Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

Contribuição ao Estudo das Estruturas Sedimentares na Formação Rio Bonito - Estado de Santa Catarina

Ana Emília Mendes Piccoli

Pesquisas em Geociências, 7 (1): 45-109, Jan./Abr., 1977.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/21821>

Publicado por

Instituto de Geociências

Portal de Periódicos
UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - Jan./Abr., 1977.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DAS ESTRUTURAS SEDIMENTARES NA FORMAÇÃO RIO BONITO – ESTADO DE SANTA CATARINA

Ana Emilia Mendes Piccoli *

SINOPSE

O trabalho apresenta os resultados iniciais do estudo das estruturas sedimentares e sua significação ambiental em sedimentos da Formação Rio Bonito. A pesquisa é baseada em análise de testemunhos de nove sondagens da bacia carbonífera ao Sul de Santa Catarina. Para comparação de dados foram feitas observações em afloramentos.

A Formação Rio Bonito é constituída, principalmente de arenitos arcoseanos e feldspáticos, na base, de siltitos e folhelhos, alguns carbonosos na parte média e, no topo, predominantemente, de arenitos quartzosos, mais finos que os da base, associados às camadas de carvão superiores, entre as quais sobressai a camada de Carvão Barro Branco que se apresenta contínua por toda a área estudada.

Os resultados da interpretação das estruturas sedimentares e litologias mostraram que a Formação Rio Bonito, ao Sul de Santa Catarina, foi depositada em um ambiente tipicamente deltaico. A ausência de sedimentos e fósseis marinhos afasta a hipótese de delta marinho.

Inclue-se considerações sobre os contatos entre as Formações Rio Bonito e Palermo.

SUMMARY

This paper concerns the Rio Bonito Formation in relation to its sedimentary structures and environmental significance. The study was based on the analysis of nine drill hole's cores from the coal basin of the southern part of the State of Santa Catarina. Outcrops were also studied for comparative purposes.

The base of this Formation consists mainly of arkosic and feldspatic sandstones. The medium part contains siltstones and shales, partly carbonaceous in nature. The top consists mainly of quartzitic sandstones that are finer than that occurring at the base. Those are associated with the upper coal seams, the more important being the Barro Branco coal seam, that is continuous all over the area studied.

The sediments of the Rio Bonito Formation studied here were deposited in a typical deltaic environment. This is indicated by the sedimentary structures and lithologies present in that area. The absence of marine levels as well as of marine fossils does not support a marine delta hypothesis.

Considerations about the contact between the Rio Bonito and Palermo Formations are also included.

I – INTRODUÇÃO

1.1 - Generalidades

Os sedimentitos gondwânicos do Grupo Tubarão, de Santa Catarina, têm sido alvo de estudos geológicos e estratigráficos, não só devido a sua importância econômica, como também por seu significado paleogeográfico, sua diversificação de tipos de sedimentos, sua extensão, seu conteúdo fossilífero e por estarem nele contidas rochas representantes da glaciação permocarbonífera.

O Grupo Tubarão, foi originalmente proposto por WHITE (1908) na categoria de "Série" para as camadas de sedimentos glaciais, glaciênicos e pós-glaciais associados a camadas de carvão.

Em 1927, OLIVEIRA (apud ROCHA-CAMPOS, 1967) separou os níveis glaciais e carbonosos em duas seqüências de idade diversa. Na inferior, incluiu as rochas glaciais e denominou "Série" Itararé; enquanto que a pós-glacial recebeu a denominação de "Série" Tubarão, contendo carvão e restos da flora *Glos-*

PESQUISAS, PORTO ALEGRE, 7:45-109, FEVEREIRO 1977.

* Curso de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS
– Bolsista do CNPq.

sophteris. GORDON JR. (1947, apud ROCHA CAMPOS, 1967) voltou à concepção original de WHITE (op. cit.) e sugeriu a divisão da "Série" Tubarão em duas seqüências: o Grupo Itararé, para abranger os depósitos glaciais e o Grupo Guatá, para as camadas não glaciais, incluindo o carvão e rochas associadas, localmente subdividido em duas unidades: Formação Rio Bonito e Folhelho Palermo. ROCHA CAMPOS (1967) substitui o termo cronoestratigráfico "Série" pela designação litoestratigráfica de Grupo Tubarão. No mesmo trabalho, o autor introduz, provisoriamente, as designações de Subgrupo Itararé e Subgrupo Guatá. Está incluída no Subgrupo Guatá a Formação Rio Bonito, pertencente ao Permiano Inferior e composta de uma seqüência de arenitos, siltitos e folhelhos com locais ocorrências de camadas calcárias e carvões.

O presente trabalho visa a fornecer mais um parâmetro para a interpretação do ambiente deposicional das camadas de carvão e, mais especificamente, do ambiente de deposição da Formação Rio Bonito na região carbonífera do Sul do Estado de Santa Catarina. A análise e tentativa de interpretação das estruturas sedimentares que ocorrem no Subgrupo Itararé serviu apenas como estudo complementar, visando a uma comparação com a Formação Rio Bonito, uma vez que esta unidade é o objeto primordial da pesquisa.

PUTZER (1952, 1955), MACHADO (1970, 1972) e MACHADO, DEQUECH e CASTANHO (1962), entre outros, têm focalizado diferentes aspectos da importância das estruturas sedimentares no estudo dos ambientes de sedimentação em trabalhos que se referem ao condicionamento geológico e estratigráfico das jazidas carboníferas.

Estudos específicos sobre as estruturas sedimentares foram realizados por MARQUES F.^o, SALAMUNI e SOBANSKI (1965) na área de Rio Negro - Mafra em sedimentos do Grupo Tubarão e por SALAMUNI (1962) em rochas do Grupo Passa Dois. Estes e outros trabalhos semelhantes, como os de BIGARELLA, SALAMUNI e MARQUES F.^o (1966) e os de LUDWIG (1964), THOMAZ F.^o (1967) e BAUMGARTEN, FALKENHEIN, ESTRELLA, OLIVEIRA, CHAGAS e CARVALHAES (1973) pertencentes ao corpo de geólogos da Petrobrás, podem ser considerados como pioneiros neste campo de pesquisa no Brasil.

O estudo das estruturas sedimentares, além de auxiliar no diagnóstico de ambientes deposicionais, serve como guia estratigráfico na determinação de topo e base de camadas, assim como indicador do sistema de paleocorrentes e índice das condições das mesmas. O

valor das estruturas sedimentares na interpretação dos processos de sedimentação prende-se, ainda, ao fato de refletir mudanças químicas, físicas e orgânicas sin e pós-deposicionais.

Deve ser acrescentado que a análise das estruturas das rochas sedimentares e sua significação não serve como critério absoluto para diagnosticar ambientes de deposição. É utilizado como dado complementar que, somado a trabalhos geológicos, estratigráficos e sedimentológicos da área em estudo, fornecerão subsídios para solucionar problemas ligados à seqüência sedimentar do Grupo Tubarão.

1.2 - Agradecimentos

Este trabalho foi realizado sob a orientação do Prof. Dr. Paulo M. de Figueiredo F.^o, do Curso de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, ao qual expressamos especial agradecimento pelo incentivo e orientação segura que soube transmitir.

Agradecemos, também, aos professores Zuleika C. Corrêa da Silva, Carlos Alfredo Bortoluzzi, Luiz Roberto Silva Martins, Hardy Jost e Natalio Gamermann, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pelas valiosas informações e auxílios prestados durante a realização do trabalho e ao Prof. Oscar Arrondo, da Universidade de La Plata, pelo interesse e colaboração na identificação dos fósseis vegetais.

Registramos nossos agradecimentos ao Curso de Pós-Graduação em Geociências, na pessoa de sua Coordenadora, Prof.^a Marleni M. Toigo, por todas as facilidades que foram proporcionadas no desenvolvimento do presente trabalho, assim como ao Banco Nacional de Desenvolvimento Econômico (BNDE), através do FUNTEC, pelo auxílio financeiro concedido a este Curso de Pós-Graduação.

Ao Conselho Nacional de Pesquisas (CNPq), pela concessão da bolsa de Pós-Graduação durante a realização do curso e do trabalho de pesquisa, o nosso agradecimento.

Ao Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) e Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM), Criciúma, agradecemos pela cedência dos testemunhos de sondagens e material informativo, como relatórios e mapas, sem o que não teria sido realizada esta pesquisa.

II - MÉTODOS DE TRABALHO

A pesquisa baseia-se, quase que exclusivamente, em análise de testemunhos de sondagens, cedidos pelo Departamento Nacional de

Produção Mineral, sendo que os estudos de campo, em afloramentos, serviram apenas para a coleta de dados comparativos.

A localização das seções foi feita usando-se as indicações de quilometragem das estradas e mapas confeccionados por PUTZER (1952 e 1955) e por geólogos do Departamento Nacional de Produção Mineral e Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais.

Para o levantamento de perfis dos afloramentos usou-se bússola e trena. Na identificação dos minerais e granulometria, foi utilizada lupa de mão.

Foram estudados testemunhos de nove sondagens para este trabalho inicial. No entanto, a pesquisa irá prosseguir com um número bem maior de perfurações, já que este trabalho é parte de um plano global de estudo da jazida carbonífera de Santa Catarina(*). Apenas uma das perfurações analisadas (1 AR 46 SC) corta a Formação Rio Bonito e alcança o Embasamento, abrangendo o Subgrupo Itararé; as demais, além da Formação Rio Bonito, atravessam apenas os sedimentitos superiores das formações mais recentes.

A escolha dos testemunhos de sondagens prendeu-se a três pontos principais: a localização na área da bacia carbonífera de Santa Catarina, a profundidade alcançada pela sondagem e a presença de carvão. Seguiu-se uma direção geral Norte-Sul, sendo as sondagens escolhidas em distâncias aproximadamente iguais, selecionando-se as que apresentavam maior espessura de sedimentos cortados, maior quantidade e melhor qualidade de carvão. Os locais de sondagens estão assinalados na figura 1.

Para a identificação das estruturas sedimentares, quando necessário, foram feitos cortes longitudinais nos testemunhos de sondagens.

O estudo de granulometria e de mineralogia foi realizado em lupa binocular, em geral com aumento de 40 vezes por comparação dos grãos com a Tabela de Wentworth, usando-se o sedimento desagregado.

Para verificação da presença de carbonato de cálcio nos sedimentos, foi usado ácido clorídrico.

Tendo surgido a necessidade de dados complementares para sanar dúvidas, foram feitas e analisadas algumas lâminas petrográficas, sendo estas estudadas ao microscópio petrográfico.

III – LOCALIZAÇÃO

III.1 - Área de Estudo

A área de estudo seguiu a delimitação estabelecida pelos geólogos do DNPM e CPRM para a pesquisa da camada de carvão Barro Branco (FÁBRICIO, 1973). Esta compreende, aproximadamente, 2.200 km², sendo uma faixa alongada de 95 km de comprimento por 20 km de largura, em média, localizando-se a Sudeste do Estado de Santa Catarina. Estende-se, segundo o relatório do DNPM (1973), desde as proximidades do Rio Araranguá, ao Sul, até o Rio Hipólito, ao Norte. A Leste, limita-se pela linha de contato entre o Gondwana e o Embasamento Cristalino e, a Oeste, seu limite coincide, aproximadamente, com a escarpa da Serra Geral, afastando-se dessa Serra na porção Sudoeste. Encontra-se delimitada pelas coordenadas 28°11' a 29°03' de latitude Sul e 49°10' a 49°37' de longitude Oeste de Greenwich (Figura 1).

Esta bacia carbonífera de Santa Catarina, foi subdividida pelos geólogos do DNPM e CPRM em quatro áreas menores, conforme mostra a figura 1. A área número 1 encontra-se ao Norte da zona de Lauro Müller; logo abaixo tem-se a área número 2, nas proximidades de Criciúma, e as de números 3 e 4 encontram-se ao Sul do Estado, contendo as cidades de Araranguá e Urussanga, respectivamente.

III.2 - Testemunhos de Sondagens

A maior parte das sondagens localiza-se segundo uma direção Norte-Sul dentro da área de estudo, direção esta, que estaria por volta da coordenada 49°30' de longitude Oeste de Greenwich (Figura 1).

Em cada subárea, como já foi citado acima, foram escolhidas duas ou três perfurações.

Na área número 1, localizam-se as sondagens de números: 1 LM 96 SC 05 na parte mais ao Norte; 1 LM 97 SC 05 próxima a anterior e 1 LM 30 SC 07 nos arredores da localidade de Doze. Seguindo em direção Sul, na área número 2, encontram-se as sondagens 1 LM 05 SC 05 perto de Forquilha e 1 CR 13 SC 01 a Sudeste de Nova Veneza, próximo ao Rio Mãe Luzia. Na área número 3, situam-se as sondagens 1 MA 22 SC 04 a Nordeste de Maracajá e 1 AR 37 SC 02 a Sudoeste da cidade de Araranguá. A sondagem de número 1 AR 18 SC 02 fica próxima a Rio dos Porcos, a Sudeste do Estado e a de número 1 AR 46 SC localiza-se em zona mais ao Leste, perto de Boa Vista e Lontra, sendo ambas incluídas na área de número 4.

(*) Projeto de pesquisa do Curso de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS – “Estudo Petrográfico e Palinológico do Carvão de Santa Catarina”.

figura 1

MAPA ÍNDICE DAS ÁREAS

BASEADO EM RELATÓRIO DNPM(1973)

IV – CLASSIFICAÇÃO DAS ESTRUTURAS SEDIMENTARES

A vasta bibliografia existente mostra divergência de critérios para a classificação das estruturas sedimentares. Estas, ou se restringem a uma ordenação minuciosa de um só tipo de estruturas, ou as apresentam de uma forma geral, o que dificulta o seu uso quando é necessário o detalhe.

Adotaremos, em linhas gerais, um esquema que abrange classificações de PETTIJOHN (1957), PETTIJOHN e POTTER (1964), MCKEE e WEIR (1953) e DZULYNSKI e WALTON (1965), fundamentando-se, principalmente, em aspectos descritivos. As tentativas de uma ordenação das estruturas sedimentares de acordo com a gênese não têm tido sucesso completo, devido ao fato de saber-se muito pouco a respeito de seu modo de formação, visto que ambientes diferentes podem apresentar estruturas similares.

A seguir, são apresentadas as estruturas sedimentares encontradas nos testemunhos das perfurações 1 MA 22 SC 04, 1 CR 13 SC 01, 1 LM 97 SC 05, 1 LM 96 SC 05, 1 AR 37 SC 02, 1 AR 18 SC 02, 1 LM 30 SC 07, 1 LM 05 SC 05, nas rochas da Formação Rio Bonito e 1 AR 46 SC, em testemunhos da Formação Rio Bonito e do Subgrupo Itararé.

A. Estruturas Mecânicas (Primárias)

A.1 Estruturas resultantes da forma externa das camadas:

- Estratificação:
 - muito grossa — mais de 120 cm de espessura
 - grossa — 60 a 120 cm
 - finas — 5 a 60 cm
 - muito fina — 1 a 5 cm
 - laminação — 1 cm a 2 mm
 - laminação muito fina — menos de 2 mm de espessura
- Forma de ocorrência das camadas:
 - a) Camadas contínuas com espessuras desiguais e lateralmente uniformes.
 - b) Camadas contínuas com espessuras desiguais e lateralmente variáveis.
 - c) Camadas descontínuas com espessuras desiguais e lateralmente variáveis: Estratificação *flaser* (*flaser bedding*).

A.2 Estruturas resultantes da organização interna das camadas:

- Camadas maciças
- Camadas internamente estratificadas:
 - a) Estratificação horizontal: Plano-paralela

Ondulada (*ripple lamination*)

- b) Estratificação irregular
- c) Estratificação cruzada:
 - Em pequena, média e grande escala: Quanto ao agente de deposição:
 - Angular, torrencial ou regular.
 - Quanto ao caráter do bordo inferior:
 - Simples
 - Planar
 - Acanalada.

- Camadas gradacionais (*Graded-beds*)

A.3 Estruturas resultantes de marcas e irregularidades nos planos de acamamento:

- Na base da camada:
 - a) Marcas de corrente (*current marks*)
 - Canais — Estruturas de corte e preenchimento (*cut and fill*).
 - b) Estruturas não originadas por corrente:
 - Moldes de carga (*load cast*):
 - 1 - *Pseudo-ripples*
 - 2 - Ondas empilhadas por ação de carga (*pilled and load casted ripples*)
 - 3 - Estrutura em Chama (*flame structure*).

A.4 Estruturas resultantes de deformações e perturbações das camadas:

- Laminação Convoluta (*convolute lamination*)
- Estruturas de Deslizamento (*slump structures*)
 - a) Dobras de Escorregamento (*folds of the décollement type*).
 - b) Microfalha (*faulting*)
 - c) Estruturas Fluidais (*flow structures*)
 - d) Brecha (*brecciation*):
 - Rompimento em blocos (*pull-apart*).
 - e) *Slickensides*.
- Estruturas de Injeção (*injection structures*):
 - Diques de Areia
- Estruturas de Classificação Incerta:
 - a) Galhas de Argila (*clay galls*).
 - b) Pelotas de Argila (*clay balls*).

B. Estruturas Químicas (Secundárias)

B.1 Estruturas resultantes de soluções:

- Estilólitos e camadas estilolíticas.

B.2 Estruturas resultantes de precipitação ou segregação de minerais:

- Nódulos de Pirita
- Concreções Singenéticas e Epigenéticas
- Carbonato e Sulfato de Cálcio preenchendo fraturas verticais e subverticais e intercalados como lâminas no sedimento.

C. Estruturas Orgânicas:

- Impressões carbonificadas de vegetais

- Bioturbação
- Impregnação de óleo nos arenitos
- Nível fossilífero com vegetais
- Horizontes de solo
- Lâminas de carvão a vitrênio intercaladas no sedimento.

V – DISCUSSÃO DAS ESTRUTURAS SEDIMENTARES

A. *ESTRUTURAS MECÂNICAS (Primárias)*

A.1 *Estruturas resultantes da forma externa das camadas:*

ESTRATIFICAÇÃO:

Sem dúvida nenhuma, a estratificação é uma das características mais importantes no estudo das rochas. Por esse motivo é, dentre as estruturas das rochas sedimentares, a mais largamente estudada. Os autores consultados diferem a respeito de termos empregados para as unidades de estratificação, origem e ambiente de formação.

Para PETTJOHN (1957), a estratificação se expressa por unidades de rochas de forma geralmente tabular ou lenticular que possuem alguma unidade litológica ou estrutural, podendo ser distintas de outros estratos, aos quais estão intercaladas. Estas unidades podem ter diversas dimensões. A menor unidade da estratificação é a laminação que varia de 0,05 a 1 mm de espessura.

MCKEE e WEIR (1953) apresentam importante trabalho sobre estratificação e estratificação cruzada. Segundo estes, estratificação é o termo geral para o acamadamento das rochas e estrato vem a ser uma camada simples de litologia homogênea ou gradacional, depositada paralelamente ao mergulho original da formação. Definem estratificação quanto à espessura e propõem a denominação de camada para os estratos acima de 1cm e de lâmina para os que possuem 1cm ou menos. Os estratos podem ter estruturas internas, como estratificação horizontal, ondulada, cruzada e irregular, apresentar estruturas convolutas ou não apresentar nenhum tipo de estrutura interna.

DUNBAR e RODGERS (1957) definem os termos usados para descrever e relatar feições da estratificação baseando-se não somente no trabalho de MCKEE e WEIR (1953) como também em INGRAM (1954, apud DUNBAR e RODGERS, 1957). Para estes autores, camada ou acamadamento não são restritos a rochas estratificadas. Camada é uma unidade planar limitada por diferenças de composição, textura ou estrutura, e acamadamento inclui não somente estratificação, mas outros arranjos planares como, por exemplo, o bandeamento do gnaisse.

Estrato e estratificação implicam em camadas que são depositadas sucessivamente e são aplicados a rochas de origem sedimentar. Lâmina e laminação referem-se ao estrato ou estratificação com espessura inferior a 1cm. Estratificação é definida como o tipo de acamadamento das rochas, formado durante a deposição por mudanças do tipo de material que vai ser depositado ou nas condições da deposição. Um estrato é definido como cada camada formada.

OTTO (1938), define camada como sedimento depositado em condições físicas essencialmente constantes. Estratificação é o arranjo de camadas ou estratos sobrepostos que diferem entre si por mudanças na textura e composição do sedimento.

A definição de OTTO (op. cit.) é largamente aceita. Entretanto, na prática, esta não é passível de ser reconhecida em todos os casos. Considerando que, muitas vezes, camadas originadas em condições físicas diferentes podem ser bastante semelhantes, REINECK e SINGH (1973), vêm discordar de OTTO. Estes autores concordam com CAMPBELL (1967, apud REINECK e SINGH, op. cit.), por outro lado, dizendo que um plano de acamadamento representa um plano de não deposição, ou mudança abrupta nas condições de deposição, ou ainda, uma superfície de erosão. De acordo com REINECK e SINGH (op. cit.), uma camada não tem limite em espessura, o que contrasta com a definição de MCKEE e WEIR (op. cit.). Camadas podem ter poucos milímetros a dezenas de metros de espessura. Uma camada pode ser internamente estratificada por pequenas unidades, que são as lâminas. Geralmente, a lâmina é medida em milímetros.

Concluimos, pois, que o termo estratificação é muito vasto e dá origem a confusões. Necessário se faz diferenciarmos a estratificação propriamente dita, ou seja, o aspecto externo do acamadamento e o comportamento interno de um estrato, que poderá ser maciço ou estratificado. A primeira refere-se às unidades maiores de estratificação: camadas ou bancos com espessuras variáveis de milímetros a dezenas de metros. A outra, estratificação interna, é a disposição em unidades menores, elementos que fazem parte de uma camada ou banco e que, não necessariamente, concorda com a estratificação externa. Foi neste sentido que os termos foram empregados no presente trabalho. (*)

(*) Os termos camada, lâmina e estrato são usados neste trabalho de acordo com os conceitos de MCKEE e WEIR (1953).

ESTRATIFICAÇÃO FLASER (*Flaser bedding*):

PETTIJOHN e POTTER (1964) referem-se a este tipo de estrutura como pequenas lentes compostas por areia fina ou silte, comumente alinhadas e com estratificação cruzada.

Para REINECK e SINGH (1973), uma camada ondulada na qual uma lente de argila é preservada na parte côncava e partida na crista do *ripple* é conhecida como *flaser*. Vem a ser um tipo de acamadamento ondulado com numerosas lentes de argila.

A estratificação *flaser* está exemplificada na estampa I, fig. 5; estampa IV, fig. 1 e estampa V, fig. 3.

A.2 Estruturas resultantes da organização interna das camadas.

CAMADAS MACIÇAS:

(Estampa IV, fig. 2 e estampa VI, fig. 2 e 3)

Segundo LUDWIG (1964), camadas maciças ou sedimentos homogêneos não apresentam estruturas internas, mostrando uma distribuição caótica de partículas sedimentares de granulção relativamente constante.

Para HAMBLIN (1965, apud REINECK e SINGH 1973), no entanto, o aspecto maciço das rochas, em muitos casos, mascara uma laminação que, com o auxílio de raios X, poderia ser visualizada.

CAMADAS INTERNAMENTE

ESTRATIFICADAS:

a) ESTRATIFICAÇÃO HORIZONTAL:

Estratificação Plano-Paralela

Segundo REINECK e SINGH (1973), este tipo de estratificação é geralmente marcado por alternância de camadas paralelas e quase horizontais em relação aos grandes planos de estratificação, com diferenças no tamanho dos grãos ou no conteúdo de minerais.

A estampa III, fig. 6, mostra camadas com estratificação plano-paralela em arenitos de granulção fina.

Estratificação ondulada (Ripple Lamination) (estampa IV, fig. 1)

PETTIJOHN e POTTER (1964), referem-se à estratificação ondulada como estratos limitados por superfícies ondulantes, enquanto que para LUDWIG (1964), este tipo de estratificação aparece como uma ordenação mais ou menos paralela de leitos levemente curvos.

REINECK e SINGH (1973), definem laminação ondulada como camadas de argila ou areia que se alternam de forma contínua, acompanhando umas as superfícies onduladas das outras. Em contraste com a estratificação

flaser, estas camadas são verticalmente descontínuas e isoladas.

b) ESTRATIFICAÇÃO IRREGULAR

(Estampa IV, fig. 3)

SALAMUNI (1962) caracteriza a laminação irregular pela ausência de paralelismo entre os leitos. Em termos de distribuição, mostra atitudes variadas, tanto horizontal, como verticalmente.

c) ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA:

Dentre as diversas feições da estratificação, a cruzada é a que mais largamente é referida na bibliografia.

A terminologia e a classificação da estratificação cruzada de mais ampla aceitação pelos autores, e que também é a usada neste trabalho, deve-se a MCKEE e WEIR (1953).

Para estes autores, estratificação cruzada é o arranjo de camadas em um ou mais ângulos, em relação ao mergulho da formação. Restringem, então, o uso dos termos acamadamento cruzado e laminação cruzada a uma significação quantitativa, dependendo da espessura da camada e não como sinônimos de estratificação cruzada. Uma camada cruzada é um estrato cruzado de espessura superior a 1cm e lâmina cruzada implica em uma espessura inferior a 1cm.

Denominam *set* como um grupo de estratos cruzados essencialmente conformes. *Coset* é uma unidade sedimentar composta por dois ou mais *sets* com os mesmos caracteres. *Composite set* é a grande unidade sedimentar composta de *cosets* de litologia similar ou gradacional e diferentes tipos de estratificação, tanto cruzada como horizontal.

A classificação da estratificação cruzada de MCKEE e WEIR (op. cit), baseada em termos descritivos usuais, define dois tipos:

- Angular ou torrencial ou regular e
- Tangencial

De acordo com a mesma classificação, existem três tipos de estratificação cruzada baseada no caráter do bordo inferior do *set*:

- simples,
- planar e
- acanalada

Os autores citados, classificam a estratificação cruzada segundo outros critérios subordinados, como: forma (lenticular, tabular ou cuneiforme), atitude do eixo do estrato cruzado (mergulhante e não mergulhante), simetria (simétrico e assimétrico), arqueamento (côncavo, reto e convexo), inclinação dos estratos (alto ângulo e baixo ângulo) e extensão (pequena escala, média escala e grande escala).

Segundo PETTIJOHN (1957), a importância desta estrutura está em fornecer dados

para a determinação da direção de correntes, além de ser guia estratigráfico importante na determinação do topo e base de camadas. Para o estudo da estratificação cruzada é importante conhecer sua escala e variabilidade em inclinação e direção.

SALAMUNI (1962) usa o termo micro-estratificação cruzada para indicar a estratificação cruzada em pequena escala. Este tipo de laminação é largamente encontrado no presente trabalho e, da mesma forma que no estudo dos membros Terezina e Serrinha realizado por SALAMUNI (op. cit.), este tipo de estrutura ocorre em clásticos bem selecionados e de granulação muito fina.

POTTER e PETTIJOHN (1963) definem estratificação cruzada como uma estrutura restrita a uma simples unidade sedimentar, consistindo em um acamadamento interno inclinado, cuja lâmina é chamada de *fore set*.

Já, em 1964, PETTIJOHN e POTTER reconhecem que esta laminação se desenvolve tanto em pequena como em grande escala. Em alguns casos, compreende todo o estrato e em outros, este pode ser composto por distintas zonas de laminação cruzada. Em relação à base do estrato, as lâminas podem ser curvas, tangenciais ou retilíneas.

Nas rochas que são o objeto do presente estudo, encontramos estratificações cruzadas tanto em pequena como em média e grande escala. Na estampa I, fig. 5, aparece laminação cruzada em pequena escala e na estampa III, fig. 4, vê-se estratificação cruzada em escala média. Na estampa V, fig. 4, temos laminação cruzada em pequena escala e acanalada com estruturas de corte e preenchimento.

CAMADAS GRADACIONAIS (*Graded beds*):

Ao referir-se a este tipo de acamadamento SHROCK (1948) vem a defini-lo como uma simples camada, na qual a textura varia de grossa, na parte inferior, a mais fina na superior, sendo que a mais fina termina abruptamente junto à base grosseira da camada sobrejacente.

DUNBAR e RODGERS (1957), consideram este tipo de estrutura de forma similar a SHROCK (op. cit.), destacando o fato dessas camadas serem caracterizadas por apresentarem, quase sempre, grande extensão lateral. A espessura pode vir a ser de poucos centímetros a alguns metros.

Para PETTIJOHN (1957) existem dois tipos de acamadamento gradacional. O primeiro é o resultado da acreção sucessiva de material cada vez mais fino, de grãos gradativamente de menor tamanho do que os precedentes. O segundo, resulta quando o acréscimo se dá com material semelhante ao precedente, sendo que cada vez há menor número de grãos mais grosseiros, havendo finos desde a parte inferior do

depósito, mas em maior quantidade na parte superior. A maior parte das camadas gradacionais pertencem ao segundo tipo e existem fases de transição entre os dois.

Entretanto, DZULYNSKI e WALTON (1965), apresentam diversos tipos de acamadamento gradacional. Basicamente, citam que as camadas gradacionais podem ser completas ou contínuas ou normais, quando o grão de tamanho máximo na parte inferior gradacionalmente torna-se mais fino em direção ao topo da unidade. Quando a gradação não chega a apresentar todas as escalas dos grãos, as camadas vem a ser incompletas ou descontínuas. São interrompidas, quando falta um certo tamanho de grão, por exemplo, de areia passa a argila, sem o silte. As camadas ainda podem ser simples e múltiplas ou recorrentes. Apresentam, além destas, outras denominações subordinadas como simétricas ou de simetria invertida.

Um exemplo de acamadamento gradacional em laminação cruzada temos na estampa III, fig. 4.

A.3 Estruturas resultantes de marcas e irregularidades nos planos de acamadamento: *Na base da camada:*

CANAIS — ESTRUTURAS DE CORTE E PREENCHIMENTO (*cut and fill*):

Segundo PETTIJOHN e POTTER (1964), canais são feições erosionais e lineares. Corte e preenchimento são o produto de pequenos canais erosionais posteriormente preenchidos. O mesmo que *scour and fill*, *wash-out*, etc.

Concordando com PETTIJOHN e POTTER (op. cit.), SHROCK (1948), interpreta estas feições de maneira semelhante e cita que *scour and fill* é uma feição comum em rochas detríticas, podendo desenvolver-se em escala muito pequena ou possuir alguns metros de espessura. São pequenos canais assimétricos que possuem seu eixo maior dirigindo-se paralelamente à direção da corrente (REINECK e SINGH, 1973).

Esta estrutura está documentada na estampa II, fig. 3 e estampa V, fig. 4.

MOLDES DE CARGA (*load casts*):

SHROCK (1948) designou de *flow casts* os moldes de carga. E define-os como feições em sedimentos hidroplásticos causados por cargas diferenciais geradas após a deposição da camada sobrejacente. Estas feições vêm a ser preenchidas pelo material da camada preservando as estruturas como moldes. Foram reconhecidos, neste trabalho, como estruturas de carga os *pseudo-ripples*, ondas empilhadas por ação de carga e estruturas em chama.

1. PSEUDO-RIPPLES (estampa IV, fig. 4):

SHROCK (1948) cita autores que se

ocuparam em descrever e interpretar este tipo de estrutura, entre eles FUCHS (1895), que descreve uma peculiar estrutura imitando *ripples*. BUCHER (1919), refere-se a esta estrutura como *pseudo-ripples*. É uma camada de areia ou cascalho ondulada em contato irregular com outra camada de granulação mais fina (argila, silte) ou mesmo carvão.

2. ONDAS EMPILHADAS POR AÇÃO DE CARGA (*pilled and load casted ripples*):

THOMAZ F^o (1967) cita que estas estruturas têm aspecto de cunhas de arenito fino mais claro em contato com siltito mais escuro, apresentando aspecto de leque em seção longitudinal. Para a determinação do sentido da corrente, considera-se que as cunhas apresentam-se sucessivamente mais largas na direção corrente acima.

Na estampa I, fig. 2, pode-se visualizar este tipo de estrutura.

3. ESTRUTURA EM CHAMA (*flame structure*)

Línguas de argila curvadas e pontiagudas que se projetam na direção da camada arenosa sobrejacente e podem ser vistas em cortes perpendiculares ao acamadamento, representam a estrutura em chama (REINECK e SINGH, 1973).

A.4 Estruturas resultantes de deformações e perturbações das camadas:

LAMINAÇÃO CONVOLUTA (*convolute lamination*)

Em testemunhos de sondagens e em cortes longitudinais e transversais aos pacotes sedimentares, observam-se estruturas compostas de cristas e depressões que podemos chamar de laminação convoluta.

Segundo DZULYNSKI e WALTON (1965), os termos acamadamento convoluto e laminação convoluta são usados para contorções dentro de um estrato, consistindo de anticlinais estreitas, pontiagudas, separadas por largas e arredondadas sinclinais. Os sedimentos, nos quais este tipo de estrutura é normalmente encontrado, são quase sempre de granulação fina. Têm como característica a ausência de falhamentos. As lâminas convolutas são sempre contínuas e a estrutura da camada permanece indeformada com espessura mais ou menos constante.

Para CONYBEARE e CROOK (1968), a laminação convoluta consiste em dobramentos intraformacionais afetando uma camada. Os mesmos autores citam DAVIES (1965), que reconheceu três tipos morfológicos: laminação convoluta, laminação enrugada e estruturas em

cúspides. Estes são diferenciados, principalmente, em virtude de o primeiro apresentar anticlinais e sinclinais bem marcadas, enquanto que o segundo denota ser uma forma mais complexa sem anticlinais e sinclinais regulares e o último, apresenta-se com anticlinais isoladas.

MCKEE e GOLDBERG (1969) apresentam interessante trabalho com experimentos sobre a formação de estruturas contorcidas ou convolutas em lama. Para eles, os termos laminação convoluta ou acamadamento convoluto são aplicados para contorções em estratificação nas quais as estreitas e pontiagudas anticlinais são separadas por sinclinais largas e arredondadas. Para estes autores há diversas variantes de estrutura convoluta, sendo que a estrutura em chama vem a ser uma delas.

A estampa I, fig. 4, traz um exemplo de laminação enrugada ou camadas contorcidas. Na estampa III, fig. 3, estão documentadas camadas convolutas.

ESTRUTURAS DE DESLIZAMENTO: (*slump structures*)

LUDWIG (1964), referindo-se a estruturas de escorregamento, diz que estas são caracterizadas "por todas as variações possíveis, desde dobramentos fracos ou fortes a pequenos falhamentos". Podem ainda causar um aspecto brechóide em sedimentos acamadados. Foram identificadas como estruturas desse tipo as dobras de escorregamento, as pequenas falhas, as estruturas fluidais, certos tipos de brechas e os *slickensides*.

a) DOBRAS DE ESCORREGAMENTO (*folds of décollement type*): (estampa VI, fig. 1 e estampa V, fig. 5)

Estas alturas vêm a ser um dos tipos produzidos por deslizamentos gravitacionais.

POTTER e PETTIJOHN (1963), definem como camadas recumbentes dobradas e empilhadas, mas não contínuas, apresentando atenuações ou mesmo hiatos entre as dobras.

As dobras de escorregamento poderão ser confundidas com as camadas convolutas, cuja origem está ligada a deslizamentos. Na realidade, as estruturas convolutas são muito confusas e dão margem a enganos, razão pela qual decidimos aceitar o que foi dito por POTTER e PETTIJOHN (1963) ao referirem-se a este fato. Verdadeiras dobras de escorregamento não se continuam por toda a camada; a maioria apresenta-se como massas rompidas, empilhadas e enrugadas, ou como uma caótica mistura de fragmentos e matriz. São comumente falhadas e, geralmente, envolvem mais de uma unidade de sedimentação. Enquanto a laminação convoluta apresenta-se, de forma geral, em uma camada de espessura constante, para a outra

estrutura dá-se o contrário: a espessura da zona perturbada é irregular, as camadas são superpostas, aumentando a espessura na direção do deslizamento, enquanto que na parte superior apresenta-se pouco espessa ou mesmo, ausente.

b) MICROFALHA (*faulting*):
(estampa VII, fig. 5)

É o deslocamento dos estratos ao longo de um plano de fratura.

c) ESTRUTURAS FLUIDAIS
(*flow structures*):
(estampa II, fig. 1)

São formadas por camadas enrugadas ou dobradas, geralmente com granulação fina e, muitas vezes, com aspecto de pseudo-conglomerado com fragmentos arredondados ou irregulares embebidos em uma matriz mais fina. Esses fragmentos são as chamadas bolas de areia (THOMAZ F.^o, 1967).

d) BRECHA (*brecciation*)

Estrutura caracterizada por aglomeração de fragmentos angulosos, sendo originada por dissecação, deslizamentos, movimentos tectônicos ou outras causas (PETTIJOHN e POTTER, 1964).

ROMPIMENTO EM BLOCOS (*pull-apart*)
(estampa I, fig. 6)

Segundo PETTIJOHN e POTTER (1964), esta estrutura caracteriza-se pelo rompimento das camadas em blocos angulares como pseudo-conglomerados.

e) SLICKENSIDES (estampa I, fig. 3)

Estrutura definida como um plano na superfície da rocha, usualmente estriado e polido, produzido por fricção (*Geological Nomenclature*, 1959).

ESTRUTURAS DE INJEÇÃO:
(*injection structures*):
DIQUES DE AREIA

Estas estruturas apresentam-se como intrusões de sedimentos estranhos à camada, sendo perpendiculares ou oblíquos aos planos de acamamento.

ESTRUTURAS DE CLASSIFICAÇÃO
INCERTA:

GALHAS DE ARGILA (*clay galls*)
(estampa V, fig. 1)

Segundo PETTIJOHN (1957), as galhas de argila são pequenos, arredondados a suban-

gulares aglutinados de argila, geralmente envolvidos em uma matriz arenosa.

Para THOMAZ F.^o (1967), são pequenas bolas achatadas de argila.

B. ESTRUTURAS QUÍMICAS
(SECUNDÁRIAS)

B.1 *Estruturas resultantes de soluções:*
ESTILÓLITOS E CAMADAS
ESTILOLÍTICAS

Estruturas observadas, em seções transversais, como complicados zigzagues, vêm a ser os estilólitos (SHROCK, 1948).

Para TWENHOFEL (1950), estilólitos se apresentam como colunas verticalmente estriadas, pirâmides e cones de vários comprimentos, espessuras e formas, paralelos aos planos de acamamento. Cada estilólito é caracterizado pela presença de uma fina camada de minerais de tamanho argila, provindos dos resíduos insolúveis da rocha que apresenta os estilólitos. Sua espessura varia de acordo com a quantidade de resíduos insolúveis desta rocha.

Camada estilolítica é uma superfície que fica intercalada na interpenetração dos dois lados denteados de um estilólito (PETTIJOHN, 1957). Estas camadas são, geralmente, preenchidas por material diferente da rocha em que se formou esta estrutura. Os estilólitos podem variar de frações de milímetros (microestilólitos) a 10 ou 20 cm.

Em nosso trabalho, encontramos estilólitos do tipo suturado (estampa IV, fig. 2 e estampa VI, fig. 2 e 3) e estilólitos do tipo sismograma, segundo a classificação de PARK e SCHOT (1968).

B.2 *Estruturas resultantes de precipitação ou segregação de minerais:*
NÓDULOS DE PIRITA
(estampa IV, fig. 3; estampa V, fig. 4)

De acordo com PETTIJOHN (1957), nódulos são corpos irregulares de matéria mineral que se sobressaem da rocha em que estão contidos pela sua composição diferente. Geralmente, apresentam-se com superfície nodosa e, comumente, alongados na direção do acamamento. Internamente, apresentam-se densos, sem estruturas na maioria das vezes, podendo, entretanto, ocorrer com fósseis silicificados, oolitos ou outras estruturas. Não possuem crescimento concrecionar.

Nódulos, em muitos casos, seriam sinônimos de concreções ou esferulitos.

CONCREÇÕES (estampa III, fig. 6)

Segundo TWENHOFEL (1950), as concreções são agregados de materiais sedimentares

inorgânicos dentro de um sedimento. Possuem várias formas e tamanhos. A estrutura interna tanto poderá ser laminada como radiada ou amorfa ou apresentar um núcleo de diferentes partículas.

As concreções raramente são compostas de uma única substância. Calcita, sílica, hematita, pirita, gipsita e outros minerais podem formar concreções.

Já para PETTIJOHN (1957), concreção é uma estrutura concêntrica.

Concreções Epigenéticas

São as concreções formadas após a deposição da rocha na qual estão incluídas. Podem ser chamadas de subseqüentes ou secundárias.

Segundo TWENHOFEL (1950), se os planos de estratificação dos estratos adjacentes se curvam tanto acima como abaixo da concreção, esta poderá ser considerada epigenética.

Concreções Singenéticas

Formadas na mesma época de formação da rocha em que estão contidas. São também chamadas de primárias ou contemporâneas.

Para TWENHOFEL (1950), uma concreção é singenética quando possui um núcleo com fósseis bem preservados ou se os planos de estratificação da camada na qual está incluída, terminam abruptamente ou curvam-se acima dela, particularmente se os estratos adjacentes se espessam junto à concreção.

C. ESTRUTURAS ORGÂNICAS: BIOTURBAÇÃO (estampa VI, fig. 6)

Vem a ser o retrabalhamento dos sedimentos por organismos escavadores, como moluscos, vermes ou mesmo, insetos. Estes organismos destroem as laminações, dando uma aparência homogênea ao sedimento ou originando uma aparência mosqueada ou irregular (CONYBEARE e CROOK, 1968). O tipo de bioturbação apresentado pelos sedimentos estudados no presente trabalho são denominados de *churned bedding* por CONYBEARE e CROOK (1968).

HORIZONTES DE SOLO (estampa VI, fig. 5)

PUTZER (1953) publica um trabalho sobre solos fósseis com raízes, encontrados em Santa Catarina no arenito situado acima da camada de carvão Barro Branco. Esta pesquisa é baseada em estudo de testemunhos de sondagens.

Interpretando os dados de PUTZER (op. cit.) e os testemunhos de sondagens que escolhemos para a realização do presente trabalho, parece-nos aceitável que as marcas de raízes que encontramos em dois testemunhos se relacionem ao achado de PUTZER. É interessante ressaltar que este arenito, onde aparecem as raízes fósseis, corresponde exatamente à descrição do autor, apresentando-se bipartido na área em que observam-se os solos fósseis.

São em número de três os horizontes de solos fósseis encontrados em um testemunho e em menor número, no outro, o que vem concordar com PUTZER que menciona de um a três solos fósseis com raízes.

As raízes apresentam-se, preferencialmente, na posição vertical, com algumas ramificações laterais lembrando uma rede irregular.

VI – TESTEMUNHOS DE SONDAGENS

Os testemunhos de sondagens escolhidos para a realização deste trabalho foram observados detalhadamente iniciando pela sua parte inferior até o contato com a Formação Palermo.

As litologias encontradas estão analisadas sob o ponto de vista de coloração, de conteúdo mineralógico e de granulometria, sendo as estruturas sedimentares classificadas e medidas minuciosamente. De acordo com a variabilidade desses critérios, foram separadas as diversas camadas que compõem a formação em estudo.

A localização dos testemunhos de sondagens está na figura 1 e as seções colunares aparecem nas figuras de números 2 a 10. As estampas, no final do trabalho, mostram estruturas sedimentares e litologias que ocorrem nos testemunhos analisados.

CONVENÇÕES

ESTRUTURAS DE DESLIZAMENTO E CONVOLUTAS
ESTRATIFICAÇÃO ONDULADA
ESTRATIFICAÇÃO EM MÉDIA E GRANDE ESCALA
ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA EM PEQ. ESCALA
PLANO PARALELO
"FLASER"
RESTOS DE VEGETAIS
ESTIOLITOS
BIOTURBAÇÃO
CONCREÇÕES
FALHA
DEFORMAÇÕES POR CARGA
LENTE
SILTITO
ARENITO FINO
ARENITO MÉDIO
ARENITO GROSSEIRO
DIABÁSIO E ROCHA VULCÂNICA
EMBASAMENTO GRANÍTICO
CONGLOMERADO
CARVÃO
FOLHELHO
CALCÁRIO
LAMITO
CONTATO ABRUPTO
CONTATO GRADACIONAL
DISCORDÂNCIA

VII — ORIGEM E AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO

VII.1 - ESTRUTURAS SEDIMENTARES

ESTRATIFICAÇÃO:

Segundo TWENHOFEL (1950), o transporte de materiais sedimentares, inevitavelmente, desenvolve a estratificação motivada pela variação em competência da corrente que vai depositar os sedimentos de forma diversa, selecionando o material que está em suspensão. Causas da estratificação são as mudanças nas condições ambientais, o clima, a competência da corrente, a elevação do nível do mar, o crescimento de organismos e a forma de deposição dos sedimentos. Estratificação pode ter uma origem simples ou diversas causas. Foi, ainda, sugerido que o desprendimento de gases pode produzir estratificação em siltes e argilas.

Para LOMBARD (1956), a estratificação nos traz indicações sobre as condições físicas do fundo da bacia de sedimentação, sua paleogeografia e deformação tectônica. Camadas mal estratificadas são indicadores de aporte maciço num fundo bastante subsidente. Camadas bem estratificadas demonstram, ou uma superfície de deposição rígida, ou que a subsidência foi compensada regularmente pelo aporte de sedimento.

Por outro lado, PETRI e FÚLFARO (1965), citam trabalhos de KLEEREKOPER (1939), verificando que variações na temperatura em águas de lagos podem ocasionar diferenças nas estratificações dos sedimentos depositados em virtude de variações de densidade.

As propriedades inerentes a um estrato são a espessura, dimensão lateral e a estrutura interna.

Finas camadas ou laminação podem indicar deposição sazonal, segundo TWENHOFEL e TYLER (1941).

Para PETTIJOHN (1957), quanto mais delgada a laminação, mais lenta é a velocidade de deposição. As laminações são características de sedimentos de grãos finos. Em muitos casos, são documentos de fases transitórias ou pequenas flutuações na velocidade da corrente de deposição.

Segundo PETTIJOHN, POTTER e SIEVER (1973), a variação em espessura de um estrato é relativa à competência da corrente. Correntes fortes produzem camadas espessas que comumente se apresentam com sedimentos de granulção grosseira.

A dimensão lateral de um estrato e a continuidade do mesmo não deixam de ser uma variante da espessura.

Nos sedimentos estudados neste trabalho, encontramos estratos de espessuras desiguais, com camadas contínuas, porém lateralmente

apresentam-se uniformes ou variáveis. Por outro lado, temos a estratificação *flaser* que é um tipo de acamadamento lenticular, portanto, descontínua e com espessura lateralmente variável.

ESTRATIFICAÇÃO FLASER

(*flaser bedding*)

(estampa I, fig. 5; estampa IV, fig. 1; estampa V, fig. 3)

A respeito da origem da estratificação *flaser*, podemos citar LUDWIG (1964), segundo o qual a deposição alternada de partículas mais grosseiras e mais finas é causada por uma alternância de águas movimentadas e calmas. É típica de sedimentos litorâneos de planícies de maré. Podem, também, ocorrer em partes mais profundas da bacia em conexão com escorregamentos submarinos. Correntes de turbidez também formam depósitos com estrutura *flaser*.

Para CONYBEARE e CROOK (1968), estas camadas podem ser interpretadas como depósitos de ambiente marinho costeiro, quando estão alternadas com lâminas de carvão, ostracodes e foraminíferos arenosos. Tanto quanto podem ser formadas em águas profundas e em bocas de distributários e estuários.

Posteriormente, REINECK e SINGH (1973), vêm a concordar com LUDWIG (1964), referindo esta estrutura como formada de areia e argila por alternados períodos de atividades de correntes e períodos de calmaria. Durante os períodos de atividade de corrente, a areia é transportada e depositada como *ripples*, enquanto a argila permanece em suspensão. Quando há pausa da corrente, a argila em suspensão é depositada. Ao início de novo ciclo, as cristas dos *ripples* são erodidas e, novamente, a areia é depositada sob a forma de *ripples*. As partes côncavas dos *ripples* vão preservar as lentes da argila.

No caso da estratificação *flaser* observada na Formação Rio Bonito, concordamos com os autores que referem sua origem ligada a sedimentos costeiros, talvez ambientes de planícies de maré em um lago muito grande. Atividades de correntes são responsáveis pela deposição das lâminas de areia e períodos de menor energia depositam a argila em suspensão.

CAMADAS MACIÇAS (estampa IV, fig. 2 e estampa VI, figs. 2 e 3)

Uma camada pode apresentar-se sem estrutura interna, de acordo com MCKEE e WEIR (1953), por dois motivos: o agente de deposição não chegou a fazer uma seleção nos sedimentos ou a estrutura interna foi destruída pela ação de organismos.

Segundo LUDWIG (1964), um fornecimento repentino de grande quantidade de material associado à rápida sedimentação, dará ori-

gem a camadas maciças. Argilitos homogêneos indicam sedimentação em águas calmas. Geralmente, ocorrem em conexão com turbiditos na zona infranerítica e, mais raramente, como sedimentos fluviais de zona litorânea.

Extensas camadas sem laminação são típicas de depósitos de delta (WANLESS et alii, 1970).

A opinião de REINECK e SINGH (1973) vem ao encontro do que foi dito por autores já citados, admitindo que as camadas maciças podem ser o resultado de dois processos: secundário — orgânico ou inorgânico e primário — no caso de uma rápida sedimentação. Como processo orgânico, citam a intensa atividade de bioturbação destruindo o acamadamento e dando a aparência de uma massa homogênea. Inorgânico, quando estas camadas resultam de movimento de gases destruindo a estratificação ou quando a água é drenada para fora, durante a compactação do sedimento.

Especificamente a origem das camadas maciças que ocorrem nos sedimentos estudados, pode ser relacionada a um fornecimento repentino de material em ambiente deltaico, especialmente com respeito aos arenitos. Os sedimentos de granulação fina, como os lamitos, seriam depositados, por precipitação, em ambientes de águas calmas. Não se pode deixar de acrescentar que a laminação poderia não estar aparente nos arenitos e só um estudo através de raios X, viria fornecer melhores informações.

CAMADAS INTERNAMENTE ESTRATIFICADAS:

ESTRATIFICAÇÃO HORIZONTAL:

Estratificação Plano-Paralela
(estampa III, fig. 6)

GRANGEON (1960) interpreta estas camadas laminadas como representando um momento de calma efêmera na sedimentação. Trata-se de um depósito originado por gravidade, em águas tranquilas, com uma mistura de elementos pulverulentos e argilosos, transportados por uma corrente fraca e regular. Se as camadas são um pouco mais grosseiras, pode-se falar em mudanças importantes no ambiente de deposição, como enxurradas e correntes mais fortes, ou seja, pulsações no fornecimento de material por correntes turbulentas e instáveis.

Entretanto, LUDWIG (1964) cita que este tipo de acamadamento regular ocorre, principalmente, em sedimentos com alto índice de radioatividade, num ambiente de sedimentação predominantemente batial. A alternância de lâminas poderia ser causada por oscilações climáticas.

Posteriormente, CASSHYAP (1970), em estudo sobre camadas de carvão da Índia, re-

fere-se a estratificação plano-paralela como depósitos de corrente de alta energia e indica para o local de deposição uma superfície absolutamente plana.

Já REINECK e SINGH (1973), colocam este tipo de laminação como abundante em zonas de praia ou outras áreas arenosas expostas à ação do vai-e-vem das ondas. Baseados em trabalhos de outros pesquisadores, apresentam uma discussão demonstrando que este tipo de laminação pode ser formado por diversas maneiras e é encontrado em vários ambientes. Estes ambientes de deposição podem ser: praias, bancos de areia (ambientes rasos), costas e deslizamentos de canal em planícies de maré. Em ambientes fluviais, podem ser abundantes em diques e *point bars*. Ainda encontra-se laminação plano-paralela em sedimentos de *flysch*. Citam os mesmos que tanto podem formar-se em regime de correntes de alta velocidade, sendo que aí as lâminas serão pobremente desenvolvidas e de pouca extensão lateral, como em correntes de baixo fluxo, abaixo do ponto crítico da formação de *ripples*, como um depósito de material em suspensão. Por outro lado, podem ainda ser produzidos pelo vento em praias expostas a esta atividade.

Para KUENEN (1966, apud REINECK e SINGH, 1973), as camadas laminadas plano-paralelamente em turbiditos resultam da gradual desaceleração da corrente em suspensão. Ocorrem como resultado da tendência natural das partículas virem a ser selecionadas e segregadas em camadas por igual peso, densidade e forma.

Os sedimentos da Formação Rio Bonito que apresentam laminação plano-paralela, provavelmente, foram formados por mais de uma maneira e em vários ambientes. É provável que a laminação plano-paralela que ocorre em sedimentos bastante finos e alternada com laminação ondulada e cruzada acanalada de pequena escala e, muitas vezes, em conexão com zonas maciças e zonas com camadas convolutas, esteja relacionada a fases de aceleração e desaceleração do fluxo, como provam experimentos de DZULYNSKI e WALTON (1965). Por outro lado, encontram-se depósitos que representam sedimentação em águas calmas, por precipitação, em ambiente como um lago ou planície de inundação.

Estratificação Ondulada (ripple lamination)
(estampa IV, fig. 1)

A forma ondulada da estratificação é originada pelas oscilações do meio aquático, quando apresenta-se simétrica; e por correntes, quando assimétrica, segundo BOTVINKINA (em STRAKHOV, 1957). Podem aparecer em ambientes como: zonas de balanço da maré (marinho), zonas periféricas de lagunas e lagos e ainda em vales fluviais.

Segundo PETTIJOHN e POTTER (1964), se a ondulação de um estrato é regular, sua origem deve estar vinculada a correntes de água e ar. Se é menos regular, pode estar relacionada com a formação de nódulos (estratificação nodular).

Entretanto, DZULYNSKI e WALTON (1965) citam que a laminação ondulada representa claramente uma fase de deposição em regime de corrente tranqüila.

Já para CONYBEARE e CROOK (1968), estas feições são tanto características de ambiente marinho como não marinho, representando depósitos de águas rasas. Mas podem formar-se em todas as profundidades do oceano onde existam correntes de fundo; estes *ripples* serão assimétricos. Os simétricos são comumente formados por movimentos oscilatórios de ondas e em águas rasas. Ainda encontramos este tipo de depósito como sendo causado pelo vento. Os *ripples* simétricos são, portanto, característicos de ambientes lacustres, planícies de maré e canais e zona nerítica, sendo raros em ambientes fluviais. Os assimétricos são comuns em ambientes fluviais, praias, planícies de maré e canais, zonas neríticas e abissais e depósitos eólicos.

BOUMA (1962) afirma que a laminação ondulada ocorre no momento em que a velocidade da corrente é baixa, citando como ponto crítico a velocidade de mais ou menos 50cm/s.

A laminação ondulada que ocorre nos sedimentos estudados mostra-se com lâminas de pouquíssima espessura e, geralmente, intercalada com zonas de laminação plano-paralela ou *flaser*. Provavelmente, representa uma fase de menor aceleração da corrente, com movimentos oscilatórios da água em ambientes costeiros como águas rasas de lagos.

Especificamente com referência à Formação Rio Bonito aparece, de forma geral, em sedimentos finos, silticos ou siltico-argilosos.

ESTRATIFICAÇÃO IRREGULAR: (estampa IV, fig. 3)

Em estudo sobre a divisão estratigráfico-faciológica da Bacia Amazônica, LUDWIG (1964) conclui que este tipo de estrutura pode ter duas causas: primária ou secundária. Como estrutura de formação primária, o autor cita ser esta configuração causada por oscilações na intensidade de movimentação da água, o que ocasiona diferenças no aporte de material, que vai se depositar irregularmente. Origem secundária quando é causada pela ação de organismos a partir de uma estrutura com aleitamento regular.

Para o mesmo autor, estas estruturas tanto podem ocorrer em sedimentos de planície de maré como em regiões infraneríticas e epine-

ríticas. São ainda encontradas em turbiditos, na forma de areias finas, entre camadas gradacionais.

Nos sedimentos da Formação Rio Bonito, a estratificação irregular, certamente tem causas primárias. Os sedimentos se depositam irregularmente por diferenças na intensidade e direção da corrente.

ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA: (estampa I, fig. 5; estampa III, fig. 4; estampa V, fig. 4)

A origem da laminação cruzada, segundo SHROCK (1948), está vinculada a correntes de água ou vento que vêm formar os depósitos por sucessivas adições de sedimentos no sentido desta corrente.

Para TWENHOFEL (1950), a extensão de uma lâmina cruzada é inversamente controlada pela quantidade de areia e diretamente proporcional à velocidade da corrente; grandes quantidades de areia produzem pequenos *fore sets*, e altas velocidades, longos *fore sets*. A laminação cruzada pode estar presente em qualquer ambiente em que haja deposição de areia; estar ou não presente depende da velocidade da corrente e do suprimento de areia. Uma laminação cruzada sempre apresenta a inclinação no sentido da corrente, a não ser em correntes afetadas por maré ou correntes meandradas. Entretanto, correntes de leques aluviais, cones e deltas apresentam inclinações em forma de leque, em diversas direções, de acordo com os canais de fluxo. Em lagos e oceanos temos diversas direções de estratificação em uma mesma sequência, pois as correntes podem mover-se em uma direção pela manhã e em outra pela tarde. Em dunas, a deposição é atravessada e com várias direções, mas acompanha geralmente, em um lugar determinado, uma direção geral. A deposição em lâminas cruzadas pelo vento ou pela água, segundo o mesmo autor, possui diferenças na forma da unidade de estratificação cruzada. Quando eólica, geralmente possui forma de cunha. Algumas unidades de depósitos aquáticos podem ser cuneiformes, mas sempre em pequena escala.

Para MCKEE e WEIR (1953), uma laminação cruzada tangencial implica, em geral, em deposição por vento e angular, quando o depósito se dá por corrente de água.

Entretanto, segundo KRUMBEIN e SLOSS (1956), em muitos casos não é possível distinguir se a estratificação cruzada é de origem aquática ou eólica. Ambas mostram lâminações tangenciais ao plano inferior de estratificação e truncadas no topo. Porém, a unidade de estratificação cruzada de depósitos eólicos, em geral, apresenta-se em forma de cunha.

DUNBAR e RODGERS (1957) citam que a estratificação cruzada pode ser, principalmen-

te, de origem aquática quando possui forma lenticular ou tabular. Em ambientes de correntes constantes, como deltas, encontra-se a forma tabular, enquanto que a lenticular aparece em ambientes de correntes inconstantes. Depósitos eólicos, geralmente, exibem a forma de cunha ou lenticular de grande escala. Depósitos de praia, de forma geral, exibem estratificação de pequena escala.

TWENHOFEL (1961) cita que a estratificação cruzada pode desenvolver-se, especialmente, em quatro condições: em ambiente deltaico ou leques aluviais, no fundo de oceanos e lagos, em movimentos de barras de areia ou dunas e na formação de marcas de ondas. Em ambiente deltaico ou leques aluviais, encontram-se *fore sets* extremamente longos e as direções de inclinação mostram as direções dos distributários.

BIGARELLA et alii (1966) citam MCKEE, EVENSEN e GRUNDY (1953) em discussão sobre a gênese dos diversos tipos de estratificação cruzada. Para estes autores, a estratificação cruzada planar desenvolve-se quando há elevação do nível das águas, depositando *fore sets* ao longo da frente de avanço. Certas variações ocorrem devido a mudanças da velocidade ou nível da água e do suprimento do material a ser depositado. Quando há abaixamento no nível da água, desenvolvem-se superfícies de erosão planas e, numa nova subida do nível, as águas depositarão outras seqüências sobre aquela superfície de erosão. Segundo os mesmos, a estratificação cruzada acanalada se forma durante períodos de flutuação da corrente, os quais vão erodir canais. A deposição nestes canais pode se dar de duas formas: "acompanhando o mesmo período de circulação no qual o canal é aberto", "por um decréscimo na velocidade da corrente ou aumento na carga transportada" ou "por correntes de um estágio posterior de subida do nível de água".

Para ALLEN (1968), a origem dos *sets* tabulares é incerta, podendo ser atribuída a migrações de *ripples* ou a barras transversas de topo plano, quando em grande escala.

No entanto, CONYBEARE e CROOK (1968) esclarecem que a estratificação cruzada em pequena escala não serve para diagnosticar ambientes, pois é encontrada em depósitos, desde planícies de rios até ambientes batiais. É rara em depósitos eólicos. Quando em média escala, é comum em depósitos fluviais e águas rasas, tanto marinhas como lacustres. Em grande escala, ocorre em depósitos eólicos e de praia, possuindo *sets* acanalados ou cuneiformes e em depósitos fluviais com *sets* tabulares. Os eólicos são caracterizados pelo alto ângulo de mergulho dos estratos em relação à superfície inferior do *set*. Os aquáticos apresentam, em geral, baixo ângulo e ocorrem em *sets* simples.

A Formação Rio Bonito apresenta estratificação cruzada, exclusivamente, de origem aquática. Ocorrem deposições sob condições fluviais em ambientes de canais e deltaicos quando de grande ou média escala. Em ambientes fluviais e de águas rasas, como planícies de inundação e de marés, quando de escala média ou pequena. Apresentam-se simples, planares e acanaladas. As acanaladas de pequena escala representam, provavelmente, períodos de flutuação da corrente em águas rasas. As planares com *sets* de forma tabular nos dão idéia de depósitos deltaicos e correntes fluviais constantes.

A estratificação cruzada de pequena e média escala, ocorre, tipicamente, em sedimentos de fração siltica, siltico-arenosa e arenosa fina, estando praticamente ausente nas frações mais grosseiras e argilosas; sendo que a estratificação de grande escala pode ocorrer em sedimentos mais grosseiros.

CAMADAS GRADACIONAIS (*graded-beds*) (estampa III, fig. 4)

KUENEN e MIGLIORINI (1950) vêm provar, através de estudos de campo e laboratório, que o processo de deposição em acamadamento gradacional se origina por correntes de turbidez em corpos de águas paradas. Estas correntes, carregadas de material em suspensão, alcançam o fundo de oceanos e lagos por deslizamentos em declives, depositando, retrabalhando e selecionando o material, sedimentando o mais grosseiro até o mais fino. Áreas de orogênese, terremotos e explosões vulcânicas, assim como bacias de rápida subsidência, são locais ideais, mas não essenciais, para que haja aparecimento de correntes de turbidez.

Por outro lado, CONYBEARE e CROOK (1968), citam os ambientes fluviais como prováveis para a formação de camadas gradacionais, com seleção mais ou menos constante. Para os acamadamentos gradacionais variáveis, os autores apresentam os ambientes lacustres, batial-abissal e glacial-periglacial. Com respeito à origem, referem que este tipo de estrutura pode formar-se de diversas maneiras, inclusive por atividade de organismos, furacões, tempestades, ações vulcânicas, além das correntes de turbidez.

Para REINECK e SINGH (1973), uma camada gradacional de sedimentos de geosinclinal pode ter 10 cm a 1 m de espessura; entretanto, camadas formadas em ambientes de águas rasas são menos espessas, apresentando de milímetros a poucos centímetros. Os autores acima referem, de acordo com outros já citados, a origem do acamadamento gradacional a correntes de turbidez. No caso de águas rasas, deve-se a depósitos por suspensão em ambientes de inundação, depósitos periódicos em distributários de delta, erupções vulcânicas e outras como deposição em

planícies entre as marés e praias, sendo, nesse caso, de pouquíssima espessura. Citam, ainda, esta estrutura como produto de bioturbação. No entanto, estas diversas origens são relativamente incomuns, e, em águas profundas, são definitivamente resultado de correntes de turbidez.

Para as camadas gradacionais dos sedimentos da Formação Rio Bonito pode-se imaginar mais de um ambiente deposicional; entretanto, é provável que sua origem não esteja relacionada a correntes de turbidez. Desta forma, poder-se-ia referir a ambientes fluviais, principalmente, quando ocorrem em conexão com estratificação cruzada, a ambientes de águas rasas e a depósitos de distributários em deltas lacustres.

Camadas gradacionais na Formação Rio Bonito ocorrem, principalmente, em sedimentos da fração areia, variando de grossa a bastante fina.

CANAIS – ESTRUTURAS DE CORTE E PREENCHIMENTO (*cut and fill*) (estampa II, fig. 3; estampa V, fig. 4)

Para SHROCK (1948), estas estruturas são escavações causadas pela força das correntes em sedimentos inconsolidados ou em rochas mais sólidas. Quando a corrente cessa de escavar, a deposição dos sedimentos inicia e os canais são preenchidos e, freqüentemente, o material que os preenche vem a ser de textura mais grosseira que o do substrato.

CONYBEARE e CROOK (1968) citam para as feições de corte e preenchimento origem fluvial, depósitos de delta e de praia.

As pequenas feições de corte e preenchimento visualizadas no estudo de testemunhos de sondagens da Formação Rio Bonito nos dão idéia de depósitos de correntes de pouca energia em águas rasas de planícies de maré em um grande lago ou planícies de inundação. Aparecem, tipicamente, em sedimentos arenosos finos.

Encontramos, também, este tipo de estrutura nos sedimentos do Subgrupo Itararé, como feições de origem fluvial.

MOLDES DE CARGA (*load casts*)

Os moldes de carga, segundo CONYBEARE e CROOK (1968), são encontrados nos mais diversos ambientes de sedimentação, tais como: lacustre, fluvial, glacial e periglacial, planícies de maré e canais, e marinho, tanto nerítico como batial-abissal. São, portanto, um tipo de estrutura pouco significativa para a definição do ambiente de formação de um dado sedimento. Apenas representam uma deposição de areia acima de uma camada hidroplástica saturada de água.

Muitas vezes, a carga resulta não somente de movimentos verticais como também de laterais, sendo produto da fluidez do sedimento (REINECK e SINGH, 1973).

1. PSEUDO-RIPPLES (estampa IV, fig. 4)

A origem deste tipo de estrutura está ligada à diferente pressão exercida por uma camada de areia ou cascalho sobre um sedimento plástico como argila, silte ou turfa (SHROCK, 1948).

KUKUK (1936, apud SHROCK, 1948), estudando as camadas de carvão da Alemanha, refere-se a esta estrutura no contato carvão-arenito como sendo formada logo após a deposição da camada de cobertura para a turfa. Os elementos orgânicos que vão formar o carvão estão ainda em condições plásticas e vêm a ser recobertos por sedimentos que exercem pressão, moldando-os em forma de *ripples*. Além deste pesquisador, outros são citados por SHROCK (op. cit.), referindo-se às relações de contato irregulares causados por rochas desta natureza. STÜTZER e NOÉ (1940, apud SHROCK, op. cit.) descrevem, no contato carvão-arenito, estruturas que lembram esforços de carga. EARP (1938, apud SHROCK, op. cit.) apresenta como resultado da compactação de rochas em estágio plástico e refere-se como deformações basais em arenito e folhelho em contato com sedimentos finos e não compactados.

Concordamos, no caso dos sedimentos estudados, que esses *pseudo-ripples* tenham sido formados devido à pressão, uma vez que está provado ser este o fator mais importante para a formação do carvão. As estruturas, justamente aparecem nos sedimentos silticos que estão em contato com as camadas de carvão, e é provável que a pressão venha a afetar as rochas adjacentes, moldando-as de forma a lembrar *ripples*.

2. ONDAS EMPILHADAS POR AÇÃO DE CARGA (*pilled and load casted ripples*) (estampa I, fig. 2)

Segundo DZULYNSKI e WALTON (1965), estas estruturas têm origem na ação de carga associada à corrente. Formam-se pelo empilhamento de um a um dos *ripples* que vão submergindo e se acumulando na superfície inferior das camadas de granulação fina.

É provável que a origem deste tipo de estrutura que mostram os sedimentos estudados seja a referida por DZULYNSKI e WALTON (op. cit.). Na Formação Rio Bonito, ocorrem em sua porção média, especificamente, onde aparecem os sedimentos mais finos.

3. ESTRUTURA EM CHAMA (*flame structure*)

MCKEE e GOLDBERG (1969) atribuem

a formação da estrutura em chama à processos relacionados à fluidez da lama. Estes autores citam KUENEN e MENARD (1952) que fizeram experiências provando a origem desta estrutura associada a correntes de turbidez. BIRKENMAJER (1958), também citado por MCKEE e GOLDBERG (op. cit.), refere-se a deslizamentos pós-deposicionais por gravidade ou fluxo, sendo que a estrutura em chama vai orientar-se de acordo com o movimento envolvido. No entanto, em suas próprias experiências, os autores acima citados, concluíram que estas estruturas não representam a orientação do fluxo e sim uma direção oposta.

De acordo com REINECK e SINGH (1973), a estrutura em chama resulta da deposição de areia acima de uma camada hidroplástica de lama. A carga diferencial é, principalmente, produto do ajustamento vertical na interface areia-lama, vindo afundar a areia em forma de lóbulos e elevar prolongamentos linguiformes de lama.

CONYBEARE e CROOK (1968), apresentam a estrutura em chama como relacionada aos mais diversos ambientes, tais como, fluvial, lacustre e marinho batial-abissal.

As estruturas em chama que mostram os sedimentos estudados no presente trabalho são pouco significativas e representam um produto da carga diferencial em camadas de sedimentos finos e ainda não consolidados, ocorrendo na porção média da Formação Rio Bonito.

LAMINAÇÃO CONVOLUTA

(*convolute lamination*)

(estampa I, fig. 4; estampa III, fig. 3)

A gênese da estrutura convoluta tem sido objeto de várias interpretações.

POTTER e PETTIJOHN (1963), sugerem deformação por carga diferencial concomitante com a sedimentação e não aceitam as hipóteses de deslizamento ou ação de corrente.

DZULYNSKI e WALTON (1965) citam outros autores que referem a ocorrência de laminação convoluta a depósitos turbidíticos, porém não restringem a apenas este tipo de origem. Pode ter se processado na superfície do sedimento (KUHN-VELTEN, 1955, apud DZULYNSKI e WALTON, 1965) ou sob uma cobertura posterior (RICH, 1950) por deslizamentos em sedimentos plásticos. A liquefação dos sedimentos dar-se-ia pelo acréscimo da pressão hidrostática causado por carga, ou ondas sísmicas, ou ainda pelo influxo da água confinada nos sedimentos.

Entretanto, KUENEN (1953) sugere que as camadas convolutas podem resultar de deposição por corrente a partir da deformação de *ripples* transversos. As ondulações vêm a ser

exageradas pelo aumento da velocidade da corrente que vai aprofundar as depressões e elevar as cristas, as quais tendem a seguir a direção do fluxo.

DZULYNSKI e WALTON (op. cit.) concluem que a laminação convoluta é uma estrutura complexa e poligenética. Foram produzidas estruturas convolutas em total ausência de corrente por simples sobrecarga agindo sobre sedimento laminado e não consolidado. Estas e outras involuções não originadas por corrente, sugerem os mesmos autores, não poderiam ser consideradas como laminação convoluta propriamente dita. O termo deveria ser restrito àquelas estruturas originadas de deformações hidráulicas primariamente. Porém, a distinção entre os diferentes tipos de contorções é extremamente difícil; portanto, estas estruturas não constituem um critério infalível como indicador de correntes. Possivelmente, as camadas convolutas, formadas em areia, seriam resultado da ação da corrente, enquanto que as formadas em argila ou silte seriam causadas primariamente por carga (MCKEE e GOLDBERG, 1969).

Já CONYBEARE e CROOK (1968), apresentam, além das hipóteses acima tratadas, outras referências a respeito da origem das camadas convolutas. Citam DOTT e HOWARD (1962) que consideram como uma deformação induzida pela gravidade em um sedimento, logo após a deposição. Outra possibilidade é a reação seletiva que se dá em uma camada incompetente ou fragilmente competente entre duas camadas mais competentes sob o efeito de compressões laterais (RAMBERG, 1964 apud CONYBEARE e CROOK, op. cit.). Os ambientes de sedimentação destas estruturas vêm a ser os mais diversos, sendo mais raras em águas rasas. CONYBEARE e CROOK (op. cit.) apresentam, de acordo com os três tipos morfológicos já citados, o ambiente lacustre e batial-abissal para a laminação convoluta, sendo que a laminação enrugada, além destes, ocorre em ambiente fluvial e glacial-periglacial. O último tipo — estrutura em cúspides — ocorre em ambiente nerítico.

Entretanto, MCKEE e GOLDBERG (1960), baseando-se em experimentos de laboratório, concluem que o fator mais significativo para a formação dos tipos de estruturas convolutas por eles estudados, é a distribuição diferencial da carga, principalmente como resultado de esforços verticais. Os mesmos autores citam que as estruturas convolutas resultam de vários fatores e se desenvolvem nos mais diversos ambientes (rios, planícies de inundação, deltas, etc.); no entanto, são mais frequentes em sedimentos de águas profundas.

REINECK e SINGH (1973) apresentam, entre as hipóteses para a formação das camadas

convolutas, o trabalho de WUNDERLICH (1967). Este fala que são resultado da liquefação do sedimento em ambientes de maré, e explica que isto se dá durante a exposição subaérea na maré baixa: o sedimento vai se compactar, expulsando a água, o que ocasiona uma liquefação local, produzindo aí camadas convolutas.

Anteriormente, já foram citadas outras formas de produzir a liquefação dos sedimentos; esta é apenas uma outra hipótese. No entanto, após este minucioso estudo, sentimos que o fator mais importante para a formação das camadas convolutas é a liquefação dos sedimentos que pode se dar de diversas maneiras e em variados ambientes subaquáticos.

No caso específico da Formação Rio Bonito, as laminações convolutas poderiam ter se originado em ambiente de planícies de inundação (estampa III, fig. 3) ou em outros ambientes subaquáticos onde possa ser produzida a liquefação dos sedimentos e uma carga diferencial. Estas camadas convolutas provavelmente não estejam relacionadas, em origem, a correntes de turbidez.

As estruturas convolutas na formação em estudo ocorrem em sedimentos da fração siltica ou siltico-argilosa, de uma forma geral, associadas a estruturas de corrente.

ESTRUTURAS DE DESLIZAMENTO (*slump structures*)

POTTER e PETTIJOHN (1963), referem-se às estruturas de deslizamento como feições produzidas por movimentos gerados, principalmente, pela força da gravidade. Os deslizamentos gravitacionais poderão vir a tornar-se um fluxo de lama subaquático, como resultado da mistura de sedimentos com grande quantidade de água e adquirir mobilidade suficiente para percorrer enormes distâncias.

Estas estruturas, segundo LUDWIG (1964), são encontradas, preferencialmente, em sedimentos subaquáticos nas zonas abaixo da base das ondas.

Para CONYBEARE e CROOK (1968), estruturas de escorregamento não são representativas de um ambiente de sedimentação em particular, podendo formar-se tanto em deslizamentos de fundo oceânico ou lacustre, como em depósitos de rios nas camadas superiores de barras de pontal.

Estruturas de deslizamento são geralmente associadas à rápida sedimentação (REINECK e SINGH, 1973).

Além dos ambientes de sedimentação já citados para a formação das estruturas de escorregamento, REINECK e SINGH (1973) referem-se a um trabalho de MCKEE et alii (1971), com observações destas estruturas for-

mas em ambiente subaéreo em dunas de areia por avalanchas na face de sotavento.

a. DOBRAS DE ESCORREGAMENTO (*folds of décollement type*) (estampa VI, fig. 1, estampa V, fig. 5)

Os mecanismos de origem dos deslizamentos gravitacionais subaquáticos são pouco conhecidos, e, menos ainda, foi visto a respeito de sua organização e estrutura interna.

Para POTTER e PETTIJOHN (1963), estas estruturas poderão ocorrer em qualquer lugar onde se acumulem depósitos instáveis de sedimento. Citam lugares onde a superfície do fundo é escarpada como ambientes prováveis de ocorrerem deslizamentos gravitacionais. Portanto, observam-se estas estruturas, em zonas tectonicamente instáveis, no *front* de um delta, *fronts* de recifes, em *fore sets* de dunas subaéreas e subaquáticas, ao longo das margens erosionais dos canais, em *canyons* submarinos e em lagos glaciais.

WANLESS et alii (1970), citam que escorregamentos representam deslizamentos frontais e laterais no *delta front*. Ocorrem, nesta zona, sedimentos bastante finos.

Vimos concordar com os trabalhos de WANLESS et alii (op. cit.) que referem as estruturas de escorregamento representando deslizamentos no *delta front*, para o caso dos sedimentos muito finos na Formação Rio Bonito. Este tipo de estrutura é notado na parte média superior desta formação, em conexão com outros dados que mostram ocorrer aí depósitos deltaicos.

b. MICROFALHA (*faulting*) (estampa VII, fig. 5)

Pequenas falhas são, geralmente, penecontemporâneas à sedimentação e originadas por escorregamentos sob influência da força da gravidade. Estas estruturas são encontradas com maior frequência em sedimentos de granulação muito fina (argila e silte) e em ambientes de ravinhas e planícies entre as marés e canais de rios em barras de pontal. Podem ocorrer também em sedimentos glacio-lacustres e glacio-fluviais (REINECK e SINGH, 1973).

Falhas contemporâneas são possíveis feições associadas a ambientes deltaicos, conforme MEDEIROS, SCHALLER e FRIEDMAN (1971).

A pequena falha que é referida nos sedimentos estudados é, provavelmente, penecontemporânea e, pela litologia e estruturas sedimentares das camadas, denota um ambiente de deposição em águas pouco profundas.

c. ESTRUTURAS FLUIDAIS (*flow structures*) (estampa II, fig. 1)

THOMAZ F.^o (1967) cita estas estruturas como resultantes de deslizamentos, durante ou logo após a deposição, envolvendo massas fluidais. As camadas, geralmente de granulação fina e muitas vezes intercamadas (arenito e siltito ou argilito), vêm a ser dobradas sofrendo compressão e dilatação. Os estratos de granulação menos fina (arenitos) rompem-se em fragmentos irregulares que permanecem envolvidos pela matriz mais fina e hidroplástica (argilosa ou siltica), formando as bolas de areia.

As estruturas fluidais, especificamente no caso da Formação Rio Bonito, ocorrem em sedimentos finos envolvendo bolas de areia, sendo formadas sin geneticamente pela hidroplasticidade das camadas em um ambiente subaquático como fundo de lago ou em planícies de inundação.

d. ROMPIMENTO EM BLOCOS (*pull apart*)
(estampa I, fig. 6)

Para DZULYNSKI e WALTON (1965), esta estrutura é observada durante os primeiros estágios de um deslizamento. Representa o rompimento das camadas mais frágeis.

CONYBEARE e CROOK (1968) apresentam-na como resultante de forças de tração agindo sobre camadas frágeis de areia ou argila quase sólidas que vão sofrer rompimentos mais ou menos verticais, cujas lacunas serão preenchidas pelo material sobrejacente. A força poderá ser resultante de deslizamento, ou mesmo da remoção do suporte das camadas pela baixa do nível da água ou do padrão do vento.

A formação desta estrutura nos sedimentos estudados é devida a forças já referidas produzindo o rompimento das camadas mais frágeis de sedimento siltico-carbonoso, sendo que o arenito adjacente infiltra-se entre os blocos angulosos preenchendo os espaços que viriam resultar.

e. SLICKENSIDES
(estampa I, fig. 3)

WHITE (1961) refere-se a *slickensides* como pequenas juntas ao longo das quais se produziu algum movimento. Esta estrutura se apresenta em pequena escala, não chegando a ultrapassar os limites da rocha onde ocorreu. O autor, em trabalho sobre a sedimentação de rochas argilosas, concluiu que certas estruturas, como os *slickensides*, têm estreita relação com o ambiente químico de deposição dos sedimentos; neste caso, entre as concentrações de sal e os minerais de argila. Se a concentração de sal é alta, suficiente para flocular a argila, os minerais não irão sedimentar-se como partículas individuais, possuindo uma orientação paralela e os sedimentos deixarão de apresentar uma boa fissilidade. Terão, desta forma, condi-

ções de produzir diversas estruturas como *slickensides*, fissuras, fendas de sinerese, etc. Foi observado que em sedimentos com alta fissilidade, ocorrem poucos *slickensides*. Tais estruturas aparecem em camadas argilosas espessas, sofrendo a ação de sedimentos continuamente depositados em um corpo de água. Sob esta pressão, com os sedimentos plásticos em sedimentação e compactação contínua, pela expulsão da água, viriam ocorrer fendas e escorregamentos ao longo dos planos destas, com fricção de um lado em outro. Os minerais argilosos se orientariam nesta superfície de fricção, dando um aspecto polido à mesma.

Em oposição ao trabalho acima citado, observamos que nos sedimentos da Formação Rio Bonito, ocorrem *slickensides*, principalmente em folhelhos, ou seja, sedimentos que apresentam boa fissilidade. Secundariamente, aparecem em siltitos e argilitos.

DIQUES DE AREIA

A origem dos diques de areia ainda não está bem estabelecida, segundo PETTIJOHN (1957). Podem ser atribuídos a efeitos de movimentos de geossinclinal, quando associados a estruturas de escorregamento, brechas e outras perturbações das camadas. Por outro lado, seriam devidos à pressão hidrostática em arenitos saturados de água, os quais viriam injetar-se nas camadas acima ou abaixo.

Entretanto, POTTER e PETTIJOHN (1963) relacionam a origem destas estruturas à força da gravidade, produzindo movimentos que vão preencher, grão por grão, as fissuras das camadas vizinhas. Sob condições favoráveis, estes diques podem atingir espessura e comprimento consideráveis. Os autores citam, como mecanismos mais comumente aceitos para a origem dos diques, os choques de terremotos, liquefação de arenito saturado de água e a injeção dos mesmos nas fissuras abertas por choque, sob a pressão do estrato superior.

Em DZULYNSKI e WALTON (1965), estas estruturas seriam causadas por sedimentos liquefeitos e relacionados a deslizamentos. Enquadram-se aí, principalmente, os diques de pequeno tamanho, como é o caso dos encontrados no presente estudo.

CONYBEARE e CROOK (1968) citam como prováveis para a formação destas estruturas os ambientes: fluvial, de praia, nerítico, batial-abissal e glacial-periglacial.

Diques de areia não assinalam um ambiente particular, segundo REINECK e SINGH (1973). Podem ocorrer em zonas profundas do oceano, em águas rasas de ambientes marinhos ou não, e, mesmo, em desertos.

Este tipo de estrutura é pouco significativo nos sedimentos da Formação Rio Bonito,

apresentando-se em pequena escala e sendo pouco freqüente. É provável que sua origem esteja ligada à injeção de sedimentos hidroplásticos no estrato superior sob efeito de pressão.

GALHAS DE ARGILA (*clay galls*) (estampa V, fig. 1)

TWENHOFEL (1950) refere-se a esta estrutura como anéis ou cilindros de argila formados por quebra de finas camadas de lama, transportados por rolamento e depositados por fatores eólicos ou subaquáticos a considerável distância de sua origem. Como ambiente para a formação das galhas de argila cita planícies de maré, onde é depositada uma camada de lama acima da areia durante a maré alta. Esta camada irá adquirir rigidez, secando, no espaço entre as marés sendo, posteriormente, quebrada e carregada em época de nova maré alta.

Galhas de argila significam condições de ambiente seco a árido na zona de origem. São abundantes na base de camadas de areia e se relacionam com o acanalamento e erosão de camadas de argila ou folhelhos. Por outro lado, podem se originar da dissecação e quebra de uma fina camada de argila (PETTIJOHN, 1957).

PELOTAS DE ARGILA (*clay balls*)

CONYBEARE e CROOK (1968) apresentam estas estruturas como observáveis em ambientes de planícies de maré, canais fluviais e de pé de monte.

Com respeito à origem e ambiente de deposição das galhas e pelotas de argila que ocorrem nos sedimentos estudados, concordamos com os autores acima, que referem-nos a ambientes de águas rasas, sendo provável o ambiente fluvial ou de planícies de maré em grande lago. Podem vir a ser produto da erosão de camadas argilosas sendo carregadas pela corrente e depositadas em lugares diversos.

ESTILÓLITOS E CAMADAS ESTILOLÍTICAS (estampa IV, fig. 2; estampa VI, figs. 2 e 3)

SHROCK (1948) apresenta as teorias de solução-pressão e contração-pressão. A primeira, descrita por STOCKDALE (1922, apud SHROCK, 1948) propõe a formação dos estilólitos por solução de minerais em rochas já compactadas, sob pressão. A outra representa a hipótese de contração e pressão em sedimentos inconsolidados, apresentada por SHAUB (1947). SHROCK (op. cit.) conclui que ambas as teorias são sustentadas por evidências na origem dos estilólitos, os quais, portanto, apresentam múltipla gênese.

Segundo o trabalho de SHAUB (op. cit.), as camadas estilolíticas com material carbonoso, como encontramos em nosso material, te-

riam origem detrítica e não seriam o produto da solução do quartzo ao longo de fraturas como foi postulado por STOCKDALE (op. cit.). A formação de camadas de carvão estilolíticas dar-se-ia na época da deposição dos sedimentos, com o material ainda não compactado. Tanto o arenito como o carvão se depositariam, simultaneamente, em forma detrítica, sendo que, sob o efeito da pressão provida do ajustamento das camadas durante a compactação, o carvão, por ser mais friável e ainda plástico, viria a apresentar a forma sinuosa de um estilólito.

Sobre a teoria de STOCKDALE (op. cit.), pode-se dizer que a solução é diretamente responsável e a pressão vertical dirige e localiza a solução em rochas já compactadas, modificando-as de acordo com o caráter da rocha envolvida. A forma estilolítica provém da diferença da aplicação da forma de pressão e da solubilidade da rocha. O plano ondulado do estilólito é marcado por uma película de argila que representa o material insolúvel (TWENHOFEL, 1950).

Trabalhos de SHAUB (1953) e DUNNINGTON (1954), referem-se aos estilólitos em sedimentos calcários como estruturas relacionadas à migração do óleo em subsuperfície. Suas cavidades tanto podem servir como reservatórios, como facilitar o movimento do fluido, quando existem canais de acesso à rocha de origem do óleo.

PARK e SCHOT (1968) apresentam um importante estudo crítico sobre a origem dos estilólitos. Além das teorias já citadas (solução-pressão e contração-pressão), referem-se à teoria de PROKOPOVICH (1952) sobre a solução subaquosa.

A primeira — solução-pressão — apresenta dificuldades para explicar as superfícies de encaixe no início da estilolitização e as pressões diferenciais nestas superfícies, na falta de ajustamentos microtectônicos e rochas dobradas. Para a teoria — contração-pressão —, falta explicar a presença da película de material residual insolúvel e o efeito da solução-pressão entre os grãos observados nas camadas estilolíticas. Estas duas teorias ainda possuem adeptos hoje, sendo que a de PROKOPOVICH (op. cit.) já foi deixada de lado.

Os autores do trabalho concluem que uma teoria não exclui a outra, pois há evidências de estilólitos formados após a compactação das rochas, os quais são encontrados, preferencialmente, em áreas afetadas por tectonismo ou metamorfismo e outros, em que o processo de estilolitização se opera durante a história diagenética da rocha, antes da litificação, porém como estrutura secundária. Estes serão produzidos por solução diferencial do material ao longo de uma fratura da rocha, sendo as superfícies do estilólito marcadas

por um depósito residual, comumente argila escura ou material carbonoso.

Foi observado que nos sedimentos da Formação Rio Bonito só ocorre este tipo de estrutura em arenitos, tanto grosseiros, como médios ou finos. A posição de ocorrência é paralela a subparalela à superfície de deposição da camada onde se encontram. Mostram-se, principalmente, de dois tipos, segundo a classificação de PARK e SCHÖT (1968): sismogramas e suturados. É importante ressaltar que as camadas estilolíticas são compostas de gipsita quando ocorrem anteriores às primeiras camadas de carvão, sendo compostas de material argilo-carbonoso quando posteriores ao carvão. É provável que os estilólitos que são preenchidos por material calcífero se relacionem em origem à teoria da solução-pressão e tenham sido formados após a compactação dos sedimentos, segundo STOCKDALE (op. cit.). Os que possuem um preenchimento de material argilo-carbonoso, poderiam estar enquadrados na teoria de SHAUB (op. cit.) ou, ainda, serem originados segundo a hipótese de STOCKADALE (op. cit.) da mesma forma que os outros, possuindo um preenchimento de material diferente, apenas pela proximidade com as camadas de carvão.

NÓDULOS DE PIRITA

(estampa IV, fig. 3; estampa V, fig. 4)

Agregados de minerais de pirita ocorrem em argilas e folhelhos. Imagina-se que nódulos ou esferulitos de pirita são formados em ambientes neutros e alcalinos, na maioria dos casos marinho (EDWARD e BAKER, 1951, apud PETTIJOHN, 1957).

Para CONYBEARE e CROOK (1968), os nódulos de pirita se formam sob condições reductoras, durante a consolidação dos sedimentos. Ocorrem em ambientes euxínicos, ou seja, sob condições anaeróbicas. Podem formar-se, portanto, em ambientes profundos ou em águas rasas de lagos.

CONCREÇÕES

(estampa III, fig. 6)

As concreções podem ser desenvolvidas por processos orgânicos, físicos ou químicos.

Concreções de pirita, como encontramos em grande quantidade nos sedimentos da Formação Rio Bonito, são agregados de cristais, de forma geralmente esférica. São comuns em sedimentos contendo matéria orgânica e abundantes em carvões parálicos e folhelhos pretos marinhos (TWEINHOFEL, 1950).

Para PETTIJOHN (1957), as concreções são produtos do acúmulo de matéria mineral, construídas a partir de um núcleo.

Certamente, a abundância de nódulos e concreções de pirita que ocorre na Formação

Rio Bonito está relacionada ao ambiente euxínico e à grande quantidade de matéria orgânica vegetal presente nos sedimentos. Como ambiente de formação, sugerem águas de lagos ou pantanais ou, mesmo, podem ocorrer dentro do ambiente deltaico em arenitos fluviais de canal.

CARBONATO DE CÁLCIO E SULFATO DE CÁLCIO PREENCHENDO FRATURAS VERTICAIS E SUBVERTICAIS E INTERCALADOS COMO LÂMINAS NO SEDIMENTO

(estampa IV, figs. 5 e 6; estampa V, figs. 1 e 4)

Estes sais, segundo TWEINHOFEL (1950), podem ser depositados em oceanos, lagos, rios e ainda no continente. Os maiores depósitos são relatados para as profundidades dos oceanos. Sua origem pode estar ligada a processos químicos (orgânicos ou inorgânicos) ou mecânicos.

A formação de gipsita está relacionada à evaporação da água, na qual estes minerais encontram-se em solução ou à precipitação por reações químicas, sem evaporação, ou ainda, ser resultado do congelamento da água. Podem também desenvolver-se através de substituição de outras substâncias ou metamorfismo dos resíduos salinos (TWEINHOFEL, 1961).

Para os sedimentos da Formação Rio Bonito é provável que estas lâminas tenham se formado a partir da infiltração de águas de percolação nas fraturas já existentes nos sedimentos, preenchendo-as pela precipitação das soluções. Neste caso, não representam feições de grande importância para o estudo de ambientes deposicionais.

BIOTURBAÇÃO

(estampa VI, fig. 6)

Para LUDWIG (1964), depósitos fortemente mosqueados indicam baixa taxa de deposição e demonstram que estes sedimentos não foram, posteriormente, retrabalhados ou redepósitos por correntes.

Para CONYBEARE e CROOK (1968), estas estruturas se originam principalmente em ambientes onde a deposição do sedimento é lenta ou descontínua e sem ação de ondas ou correntes. São estruturas comuns em ambientes marinhos em todas as profundidades, assim como em baías e lagoas e, ainda, em depósitos arenosos e lamacentos de rios.

A maior ou menor bioturbação dos sedimentos depende do número de animais, da maneira pela qual o sedimento é perturbado e da taxa de sedimentação. (PIPER e MARSHALL, 1969).

Baseando-nos nesses dados, podemos referir para os sedimentos que apresentam estruturas de bioturbação na formação em estudo, am-

bientes onde a taxa de sedimentação seria bastante baixa e os movimentos de correntes fracos. Ocorrem, principalmente, em siltitos e arenitos, podendo representar ambientes deltaicos em fácies de fundo e em zonas de baías e lagos ou ambientes fluviais em planícies de inundação. Aparecem na parte superior da Formação Rio Bonito, à época em que, provavelmente a bacia já estava quase totalmente colmatada.

IMPREGNAÇÃO DE ÓLEO NOS ARENITOS (estampa I, fig. 1)

Alguns estratos de arenito apresentam níveis com manchas de óleo. Acreditamos que estas provavelmente estejam relacionadas em origem às camadas de carvão inferiores.

Nota-se maior incidência dessas manchas nas porções médias e superiores da Formação Rio Bonito.

HORIZONTES DE SOLO (estampa VI, fig. 5)

Segundo CONYBEARE e CROOK (1968), solos fósseis são comumente formados em depósitos de planícies de inundação de vales de rios ou deltas e em sedimentos pantanosos costeiros. Estes autores citam que raízes de plantas fósseis podem significar uma discordância, ou um hiato de sedimentos não marinhos entre outros depósitos numa sequência marinha de linha de costa (planícies de maré).

PUTZER (1953), comentando a ocorrência na Formação Rio Bonito, explica que estes solos representam uma flora autóctone logo após a formação da camada de carvão Barro Branco. De acordo com este autor, as camadas de carvão de Santa Catarina, são de origem lacustre, e por esse motivo, ele relaciona estes solos a lagos rasos em terra firme, com plantas de baixo crescimento, uma vez que as raízes seriam finas e curtas.

De acordo com os trabalhos de WANLESS et alii (1970), restos de raízes também são comuns no *delta front*.

Especificamente, no caso da Formação Rio Bonito, os solos podem significar ambientes de águas rasas com correntes muito fracas, dentro de um complexo deltaico, tanto pela presença de raízes como pelas outras estruturas presentes no arenito, como laminação cruzada acanalada em pequena escala, ondulada e irregular.

LÂMINAS DE CARVÃO A VITRÊNIO INTERCALADAS NO SEDIMENTO (estampa II, fig. 4; estampa III, fig. 5; estampa VI, fig. 4)

SHROCK (1948) cita um trabalho de JOHNSTON (1922) em depósitos de *top set* do delta de Krase River, no qual este autor apresenta como possível bandejamento sazonal a intercalação entre lâminas de matéria orgânica carbonosa e outros sedimentos. Refere que, em depósitos deltaicos, finas lâminas de matéria orgânica vegetal se alternam com laminações de maré formadas durante o aporte de água doce carregando silte e arenito fino.

WANLESS et alii (1970), referindo-se a ambientes deltaicos, citam que nos arenitos de canais e deltas ocorrem moldes de vegetais e lentes irregulares ou bolsas de carvão; nestes casos, o carvão é quase puro vitrênio, representando uma aglutinação de partículas de lenho.

Estas feições são significativas na Formação Rio Bonito, ocorrendo em grande quantidade intercaladas em toda a extensão dos sedimentos desta formação. Aparecem, principalmente, em forma de vitrênio e secundariamente dos outros tipos de carvão; isto demonstra, de acordo com os autores anteriormente citados, tratar-se de um ambiente tipicamente deltaico. É provável que estas lâminas representem deposição de matéria orgânica ainda em forma de vegetal que mais tarde vêm a transformar-se em carvão. A presença de vitrênio denota um aporte de material grosseiro do vegetal, como o lenho, e uma total ausência de oxigênio na época da transformação em carvão.

QUADRO I
OCORRÊNCIA AMBIENTAL DAS ESTRUTURAS SEDIMENTARES
(Formação Rio Bonito)

(Baseado em CONYBEARE e CROOK, 1968)

AMBIENTE ESTRUTURA										
	Piemonte	Fluvial	Planície de Inundação	Lacustre	Deltaico	Praia	Planície de Maré e Canais	Nerítico	Batial-Abissal	Eólico
Estratificação <i>Flaser</i>					x	x	x	x	x	
Camadas Maciças		x			x	x		x	x	
Estrat. Plano-Paralela		x	x	x	x	x	x	x	x	x
Estrat. Ondulada		x		x	x	x	x	x	x	x
Estrat. Irregular							x	x		
Estrat. Cruzada em Grande Escala		x			x	x				x
Estrat. Cruzada em Escala Média	x	x		x	x	x	x		x	x
Estrat. Cruzada em Pequena Escala		x	x	x	x	x	x	x	x	x
Camadas Gradacionais		x	x	x	x	x	x	x	x	
Estruturas de Corte e Preenchimento		x			x	x				x
<i>Pseudo-Ripples</i>		x		x	x					
Ondas Empilhadas p/Carga		x		x	x		x	x	x	x
Estrutura em Chama		x		x				x	x	
Laminação Convoluta		x	x	x	x		x	x	x	x
Dobras de Escorregamento		x		x	x		x		x	x
Microfalha		x		x	x		x			x
Estruturas Fluidais		x	x	x	x		x	x	x	x
<i>Pull-Apart</i>		x		x	x		x			
<i>Slickensides</i>					x		x	x	x	
Diques de Areia		x				x		x	x	x
Galhas de Argila							x			
Pelotas e Argila	x	x					x			
Estilolitos										
Nódulos de Pirita		x	x	x	x			x	x	
Concreções		x	x	x	x		x			
Frat. Preenchidas por CaCO ₃ e CaSO ₄		x	x	x	x	x	x	x	x	
Bioturbação		x	x	x	x		x	x	x	
Nível Fóssil com Vegetais	x	x	x	x	x		x			
Horizontes de Solo		x	x	x	x	x	x			
Lâminas de Carvão no Sedimento		x			x		x			

VII.2 - FORMAÇÃO RIO BONITO

De acordo com o Quadro I, pode-se verificar que a Formação Rio Bonito possui maior número de estruturas sedimentares peculiares aos ambientes fluvial, lacustre, planícies de maré e deltaico. Em um complexo deltaico, não se excluem os outros ambientes que apresentaram um número significativo de estruturas nos sedimentos da formação em estudo. Portanto, as evidências de um ambiente tipicamente deltaico vêm a ser aceitáveis.

VIII - SEQUÊNCIA VERTICAL DE FÁCIES

Embora a maioria dos dados de sondagens da Formação Rio Bonito, neste trabalho, se refiram a sua porção média superior, apresentando apenas a sondagem 1 AR 46 SC os sedimentos desta formação em seu todo, pode ser descrita, em linhas gerais, a sequência vertical de facies sem, no entanto, interpretar padrões definitivos, uma vez que existem muitos pontos a serem esclarecidos.

Dessa forma, foi considerado o testemunho da sondagem 1 AR 46 SC como perfil-base, sendo o estudo complementado com dados comparativos de estruturas sedimentares e litologias dos outros testemunhos observados.

Podemos dizer que a Formação Rio Bonito se caracteriza por apresentar na base, predominantemente, sedimentos imaturos, dando uma idéia de rápida deposição. Compreendendo arenitos arcoseanos e feldspáticos de cor cinza claro em sua maior parte grosseiros, ocorrendo, secundariamente, arenitos médios e finos e, menos frequentemente, siltitos, lamitos e folhelhos. As camadas de arenito grosseiro, em geral, apresentam aparência maciça e os sedimentos mais finos possuem estruturas de corrente como estratificação cruzada, tanto em grande, como em média e pequena escala, laminação ondulada, irregular e plano-paralela. Algumas camadas de arenitos mostram acamadamento gradacional. Aparecem esparsas lâminas silticas e de folhelho intercaladas nos estratos de arenito. Nestas camadas de arenito, ocorrem estilólitos e lâminas de material calcífero. Os folhelhos e lamitos denotam grande percentagem de matéria orgânica em seus sedimentos, aparecendo aí nódulos de pirita e *slickensides*. Os dados referentes às estruturas sedimentares e litologias, nesta fase, podem indicar um ambiente fluvial com fácies de canal e de planície de inundação; nesta última, estão enquadrados os sedimentos finos como lamitos e folhelhos escuros.

Na porção média, predominam as rochas de granulação mais fina, como siltitos, folhelhos e arenitos silticos, nesta fase já quartzosos. Os sedimentos são micáceos e os siltitos e folhelhos de cor, geralmente, escura.

As estruturas sedimentares são as mais variadas, ocorrendo estratificação cruzada aca-nalada em pequena escala, estruturas de corte e preenchimento, laminação plano-paralela e irregular. Nota-se a presença de dobras de escorregamento e, nas camadas onde o sedimento apresenta-se arenoso, aparecem estilólitos preenchidos por material argilo-carbonoso. Ocorrem estratos de folhelho carbonoso com *slickensides* e restos de vegetais carbonificados. Aparecem, nas rochas, pequenas fraturas preenchidas por calcita ou gipsita, e ainda, nódulos e concreções piritizadas.

Na parte superior desta formação, voltam a ocorrer, predominantemente, as rochas psamíticas quartzosas e as camadas de carvão superiores, entre elas, a Barro Branco, que se estende por toda a área estudada e a Treviso, que é restrita a área norte da bacia. Os arenitos são, principalmente, de cor cinza claro finos a médios e calcíferos, apresentando intercalações de lâminas de carvão a vitrênio. Estas camadas de arenito mostram-se, em grande parte, maciças com estilólitos preenchidos por material argilo-carbonoso. Em certas zonas da bacia, os arenitos superiores ocorrem ferrificados.

A Sudeste, onde foram analisados os testemunhos das perfurações 1 AR 46 SC e 1 AR 18 SC 02, observa-se nesta porção superior, além da presença de arenitos quartzosos finos a médios, siltitos com estruturas *flaser* e bioturbação, demonstrando um ambiente de águas rasas não muito movimentadas onde a areia se deposita por corrente e a argila em suspensão. Nesta área aparecem os horizontes de solo que vêm confirmar um ambiente de águas rasas sem grandes movimentações.

As estruturas de bioturbação e estratificação *flaser* na porção média da área de estudo, ocorrem em um nível estratigráfico inferior ao da zona referida acima, demonstrando movimentos epigenéticos de subsidência nessa parte da bacia, pois, logo superior a esse, ocorre um arenito quartzoso médio a grosseiro.

Os sedimentos mostram, além de intercalações de lentes de material carbonoso, restos de vegetais carbonificados e nódulos e concreções de pirita. Ocorrem ainda, fraturas preenchidas por material calcífero. Nesta parte da sequência sedimentar aparecem intrusões de diabásio.

Na porção norte da bacia carbonífera, nota-se uma maior espessura na camada de carvão Barro Branco e, intercalado no carvão um arenito quartzoso, além das peculiares camadas de silito que aparecem alternadas com o carvão em toda a extensão da camada. Isto sugere uma subsidência da área e uma suspensão temporária no suprimento de matéria orgânica vegetal.

As camadas de carvão anteriores à Barro Branco, são restritas a bacias isoladas, representando, provavelmente, baixos topográficos na

região. Estas áreas poderiam vir a ser regiões pantanosas ou áreas interdistributárias dentro do complexo deltáico.

Na época da formação da camada Barro Branco que se apresenta como um depósito contínuo de carvão, o ambiente, provavelmente, teria sido uniformizado, pois desta camada para o topo da formação, em toda a bacia, os sedimentos apresentam similaridades, passando, gradacionalmente, à Formação Palermo.

A seqüência sedimentar denota uma deposição em bacia intracratônica com sedimentos ocorrendo dentro de uma certa ritmicidade, mostrando uma sucessão de arenitos, siltitos e

folhelhos com intercalações de camadas de carvão, sem a ocorrência de movimentos oscilatórios violentos. É provável que toda a seqüência deposicional tenha ocorrido em ambientes não muito profundos.

A falta de camadas tipicamente marinhas e, até o presente, de fósseis marinhos abstrai a possibilidade de um ambiente de delta marinho. Entretanto, a possibilidade de que a bacia tenha tido uma ligação com o mar não deve ser excluída.

A seqüência vertical de fácies pode ser visualizada no quadro de correlações das sondagens (fig. 11).

IX — CONCLUSÕES

— O contato entre o Subgrupo Itararé e os sedimentos da Formação Rio Bonito dá-se gradacionalmente na área estudada. Da mesma forma, ocorre entre a Formação Rio Bonito e a Formação Palermo, uma vez que foi observado apresentarem-se os sedimentos do Rio Bonito superior muito semelhantes aos do Palermo, mostrando aí siltitos escuros com estruturas *flaser* e bioturbações.

— Foram observadas pequenas lentes de material carbonoso, nos sedimentos estudados pertencentes ao Subgrupo Itararé, o que poderia vir a confirmar a presença de carvão em sedimentos anteriores à Formação Rio Bonito.

— As estruturas sedimentares e litologias que ocorrem nos sedimentos estudados do Subgrupo Itararé, denotam um ambiente fluvial com fácies de canal em constante mudança.

— A Formação Rio Bonito constitui-se, principalmente, de arenitos arcoseanos e feldspáticos na base, sendo que na parte média ocorrem siltitos e folhelhos, alguns carbonosos, e no topo, aparecem, de forma geral, arenitos finos e quartzosos, com camadas de carvão. Predominam, em toda a extensão da formação em estudo, sedimentos finos de fração areia média a fina e silte, que ocorrem dentro de uma certa ritmicidade. Estes sedimentos apresentam-se, principalmente, bem selecionados, com grande quantidade de mica muscovita fina e com grãos de forma subangular a subarredondada.

— Os arenitos apresentam, predominantemente, estruturas como estratificações cruzadas e plano-paralelas e os siltitos, estratificações cruzadas em pequena escala, plano-paralelas, onduladas e *flaser*.

— Os sedimentos de granulação grosseira e os de granulação muito fina, como os argilosos, em geral, não apresentam um grande número de estruturas visíveis, sendo os de fração areia média a silte os que mostram maior variedade de estruturas sedimentares.

— Os estilólitos aparecem, preferencialmente, nos sedimentos arenosos de frações grosseiras a finas, estando ausentes nos siltitos e folhelhos. Estas estruturas, quando anteriores às camadas de carvão, possuem preenchimento de material calcífero, estando superiores a estas camadas, apresentam-se preenchidos por material argilo-carbonoso.

— As estruturas de bioturbação aparecem em um nível estratigráfico superior nos sedimentos da Formação Rio Bonito.

— Os siltitos e arenitos finos mostram, secundariamente, estruturas de escorregamento, representando prováveis deslizamentos no frente deltaico.

— No arenito quartzoso acima da camada de carvão Barro Branco, ocorrem horizontes de solo, demonstrando a existência de lagos rasos continentais, com uma flora autóctone na parte

superior da Formação Rio Bonito.

— A abundância de concreções e nódulos de pirita em toda a extensão da Formação Rio Bonito dá a idéia de um ambiente subaquático redutor.

— Ocorrem, em grande quantidade, lentes e pequenas camadas de material calcífero: gipsita e calcita, provavelmente preenchendo fraturas pós-deposicionais.

— Na parte Norte da zona estudada aparece, intercalado na camada de carvão Barro Branco, um arenito quartzoso, além das camadas de silito e carvão, o qual, provavelmente por sua porosidade, vem causar uma redução na qualidade do carvão. Demonstra subsidência da área e falta temporária no suprimento de matéria orgânica vegetal.

— A camada de carvão Barro Branco se estende por toda a área estudada, representando um depósito contínuo de carvão. As outras camadas de carvão são restritas a bacias isoladas, dando a idéia de baixos topográficos, representados por zonas pantanosas ou lacustres. Observa-se, a partir da camada Barro Branco, similaridades em toda a área carbonífera, sendo provável que a bacia nesta época estivesse em assoreamento total, ocorrendo a sedimentação de maneira uniforme e, de forma transicional, passasse à Formação Palermo.

— Os carvões, provavelmente, seriam límnicos, uma vez que não foram encontrados sedimentos marinhos em conexão com as camadas de carvão, de acordo com a concepção de STUTZER & NOÉ (1940).

— Espessas camadas sem laminação, como ocorrem nos sedimentos estudados, são características de depósitos de delta.

— A abundância de lâminas e lentes de carvão, principalmente vitrênio e restos de plantas intercalados nos sedimentos da Formação Rio Bonito, assim como os tipos de estruturas sedimentares que ocorrem e a grande diversificação destas, encontrada em um pequeno intervalo sedimentar, são caracteres típicos de um ambiente deltaico.

— A ausência, até hoje, de fósseis de animais marinhos, muito mais facilmente preserváveis do que os fósseis vegetais e a falta de camadas tipicamente marinhas na zona estudada, afasta a idéia de delta marinho.

— Tendo em vista as características de ambiente marinho encontradas fora da área em estudo, na fácies Taió, assim como outras evidências restritas a áreas isoladas, não se poderia excluir alguma ligação com o mar.

— Pode ser referido para a Formação Rio Bonito de Santa Catarina um ambiente deltaico, em um grande lago, onde seriam depositadas e, rapidamente soterradas, significativas quantidades de matéria orgânica vegetal, dando origem a extensas camadas de carvão.

ESTAMPA 1

- FIG. 1 — Manchas de óleo em arenito
Perfuração 1 AR 37 SC 02
405,90 m
- FIG. 2 — Ondas empilhadas por ação de carga (*pilled and load casted ripples*)
Perfuração 1 MA 22 SC 04
267,96 m
- FIG. 3 — *Slickensides*
Perfuração 1 MA 22 SC 04
255,00 m
- FIG. 4 — Camadas contorcidas (enrugadas)
Perfuração 1 MA 22 SC 04
249,40 m
- FIG. 5 — Estratificação *flaser* com laminação cruzada
Perfuração 1 MA 22 SC 04
246,50 m
- FIG. 6 — Rompimento em blocos (*pull-apart*)
Perfuração 1 MA 22 SC 04
209,90 m

1

2

3

4

5

6

ESTAMPA II

FIG. 1 — Estrutura fluidal (*flow structure with sand balls*)
Perfuração 1 MA 22 SC 04
206,17 m

FIG. 2 — Contato entre a rocha granítica do embasamento e o Subgrupo Itararé
Nítida superfície de erosão
Perfuração 1 AR 46 SC
247,24 m

FIG. 3 — Itararé — Arenito conglomerático com estruturas de corte
e preenchimento (*cut and fill*)
Perfuração 1 AR 46 SC
246,90 m

FIG. 4 — Itararé — lente de carvão intercalada de arenito
Perfuração 1 AR 46 SC
246,00 m
Aumento: 2,5 x

1

2

3

4

ESTAMPA III

FIG. 1 – Itararé – Ortoconglomerado petromítico
Perfuração 1 AR 46 SC
244,00 m

FIG. 2 – Contato Itararé – Rio Bonito
Nível conglomerático
Perfuração 1 AR 46 SC
242,10 m

FIG. 3 – Camadas convolutas
Perfuração 1 AR 46 SC
232,30 m

FIG. 4 – Estratificação cruzada
Acamadamento gradacional
Perfuração 1 AR 46 SC
227,55 m

FIG. 5 – Lâmina de vitrênio intercalada no sedimento
Perfuração 1 AR 46 SC
212,90 m

FIG. 6 – Concreção singenética de pirita e infiltração epigenética de pirita
Estratificação plano-paralela
Perfuração 1 AR 46 SC
212,65 m

ESTAMPA IV

FIG. 1 – Laminação ondulada (*ripple lamination*)
Estratificação *flaser*
Perfuração 1 AR 46 SC
212,27 m

FIG. 2 – Estilólitos tipo suturado preenchidos por gipsita fibrosa
Arenito maciço
Perfuração 1 AR 46 SC
208,50 m

FIG. 3 – Laminação irregular
Nódulos de pirita
Perfuração 1 AR 46 SC
198,15 m

FIG. 4 – Deformações por carga junto à camada de carvão (*pseudo-ripples*)
Perfuração 1 AR 46 SC
197,98 m

FIG. 5 – Ca CO_3 preenchendo fraturas verticais e horizontais
Perfuração 1 AR 46 SC
190,65 m

FIG. 6 – Camada de gipsita fibrosa
Perfuração 1 AR 46 SC
189,80 m

1

3

4

1 2 3 4

2

6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20

5

2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

6

0 1 2 3 4 5 6 7

ESTAMPA V

FIG. 1 – Galhas de argila em folhelho carbonoso
Lâmina de gipsita fibrosa
Perfuração 1 AR 46 SC
181,35 m

FIG. 2 – Calcário com restos vegetais
Perfuração 1 AR 46 SC
173,94 m

FIG. 3 – Estratificação *flaser*
Perfuração 1 AR 46 SC
170,30 m

FIG. 4 – Estratificação cruzada acanalada de pequena escala
Estrutura de corte e preenchimento (*cut and fill*)
Lâminas de gipsita fibrosa
Nódulos de pirita
Superfície de erosão na base
Perfuração 1 AR 46 SC
171,35 m

FIG. 5 – Dobras típicas de escorregamento (*slump*)
Perfuração 1 AR 46 SC
167,85 m

ESTAMPA VI

FIG. 1 — Dobras típicas de escorregamento (*slump*)
Perfuração 1 AR 46 SC
162,45 m

FIG. 2 — Estilólito tipo suturado com preenchimento de material
argilo-carbonoso em arenito grosseiro e maciço
Perfuração 1 AR 46 SC
132,45 m

FIG. 3 — O mesmo da FIG. 2 — parte interna
Nódulos de pirita

FIG. 4 — Lâminas de vitrênio com infiltração de calcita
Perfuração 1 AR 46 SC
110,53 m

FIG. 5 — Horizonte de solo
Perfuração 1 AR 46 SC
106,49 m

FIG. 6 — Bioturbação
Perfuração 1 AR 46 SC
92,50 m

ESTAMPA VII

- FIG. 1 — Conglomerado com grânulos e seixos de carvão após a camada Barro Branco
Perfuração 1 CR 13 SC 01
217,70 m
- FIG. 2 — Contato de arenito com rocha vulcânica. Sedimento com aspecto brechóide.
Perfuração 1 LM 30 SC 07
300,00 m
- FIG. 3 — Nível fossilífero — *Paracalamites sp*
Perfuração 1 LM 30 SC 07
292,20 m
- FIG. 4 — Arenito grosseiro intercalado em sedimento fino; Superfície de erosão
Perfuração 1 LM 30 SC 07
287,80 m
- FIG. 5 — Microfalha — rejeito 8 mm
Perfuração 1 LM 30 SC 07
250,13 m

1

2

3

4

5

BIBLIOGRAFIA

- ALLEN, J.R.L. - 1968 - *Current ripples their relation to patterns of water and sediment motion*. Amsterdam, North-Holland. 433 p. 31 fig.
- BAUMGARTER, C.S.; FALKENHEIN, F.U.H.; ESTRELLA, G.O.; OLIVEIRA, J.J.; CHAGAS, J.F.; CARVALHAES, J.B. - 1973 - Interpretação ambiental a partir de estruturas sedimentares. *Boletim Técnico da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 16 (3):95-112, fig. 1, Tab. 1-5 Pl A-H.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; MARQUES F.^o, P.L. - 1966 - Estruturas e texturas da Formação Furnas e sua significação Paleogeográfica. *Boletim da Universidade Federal do Paraná, Geologia*, Curitiba, 18:114, fig. 23, anexo 1-5.
- BIRKENMAJER, K. - 1958 - Orientowane hieroglify splywowe we fliszu karpackim i ich stosunek do hieroglifów pradowych in wlezeniowych. *Acta Geologica Polonica*, Varsóvia, 8:117-48.
- BOUMA, A.H. - 1962 - *Sedimentology of some flysch deposits*. Amsterdam, Elsevier, 268 p.
- BUCHER, W.H. - 1919 - On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographic interpretation. *American Journal of Science*, New Haven, 47(4):149-210; 241-69.
- CAMPBELL, C.V. - 1967 - Lamina, lamina set, bed and bed set. *Sedimentology*, Amsterdam, 8:7-26.
- CASSYAP, S.M. - 1970 - Sedimentary Cycles and environment of deposition of the Barakar Coal Measures of Lower Gondwana, India. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, Okla, 40(4):1302-17, fig. 1-12, tab. 1.
- CONYBEARE, C.E.B. & CROOK, K.A.W. - 1968 - Manual of Sedimentary Structures. *Bulletin du Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics*. Canberra, 102:1-327, 108 pl.
- DAVIES, H.G. - 1965 - Convolute lamination and others structures from the Lower coal measures of Yorkshire. *Sedimentology*, Amsterdam, 5:305-25.
- DOTT Jr., R.H. & HOWARD, J.K. - 1962 - Convolute lamination in non-graded sequences. *The Journal of Geology*, Chicago, Il., 70(1):114-21.
- DUNBAR, C.O. & RODGERS, J. - 1957 - *Principles of stratigraphy*. New York, John Wiley. 356p., 123 fig. 21 tab.
- DUNNINGTON, H.V. - 1954 - Stylolite development post-dates rock induration. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, Okla., 24(1):27-49, fig. 1, pl. 1-4.
- DZULYNSKI, S. & WALTON, E.K. - 1965 - *Sedimentary features of flysch and greywaches*. Amsterdam, Elsevier, 274p. 167 fig. 5 tab.
- EARP, J.R. - 1938 - The higher Silurian rocks of the Kerry District, Montgomery-shire. *Quarterly Journal of Geological Society of London*, London, 94:125-60.
- EDWARDS, A.B. & BAKER, G. - 1951 - Some occurrences of supergene iron sulphides in relation to their environments of deposition. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, Okla, 21:34-46.
- FABRICIO, J.A.C. - 1973 - *Projeto Carvão de Santa Catarina. Relatório Integrado*. Convênio DNPM-CPRM. 5 volumes.
- FUCHS, T. - 1895 - Studien über Fucoiden und Hieroglyphen, Kōnege Akademie der Wissenschaften, Wien, 62:369-448.
- GORDON Jr., M. - 1947 - Classification of the Gondwanic rocks of Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul. *Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Rio de Janeiro, 38:1-19.
- GOULD, H.R. - 1970 - "The Mississippi Delta Complex". In: MORGAN, J.P. & SHAVER, R.H. - *Deltaic Sedimentation Modern and Ancient*. Tulsa, Okla. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 312p. il. p.3-30, fig. 1-26. (Publicação Especial número 15).
- GRANGEON, M. - 1960 - Observations sur la sédimentation houillère. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Paris, 2(5):630-49, fig. 1-3, pl. 1-12.
- HAMBLIN, W.K. - 1965 - Internal structures of "homogeneous" sandstones. *Bulletin of the Kansas Geological Survey*, Kansas, 175:569-82.
- INGRAM, R.L. - 1954 - Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. *Bulletin of the Geological Society of America*, New York, 65:937-8.
- JOHNSTON, W.A. - 1922 - The character of the stratification of the sediments in the recent delta of Fraser River, British Columbia, Canada. *The Journal of Geology*, Chicago, Il., 30:115-29.
- KLEEREKOPER, H. - 1939 - Estudo Limnológico da represa de Santo Amaro em São Paulo. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo*. Botânica, São Paulo, 2:1-151, 83 fig., tab.
- KRUMBEIN, W.C. & SLOSS, L.L. - 1956 - *Stratigraphy and Sedimentation*, San Francisco, W.H. Freeman. 497 p.
- KUENEN, Ph.H. - 1953 - Graded Bedding, with observation on Lower Paleozoic rocks of Britain. *Verhandelingen der K. nederlandse akademie van wetenschappen*, Amsterdam, 20(3):1-47.
- - 1966 - Experimental turbidite lamination in a circular flume. *The Journal of Geology*, Chicago, Il., 74:523-45.
- & MENARD, H.W. - 1952 - Turbidity currents, graded and non-graded deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, Okla, 22(2):83-96.
- & MIGLIORINI, C.I. - 1950 - Turbidity currents as a cause of graded bedding. *The Journal of Geology*, Chicago, Il., 58(1):91-127.
- KUHN-VELTEN, H. - 1955 - Subaquatische Rutschungen in höheren Oberdevon des Sauerlandes. *Geologischen Rundschau*, Stuttgart, 44:1-25.
- KUKUK, P. - 1936 - Flözunregelmäßigkeiten nicht-tektonischer Art im Ruhrbezirk und ihre Bedeutung für den betrieb untertage, *Gluckauf*, Essen, 72:1021-9.
- LOMBARD, A. - 1956 - *Géologie Sédimentaire. Les Séries Marines*. Paris. Masson. 722p. 180 fig.
- LUDWIG, G. - 1964 - Divisão Estratigráfico-facioló-

- gica do Paleozóico da Bacia Amazônica. CENAP. *Ciência - Técnica - Petróleo*, Rio de Janeiro, 1:1-72, 12 est., 7 fig.
- MACHADO E.R. - 1970 - Geologia do Carvão no Brasil. In: SIMPÓSIO DO CARVÃO NACIONAL, 3, Curitiba - *Anais*. p. 11-2, 26-39, 13 fig., 3 est., 8 quadros.
- - 1972 - O Carvão Neopaleozóico do Brasil Meridional. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 44:209-35, 13 fig., 2 est., 16 tab., suplemento.
- ; DEQUECH, V.; CASTANHO, O.S. - 1962 - Condicionamento Geológico das Jazidas de Carvão do Brasil Meridional (Rio Grande do Sul - Santa Catarina). *Avulso da Escola de Geologia da UFRGS* Porto Alegre, 4:1-48, 12 fig., 2 est., 17 quadros.
- MARQUES F.^o, P.L.; SALAMUNI, R.; SOBANSKI, A. - 1965 - Contribuição à Geologia da área Rio Negro-Mafra (Estados do Paraná e Santa Catarina). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 19., Curitiba. *Anais*. 27 p.
- MCKEE, E.D.; DOUGLASS, J.R.; RITTENHOUSE, S. - 1971 - Deformation of Leaside laminae in eolian dunes. *Bulletin of the Geological Society of America*, New York, 82:359-78.
- ; EVENSEN, C.G.; GRUNDY, W.D. - 1953 - *Studies in sedimentology of the Shinarump conglomerate of Northeastern Arizona*. Oak Ridge, Tennessee. U.S. Atomic Energy Commission. (RME-3089 Technical Information Service).
- & GOLDBERG, M. - 1969 - Experiments on Formation of Contorted Structures in Mud. *Bulletin of the Geological Society of America*, New York, 80:231-44, 8 pl.
- & WEIR, G.W. - 1953 - Terminology for Stratification and Cross Stratification in Sedimentary Rocks. *Bulletin of the Geological Society of America*, New York, 64:381-90, 4 tab., 2 fig.
- MEDEIROS, R.A.; SCHALLER, H.; FRIEDMAN, G.M. - 1971 - Facies Sedimentares. CENAP, *Ciência - Técnica - Petróleo*, Rio de Janeiro, 5:1-123, 67 fig., 16 tab.
- MENDES, J.C.; BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. - 1972 - "Estruturas Sedimentares". In: *Estratigrafia e Sedimentologia, Geologia Estrutural, Aerofotogeologia*. Brasília, Instituto Nacional do Livro. 50 p. il. cap. 5, p. 45-70, 27 fig., tab. 10-18. Enciclopédia Brasileira. Biblioteca Universitária. Geologia, 2.
- MOORE, D.C. & SCRUTON, P.C. - 1957 - Minor Internal Structures of some recent unconsolidated sediments. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, Okla. 41(12):2723-51.
- MORGAN, J.P. - 1970 - "Depositional Process and Products in the Deltaic Environment". In: MORGAN, J.P. & SHAVER, R.H. - *Deltaic Sedimentation Modern and Ancient*. Tulsa, Okla., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 312p. il., p. 31-47, fig. 1-13, tab. 2. (Publicação especial número 15).
- OLIVEIRA, E.P. - 1918 - *Regiões Carboníferas dos Estados do Sul*. Rio de Janeiro, Imprensa Nacional. 125 p., 9 mapas, 1 planta.
- - 1927 - Geologia e Recursos Minerais do Estado do Paraná. *Monografia do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, Rio de Janeiro, 6.
- OTTO, G.H. - 1938 - The sedimentation unit and its use in field sampling. *The Journal of Geology*, Chicago, IL, 46:569-82.
- PARK, W.C. & SCHOT, E.H. - 1968 - Stylolites: Their nature and origin. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, Okla., 38(1):175-91, fig. 1-14.
- PETRI, S. & FÚLFARO, V.J. - 1965 - Aspectos de sedimentação e estruturas sedimentares dos depósitos da represa Billings. São Paulo. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, 14(1-2), 5-28, fotos 1-14.
- PETTIJOHN, F.J. - 1957 - *Sedimentary Rocks*. 2. ed. New York, Harper & Brothers, 718 p. 173 fig., tab. 119.
- & POTTER, P.E. - 1964 - *Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures*. New York, Springer, 370 p., pl. 117.
- ; POTTER, P.E.; SIEVER, K. - 1973 - *Sand and Sandstone*. New York, Springer. 618p., 258 fig.
- PIPER, D.J.W. & MARSHALL, N.F. - 1969 - Bioturbation of Holocene Sediments on the Jolla deep sea fan, California. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, Okla., 39(2):601-6, fig. 1-4.
- POTTER, P.E. & PETTIJOHN, F.J. - 1963 - *Paleocurrents and Basin Analysis*. Berlin, Springer. 296 p., 130 fig., 30pl.
- PROKOPOVICH, N. - 1952 - The Origin of stylolites. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, Okla., 22:212-20.
- PUTZER, H. - 1952 - Camadas de Carvão Mineral e seu comportamento no Sul de Santa Catarina. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral*, Rio de Janeiro, 91:1-182, 38 fig., 2 quadros, 5 mapas geol.
- - 1953 - Um horizonte de solos fósseis com raízes no Carbonífero superior do Brasil. *Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Rio de Janeiro, 68:1-5, 2 fig., 1 mapa geol.
- - 1955 - Geologia da Folha de Tubarão, Estado de Santa Catarina. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral*, Rio de Janeiro, 96:1-94, 7 fig., 1 mapa geol.
- RAMBERG, H. - 1964 - Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties, a theory for simultaneous formation of several orders of folds. *Tectonophysics*, Amsterdam, 1:307-41.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. - 1973 - *Depositional Sedimentary Environments*. Berlin, Springer, 439p. 579 fig.
- RICH, J.L. - 1950 - Flow markings, groovings and interstratal crumplings as criteria for recognition of slope deposits, with illustrations from Silurian rocks of Wales. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, Okla., 34:717-41.
- RIGBY, J.K. - 1953 - Some transverse stylolites. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, Okla., 23(4):265-71, fig. 1-7.
- ROCHA CAMPOS, A.C. - 1963 - Deformações penecontemporâneas em sedimentos glácio-lacustres do Grupo Tubarão. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, 12(1-2):49-56, fig. 1, fotos 1-5.
- - 1967 - "The Tubarão Group in the Brazilian Portion of the Paraná Basin". In: BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; PINTO, I.D. - *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, Curitiba, CNPq, p. 27-102, fig. 1, pl. 29-35.

- SALAMUNI, R. - 1962 - *Estruturas sedimentares singenéticas e sua significação na Série Passa Dois*. 89 p., 15 fig. Tese (Livr. Doc.) - Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade do Paraná, Curitiba.
- SCHIEFERDECKER, A.A.G. et alii - 1959 - *Geological Nomenclature*. Gorinchem, J. Noorduyn, 523 p.
- SELLEY, R.C. - 1970 - *Ancient Sedimentary Environments*. 1. ed. London, Chapman and Hall, 237 p.
- SHAUB, B.M. - 1947 - Coal Partings in Stylolite Seams. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, Okla., 17(3): 114-8, fig. 1.
- - 1953 - Stylolites and oil migration. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, Okla., 23(4):260-4, fig. 1-3.
- - 1955 - Origin of stylolites: a discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, Okla., 25(1):60-6.
- SHROCK, R.R. - 1948 - *Sequence in Layered Rocks*. New York, McGraw-Hill, 507 p., 397 fig.
- STOCKDALE, P.B. - 1922 - Stylolites; their nature and origin. *Indiana University Studies*, Indiana, 9(55):1-97.
- STRAKHOV, N.M. - 1957 - Méthodes d'étude des roches sédimentaires. *Annales du Service d'information Géologique du Bureau de Recherches Géologiques, Géophysiques et Minières*, Moscou, 1(35):1-542, 43 fig.
- STUTZER, O. & NOÉ, A. - 1940 - *Geology of coal*. Chicago, Il., The University of Chicago Press. 461 p., 198 fig.
- THOMAZ F^o, A. - 1967 - *Estruturas das rochas sedimentares*. Ponta Grossa. Relatório Interno da Petrobrás. Lab. de Sedimentologia, DESUL, 73 p. (inédito).
- TWENHOFEL, W.H. - 1950 - *Principles of sedimentation*. 2.ed. New York, McGraw-Hill. 673p., 81 fig.
- - 1961 - *Treatise on Sedimentation*. 2. ed. New York, Dover, v.2, p. 461-926, fig. 62-121.
- - & TYLER, S.A. - 1941 - *Methods of study of sediments*. 1. ed. New York, Mc Graw-Hill. 183 p.
- WANLESS, H.R., BAROFFIO, J.R., GAMBLE, J.C., HORNE, J.C., ORLOPP, D.R., ROCHA-CAMPOS, A., SOUTER, J.E., TRESCOTT, P.C., VAIL, R.S., WRIGHT, C.R. - 1970 - "Late Paleozoic Deltas in the Central and Eastern United States". In: MORGAN, J.P. & SHAVER, R.H. - *Deltaic Sedimentation Modern and Ancient*. Tulsa, Okla., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 312 p. il., p. 215-45, fig. 1-24, tab. 1-4 (Publicação Especial número 15).
- WHITE, I.C. - 1908 - *Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil*. Relatório sobre as "Coal Measures" e rochas associadas do Sul do Brasil, Parte I, Geologia, 1-201, ils., mapas, tab. (publicação feita em português e em inglês).
- WHITE, W.A. - 1961 - Colloid Phenomena in Sedimentation of Argillaceous Rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, Okla., 31(4):560-70, fig. 1-2, pl. 1-4.
- WUNDERLICH, F. - 1967 - Die Entstehung von "Convolute bedding" an Platenrandern. *Senckenbergiana Lethaea*, Frankfurt, 48:345-9.