UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

INTERPRETAÇÃO AMBIENTAL DA FORMAÇÃO PONTA GROSSA NA PARTE CENTRAL DA BACIA DO PARANÁ — UM ESTUDO DE SUBSUPERFÍCIE

Mírian Nobile Diniz

Orientador: Prof. Dr. Oscar Rösler

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Área de Concentração: Paleontologia e Estratigrafia

São Paulo
1985

Instituto de Biociências
BIBLIOTECA
T 1167
U. S. P.

À memória de minha mãe, Cládice, por sua compreensão, incentivo e dedicação para que eu pudesse desenvolver este trabalho.
Aos demais familiares, em especial, a meu pai, Pedro, pelo apoio moral e financeiro, e a meu filhinho Diniz, pela motivação e por sua paciência, entendimento em relação à minha ausência.
Também aos pequeninos Daniel, Leandro e Gabriel, da amiga Mariselma, e Daniel, da Maria Cristina, pela sua alegre companhia.

SUMÁRIO

P.

ABSTRACT I

RESUMO III

1 INTRODUÇÃO 01

1.1 Aspectos gerais 01
1.2 Objetivos 02
1.3 Localização da área 03
1.4 Metodologia 05
1.5 Agradecimentos 08

2 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE A FORMAÇÃO PONTA GROSSA 10

2.1 Definição 10
2.2 Relações estratigráficas 10
2.3 Características litológicas e sedimentares 11
2.4 Distribuição geográfica e espessura 12
2.5 Controle tectono-estrutural 13
2.6 Divisão litoestratigráfica 15
2.7 Paleontologia e idade 17
2.8 Ambientes deposicionais 19
2.9 Condições paleogeográficas e climáticas 20

3 ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO AMBIENTAL DA FORMAÇÃO PONTA GROSSA 21

3.1 Poço 2-TB-1-SP (Taciba nº 01) 25
3.1.1 Localização e feições estruturais regionais 25
3.1.2 Análise dos resultados 25
3.1.2.1 Análise litológica e estratigráfica através de perfis elétricos 25
3.1.2.2 Análise macro e microscópica de testemunhos 28
3.1.3 Interpretação ambiental 30

3.2 Poço 1-TI-1-SP (Tarabai nº 01) 32
3.2.1 Localização e feições estruturais regionais 32
3.2.2 Análise dos resultados 32
3.2.2.1 Análise litológica e estratigráfica através de perfis elétricos 32

P.

3.2.2.2 Análise macro e microscópica de testemunhos 35
3.2.3 Interpretação ambiental 42

3.3 Poço 2-CB-1-SP (Cuiabá Paulista nº 01)
Poços de extensão 3-CB-2-SP (Cuiabá Paulista nº 02)
3-CB-3-SP (Cuiabá Paulista nº 03) ... 44
3.3.1 Localização e feições estruturais regionais 44
3.3.2 Análise dos resultados 44
3.3.2.1 Análise litológica e estratigráfica através de perfis elétricos 44
3.3.2.2 Análise macro e microscópica de testemunhos 50
3.3.3 Interpretação ambiental 59

3.4 Poço 2-AN-1-PR (Altônia nº 01) 64
3.4.1 Localização e feições estruturais regionais 64
3.4.2 Análise dos resultados 64
3.4.2.1 Análise litológica e estratigráfica através de perfis elétricos 64
3.4.2.2 Análise macro e microscópica de testemunhos 66
3.4.3 Interpretação ambiental 70

3.5 Poços 2-RI-1-PR (Rio Ivaí nº 01)
1-RO-1-PR (Roncador nº 01)
2-RP-1-PR (Rio Piquiri nº 01) 72
3.5.1 Localização e feições estruturais regionais 72
3.5.2 Análise dos resultados 73
3.5.2.1 Análise litológica e estratigráfica através de perfis elétricos 73
3.5.2.2 Análise macro e microscópica de testemunhos 77
3.5.3 Interpretação ambiental 92

3.6. Poços 2-CS-1-PR (Chapéu do Sol nº 01)
1-CS-2-PR (Chapéu do Sol nº 02)
1-PT-1-PR (Pitanga nº 01) 99
3.6.1 Localização e feições estruturais regionais 99
3.6.2 Análise dos resultados 100
3.6.2.1 Análise litológica e estratigráfica através de perfis elétricos 100
3.6.2.2 Análise macro e microscópica de testemunhos 107
3.6.3 Interpretação ambiental 120

P.

4 SÍNTESE DAS INTERPRETAÇÕES AMBIENTAIS E CONCLUSÕES 132

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 137

ABSTRACT

In this dissertation, depositional environments of the Ponta Grossa Formation in the southern Devonian sub-basin of the Paraná Basin have been interpreted on the basis of well logs, cores and cuttings from wells drilled by PAULIPETRO (CESP/IPT Consortium) in western São Paulo and central and western Paraná, Brazil.

In the region of Pontal do Paranapanema (SP), just south of the Guapiara Structural Alignment, this formation may be divided into two basic facies: a lower shallow marine, transgressive pelitic sub-sequence, evidencing local conditions of relative stability and slow rise in sea level; and an upper predominantly sandy--silty, regressive sub-sequence, probably corresponding to small, tide-dominated deltas and associated mesotidal deposits, including tidal channels, but lacking typical barrier islands (similar to present-day sedimentation in German Bay, North Sea). It is thought that sedimentation took place within a geographically restricted environment, such as a large bay, and was controlled by the positive action of the Guapiara Alignment, especially with regard to the upper sub-sequence. The probable source of the sediments was located to the east-northeast.

For sections in Paraná, three informal lithological units have been characterized: the lowest sub-sequence consists of transgressive pelites deposited on a shallow platform (shelf-mud); the middle sub-sequence, which is siltier with sandy intercalations, exhibits a progradational pattern interrupted by lesser transgressive cycles (as interpreted from the gamma-ray log), and was supplied by sediments from the west-southwest; and the uppermost sub-sequence, distinguishable from the basal one by its greater number of sandy intercalations, shows an oscillating pattern of transgressive sedimentation and changes in environmental energy which represents deeper subtidal to lower intertidal zones of a marine shelf sequence, with sediments possibly also derived from the northeast.

Towards central-western Paraná area, between the rivers Ivaí and Piquiri, the middle sub-sequence apparently represents the submerged part of an asymmetrical delta formed by the interaction of fluvial sediment supply and tidal effects and possibly, wave action,

to a lesser degree. Associated with this there was an interdeltaic macrotidal system of linear sand ridges perpendicular to the paleo coast and thickening eastward in the direction of the probable tidal currents. Prodelta deposits apparently occur to the northeast, near Apucarana (PR), in the region of the depocenter. The great areal distribution and moderate to narrow thickness of the sandy deposits characteristic of the upper-part of the middle sub-sequence, suggest a gentle gradient over a broad platform tectonically more stable towards the western border of the sub-basin, and a rapid influx of sediment.

Pre-Carboniferous erosion of practically all the upper sub--sequence in some Paraná sections, as well as the occasional thickening of the lowest sub-sequence, comprises evidence of compartmentalization (by faulted blocks) of the basin and local significant tectonic control of the sedimentation.

Towards east and northeast in Paraná, outside the study area, atypical lithologies (e.g. lithic arkoses) and rapid thickening of parts of the section suggest a steeper gradient (local slopes) controlled by faults.

RESUMO

Neste trabalho, são interpretados ambientes deposicionais da Formação Ponta Grossa (Bacia do Paraná) na sub-bacia devoniana sul, com base em perfis elétricos e radioativos (raios gama), testemunhos e amostras de calha de poços perfurados pelo PAULIPETRO - Consórcio CESP/IPT, no oeste do Estado de São Paulo e na porção centro-oeste do Estado do Paraná.

Na região do Pontal do Paranapanema (SP), a sul do Alinhamento Estrutural de Guapiara, a unidade pode ser dividida em duas fácies fundamentais: a subseqüência inferior, de caráter pelítico, marinho raso, transgressivo, incluindo relativa estabilidade ou lenta elevação do nível do mar, e a superior, dominantemente síltico-arenosa, de padrão regressivo, devendo corresponder a pequenos deltas do tipo dominado por marés e a depósitos associados sob condições de mesomaré, com aparente registro de canais de maré e sem a formação de ilhas-barreiras (similar ao modelo de sedimentação recente para a costa da Alemanha, Mar do Norte). Admite-se um ambiente semi-restrito de sedimentação, como o de baía, extensa, condicionado pela atuação positiva do Alinhamento de Guapiara — mais efetiva para a subseqüência superior, e com área-fonte, provavelmente, a leste-nordeste.

No Estado do Paraná, caracterizam-se, litologicamente, três intervalos estratigráficos informais: a subsequência inferior, com depósitos pelíticos, de origem transgressiva, em ambiente de plataforma rasa; a média, mais síltica, com intercalações de bancos arenosos e padrão geral progradacional, no perfil de raios gama, mostrando pequenos ciclos transgressivos, e fonte principal de sedimentos a oeste-sudoeste; e a subseqüência superior, distinguindo-se da inferior pela maior proporção de níveis arenosos, com feições transgressivas, oscilatórias e sedimentação em águas calmas ou mais agitadas (zonas de inframaré de maior profundidade a intermaré inferior), possivelmente, com área-fonte também de nordeste.

Na faixa centro-oeste do Estado do Paraná, a subseqüência média poderia representar a parte submersa de delta assimétrico formado pela interação de suprimento de sedimentos fluviais (orientado para nordeste, região do depocentro, área de Apucarana, PR — pro

delta) e de efeitos de marés, talvez, da ação de ondas, subordinadamente. Supõem-se condições interdeltaicas de macromaré, com sistemas, perpendiculares à costa, de "barras" arenosas, espessando-se para leste, segundo o provável fluxo das marés. Para esses depósitos arenosos — marcantes na parte superior da subseqüência —, a ampla distribuição geográfica, associada à espessura pequena ou média (até pouco menos de 40 m), são sugestivas de declividade suave de uma plataforma extensa e tectonicamente mais estável para a borda oeste da sub-bacia, e de aporte rápido de sedimentos.

A erosão de praticamente toda a subseqüência superior, em algumas seções do Estado do Paraná (poços 1-CS-2-PR, 1-PT-1-PR, 1-RS-1-PR), durante a fase pré-carbonífera, bem como, a expressiva espessura ocasional da subseqüência inferior (poços 1-CA-3-PR, 1-RS-1-PR), evidenciam uma subcompartimentação da bacia devoniana, com significativo controle tectônico sobre a sedimentação da Formação Ponta Grossa, em certa áreas.

Em direção ao centro-leste/nordeste do Estado do Paraná, fora da área estudada, pode ocorrer gradiente acentuado por falhamentos locais, como indicam o rápido espessamento de partes da unidade (poços 1-CA-3-PR, 1-CA-1-PR) e o registro de litologias atípicas, por exemplo, arcóseos líticos, às vezes, mais grosseiros, no poço 1-R-1-PR, da PETROBRÁS.

1 INTRODUÇÃO

1.1 Aspectos gerais

A Formação Ponta Grossa, de idade devoniana e caracterizada por sedimentos pelíticos, subordinadamente arenosos, depositados em mar epicontinental, é uma das unidades menos estudadas da Bacia do Paraná. Ainda pouco se conhece quanto ao aspecto de sua evolução paleoambiental, mesmo considerando o interesse recentemente despertado por essa unidade durante os trabalhos do PAULIPETRO - Consórcio CESP/IPT, devido a sua condição de portadora de rochas potencialmente geradoras de hidrocarbonetos gasosos. Em tais pesquisas, os estudos geoquímicos foram os que tiveram prioridade. Afora essa abordagem, a formação tem sido inserida em trabalhos de contextos mais amplos sobre a bacia, envolvendo múltiplos aspectos, como revisão estratigráfica, evolução tectônica, avaliação geoquímica global e outros.

Em décadas passadas, culminando com os trabalhos executados pela PETROBRÁS nos anos 60 e 70, essa formação mereceu maior atenção, graças ao seu rico conteúdo fossilífero, ao volume de informações litoestratigráficas e ao interesse em situá-la dentro dos eventos transgressivos devonianos, de caráter mundial e que precederam a formação do Gondwana. O melhor conhecimento dessas questões permitiu formulações paleoecológicas preliminares, divisões estratigráficas estabelecidas formal e informalmente, bem como, o zoneamento bioestratigráfico da unidade. Poucos foram os dados acrescentados posteriormente que pudessem levar à reformulação desses aspectos.

Os estudos prévios sobre a formação e, de modo geral, sobre o Devoniano da Bacia do Paraná, concentraram-se, fundamentalmente, nas faixas de afloramento e suas proximidades, localizando-se a leste do Estado do Paraná, junto ao Arco de Ponta Grossa, e, na borda norte, em áreas a sul dos Estados de Mato Grosso e Goiás. À medida que se avança para o interior, os dados passam a ser mais escassos e generalizados, uma vez que se resumem aos poços perfurados pela PETROBRÁS e, mais recentemente, pelo PAULIPETRO - Consórcio CESP/IPT, na maioria das vezes, bastante espaçados.

Em suma, o número de dados existentes não é ainda suficiente para se estabelecer um modelo geológico mais conclusivo da seqüência sedimentar devoniana.

No presente trabalho, focaliza-se, basicamente, a área de ocorrência da Formação Ponta Grossa dentro de determinados blocos de concessão do PAULIPETRO - Consórcio CESP/IPT, localizados na parte central da Bacia do Paraná (Figura 01), mais especificamente, no centro da sub-bacia sul, bem definida durante o período Devoniano e separada da sub-bacia setentrional pelo Alinhamento Estrutural de Guapiara (Figura 02), com continuidade para noroeste representada pelo Alto de Três Lagoas e o Arco de Campo Grande (FERREIRA *et al.*, 1981).

A escolha dessa área decorre da maior quantidade de dados disponíveis e do fácil acesso aos mesmos, além de se tratar de uma porção significativa de ocorrência da unidade, em subsuperfície, na sub-bacia sul. A correlação com seções de superfície não é, desse modo, estabelecida no trabalho, embora algumas interpretações possam ser extensivas a tais áreas de afloramento.

Não é adotada uma divisão estratigráfica formal para a Formação Ponta Grossa, mesmo considerando que a proposta por LANGE e PETRI (1967), de uso relativamente comum para as áreas de afloramento no Estado do Paraná, poderia ser utilizada para as seções localizadas mais próximo ao depocentro. Prefere-se uma divisão informal, com base nas respostas fornecidas por perfis elétricos, associadas à análise de testemunhos e amostras de calha, já que o comportamento em subsuperfície é mais heterogêneo e nem sempre aceita amplas correlações regionais.

Também se adverte para o fato de que não são utilizados dados bioestratigráficos, limitando-se a critérios litoestratigráficos. Talvez trabalhos de cunho paleontológico possam vir a fornecer mais subsídios à interpretação ora proposta.

1.2 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é a caracterização litoestratigráfica e a interpretação dos ambientes deposicionais da Formação Ponta Grossa na parte central da Bacia do Paraná, atra

vés da análise de parâmetros estratigráficos, sedimentológicos e litofaciológicos obtidos de perfis elétricos, de testemunhos e amostras de calha. Procura-se inferir os processos atuantes durante o transporte, a deposição e a diagênese dos sedimentos, tendo em vista a evolução ambiental em função das variações do nível de energia. São também feitas considerações acerca de prováveis paleocorrentes, localização e proximidade de áreas-fontes, e condições estruturais.

A integração e a interpretação desses dados servem como um primeiro passo para se estabelecer um modelo deposicional da unidade e sua evolução tectono-sedimentar, pois que os elementos disponíveis, a partir de subsuperfície, são ainda insuficientes a uma reconstrução paleogeográfica melhor definida. Outro fator limitante é a própria natureza complexa da unidade, no seu aspecto textural, de diagênese avançada, de estruturas sedimentares, de relações litofaciológicas ou da própria evolução tectônica, associadamente à sua idade.

1.3 Localização da área

Este trabalho abrange a área central de ocorrência da Formação Ponta Grossa na porção meridional da bacia devoniana, dentro de blocos de concessão do PAULIPETRO - Consórcio CESP/IPT (Figura 01). Foram utilizados os dados de treze poços, dos quais cinco se acham localizados a sudoeste do Estado de São Paulo, próximos à região do Pontal do Paranapanema, e os demais distribuem-se na região central e na faixa centro-ocidental do Estado do Paraná.

Os poços do Estado de São Paulo correspondem aos blocos ACS-42 e ACS-43 de concessão do Consórcio e recebem os prefixos: 2-CB-1-SP (Cuiabá Paulista nº 01, estratigráfico), 3-CB-2-SP (Cuiabá Paulista nº 02, extensão), 3-CB-3-SP (Cuiabá Paulista nº 03, extensão), no primeiro bloco; 1-TI-1-SP (Tarabai nº 01, pioneiro) e 2-TB-1-SP (Taciba nº 01, estratigráfico), no ACS-43.

As locações no Estado do Paraná apresentam os seguintes prefixos: 2-AN-1-PR (Altônia nº 01, estratigráfico), no bloco ACS-72; 2-RI-1-PR (Rio Ivaí nº 01, estratigráfico), bloco ACS-73; 1-RO-1-PR (Roncador nº 01, pioneiro) e 2-RP-1-PR (Rio Piquiri nº

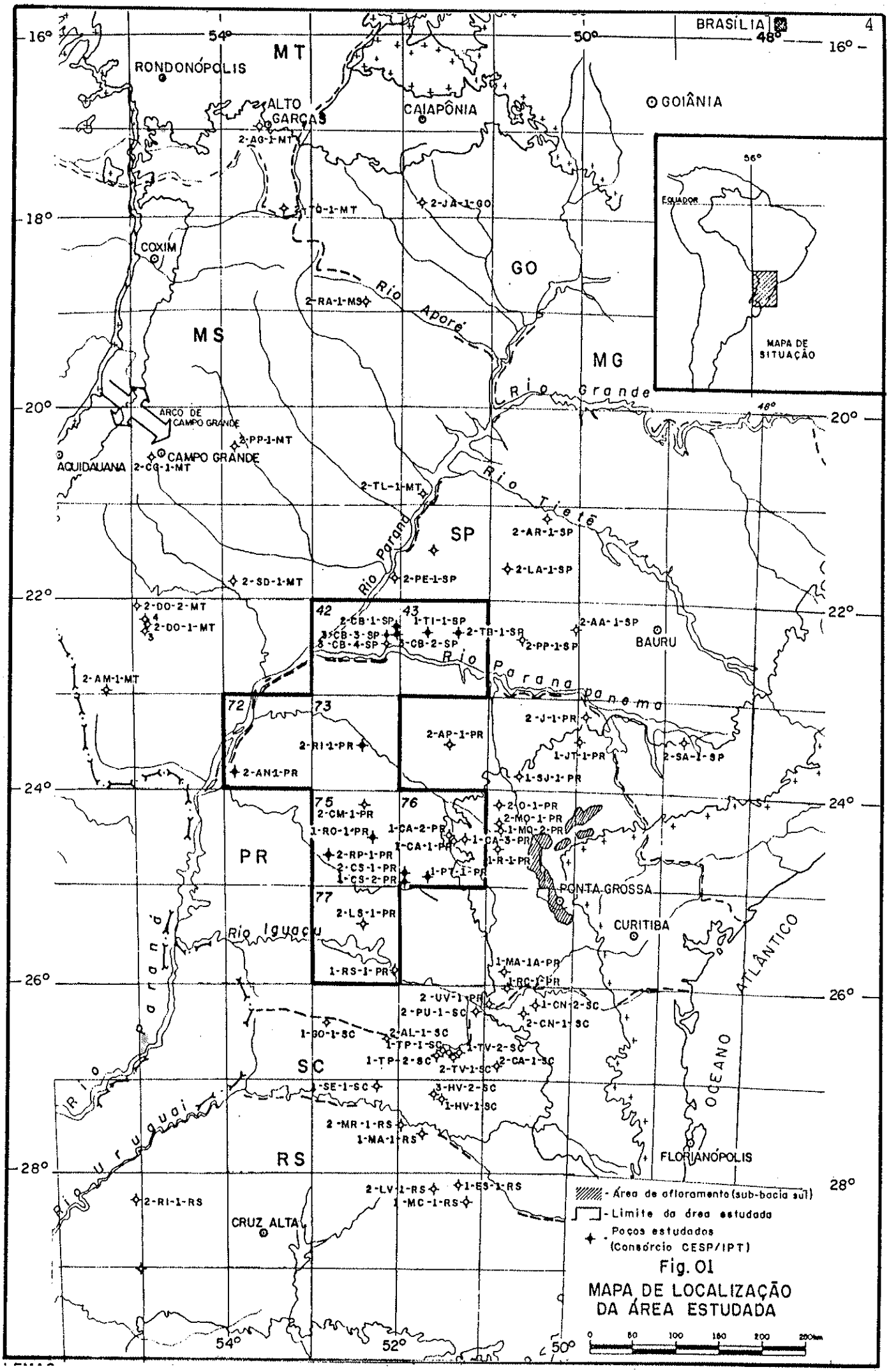


Fig. 01
MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

01, estratigráfico), ambos no bloco ACS-75; 2-CS-1-PR (Chapéu do Sol nº 01, estratigráfico), 1-CS-2-PR (Chapéu do Sol nº 02, pioneiro) e 1-PT-1-PR (Pitanga nº 01, pioneiro), situados no bloco ACS-76.

Alguns poços perfurados pela PETROBRÁS na sub-bacia devoniana sul foram consultados apenas com a finalidade de se obterem informações suplementares, o mesmo sendo feito em relação à faixa de afloramento da unidade no Estado do Paraná, junto ao Arco de Ponta Grossa.

1.4 Metodologia

A metodologia utilizada na execução deste trabalho consistiu fundamentalmente na análise e interpretação de perfis elétricos/radioativos, notadamente o de raios gama, e de testemunhos.

Uma ordem de descrição dos poços foi estabelecida com base no sentido principal de deposição dos sedimentos, iniciada a partir das locações mais próximas às bordas, em direção às zonas de sedimentação mais centrais, considerando-se que na área estudada podem ser definidas duas fontes principais de detritos, uma aproximadamente a leste-nordeste do Estado de São Paulo, e a outra, na direção oeste-sudoeste da bacia devoniana meridional, em relação ao Estado do Paraná.

Os corpos de diabásio intrudidos na unidade, muitas vezes de espessura considerável, foram excluídos das seções visando a facilitar as correlações estratigráficas, com indicação apenas das espessuras nos perfis.

O topo e a base das seções foram marcados principalmente através dos perfis de raios gama e de amostras de calha e, às vezes, por critérios bioestratigráficos.

No contato Furnas-Ponta Grossa, as camadas de transição, quando bem definidas, foram consideradas dentro da Formação Ponta Grossa, num procedimento não formal.

As informações litológicas e as correlações entre poços basearam-se na análise dos perfis elétricos, notadamente o de raios gama, nas escalas 1:1 000 e 1:2 000, e, no caso de intervalos tes

temunhados, também na escala 1:200, associada aos dados de descrição de amostras de calha e testemunhos.

Os parâmetros obtidos foram utilizados para a confecção dos mapas de isópacas e de porcentagem de areia, e aplicados à interpretação ambiental de subseqüências sedimentares identificadas nos perfis a partir de delimitações litofaciológicas, em função das variações do nível de energia.

Foram também levantadas seções estratigráficas, ao sul e ao norte da área estudada, visando a uma análise do comportamento lateral da unidade, à identificação ou definição de possíveis marcos elétricos/radioativos e à associação de padrões de curvas semelhantes nas seqüências litológicas.

O perfil de raios gama foi o que melhor permitiu obter uma idéia geral da evolução seqüencial e do empacotamento sedimentar dos intervalos definidos nas seções. Esse perfil mede a radioatividade natural das rochas, refletindo o conteúdo de pelitos, nos quais os elementos radioativos tendem a se concentrar, em contraste com os arenitos que, em geral, apresentam valores baixos de raios gama. A razão da maior eficiência de respostas do perfil de raios gama na Formação Ponta Grossa, deve-se às características de seus termos pelíticos - predominantemente folhelhos, de origem marinha, e, portanto, mais radioativos, relativamente homogêneos e de ampla extensão. Uma limitação à utilização desse perfil é que corpos arenosos de pequena espessura, intercalados em folhelhos, têm respostas intermediárias semelhantes às de siltitos, confundindo-se com esta litologia, por mostrarem valores médios nas curvas de raios gama em lugar de valores mais baixos, como esperados.

Os formatos da curva de raios gama, algumas vezes complementada pelo perfil de potencial espontâneo, e combinadamente aos de resistividade, permitem distinguir padrões que marcam eventos transgressivos ou regressivos, os quais caracterizam a evolução da seqüência sedimentar devoniana estudada, e, ainda, delimitações litofaciológicas e, secundariamente, o estabelecimento de marcos radioativos (folhelhos argilosos).

O perfil de potencial espontâneo não oferece um bom regis

tro da litologia da Formação Ponta Grossa, uma vez que esta contém arenitos muito fechados, com baixas permeabilidades e, freqüentemente, constituindo camadas finas, o que resulta em respostas não efetivas das variações litológicas. Outro fator limitante é o efeito de sulfetos metálicos, basicamente pirita, ocorrendo tanto nos pelitos como em arenitos, às vezes, em abundância.

Do mesmo modo, o uso do perfil de resistividade deve ser criterioso na identificação de variações litológicas, quando da presença de pirita, que perturba as respostas dessas variações, além da forte influência das características dos fluidos contidos nos espaços porosos.

Por sua vez, os poucos perfis de medidas do ângulo de mergulho dos estratos ("dipmeter"), no caso da unidade em questão, carecem de interpretação adequada e não foram analisados a nível de detalhe, tendo sido úteis na verificação de mergulhos regionais.

Paralelamente à utilização de perfis elétricos, procedeu-se ao estudo de testemunhos de sondagem, em escalas macro e microscópica, quanto à litologia, às variações texturais, ao estabelecimento de seqüências de estruturas sedimentares, incluindo gradacionais e biogênicas (estruturas icnofósseis), e a outros resultados paleontológicos.

Foram analisadas cento e oitenta e quatro lâminas delgadas obtidas de amostras dos testemunhos. Na caracterização petrográfica de arenitos da formação, foram utilizadas tanto a classificação textural de DOTT (1964), com modificações, como a composicional, além das de FOLK (1974). As determinações granulométricas foram baseadas na escala de WENTWORTH (1922), com os valores expressos em milímetros. O conjunto de parâmetros estabelecido pela análise petrográfica, em função da determinação textural, mineralógica e de estruturas em escala de lâmina delgada, e reconhecidas as modificações diagenéticas e/ou por compactação, foi associado a interpretações, visando-se a sua aplicação como um método adicional para a identificação de fácies dos ambientes sedimentares.

No que respeita à sistematização do trabalho, optou-se por fazer a interpretação dos ambientes deposicionais subseqüente à

apresentação e discussão dos dados das seções atravessadas, às vezes, agrupadas, permitindo correspondência imediata entre a análise dos resultados e a interpretação.

1.5 Agradecimentos

A autora expressa seus agradecimentos ao Professor Doutor Oscar Rösler, por aceitar a orientação da dissertação em prazo limitado.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq, pela concessão de bolsa durante o período de obtenção de créditos e de algumas atividades de campo.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo-FAPESP, pela concessão de bolsa durante uma parte dos trabalhos de pesquisa.

À empresa Petróleo Brasileiro S.A. - PETROBRÁS, pela permissão em utilizar os dados obtidos em perfurações do PAULIPETRO-Consórcio CESP/IPT (ofício SUPEX - 5289/83).

Ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A. - IPT, na pessoa do geólogo Júlio de Arruda Bruno, por facultar o acesso ao material utilizado na pesquisa, após o encerramento das atividades do PAULIPETRO - Consórcio CESP/IPT na Bacia do Paraná.

Ao Professor Doutor Thomas R. Fairchild, pela colaboração e sugestões apresentadas.

Aos colegas: em especial, Mariselma Ferreira Zaine e Maria Cristina de Moraes, pelo constante incentivo, pela leitura, comentários e sugestões feitas; José Geraldo Resende Rola, pela revisão de parte do texto, principalmente na análise de perfis elétricos; José Eduardo Zaine, Jorge Hachiro, Hélio Nobile Diniz, Ana Brígida Figueiredo Cardoso, Francisco José Fonseca Ferreira, Antonio Roberto Saad e Almério Barros França, pelo apoio e contribuições apresentadas ao trabalho.

À bibliotecária Wilma Rosa, do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A. - IPT, pela colaboração na obtenção de bibliografia pertinente à pesquisa e revisão das refe

rências bibliográficas.

Aos técnicos, em particular, Norberto Santa, do então Agrupamento de Laboratórios do PAULIPETRO - Consórcio CESP/IPT, e Claudio Hopp, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pela confecção das lâminas delgadas.

Aos desenhistas, do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A. - IPT, Leopoldo Calligaris Neto, pela elaboração dos perfis compostos e de seções estratigráficas, Aluízio de Souza Frota, pela preparação e correção de ilustrações gráficas, e Juan Antonio P. Pujante, pela colaboração nos mapas; e à arquiteta Maria Alzira Figueiredo Pedras, pelo apoio e pela colaboração na confecção e reprodução dos desenhos.

Ao fotógrafo Wilde de Almeida, do então Agrupamento de Laboratórios do PAULIPETRO - Consórcio CESP/IPT, pela documentação fotográfica dos testemunhos estudados.

Às secretárias Edinaura Arcanjo Barcelos, Denise Aparecida Cavalheiro, Araíde Sanches e Magali Caracciolo Martins, pelo prestimoso serviço de datilografia.

À equipe da gráfica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, na pessoa do Senhor Jayme Alves da Silva, pelos trabalhos de montagem e encadernação da dissertação.

A todas as pessoas que, direta ou indiretamente, colaboraram nesta pesquisa, o mais sincero reconhecimento da autora.

2 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE A FORMAÇÃO PONTA GROSSA

2.1 Definição

O termo Ponta Grossa, consagrado como unidade litoestratigráfica na categoria de formação, foi primeiramente utilizado por OLIVEIRA (1912), designando como Folhelho de Ponta Grossa a seqüência de folhelhos aflorantes nos arredores da cidade homônima, no Estado do Paraná. Basicamente, a formação é composta de sedimentos pelíticos - folhelhos e siltitos -, em geral, com intercalações de corpos arenosos. Constitui a unidade superior do Grupo Paraná, nome introduzido por MORAES REGO (1931, 1940) com a terminologia de "série", em substituição à designação anterior Campos Gerais, e o qual corresponde ao Devoniano da Bacia do Paraná e é subdividido, tradicionalmente, em duas seqüências sedimentares clásticas. A seqüência basal é representada pela Formação Furnas, caracteristicamente arenosa.

2.2 Relações estratigráficas

As duas unidades - Formações Furnas e Ponta Grossa - embora apresentem feições litológicas, sedimentares e paleontológicas bastante distintas, mantêm entre si contato normalmente concordante, apesar de haver opiniões divergentes. Semelhante relação estratigráfica é observável tanto em seções de superfície, como, mais nitidamente, em subsuperfície, sendo bem evidenciada através de perfis elétricos, notadamente no de raios gama.

Em quase toda a extensão da bacia, a Formação Ponta Grossa assenta-se sobre a Formação Furnas, havendo um certo consenso entre os autores de que o contato entre ambas seja transicional. Em muitas áreas, ocorrem camadas de transição, com passagem gradativa e contínua entre os arenitos da unidade subjacente e os sedimentos característicos da Formação Ponta Grossa. Tais camadas foram denominadas informalmente de "zona de transição" por PETRI (1948), que constatou, na região de Jaguariaíva, Estado do Paraná, uma espessura de cerca de 7 metros para as mesmas, consistindo de siltitos fossilíferos intercalados com arenitos grosseiros, estes mostrando tubos biogênicos e pistas de vermes. Em certos locais, conforme admitem MÜHLMANN *et al.* (1974), entre outros, o contato

Furnas-Ponta Grossa tende a abrupto, fato que pode ser considerado em certas seções de subsuperfície, como no caso dos poços 1-CA-3-PR (Cândido de Abreu nº 03, PR , Consórcio CESP/IPT) e 2-LS-1-PR (Laranjeiras do Sul, PR). De qualquer modo, considera-se que a relação areia/argila diminua gradualmente para cima, nas sondagens (FÚLFARO *et al.*, 1980).

Na borda nordeste da Bacia do Paraná, a leste de Iporá e Amorinópolis, Estado de Goiás, segundo ANDRADE e CAMARÇO (1980), a Formação Ponta Grossa, representada por sedimentos atípicos clásticos grosseiros, está assentada diretamente sobre o Embasamento Cristalino.

O contato da Formação Ponta Grossa, com a unidade sobrejacente (Formação Itararé; Formação Aquidauana na parte norte da bacia, e Formação Botucatu, Grupo Bauru e Formação Cachoeirinha, na borda noroeste, Estado de Mato Grosso) é marcado por forte discordância erosiva (MÜHLMANN *et al.*, 1974; SCHNEIDER *et al.*, 1974).

Essa discordância, pré-carbonífera, relaciona-se a processo epirogenético positivo na Bacia do Paraná, iniciado no Devoniano Superior, com falhamento de toda a coluna sedimentar do Grupo Paraná, provocando fenômenos erosivos e a reestruturação da bacia a partir do Carbonífero Superior (FERREIRA, 1982; FÚLFARO *et al.*, 1982). Tais eventos tectônicos não são registrados nas duas outras grandes bacias sedimentares da Plataforma Sul-Americana (Maranhão e Amazonas) a essa época, estando bem representadas as subseqüências regressivas do final desse ciclo de sedimentação, e correspondentes ao Carbonífero Inferior. São postulados processos de construção deltaica, com a formação de deltas coalescentes, para a Bacia do Maranhão (CAROZZI *et al.*, 1975).

2.3 Características litológicas e sedimentares

Em termos litológicos, a Formação Ponta Grossa consiste de folhelhos cinza escuros a pretos, argilosos, com variação a síltico e síltico-arenosos, por vezes carbonosos, e de siltitos cinzentos; em parte, micáceos, fossíferos e com intercalações de arenitos cinza claros, muito finos a finos, em alguns locais, médios, comumente com matriz argilosa a síltica e/ou micáceos, também contendo fósseis, representados principalmente por icnofósseis, e, em

geral, formando bancos de até 5 a 6 m de espessura. Quando alterada, a unidade mostra, predominantemente, colorações amarela, arroxeada e castanha (MÜHLMANN *et al.*, 1974).

Em subsuperfície, normalmente entre folhelhos e siltitos, ocorrem corpos de diabásio de idade juro-cretácea, que podem atingir uma espessura total superior a 600 m, como no poço 2-RI-1-PR (Rio Ivaí, PR, Consórcio CESP/IPT).

Entre as estruturas sedimentares primárias, a laminação plano-paralela, às vezes incipiente, é de ocorrência generalizada por toda a seção, sendo a mais característica. Em certos intervalos encontram-se, com freqüência, laminações onduladas, lenticulares, irregulares e "flaser" (cf. REINECK e SINGH, 1973), além de bioturbação, por vezes, intensa. Subordinadamente, estão presentes estratificações cruzadas, mais comumente, de pequeno porte, estrutura de escavação e preenchimento, estruturas gradacionais, incluindo-se pequenos ciclos ou ritmitos gradacionais granodecrescentes (granulação desde areia muito fina até argila), e concreções. Observam-se pequenos escorregamentos locais.

2.4 Distribuição geográfica e espessura

Geograficamente, a Formação Ponta Grossa distribui-se desde o norte do Estado de Santa Catarina, ao sul da Bacia do Paraná - em cuja direção se acunha rapidamente em subsuperfície -, até os Estados de Mato Grosso e Goiás, na borda norte. As áreas de afloramento estão localizadas tanto nesses dois últimos, onde a unidade alcança espessuras de 200 a 300 m, bem como, a leste do Estado do Paraná, junto ao Arco de Ponta Grossa, com espessura de até 200 m.

Para o sul da bacia, a unidade acha-se bem definida até os poços 2-UV-1-PR (União da Vitória, PR), 2-PU-1-SC (Porto União, SC), 1-CN-2-SC e 2-CN-1-SC (Canoinhas, SC). Em sondagens próximas à divisa dos Estados do Paraná e Santa Catarina, a formação ainda se mostra relativamente espessa, como registrado nos poços 1-RC-1-PR (Rio Claro, PR) e 2-UV-1-PR (União da Vitória, PR), ambos com aproximadamente 200 m de sedimentos, e no poço 1-RS-1-PR (Rio Segredo, PR, Consórcio CESP/IPT), com cerca de 280 m (Figuras 01 e 03). Afora essas áreas, rochas pertencentes à unidade também foram identi

ficadas no poço 1-SE-1-SC (Seara, SC, Consórcio CESP/IPT), junto ao Alinhamento do Rio Uruguai (Figura 02), em região de intensa movimentação tectônica, registrando espessa seqüência de sedimentos pré-devonianos. A ocorrência da Formação Ponta Grossa, nesse poço, é atribuída a provável fossa tectônica, responsável pela preservação dos sedimentos da unidade durante a fase erosiva pré-carbonífera.

As maiores espessuras da Formação Ponta Grossa, em subsuperfície, alcançam cerca de 650 m na área de Apucarana, Estado do Paraná (poço 2-AP-1-PR), e 467 m na de Alto Garças, Estado de Mato Grosso (poço 2-AG-1-MT), no depocentro setentrional.

A presença de rochas devonianas pertencentes à Formação Furnas, encontradas em sondagens para o centro-norte e centro-sul do Estado de Santa Catarina, como em 1-TP-1-SC (Três Pinheiros, SC), 2-AL-1-SC (Abelardo Luz, SC, Consórcio CESP/IPT) e 1-HV-1-SC (Herval Velho, SC), parece indicar que o desaparecimento da Formação Ponta Grossa, nessas áreas (Figuras 01 e 03), deve-se mais provavelmente à erosão pré-carbonífera do que à não deposição dos sedimentos, ou mesmo, a uma dominância de clásticos arenosos devido à proximidade da borda sul.

2.5 Controle tectono-estrutural

A existência de diferenças litológicas e paleontológicas significativas nos sedimentos da Formação Ponta Grossa evidencia o desenvolvimento de uma sub-bacia ao norte e uma ao sul do Alinhamento Estrutural de Guapiara, o qual mostra continuidade a oeste do Rio Paraná, representada pelo Alto de Três Lagoas e o Arco de Campo Grande (Figura 02). Esse alinhamento, atuando como um alto, separa os depocentros de Alto Garças e de Apucarana (FERREIRA *et al.*, 1981).

Interpreta-se atualmente, a partir de dados aeromagnéticos, a Depressão de Apucarana como tendo sido controlada tectonicamente pela atividade negativa do bloco limitado pelos Alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonso, com orientação N50-55W (Figura 02). A reativação dessas zonas de fratura, ao final do Siluriano e no início do Devoniano, com o levantamento do Arco de Assunção, e correspondentes aos limites de um grande "graben" ou au

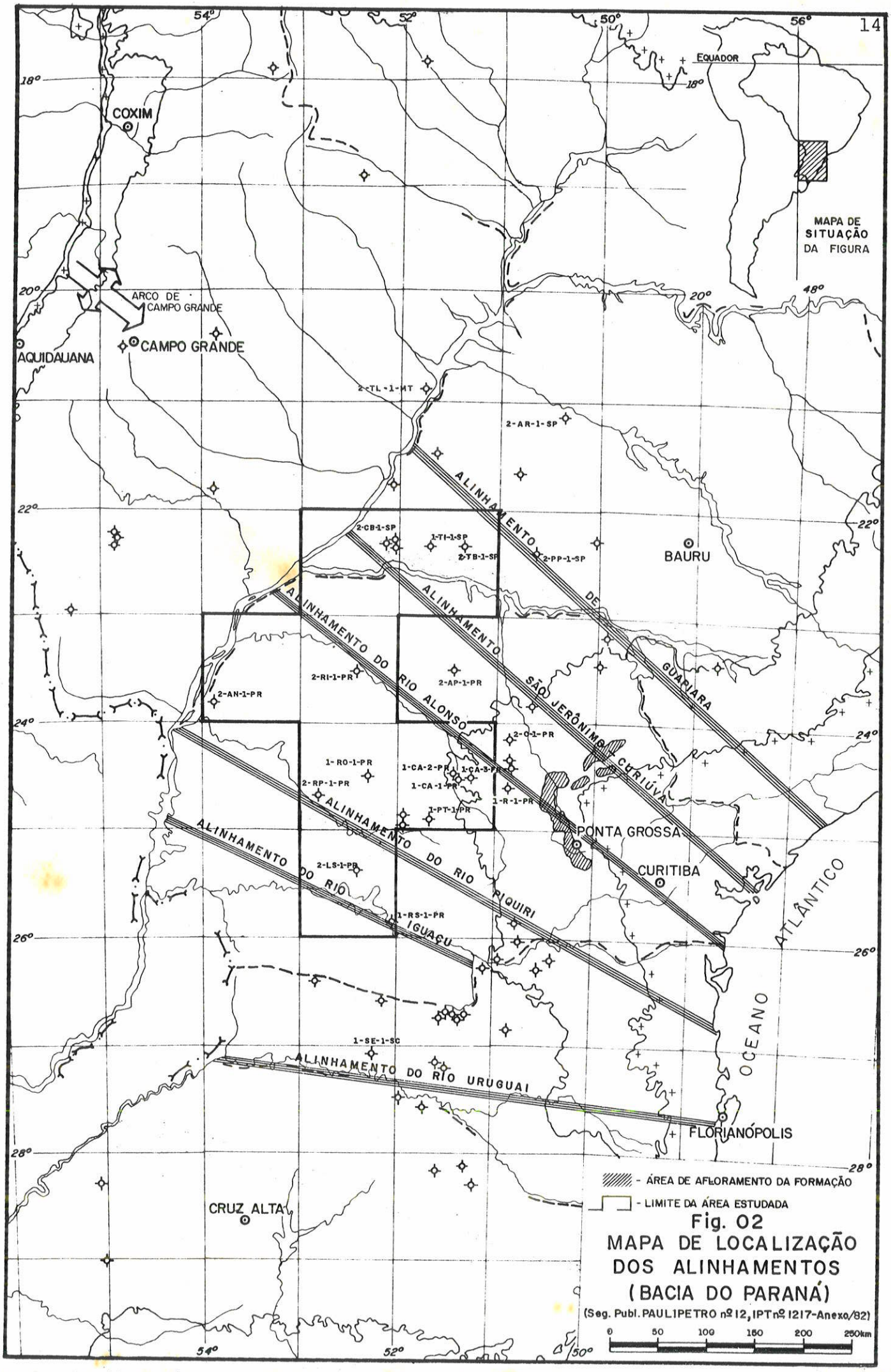


Fig. 02
MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS ALINHAMENTOS (BACIA DO PARANÁ)
(Seg. Publ. PAULIPETRO nº 12, IPT nº 1217-Anexo/82)

lacógeno eopaleozóico, teria determinado a direção francamente NW-SE do eixo da calha deposicional do Grupo Paraná, em particular, o da Formação Ponta Grossa (FÚLFARO *et al.*, 1982).

Nova reativação de tais alinhamentos manifesta-se a partir do Devoniano Superior, com falhamentos e conseqüente erosão das rochas desse grupo ao longo do Carbonífero Inferior, conforme mencionado anteriormente.

O desenvolvimento de lentes arenosas e conglomeráticas nos folhelhos da formação, nas áreas de afloramento junto ao Arco de Ponta Grossa, a leste do Estado do Paraná, bem como, o aumento da freqüência de arenitos lenticulares e a ausência de alguns intervalos bioestratigráficos na região de Três Lagoas, Estado de Mato Grosso do Sul, no poço 2-TL-1-MT, referidos por NORTHFLEET *et al.* (1969), estariam relacionados à atuação dos referidos alinhamentos, segundo a opinião dos autores inicialmente citados, FERREIRA *et al.* (1981).

A hipótese de ligação, no Devoniano, da Bacia do Paraná com a do Maranhão, por meio de um "seaway" na faixa da geossutura Tocantins-Araguaia, é igualmente interpretada como resultante da reativação das linhas de fraqueza do embasamento das bacias da Plataforma Sul-Americana (FÚLFARO *et al.*, 1982).

Mesmo os mapas de isópacas (NORTHFLEET *et al.*,1969) e os de tendências da unidade (FÚLFARO, 1971) mostram distintamente os dois depocentros da bacia devoniana, ao norte, na área de Alto Garças, Estado de Mato Grosso, e, ao sul, na região de Apucarana, Estado do Paraná.

2.6 Divisão litoestratigráfica

Como regra geral, a Formação Ponta Grossa se mostra mais arenosa na sub-bacia norte, tendendo os arenitos a uma granulação mais grosseira. Sob esse aspecto, em relação à porção nordeste da Bacia do Paraná, no Estado de Goiás, ANDRADE e CAMARÇO (1980), ao dividirem informalmente a unidade em três membros, descreveram o membro médio como constituído, principalmente, de arenitos avermelhados de granulação média a grossa, com intercalações de arenitos finos, e apresentando estruturas de escavação

preenchidas por conglomerados, caracterizando deposição progradacional. Os outros membros foram definidos como compostos de arenitos finos a médios, intercalando siltitos e folhelhos intensamente bioturbados. O membro médio seria restrito à borda nordeste da bacia, desaparecendo na região entre Caiapônia e Jataí, Estado de Goiás. No poço 2-JA-1-GO (Jataí, GO), os arenitos correspondentes a esse membro alcançam 70 m de espessura.

Na sub-bacia sul, a seção de referência da formação em superfície acha-se exposta nos arredores da cidade de Jaguariaíva, Estado do Paraná. Essa seção serve de base litológica para a divisão estratigráfica proposta por LANGE e PETRI (1967),consistindo de três membros, que recebem designações locais referentes a determinados intervalos de seções aflorantes da unidade.

Os membros inferior e superior são denominados, respectivamente, de Jaguariaíva e São Domingos, e caracterizam-se como predominantemente síltico-argilosos, apresentando o superior, cores mais escuras, até preta, e maior quantidade de pirita. Admite-se que o Membro Jaguariaíva seja restrito ao Estado do Paraná, ocorrendo tanto em superfície como em subsuperfície.

FÚLFARO *et al.*(1980) distinguem os folhelhos do membro inferior em relação aos do superior, principalmente pela tendência dos primeiros a se mostrarem mais sílticos a arenosos, além de micáceos e com concreções sideríticas. Segundo MÜHLMANN *et al.* (1974), é difícil diferenciar esses dois membros em bases litológicas.

O membro médio, Tibagi, é descrito como constituído de arenito muito fino, com matriz argilosa, micáceo, passando para o topo a arenitos mais grosseiros, até médios, os quais, por sua vez, mudam para folhelhos. Essa alternância litológica pode se repetir na seção, embora se admita a fácies arenosa como a mais constante e contínua, verticalmente, em afloramentos.

Cita-se como litologia atípica do membro médio a ocorrência, próximo à cidade de Ponta Grossa, Estado do Paraná, de arenitos conglomeráticos, com pequenos seixos, bem arredondados e discóides, de quartzo e quartzito; são sucedidos por uma camada de folhelho micáceo, com restos de plantas, e que passa, no topo, pa

ra folhelhos do Membro São Domingos, conforme determinado pelos microfósseis presentes.

Para LANGE e PETRI (1967), o Membro Tibagi mostra-se predominantemente argiloso no sentido do depocentro meridional da bacia, como observado na seção do poço 2-AP-1-PR (Apucarana, PR). Já em direção a oeste do Estado do Paraná, em subsuperfície, esse intervalo da unidade volta a se apresentar mais arenoso, geralmente na forma de bancos de arenitos, de espessura variada, intercalados com folhelhos, semelhante ao que ocorre na região do Arco de Ponta Grossa.

São feitas restrições quanto à ocorrência generalizada dos três membros e de suas litologias características no âmbito da Bacia do Paraná, mesmo para a sub-bacia sul e para as próprias áreas de afloramento no Estado do Paraná. Em decorrência, MÜHLMANN *et al.* (1974) mantêm a formação indivisa, distinguindo somente a existência de três fácies na seção do poço 2-AP-1-PR (Apucarana, PR), na região do depocentro meridional, sendo que a superior, com caráter síltico-arenoso nessa área, mostra-se mais persistente, tanto em superfície como em subsuperfície. Esse fato é também observado nos poços perfurados, mais recentemente, pelo PAULIPETRO-Consórcio CESP/IPT. Costuma-se adotar a divisão estratigráfica proposta por LANGE e PETRI (*op.cit.*) especificamente para as seções aflorantes da formação no Estado do Paraná, sem implicações quanto à ocorrência em escala mais regional.

2.7 Paleontologia e idade

Uma das mais importantes características da Formação Ponta Grossa tem sido considerada a abundância de restos fósseis, com distribuição por extensa área da bacia.

A macrofauna é típica da Província Malvinocáfrica, particularmente no âmbito da sub-bacia sul, constituindo uma unidade faunística com associações devonianas da América do Sul meridional e da África do Sul (Grupo Bokkeveld), e teria atingido seu maior desenvolvimento no Devoniano Inferior (LANGE e PETRI, *op.cit.*).

Entre os macrofósseis, são encontrados, predominantemente, braquiópodes articulados e inarticulados, bivalves, gastrópodes

e outros moluscos, pertencentes ao gênero *Tentaculites*, além de trilobitas e equinodermas; mais raramente, cefalópodes e cifozoários.

O referencial básico para o conhecimento paleontológico dos fósseis devonianos da América do Sul ainda é a publicação de CLARKE (1913). Determinações de novos taxa foram poucas, encontradas em LANGE (1943), com a descrição de alguns braquiópodes; em CASTER (1954 a, b), sobre dois gêneros de equinodermas, cada um com uma espécie nova; e em PETRI (1967), com a espécie de bivalve *Actinopteria langei*.

A macrofauna devoniana é menos conhecida na sub-bacia norte. Mais recentemente, o trabalho de QUADROS (1984) enfoca o estudo de braquiópodes devonianos do Estado de Mato Grosso, na região da Chapada dos Guimarães.

Novas contribuições paleontológicas na área da sub-bacia sul são oferecidas por PINTO e PURPER (1984), POPP (1984) e CIGUEL *et al.* (1984). Entre outros trabalhos de revisão sobre macrofósseis, destacam-se os de CASTER (1939), LANGE (1947, 1954) e de BOUCOT e GILL (1956). O último é referente à espécie de braquiópode articulado *Leptocoelia flabellites*, passando a ser descrito como o novo gênero *Australocoelia*, característico da fauna malvinocáfrica, enquanto a espécie anterior era considerada a única correlacionável ao Devoniano Inferior da América do Norte. LANGE e PETRI (1967) mencionam a ocorrência de *Australocoelia* acima de camadas correspondentes ao Devoniano Médio, no Estado de Mato Grosso. Até o momento, não se conhece espécie-índice no Devoniano da Bacia do Paraná.

O maior conhecimento dos microfósseis da unidade possibilitou estabelecer o zoneamento bioestratigráfico da mesma, com base em quitinozoários e alguns acritarcas (LANGE, 1967), e em palinomorfos, principalmente esporos (DAEMON *et al.*, 1967), definindo-se quatro intervalos representados pelos andares Emsiano (zona D_2), Eifeliano (zona D_3), Givetiano (zona D_4) e Frasniano (zona D_5). A deposição da formação estende-se, portanto, desde o Devoniano Inferior até o Superior. A Formação Furnas, subjacente, praticamente afossilífera, é relacionada à zona bioestrati

gráfica D_1.

Os sedimentos mais antigos da Formação Ponta Grossa são referidos às áreas dos depocentros meridional e setentrional da bacia devoniana, somente aflorando junto ao Arco de Ponta Grossa (LANGE e PETRI, 1967; MÜHLMANN *et al.*, 1974).

2.8 Ambientes deposicionais

Condições deposicionais marinhas são evidenciadas pelo próprio conteúdo fossilífero da unidade. As características litológicas, notadamente na sub-bacia sul, associadas à ocorrência generalizada de determinadas estruturas sedimentares, como laminações plano-paralelas, muitas vezes incipientes, indicam condições de baixa energia dominantes no ambiente deposicional, prevalecendo transporte de material fino em suspensão, através de plataforma marinha rasa, epicontinental. Processos de tração e saltação aparentam ser comuns para os trechos arenosos do intervalo médio da formação, em determinadas áreas de superfície e de subsuperfície, e associados, entre outros fatores, a oscilações do nível de base das ondas, evidenciadas pela variação de estruturas icnofósseis, de acordo com a proporção de matriz. A ação mais efetiva de correntes é constatada em alguns níveis e/ou áreas, como em afloramentos do Estado do Paraná, com ocorrência de fósseis iso-orientados, ou seja, *Tentaculites* (LANGE e PETRI, 1967).

SCHNEIDER *et al.* (1974), entre outros, admitem ambiente de águas rasas e com influência de marés na deposição de certas partes da formação e, condições de águas mais calmas em outras, como na seção de Apucarana, Estado do Paraná. As primeiras condições parecem ocorrer em direção ao intervalo superior das seções, como nos poços da área oeste do Estado de São Paulo, com predomínio de sedimentos síltico-arenosos. Na base da unidade, podem-se reconhecer, em seções de superfície e, algumas vezes, de subsuperfície, a existência de ambientes mais propriamente litorâneos.

Há registros, por outro lado, de ocorrência de organismos "in situ", indicativa de sedimentação em águas calmas, como no caso de equinodermas (estrelas-do-mar) encontrados em provável posição de vida, com a superfície aboral para cima, ou de exemplares do braquiópode inarticulado *Lingula*, apresentando as val

vas conjugadas, ou com o pedículo preservado e cortando o acamamento.

Na borda nordeste da Bacia do Paraná, ANDRADE e CAMARÇO (1980) admitem processos de construção deltaica para o membro médio da formação.

2.9 Condições paleogeográficas e climáticas

A grande espessura de sedimentos da unidade na região atualmente ocupada pelo Arco de Ponta Grossa, conforme mostram os mapas de tendências e de isópacas, bem como, seu rápido acunhamento para sul, estando totalmente ausente no Estado do Rio Grande do Sul, são os principais fatos referidos como evidências da entrada do mar devoniano, na Bacia do Paraná, através da região leste do Estado do Paraná (FÚLFARO *et al.*, 1980).

De modo geral, postula-se a existência de águas frias, embora sem influência glacial, durante a deposição dos sedimentos da formação, tendo por critério principal a falta de fatores indicativos de clima quente, devido à não ocorrência de rochas calcárias e de corais, comuns em seqüências sedimentares devonianas do hemisfério norte, e, ainda, à presença abundante de braquiópodes inarticulados. Acrescentam-se outros argumentos, como a não variedade da fauna, embora distribuída por vasta área e numerosa em espécimes (SHIRLEY, 1963). Tais colocações não são conclusivas quanto à dominância de clima frio ou de um condicionamento climático da unidade faunística da Província Malvinocáfrica. Nesse contexto, pode-se supor a atuação de correntes oceânicas frias provenientes de áreas de altas latitudes, sem que as últimas condições tenham, necessariamente, prevalecido para a Formação Ponta Grossa.

3 ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO AMBIENTAL DA FORMAÇÃO PONTA GROSSA

A seqüência de análise dos poços na área paulista, próximo à região do Pontal do Paranapanema, dispostos em uma seção orientada leste-oeste, segundo o aporte principal de sedimentos, é a seguinte: 2-TB-1-SP (Taciba nº 01); 1-TI-1-SP (Tarabai nº 01); 2-CB-1-SP (Cuiabá Paulista nº 01); 3-CB-2-SP e 3-CB-3-SP, poços de extensão do anterior, a distâncias regulares de 2,4 e 3,2 km, respectivamente.

As seções da formação na área de Cuiabá Paulista são as que apresentam menor espessura em subsuperfície, na sub-bacia sul, embora contíguas ao depocentro. A maior densidade de poços deve-se ao fato de que a primeira perfuração apresentou zona portadora de gás, correspondendo a arenitos da parte basal da Formação Itararé. Tais poços foram analisados em conjunto, uma vez que possuem espessuras e características litológicas semelhantes na Formação Ponta Grossa, mas, observando-se que a seção em 2-CB-1-SP (Cuiabá Paulista nº 01) é a única de natureza essencialmente pelítica.

No caso das sondagens efetuadas no Estado do Paraná, torna-se mais difícil adotar o mesmo critério, devido à maior dispersão geográfica das locações e a variações de procedência dos sedimentos.

O primeiro poço estudado está situado mais para a borda oeste da sub-bacia devoniana sul, apresentando em maior proporção os efeitos de fonte arenosa localizada naquela direção ou próximo. Trata-se do poço 2-AN-1-PR (Altônia nº 01), única locação do bloco ACS-72 de concessão do Consórcio CESP/IPT e a mais profunda efetuada na bacia. Já os outros poços foram perfurados em regiões vizinhas ao depocentro meridional (Figuras 01 e 03).

Considerando as colocações feitas, foi estabelecida a seguinte seqüência de descrição para esses poços: 2-AN-1-PR (Altônia nº 01); 2-RI-1-PR (Rio Ivaí nº 01), 1-RO-1-PR (Roncador nº 01) e 2-RI-1-PR (Rio Piquiri nº 01), analisados conjuntamente visto a similaridade litofaciológica, embora distanciados, situando-se o primeiro no bloco ACS-73 e os outros dois no ACS-75; 2-CS-1-PR (Chapéu do Sol nº 01), 1-CS-2-PR (Chapéu do Sol nº 02) e 1-PT-1-PR (Pitanga nº 01), localizados a sudoeste do bloco ACS-76, e estes também

discutidos associadamente, devido a sua proximidade e correspondência litológica.

As Figuras 03 e 04 ilustram, respectivamente, os mapas de isópacas e de porcentagem de areia da Formação Ponta Grossa, na sub-bacia devoniana sul.

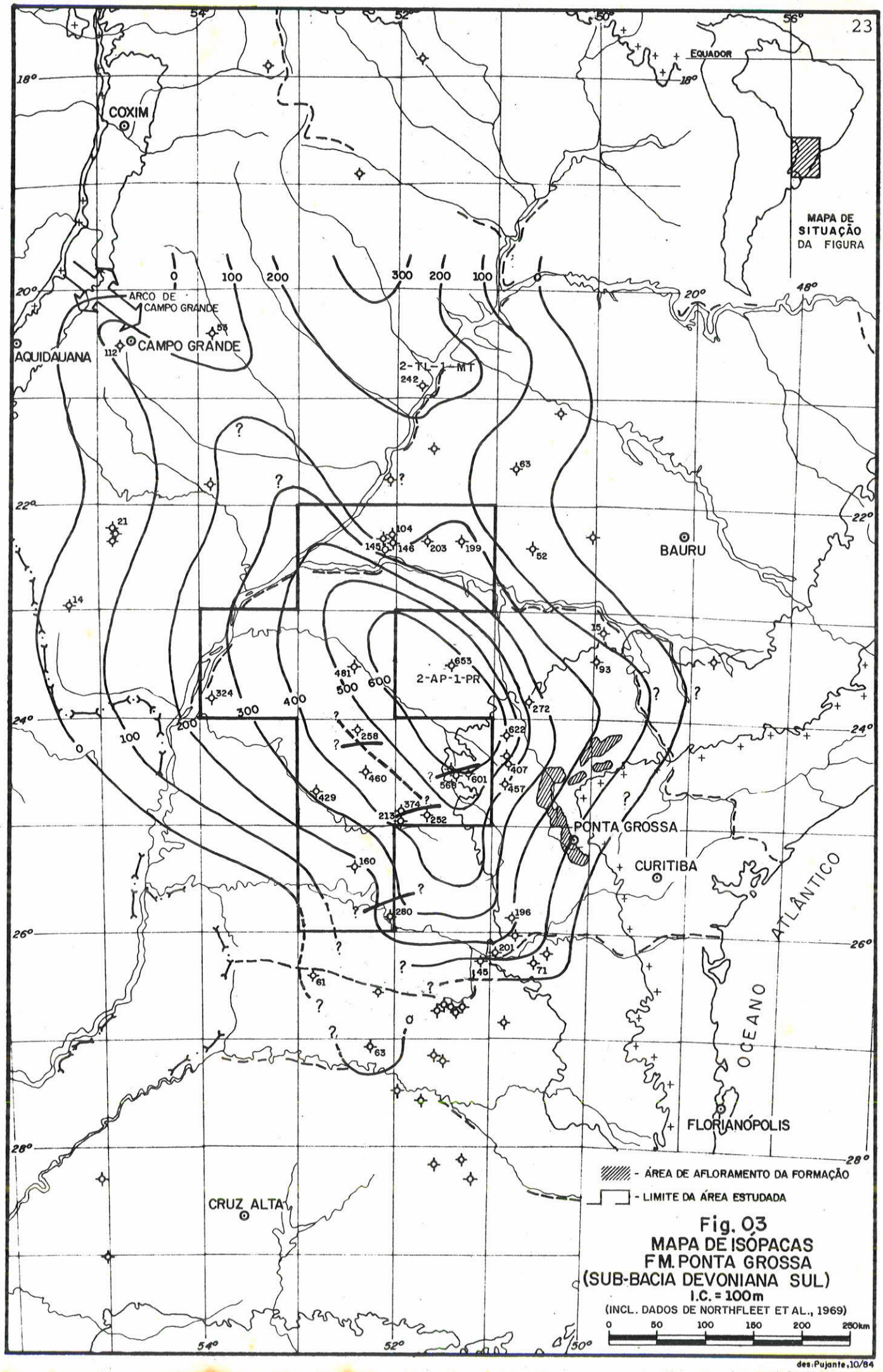


Fig. 03
MAPA DE ISÓPACAS
F.M. PONTA GROSSA
(SUB-BACIA DEVONIANA SUL)
I.C. = 100m
(INCL. DADOS DE NORTHFLEET ET AL., 1969)

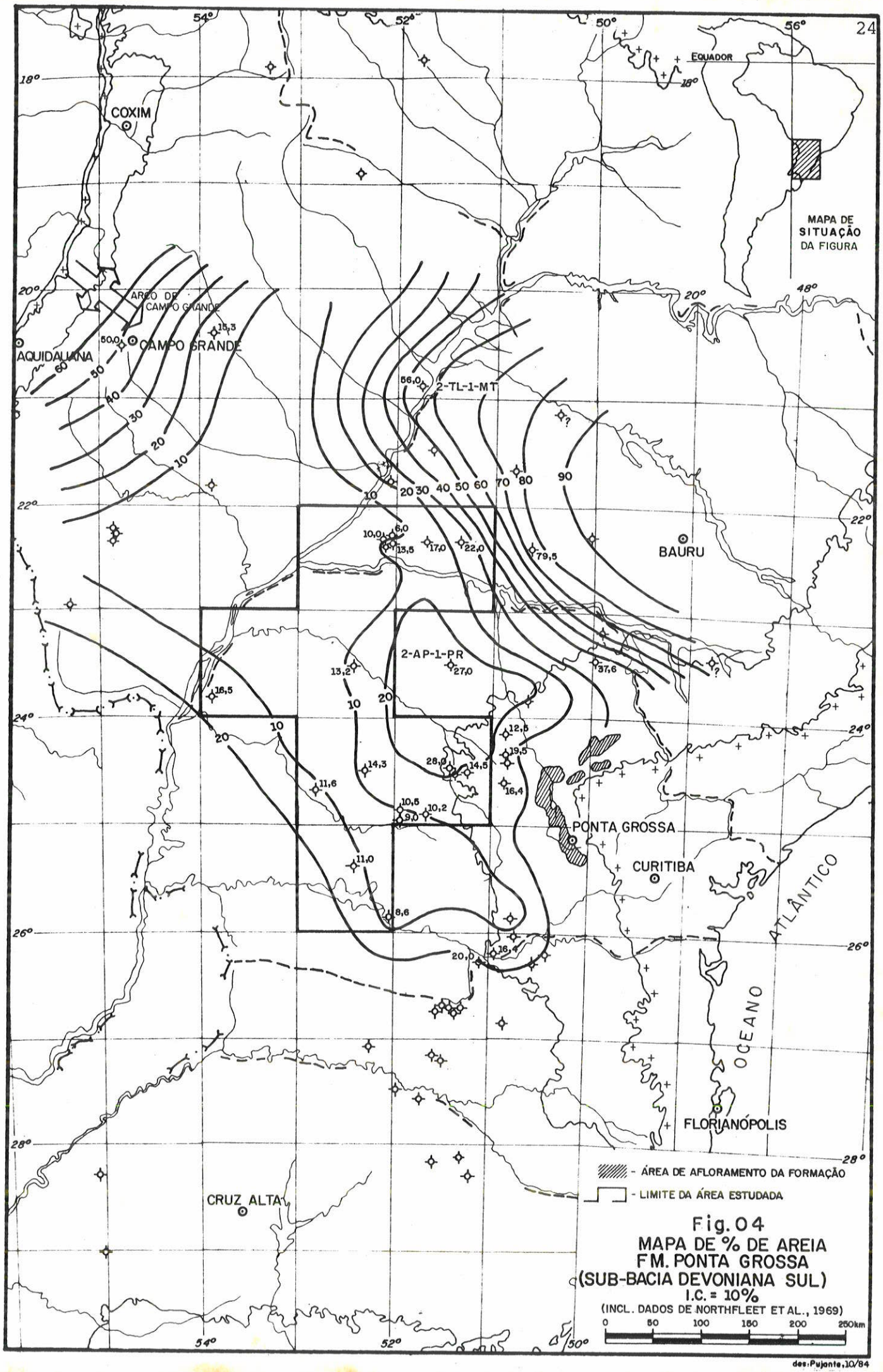


Fig. 04
MAPA DE % DE AREIA
F.M. PONTA GROSSA
(SUB-BACIA DEVONIANA SUL)
I.C. = 10%
(INCL. DADOS DE NORTHFLEET ET AL., 1969)

des: Pujante, 10/84

3.1 Poço 2-TB-1-SP (Taciba nº 01)

3.1.1 Localização e feições estruturais regionais

O poço 2-TB-1-SP (Taciba nº 01, estratigráfico) foi locado no município de Taciba, a oeste do Estado de São Paulo, no bloco ACS-43 da Bacia do Paraná, de concessão do Consórcio CESP/IPT, e tendo como coordenadas geográficas 22°20'1",75 Lat. S e 51°20'47",97 Long. W.

A área da sondagem situa-se entre os Alinhamentos de Guapiara e de São Jerônimo-Curiúva, com direção NW-SE (Figura 02), e estando próxima do primeiro.

3.1.2 Análise dos resultados

3.1.2.1 Análise litológica e estratigráfica através de perfis elétricos

A seção da Formação Ponta Grossa no poço ocorre entre as profundidades de 4043,0 e 4466,0 m, apresentando espessura de 199,0 m de sedimentos. Acham-se intercalados dois corpos de diabásio que totalizam 224,0 m de espessura. A seção atravessada é indicada no perfil composto da Figura 05.

O contato superior da unidade (4043,0 m), com os arenitos da base da Formação Itararé, é abrupto, de caráter erosivo, estando esses sedimentos caracterizados, em amostras de calha, por granulação média a grosseira, em parte conglomerática, e por coloração clara.

O contato com a Formação Furnas, subjacente, é transicional, com aumento gradual nos índices de argilosidade a partir da base para a porção superior, devido à ocorrência, cada vez mais freqüente, de finas camadas de siltitos e folhelhos intercaladas com corpos de arenitos, inicialmente mais espessos. O posicionamento do contato a 4466,0 m foi determinado pelo término da estabilização do padrão da curva de raios gama, de valores representativos de arenitos de pouca argilosidade, correspondendo ao topo da Formação Furnas e encontrados em calha logo abaixo desse nível. Portanto, as camadas de transição foram consideradas dentro da Formação Ponta Grossa.

PERFIL COMPOSTO

FORMAÇÃO PONTA GROSSA

POÇO: 2 - TB - 1 - SP (Paulipetro)

TACIBA Nº01, ESTRATIGRÁFICO

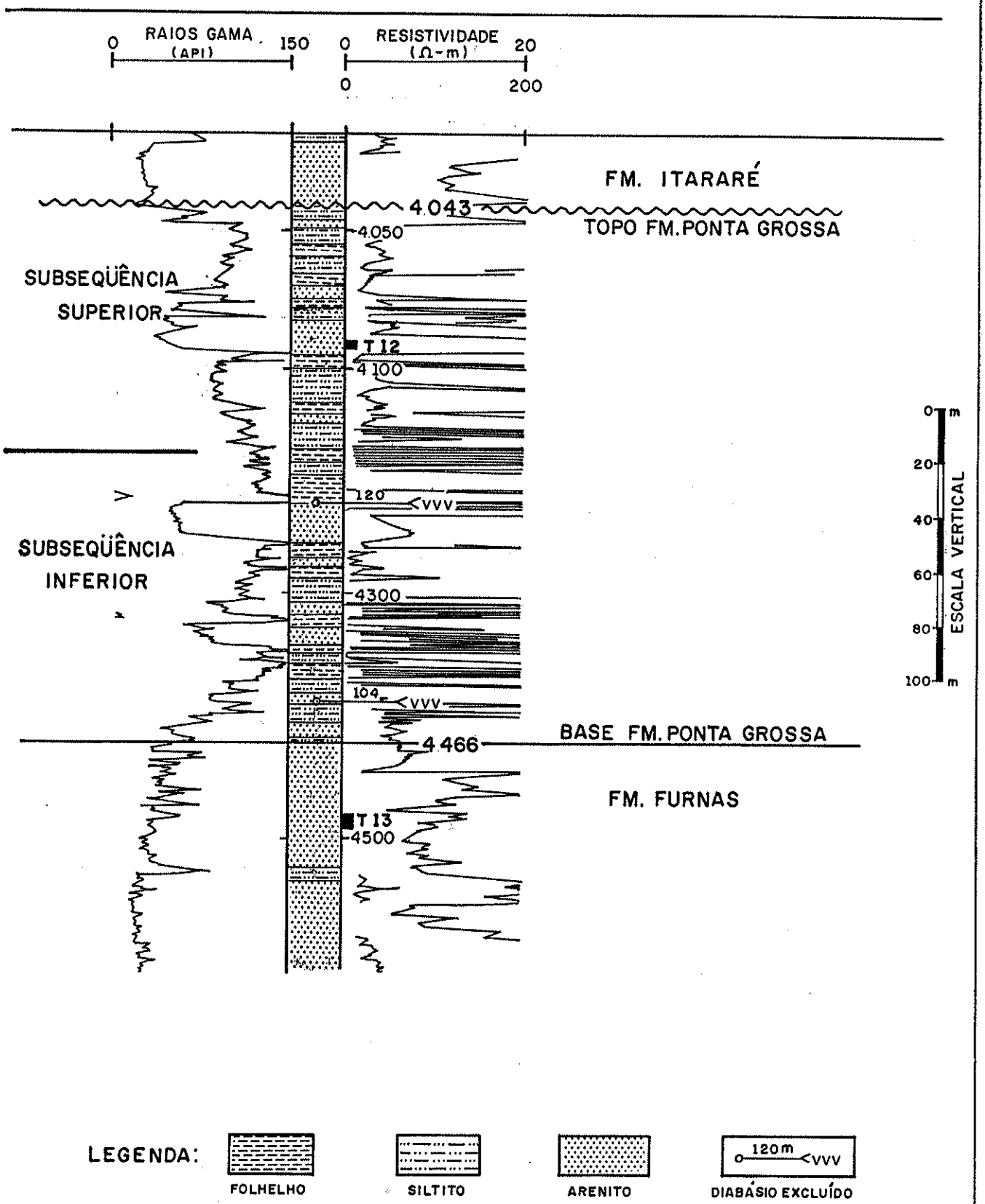


Fig.05

Essa seção é a que se mostra mais arenosa em toda a área estudada no presente trabalho, talvez em função de sua maior proximidade da borda leste da bacia. Tem-se a seção do poço 2-AR-1-SP (Araçatuba, SP) apresentando condições mais típicas de borda, mas, com localização fora dos limites aqui propostos, pertencendo, propriamente, à sub-bacia norte (Figuras 01 a 04).

Litologicamente, a unidade caracteriza-se por folhelhos e siltitos argilosos, de cor cinza média a escura, em parte micáceos, carbonosos, piritosos e finamente laminados, com intercalações de arenitos muito finos a finos, cinza claros, muito compactos. A seqüência argilo-síltica mostra valores mínimos de raios gama em torno de 120 uAPI, chegando até a 160 uAPI, enquanto os termos arenosos possuem valores comumente entre 40 e 70 uAPI, na seção do poço.

De acordo com os padrões das curvas de raios gama e de resistividade, e por correlação com as seções dos poços mais próximos, situados a oeste, em direção ao Pontal do Paranapanema, considerou-se a Formação Ponta Grossa dividida em duas subseqüências sedimentares, como intervalos estratigráficos principais.

A unidade mostra, na base, um padrão transgressivo linear a acelerado, representativo, junto ao contato, de arenitos com intercalações de siltitos e folhelhos, sucedidos por arenitos, siltitos e culminando em folhelhos marinhos, com altos valores de raios gama (até 150 uAPI), à profundidade de 4328,0 m. A seção passa, então, a registrar intercalações de bancos arenosos, com contato basal abrupto, entre os pelitos, indicando várias oscilações regressivas dentro de um outro ciclo de padrão transgressivo, desenvolvido até a profundidade de 4285,0 m. Entre esse nível e 4270,0 m, ocorre um espesso banco de arenito exibindo caráter "coarsening-upward" e contatos abruptos, sendo sugestivo de progradação deltaica, dada a provável proximidade da costa, ou mesmo, fácies (lobo) turbidítica. Os sedimentos arenosos do intervalo inferior da formação podem, também, estar associados à movimentação da zona de falha correspondente ao Alinhamento de Guapiara, como paleoalto. De 4270,0 a 4130,0 m, prevalecem condições de maior estabilidade, com predomínio de pelitos. Toda a sucessão sedimentar descrita define a subseqüência inferior.

A partir de 4130,0 m de profundidade até o topo, estabelece-se uma subseqüência de padrão regressivo, e na qual se distingue, através dos perfis, a existência de dois ciclos de sedimentação. O basal consiste em siltitos e, subordinadamente, folhelhos, com intercalações de finas camadas de arenitos, e mostra uma configuração ovalada (cf. SERRA e SULPICE, 1975) na curva de raios gama, sugestiva de progradação lenta até a sua parte média/superior, mudando, no topo, para valores gradativamente mais altos (até 150 uAPI), devido à presença de sedimentos mais argilosos, por oscilação transgressiva. O ciclo sobrejacente, apresentando contato basal abrupto, à profundidade de 4095,0 m, é constituído de arenitos mais espessos, com intercalações pelíticas registradas por mudanças para valores altos no perfil de raios gama. A curva apresenta-se lisa apenas na porção inferior do principal corpo arenoso, indicando uma maior energia do ambiente; passa a pronunciadamente serrilhada para a sua porção superior, com tendência a gradacional "fining-upward", mostrando, no topo, sedimentação mais fina, argilosa. Em seguida, a subseqüência superior evolui outra vez para sedimentos progressivamente mais grosseiros, sílticos a arenosos, e termina com valores maiores de raios gama (95 uAPI), a 4043,0 m, no contato com a Formação Itararé.

3.1.2.2 Análise macro e microscópica de testemunhos

O trecho testemunhado na seção do poço em questão é representado pelo testemunho de número 12, entre as profundidades de 4093,3 e 4095,2 m (com 79,5% de recuperação), e corresponde à base de um banco arenoso relativamente espesso, da subseqüência superior da formação.

Em termos litológicos, é constituído de arenito cinza claro, fino a muito fino, com grãos esparsos de areia média a grossa, às vezes com alguma matriz, variando de moderado a muito bem selecionado, e contendo níveis milimétricos de arenito cinza escuro, muito fino, com abundante matriz argilosa, carbonosa, micácea e com uma maior freqüência de minerais pesados (turmalina, opacos).

A estratificação original é pouco nítida, dado o grau de diagênese/compactação, produzindo-se estruturas de pressão de dissolução, como estilólitos nas lâminas mais argilosas, e fraturas,

principalmente sub-horizontais, nos demais trechos. O aspecto dos arenitos é maciço, distinguindo-se, localmente, estratificações plano-paralelas sub-horizontais, ressaltadas pela disposição orientada de microcristais de pirita. A bioturbação é rara, com prováveis tubos biogênicos milimétricos, melhor observados em seções delgadas.

A análise petrográfica microscópica revela o predomínio de arenito fino, com variação a muito fino, em geral, com grãos esparsos de areia média a grossa, resultando em índices de clasticidade entre 0,50 e 0,75 mm; em parte, com pouca matriz síltica a argilosa, ou argilo-carbonosa, com os argilo-minerais recristalizados em ilita e/ou sericita; seleção moderada a boa, grãos subangulares a subarredondados, com empacotamento fechado, mostrando contatos suturados, côncavo-convexos e retos. Composicionalmente, é constituído de quartzo monocristalino, basicamente, além de feldspatos alcalinos, incluindo microclínio, e plagioclásios (10-15%), e traços de fragmentos de quartzito; como minerais acessórios, traços de muscovita, recristalizada e/ou autigênica, e de minerais pesados: turmalina, opacos, zircão, anatásio/leucoxênio (estes, autigênicos). Apresenta cimentação carbonática, esparsa, e por crescimento secundário (residual) de quartzo e feldspato, entre 0-5%; também, cristais submilimétricos a milimétricos de pirita, disseminados, formados em fase diagenética tardia. Quanto à classificação textural, o arenito fino, predominante, varia de "arenite" a "subwacke" (DOTT, 1964), com composição quartzo-feldspática ou, mais localmente, feldspática. De acordo com FOLK (1974), enquadra-se, mineralogicamente, como subarcóseo, às vezes, passando a arcóseo.

Microestilólitos, preenchidos com material opaco (argilo-carbonoso e pirita), ocorrem nos níveis de arenitos de granulação mais fina e com maior porcentagem de matriz argilosa, recristalizada, onde também se associam micas e minerais pesados, às vezes, fraturados pela compactação, como turmalina e opacos. A porosidade secundária é muito reduzida, dos tipos intergranular e intragranular; em alguns trechos não chega a ser observada em escala de seção delgada.

3.1.3 Interpretação ambiental

A subseqüência inferior da Formação Ponta Grossa no poço 2-TB-1-SP (Taciba, SP) apresenta padrão geral transgressivo, registrando intercalações, para a sua parte média, de corpos arenosos de espessura variada. Estes podem sugerir uma maior estabilidade do nível do mar ou um processo transgressivo suficientemente lento para permitir a deposição de volume significativo de areias em meio aos pelitos marinhos, em um ambiente raso e provavelmente dominado por marés, em maior escala do que por ondas. Conforme mencionado anteriormente, não se descarta a possibilidade de influência do Alinhamento de Guapiara. O contato abrupto na base de alguns bancos, registrado no perfil de raios gama, é indicativo da ação erosiva de correntes, atuando temporariamente nessas regiões.

Os bancos inferiores, de menor espessura, mostram, no conjunto, um comportamento oscilatório "fining-upward", próprio de sedimentação arenosa em ambiente transgressivo, podendo corresponder a barras associadas a depósitos deltaicos e sendo interpretadas como barras de deltas destrutivos (PIRSON, 1977). Individualmente, esses corpos arenosos exibem um padrão "coarsening-upward", mais representativo de pequenos pulsos ou flutuações regressivas no transcorrer dos eventos transgressivos. O corpo arenoso sobrejacente, de cerca de 15 m de espessura, apresenta contatos inferior e superior de caráter abrupto e um padrão interno de tipo regressivo, semelhante ao de barras ou barreiras de zona mais litorânea, sendo provavelmente formado por correntes de maré e encaixando-se em um modelo de macromarés (BANKS, 1973; SELLEY, 1982).

A subseqüência superior, de natureza síltico-arenosa no geral, deve representar, mais propriamente, condições marinhas rasas (estuarinas), com prováveis características de mesomaré, e havendo influência de deposição deltaica. Nesse intervalo, o ambiente teria situação mais restrita, constituindo um corpo d'água com menor atuação de correntes provenientes de mar aberto.

O ciclo deposicional da base dessa subseqüência é mais sugestivo de barras de desembocadura distais ("mouth bars" ou "shoals"), provavelmente, devido a uma maior contribuição de distributário, portanto, flúvio-deltaica. Essa sedimentação é sucedida por areias

depositadas em canais de maré (com padrão "fining-upward" e curva fortemente serrilhada para o topo), semelhante ao descrito para o Grupo Bokkeveld (Devoniano da África do Sul), embora interpretado como típico de micromaré (TANKARD e BARWIS, 1982).

O banco arenoso sugestivo de canais de maré é registrado, na sua porção inferior, pelo testemunho de número 12. As características texturais e de estruturas sedimentares, principalmente as indicativas de deposição alternada de processos de tração/ saltação e de suspensão, associadas às respostas do perfil de raios gama (WEBER, 1971; SERRA e SULPICE, 1975), e à correlação com o poço mais próximo, 1-TI-1-SP (Tarabai, SP), permitem corroborar a interpretação desse banco como depósito de canais de maré, em zonas de inframaré, e, provavelmente, extensos e largos. Exemplos recentes semelhantes são encontrados na costa do Mar do Norte entre a Dinamarca e a Alemanha, onde não ocorrem ilhas-barreiras (REINECK e SINGH, 1980). Depósitos de maré devonianos, da Alemanha, são descritos por WUNDERLICH (1970).

O segundo ciclo da subseqüência superior reforça o caráter de maior estabilidade, pelo registro, no topo, de provável ambiente de planície de maré ou planície deltaica, e talvez representativo de fase inicial de assoreamento da bacia na área ou, simplesmente, de um intervalo mais prolongado de transgressão muito lenta.

Não somente para o poço 2-TB-1-SP (Taciba, SP), mas, também, para toda a área paulista próxima à do Pontal do Paranapanema, admite-se a hipótese de condições ambientais marinhas rasas, semi-restritas, prevalecendo na subseqüência superior, e como acentuado pelo próprio mapa de isópacas da Formação Ponta Grossa (Figura 03).

3.2 Poço 1-TI-1-SP (Tarabai nº 01)

3.2.1 Localização e feições estruturais regionais

A locação de prefixo 1-TI-1-SP (Tarabai nº 01, pioneiro) está situada na área centro-oeste do bloco ACS-43 do Consórcio CESP/IPT, no qual foi também perfurado o poço estratigráfico 2-TB-1-SP (Taciba, SP), a uma distância de 33,0 km, aproximadamente na direção leste-oeste. Apresenta as coordenadas geográficas 22°21'07" Lat. S e 51°40'28" Long. W.

Em termos estruturais regionais, a área de Tarabai, assim como a de Taciba, localizam-se entre os Alinhamentos de Guapiara, a nordeste, e de São Jerônimo - Curiúva (Figura 02). O primeiro é definido por dois grupos de anomalias magnéticas, os quais se interceptam, com orientações N45-50W, o mais antigo, e N65W; o outro tem direção predominante N50W (FERREIRA *et al.*, 1981; FERREIRA, 1982).

3.2.2 Análise dos resultados

3.2.2.1 Análise litológica e estratigráfica através de perfis elétricos

A seção atravessada é mostrada no perfil composto da Figura 06.

O topo e a base da seção da Formação Ponta Grossa foram marcados através dos perfis de raios gama, potencial espontâneo e resistividade (indução), integrados ao estudo de amostras de calha e de testemunhos. Não foram encontrados corpos de diabásio cortando a seção.

O contato Ponta Grossa-Itararé foi estabelecido a 4591,0 m, caracterizado por discordância erosiva, imediatamente abaixo de um corpo arenoso com feições texturais semelhantes às descritas para os arenitos da base da Formação Itararé no poço 2-TB-1-SP (Taciba, SP).

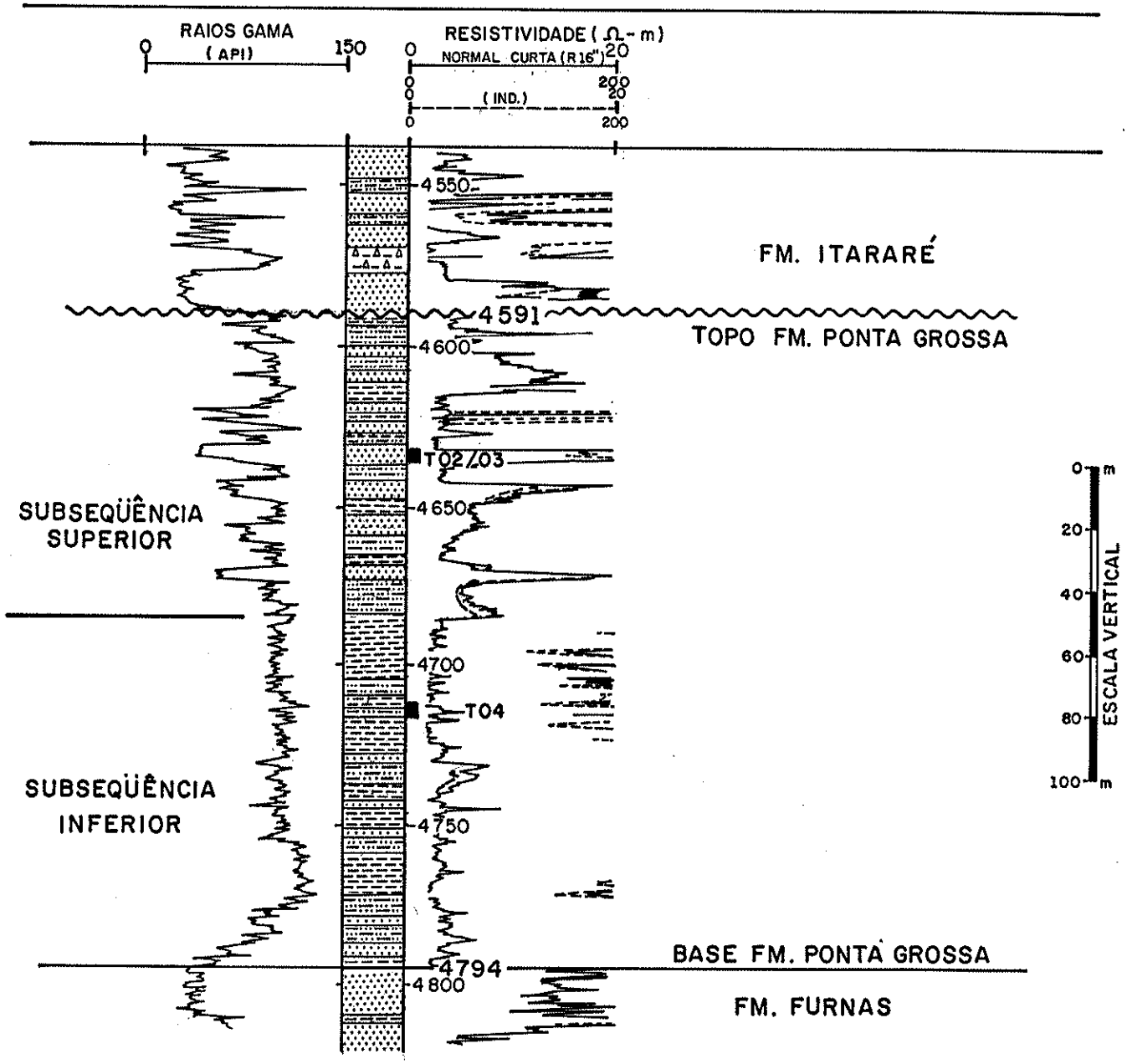
O contato com a Formação Furnas, transicional na seção, foi posicionado a 4794,0 m, em cuja profundidade o padrão de curvas dos perfis de raios gama e potencial espontâneo mostra alteração de comportamento, com progressivo aumento da razão de argilosida

PERFIL COMPOSTO

FORMAÇÃO PONTA GROSSA

POÇO: 1 - TI - 1 - SP (Paulipetro)

TARABAI Nº 01, PIONEIRO



LEGENDA:

Fig. 06

L. Calligaris Netto.

de a partir da base. Amostras de calha obtidas logo abaixo desse nível registram arenitos esbranquiçados, finos a médios, quartzosos, com matriz caulínica, característicos da unidade subjacente. Já o perfil de resistividade mostra decréscimo brusco dos altos valores encontrados nos arenitos da Formação Furnas à profundidade indicada, valores esses que podem refletir a presença de água de baixa salinidade.

A unidade apresenta-se predominantemente pelítica, constituída por folhelhos e siltitos acinzentados, intercalados com arenitos finos a muito finos, mais freqüentes em direção à porção superior.

A seção mostra, de modo mais marcante do que na área de Taciba, SP, a ocorrência de duas sucessões sedimentares bem definidas. A subseqüência inferior, com padrão de relativa estabilidade (4773,0/4685,0 m), mas, nitidamente transgressivo na base, é caracterizada por folhelhos marinhos com intercalações de siltitos, algumas vezes, de arenitos de pequena espessura. Quanto à superior, ressaltada pelo padrão geral regressivo (4685,0 m até o topo), com configuração em funil e formato de curva de raios gama pronunciadamente serrilhado, é constituída de arenitos intercalados com siltitos e, mais raramente, folhelhos.

A passagem entre as subseqüências é bem marcante nos perfis, a essa profundidade de 4685,0 m, praticamente no meio da seção, com aumento gradativo dos valores de raios gama e de resistividade, até 4622,0 m. Mais próximo ao topo da subseqüência superior, a partir de 4615,0 m, torna a ocorrer um aumento dos valores de raios gama, repetindo-se o padrão em funil, serrilhado, até o contato erosivo com a Formação Itararé. O nível argiloso (de cerca de 7,0 m) que se desenvolve entre as duas últimas profundidades, é assinalado pela mudança brusca de valores de raios gama, e também reconhedido nos perfis do poço 2-TB-1-SP (Taciba, SP), podendo representar um marco litológico para a unidade, na região oeste paulista.

A Formação Ponta Grossa mostra-se bem mais argilosa do que no poço 2-TB-1-SP (Taciba, SP), em especial na subseqüência inferior, correspondente à fase caracteristicamente marinha, pelítica, transgressiva ou tendendo a uma relativa estabilidade do nível do mar. Calcula-se, para a seção do poço 1-TI-1-SP (Tarabai, SP),

um total de 17% de areia (Figura 04), concentrada na subseqüência superior. Tais fatos decorrem da localização desse sítio deposi cional em relação à área de Taciba, a uma maior distância da bor da leste ou leste-nordeste da sub-bacia devoniana sul, borda essa provavelmente mais recuada e/ou de menor relevo durante o interva lo de tempo da sedimentação propriamente pelítica. Para a subse-qüência superior, é possível admitir situação de borda limitada mais a nordeste dos dois poços, e, talvez, com uma maior atuação do Alinhamento de Guapiara, como um alto submerso (cf. FERREIRA *et al.*, 1981).

3.2.2.2 Análise macro e microscópica de testemunhos

No poço 1-TI-1-SP (Tarabai, SP) foram obtidos três testemu nos, de números 02, 03 e 04, na seção correspondente à Formação Ponta Grossa. Os dois primeiros compreendem um trecho de testemu nhagem contínua na subseqüência superior, estando posicionados às profundidades de 4632,0 a 4635,8 m (76,3% de recuperação). Esses testemunhos registram um corpo arenoso, com mais ou menos 5 m de espessura no total, que pode ser estratigraficamente correlacioná vel ao banco regressivo em parte representado no testemunho de número 12 do poço 2-TB-1-SP (Taciba, SP), com respostas quase idên ticas nas curvas de raios gama.

O outro testemunho, de número 04, entre as profundidades de 4709,0 e 4713,7 m, corresponde a trecho da parte média da subse qüência inferior, onde se observam altos valores de raios gama (até 125 uAPI).

Os testemunhos de números 02 e 03 são caracterizados, litolo gicamente, por arenito cinza claro, fino a médio, e muito fino/fi no para o topo, bem compactado, com algumas intercalações de lâmi nas de folhelho, pouco carbonoso, às vezes piritoso e/ou bastante micáceo, e de arenito muito fino, argiloso.

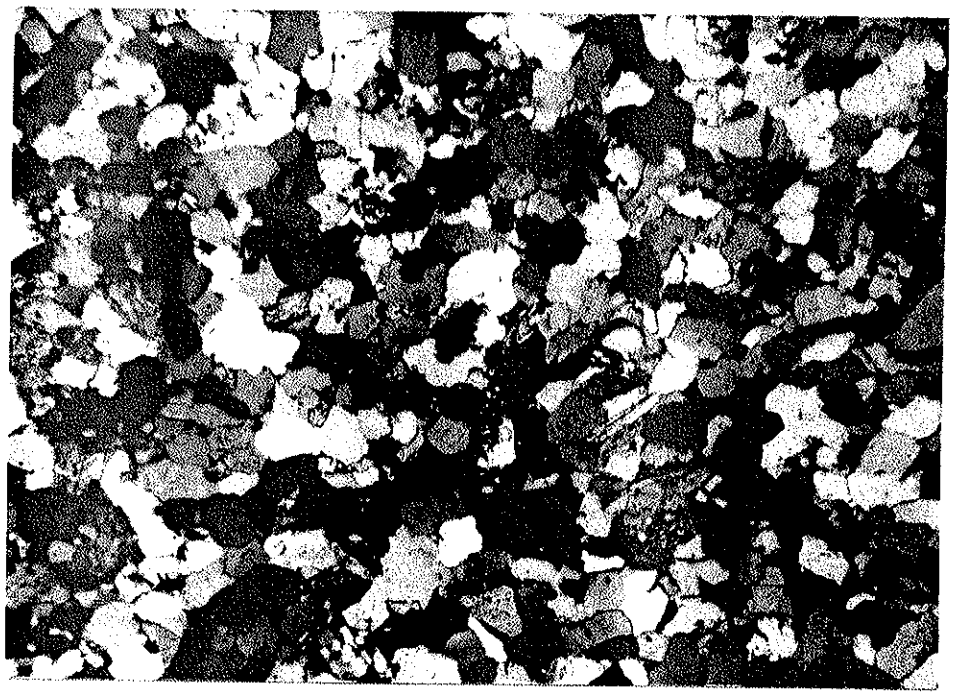
Quanto às estruturas sedimentares, os arenitos registrados pelo testemunho de número 02 aparentam ser laminados, com estra tificação pouco nítida, provavelmente cruzada de pequeno porte, melhor reconhecida através de seções delgadas, em razão da orien tação dos clastos. Os arenitos subjacentes, representados pelo tes temunho de número 03 (Foto 01), ligeiramente mais grosseiros, pre

Foto 01: Poço 1-TI-1-SP (Tarabai), Test. 03 (prof. corr. 4632,18/4635,80 m).
Sucessão arenosa de granulação fina, apresentando leitos gradacionais com granodecrescência ascendente, e, em parte, preservando a estratificação (cruzada, de pequeno a médio porte), com freqüentes deformações do acamamento (escape de fluidos, processos de compactação/diagênese). É interpretada como representativa de depósitos de canal de maré, dominantemente. Parte média da subseqüência superior da unidade.

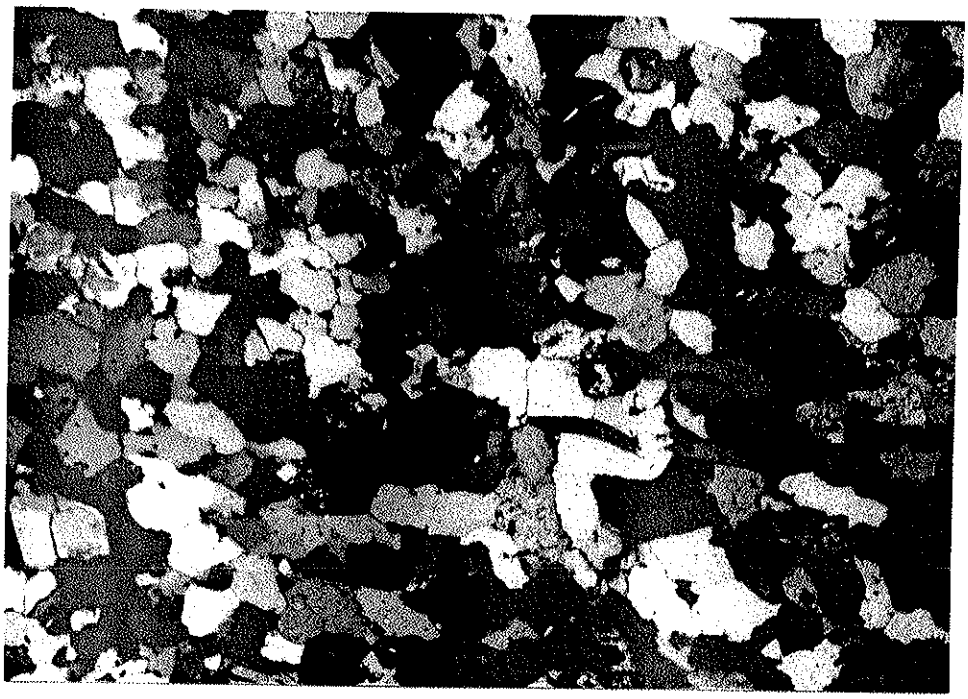
servam de forma mais distinta as estruturas, exibindo estratificação cruzada, de pequeno a médio porte, localmente, de tipo tabular e parecendo incluir bidirecional (bipolar), e, ainda, laminação plano-paralela horizontal a sub-horizontal. Nesse testemunho também se observam diastemas, leitos gradacionais e, em certos trechos, estruturas de escape de fluidos, além de estilólitos nos níveis pelíticos e, localmente, lineação de corrente. Leve biotubação, com prováveis pequenos tubos biogênicos, é de ocorrência rara.

Através da análise petrográfica de seções delgadas, verifica-se que os arenitos do testemunho de número 02 apresentam granulação pouco mais fina do que a dos arenitos do testemunho de número 03, indicando um comportamento gradacional granodecrescente ascendente, para o topo do banco arenoso. O primeiro testemunho é constituído por arenito fino a muito fino, muito bem selecionado, e o de número 03, por arenito fino a médio, bem a muito bem selecionado, ambos com índice de clasticidade no limite areia média/grossa, às vezes, com grãos esparsos de areia muito grossa; subangulares a subarredondados, com empacotamento fechado, predominando contatos côncavo-convexos e retos. Quanto à composição mineralógica, tais arenitos contêm quartzo mono e policristalino (80 - 85%), subordinadamente, feldspatos potássicos e plagioclásios (em geral, 15%), e traços de fragmentos líticos (xisto fino, folhelho, rocha vulcânica, sílex e metarenito). Às vezes, observam-se argilo-minerais recristalizados, na forma de filmes envolvendo grãos. Como minerais acessórios, ocorrem micas (0 - 5%, localmente 10%), em geral recristalizadas e neoformadas, e os minerais pesados: turmalina, zircão, rutilo, opacos e anatásio/leucoxênio (estes, autigênicos). O cimento é formado por anidrita (5%) e carbonato (0 - 5%), poiquilotópicos, dispersos, além de crescimento secundário de quartzo e feldspato (0 - 5%). Enquadram-se na classificação textural de "arenite" (DOTT, 1964), correspondendo a "arenites" quartzo-feldspáticos, ou, de arenitos finos a médios, maturos (FOLK, 1974), composicionalmente, representando subarcóseos, anidríticos, localmente micáceos (Fotomicrografias 01 e 02).

Algumas evidências de deformação por compactação são fornecidas pela extinção ondulante de parte dos grãos de quartzo, por presença de clastos alongados, fraturados e interpenetrados ou



Fotomicrografia 01: Poço 1-TI-1-SP (Tarabai), Test. 02.Lâm. TI-011 (prof. 4632,08 m).
Arenito fino/muito fino, texturalmente "arenite", de composição quartzo-feldspática (subarcóseo); cimento de anidrita e carbonato, disperso; algumas palhetas de muscovita (recristalizada) e turmalina detrítica (grãos angulares/subangulares, próximos ao centro da foto). Aumento ≅ 40x.NX.



Fotomicrografia 02: Poço 1-TI-1-SP (Tarabai), Test.03. Lâm. TI-013 (prof. 4634,12 m).
Arenito fino/médio, de composição semelhante ao da foto acima, com ligeira variação granulométrica, caracterizando granodecrescência ascendente. Empacotamento fechado; grãos, em parte, orientados, sugerindo estratificação.Aumento ≅ 40x.NX.

com as chamadas "lamelas de Boehm" (SCHOLLE, 1981), e, ainda, pela escassa cimentação por crescimento secundário de quartzo, com provável textura "pressure-solution". Esses arenitos apresentam apenas traços de microporosidade, associada a argilo-minerais, também alguma porosidade em pequenas fraturas, e, mais localmente, a do tipo intragranular, resultante de alteração e dissolução parcial de grãos instáveis.

Estão presentes grãos e, por vezes, palhetas de mica, bem orientados, indicando ocorrência de estratificação, sugestiva de arenitos finamente estratificados.

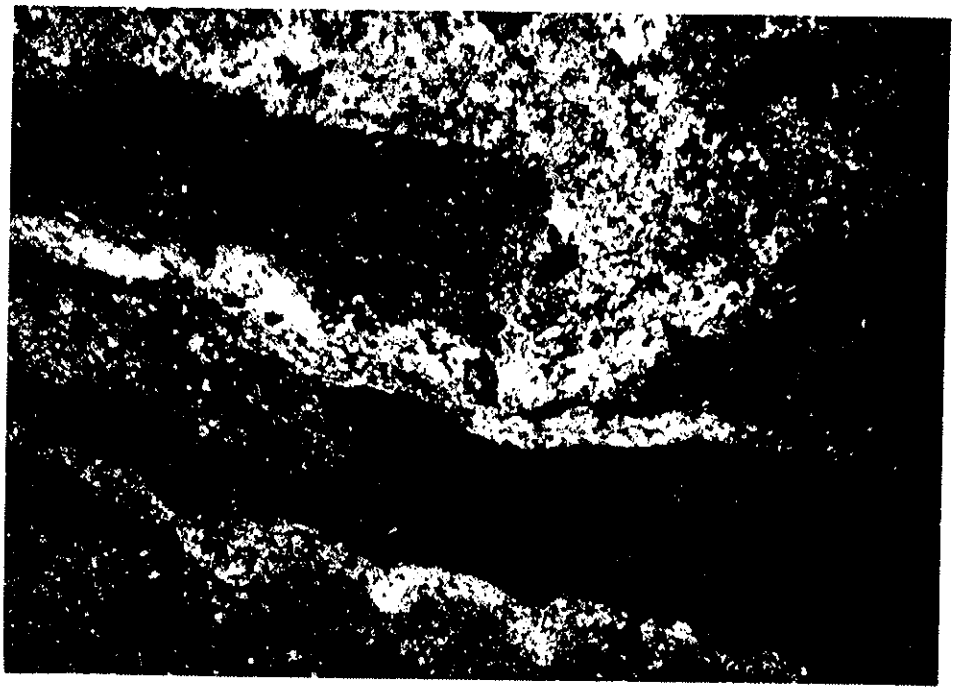
O testemunho de número 04, obtido da parte média da subseqüência inferior, consiste de folhelhos cinza escuros, argilosos e levemente carbonosos, a lamíticos, em geral, piritosos e fossilíferos, com intercalações locais de finas lâminas mais sílticas, às vezes, de siltito grosso, argiloso. Mostram aspecto parcialmente homogêneo, distinguindo-se laminações levemente onduladas, descontínuas, e irregulares causadas por bioturbação, inclusive resultando em mosqueamento.

Apresenta relativa abundância em macrofósseis, predominando moluscos do gênero *Tentaculites* e braquiópodes articulados com representantes dos terebratulídeos e espiriferídeos, concentrados, preferencialmente, em alguns níveis (Foto 02). Nos trechos mais argilosos, são encontrados restos, em parte incarbonizados, de braquiópodes inarticulados do gênero *Lingula*, algumas vezes em posição de vida (IPT, 1983b, Rel. 18 230/PAULIPETRO RT-469). Ocorrem, associadamente, estruturas icnofósseis paralelas ao acamamento.

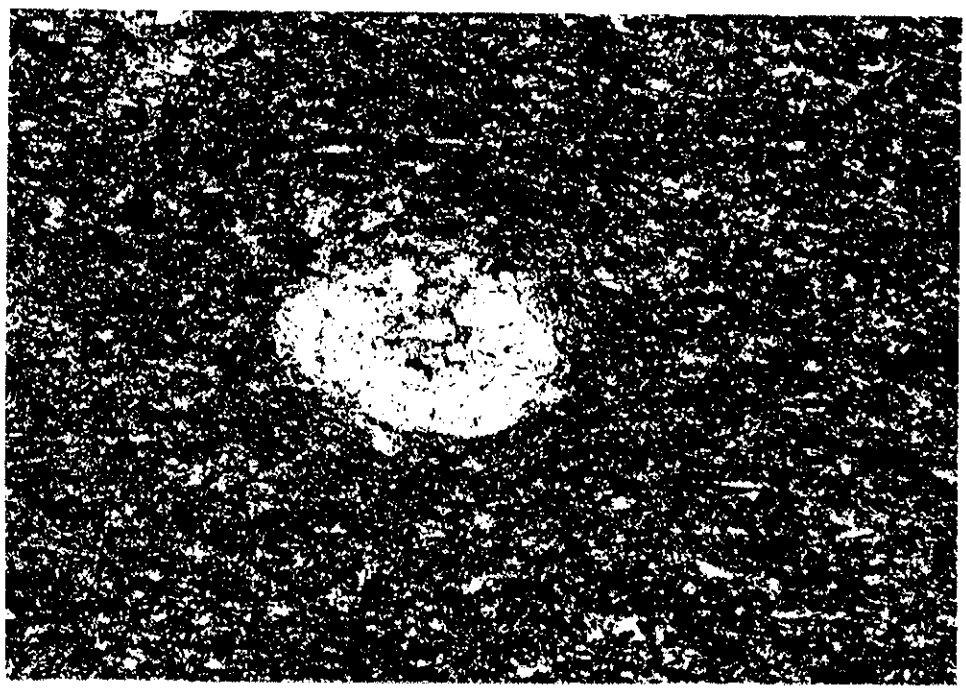
Em lâminas delgadas, distinguem-se: folhelho argiloso, com 5% até 10% de grãos de tamanho silte, e folhelho lamítico, contendo 20-25% desses clastos, comumente quartzosos, com diâmetro mais freqüente na classe silte médio ou no limite silte fino/médio. Os argilo-minerais acham-se recristalizados em ilita e/ou sericita, clorita e, provavelmente, esmectita. Concreções de pirita aparecem preenchendo tubos biogênicos ou substituindo outros fósseis. Observam-se seções transversais e longitudinais de *Tentaculites* e de braquiópodes articulados, muitas vezes substituídos e preenchidos, em parte, por anidrita, subordinadamente, por pirita e carbonato, incluindo siderita (Fotomicrografia 03); bem como, alguns

prováveis ostracodes com tamanho desde areia muito fina até média, mostrando composição de provável "chert" fino (Fotomicrografia 04).

Foto 02: Poço 1-TI-1-SP (Tarabai), Test.04. (Prof. corr. 4710,45 m - centro da foto). Restos fósseis concentrados em determinados níveis mais lamíticos do trecho testemunhado (em geral, argiloso), dispondo-se ao longo do acamamento. Nas partes inferior e central da foto, seções longitudinais e transversais de formas do gênero *Tentaculites*; ao alto, preferencialmente, braquiópodes terebratulídeos e espiriferídeos. Sedimentos da subseqüência inferior da unidade.



Fotomicrografia 03: Poço 1-TI-1-SP (Tarabai), Test. 04. Lâm. GEL-235 (prof. 4709,27 m).
Seção longitudinal de *Tentaculites* sp., com preenchimento interno de pirita (opaco), anidrita e siderita, e com anidrita e carbonato (recristalizado) externamente. Na parte superior, seção de braquiópode articulado, com substituição e preenchimento por anidrita e siderita (esta, como pequenos romboedros). Folhelho argiloso, com matéria orgânica, pirita e siderita. Condições redutoras deposicionais e, também, diagenéticas. Aumento ≅ 40x. NX.



Fotomicrografia 04: Poço 1-TI-1-SP (Tarabai), Test.04. Lâm. GEL-234 (prof. 4713,28 m).
Provável molde de ostracode, preenchido por "chert" muito fino, em folhelho argiloso, micáceo. Aumento ≅ 160x. N//.

3.2.3 Interpretação ambiental

A subseqüência inferior da Formação Ponta Grossa representa uma litofácies essencialmente pelítica, marinha, de caráter transgressivo sobre os sedimentos da unidade subjacente, e com ocorrência local de barras arenosas de pequena espessura e padrão transgressivo, pouco definidas no perfil de raios gama por não mostrarem os valores mais baixos típicos dos arenitos da unidade, na seção. Pela configuração geral desse perfil, pressupõe-se o predomínio de condições marinhas relacionadas a plataforma tectonicamente estável, na área, com baixa razão de aporte de sedimentos (borda leste), e prevalecendo uma lenta elevação do nível relativo do mar, com formação de depósitos retrogradacionais (transgressão deposicional, segundo CURRAY, 1964).

Na base da subseqüência inferior, correspondendo às camadas de transição no contato Furnas - Ponta Grossa, o tipo de padrão de raios gama sugere que o início do ciclo transgressivo se caracterizou por processo de "afogamento" lento, contínuo dos depósitos arenosos, provavelmente litorâneos, ou mesmo, flúvio-deltaicos, da porção superior da Formação Furnas.

O testemunho de número 04, obtido da parte média da subseqüência inferior, sugere condições de sedimentação em ambiente marinho, reforçadas pelo conteúdo fossilífero, e abaixo do nível de base de ação das ondas, predominando transporte de partículas em suspensão. Os sedimentos parecem corresponder a depósitos de "shelf-mud", com folhelhos marinhos, propriamente, de plataforma rasa, epicontinental, ou, de área central de golfo ou baía extensa, em situação de inframaré. A presença de tubos biogênicos verticais, bem desenvolvidos e preenchidos por grãos de tamanho de silte, nas porções mais sílticas do topo do testemunho, sugere condições ambientais mais rasas, ou maior movimentação ocasional por prováveis correntes (de fundo e/ou maré). A partir do trecho testemunhado até o topo da subseqüência, o pacote de sedimentos pelíticos (de cerca de 20 m) apresenta maior estabilidade de valores de raios gama, indicativa de pequena variação do nível do mar, com taxa de sedimentação mantendo-se baixa.

A subseqüência superior, caracterizada por padrão regressivo nos perfis elétricos, sugere processo de assoreamento na área,

talvez relacionado à prolongada estabilização do nível do mar, com maior proximidade das áreas-fontes, e uma influência mais significativa do Alinhamento de Guapiara, comparativamente à subseqüência inferior.

O trecho testemunhado dessa subseqüência (testemunhos de números 02 e 03) mostra arenitos com feições como: boa seleção, classticidade tendendo a areia grossa, grãos esparsos de areia muito grossa, ausência ou apenas traços de matriz, raros vestígios de atividade orgânica e escassas lâminas pelíticas. Essas características são indicativas de condições deposicionais de energia relativamente alta. Também, a ocorrência de estratificação cruzada, aparentemente tabular, de diastemas e estruturas de escape de fluidos, apoiam tal interpretação. Os testemunhos estão posicionados entre as porções média e superior de um banco arenoso correlacionável estratigraficamente, por perfis elétricos, ao registrado no testemunho de número 12 do poço 2-TB-1-SP(Taciba, SP). O padrão do perfil de raios gama revela sedimentação rápida, com contato brusco na base desse banco, evoluindo para arenitos com forma de curva pronunciadamente serrilhada no topo, e sendo, a exemplo do poço anterior, considerado como representativo de ambiente marinho raso, mais típico de canais de maré, em zona de inframaré.

Quanto aos bancos arenosos da base da subseqüência superior, com formato serrilhado da curva de raios gama e aumento progressivo nos teores de areia, são interpretados como o resultado de sucessivas oscilações de aporte de areias, constituindo barras arenosas em meio a pelitos marinhos. Exemplos de padrões de curva semelhantes são referidos a depósitos de frente deltaica, com formação de barras arenosas regressivas, reconhecíveis até em um delta altamente destrutivo, como o denominado por marés (MIALL,1984), e, mesmo, sem a formação de ilhas-barreiras na frente da planície deltaica. Confirmam-se, portanto, condições de ambiente marinho raso, praticamente litorâneo, para a subseqüência superior da Formação Ponta Grossa, neste poço, tal como no 2-TB-1-SP (Taciba,SP). A parte oeste paulista estaria situada em um bloco alto, a essa época, relativamente às áreas vizinhas no Estado do Paraná, e talvez limitado pelos Alinhamentos de Guapiara e São Jerônimo - Curiúva.

3.3 Poço 2-CB-1-SP (Cuiabá Paulista nº 1) Poços de extensão 3-CB-2-SP (Cuiabá Paulista nº 02) 3-CB-3-SP (Cuiabá Paulista nº 03)

3.3.1 Localização e feições estruturais regionais

O poço 2-CB-1-SP (Cuiabá Paulista nº 01, estratigráfico) e os de extensão 3-CB-2-SP (Cuiabá Paulista nº 02) e 3-CB-3-SP (Cuiabá Paulista nº 03), estes, respectivamente, a 2,4 km a sul e 3,2 km a sudoeste do primeiro, pertencem a uma série de quatro poços perfurados no extremo oeste do Estado de São Paulo, município de Mirante do Paranapanema, na porção nordeste do bloco ACS-42 da Bacia do Paraná. A locação desses poços obedeceu a uma malha regular com distância de 800 m. O poço de extensão 3-CB-4-SP (Cuiabá Paulista nº 04) apenas atingiu o topo da Formação Ponta Grossa, razão pela qual não foi incluído neste estudo.

A principal feição estrutural na área é o Alinhamento de São Jerônimo-Curiúva, que secciona o bloco na sua parte centro-nordeste (Figura 02).

São as seguintes as coordenadas geográficas para os poços:

2-CB-1-SP - 22°18'11",9 Lat. S e 52°02'21",62 Long. W;
3-CB-2-SP - 22°19'29",2 Lat. S e 52°02'23",8 Long. W;
3-CB-3-SP - 22°19'29" Lat. S e 52°03'46" Long. W.

3.3.2 Análise dos resultados

3.3.2.1 Análise litológica e estratigráfica através de perfis elétricos

A seção da Formação Ponta Grossa nos poços citados acha-se representada nos perfis compostos das Figuras 07, 08 e 09.

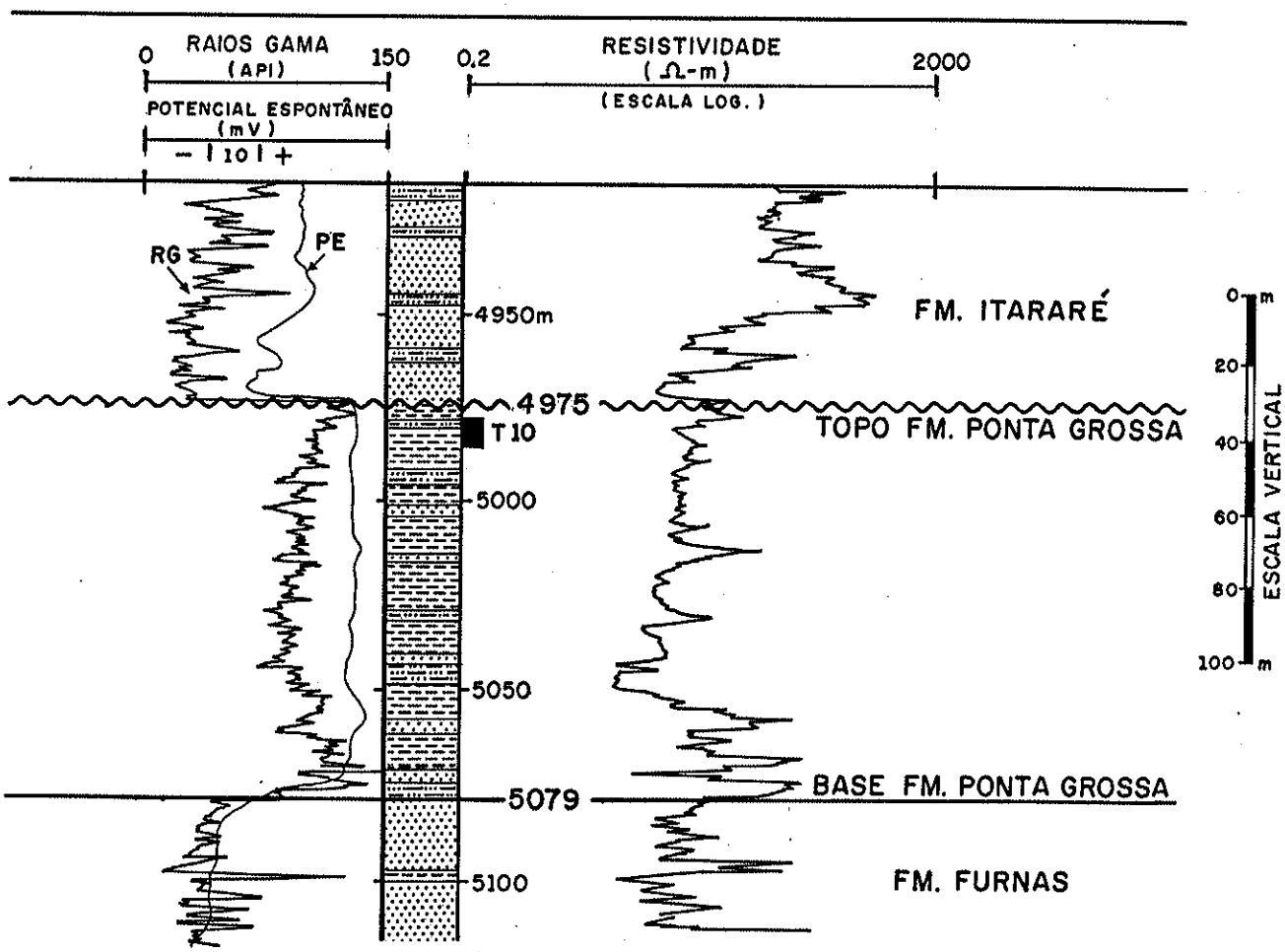
No poço 2-CB-1-SP (Cuiabá Paulista nº 01), o contato superior da unidade com a Formação Itararé foi posicionado a 4975,0 m, tendo caráter abrupto no perfil de raios gama, bem representativo da discordância erosiva entre os pelitos da Formação Ponta Grossa e os arenitos grosseiros da unidade sobrejacente. O testemunho obtido a aproximadamente 1 m abaixo desse limite confirma a litologia pelítica do topo da seção, esta se destacando nitidamente também nos outros perfis elétricos.

PERFIL COMPOSTO

FORMAÇÃO PONTA GROSSA

POÇO: 2-CB-1-SP (Paulipetro)

CUIABÁ PAULISTA Nº01, ESTRATIGRÁFICO



LEGENDA:

Fig.07

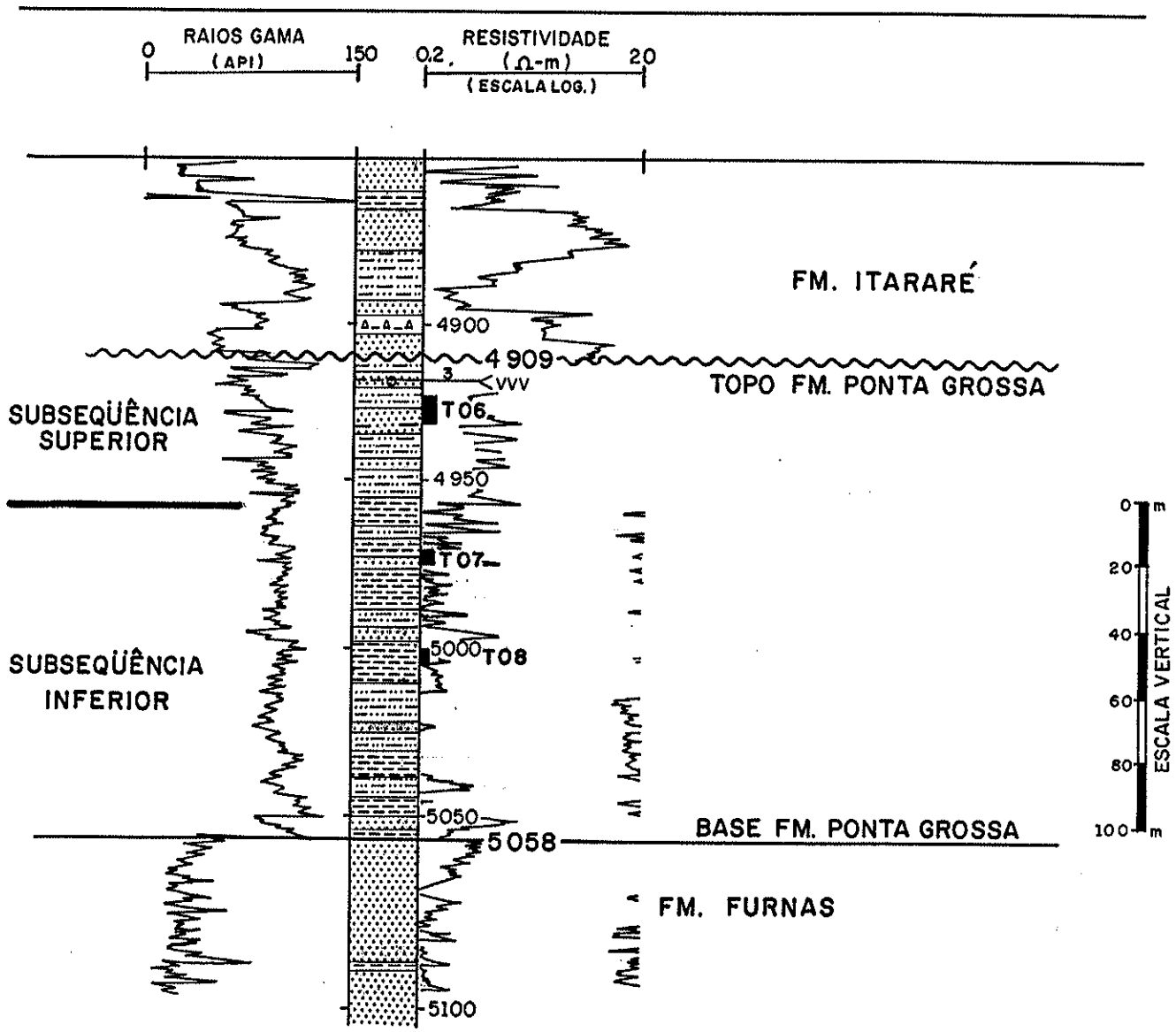
L.Calligaris Netto.

PERFIL COMPOSTO

FORMAÇÃO PONTA GROSSA

POÇO: 3 - CB-2 - SP (Paulipetro)

CUIABÁ PAULISTA Nº02, EXTENSÃO



LEGENDA:

FOLHELHO | ARENITO | SILTITO | DIAMICTITO | DIABÁSIO EXCLUÍDO

Fig.08

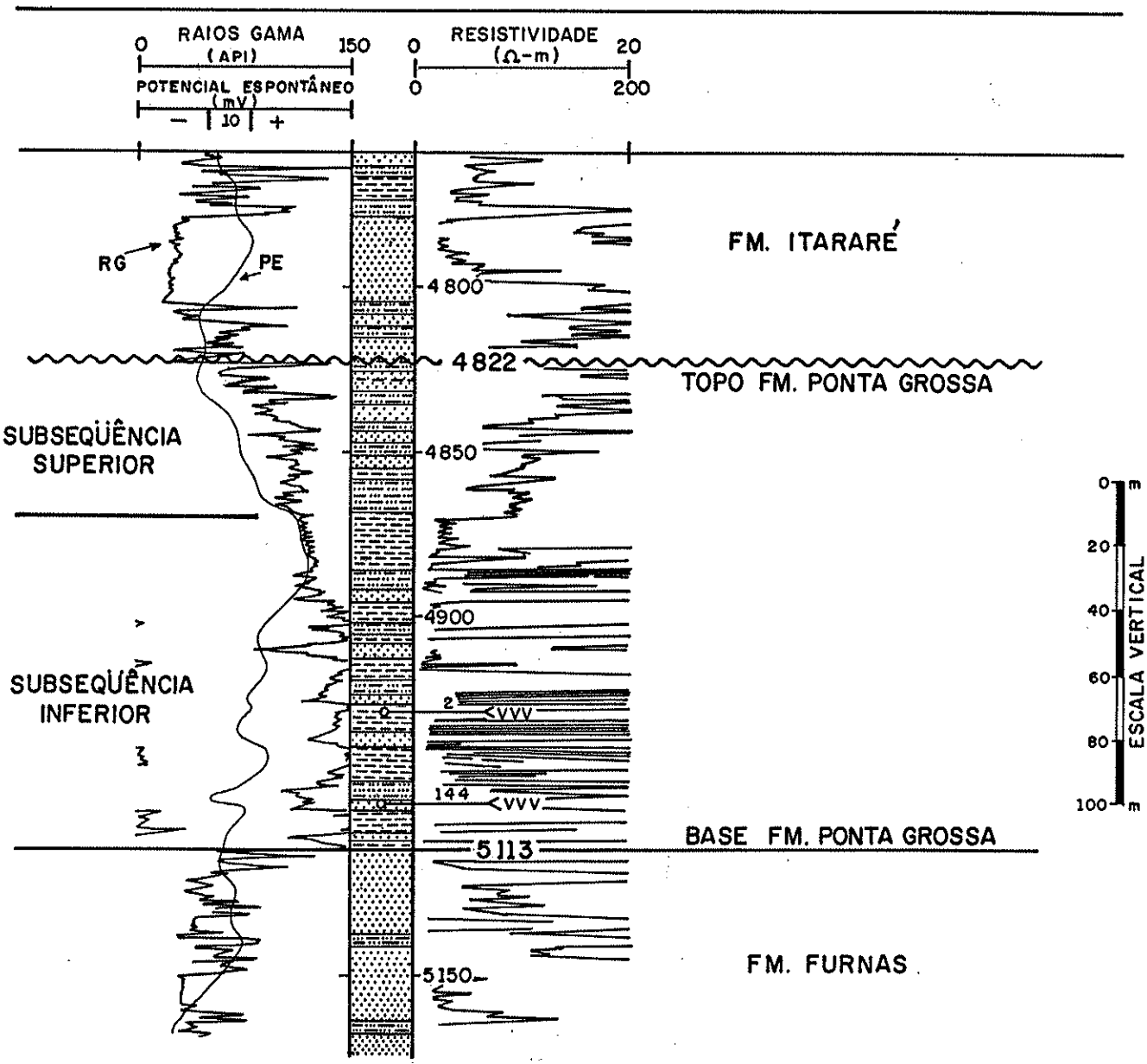
L.Calligaris Netto.

PERFIL COMPOSTO

FORMAÇÃO PONTA GROSSA

POÇO: 3 - CB - 3 - SP (Paulipetro)

CUIABÁ PAULISTA Nº03, EXTENSÃO



LEGENDA:

Fig. 09

L. Calligaris Netto.

O limite inferior, com a Formação Furnas, foi determinado a 5079,0 m, através dos perfis de raios gama e de resistividade. As camadas de transição são pouco expressivas, restringindo-se a raras intercalações de sedimentos síltico-arenosos nos folhelhos, e mostram um padrão "fining-upward" sugestivo de processo transgressivo oscilatório e lento (cf. PIRSON, 1977). A seção apresenta espessura de 104,0 m, a menor em toda a área estudada, e sem ocorrência de intrusões de diabásio.

Nesse poço, salienta-se o comportamento litológico homogêneo da unidade, não se registrando a subseqüência de padrão regressivo comum nas seções da região paulista. A análise de amostras de calha, associada ao perfil de raios gama, indica predomínio de folhelhos argilosos a sílticos, com algumas intercalações pouco espessas de siltitos e, mais raramente, de arenitos muito finos. Estes ocorrem como pequenos bancos isolados, identificados pelo formato digitado na curva de raios gama, representativo de deposição de areias transgressivas. A seção deve ter sido afetada, em maior escala, pela erosão pré-carbonífera. Mesmo na seqüência preservada, a porcentagem de areia é muito baixa, de apenas 6,0% (Figura 04). A litofácies descrita é correlacionável à subseqüência inferior nos demais poços da área, tanto em perfis elétricos, como no conteúdo fossilífero.

A seção exibe, de modo geral, alternância de pequenos ciclos transgressivos e regressivos, estes mal desenvolvidos (com cerca de 15 m de espessura), mas, mantendo típico padrão "coarsening-upward", com forma de curva serrilhada e pequenas diferenças nos valores de raios gama. Podem-se reconhecer, pela configuração da curva de tal perfil, três principais eventos transgressivos, sendo o intermediário sugestivo de condições mais rápidas de avanço do mar. Prevalece no conjunto, um caráter transgressivo, oscilatório, com períodos de maior estabilidade ou lenta elevação do nível do mar.

O poço de extensão 3-CB-2-SP (Cuiabá Paulista nº 02) apresenta contato superior abrupto com a Formação Itararé, mas, menos característico do que nos outros poços do oeste do Estado de São Paulo, sendo posicionado a 4909,0 m de profundidade, de acordo com os perfis de raios gama, resistividade e sônico, e com a análise

de amostras de calha e de um testemunho (testemunho de número 06), obtido poucos metros abaixo do topo.

O contato inferior com a Formação Furnas é bem evidente nos perfis mencionados, registrando-se a base da Formação Ponta Grossa a 5058,0 m, com mudança relativamente rápida na configuração dos perfis citados. Verifica-se, abaixo desse nível, maior estabilidade da curva de raios gama, feição comum aos arenitos pouco argilosos da unidade subjacente. Praticamente, ocorre um intervalo muito restrito na passagem entre as duas formações, assinalando-se, no perfil de raios gama, apenas uma camada de transição mais espessa (3,0 m), representada por um banco arenoso de padrão "coarsening-upward", junto à base da Formação Ponta Grossa.

Nesse poço, a formação apresenta espessura de 146,0 m de sedimentos e apenas um corpo de diabásio, com 3,0 m de espessura, próximo ao topo.

No poço 3-CB-3-SP (Cuiabá Paulista nº 3), o limite superior da Formação Ponta Grossa foi marcado a 4822,0 m, com base, principalmente, na correlação com os demais poços da área de Cuiabá Paulista. O contato não é muito evidente pelos perfis, já que a base da Formação Itararé também mostra padrão serrilhado e valores de raios gama ainda não típicos. A descrição de amostras de calha confirma essa delimitação, registrando arenitos grosseiros, mais representativos da Formação Itararé.

A passagem Furnas-Ponta Grossa mantém-se transicional, restrita, consistindo de poucas intercalações de arenito muito fino/fino com siltitos e folhelhos, e características do padrão transgressivo que assinala a base da Formação Ponta Grossa. Esse contato foi posicionado a 5113,0 m, correspondendo ao término da estabilização da curva de raios gama. Amostras de calha coletadas logo abaixo desse nível mostram arenitos de pouca argilosidade, coloração clara e granulação média a grosseira, próprios da Formação Furnas.

A Formação Ponta Grossa apresenta, para esse poço, uma espessura de 145,0 m de sedimentos, como a do poço 3-CB-2-SP, ocorrendo intercalação de um corpo de diabásio de 144,0 m de espessura, além de outro de 2,0 m apenas, próximos à base.

Os poços 3-CB-2-SP e 3-CB-3-SP, a exemplo dos descritos anteriormente, mostram, através dos perfis elétricos (raios gama, potencial espontâneo e resistividade), duas nítidas subseqüências sedimentares preservadas, na unidade. A inferior é pelítica, de padrão geral transgressivo, e com ocorrência de pequenos corpos arenosos, reconhecidos pelo formato serrilhado no perfil de raios gama, sugestivo de depósitos de areias transgressivas. A superior, de natureza síltico-arenosa, caracteriza-se por padrão regressivo ("coarsening-upward") e formato também serrilhado, devido a mudanças rápidas nos valores de raios gama, representativas de bancos arenosos pouco espessos intercalados em pelitos, principalmente sílticos, como no poço 3-CB-2-SP, e conforme indicado pela análise de amostras de calha.

A subseqüência inferior, apresenta-se mais argilosa na seção do poço 3-CB-3-SP, com valores altos de raios gama (135 uAPI), apesar do maior número de intercalações de pequenos bancos arenosos, com padrão "fining-upward".

Nos dois poços de extensão, a exemplo do poço 1-TI-1-SP (Tarabai, SP), também há uma maior estabilidade da curva de raios gama para a parte superior da subseqüência pelítica, até o limite com a subseqüência superior, notadamente no poço 3-CB-3-SP. A passagem entre as duas litofácies é bem nítida, tanto no perfil de raios gama, como no de potencial espontâneo, registrando-se o início, a aproximadamente 4957,0 m (3-CB-2-SP) e 4867,0 m (3-CB-3-SP), do ciclo regressivo evidenciado pelo padrão em funil.

A subseqüência regressiva, típica de todo o intervalo superior da unidade nas duas seções, apresenta boa correlação com a parte inferior da subseqüência regressiva dos poços 1-TI-1-SP (Tarabai, SP) e 2-TB-1-SP (Taciba, SP). Nos poços da área de Cuiabá Paulista, não se observa o ciclo sedimentar representativo de depósitos de canais de maré e de fácies associadas, para o topo dessa subseqüência, existente nos outros dois poços, onde se preserva maior espessura da formação.

3.3.2.2 Análise macro e microscópica de testemunhos

No poço 2-CB-1-SP (Cuiabá Paulista nº 01), foi obtido o testemunho de número 10, entre 4976,5 e 4985,5 m (99% de recuperação), próximo ao topo da seção. Consiste, predominantemente, de

folhelho preto-acinzentado, argiloso a síltico, por vezes micáceo, com microcristais de pirita disseminados e, localmente, esfalerita. Intercalam-se esparsas lâminas /lentes de siltito cinza claro, pouco argiloso a arenoso, em parte micáceo. Estão presentes concreções centimétricas de pirita, siderita e, para a base, de anidrita fibro-radiada. Nessa porção, ocorrem níveis de rocha siderítica e de dolomito secundário, com feições texturais semelhantes.

Os folhelhos exibem aspecto maciço, com incipientes laminações plano-paralelas a onduladas. As intercalações sílticas consistem em laminações lenticulares e prováveis marcas onduladas,de base erosiva.

Estruturas biogênicas são freqüentes, correspondendo a seções transversais e longitudinais dos icnogêneros *Planolites* e *Chondrites*; localmente, em sedimentos mais síltico-argilosos, ocorrem ainda formas semelhantes a *Diplocraterion* (cf. CHAMBERLAIN, 1978; EKDALE e BROMLEY, 1984; ARCHER e MAPLES, 1984). Os tubos biogênicos mostram-se, em alguns níveis, preenchidos por pirita.

O testemunho também se apresenta rico em macrofósseis, contendo uma associação de braquiópodes inarticulados representados pelo gênero *Lingula*, em parte autóctones e dominantes nas camadas mais argilosas, de braquiópodes articulados, incluindo *Australocoelia* sp., além de alguns bivalves não identificados e espécimes do gênero *Tentaculites*. Em amostras de calha da seção, foram encontrados microfósseis, compreendendo alguns ostracodes, mal preservados (PAULIPETRO, 1982b, Rel. RT-157).

A análise petrográfica microscópica dos folhelhos desse testemunho mostra: argilo-minerais recristalizados, orientados paralelamente aos planos de fissilidade da rocha e, às vezes, com matéria orgânica associada; grãos disseminados de quartzo e feldspato, com tamanho de silte, subordinadamente, de areia muito fina, variando entre 5% (folhelhos argilosos, com diâmetro freqüente de silte fino/médio - 0,009/0,015 mm) e 25-30% (folhelhos sílticos, com diâmetro médio de silte grosso-0,040 mm, e presença comum de areia muito fina - 0,090 mm). Quanto às micas (muscovita, biotita, em parte recristalizadas, e clorita autigênica), constituem desde traços até, em certos trechos, 20% da composição mine

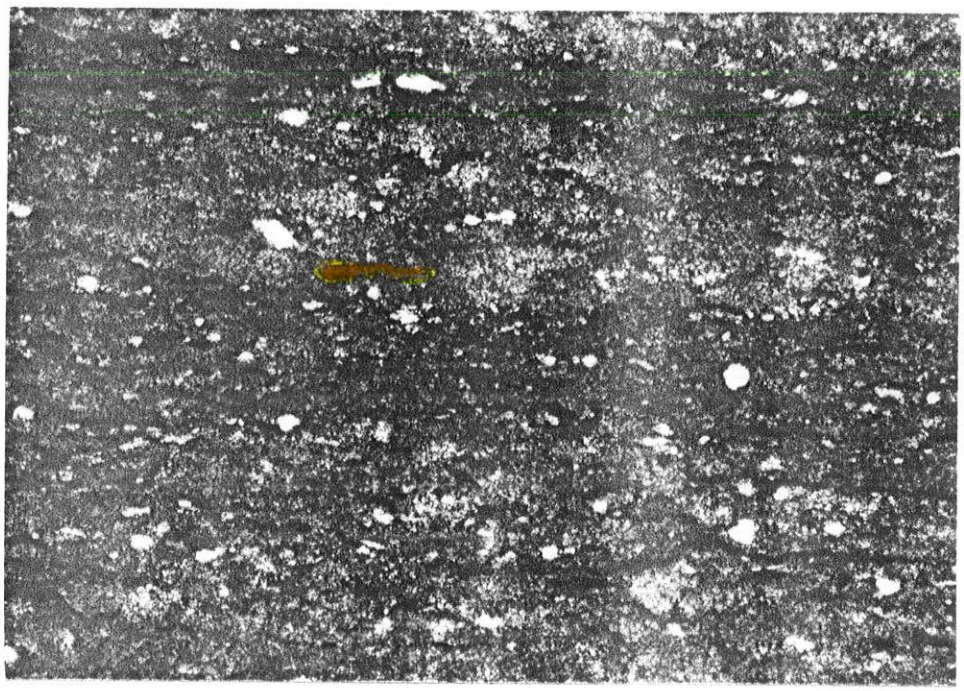
ralógica total, com orientação paralela ao plano de fissilidade da rocha. Como minerais pesados detríticos (traços), aparecem opacos, zircão, rutilo e turmalina. Minerais autigênicos consistem de pirita (às vezes, como agregados lenticulares), carbonato, esfalerita, além de clorita (IPT, 1982b, Certificado 648 951).

Os siltitos intercalados nos folhelhos são arenosos (areia muito fina) a argilosos, de diâmetro médio de silte grosso, micáceos e pouco carbonosos. Nos níveis carbonáticos da porção inferior do testemunho, a rocha siderítica possui matriz de lama carbonática recristalizada e argilosa (10-15%), grãos quartzosos esparsos, de tamanho de silte (10-15%), e concentrações locais de microcristais de pirita autigênica. Intercalam-se lâminas de folhelho, siltito, bem como, de dolomito secundário (dolomita identificada por difratometria de raios X), que apresenta matriz de lama carbonática, às vezes, também argilosa, e grãos de quartzo e feldspato de tamanho de silte, disseminados (5-10%) ou concentrados em lâminas submilimétricas (IPT, 1982b, Certificado 648 951). Os dolomitos têm aspecto finamente laminado, devido à alternância de lâminas subparalelas com concentração de matéria orgânica, provavelmente originada de algas (Fotomicrografia 05).

No poço 3-CB-2-SP (Cuiabá Paulista nº 02), foram cortados três testemunhos, conforme relacionados:

Test. nº 06 - 4925,0/4934,0 m (100% de recuperação);
Test. nº 07 - 4971,0/4975,3 m (91% de recuperação);
Test. nº 08 - 4998,0/5007,0 m (97% de recuperação).

O testemunho de número 06 (Foto 03), da parte média da subsequência superior da formação, é constituído por arenito cinza médio, muito fino, compacto, bem a moderadamente selecionado, por vezes, com matriz argilosa a síltica e micáceo, localmente, piritoso. Representa parte de uma sucessão de bancos formados por leitos com granocrescência ascendente, tendo, o da porção inferior do testemunho, cerca de 2,5 m de espessura e contatos erosivos. Intercalam-se camadas de siltito cinza escuro, argiloso a arenoso, em geral, grosso, duro, micáceo e pouco carbonoso. Ocorrem, esporadicamente, finos níveis mais lamíticos e carbonosos.



Fotomicrografia 05: Poço 2-CB-1-SP (Cuiabá Paulista nº 01), Test. 10. Lâm. CB-050 (prof. 4984,0 m).
Dolomito secundário, com matriz de lama carbonática recristalizada. Presença de grãos quartzosos esparsos (tamanho de silte), palhetas de mica fina, matéria orgânica (algas?) e material fosfático (colofânio?, de cor alaranjada; isótropo em NX), preenchendo provável icnofóssil (?*Scalarituba* / ?*Helminthopsis*, cf. PICKERILL e HURST, 1983). Aumento ≅ 100x. N//.

Como estruturas sedimentares locais, encontram-se fragmentos milimétricos de folhelho, diastemas, concreções de pirita e estilólitos preenchidos por material argilo-carbonoso. Predomina intensa bioturbação em todo o trecho testemunhado, conferindo aspecto parcialmente mosqueado, distinguindo-se os prováveis icnogêneros *Arenicolites* (forma de J, em corte), *Skolithos*, *Planolites*, *Palaeophycus*, *Asterosoma* (mais comum nos níveis sílticos a síltico-arenosos), e, mais raramente, *Rosselia* e *Diplocraterion*.

A análise petrográfica desse testemunho registra: predominância de arenito muito fino, com índice de clasticidade 0,15 mm (classe inferior de areia fina); localmente, bimodal (por provável bioturbação e/ou retrabalhamento), com grãos de areia média/grossa disseminados, e índice de clasticidade até 2,0 mm (limite areia muito grossa/grânulo). Mostra seleção boa a moderada; grãos subangula

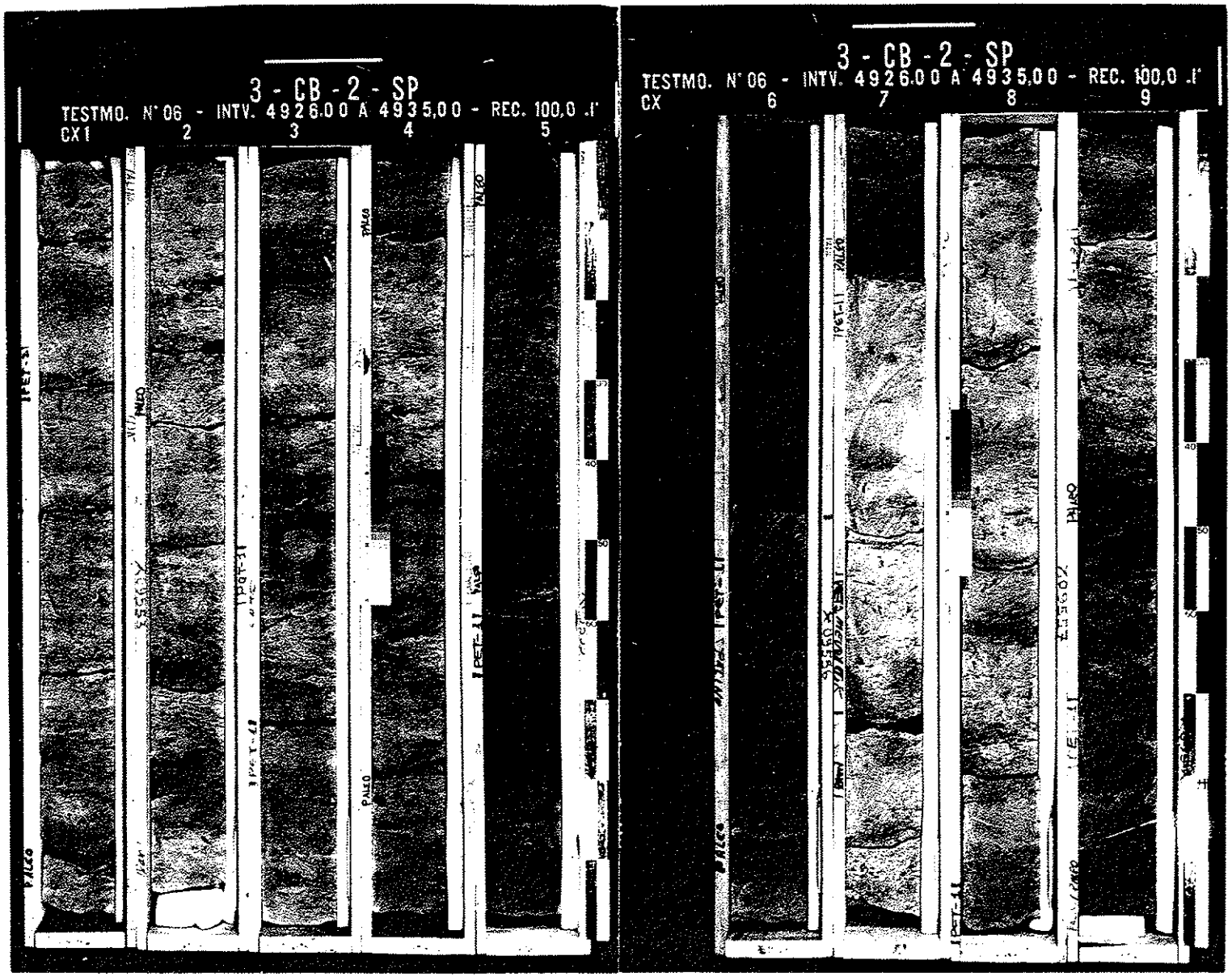


Foto 03: Poço 3-CB-2-SP (Cuiabá Paulista nº 02), Test. 06 (prof. corr. 4925,0/4934,0 m). Bancos arenosos sucessivos, compostos por leitos com granocrescência ascendente, e intercalados por sedimentos síltico-argilosos; intensa bioturbação, com icnofósseis como *Arenicolites*, *Skolithos* e *Asterosoma*.

res/subarredondados (identificação do grau de arredondamento dificultada pela compactação), às vezes, imbricados; contatos entre os grãos de tipos côncavo-convexo e reto (com empacotamento fechado), além de tangencial, nos trechos com maior proporção de matriz argilo-síltica. A matriz apresenta variação desde 0-5%, no topo dos corpos arenosos, até 20% na base. O arcabouço compreende: quartzo (monocristalino), predominante, feldspatos alcalinos e plagioclásios (10-15% a 15-20%), em parte alterados; micas (5 a 15%), recristalizadas e autigênicas (muscovita, biotita, biotita cloritizada), orientadas, e passando a 15-20%, ou mais, nos níveis cortados por estilólitos e nas lâminas argilo-carbonosas intercaladas, estas, inclusive, essencialmente micáceas; minerais pesados detríticos (traços), representados por zircão e turmalina, e minerais autigênicos, como pirita (opaco), apatita (?) e anatásio/leucoxênio. Em geral, sem cimento ou com apenas traços de carbonato, à exceção do banco inferior do testemunho, com 0-5% a 15% de dolomita e siderita (identificadas por difratometria de raios X), 0-5% de anidrita, traços de barita; às vezes, poiquilotópico e corroendo ou substituindo clastos (IPT, 1983a, Certificado 674 665). Texturalmente, tais arenitos classificam-se de "arenite" a "wacke" (DOTT, 1964), mais comumente, "subwacke" (5-10% de matriz). De acordo com a classificação composicional de FOLK (1974), correspondem a subarcóseos, parcialmente micáceos, às vezes, sideríticos ou dolomíticos.

O testemunho de número 07 desse poço, posicionado próximo ao topo da subseqüência inferior da unidade, tem, como litologia predominante, folhelho cinza escuro, argiloso (para o topo) a síltico, micáceo, levemente carbonoso, às vezes piritoso, e fossilífero. Encontram-se, localmente, restos incarbonizados de braquiópodes inarticulados do gênero *Orbiculoidea*, além de molde de braquiópode articulado não identificado (IPT, 1983c, Rel. 18 758/PAULIPETRO RT-521). Nas porções mais sílticas, ressalta-se a presença de tubos e pistas de organismos, produzindo aspecto parcialmente mosqueado, com possíveis representantes dos icnogêneros *Chondrites*, *Helminthopsis* e *Planolites* (cf. PICKERILL e HURST, 1983). Intercalam-se trechos de siltito cinza médio, argiloso a arenoso, tendendo a grosso, micáceo (micas recristalizadas/autigênicas, orientadas), com microcristais de pirita e matéria orgânica disseminada. Passa, em determinados níveis, a arenito cinza claro, muito

fino, síltico-argiloso, igualmente micáceo. As duas litologias são comuns na base e na porção média do testemunho, formando pequenos ciclos gradacionais com granodecrescência ascendente, levemente erodidos na base, e sucedidos por folhelhos.

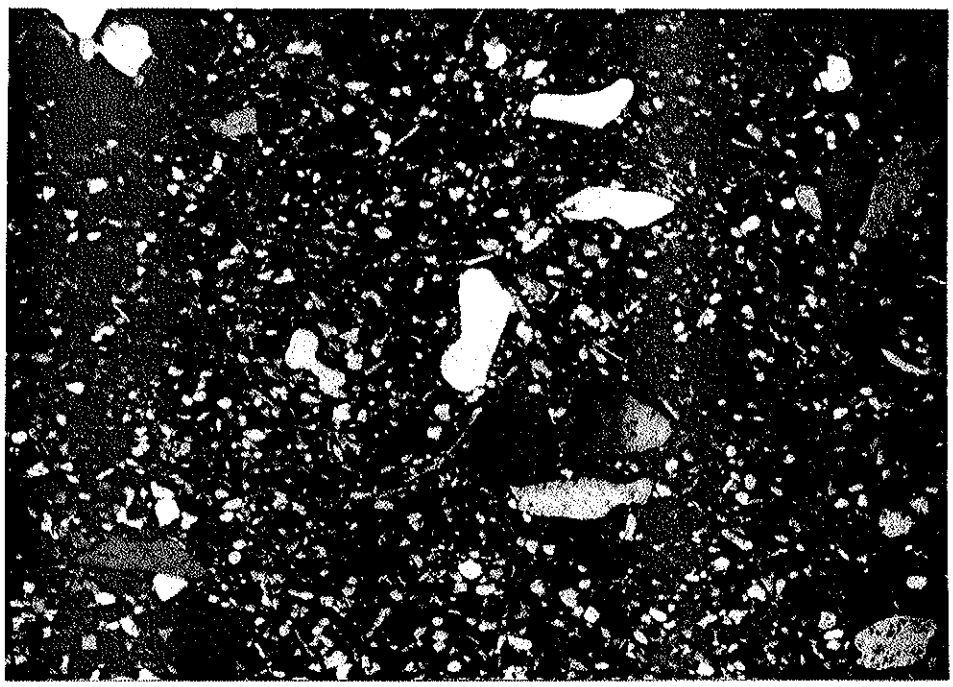
Nos trechos de folhelho e siltito argilosos, geralmente pouco bioturbados, ficam preservadas finas laminações plano-paralelas, contínuas. A intensa bioturbação restrita a algumas zonas nos folhelhos mais sílticos, sugere deposição sob condições de erosão periódica, removendo camadas bioturbadas, e com baixa razão de sedimentação. Nos níveis sílticos a arenosos, sucedidos por pelitos, a bioturbação prevalece nesses últimos, conferindo aspecto alternadamente bioturbado aos sedimentos. Os fatos apontados são coerentes com deposição em ambiente marinho raso.

A análise petrográfica dos arenitos desse testemunho (número 07) evidencia, para a textura, granulometria de areia muito fina, seleção boa a moderada, grãos subangulares/angulares, com contatos tangenciais a retos, matriz síltico-argilosa (em média, 10-15%, ou 15-25% nas zonas de maior bioturbação). A composição mineralógica consiste de quartzo (monocristalino), feldspatos alcalinos e plagioclásios (5 a 15%), micas recristalizadas (muscovita, biotita, biotita cloritizada, 10-20%), traços de minerais pesados (zircão, turmalina) e de opacos autigênicos (pirita); além de cimento (traços) carbonático e anidrítico. Esses arenitos gradam a siltitos arenosos. Classificam-se, quanto à textura, como dos tipos "subwacke" e "wacke" (DOTT, 1964), ou, como arenitos muito finos, lamíticos, correspondendo, composicionalmente, a subarcóseos micáceos (FOLK, 1974).

No caso do testemunho de número 08 do poço 3-CB-2-SP, acha-se posicionado na parte média da subseqüência inferior da formação, representando um trecho pelítico imediatamente abaixo de pequenos corpos arenosos indicativos de depósitos de areias transgressivas, conforme o perfil de raios gama (PIRSON, 1977). Litologicamente, compreende siltito argiloso e lamito, cinza médios/escuros, micáceos.

Em seções delgadas, esses sedimentos mostram, de modo geral: grãos de quartzo e feldspato, com diâmetro mais freqüente de silte grosso (0,035-0,040 mm), subordinadamente, de silte médio (0,025-

0,030 mm) e de areia muito fina; micas recristalizadas (muscovita e biotita cloritizada, 15-30%); pirita autigênica disseminada; traços de minerais pesados (zircão, turmalina); cimento carbonático (traços). Localmente, encontram-se grãos de areia média/grossa ou média/fina, dispersos ou em concentrações esparsas, com as frações granulométricas bem selecionadas, caracterizando certa bimodalidade (Fotomicrografia 06), e constituídos de quartzo, feldspato e fragmentos líticos, entre os quais, carbonáticos. Intercalam-se estratos milimétricos a centimétricos de folhelho argiloso a síltico, micáceo (mica fina, bem orientada, entre 30 e 50-60%), com clastos de diâmetro mais comum de silte médio (0,015-0,030 mm); bem como, de siltito grosso, arenoso e de arenito muito fino, síltico, de coloração cinza clara e, em parte, laminados.



Fotomicrografia 06: Poço 3-CB-2-SP (Cuiabá Paulista nº 02), Test. 08. Lâm. CB-2-048 (prof. 5003,48 m).
Siltito grosso, argiloso, micáceo, contendo grãos disseminados ou concentrados de areia média a fina/média e média/grossa: sedimentos bimodais em litofácies predominantemente síltico-argilosa, por retrabalhamento de areias do substrato e/ou bioturbação. Aumento ≅ 40x. NX.

Todo esse conjunto litológico pode estar distribuído em camadas rítmicas, com granodecrescência ascendente, semelhantes às

descritas para sedimentos recentes de partes centrais do Golfo do México (BOUMA, 1968), também enfocados por REINECK e SINGH (1980). Na porção inferior do testemunho, intercalam-se níveis com fragmentos submilimétricos/milimétricos de folhelho argiloso.

Nesse testemunho, a intensa bioturbação resulta em aspecto geral mosqueado, principalmente nas porções média e superior, sendo encontradas estruturas icnofósseis, destacando-se o icnogênero *Zoophycos*, de forma planar (Foto 04). Também se encontram pequenos trechos maciços, correspondendo a zonas mais argilosas. Concreções de pirita e tubos piritizados são de ocorrência esparsa.

Foto 04: Poço 3-CB-2-SP (Cuiabá Paulista nº 02), Test. 08.
Sedimentos síltico-argilosos bioturbados, ressaltando-se o icnofóssil *Zoophycos* (forma planar).

Foram identificados alguns foraminíferos arenáceos, provavelmente da Família Ammodiscidae, na forma de moldes internos (IPT, 1983c, Rel. 18 758/PAULIPETRO RT-521).

No poço 3-CB-3-SP (Cuiabá Paulista nº 03), no intervalo correspondente à Formação Ponta Grossa, foram cortados dois testemunhos (números 11 e 12) em diabásio, para fins de estudos de reservatórios fraturados, não sendo aqui discutidos pela falta de interesse ao presente trabalho.

3.3.3 Interpretação ambiental

A subseqüência inferior das seções da Formação Ponta Grossa nos poços de extensão 3-CB-2-SP (Cuiabá Paulista nº 02) e 3-CB-3-SP (Cuiabá Paulista nº 03), mostra-se mais caracteristicamente pelítica do que no poço 1-TI-1-SP (Tarabai, SP) e parece corresponder a ambiente marinho de águas rasas ("shelf-mud"), não distante da costa, seja na própria condição de mar aberto, ou em região de baía, e mais afastado das áreas-fontes do que no caso dos poços a leste (1-TI-1-SP e 2-TB-1-SP). Esse intervalo pode ainda ser relacionado a zonas de inframaré como as de baías interdistributárias.

Em qualquer uma das situações, é possível pressupor a ocorrência de fácies de prodelta, pelo menos em partes das seções. Nos ambientes considerados, predominariam condições de baixa energia e razão de sedimentação, com transporte de partículas em suspensão e deposição próximo ao nível de base das ondas normais. Esses fatores teriam favorecido a ação biogênica, registrada com certa freqüência nos trechos testemunhados, resultando, inclusive, em mosqueamento dos sedimentos, devendo prevalecer períodos longos de deposição lenta, ou mesmo, de ausência de deposição. Tais períodos seriam interrompidos, ocasionalmente, por episódios de maior energia, propiciando a deposição mais rápida de material síltico grosso a arenoso de granulação muito fina, que se mostra laminado internamente e com base erosiva. Há diminuição gradativa na espessura e proporção das lâminas de arenito e/ou siltito em direção ao topo, até folhelho, constituindo pequenos ciclos sucessivos. Essas estruturas gradacionais, rítmicas, podem corresponder a seqüências incompletas de turbidito (tipos Tc-e e Td-e das seqüên

cias de BOUMA, 1962), formadas por correntes de baixa densidade, insuficientes para depositar um ciclo turbidítico mais completo e, provavelmente, relacionadas a águas rasas. São atribuídas a tempestades esporádicas (PICKERILL e HURST, 1983, entre outros), ou, simplesmente, a mudanças de marés, ou ainda, ao próprio evento transgressivo gerando correntes mais fortes, com remobilização dos sedimentos e redeposição. De qualquer forma, condições de águas rasas são reforçadas pelo registro de foraminíferos arenáceos.

A presença de *Zoophycos*, em alguns níveis mais sílticos do trecho representado pelo testemunho de número 08 do poço 3-CB-2-SP, pode estar associada a condições faciológicas sedimentares semelhantes às interpretadas por TANKARD e BARWIS (1982) para ambientes relativos à bacia devoniana de Bokkeveld, da África do Sul, sugerindo, entre outros processos, ocorrência de circulação marinha de águas salobras em baías interdistributárias. Portanto, tal estrutura icnofóssil também corresponderia a ambientes marinhos de águas rasas.

As intercalações de corpos arenosos para a parte média da subseqüência inferior, nas duas seções de Cuiabá Paulista, são representativas de pequenas "barras" ou delgados "lençóis" de areias transgressivas, resultantes da deposição de sedimentos previamente erodidos, devido a uma maior energia das ondas, à medida que a linha de costa avançava, e tanto menos espessos quanto maior a ação das mesmas (PIRSON, 1977). Portanto, a influência das ondas do mar transgressivo teria sido mais efetiva nessa área, comparativamente às seções dos poços 1-TI-1-SP e 2-TB-1-SP, talvez por representar região menos protegida, de mar aberto, em razão da própria configuração da costa.

No caso da seção do poço 2-CB-1-SP (Cuiabá Paulista nº 01), essencialmente pelítica, de comportamento praticamente homogêneo no perfil de raios gama, pode ser enfatizada essa condição de maior proximidade do mar aberto. A ocorrência de raros ciclos regressivos de pequena expressão serviria, principalmente, para indicar uma influência mais acentuada dos processos costeiros.

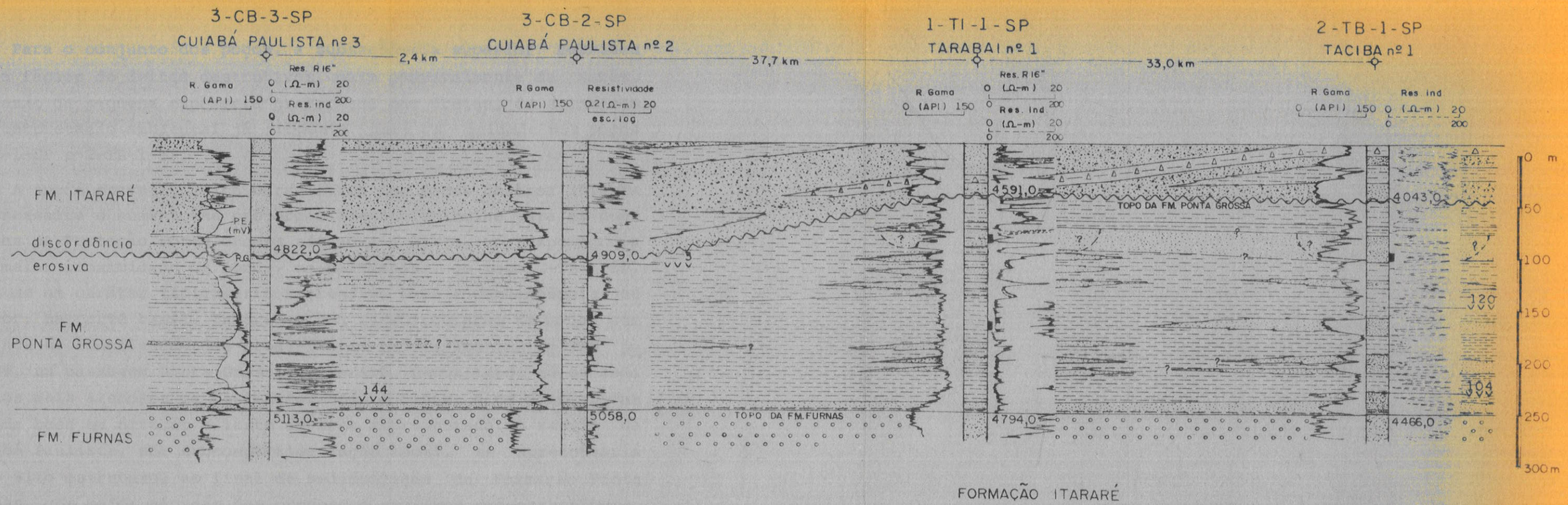
No testemunho de número 10 do mesmo poço, o expressivo conteúdo fossilífero, com espécimes de *Lingula* "in situ" e icnofós

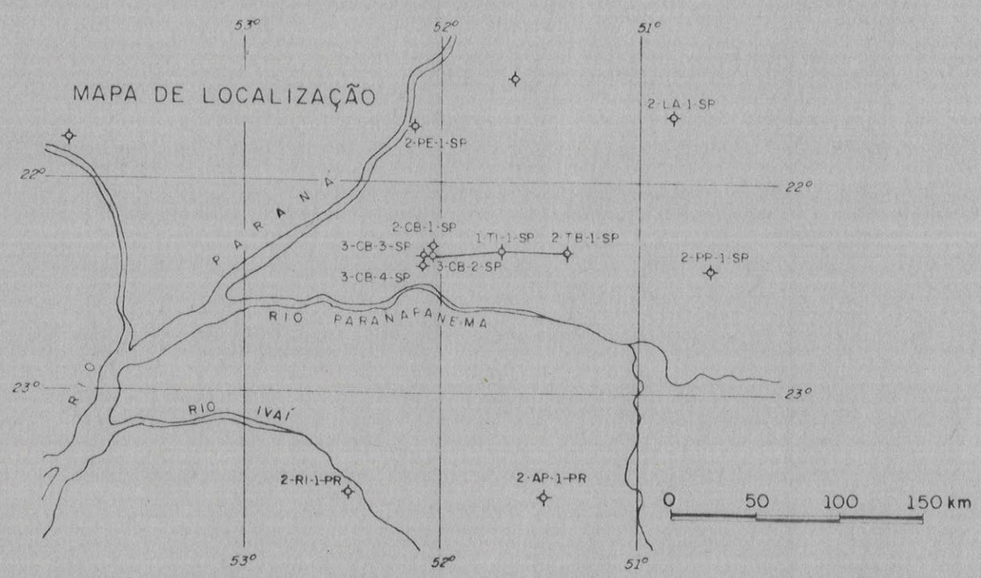
seis como *Diplocraterion*, deve estar associado a fácies de infra maré, possivelmente, em zonas contíguas ao nível de base das ondas, predominando deposição de sedimentos por suspensão e com oxigenação suficiente para permitir o desenvolvimento de organismos diversificados na comunidade (cf. PICKERILL e HURST, 1983). Esse trecho é bem correlacionável aos dos testemunhos de número 07 do poço 3-CB-2-SP e de número 04 do poço 1-TI-1-SP, apresentando fácies biogênicas e litológicas semelhantes.

Quanto à subseqüência superior, de padrão regressivo, presente nos poços 1-TI-1-SP (Tarabai) e 2-TB-1-SP (Taciba), também é marcante nos poços 3-CB-2-SP (Cuiabá Paulista nº 02) e 3-CB-3-SP (Cuiabá Paulista nº 03), embora menos espessa, devido à ausência, por erosão ou não deposição, dos sedimentos da parte superior (Figura 10), interpretados como depósitos de canais de maré - podendo estar cortando distributários pré-existentes -, e fácies associadas, ou seja, planícies de maré, lagunas, baías interdistributárias, ou, mesmo, fácies de plataforma rasa, pela retomada dos processos transgressivos.

Essa subseqüência não está preservada no poço 2-CB-1-SP (Cuiabá Paulista nº 01), provavelmente por ter sido erodida durante os eventos tectônicos pré-carboníferos, uma vez que a espessura da formação é bem menor que as dos demais poços do oeste paulista.

Nos poços 3-CB-2-SP e 3-CB-3-SP, a subseqüência regressiva caracteriza-se por bancos, pouco espessos, de arenito muito fino, intercalados em siltito, também, alternando-se com folhelho, com padrão de raios gama tipicamente "coarsening-upward", de formato serrilhado, indicativo de alternância arenito-folhelho ("interbedded sand/shale"). Deve corresponder, conforme correlação com os outros poços, a ambientes deposicionais relativamente mais afastados da costa, como "barras" ou "lençóis" síltico-arenosos, comparáveis aos descritos para sedimentos recentes das regiões de Nordergründe e Büsum, no litoral leste do Mar do Norte, situados em zonas de inframaré similares, batimetricamente e em distância da linha de costa, a "shoreface" ("middle shoreface"), fácies típica de litoral aberto (REINECK e SINGH, 1980). Para a área de Cuiabá Paulista, depósitos desse tipo podem incluir a frente deltaica, desde proximal até o limite com distal (cf. ERXLEBEN, 1975; BROWN JR., 1979).





FORMAÇÃO ITARARÉ

- Arenito (fonte provável a NW)
- Siltito
- Diamictito

FORMAÇÃO PONTA GROSSA

- Arenito (fonte provável a ENE)
- Folhelho
- Siltito

FORMAÇÃO FURNAS

- Arenito
- —vvv Diabásio excluído
- Posição do testemunho

Fig. 10 - SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA CORRELATIVA : OESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO.

Datum: Topo da Formação Furnas.

Para o conjunto dos poços, a subseqüência superior representaria fácies de deltas destrutivos, mais provavelmente de marés, em razão da pequena espessura preservada das areias, de acordo com a interpretação ambiental já proposta para a unidade nos poços 1-TI-1-SP e 2-TB-1-SP.

A seção estratigráfica correlativa dos poços da área (Figura 10) ressalta o aumento na proporção arenito/folhelho para as duas seções da Formação Ponta Grossa situadas a leste, correspondendo a uma maior proximidade da borda, em particular, no poço 2-TB-1-SP, além de um caráter tipicamente regressivo para a subseqüência superior, na parte basal. Infere-se uma reestruturação da bacia, com mudança na localização das áreas-fontes, provavelmente, de ENE para NW, na passagem Ponta Grossa - Itararé, depositando-se os sedimentos mais arenosos da última formação a oeste, e os diamictitos de sua base em direção a leste da área representada. A região de Cuiabá Paulista, por subcompartimentação local, se apresentaria como alto estrutural ao final da sedimentação da Formação Ponta Grossa, com maior atuação dos processos erosivos pré-carboníferos.

3.4 Poço 2-AN-1-PR (Altônia nº 01)

3.4.1 Localização e feições estruturais regionais

O poço 2-AN-1-PR (Altônia nº 01, estratigráfico) acha-se localizado no quadrante sudoeste do bloco ACS-72 da Bacia do Paraná, tendo, como coordenadas geográficas, 23°51'16" Lat. S e 53°48'27" Long. W.

A área situa-se, aproximadamente, na faixa central entre os Alinhamentos do Rio Alonso e do Rio Piquiri (Figuras 01 e 02).

3.4.2 Análise dos resultados

3.4.2.1 Análise litológica e estratigráfica através de perfis elétricos

A espessura da Formação Ponta Grossa e o trecho testemunhado são mostrados no perfil composto (Figura 11). Três corpos de diabásio aparecem intercalados na parte inferior da seção, e apenas um com espessura mais significativa (29,0 m).

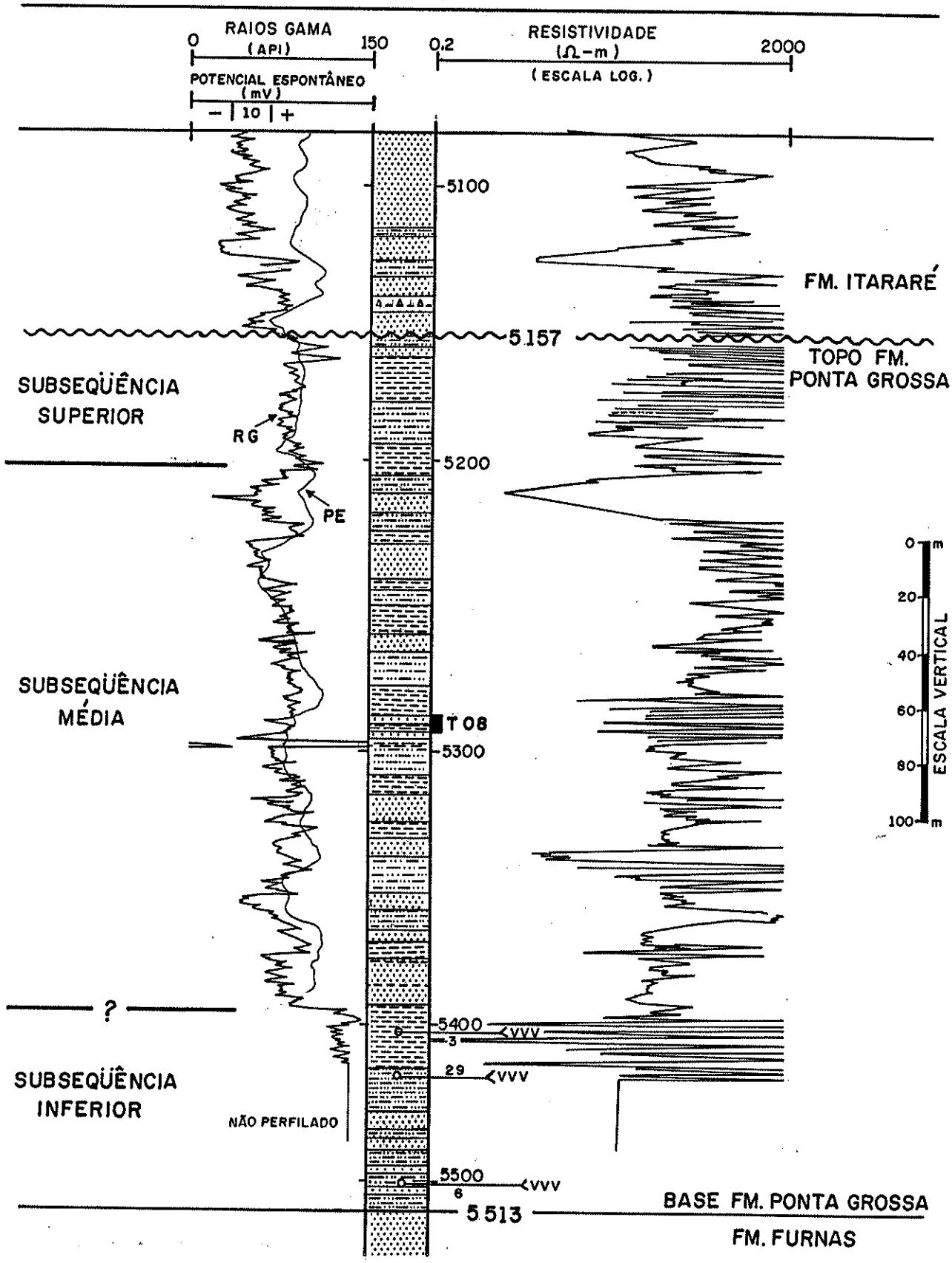
O topo da unidade foi estabelecido a 5157,0 m, através da curva de raios gama, que registra acentuada diminuição de radioatividade na passagem Ponta Grossa-Itararé, e, também, de amostras de calha.

O contato com a Formação Furnas, subjacente, foi marcado a 5513,0 m, com o primeiro registro, em amostras de calha, de arenitos finos, caulínicos, característicos dessa unidade, uma vez que não houve perfilagem no intervalo de 5554,0 m (fundo do poço) a 5425,0 m.

Litologicamente, a Formação Ponta Grossa compreende siltitos e folhelhos com intercalações, relativamente freqüentes, de arenitos muito finos a finos, em parte argilosos, na seção atravessada.

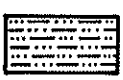
Os sedimentos arenosos são encontrados abaixo de 5200,0 m, na forma de bancos pouco espessos, às vezes, podendo atingir 15 m de espessura. Mostram, no perfil de raios gama, formato de curva digitado, além de trechos com padrão em funil, pouco serrilhado, traduzindo o predomínio de feições regressivas, com intercalações de ciclos transgressivos ("fining-upward"), estando, em qualquer um dos casos, delimitados por mudanças bruscas ou gradativas.

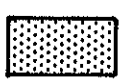
PERFIL COMPOSTO
FORMAÇÃO PONTA GROSSA
POÇO: 2 - AN - 1 - PR (Paulipetro)
ALTÔNIA Nº01, ESTRATIGRÁFICO

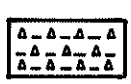


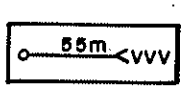
LEGENDA

FOLHELHO


SILTITO


ARENITO


DIAMICTITO



DIABÁSIO EXCLUÍDO

Fig. 11

L. Calligaris Netto.

Torna-se difícil distinguir subseqüências sedimentares dentro da unidade, não obstante a sua relativa espessura, de aproximadamente 320,0 m, tanto pela ausência de perfilagem na parte inferior da seção, quanto pelo comportamento litológico pouco diferenciado ao longo da mesma.

A formação pode ser dividida, a grosso modo, em três subseqüências sedimentares, utilizando-se o perfil de radioatividade associado à descrição de amostras de calha. Ocorre mudança de padrão a 5400,0 m, com uma quebra na curva de raios gama, apresentando valores menores a partir dessa profundidade, considerada como a passagem de uma subseqüência inferior para média. A primeira apresenta-se síltico-arenosa na base, gradando a síltica e com folhelhos para o topo, conferindo o caráter transgressivo à mesma.

A subseqüência média compreende siltitos e folhelhos, comumente com intercalações arenosas, e se estende até 5200,0 m, onde se observa mudança relativamente rápida para valores maiores, constantes, na curva de raios gama. As configurações mais tipicamente progradacionais, nas curvas desse perfil e de potencial espontâneo, são encontradas principalmente nas partes inferior (5400,0 a 5350,0 m) e superior (5250,0 a 5200,0 m). O alto valor (180 uAPI) encontrado no perfil de raios gama a 5297,0 m, em folhelhos, é anômalo, podendo tanto resultar de alta porcentagem de minerais radioativos, tais como, zircão, fosfatos, quanto da presença de matéria orgânica sapropélica (cf. SERRA e SULPICE, 1975), ou ainda, estar associado à ocorrência de sedimentos ricos em potássio (folhelhos e/ou feldspatos potássicos).

A subseqüência superior caracteriza-se por sedimentos essencialmente pelíticos, persistentes até o topo da seção preservada da Formação Ponta Grossa, a 5157,0 m, e com pequenas variações nos valores de raios gama (80 a 110 uAPI).

3.4.2.2 Análise macro e microscópica de testemunhos

O testemunho da Formação Ponta Grossa obtido nesse poço é o de número 08 (Foto 05), entre 5285,9 e 5290,4 m (100% de recuperação), posicionado no meio da seção. Esse trecho registra um banco arenoso pouco espesso (cerca de 1,6 m), cinza médio/claro, bastante bioturbado, destacando-se estruturas icnofósseis, como prová

Foto 5: Poço 2-AN-1-PR (Altônia nº 01), Test. 08 (prof. corr. 5285,9/5290,4 m).
Banco arenoso (cinza médio/claro), bioturbado, com estruturas icnofósseis: provável "barra" litorânea (barra digitada, associada a pequeno canal?), com retrabalhamento no topo ("washover"?), em meio a folhelhos e siltitos argilosos (cinza escuros), pouco bioturbados.

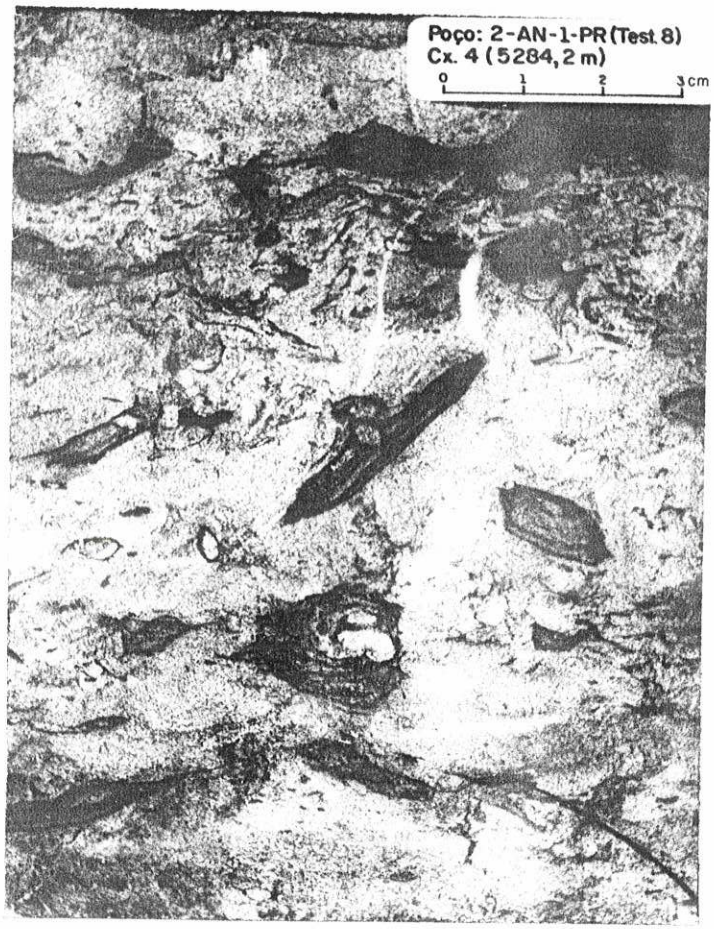


Foto 06: Poço 2-AN-1-PR (Altônia nº 01), Test. 08. (Prof. corr. 5289,2 m - centro da foto). Sedimentos arenosos, em parte sílticos, bioturbados, apresentando seções diversas do provável icnogênero *Asterosoma*.

veis *Asterosoma* (Foto 06), *Skolithos*, *?Palaeophycus* e, localmente, *Diplocraterion*. Esses sedimentos arenosos estão intercalados em pelitos (folhelhos e siltitos argilosos), de coloração cinza escura, laminados, com bioturbação local e restos incarbonizados de braquiópodes inarticulados do gênero *Lingula*, encontrados à profundidade (corrigida) de 5287,4 m (PAULIPETRO, 1982g, Rel. RT-340).

Os arenitos formam leitos gradacionais, com granocrescência ascendente na base, granodecrescência para o meio do banco e, novamente, granocrescência para o topo, até o contato erosivo com folhelhos, e onde se acham retrabalhados. Apresentam algumas intercalações irregulares de lâminas e níveis argilo-sílticos, carbonosos, às vezes, carbonáticos (lama siderítica argilosa), além de estruturas de erosão, locais.

Os folhelhos e siltitos argilosos, estes em parte arenosos e mais persistentes na porção inferior do testemunho, são geralmente micáceos e exibem estratificações plano-paralelas a lenticulares, ora incipientes, ou ainda, pequenos trechos de aspecto maciço, e, localmente, ciclos granodecrescentes, de espessura milimétrica a centimétrica, com base levemente erosiva. Nódulos de pirita e diastemas são de ocorrência esparsa.

Em lâminas delgadas, a análise petrográfica dos arenitos mostra, quanto à textura, variação granulométrica desde areia muito fina até média, seleção moderada, grãos subarredondados/subangulares, com contatos tangenciais e retos, subordinadamente, côncavo-convexos; matriz argilosa (em parte, recristalizada em ilita e/ou sericita) a síltica, entre 5 e 15% ("subwacke"/limite com "wacke"), mais concentrada em zonas de maior bioturbação. A composição do arcabouço é predominantemente quartzosa (quartzo mono e policristalino), pouco feldspática (5% de feldspatos alcalinos e plagioclásios), com traços de líticos (sílex), também contendo micas (5 a 10% - muscovita, biotita, raramente clorita), traços de minerais pesados (zircão, turmalina, rutilo) e opacos autigênicos (5-10% de pirita). Ocorre cimento carbonático (10%), às vezes, substituindo clastos, identificado como siderita em algumas amostras, por difratometria de raios X, e conservando-se algum crescimento secundário de quartzo e feldspato (0-5%). Segundo a classificação composicional de FOLK (1974), esses arenitos correspondem a subar

cóseos, em parte, muscovíticos, piritosos e/ou sideríticos.

Nos arenitos lenticulares na base dos folhelhos, destacam-se: má seleção (granulação desde areia muito fina a muito grossa); grãos variando de arredondados a angulares; feldspatos fragmentados (total a parcialmente substituídos por cimento carbonático); cimentação comum por material de natureza argilo-micácea, esverdeado (biotita/clorita?, derivadas da alteração de argilo-mineral, como bentonita), e, também, por crescimento sintaxial de quartzo, incluindo euedral, desenvolvido tardiamente, às vezes, com corrosão por carbonato. Mostram contato brusco com pelitos carbonáticos (lama siderítica argilosa?).

3.4.3 Interpretação ambiental

A Formação Ponta Grossa apresenta-se relativamente arenosa no poço 2-AN-1-PR (Altônia, PR), semelhante ao que ocorre nas seções dos poços 1-TI-1-SP (Tarabai, SP) e 2-TB-1-SP (Taciba, SP), próximos à borda leste-nordeste. A área do poço em questão, embora inserida no depocentro da Bacia do Paraná, deve se situar na borda oeste da sub-bacia devoniana sul, evidenciando, portanto, os efeitos de outra área-fonte, localizada a oeste do Estado do Paraná, ou circunvizinha a essa direção.

A subseqüência inferior, com 75,0 m de espessura, caracteriza-se por um ciclo deposicional marinho transgressivo bem definido, apresentando, no contato com a Formação Furnas, sedimentos arenosos intercalados com pelitos, passando, gradualmente, a siltitos, sobrepostos por folhelhos, completando-se a sucessão sedimentar.

A subseqüência média, separada da inferior por contato abrupto e com espessura considerável (200,0 m), mostra nítidos padrões regressivos, principalmente na base e no topo, ocorrendo ciclos transgressivos em sua porção central. As formas das curvas de raios gama e potencial espontâneo, junto com características das demais subseqüências, levam a supor a existência de depósitos deltaicos, aparentando preservação de fácies desde mais distais (para a base) a flúvio-deltaicas (canais distributários, próximo ao topo), com prováveis fácies de baía ou lagunares (WEBER, 1971; ERXLEBEN, 1975; PIRSON, 1977; BROWN JR., 1979).

Considerando-se tal interpretação, a subseqüência superior, com 43,0 m de espessura preservada, poderia representar depósitos lagunares ou marinhos rasos, até prodeltaicos, com provável retrabalhamento dos sedimentos arenosos do topo da subseqüência média.

3.5 Poços 2-RI-1-PR (Rio Ivaí nº 01)
1-RO-1-PR (Roncador nº 01)
2-RP-1-PR (Rio Piquiri nº 01)

3.5.1 Localização e feições estruturais regionais

Os poços 2-RI-1-PR (Rio Ivaí nº 01, estratigráfico), 1-RO-1-PR (Roncador nº 01, pioneiro) e 2-RP-1-PR (Rio Piquiri nº 01, estratigráfico) localizam-se em áreas vizinhas ao depocentro da sub-bacia devoniana sul, no Estado do Paraná (Figuras 01 e 03). As seções da Formação Ponta Grossa exibem características litofaciológicas correlacionáveis, conforme indicado nas análises de perfis elétricos, de testemunhos e amostras de calha, e sendo, portanto, discutidas conjuntamente, apesar da distância entre os poços.

O poço 2-RI-1-PR está situado no município de São Carlos do Ivaí, Estado do Paraná, no bloco ACS-73 da bacia. Possui as coordenadas geográficas 23°19'52" Lat. S e 52°27'19" Long. W.

O bloco é atravessado, na sua parte centro-nordeste, pelo Alinhamento do Rio Alonso (Figura 02), com direção N55W, encontrando-se o poço no limite sul dessa feição tectônica.

O poço 1-RO-1-PR, perfurado no município de mesmo nome, no centro-oeste do Estado do Paraná, pertence ao bloco ACS-75. Encontra-se a cerca de 120 km a sul do poço 2-RI-1-PR, e apresenta as coordenadas geográficas 24°36'33" Lat. S e 52°14'48" Long. W.

O poço 2-RP-1-PR situa-se no município de Campina da Lagoa, Estado do Paraná, também no bloco ACS-75, a aproximadamente 50 km a sudoeste do poço 1-RO-1-PR, e tem, como coordenadas geográficas, 24°40'41" Lat. S e 52°43'32" Long. W.

A área desse bloco é seccionada pelo Alinhamento do Rio Piquiri (Figura 02), relacionado a uma faixa cisalhada com direção N60-65W, indicativa de falhamento extenso e profundo, e estando associada uma zona de diques de diabásio (IPT, 1984a, Rel 19 256/ PAULIPETRO RT-333).

3.5.2 Análise dos resultados

3.5.2.1 Análise litológica e estratigráfica através de perfis elétricos

As espessuras dos sedimentos da Formação Ponta Grossa, as dos diabásios intercalados e os trechos testemunhados nos poços 2-RI-1-PR (Rio Ivaí, PR), 1-RO-1-PR (Roncador, PR) e 2-RP-1-PR (Rio Piquiri, PR), estão indicados nas Figuras 12, 13 e 14, respectivamente.

A unidade nos três poços pode ser dividida, semelhante ao poço 2-AN-1-PR (Altônia, PR), em três subseqüências sedimentares, bem caracterizadas e com boa correlação por perfis elétricos.

A subseqüência inferior, de caráter geral transgressivo, compõe-se de folhelhos e siltitos, com algumas pequenas intercalações de arenitos, principalmente na base.

A subseqüência média exibe ciclos sedimentares de padrão regressivo ("coarsening-upward") no perfil de raios gama, mais típicos para a sua porção superior, e com alternância de ciclos menores transgressivos ("fining-upward"), que mostram, às vezes, valores altos de radioatividade. É constituída por siltitos, em parte arenosos, com intercalações de arenitos muito finos/finos até médios e de folhelhos.

Quanto à superior, apresenta-se mais espessa, com formato de curva pronunciadamente serrilhado/digitado no perfil de raios gama, indicativo de pequenas intercalações arenosas, destacando-se um padrão geral "fining-upward". Devido ao caráter mais argiloso e à maior freqüência de diabásio, resultando em intensa piritização, o perfil de resistividade torna-se muito anômalo para essa subseqüência. Litologicamente, predominam folhelhos escuros e siltitos acinzentados, argilosos a arenosos, com pequenas intercalações de arenitos muito finos, esparsas (poço 2-RI-1-PR) a freqüentes (poço 1-RO-1-PR). O intervalo tende a mais argiloso para o topo.

O perfil de raios gama salienta o contato superior acentuadamente abrupto da Formação Ponta Grossa com os sedimentos arenosos da Formação Itararé, nos poços 2-RI-1-PR e 2-RP-1-PR, posicionado a 3718,0 e 3588,0 m, respectivamente. Para o poço 1-RO-1-PR,

PERFIL COMPOSTO

FORMAÇÃO PONTA GROSSA

POÇO: 2 - RI - 1 - PR (Paulipetro)

RIO IVAÍ Nº01, ESTRATIGRÁFICO

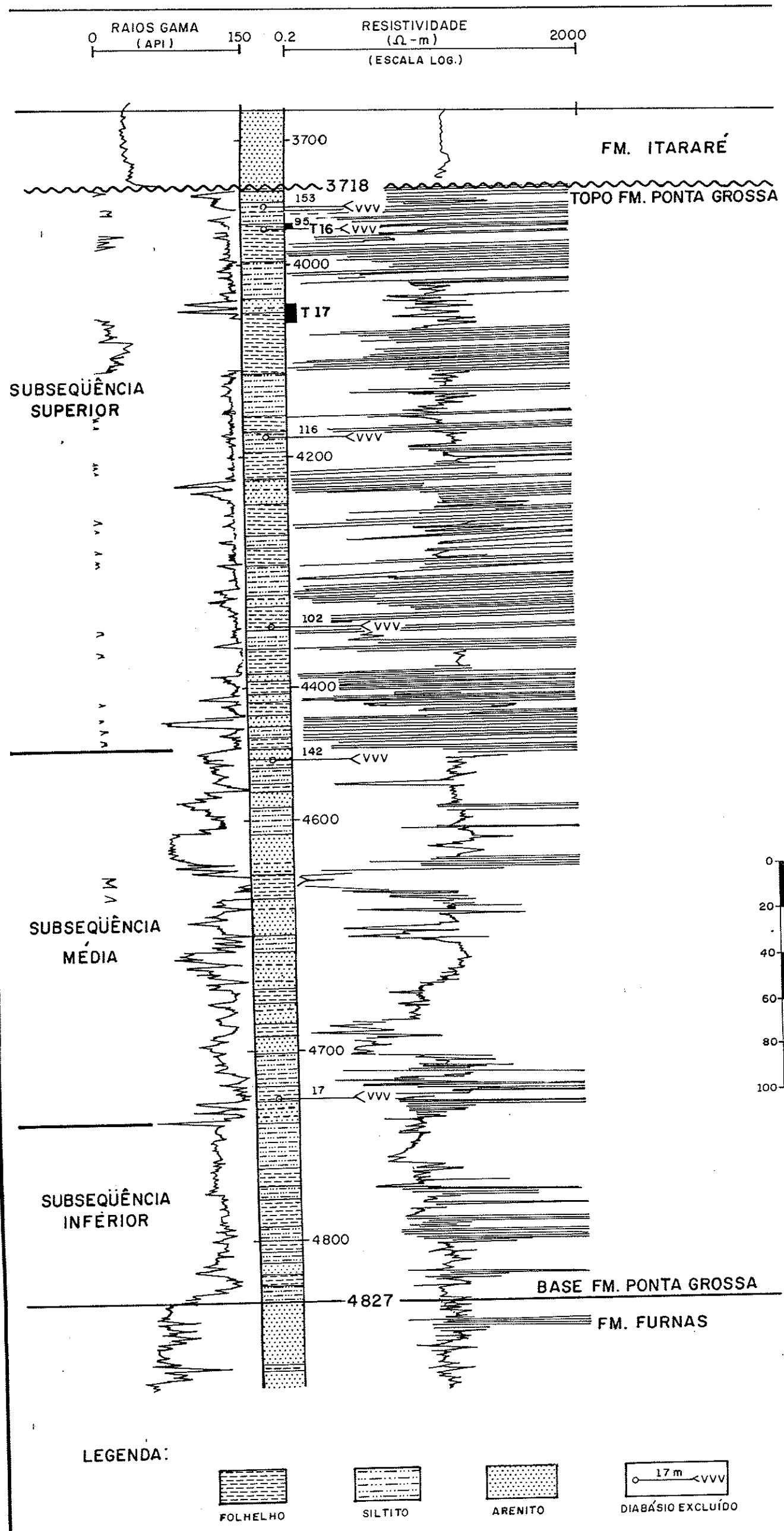


Fig.12

PERFIL COMPOSTO

FORMAÇÃO PONTA GROSSA

POÇO: 1 - RO - 1 - PR (Paulipetro)

RONCADOR Nº 01, PIONEIRO

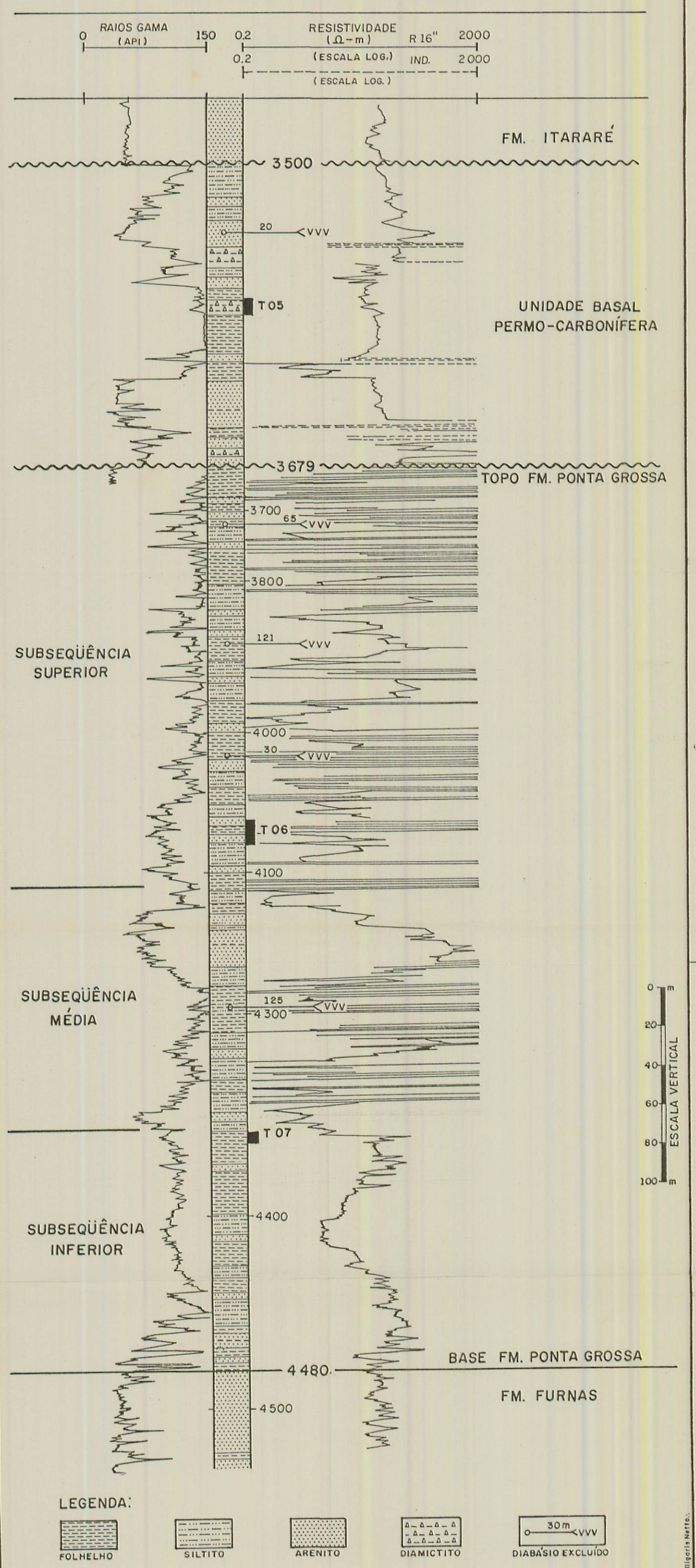


Fig. 13

PERFIL COMPOSTO

FORMAÇÃO PONTA GROSSA

POÇO: 2 - RP - 1 - PR (Paulipetro)

RIO PIQUIRI Nº 01, ESTRATIGRÁFICO

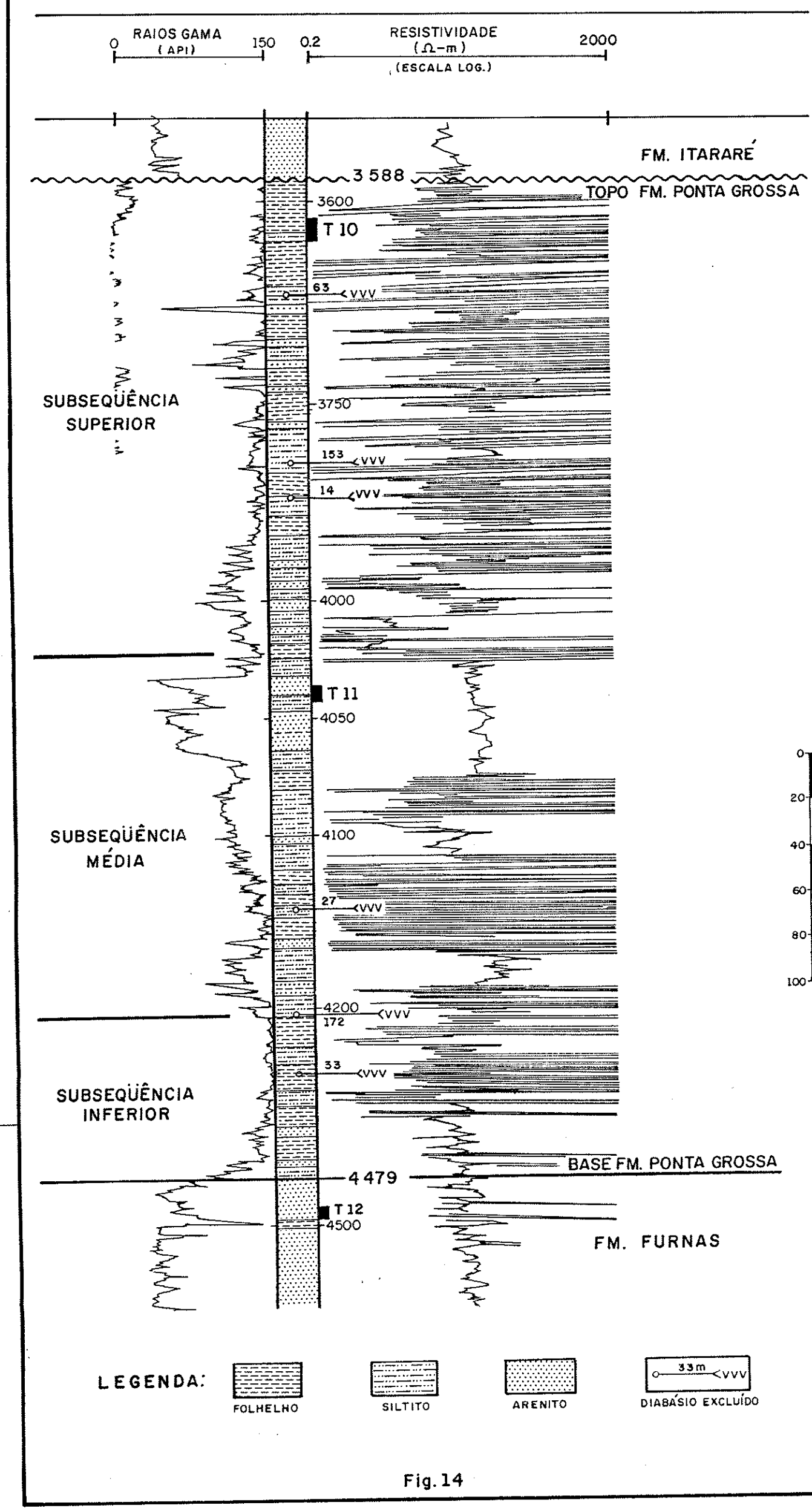


Fig. 14

assinala-se, a 3679,0 m, a passagem erosiva dos sedimentos argilosos e piritosos da Formação Ponta Grossa para arenosos (de valores baixos de raios gama) e lamitos seixosos, atribuídos a uma unidade basal da seqüência permo-carbonífera (Figuras 18 e 19), apenas correlacionável no poço 2-CS-1-PR (Chapéu do Sol nº 01), com registro em testemunho, sendo que o padrão típico dos arenitos da Formação Itararé se estabelece acima de 3500,0 m, através de contato brusco no perfil de raios gama (PAULIPETRO, 1982d, Rel. RT-191; IPT, 1984c, Rel. 19 579/PAULIPETRO RT-470).

O contato Furnas-Ponta Grossa tem caráter transicional nas três seções. Nos poços 2-RI-1-PR e 2-RP-1-PR, é marcado, no perfil de raios gama, a 4827,0 e 4479,0 m, respectivamente, na base de camadas de transição de poucos metros de espessura, consistindo em arenitos finos/muito finos e pelitos intercalados, com padrão transgressivo. No poço 1-RO-1-PR, o contato inferior é estabelecido a 4480,0 m, com o início de uma zona de transição bastante espessa, da ordem de 40,0 m, e que apresenta, no perfil de raios gama, formato de curva digitado, com padrão geral transgressivo oscilatório, embora incluindo pequeno ciclo "coarsening-upward" na parte superior.

A espessura dos sedimentos da Formação Ponta Grossa é de 484,0 m no poço 2-RI-1-PR, ainda ocorrendo seis corpos de diabásio que perfazem 625,0 m. No poço 1-RO-1-PR, a unidade alcança 460,0 m de espessura, excluídos quatro corpos de diabásio somando 341,0 m. Para o poço 2-RP-1-PR, são registrados 429,0 m de sedimentos, além de seis corpos de diabásio com um total de 462,0 m.

3.5.2.2 Análise macro e microscópica de testemunhos

Foram obtidos dois testemunhos em cada seção da unidade, nos três poços, conforme indicado a seguir:

2-RI-1-PR - nº 16 - 3890,5/3895,2 m (92% de recuperação);
- nº 17 - 4023,0/4032,1 m (100% de recuperação);

1-RO-1-PR - nº 06 - 4074,0/4086,5 m (100% de recuperação);
- nº 07 - 4356,0/4363,0 m (100% de recuperação);

2-RP-1-PR - nº 10 - 3605,0/3615,2 m (100% de recuperação);
- nº 11 - 4036,0/4043,2 m (96% de recuperação).

O testemunho de número 16 do poço 2-RI-1-PR (Rio Ivaí, PR), posicionado poucos metros abaixo do topo da seção da Formação Ponta Grossa, registra sedimentos pelíticos metamorfizados, no contato com corpo de diabásio de 95,0 m de espessura e com granulometria fina a média (0,25 - 2,0 mm). A rocha encaixante é constituída, essencialmente, por cristais de cordierita, ocorrendo associados a sericita, muscovita e agregados de cristais aciculares, muito finos (silimanita e/ou andaluzita?), e com quartzo, feldspato alcalino e biotita dispersos ou em lâminas (agregados granoblásticos). É classificada como "hornfels" pelítico, hidrotermalmente alterado (IPT, 1982c, Certificado 657 976). Mostra aspecto bandado, resultante de variações nas proporções dos constituintes, porém, estando preservadas feições de aleitamento, como laminação ondulada, localmente, plano-paralela e lenticular com microestratificação interna, além de algumas estruturas tubulares, aparentando biogênicas.

O testemunho de número 17 desse poço, também próximo ao topo da unidade, é constituído por siltitos argilosos e folhelhos cinza escuros, com intercalações milimétricas/centimétricas de siltitos e arenitos muito finos a finos, de coloração cinza média a clara. De acordo com a análise petrográfica microscópica, os arenitos possuem clasticidade na classe inferior de areia média (0,25-0,30 mm), matriz síltica a argilosa, classificando-se, texturalmente, como "wackes" e "subwackes".

Os trechos mais homogeneamente argilosos são restritos, podendo ocorrer estrutura laminar bem definida. Representam argilitos, em parte sílticos, e folhelhos argilosos a lamíticos.

Os siltitos argilosos, bem como, os argilitos e folhelhos mostram clastos (quartzo e feldspato) com diâmetro de silte médio a grosso, são micáceos (sericita abundante, muscovita, clorita), e, às vezes, piritosos. Em certos trechos, aparece densa estrutura maculada, relacionada a metamorfismo de contato, classificando-se a rocha, petrograficamente, como ardósia maculada, composta por agregados microcristalinos de sericita e argilo-minerais (80-95%), com orientação subparalela. Tais agregados, formando as máculas, representam prováveis pseudomorfos de andaluzita e/ou cordierita. Nessa rocha, encontram-se, subordinadamente, quartzo e feldspato

com tamanho de silte (5 a 20%), e opacos (0 - 5%), além de intercalações milimétricas de folhelho (IPT, 1982c, Certificado 657 976).

Os sedimentos descritos para o testemunho em questão dispõem-se, com freqüência, em camadas ou ciclos rítmicos, com gradação normal (granodecrescência ascendente), espessura milimétrica a centimétrica, contato inferior levemente erosivo e maior proporção dos termos mais sílticos a arenosos (Foto 07). Os últimos podem mostrar estratificação plana horizontal. Ritmitos análogos, como os descritos por BOUMA (1968), em sedimentos recentes do Golfo do México, devem corresponder a ciclos turbidíticos incompletos (REINECK e SINGH, 1980), dos tipos Tc-e e Td-e da seqüência de BOUMA (1962), constituindo depósitos de correntes de turbidez de baixa densidade, em águas relativamente rasas. Os mecanismos de sedimentação de semelhantes turbiditos são discutidos por LOWE (1982).

No caso dos trechos mais argilosos, tendem a apresentar estrutura gradacional granocrescente, melhor salientada no perfil de raios gama (escala 1:200), e estando sobrepostos pelos estratos rítmicos.

Nesse testemunho de número 17 (poço 2-RI-1-PR), como estruturas sedimentares primárias de ocorrência subordinada, encontram-se laminações plano-paralelas e onduladas, em geral descontínuas, além de lenticulares, localmente mais espessas e com microlaminação interna, aparentando pequenas marcas onduladas truncadas ou, ainda, estratificação cruzada por migração de marcas onduladas.

Estruturas de deformação ("flames" e pseudonódulos) são comuns. Concreções de pirita e pequenas fraturas (preenchidas por pirita, sílica e/ou calcita) distribuem-se esparsamente.

No seu conjunto, os sedimentos se acham pouco bioturbados, sendo que, na porção superior do testemunho, estão preservadas algumas estruturas icnofósseis, de difícil identificação, incluindo *Teichichnus* e *?Cruziana*.

O testemunho de número 10 do poço 2-RP-1-PR (Rio Piquiri, PR) tem características litológicas e sedimentares comparáveis às do testemunho de número 17 do poço 2-RI-1-PR (Rio Ivaí, PR). Apresenta, como litologia dominante, siltito argiloso e folhelho, cinza escuros a pretos, pouco micáceos e carbonosos, localmente, com ní

veis ricos em pirita. Intercalam-se lâminas milimétricas a centimétricas de siltito cinza claro, em parte arenoso, levemente calcífero, passando, às vezes, a arenito cinza esbranquiçado, muito fino. As intercalações são mais persistentes em trechos das porções inferior e média do testemunho.

Foto 07: Poço 2-RI-1-PR (Rio Ivaí, PR), Test. 17.
Estruturas gradacionais (granodecrescência ascendente) compostas por sedimentos síltico a síltico-argilosos, e com lâminas argilosas no topo, formando ciclos milimétricos/centimétricos de base erosiva; bioturbação local. Provavelmente, produzidas por correntes de turbidez de baixa densidade.

Esse conjunto litológico, à semelhança dos sedimentos registrados no poço 2-RI-1-PR, geralmente constitui camadas gradacionais com granodecrescência ascendente, rítmicas, com siltito e arenito muito fino na base, sucedidos por siltito argiloso, e folhelho síltico a argiloso para o topo. Os primeiros mostram nítida estratifi

cação plana horizontal e os demais, laminação plano-paralela incipiente. Nesses ciclos, o contato inferior é ligeiramente escavado ou abrupto, e estão presentes, com certa freqüência, nas lâminas mais argilo-sílticas, abundantes fragmentos milimétricos de folhelho (Foto 08).

Foto 08: Poço 2-RP-1-PR (Rio Piquiri, PR), Test. 10. (Prof. corr. 3607,4 m - centro da foto).
Ritmitos gradacionais, formando sucessões contínuas, semelhantes aos do testemunho de nº 17 do poço 2-RI-1-PR (Rio Ivaí, PR); com espessura milimétrica a centimétrica, às vezes, lenticulares, e contato inferior abrupto ou ligeiramente escavado. Na base das camadas, sedimentos arenosos (areia muito fina) a sílticos, que gradam a argilosos para o topo. Representam depósitos de turbidito de granulação fina, possivelmente.

Observa-se, localmente, na porção média desse testemunho, camada arenosa (granulometria areia muito fina), centimétrica, com estratificação cruzada de pequeno ângulo e aparente truncamento no topo, semelhante a marca ondulada truncada (CAMPBELL, 1966), ou estrutura "hummocky" (HARMS, 1975). Em um ciclo considerado típico, as camadas arenosas com tal estrutura são de escala decimétrica a métrica, havendo, no entanto, exemplos em camadas pouco espessas e referidas a seqüências marinhas rasas (HUNTER e CLIFTON, 1982; DOTT e BOURGEOIS, 1982; PICKERILL e HURST, 1983).

Nos trechos mais argilosos, predominantes na porção superior do testemunho, são comuns incipientes laminações planas, horizontais, a levemente onduladas. Intercala-se uma camada, com espessura decimétrica (0,2 m), de siltito cinza esbranquiçado, calcífero (calcita identificada por difratometria de raios X), em parte arenoso (granulometria areia muito fina), pouco micáceo, finamente laminado (estratificação plana horizontal/sub-horizontal), e interestratificado com siltito argiloso, principalmente para o topo. Ocorre, na base, contato erosivo com folhelho, e, logo abaixo, uma lente centimétrica de siltito acinzentado, muito compactado e com grande proporção de pirita autigênica, na forma de cristais disseminados ou concentrados em delgadas lâminas.

Nesse testemunho de número 10 do poço 2-RP-1-PR, a bioturbação é esparsa. Estruturas de sobrecarga, camadas deformadas e fraturas preenchidas por pirita aparecem localmente.

O outro testemunho, de número 11, do poço 2-RP-1-PR registra sedimentos predominantemente arenosos da parte superior da subseqüência média (Foto 09). O pacote sedimentar, nesse trecho, com cerca de 37,0 m de espessura, mostra padrão em funil, com forma de curva serrilhada no perfil de raios gama, e simetria paralela dos ângulos de mergulho no "dipmeter", representando três bancos arenosos, sucessivos, de feições tipicamente regressivas e individualizados por contato superior abrupto.

O testemunho consiste de arenito cinza médio/claro, muito fino a fino, com grãos esparsos de areia média para o topo (neste caso, clasticidade no limite areia média/grossa), e, em geral, traços, até 20%, de matriz argilosa a síltica. Na base, predomina siltito cinza médio/escuro, argilo-arenoso, carbonoso, ocorrendo,

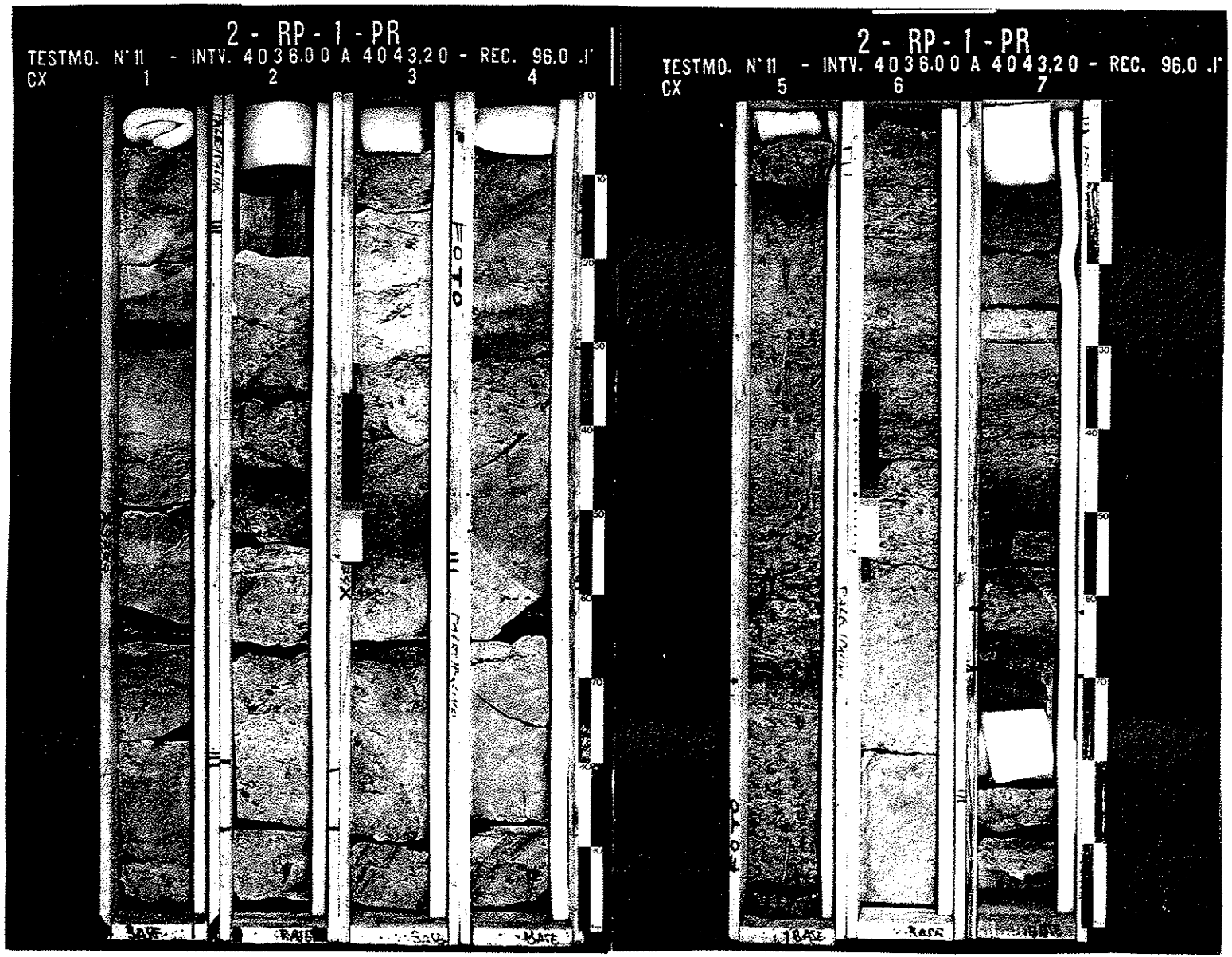


FOTO 09: Poço 2-RP-1-PR (Rio Piquiri, PR), Test. 11.
Sucessão arenosa progradacional (parte superior da subseqüência média), com estrutura gradativa granocrescente ascendente formada por variação granulométrica, da porcentagem de matriz e de intercalações de lâminas pelíticas. Próximo à base, abundantes icnofósseis (*Skolithos*, *Rosselia*, *Arenicolites*, *Rhizocorallium*), marcando transição ambiental.

por vezes, arenito com escassa matriz argilosa e tendendo a bimodal. Ao longo do trecho testemunhado, e mais freqüentemente nessa porção basal, intercalam-se finas lâminas e níveis irregulares de folhelho cinza escuro até preto, argiloso a síltico, com matéria orgânica disseminada, micáceo (micas recristalizadas e autigênicas), e com expressiva proporção de minerais pesados, tais como, turmalina (grãos bem arredondados a angulares), zircão, rutilo e opacos.

As principais feições sedimentares correspondem a estrutura gradacional granocrescente ascendente e bioturbação, com preservação de numerosos icnofósseis. Estão intercalados alguns trechos aparentemente maciços.

A estrutura gradacional é salientada tanto no conjunto dessa sucessão sedimentar, como nos vários leitos internos, com passagem gradativa, contínua e, também, através de superfície erosiva, conforme pode ser melhor verificado no perfil de raios gama (escala 1:200). A gradação granocrescente resulta da variação na distribuição granulométrica das frações arenosas, na proporção de matriz e, ainda, na freqüência de intercalações de lâminas argilosas a argilo-sílticas.

A bioturbação é de ocorrência generalizada, e mais intensa em toda a porção inferior do testemunho, produzindo mosqueamento indistinto, com presença de tubos biogênicos paralelos a perpendiculares ao acamamento, e, inclusive, superpostos. O fato de se apresentarem mais numerosos, de tamanho relativamente pequeno, em direção à base, deve-se a condições deposicionais de baixa energia e de menor taxa de sedimentação, prevalecendo nessa zona.

Para o topo da porção inferior, predominam estruturas icnofósseis correspondentes às de habitação ("domichnia"),centimétricas, verticais ao acamamento e, em geral, desenvolvendo-se a partir de lâminas mais argilosas, às vezes, carbonosas. Estão representadas formas comparáveis a *Skolithos*, *?Monocraterion*, *Diplocraterion*,*Arenicolites*, *Rosselia*, em parte superpostas a outras estruturas biogênicas. Também podem ser cortadas por certos icnogêneros considerados indicadores de diferente situação batimétrica, como, por exemplo, o registro de *Rhizocorallium*, sugerindo a ocorrência de oscilação do nível de base das ondas normais ou a mudança para am

biente de águas relativamente mais profundas (Foto 10).

Foto 10: Poço 2-RP-1-PR (Rio Piquiri, PR), Test. 11.
Sedimentos arenosos (areia muito fina/fina) a areno-sílticos da porção inferior do testemunho, onde se destaca intensa bioturbação, com numerosas estruturas icnofósseis, em parte superpostas e indicando oscilações do nível de base de ação das ondas. Seções transversais e longitudinais de *Skolithos*, *?Monocraterion*, *?Diplocraterion*, além de *Rosselia*, *?Arenicolites*, *Rhizocorallium* (estas três dominantes na metade superior da foto). A última forma é considerada representativa de águas mais profundas.

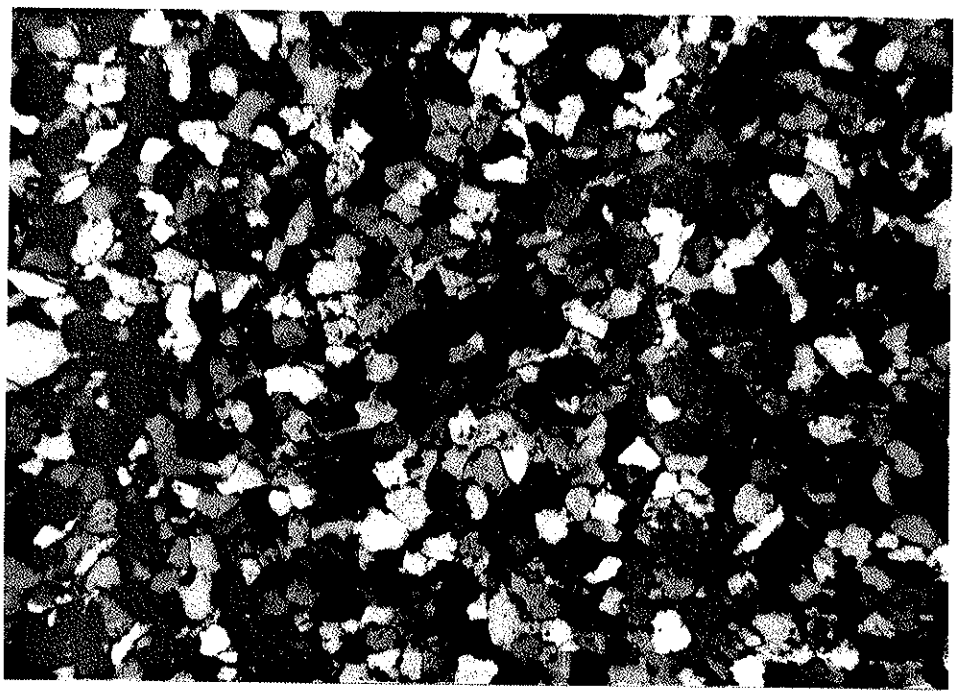
Em correspondência à sucessão vertical de fácies, as condições propriamente regressivas passam a se estabelecer acima do trecho discutido. De modo geral, para a porção superior do testemunho, observam-se zonas de aspecto maciço, constituídas por areni

tos praticamente isentos de matriz e com esparsas estruturas biogênicas. Em alguns níveis, estão preservadas aparentes laminações onduladas, além de estratificação do tipo "flaser" (cf. REINECK e SINGH, 1973). No caso anterior, as características sedimentares são indicativas de períodos com predomínio de deposição mais rápida, sob condições de maior energia. O aspecto maciço pode ainda estar relacionado à destruição da estratificação por escape de fluídos.

Ao longo desse testemunho de número 11 do poço 2-RP-1-PR, e particularmente em direção à porção superior, salientam-se feições de alta compactação/diagênese dos sedimentos, com processos de pressão de dissolução, formando-se estruturas estilolíticas e fraturas, até pequenos sistemas de juntas. Encontram-se concreções de pirita, esparsamente.

A análise petrográfica microscópica revela para o conjunto de arenitos (Fotomicrografias 07 e 08): granulação de areia fina/muito fina, clasticidade no limite superior da fração areia fina, seleção boa a muito boa, grãos subangulares/subarredondados, com empacotamento fechado, prevalecendo contatos côncavo-convexos e retos (subordinadamente, tangenciais e suturados); matriz argilosa a síltica (argilo-minerais recristalizados em ilita e/ou sericita, também, clorita), desde traços (textura "arenite") até 10-20% (textura "subwacke", localmente, "wacke"). A composição mineralógica é predominantemente quartzosa (quartzo monocristalino, traços de policristalino), e com 5 a 15% de feldspato alcalino e plagioclásio (por vezes, com incipiente argilização, ou alterados, constituindo matriz diagenética), também, em alguns níveis, traços de líticos (sílex, siltito). Quanto aos minerais acessórios, encontram-se micas (muscovita, biotita, clorita - até 5%), minerais pesados detríticos (turmalina, zircão, rutilo, opacos) e autigênicos (anatásio?/leucoxênio, fluorita?, pirita). Ocorre cimentação por quartzo e feldspato, às vezes, na porção superior do testemunho, na forma de intenso crescimento secundário, reduzindo a porosidade da rocha; esparsamente, cimentação carbonática e por filmes argilosos, com presença de clorita.

Na seção do poço 1-RO-1-PR (Roncador, PR), na qual foram obtidos os testemunhos de números 06 e 07, o primeiro registra sedi



Fotomicrografias 07 e 08: Poço 2-RP-1-PR (Rio Piquiri, PR), Test. 11. Lâms. GEL-293 (prof. 4036,61 m) e RP-066 (prof. 4042,20 m).
Na foto inferior, arenito muito fino/fino, da base do banco arenoso testemunhado, e na superior, arenito fino,muito bem selecionado, do topo: mostram distribuição granulométrica granocrescente ascendente. São típicos, principalmente o inferior, de "barras" ou lençóis arenosos da subseqüência média da Formação Ponta Grossa, nas seções próximas ao depocentro (sub-bacia sul). Aumento ≅ 40x. NX.

mentos arenosos com intercalações pelíticas, da base da subseqüência superior.

A porção inferior do testemunho de número 06 caracteriza-se por pequenos leitos com granocrescência ascendente, formados por siltitos argilosos, na base, gradando a arenosos e a arenitos muito finos. Pela análise petrográfica microscópica, verifica-se que os arenitos apresentam clasticidade na classe superior de areia fina, seleção moderada, matriz síltico-argilosa, micácea (muscovita, biotita, clorita - 5 a 10%)e, em parte,piritosa, e composição quartzosa predominante. Os sedimentos mostram-se bioturbados, até mosqueados, com diversas estruturas icnofósseis.

São comuns intercalações de lentes e lâminas submilimétricas a subcentimétricas de folhelhos cinza escuros/médios. Junto à base, encontram-se pequenos ciclos gradacionais granodecrescentes (com siltitos arenosos a argilosos,e folhelhos no topo), normalmente, sem laminação interna e com predomínio dos termos mais argilosos.

Na porção média do testemunho, passam a ocorrer siltitos acinzentados, argilosos a arenosos, e folhelhos cinza escuros /preto--acinzentados, na forma de camadas,centimétricas a decimétricas, ligeiramente gradacionais (granodecrescentes e granocrescentes), sucessivas, em geral, com contatos mal definidos, transicionais. Para o topo desse trecho, os folhelhos mostram aspecto maciço ou laminação incipiente, plano-paralela horizontal/sub-horizontal e lenticular. Os siltitos argilosos, em sua maior parte, estão bioturbados. Algumas vezes, têm aspecto homogêneo, com esparsas laminações argilosas irregulares, descontínuas, semelhantes a "flaser" (REINECK e SINGH, 1973), ou com níveis contendo fragmentos de folhelho.

A análise petrográfica revela: argilo-minerais freqüentemente recristalizados (ilita, clorita e esmectita, identificadas por difratometria de raios X); grãos quartzosos e feldspáticos, com tamanho de silte a areia muito fina; micas, orientadas (muscovita, biotita - 10 a 15%); traços de minerais pesados detríticos, como, opacos, zircão e turmalina, além de autigênicos (pirita, 0-5%).

Quanto à porção superior desse testemunho de número 06, apa

rentemente, com contato abrupto na sua base, consiste de arenitos cinza claros, muito finos a finos, com seleção moderada, pouca matriz síltico-argilosa, texturalmente "subwackes", e, ainda, de siltitos grossos, argilo-arenosos, passando para siltitos argilosos e lamitos cinza médios/escuros. São freqüentes intercalações de lâminas argilosas nas camadas arenosas.

Esses sedimentos exibem estruturas gradacionais, ressaltadas no perfil de raios gama (escala 1:200), normalmente formando leitos com granodecrescência ascendente, intercalados, para a parte central, por camadas granocrescentes, através de passagem gradual.

Nessa porção, a bioturbação é geralmente intensa, com numerosas estruturas icnofósseis, em parte superpostas, e dominando as verticais, em "U", e as oblíquas. Tais estruturas devem refletir variação de energia por mudanças do nível de base de ação das ondas, resultantes de pulsos transgressivos que passam a caracterizar a parte basal da subseqüência superior. Os icnofósseis são comparáveis a *Rhizocorallium*, *?Teichichnus*, *Chondrites*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Arenicolites*, *?Rosselia*, *Asterosoma*, além de *Diplocraterion*, *?Skolithos*, estes dois, representantes de águas relativamente mais rasas (FREY e PEMBERTON, 1984).

Para o trecho médio do testemunho, os icnofósseis correspondem a *Chondrites* e *Planolites*. Na porção inferior, tornam a ocorrer formas diversificadas, representadas pelos gêneros *Asterosoma*, *Teichichnus*, *Planolites*, *Palaeophycus*, *Chondrites*, *?Arenicolites*, localmente, *?Rhizocorallium* e, também, *Zoophycos* (Foto 11).

Concreções piritosas são esparsas ao longo desse testemunho. Fraturas subverticais, levemente preenchidas por calcita, distribuem-se, preferencialmente, na sua porção superior.

O outro testemunho, de número 07, obtido na seção da Formação Ponta Grossa no poço 1-RO-1-PR, está posicionado no topo da subseqüência inferior, conforme considerado com base no perfil de raios gama. Litologicamente, é constituído por folhelho cinza escuro, síltico a lamítico, pouco micáceo e carbonoso, em geral piritoso. Contém intercalações locais de lâminas e lentes de siltito cinza claro/médio, argiloso a argilo-arenoso (grãos esparsos de diâmetro areia muito fina), por vezes, micáceo, e, ainda, de finas lâminas

Foto 11: Poço 1-RO-1-PR (Roncador, PR), Test. 06.
Sedimentos síltico-arenosos a arenosos da base do testemunho, estando mosqueados por atividade biogênica, destacando-se formas provavelmente correspondentes ao icnogênero *Zoophycos* (centro da foto).

de folhelho preto-acinzentado, argiloso. Os siltitos podem também ocorrer em tubos biogênicos horizontais, os quais, normalmente, aparecem preenchidos por pirita.

Os sedimentos mostram aspecto geral homogêneo, às vezes, incipientes laminações lenticulares e irregulares a onduladas. Por todo o trecho, são freqüentes pequenas fraturas e espelhos de fricção, quase sempre com pirita associada.

Observa-se pouca bioturbação, localmente mais intensa, com algumas estruturas icnofósseis, identificadas como *Zoophycos*, *Chondrites* e *?Planolites*.

A ocorrência de macrofósseis é comum, encontrando-se impressões e fragmentos de moldes de braquiópodes, geralmente piritizados (PAULIPETRO, 1982f, Rel. RT-198), algumas vezes, também substituídos por carbonato e anidrita, conforme verificado em seções delgadas. Em folhelhos sílticos da porção média do testemunho, junto a icnofósseis do gênero *Zoophycos*, foi reconhecida, em lâmina delgada, seção longitudinal de concha, constituída de material fosfático (provavelmente, colofânio), de coloração castanha e praticamente isótropo (Fotomicrografia 09).

Fotomicrografia 09: Poço 1-RO-1-PR (Roncador, PR), Test.07. Lâm. GEL-339 (prof. 4358,55 m).
Vista parcial de estrutura fóssil de natureza fosfática (colofânio? - coloração castanha, e isótropo com NX), ocorrendo em folhelho síltico, junto à borda de icnofóssil do gênero *Zoophycos* (ressaltado na foto pelas lentes sílticas). Aumento ≅ 40x. N//.

A análise petrográfica microscópica dos folhelhos do testemunho de número 07 mostra: argilo-minerais intensamente recristalizados e com matéria orgânica associada; grãos disseminados de quartzo e feldspato (de 15 a 30%), com tamanhos mais freqüentes de silte médio e no limite silte fino/médio (0,015 até 0,030 mm); presença de micas (muscovita, por vezes, clorita e biotita - 5 a 10%); minerais autigênicos, principalmente pirita (0-5%), e, também, carbonato e anidrita. Os argilo-minerais, tal como as plaquetas de mica, acham-se orientados paralelamente ao plano de fissilidade da rocha.

3.5.3 Interpretação ambiental

A subseqüência inferior da Formação Ponta Grossa, nas três seções analisadas, consiste em litofácies essencialmente pelíticas, formadas em condições marinhas de águas relativamente rasas e com predomínio de sedimentação de partículas em suspensão (transgressão deposicional, segundo a terminologia de CURRAY, 1964). Os raros bancos arenosos a síltico-arenosos presentes, melhor definidos para a seção do poço 1-RO-1-PR (Roncador, PR), são sugestivos de pequenas barras arenosas transgressivas, resultantes do retrabalhamento de sedimentos do substrato.

Esse intervalo caracteriza-se pela espessura reduzida em relação às demais subseqüências, nos poços em questão, e pelo padrão geral transgressivo ("fining-upward") no perfil de raios gama. As camadas transicionais da base, mais espessas no poço 1-RO-1-PR, e representativas de ambientes mais litorâneos, evoluem para depósitos propriamente marinhos, lamíticos. Estes se desenvolvem por "afogamento" da sedimentação arenosa, de prováveis fácies mistas, do topo da Formação Furnas. Os depósitos marinhos ocorreriam em situação de plataforma rasa, epicontinental, normalmente de águas calmas, com sedimentação abaixo do nível de ação das ondas, e comparável às condições encontradas nos ambientes de inframaré mais distanciados da costa.

O limite entre as subseqüências inferior e média foi considerado imediatamente abaixo de corpos arenosos pouco espessos, sucessivos, com formato serrilhado/digitado nos perfis de raios gama dos poços 2-RI-1-PR (Rio Ivaí, PR) e 2-RP-1-PR (Rio Piquiri, PR), ou de padrão regressivo no caso do poço 1-RO-1-PR (Roncador, PR),

e situando-se, respectivamente, às profundidades de 4748,0, 4204,0 e 4357,0 m.

Esses pequenos bancos arenosos da base da subseqüência média, intercalados com folhelhos, registram o início do predomínio de sedimentação de padrão progradacional, típica do intervalo estratigráfico e decorrente de relativa estabilização do nível do mar, associada a um maior aporte de sedimentos (borda oeste). Possuem contato superior gradacional "fining-upward" nas curvas de raios gama, sugestivo de barras arenosas retrabalhadas, semelhantes a transgressivas, devido à oscilação dos processos transgressivos-regressivos, produzindo efeitos erosivos.

O caráter marinho regressivo dessa subseqüência, bem acentuado na sua parte superior, pode estar relacionado à existência de fortes correntes de maré, permitindo o transporte de areias para regiões mais afastadas da costa, de modo análogo a condições ambientais de macromarés (cf. EMBRY *et al.*, 1974; WRIGHT, 1977; SELLEY, 1982). Depósitos terrígenos marinhos semelhantes também se formam sob influência de tempestades, mesmo que ocasionais, intensificando a ação de correntes de maré e/ou oceânicas.

De acordo com a conceituação atual de plataformas marinhas rasas dominadas por tempestades ou por marés, em decorrência dos dois processos considerados como mais importantes para sedimentos recentes (WALKER, 1984), os depósitos arenosos da parte superior da subseqüência média, devem melhor corresponder ao segundo tipo, conforme se tem interpretado para o conjunto das seções da Formação Ponta Grossa.

São bem conhecidos vários exemplos, no Mesozóico da América do Norte, de corpos arenosos característicos de ambiente marinho raso, constituindo seqüências de padrão "coarsening-upward", às vezes superpostas, espessas e de grande extensão, embora se atribuindo pouca ênfase quanto ao aspecto batimétrico (cf.BERVEN, 1966; EVANS, 1970; SPEARING, 1976; BRENNER, 1978). Admite-se a formação desses depósitos como resultante da atuação de tempestades e/ou de correntes de maré, ou mesmo, da própria configuração da plataforma, associada a tais fatores.

Uma ocorrência recente de depósitos marinhos similares, for

mando uma série de corpos arenosos com lâmina d'água de 10-15 m e controlados por marés, é encontrada na área sudeste do Mar do Norte (próximo ao litoral da Inglaterra), conforme estudos de HOUBOLT (1968) e SWIFT (1975), entre outros. Essas "barras" arenosas ("linear sand ridges") mostram, no conjunto, disposição perpendicular à linha de costa.

De acordo com REINECK e SINGH (1980), barras semelhantes, alongadas, bem desenvolvidas, estão associadas às partes mais distais de canais de maré, em zonas de inframaré, com profundidades da lâmina d'água correspondentes àquelas da "zona de transição" (faixa entre areias costeiras e lamitos de plataforma) e de "shoreface", como nas regiões de Nordergründe e do baixo rio Jade, no Mar do Norte. Os autores consideram esses depósitos arenosos, junto a canais ("shoals"), propriamente, como barras de desembocadura de "deltas submersos cortados por canais".

Feições litológicas e sedimentares de bancos arenosos de ambiente marinho raso são descritas por EMBRY *et al.* (1974) como análogas às de área litorânea, ou seja: com contato gradacional na base, padrão "coarsening-upward", presença de estruturas de regime de fluxo inferior e tubos biogênicos na porção basal, mudando para estruturas de fluxo superior em direção ao topo. Características semelhantes são observadas para o testemunho de número 11 do poço 2-RP-1-PR (Rio Piquiri, PR).

REINSON (1979) menciona o fato de que alguns exemplos apontados por EMBRY *et al.* (op. cit.) poderiam ser interpretados como ilhas-barreiras, ao discutir tais depósitos como sistemas complexos, com distinção de modelos de fácies transgressivas e regressivas, ou ainda, associados a canais de maré, e mistos.

No caso da Formação Ponta Grossa, para a subseqüência média, conforme sugerido pelo perfil de raios gama, associado a testemunho e amostras de calha, e pelas correlações com as demais seções, pode-se considerar que esse intervalo representa ambiente marinho raso passando, praticamente, a litorâneo, e situando-se em diferentes zonas de inframaré. Essas zonas devem corresponder a uma variação da lâmina d'água e de litofácies comparável àquela existente desde a faixa de transição até "shoreface", incluindo, provavelmente, a sua região superior, ("upper shoreface"), como no

poço 2-RI-1-PR (Rio Ivaí, PR). Em uma sucessão sedimentar de caráter progradacional, tal distribuição litofaciológica deve persistir da base para o topo, de modo geral. Nessas condições, os bancos arenosos da parte superior do intervalo, de padrão marcantemente regressivo no perfil de raios gama, refletem a existência de alta energia do ambiente, com deposição dos sedimentos se processando no limite, ou mesmo, pouco acima do nível de base de ação das ondas normais.

Nas partes inferior e média dessa subseqüência, o registro de dois ciclos com padrão "fining-upward" na curva de raios gama, intercalados aos sedimentos de caráter progradacional, pode indicar pequenos pulsos transgressivos mais significativos, e ainda, flutuações na razão de sedimentação. Situação análoga é descrita, por exemplo, como freqüente em depósitos deltaicos antigos, desenvolvendo seqüência retrogradacional ou seqüências repetitivas progradacionais e retrogradacionais (REINECK e SINGH, 1980).

A parte superior da subseqüência média mostra formato das curvas (raios gama) mais pronunciadamente serrilhado no poço 2-RP-1-PR (Rio Piquiri, PR) do que no poço 1-RO-1-PR (Roncador, PR), sugerindo que a progradação dos bancos arenosos se efetuou em direção à área leste da sub-bacia sul. Essa direção pode representar o curso de fluxo preferencial de correntes de maré durante a deposição dos corpos arenosos. Tal fato é coerente com o arcabouço estrutural considerado para a Bacia do Paraná no Devoniano, apresentando, para a sub-bacia sul, caráter de máxima subsidência na parte central ocupada atualmente pelo Arco de Ponta Grossa, e com ocorrência ocasional de movimentação tectônica para a área centro-leste e leste do Estado do Paraná, devendo o mar avançar para o interior da bacia através dessa última região (NORTHFLEET *et al.*, 1969; FÚLFARO *et al.*, 1981; FERREIRA *et al.*, 1981; FERREIRA *et al.*, 1984; entre outros). Podem formar-se, localmente, áreas com declividade mais acentuada, como pequenos "slopes", decorrentes de falhamentos relacionados a essa movimentação, e a qual é evidenciada, por exemplo, pelo rápido e expressivo espessamento de intervalos da Formação Ponta Grossa em algumas seções (como da subseqüência inferior nos poços 1-CA-1-PR, da PETROBRÁS, e 1-CA-3-PR, na região de Cândido de Abreu), pela presença de litologias atípicas (arcóseos líticos),

no poço 1-R-1-PR, da PETROBRAS, na área de Reserva, e pelo desenvolvimento de lentes arenosas e conglomeráticas, conforme observado por NORTHFLEET *et al.* (1969), em afloramentos junto ao Arco de Ponta Grossa.

Na seção do poço 2-RI-1-PR, o pacote estratigraficamente correlacionável ao da parte superior da subseqüência média nos poços 1-RO-1-PR e 2-RP-1-PR, mostra, na base, configuração cilíndrica (raios gama e potencial espontâneo), podendo ser interpretado como parte central de barra arenosa e/ou de canal. No último caso, talvez represente canais na porção mais distanciada da costa, semelhantes aos que ocorrem em condições marinhas rasas, com barras arenosas associadas, encontrados em depósitos recentes do Mar do Norte.

No poço 2-RP-1-PR, ainda em relação ao pacote superior da subseqüência média, a curva de raios gama, com formato mais acentuadamente serrilhado do que nas outras seções, é sugestiva de depósitos transicionais entre fácies arenosas costeiras e fácies pelíticas tipicamente marinhas, correspondendo à passagem de "shoreface" para plataforma marinha rasa, ou inframaré mais profunda, ou mesmo, entre a frente e a margem deltaicas.

Conclui-se, através das seções estudadas, e para a borda oeste da sub-bacia sul, que a área-fonte principal deve estar localizada, aproximadamente, a oeste-sudoeste do Estado do Paraná (mais provável, a parte centro-sul do Arco de Assunção), com atuação mais efetiva durante o intervalo de tempo da deposição da subseqüência média. Esse fato confirma o que se depreende dos mapas de isópacas e de porcentagem de areia (Figuras 03 e 04).

A distribuição dos sedimentos arenosos regressivos da subseqüência média, por extensa área, no centro-oeste da sub-bacia sul, indica alta taxa de sedimentação suprindo a região, em função de aporte rápido de detritos, associado a provável baixa razão de subsidência do assoalho da bacia, com arcabouço relativamente estável para a borda oeste. Pode-se salientar, inclusive, condições de lâmina d'água rasa e uma proporção significativamente maior de dispersão dos sedimentos do que de espessura. Supõe-se, portanto, para essa área, uma superfície deposicional mantendo declividade de baixo gradiente - em função da própria configuração da plata

forma -, em direção ao mar interior (cf. CANT, 1984).

Com base na análise da subseqüência média da unidade, principalmente em relação aos poços 2-AN-1-PR (Altônia, PR) e 2-RI-1-PR (Rio Ivaí, PR), admite-se uma tendência de progradação da linha de costa para nordeste, em direção ao depocentro da sub-bacia sul, área de Apucarana (poço 2-AP-1-PR, PETROBRÁS), supostamente correspondendo a ambiente deposicional de prodelta, com predomínio de sedimentação pelítica no intervalo representativo da subseqüência, nessa seção. Por outro lado, o desenvolvimento de extensas barras e/ou lençóis arenosos, regressivos (poços 1-RO-1-PR e 2-RP-1-PR), em direção a leste da sub-bacia, parece implicar na ocorrência, para a borda oeste a sudoeste, de um pequeno delta cratônico, semelhante ao de tipo assimétrico (cf. HAYES e MICHEL,1982), e resultante da interação de suprimento de sedimentos fluviais e da ação de correntes de maré, e talvez ainda, subordinadamente,de ondas.

O limite considerado entre as subseqüências média e superior é assinalado pelo desenvolvimento de uma sucessão de pequenos corpos arenosos a síltico-arenosos, intercalados por finas camadas de folhelhos e siltitos argilosos, mostrando formato pronunciadamente serrilhado nas curvas de raios gama, com padrão geral transgressivo oscilatório. Esse pacote sedimentar é bem correlacionável, por perfis elétricos, notadamente o de radioatividade, nas seções dos três poços, e sugere uma fase de retrabalhamento, mais erosiva, podendo, também, compreender alguns depósitos de planície deltaica inferior. Tal fase marca a passagem entre os eventos progradacionais, que caracterizam a subseqüência média da unidade, e o reinício de ciclos marinhos transgressivos.

Os pequenos bancos arenosos da base da subseqüência superior devem corresponder, em geral, a barras arenosas retrabalhadas, intensamente bioturbadas (testemunho de número 06, poço 1-RO-1-PR). As fácies sedimentares pelíticas intercaladas podem constituir depósitos de baía, laguna e/ou, propriamente, marinhos de águas rasas, como os representativos de zonas de inframaré a intermaré inferior.

Na seqüência litológica vertical, esses sedimentos, no seu conjunto, são sucedidos por espessas camadas pelíticas, argilosas

a síltico-argilosas, indicando o predomínio de ambientes marinhos de águas mais calmas, provavelmente, de plataforma rasa ("shelf--mud"), como os correspondentes a zonas de inframaré mais profundas.

Nessa situação, ocorrem, episodicamente, camadas ou bancos pouco espessos sílticos a arenosos, mais persistentes na seção do poço 1-RO-1-PR. Podem ser interpretados como depósitos de retrabalhamento de sedimentos mais grosseiros, resultando em barras arenosas transgressivas, por ação de correntes marinhas, de maré e/ou das ondas, ou ainda, como formados por prováveis correntes ou fluxos tracionais de fundo, devendo originar camadas arenosas com estratificação do tipo "hummocky". Outro processo atuante nesses níveis refere-se a correntes de turbidez de baixa densidade, produzindo ritmitos gradacionais (granodecrescentes ascendentes) de granulação fina, com ciclos de espessura milimétrica a centimétrica.

Os dois últimos processos podem estar relacionados a pequenos pulsos progradacionais, inclusive por fatores tectônicos, bem como, à ocorrência esporádica de tempestades, a exemplo de modelos antigos de ambientes marinhos rasos, postulados por vários autores (BRENCHLEY *et al.*, 1979; BOURGEOIS, 1980; HUNTER e CLIFTON, 1982; DOTT e BOURGEOIS, 1982; BRENCHLEY e NEWALL, 1982; PICKERILL e HURST, 1983; entre outros).

As referidas fácies arenosas a síltico-arenosas da subseqüência superior, na área abrangida pelos três poços, devem corresponder à deposição em ambiente de inframaré e, mesmo, de intermaré inferior, provavelmente, em condições de lâmina d'água, em parte, semelhantes às consideradas para as regiões próximas à "zona de transição".

3.6 Poços 2-CS-1-PR (Chapéu do Sol nº 01) 1-CS-2-PR (Chapéu do Sol nº 02) 1-PT-1-PR (Pitanga nº 01)

3.6.1 Localização e feições estruturais regionais

Os poços 2-CS-1-PR (Chapéu do Sol nº 01, estratigráfico), 1-CS-2-PR (Chapéu do Sol nº 02, pioneiro) e 1-PT-1-PR (Pitanga nº 01, pioneiro) estão localizados no município de Pitanga, região central do Estado do Paraná, e na parte sudoeste do bloco ACS-76 (Figura 01).

Os dois primeiros poços situam-se na localidade de Chapéu do Sol, distando aproximadamente 2,5 km entre si, e possuem as seguintes coordenadas geográficas:

2-CS-1-PR - 24°57'50" Lat.S e 51°58'02" Long.W;
1-CS-2-PR - 24°58'50",668 Lat.S e 51°56'35",476 Long.W.

O poço 1-PT-1-PR encontra-se a cerca de 25 km a leste do poço 2-CS-1-PR, tendo, como coordenadas geográficas, 24°55'55" Lat. S e 51°45'09" Long. W.

As feições tectônicas regionais de maior expressão são representadas pelo Arco de Ponta Grossa e pelos Alinhamentos do Rio Alonso e do Rio Piquiri, orientados segundo N55W e N60-65W, respectivamente (Figura 02). Os poços localizam-se entre os dois alinhamentos magnéticos.

Definem-se, na área, dois sistemas principais de falhamentos. O primeiro compreende os alinhamentos citados, falhas e diques de diabásio com orientação NW, sendo paralelo ao Arco de Ponta Grossa (cf. FERREIRA, 1982). O segundo sistema intercepta o anterior e caracteriza-se por falhas/lineamentos detectados em imagens de radar e satélite, com direção média NE, estando relacionado ao Lineamento de Pitanga, feição estrutural local mais importante (IPT, 1984d, Rel. 19 879/PAULIPETRO RT-464; IPT, 1984e, Rel. 19 931/PAULIPETRO RT-542).

A comparação entre os poços 2-CS-1-PR, 1-CS-2-PR e 1-PT-1-PR (Figuras 15, 16 e 17), principalmente através dos perfis de raios gama, permite reconhecer que houve atuação desses falhamentos desde o final do Devoniano até o Eocarbonífero. Observa-se excelen

te correlação entre os dois últimos poços, apesar da distância de aproximadamente 25 km, mostrando redução significativa na espessura da seção preservada da Formação Ponta Grossa e, ainda, um espessamento de cerca de 250 m de sedimentos na base da Formação Itararé, em relação ao poço 2-CS-1-PR, distante apenas 2,5 km do poço 1-CS-2-PR. Tais fatos sugerem a ocorrência de uma inversão estrutural na área onde se localizam os poços 1-CS-2-PR e 1-PT-1-PR, em confronto com a do poço 2-CS-1-PR, entre o final da deposição da Formação Ponta Grossa, e/ou na sua fase erosiva (alto estrutural), e o início da sedimentação da Formação Itararé (baixo estrutural). Essa inversão seria controlada pelos sistemas de falhamentos mencionados. Nesse sentido, um outro argumento importante, do ponto de vista estrutural, refere-se aos altos ângulos de mergulho, de até 60°, encontrados na Formação Itararé, abaixo de 2 600 m, registrados pelo "dipmeter" no poço 1-CS-2-PR, e que não ocorrem no poço contíguo 2-CS-1-PR, além de serem pouco comuns na Bacia do Paraná, à exceção das zonas de falhamentos (IPT, 1984d, Rel. 19 879/PAULIPETRO RT-464; IPT, 1984e, Rel. 19 931/PAULIPETRO RT-542).

3.6.2 Análise dos resultados

3.6.2.1 Análise litológica e estratigráfica através de perfis elétricos

A espessura da Formação Ponta Grossa e o posicionamento dos testemunhos obtidos nos poços 2-CS-1-PR (Chapéu do Sol nº 01), 1-CS-2-PR (Chapéu do Sol nº 02) e 1-PT-1-PR (Pitanga, PR), são mostrados nos perfis compostos das Figuras 15, 16 e 17.

Como inicialmente referido, há uma excelente correlação da unidade, por perfis elétricos, entre os poços 1-CS-2-PR e 1-PT-1-PR, com espessuras praticamente constantes. Também se observa boa correspondência com a seção do poço 2-CS-1-PR, até 3425/3400 m (subseqüências inferior e média). Nessa seção, entretanto, acha-se preservado um pacote de sedimentos, com pouco mais de 160 m de espessura, correspondendo à subseqüência superior da Formação Ponta Grossa. Tal fato, portanto, demonstra que a inversão estrutural na área dos poços 1-CS-2-PR e 1-PT-1-PR, mencionada no item anterior, teria ocorrido a partir da sedimentação do intervalo superior da unidade, ou, mais provavelmente, durante os processos erosivos ao final do Devoniano e até o Eocarbonífero.

PERFIL COMPOSTO

FORMAÇÃO PONTA GROSSA

POÇO: 2 - CS-1 - PR (Paulipetro)

CHAPÉU DO SOL Nº 01, ESTRATIGRÁFICO

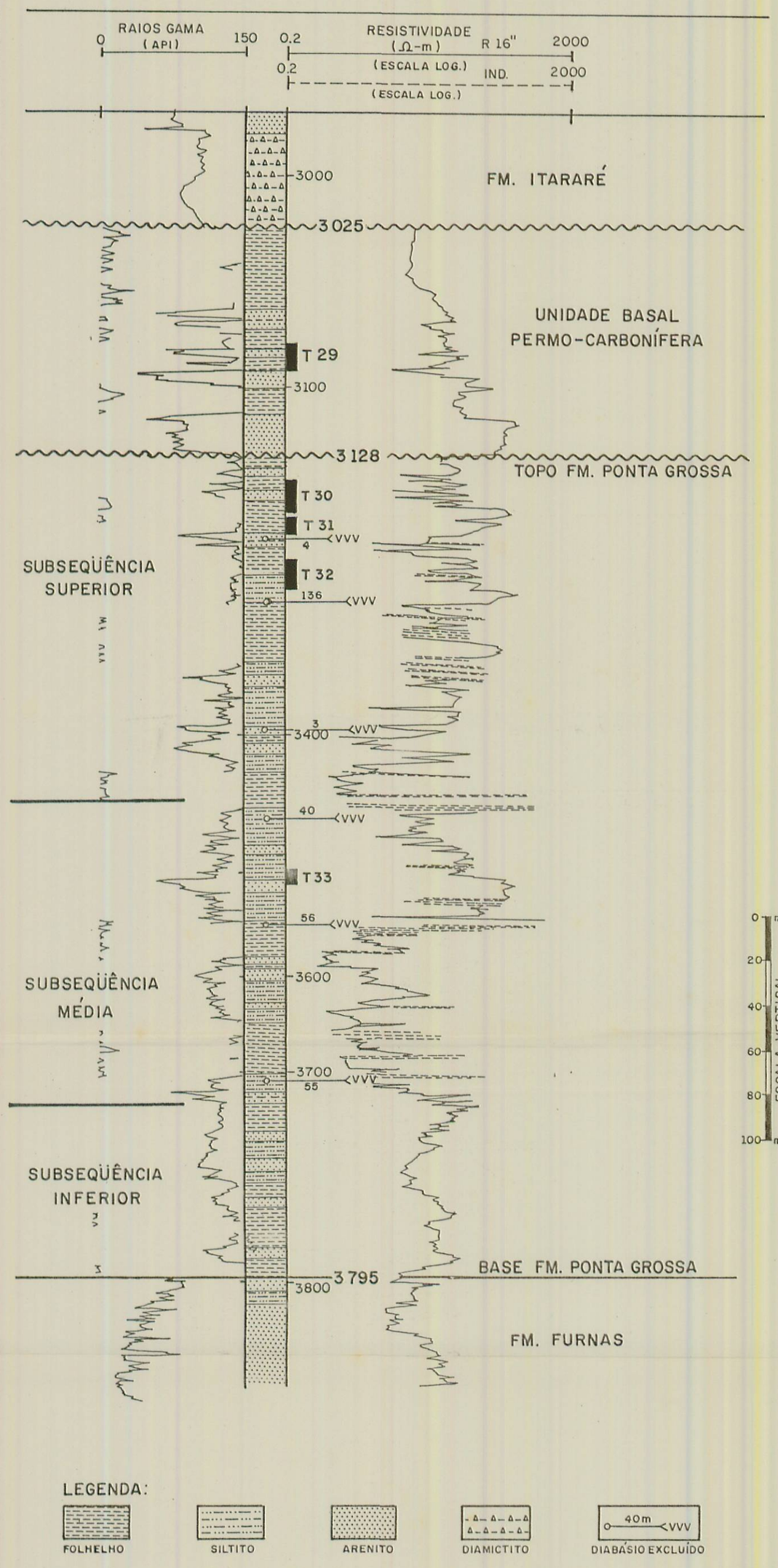


Fig. 15

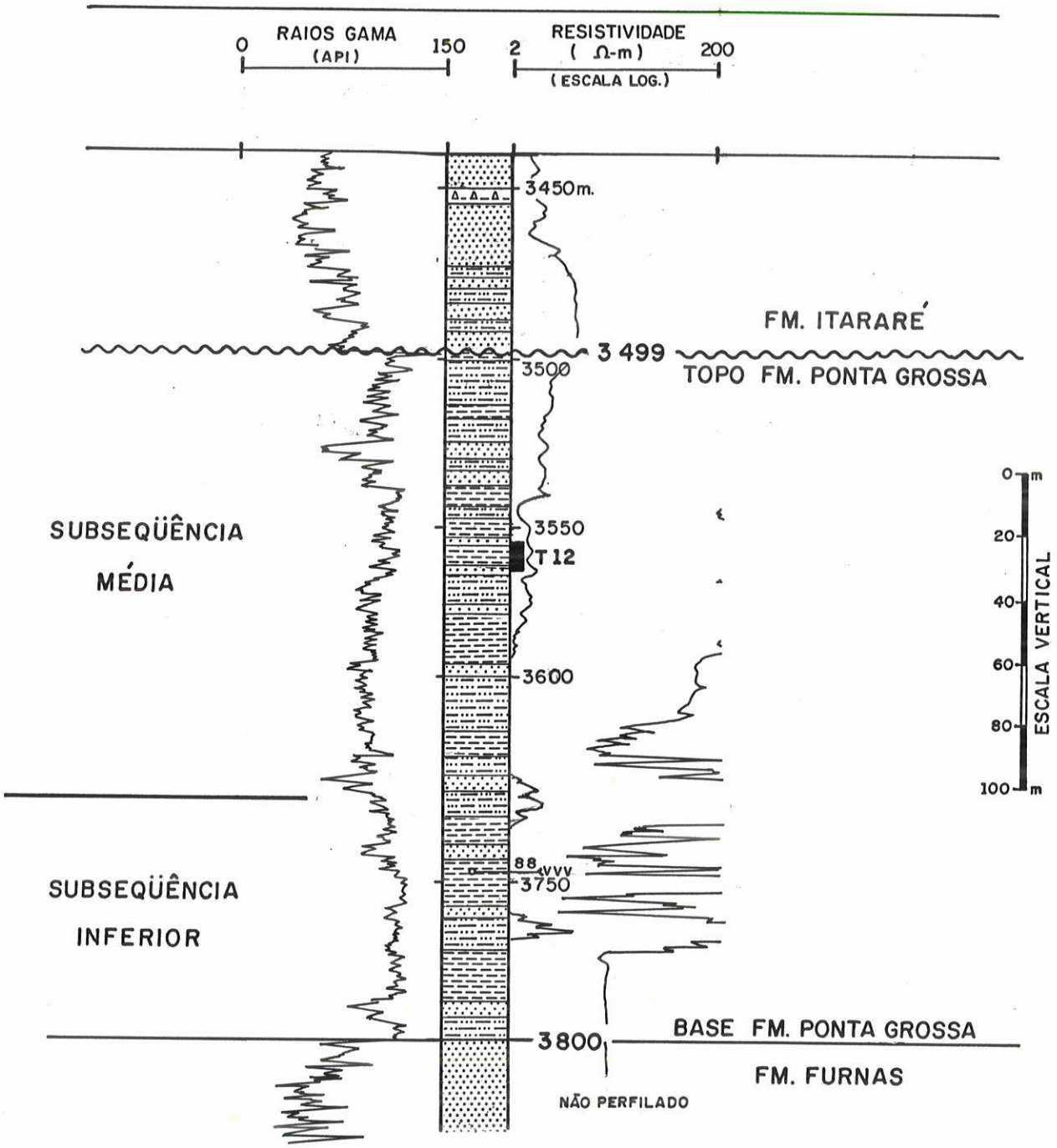
Des. L. Calligaris Netto.

PERFIL COMPOSTO

FORMAÇÃO PONTA GROSSA

POÇO: 1-CS-2-PR (Paulipetro)

CHAPÉU DO SOL Nº 02, PIONEIRO



LEGENDA:

L. Calligaris Netto.

Fig. 16

PERFIL COMPOSTO

FORMAÇÃO PONTA GROSSA

POÇO: 1 - PT - 1 - PR (Paulipetro)

PITANGA Nº 01, PIONEIRO

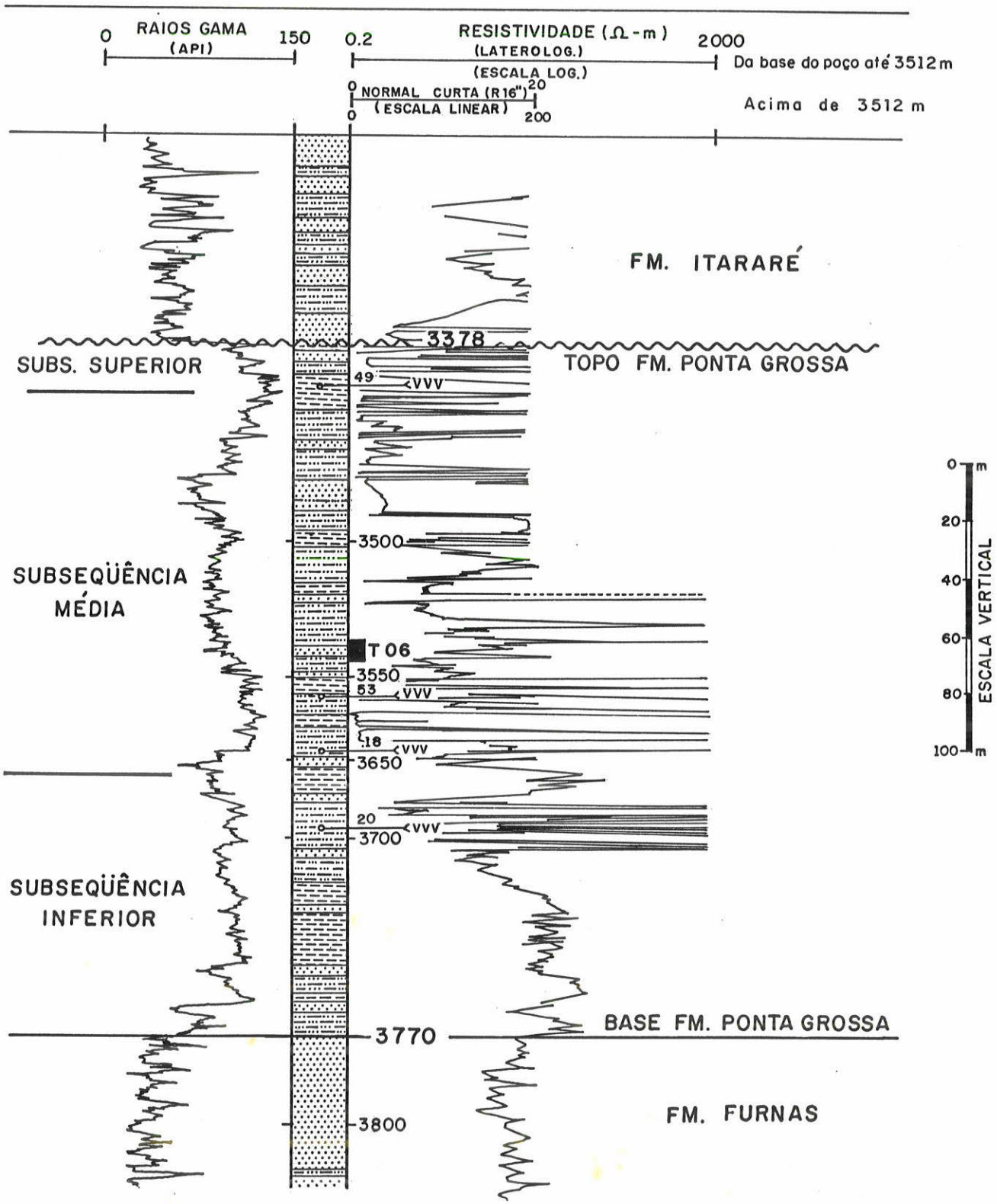


Fig. 17

No poço 2-CS-1-PR, demarcou-se o topo da Formação Ponta Grossa a 3128,0 m, através dos perfis de raios gama e resistividade, e, também, da análise dos testemunhos de números 30 a 32, posicionados pouco abaixo dessa profundidade. Os perfis mostram contato abrupto, indicativo da discordância devoniana, entre pelitos da Formação Ponta Grossa, com valores altos de raios gama (130 a 160 uAPI), e sedimentos arenosos da unidade sobrejacente, com valores médios (60 a 65 uAPI).

Esses arenitos formam bancos de pequena espessura, estando intercalados em espessos pacotes de folhelhos e/ou lamitos com valores de 160 a 170 uAPI. Tal sucessão sedimentar persiste até 3025,0 m, onde ocorre nova quebra nos perfis, os quais apresentam respostas semelhantes às da Formação Ponta Grossa e atípicas para a base da Formação Itararé. O conjunto litológico, representado pelo testemunho de número 29, registrando lamitos, em parte seixosos, e ritmitos, característicos da Formação Itararé, apresenta correspondência apenas no poço 1-RO-1-PR (Roncador, PR), distante cerca de 55 km, a noroeste. O intervalo em questão (com 103,0 m de espessura) foi datado, pela sua associação palinológica, como do Carbonífero Superior, e denominado de "unidade basal da seqüência permo-carbonífera" (PAULIPETRO, 1982a, Rel. RT-136; 1982d, Rel. RT-191; 1982f, Rel. RT-198; IPT, 1984c, Rel. 19 579/ PAULIPETRO RT-470).

Para os poços 1-CS-2-PR e 1-PT-1-PR, o contato entre pelitos da Formação Ponta Grossa e arenitos grosseiros característicos da Formação Itararé, foi estabelecido às profundidades, respectivamente, de 3499,0 e 3378,0 m, através de perfis elétricos, com quebra marcante nas curvas de raios gama, e, também, por amostras de calha. Esses níveis assinalam o aparecimento de um pacote sedimentar predominantemente arenoso, alcançando espessura de 300 m, com valores baixos de raios gama (40 a 55 uAPI) e típico padrão cilíndrico.

O contato da Formação Ponta Grossa com a Formação Furnas, nas seções da localidade de Chapéu do Sol, foi marcado à profundidade de 3795,0 m no poço 2-CS-1-PR e à de 3800,0 m no poço 1-CS-2-PR. Ambos mostram padrão das curvas de raios gama praticamente idêntico, caracterizando uma rápida granodecrescência ascendente no topo da unidade subjacente, que grada de arenitos mé

dios/grossos até muito finos e sílticos; sucede-se a passagem para folhelhos através de mudança para valores muito altos de raios gama (> 150 uAPI). Essa variação textural gradativa da Formação Furnas, associada à presença de uma camada de transição síltico-arenosa, pouco espessa (5,0 m), na Formação Ponta Grossa, levam a considerar o contato como de natureza transicional, embora em um intervalo bastante restrito.

No poço 1-PT-1-PR, os perfis de raios gama e potencial espontâneo, conjuntamente com os de resistividade e densidade, acusam o topo da seção arenosa da Formação Furnas a 3770,0 m de profundidade, passando-se a registrar uma passagem gradual para folhelhos marinhos, típicos da Formação Ponta Grossa, com ocorrência de camadas transicionais representadas por alternância de arenitos e siltitos.

Quanto à espessura da Formação Ponta Grossa, no poço 2-CS-1-PR alcança 373,0 m, omitindo-se seis corpos esparsos de diabásio que perfazem um total de 294,0 m. A unidade, nessa seção, compreende folhelhos cinza escuros, piritosos, em camadas de até 20 m de espessura, e siltitos acinzentados, com intercalações de arenitos, pouco espessas e mais freqüentes na subseqüência média e na base da superior. Esses pequenos bancos arenosos podem apresentar valores de raios gama próximos aos dos pelitos, ou valores médios, variando entre 60 e 90 uAPI, conferindo um padrão geral de tal perfil com formato de curva pronunciadamente serrilhado.

No poço 1-CS-2-PR, a unidade apresenta 213,0 m de sedimentos, interceptados, próximo à base, por um corpo de diabásio de 88,0 m. A seqüência sedimentar é composta por siltitos acinzentados e folhelhos cinza escuros, em parte micáceos e piritosos, com algumas intercalações de arenitos, de pequena espessura. Tais arenitos chegam a mostrar valores médios de raios gama, entre 60 e 75 uAPI, mas, são freqüentes aqueles entre 80 a 90 uAPI, aproximados aos de siltitos (90-100 uAPI).

A seção da Formação Ponta Grossa no poço 1-PT-1-PR possui espessura de 252,0 m, excluídas quatro intrusões de diabásio que totalizam 140,0 m. A unidade é constituída, igualmente, de sil

titos e folhelhos, por vezes micáceos e piritosos, com esparsas e pouco espessas intercalações de arenitos, muito finos a finos, e as quais ocorrem, próximo ao topo da subseqüência média, na forma de bancos somando 13,0 m de espessura.

A seção do poço 2-CS-1-PR (Chapéu do Sol nº 01) mostra-se muito bem correlacionável, por perfis elétricos, com as dos poços 2-RP-1-PR (Rio Piquiri, PR) e 1-RO-1-PR (Roncador, PR), embora com formato de curva de raios gama mais pronunciadamente serrilhado. São, do mesmo modo que nessas últimas seções, reconhecidas três subseqüências sedimentares.

A subseqüência inferior, no poço 2-CS-1-PR, de caráter transgressivo, estende-se até a profundidade de 3717,0 m, de acordo com os perfis de raios gama, potencial espontâneo e resistividade, e por correlações com as seções citadas, principalmente com a do poço 1-RO-1-PR. Tal limite marca o início de ciclos deposicionais com padrão de sedimentação regressivo ("coarsening-upward"), e maior freqüência de camadas arenosas, características essas da subseqüência média da unidade nos poços do Estado do Paraná. O intervalo médio persiste até a profundidade aproximada de 3475,0 m. A subseqüência superior apresenta espessura pouco menor que nas seções dos poços de correlação (2-RP-1-PR e 1-RO-1-PR), e uma maior persistência dos sedimentos argilosos, mantendo padrão de raios gama pronunciadamente serrilhado, no qual se destacam os formatos de curva representativos de pequenos corpos arenosos com valores médios (70 uAPI).

As subseqüências inferior e média da unidade no poço 2-CS-1-PR apresentam boa correlação por perfis com as seções dos poços 1-CS-2-PR e 1-PT-1-PR, sendo, nessas duas, o limite entre ambos os intervalos estabelecido às profundidades, respectivamente, de 3633,0 e 3656,0 m. A diferença entre as três seções se verifica em relação à subseqüência superior, ausente no segundo poço e apenas parcialmente preservada (na base) no último.

Observa-se que o pacote sedimentar, ressaltado pelo caráter geral regressivo, existente no topo da subseqüência média, e passando a um padrão transgressivo oscilatório na sua parte superior, mostra respostas idênticas em perfis, notadamente no de raios gama, para os dois poços de Chapéu do Sol (Figuras 15 e 16). A par

tir dessa situação conclui-se que o contato abrupto entre as Formações Ponta Grossa e Itararé, no poço 1-CS-2-PR, deve corresponder, também, ao provável limite entre as subseqüências média e superior. Tal fato seria decorrente de uma subcompartimentação da bacia, resultando em maior atuação local dos processos erosivos, associados a falhamentos, que afetaram a Bacia do Paraná entre o final do Devoniano e o início do Carbonífero.

No poço 1-PT-1-PR, há somente registro da parte basal da subseqüência superior, iniciando-se a 3450,0 m, e reconhecida por correspondência, no perfil de raios gama, com o trecho equivalente nas seções dos poços 2-CS-1-PR, 1-RO-1-PR e 2-RP-1-PR. Portanto, a área abrangendo os poços 1-PT-1-PR e 1-CS-2-PR representaria, efetivamente, um alto estrutural apenas a partir da fase final de sedimentação, e/ou na de erosão da Formação Ponta Grossa, e invertendo-se para um baixo logo no início da deposição da Formação Itararé.

Em relação à subseqüência média, o perfil de radioatividade mostra, para o poço 1-PT-1-PR, padrão geral progradacional, característico desse intervalo, com mudança de modo gradativo para valores menores de raios gama. No caso do poço 1-CS-2-PR, observa-se tendência a uma maior estabilidade da curva de radioatividade, com valores freqüentemente oscilando entre 85 e 100 uAPI, e, o desenvolvimento de pacotes com típico caráter regressivo apenas na base e na parte superior dessa subseqüência.

Nos três poços discutidos, a unidade apresenta freqüência e espessura menores de intercalações arenosas e síltico-arenosas comparativamente às demais seções próximas da área do depocentro.

3.6.2.2 Análise macro e microscópica de testemunhos

No poço 2-CS-1-PR (Chapéu do Sol nº 1), sedimentos pertencentes à Formação Ponta Grossa foram registrados pelos testemunhos de números 30 a 33. Os três primeiros estão posicionados pouco abaixo do contato superior da unidade, e o último, na parte central da seção, no topo da subseqüência média.

Os testemunhos do intervalo superior parecem corresponder, estratigraficamente, a níveis não muito inferiores àquele de onde foi obtido o testemunho de número 10 do poço 2-RP-1-PR (Rio Piqui

ri, PR), encontrando-se, em grau variável, afetados por intrusões básicas. Estão situados às seguintes profundidades:

Test. nº 30 - 3137,0/3152,3 m (98% de recuperação);
Test. nº 31 - 3152,3/3166,3 m (98% de recuperação);
Test. nº 32 - 3175,0/3189,5 m (97% de recuperação).

O testemunho de número 33 está localizado entre as profundidades de 3496,0 e 3502,0 m (100% de recuperação).

No testemunho de número 30 e na porção superior do de número 31, os sedimentos argilosos acham-se alterados, em menor grau, pelo metamorfismo de contato, sendo classificados, petrograficamente, como ardósia maculada. A composição mineralógica compreende argilo-minerais, mica fina (sericita), algum quartzo e feldspato disseminados (0-5%), traços de muscovita e de leucoxênio. Texturalmente, destacam-se pequenas máculas, orientadas subparalelamente, constituídas por agregados microcristalinos de sericita e argilo-minerais, possíveis pseudomorfos de andaluzita e/ou cordierita, estes, indicativos de metamorfismo de contato (IPT, 1982a, Certificado 644 864).

São comuns intercalações de lâminas submilimétricas a centimétricas, subparalelas, às vezes, lenticulares ou irregulares, de arenito muito fino, quartzoso, em parte com matriz síltica, e de siltito grosso a arenoso, de coloração cinza clara.

Para as porções inferior e média do testemunho de número 30, ocorrem arenitos muito finos a finos na forma de bancos de espessura decimétrica (Foto 12). Quanto à textura, mostram, petrograficamente, clasticidade de areia grossa (índice de 0,70 mm), seleção pobre a boa, grãos angulares a subarredondados, proporção variável (até 40%) de matriz argilosa (argilo-minerais recristalizados) e/ou síltica (com quartzo e feldspato), representando desde "wackes" a "arenites" (DOTT, 1964). A composição mineralógica do arcabouço é predominantemente quartzosa (quartzo mono e policristalino), e com 5%, em média, de plagioclásio e feldspato alcalino, correspondendo a quartzo-arenitos (FOLK, 1974). Como minerais acessórios, encontram-se micas recristalizadas e/ou autigênicas (muscovita, biotita, clorita - até 10%) e minerais pesados (turmalina, zircão, rutilo - com 0-5%). Há apenas traços de cimento (opacos - pirita, e quartzo).

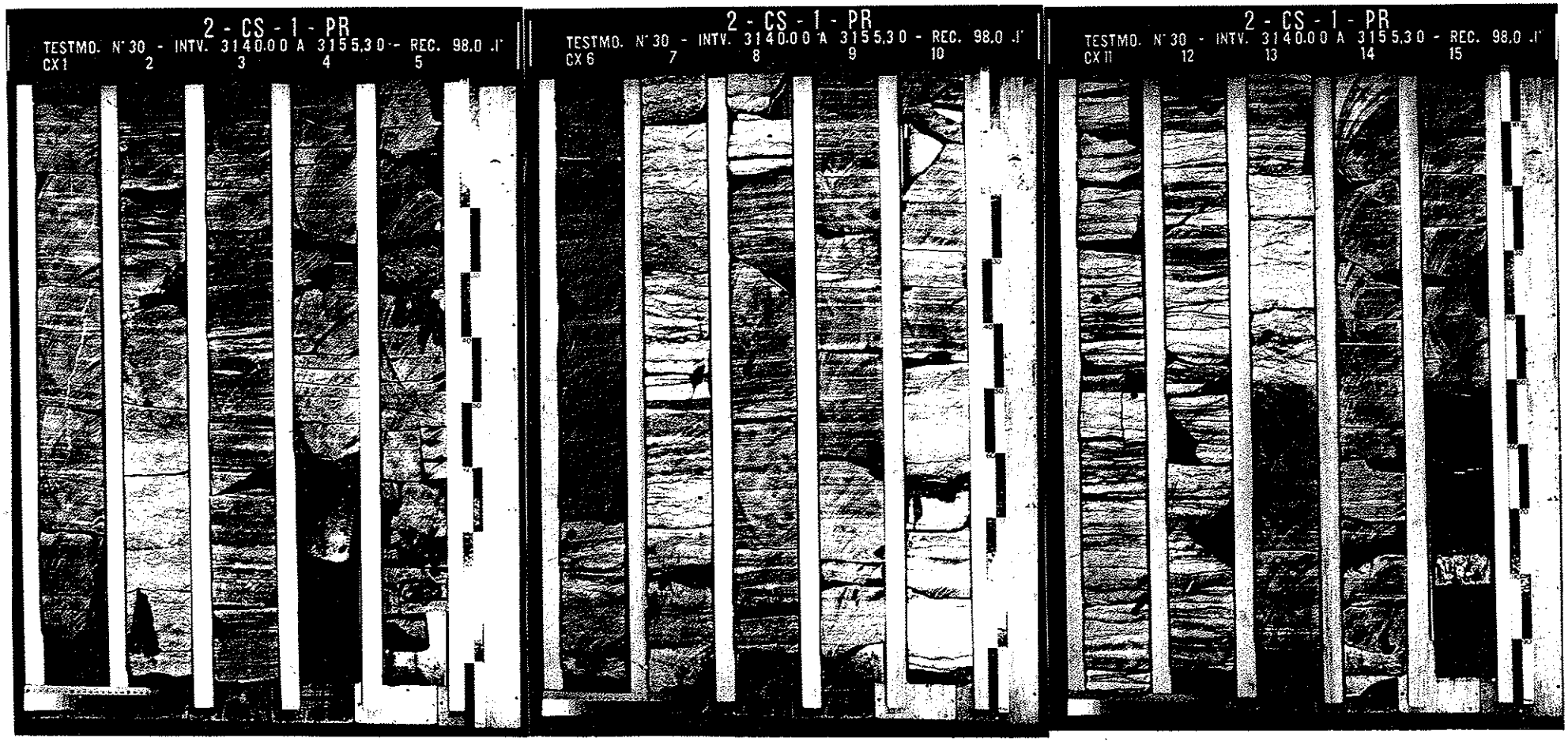


Foto 12: Poço 2-CS-1-PR (Chapéu do Sol nº 01), Test. 30 (prof. corr. 3137,0/3152,3 m).
Arenitos muito finos a finos formando pequenos bancos e camadas, com intercalações de sedimentos pelíticos metamorfizados (ardósia). Ocorrem trechos bastante bioturbados. Os arenitos chegam a preservar estratificação cruzada de baixo ângulo, às vezes, com forma suavemente ondulada e truncamento. Esse pacote sedimentar, com diminuição do nível de energia e teor de areia para o topo (granodecrescência), sucede um espesso trecho de pelitos da base do testemunho. Sedimentos arenosos em parte retrabalhados por correntes e ondas, possivelmente depositados em zonas de inframaré mais profundas. Encontram-se níveis aparentando deposição por correntes de turbidez de baixa densidade.

No perfil de raios gama (escalas 1:200 e 1:1 000), destaca-se nitidamente a sucessão dos pequenos bancos arenosos, ainda que apresentando valores altos, de 95 uAPI. O padrão geral "fining-upward" pode ser indicativo de caráter transgressivo oscilatório, com forma de curva pronunciadamente serrilhada. No testemunho, esse aspecto é evidenciado principalmente através da maior proporção de matriz síltica a argilosa e da seleção mais pobre para o topo dos corpos arenosos, e com diminuição gradativa do teor de areia para a porção superior desse pacote sedimentar.

Na base do testemunho, ocorre espesso trecho de sedimentos pelíticos modificados pelo metamorfismo de contato.

As camadas arenosas desse testemunho de número 30, poço 2-CS-1-PR, podem se apresentar na forma de pequenas co-seqüências, de espessura centimétrica, finamente laminadas, de baixo ângulo, em geral, com escavação na base, e, às vezes, tendo superfície suavemente ondulada no topo, semelhantes a marcas onduladas com truncamento, como a estratificação do tipo "hummocky" (HARMS, 1975). Tal estrutura acha-se, em parte, bem preservada, apesar da intensa bioturbação junto a esses sedimentos. Para as porções inferior e média do testemunho, as camadas arenosas sugerem a ocorrência de deposição mais rápida para a sua base, com prováveis efeitos de ondas na parte superior, e, por vezes, de correntes de maré, resultando em finas laminações irregulares descontínuas e/ou "flaser", além de lenticulares (cf. BRENCHLEY e NEWALL, 1982; MOUNT, 1982).

Em relação às estruturas biogênicas, são reconhecidos icnofósseis com formas comparáveis aos gêneros *Phycosiphon* (cf. CHAMBERLAIN, 1973; SEILACHER, 1978), *Planolites* e *Palaeophycus*, presentes nas camadas arenosas próximas à base do testemunho. Também se observam *Chondrites* e prováveis *Planolites* em outros trechos.

O testemunho de número 31 registra, na base, 0,55 m de diabásio cinza escuro a preto esverdeado, de granulação fina, correspondendo, petrograficamente, a "rocha basáltica" (com granulometria entre 0,05 e 0,40 mm), e que apresenta, como constituintes principais, cristais de plagioclásio (labradorita) ripiformes, fortemente sericitizados, e de clinopiroxênio (augita), prismáticos, fracamente argilizados nas bordas (IPT, 1982a, Certificado 644 864). A rocha encaixante, próximo ao contato, corresponde a "hornfels"

pelítico, hidrotermalmente alterado, passando a ardósia maculada para o topo do trecho testemunhado.

O testemunho de número 32 do poço 2-CS-1-PR, posicionado 2,0 m acima de espesso corpo de diabásio (136,0 m), também se classifica como "hornfels". É constituído, predominantemente, por sericita e argilo-minerais (com porcentagem total de 60 a 95%), que ocorrem na forma de lâminas subparalelas, de espessura submilimétrica a milimétrica, alternadas com lâminas mais ricas em quartzo e feldspato, em geral com tamanho de silte, correspondentes a siltitos (5 a 30% da composição da rocha). Nas primeiras, em especial, observam-se máculas, possivelmente representando pseudomorfos de andaluzita e/ou cordierita, consistindo em agregados microcristalinos dos filossilicatos mencionados e, às vezes, também, em clorita.

Junto ao contato com a intrusiva, esse testemunho mostra estrutura bandada, com ocorrência de cristais reliquiares de andaluzita, parcial a totalmente substituídos pelos filossilicatos. Encontram-se, subordinadamente, biotita e muscovita (até 5%), além de traços de opacos, rutilo, zircão e sílica microcristalina (IPT, 1982a, Certificado 644 864).

Nesse trecho testemunhado, embora havendo maior grau de deformação pela proximidade de dois corpos de diabásio, preservam-se estruturas sedimentares primárias, como estratificação plana horizontal, às vezes, passando a ondulada, e ainda, lenticular, em parte com microlaminação interna (Foto 13), localmente, aparentando estratificação cruzada por migração de pequenas marcas onduladas. A primeira estrutura pode apresentar feição rítmica, sugerindo pequenos ciclos gradacionais com granodecrescência ascendente, como os descritos para trechos testemunhados de seções próximas do depocentro, no Estado do Paraná, e comparáveis aos estudados por BOUMA (1968) ou REINECK e SINGH (1980).

Nos testemunhos de números 30 e 31, ocorrem estruturas semelhantes, mostrando-se mais persistentes e nítidas, do mesmo modo que outras, como no caso das marcas onduladas com truncamento.

Na sucessão representada pelos testemunhos de números 30 a 32 do poço (2-CS-1-PR), são encotradas como estruturas locais: so

Foto 13: Poço 2-CS-1-PR (Chapéu do Sol nº 01), Test. 31. (Prof. corr. 3156,55 m - centro da foto).
Siltito e arenito muito fino, cinza claros, apresentando estratificação lenticular (em parte com microlaminação cruzada), originada por correntes e ondas (pequenas marcas onduladas assimétricas - parte inferior da foto); também, com estratificação ondulada. Provavelmente, depositados em zona de intermaré inferior a inframaré.

brecarga (pseudonódulos), fragmentos de folhelho, espelhos de fricção, concreções esparsas de pirita e fraturas, em parte preenchidas por pirita, calcita e/ou sílica.

O testemunho de número 33 desse poço acha-se posicionado logo acima do principal corpo de padrão regressivo da seção, no limite entre as subseqüências média e superior.

Em termos litológicos, o testemunho compreende, predominantemente, arenito acinzentado, muito fino, tendendo a fino na base, compacto, em parte com abundante matriz argilosa (recristalizada), quartzoso e com microcristais de pirita disseminados ou concentrados segundo planos preferenciais, aparentemente correspondendo ao acamamento. Intercalam-se lâminas a pequenos níveis de sedimentos argilosos (recristalizados) a sílticos, de coloração cinza média/escura, mais freqüentes na porção inferior do trecho testemunhado.

As estruturas sedimentares primárias são, em geral, de difícil identificação, dado o grau de compactação/diagênese, associado à influência de metamorfismo de contato. Pode-se distinguir uma sucessão de leitos arenosos, os quais apresentam, no seu topo, maior proporção de matriz e de intercalações de lâminas de material muito fino, e estando separados por camadas mais argilosas. Formam-se ciclos gradacionais granodecrescentes ascendentes, às vezes, com contato erosivo na base. O perfil de raios gama confirma a tendência gradacional, definida pelo padrão transgressivo, oscilatório, com formato de curva acentuadamente serrilhado.

Na base desse testemunho, como estruturas freqüentes, observam-se finas laminações onduladas a irregulares, subparalelas, contínuas e com baixo ângulo de mergulho (15-20°), constituídas de sedimentos mais argilosos. Em certos trechos arenosos, a presença de estratificação cruzada, de baixo a médio ângulo, é sugerida pela orientação de microcristais de pirita, dos clastos e das lâminas argilosas, inclinadas. Nesses arenitos, também ocorrem máculas, constituídas de agregados de filossilicatos, resultantes de metamorfismo de contato, e distribuídas segundo o provável plano de acamamento, podendo ser derivadas de fragmentos líticos de folhelho e/ou de bioturbação local concentrando material argiloso.

A análise petrográfica de seções delgadas do testemunho de

número 33 do poço 2-CS-1-PR mostra: predominância de arenito muito fino a fino, com clasticidade na classe superior de areia média (0,42-0,50 mm); seleção pobre a moderada ou boa; grãos subangulares/angulares, com contatos "flutuantes", puntuais e retos; matriz argilosa (totalmente recristalizada em sericita) e/ou siltica (grãos quartzosos), com até 40%. Texturalmente, classifica-se como "wacke" (limite com textura tipo "diamictito", 40% de matriz) a "subwacke". A composição mineralógica, para o arcabouço, é essencialmente quartzosa (quartzo monocristalino), com traços (0%-5%) de plagioclásio e feldspato alcalino. Apresenta, como minerais acessórios (5-10%), muscovita, e minerais pesados detríticos (zircão, rutilo) e autigênicos (anatásio, opacos - pirita). O cimento consiste em quartzo (traços) e pirita.

No poço contíguo, 1-CS-2-PR (Chapéu do Sol nº 02), foi obtido um único testemunho na seção da Formação Ponta Grossa:

Test. nº 12 - 3559,0/3568,0 m (76% de recuperação).

Situa-se, estratigraficamente, na parte central da unidade, sendo correlacionável com trecho equivalente na subseqüência média do poço 2-CS-1-PR (Chapéu do Sol nº 01). Pela análise de perfis elétricos, verifica-se que o trecho testemunhado pertence a um pequeno ciclo sedimentar de padrão transgressivo ("fining-upward"), intercalado na subseqüência média. Esta mostra, no perfil de raios gama, para o poço em questão (1-CS-2-PR), caráter geral de maior estabilidade de valores da curva, embora apresentando corpos sedimentares regressivos. Nos demais poços estudados do Estado do Paraná, o intervalo correspondente à porção inferior / intermediária da subseqüência média caracteriza-se por padrão mais tipicamente progradacional, com formato de raios gama em cálice (ovalado).

Nesse testemunho de número 12, a litologia predominante consiste de folhelho cinza médio/preto, argiloso a siltico, em geral micáceo, piritoso, pouco carbonoso. Para a base e o topo, intercalam-se lâminas e lentes submilimétricas/milimétricas, até camadas centimétricas de siltito acinzentado, tendendo a grosso, às vezes arenoso e/ou argiloso, micáceo. Notadamente na porção superior, também se encontram camadas pouco espessas de arenito cinza claro, muito fino, inclusive siltico (silte grosso), bem selecionado e compacto.

A estrutura sedimentar mais comum é representada por finas estratificações planas horizontais, regulares, de folhelhos e siltitos, em parte, incipientes, passando, algumas vezes, a lenticulares delgadas e alongadas (Foto 14). Podem apresentar-se como estratos gradacionais (com granodecrescência ascendente), rítmicos, de espessura milimétrica a poucos centímetros, consistindo em siltitos/arenitos muito finos e até folhelhos argilosos, no topo. Nos ciclos com maior persistência dos termos sílticos a síltico-arenosos, distingue-se a laminação interna (plano-paralela). Há raros trechos com aspecto homogêneo.

Foto 14: Poço 1-CS-2-PR (Chapéu do Sol nº 02), Test. 12. (Prof. corr. 3559,30 m - centro da foto).
Siltitos (argilosos a arenosos) e arenitos muito finos interlaminados com folhelhos, formando estratificações planas horizontais, em sucessão rítmica, e podendo representar pequenos ciclos gradacionais granodecrescentes. Sedimentos pouco bioturbados, devendo corresponder a depósitos de zonas de inframaré.

Em alguns níveis, ocorrem fragmentos submilimétricos a milimétricos de folhelho, além de estratos rompidos. Localmente, observam-se estruturas de escavação, aparentemente acanaladas, pequenos escorregamentos e falhas (de gravidade).

Algumas das camadas arenosas, de escala centimétrica, da porção superior do testemunho, mostram fina estratificação cruzada de baixo ângulo, eventualmente, com truncamento no topo (Foto 15), podendo ser relacionadas à denominada estrutura "hummocky" (HARMS, 1975). A bioturbação é menos freqüente do que nos estratos pelíticos intercalados, sugerindo episódios de sedimentação de maior energia em meio a processos dominantes de baixa energia.

Notadamente, da base até a porção média do testemunho, a bioturbação é intensa, resultando em mosqueamento distinto a indistinto. Entre as estruturas icnofósseis, são mais comuns formas dos gêneros *Chondrites* e *Planolites*, em parte, com preenchimento por pirita, além de *Teichichnus* (Foto 16). Subordinadamente, encontram-se representantes dos icnogêneros *Zoophycos* e *?Asterosoma*. Para a porção superior do testemunho, junto às camadas arenosas, são encontradas formas semelhantes aos icnogêneros *?Arenicolites*, *Planolites* e *?Chondrites*.

Nesse testemunho de número 12 do poço 1-CS-2-PR (Chapéu do Sol nº 02), são identificados macrofósseis representados por braquiópodes inarticulados, com espécimes bem preservados, dos gêneros *Lingula* e *Orbiculoidea*, entre as profundidades de 3562,0 e 3564,0 m (IPT, 1984b, Rel. 19 455/PAULIPETRO RT-539).

A análise petrográfica de seções delgadas dos sedimentos pelíticos do testemunho, revela a predominância de folhelhos argilosos a lamíticos, compostos essencialmente de argilo-minerais recristalizados e mica fina (por difração de raios X: ilita, sericita, clorita, caulinita), e com grãos de quartzo e feldspato de tamanho de silte (0-5% a 15-20%), de diâmetro médio de silte fino (0,010 - 0,015 mm). Ocorre pirita (0-5%) como microcristais dispersos ou constituindo agregados nodulares, esparsos, de forma framboidal, ou ainda, como preenchimento de tubos biogênicos. Em alguns trechos, observa-se alternância com lâminas de folhelhos síltticos (argilo-minerais recristalizados e orientados segundo o plano de fissilidade da rocha), com grãos de quartzo e feldspato (30%-

Foto 15: Poço 1-CS-2-PR (Chapéu do Sol nº 02), Test. 12. (Prof. corr. 3559,60 m - centro da foto).
Camadas de arenitos muito finos intercaladas com lâminas de folhelhos argilosos escuros, mostrando laminação de baixo ângulo, com superfícies convexas e côncavas, que pode ser interpretada como estratificação cruzada do tipo "hummocky". São de ocorrência local e devem representar episódios mais energéticos de sedimentação. Presença de bioturbação principalmente nas partes superior e inferior da foto.

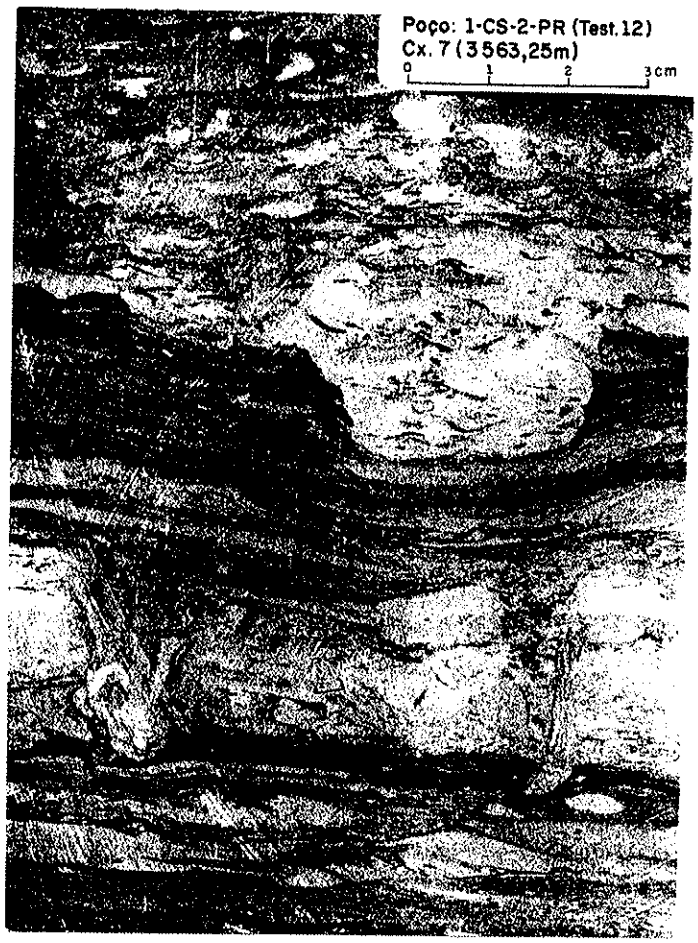


Foto 16: Poço 1-CS-2-PR (Chapéu do Sol nº 02). Test. 12. (Prof. corr. 3565,25 m - centro da foto).
Sedimentos arenosos (areia muito fina) a síltico com intercalação de folhelhos cinza escuros e pretos; bastante bioturbados, destacando-se formas do icnogênero *Teichichnus*.

35%) de diâmetro mais comum de silte médio (0,015-0,025 mm), micáceos (até 30-40% de mica fina), com microcristais de pirita disseminados (5%), localmente, grãos carbonáticos (10%) e fragmentos milimétricos de folhelho acastanhado, argiloso a lamítico.

Por vezes, os folhelhos sílticos contêm intercalações de lentes ou pequenas camadas de siltitos, tendendo a grossos (diâmetro médio, aproximado, de 0,045 mm), em parte arenosos (grãos de areia muito fina) e/ou argilosos, também micáceos (10-20% de mica fina), com alguma matéria orgânica e, em certos níveis, grãos carbonáticos. Com pouca freqüência, são encontrados arenitos muito finos, de matriz síltica (silte grosso), bem selecionados e com empacotamento fechado.

No poço 1-PT-1-PR (Pitanga, PR), no intervalo correspondente à Formação Ponta Grossa, foi obtido o seguinte testemunho, próximo à base da subseqüência média:

Test. nº 06 - 3535,0/3542,0 m (97% de recuperação).

Os sedimentos acham-se, em parte, afetados por metamorfismo de contato, como os pelitos na porção inferior, apresentando pequenas máculas, às vezes, densamente, constituídas de agregados de argilo-minerais e mica fina (sericita), prováveis pseudomorfos de andaluzita e/ou cordierita.

Desde a base do testemunho até 3539,5 m, a rocha corresponde a ardósia maculada, preservando, porém, a estrutura original, gradacional, com granocrescência ascendente, do tipo recorrente, conforme indica o perfil de raios gama (escala 1:200). No topo do trecho, observa-se contato erosivo com arenitos muito finos, quartzosos, micáceos e piritosos (neste caso, notadamente em direção à porção superior do testemunho).

Os arenitos passam a ser predominantes, mostrando variação na proporção de matriz, argilo-carbonosa (com os argilo-minerais recristalizados) a síltica, classificando-se, texturalmente, desde "arenites" a "wackes". Ocorre, por vezes, gradação a siltito grosso. Intercalam-se finas lâminas irregulares a níveis subcentimétricos/centimétricos de material principalmente argiloso, recristalizado. Esse conjunto litológico forma uma sucessão de leitos com granodecrescência ascendente, resultante da porcentagem cres

cente de matriz e da maior freqüência de intercalações argilosas para o topo das camadas. Observa-se, entretanto, que o perfil de raios gama (escala 1:200) apresenta valores gradativamente menores para os sedimentos arenosos da parte superior do testemunho, com padrão geral regressivo, talvez em decorrência do maior índice de clasticidade dos arenitos dessa porção e/ou da relativa diminuição de sua argilosidade.

Esse testemunho do poço 1-PT-1-PR exibe, comumente, intensa bioturbação, com mosqueamento, às vezes indistinto, dificultando a identificação das estruturas sedimentares primárias inorgânicas, em particular, nos trechos mais arenosos a sílticos, onde se pode distinguir apenas uma camada centimétrica com fina laminação interna, plana a levemente ondulada, horizontal/sub-horizontal. O grau de compactação/diagênese, bem como, o metamorfismo de contato, também contribuem para mascarar as feições originais da rocha.

A porção inferior do testemunho, menos bioturbada, preserva estratificações lenticulares, alongadas, e, localmente, camadas rítmicas com granodecrescência ascendente e base erosiva. Intercalam-se, em parte, delgadas lâminas constituídas de pirita.

Quanto a estruturas biogênicas, podem ser reconhecidos os icnogêneros: *Asterosoma*, *Palaeophycus* (cf. CANT, 1984), *?Rhizocorallium*, dominantes nos trechos arenosos, além de *Planolites*, *?Chondrites* e *?Teichichnus*.

3.6.3 Interpretação ambiental

A análise de perfis elétricos/radioativos, associada à de testemunhos das seções da Formação Ponta Grossa nos poços 2-CS-1-PR (Chapéu do Sol nº 01), 1-CS-2-PR (Chapéu do Sol nº 02) e 1-PT-1-PR (Pitanga, PR), sugere a existência de condições ambientais e processos sedimentares semelhantes para as três subseqüências da unidade, na região central e centro-oeste do Estado do Paraná. Observa-se boa correlação por perfis, notadamente o de raios gama, inclusive com os poços anteriormente discutidos, 1-RO-1-PR (Roncador, PR), 2-RP-1-PR (Rio Piquiri, PR) e, mesmo, o 2-RI-1-PR (Rio Ivaí, PR), distante cerca de 170 km a norte do poço 2-CS-1-PR (Chapéu do Sol nº 01). Todas as locações estão situadas entre os Ali

nhamentos do Rio Alonso e do Rio Piquiri (Figura 02).

Essa correspondência entre as seções mantém-se apesar da diminuição da razão areia/argila exibida pela unidade nos poços mais a leste da área, 2-CS-1-PR, 1-CS-2-PR e 1-PT-1-PR. Tal situação deve decorrer, principalmente, do maior afastamento da borda oeste/sudoeste, onde se localizaria a principal área-fonte, e implicando em condições batimétricas mais profundas, talvez, também relacionadas à própria configuração local do substrato da bacia, de maior gradiente, por prováveis efeitos tectônicos. De modo geral, as pequenas variações litológicas, dentro de uma mesma subseqüência sedimentar, entre as seções dos poços referidos, corresponderiam a mudanças laterais de fácies em um ambiente deposicional comum, ressaltando-se, entretanto, a não utilização direta de linhas de tempo no presente estudo.

Para a subseqüência inferior da Formação Ponta Grossa, persiste o padrão geral transgressivo indicado no perfil de raios gama, e com tendência a uma maior argilosidade na seção do poço 1-CS-2-PR, sugerindo ambiente relativamente mais restrito, prevalecendo a deposição de partículas finas, abaixo do nível de base das ondas normais. No caso dos poços 2-CS-1-PR e 1-PT-1-PR, intercalam-se pequenos ciclos de sedimentação siltico-arenosa, podendo mostrar contato superior gradacional granodecrescente, representativos de maior atuação de correntes e/ou ondas, resultando em retrabalhamento de sedimentos mais grosseiros, pré-depositados.

A correlação entre as seções dos três poços e as dos demais estudados no Estado do Paraná, leva a admitir, para a subseqüência inferior, um ambiente marinho raso, de litofácies tipicamente lamíticas de plataforma epinerítica ("shelf-mud"), em situação de inframaré, e com predomínio de transgressão deposicional.

Para os poços da localidade de Chapéu do Sol, o formato das curvas de raios gama, na base das seções, é representativo de processo transgressivo acelerado, com efeitos erosivos mais pronunciados, formando-se uma zona de transição restrita no contato Furnas - Ponta Grossa, o que poderia decorrer de diferenças de gradiente e da maior ação de correntes do que na área do poço 1-PT-1-PR. Tal fato estaria associado à ocorrência local de atividade tectônica no início da sedimentação da Formação Ponta Grossa, à semelhan

ça do que se verifica logo após a deposição da unidade para a área dos poços 1-CS-2-PR e 1-PT-1-PR, neste caso, caracterizando um alto estrutural, com a remoção quase completa dos sedimentos correspondentes à subseqüência superior.

A existência de eventos tectônicos na fase inicial da deposição da Formação Ponta Grossa é evidenciada no poço 1-CA-3-PR (Cândido de Abreu nº 03), situado mais próximo ao depocentro, para o centro-leste do Estado do Paraná, através das seções estratigráficas correlativas das Figuras 18 e 19, onde se observa um expressivo espessamento da subseqüência inferior da unidade, alcançando 240,0 m de sedimentos, o que pode ser explicado por uma subcompartimentação local da bacia, determinando um baixo estrutural na área. Essa situação seria condicionada pelos principais sistemas de falhamentos, representados pelo Alinhamento do Rio Alonso e o do Rio Ivaí, este definido por Ribeiro de Almeida (1982), orientados segundo NW, e pelos lineamentos de direção NE, interceptando os primeiros. Também a seção do poço 1-RS-1-PR (Rio Segredo, PR), na parte sudeste do bloco ACS-77 (Figuras 01 e 03), apresenta um espessamento significativo da subseqüência inferior da Formação Ponta Grossa (Figura 20), em comparação à dos poços 2-CS-1-PR, 1-CS-2-PR e 1-PT-1-PR (Figuras 15 a 17), além de erosão pronunciada da subseqüência superior, como nos dois últimos, sugerindo uma inversão estrutural localizada, formando um baixo no início da deposição da unidade e um alto ao final e/ou na sua fase erosiva. Essa movimentação seria provavelmente decorrente da atividade tectônica dos Alinhamentos do Rio Iguaçu e do Rio Piquiri (direção NW), simultaneamente com a dos lineamentos da denominada direção Pitanga (NE), localizando-se o poço 1-RS-1-PR na intersecção desses dois sistemas de falhamentos (cf. IPT, 1984g, Rel. 20 370/PAULIPETRO RT-530).

A passagem entre a subseqüência inferior e a média nas seções dos poços 2-CS-1-PR, 1-CS-2-PR e 1-PT-1-PR, é marcada pela ocorrência, na base da segunda, de sedimentos arenosos, de valores mais baixos de raios gama, a exemplo dos poços 2-RI-1-PR, 1-RO-1-PR e 2-RP-1-PR, indicando mudança das condições batimétricas e deposicionais pelo início de ciclos regressivos, dominantes nesse último intervalo estratigráfico. Tais eventos caracterizam a subseqüência média, e estando presentes, próximo ao topo, sucessivos bancos arenosos com espessura média total de 14,0 m, intercalados com peque

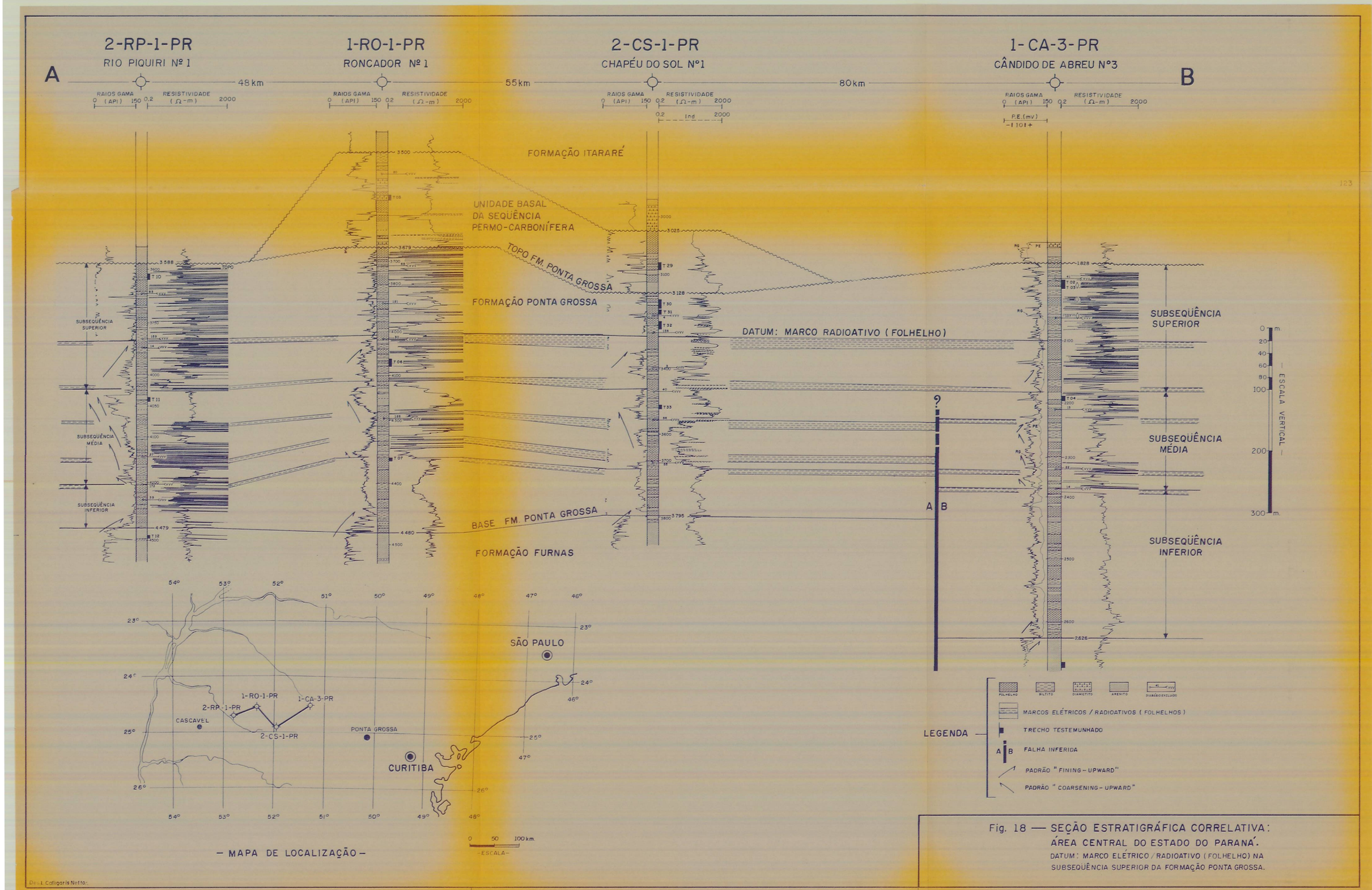
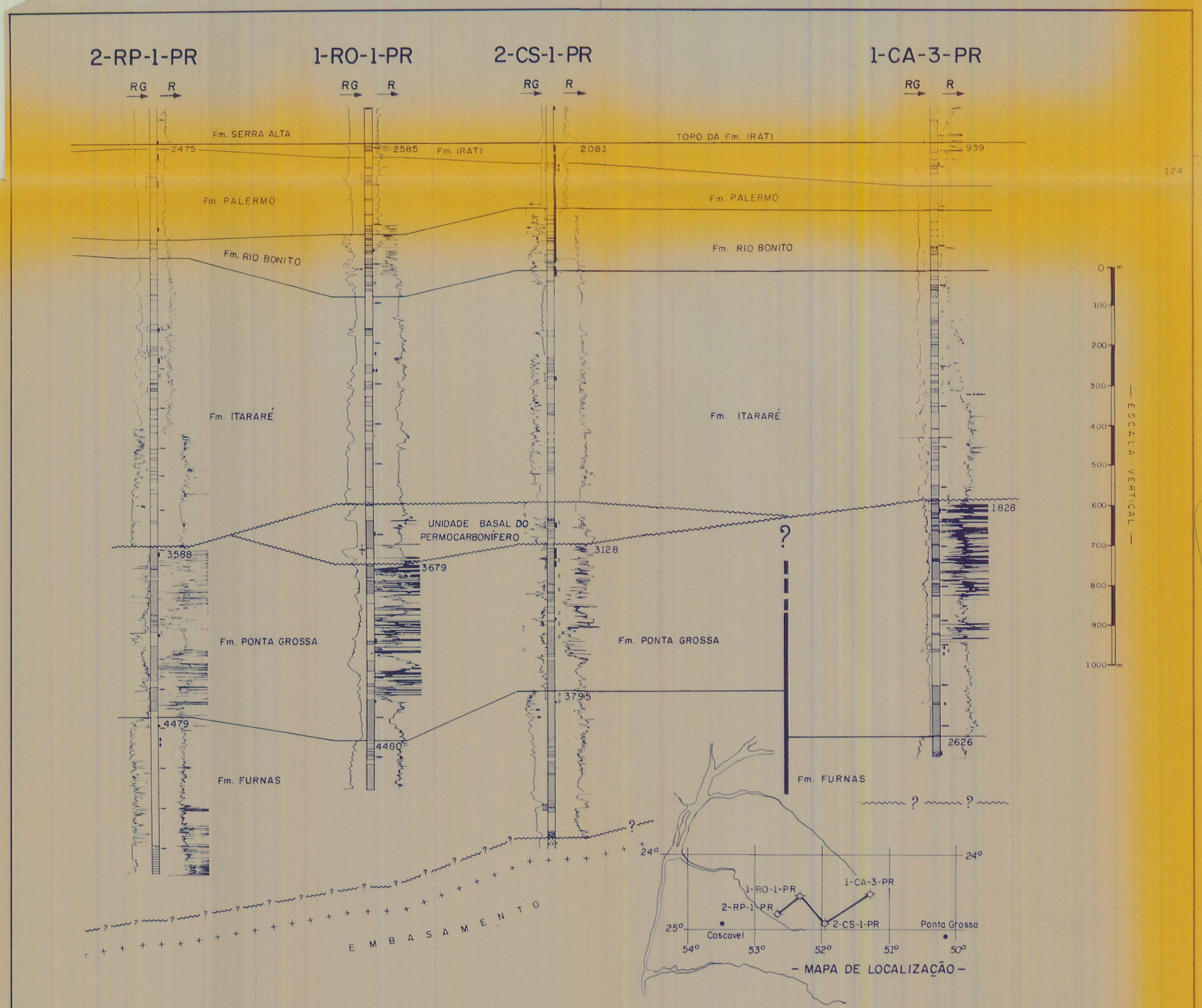


Fig. 18 — SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA CORRELATIVA: ÁREA CENTRAL DO ESTADO DO PARANÁ.
DATUM: MARCO ELÉTRICO / RADIOATIVO (FOLHELHO) NA SUBSEQÜÊNCIA SUPERIOR DA FORMAÇÃO PONTA GROSSA.

Des. L. Caligaris Netto.



Modificado de PAULIPETRO, 1982 d, Rel. RT-191/82; IPT, 1984 f, Rel. 20198 / PAULIPETRO RT-390/82.

Fig. 19 — SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA CORRELATIVA: ÁREA CENTRAL DO ESTADO DO PARANÁ.

DATUM: TOPO DA FORMAÇÃO IRATI. DIABÁSIO EXCLUÍDO. FALHAMENTO INFERIDO.

nos níveis síltico-argilosos, e bem correlacionáveis por perfis elétricos aos das demais seções estudadas do Estado do Paraná. Também ocorrem alguns ciclos poucos espessos de sedimentação predominantemente pelítica, podendo mostrar, no contato inferior, padrão "fining-upward" nas curvas de raios gama, sugestivos de pulsos transgressivos, sob condições deposicionais de baixa energia. Como mostra o testemunho de número 12 do poço 1-CS-2-PR, periodicamente ocorreriam em tal ambiente processos sedimentares de maior energia, resultando em camadas arenosas indicativas de deposição rápida, às vezes com aparente estratificação, de baixo ângulo, do tipo "hummocky", além de sucessões rítmicas gradativas (com granodecrescência ascendente), de granulação fina, provavelmente formadas por correntes de turbidez de baixa densidade.

Destaca-se também, no trecho testemunhado do poço 1-CS-2-PR, o registro freqüente de icnofósseis comparáveis ao gênero *Teichichnus*, assim como, de braquiópodes inarticulados (gêneros *Lingula* e *Orbiculoidea*), bem preservados, em posição de vida, sugerindo, para esses ciclos mais pelíticos, transgressivos, intercalados na subseqüência média, o predomínio de ambiente deposicional estável, com baixa razão de sedimentação, devendo situar-se, batimetricamente, próximo ao nível de base das ondas normais, apenas episodicamente sujeito a condições de maior energia (como, por tempestades), e correspondendo a zonas de inframaré de águas relativamente rasas (cf. PICKERILL e HURST, 1983).

A propósito dessa situação ambiental interpretada para o trecho em questão, a presença, ocasionalmente, de pequenas estruturas de escavação, acanaladas e com escorregamento associado a falhas de gravidade, em sedimentos finos, interestratificados, na porção inferior do testemunho, é comparável à de depósitos recentes de planícies de maré ao longo da costa leste e sudeste do Mar do Norte, com formação de feições sedimentares semelhantes em canais de maré, cortando extensas áreas de inframaré, durante as marés baixas (REINECK e SINGH, 1980). A profundidade da lâmina d'água segundo os autores, pode ser equivalente à da chamada "zona de transição" das regiões de faces praiais. Esses depósitos em áreas de inframaré alcançam as partes distais de pequenos deltas submersos.

Os referidos ciclos de sedimentação dominantemente pelítica,

PERFIL COMPOSTO

FORMAÇÃO PONTA GROSSA

POÇO: 1 - RS - 1 - PR (Paulipetro)

RIO SEGREDO Nº01, PIONEIRO

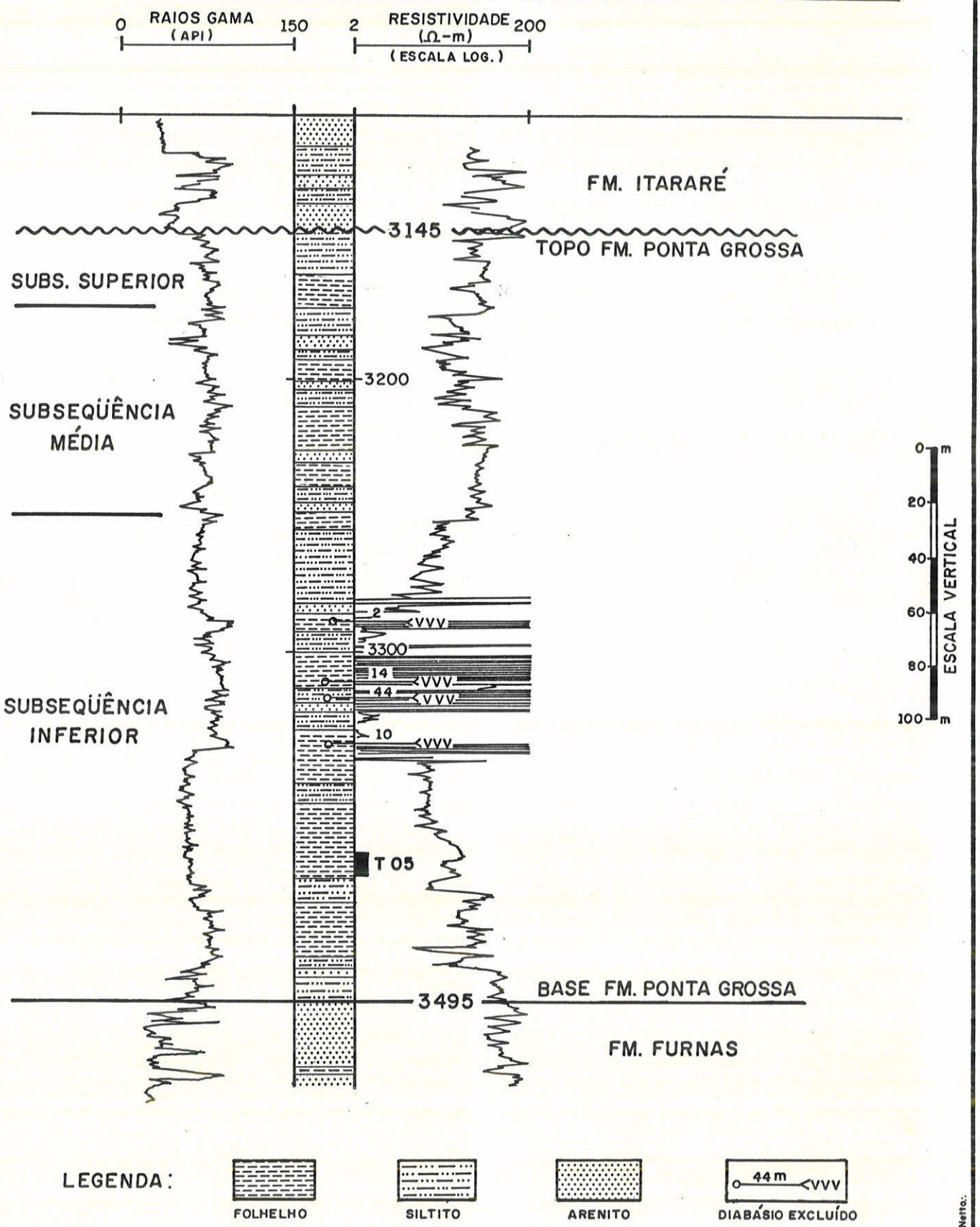


Fig. 20

E. Caligaris Netto.

às vezes, com contatos gradativos, intercalados na subseqüência média, esta de padrão geral progradacional, e com boa correspondência, por perfis elétricos, com os poços vizinhos estudados (1-RO-1-PR, 2-RP-1-PR), são sugestivos de pequenas unidades retrogradacionais, como as desenvolvidas em um sistema deltaico durante fases de maior taxa de elevação do nível do mar, correspondentes a pulsos transgressivos, estando ainda associado um menor aporte de sedimentos, por exemplo, devido à migração lateral de canais fluviais. Essas unidades podem, novamente, gradar para uma fase de sedimentação progradacional, pela relativa estabilização do nível do mar, fato considerado comum em depósitos deltaicos antigos (REINECK e SINGH, 1980).

Conforme considerado anteriormente, para o conjunto das seções estudadas do Estado do Paraná, interpreta-se a subseqüência média da Formação Ponta Grossa, com extensa distribuição de suas sucessões sedimentares - arenosas e pelíticas -, visto as respostas semelhantes nos perfis elétricos, notadamente nos de raios gama, como sendo representativa de depósitos deltaicos, pouco espessos, submersos, onde ocorreriam sistemas de barras e/ou lençóis arenosos, e parecendo situar-se em diferentes zonas de inframaré. Esses depósitos teriam se desenvolvido em uma ampla plataforma epicontinental, ou margem de bacia cratônica, mantendo gradiente relativamente suave (cf. WOODROW e ISLEY, 1983), e talvez com maior declividade local para a área do poço 2-CS-1-PR. Na seção desse poço, a subseqüência média mostra, na curva de raios gama, formato mais serrilhado para os bancos arenosos regressivos, e maior argilosidade, sugerindo fácies sedimentares mais distais, como adjacentes a ambiente propriamente marinho lamítico ("shelf-mud"), mas, sem a existência de declive íngreme da superfície deposicional, em condições batimétricas equivalentes às de "zona de transição".

Na seqüência vertical de fácies, também nos poços em questão, 2-CS-1-PR, 1-CS-2-PR e 1-PT-1-PR, acham-se bem caracterizados os bancos arenosos de padrão regressivo, mais espessos e peculiares de ambiente marinho raso, posicionados em direção ao topo da subseqüência média, correspondendo à fase final com predomínio de sedimentação progradacional da unidade, para a área oeste e central do Estado do Paraná. Devem ter-se formado em situação interdeltaica de macromaré.

Os sedimentos sobrejacentes, junto ao topo da subseqüência, com formato serrilhado nas curvas de raios gama indicativo de processo transgressivo oscilatório, podem resultar do retrabalhamento de areias e siltes pré-depositados, acumulando-se como pequenas barras ou lençóis, intercalados com argilas marinhas, e, provavelmente, em condições deltaicas mais destrutivas. Parecem estar associados com depósitos de canais, contendo arenitos de granulação fina, em parte, de textura próxima a "diamictito", com 40% de matriz (testemunho de número 33 do poço 2-CS-1-PR), e talvez representando zonas de inframaré relativamente rasas.

Para a seção do poço 1-CS-2-PR, com maior estabilidade do padrão da curva de raios gama e caráter mais síltico-argiloso na subseqüência média, supõe-se ocorrer pouca influência de processos sedimentares costeiros e de atuação de correntes marinhas, devendo os sedimentos dessa sucessão, pelo menos em parte (porção inferior a média), corresponder a depósitos similares aos de margem deltaica, ou de áreas marinhas semi-restritas, em um substrato mais elevado. Esta situação pode estar relacionada à fase inicial de movimentação tectônica que condiciona, ao final da deposição da unidade, a formação, no local, de um alto estrutural.

Quanto à subseqüência superior da unidade, acha-se preservada apenas no poço 2-CS-1-PR, e sendo também correlacionável, por perfis elétricos, ao intervalo estratigráfico equivalente nas seções dos poços estudados, 1-RO-1-PR, 2-RP-1-PR e, inclusive, 2-RI-1-PR, razoavelmente afastado, ainda que predominando as litofácies mais argilosas, de altos valores de raios gama (até > 150 uAPI), e com uma menor espessura (Figuras 18 e 19). Portanto, são consideradas interpretações ambientais conforme as propostas para os depósitos representativos da subseqüência superior nesses poços.

O espesso pacote sedimentar da base da subseqüência superior na seção do poço 2-CS-1-PR, com padrão da curva de raios gama "fining-upward", de formato pronunciadamente serrilhado a digitado, é indicativo de processo transgressivo oscilatório, persistente, sugerindo a deposição de sucessivas barras arenosas retrabalhadas (transgressivas), às vezes, de relativa espessura, com contato inferior ligeiramente gradacional. A alternância desses sedimentos com fácies pelíticas, mais espessas, reflete a existência de condições ambientais normalmente de baixa energia, com formação de de

pósitos retrogradacionais equivalentes a zonas de inframaré de maior profundidade, ou a margem deltaica inferior. Os bancos arenosos, como interpretado para as seções dos poços de correlação, estariam relacionados a fases periódicas de erosão mais acentuada dos sedimentos da superfície deposicional marinha, com o reinício de eventos dominantemente transgressivos, que caracterizam a subseqüência superior, na sucessão sedimentar preservada.

Os depósitos sobrejacentes na seção desse poço, 2-CS-1-PR, com caráter essencialmente argiloso a síltico-argiloso, seriam provavelmente formados em situação de inframaré de águas mais calmas, prevalecendo baixa razão de sedimentação, por suspensão, como nas áreas distais de baía, margem deltaica inferior, ou, propriamente, de plataforma marinha lamítica ("shelf-mud"). A ocorrência de alguns episódios de maior energia é evidenciada, por exemplo, pela presença de ritmitos gradacionais granodecrescentes, contendo areia muito fina e silte grosso, como pequenas sucessões (testemunho de número 32), e, provavelmente, formados por correntes de turbidez de baixa densidade.

Em direção ao topo da subseqüência superior, para o trecho registrado pelo testemunho de número 31 do poço (2-CS-1-PR), as características sedimentares sugerem deposição em situação batimétrica de menor profundidade, e análogas às desenvolvidas em zonas de inframaré mais rasas a intermaré (inferior). Destaca-se a freqüência de finas lâminas a lentes de espessura centimétrica, em parte, com microestratificação, constituídas de siltito grosso e arenito muito fino, e originadas por correntes, algumas vezes, aparentando bidirecionais, e ondas, em meio a espesso substrato argiloso a lamítico, representativo de fases intermitentes, mais prolongadas, de águas calmas.

Sobrepostos a esses sedimentos, junto ao topo da seção preservada da unidade no poço em questão, com registro parcial no testemunho de número 30, ocorrem sucessivos bancos, de pequena espessura, a camadas, arenosos ou areno-sílticos, de formato serrilhado/digitado na curva de raios gama e com valores médios a altos, pela intercalação de níveis pelíticos, apresentando padrão "fining-upward" comparável à transgressivo linear. Tal configuração do perfil de raios gama pode ser indicativa de pulsos transgressivos, com forma

ção de depósitos de areias retrabalhadas, e/ou de sedimentação por fluxos gravitacionais, no caso, de densidade relativamente baixa. Ressaltam-se, nos referidos sedimentos, a composição essencialmente quartzosa — pouco comum para a unidade, em geral, com subarcóseos —, a estrutura gradacional, com granodecrescência ascendente e pelitos no topo, por vezes, mantendo-se a estratificação de baixo ângulo ou plana, e o contato inferior erosivo, abrupto a levemente acanalado. Características semelhantes são também observadas nas unidades rítmicas de granulação fina desenvolvidas nos termos pelíticos intercalados com as sucessões mais arenosas. Estas revelam, ainda, retrabalhamento por ondas e correntes, como, marcas onduladas, inclusive, com provável estratificação do tipo "hummocky", além de "flaser", a qual pode estar associada às primeiras, e, eventualmente, estratificação cruzada por migração de marcas onduladas. O conjunto de feições sedimentares evidencia condições deposicionais de maior energia, processando-se em ambiente de águas normalmente mais calmas, determinando sedimentação por tração e suspensão.

Em parte, esses depósitos podem resultar, no início, do retrabalhamento de sedimentos arenosos e sílticos da superfície, em decorrência dos próprios eventos transgressivos, sendo, posteriormente, modificados pela ação de ondas (por exemplo, as de tempestades) e/ou de correntes, como para as camadas e pequenos bancos arenosos da base do trecho testemunhado. Aparentam, também, na sucessão vertical de fácies, ter-se formado por processos de sedimentação por correntes de turbidez de baixa densidade, correspondendo melhor às divisões Tb a Te e Td - Te da seqüência de Bouma. Em conseqüência, supõe-se que, à tendência transgressiva, estariam ainda associados efeitos de tempestades, embora sem a ocorrência de ondas e correntes mais potentes, e/ou tectônicos, originando, portanto, os fluxos gravitacionais de densidade relativamente baixa. Admite-se que, em direção à parte superior das seções preservadas da Formação Ponta Grossa, a sedimentação possa ter alguma influência de atividade tectônica, que culminaria com os fenômenos de falhamentos e erosão pré-carboníferos.

As fácies sedimentares do topo da seção preservada da unidade apresentariam, quanto à situação batimétrica, diferença pouco significativa de profundidade em relação aos sedimentos imediata

mente subjacentes, talvez, com deposição abaixo do nível de base das ondas normais, ou adjacente, passando, ocasionalmente, a refletir ação das ondas de tempestade. Esses depósitos podem corresponder a zonas de inframaré mais distais, como parece sugerir o provável registro de icnofósseis do gênero *Phycosiphon*, na base de alguns dos corpos arenosos, mas,não implicando na ocorrência de águas profundas, e sem a formação de típicos canais e leques submarinos. Tais condições são mais coerentes com as características dos depósitos subjacentes, representados pelo testemunho de número 31 do poço, 2-CS-1-PR, denotando processos sedimentares próprios de águas relativamente rasas (cf. PICKERILL e HURST, 1983; WOODROW e ISLEY, 1983).

Considera-se que os sedimentos da subseqüência superior da unidade, para os poços estudados do Estado do Paraná, teriam sido igualmente depositados em plataforma marinha rasa, com desenvolvimento de extensas áreas de inframaré, reduzindo a ação de ondas e correntes mais potentes, como em exemplo recente da costa leste e sudeste do Mar do Norte.

No caso das seções dos poços 1-CS-2-PR e 1-PT-1-PR, com boa correspondência por perfis elétricos, principalmente nas curvas de raios gama, de suas subseqüências inferior e média com aquelas das locações mais próximas estudadas (2-CS-1-PR, 1-RO-1-PR e 2-RP-1-PR), supõe-se ocorrer truncamento quase total da subseqüência superior da unidade, ao invés de não deposição, pela maior atuação dos processos erosivos, associados a falhamentos, na Bacia do Paraná, entre o final do Devoniano e o Eocarbonífero. A seção do poço 1-PT-1-PR aparenta preservar os sedimentos da parte basal da subseqüência (Figura 17).

A área abrangida pelos poços 1-CS-2-PR e 1-PT-1-PR formaria um alto estrutural em relação à do poço 2-CS-1-PR, por subcompartimentação local da bacia (como blocos falhados), e com ocorrência de atividade tectônica mais efetiva subseqüente à deposição da Formação Ponta Grossa, ou, então, a partir de sua fase final. No início da sedimentação da Formação Itararé, essa área atua como um baixo, mostrando inversão estrutural.

4 SÍNTESE DAS INTERPRETAÇÕES AMBIENTAIS E CONCLUSÕES

O estudo da Formação Ponta Grossa, em subsuperfície, na área da sub-bacia devoniana sul, permitiu chegar às seguintes conclusões, associadas à síntese das interpretações ambientais:

a. Nos poços perfurados na área oeste do Estado de São Paulo, a unidade se caracteriza por duas subseqüências sedimentares bem definidas: a inferior, de caráter pelítico, com padrão geral transgressivo mostrado nos perfis elétricos, e a superior, predominantemente síltico-arenosa, de configuração representativa de processo regressivo.

b. O padrão de raios gama indicativo de transgressão mais lenta na base da unidade, nos poços da área paulista, confere um sentido de "afogamento" dos depósitos arenosos da Formação Furnas, no início dos eventos transgressivos devonianos na Bacia do Paraná. Os sedimentos pelíticos da subseqüência inferior podem, em parte, corresponder à sedimentação de prodelta, além de depósitos mais costeiros, como lagunares e de baía, entre outros.

c. Na subseqüência superior dos poços 2-TB-1-SP (Taciba, SP) e 1-TI-1-SP (Tarabai, SP) distinguem-se dois ciclos deposicionais, separados por superfície de erosão; o da base, propriamente progradacional, embora de pequena espessura, é sugestivo de fácies sedimentar deltaica, do tipo destrutivo por marés; o sobrejacente deve representar canais de maré, talvez cortando distributário pré-existente, sucedidos por sedimentação pelítica associada a esses depósitos e/ou correspondente a uma retomada dos processos transgressivos.

d. No poço 2-CB-1-SP (Cuiabá Paulista nº 01) está ausente a subseqüência de padrão regressivo, como resultado de maior atuação dos processos erosivos entre o final do Devoniano e o início do Carbonífero, por subcompartimentação local da área (bloco mais alto).

e. Na seções dos poços de extensão 3-CB-2-SP (Cuiabá Paulista nº 02) e 3-CB-3-SP (Cuiabá Paulista nº 03), somente se encontra o ciclo deposicional da base da subseqüência superior, com característica marcantemente "coarsening-upward" na curva de

raios gama, bem correlacionável ao dos poços a leste (1-TI-1-SP e 2-TB-1-SP) e representativo de fácies mais distais.

f. Uma feição geotectônica importante na região oeste paulista é o Alinhamento Estrutural de Guapiara, ativo já no Devoniano, como paleoalto submerso, limitando uma sub-bacia a sul e outra a norte, no âmbito da Bacia do Paraná, em acordo com conclusões já apresentadas por autores a partir da interpretação de dados aeromagnéticos.

g. A atuação do Alinhamento de Guapiara parece ter sido particularmente efetiva ao tempo da deposição da subseqüência regressiva da Formação Ponta Grossa, na área dos poços a oeste do Estado de São Paulo, condicionando ambientes de sedimentação mais restritos, com persistência de águas rasas. Em tal situação, a área compreendida entre esse alinhamento e o de São Jerônimo-Curiúva se posicionaria como megabloco mais elevado, com basculamento para NW, em relação àqueles limitados pelos alinhamentos mais centrais da bacia, durante a sedimentação da unidade. A área mais subsidente seria a contígua, abrangida pelos Alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonso (depocentro meridional).

h. As áreas-fontes estariam localizadas em regiões a leste e/ou leste-nordeste do Estado de São Paulo, fato reforçado pelo caráter mais arenoso do poço 2-TB-1-SP (Taciba, SP) a leste da área. A presença subordinada de fragmentos de rochas vulcânicas e de metassedimentares evidencia pelo menos alguma contribuição de leste, possivelmente derivada das rochas do Grupo Açungui.

i. Os poços situados no Estado do Paraná apresentam comportamento litofaciológico mais diferenciado, com presença de três subseqüências sedimentares, e ocorrendo as seções mais arenosas (com sedimentação progradacional na subseqüência média) na parte oeste da sub-bacia sul.

j. O poço 2-AN-1-PR (Altônia, PR) é o que mostra melhor correspondência com os poços 1-TI-1-SP (Tarabai, SP) e 2-TB-1-SP (Taciba, SP) da área paulista, ou seja, com características mais próprias de maior proximidade de borda de bacia; pacotes sedimentares de feições regressivas aparecem bem desenvolvidos no perfil de

raios gama.

k. Para as seções localizadas mais próximo ao depocentro meridional, representadas nos poços 2-RI-1-PR (Rio Ivaí,PR), 1-RO-1-PR (Roncador, PR), 2-RP-1-PR (Rio Piquiri, PR), 2-CS-1-PR (Chapéu do Sol nº 01), incluindo-se 1-CA-3-PR (Cândido de Abreu nº 03), e, portanto, com as maiores espessuras na área, estão bem preservadas três subseqüências sedimentares, correspondentes à divisão estratigráfica da Formação Ponta Grossa (subsuperfície) principalmente através de perfis elétricos/radioativos, com suas litologias características.

l. Nos poços estudados, a subseqüência inferior, pelítica, apresenta-se tipicamente transgressiva. A média, de configuração dominantemente regressiva no perfil de raios gama, a exemplo da subseqüência superior nos poços da região oeste paulista, compreende depósitos arenosos que devem se enquadrar, de modo geral em modelo de macromarés, talvez com profundidades de lâmina d'água semelhantes às da denominada zona de transição e de "shoreface", e podendo estar associados a pequenos deltas cratônicos (borda oeste). A subseqüência superior mostra um padrão acentuado de oscilações, variando de síltico-arenosa a pelítica, com ciclos de sedimentação marinha rasa, mais costeira, em prováveis condições de mesomarés, e alternados com sedimentação propriamente marinha, de origem transgressiva, ocorrendo em situação de inframaré. O tipo de padrão oscilatório ("fining-upward") próximo ao topo de algumas das seções, com o desenvolvimento de pequenos corpos de areia de formato de curva digitado, pode sugerir, também, efeitos tectônicos.

m. Nesses poços do depocentro, a subseqüência superior da unidade corresponde à litofácies que tende a ser mais persistente, espessa.

n. Podem ser reconhecidos marcos elétricos/radioativos (folhelhos) de maior extensão, significativos para a Formação Ponta Grossa, nessa área.

o. Para essas seções, parece haver duas fontes de sedimentos, com sentidos opostos, uma aproximadamente a leste-nordeste, e a

outra a oeste/sudoeste, esta mais efetiva durante a deposição da subseqüência média.

p. Os poços 2-CS-1-PR (Chapéu do Sol nº 01) e 1-CS-2-PR (Chapéu do Sol nº 02), embora contíguos, apresentam expressiva variação na espessura das seções da Formação Ponta Grossa, com quase o dobro no primeiro, mas, mantendo comportamento litofaciológico similar na subseqüência inferior e boa correspondência, também, na subseqüência média, o que evidencia a ocorrência de subcompartimentação local da bacia a partir da deposição do intervalo superior da unidade, ou na fase erosiva pré-carbonífera, com comportamento estrutural de bloco mais alto na área da locação do 1-CS-2-PR.

q. Esse poço, 1-CS-2-PR, é melhor correlacionável litofaciologicamente e em termos de espessura, conforme mostram os perfis elétricos e as amostras de calha, ao poço 1-PT-1-PR (Pitanga, PR), situado a leste, o qual registra apenas os sedimentos da base da subseqüência superior, reconhecida pelo contato definido por padrão de raios gama indicativo de retomada dos processos transgressivos (de início, retrabalhamento dos sedimentos previamente depositados, com transgressão erosiva). O poço 1-PT-1-PR deve estar localizado no bloco alto abrangendo a área do poço 1-CS-2-PR, resultante de falhamentos mais ativos ao final da sedimentação da Formação Ponta Grossa.

r. Na área estudada na dissertação, de modo geral, as regiões relativamente mais subsidentes, durante a deposição da unidade, estariam situadas entre os Alinhamentos do Rio Alonso e do Rio Piquiri, salientando-se condições de subsidência lenta, com declividade suave do substrato da bacia para a faixa centro-oeste do Estado do Paraná. A área de Apucarana (entre os Alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonso), fora dos limites aqui propostos, apresentaria situação de águas mais profundas, com formação de depósitos de prodelta (correspondentes à subseqüência média).

s. O sentido da calha deposicional para a Formação Ponta Grossa, na sub-bacia sul, tem nítida direção SE-NW, mas, existe um "trend" secundário de fraca orientação SW-NE, na sua parte mais meridional, como mostra o mapa de isópacas.

t. Através de correlação litológica e estratigráfica dos poços da área oeste do Estado de São Paulo, salienta-se a mudança de sentido de áreas-fontes, deslocando-se de leste-nordeste para aproximadamente norte-noroeste, ao se passar da Formação Ponta Grossa para a Formação Itararé, sobrejacente.

u. Na passagem Furnas-Ponta Grossa, para os poços estudados da área paulista e do Estado do Paraná, prevalece contato transicional, ainda que, às vezes, em um intervalo restrito.

v. Os elementos de que se dispõe apoiando o sentido de entrada principal do mar devoniano, na sub-bacia sul, através do leste do Estado do Paraná, são os já postulados, como: a maior espessura da unidade na região do atual Arco de Ponta Grossa; a ocorrência de contato mais restrito na passagem Furnas-Ponta Grossa em poços da área; a ausência da formação para sul da Bacia do Paraná. Acrescenta-se, ainda, a presença de declividade mais acentuada em certas áreas ("slopes" locais), para o centro-leste e leste da sub-bacia sul, conforme se depreende do rápido e expressivo espessamento de intervalos da unidade (como no poço 1-CA-3-PR) e da persistência de arcóseos líticos e micáceos, às vezes com areniitos pouco mais grosseiros, na seção do poço 1-R-1-PR (Reserva, PETROBRÁS). É possível considerar uma entrada secundária do mar devoniano a sul-sudoeste da sub-bacia meridional, principalmente ao tempo da deposição da subseqüência inferior da Formação Ponta Grossa, fato sugerido seja pela presença do "trend" SW-NE verificado no mapa de isópacas, seja pelo espessamento ocasional da unidade naquela direção, a exemplo da seção do poço 1-RS-1-PR (Rio Segredo, PR), com provável ocorrência de baixo estrutural durante a sedimentação da subseqüência inferior, ou, mesmo, pelo registro dos sedimentos da formação em áreas mais a sudoeste da bacia, no Estado de Santa Catarina, como nos poços 1-GO-1-SC (Galvão, SC) e 1-SE-1-SC (Seara, SC), embora, no último, estando relacionados a zonas de movimentação e preservando-se da erosão pré-carbonífera pela existência de fossa tectônica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDRADE,S.M.de & CAMARÇO, P.E.N. - 1980 - Estratigrafia dos sedimentos devonianos do flanco nordeste da Bacia do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Balneário de Camboriú,SC, 1980. Anais... Balneário de Camboriú, SBG, v. 5, pp. 2828-2836.

ARCHER,A.W. & MAPLES,C.G. - 1984 - Trace-fossil distribution across a marine-to-nonmarine gradient in the Pennsylvanian of southwestern Indiana. Jour. Paleont., 58 (2): 448-466.

BANKS,N.L. - 1973 - Tide-dominated offshore sedimentation, Lower Cambrian, north Norway. Sedimentology, 20 (2): 213-228.

BERVEN,R.J. - 1966 - Cardium sandstone bodies, Crossfield-Garrington area, Alberta. Can. Petrol. Geol. Bull., 14: 208-240.

BOUCOT,A.J. & GILL,E.D. - 1956 - Australocoelia, a new Lower Devonian brachiopod from South Africa, South America and Australia. Jour. Paleont., 30 (5): 1173-1178.

BOUMA,A.H. - 1962 - Sedimentology of some flysch deposits; a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, Elsevier Publ. Co., 168 pp.

BOUMA,A.H. - 1968 - Distribution of minor structures in Gulf of Mexico sediments. Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., 18: 26-33.

BOURGEOIS,J. - 1980 - A transgressive shelf-sequence exhibiting hummocky stratification: the Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), southwestern Oregon. Jour. Sed. Petrology, 50 (3): 681-702.

BRENCHLEY,P.J. & NEWALL,G. - 1982 - Storm-influenced inner-shelf sand lobes in the Caradoc (Ordovician) of Shropshire, England. Jour. Sed. Petrology, 52 (4): 1257-1269.

BRENCHLEY,P.J.; NEWALL,G.; STANISTREET,I.G. - 1979 - A storm surge origin for sandstone beds in an epicontinental platform sequence, Ordovician, Norway. Sed. Geol., 22 (3/4): 185-217.

BRENNER,R.L. - 1978 - Sussex Sandstone of Wyoming - example of Cretaceous offshore sedimentation. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 62 (2): 181-200.

BROWN JR.,L.F. - 1979 - Deltaic sandstone facies of the Mid-continent. In: Hyne,N.J., ed. - Pennsylvanian sandstones of the Mid--continent. Oklahoma, Tulsa Geol. Soc., Special Publication nº 1, pp. 35-63, illus. (AAPG Mid-continent Regional Meeting).

CAMPBELL,C.V. - 1966 - Truncated wave-ripple laminae. Jour. Sed. Petrology, 36 (3): 825-828.

CANT,D.J. - 1984 - Development of shoreline-shelf sand bodies in a Cretaceous epeiric sea deposit. Jour. Sed. Petrology, 54 (2): 541-556.

CAROZZI,A.V.; FALKENHEIN,F.U.H.; CARNEIRO,R.G.; ESTEVES,F.R.; CONTREIRAS,C.J.A. - 1975 - Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. Rio de Janeiro. PETROBRÁS, CENPES, DINTEP. Série Ciência - - Técnica - Petróleo, Seção: Exploração de Petróleo, Publ. nº 7, 48 pp., apênd. 49 figs.

CASTER,K.E. - 1939 - A Devonian fauna from Colombia. Bull. Amer. Paleont., Ithaca, New York, 24 (83): 1-218, pls. 1-14.

CASTER,K.E. - 1954a - A Devonian placocystoid echinoderm from Paraná, Brazil. In: Lange, F.W., ed. - Paleontologia do Paraná (Volume Comemorativo do 1º Centenário do Estado do Paraná). Curitiba, Publ. Comis. Comemorações do Centenário do Paraná pp. 137-148.

CASTER,K.E. - 1954b - A new carpoid echinoderm from the Paraná Devonian. An. Acad. Bras. Ciênc., 26 (1): 123-147, ils.

CHAMBERLAIN,C.K. - 1973 - Bathymetry and paleoecology of Quachita geosyncline of southeastern Oklahoma as determined from trace fossils. In: Paleoecology. Tulsa, Oklahoma, AAPG, Reprint Series nº 6, pp. 242-258.

CHAMBERLAIN,C.K. - 1978 - Recognition of trace fossils in cores.

In: Basan, P.B., ed. - Trace fossil concepts. Oklahoma, SEPM, Short Course nº 5, pp. 119-166.

CIGUEL,J.H.G.; RÖSLER,O.; CAMINEIRO,D. - 1984 - Tentaculitoidea da Formação Ponta Grossa no Estado do Paraná. In: CONGR.BRAS.GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais ... Rio de Janeiro, SBG, v. 2, pp. 655-669.

CLARKE,J.M. - 1913 - Fósseis devonianos do Paraná. Rio de Janeiro, Serv. Geol. Mineral. do Brasil, Monografia I, 353 pp.

CURRAY,J.R. - 1964 - Transgressions and regressions. In: Miller,R.L., ed. - Papers in marine geology (Shepard Commemorative Volume). New York, The Macmillan Co.; London, Coolier - Macmillan Ltd., pp. 175-203.

DAEMON,R.F.; QUADROS,L.P.; SILVA,L.C. - 1967 - Devonian palynology and biostratigraphy of the Paraná Basin. Bol. Paran. Geociênc., Curitiba, (21/22): 99-132.

DOTT JR.,R.H. - 1964 - Wacke, graywacke and matrix - what approach to immature sandstone classification? Jour. Sed. Petrology, 34 (3): 625-632.

DOTT JR., R.H. & BOURGEOIS,J. - 1982 - Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. Geol. Soc. Amer. Bull., 93 (8): 663-680.

EKDALE,A.A. & BROMLEY,R.G. - 1984 - Comparative ichnology of shelf -sea and deep-sea chalk. Jour. Paleont., 58 (2): 322-332.

EMBRY,A.F.; REINSON,G.E.; SCHLUGER,P.R. - 1974 - Shallow marine sandstones: a brief review. In: Shawa, M.S., ed. - Use of sedimentary structures for recognition of clastic environments. Can. Soc. Petrol. Geol., Core Conference Guidebook, pp. 53-66.

ERXLEBEN,A.W. - 1975 - Depositional systems in the Canyon Group (Pennsylvanian System), north - central Texas. Austin, Texas, Univ. Texas, Bureau Econ. Geol., Report of Investigations nº 82, 75 pp., illus.

EVANS,W.E. - 1970 - Imbricate linear sandstone bodies of Viking Formation in Dodsland - Hoosier area of southwestern Saskatchewan, Canada. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 54 (3):469--486.

FERREIRA,F.J.F. - 1982 - Alinhamentos estruturais-magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. In: GEOLOGIA DA BACIA DO PARANÁ; reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos. São Paulo. PAULIPETRO, 1982, pp. 143-166. (PAULIPETRO Publ. nº 12/IPT Publ. 1217). (Trabalho baseado na Dissertação de Mestrado do autor, apresentada ao Inst. Geociênc., USP, 1982 - "Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa", 169 pp., anexos).

FERREIRA,F.J.F.; MORAES,R.A.V. de; FERRARI,M.P.; VIANNA,R.B.-1981- Contribuição ao estudo do Alinhamento Estrutural de Guapiara. In: SIMP. REG. GEOL., 3, Curitiba, 1981. Atas ... Curitiba, SBG, Núcleo de São Paulo, v. 1, pp. 226-240.

FERREIRA,F.J.F.; DAITX,E.C.; MORAES,M.C. de - 1984 - Nova manifestação do magmatismo mesozóico associada ao Arco de Ponta Grossa: o complexo gabróide Barra do Estrela. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais ... Rio de Janeiro, SBG, v. 4, pp. 1693-1706.

FOLK,R.L. - 1974 - Petrology of sedimentary rocks. 2. ed. Austin, Texas, Univ. Texas, Hemphill Publ. Co., 182 pp.

FREY,R.W. & PEMBERTON,S.G. - 1984 - Trace fossil facies models. In: Walker, R.G., ed. - Facies models. 2. ed. Toronto, Ontario, Geol. Assoc. Canada, Geoscience Canada, Reprint Series 1, pp. 189-207.

FÚLFARO,V.J. - 1971 - A evolução tectônica e paleogeográfica da Bacia Sedimentar do Paraná pelo "trend - surface analysis". São Paulo, Inst. Geociências, USP, 112 pp. Tese de Livre-Docência.

FÚLFARO,V.J.; GAMA JR.,E.; SOARES,P.C. - 1980 - Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. São Paulo. PAULIPETRO. 155 pp., 34

ils. (PAULIPETRO Rel. BP-008/80).

FÚLFARO,V.J.; SAAD,A.R.; SANTOS,M.V. dos; VIANNA,R.B. - 1982 - Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. Rev. Bras. Geociênc., São Paulo, 12 (4): 590-610.

HARMS,J.C. - 1975 - Stratification and sequence in prograding shoreline deposits. In: Harms, J.C.; Southard, J.B.; Spearing D. R.; Walker, R.G., eds. - Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Oklahoma, SEPM, Short Course 2, Lecture Notes, pp. 81--102.

HAYES,M.O. & MICHEL,J. - 1982 - Shoreline sedimentation within a forearc embayment, Lower Cook Inlet, Alaska. Jour. Sed. Petrology, 52 (1): 251-263.

HOUBOLT,J.J.H.C. - 1968 - Recent sediments in the southern bight of the North Sea. Geol.Mijnbouw, 47 (4): 245-273.

HUNTER,R.E. & CLIFTON,H.E. - 1982 - Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon. Jour. Sed. Petrology, 52 (1): 127-143.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT - 1982a - Análises petrográficas pormenorizadas, análises mineralógicas da fração argila e fotomicrografias de seções delgadas; poço 2-CS-1-PR, Chapéu do Sol, Paraná. São Paulo. DMGA/Agrupamento de Petrologia. 2 v. (IPT Certificado 644 864) (PAULIPETRO Rel. AE-032/81).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT - 1982b - Análises petrográficas pormenorizadas, análises mineralógicas da amostra total e da fração argila e fotomicrografias; poço 2-CB-1-SP, Cuiabá Paulista, São Paulo. São Paulo. DMGA/Agrupamento de Petrologia. 2 v. (IPT Certificado 648 951) (PAULIPETRO Rel. AE-034/81).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT - 1982c - Análises petrográficas pormenorizadas, análises minera

lógicas da amostra total e da fração argila e fotomicrografias; poço 2-RI-1-PR, Rio Ivaí, Paraná. São Paulo. DMGA/Agrupamento de Petrologia. 2 v. (IPT Certificado 657 976) (PAULIPETRO Rel. AE-052/82).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT - 1983a - Análises petrográficas pormenorizadas, análises mineralógicas da amostra total e da fração argila e fotomicrografias; poço 3-CB-2-SP, Cuiabá Paulista, São Paulo. São Paulo. DMGA/Agrupamento de Petrologia. 3 pp., anexos A-D. (IPT Certificado 674 665) (PAULIPETRO Rel. AE-063/83).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT - 1983b - Relatório das análises estratigráficas do poço 1-TI-1-SP (Tarabai nº 01); bloco ACS-43. São Paulo. DIPET/DPG. 27 pp., anexos. (IPT Rel. 18 230) (PAULIPETRO Rel. RT-469/83).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT - 1983c - Relatório das análises estratigráficas do poço 3-CB-2-SP (Cuiabá Paulista nº 02); bloco ACS-42. São Paulo. DIPET/DPT. 34 pp., anexos. (IPT Rel. 18 758) (PAULIPETRO Rel. RT-521/83).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT - 1984a - Relatório final do poço estratigráfico Rio Piquiri nº 01 (2-RP-1-PR); bloco ACS-75; por Ari Camargo de Oliveira e Vicente Giglio Neto. São Paulo. 2 v. (IPT Rel. 19 256) (PAULIPETRO Rel. RT-333/82).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT - 1984b - Relatório das análises estratigráficas do poço 1-CS-2-PR, Chapéu do Sol nº 02; bloco ACS-76. São Paulo. DIPET/DPG. 33 pp., anexos. (IPT Rel. 19 455) (PAULIPETRO Rel. RT-539/83).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT - 1984c - Relatório final do poço pioneiro Roncador nº 01 (1-RO-1-PR); bloco ACS-75; por Alméria Barros França, Antonio Roberto Saad, José Geraldo Resende Rola e Flávio de Paula e Silva. São Paulo. 70 pp., anexos. (IPT Rel. 19 579) (PAULIPETRO Rel. RT-470/82).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT - 1984d - Relatório final do poço pioneiro Pitanga nº 01 (1-PT-1-PR); bloco ACS-76; por Almério Barros França, José Geraldo Resende Rola e José Alfredo Guimarães de Sá. São Paulo. 36 pp., anexos, apênd. Rel. RT-234/82. (IPT Rel. 19 879) (PAULIPETRO Rel. RT--464/82).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT - 1984e - Relatório final do poço pioneiro Chapéu do Sol nº 02 (1-CS-2-PR); bloco ACS-76; por Almério Barros França e José Geraldo Resende Rola. São Paulo. 38 pp., anexos, apênd. Rel. RT--427/83. (IPT Rel. 19 931) (PAULIPETRO Rel. RT-542/83).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT - 1984f - Relatório final do poço pioneiro Cândido de Abreu nº 03 (1-CA-3-PR); bloco ACS-76; por José Geraldo Resende Rola e Almério Barros França. São Paulo. 43 pp., anexos, apênd. Rels. RT-410/82 e RT-486/83. (IPT Rel. 20 198) (PAULIPETRO Rel. RT--390/82).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT - 1984g - Relatório final do poço pioneiro Rio Segredo nº 01 (1-RS-1-PR); bloco ACS-77; por Ari Camargo de Oliveira. São Paulo. 73 pp., anexos, apênd. Rel. RT-402/82. (IPT Rel. 20 370) (PAULIPETRO Rel. RT-530/83).

LANGE, F.W. - 1943 - Novos fósseis devonianos do Paraná. Arq. Mus. Paran., Curitiba, 3: 215-231.

LANGE, F.W. - 1947 - Anelídeos poliquetas dos folhelhos devonianos do Paraná. Arq. Mus. Paran., Curitiba, 6: 161-230.

LANGE, F.W. - 1954 - Paleontologia do Paraná. In: ——. - Paleontologia do Paraná (Volume Comemorativo do 1º Centenário do Estado do Paraná). Curitiba, Publ. Comis. Comemorações do Centenário do Paraná, pp. 1-105.

LANGE, F.W. - 1967 - Biostratigraphic subdivision and correlation of the Devonian in the Paraná Basin. Bol. Paran. Geociênc., Curitiba, (21/22): 63-98.

LANGE,F.W. & PETRI,S. - 1967 - The Devonian of the Paraná Basin. Bol. Paran. Geociênc., Curitiba, (21/22): 5-55.

LOWE,D.R. - 1982 - Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Jour. Sed. Petrology, 52 (1): 279-297.

MIALL,A.D. - 1984 - Deltas. In: Walker,R.G., ed. - Facies models. 2. ed. Toronto, Ontario, Geol. Assoc. Canada, Geoscience Canada, Reprint Series 1, pp. 105-118.

MORAES REGO,L.F. de - 1931 - As estruturas antigas do Brasil. An. Esc. Min. Ouro Preto, Ouro Preto, (22): 27-85.

MORAES REGO,L.F. de - 1940 - O sistema devoniano do Brasil. Anuário Esc. Politécn. São Paulo, São Paulo, USP, Ano 7, Série 2, pp. 127-224, 14 figs.

MOUNT,J.F. - 1982 - Storm-surge-ebb origin of hummocky cross-stratified units of the Andrews Mountain Member, Campito Formation (Lower Cambrian), White-Inyo Mountains, eastern California. Jour. Sed. Petrology, 52 (3): 941-958.

MÜHLMANN,H.; SCHNEIDER,R.L.; TOMMASI,E.; MEDEIROS,R.A.; DAEMON,R.F.; NOGUEIRA,A.A. - 1974 - Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. Ponta Grossa,PR. PETROBRÁS/DESUL. 186 pp.,ils. (PETROBRÁS Rel. DESUL-444).

NORTHFLEET,A.A.; MEDEIROS,R.A.; MÜHLMANN,H. - 1969 - Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. Bol. Téc. PETROBRÁS, Rio de Janeiro, 12 (3): 291-346.

OLIVEIRA,E.P. - 1912 - Terreno devoniano do sul do Brasil. An. Esc. Min. Ouro Preto, Ouro Preto, (14): 31-41.

PAULIPETRO - CONSÓRCIO CESP/IPT - 1982 - Mapa geológico-estrutural da Bacia do Paraná; escala 1:5 000 000; por Mário Vital dos Santos e Antonio Roberto Saad. In: GEOLOGIA DA BACIA DO PARANÁ; reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos. São Paulo. (PAULIPETRO Publ. nº 12/IPT Publ. 1217) (Anexo).

PAULIPETRO - CONSÓRCIO CESP/IPT - 1982a - Relatório final das análises do poço Chapéu do Sol nº 01 (2-CS-1-PR); bloco ACS-76. São Paulo. GEL. 2 v. (PAULIPETRO Rel. RT-136/82).

PAULIPETRO - CONSÓRCIO CESP/IPT - 1982b - Relatório final das análises do poço 2-CB-1-SP (Cuiabá Paulista nº 01); bloco ACS-42. São Paulo. GEL. 45 pp., anexos. (PAULIPETRO Rel. RT-157/82).

PAULIPETRO - CONSÓRCIO CESP/IPT - 1982c - Relatório final das análises do poço estratigráfico 2-RP-1-PR (Rio Piquiri nº 01); bloco ACS-75. São Paulo. GEL. 50 pp., anexos. (PAULIPETRO Rel. RT--176/82.

PAULIPETRO - CONSÓRCIO CESP/IPT - 1982d - Relatório final do poço estratigráfico 2-CS-1-PR (Chapéu do Sol nº 01); bloco ACS-76; por Flávio de Paula e Silva. São Paulo. GEB. 76 pp., anexos. (PAULIPETRO Rel. RT-191/82).

PAULIPETRO - CONSÓRCIO CESP/IPT - 1982e - Relatório final das análises do poço estratigráfico Rio Ivaí nº 01 (2-RI-1-PR); bloco ACS-73. São Paulo. GEL. 60 pp., anexos. (PAULIPETRO Rel. RT--195/82.

PAULIPETRO - CONSÓRCIO CESP/IPT - 1982f - Relatório das análises do poço pioneiro Roncador nº 01 (1-RO-1-PR); bloco ACS-75. São Paulo. GEL. 58 pp., anexos. (PAULIPETRO Rel. RT-198/82).

PAULIPETRO - CONSÓRCIO CESP/IPT - 1982g - Relatório das análises do poço estratigráfico Altônia nº 01 (2-AN-1-PR); bloco ACS-72. São Paulo. GEL. 53 pp., anexos. (PAULIPETRO Rel. RT-340/82).

PETRI,S. - 1948 - Contribuição ao estudo do Devoniano paranaense. Bol. Div. Geol. Mineral., Rio de Janeiro, DNPM, (129): 1-125, ils.

PETRI,S. - 1967 - Sobre a ocorrência de lamelibrânquios pteriõides no Devoniano do Paraná. Bol. Soc. Bras. Geol., São Paulo, 16 (2): 13-22.

PICKERILL,R.K. & HURST,J.M. - 1983 - Sedimentary facies, depositional environments, and faunal associations of the Lower Llandovery (Silurian) Beechill Cove Formation, Arisaig, Nova Scotia.

Can. Jour. Earth Sci., 20 (12): 1761-1779.

PINTO,I.D. & PURPER,I. - 1984 - Ostracodes devonianos da Bacia do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, v. 2, pp. 1012-1013.

PIRSON,S.J. - 1977 - Sedimentological studies by log curve shapes. In: ——. - Geologic well log analysis. 2. ed. Houston, Texas, Gulf Publ. Co., pp. 44-71.

POPP,M.T.B. - 1984 - Trilobitas devonianos da Formação Ponta Grossa no Estado do Paraná - Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, v. 2, p. 1013.

QUADROS,R. - 1984 - Brachiopodas do Devoniano de Mato Grosso. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, v. 2, p. 1012.

REINECK,H.E. & SINGH,I.B. - 1973 - Depositional sedimentary environments; with reference to terrigenous clastics. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 439 pp., illus.

REINECK,H.E. & SINGH,I.B. - 1980 - Depositional sedimentary environments. 2. ed. rev. aum. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 549 pp., 683 figs.

REINSON,G.E. - 1979 - Facies models 6. Barrier island systems. In: Walker, R. G., ed. - Facies models. Toronto, Ontario, Geol. Assoc. Canada, Geoscience Canada, Reprint Series 1, pp. 57-74.

RIBEIRO DE ALMEIDA,T.I. - 1982 - O Arco de Ponta Grossa: uma proposta de configuração a partir da interpretação de dados de sensoriamento remoto. São José dos Campos, SP, CNPq/INPE, 108 pp., apênds. Dissertação de Mestrado.

SCHNEIDER,R.L.; MÜHLMANN,H.; TOMMASI,E.; MEDEIROS,R.A.; DAEMON,R.F.; NOGUEIRA,A.A. - 1974 - Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre, SBG, v. 1, pp. 41-65.

SCHOLLE,P.A. - 1981 - A color illustrated guide to constituents,

textures, cements, and porosities of sandstones and associated rocks. 2. ed. Tulsa, Oklahoma, AAPG, Memoir 28, 201 pp.

SEILACHER,A. - 1978 - Use of trace fossils for recognizing depositional environments. In: Basan, P.B.,ed. - Trace fossil concepts. Oklahoma, SEPM, Short Course Nº 5, pp. 167-181.

SELLEY,R.C. - 1982 - Ancient sedimentary environments. 2.ed. reimp. Ithaca, New York, Cornell Univ. Press, 287 pp.

SERRA,O. & SULPICE,L. - 1975 - Sedimentological analysis of shale--sand series from well logs. In: ANNUAL LOGGING SYMPOSIUM, 16, Houston, Texas, 1975. Transactions... Houston, SPWLA, 23 pp.,illus.

SHIRLEY,J. - 1963 - The distribution of Lower Devonian faunas. In: Nairn, A.E.M.,ed. - Problems in palaeoclimatology. London, Interscience Publishers, pp. 255-261 e 297-299.

SPEARING,D.R. - 1976 - Upper Cretaceous Shannon Sandstone: an offshore, shallow-marine sand body. In: ANNUAL FIELD CONFERENCE, 28, Wyoming, 1976. Guidebook, Wyoming Geol. Assoc., pp. 65-72, illus.

SWIFT,D.J.P. - 1975 - Tidal sand ridges and shoal-retreat massifs. Marine Geol., 18 (2): 105-134.

TANKARD,A.J. & BARWIS,J.H. - 1982 - Wave-dominated deltaic sedimentation in the Devonian Bokkeveld Basin of South Africa. Jour. Sed. Petrology, 52 (3): 959-974.

WALKER,R.G. - 1984 - Shelf and shallow marine sands. In. ——. -Facies models. 2. ed. Toronto, Ontario, Geol. Assoc. Canada, Geoscience Canada, Reprint Series 1, pp. 141-170.

WEBER,K.J. - 1971 - Sedimentological aspects of oil fields in the Niger Delta. Geol. Mijnbouw, 50 (3): 559-576.

WENTWORTH,C.K. - 1922 - A scale of grade and class terms for clastic sediments. Jour. Geol., 30 (5): 377-392.

WOODROW,D.L. & ISLEY,A.M. - 1983 - Facies, topography, and sedimentary processes in the Catskill Sea (Devonian), New York and

Pennsylvania. Geol. Soc. Amer. Bull., 94 (4): 459-470.

WRIGHT,L.D. - 1977 - Sediment transport and deposition at river mouths: A synthesis. Geol. Soc. Amer. Bull., 88 (6): 857-868.

WUNDERLICH,F. - 1970 - Genesis and environment of the "Nellenköpfchenschichten" (Lower Emsian, Rheinian Devon) at locus typicus in comparison with modern coastal environment of the German Bay. Jour. Sed. Petrology, 40 (1): 102-130.