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 116, p. 99-128, 1998.

GESICKI, A. L. D. **Evolução diagenética das formações Pirambóia e Botucatu (Sistema Aquífero Guarani) no Estado de São Paulo**. 2007. 175f. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

LOBATO, G. Evolução deposicional e da dispersão sedimentar ao longo de uma sucessão estratigráfica da formação furnas (devoniano, bacia do Paraná). In: Jornada Giulio Massarani de Iniciação Científica, Artística e Cultural, XXVI. 2004, Rio de Janeiro. **Resumos...** Rio de Janeiro: UFRJ, 2004.

LOBATO, G.; BORGHI, L. Análise estratigráfica da Formação Furnas (Devoniano Inferior) em afloramentos da borda Leste da bacia do Paraná. In: CONGRESSO DE P&D EM PETRÓLEO & GÁS, 3. 2005, Salvador. **Anais...** Salvador: IBP, 2005. 1 CD-ROM.

MELO, M.S. 2002. Canyon do Guartelá, PR - Profunda garganta fluvial com notáveis exposições de arenitos devonianos. *In:* Schobbenhaus, C.; Campos, D.A. ; Queiroz, E.T.; Winge, M.; Berbert-Born, M.L.C. (*Edits.*) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. 1. ed. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), 2002, v.01: 279-288.

MILANI, E. J. ; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 8, n. 1, p.69-82, 1994.

MILANI, E. J. ; RAMOS, V. A. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de Subsidência da bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 28, n. 4, p.473-484, 1998.

PARAGUASSU, A. B. Experimental silicification of sandstones. **The Geological Society of America Bulletin**, v.83, n.09, p. 2853-2858, 1972.

RAMOS, A. N.; FORMOSO, M. L. L. **Argilominerais Das Rochas Sedimentares Da Bacia Do Paraná**. Ciência-Técnica-Petróleo. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES/DINEP, série Ciência – Técnica – Petróleo, v.9, 1975.

SGARBI, G.N.C. Arenitos eólicos da Formação Aerado (bacia cretácea do São Francisco): caracterização, diagênese e aspectos químicos. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.21, n.4, p.342-354, 1991.

ZALÁN, P.V. et. al. Tectônica e sedimentação da bacia do Paraná. In: Simpósio sul - brasileiro de geologia, 3. 1987, Curitiba. **Anais...** Curitiba: SBG, 1987. v 1, p. 441-477.

Apêndice B – Tabela Petrográfica das 18 amostras analisadas no presente estudo (coletadas ao longo da sucessão sedimentar do Cânion do Guartelá).

Amostras:	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Quartzo detrítico	55.0	62.5	60.0	55.5	59.5	52.0	62.0	69.0	69.5
Quartzo monocristalino	31.5	49.0	44.5	48.0	49.5	47.5	48.0	54.5	58.0
Quartzo policristalino	23.5	13.5	15.5	7.5	10.0	4.5	14.0	14.5	11.5
Feldspato detrítico	0.0	0.0	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fragmentos líticos	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0
Outros	1.5	0.5	0.5	0.0	0.5	0.0	0.0	0.5	0.0
Constituintes diagenéticos	36.5	25.5	30.5	40.0	33.0	42.0	36.5	29.0	26.5
Caulinita substitutiva	15.0	3.5	3.5	7.5	5.5	5.0	3.0	0.0	4.0
Caulinita neoformada	5.0	1.5	4.0	0.5	2.0	6.5	21.5	7.5	8.0
Sobrecrescimento de quartzo	6.5	11.0	15.5	9.5	12.0	12.0	8.0	8.0	11.0
Ilitização	5.5	0.5	1.0	0.5	0.0	1.5	0.0	6.0	0.0
Óxido de Fe (total)	0.0	0.0	1.5	1.0	1.0	2.5	0.5	0.0	3.5
Óxido de Ti (total)	4.5	9.0	5.0	21.0	12.5	14.5	3.5	7.5	0.0
Porosidade Total	6.5	11.0	7.0	5.0	7.0	5.5	1.5	1.5	4.0
Porosidade intergranular	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Porosidade lamelar de descompactação	6.5	3.5	3.5	3.0	2.0	3.0	0.0	0.5	2.5
Porosidade de dissolução de grãos do arcabouço	0.0	3.0	2.0	2.0	4.0	2.0	0.0	1.0	0.0
Porosidade de fratura em grão	0.0	2.5	0.5	0.0	0.5	0.0	1.5	0.0	0.5
Porosidade de fratura em rocha	0.0	1.0	1.0	0.0	0.5	0.5	0.0	0.0	1.0
Arcabouço	56.5	63.0	62.0	55.5	60.0	52.5	62.0	69.5	69.5
Matriz deposicional	0.5	0.5	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cimento	16.0	21.5	24.5	23.0	26.5	30.5	33.0	28.0	21.0
Q	100.0	100.0	97.6	100.0	100.0	99.0	100.0	100.0	100.0
F	0.0	0.0	2.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
L	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0
Classificação segundo Mc Bride (1963)	Quartzarenito	Quartzarenito	Quartzarenito	Quartzarenito	Quartzarenito	Quartzarenito	Quartzarenito	Quartzarenito	Quartzarenito
Textura									
Tamanho granulométrico predominante	Areia média	Areia média	Areia média	Areia média	Areia média	Areia média	Areia média	Areia grossa	Areia média
Seleção	Moderada	Moderada	Moderada	Moderada	Moderada	Moderada	Moderada	Moderada	Moderada
Arredondamento	Angular	Angular	Angular	Angular	Sub-angular	Angular	Angular	Angular	Angular

