

**CPRM - Serviço Geológico do Brasil
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
DIVISÃO DE GEOLOGIA BÁSICA**

**INTRODUÇÃO AO RECONHECIMENTO
DE
SISTEMAS DEPOSICIONAIS**

por

Augusto J. Pedreira

Coordenador Executivo

Capa: Marcas onduladas linguóides em grauvas da Formação Salobro.
Bacia Metassedimentar do Rio Pardo, Bahia.

Salvador

Abril, 1998

APRESENTAÇÃO

“As rochas sedimentares são de grande importância econômica; tão grande, na verdade, que elas têm sido um fator que controla o desenvolvimento de nossa indústria, sociedade e cultura. Sem material de rochas sedimentares, a espécie humana provavelmente não poderia ter avançado para a Idade Neolítica por causa do papel importante que teve o sílex no desenvolvimento de ferramentas, pontas de flecha e machados. Considere por um momento os recursos naturais óbvios que as rochas sedimentares fornecem. Carvão, petróleo e gás natural, dos quais nossa economia depende, originam-se e são contidos em rochas sedimentares. Cascalho, areia e calcário são os principais materiais de construção da nossa cultura: com eles nós construímos edifícios, rodovias, represas, etc. Argila é a base da cerâmica. Os evaporitos fornecem a maior parte do nosso sal e produtos químicos. Minerais raros tais como ouro, diamantes, platina e urânio, são explorados em areias. O vidro é feito de areia quartzosa. [...] A maioria dos nossos depósitos de ferro é encontrada em rochas sedimentares, e seqüências sedimentares são hospedeiras de muitos depósitos minerais metálicos tais como chumbo e zinco. Tijolos são feitos de argila; as grandes catedrais da Europa são construídas de calcário; e as estátuas esculpidas pelos artistas da Grécia e Roma antigas e durante a Renascença, teriam sido impossíveis sem calcário”(Hamblin & Christiansen, 1995).

Este trabalho resume as observações do autor feitas em rochas sedimentares e (meta) sedimentares aflorantes em bacias cujas idades variam do Arqueano ao Cretáceo e estão distribuídas por todo o Brasil; sua ênfase entretanto, é em sistemas deposicionais do Precambriano. Também estão incluídas algumas observações sobre estruturas sedimentares atuais. Os aspectos abordados são puramente práticos, mas ao fim de cada item estão relacionadas algumas referências bibliográficas onde geralmente são discutidos os fundamentos teóricos de cada processo e as estruturas sedimentares são abordadas com maior detalhe. O trabalho não cobre todos os aspectos relacionados aos sistemas deposicionais e à análise de bacias; estes podem ser encontrados na bibliografia relacionada. A intenção do autor é que ele seja periodicamente atualizado, com base em novas observações, feitas no decorrer das atividades da Divisão de Geologia Básica da CPRM-Serviço Geológico do Brasil.

O autor agradece aos professores Rodi Ávila Medeiros e Cícero da Paixão Pereira a sua introdução nos “mistérios” dos sistemas deposicionais das rochas terrígenas e carbonáticas respectivamente. Esses agradecimentos são extensivos aos colegas da CPRM em Salvador, Porto Alegre, Fortaleza, Porto Velho, Belo Horizonte, Recife e aos professores e alunos do IGc-USP que participaram dos Seminários de Campo no CIEG - Morro do Chapéu em 1991, 1992 e 1993. Sem o apoio desses colegas, que mostraram ao autor e junto com ele visitaram afloramentos onde as estruturas sedimentares estão admiravelmente preservadas, essas notas não teriam sido escritas.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO, 1

Bibliografia básica

SISTEMAS DEPOSICIONAIS, 3

SISTEMA DE LEQUES ALUVIAIS, 3

Clastos

Projeção dos clastos acima da camada

Posição dos clastos

Sucessão estratigráfica

Leitura adicional

SISTEMA FLUVIAL, 5

Ciclicidade

Geometria das camadas

Estratificação cruzada

Marcas onduladas

Conglomerados

Leitura adicional

SISTEMA DESÉRTICO, 11

Granulometria bimodal

Estratificação cruzada

Marcas onduladas

Pingos de chuva

Interdunas

Estratificações plano-paralelas

Lagoas

Superfícies de deflação

Leitura adicional

SISTEMA DE PLANÍCIE DE MARÉ, 16

Planície de maré externa

Estratificações cruzadas

Marcas onduladas

Planície de maré média

Planície de maré interna

Marcas onduladas

Fendas de ressecamento

Planícies de maré carbonáticas

Leitura adicional

SISTEMA DELTÁICO, 19

Planície deltáica

Frente deltáica
Prodelta
Leitura adicional

SISTEMA GLACIAL, 22

Diamictitos
Unidade “dropstone”
Leitura adicional

TURBIDITOS, 22

Base abrupta das camadas
Gradação
Marcas de sola
Seqüências de Bouma
Leitura adicional

TEMPESTITOS, 26

Ondulações truncadas (HCS)
Marcas onduladas de granulação grossa (CGR)
Outras estruturas diagnósticas de tempestitos
Leitura adicional

ICHNOFÓSSEIS, 28

Leitura adicional

ESTROMATÓLITOS, 31

Classificação informal
Leitura adicional

PALEOCORRENTES, 34

Principais indicadores de paleocorrentes
Estratificação cruzada
Imbricamento de clastos
Variação granulométrica
Tratamento e representação dos dados
Leitura adicional

SISTEMAS DEPOSICIONAIS NA ATUALIDADE, 37

LEQUES ALUVIAIS
PLANÍCIE DE DEFLAÇÃO
FLUXO DE GRÃOS
FENDAS DE RESSECAMENTO (“MUD CRACKS”)
CORRENTES DE TURBIDEZ
MARCAS ONDULADAS

BIBLIOGRAFIA CITADA, 41

INTRODUÇÃO

Um sistema deposicional é uma unidade tridimensional constituída por uma associação específica de fácies geradas pelos processos sedimentares atuantes nos ambientes de uma mesma província fisiográfica ou geomorfológica. Na concepção de sistema deposicional, o termo fácies é utilizado não com conotação litoestratigráfica, mas no sentido de *processo-resposta*, isto é, como produto dos processos sedimentares agindo sobre um determinado ambiente. O aspecto relevante deste enfoque é que, da mesma forma que um ambiente pode ser dominado por diferentes processos, o mesmo processo pode atuar em ambientes diversos, de modo que, a simples interpretação das fácies não leva necessariamente à interpretação do ambiente (Gama Jr., 1989). Para isto é indispensável a análise das suas associações.

O método básico para a determinação de sistemas deposicionais, é a observação acurada de afloramentos, tomada de medidas e anotação. Em qualquer afloramento, após sua observação à distância para a determinação das relações gerais, são essenciais as seguintes atividades (Tucker, 1982):

- (1) Identificação da litologia, pelo estabelecimento da mineralogia/composição da rocha;
- (2) Exame da textura da rocha: forma e arredondamento dos grãos, seleção, trama e cor;
- (3) Procura de estruturas sedimentares no topo, na base, e internamente às camadas;
- (4) Dedução da geometria das camadas, unidades e corpos sedimentares;
- (5) Procura de fósseis e icnofósseis, descrição dos tipos presentes, modo de ocorrência e preservação;
- (6) Medida de todas as estruturas indicativas de paleocorrentes;
- (7) Registro de todos os detalhes da seqüência por meio de um perfil gráfico, notas e esboços na caderneta de campo (figura 1);
- (8) Considerar as litofácies presentes, processos deposicionais e, posteriormente, as interpretações ambientais e a paleogeografia.

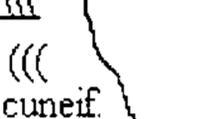
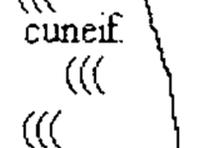
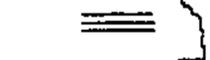
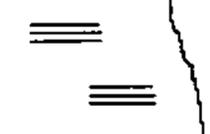
Esp.	Litolog.	Text/Estr.	Descrição	Interpretação
15cm			Muscovita xisto	Lago raso
30cm			Areia fina	Interduna
15cm			Muscovita xisto	Lago raso
40cm			Areia grossa	Duna c/ topo truncado
20cm			Muscovita xisto	Lago raso
40cm			Areia fina/grossa (bimodal)	Interduna

Figura 1 - Desenho do perfil de um afloramento com a descrição e interpretação das litofácies. Formação Serra Negra na serra do Bugre, Minas Gerais (foto 10).

A partir desses dados então, é possível se determinar as associações de litofácies e portanto, os sistemas deposicionais, que levam à dedução do paleoambiente. No capítulo seguinte serão vistos diversos exemplos de tais determinações, com ênfase às estruturas observadas.

Bibliografia básica

COLLINSON, JD & THOMPSON, DB, 1982. **Sedimentary Structures**. London, G.Allen & Unwin, 194 p.

Análise detalhada das estruturas sedimentares e dos processos físicos envolvidos em sua formação.

EINSELE, G, 1992. **Sedimentary Basins; Evolution, Facies and Sediment Budget**. Berlin, Springer-Verlag, 628 p.

Obra completa abrangendo classificação de bacias sedimentares, sistemas deposicionais e modelos de fácies, subsidência, demudação, evolução de bacias e diagênese dos sedimentos.

MEDEIROS, RA, SCHALLER, H & FRIEDMAN, 1971. **Fácies Sedimentares; Análise e Critérios para o Reconhecimento de Sistemas Depositionais**. Rio de Janeiro, Petrobrás/CENPES/DIDOP, 123p.

Análise de ambientes clásticos, com tabelas contendo os critérios para o seu reconhecimento.

SELLEY, RC, 1988. **Applied Sedimentology**. London, Academic Press, 446 p.

Descrição da gênese dos sedimentos em três etapas: da rocha ao sedimento, sedimentos sedimentados e dos sedimentos para a rocha, além dos aspectos econômicos das rochas sedimentares.

TUCKER, ME, 1982. **The Field Description of Sedimentary Rocks**. Milton Keynes, The Open University Press, 112 p.

Descrição de rochas sedimentares e fósseis no campo, métodos de análise de estruturas sedimentares, paleocorrentes e fácies; estabelecimento dos modelos de sedimentação.

SISTEMAS DEPOSICIONAIS

Os sistemas deposicionais descritos a seguir foram examinados pelo autor durante a supervisão de mapeamentos geológicos efetuados pela CPRM em todo o país. As ilustrações, a menos que conste a referência bibliográfica, foram desenhadas a partir das cadernetas de campo com o programa PAINTBRUSH. Por esta razão, elas não são detalhadas. A representação das principais estruturas sedimentares foi uniformizada de acordo com as convenções da figura 2.

ESTRUTURAS SEDIMENTARES EM PAINTBRUSH

Fonte: Times New Roman

===	Estratificação plano-paralela	≡≡≡	Laminação cruzada
((((Estratificação cruzada acanalada	><	Hummockies
≡≡≡	Estratificação cruzada tabular	ROCHAS	
~~~~	Marcas onduladas		Carbonato
^^^	Tepees		Pelito
v v v	Mud cracks		Siltito
>>>	Estratificação cruzada herring bone		Arenito
			Conglomerado

Figura 2-Convencões para as colunas estratigráficas

As descrições são apresentadas partindo dos sistemas mais proximais para os mais distais. Assim, elas começam pelos leques aluviais, passando então para o sistema fluvial, desértico, planície de maré, deltáico, sistema glacial, turbiditos e tempestitos. Adicionalmente são dadas algumas informações sobre icnofósseis, estromatólitos e paleocorrentes; suas interpretações são ferramentas poderosas para o reconhecimento dos ambientes de deposição.

*SISTEMA DE LEQUES ALUVIAIS*

Os leques aluviais se formam ao longo de escarpas, em geral produzidas por falhas bordejando bacias, constituindo as partes proximais de sistemas fluviais. O sistema de leques aluviais estudado aqui, faz parte da Formação Tombador de idade mesoproterozóica, que aflora na cidade de Lençóis no Estado da Bahia. Trata-se de conglomerados diamantíferos, ainda em exploração intermitente. As principais feições que podem ser observadas neles são descritas a seguir.

**Clastos:** Os clastos nos leques aluviais têm composição variada, refletindo a distribuição das litologias na área-fonte. Por essa razão, o estudo de conglomerados de leques aluviais dá muitas informações sobre aquelas áreas. A foto 1 (p. 12) mostra um conglomerado de leque aluvial no Serrano, na cidade de Lençóis. O conglomerado aí possui clastos de quartzito branco, quartzito rosa, arenitos com granulometria bimodal e calcedônia (?).

**Projeção dos clastos acima da camada:** De uma maneira geral, nos leques aluviais os clastos se projetam acima da camada. Embora este não seja um critério decisivo, aliado a outros pode identificar o sistema.

**Posição dos clastos:** Como os leques aluviais podem se formar por fluxos de lama, a posição dos clastos indica a densidade da matriz: no caso de matriz densa, os clastos estarão verticalizados; em caso contrário, eles estão horizontalizados (Rust, 1978).

**Sucessão estratigráfica:** A partir da contagem de clastos em diversos afloramentos de conglomerado na direção do mergulho da camada, é possível determinar o estilo tectônico da área-fonte: quando a estratigrafia está invertida em relação à área-fonte, esta foi soerguida; se os clastos estiverem misturados, é provável que as rochas-fonte tenham sido transportadas sobre uma rampa tectônica, conforme mostra a figura 3.

### Leitura adicional

ABBOTT, PL & PETERSON, GL, 1978. Effects of abrasion durability on conglomerate clast populations: examples from Cretaceous and Eocene conglomerates of the San Diego area, California. *Jour. Sed. Petrology*, vol. 48. no. 1, p. 31-42.

*Estudo de conglomerados analisando a durabilidade dos clastos e sua influência para a determinação de proveniência.*

LAWTON, TF, 1986. Compositional trends within a clastic wedge adjacent to a fold-thrust belt: Indianola Group, central Utah, U.S.A. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.* 8, p. 411-423.

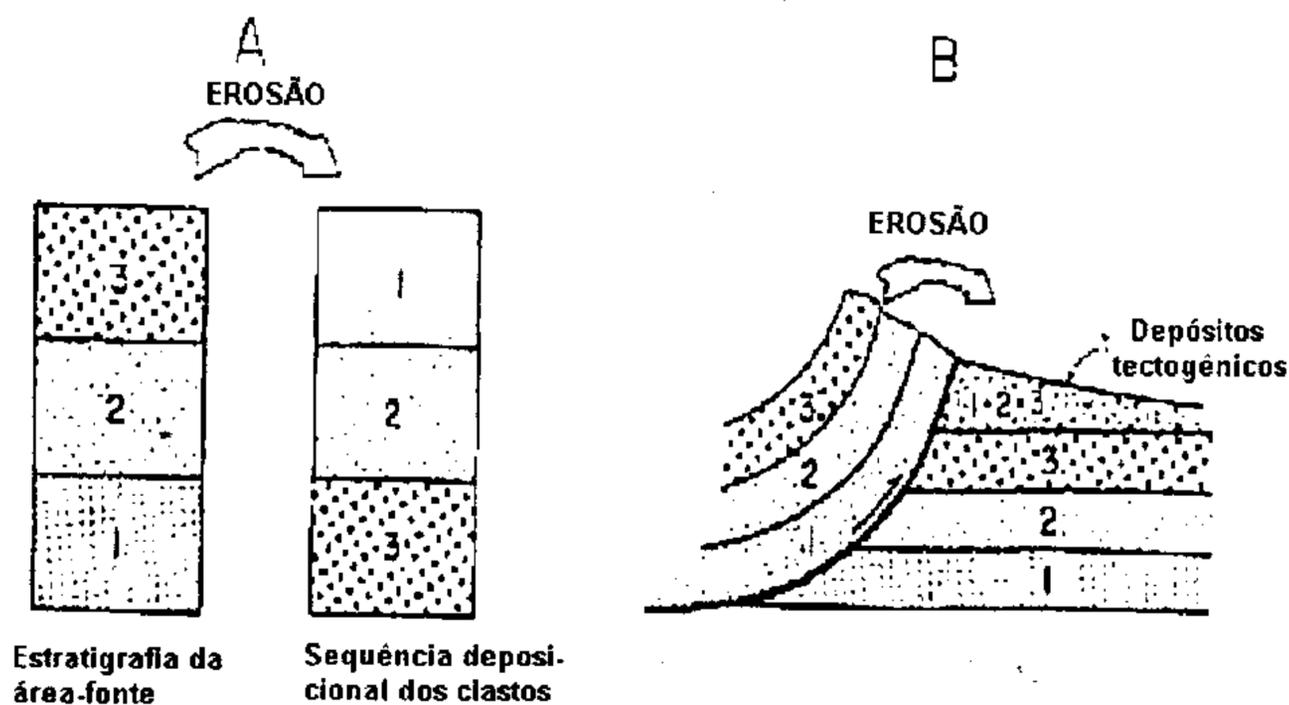
*Análise de proveniência e das variações composicionais dos conglomerados ao longo da coluna estratigráfica do Grupo Indianola.*

MAGNAVITA, LP & SILVA, HTF, 1995. Rift Border System: The Interplay Between Tectonics and Sedimentation in the Recôncavo Basin, Northeast Brazil. *AAPG Bulletin*, vol. 79, p. 1590-1607.

*Estudo da sedimentação de conglomerados na borda do rifte do Recôncavo e sua passagem lateral para um sistema lacustre.*

STEIDTMANN, JR & SCHMITT, JG, 1988. Provenance and Dispersal of Tectogenic Sediments in Thin-Skinned, Thrusted Terrains. In: KLEINSPEHN, K & PAOLA, C (eds.) *New Perspectives in Basin Analysis*. New York, Springer-Verlag, p. 353-366.

*Comparação entre os conglomerados provenientes do embasamento soerguido em borda de bacias e de rochas transportadas por rampas.*



**Figura 3** - Diagrama esquemático demonstrando os ambientes estruturais para a formação de uma seqüência clássica de denudação com estratigrafia invertida (A) e aqueles para composições misturadas de clastos (B). Steidtmann & Schmitt (1988).

## SISTEMA FLUVIAL

Os leques aluviais vistos no item anterior, são em geral os percursos dos sistemas fluviais, representando os setores proximais dos mesmos. Entre as principais características dos sistemas fluviais que podem ser prontamente observadas no campo, estão as descritas a seguir.

**Ciclicidade:** A figura 4 mostra a coluna estratigráfica da Formação Tombador (Mesoproterozóico) na BA-052, próximo à localidade de Mira-Serra. Neste local, a formação consiste em pelo menos quatro ciclos que começam por arenito grosso a conglomerático, seguido por argilitos com laminação horizontal. Os arenitos possuem estratificação cruzada acanalada e tabular. A foto 2 (p. 12) mostra as estratificações cruzadas acanaladas do tipo "festoon" em sedimentos do Supergrupo Espinhaço no Colégio Caraça em Minas Gerais, muito semelhantes às que ocorrem no ciclo mais superior da seção mostrada na figura 4.

Outro exemplo de ciclicidade está na Formação Exu, Cretácea, da Bacia de Araripe (figura 5). A figura mostra um afloramento com cerca de 10m de altura, formado também por quatro ciclos: cada ciclo começa por um nível de conglomerado seguido por arenito, terminando por folhelho. Nos níveis de areia ocorre bioturbação e nos de folhelho entre os ciclos existem estruturas de carga.

Na Formação Tombador, o sistema fluvial é interpretado como entrelaçado ("braided"); na Formação Exu, trata-se de um sistema fluvial meandrante. De uma maneira geral, no Precambriano, antes do aparecimento da vegetação sobre a Terra, o que só ocorreu a partir do Siluriano, os sistemas fluviais eram entrelaçados. Porém existem exceções: no caso de haver uma barreira geomorfológica, como um dique por exemplo, o sistema fluvial poderia ser meandrante.

**Geometria das camadas:** Nos sistemas fluviais as camadas em geral têm alta lenticularidade, isto é, a sua espessura varia muito ao longo de uma distância horizontal relativamente pequena, de modo que, se a espessura de uma camada for medida em intervalos regulares ao longo de aproximadamente 5 metros, ela variará muito dentro deste intervalo. Nos sistemas litorâneos pelo contrário, a espessura das camadas é constante ao longo de grandes intervalos (Clifton, 1973).

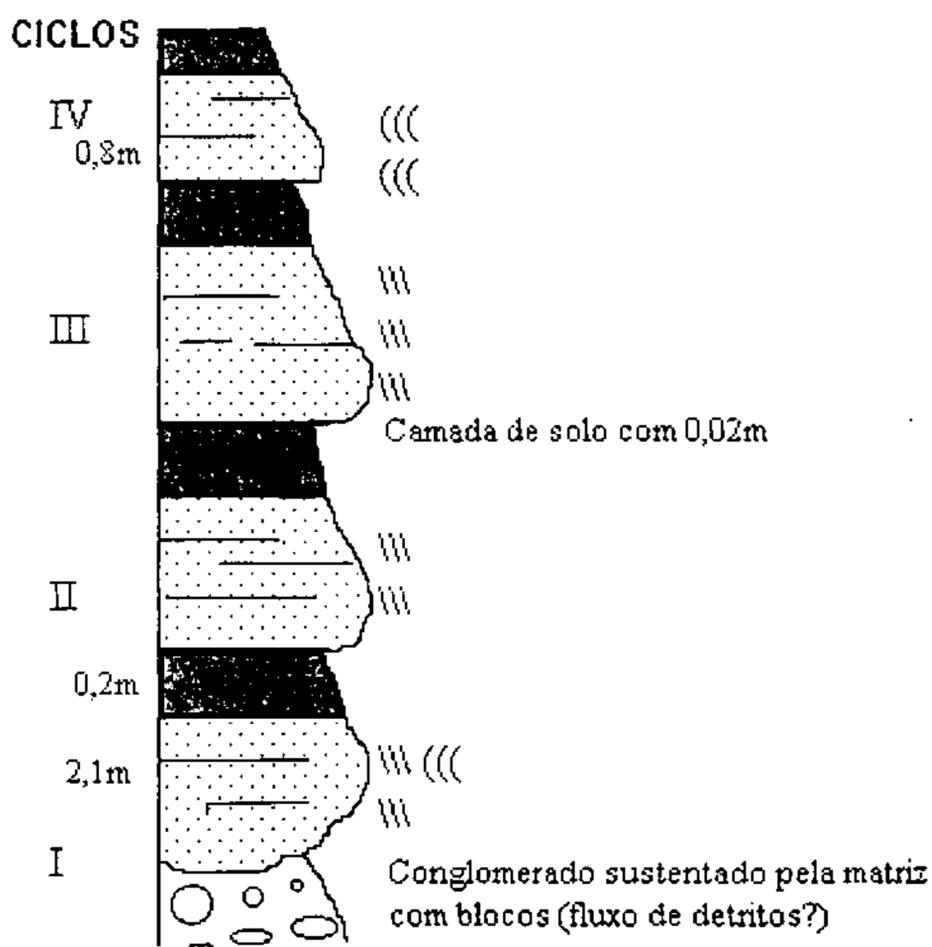
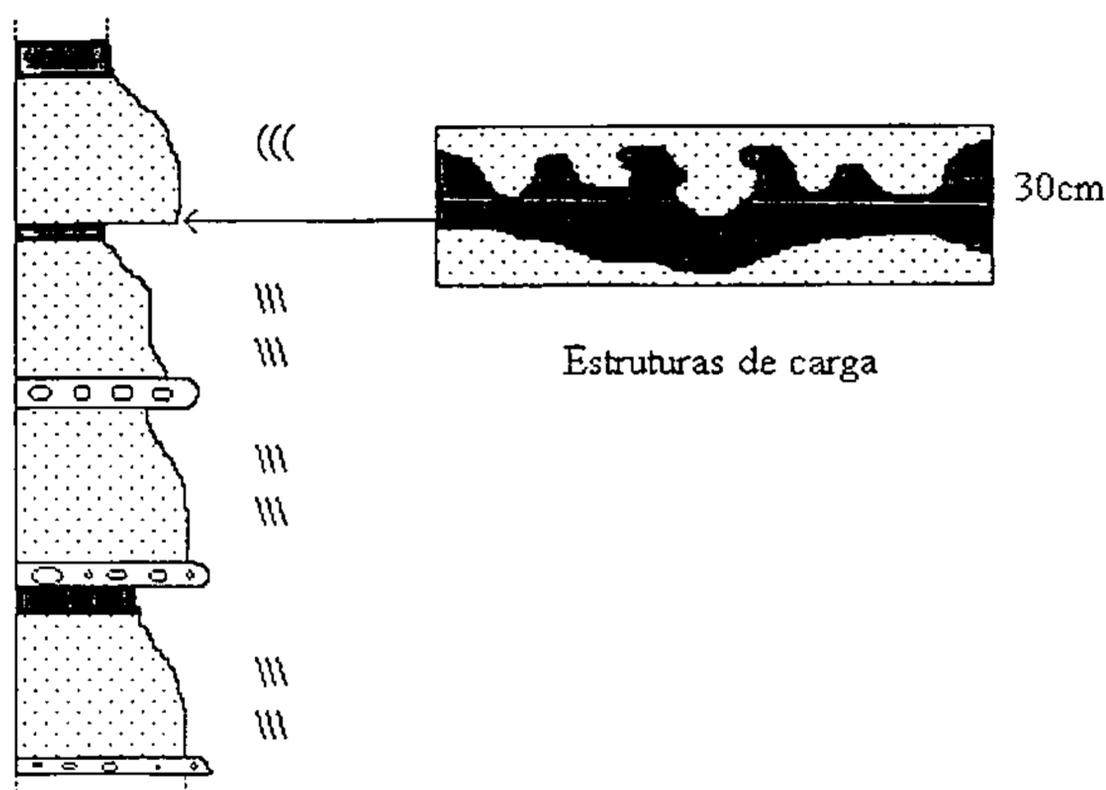


Figura 4 - Perfil gráfico sedimentar da Formação Tombador na BA-052, próximo à localidade de Mira Serra.

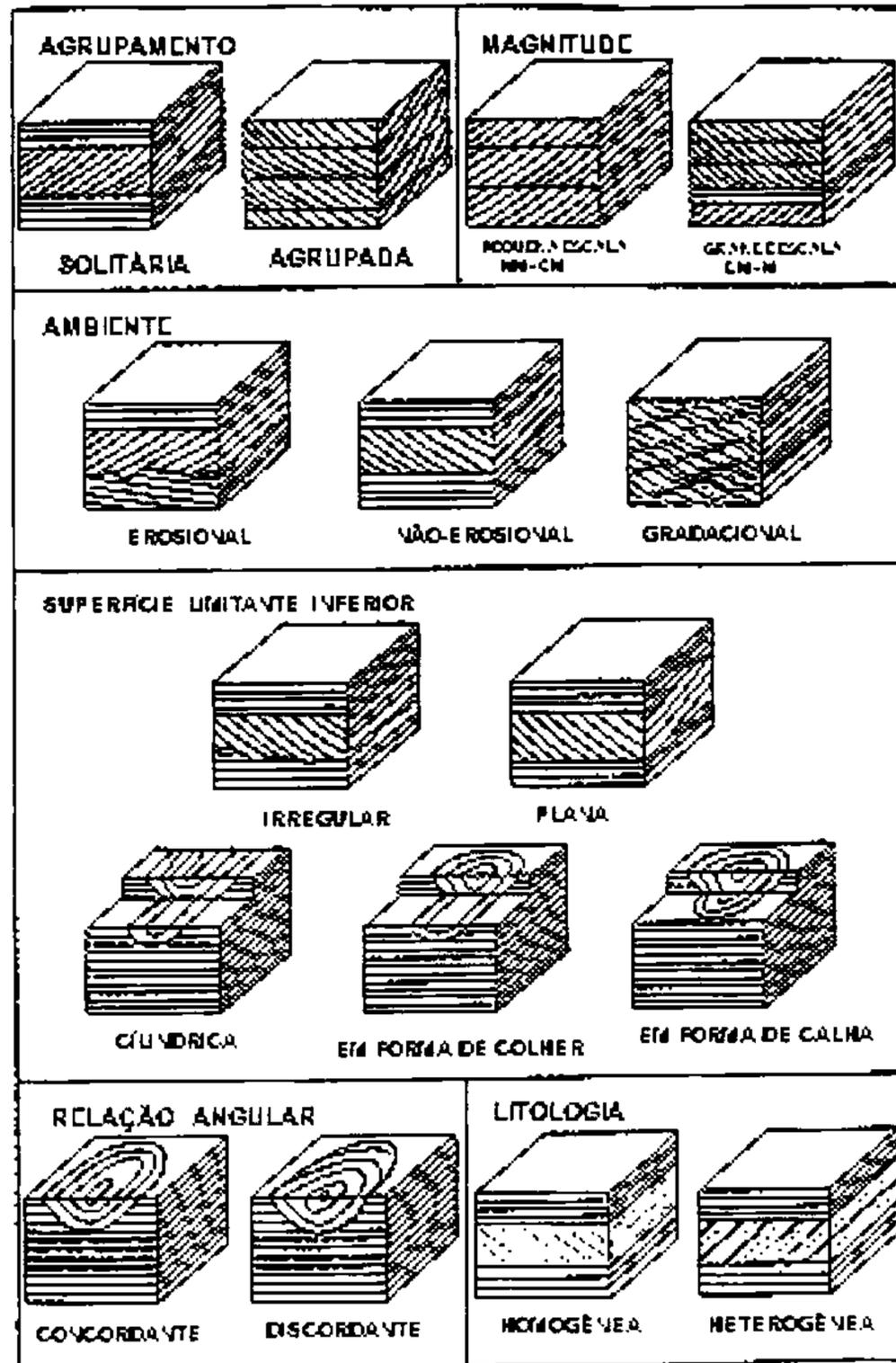


**Figura 5** - Perfil gráfico sedimentar de um afloramento com cerca de 10m de altura da Formação Exu na rodovia BR-316, Bacia do Araripe, Pernambuco. Notar no detalhe “flame structures”.

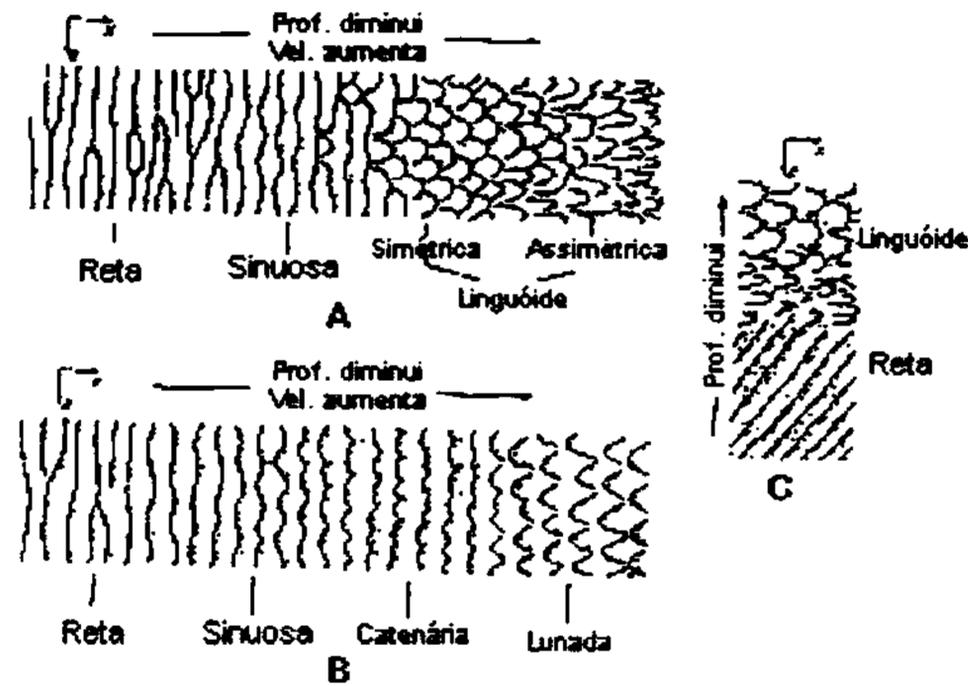
**Estratificação:** Nos sistemas fluviais, a estratificação pode ser plano-paralela ou cruzada: as plano paralelas indicam fluxo com alta velocidade. As estratificações cruzadas, acanaladas ou tabulares, fornecem diversas informações relativas às características do sistema fluvial, tais como a direção das paleocorrentes, a profundidade dos canais, a presença ou não de material em suspensão, etc. Para isto, devem ser observadas as seguintes feições (figura 6):

- (1) Agrupamento: se as estratificações cruzadas são solitárias ou estão agrupadas. Isto indica as oscilações do regime de fluxo : nas solitárias ele varia constantemente, ao contrário de quando as estratificações cruzadas estão agrupadas.
- (2) Magnitude, isto é, o porte: as de pequeno porte têm milímetros a centímetros de altura; as de grande porte, decímetros a metros. A magnitude das estratificações cruzadas indica a profundidade do canal e a quantidade de areia disponível.
- (3) Ambiente: se erosional, não erosional ou gradacional. O primeiro caso indica aumento súbito da velocidade de fluxo; o segundo, condições estáveis; o terceiro, aumento ou diminuição gradativos da velocidade de fluxo.
- (4) Superfície limitante inferior: irregular, plana, cilíndrica, em forma de colher, em forma de colher, que dão diversas indicações das variações do fluxo, profundidade da água, etc.
- (5) Relação angular: se concordante ou discordante; e
- (6) Litologia: homogênea ou heterogênea, que pode indicar a natureza das rochas-fonte.

**Marcas onduladas:** Nos sistemas deposicionais fluviais é freqüente a presença de marcas onduladas, principalmente de corrente, indicando transporte unidirecional. As marcas onduladas formam-se pela migração das formas de leito e, dependendo do seu tipo, podem indicar também a profundidade da água, conforme mostra a figura 7. A foto da capa mostra marcas onduladas formadas em água rasa com alta velocidade de fluxo (ver a figura 7A). Outra observação importante a ser feita em marcas onduladas é o Índice de Ondulação ("Ripple Index"=RI). Os valores de RI podem indicar o ambiente de deposição das rochas, conforme mostra a figura 8. O RI de sistemas fluviais é sempre maior do que 5; na maioria dos casos fica entre 8 e 15. Um exemplo de marcas onduladas de um sistema fluvial é mostrado na foto 3 (p. 12).



**Figura 6** - Critérios usados na descrição e definição de tipos de estratificação cruzada. Segundo Allen (1963; *apud* Miall, 1984).



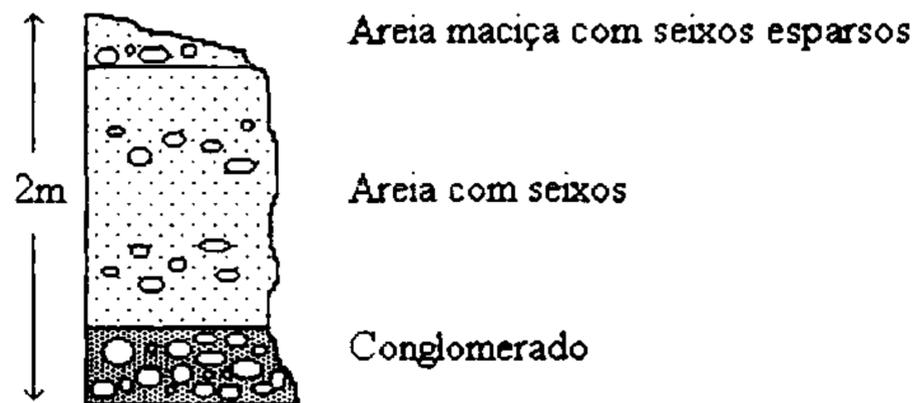
**Figura 7** - Variação das formas de leito com a profundidade e a velocidade da água. A - Marcas onduladas de grande escala (dunas ou "mega ripples"); B - Marcas onduladas de pequena escala; C - Onde a profundidade varia transversalmente ao fluxo. Segundo Allen (1968; *apud* Miall, 1982).

	Índice de Ondulação L / H
Ondulações eólicas L=2,5-25cm H=0,5-1,0cm	principalmente 10 - 70
Ondulações de ondas L=0,9-200cm H=0,3-25cm	4 - 13 principalmente 6 - 7
Ondulações de corrente L < 60cm H < 6cm	> 5 principalmente 8 - 15

**Figura 8** - Variações do comprimento de onda (L), amplitude (H) e Índice de Ondulação (RI) para ondulações eólicas, formadas por ondas e por correntes. Segundo Tucker (1982).

**Conglomerados:** Os conglomerados nos sistemas fluviais são caracterizados pela variedade dos clastos, seu imbricamento ocasional, e geometria das camadas. Essas podem ser em lençol ou lenticulares, a depender da presença ou não de tectonismo na fonte, respectivamente. A variedade dos clastos, sua resistência à abrasão e a representatividade das litologias da área-fonte foi analisada por Abbott & Peterson (1978). Para este estudo é necessário efetuar uma contagem dos clastos em diversos locais, dentro de áreas de 1m². O exemplo a seguir (figura 9) é de uma conta-

gem de clastos realizada em conglomerados da Formação Tombador, na Chapada Diamantina, Bahia.



CONTAGEM DOS CLASTOS	no.	%
Quartzito verde (sa. de Jacobina)	26	16,8
Quartzito branco	65	42,2
Quartzito rosa (Chap. Diamantina)	63	40,4

**Figura 9** - Contagem de clastos com determinação da percentagem de cada litologia em conglomerado fluvial da Formação Tombador, Chapada Diamantina, Bahia.

A determinação da percentagem de cada tipo de clasto, indica que o conglomerado provém em parte da serra de Jacobina e em parte da própria Chapada Diamantina. Entretanto, devido à alta durabilidade dos seixos de quartzo, os primeiros podem ter sido reciclados, isto é, foram incorporados às rochas da Chapada Diamantina e posteriormente erodidos e re-depositados. A foto 4 (p.12) mostra níveis de conglomerados fluviais na Formação Salobro, do Neoproterozóico (Bacia Metassedimentar do Rio Pardo, Bahia).

Na contagem dos clastos também deve ser medido o diâmetro intermediário dos 10 maiores clastos, o que pode auxiliar na determinação da competência da corrente e da distância do transporte.

O imbricamento dos clastos indica o sentido das paleocorrentes e pode ser de dois tipos (figura 10): ATBI (eixo A Transversal-eixo B Imbricado) ou APAI (eixo A Paralelo-eixo A Imbricado). De um modo geral, em seixos com eixo A muito maior que B e C, o imbricamento é tipo ATBI; quando os eixos B e C são pouco menores que A, o imbricamento é do tipo APAI.

#### Leitura adicional

CLIFTON, H.E, 1973. Pebble segregation and bed lenticularity in wave-worked versus alluvial gravel. *Sedimentology*, v. 20, p. 173-187.

*Estudo comparativo entre sedimentos litorâneos e aluviais, com ênfase nos conglomerados e geometria das camadas.*

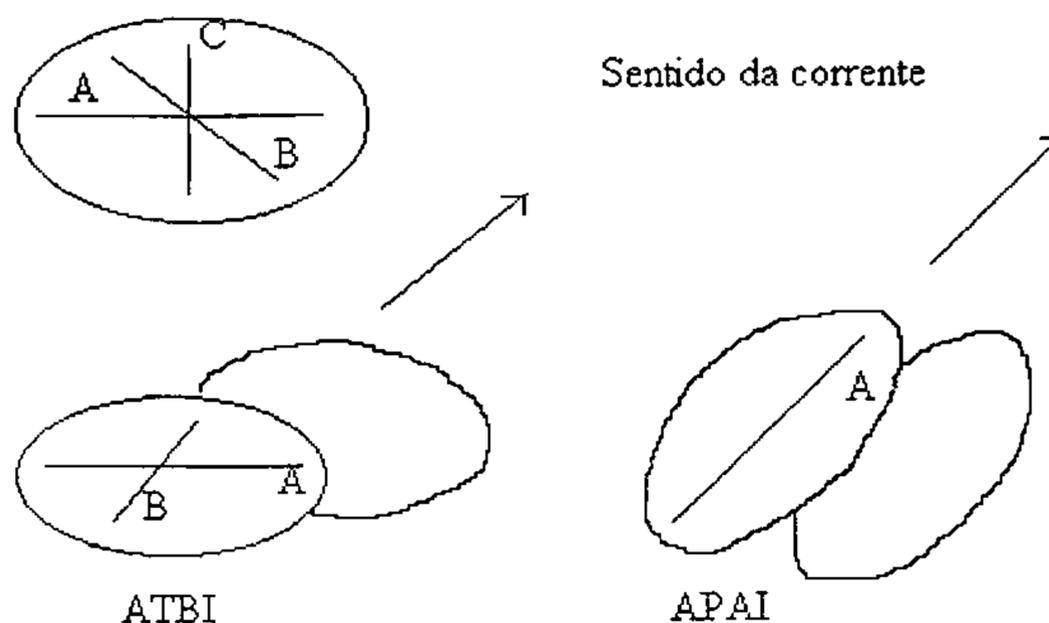
RICCOMINI, C & COIMBRA, AM, 1993. Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. *Boletim IG-USP*, no. 6, p. 1-44 (Série Didática).

*Estudo de sistemas fluviais compreendendo análise de fácies e modelos de deposição, reconhecimento dos depósitos, importância econômica e modelos brasileiros.*

SUGUIO, K & BIGARELLA, JJ, 1990. *Ambientes Fluviais*. 2ed. Florianópolis, Editora UFSC, 183 p.

*Livro abordando os aspectos hidrológicos, fisiográficos, processos sedimentares fluviais e sua aplicação em geologia econômica e ambiental.*

Nomenclatura dos eixos de um clasto



**Figura 10** - Nomenclatura dos eixos de um clasto: A-eixo maior; B-eixo intermediário; C-eixo menor, e tipos de imbricamento.

### *SISTEMA DESÉRTICO*

Os sistemas desérticos ocorrem desde o Precambriano até o Recente. Existem bons exemplos dos mesmos em rochas proterozóicas, cujas principais feições características são descritas a seguir.

**Granulometria bimodal:** Uma das principais feições que caracterizam um sistema desértico é a granulometria bimodal. Ela se deve à variação da força do vento, que ora transporta grãos maiores, ora grãos menores. Na foto 5 (p. 12), logo abaixo do canivete pode-se notar a variação no tamanho dos grãos. Dessa forma, os afloramentos de arenitos depositados pelo vento têm um aspecto "listrado", devido à queda de grãos na face de avalanche das dunas. Outra feição altamente diagnóstica é o fluxo de grãos: ele ocorre quando os grãos acumulados deslizam subitamente na face de avalanche da duna, formando uma lente com granulometria inversa. A foto 6 (p. 12) mostra uma destas lentes.

**Estratificação cruzada:** As estratificações cruzadas formam-se a partir da queda dos grãos na face de avalanche das dunas, o que também provoca sua migração. As fotos 7 e 8 (p. 15) mostram estratificações cruzadas em arenitos eólicos; na foto 7 pode-se notar a sua geometria cuneiforme, o que é característico deste tipo de depósitos (RA Medeiros, inf. verbal). As estratificações cruzadas geralmente são de grande porte, tabulares ou acanaladas; as mostradas na foto 8 (p. 15) são tabulares. Deve-se ter em mente que o porte das estratificações cruzadas não é um critério decisivo, uma vez que grandes rios em época de enchente, também formam estratificações cruzadas de grande porte, como por exemplo o rio São Francisco. A figura 11 mostra alguns processos que ocorrem na frente das dunas.



**Foto 1** - Conglomerado polimitico; Mesoproterozóico. Rio Lençóis no Serrano, Lençóis, Chapada Diamantina, Bahia.



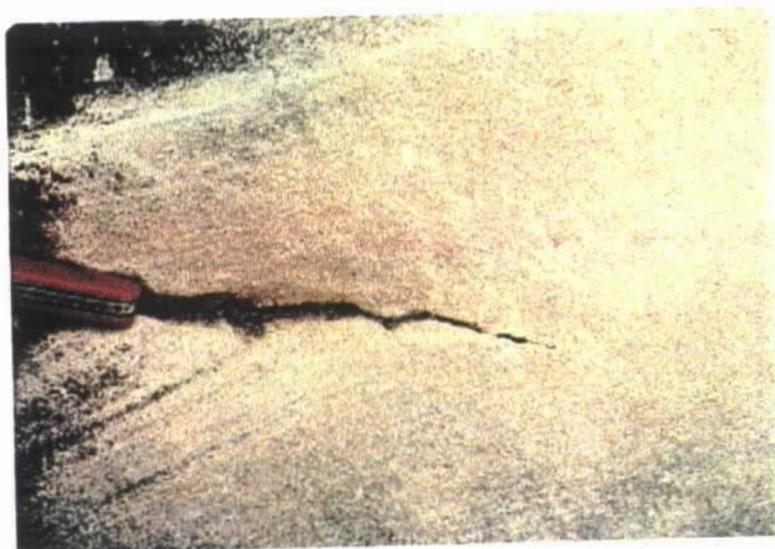
**Foto 2** - Festões formados por estratificação cruzada acanalada; Paleoproterozóico. Cascatina, Colégio Caraça, Minas Gerais.



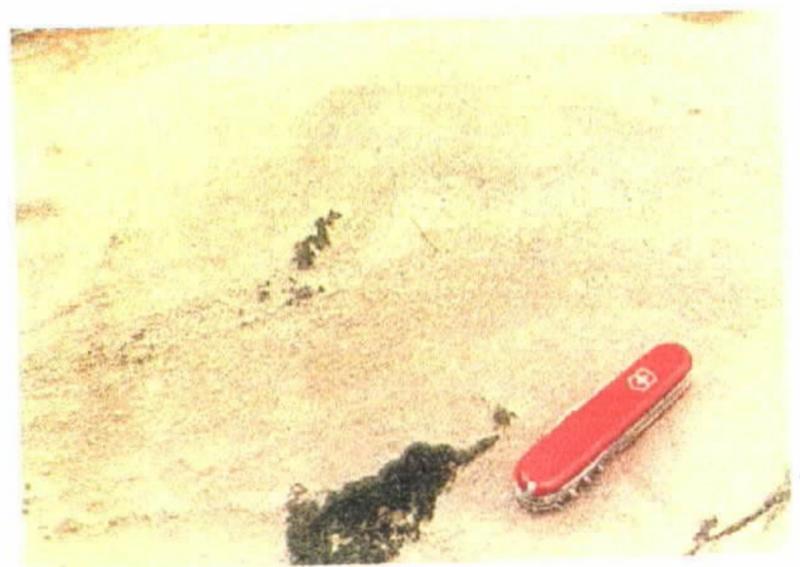
**Foto 3** - Marcas onduladas assimétricas; Neoproterozóico. Antiga BR-101 a sul do rio Água Preta, Bacia Metassedimentar do Rio Pardo, Bahia.



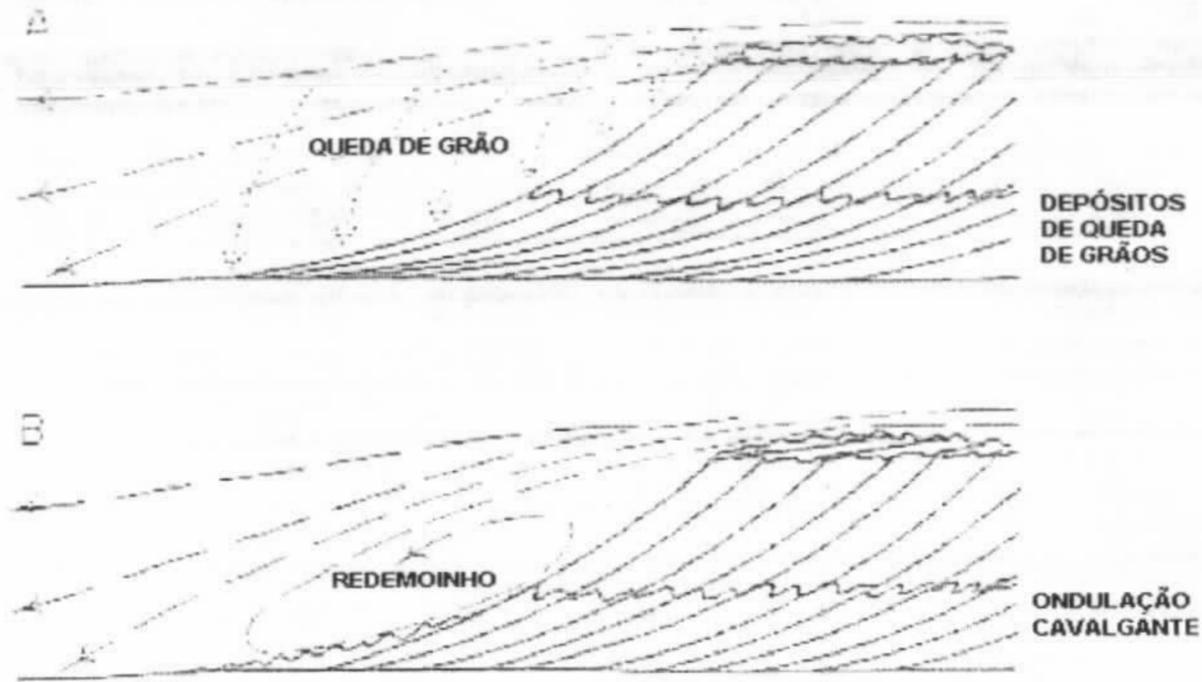
**Foto 4** - Níveis de conglomerado granocrescentes; Neoproterozóico. Rio Água Preta, Bacia Metassedimentar do Rio Pardo, Bahia.



**Foto 5** - Granulometria bimodal e queda de grãos; Mesoproterozóico. Serra do Tombador, Chapada Diamantina, Bahia.



**Foto 6** - Lente de fluxo de grãos; Mesoproterozóico. Serra do Tombador, Chapada Diamantina, Bahia.



**Figura 11** - Seções esquemáticas através de dunas eólicas, mostrando:  
 A-Deposição por queda de grãos sobre e na frente da face de avalanche de uma pequena duna; B-Desenvolvimento de redemoinho de sotavento em declives oblíquos ao vento. Segundo Hunter (1981).

A medida das direções das seqüências frontais das estratificações cruzadas e sua representação em diagramas de roseta permite determinar com alguma segurança os tipos de dunas: se longitudinais, transversais ou barcanas (Galloway & Hobday, 1983; p. 209).

**Marcas onduladas:** As marcas onduladas no sistema desértico, caracterizam-se por Índice de Ondulação (RI) alto e por não terem face de avalanche (isto é, uma declividade frontal por onde os grãos caíam), isto é, as suas cristas são bastante separadas em relação à sua amplitude e internamente elas não têm laminações cruzadas. Nas faces de avalanche das dunas, as marcas onduladas têm as cristas perpendiculares ao mergulho das seqüências frontais (Galloway & Hobday, 1983; p. 205).

**Pingos de chuva:** Embora os sistemas desérticos ocorram em regiões de baixa umidade, os pingos de chuva são característicos deles. Trata-se de pequenas depressões arredondadas ou ovais, com separação uniforme (foto 9; p. 15). Associadas a eles podem ocorrer ondulações de adesão, formando ondulações de tamanho diminuto, constituídas por pequenas pelotas de areia.

**Interdunas:** As regiões que separam os campos de dunas têm formas variáveis, de acordo com os tipos de dunas separados por elas. Tais áreas são caracterizadas por estratificações plano-paralelas e cruzadas de baixo ângulo (foto 10; p. 15), zonas de umidade ou mesmo lagoas e superfícies de deflação.

**Lagoas:** As depressões existentes nas regiões interdunas podem ser preenchidas por água formando lagoas efêmeras ("ponds"). Em geral elas são representadas por níveis de argila: a depender do grau de metamorfismo, essas argilas podem se transformar em minerais micáceos (foto 10; p. 15). Quando expostas subaereamente, as argilas se ressecam formando "curly flakes" (foto 11; p. 15), que ocasionalmente podem se preservar.

*Superfícies de deflação:* Nas regiões interdunas existem determinadas áreas cobertas por seixos com cerca de 1cm de diâmetro, das quais toda a areia foi carregada pelo vento; são as superfícies de deflação. Essas superfícies nos afloramentos aparecem como níveis cuja espessura é igual à somatória dos diâmetros de uns poucos seixos, isto é, da ordem de centímetros, ou como mostra a foto 12 (p. 15), uma superfície coberta por pequenos seixos.

### Leitura adicional

BAGNOLD, RA, 1941. **The Physics of Blown Sand and Desert Dunes.** London, Methuen & Co. 265 p.

*Obra rara porém muito importante, na qual são analisados os processos físicos envolvidos na formação de feições eólicas reproduzidas em túnel de vento e estudadas em desertos.*

GRADZINSKI, R. & JERZYKIEWICZ, T. 1974. Dinosaur-and mamal-bearing aeolian and associated deposits of the Upper Cretaceous in the Gobi Desert (Mongolia) **Sed. Geology.** 12:249-278, 1974.

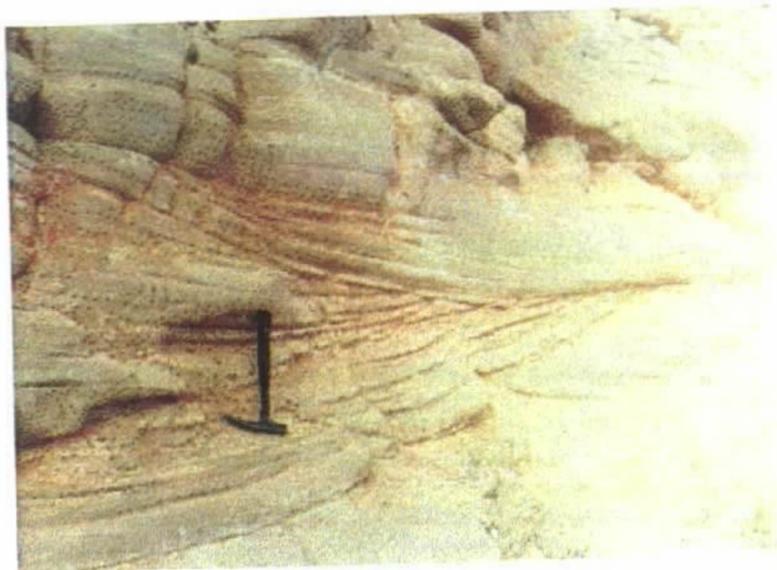
*Estudo de sedimentos eólicos de idade cretácea, analisando suas variações granulométricas, composição e estruturas sedimentares.*

KOCUREK, G. 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. **Sedimentology**, 28:153-180.

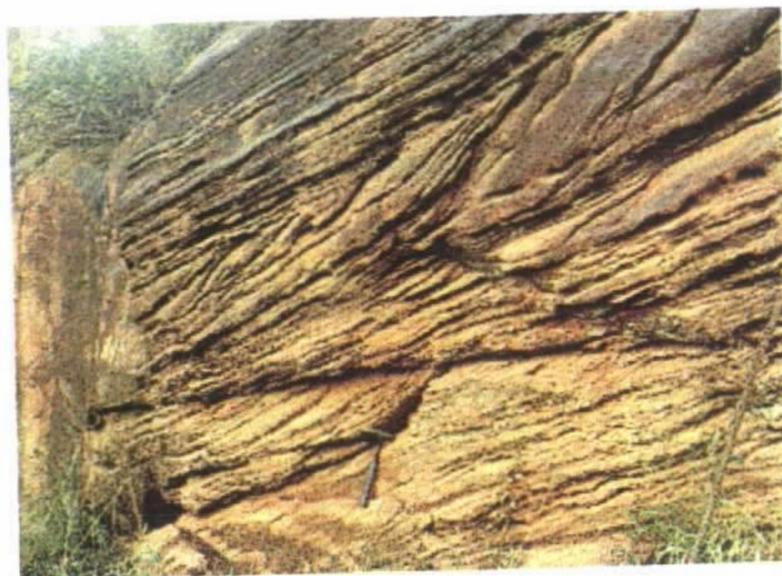
*Estudo dos depósitos interdunas e superfícies limitantes internas às dunas, que separam os diversos tipos de estratificação cruzada.*

Mc KEE, E., ed., 1979. **A Study of Global Sand Seas.** Washington, D.C., Geol. Survey Prof. Paper 1052, 429 p.

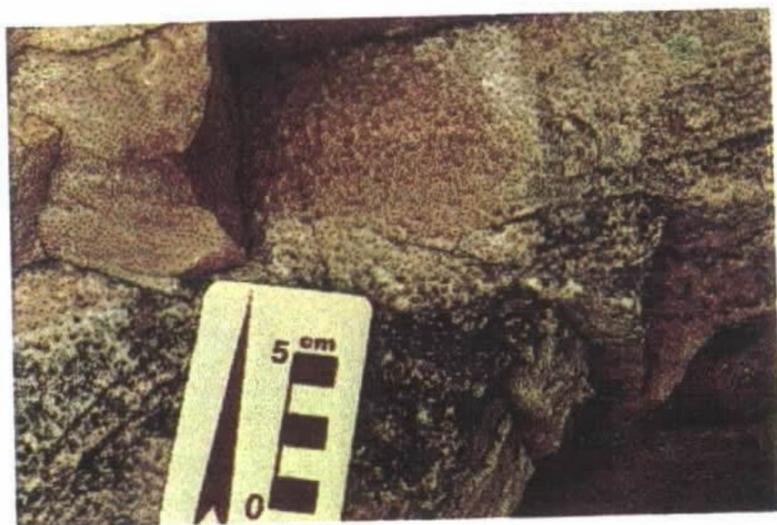
*Estudo completo sobre ambientes desérticos sob os pontos de vista de textura, coloração, estruturas sedimentares, tipos de dunas, depósitos eólicos antigos, morfologia de dunas e estudos regionais executados com imagens espaciais tomadas pelos satélites ERTS e Skylab. Seções sobre o campo de dunas de Lagoa no Estado de Santa Catarina.*



**Foto 7** - Estratificação cruzada acanalada de grande porte em arenito bimodal; Mesoproterozóico. Seabra, Chapada Diamantina, Bahia.



**Foto 8** - Estratificação cruzada tabular em arenito bimodal; Mesoproterozóico. Morro do Pai Inácio, Chapada Diamantina, Bahia.



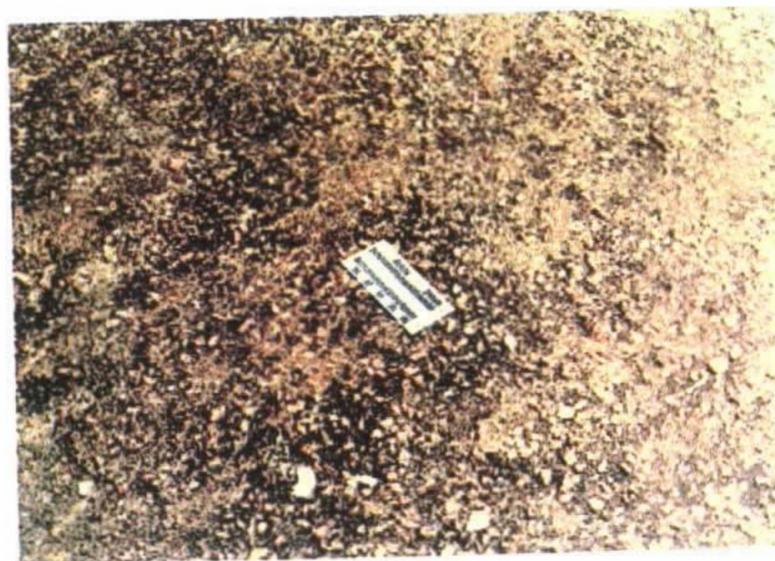
**Foto 9** - Marcas de pingos de chuva em arenito bimodal; Mesoproterozóico. Serra do Tombador, Chapada Diamantina, Bahia.



**Foto 10** - Alternância de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo e pelitos (agora micaxistos); Paleoproterozóico; Serra do Bugre, Coluna, Minas Gerais.



**Foto 11** - "Curly flakes": flocos de lama enrolados provenientes de fendas de dessecação (estrutura sedimentar recente). Pavimento de pedreira abandonada, Almirante Tamandaré, Paraná.



**Foto 12** - Pavimento de seixos subangulares; Mesoproterozóico. Rio Lençóis no Serrano, Chapada Diamantina, Lençóis, Bahia.

## SISTEMA DE PLANÍCIE DE MARÉ

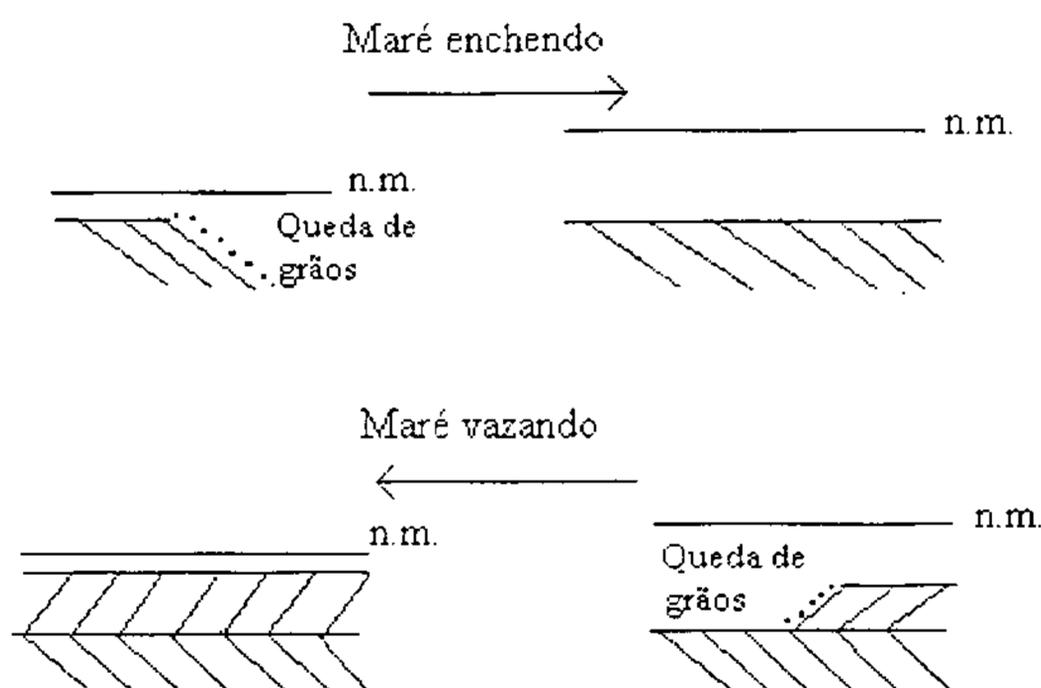
As planícies de maré se localizam em áreas protegidas do litoral e estão divididas em três domínios: a planície de maré externa ou inferior, a média e a interna, ou superior; a primeira está em direção ao mar aberto, e a última mais próxima à terra. Cada um desses domínios tem suas estruturas sedimentares características, conforme será discutido a seguir.

**Planície de maré externa:** A planície de maré externa, por estar do lado do mar, sofre os efeitos das ondas, de modo que as estruturas sedimentares que a caracterizam em geral devem-se a processos de tração. As principais são descritas a seguir, de acordo com Nikula, (1988).

*Estratificações cruzadas:* Os tipos de estratificação cruzada foram comentados na descrição dos sistemas fluvial e desértico. Nas planícies de maré elas estão em arenitos bem selecionados, juntamente com laminações cruzadas. Nas barras de areia ocorrem estratificações cruzadas do tipo espinha de peixe (“herring bone”; foto 13; p. 18). Essas estruturas são formadas devido aos movimentos das marés enchente e vazante, conforme mostra a figura 12. Outra feição típica das planícies de maré são as “tidal bundles” (foto 14; p. 18). Estas estruturas se formam como sigmóides de maré, entre planos de estratificação, consistindo em uma alternância de seqüências frontais mais espessas e mais delgadas, produzidas pelas marés de sizigia e de quadratura (figura 13).

*Marcas onduladas:* Os processos de tração também levam à formação de marcas onduladas linguóides, produzidas por correntes, que são preservadas nos planos de estratificação. Elas podem dar origem a estratificação do tipo “flaser”, caracterizada por deposição de argila nas depressões entre as cristas das ondulações.

**Planície de maré média:** Neste domínio da planície de maré, o efeito das ondas diminui e ela é caracterizada por fácies heterolíticas, isto é, por alternância de areias e argilas (foto 15; p. 18). Com o aumento da proporção de argila, a estratificação passa aos tipos ondulada e lenticular (“wavy & linsen”; foto 16; p. 18). Nestes tipos de estratificação tanto nas lentes como nas camadas notam-se internamente laminações cruzadas.



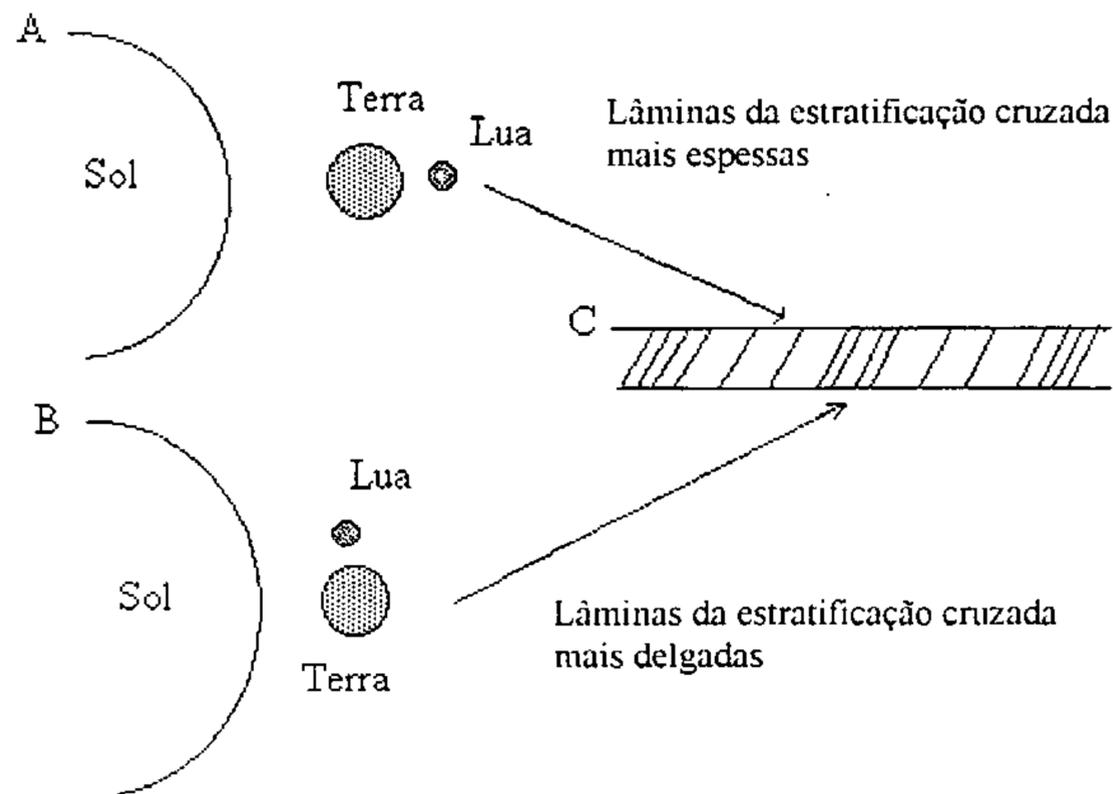
**Figura 12** - Modo de formação da estratificação cruzada espinha de peixe, pelos movimentos da maré.

**Planície de maré interna:** A planície de maré interna, por estar junto ao continente sofre muito pouco os efeitos das ondas mais fortes, de modo que são muito raros os processos trativos. As litologias predominantes são argilitos e folhelhos, depositados por decantação. As estruturas sedimentares mais comuns são marcas onduladas e fendas de ressecamento.

*Marcas onduladas:* As marcas onduladas nas planícies de maré internas têm caracteristicamente o topo plano, sendo também comuns as “ladder back ripples”. Estas últimas estruturas consistem em pequenas cristas conectando as cristas das ondulações maiores, o que lhes dá o aspecto de uma escada, conforme mostra a foto 17 (p. 18).

*Fendas de ressecamento:* As fendas de ressecamento (“mud cracks”), evidenciam a exposição subaérea dos sedimentos da planície de maré interna (foto 18; p. 18). Algumas vezes elas podem estar superpostas às marcas onduladas, podendo ser confundidas com pistas fósseis.

**Planícies de maré carbonáticas:** As planícies de maré carbonáticas são caracterizadas por dolomitos criptalgais ou calcários oolíticos com estratificação cruzada do tipo espinha de peixe. Elas são divididas nos domínios submaré, intermaré e supramaré, cada qual com suas estruturas sedimentares características.

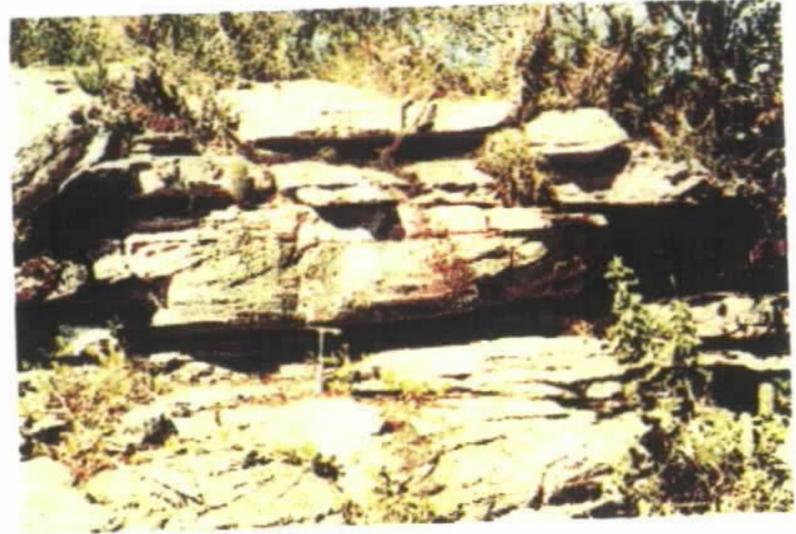


**Figura 13** - Posições relativas do sistema Sol-Terra-Lua que resultam na variação da altura das marés. A-Maré de sizigia (“spring tide”); B-Maré de quadratura (“neap tide”); C-Sigmóide de maré (“tidal bundles”).

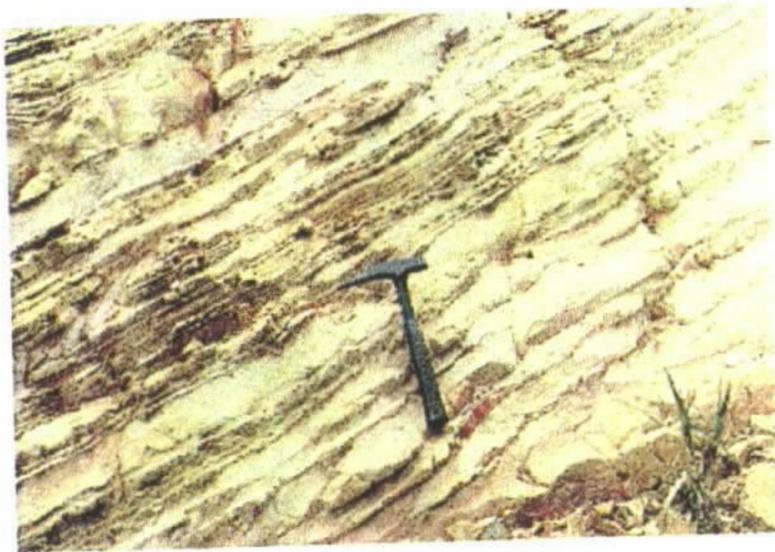
No domínio submaré, uma vez que ele está permanentemente submerso, não existem feições relacionadas à exposição subaérea ou faces de erosão interna, ao contrário dos demais. Os seus dolomitos não têm ferro (Tankard et al., 1982). O domínio intermaré pode possuir estratificação lenticular, do mesmo modo que as planícies de maré siliciclásticas, já descritas. São também característicos deste domínio “tepees” formados por expansão termal e dessecação de tapetes algais (foto 19; p.21), estromatólitos com laminação plana, camadas de conglomerado “edgewise” (conglomerados com aspecto de dominós) e tapetes algais dessecados. No domínio supramaré, que só é atingido pelas ondas periodicamente, as estruturas sedimentares são semelhantes às do domínio intermaré, porém existem em maior abundância.



**Foto 13** - Estratificação cruzada do tipo espinha de peixe ("herring bone"); Mesozóico. Alcântara, Maranhão.



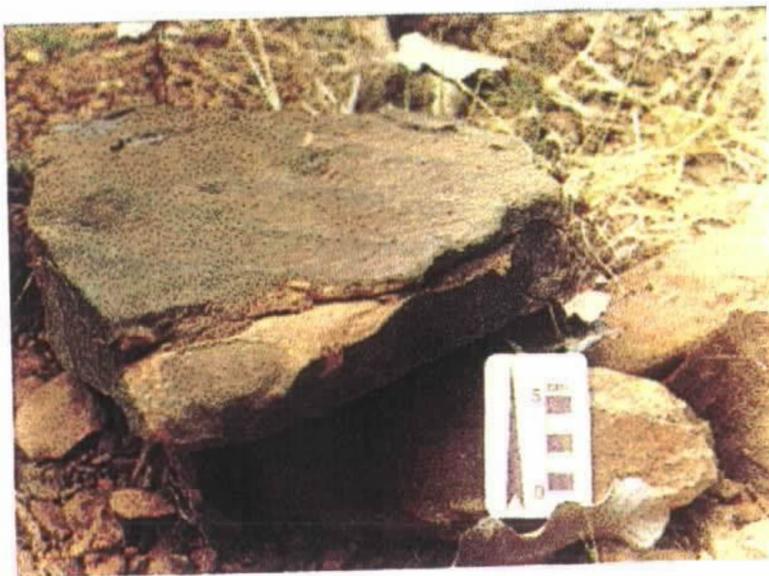
**Foto 14** - Sigmóide de maré com "tidal bundles"; Mesoproterozóico. Morrão, Morro do Chapéu, Chapada Diamantina, Bahia.



**Foto 15** - Argilitos e arenitos intercamados; Mesoproterozóico. BR-242 a oeste de Seabra, Chapada Diamantina, Bahia.



**Foto 16** - Estratificação "wavy & linsen" em folhelhos intercamados com arenitos; Mesoproterozóico. BA-052, serra de Martim Afonso, Chapada Diamantina, Bahia.



**Foto 17** - Marcas onduladas de topo plano e "ladder back ripples"; Paleozóico. Rodovia Esperantina-Barras, Piauí.



**Foto 18** - Fendas de ressecamento ("mud cracks") em argilitos; Mesoproterozóico. BA-052, serra de Martim Afonso, Chapada Diamantina, Bahia. Foto por Carla T. Rodriguez.

### Leitura adicional

- BOSE, PK & CHAUDHURI, AK, 1990. Tide versus storm in Epeiric coastal deposition: two Proterozoic sequences, India. **Geological Journal**, vol. 25, p. 81-101.  
*Estudo de estruturas sedimentares características de marés e tempestades.*
- CAMPBELL, FHA & CECILE, MP, 1981. Evolution of the Early Proterozoic Kilohigok basin, Bathurst Inlet-Victoria Island, Northeast Territories. In: CAMPBELL, FHA (ed.) **Proterozoic Basins of Canada**, Geol. Survey of Canada, Special Paper 81-10, p. 103-131.  
*Entre outros assuntos refere-se a estromatólitos, de fácies de rampa, recife, etc.*
- NIKULA, R. 1988. Palaeosedimentology of Precambrian tidal Virtiovaara and fluvial Varttiovaara quartzite formations in Sodankyla, Northern Finland. **Geol. Survey of Finland, Sp. Paper 5**: 177-188.  
*Estudo detalhado da coluna estratigráfica de sedimentos de planície de maré, mostrando as características dos seus domínios.*
- VISSER, MJ. 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene sub-tidal large-scale deposits: A preliminary note. **Geology**, vol. 8, no.11, p. 543-546. *Estudo do processo de formação de "tidal bundles" a partir da análise de correntes dominantes, secundárias e do período de "slack water" entre marés.*

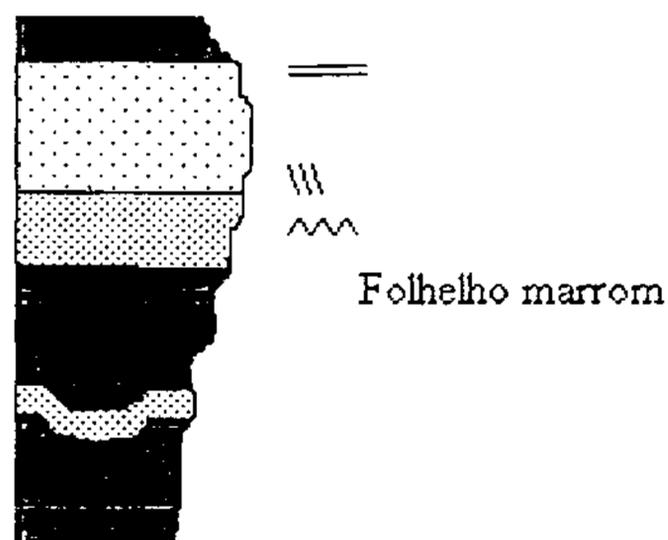
### SISTEMA DELTAÍCO

Entre os sistemas deposicionais, o sistema deltaico talvez seja o que possui maior variedade de litofácies a analisar e o que exige maior integração entre essas análises para a sua compreensão. A razão para isso é que, como os deltas podem ser dominados por rios, ondas, e marés, formando um contínuo entre eles, são geralmente encontradas litofácies resultantes dos três processos. As descrições a seguir serão feitas da região mais proximal para a mais distal.

**Planície deltaica:** Na planície deltaica podem ser encontradas litofácies características de uma planície de maré, conforme mostra a foto 20 (p. 21), que mostra argilitos com pequenas lentes de areia, formando estratificação lenticular. Ao mesmo tempo, abaixamentos relativos do nível do mar podem ocasionar a exposição subaérea da planície, dando origem a fendas de ressecamento ("mud cracks"), mostradas na foto 21 (p. 21). Esses abaixamentos provocam uma redução no nível base, de modo que rios podem entalhar a planície exposta subaereamente. Uma subida subsequente do nível do mar faz com que os rios depositem a sua carga de modo que podem ser mapeadas litofácies fluviais, passando lateralmente a litofácies de planície de maré depositadas anteriormente. A foto 22 (p. 21) é um exemplo de tais fácies fluviais.

**Frente deltaica:** A frente deltaica é a parte intermediária do delta situada entre a planície descrita e o prodelta. Ela consiste essencialmente em lobos deltaicos, que são corpos empilhados com seção transversal lenticular e superfície ovalada; suas paleocorrentes têm sentidos divergentes. Esses corpos são separados por argilas e em suas partes distais podem apresentar ondulações cavalgantes. A frente deltaica é o domínio das deformações sin-sedimentares bem como estratificações cruzadas invertidas, fluidização, corpos de conglomerado e turbiditos. A foto 23 (p. 21) mostra parte de uma frente deltaica em sedimentos Precambrianos.

Na Formação Pastos Bons (Bacia do Parnaíba), lobos deltáicos depositados em ambiente lacustre, formam um "flysch like delta front" (frente deltáica tipo "flysch"), a cerca de 8km a sudeste de Floriano (PI). A figura 14 mostra esquematicamente esta frente deltáica.



**Figura 14** - "Flysch like delta front" da Formação Pastos Bons na Bacia do Parnaíba. Floriano, PI.

**Prodelta:** O prodelta é a parte mais distal do edifício deltáico. Ela consiste essencialmente em folhelhos ou argilitos sem nenhuma evidência de deposição em água rasa. Geralmente os folhelhos são muito uniformes em composição, como mostra a foto 24 (p. 21). Trata-se dos sedimentos mais distais do delta.

#### Leitura adicional

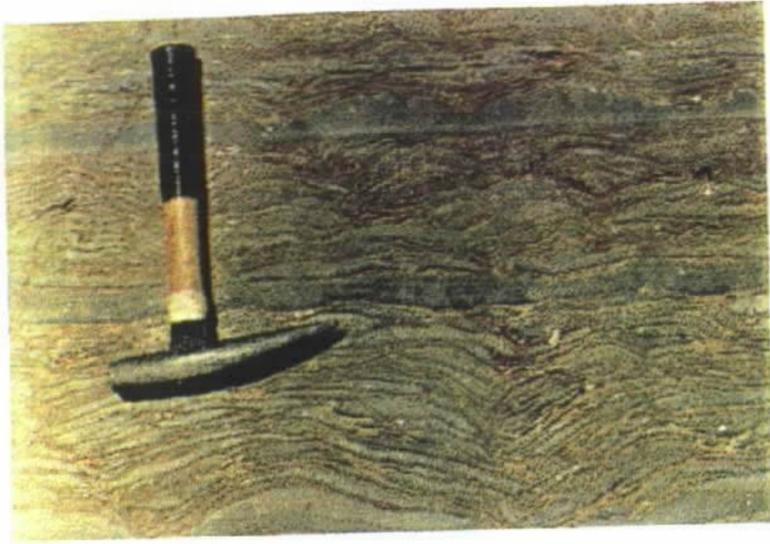
BOMFIM, L.F & PEDREIRA, A.J 1990. Geologia da Chapada Diamantina Oriental, Bahia (Folha Lençóis). In: BOMFIM, L.F. & PEDREIRA, A.J., Orgs, - **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Lençóis (Folha SD.24-V-A-V) Estado da Bahia, Texto Explicativo.** Brasília, DNPM/CPRM, p.25-73.

*Nas páginas 31 a 39 as litofácies do Grupo Paraguaçu interpretadas como sedimentação deltáica são descritas detalhadamente*

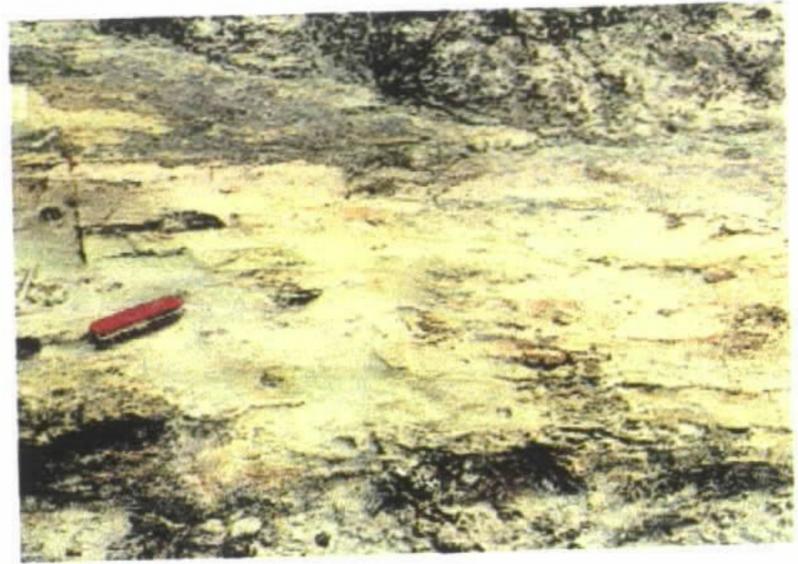
CASTRO, J.C 1980. Fácies, ambientes e seqüências deposicionais nas formações Rio do Sul e Rio Bonito, leste de Santa Catarina. **Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia**, Camboriú, SBG, vol. 1, p. 283-299.

PEDREIRA, A.J 1994. Registro da sedimentação em uma margem continental no Precambriano: Formação Guiné, Chapada Diamantina, Bahia. **Revista de Geologia**, Vol. 7, p. 5-15.

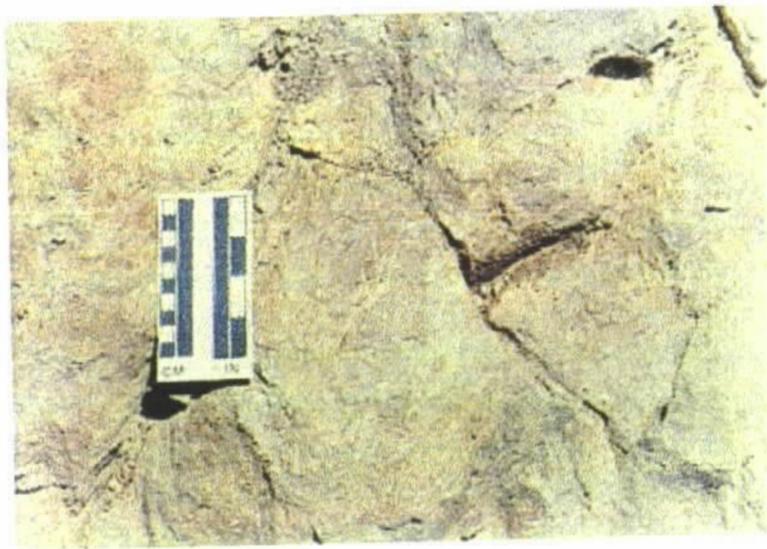
*Estudo de diversas seções através de uma margem continental, documentando as variações faciológicas e correlacionando-as com as oscilações do nível do mar com uma abordagem de estratigrafia de seqüências.*



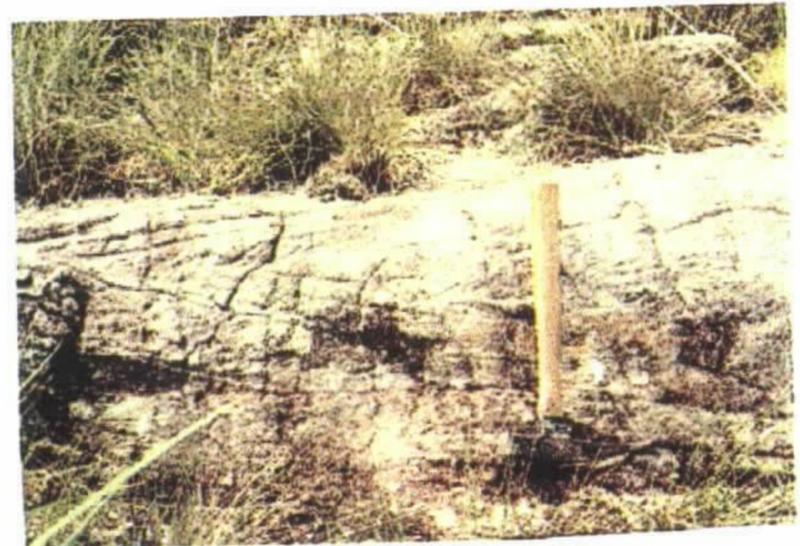
**Foto 19** - "Tepees" em carbonatos; Neoproterozóico. Catavento, Achado, "Bacia" de Irecê, Bahia. Foto por Carla T. Rodriguez.



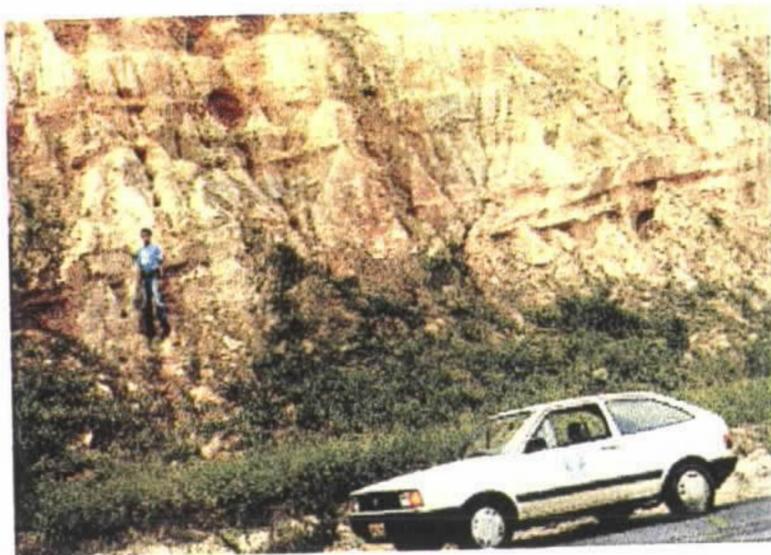
**Foto 20** - Estratificação lenticular (lentes de areia em silte); Mesoproterozóico. Mucugê, Chapada Diamantina, Bahia.



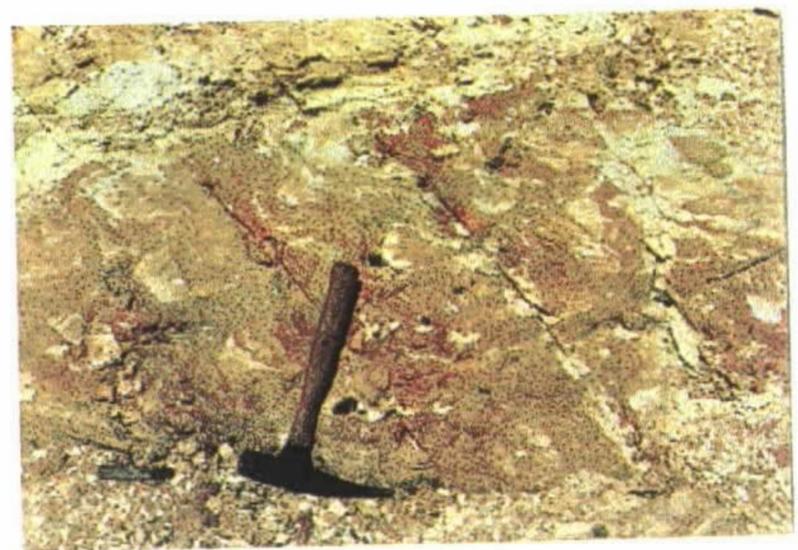
**Foto 21** - Fendas de ressecamento ("mud cracks") em siltitos; Mesoproterozóico. Estrada Palmeiras-Guiné, Chapada Diamantina, Bahia.



**Foto 22** - Seção transversal através de uma sigmóide, mostrando o "olho" da mesma; Mesoproterozóico. Serra do Sincorá, Chapada Diamantina, Bahia.



**Foto 23** - Argilitos e siltitos intercamados; Mesoproterozóico. Morro do Pai Inácio, Chapada Diamantina, Bahia.



**Foto 24** - Folhelhos; Mesoproterozóico. Mundo Novo, serra do Sincorá, Chapada Diamantina, Bahia.

## SISTEMA GLACIAL

Embora o sistema glacial possua uma variedade de litofácies, duas são as mais comumente observadas e a sua associação é a feição mais diagnóstica desse sistema. Essas fácies são os diamictitos e as unidades “dropstone” (Ojakangas, 1985).

**Diamictitos:** Diamictitos são conglomerados sustentados pela matriz com seleção extremamente baixa, que mostram uma variação granulométrica que vai desde matacões até argila (Selley, 1988). Sua origem é variada: qualquer meio viscoso pode depositar um diamictito não selecionado ou mal selecionado, de modo que eles podem se originar tanto de processos glaciais como de fluxos de detritos, subaéreos ou subaquáticos. A foto 25 (p. 23) mostra diamictitos da Formação Bebedouro na rodovia BR-242, próximo à cidade de Palmeiras, Bahia. Os clastos são de granito, gnaiss, quartzito e quartzo de veio, imersos em uma matriz argilosa, na qual “flutuam” alguns grãos arredondados de quartzo. Outro aspecto dos diamictitos da mesma formação é mostrado na foto 26 (p. 23), na localidade de Taquarendi, também na Bahia. Neste local predomina a matriz grauváquica de granulação média a fina, na qual flutuam grãos de quartzo bem arredondados. Os clastos são de quartzito verde e branco, com diâmetro em torno de 5cm, angulosos e com seção quadrada ou losangular.

**Unidades “dropstone”:** “Dropstones” são clastos caídos dentro de sedimentos de granulação mais fina (lama ou silte, ou, mais raramente, areia), que são evidência de processos deposicionais múltiplos (Ojakangas, 1985). De acordo com este autor, a fusão de icebergs “sujos” ou, menos comumente, geleiras flutuantes, são fontes destes clastos. A foto 27 (p. 23) mostra uma unidade “dropstone” da Formação Pimenta Bueno, no Estado de Rondônia (Bahia & Pedreira, 1996).

### Leitura adicional

OJAKANGAS, R.W., 1985. Evidence for Early Proterozoic glaciation: The dropstone unit-diamictite association. **Geological Survey of Finland Bull.**, no. 331, p. 51-72.

*Estudo dos modos de formação de diamictitos e unidades de clastos caídos com descrição de vários exemplos dos Estados Unidos, Canadá, Rússia e África do Sul, e do seu significado.*

SCHERMERHORN, L.J.G., 1974. Late Precambrian mixtites: Glacial and/or non-glacial? **American Journal of Science**, vol. 274, p. 673-824.

*Descrição de mixtitos (diamictitos) neoproterozóicos e discussão dos argumentos a favor e contrários à sua origem glacial*

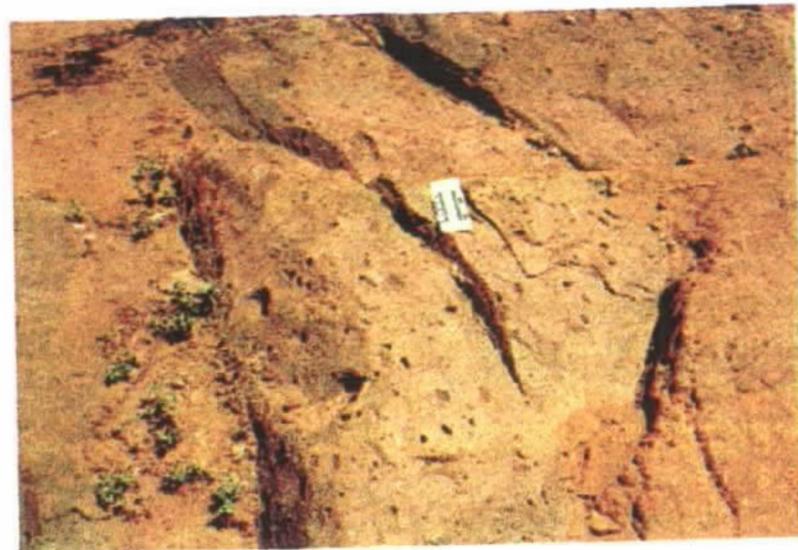
## TURBIDITOS

Essas fácies são caracterizadas por espessas seqüências de folhelhos e arenitos intercamados. As areias têm bases abruptas, topos transicionais e tendem a granodecrescência. (Selley, 1988).

**Base abrupta das camadas:** Este tipo de contato deve-se ao fato de que as correntes de turbidez mais recentes erodem as depositadas anteriormente, conforme mostram as fotos 28 e 29 (p. 23). A primeira é da Formação Caboclo (Mesoproterozóico) na grotta da Gangorra, Minas do Mimoso, BA. Acima do cabo do martelo vê-se um nível de material de granulação fina, bruscamente cortado por uma camada de areia. Na foto 29, as rochas são xistos da Formação São Tomé (também mesoproterozóicos) próximo a Divino das Laranjeiras, MG. A base da camada da esquerda corta abruptamente o topo da camada da direita no local apontado pela flecha da escala.



**Foto 25** - Diamictito: conglomerado sustentado pela matriz (clastos de ortognaisse, quartzito, argilito, etc.); Neoproterozóico. BR-242 em Palmeiras, Chapada Diamantina, Bahia.



**Foto 26** - Diamictito: conglomerado sustentado pela matriz; Neoproterozóico. Taquarendi, Chapada Diamantina, Bahia.



**Foto 27** - Argilito com clastos caídos; Paleozóico, Rolim de Moura, Rondônia.



**Foto 28** - Arenitos/folhelhos em ciclos com bases abruptas e gradação; Mesoproterozóico. Grota da Gangorra, Minas do Mimoso, Chapada Diamantina, Bahia.



**Foto 29** - Xistos em ciclos com bases abruptas e gradação; Mesoproterozóico. Divino das Laranjeiras, Minas Gerais.



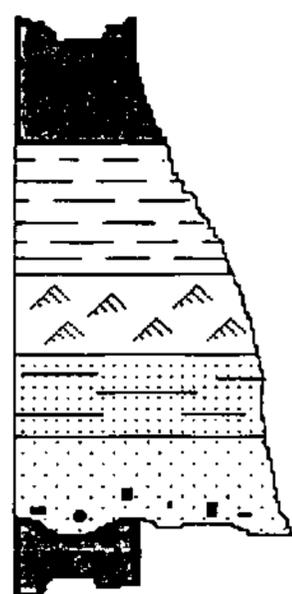
**Foto 30** - Gnaiss mostrando ciclos com base abrupta e gradação (topo para a direita da foto); Arqueano. Teófilo Otoni, Minas Gerais.

**Gradação:** A gradação, que pode ser normal ou inversa (Einsele, 1992), é mostrada nos xistos da Formação São Tomé (foto 29) e nos gnaisses que afloram a nordeste de Teófilo Otoni, MG. Nos xistos (foto 29), a camada do lado direito mostra claramente isto: o nível mais claro (de granulação mais grossa) grada para material mais fino em direção à ponta da flecha da escala. Na foto 30 (p. 23) a gradação é representada pela passagem de material arenoso para micáceo, a partir da escala, em direção à direita da foto. Sobre a camada micácea na extremidade direita da foto, nota-se o contato abrupto de uma nova camada de granulação grossa.

**Marcas de sola:** Os diversos materiais sólidos arrastados pelas correntes de turbidez, deixam marcas sobre as camadas de material argiloso, que uma vez sobrepostas pelas de areia são preenchidas e após litificadas, são indicadoras das paleocorrentes. Existem diversos tipos de marcas: turbóglifos ("flute casts"), moldes de ranhura ("groove casts") e marcas de objeto ("tool marks"). A foto 31 (p. 25) mostra turbóglifos na base de uma camada de arenito fino da Formação Longá (Devoniano) da Bacia do Parnaíba em Campo Maior, PI. De acordo com Selley (1988), as marcas de sola predominantes em um turbidito indicam o seu afastamento da fonte dos sedimentos.

**Seqüências de Bouma:** As feições descritas acima uma vez combinadas formam as chamadas seqüências de Bouma, cujas divisões são mostradas na figura 15.

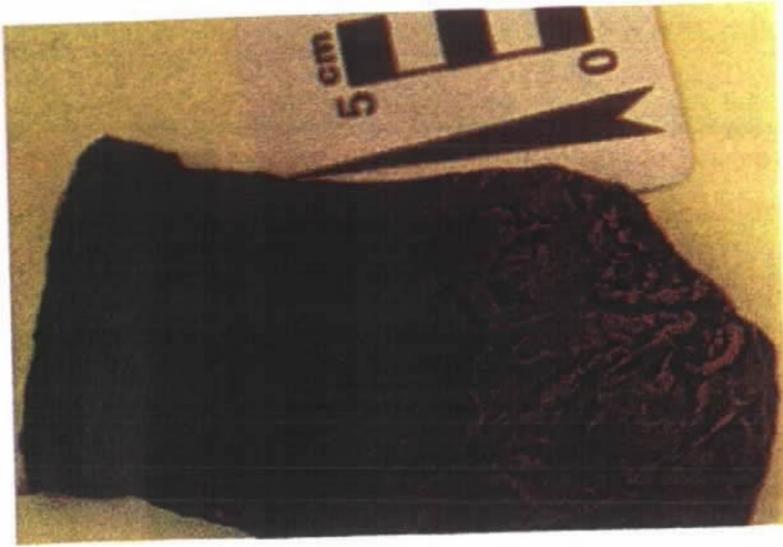
### DIVISÃO DE BOUMA INTERPRETAÇÃO



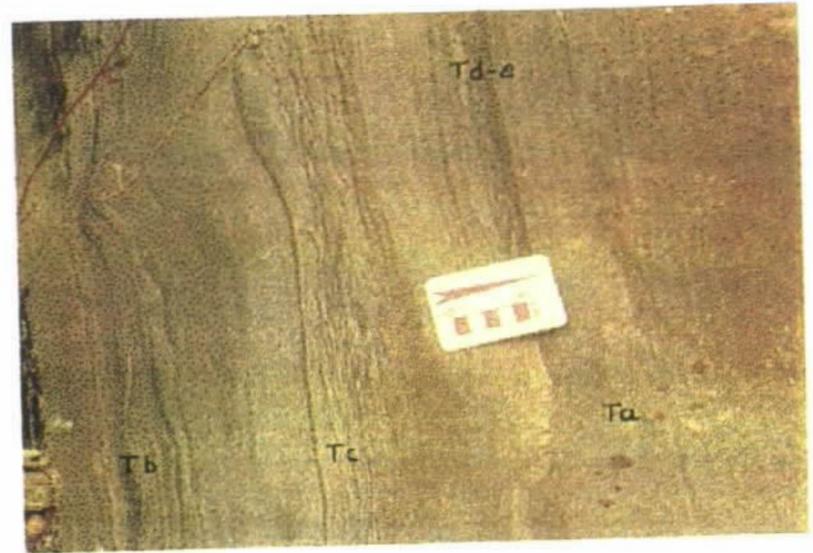
<b>E</b>	Lama laminada	Decantação de suspensão
<b>D</b>	Areia/silte laminados	???
<b>C</b>	Areia c/ lamin. cruzada	Parte inferior do fluxo inferior
<b>B</b>	Areia laminada	Camada plana
<b>A</b>	Areia maciça	Regime de fluxo superior

**Figura 15** - Unidade turbidítica mostrando uma seqüência de Bouma completa e a interpretação de suas divisões em termos de regime de fluxo (Selley, 1988).

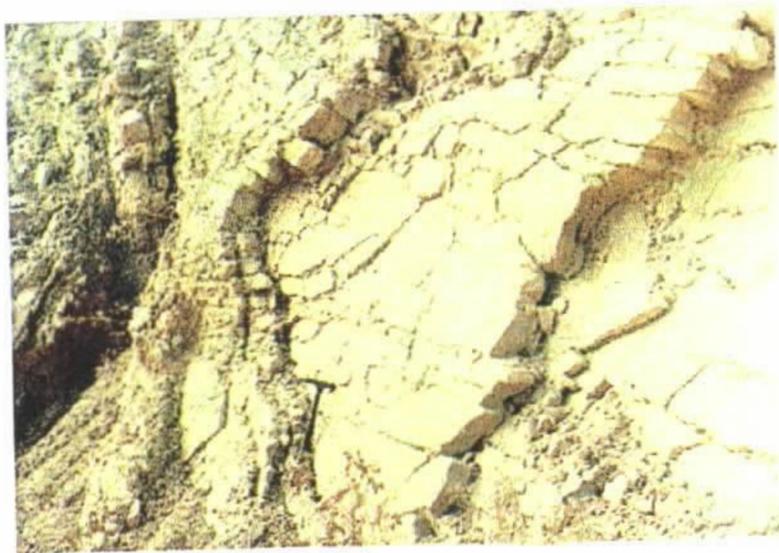
Em muitos turbiditos, nem todas as divisões estão desenvolvidas: seqüências Ta-e, Tb-c-e, Tc-d-e e Tc-e são comuns (Tucker, 1982). As divisões de Bouma nos xistos da Formação São Tomé já referida, são mostradas na foto 32 (p. 25); o topo da camada é indicado pela flecha da escala. Da esquerda para a direita da foto podem-se distinguir as seguintes divisões: Tb (arenito com estratificação plano-paralela); Tc (arenito/siltito com prováveis ondulações cavalgantes); Td (siltito com laminação plano-paralela); e Te (nível delgado de pelito).



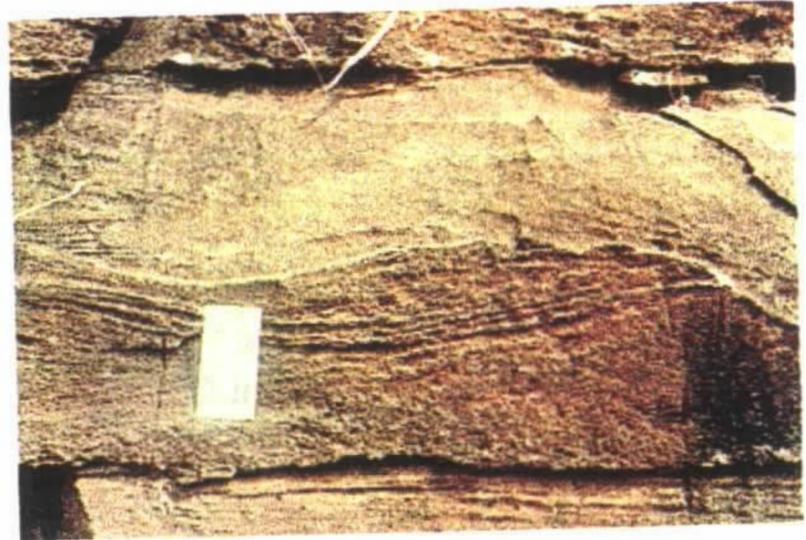
**Foto 31** - Marcas de sola; Paleozóico. Campo Maior, Piauí.



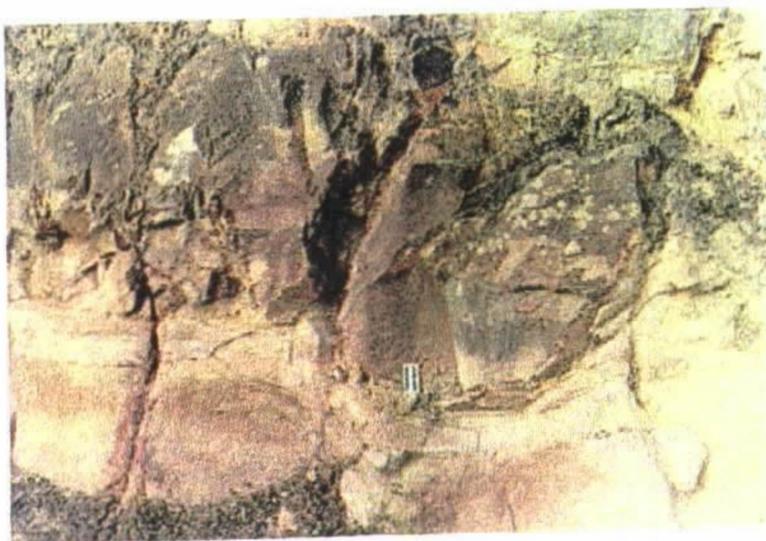
**Foto 32** - Xistos mostrando Sequência de Bouma; Mesoproterozóico. Divino das Laranjeiras, Minas Gerais.



**Foto 33** - "Hummocky cross stratification" em arenito fino; Mesoproterozóico. Boninal, Chapada Diamantina, Bahia.



**Foto 34** - Marcas onduladas de granulação grossa (CGR) em calcarenito; Neoproterozóico. Descoberto, Coribe, Bahia.



**Foto 35** - Marcas de carga em arenito sobre argilito; Mesoproterozóico. Estrada Água de Rega-Iraquara, Chapada Diamantina, Bahia.



**Foto 36** - Icnofósseis *Arenicolites*; Devoniano. Sítio Cercado, Paraná. Foto por J.R. Góis.

### Leitura adicional

LAAJOKI, K. & KORKIAKOSKI, E. 1988. The Precambrian turbidite-tempestite transition as displayed by the amphibolite-facies Puolankajärvi Formation, Finland. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v.58, p.195-216.

*Descrição das feições características de turbiditos do Precambriano, do seu ambiente tectônico de deposição e da sua relação com tempestitos.*

LOWE, D.R. 1994. Archean greenstone-related sedimentary rocks. In: CONDIE, K.C., (ed.) **Archean Crustal Evolution**. Amsterdam; Elsevier, p. 121-169.

*Discussão sobre os turbiditos arqueanos depositados nos "greenstone" belts do Canadá.*

PORADA, H. & WITTIG, R. 1983. Turbidites in the Damara Orogen. In: MARTIN, H. & EDER, F.W. (eds.) **Intracontinental Fold Belts**. Berlin, Springer-Verlag, p. 543-576.

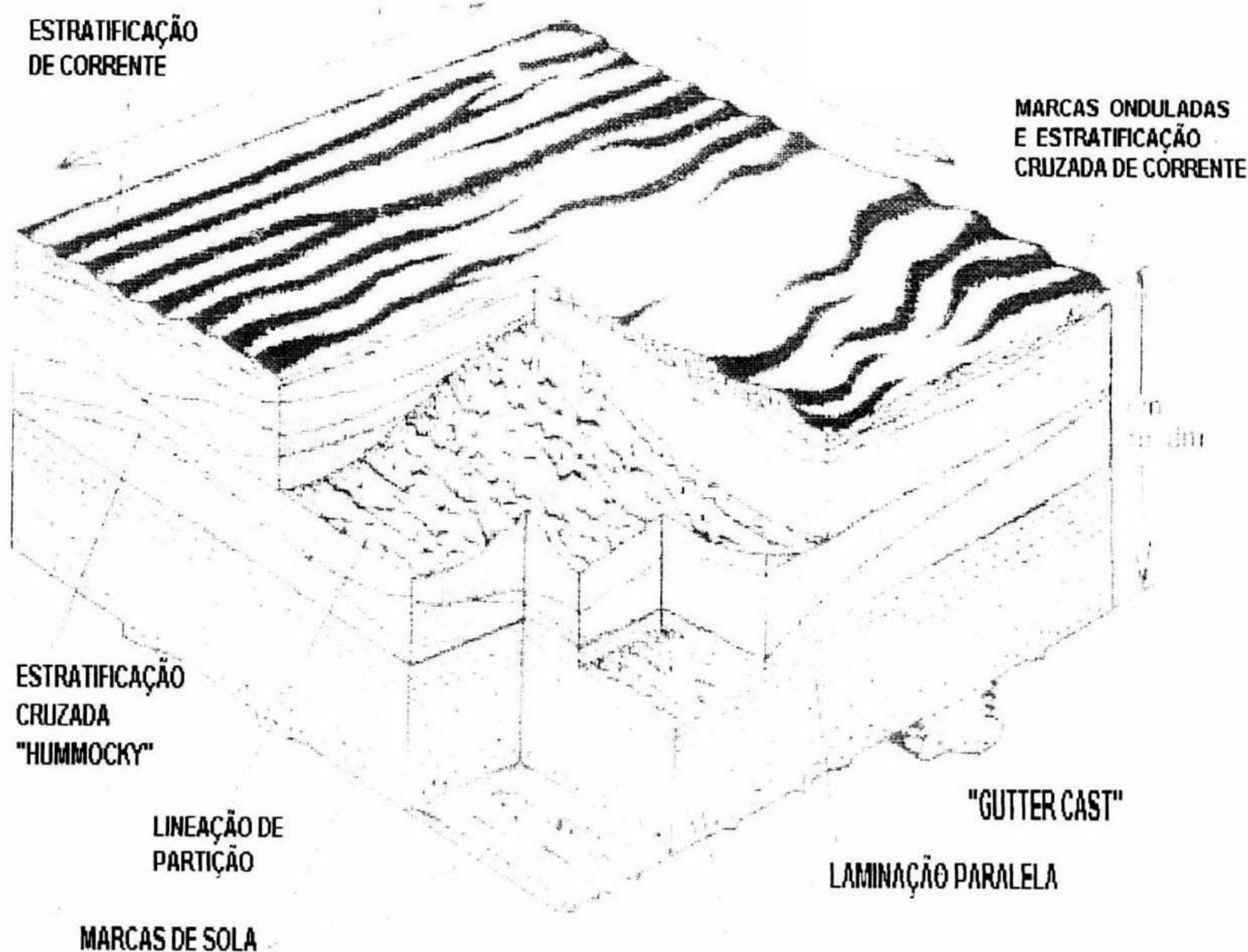
*Descrição das feições características de turbiditos calcários do Orógeno Damara (Neoproterozóico) e suas relações com as fácies plataformais.*

### TEMPESTITOS

Em ambientes marinhos rasos, os processos deposicionais são afetados por raros eventos de tempestades (Einsele, 1992). As estruturas sedimentares diagnósticas de tais eventos são mostradas na figura 16 e descritas e ilustradas a seguir.

**Ondulações truncadas ("hummocky cross stratification"):** As ondulações truncadas (HCS), caracterizam uma fácies dominada por ondas e atenção à sua variabilidade pode revelar muito acerca da história sedimentar e da paleogeografia. Feições diagnósticas das ondulações truncadas são as ondulações antiformais ("hummocks") e depressões sinformais ("swales"), definidas por laminação uniforme com orientação aleatória, e ângulos de truncamento  $< 15^{\circ}$ . As ondulações truncadas formam-se predominantemente em silte a areia fina e as camadas que as contêm variam em espessura de centímetros a 6 metros (Dott Jr. & Bourgeois, 1982).

A foto 33 (p. 25) mostra ondulações truncadas em arenitos finos da Formação Caboclo (Mesoproterozóico) na cidade de Boninal (Chapada Diamantina).



**Figura 16** - Estruturas sedimentares induzidas por correntes e ondas de um tempestito de areia ideal, mostrando sua relação com a linha de costa (Einsele, 1992; *apud* Leckie & Krystinik, 1989).

**Marcas onduladas de granulação grossa (CGR):** Marcas onduladas de granulação grossa são formadas por sedimentos grosseiros, em profundidades variáveis de 3 a 160 m. O espaçamento das suas cristas varia de 25cm a 3m e sua amplitude entre 3 e 35cm. A estratificação interna raramente é preservada mas quando isso ocorre, as estratificações cruzadas mergulham para além da crista da ondulação. elas estão associadas vertical (figura 16) ou lateralmente com as ondulações truncadas; a diferença entre elas consiste na granulometria dos sedimentos.

A foto 34 (p. 25) mostra marcas onduladas de granulação grossa em calcarenitos do Grupo Bambuí., podendo-se notar as estratificações cruzadas internas.

**Outras estruturas diagnósticas de tempestitos:** Os tempestitos, de modo semelhante aos turbiditos, podem formar seqüências chamadas “storm beds”, que começam na base por camadas com marcas de sola e intraclastos gradados. Em direção ao topo, passam a ondulações truncadas, camadas com estratificação plano paralela e marcas onduladas de granulação grossa, conforme mostra a figura 16.

Outro exemplo de estrutura produzida por tempestades é mostrado na foto 35 (p. 25): as deformações na base das camadas foram originadas por tempestades ou terremotos fortes (J.M.L. Dominguez, inf. verbal).

### Leitura adicional

BOSE, P.K. & CHAUDHURI, A.K., 1990. Tide versus storm in Epeiric coastal deposition: two Proterozoic sequences, India. **Geological Journal**, vol. 25, p.81-101.  
*Estudo de estruturas similares produzidas por marés e tempestades e do modo de distingui-las através de análise de fácies de alta resolução.*

DOTT JR., R.H. & BOURGEOIS, J. 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. **Geol. Soc. America Bull**, vol.93, p.663-680.  
*Excelente estudo sobre "hummocky cross stratification", seu modo de formação, seqüências "hummocky" e variabilidade, com diversos exemplos.*

LECKIE, D., 1988. Wave-formed, coarse-grained ripples and their relationship to hummocky cross-stratification. **J. Sed. Petrol.** vol. 58, p.607-622.  
*Estudo semelhante ao anterior, porém dedicado às "coarse grained ripples".*

### ICNOFÓSSEIS

Uma grande variedade de estruturas sedimentares pode ser atribuída ao trabalho de organismos, as quais são referidas como biogênicas, em contraste com as estruturas sedimentares inorgânicas que foram vistas nos capítulos anteriores. Essas estruturas incluem pegadas de vertebrados, trilhas de invertebrados, escavações de sedimentos moles e perfurações em sedimentos consolidados. Estes fenômenos são conhecidos coletivamente como fósseis-traço e o seu estudo chama-se icnologia (Selley, 1988). Esses fósseis-traço geralmente são encontrados em rochas do Fanerozóico, mas também podem ocorrer em rochas do Neoproterozóico III, na sua transição para o Cambriano.

De acordo com o autor acima, a forma dos fósseis-traço reflete o ambiente, ao invés do organismo produtor deles. Isto indica que eles podem ser importantes indicadores da origem dos sedimentos que os contêm, devido ao seu íntimo controle ambiental. Além disso, os icnofósseis sempre ocorrem *in situ* e não podem ser retrabalhados, como a maioria dos outros fósseis, sendo portanto evidências de vida naquele local. O aspecto mais útil dos icnofósseis é a ampla correlação entre o ambiente deposicional e as associações de icnofósseis, chamadas icnofácies. A figura 17 é uma combinação dos esquemas de vários autores, mostrando esta correlação perpendicularmente a uma margem continental.

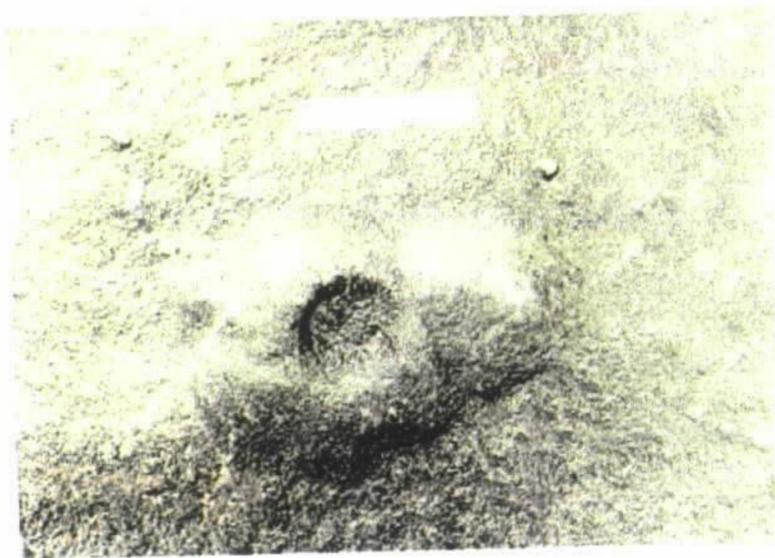
ICNOFÓSSEIS podem ser facilmente confundidos com feições erosionais e outras. As fotos 36 (p. 25) a 39 (p. 29) mostram diversos exemplos de icnofósseis da Formação Furnas (Devoniano) no Estado do Paraná: nas fotos 36 e 37 (p. 29), são mostrados *Arenicolites*, considerados indícios de locais de moradia ou alimentação de vermes. Esses locais têm forma de U de modo que as aberturas estão em pares. O icnofóssil mostrado na foto 38 (p. 29) é um *Didymaulichnus*, que representa a trilha de um trilobita. Finalmente, a foto 39 (p. 29) é um *Conostichus*, que é a marca de descanso de um medusóide (água-viva).



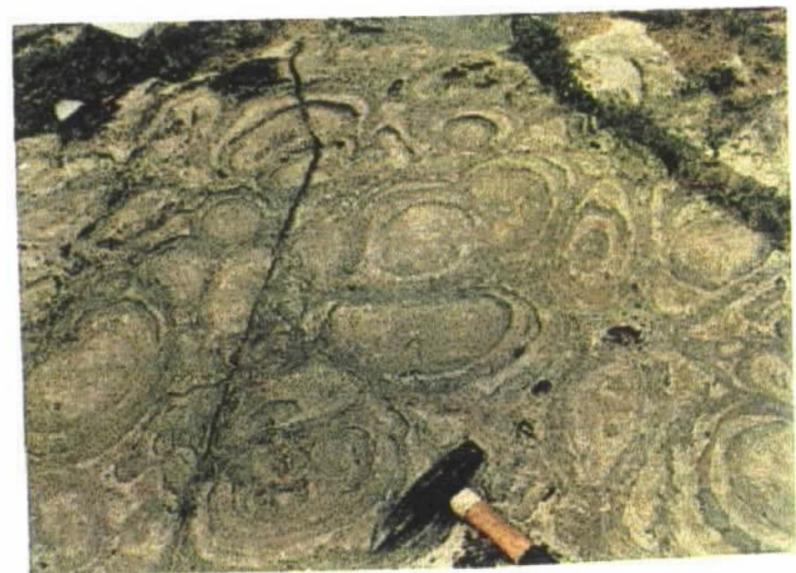
**Foto 37** - Icnofósseis *Arenicolites*; Devoniano. Sítio Cercado, Paraná. Foto por J.R. Góis.



**Foto 38** - Icnofósseis *Didymalichnus*; Devoniano. Boqueirão, Paraná. Foto por J.H. Cíquel.



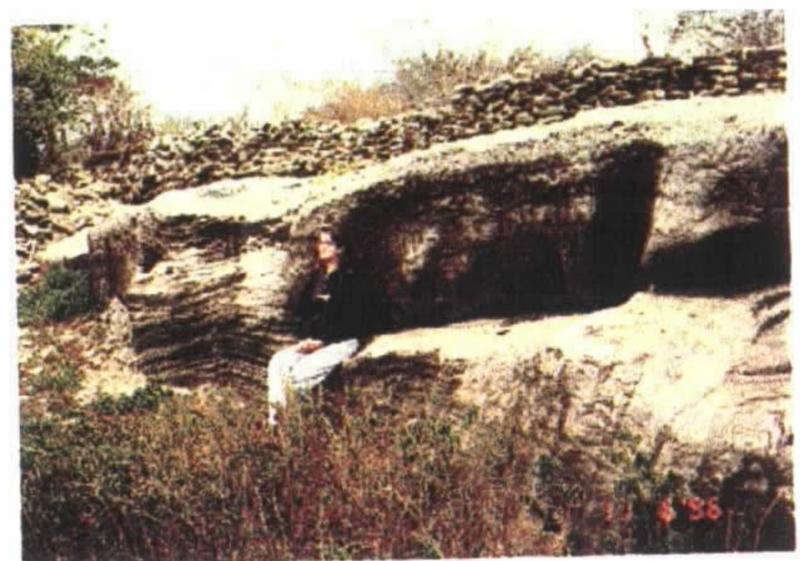
**Foto 39** - Icnofóssil *Conostichus*; Devoniano. Represa de Alagados, Ponta Grossa, Paraná. Foto por J.H. Cíquel.



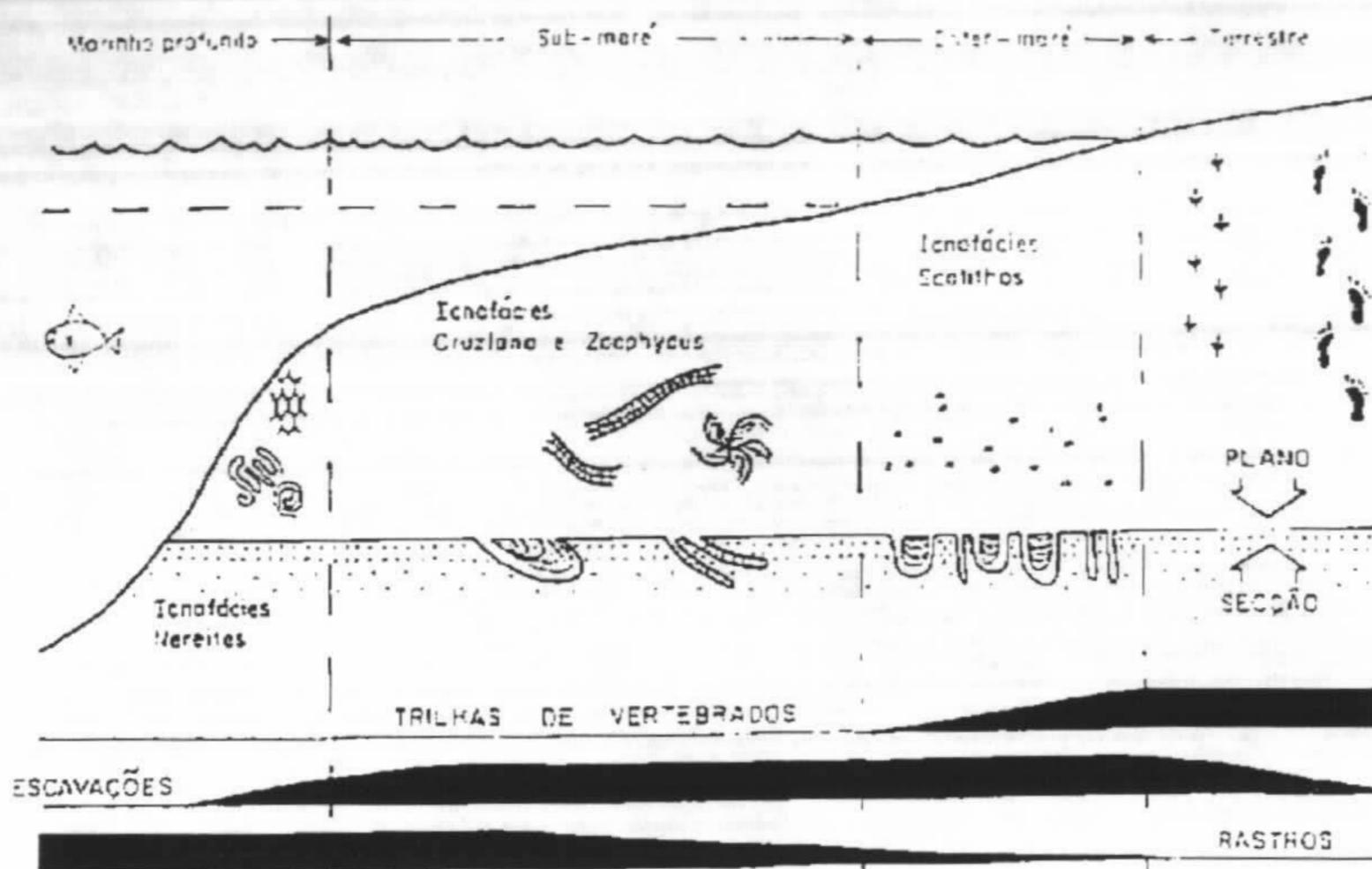
**Foto 40** - Estromatólitos colunares; Neoproterozóico. Fazenda Arrecife, "Bacia" do Salitre, Bahia. Foto por Carla T. Rodriguez.



**Foto 41** - Colônia de estromatólitos à margem de um canal de maré; Neoproterozóico. Fazenda Arrecife, "Bacia" do Salitre, Bahia. Foto por Carla T. Rodriguez.



**Foto 42** - Colônias de estromatólitos pseudo-colunares, separadas por tempestitos (à direita de Kelly V. Costa); Neoproterozóico. Fazenda Arrecife, "Bacia" do Salitre, Bahia.



**Figura 17** - Relação entre icnofácies e ambientes, baseada nos esquemas propostos por diversos autores (Selley, 1988).

### Leitura adicional

FREY, R.E., (ed.) 1975. **The Study of Trace Fossils; A Synthesis of Principles, Problems and Procedures in Ichnology**. Berlin, Springer-Verlag, 562 p.

*Tratado dividido em cinco partes abordando a história da icnologia de invertebrados, classificação, preservação, significado geológico, descrição de grupos selecionados e técnicas de estudo.*

LEONARDI, G., 1987. **Glossary and Manual of Tetrapod Footprint Paleoichnology**. Brasília, MME/DNPM, 94 p.

*Estudo de pegadas de dinossauros, acompanhado de glossário e ilustrações.*

SELLEY, R.C., 1988. **Applied Sedimentology**. London, Academic Press, 446 p.

*O capítulo 5.II (p. 116-120) dedica-se à definição, descrição e aplicação de icnofácies na determinação de ambientes de deposição.*

## ESTROMATÓLITOS

Estromatólitos são estruturas biossedimentares laminadas, usualmente atribuídas ao trapeamento e ligação de sedimentos por, bem como à ação química de, cianófitos (algas verde-azuis) em ambientes de águas rasas (Hoffman, 1973); diversas outras definições de estromatólitos podem ser encontradas em Grey (1989). A experiência com estromatólitos mostrou a sua utilidade, entre outras, para: 1) interpretar ambientes antigos de sedimentação e paleossalinidades; 2) efetuar correlações e determinar idades; 3) determinar direções de paleocorrentes; 4) mapear antigas linhas de costa; 5) determinar paleolatitudes; 6) prospectar minerais; e, 7) determinar a polaridade de camadas em seqüências deformadas.

**Classificação:** Existem diversos sistemas de classificação e nomenclatura de estromatólitos, que são amplamente discutidos por Grey (1989). Entretanto, como em muitos casos os estromatólitos serão descritos por não-especialistas, foi desenvolvido um sistema de nomenclatura não-formal, que atende perfeitamente as necessidades dos geólogos e pode prontamente adaptar-se a uma nomenclatura formal, como a "Linneana" empregada nos estudos taxonômicos.

Utilizando a nomenclatura informal, devem ser investigadas e descritas as seguintes feições:

- (1) Macroestrutura-natureza das camadas de estromatólitos;
- (2) Mesoestrutura-estruturas de escala intermediária;
- (3) Microestrutura-trama, laminação e textura.

A figura 18 mostra as diversas feições que devem ser observadas em uma camada portadora de estromatólitos (Modo de Ocorrência) e nos próprios indivíduos (Hábito).

**Interpretação ambiental:** Os estromatólitos são indicativos de deposição em água rasa, em ambientes de supra-, inter- ou submaré: no primeiro caso, existem abundantes estruturas sedimentares associadas indicando exposição subaérea, conforme mostra a foto 19 (p. 21); nos ambientes de intermaré tais estruturas ainda existem, mas sua quantidade diminui; nos ambientes de submaré elas inexistem, e os estromatólitos em geral são colunares. O quadro a seguir compilado pelo autor, mostra diversos tipos de ambientes indicados por estromatólitos:

Dolomito estromatolítico com sílex	Sub maré rasa
Laminitos algais planos e estromatólitos digitados de pequena escala	Fácies de plataforma
Estromatólitos dômicos	Borda do talude
Estromatólitos com laminação plana. camadas de conglomerado "edge wise " e tapetes algais dessecados	Zona de intermaré a supra maré
Estromatólitos colunares alongados e carbonatos com textura clástica	Fácies de borda de plataforma
Estromatólitos dômicos. laminações algais corrugadas	Planície supra maré ou "sabkha "

FICHA PARA DESCRIÇÃO DE ESTROMATÓLITOS

Local		Formação		Ponto		
Lâmina delgada	Slabs	Espessura "camada"	Comprimento "camada"	Folha		
	Análise	Unidade simples	Unidade cíclica	Amostra		
ESBOÇO				Foto		
				Perfil geológico		
MODO DE OCORRÊNCIA - dimensões				EM PLANTA:		
litoherma (bioherma)				circular, oval oblongo "escudo" crescente		
litostroma (biostroma)				lobado poligonal lanceolado		
ESTRATIFORMES			ENCAPSULADO	CÔNICOS		
Laminação plana	Laminação ondulada	Pseudo colunar	Colunar-laminado	Cumulado	ONCOLÍTICO	
COLUNARES / DÔMICOS			ramificados			
<b>R</b>	TIPO DE RAMIFICAÇÃO			Forma de ramificação	Ângulo de divergência	
<b>A</b>						
<b>M</b>	bifurcada	múltipla	lateral	dendroide	coalescente	anastomosada
<b>O</b>	ATITUDE			VARIABILIDADE	FORMA	
<b>S</b>						
<b>T</b>	prostrada	ereta	inclinação	reclinada	decumbente	sinuosa
<b>E</b>	ORNAMENTO			uniforme	com ramificações	estarrapada
<b>N</b>						
<b>A</b>	lisa	com bossas	tuberosa	lobada	com projeção	nichos e projeções
<b>L</b>	LÂMINAS			parede ausente	parede presente em retalhos	Dimensões: altura / largura
<b>A</b>						
<b>M</b>	lisa	plana	moderadamente convexa	parabólica	rômbrica	baixo
<b>O</b>						
<b>S</b>	ondulada	levemente convexa	fortemente convexa	retangular	cônica	moderado
<b>T</b>						
	enrugada	cuspada	obscura	baixo	alto	
	COLETOR:				DATA:	PROJETO:

Figura 18 - Ficha para descrição de estromatólitos (Tradução e adaptação de Grey, 1989 por Jane Nobre Lopes CPRM/DEGEO/DIGEOB, 1991).

A utilidade dos estromatólitos para interpretar ambientes antigos de sedimentação e paleossalinidades, determinar direções de paleocorrentes e mapear antigas linhas de costa, é exemplificada pelas fotos 40, 41 e 42 (p. 29).

Os estromatólitos colunares mostrados na primeira foto ocorrem em colônias separadas por canais, como o mostrado na foto 41, no centro do qual está o martelo. Como não existem estruturas indicativas de exposição subaérea, o ambiente deve ser intermaré ou submaré rasa, cortado por canais. As colunas são alongadas nas bordas dos canais, provavelmente para oferecer menor resistência à água corrente, de modo que as paleocorrentes seriam paralelas ao alongamento delas. Conseqüentemente, a linha de costa seria perpendicular ao alongamento das colunas, pois os canais de maré desaguam no mar. Isto estabelecido, resta determinar a posição do mar.

A sul deste afloramento ocorrem várias colônias de estromatólitos pseudo-colunares, separadas por camadas de tempestitos (foto 42; p. 29), que são interpretadas como um recife de estromatólitos batido pelas ondas, protegendo a planície de maré. Do lado oposto da planície de maré estaria o mar, isto é, a sul. Assim as diferentes formas de estromatólitos e o seu posicionamento permite efetuar importantes reconstituições ambientais.

Sob o ponto de vista econômico, os estromatólitos mostrados na foto 43 (p. 36) (da forma *Jurussania* Krylov) também são de submaré rasa e além disso são portadores de fosfato. Esta forma é correlacionável à que ocorre nos depósitos de fosforita de Aravalli, na região de Udaipur, Índia (Chauan, 1979).

**Interpretação estrutural:** Os estromatólitos podem indicar a polaridade das camadas, sendo portanto elementos importantes na interpretação estrutural. Como pode ser visto na figura 18, as lâminas dos estromatólitos são arqueadas para cima. Na foto 44 (p. 36), as lâminas estão arqueadas para baixo, indicando que a camada está invertida. Determinação semelhante em diversos pontos de uma mesma camada, pode indicar a sua situação estrutural.

### Leitura adicional

BOMFIM, L.F., 1982. Fosfato de Irecê (BA): Um exemplo de mineralização associada a estromatólitos do Precambriano Superior. **Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia (Goiânia)**, vol.5, p. 2154-2167.

*Descrição da estratigrafia, sistemas deposicionais e mineralizações de fosfato associadas a estromatólitos na "Bacia" de Irecê, Bahia, descobertas pela CPRM em 1985. São descritos os seis tipos de mineralizações associados a estruturas biogênicas e a dolomitos.*

CHAUAN, D.S., 1979. Phosphate-bearing stromatolites of the Precambrian Aravalli phosphorite deposits of the Udaipur region, their environmental significance and genesis of the phosphorite. **Precambrian Research**, vol. 8, no. 1/2, p. 95-126.

*Estudo sobre os depósitos de Udaipur (Índia), demonstrando que o fosfato ocorre principalmente em estromatólitos colunares substituindo as lâminas e envelopando as colunas. Sua origem é atribuída à fixação de  $P^2O^5$  por processos biológicos em ambientes de submaré.*

GREY, K., 1989. Handbook for the study of stromatolites and associated structures (second draft). **Stromatolite Newsletter**, no. 14, p. 82-171.

*Versão preliminar de um indispensável manual sobre estromatólitos, abrangendo o seu estudo no campo e no laboratório, descrição, nomenclatura, ilustração e glossário de termos.*

## PALEOCORRENTES

A importância do estudo das paleocorrentes na análise das bacias sedimentares reside no fato de que elas podem dar indicações relativas a: a) direção e sentido dos paleodeclives, e portanto das áreas de proveniência dos sedimentos; b) a partir dos padrões de dispersão dos sedimentos, auxiliar na identificação dos sistemas deposicionais; c) no caso de sedimentos eólicos, determinar os padrões de circulação da atmosfera pretérita e os tipos de dunas existentes, e d) em todos os casos acima, a paleogeografia.

**Principais indicadores de paleocorrentes:** Embora até as variações granulométricas possam indicar o sentido das paleocorrentes, as estruturas mais freqüentemente encontradas no campo são as descritas a seguir e estão ilustradas ao longo do texto.

*Estratificação cruzada:* Nas estratificações cruzadas, sejam elas acanaladas ou tabulares, o mergulho das seqüências frontais indica o sentido da paleocorrente. Entretanto, deve-se tomar os seguintes cuidados na medida de estratificações cruzadas:

- 1) Tomar as medidas em afloramentos tridimensionais: apenas uma face exposta, pode dar uma idéia completamente errada quanto ao sentido da paleocorrente, pois um corte, a depender da sua direção em relação à seqüência frontal, pode indicar um mergulho variável entre zero e um ângulo máximo, que é o mergulho verdadeiro da seqüência.
- 2) No caso de camadas com mergulho superior a  $25^{\circ}$ , o basculamento das mesmas deve ser removido de modo que elas retornem à posição horizontal, através das seguintes operações com a rede de Wülff ou Schmidt (Tucker, 1982; p. 94). O exemplo dado é para a correção de uma estratificação cruzada mergulhando  $55^{\circ} \rightarrow 060^{\circ}$ , contida em um plano que mergulha  $50^{\circ} \rightarrow 035^{\circ}$ :

Estágio 1: Plotar os polos para a estratificação cruzada e para o acamadamento;

Estágio 2: Trazer o acamadamento para a horizontal, através da rotação do estereograma, de modo que o polo do acamadamento venha para a linha equatorial; mover o polo do acamadamento para o centro da rede (i.e. através de  $50^{\circ}$  para trazer o plano para a horizontal) e mover o polo da estratificação cruzada  $50^{\circ}$  ao longo de um pequeno círculo;

Estágio 3: Girar o estereograma de volta e ler a direção do mergulho original da paleocorrente. Neste caso, a direção da paleocorrente é  $124^{\circ}$  e o seu mergulho é de  $20^{\circ}$ .

Na foto 45 (p. 36) as paleocorrentes são indicadas por estratificações cruzadas acanaladas de origem fluvial, em arenitos da Formação Tombador (Mesoproterozóico). O seu sentido é da direita para a esquerda da foto. Arenitos do topo da mesma formação, retrabalhados pelo mar mostrados na foto 46 (p. 36) têm paleocorrentes tanto para a direita como para a esquerda da foto (na altura da cabeça do martelo). As paleocorrentes mostradas pela foto 47 (p. 36) são cruzadas do tipo espinha de peixe, indicando o movimento de marés; elas são de arenitos do Supergrupo Rio das Velhas (Arqueano). Finalmente a foto 48 (p. 36) mostra arenitos da Formação Mangabeira, do Mesoproterozóico; as estratificações cruzadas indicam paleoventos soprando da direita para a esquerda da foto.

As figuras 6, 12 e 13, e as fotos 2 (p. 12), 13 e 14 (p. 18) mostram outros exemplos de estratificações cruzadas indicando paleocorrentes.

*Marcas onduladas:* Marcas onduladas também são bons indicadores de paleocorrentes, embora tenham mais valor local. As marcas onduladas simétricas indicam apenas a direção das paleocorrentes, mas não o seu sentido, conforme mostra a figura 49, onde são vistas marcas onduladas simétricas da Formação Lagarto (Neoproterozóico). Entretanto, a análise detalhada de algumas marcas onduladas nesta formação mostrou laminações cruzadas internas às cristas, indicando paleocorrentes para sudeste. As marcas onduladas que aparecem na foto da capa deste volume são linguóides, assimétricas e fora de fase; elas indicam paleocorrentes vindo em direção do observador (ver também a figura 7A). Na foto 3 (p.12), do mesmo afloramento que a foto da capa, as marcas onduladas indicam paleocorrente dirigida para o canto inferior esquerdo da foto. Para uma determinação acurada do sentido das paleocorrentes, o basculamento da camada deve ser removido.

Do mesmo modo que as estratificações cruzadas, as direções das paleocorrentes indicadas por marcas onduladas devem ser corrigidas, quando as camadas que as contêm possuem mergulho superior a  $25^{\circ}$ . Para isto, devem ser executadas as seguintes operações com uma rede de Wülf ou Schmidt (Tucker, 1982):

- 1) Medir o ângulo e a direção do mergulho da camada que contém as marcas onduladas e plotar a camada como um grande círculo na rede;
- 2) Marcar sobre o grande círculo o ângulo agudo entre a direção das cristas das marcas onduladas e o "strike" do plano de estratificação (isto é, o "pitch" ou "rake" da lineação);
- 3) Rotacionar o grande círculo para a horizontal, e com ele o "pitch" da estrutura sedimentar: o efeito do basculamento sobre o azimute da estrutura estará removido e o azimute pode ser calculado.

*Marcas de sola:* As marcas de sola, por serem resultado da atuação de correntes na superfície das camadas, são bons indicadores de paleocorrentes. Na foto 31 as marcas de sola mostradas em sua maioria são de obstáculo, indicando paleocorrentes na direção da flecha da escala. As marcas de sola são indicadores lineares e portanto, caso exista basculamento das camadas para ângulo superior a  $25^{\circ}$ , deve ser aplicada a mesma correção que para marcas onduladas (ver acima).

*Imbricamento de clastos:* A figura 10 mostra o imbricamento de clastos, cujo mergulho dos eixos maior (APAI) ou intermediário (ATBI) para montante, indica a paleocorrente, o que é mostrado pelas flechas.

**Tratamento e representação dos dados:** O principal tratamento a ser dado para as medidas de paleocorrentes, é o cálculo da resultante das medidas e da sua consistência, isto é, o grau de confiabilidade das medidas. Ambos podem ser calculados matematicamente (ver Tucker, 1982) ou através de programas de computador. Entretanto, a resultante pode ser calculada facilmente no campo por método gráfico baseado na adição de vetores, conforme mostra a figura 19.

As medidas de paleocorrentes podem ser apresentadas como histogramas ou como rosetas. Nos histogramas, o eixo vertical do gráfico mostra o número de medidas; o horizontal, os azimutes das medidas, divididos em classes ( $10^{\circ}$ ,  $20^{\circ}$ ,  $30^{\circ}$  ou  $45^{\circ}$ ). Para os diagramas de roseta, o círculo é dividido em setores de  $10^{\circ}$ ,  $20^{\circ}$ ,  $30^{\circ}$  ou  $45^{\circ}$ , e os setores enegrecidos de acordo com o número de medidas. No caso de rosetas é conveniente colocar no centro, que deve estar no ponto onde as medidas foram feitas, um pequeno círculo com o número de medidas.



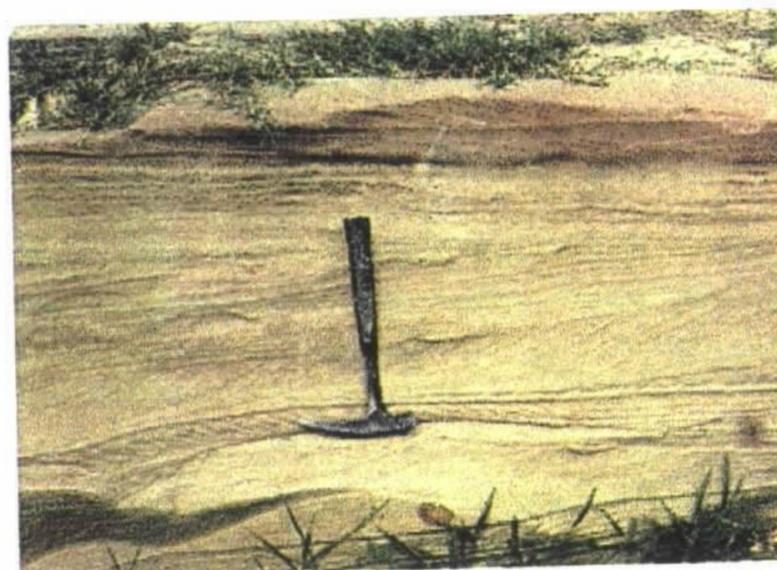
**Foto 43** - Estromatólitos colunares da forma *Jurussia* Krylov; Neoproterozóico. "Bacia" de Irecê, Bahia. Foto por Carla T. Rodriguez



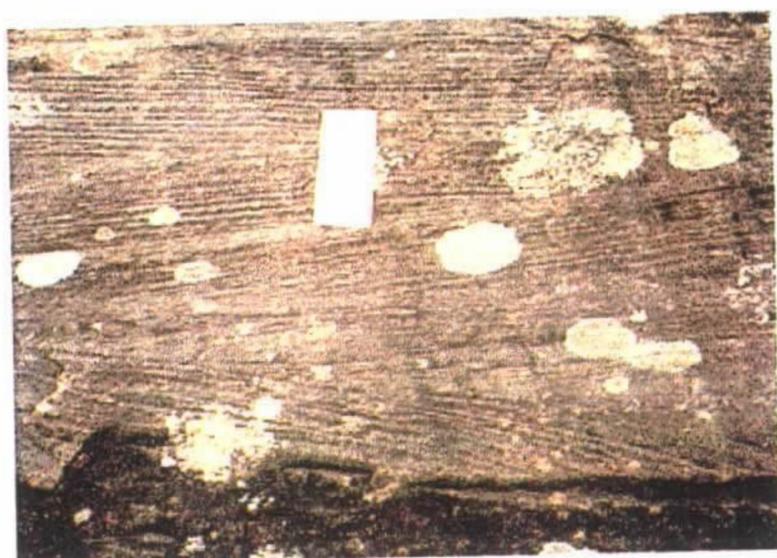
**Foto 44** - Litostroma tabular de estromatólitos colunares com ramificações laterais moderadamente divergentes. A convexidade das lâminas para baixo indica que a camada está invertida; Neoproterozóico (?). Colombo, Paraná.



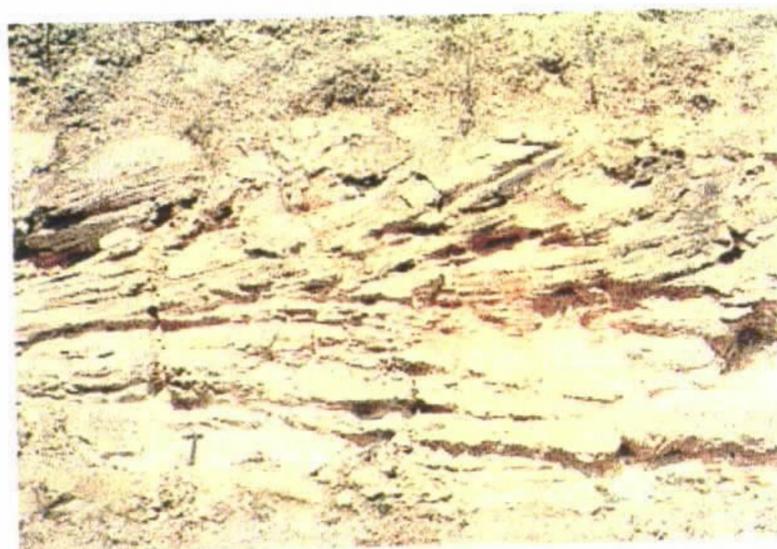
**Foto 45** - Estratificações cruzadas acanaladas indicando paleocorrentes para a esquerda da foto; Mesoproterozóico. Estrada Tanquinho-Bonito, Chapada Diamantina, Bahia.



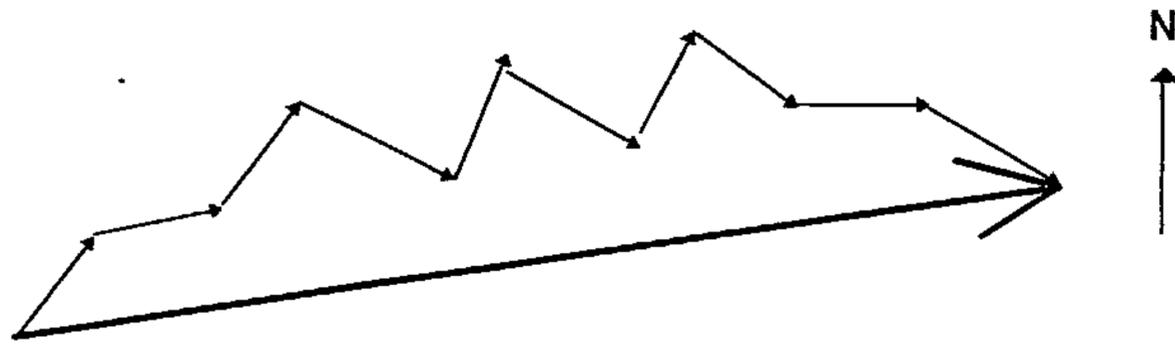
**Foto 46** - Estratificações cruzadas acanaladas e tabulares em arenito, indicando paleocorrentes para a direita e esquerda da foto; Mesoproterozóico. Novo Acre, Chapada Diamantina, Bahia.



**Foto 47** - Estratificação cruzada tipo espinha de peixe em arenito; Arqueano. Capivara, Nova Lima, Minas Gerais.



**Foto 48** - Estratificação cruzada acanalada de grande porte, indicando paleoventos soprando para a esquerda da foto; Mesoproterozóico. Seabra, Chapada Diamantina, Bahia.



**Figura 19** - Método gráfico para determinar o vetor médio de um conjunto de dados de paleocorrentes ( baseado em Selley, 1988). No caso presente é calculada a resultante de dez medidas (linha mais grossa). A direção da primeira medida está na extremidade WSW da linha; a da última, na extremidade ENE da mesma. Os vetores representativos das medidas devem ter o mesmo comprimento.

### Leitura adicional

MIALL, A.D., 1984. **Principles of Sedimentary Basin Analysis**. New York, Springer-Verlag, 490 p.

SELLEY, R.C, 1988. **Applied Sedimentology**. London, Academic Press, 446 p.

TUCKER, M.E., 1982. **The Field Description of Sedimentary Rocks**. Milton Keynes, The Open University Press, 112 p.

*Estes três trabalhos possuem capítulos dedicados ao estudo de paleocorrentes, abrangendo a aquisição, o tratamento e a representação dos dados.*

## SISTEMAS DEPOSICIONAIS NA ATUALIDADE

Uma vantagem do estudo dos sistemas deposicionais, é que, mesmo levando em conta as variações de intensidade dos processos ao longo do tempo, esses processos de formação podem ser estudados atualmente. Para isto não é necessária a montagem de laboratórios sofisticados. A formação de estruturas características dos diversos sistemas deposicionais pode ser observada em lugares facilmente acessíveis como cortes de estradas, margens e leitos de rios e riachos, lagoas ou açudes, na praia, em dunas costeiras, ou mesmo ao longo de uma sarjeta. Na revisão a seguir, serão ilustrados e discutidos alguns exemplos de formação das mencionadas estruturas

### LEQUES ALUVIAIS

Os fluxos de detritos associados aos leques aluviais são caracterizados por conglomerados sustentados pela matriz, muitas vezes com blocos de grandes dimensões. A foto 50 (p. 39) mostra a formação de tais conglomerados, no sopé do Cerro Tolosa entre Puente del Inca e Las Cuevas, próximo à fronteira entre a Argentina e o Chile. Estes blocos são derivados de uma avalanche ocorrida há poucos anos, e podem ser notados os blocos de tamanho diverso, soltos no meio da matriz de granulação mais fina. Uma vez consolidados, esses sedimentos formarão conglomerados sustentados pela matriz (foto 1; p. 12). Outro exemplo é mostrado pela foto 51: neste caso, os sedimentos têm granulação mais fina, sendo produto de erosão e não de uma avalanche, como na foto 50.

### *PLANÍCIE DE DEFLAÇÃO*

As planícies de deflação, ou de areia e cascalho, são características das regiões interdunas e são formadas por seixos de diâmetro centimétrico, que se concentram devido à remoção da areia pelo vento. A foto 52 (p. 39) mostra uma planície de areia e cascalho no deserto de Sahara, na região da cidade de Majdul, Libya. Os depósitos consolidados de uma planície de areia e cascalho são mostrados na foto 12 (p. 15).

### *FLUXO DE GRÃOS*

A formação de lentes de fluxo de grãos pode ser observada em qualquer lugar onde haja acúmulo de areia como em dunas ou até mesmo em um monte de areia ao lado de uma construção. É necessário apenas perturbar o equilíbrio da areia e ela escorrerá, depositando-se mais abaixo do declive, com gradação inversa, isto é, os grãos maiores em cima. Na foto 53 (p. 39) esta experiência é mostrada em uma duna na praia do Cumbuco, Ceará. À direita da escala podem ser vistos os fluxos dos grãos (a areia “escorrendo”) formados após a perturbação da superfície.

### *FENDAS DE RESSECAMENTO (“MUD CRACKS”)*

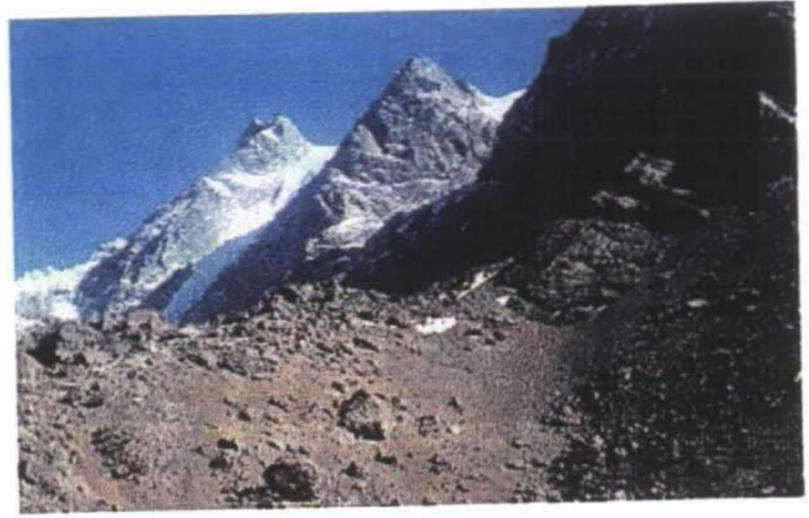
Quando água se acumula em uma poça, os sedimentos de tamanho argila se depositam no fundo por decantação. Uma vez que a poça seque, esses sedimentos são expostos subaereamente e racham, formando as fendas de ressecamento, que podem ter várias dimensões. Em muitos casos, as bordas dos fragmentos se enrolam formando “curly flakes”, como mostra a foto 11 (p. 15), que foi tirada em uma pedreira de calcário do Grupo Açungui, abandonada, situada a noroeste da cidade de Curitiba, PR. As fotos 18 (p. 18) e 21 (p. 21) mostram a mesma estrutura em rochas precambrianas.

### *CORRENTES DE TURBIDEZ*

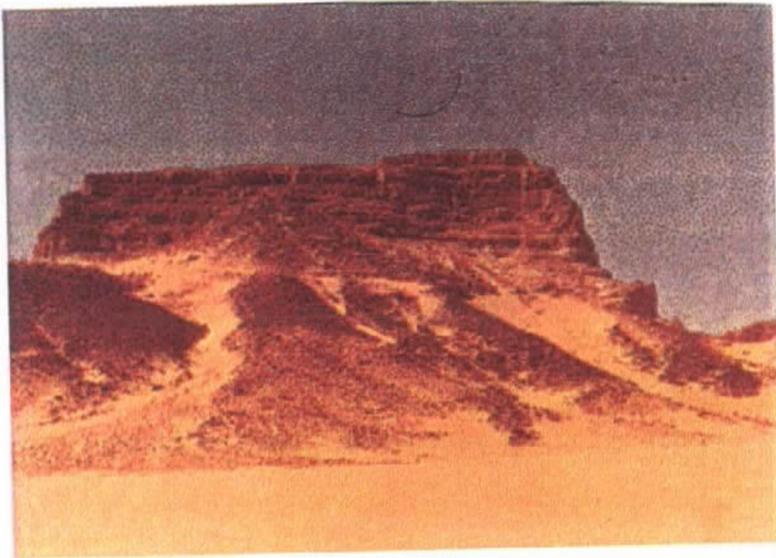
O processo de formação de correntes de turbidez é facilmente observável em locais onde um fluxo de água que passe sobre sedimentos inconsolidados entra em um corpo d'água maior, como por exemplo um rio ou uma lagoa. Na margem de um rio, se o nível da água subir repentinamente como pela passagem a vau de um veículo, no seu refluxo a água carregará os sedimentos inconsolidados das margens, formando correntes de turbidez. Próximo à margem, a água será mais turva devido à alta concentração do sedimento; em direção ao meio do rio a concentração diminuirá e então a água é mais clara.



**Foto 49** - Marcas onduladas de oscilação; Neo-proterozóico. Lagarto, Sergipe.



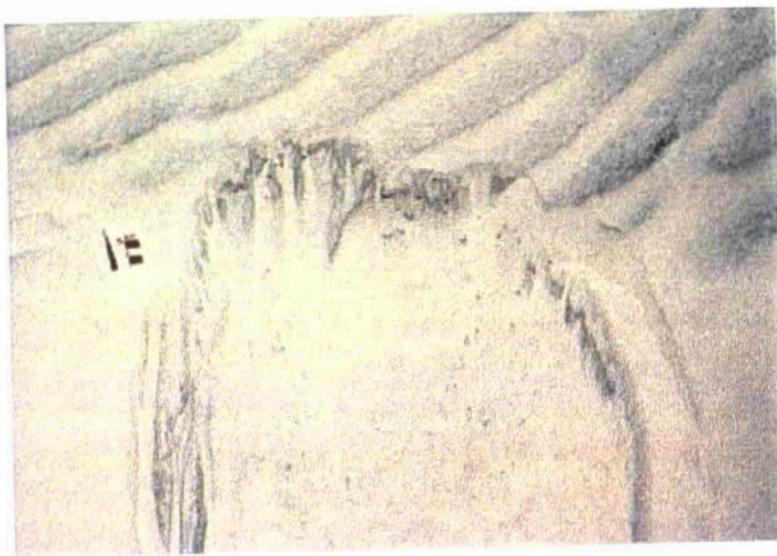
**Foto 50** - Fluxo de detritos (avalanche); Recente. Las Cuevas, Argentina.



**Foto 51** - Fluxo de detritos (leque aluvial); Recente. Tummu, deserto de Sahara, Libya.



**Foto 52** - Planície de areia e cascalho (superfície de deflação); Recente. Majdul, deserto de Sahara, Libya.



**Foto 53** - Fluxo de grãos; Recente. Praia do Cumbuco, Fortaleza, Ceará.



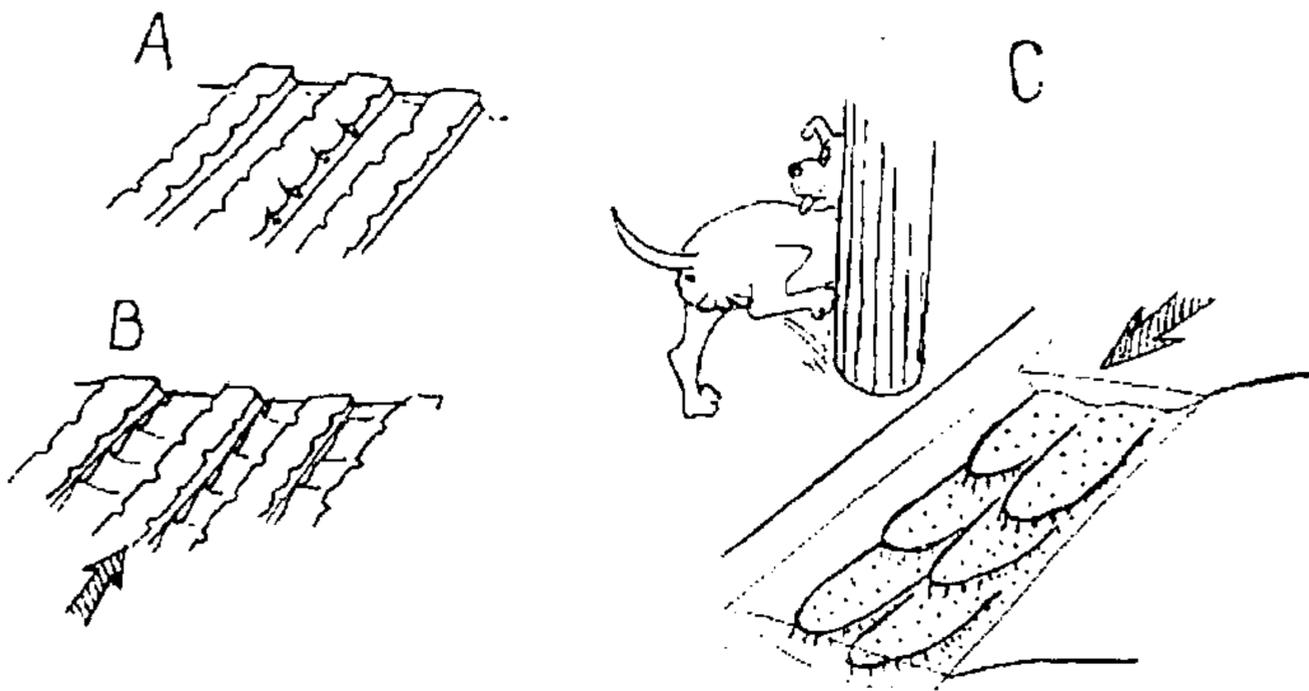
**Foto 54** - Marcas onduladas formadas por água; Recente. Açude na fazenda Monte Verde, Quixelô, Ceará.

## MARCAS ONDULADAS

Marcas onduladas formam-se por ação do vento ou da água. O primeiro caso pode ser observado em dunas como mostra a foto 53 (p. 39), ou em regiões interdunas. A formação de marcas onduladas pela água é mostrada na foto 54 (p. 39). Nesta foto podem ser notadas as marcas onduladas de oscilação, formadas à margem de um açude e cobertas por rastros de organismos (compare com a foto 38).

Nas planícies de maré, as depressões das marcas onduladas “normais”, possuem outras marcas onduladas de menores amplitude e comprimento de onda, perpendiculares a elas, chamadas “ladderback ripples”. As “ladderback ripples” formam-se de duas maneiras: quando o nível da água que está nas depressões entre as cristas diminui, a água embebida na areia escorre, formando pequenos canais (figura 20A); ou então, quando o vento sopra paralelamente às cristas, forma ondulações menores entre elas (figura 20B).

A formação de marcas onduladas linguóides em água rasa com alta velocidade de fluxo, pode ser observada em uma sarjeta, após uma chuva. Quando existem construções ao longo da rua, geralmente as sarjetas ficam cheias de areia. Quando chove, a água corre com velocidade pela sarjeta, que representa um canal raso e então o fluxo da água forma marcas onduladas linguóides (figura 20C). A profundidade da sarjeta, a velocidade da água e a quantidade de areia disponível, são variáveis que determinam o tipo de marcas onduladas formado: podem ser semelhantes às da foto da capa, ou de outros tipos, como os mostrados na figura 7.



**Figura 20** - Formação de “ladderback ripples”: A) Canais formados pelo fluxo a partir das cristas das ondulações; B) Pequenas ondulações formadas pelo vento, que sopra paralelo às cristas das marcas onduladas de topo plano (flecha escura); C) Marcas onduladas linguóides formando-se em uma sarjeta (a direção da corrente é indicada pela flecha escura).

Os processos discutidos acima são apenas alguns que podem ser observados no dia a dia. Muitos outros podem ser observados mesmo em outros materiais, e o seu conhecimento e comparação com as estruturas preservadas nas rochas sedimentares, qualquer que seja a sua idade, contribuirá para deduzir os processos atuantes durante a sua formação. A associação das diversas estruturas observadas então, conduzirá à identificação dos sistemas deposicionais.

## BIBLIOGRAFIA CITADA

As referências a seguir foram citadas ao longo do texto, mas não estão relacionadas na bibliografia recomendada ao final de cada capítulo. Aqui elas são listadas de forma simplificada.

ALLEN, J.R.L., 1963. *Sedimentology*, v.2, p. 93-114.

ALLEN, J.R.L., 1968. *Current Ripples*. Amsterdam, North Holland Pub. Co. 433 p.

BAHIA, R.B.C. & PEDREIRA, A.J., 1996. *A Terra em Revista*, ano II, no.1, p. 24-29.

CARRASCO, B.N., FONSECA, LEN & DURÃES, E.M., 1996. *Anais do XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia*, vol. 1, p. 141-144.

GALLOWAY, W.E. & HOBDAV, D.K., 1983. *Terrigenous Clastic Depositional Systems; Applications to Petroleum, Coal and Uranium Exploration*. New York, Springer-Verlag, 423 p.

GAMA JR., E., 1989. *Geociências São Paulo*, vol.8, p. 1-35.

HAMBLIN, W.K. & CHRISTIANSEN, E.H., 1995. *Earth's Dynamic Systems*. Englewood Cliffs, Prentice Hall, 710 p.

HOFMANN, H.J., 1973. *Earth-Science Reviews*, vol. 9, p. 339-373.

HUNTER, R.E., 1981. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.* 31, p. 315-329.

LECKIE, D.^a & KRYSSTINIK, L.F., 1989. *J. Sed. Petrol.*, vol.58, p. 607-622.

MIALL, A.D., 1984. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. New York, Springer-Verlag, 490 p.

PEDREIRA, A.J., 1995. *Anais do 8^o Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Bol. 13, p. 28-29.

RUST, B.R., 1918. *Can. Soc. Pet. Geol., Mem.* 5, p. 605-626.

SELLEY, R.C., 1988. *Applied Sedimentology*. London, Academic Press, 446 p.

TANKARD, A.J., JACKSON, M.P.A., ERIKSSON, K.A., HOBDAV, D.K.; HUNTER, D.R. & MINTER, WEL, 1982. *Crustal Evolution of Southern Africa; 3.8 Billion Years of Earth History*. New York, Springer-Verlag, 523 p.