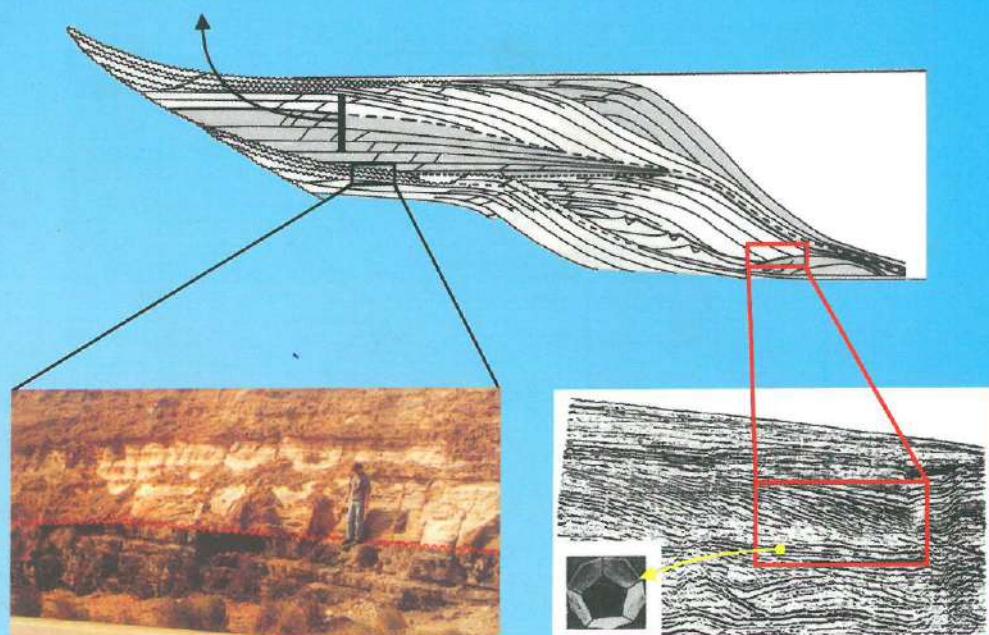
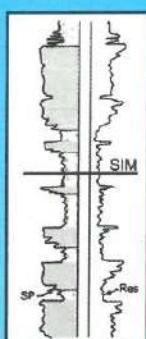


ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

Fundamentos e aplicações

Organizador: Helio J. P. Severiano Ribeiro



UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS – UNISINOS

Reitor

Pe. Marcelo Fernandes de Aquino, SJ

Vice-reitor

Pe. José Ivo Follmann, SJ



Diretor

Pe. Pedro Gilberto Gomes, SJ

Conselho Editorial

Anna Maria Hecker Luz

Carlos Alberto Gianotti

Luis Henrique Rodrigues

Pe. Luiz Fernando Rodrigues, SJ

Pe. Pedro Gilberto Gomes, SJ

Editora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos

EDITORIA UNISINOS

Av. Unisinos, 950

93022-000 São Leopoldo RS Brasil

Telef.: 51.35908239

Fax: 51.35908238

editora@unisinos.br

ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

Fundamentos e aplicações

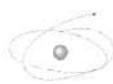
Helio Jorge P. Severiano Ribeiro • Mário Luis Assine • Jorge Hachiro
Jorge Leonardo Martins • Rogério Loureiro Antunes • José Henrique G. de Melo
Renata Guimarães Netto • Jorge Alberto Trigüis • Laury Medeiros de Araujo
José Alexandre de J. Perinotto • Ubiratan Ferrucio Faccini • Paulo Sérgio G. Paim
Ricardo da Cunha Lopes • Ernesto Luiz C. Lavina

Idealizado e organizado por

Helio Jorge P. Severiano Ribeiro

MEC/CAPES

FINEP (PADCT III)



Editora Unisinos

© dos autores, 2001

Esta obra foi realizada com o apoio financeiro da Fundação CAPES (Convênio RC 1.2.0002/98), entidade do Governo Brasileiro voltada para a formação de Recursos Humanos, através do Programa de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico (PADCT III) da Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP).

ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS: Fundamentos e aplicações./Idealizado e organizado por Helio J. P. Severiano Ribeiro
– São Leopoldo, RS: Editora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos, 2001.
428 p. : il.

ISBN 85-7431-072-7

CDU

Apoio financeiro: MEC/CAPES, FINEP (PADCT III)

1. - Estratigrafia de seqüências 2. Sistemas deposicionais 3. Sismoestratigrafia 4. Micropaleontologia 5. Formação Rio Bonito (RS)
- Estratigrafia de seqüências 6. Formação Palermo (RS) - Estratigrafia de seqüências I. Severiano Ribeiro, Helio J. P. org.

Editoração eletrônica: Rafael Tarcísio Forneck

Revisão: Renato Deitos

Capa: Helio Jorge P. Severiano Ribeiro. Montagem a partir de figuras do livro *Sea-level changes - an integrated approach* (Wilgus *et al.* 1988, SEPM Sp. Pb. # 42); seção sísmica do artigo de Gamboa *et al.* (1986), foto do nanofóssil *Braarudosphaera* cedida pelo Geól. Rogério L. Antunes e foto de uma discordância na transição entre as formações Palermo e Rio Bonito (Bacia do Paraná, Estado do Rio Grande do Sul), camadas de carvão na base e arenitos/pelitos plataformais no topo.

6^a reimpressão

A reprodução, ainda que parcial, por qualquer meio, das páginas que compõem este livro, para uso não individual, mesmo para fins didáticos, sem autorização escrita do editor, é ilícita e constitui uma contrafação danosa à cultura.

Foi feito o depósito legal.

*Aos nossos filhos e familiares, os quais
privamos do nosso convívio durante
a elaboração desta obra*

Niterói/2014

SUMÁRIO

PREFÁCIO	XI
PARTE I – INTRODUÇÃO	1
Capítulo 1 – Apresentação e objetivos do livro <i>Helio Jorge P. Severiano Ribeiro</i>	3
Capítulo 2 – Evolução do conceito de seqüência <i>Mário Luiz Assine</i>	9
Capítulo 3 – Cicloestratigrafia <i>Jorge Hachiro</i>	27
Capítulo 4 – Noções do método sísmico e de resolução sísmica <i>Jorge Leonardo Martins</i>	43
PARTE II – CONCEITUAÇÃO	71
Capítulo 5 – Sismo-estratigrafia <i>Helio Jorge P. Severiano Ribeiro</i>	73
Capítulo 6 – Fundamentos de Estratigrafia de Seqüências <i>Helio Jorge P. Severiano Ribeiro</i>	99
PARTE III – TÉCNICAS COMPLEMENTARES	135
Capítulo 7 – Micropaleontologia e Estratigrafia de Seqüências <i>Rogério Loureiro Antunes & José Henrique Gonçalves de Melo</i>	137
Capítulo 8 – Icnologia e Estratigrafia de Seqüências <i>Renata Guimarães Netto</i>	219
Capítulo 9 – Aplicação da petrografia orgânica na caracterização dos tratos de sistemas <i>Jorge Alberto Triguis & Laury Medeiros de Araujo</i>	261

PARTE IV -APLICAÇÕES DO CONCEITO	303
Capítulo 10 – Estratigrafia de Seqüências em sistemas de- posicionais siliciclásticos costeiros e marinhos <i>Mário Luis Assine & José Alexandre J. Perinotto</i>	305
Capítulo 11 – Estratigrafia de Seqüências em depósitos continentais <i>Ubiratan F. Faccini & Paulo Sérgio G. Paim</i>	341
Capítulo 12 – Estratigrafia de Seqüências nas formações Rio Bonito e Palermo (Bacia do Paraná), na região carboní- fera do Baixo Jacuí, Rio Grande do Sul <i>Ricardo da Cunha Lopes & Ernesto Luiz C. Lavina</i>	391
ÍNDICE REMISSIVO	421

LISTA DE AUTORES

Ernesto Luiz C. Lavina, Doutor pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Professor da Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS). E-mail: lavina@delos.unisinos.br

Helio Jorge P. Severiano Ribeiro, Doutor pela Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP – Campus de Rio Claro/SP). Professor da Universidade Estadual do Norte Fluminense (UENF). E-mail: severiano@lenep.uenf.br

Jorge Alberto Trigüis, Doutor pela University of New Castle-upon- Tyne. Professor da Universidade Estadual do Norte Fluminense (UENF). E-mail: triguis@lenep.uenf.br

Jorge Hachiro, Doutor pela Universidade de São Paulo (USP). Professor da Universidade de São Paulo (USP). E-mail: jhachiro@usp.br

Jorge Leonardo Martins, Doutor pela Universidade Federal da Bahia (UFBA). Professor da Pontifícia Universidade Católica – Rio (PUC-RIO). E-mail: jlm@civ.puc-rio.br

José Alexandre de J. Perinotto, Doutor pela Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP – Campus de Rio Claro/SP). Professor da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP – Campus de Rio Claro/SP). E-mail: perinoto@rc.unesp.br

José Henrique G. de Melo, Doutor pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Geólogo da PETROBRAS. jhmelo@cenpes.petrobras.com.br

Laury Medeiros de Araujo, Doutorando na Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Geólogo da PETROBRAS. E-mail: lauryma@excite.com

Mário Luis Assine, Doutor pela Universidade de São Paulo (USP). Professor da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP – Campus de Rio Claro/SP). E-mail: assine@rc.unesp.br

Paulo Sérgio Gomes Paim, Doutor pela University of Oxford (Oxford, UK). Professor da Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS). E-mail: ppaim@euler.unisinos.br

Renata Guimarães Netto, Doutora pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Professora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS). E-mail: nettorg@euler.unisinos.br

Ricardo da Cunha Lopes, Mestre e Doutorando pela Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS). Geólogo da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e Professor da Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS). E-mail: ricardol.voy@zaz.com.br

Rogério Loureiro Antunes, Doutor pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Geólogo da PETROBRAS. E-mail: antunes@cenpes.petrobras.com.br

Ubiratan Ferrucio Faccini, Mestre e Doutorando pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Professor da Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS). E-mail: ufaccini@euler.unisinos.br

PREFÁCIO

Por uma feliz coincidência, o ano de 2001 será lembrado pela comunidade de geólogos que cultiva a geologia sedimentar no Brasil como aquele em que surgiram dois livros, em língua portuguesa, que tratam de aspectos da moderna estratigrafia: o que tenho a honra de prefaciar neste momento, escrito por uma pléiade de geólogos, capitaneada pelo Prof. Hélio J. P. Severiano Ribeiro, e o meu, editado pela UERJ. Ambos os livros se dedicam basicamente à estratigrafia de seqüências, esta notável ferramenta de análise de bacias, que constitui uma verdadeira revolução científica, no sentido do filósofo Kuhn.

O presente volume é fruto de uma idealização antiga de Severiano. Trata com muita propriedade da estratigrafia de seqüências em todos os seus aspectos. Afora as definições usuais que, creio, estão suficientemente divulgadas em âmbito internacional, o livro apresenta novidades que dificilmente serão encontradas nos compêndios de fora. Trata, por exemplo, da micropaleontologia e da estratigrafia de seqüências, em que dois eminentes paleontólogos brasileiros analisam, com bastante profundidade, casos de nossas bacias. Também notável é a aplicação dos conceitos no caso de nossas bacias da margem continental e interioranas.

Assim, estamos todos de parabéns pela realização deste compêndio. Certamente, a idéia deverá frutificar em novos livros, de cuja existência o mercado editorial de língua portuguesa está ávido.

Prof. Jorge C. Della Fávera
Dept. de Estratigrafia e Paleontologia
Faculdade de Geologia
Universidade do Estado do Rio de Janeiro

PARTE I

INTRODUÇÃO

CAPÍTULO 1

APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS DO LIVRO

Helio Jorge P. Severiano Ribeiro (UENF)

severiano@lenep.uenf.br

A Estratigrafia de Seqüências é um ramo da Estratigrafia que se desenvolveu de forma aprofundada e específica, a tal ponto que vem se constituindo quase como um segmento individualizado dentro das geociências. Nos últimos anos, os eventos geocientíficos vêm dedicando espaços próprios, via sessões temáticas e simpósios, para a apresentação de trabalhos com conteúdos específicos sobre o assunto.

Para muitos autores, a Estratigrafia de Seqüências é vista como uma verdadeira revolução científica dentro das geociências (Miall, 1992, e Della Fávera, 1995), podendo-se comparar que o mesmo significado que teve a Teoria da Tectônica de Placas para as geociências como um todo, teve a Estratigrafia de Seqüências para a área de geologia sedimentar e análise de bacias, ou seja, reformulou completamente a maneira pela qual passaram a ser estudadas as sucessões de estratos sedimentares (algumas vezes, até mesmo metassedimentos).

Esta nova forma de fazer estratigrafia foi muito apropriadamente metaforizada por Bally (1987), quando comparou os conceitos da Estratigrafia de Seqüências com uma fábula hindu sobre os seis cegos que buscam reconhecer o que é um elefante, tocando cada um deles individualmente numa das partes do corpo do animal; cada cego passou, portanto, a ter em seu imaginário de elefante a forma específica que ele havia tocado, sem, porém, ter a visão do todo. O surgimento da Estratigrafia de Seqüências veio possibilitar exatamente esta visão do todo na análise de bacias sedimentares, conciliando num só arcabouço as informações advindas de diversos campos da geologia sedimentar, tais como a sedimentologia, a bioestratigrafia, a paleogeografia, entre outros. Além de, e principalmente, permitir agregar neste mesmo arcabouço diferentes fontes de dados geológicos: descrição litológica, perfis geofísicos de poços, informações paleontológicas, seções sísmicas, etc., ou seja, as diferentes visões de cada uma das especialidades da geologia sedimentar vistas

Severiano Ribeiro, H. J. P. 2001. *Estratigrafia de Seqüências - Fundamentos e Aplicações*. São Leopoldo, EDUNISINOS, 428 p.

no seu todo e de forma integrada. A comparação da fábula hindu com a Estratigrafia de Seqüências foi ilustrada na capa do *Atlas of Seismic Stratigraphy – Volume 1* (Bally, 1987), com um elefante em subsuperfície sendo “acusticamente sondado” por um geólogo, sobre um fundo de uma seção sísmica, e que aqui reproduzimos na Figura 1.1, pois, não raro, esta figura é utilizada ou para iniciar ou para concluir cursos de Estratigrafia de Seqüências e/ou Sismo-estratigrafia, ministrados por pesquisadores do assunto.

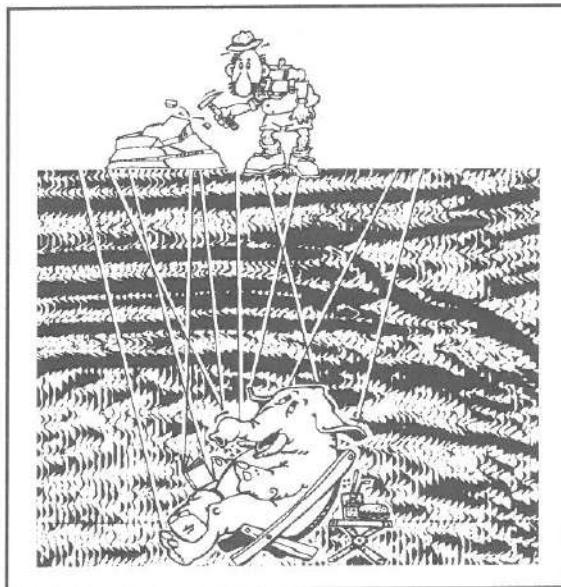


Figura 1.1 - Charge da capa do *Atlas of Seismic Stratigraphy* que ilustra a comparação da Estratigrafia de Seqüências com a fábula hindu dos seis cegos e o elefante (modif. Bally, 1987).

Na área técnica/industrial, a Estratigrafia de Seqüências é hoje o paradigma máximo para a exploração e exploração de petróleo. Na fase de exploração, constituiu-se na base conceitual para a interpretação e descoberta, pela PETROBRAS, dos campos gigantes da Bacia de Campos, no offshore do Estado do Rio de Janeiro, ou seja, os reservatórios associados aos denominados Leques de *Lowstand* (leques submarinos depositados em sopé de talude nos momentos das mais elevadas taxas de quedas eustáticas). Na fase de exploração, é fundamental a aplicação do conceito de parasequências no zoneamento dos reservatórios produtores de petróleo.

Nos cursos de pós-graduação da área de geologia sedimentar tem sido cada vez maior o número de teses/dissertações cujos títulos versam sobre o tema. Quanto aos cursos de graduação em Geologia, a disciplina de

Estratigrafia, já de algum tempo, não pode prescindir do conteúdo sobre Estratigrafia de Seqüências.

Apesar da profunda penetração dos conceitos da Estratigrafia de Seqüências na área técnica e acadêmica, não existe no Brasil, até os meados do ano 2000, nenhum livro que aborde este tema de forma adequada e aprofundada.

Quanto a livros de Estratigrafia para alunos de graduação, a área de geologia sedimentar é razoavelmente bem suprida de livros em língua portuguesa, podendo-se citar, entre os mais conhecidos, *Rochas Sedimentares* (Suguió, K., 1994, Edgard Blücher/EDUSP), *Elementos de Estratigrafia* (Mendes, J. C., 1984, T. A. Queiroz/EDUSP) e *Introdução ao Estudo da Estratigrafia* (Popp, J. H., 1987, Scientia et Labor); entretanto, somente este último dedica um capítulo ao conceito de Seqüência Depositional, porém, consubstanciado ainda nos conceitos publicados em 1977 (*Seismic Stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration*, Payton, C. E., ed., AAPG, Memoir # 26), ou seja, conceitos publicados há mais de 20 anos e parcialmente já ultrapassados.

Comparativamente, no exterior existe uma profusão de livros sobre o assunto, tanto sobre os aspectos gerais, por exemplo: *The Geology of Stratigraphic Sequences* (Miall, A. D., Springer-Verlag), como em enfoques específicos, tal como: *Siliciclastic Sequence Stratigraphy – Recent Developments and Applications* (Weimer, P. & Posamentier, H. W., AAPG Memoir 58). Felizmente para a comunidade geocientífica de língua portuguesa, estão sendo lançados dois livros sobre Estratigrafia de Seqüências, um de autoria do Prof. J. C. Della Fávera (*Fundamentos da Estratigrafia Moderna*) e este que ora está sendo apresentado.

Este livro não tem a pretensão de esgotar o assunto e nem abranger todos os aspectos da Estratigrafia de Seqüências. O objetivo principal é apresentar, a alunos de graduação e pós-graduação, o conteúdo básico sobre o assunto, algumas técnicas que se utilizam do arcabouço conceitual da Estratigrafia de Seqüências nas suas interpretações, além de aplicações do conceito na montagem da arquitetura deposicional de alguns depósitos (marinhos/costeiros, continentais e jazidas de carvão). Aqui, é importante observar algumas lacunas que neste compêndio não foram preenchidas. Especialmente, deve-se citar a ausência de capítulos sobre a aplicação do conceito em depósitos carbonáticos, em ambientes glaciais e de águas profundas; apesar de se ter conhecimento de pesquisadores que poderiam contribuir nesses assuntos, não foi possível, por questões conjunturais, a participação dos mesmos nesta edição.

Na montagem da equipe dos membros participantes deste livro buscaram-se aqueles pesquisadores que são especialistas em determinadas áreas de geologia sedimentar e que fazem da Estratigrafia de Seqüências o substrato básico de seus trabalhos, na elaboração de arcabouços estratigráficos mais fidedignos. Na equipe inicial constavam 12 pesquisadores, aos quais se agregaram mais três, somando um total de 15 co-autores desta obra.

Na proposta original do livro não constava um capítulo que versasse sobre o método sísmico, pensava-se incluir um breve item sobre o assunto dentro do capítulo sobre sismo-estratigrafia. Entretanto, não se crê que para o público alvo deste livro, alunos de pós-graduação e de final de graduação, um só item seria o suficiente para a perfeita compreensão do capítulo sobre sismo-estratigrafia, principalmente, para se entender o significado geológico-estratigráfico de uma reflexão sísmica, i. é, a relação entre espessura de rocha sedimentar e o traço sísmico; para tanto se fez necessário agregar um capítulo que, além de abordar o método sísmico de reflexão, enfocasse os aspectos sobre a resolução sísmica. Foi convidado o Prof. Jorge Leonardo Martins, para escrever tal capítulo.

Outro pesquisador que se juntou ao grupo de co-autores deste livro foi o geólogo Laury M. de Araújo que, estando na fase final de seu doutorado, juntou-se ao Prof. Jorge A. Triguis para a elaboração do capítulo sobre a petrografia orgânica e os tratos de sistemas deposicionais.

O terceiro a se agregar ao grupo foi o Prof. Paulo S. G. Paim, que cooperou com o Prof. Ubiratan F. Faccini na confecção do capítulo sobre a aplicação da Estratigrafia de Seqüências em depósitos continentais.

Este livro está dividido em três partes. Uma parte introdutória na qual consta um capítulo em que é discutida a evolução do conceito de seqüência, em que é mostrado de forma pertinente que tal conceito, amplamente aceito na década de 70, tem a sua origem nos pensamentos dos primeiros geocientistas, além de ter sua formulação básica já bem estabelecida desde a década de 50 (Sloss *et al.*, 1949). Outro capítulo introdutório é o que diz respeito à cicloestratigrafia, uma vertente da Estratigrafia de Seqüências que trata dos ciclos sedimentares que se repetem em alta freqüência (dezenas a centenas de milhares de anos). Concluindo a parte introdutória, é apresentado o método sísmico e noções de resolução sísmica, numa abordagem adequada, tendo sido evitado o aprofundamento teórico da propagação de ondas, desnecessário ao que se objetiva com este capítulo, ou seja, fornecer subsídios ao capítulo seguinte sobre sismo-estratigrafia.

A segunda parte do livro dedica-se à conceituação básica da Estratigrafia de Seqüências e da Sismo-estratigrafia, apresentando as principais definições sobre o assunto.

Na terceira parte são apresentadas três técnicas complementares que contribuem sobremaneira na elaboração de arcabouços estratigráficos com base na Estratigrafia de Seqüências: a micropaleontologia, a icnologia e a petrografia orgânica. Estes três capítulos acrescentaram um valor a mais ao objetivo principal deste livro; além da abordagem sobre o tema principal do livro, estes capítulos apresentam um levantamento *up to date* sobre estas respectivas técnicas, ou seja, os conteúdos destes capítulos serão, certamente, fontes de consulta inicial para qualquer aluno ou pesquisador que queira dar os primeiros passos

dentro da micropaleontologia, da icnologia e da petrografia orgânica, sendo, dessa forma, uma grande contribuição atualizada à área de estratigrafia *lato sensu*.

Na quarta parte do livro é vista a aplicação do conceito da Estratigrafia de Seqüências em sistemas deposicionais siliciclásticos marinhos e costeiros, ambiente no qual surgiram as primeiras aplicações do conceito; além da utilização em depósitos continentais e em jazidas de carvão. A utilização do conceito na montagem de arcabouços estratigráficos em jazimentos de carvão tem obtido um sucesso muito grande, principalmente em nível de interpretação de empilhamento de parassequências. Isso é corroborado por diversas teses e dissertações de geólogos da PETROBRAS e de cursos de pós-graduação do país (p. ex., UFRGS, UNISINOS, UNESP-Rio Claro, UERJ, entre outras), que utilizaram dados de testemunhagem e de perfilação geofísica da CPRM, levantados no sul do país.

A aplicação da Estratigrafia de Seqüências em depósitos continentais está, pode-se dizer, na sua fase juvenil ainda, muito se tem para pesquisar e discutir nesta área, porém o mais importante é que existe uma ampla aceitação de que as suas fundamentações teóricas, tal como o conceito de espaço de acomodação, podem ser aplicadas para interpretar a arquitetura dos depósitos continentais, obviamente, com as devidas adaptações, já que o fator controlador das variações do nível de base não é a oscilação eustática, como propugna a chamada Escola da Exxon.

A intenção deste livro não é substituir a pesquisa bibliográfica sobre os diversos aspectos do assunto, mas, sim, ser uma fonte inicial para busca de referências bibliográficas e, também, para aqueles que estão iniciando no tema, ser um facilitador para a leitura de artigos mais aprofundados. É recomendável, para uma perfeita assimilação dos conteúdos desta obra, que o leitor tenha conhecimentos mínimos de estratigrafia e sedimentologia; especificamente, conhecimentos sobre ambientes e sistemas deposicionais, para o que recomendamos os livros *Sedimentary Environment and Facies* (Reading, 1986) e *Facies Models – Response to Sea Level Change* (Walker & James, 1992).

Deve-se destacar que todos os co-autores tiveram a total liberdade para elaborar os seus respectivos capítulos, cabendo ao organizador do livro as tarefas de buscar a homogeneização editorial, evitar os *overlaps* excessivos, e, principalmente, mostrar a todos o espírito filosófico do livro.

Finalmente, deseja-se agradecer à Fundação CAPES que através do Programa de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico (PADCT III), gerido pela FINEP, apoiou financeiramente a elaboração desta obra, permitindo a sua publicação a um preço acessível a alunos de graduação e pós-graduação. Deseja-se agradecer, também, a todos aqueles profissionais conhecidos e anônimos (consultores *ad hoc*) que acreditaram e contribuíram de forma direta ou indireta para a consecução desta obra.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bally, A. W. (ed.) 1987. *Atlas of Seismic Stratigraphy*. Tulsa, AAPG, v. 1, 125 p, (AAPG Studies in Geology # 27).
- Della Fávera, J. C. 2001. *Fundamentos da Estratigrafia Moderna*. Rio de Janeiro, EdUERJ, 263 p.
- Della Fávera, J. C. 1995. *Fundamentos da Estratigrafia Moderna - Notas de Aula*. 2 ed. Rio de Janeiro, UERJ/FG/LABC, 165 p.
- Mendes, J. C. 1984. *Elementos de Estratigrafia*. São Paulo, T. A. Queiroz/EDUSP, 566 p.
- Miall, A. D. 1984. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. 2 ed. New York, Springer-Verlag, 409 p.
- Miall, A. D. 1997. *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Berlin, Springer-Verlag, 433 p.
- Payton, C. E. 1977. *Seismic Stratigraphy - Applications to Hidrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 516 p. (Memoir # 26).
- Popp, J. H. 1987. *Introdução ao Estudo da Estratigrafia e da Interpretação de Ambientes de Sedimentação*. Curitiba, Scientia et Labor, 323 p.
- Reading, H. G. 1986. *Sedimentary Environment and Facies*. 2 ed. Oxford, Blackwell Science, 615 p.
- Sloss, L. L., Krumbein, W. C., Dapples, E. C. 1949. Integrated facies analysis. In: Longwell, C. R. (ed.) *Sedimentary Facies in Geologic History*. Geological Society of America, 91-124, (Memoir # 39).
- Suguio, K. 1994. *Rochas Sedimentares: Propriedade, Gênese e Importância Econômica*. São Paulo, Edgard Blücher/EDUSP, 500 p.
- Walker, R. G. & James, N. P. 1992. *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Stittsville, Geological Association of Canadá, 454 p.
- Weimer, P. & Posamentier, H. W. 1993. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy - Recent Developments and Applications*. Tulsa, AAPG, 492 p. (Memoir # 58).

CAPÍTULO 2

EVOLUÇÃO DO CONCEITO DE SEQÜÊNCIA

Mário Luis Assine (UNESP – Rio Claro/SP)

assine@rc.unesp.br

2.1 INTRODUÇÃO

O passo fundamental para a subdivisão do Paleozóico foi dado no século XVIII, quando Hutton, em 1788, reconheceu conjuntos de estratos de idades distintas separados por lacunas no registro estratigráfico, nascia, assim, o conceito de **discordância**, separando ciclos de soerguimento, erosão e deposição.

Muitas das primeiras tentativas de dividir o registro estratigráfico basearam-se na identificação de superfícies de mudanças litológicas e/ou estruturais marcantes. Com o avanço no conhecimento, os pesquisadores nos séculos XVIII e XIX perceberam que inúmeros gêneros e famílias de organismos desapareciam do registro estratigráfico acima de muitas dessas superfícies.

A. Sedgwick e R. I. Murchison, na primeira metade do século XIX, foram os pioneiros na tentativa de estabelecer a subdivisão do registro estratigráfico da Era Primária (Paleozóico). Usaram as discordâncias como limites físicos para separar conjuntos rochosos distintos, litológica e paleontologicamente, definindo as primeiras unidades cronoestratigráficas.

Com base nessas superfícies foram estabelecidos, no século XIX, os primeiros sistemas estratigráficos na Europa (Cambriano, Ordoviciano, etc.), que deram origem à tabela do tempo geológico, onde os sistemas são referidos como períodos. Investigações estratigráficas em outros continentes conduziram à definição de muitos outros sistemas, também definidos com base em mudanças bruscas no registro estratigráfico.

Apesar de reconhecidas desde o século XVIII, como unidades naturais na subdivisão do registro sedimentar, as sucessões de estratos limitadas por discordâncias passaram a ser consideradas unidades estratigráficas somente no final da primeira metade do século XX. O termo **seqüência**, usado nesta acepção, foi proposto pela primeira vez por Sloss *et al.* (1949).

Neste capítulo, é apresentada uma breve retrospectiva da evolução dos conceitos até a consolidação da Estratigrafia de Seqüências como método de análise estratigráfica. Análises e enfoques mais detalhados poderão

Severiano Ribeiro, H. J. P. 2001. *Estratigrafia de Seqüências – Fundamentos e Aplicações*. São Leopoldo, EDUNISINOS, 428 p.

ser encontrados em diversas publicações, tais como Sloss (1988), Emery & Myers (1996) e Miall (1997). Uma revisão abrangente sobre o assunto, publicada em português, pode ser encontrada em Holz (1998).

2.2 O SURGIMENTO DA ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

Através do mapeamento regional de fácies no Paleozóico do Estado de Montana, Sloss *et al.* (1949) perceberam que algumas discordâncias podiam ser rastreadas por grandes distâncias, utilizando critérios objetivos como “quebras” litológicas e/ou faunísticas. Com base nas discordâncias, dividiram o registro estratigráfico em quatro unidades, que denominaram: Sauk, Tippecanoe, Kaskaskia e Absaroka (denominações derivadas de povos nativos norte-americanos). Denominaram tais unidades de seqüências.

A palavra seqüência significa uma sucessão ordenada de eventos, de procedimentos ou de coisas. Várias seqüências podem estar encadeadas numa seqüência lógica maior, como as seqüências de um filme. As sucessivas seqüências são definidas, portanto, por quebras ou interrupções, de forma que sua caracterização pressupõe a identificação do seu início e do seu fim. Dessa forma, foi bastante apropriada a proposição do termo seqüência para designar uma sucessão de estratos limitada por discordâncias no topo e na base, estabelecendo as bases do que posteriormente passou a ser referido como Estratigrafia de Seqüências.

Complementando a caracterização das seqüências, Sloss (1950) mostrou a operacionalidade da subdivisão do registro paleozóico em quatro unidades estratigráficas limitadas pelas discordâncias. Considerou as seqüências como ciclos deposicionais, mas não como unidades cronoestratigráficas, porque as discordâncias não coincidem com linhas de tempo.

Embora tenha sido introduzido em 1951, na primeira edição do clássico livro-texto *Stratigraphy and Sedimentation* de Krumbein & Sloss (1963), o conceito de seqüência e suas aplicações tiveram pouca receptividade pela comunidade geocientífica, à exceção dos grupos de pesquisa norte-americanos liderados por L. L. Sloss (Northwestern University) e por H. E. Wheeler (University of Washington).

Wheeler (1958) considerou seqüência como “uma assembléia de estratos que é separada das rochas sotopostas e sobrepostas por discordâncias”, de natureza e caracterização independentes dos conteúdos paleontológico e litológico.

O trabalho que consolidou o termo seqüência estratigráfica foi o de Sloss (1963), que definiu seqüência como uma “unidade litoestratigráfica de hierarquia maior que grupo, megagrupo ou supergrupo, rastreável por extensas áreas de um continente e limitada por discordâncias inter-regionais”. Nesse trabalho, Sloss detalhou as quatro seqüências anteriormente reconhecidas e

criou mais duas (Figura 2.1). Posteriormente, Sloss (1972) estabeleceu correlações entre as seqüências por ele identificadas na América do Norte e as presentes na plataforma russa.

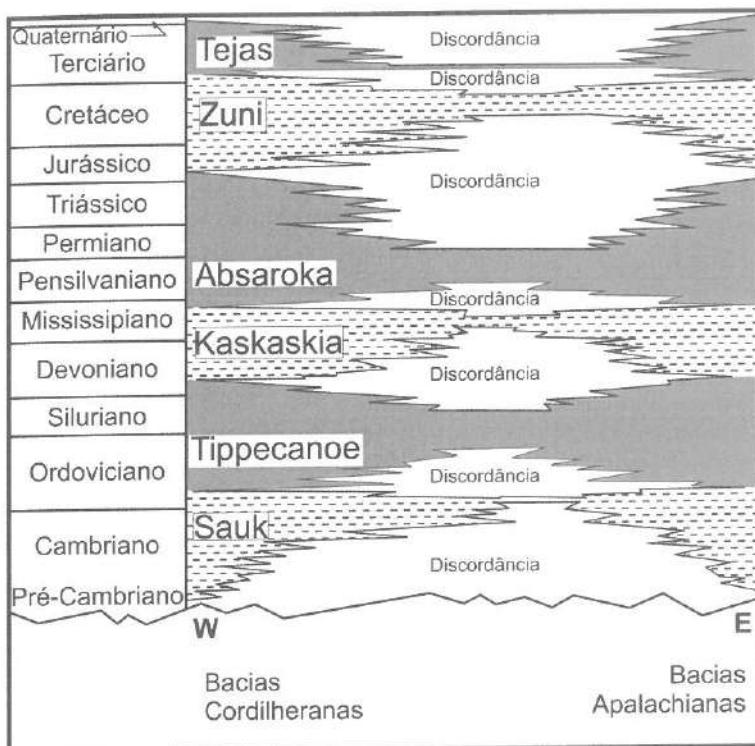


Figura 2.1 - As seis seqüências estratigráficas das bacias interiores do Paleozóico norte-americano (modif. Sloss, 1963).

Inspirados nos conceitos estabelecidos por Sloss, vários trabalhos foram realizados no Brasil na tentativa de caracterizar seqüências no registro fanerozóico das bacias interiores do Paraná, Parnaíba e Amazonas (Gomes, 1968; Almeida, 1969; Ghignone, 1972; Petri, 1974; Soares *et al.*, 1974 e Fúlfaro & Landim, 1976). O trabalho que teve maior repercussão internacional foi o de Soares *et al.* (1978), que identificaram várias seqüências nas bacias interiores brasileiras (Figura 2.2) e as correlacionaram com as das bacias da América do Norte.

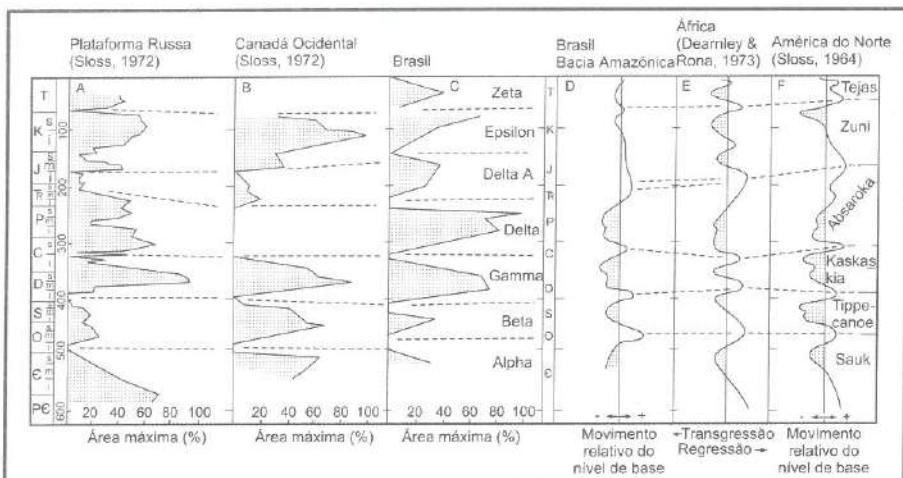


Figura 2.2 - Correlação das seqüências das bacias intracratônicas brasileiras com as das bacias dos continentes Norte-Americano, Europeu e Africano (modif. Soares *et al.*, 1978).

Outras denominações foram propostas em substituição ao termo seqüência. Chang (1975), por exemplo, propôs que as unidades limitadas no topo e na base por discordâncias regionais fossem denominadas sintemas. Ramsbottom (1979) verificou que os sintemas comportam unidades de menor amplitude, limitadas por contatos discordantes nas porções marginais e concordantes nas partes mais interiores das bacias, denominando-as mesotemas (Figura 2.3).

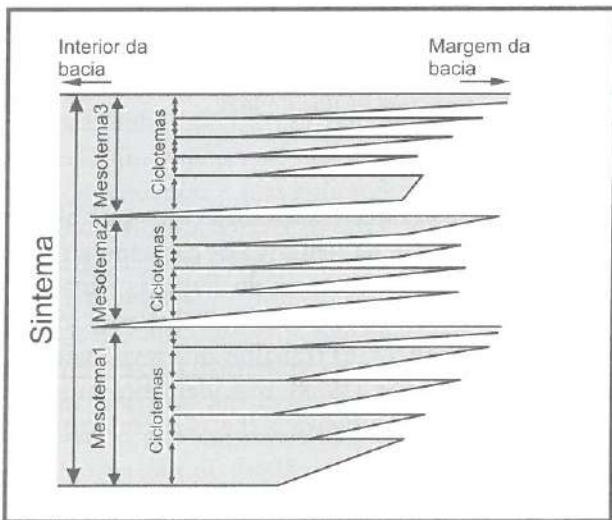


Figura 2.3 - Sintemas e mesotemas (modif. Ramsbottom, 1979).

2.3 A CONSOLIDAÇÃO DA ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

Surgida no final dos anos 60, a sismo-estratigrafia (ou estratigrafia sísmica) teve um rápido desenvolvimento na primeira metade da década de 70, estabelecendo-se definitivamente como um método de análise estratigráfica a partir do simpósio sobre Estratigrafia Sísmica, realizado na convenção nacional de 1975 da Associação Americana de Geólogos de Petróleo (AAPG), cujos trabalhos foram publicados no livro editado por Payton (1977): *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*.

Seções com excelente resolução sísmica foram obtidas nas bacias marginais mesozóicas e cenozóicas costa-afora (*offshore*), o que permitiu ter uma visão bidimensional de subsuperfície nunca antes vislumbrada. A correlação de seções gerando imagens tridimensionais e a integração com dados de poços permitiram identificar a geometria dos estratos e descontinuidades físicas no registro sedimentar, dando origem a uma nova concepção da arquitetura estratigráfica das bacias sedimentares.

O novo método promoveu uma verdadeira revolução na análise estratigráfica. Ênfase passou a ser dada ao fatiamento do registro estratigráfico em pacotes de rocha limitados por superfícies de descontinuidade e às suas geometrias estratais internas.

O conceito básico introduzido foi o de **seqüência deposicional** (Vail *et al.*, 1977), definida como “*uma unidade estratigráfica composta de uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados e limitada, no topo e na base, por discordâncias ou suas conformidades correlatas*” (Figura 2.4). Nessa acepção, seqüências não são unidades exclusivamente limitadas por discordâncias, uma vez que para sua definição podem ser utilizadas superfícies concordantes, correlatas e lateralmente contíguas às discordâncias. Uma seqüência deposicional forma um ciclo de fácies transgressivo-regressivo, cuja sucessão vertical de fácies é função da posição paleogeográfica da seção analisada.

Este conceito de unidades com limites híbridos é fundamental, e, segundo Vail *et al.* (1977), justifica a opção pelo termo seqüência em detrimento do termo sistema proposto por Chang (1975). A partir daí o termo seqüência teve aceitação generalizada.

O trabalho clássico de Vail *et al.* (1977), composto por onze partes, publicado no livro editado por Payton (1977), lançou os fundamentos da moderna Estratigrafia de Seqüências (Vail 1987). Daí surgiu o que passou a ser conhecido como “Escola da Exxon”, já que a maioria dos autores era constituída por pesquisadores daquela empresa, liderados por Peter Vail.

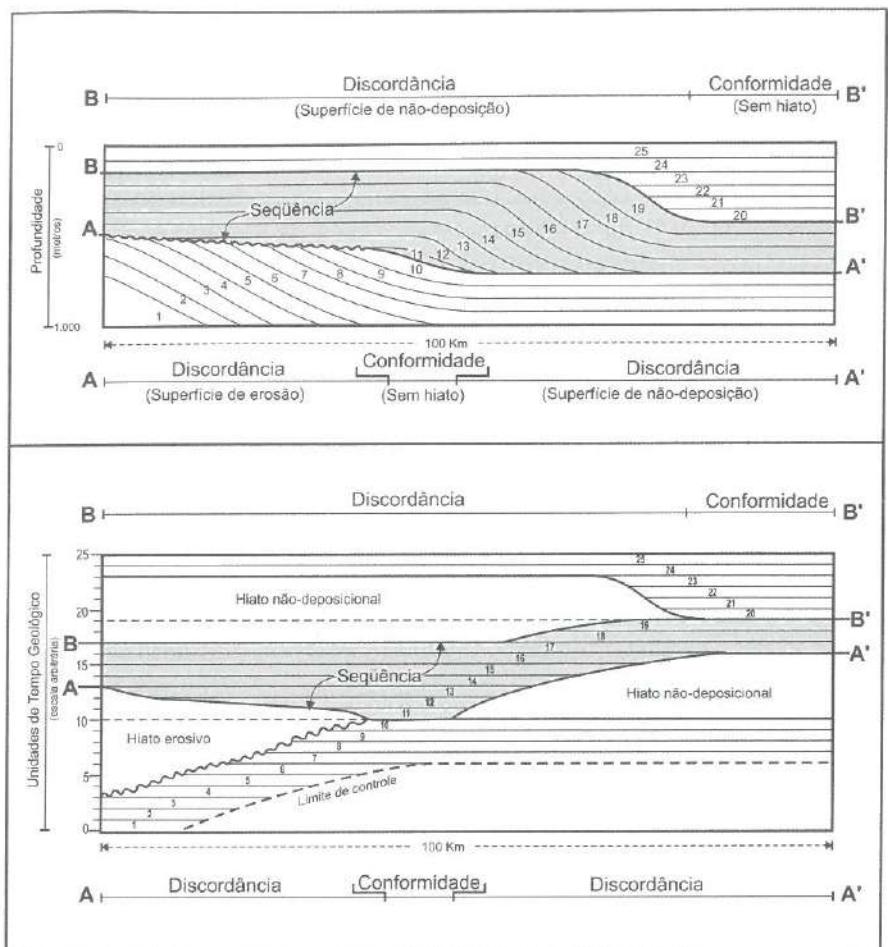


Figura 2.4 - Representação esquemática do conceito de seqüência deposicional em bacia com área-fonte à esquerda (modif. Vail *et al.*, 1977). Na seção estratigráfica (parte superior), pode-se observar que os limites inferior (A) e superior (B) da seqüência são discordâncias que passam lateralmente para conformidades correlatas. As unidades estratigráficas 1 a 25 foram traçadas acompanhando as superfícies de estratificação, ocorrendo discordâncias quando existe falta de unidades numa sucessão vertical. Na carta cronoestratigráfica (parte inferior), também conhecida como Diagrama de Wheeler, pode-se verificar que o limite inferior da seqüência é uma discordância (hiato erosivo) na borda da bacia, que passa a ser conformidade (contato entre as unidades 10 e 11), transformando-se numa paraconformidade (hiato não-deposicional) em direção ao centro da bacia. O limite superior é uma paraconformidade na borda, que passa a conformidade correlata em direção ao centro da bacia (contato entre as unidades 19 e 20).

Galloway (1989) apresentou critérios diferentes dos de Vail *et al.* (1977) no estabelecimento das seqüências, cunhando a denominação **seqüência genética**. A diferença básica reside nos limites adotados (Figura 2.5). Galloway (1989) colocou os limites das seqüências genéticas em **superfícies de inundação máxima**, que geram descontinuidades não-depositacionais nas porções mais distais das bacias durante as transgressões marinhas.

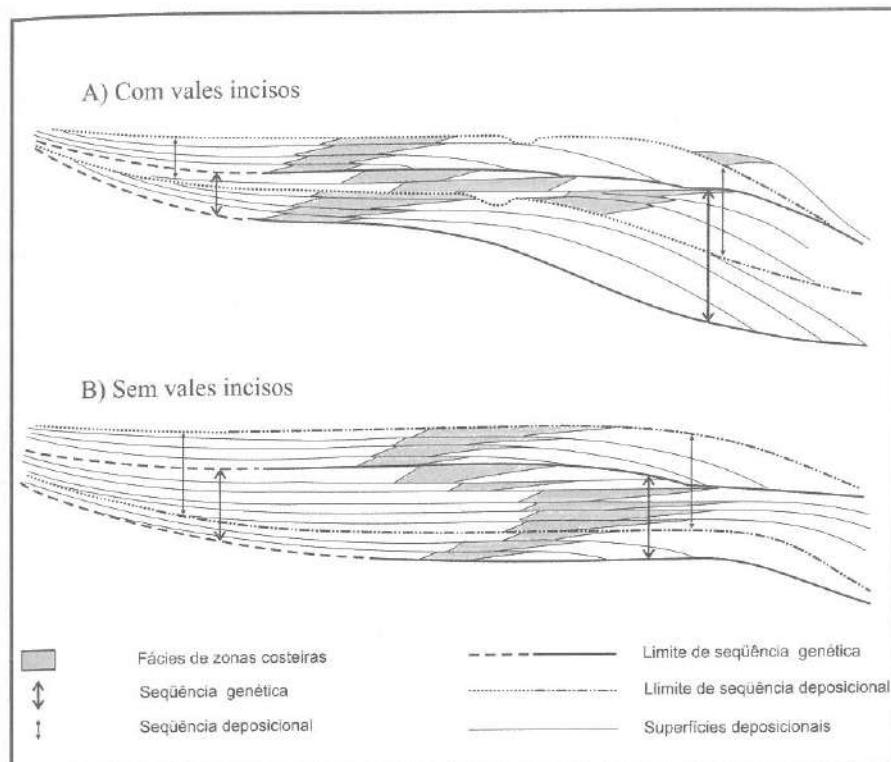


Figura 2.5 - Comparação entre seqüências deposicionais de Vail *et al.* (1977) e seqüências genéticas de Galloway (1989). Os limites da seqüência genética correspondem a superfícies de inundação máxima (modif. Galloway, 1989).

As divergências no estabelecimento dos limites híbridos das seqüências refletem concepções genéticas diferentes. O fundamental, entretanto, é que, tanto as seqüências deposicionais (Vail *et al.*, 1977) quanto as seqüências genéticas Galloway (1989) constituem unidades de menor ordem de magnitude que as seqüências estratigráficas definidas por Sloss (1963). Esta concepção, aliás, foi expressa de maneira clara por Vail *et al.* (1977), que adotou o termo **superseqüência (superciclo)** para designar seqüências correspondentes às de Sloss.

2.4 SEQÜÊNCIAS E NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA

Por constituir um tipo distinto de unidade estratigráfica, Wheeler (1959) propôs a formalização do termo seqüência dentro de uma nova categoria de unidade, a das unidades estratigráficas separadas por discordâncias (*unconformity-bounded stratigraphic units*).

Chang (1975) retomou a proposta de Wheeler (1959), sugerindo à Comissão Internacional de Nomenclatura Estratigráfica que as unidades estratigráficas separadas por discordâncias constituam uma nova categoria de unidades estratigráficas, cujo critério objetivo de definição seja dado exclusivamente por seus limites. Argumentou que unidades assim definidas não são unidades litoestratigráficas, porque o conteúdo litológico não é a base para sua definição. Nem cronoestratigráficas, porque as discordâncias-limite podem ser diácronas tanto na base quanto no topo. Propôs o termo **sintema** para as unidades separadas por discordâncias regionais/interregionais, comparáveis em espessura e tempo aos sistemas cronoestratigráficos. Para unidades separadas por discordâncias hierarquicamente menores, divisão natural dos grandes sintemas, sugeriu o termo **intertema**.

As proposições de Chang (1975) foram aceitas pela Subcomissão Internacional de Nomenclatura Estratigráfica e as unidades estratigráficas limitadas por discordâncias (sintemas e intertemas) incluídas no Guia Estratigráfico Internacional (Hedberg, 1976). Essa decisão foi ratificada em 1987 pela Subcomissão Internacional de Nomenclatura Estratigráfica (Salvador, 1987).

Trilhando na mesma linha conceitual, a Comissão Norte-Americana de Nomenclatura Estratigráfica (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983) distinguiu as unidades limitadas por discordâncias como uma categoria independente de unidades, cunhando a denominação **unidades aloestratigráficas** (*allostratigraphic units*).

2.5 CICLOS ESTRATIGRÁFICOS DE DIFERENTES ORDENS DE MAGNITUDE

De acordo com a Escola da Exxon, as seqüências são marcadamente condicionadas pelas oscilações eustáticas, cujas amplitudes no tempo não são constantes, denotando uma ciclicidade no registro sedimentar há muito conhecida. Não são apenas os dados de Vail e colaboradores que mostram ciclicidade nas variações relativas do nível do mar. Pode-se verificá-la também, embora com algumas diferenças, nas curvas apresentadas por outros autores, como por exemplo na de Hallam (1984).

Na figura 2.6, inicialmente apresentada como curva das variações relativas do nível do mar durante o Fanerozóico, podem ser observados dois ciclos de 1^a ordem com dois máximos de transgressão marinha, um transcorrendo do Cambriano ao Eocarbonífero e um outro no Cretáceo. É importante destacar que a curva da Figura 2.6, conhecida como **Curva de Vail**, mais tarde foi reinterpretada como curva de deslocamento do *onlap* costeiro (Vail & Todd, 1984).

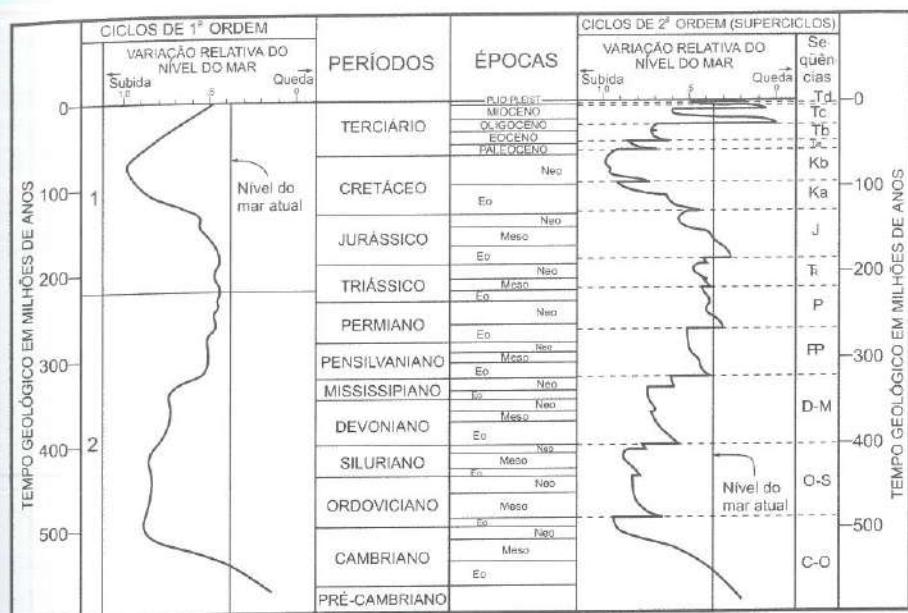


Figura 2.6 - Curvas da variação do nível do mar durante o Fanerozóico, onde podem ser observados os ciclos de 1^a e 2^a ordens (modif. Vail *et al.*, 1977).

Ainda na figura 2.6, pode-se verificar também que os ciclos de 1^a ordem comportam vários ciclos menores de 2^a ordem, com duração de 10 a 100 Ma, correspondentes às seqüências definidas por Sloss (1963). Estes superciclos, como foram chamados por Vail *et al.* (1977), são caracterizados por elevação e queda do nível do mar, constituindo ciclos transgressivo-regressivos, ou *facies cycle wedges* (Figura 2.7) conforme terminologia de White (1980).

Os superciclos comportam ciclos menores ou de 3^a ordem, conforme terminologia de Vail *et al.* (1977), com duração de 1 a 10 Ma, e são representados por seqüências deposicionais (Figura 2.8).

A partir da hierarquização das três ordens de ciclos apresentada por Vail *et al.* (1977), ciclos de 4^a ordem passaram a ser identificados. Constituem sucessões verticais características, que receberam denominações diversas, tais como *cyclotemas* (Wanless & Weller, 1932), *punctuated aggradational cycles* ou, simplesmente, PAC's (Goodwin & Anderson, 1985) e *parassequências* (Van Wagoner *et al.*, 1987).

Ciclos de alta freqüência (5^a e 6^a ordens) também passaram a ser propostos. Della Fávera (1984), por exemplo, considerou como ciclos de 5^a ordem depósitos de eventos raros, tais como turbiditos, inunditos, sismíticos e tempestitos. Praticamente instantâneos, tais depósitos são formados em intervalos de tempo da ordem de horas, sendo separados por hiatos de dezenas a milhares de anos.

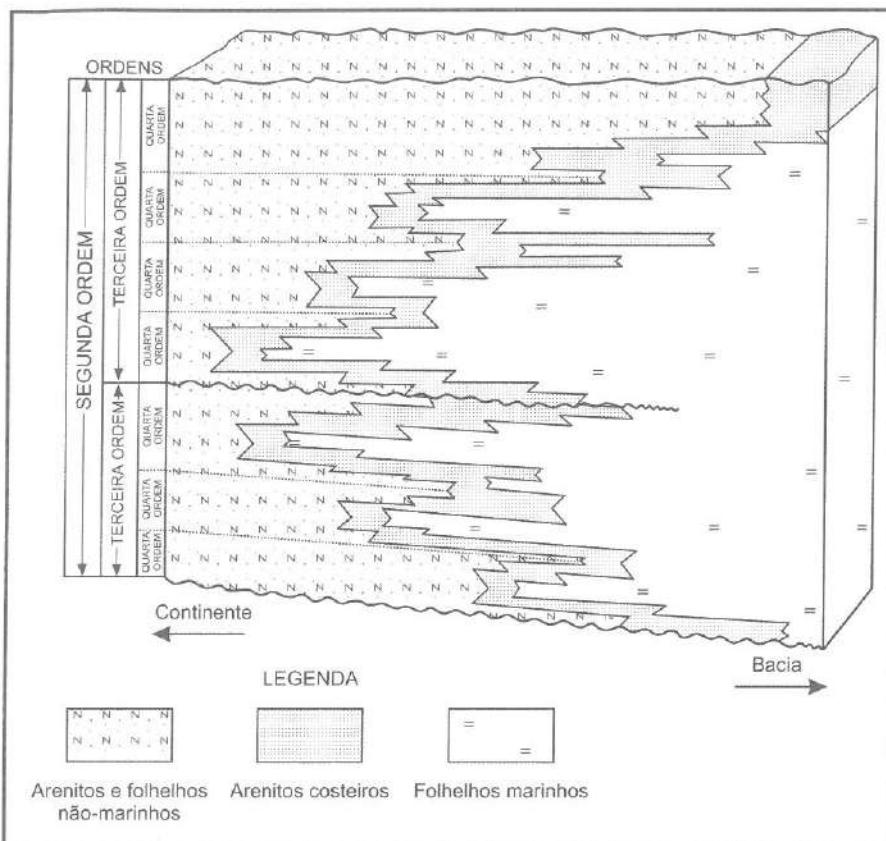


Figura 2.7 - Ciclicidade nos *facies-cycle wedges*. A cunha maior corresponde a um ciclo de 2^a ordem, dentro do qual existem 2 ciclos de 3^a ordem e vários de 4^a ordem (modif. White, 1980).

Da discussão apresentada, verifica-se que, independente das diferentes opções na caracterização das seqüências ou da terminologia utilizada, a Estratigrafia de Seqüências, como filosofia de análise do registro estratigráfico, baseia-se na existência de seqüências de diferentes ordens de magnitude, que materializam ciclos sedimentares de diferentes amplitudes de tempo.

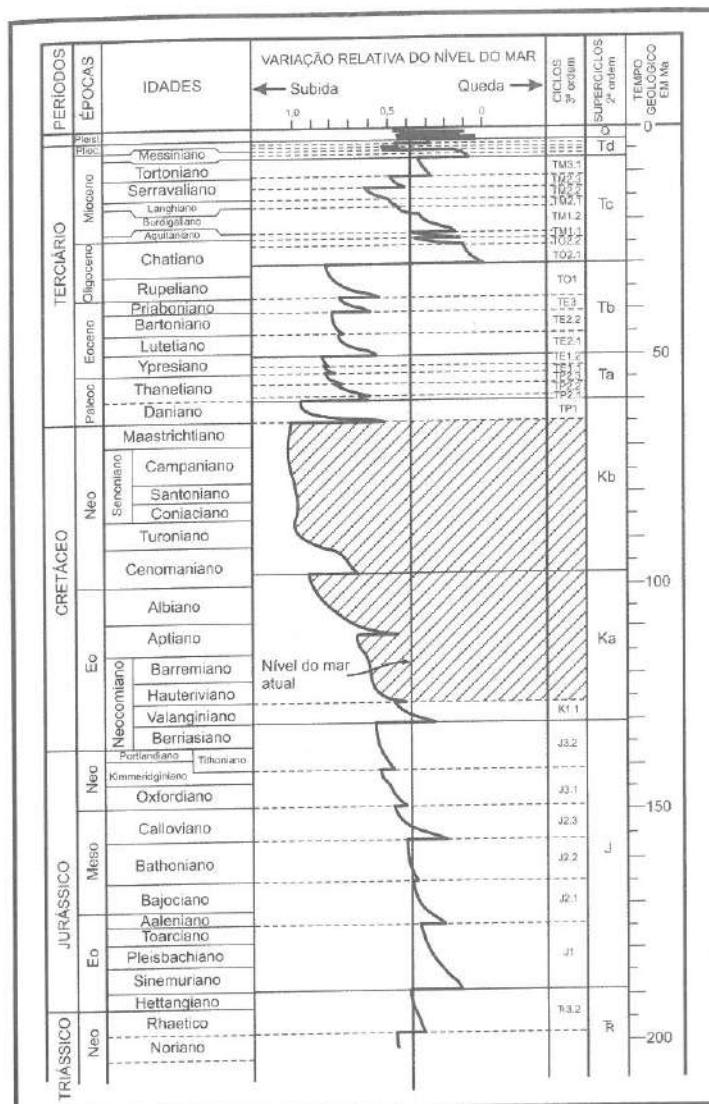


Figura 2.8 - Ciclos de 3^a ordem do Jurássico ao Terciário, interpretados a partir da curva de deslocamento do *onlap* costeiro, à época considerada como curva das variações relativas do mar (modif. Vail *et al.*, 1977).

2.6 CAUSAS DOS CICLOS

As seqüências constituem o registro estratigráfico de ciclos geológicos. A natureza desses ciclos é uma questão tão antiga quanto a própria Geologia como ciência. Seriam as mudanças do nível dos oceanos e os ciclos de sedimentação resultado de controles tectônicos ou eustáticos?

Durante o século XVIII predominou a visão plutonista de Hutton. Em 1835, Lyell, por exemplo, concluiu que a Escandinávia está subindo lenta e diferenciadamente ao verificar a existência de antigas linhas de praia topograficamente elevadas em relação à linha de costa atual.

Na contracorrente, em 1842, Agassiz atribuiu as variações do nível do mar às mudanças no volume da água dos oceanos devido às glaciações. Suas idéias não tiveram, entretanto, muita aceitação, nem mesmo quando um precursor da teoria de Milankovitch publicou, em 1864, o conceito de glaciações geradas por movimentos orbitais.

Em 1906, Suess atribuiu os padrões de *offlap* e *onlap* de unidades sedimentares às mudanças globais do nível do mar, fenômeno que denominou eustasia. Diferentemente de Agassiz, atribuiu as variações do nível do mar à variação da capacidade dos oceanos, havendo queda devido à subsidência do assolho oceânico e elevação quando ocorre significativa sedimentação marinha.

Apesar dos trabalhos de Agassiz, Croll e Suess, a maioria dos geólogos no início do século XX ainda adotava o ponto de vista de Lyell, para quem o movimento do nível do mar nas costas é relativo e consequência do movimento vertical das massas continentais.

Para melhor entender a questão é importante analisar a origem dos ciclos em função das suas diferentes ordens de grandeza (Tabela 2.1).

Tabela 2.1 – Ciclos estratigráficos de diferentes ordens de magnitude

CICLOS (ordem)	DURAÇÃO (anos)	SEQÜÊNCIAS (denominações propostas)
1 ^a	> 10 ⁸	
2 ^a	10 ⁷ - 10 ⁸	<ul style="list-style-type: none"> • seqüência estratigráfica (Sloss, 1963) • síntema (Chang, 1975) • superciclo (Vail <i>et al.</i>, 1977) • superseqüência (Vail <i>et al.</i>, 1977) • seqüência tecto-sedimentar (Soares <i>et al.</i>, 1978)
3 ^a	10 ⁶ - 10 ⁷	<ul style="list-style-type: none"> • seqüência deposicional (Vail <i>et al.</i>, 1977) • intertema (Chang, 1975) • mesotema (Ramsbottom, 1979) • seqüência genética (Galloway, 1989)
4 ^a - 6 ^a	< 10 ⁶	<ul style="list-style-type: none"> • ciclotema (Wanless & Weller, 1932) • PACs (Goodwin & Anderson, 1985) • parasseqüência (Van Wagoner <i>et al.</i>, 1987)

Ciclos de 1^a ordem são ciclos eustáticos derivados de fenômenos geotectônicos globais, como a formação e ruptura de supercontinentes. Elevações de 300 metros no nível dos oceanos não podem ser explicadas unicamente por gládio-eustasia. Exemplos deste tipo de ciclos são as grandes transgressões do Eopaleozóico e do Cretáceo, que têm registros em quase todas as partes do mundo.

Há diversidade de opiniões quanto à origem dos ciclos de 2^a ordem. Sloss (1972 e 1984) e Soares *et al.* (1978) consideraram que os ciclos são produto de episódios síncronos de soerguimento e subsidência das áreas cratericas. Para Vail *et al.* (1977), a causa de tais ciclos é principalmente de natureza geotectônica, embora também tivessem considerado causas gládio-eustáticas. Miall (1990) considerou que muitos ciclos globais de 2^a ordem são consequência da variação na capacidade cúbica dos oceanos, induzida por mudança nos sistemas de expansão meso-oceânicos (tectono-eustasia). Para Miall (1997), ciclos de 2^a ordem podem ser derivados também de processos tectônicos formadores de bacias, tais como sobrecarga litosférica e subsidência distensional, situação em que constituem ciclos regionais.

Segundo Vail *et al.* (1977) e Haq *et al.* (1988), os ciclos de 3^a ordem resultaram de variações eustáticas devido a glaciações e deglaciações, já que, segundo eles, a elevada taxa com que se processaram as variações eustáticas não pode ser explicada por processos tectônicos. Para esses autores é assumido como premissa que os ciclos de variação do nível do mar, visualizados na Curva de Vail, são ciclos eustáticos globais, que devem ser reconhecidos em bacias distribuídas no mundo todo.

Ciclos eustáticos globais, gerados por flutuações climáticas, como causa única para os ciclos de 3^a ordem, tornou-se uma questão polêmica nos últimos 20 anos. Muitos problemas e dúvidas surgiram com relação à existência de sincronismo de seqüências em escala global e à eustasia como causa fundamental e única para sua explicação. Miall (1986), entre outras coisas, questionou a acuracidade das correlações cronoestratigráficas realizadas, suspeitando, inclusive, que a própria Curva de Vail vinha sendo utilizada como base para definição da posição cronoestratigráfica de muitas seqüências.

Além disso, Vail *et al.* (1977) estimaram as variações eustáticas com base no *onlap* costeiro. Nem sempre, porém, *onlap* costeiro significa oscilação eustática do nível do mar. Watts (1982) interpretou, por exemplo, subsidência térmica flexural como uma das maiores causas de *onlap* costeiro. De outra parte, as glaciações e deglaciações aventadas como causas para a cíclicidade, não explicam satisfatoriamente ciclos em épocas de nível de mar baixo, sem registro de glaciação, como nos períodos Triássico e Jurássico.

A expressão global de muitos dos ciclos de duração menor que 10⁶ anos (4^a a 6^a ordens) é ainda mais questionável. Alguns podem estar rela-

cionados a avanços e recuos de geleiras, como os ciclotemas do noroeste da Europa e da América do Norte (Wanless & Shepard, 1935). Ciclicidade derivada de movimentos orbitais tem sido aventada em muitos casos, havendo já farta literatura sobre o assunto, como por exemplo os livros editados por Einsele *et al.* (1991) e De Boer & Smith (1994).

Todavia, persistem dúvidas sobre a origem de muitos ciclos fánerozóicos, se eustática ou tectônica (Miall, 1997). A origem de muitos ciclos formados em bacias tectonicamente ativas, como as bacias *foreland* do meio-oeste da América do Norte, é questão controversa. Outros ciclos, com duração de 10^4 a 10^5 anos, podem ser correlacionados com ciclos de variação da temperatura das águas oceânicas, definidos em estudos de isótopos de oxigênio presentes nos estratos do fundo oceânico.

Por fim, os ciclos não são sempre necessariamente alociclos, derivados de flutuações externas, tais como clima e tectônica. Podem também ser autociclos, de natureza local e produto da dinâmica dos sistemas deposicionais. Alociclos podem ser formados, por exemplo, pela construção e abandono de lobos deposicionais, tanto em leques turbidíticos submarinos quanto em sistemas deltaicos.

2.7 SEQÜÊNCIAS: PARADIGMA ATUAL

A partir dos anos 60, a Estratigrafia deixou de ser uma disciplina essencialmente descritiva, incorporando conceitos genéticos como os modelos processo-resposta na análise de fácies sedimentares, os modelos de fácies no estudo dos sistemas deposicionais, os conceitos de seqüência e de ciclos estratigráficos (Miall, 1995).

Se a evolução e aceitação do conceito de seqüência, a partir do trabalho pioneiro de Sloss *et al.* (1949) foi lenta e difícil, a velocidade experimentada após o trabalho de Vail *et al.* (1977) tem-se revelado impressionante. O volume de publicações sobre Estratigrafia de Seqüências nos últimos vinte anos demonstra o impacto que o conceito de seqüência teve sobre a geologia sedimentar.

Há uma produção contínua de novos dados, surgindo novas evidências a favor e contra muitos dos conceitos e modelos estabelecidos. Como verificado no item 2.6, considerável controvérsia existe a respeito da origem de muitos tipos de seqüências, da hierarquia em ciclos de várias ordens, da correlação global das seqüências e da importância das variações gládio-eustáticas como causa da ciclicidade. Com isso, a análise estratigráfica passou a ter enfoque na gênese das seqüências e dos ciclos de diferentes ordens de magnitude, dando origem a novos campos de investigação. Estudos de ciclos de alta freqüência, por exemplo, deram origem à Cicloestratigrafia.

Os avanços no conhecimento alteraram fundamentalmente a concepção do preenchimento de bacias sedimentares, originando novos guias na exploração de recursos minerais e energéticos. A partir dos anos 80, a Estratigrafia de Seqüências rapidamente se tornou padrão na indústria petrolífera.

A Estratigrafia é hoje uma ciência genética, quantitativa e preditiva, revitalizada pelo surgimento e consolidação de um novo paradigma: o conceito de seqüência.

2.8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M. 1969. Diferenciação da plataforma brasileira. In: SBG, 23, Congr. Bras. Geol., Salvador, *Anais*, 29-46.
- Chang, K. H. 1975. Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 1.544-1.552.
- De Boer, P. L. & Smith, D. G. 1994. *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*. Oxford, International Association of Sedimentologists/Blackwell Scientific Publications, 559 p. (IAS Special Publication # 19).
- Della Fávera, J. C. 1984. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras. Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 1: 489-501.
- Einsele, G.; Ricken, W.; Seilacher, A. 1991. *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin, Springer-Verlag, 943 p.
- Emery, D. & Myers, K. (ed.) 1996. *Sequence Stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, 297 p.
- Fulfaro, V. J. & Landim, P. M. B. 1976. Stratigraphic sequences of the intracratonic Paraná Basin. *Newsl. Stratigr.*, 4: 150-168.
- Galloway, W. E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 73: 125-142.
- Glignone, J. I. 1972. Ensaio de paleogeografia do Nordeste e as seqüências sedimentares. In: SBG, 26, Congr. Bras. Geol., Belém, *Anais*, 3: 21-28.
- Gomes, F. A. 1968. Fossas tectônicas do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 40 (suplemento): 255-271.
- Goodwin, P. W. & Anderson, E. J. 1985. Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *Journ. Geology*, 93: 515-533.
- Hallam, A. 1984. Pre-Quaternary sea-level changes. *Ann. Rev. Earth Plann. Scienc.*, 12: 205-243.
- Haq, B. U.; Hardenbol, J.; Vail, P. R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: Wilgus, C. et al. (eds.). *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, p. 71-108, (SEPM Sp. Pb. # 42).
- Hedberg, H. D. 1976. *International Stratigraphic Guide*. New York, John Wiley Sons, 356 p.

- Holz, M. 1998. Um breve histórico de conceitos fundamentais da estratigrafia moderna: seqüências deposicionais e seus fatores controladores. *Pesquisas*, 25: 3-26.
- Krumbein, W. C. & Sloss, L. L. 1963. *Stratigraphy and Sedimentation*. 2 ed. São Francisco, Freeman, 660 p.
- Miall, A. D. 1986. Eustatic sea level change interpreted from seismic stratigraphy: a critique of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic records. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 70: 131-137.
- Miall, A. D. 1990. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. 2 ed. New York, Springer-Verlag, 668 p.
- Miall, A. D. 1995. Whiter stratigraphy? *Sedimentary Geology*, 100: 5-20.
- Miall, A. D. 1997. *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Berlin, Springer-Verlag, 433 p.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature 1983. North American stratigraphic code. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 67: 841-875.
- Payton, C. E. (ed.) 1977. *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 516 p. (Memoir # 26).
- Petri, S. 1974. Sequences and correlations of Brasilian Late Paleozoic and Mesozoic deposits. In: SBG, 28, Congr. Bras. Geol., Porto Alegre, *Anais*, 2: 17-29.
- Ramsbottom, W. H. C. 1979. Rates of transgression and regression in the Carboniferous of NW Europe. *Journ. Geol. Soc. London*, 136: 147-153.
- Salvador, A. 1987. Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 98: 232-237.
- Sloss, L. L. 1950. Paleozoic stratigraphy in the Montana area. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 34: 423-451.
- Sloss, L. L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 74: 93-113.
- Sloss, L. L. 1972. Synchrony of Phanerozoic sedimentary-tectonic events of the North American craton and the Russian platform. In: IUGS, 24, Congr. Intern. Geol., Montreal, *Anais*, 6: 24-32.
- Sloss, L. L. 1984. Comparative anatomy of cratonic unconformities. In: Schlee, J. S. (ed.) *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 1-6 (Memoir # 36).
- Sloss, L. L. 1988. Forty years of sequence stratigraphy. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100: 661-665.
- Sloss, L. L.; Krumbein, W. C.; Dapples, E. C. 1949. Integrated facies analysis. In: Longwell, C. R. (ed.) *Sedimentary Facies in Geologic History*. Geological Society of America, 91-124, (Memoir # 39).
- Sloss, L. L. & Speed, R. C. 1974. Relationships of cratonic and continental-margin tectonic episodes. In: Dickinson, W. R. (ed.) *Tectonics and Sedimentation*. Tulsa, SEPM, 98-119 (SEPM Special Publication # 22).
- Soares, P. C.; Landim, P. M. B.; Fulfaro, V. J. 1974. Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. In: SBG, 28, Congr. Bras. Geol., Porto Alegre, *Anais*, 4, 61-83.
- Soares, P. C.; Landim, P. M. B.; Fulfaro, V. J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 181-191.

- Vail, P. R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part 1: seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Bally, A. W. (ed.) *Atlas of Seismic Stratigraphy*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 1: 1-10 (AAPG Studies in Geology # 27).
- Vail, P. R.; Mitchum Jr., R. M.; Todd, R. G.; Widmier, J. M.; Thompson III, S.; Sangree, J. B.; Bubb, J. N.; Hatlelid, W. G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Payton, C. E. (ed.) *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 49-212 (Memoir # 26).
- Vail, P. R. & Todd, R. G. 1984. Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In: Schlee, J. S. (ed.) *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 129-144, (Memoir # 36).
- Van Wagoner, J. C.; Mitchum, R. M.; Posamentier, H. W.; Vail, P. R. 1987. Key definitions of sequence stratigraphy. In: Bally, A. W. (ed.) *Atlas of Seismic Stratigraphy*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 1: 11-14 (AAPG Studies in Geology # 27).
- Wanless, H. R. & Shepard, F. P. 1935. Permo-Carboniferous coal series related to Southern Hemisphere glaciation. *Science*, 81: 521-522.
- Wanless, H. R. & Weller, J. M. 1932. Correlation and extent of Pennsylvanian cyclotemis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 43: 1.003-1.016.
- Watts, A. B. 1982. Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level. *Nature*, 297: 469-474.
- Wheeler, H. E. 1958. Time-stratigraphy. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 42: 1.047-1.063.
- Wheeler, H. E. 1959. Unconformity-bounded units in stratigraphy. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 43(1): 1.975-1.977.
- White, D. A. 1980. Assessing oil and gas plays in facies-cycle wedges. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 64: 1.158-1.178.

CAPÍTULO 3

CICLOESTRATIGRAFIA

Jorge Hachiro (USP)
jhachiro@usp.br

3.1 INTRODUÇÃO

Nosso planeta é guiado por ritmos, assim como a cadência vital dos organismos está vinculada a um mundo previsivelmente recorrente de mares, dias e noites, fases lunares e estações climáticas. São mudanças periódicas que se repetem constantemente em intervalos determinados. Desse modo, nosso tempo existencial é medido e controlado dentro da **Faixa de Freqüência do Calendário** referente a ciclos bem conhecidos (diários a anuais), orbitais e rotacionais, da Lua em relação à Terra e, também, desta em relação ao Sol.

Ao que tudo indica, não existe ritmo semelhante, de período mais curto, que governe a vida de microrganismos ou o comportamento de moléculas. Entretanto, são conhecidos outros ciclos mais duradouros como o **Ciclo de Hale** de 22 anos, relativo à polaridade magnética solar, e seu hemí ciclo de manchas solares de 11 anos (*Sunspot*). Outro de grande evidência é o ciclo de 3 a 8 anos, conhecido como *ENSO* (*El Niño Southern Oscillation*), responsável por variações climáticas recorrentes, resultantes da circulação de massas, mais frias ou quentes, de água e ar. Este último vem sendo muito estudado, principalmente no tocante à variação de temperaturas e ressurgências nos oceanos e às interações convectivas de correntes circulantes entre regiões do Hemisfério Sul e Equador.

Também foram detectados ciclos de variações climáticas de períodos muito mais longos, com durações superiores ao da longevidade humana. São aqueles relacionados às variações cíclicas orbitais de baixa freqüência (em relação aos movimentos orbitais comuns), que alteram, no decorrer de milênios, a distribuição de energia solar conforme a latitude e condições de inclinação e posição do eixo da Terra ou, ainda, devido à variação na forma e distância da órbita do planeta em relação ao Sol. Estes têm freqüências entre dezenas a centenas de milhares de anos e são conhecidos como **Ciclos de Milankovitch**.

Nesse contexto, são assinaladas as evidências de periodicidades observadas em sucessões de leitos sedimentares, desde dimensões de amostras

Severiano Ribeiro, H. J. P. 2001. *Estratigrafia de Seqüências – Fundamentos e Aplicações*. São Leopoldo, EDUNISINOS, 428 p.

de mão até aquelas expostas em grandes afloramentos, testemunhos de sondagens e perfis geofísicos de poços (Figura 3.1). Na natureza, tais escalas temporais (de menos de 1 ano a cerca de 10^6 anos) acham-se materializadas na forma de estratos diferenciados, de padrões repetitivos, cujos intervalos de sedimentação correspondem às Freqüências Cíclicas do Calendário e dos Ciclos de Milankovitch.

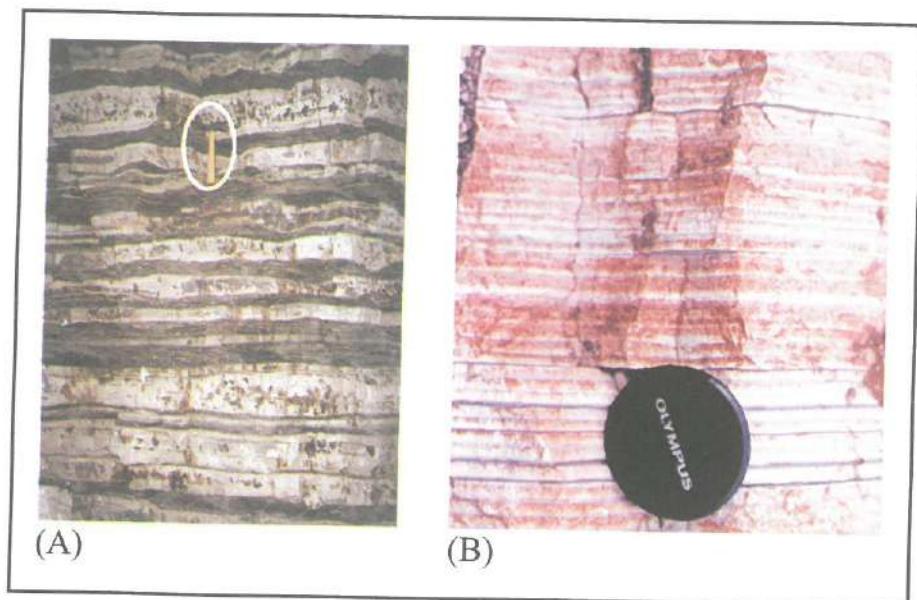


Figura 3.1 - Ritmicidade no registro sedimentar na Formação Assistência do Subgrupo Iratí (Permiano da Bacia do Paraná): (A) em escala de afloramento, Pedreira Caviúna, mun. de Ipeúna/SP (Foto cedida pela Profa. Rose Mary T. Lemos) e (B) em amostra de mão, Pedreira Elba Calcário, mun. de Montividiu/GO.

3.2 HISTÓRICO SOBRE OS CICLOS ORBITAIS DE BAIXA FREQÜÊNCIA

De acordo com Schwarzacher (1993), o astrônomo inglês John Herschel, em 1830, foi o primeiro a sugerir que mudanças de grande amplitude na órbita da Terra deveriam estar impressas no registro geológico. E, pelo visto, têm sido o foco de debates desde o início do século XIX (De La Beche, 1834 e Phillips, 1836, *apud* Duff *et al.*, 1967).

Adhemar (1842, *apud* Imbrie & Imbrie, 1979) foi quem inicialmente propôs que as glaciações estivessem ligadas à variação nos movimentos do planeta ao redor do Sol. De acordo com sua teoria, no decurso de um longo período de tempo, ocorreriam variações na orientação do eixo da Terra.

Em 1875, Croll (*apud* Imbrie & Imbrie, 1979), com base nas idéias de Adhemar, desenvolveu uma teoria astronômica de clima. Concluiu que, caso houvesse decréscimo na quantidade de insolação recebida durante os invernos, a acumulação de neve seria favorecida. Assim, qualquer acréscimo nas dimensões da área inicialmente coberta de neve, por nevascas das estações frias posteriores, amplificaria, por efeito cumulativo, as grandes extensões geladas das regiões polares e montanhosas.

Gilbert (1875, *apud* Imbrie & Imbrie, 1979) sugeriu que oscilações na pureza em CaCO_3 de rochas carbonáticas, de camadas hemipelágicas cretáceas do Colorado, refletiriam um processo rítmico alocíclico, guiado por um movimento de precessão (vide definição no item a seguir) que causaria variações climáticas e hidrológicas globais. Aventou para esses depósitos ± 1000 ciclos de precessão, com duração entre 10 e 40 milhões de anos. O ajuste geocronológico posterior ficou em *circa* 30 milhões de anos (*c.* 30 Ma = *circa* de 30 *Mega anni*), ou seja, dentro do *range* estimado por Gilbert (*op. cit.*). Padrões semelhantes foram subseqüentemente encontrados, distribuídos em sistemas pelágicos, hemipelágicos e em plataformas de carbonatos.

Milankovitch (1941), astrônomo e matemático sérvio, foi o primeiro a calcular, detalhadamente, os efeitos da distribuição diferenciada da insolação. Tal estudo vem sendo refinado por pesquisadores que reconhecem nos padrões de insolação somente uma das variáveis do clima, embora admitam serem evidentes seus efeitos sobre as periodicidades climáticas.

Observações astronômicas centenárias não deixam dúvidas de que a órbita da Terra é afeita a variações cíclicas. Ainda que a energia da radiação solar, que atinge a Terra anualmente, não seja modificada no todo, ao longo de milhares de anos, sua distribuição latitudinal e periódica está sujeita a três variáveis: 1) a inclinação do eixo rotacional terrestre ($23,5^\circ$) varia em até 3° ($21,5^\circ - 24,5^\circ$) em um **Ciclo de Obliquidade** de cerca de 41 mil anos (*c.* 41 ka = *circa* de 41 *kilo anni*); 2) a órbita da Terra altera-se de quase-circular à elíptica em dois **Ciclos de Excentricidade**, dos quais um tem duração de *c.* 100 ka e o outro um período de *c.* 410 ka; 3) o eixo da Terra tem um movimento de **Precessão**, semelhante ao bamboleio de um pião inclinado, com período médio de *c.* 20 ka (Figura 3.2).

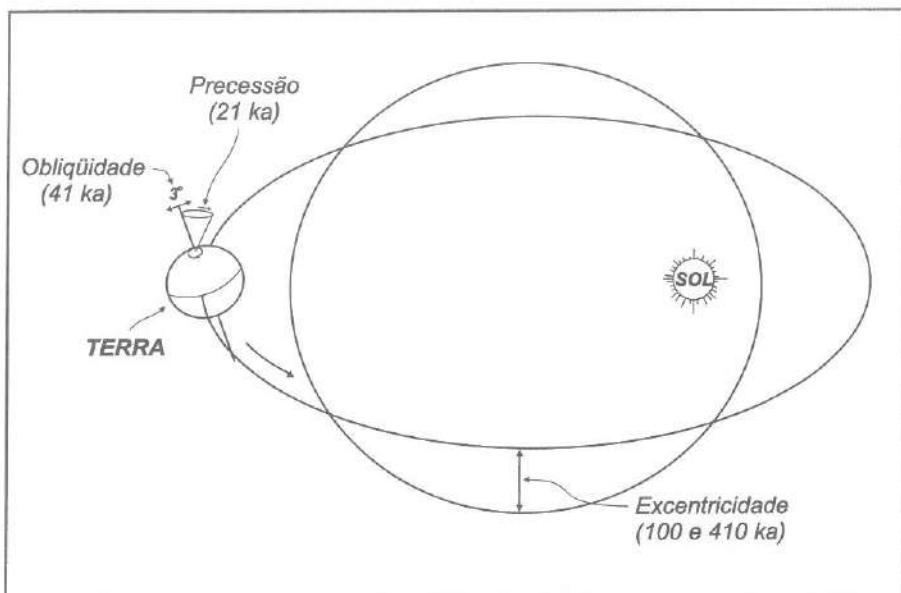


Figura 3.2 Esquema representativo dos três parâmetros orbitais responsáveis pelos Ciclos de Milankovitch.

3.3 A CICLOESTRATIGRAFIA COMO NOVO CAMPO DE PESQUISAS

O termo Cicloestratigrafia é um neologismo que passou a frequentar a literatura geológica a partir de evento científico de 1988, em Perugia (Itália), organizado por A. G. Fischer e I. Premoli-Silva, a respeito de sedimentação e estratigrafia cíclica. Para Schwarzacher (1993), o próprio nome expressa o propósito desse recente ramo da Geologia, o qual é analisar ciclos ou padrões cílicos sedimentares de qualquer categoria para o empilhamento, interpretação e refinamento do arcabouço estratigráfico. Esse autor também afirma que praticamente todos os ciclos, que descrevem intervalos de tempo reconhecíveis, estão relacionados, de alguma maneira, a movimento planetário e, portanto, são “ciclos astronômicos” e isso simplesmente significa que podem ser explicados, eventualmente, por leis astronômicas.

Conseqüentemente, a cicloestratigrafia interessa-se pelo estudo de ciclos sedimentares que representem um mesmo intervalo de tempo e, em particular, por intervalos de tempo que podem ser associados a períodos de tempo definidos, ou seja, que tenham relação específica com **ciclos astronomicamente controlados** para permitirem que tais ciclos sedimentares sejam interpretados como “unidades aproximadas de tempo”, materializadas em sucessões estratigráficas, extremamente úteis no estudo de problemas ligados à Estratigrafia, Sedimentologia e Geocronologia.

Para Della Fávera *et al.* (1994), os ciclos sedimentares distinguem-se por serem grupos de sedimentos diferenciados, litológica ou texturalmente entre si, e por apresentarem um padrão de repetição regular dentro de uma sucessão. Esses autores ressaltam que a simples constatação da presença de estratos recorrentes não é suficiente para definir uma sedimentação cílica, uma vez que eventos repetitivos podem ser gerados ou por processos episódicos, como seguidas tempestades, ou resultarem de mecanismos oscilantes como migrações de leques deltaicos e meandros fluviais. Na definição de ciclos sedimentares são necessários outros argumentos geológicos, bem como a compreensão dos processos dinâmicos que lhes deram origem.

Segundo Einsele (1992), quando há alternância somente entre dois tipos petrográficos (por ex., par folhelho-carbonato), dá-se o nome de sucessão rítmica (ou acamamento rítmico), porém se essa alternância apresentar três ou mais tipos petrográficos recebe a designação de sucessão cílica.

Uma determinada sucessão sedimentar que, aparentemente, pode ser interpretada como resultante de ciclos com intervalos de sedimentação supostamente de mesma duração, pode eventualmente mostrar-se aperiódica, ou seja, sem repetição em intervalos regulares de tempo. No caso, de acordo com Della Fávera *et al.* (1994), somente aquelas deposições rítmicas geradas em intervalos regulares de tempo são consideradas periódicas ou cílicas, enquanto as sucessões repetitivas, formadas por eventos de sedimentações irregulares no tempo, são chamadas de não-periódicas ou discíclicas.

Para a Sedimentologia e a Geologia Histórica, a identificação de ritmos orbitais torna evidentes as causas elementares das mudanças de fácies cílicas, e configura-se como promessa para a elucidação do comportamento de longa duração da Atmosfera, da Hidrosfera e do Clima, em particular os caminhos pelos quais os sinais de recepção da energia solar são transmitidos aos sistemas deposicionais. A identificação de ritmos orbitais, também, propõe alternativas de interpretação entre fácies ligadas a mudanças globais (alocíclicas) e fácies geradas por fenomenologia local (autocíclicas). Assim, os ritmos sedimentares alocíclicos constituem uma fronteira de investigação sobre o funcionamento e a história da Terra e do Sistema Solar.

3.4 CLASSIFICAÇÃO DOS CICLOS SEDIMENTARES

De Geer (1912, *apud* Suguiio, 1998) designou de *varve* qualquer lâmina ou camada delgada de sedimento de granulação fina (síltico-argilosa), marcada por porção inferior mais grossa e mais clara e superior mais fina e mais escura. A varve é o resultado de sedimentação rítmica, freqüentemente depositada por correntes de turbidez em lagos periglaciais, formando pares de lâminas de verão (clara) e de inverno (escura) que representam um ano. Embo-

ra varve em seu significado original seja sinônimo de par laminado anual, comumente é empregado para pares rítmicos de duração ou periodicidades mais longas. De Geer (*op. cit.*) idealizou método pioneiro de datação (varvocronologia) baseado na contagem sistemática dessas láminas acumuladas em determinado intervalo de tempo (12 mil anos). Com esse método pôde-se determinar a idade do recuo das últimas geleiras em diversos países do Hemisfério Norte.

Weller (1930) e Wanless & Weller (1932) introduziram o termo ciclotema que, inicialmente, referia-se a uma sucessão de estratos depositados durante um único ciclo sedimentar, sendo típico do Pennsylvaniano (Carbonífero) da América do Norte. Posteriormente, outros pesquisadores empregaram-no para designar ciclos sedimentares de diferentes idades e composições, ao do Pennsylvaniano de Illinois, donde inicialmente foi definido por volta de 1930.

Beerbower (1964, *apud* Schwarzacher, 1993) foi o responsável por uma das primeiras tentativas de diferenciar os ciclos sedimentares em ciclos de estratificações autônomas (autociclos), geradas por processos de abrangência local, e ciclos induzidos por influência externa oscilante (alociclos). Influência esta capaz de afetar a Atmosfera e a Hidrosfera a ponto de causar mudanças globais do ambiente, como as idades do gelo (Würm, entre outros). Exemplos típicos de alociclos são os ciclos sedimentares que têm sido gerados por forças de marés e flutuações climáticas periódicas.

Para Duff *et al.* (1967), os termos ritmo, ciclo e ciclotema seriam sinônimos quando referentes aos depósitos sedimentares. Ritmo e ciclo estariam relacionados na maioria das vezes aos sedimentos, não obstante também darem indicação do período de tempo em que estes mesmos sedimentos se formaram, ao contrário de ciclotema, que somente se refere aos depósitos sedimentares.

Quanto aos principais fatores que controlam a recorrência estratigráfica, podem ser mencionados os processos de caráter tectono-sedimentares e os processos associados a periodicidades orbitais, como as oscilações eustático-climáticas. Tais processos ao atuarem conjuntamente podem mascarar ou, eventualmente, acentuar a ciclicidade de um depósito presente em determinado ambiente sedimentar.

Na opinião de Della Fávera (1994), seria razoável considerar como: a) microciclos – os ciclos delgados; b) ciclos (ou ciclotemas) – os de dimensões intermediárias; c) megaciclos (ou megaciclotemas) – as sucessões mais espessas. Os empilhamentos superiores aos megaciclos seriam os magnaciclos (ou hiperciclotemas).

A tendência atual, de acordo com Della Fávera (1994), é o uso freqüente do termo ciclo em correspondência com a classificação, por ordens de grandeza, de seqüências relacionadas às variações do nível do mar devido a mudanças climáticas. Tais ciclos foram propostos por Vail *et al.* (1991) como de 3^a a 6^a ordem.

A fim de avaliar as relações entre períodos cíclicos do Fanerozóico e outros parâmetros deposicionais, tais como espessura dos ciclos, taxas médias de sedimentação, idades e ambientes de sedimentação, Algeo & Wilkinson (1988) analisaram dados de mais de 200 publicações. De acordo com os autores, face ao nível de detalhe das pesquisas atualmente em andamento, os ciclos controlados por periodicidades orbitais (freqüências $< 1a$ a c. $1Ma$), mormente quando passíveis de reconhecimento no registro geológico, têm sido alvo de atenções pela peculiaridade de suas assinaturas cicloestratigráficas.

Em especial, os ciclos sedimentares de dimensões intermediárias, ou de mesoescala (espessura métrica a hectométrica), vêm merecendo substanciais investigações em função da busca de uma medida estratigráfica que proporcione resolução geocronológica maior do que a normalmente obtida no zoneamento bioestratigráfico de detalhe ($> 1,5 Ma$). Estes ciclos intermediários de mesoescala destacam-se por incorporarem significativo potencial a esse respeito, pois representam intervalos temporais de deposição de dezenas a centenas de milhares de anos em contraposição aos intervalos de mais de um milhão de anos encontrados nas mais refinadas zonas bioestratigráficas do Terciário.

Os estratos recorrentes dos ciclos sedimentares intermediários, por suas espessuras e tempo de deposição, apresentam-se com taxas de sedimentação compatíveis com depósitos acumulados nos intervalos de tempo assinalados pelos Ciclos Orbitais de Milankovitch. Segundo Algeo & Wilkinson (1988), os argumentos mais comuns levantados para sustentar o comando da modulação pelos Ciclos de Milankovitch, nas seqüências de ciclos sedimentares, é que o “período” médio calculado coincide aproximadamente com um dos quatro principais períodos orbitais: ciclo de precessão (c. $20ka$); ciclo de obliquidade (c. $41ka$) e ciclos de excentricidade curta (c. $100ka$) e longa (c. $410ka$). Assim, os pesquisadores vêm apontando essa correspondência, entre períodos de ciclos sedimentares e períodos orbitais atuais, como indicativo de uma relação de causa e efeito e, baseados nisso, têm reafirmado esse controle orbital sobre muitas seqüências sedimentares cíclicas.

3.5 ESTIMATIVA DO INTERVALO DE TEMPO DA CICLICIDADE

Uma vez que ciclos individuais representam intervalos de tempo abaixo dos limites de resolução de técnicas de datação radiométrica, os períodos dos ciclos devem ser estimados. Comumente, a taxa de sedimentação de longa duração é calculada para uma unidade estratigráfica de espessura conhecida e cujo intervalo de tempo seja, inclusive, maior que os dos ciclos em questão. A espessura média do ciclo é então dividida pela taxa de sedimentação de longa duração para obter uma média estimada da periodicidade do ciclo (por ex., Fischer, 1964). Estimativas de períodos baseadas em taxas de

acumulação de longa duração representam valores máximos, uma vez que as médias dos períodos cíclicos são superestimadas, já que não é possível considerar os eventuais hiatos não-depositacionais ou erosivos, no interior de unidades maiores, no cômputo da espessura depositada num dado intervalo de tempo. Uma variante desta técnica utiliza taxas de sedimentação de curta duração baseadas na espessura de lâminas várivicas internas (por ex., Olsen, 1984). Ao mesmo tempo que isso pode produzir as mais precisas estimativas de periodicidades cíclicas, sua utilidade limita-se a unidades várivicas de espessura suficiente para registrar eventos de longa duração, tais como pacotes sedimentares lacustrinos, lagunares, plataformais e de bacias restritas, persistentes por longos intervalos de tempo.

Alternativamente, períodos cíclicos podem ser estimados por análise espectral de Fourier (Schwarzacher, 1975). A principal vantagem dessa forma de análise é sua objetividade na identificação de duas ou mais periodicidades (se presentes) e no cálculo de suas razões temporais. Contudo, a análise de Fourier não é uma panacéia para todos os problemas de determinação de períodos cíclicos. Como os dados estratigráficos são de certo modo categorias mais espaciais do que temporais, a avaliação da periodicidade cíclica ainda exige uma pressuposição relativa às taxas de sedimentação que, geralmente, ou são constantes ou subjetivamente variáveis. Além do mais, seções estratigráficas são freqüentemente muito limitadas, em relação às espessuras dos ciclos de mesoescala, para determinação confiável dos espectros de elementos harmônicos.

Ciclos depositados em diferentes ambientes sedimentares exibem diferenças fundamentais na distribuição de espessura, taxa de sedimentação e período médio, sugerindo que mecanismos universais como variação global do nível do mar podem não ser apropriados para muitas das seqüências cíclicas.

Para Algeo & Wilkinson (1988), indubitavelmente, o sistema deposicional mais promissor na identificação inequívoca da indução climática orbital, sob controle dos Ciclos de Milankovitch, é proporcionado por aqueles ambientes tectonicamente estáveis e climaticamente sensíveis, como os lacustrinos, os lagunares e os mares restritos, nos quais os ritmos estão preservados e fornecem um geocronômetro embutido. Contrariamente, sistemas como deltas e planícies de marés são geralmente impróprios, porque o registro de variações climáticas e/ou do nível do mar de longo período são parcial ou totalmente obscurecidos por outros fatores. Tais fatores incluem: flutuações autocíclicas na geração e/ou aporte de sedimentos, variações locais nas taxas de subsidência e respostas menos uniformes quanto à deposição e preservação de sedimentos nos ambientes de maior energia.

3.6 CICLICIDADE EM PLATAFORMAS CARBONÁTICAS

Na Formação Rocknest do Eomesoproterozoico do Canadá, a presença de fácies cíclicas plataformais sugere que o processo de rebaixamento eustático do nível do mar foi importante no desenvolvimento de ciclos periódicos. Ciclos mais rasos no sentido ascendente (*shallowing upward*) teriam períodos entre 20ka e 100ka e, provavelmente, formaram-se durante oscilações eustáticas do nível marinho com amplitudes ao redor de 10m (Grotzinger 1986).

Para Grotzinger (1986), isto sugere que a ciclicidade pode ter sido ajustada pelo forçamento climático da Faixa de Freqüências dos Ciclos de Milankovitch, influenciando o nível global dos oceanos por intermédio de alterações secundárias relacionadas a glaciações continentais de altitude e de pequena escala. É provável, então, que o forçamento climático dentro de uma "freqüência milankovitchiana" já venha ocorrendo há pelo menos 2,2 bilhões de anos (Ga) da história da Terra.

Uma visão geral das taxas de acumulação carbonática nas amplas plataformas do Fanerozóico é apresentada por Bosscher & Schlager (1993). A taxa de acumulação é obtida ao dividir-se a espessura do pacote pela duração do intervalo. Essas taxas são dadas em metros por milhão de anos ($m/Ma = mm/ka = \mu m/a = B$, ou unidade Bubnoff, em homenagem ao pesquisador alemão Serge Von Bubnoff).

Bosscher & Schlager (1993) consideraram somente os carbonatos puros e de águas rasas, desprezando aqueles com intercalações significantes de siliciclásticos ou então depositadas em águas mais profundas. Da mesma maneira, somente plataformas com tempo de existência de milhões a dezenas de milhões de anos foram incluídas. Nessas condições, ainda são poucos os estudos bem amparados em Ciclos de Milankovitch nas plataformas carbonáticas, que nos capacitem fazer uma boa comparação dessas taxas para o Fanerozóico.

Segundo Bosscher & Schlager (1993), no Fanerozóico, as taxas de sedimentação podem atingir até 200m/Ma. Porém, a maioria das plataformas crescem a taxas próximas a 100m/Ma. Assim, períodos com taxas entre 100 e 200m/Ma alternam-se com períodos mais longos que exibem taxas máximas de acumulação abaixo de 100m/Ma, ou até de um modo geral com ausência de crescimento plataforma.

O potencial de crescimento de uma plataforma carbonática é, em grande parte, controlado pelo florescimento de sua borda orgânica. Devido à grande suscetibilidade dos organismos aos fatores ambientais, os sedimentos onde estão registradas as evidências das oscilações rítmicas são aqueles mormente compostos de detritos de materiais bioquimicamente induzidos ou sintetizados (por ex., os leitos carbonáticos e margosos e de lamas silicosas), ou, então,

aqueles caracterizados pela presença e ausência de macrobentos em estratos alternadamente bioturbados e não-bioturbados (por ex., os leitos laminados).

3.7 ARTIGOS PIONEIROS SOBRE CICLOESTRATIGRAFIA EM BACIAS BRASILEIRAS

No Brasil, é muito recente o aparecimento de artigos publicados sobre Cicloestratigrafia, enquanto sedimentação cíclica relacionada a ciclos orbitalmente controlados, ou mais especificamente ligados à Ciclicidade de Milankovitch. No entanto, há muito tempo vêm sendo descritas prováveis varves e sedimentações rítmicas, principalmente, em trabalhos sobre unidades paleozóicas da Bacia do Paraná.

Desse modo, não foi mera coincidência que um dos primeiros artigos sobre cicloestratigrafia, disseminados por meio de encontros científicos no Brasil, tenha surgido no 1º Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná (Rio Claro/SP, 1993). Nesse trabalho, Hachiro & Coimbra (1993) identificaram, nas seqüências rítmicas do Subgrupo Iraty, o ciclo precessional de Milankovitch como responsável pelos pares rítmicos folheamento-carbonato do topo da unidade.

No mesmo ano, no 3.º Simpósio de Geologia do Sudeste (Rio de Janeiro/RJ), uma breve comunicação de Chaves *et al.* (1993) compara as ciclicidades da seqüência permiana (Formação Rio Bonito da Bacia do Paraná) nas áreas de Candiota/RS e de Figueira-Sapopema/PR, associando aos padrões repetitivos de perfis geofísicos os ciclos de excentricidades de Milankovitch. Mais tarde, Chaves *et al.* (1994 e 1995) retomam estes estudos, apresentando-os no 38.º Congresso Brasileiro de Geologia (Camboriú/SC) e no 2.º Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná (Foz do Iguaçu/PR).

Também no 38.º Congresso Brasileiro de Geologia (Camboriú/SC), Azambuja Filho (1994) apresentou trabalho relativo ao refinamento estratigráfico por meio da cicloestratigrafia, a partir de estudos dos turbiditos do Oligo-Mioceno da Bacia de Campos, tema de sua tese de doutorado de 1990, quando, por meio de análises espectrais de padrões repetitivos em perfis geofísicos de poços, constatou a recorrência de depósitos turbidíticos nessa bacia da margem sudeste brasileira.

Logo após, no 4.º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, foi apresentado o artigo de Vinicius (1995) sobre a ciclicidade de alta freqüência (Milankovitch) e halocinese em sedimentos albianos de água rasa da plataforma carbonática de Regência (Bacia do Espírito Santo). Aqui o caráter cíclico é representado por alternâncias de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos que, analisados a partir de perfis de raios-gama e seções sísmicas, forneceram evidências de geração alocíclica para os depósitos (Figura 3.3). Neste caso, a ciclicidade foi provavelmente condicionada por ciclos de excentricidade curta (*c.* 100ka) e precessão (*c.* 20ka).

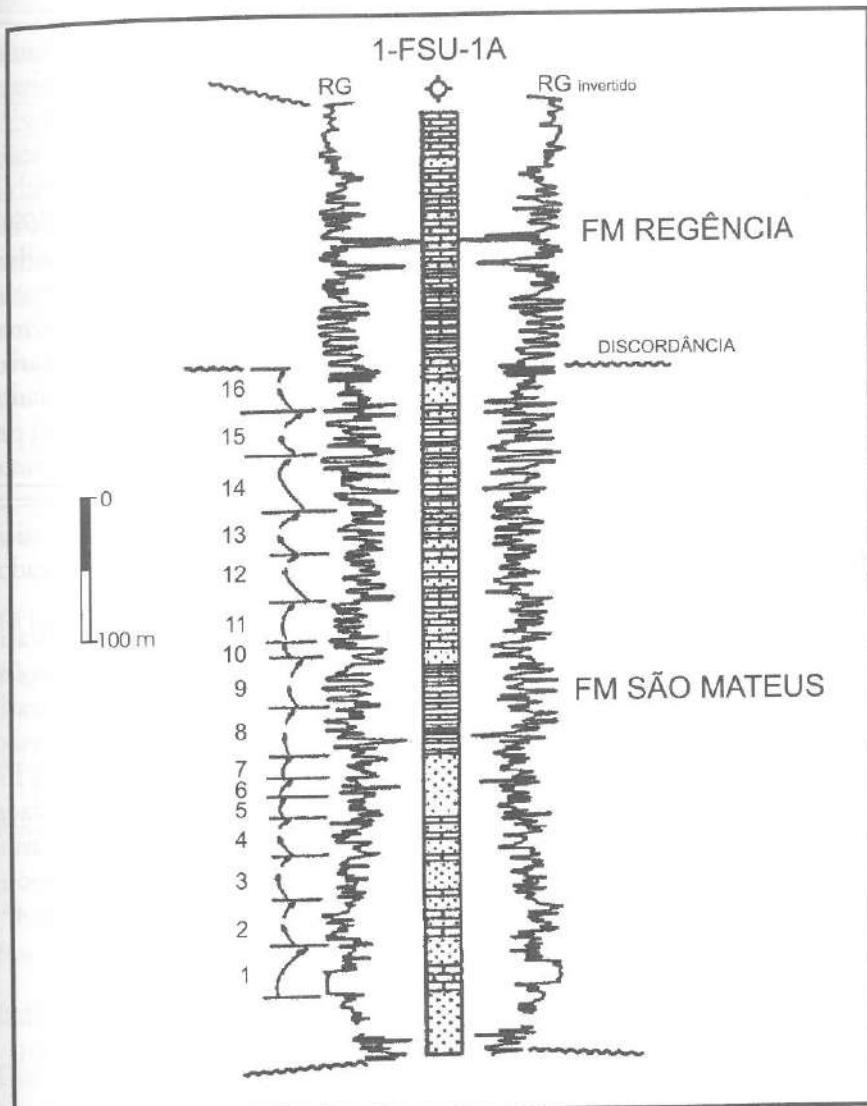


Figura 3.3 - Dezesseis ciclos de variações orbitais de excentricidade ($100\ ka$) na Formação São Mateus – Albiano da Bacia do Espírito Santo (modif. de Vinícius, 1995).

O 4º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil (Águas de São Pedro/SP) inclui um trabalho de Azevedo *et al.* (1996) no qual foram determinadas, através de análise espectral aplicada a perfis de raios-gama, resistividade e sônico, a existência e recorrência de ciclos sedimentares de alta freqüência (em

relação ao Tempo Geológico). Essa ciclicidade, marcando o registro sedimentar da parte média do Cretáceo da Bacia de Campos, foi considerada como resultante da ação de mecanismos alocíclicos, ligados à teoria de Milankovitch, induzindo a geração de sucessões rítmicas no Membro Quissamã da Formação Macaé.

Nos anais da Academia Brasileira de Ciências de 1996 foram publicados dois resumos sobre cicloestratigrafia. No primeiro, Riccomini *et al.* (1996) discutem o controle climático cíclico sobre depósitos rítmicos do Permo-Carbonífero (varvitos?) do Grupo Itararé e do Neopermiano (ritmitos da Formação Assistência) da Bacia do Paraná e do Oligoceno (folhelhos lacustrinos da Formação Tremembé) da Bacia de Taubaté, unidades em que a ciclicidade poderia variar desde anual até períodos equivalentes aos Ciclos de Milankovitch. No segundo, Hachiro & Coimbra (1996) estudaram ritmitos da Formação Assistência em pedreiras do Estado de Goiás. As contagens dos pares rítmicos folhelho-carbonato, juntamente com a estimativa da taxa de sedimentação, permitiram concluir que o sinal relativo ao Ciclo de Precessão era o mais adequado para controlar a rítmicidade presente no topo da unidade, conforme havia sido anteriormente verificado, pelos autores, em seções correlatas no Estado de São Paulo.

Hachiro & Coimbra (1998) retomam, no 40.º Congresso Brasileiro de Geologia (Belo Horizonte/MG), os estudos de cicloestratigrafia sobre o Membro Ipeúna (Formação Assistência do Subgrupo Irati, Neopermiano da Bacia do Paraná). Com base na pilha de ciclos de precessão (20ka), estabelecem uma proporcionalidade entre a quantidade de pares folhelho-carbonato e ciclos de excentricidade curta (100ka) e excentricidade longa (410ka), compondo uma ordenada hierarquia interna de ciclos justapostos que modulam a unidade. No artigo também se discute a correspondência existente entre os Ciclos de Milankovitch e os ciclos eustáticos de 4^a, 5^a e 6^a ordens de Vail *et al.* (1991), de acordo com o seguinte quadro:

Ciclos eustáticos, durações e correlações (adaptado com modificações de Vail <i>et al.</i> , 1991)		
Ordem	Duração (Ma)	Correlação
3 ^a	5 - 0,5	Seqüência Deposicional (Mitchum Jr. <i>et al.</i> , 1977)
4 ^a	0,5 - 0,15	Ciclo de Excentricidade longa (Milankovitch)
5 ^a	0,15 - 0,05	Ciclo de Excentricidade curta (Milankovitch)
6 ^a	0,05 - 0,01	Ciclos de Obliquidade e Precessão (Milankovitch)

No 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil (Serra Negra/SP, 1999), encontram-se três trabalhos sobre cicloestratigrafia. No primeiro, Schlicht *et al.* (1999) utilizam métodos de suscetibilidade magnética, sobre ci-

clos de calcilutito-marga do Maastrichtiano da Bacia de Pernambuco-Paraíba, na análise espectral das freqüências de sucessões cíclicas, com a finalidade de comprovar que a sedimentação carbonática cíclica resultou da indução por ciclos de excentricidade de 100ka e 400ka. No segundo trabalho, com base na cicloestratigrafia, Santos (1999) estudou os intervalos de deposição do Andar Buracica, do Barremiano da Bacia do Recôncavo, concluindo por meio da análise espectral, efetuada sobre o perfil de potencial espontâneo de um poço próximo ao depocentro da bacia, que ciclos de excentricidade longa e obliquidade foram potenciais controladores dos ciclos sedimentares interpretados no referido perfil. No terceiro artigo, Cunha (1999) também aplicou análise espectral em perfil de raios-gama de um poço da Bacia de Sergipe, no intervalo estratigráfico do Turoniano, onde foram reconhecidos ciclos de excentricidade curta e longa, obliquidade e precessão. Estes ciclos foram interpretados como condicionadores ambientais das taxas de produtividade primária de carbonatos, por meio de oscilações climáticas orbitais.

3.8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Algeo, T. J. & Wilkinson, B. H. 1988. Periodicity of mesoscale Phanerozoic sedimentary cycles and the role of Milankovitch orbital modulation. *Journal of Geology*, 96: 313-322.
- Azambuja Filho, N. C. 1994. Cicloestratigrafia como refinamento estratigráfico. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 38, Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, 1: 585-586.
- Azevedo, R. L. M.; Azambuja Filho, N. C.; Spadini, A. R. & Marçal, R. A. 1996. Cyclicidade orbital marcando o registro sedimentar: um exemplo do Cretáceo "médio" da Bacia de Campos, Brasil. In: SBG, Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4, Águas de São Pedro (SP), *Boletim...*, 33-38.
- Bosscher, H. & Schlager, W. 1993. Accumulation Rates of Carbonate Platforms. *Journal of Geology*, 101: 345-355.
- Bubnoff, S. 1947. Rhythmen, Zyklen und Zeitrechnung in der Geologie. *Geol. Rundsch.*, 35: 6-22.
- Chaves, H. A. F.; Medeiros, M. A. M. & Pereira, S. D. 1993. Comparação dos eventos cíclicos das áreas de Candiota (RS) e Figueira-Sapopema (PR): modelo evolutivo. In: SBG/Núcleos SP e RJ/ES, Simpósio de Geologia do Sudeste, 3, Rio de Janeiro, *Boletim de resumos e breves comunicações*, 73.
- Chaves, H. A. F.; Della Fávera, J. C.; Medeiros, M. A. M. & Pereira, S. D. 1994. Eventos cíclicos no Permiano das áreas de Candiota (RS) e Figueira-Sapopema (PR), Bacia do Paraná. In: SBG. Congr. Bras. Geol., 38, Camboriú (SC), *Boletim de resumos expandidos*, 1: 594-595.
- Chaves, H. A. F.; Della Fávera, J. C.; Medeiros, M. A. M.; Pereira, S. D. & Rodrigues, T. L. N. 1995. Sedimentação cíclica na seção permiana da Bacia do Paraná - áreas de Figueira (PR), distrito carbonífero de Santa Catarina e Candiota (RS). In: ILEA/UFRGS, Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 2, Porto Alegre (RS), *Boletim...*, 106-110.

- Cunha, A. A. S. 1999. Orbital cyclicity in the Turonian sucession of the Sergipe basin, NE Brazilian continental margin. In: SBG. Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Serra Negra (SP), *Boletim...*, 669-673.
- Della Fávera, J. C. 1994. Fundamentos da Estratigrafia Moderna - Curso pré-Congresso. Camboriú (SC), SBG, 65 p. (Apostila de curso do 38º Congresso Brasileiro de Geologia).
- Della Fávera, J. C.; Chaves, H. A. F.; Medeiros, M. A. M.; Menezes, C. P.; Tavares, M. E. A.; González, M. E.; Pinheiro, M. L. D. & Silva, O. C. 1994. Análise estratigráfica do Andar Buracica, Bacia do Recôncavo. Rio de Janeiro. UERJ/LABC, Relatório final do 3º Curso de Análise de Bacias. 94 p.
- Duff, P. M. D.; Hallam, A. & Walton, E. K. 1967. *Cyclic Sedimentation*. Amsterdam, Elsevier Publishing Company, 280 p. (*Developments in Sedimentology # 10*).
- Einsele, G. 1992. Response of sediments to sea-level changes in differing storm-dominated marginal and epeiric basins. In: Bayer, U & Seilacher, A. (eds), *Sedimentary and Evolutionary cycles*. Berlin, Springer-Verlag, 68-76.
- Einsele, G. & Ricken, W. 1991. Limestone-Marl Alternation - an overview. In: Einsele, G.; Ricken, W. & Seilacher, A. (eds). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin, Springer-Verlag, 23-47.
- Einsele, G.; Ricken, W. & Seilacher, A. 1991. Cycles and Events in Stratigraphy - Basic Concepts and Terms. In: Einsele, G.; Ricken, W. & Seilacher, A. (eds). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin, Springer-Verlag, 1-19.
- Fischer, A. G. 1964. The Lofer cyclothsems of the Alpine Triassic. In: Symposium on Cyclic Sedimentation. *Kansas Geological Survey Bulletin*, 169: 107-149.
- Fischer, A.G. 1984. The two Phanerozoic supercycles. In: Berggren, W. A. & Van Couvering, J. A. (eds). *Catastrophes and Earth History: the New Uniformitarianism*. New Jersey, Princeton University Press, 129-149.
- Fischer, A. G. 1986. Climatic rhythms recorded in strata. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 351-376.
- Fischer, A. G. & Bottjer, D. J. 1991. Orbital Forcing and Sedimentary Sequences. *Journ. Sed. Petrol.*, 61(7): 1063-1069.
- Grotzinger, J. P. 1986. Upward shallowing platform cycles: a response to 2.2 billion years of low-amplitude, high-frequency (Milankovitch band) sea-level oscillations. *Paleoceanography* 1: 403-416.
- Hachiro, J. & Coimbra, A. M. 1993. Ciclos de Milankovitch nas sequências rítmicas da Unidade Irati. In: IG-UNESP. Simpósio Sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 1. Rio Claro (SP), *Resumos...*, 72-74.
- Hachiro, J. & Coimbra, A. M. 1996. Ritmitos da Formação Assistência (Ps) no Estado de Goiás: Periodicidades Climáticas & Ciclos de Milankovitch. Rio de Janeiro. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 68(4): 618.
- Hachiro, J. & Coimbra, A. M. 1998. Ciclos de Milankovitch e Estratigrafia de Sequências no Membro Ipeúna da Formação Assistência (Neopermiano da Bacia do Paraná). In: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Anais*, 97.
- Harland, W. B; Armstrong, R. L.; Cox, A. V.; Craig, L. E.; Smith, A. G. & Smith, D. G. 1989. *A Geologic Timescale*. Cambridge, Cambridge University Press. 280p.
- Imbrie, J. & Imbrie, K. P. 1979. *Ice Ages: Solving the Mystery*. Short Hills (New Jersey) Enslow Pubs., 224p.

- Milankovitch, M. 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eizeitenproblem. *Königlich Serbische Akademie der Wissenschaft.*, 133: 1-633, Belgrad. ('Canon of insolation and the ice age problem' - English version from published by the Israel Program for Scientific Translations - Jerusalem, 1969).
- Mitchum Jr., R. M.; Vail, P. R.; Thompson III, S. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphy analysis. In: Payton, C. E. (ed.). *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 53-62, (Memoir # 26).
- Olsen, P. E. 1984. Periodicity of lake-level cycles in the Late Triassic Lockatong Formation of the Newark basin (Newark Supergroup), New Jersey and Pennsylvania. In: Berger et al. (eds), *Milankovitch and the Climate*. Dordrecht, D. Reidel, 1: 127-146.
- Quintas, M. C. L. 1995. *O embasamento da Bacia do Paraná: Reconstrução Geofísica de seu Arcabouço*. IAG-USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 213p.
- Riccomini, C.; Coimbra, A. M. & Hachiro, J. 1996. Cyclic sedimentation in Brazilian Phanerozoic Sequences. Rio de Janeiro. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 68(4): 611.
- Schlicht, P.; Bengston, P.; Hambach, U.; Krumsiek, K. & Koutsoukos, E. 1999. Limestone-marl cycles from the Maastrichtian of the Pernambuco-Paraíba basin (NE Brazil) - evidence for orbital forcing? In: SBG. Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Serra Negra (SP), Boletim..., 121-124.
- Santos, C. F. 1999. Determinação do intervalo de tempo de deposição do Andar Buaracica (Barremiano da Bacia do Recôncavo) com base na cicloestratigrafia. In: SBG. Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Serra Negra (SP), Boletim..., 393-400.
- Schwarzacher, W. 1975. *Sedimentation Models and Quantitative Stratigraphy*. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company, 382p. (Developments in Sedimentology # 19).
- Schwarzacher, W. 1993. *Cyclostratigraphy and the Milankovitch Theory*. Amsterdam, Elsevier Science Publishers, 225p. (Developments in Sedimentology # 52)
- Suguió, K. 1998. *Dicionário de Geologia Sedimentar e Áreas Afins*. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 1217 p.
- Vail, P. R.; Audemard, F.; Bowman, S. A.; Eisner, P. N.; Perez-Cruz, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonic, eustasy and sedimentation - an overview. In: Einsele, G.; Ricken, W. & Seilacher, A. (eds). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin-Heidelberg, Springer-Verlag, 617-659.
- Vinícius, T. C. 1995. Ciclicidade de alta freqüência (Escala de Milankovitch) e halocinese em sedimentos albianos de água rasa - Plataforma de Regência do Espírito Santo. In: SBGf. Congr. Intern. Soc. Bras. Geof., 4, Rio de Janeiro, *Resumos Expandidos*, 3-7.
- Wanless, H. & Weller, M. 1932. Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems. *Geol. Soc. Am. Bull.* 43: 1003-1016.
- Weedon, G. P. 1993. The recognition and stratigraphic implications of orbital-forcing of climate and sedimentary cycles. In: Wright, V.P. (ed) *Sedimentary Review*, Oxford, Blackwell, 31-50.
- Weller, J. M. 1930. Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian Period and its significance. *Journal of Geology*, 38: 97-135.

4.2 A GEOFÍSICA APLICADA NO CONTEXTO DAS GEOCIÊNCIAS

A geofísica é uma ciência multidisciplinar e representa um dos ramos das geociências. Ela agrupa conceitos e metodologias amplamente empregados em geologia, matemática aplicada e física. Porém, apesar do seu caráter multidisciplinar, a geofísica se projeta como uma ciência individual, sendo responsável pelo desenvolvimento de metodologias muito especializadas que se destinam à investigação da subsuperfície.

Três grandes grupos compõem as ciências geofísicas: a Geofísica Espacial, que envolve os estudos da atmosfera terrestre e sua interação com o meio ambiente, a Geofísica da Terra Sólida, que investiga a estrutura e a composição do interior da Terra, e a Geofísica Aplicada, associada a estudos da estrutura e da composição da subsuperfície a menores profundidades.

Os métodos de investigação da subsuperfície que compõem a Geofísica Aplicada são classificados em **métodos indiretos** ou **métodos geofísicos**. Esses métodos encontram aplicação na exploração de aquíferos, hidrocarbonetos e jazidas minerais, e diferem dos chamados **métodos diretos** comumente utilizados em geologia. Isso porque os métodos geofísicos conduzem a uma estimativa da estrutura e da composição das rochas através de medidas físicas geralmente executadas na superfície por equipamentos sofisticados. Pode-se dizer que este é um dos pontos que distinguem a geofísica aplicada da geologia, uma vez que os métodos diretos empregam ferramentas adequadas à execução de sondagens *in situ*. As propriedades petrofísicas e a história geológica de uma amostra rochosa (testemunho) são inferidas diretamente. Os resultados dessa análise são essenciais para a execução de uma correlação com os resultados obtidos pelos métodos geofísicos.

De uma forma mais pragmática, os métodos geofísicos podem ser classificados em **não-sísmicos** e **sísmicos**, conforme mostra a Figura 4.1. Em ambas as categorias, o registro das observações (medidas físicas) é efetuado em função das perturbações provocadas em uma certa quantidade física. As ondas sísmicas representam a base dos **métodos sísmicos**, onde tempos de percurso e amplitudes são as quantidades físicas de interesse registradas em pontos receptores. Por outro lado, os métodos **não-sísmicos** não fazem uso das ondas sísmicas para a medição das observações, e por isso esses métodos possuem tal denominação. Cita-se, por exemplo, os **métodos gravimétricos**, onde as variações do campo gravitacional terrestre provocadas pelas diferentes densidades das rochas da subsuperfície são as grandezas físicas medidas por equipamentos especiais chamados gravímetros.

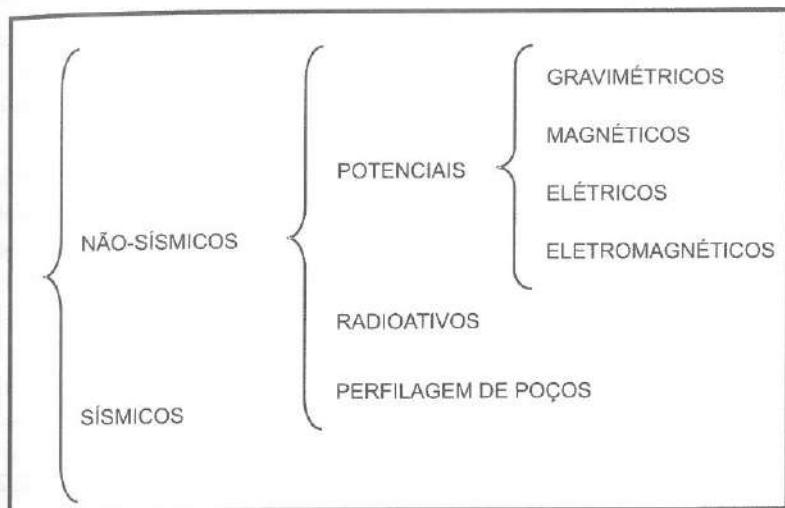


Figura 4.1 - Subdivisões da Geofísica Aplicada.

Cada um dos métodos apresentados na Figura 4.1 possui seu campo de aplicação bem definido, apropriado aos objetivos da sondagem. A título de exemplificação, destaca-se a importância dos métodos eletromagnéticos na prospecção de jazidas minerais, e dos métodos sísmicos na exploração de hidrocarbonetos. Estes últimos são o objeto de nossas considerações nas seções seguintes. Os livros de Telford *et al.* (1990) e Lowrie (1997) constituem-se em ricas referências para aqueles desejosos por uma maior familiarização com os métodos geofísicos. Além dessas referências, o dicionário de Sheriff (1991) aborda os termos empregados corriqueiramente em Geofísica Aplicada.

4.3 MÉTODOS SÍSMICOS

O fenômeno de propagação de ondas elásticas nas rochas é a base dos chamados métodos sísmicos. Por se propagarem nas rochas, as ondas elásticas são melhor definidas como **ondas elastodinâmicas** ou simplesmente **ondas sísmicas**.

Ao longo do processo de propagação, o material responde às perturbações provocadas pela passagem das ondas elásticas, deformando-se em função das suas constantes elásticas. Isso ocorre porque as rochas se comportam efetivamente como materiais com propriedades elásticas intrínsecas, influenciadas, por exemplo, pela porosidade, conteúdo de fluidos e composição mineral. Por conta disso, quando da execução do tratamento matemático do complexo fenômeno físico em questão, isto é, o da propagação de ondas sísmicas, adotam-se algumas aproximações para as propriedades das rochas. A mais simples delas consiste em assumi-las com o mesmo comportamento de materiais elásticos e homogêneos, cujas

propriedades são constantes em todos os pontos, e isotrópicos, nos quais as propriedades não variam para quaisquer que sejam as direções em que as observações são efetuadas. Quando tais considerações são feitas, observa-se que o fenômeno de propagação de ondas sísmicas compõe-se por dois processos ondulatórios independentes; um caracterizado pelas **ondas primárias (P)**, e o outro pelas **ondas secundárias (S)**. Através do emprego dessa terminologia leva-se em consideração o aspecto cinemático das ondas sísmicas, pois as ondas P possuem velocidade de propagação maior que a das ondas S. Em termos matemáticos escreve-se que

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (4.1)$$

é a velocidade de propagação das ondas P; as constantes de Lamé λ e μ definem as propriedades elásticas da rocha, enquanto ρ representa a densidade. Por sua vez, a velocidade de propagação das ondas S é dada por

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (4.2)$$

A partir de uma simples análise das equações anteriores observa-se que $V_p > V_s$, pois as constantes elásticas λ e μ não são simultaneamente nulas para um único material.

Ao se considerar, porém, o aspecto dinâmico, as ondas P serão melhor caracterizadas como **ondas compressionais ou dilatacionais**, e as ondas S como **ondas cisalhantes ou transversais**. Isso porque as partículas do material ao longo de uma frente de ondas P estão submetidas a esforços de compressão (a vibração de partículas ocorre na mesma direção da propagação), ao passo que as partículas do material ao longo de uma frente de ondas S estão submetidas a esforços de cisalhamento (a vibração de partículas ocorre transversalmente à direção de propagação).

As fontes empregadas na sísmica de exploração convencional geram predominantemente ondas P, e, além disso, os receptores são selecionados de forma a registrarem somente ondas compressionais. Esse fato conduz a mais uma simplificação da análise do fenômeno de propagação de ondas sísmicas: assume-se que as rochas possuem o mesmo comportamento dos fluidos, ou seja, meios acústicos ($\mu = 0$), nos quais apenas as ondas P se propagam ($V_s = 0$). Nessas circunstâncias, as ondas sísmicas possuem outra terminologia: **ondas acústicas**.

4.4 REFLEXÃO E REFRAÇÃO DE ONDAS ACÚSTICAS

No contexto dos métodos sísmicos, as ondas sísmicas são produzidas artificialmente, a partir da geração de uma frente de onda em um ponto pre-

determinado (fonte). Portanto, o fenômeno de propagação de ondas é provocado através da injeção brusca de alguma forma de energia (mecânica ou explosiva) na subsuperfície. A transferência dessa energia às camadas da Terra ocorre na forma de perturbações nas partículas das rochas. Por sua vez, a propagação dessas perturbações é determinada pelo avanço da frente de onda, que enfrenta diversos obstáculos. Os obstáculos mais proeminentes são os pontos difratores e as descontinuidades entre as rochas. Os primeiros, que podem ser caracterizados, por exemplo, pela presença de uma falha em subsuperfície, são responsáveis pelo espalhamento de grande parte da energia carregada pela frente de onda. Nesses pontos difratores são geradas as **ondas difratadas**, melhor explicadas pelo importante Princípio de Huygens¹. As descontinuidades entre as camadas rochosas, por conseguinte, são caracterizadas pela superfície que separa duas rochas com propriedades elásticas distintas. Ocorre partição de energia nos pontos dessa interface. Uma parcela da energia incidente é refletida para o meio sobrejacente na forma de **ondas refletidas**; outra parcela é refratada (ou transmitida) para o meio subjacente na forma de **ondas refratadas ou transmitidas**. A Figura 4.2 ilustra a partição de energia numa interface entre dois meios elásticos, homogêneos e isotrópicos, no caso de uma onda plana P incidente. A interface entre os dois meios é sempre designada por refletor, se a reflexão de ondas é o fenômeno estudado, e por refrator, se o fenômeno investigado é a refração.

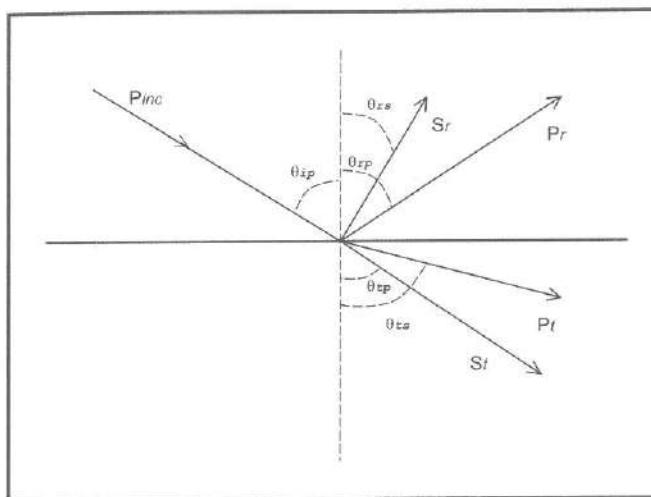


Figura 4.2 - Esquema da partição de energia entre dois meios elásticos separados por uma interface. Uma onda P incidente gera duas ondas refletidas (P_r e S_r) e duas ondas transmitidas (P_t e S_t). A inclinação dos raios transmitidos é função das velocidades.

¹ Princípio de Huygens (físico e matemático holandês): “Cada ponto ao longo de uma frente de onda funciona como uma fonte secundária para a produção de uma nova onda esférica. A tangente (envelope) a essas novas ondas secundárias forma uma nova frente de onda”.

As leis de reflexão e refração são governadas pelo Princípio de Fermat² que, neste caso, é equivalente ao Princípio de Huygens. Ao se assumir uma onda plana P incidente num refletor que separa dois meios acústicos e aplicando os princípios anteriores, permite-se deduzir a lei de reflexão

$$\theta_{ip} = \theta_{rp} \quad (4.3)$$

em que θ_{ip} é o ângulo de incidência da onda P incidente, e θ_{rp} é o ângulo de reflexão da onda P refletida. A lei de refração, mais conhecida na ótica geométrica como Lei de Snell, é expressa por

$$\frac{\sin \theta_{ip}}{V_{P1}} = \frac{\sin \theta_{rp}}{V_{P2}}, \quad (4.4)$$

onde θ_{rp} é o ângulo de refração (transmissão) da onda P refratada e V_p é a velocidade de propagação das ondas compressionais em ambos os meios delimitados pela interface. Para fins práticos, assume-se que o meio subjacente tem velocidade maior que a do meio sobrejacente ($V_{p2} > V_{p1}$). É importante ressaltar que as leis anteriormente citadas são válidas também para uma onda compressional incidente numa interface que separa dois meios elásticos. Ao tratar-se as ondas envolvidas nessa situação, é possível obter a Lei de Snell generalizada

$$\frac{\sin \theta_{ip}}{V_{P1}} = \frac{\sin \theta_{rp}}{V_{P2}} = \frac{\sin \theta_{ip}}{V_{S1}} = \frac{\sin \theta_{rs}}{V_{S2}} = \frac{\sin \theta_{ts}}{V_{S2}}, \quad (4.5)$$

para a qual V_{s1} e V_{s2} são as velocidades de propagação das ondas S nos meios sobrejacente e subjacente ($V_{s2} > V_{s1}$), respectivamente, e a função seno relaciona os ângulos de incidência, reflexão e refração das ondas P e S (veja a Figura 4.2).

A aplicação da Lei de Snell na derivação das equações que governam a geometria dos eventos sísmicos é de fundamental importância. Tais equações auxiliam na interpretação dos dados, conduzindo a uma imediata identificação das principais feições presentes num registro além de fornecerem alguns parâmetros importantes para o projeto adequado da geometria de aquisição dos dados. Por isso, a fim de melhor abordar a geometria dos eventos sísmicos, considera-se individualmente o método sísmico de reflexão e o método sísmico de refração nas duas subseções seguintes. Ambos os métodos têm por fundamento os princípios de reflexão e refração de ondas conforme ilustrado na Figura 4.2 e, como principais objetivos, o mapeamento das interfaces entre as rochas e das velocidades de propagação nos diferentes pacotes rochosos delimitados por aquelas interfaces.

² Princípio de Fermat (matemático francês): "Sejam dois pontos A e B. Uma onda sísmica segue o caminho de tempo mínimo entre todos os caminhos possíveis entre esses dois pontos".

ípicio de
se assu-
ústicos
tão

(4.3)

julo de
ca geo-

(4.4)

veloci-
ditados
locida-
tar que
ssional
ondas

(4.5)

eios so-
aciona
4.2).
gover-
i. Tais
ediata
rreces-
tria de
: even-
ão e o
todos
forme
las in-
paco-

ca segue
".

4.4.1 O método sísmico de reflexão

O método sísmico de reflexão emprega os princípios da ótica geométrica que regem a reflexão de ondas planas incidentes numa superfície refletora. A maneira mais simples de analisar os aspectos geométricos das ondas registradas nesse método é através do modelo esquematizado na Figura 4.3(a). O modelo em questão apresenta uma interface que delimita dois pacotes de rochas com contraste de impedância acústica. Ambas são caracterizadas pela densidade e velocidade das ondas P, cujo produto é definido como **impedância acústica** ($I = \rho V$). É exatamente o contraste de impedância acústica que determina o espalhamento da energia sísmica na forma de reflexão e refração de ondas elásticas.

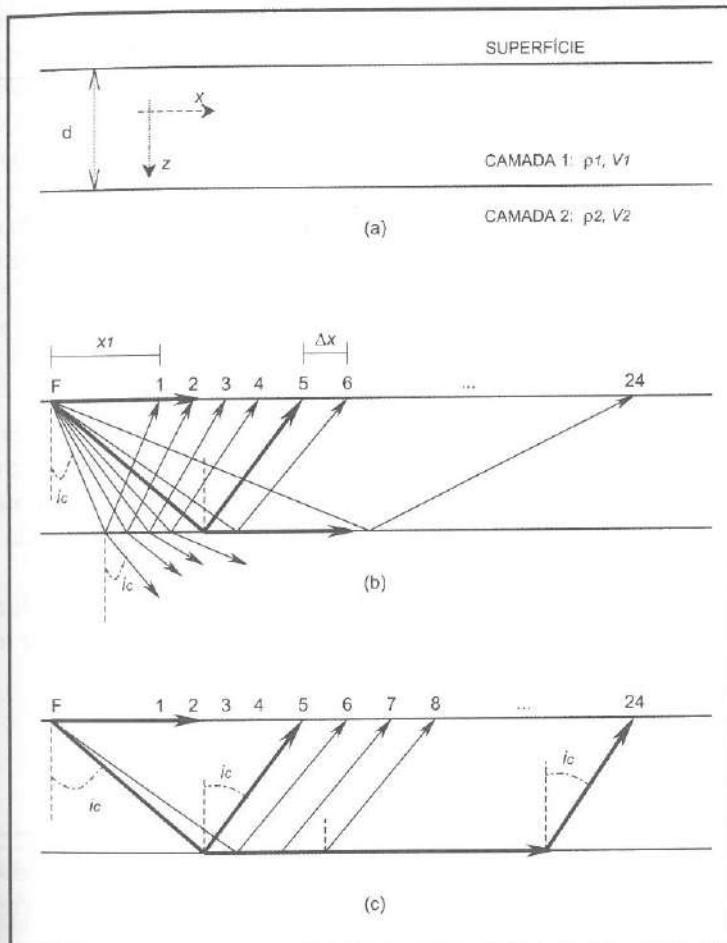


Figura 4.3 - Análise da geometria dos eventos sísmicos para o caso de um modelo de uma camada plana-horizontal: (a) modelo; b) ondas diretas e refletidas; (c) ondas diretas e refração total. Por simplicidade, é assumido $V2 > V1$.

Considere a Figura 4.3(b), onde uma fonte é posicionada no ponto F. Ondas acústicas são injetadas no solo a partir desse ponto, através da liberação brusca de alguma forma de energia mecânica ou explosiva. Conforme mencionado anteriormente, uma parte dessas ondas sofre reflexão ao atingirem o refletor que delimita os dois pacotes rochosos em questão. Quando retornam à superfície, as ondas refletidas são captadas por receptores conectados a uma unidade central de registro denominada sismógrafo. Na aquisição de dados terrestres esses receptores são conhecidos por geofones e, em operações de aquisição de dados marítimos, chamam-se hidrofones.

Ainda observando a Figura 4.3(b), nota-se que as ondas incidentes sofrem refração total a partir de um ângulo definido como **ângulo de incidência crítico** (i_c). A caracterização desse ponto permite identificar o início das **refrações críticas** (refrações para ângulos de incidência maiores que o ângulo crítico), e delimita as **reflexões subcríticas** e **supercríticas** (reflexões associadas a ângulos de incidência menores e maiores, respectivamente, que o ângulo crítico). Na prática, os arranjos fonte-receptores são projetados para detalhar o registro das reflexões na região subcrítica. As ondas diretas, no entanto, também estarão presentes no registro. Esses eventos caracterizam-se pela onda que se propaga diretamente da fonte até o receptor, e cuja expressão matemática é

$$t_d = \frac{x}{V_1} \quad (4.6)$$

A equação anterior define uma reta que passa pela origem do plano cartesiano (x, t). O eixo horizontal x define o eixo dos afastamentos (*offsets*), e o eixo vertical t caracteriza os tempos de percurso. Assim, na equação (4.6), x é a distância entre a fonte e o receptor, e t_d é o tempo de percurso da onda direta medido no receptor.

Por outro lado, isolando-se um dos raios³ refletidos, deduz-se facilmente que o tempo de percurso desde a fonte até um dado receptor será expresso por

$$t_r^2 = t_0^2 + \left(\frac{x}{V_1} \right)^2, \quad (4.7)$$

na qual $t_0 = 2d/V_1$ é o tempo duplo para incidência normal, e d é a espessura da camada que compõe o modelo em análise. É possível concluir, após um rearran-

³ Raios são entidades matemáticas. Em outras palavras, são curvas que satisfazem um sistema de equações diferenciais. Os raios são empregados na simulação da propagação de ondas elásticas. Em materiais homogêneos e isotrópicos, os raios são ortogonais às frentes de onda que, por sua vez, são superfícies esféricas.

jo dos termos, que a expressão (4.7) é a equação de uma hipérbole. Apenas um dos ramos dessa curva será observado no registro de campo quando do emprego da geometria de aquisição *end-on* estipulada na Figura 4.3(b). A geometria em que a fonte se posiciona simetricamente em relação aos receptores (*split spread*) conduziria ao mapeamento do ramo negativo da hipérbole de reflexão representada por (4.7). Essa peculiaridade fica mais clara quando se analisa a Figura 4.4.

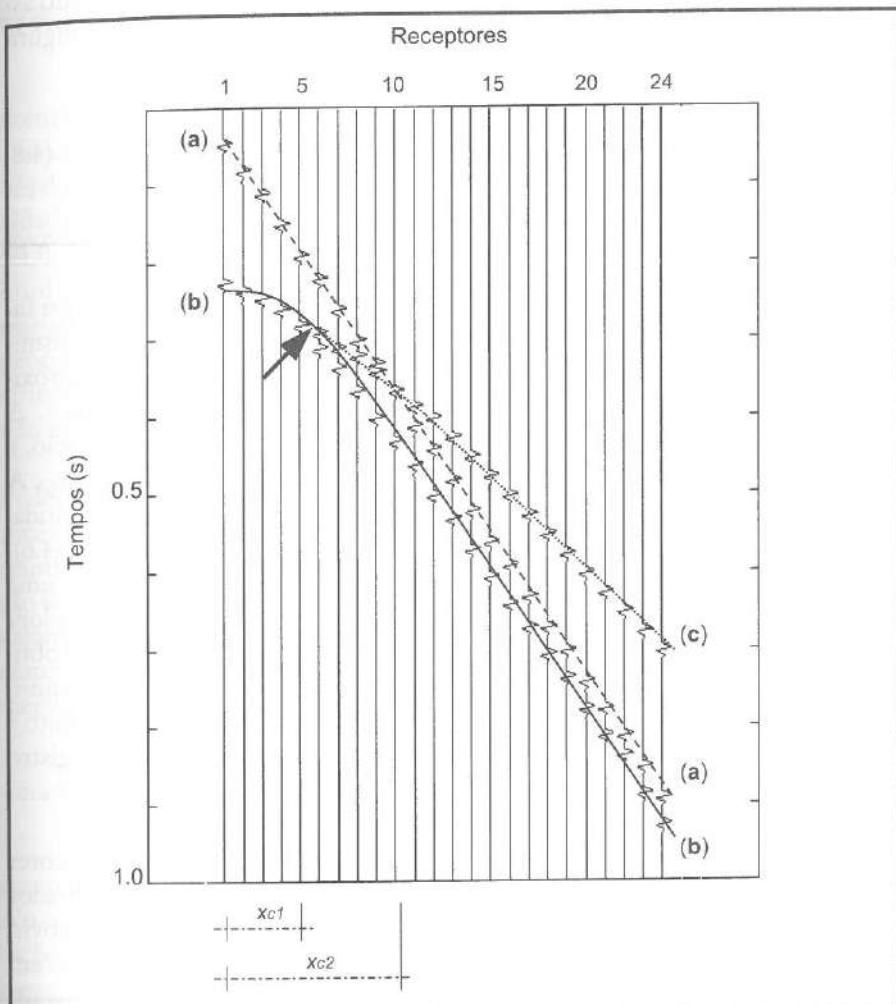


Figura 4.4 - Uma família de tiro comum (*common shot gather*) para o modelo da Figura 4.3(a), sem nenhum tipo de ruído. Na ilustração, (a) denota a onda direta (linha tracejada), (b) a onda refletida (linha cheia), e (c) a onda para refração total (linha pontilhada). As distâncias críticas x_{c1} e x_{c2} determinam o início das refrações (também indicado pela seta) e o ponto a partir do qual esses eventos são registrados antes das ondas diretas, respectivamente.

4.4.2 O método sísmico de refração

As ondas acústicas associadas à refração total são usadas no método sísmico de refração. Conforme pode ser observado na Figura 4.3(c), tais ondas viajam no meio subjacente (portanto com velocidade V_2) imediatamente abaixo da interface refletora. Nessas circunstâncias, a Lei de Snell reproduzida na equação (4.4) reduz-se a $\sin i_c = V_1/V_2$. Ao isolar-se o raio associado à onda refratada, aquele que une a fonte F e o receptor 6 (Figura 4.3(c)), o tempo de percurso para essa onda tem a seguinte expressão:

$$t_{refr} = t_i + \frac{x}{V_2}, \quad (4.8)$$

onde $t_i = (2d/V_1) \cos i_c$ é definido como tempo de interseção (*intercept time*), coeficiente linear da reta expressa em (4.8).

Na Figura 4.4 observa-se um registro de campo hipotético ou **família de tiro comum** (*common shot gather*). Ele é composto pelos traços sísmicos registrados em cada estação receptora. Em dados reais obter-se-ia aproximadamente a mesma configuração dos eventos anteriormente tratados. A onda direta possui um comportamento assintótico à hipérbole de reflexão, e intercepta a onda associada à refração total (*head wave*) a uma distância x_{c2} . A princípio, pode-se estimar $1/V_1$ diretamente do gráfico $x-t$, pois essa quantidade define o coeficiente angular da reta que representa as ondas diretas em (4.6). O evento associado às refrações totais é tangente à hipérbole de reflexão a uma distância x_{c1} . Nesse caso seria possível a determinação de $1/V_2$ após o prolongamento da reta até o eixo dos tempos, onde o tempo de interseção t_i seria obtido. As distâncias x_{c1} e x_{c2} são parâmetros levados em conta quando da aquisição dos dados. Por exemplo: o posicionamento dos receptores deve ser feito a uma distância x_r a partir da fonte, tal que $x_r > x_{c2}$ para a obtenção do registro das refrações totais. A distância x_{c1} determina o ponto de incidência crítica no refletor; a partir desse ponto as chamadas *head waves* são geradas.

Considerando uma ampla distribuição espacial dos receptores para o modelo anterior de uma camada plana, os eventos sísmicos analisados sempre estarão presentes nas famílias de tiro comum. No entanto, é óbvio que, em função da complexidade estrutural e estratigráfica dos depósitos em bacias sedimentares e da influência da topografia de superfície, os eventos sísmicos se apresentarão relativamente deformados nos registros. Exemplificando: a presença de camadas inclinadas e/ou falhamentos provocam alterações na geometria dos eventos de reflexão; um contraste local muito alto na impedância acústica pode provocar o desaparecimento de refletores subjacentes (zona de sombra); ou, ao contrário, e mais comum na prática, um con-

traste local muito baixo na impedância acústica pode tornar impossível a identificação de um refletor de interesse. Assim, a interpretação visual desses eventos no conjunto de traços sísmicos conhecido por família CDP (*common depth point*, veja a definição a seguir) pode ser útil em determinadas etapas do processamento de dados sísmicos de reflexão.

4.5 PROCESSAMENTO DOS DADOS

Neste segmento trata-se dos princípios básicos do processamento dos dados. Urge porém ressaltar alguns pontos. Primeiro, o processamento dos dados sísmicos de reflexão será referenciado sempre através do termo processamento dos dados. Segundo, por questões de simplicidade, focalizar-se-ão as etapas básicas do processamento bidimensional (2D). A extensão desses procedimentos para o caso tridimensional não implica nenhuma perda de generalidade. No caso 3D, onde as estações de trabalho (*workstations*) predominam, alguns procedimentos usados no processamento tornam-se mais sofisticados, e outros conceitos mais específicos são empregados, como o termo volume sísmico. Por último, mas não menos importante, as rochas são consideradas meios acústicos.

A seção sísmica é o produto final do processamento dos dados. Pode-se defini-la como o mapeamento em tempo das feições geológicas da superfície ao longo de um perfil (linha sísmica). A estimativa das impedâncias acústicas dos principais pacotes rochosos ao longo desse perfil, através da aplicação de técnicas de inversão, é um subproduto do processamento dos dados. No entanto, para execução do processamento, é necessário conhecer os parâmetros empregados na aquisição dos dados. De maior importância ainda é o conhecimento da técnica CDP, sobre a qual está fundamentado todo o processamento.

4.5.1 Aquisição dos dados: a técnica CDP

As operações de campo para aquisição dos dados sísmicos seguem determinados procedimentos que são executados pela equipe sísmica. No caso de aquisição terrestre, a demarcação dos pontos de tiro (PT) e das estações receptoras ao longo da linha sísmica é a primeira etapa para a execução da aquisição dos dados. Em seguida, efetua-se o posicionamento do sistema de registro (sismógrafo, cabos e receptores); cada estação receptora corresponde a um arranjo de receptores que se conecta ao sismógrafo através de um canal de registro. Um traço sísmico na família de tiro comum representa, na realidade, a resposta de um conjunto de receptores às vibrações que chegam na superfície. Ocorre que determinados eventos indesejáveis sempre estarão presentes nesses registros. Minimizar a presença dessa energia indesejável (ruído)

dos), a qual interfere destrutivamente com o sinal⁴, é tarefa a ser executada durante a aquisição dentro de um procedimento de controle de qualidade dos dados. Com essa finalidade, os sismógrafos fornecem a opção de filtragem de ruídos incoerentes ou aleatórios através dos chamados filtros digitais. Nota-se atualmente que a filtragem dos ruídos está sendo realizada durante o processamento dos dados e não mais na etapa de aquisição.

O processo de filtragem digital é muito simples, e visa ao registro⁵ dos dados dentro de uma banda de freqüências diferente daquela em que os ruídos incoerentes se encontram. Um filtro corta-baixa, por exemplo, elimina todas as freqüências do traço sísmico abaixo de uma freqüência de corte estipulada. Os arranjos de receptores, por outro lado, constituem os filtros espaciais, e têm a finalidade de atenuar as ondas superficiais (ruídos coerentes) e amplificar a componente vertical das vibrações que chegam à superfície. Na prática, se n é o número de receptores que forma o arranjo, obtém-se uma melhoria da qualidade da razão sinal-ruído por um fator \sqrt{n} .

A geometria para aquisição dos dados obedece a um padrão predefinido. A finalidade é registrar as informações de um mesmo ponto no horizonte refletor conforme estabelece a técnica CDP. Para tal, após o registro de uma família de tiro comum, a fonte sofre um deslocamento constante até o PT seguinte. O registro é então executado para um novo grupo de estações receptoras, preestabelecido pela geometria de aquisição. Esse procedimento é ilustrado na Figura 4.5 para o caso de 3 fontes e 11 estações receptoras. Observa-se nesta figura que alguns pontos do refletor foram amostrados mais de uma vez, o que é conhecido como **cobertura múltipla** da técnica CDP. Cada um desses pontos encontra-se na mediana entre a fonte e um receptor, razão pela qual são conhecidos por CMP (*common midpoint*). Em consequência, um CMP corresponde a um CDP no caso de camadas planas horizontais. Apesar dessa situação não representar a realidade na maioria dos casos práticos por causa da presença de refletores inclinados, trata-se de uma aproximação assumida ao longo do processamento dos dados.

A principal vantagem da redundância da técnica CDP na amostragem dos pontos de um refletor é a melhoria da razão sinal-ruído. Esse ponto se tornará mais claro a seguir, onde se caracterizam as etapas básicas do processamento dos dados.

⁴ As reflexões são os sinais desejados; os eventos que interferem de forma destrutiva com o sinal são chamados de ruídos. Classificam-se em **ruídos coerentes** (possuem uma lei de formação) e **ruídos incoerentes** (apresentam-se de forma aleatória no registro, pois não possuem nenhuma lei de formação).

⁵ O traço sísmico é registrado através da digitalização dos eventos que chegam aos receptores. As amplitudes são amostradas a intervalos de tempo constantes denominados **intervalo de amostragem**. O valor padrão para o intervalo de amostragem é 1 milissegundo [ms]. Define-se $f_N = 1/(2\Delta t)$, freqüência de Nyquist, como sendo a freqüência máxima a ser encontrada no traço sísmico após o registro dos dados.

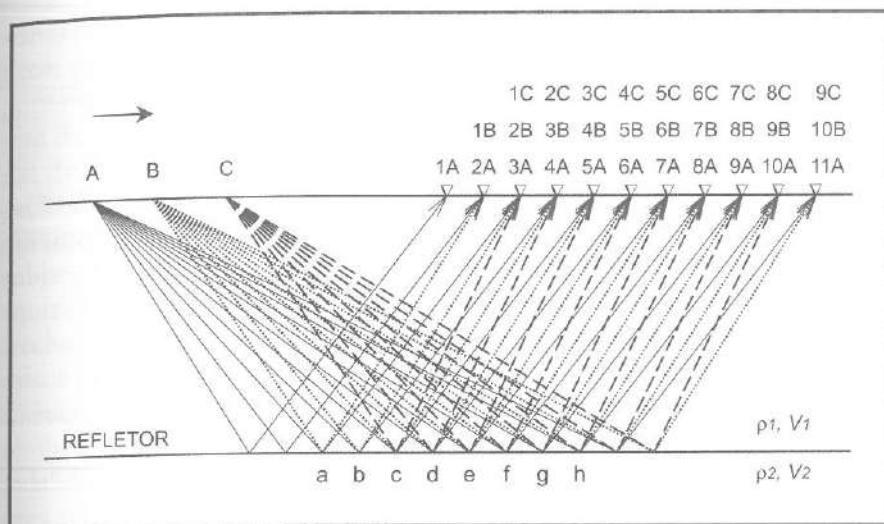


Figura 4.5 - A multiplicidade da amostragem na técnica CDP. Alguns pontos ao longo do refletor são iluminados mais de uma vez. O ponto "a", por exemplo, foi amostrado pela estação receptora 3 quando a fonte se encontrava em "A", e pela estação receptora 1 quando a fonte estava em "B". A seta indica o sentido de deslocamento da fonte.

4.5.2 Fluxograma do processamento

Conforme mencionado anteriormente, a seção sísmica é o produto final do processamento dos dados. Trata-se de uma imagem das feições geológicas em subsuperfície obtida após a aplicação de várias metodologias, cuja seqüência básica pode ser observada na Figura 4.6.

As etapas de edição, ordenação em famílias CDP, correções estáticas, análise de velocidades, correções de NMO, empilhamento e migração, nesta ordem, formam o núcleo do processamento dos dados. A definição e os objetivos de cada etapa são descritos, a seguir, de forma resumida, e podem ser encontrados de forma mais detalhada no livro de Yilmaz (1988).

Edição: É a etapa em que os dados são preparados para o processamento propriamente dito. A finalidade principal é analisar os dados, eliminando os traços muito ruidosos e aqueles danificados por problemas instrumentais. Para tal, empregam-se formas automáticas de edição, como o critério de amplitudes anômalas. A gravação da geometria de aquisição nos *headers* dos traços sísmicos é outro importante procedimento executado nessa fase, pois os demais módulos do processamento não serão capazes de seguir adiante sem a informação da geometria de tiros nos traços.



Figura 4.6 - Processamento dos dados sísmicos: fluxograma básico.

Ordenação em famílias CDP: Os registros selecionados na etapa de edição, e que agora possuem a informação da geometria de aquisição gravada nos *headers*, sofrem uma ordenação. Os dados podem ser ordenados de várias maneiras, mas a ordenação CDP é a mais utilizada. O objetivo é agrupar os dados em famílias CDP uma vez que todo o processamento tem por base a técnica CDP. Ao final da ordenação, cada grupo de traços assim composto contém informações (reflexões) de um mesmo ponto (CMP – ponto médio) dos refletores iluminados pela geometria de aquisição. A visualização de uma família CDP revela que os eventos sísmicos apresentam a mesma geometria observada nas famílias de tiro comum da Figura 4.4.

Correções estáticas: Visam a corrigir os deslocamentos verticais nos traços sísmicos provocados principalmente pelas camadas de intemperismo. Essas

zonas próximas à superfície são constituídas por materiais muito heterogêneos; podem ser consideravelmente espessas em regiões tropicais e são responsáveis pela geração de várias formas de ruídos (*ground-roll*) que interferem de forma destrutiva com as reflexões. Também são conhecidas por **zonas de baixa velocidade (ZBV)**, uma vez que possuem velocidade de propagação de ondas P muito baixa. As ondas geradas nessa camada sofrem atrasos durante a propagação, provocando erros de posicionamento dos refletores subjacentes à ZBV. As correções estáticas podem ser determinadas a partir da aquisição de dados de sísmica de refração rasa executada em determinados trechos da linha sísmica; ou, de forma menos onerosa, a partir dos traços sísmicos mais próximos da fonte nos registros de reflexão. Para eliminar a influência da zona de intemperismo, cada traço CDP recebe uma correção em tempo. Esse procedimento é executado como se a ZBV estivesse sendo “retirada” fisicamente da região onde os dados foram registrados, e em relação a uma superfície de referência (*datum*).

Análise de velocidades e Correções de NMO: Conforme visto anteriormente, os traços sísmicos que compõem uma família CDP representam, na verdade, informações acerca de um ponto ao longo de um mesmo refletor. O objetivo é gerar um único traço sísmico a partir desses dados, o qual posteriormente comporá a seção sísmica. Em consequência, as hipérboles de reflexão presentes nas famílias CDP devem ser corrigidas em relação ao tempo t_0 (correções de *normal move-out*). Ou seja, as posições das reflexões em relação a t_0 existentes nos traços mais afastados precisam ser corrigidas, a fim de que cada reflexão encontre coerência traço a traço. E isso só é possível quando a função velocidade inerente ao grupo de traços CDP é conhecida.

A etapa de análise de velocidades tem por objetivo estimar a função velocidade para empilhamento dos dados. As velocidades de empilhamento (V_{NMO}) são determinadas de maneiras distintas, conforme o ambiente de aquisição dos dados. É comum, no caso terrestre, executar a análise de velocidades para vários CDP's estrategicamente escolhidos. Um intervalo de trabalho e um incremento para as velocidades são adotados. O incremento é aplicado ao CDP a partir do valor inicial do intervalo escolhido até o valor final, executando-se as correções de NMO conforme a equação $\Delta t_n = t_r - t_0$. O tempo de reflexão t_r é calculado através de (4.7) e t_0 é extraído diretamente do CDP. A visualização lado a lado dos vários CDP's originados ao longo desses procedimentos fornece a posição em tempo das reflexões alinhadas na horizontal. Gráficos das velocidades de empilhamento em função do tempo são construídos para os CDP escolhidos. Esses dados são empregados para execução de interpolações para as velocidades entre CDP's intermediários.

Empilhamento: É uma operação simples executada depois da aplicação das correções estáticas e das correções de NMO. O somatório de um grupo de

lição, e
'leaders,
as, mas
famílias
o final
s (refle-
los pela
s even-
iro co-

traços
. Essas

traços CDP é executado respeitando-se as posições das amostras em tempo. Um único traço sísmico é gerado para cada CDP empregado. Os traços resultantes comporão a seção sísmica bruta, isto é, a seção sísmica sem as correções devido às inclinações dos refletores em subsuperfície. No entanto, procedimentos mais sofisticados como migração pré-empilhamento (veja item a seguir) são capazes de, após o empilhamento propriamente dito, gerar seções sísmicas com os refletores mais corretamente posicionados em subsuperfície. A atenuação dos ruídos incoerentes pelas interferências destrutivas representa uma vantagem do empilhamento CDP. Eventos que possuem coerência nos traços laterais têm a amplitude reforçada após o empilhamento; os eventos incoerentes são atenuados. As múltiplas⁶, principalmente as causadas pela lámina d'água em dados marítimos, são parcialmente atenuadas com o empilhamento. A melhoria da razão sinal-ruído é evidente, mas uma parcela significativa das amplitudes das reflexões é destruída face a uma estimativa pobre das velocidades de NMO.

Migração: Os traços sísmicos gerados após o empilhamento podem ser imaginados como se fonte e receptores de uma família CDP estivessem posicionados num mesmo ponto na superfície. As reflexões contidas nesses traços estão, a princípio, associadas a uma propagação puramente vertical no caso de superfície e refletores horizontais, e a seção sísmica assim gerada teria o nome próprio de seção sísmica zero-offset (afastamento nulo). No entanto, a posição temporal das reflexões na seção sísmica deve ser corrigida em virtude da presença de camadas inclinadas em subsuperfície. A migração dos dados é o procedimento que corrige os efeitos das feições geológicas (inclinação de camadas, falhas, sinclinais, etc.) no posicionamento das reflexões mapeadas na seção sísmica não-migrada (seção sísmica bruta). A seção sísmica final migrada é o produto da migração, e denota uma imagem mais real das feições geológicas em subsuperfície.

Deve-se salientar nesse ponto que os fundamentos matemáticos da migração são complexos. Em síntese, o método visa ao colapso das difrações em um ponto (ápice da hipérbole de difração) que, teoricamente, pertence a um dado refletor. O processo requer o prévio conhecimento da distribuição das velocidades nas rochas, fato que representa um sério problema em regiões inexploradas ou estruturalmente complexas. Com o intuito de contornar tais situações, opta-se pelo emprego do processo de migração pré-empilhamento. Embora consuma bastante tempo de computação, trata-se de um procedimento capaz de fornecer seções sísmicas com os refletores mais corretamente posicionados em subsuperfície, e pode ser executado tanto em tempo como em profundidade.

⁶ A múltiplas são uma classe de ruídos coerentes que possuem a mesma forma hiperbólica das reflexões. Em dados marítimos, é importante diferenciar a múltipla do fundo do mar e a reflexão do fundo do mar. Basicamente, o NMO da múltipla é maior que o da reflexão, o que fica bem evidente numa família CDP quando há traços com grandes afastamentos fonte-receptores.

Pode-se enumerar outros módulos de programas aplicados no processamento dos dados. Dentre os mais importantes, temos: deconvolução preditiva, correção de amplitudes por divergência esférica e por dispersão, filtros de velocidade, correções estáticas residuais, correções DMO (*dip moveout correction*), MZO (*migration to zero-offset*), etc. O momento de aplicação desses e de outros módulos varia conforme a experiência dos geofísicos que processam os dados e os objetivos geológicos perseguidos pelos intérpretes. O intercâmbio de informações entre os dois grupos é crucial para se obter uma interpretação mais fidedigna das feições geológicas e da distribuição dos sedimentos em subsuperfície. Uma tendência também observada na prática é a execução de algum processamento pelo próprio intérprete.

A interpretação das feições presentes na seção sísmica final é a etapa seguinte ao processamento. Nesse contexto, destaca-se a disciplina de Estratigrafia Sísmica ou Sismo-estratigrafia, cujo objetivo é extrair informações estratigráficas dos dados sísmicos (vide Capítulo 5 neste livro). É um fato, portanto, que a seção sísmica deve ser bem preparada para a interpretação, de forma a possuir ruídos atenuados e ambigüidades minimizadas. Ou seja, deve-se gerar uma seção sísmica o mais fidedigna possível, principalmente em termos de preservação das amplitudes relativas e do correto posicionamento espacial dos refletores. Em outras palavras, a seção sísmica final mal processada pode conter muitos eventos que não são representativos de variações de impedâncias acústicas. Por exemplo, citam-se as múltiplas do fundo do mar, uma forma de ruído coerente de difícil remoção durante o processamento, quando a reflexão primária e a múltipla estão próximas e não foram usados afastamentos entre fontes e receptores suficientes para separá-los. No caso de lámina d'água profunda, as múltiplas são facilmente identificadas e removidas da seção sísmica durante o processamento. Ao mesmo tempo, inúmeras outras informações, além das geológicas, precisam ser integradas ao longo da interpretação, como dados de perfilação de poços e de análise de testemunhos. A princípio, até a maneira de apresentar a imagem sísmica pode conduzir a uma boa interpretação: a forma do traço sísmico pode ser modificada a fim de enfatizar aspectos estratigráficos, e o emprego dos atributos do traço sísmico complexo auxiliam na identificação de feições estratigráficas. Adicionalmente, os limites de resolução do método sísmico devem ser levados em conta durante a interpretação. Este último tópico é abordado a seguir.

4.6 RESOLUÇÃO SÍSMICA

A fim de que as feições inferidas numa seção sísmica sejam representativas dos sedimentos em subsuperfície, a minimização dos ruídos e da distorções nos dados torna-se um imperativo. Isso implica a execução de um bom

controle de qualidade quando do registro dos dados e de um criterioso processamento. De uma forma geral, assumindo uma resposta sísmica relativamente livre de ruídos, o conteúdo de freqüências da assinatura da fonte⁷ é, aproximadamente, a quantidade que limita os detalhes identificados numa seção sísmica. Nesse contexto, o termo **resolução** é empregado muitas vezes como sendo a capacidade de enxergar os detalhes de uma imagem. Quanto maior o grau de detalhes dessa imagem, maior é a resolução. Esse conceito pode ser estendido à sísmica, pois a seção sísmica representa uma imagem da subsuperfície ao longo da linha sísmica. De acordo com o esquema da Figura 4.7, observa-se que alguns métodos de investigação empregados na sísmica possuem maior resolução que a própria sísmica convencional.

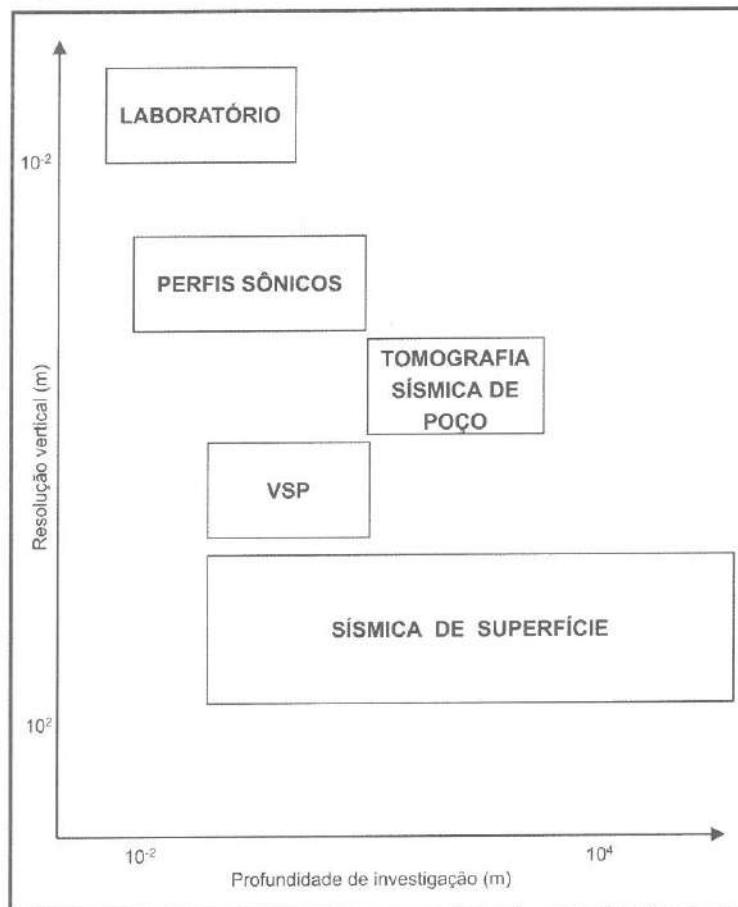


Figura 4.7 - Limites aproximados dos métodos de investigação da subsuperfície terrestre.

⁷ Assinatura da fonte é a forma do sinal injetado no solo pela fonte. Cada fonte é caracterizada por uma assinatura; possui espectros de freqüência e fase próprios. *Wavelet* e *pulso sísmico* são outros nomes usualmente empregados para assinatura da fonte.

oso processamento aproximadamente sismica, sendo a o grau de estendido à e ao longo -se que alor resolu-

Deve-se tratar resolução sísmica em duas dimensões: **resolução sísmica vertical e resolução sísmica horizontal**. Fala-se em resolução sísmica vertical quando o interesse é o de identificar, na dimensão vertical, feições estratigráficas (camadas) delgadas na seção sísmica. Em consequência, duas reflexões são consideradas: topo e base de uma camada delgada. Por outro lado, quando se trata de resolução sísmica horizontal, está-se referindo à capacidade de identificar, com um certo grau de clareza, descontinuidades ao longo dos refletores. A maneira direta de identificar que quantidade física influencia na resolução sísmica é através da equação fundamental do movimento ondulatório, $V = \lambda_{\text{wav}} f$. A partir dessa relação, observa-se que a resolução sísmica é função do comprimento de onda da *wavelet*, λ_{wav} , pois a velocidade V e a freqüência f são quantidades facilmente extraídas dos dados. Trabalhos anteriores (Widess, 1973) mostram que $1/8 \lambda_{\text{wav}}$ e $1/4 \lambda_{\text{wav}}$ são valores práticos para a resolução sísmica, a serem usados ao longo da interpretação dos dados (embora outros critérios sejam também empregados, como $1/2 \lambda_{\text{wav}}$). E esse intervalo é válido tanto para resolução vertical como horizontal, considerando feições geológicas simples e razão sinal-ruído alta.

4.6.1 Resolução sísmica vertical

Para que um único evento na seção sísmica caracterize a reflexão de uma interface, é necessário que o pulso sísmico seja um sinal transiente. Ou seja: a *wavelet* deve possuir curta duração temporal (ou comprimento de onda pequeno), o que implica o emprego de uma fonte sísmica rica em altas freqüências. De imediato torna-se possível apontar a mais importante das limitações da sísmica no que se refere à resolução dos dados: as camadas rochosas atenuam as altas freqüências emitidas pela fonte. As maiores freqüências⁸ podem ser notadas na parte superior da seção sísmica, enquanto os eventos localizados na parte inferior são caracterizados por baixas freqüências. Comumente se diz que a Terra trabalha como um filtro corta-altas. Esse fato permite determinar a espessura de camadas rochosas identificáveis na seção sísmica. Uma vez que as rochas mais profundas estão sujeitas a pressões litológicas maiores, percebe-se que o aumento das velocidades com a profundidade é comum. Então, ao se adotar $f = 50 \text{ Hz}$, $V = 2.000 \text{ m/s}$ e o limite de resolução vertical de $1/4 \lambda_{\text{wav}}$ para um refletor raso, camadas a partir de 10 m de espessura poderão ser resolvidas na seção sísmica. Para um refletor mais profundo, no entanto, assumindo $f = 15 \text{ Hz}$, $V = 4.500 \text{ m/s}$ e o mesmo limite de resolução, camadas a partir de 75 m de espessura serão resolvidas na se-

⁸ O intervalo de freqüências dentro do qual a sísmica de exploração se encontra é da ordem de Hertz [Hz]. Por exemplo: 125 Hz seria a máxima freqüência (freqüência de Nyquist) contida em um traço sísmico, para intervalo de amostragem igual a 4 ms.

ção sísmica. A limitação do método sísmico torna-se evidente a partir do exemplo anterior, pois muitas feições estratigráficas importantes e muitos reservatórios de hidrocarbonetos são mais delgados que o limite de resolução imposto a grandes profundidades. Emery & Myers (1996) ilustram essa peculiaridade, comparando o comprimento de uma senóide (frequência dominante de 30 Hz, num meio com velocidade igual a 2.000 m/s) com a altura do Big Ben, em Londres.

Modelagem de dados também é um procedimento amplamente empregado para auxiliar a interpretação das feições na seção sísmica. A construção de sismogramas sintéticos, por exemplo, é uma ferramenta capaz de avaliar o limite de resolução dos dados. Perfis de poços (sônico e densidade) são os dados de entrada. Uma seqüência de interfaces é interpretada nesses perfis, a qual é usada para construir a função refletividade através da expre-

$$R = \frac{A_r}{A_0} = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1}, \quad (4.9)$$

são do coeficiente de reflexão para incidência normal de uma onda P num refletor entre dois meios acústicos,

onde A_r é a amplitude da onda refletida, A_0 é a amplitude da onda incidente, e $I_1 = \rho_1 V_1$ e $I_2 = \rho_2 V_2$ correspondem à impedância acústica das camadas superior e inferior, respectivamente, como definido no item 4.4.1. A função refletividade é calculada de forma que cada amostra temporal possui um valor do coeficiente de reflexão para incidência normal. O traço sísmico (sismograma) sintético é construído por meio de convolução⁹; mediante a comparação do perfil de impedância acústica com os sismogramas sintéticos é possível identificar o limite de resolução vertical dos dados em análise.

O processo de convolução, ilustrado na Figura 4.8, requer o prévio conhecimento do pulso sísmico. Na prática, várias metodologias conduzem a uma estimativa desse sinal a partir dos dados. Em geral, adota-se uma *wavelet* com espectro de amplitude médio dentre todas aquelas contidas nos dados, ou, com mais frequência, opta-se por uma *wavelet*¹⁰ que possua amplitude dominante em relação às outras.

⁹ A convolução é um processo matemático que simula um traço sísmico. Fisicamente, representa a superposição de um sinal (*wavelet*) sobre outro (refletividade), sendo que este último funciona como um filtro linear. O processo inverso (recuperação da refletividade) chama-se **deconvolução**.

¹⁰ Uma *wavelet* é dita de fase mínima quando as maiores amplitudes podem ser observadas na sua porção inicial; para uma simetria na distribuição das amplitudes, a *wavelet* é dita de fase zero. Os pulsos sísmicos são, em geral, de fase mínima.

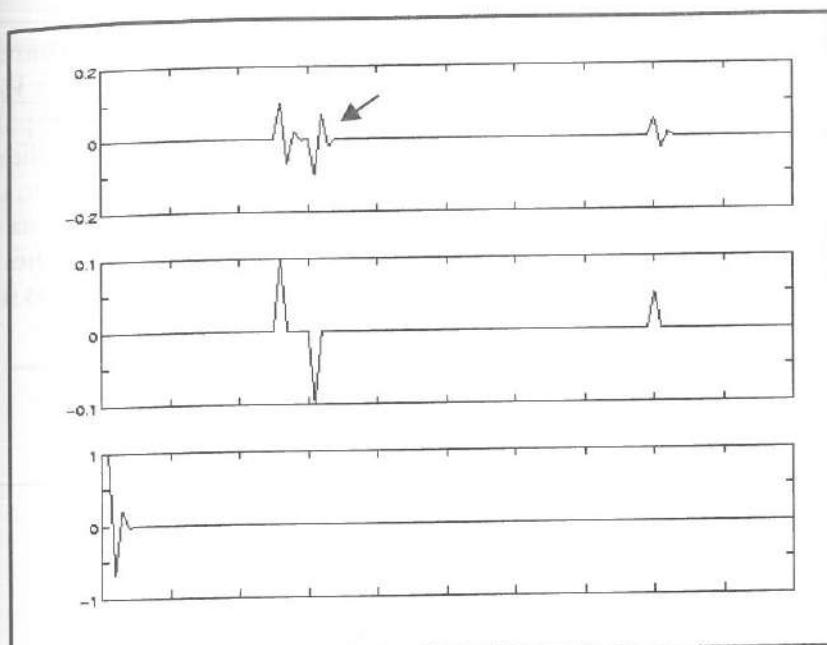


Figura 4.8 - Construção de um traço sísmico sintético usando convolução. A wavelet (em baixo) é convolvida com a função refletividade (ao centro) produzindo o sismograma sintético (no topo). Coeficiente de reflexão negativo implica em mudança de polaridade da wavelet, o que é mostrado pela seta no sismograma sintético.

Fato é que muitas reflexões são composições de duas ou mais reflexões de interfaces individuais, e esse fenômeno também pode ser observado por meio da convolução. O modelo em cunha permite a introdução dos conceitos de **camada delgada** (*thin bed*) e **camada espessa** (*thick bed*), à luz do limite de resolução vertical $1/4 \lambda_{\text{wav}}$ e empregando o modelo convolucionar (Sheriff, 1977). Quando a espessura bruta de um pacote de camadas delgadas for menor que $1/4 \lambda_{\text{wav}}$, depara-se com uma situação de camada delgada. Em contrapartida, define-se camada espessa quando a espessura bruta do pacote de camadas delgadas exceder $1/4 \lambda_{\text{wav}}$. Cada uma dessas situações produz efeitos distintos na seção sísmica. O limite de resolução $1/4 \lambda_{\text{wav}}$ define o ponto no qual as reflexões do topo e da base do pacote de camadas delgadas são formadas por interferências construtivas. Quando esse pacote de camadas delgadas encontra-se entre duas rochas, tal que $V_1 < V_2 < V_3$ (V_2 é a velocidade média do pacote em cunha), as reflexões se compõem por interferências destrutivas. Essa situação está ilustrada na Figura 4.9. Nota-se nos traços sísmicos um decréscimo das amplitudes, que é mínima no limite de resolução; a

partir desse ponto, as amplitudes aumentam. De outra forma, nas circunstâncias em que as camadas do modelo em cunha possuem $V_1 < V_2 > V_3$ e $V_1 = V_3$, conforme o esboço na Figura 4.10, as interferências construtivas do pulso sísmico no ponto do limite de resolução vertical produzem uma amplitude máxima. Esse fenômeno é conhecido como *tuning*, comumente encontrado em geofísica de reservatórios. A forma do pulso sísmico modifica-se na região de camada delgada transformando-se na derivada do sinal. Os limites de resolução vertical anteriores também são válidos para feições geológicas simples como rejeito de falhas normais (veja a Figura 4.11).

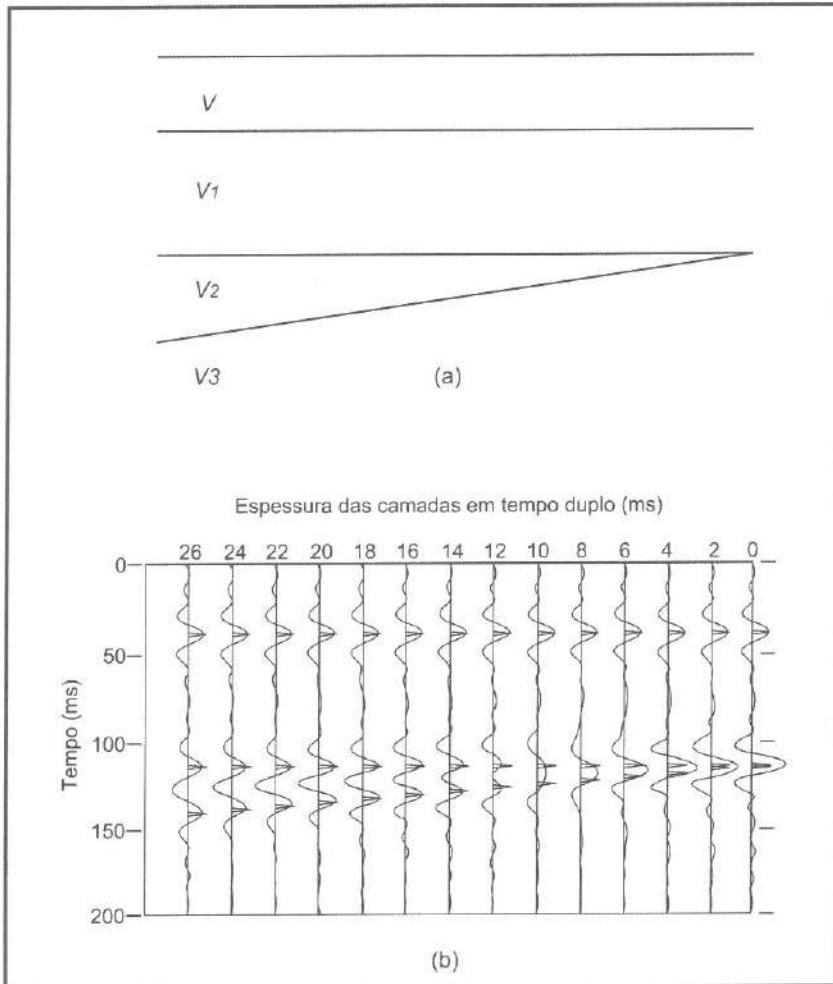


Figura 4.9 - Modelo em cunha: ($V < V_1 < V_2 < V_3$). Modelo geológico em (a); resposta sísmica em (b). O traço sísmico em 12 ms corresponde ao limite de resolução $1/4 \lambda_{\text{wav}}$. Modificado de Sheriff e Geldart (1995).

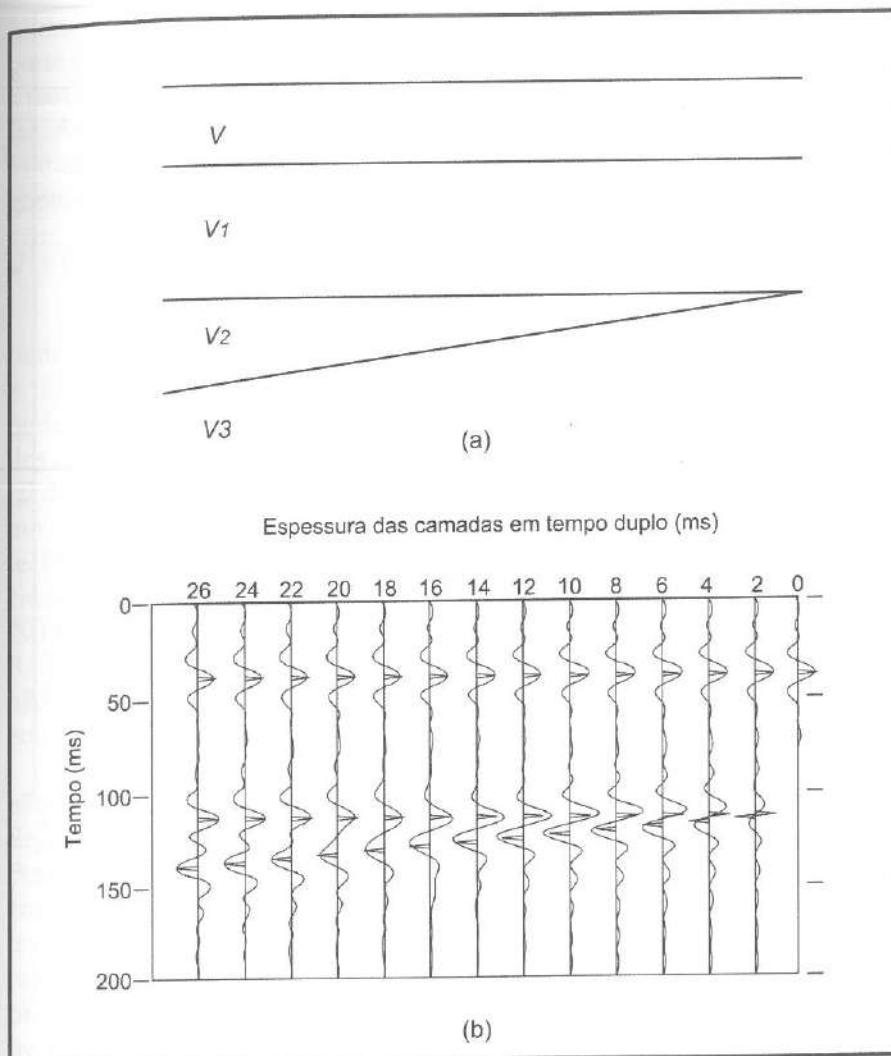


Figura 4.10 - Modelo em cunha: ($V_1 < V_2 > V_3$, $V < V_1 = V_3$). Modelo geológico em (a); resposta sísmica em (b). O traço sísmico em 12 ms corresponde ao limite de resolução $1/4 \lambda_{\text{wav}}$. Modificado de Sheriff e Geldart (1995).

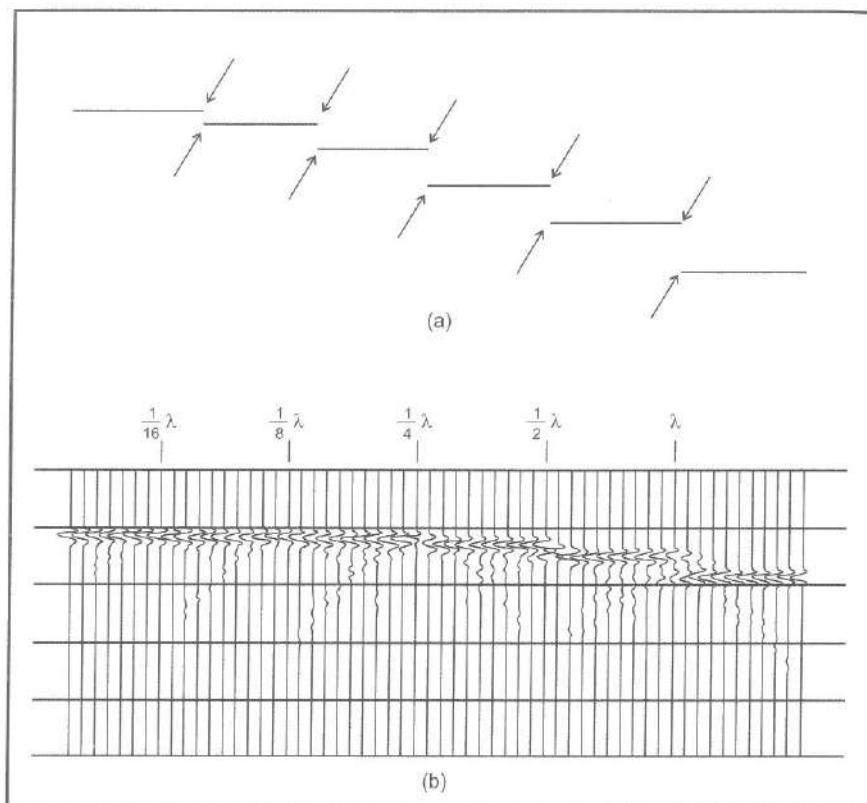


Figura 4.11 - Reflexões ao longo de uma interface com falhas normais. Os rejeitos das falhas variam de acordo com o comprimento de onda dominante do pulso sísmico. Os eventos laterais com forma hiperbólica em (b) são as difrações nos pontos indicados em (a). Modificado de Sheriff & Geldart (1995).

4.6.2 Resolução sísmica horizontal

Nos itens precedentes, observou-se que uma reflexão presente no traço empilhado está associada a um ponto no refletor de interesse. Numa visão mais ampla dessa situação, é preciso entender que, na verdade, uma região do refletor contribui efetivamente para produzir uma reflexão. Esse é o ponto-chave para o entendimento do conceito de resolução sísmica horizontal.

A região do refletor a partir da qual a energia sísmica é refletida construtivamente denomina-se **Zona de Fresnel**. A conceituação dessa região conduz ao limite prático através do qual pode-se distinguir na seção sísmica a separação horizontal entre duas feições. A Figura 4.12b ilustra o cone de energia sísmica por analogia a um feixe de luz. Está claro que o raio da **Primeira Zona de Fresnel** (Figura 4.12a) limita a resolução lateral, e que o limite máximo para a resolução vertical, $1/4 \lambda_{wvv}$, também se aplica no caso de resolução

horizontal. Na mesma figura nota-se que a Primeira Zona de Fresnel é aquela parte de um refletor que retorna energia para o receptor dentro do meio ciclo¹¹ a partir da primeira reflexão. Em planta a Primeira Zona de Fresnel é circular. As demais Zonas de Fresnel são concêntricas à primeira e se cancelam mutuamente por interferências destrutivas. Empregando o teorema de Pitágoras a partir do esquema da Figura 4.12b, obtém-se a seguinte expressão:

$$d^2 = (2h)\lambda_{\text{wav}} + \frac{1}{4}\lambda_{\text{wav}}^2 \quad (4.10)$$

onde d é o diâmetro da Zona de Fresnel (representado por $2R_1$ na Figura 4.12b), h é a profundidade do refletor e λ_{wav} denota o comprimento de onda dominante do pulso sísmico. Fica óbvio que a freqüência dominante dos dados e a profundidade do refletor limita o poder de resolução horizontal dos dados (Figura 4.12c). Ou seja: um refletor deve ter no mínimo o mesmo tamanho da Primeira Zona de Fresnel para ser resolvida horizontalmente. Exemplificando, para um refletor a 1.000 m de profundidade, a uma velocidade média de 5.000 m/s e freqüência dominante do pulso sísmico igual a 20 Hz, a expressão (4.10) fornece que o diâmetro da Zona de Fresnel é 718 m. Refletores com extensão menor que essa serão enxergados na seção sísmica não-migrada como pontos difratores. Esse aspecto da resolução sísmica horizontal pode ser observado na Figura 4.13.

Os fatores que afetam a resolução horizontal em seções sísmicas não-migradas são diferentes daqueles que afetam seções sísmicas migradas. Em seções sísmicas não-migradas o conceito de Zona de Fresnel é aplicável. Por outro lado, isso não é possível em seções migradas, pois o processo de migração provoca a redução do tamanho da Zona de Fresnel colapsando as difrações. Os próprios programas de migração limitam a quantidade de informação a ser incluída no processo. Com isso algumas componentes das difrações não são consideradas. Ainda em relação à migração, é notório que o processo age também nos ruídos gerando feições semelhantes a “sorrisos” conhecidos por ruídos da migração. Tais ruídos são provocados pelos erros na estimativa das velocidades e pela ausência de informações fora do plano de aquisição dos dados. São ruídos típicos das bordas laterais e inferior das seções sísmicas, onde os dados para completar a ação do operador do processo de migração são escassos. Há ainda que considerar a degradação do registro das terminações das difrações provocada pelo empilhamento dos dados. Outro fa-

¹¹ Define-se freqüência angular $\omega = 2\pi/\Gamma$ como sendo a periodicidade temporal para a qual uma partícula percorre o perímetro de uma circunferência (ou ciclo). O tempo para completar um ciclo é denominado período $T = 1/f$, sendo f a freqüência do movimento, dada em Hertz ou ciclos por segundo. Assim, para um dado sinal (*wavelet*), 1 ciclo representa o tempo entre dois pontos no gráfico desse sinal quando ω aumenta 2π .

tor que limita a resolução horizontal em seções migradas é a amostragem espacial insuficiente caracterizada pelo espaçamento entre estações receptoras na superfície (25 m, em geral). Em síntese, o registro e o processamento dos dados impõem limites à resolução horizontal. Pode-se afirmar que as incertezas da resolução horizontal, em seções sísmicas, são muito maiores que as incertezas da resolução vertical. Por conta desse fato, um intérprete ciente de todas essas limitações poderia optar pela observação de um mesmo evento nos dois tipos de seções, migrada e não-migrada, embora a confiabilidade dos métodos de migração seja bem maior atualmente.

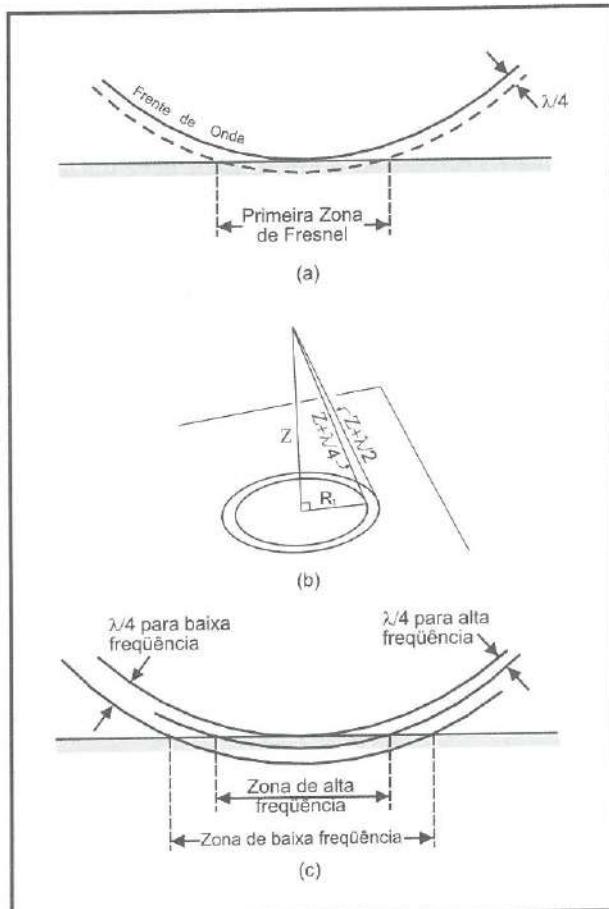


Figura 4.12 - A primeira zona de Fresnel esquematizada em (a). O cone de energia sísmica em (b); a região anular é limitada pela segunda zona de Fresnel. Em (c), dependência da zona de Fresnel com a freqüência dominante do pulso sísmico. Modificado de Sheriff (1985).

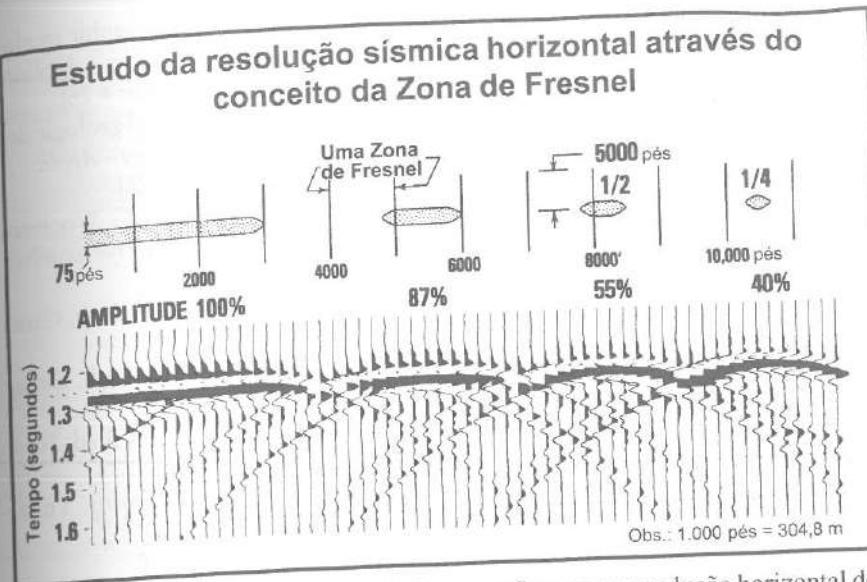


Figura 4.13 - Efeito das descontinuidades em refletores na resolução horizontal dos dados sísmicos. Em (a), extensão dos refletores em comprimento de onda; em (b), a respectiva resposta sísmica. O comportamento lateral das difrações pode sugerir a presença de pontos difratores. Extraído de Meckel & Nath (1977).

4.7. AGRADECIMENTOS

O esboço inicial do presente capítulo foi escrito durante o estágio de pós-doutoramento de Jorge Leonardo Martins, em 1999, então bolsista do CNPq (processo número 200.466/93-3), no Instituto de Geofísica da Academia de Ciências da República Tcheca, Praga, República Tcheca. O apoio do CEPETRO/UNICAMP é aqui reconhecido, principalmente pelos esforços empreendidos na condução de J. L. Martins ao referido estágio de pós-doutoramento. Agradecemos ao geofísico Marcos Hexsel Groschau, da PETROBRAS (E&P - Bacia de Campos, Macaé/RJ), pela criteriosa revisão e pelas valiosas sugestões que conduziram ao aperfeiçoamento do presente capítulo.

4.8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Emery, D. & Myers, K. 1996. *Sequence Stratigraphy*. Oxford, Blackwell Scientific Company, 297 p.
- Lowrie, W. 1997. *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge, Cambridge University Press. 354 p.

- Meckel, L. D. & Nath, A. K. 1977. Geologic considerations for stratigraphic modeling and interpretation. In: Payton C. E. (ed.). *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, APPG, 417-438, (Memoir # 26).
- Sheriff, R. E. 1977. Limitations on resolution of seismic reflections and geologic detail derivable from them. In: Payton C. E. (ed.) *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, APPG, 3-14, (Memoir # 26).
- Sheriff, R. E. 1985. Aspects of Seismic Resolution, In: O. R. Berg & D. G. Woollerton (eds.). *Seismic Stratigraphy II - An Integrated Approach to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, APPG, 1-10, (Memoir # 39).
- Sheriff, R. E. & Geldart, L. P. 1995. *Exploration Seismology*. 2 ed. New York, Cambridge University Press, 592 p.
- Sheriff, R. E. 1991. *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*. 3 ed., Tulsa, SEG Publications, 376 p.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. 1990. *Applied Geophysics*. 2 ed. New York, Cambridge University Press, 770 p.
- Yilmaz, O. 1988. *Investigations in Geophysics No. 2: Seismic Data Processing*. Tulsa, SEG Publications, 536 p.
- Widess, M. B. 1973. How this is a thin bed? *Geophysics*, 38: 1.176-1.180.

PARTE II

CONCEITUAÇÃO

CAPÍTULO 5

SISMO-ESTRATIGRAFIA

Helio Jorge P. Severiano Ribeiro (UENF)

severiano@lenep.uenf.br

5.1 INTRODUÇÃO

A estratigrafia sísmica ou sismo-estratigrafia é um método estratigráfico de interpretação de dados sísmicos, o qual permite uma melhor compreensão da evolução tectono-sedimentar de uma bacia. Esse método foi implementado como consequência do aperfeiçoamento das técnicas de aquisição e processamento de dados sísmicos, que melhorou sobremaneira a resolução dos dados sísmicos, permitindo a visualização dos detalhes das feições deposicionais e estratigráficas. Paralelamente, a evolução dos conceitos de análise de bacia muito contribuiu para a difusão da sismo-estratigrafia.

Na década de 60, face ao relativo amadurecimento das principais províncias petrolíferas do mundo, implicando que as principais e maiores feições estruturais das bacias até então conhecidas já houvessem sido avaliadas, as empresas de petróleo buscaram novos métodos que possibilitassem a identificar os denominados *plays* estratigráficos. Duas vertentes surgiram, então: uma entre técnicos da empresa de petróleo Exxon, liderados por P. R. Vail, cujos conceitos evoluíram vinculando as unidades sismo-estratigráficas às oscilações eustáticas e, outra, entre professores da Texas University at Austin, capitaneados por W. L. Fisher e L. F. Brown Jr., com a participação de técnicos da PETROBRAS, a qual enfatizava a interpretação de sistemas deposicionais a partir de dados sísmicos.

Os conceitos da sismo-estratigrafia publicados no *Memoir # 26* da AAPG (Payton, 1977) criaram o embasamento daquilo que viria a ser atualmente popularizado com a denominação de Estratigrafia de Sequências (vide Capítulo 6), a qual busca o entendimento das relações entre a arquitetura deposicional do preenchimento de bacias sedimentares e as oscilações eustáticas, ou seja, a partir do padrão estratal interpretam-se os tratos e sistemas deposicionais relacionados com determinados trechos da curva de oscilação eustática (Posamentier *et al.*, 1988).

Severiano Ribeiro, H. J. P. 2000. *Estratigrafia de Sequências – Fundamentos e Aplicações*. São Leopoldo, EDUNISINOS, 428 p.

No Brasil, as primeiras interpretações estratigráficas de seções sísmicas deram-se internamente à PETROBRAS na década de 60. Rezende & Ferradaes (1970) publicaram um dos primeiros artigos sugerindo interpretações estratigráficas de linhas sísmicas, identificando "paleocanyons" em sedimentos cenozóicos da Bacia da Foz do Amazonas.

Entretanto, o verdadeiro marco da interpretação sismo-estratigráfica no Brasil é o artigo de Fisher *et al.* (1973). Esse artigo apresentou uma detalhada interpretação da estratigrafia dos sedimentos clásticos e carbonáticos do Cretáceo/Terciário da Bacia de Sergipe/Alagoas a partir de seções de reflexão sísmica, aplicando os então recentes conceitos de sistemas deposicionais. Sob tal aspecto esse artigo talvez tenha sido um dos pioneiros a ser publicamente divulgado no mundo.

Braga & Della Favera (1978), em relatório interno da PETROBRAS, não publicado, aplicaram os conceitos da sismo-estratigrafia na interpretação das bacias marginais brasileiras, individualizando seqüências sísmicas e associando-as a ciclos globais de variação do nível do mar.

Em Ojeda (1988) pode ser encontrada uma história detalhada e a evolução da sismo-estratigrafia no Brasil e no mundo.

5.2 O SIGNIFICADO CRONOESTRATIGRÁFICO DAS REFLEXÕES SÍSMICAS

As reflexões sísmicas são o registro do tempo de percurso (ida e volta) de ondas sísmicas geradas artificialmente na superfície e refletidas em interfaces físicas das rochas. Essas interfaces demarcam o contraste de impedância acústica entre dois pacotes rochosos contíguos. A impedância acústica define-se como o produto da velocidade sísmica de um intervalo de rochas pela sua densidade (vide maiores detalhes no Capítulo 4).

Um dos pressupostos básicos da sismo-estratigrafia é que as reflexões sísmicas são produzidas, primariamente, havendo contraste de impedância acústica, por superfícies físicas que apresentam um caráter temporal geologicamente importante, isto é, com conotação cronoestratigráfica.

Contrariamente ao senso comum, as reflexões sísmicas não correspondem necessariamente aos contatos litológicos, visto que a impedância acústica não é um fiel indicador de litologias e, muitas das vezes, os contatos entre litologias diferentes são gradacionais, mascarando uma interface nítida entre diferentes litologias superpostas ou adjacentes. Dessa forma, uma vez que as unidades litoestratigráficas formais (Formação, Membro, etc.) são definidas com base em variações litológicas, as reflexões sísmicas não apresentam, obrigatoriamente, correspondência com os limites dessas unidades. Não raro, tais limites são definidos arbitrariamente e, na maioria dos casos, cortam linhas de tempo, ou seja, são diácronos.

de seções
ezende &
terpreta-
em sedi-
o-estrati-
itou uma
ionáticos
; de refle-
sionais.
publica-
OBRAS,
pretação
as e asso-
lhada e a
ICAS
so (ida e
tidas em
de impe-
acústica
e rochas
ue as re-
de impe-
emporal
ica.
não cor-
respondânci
contatos
ce nítida
uma vez
) são de-
apresen-
nidades.
os casos,

As reflexões sísmicas seguem linhas de tempo síncronas, em geral com cerca de metade do cumprimento de onda ($\pm 1/2 \lambda$). Vail *et al.* (1977b) consideram que as interfaces causadoras das reflexões entre dois pacotes de estratos com contraste de velocidade-densidade correspondem, principalmente, às superfícies estratais (*stratal surfaces*) e às discordâncias (*unconformities*).

As superfícies estratais correspondem aos níveis de acamamento, consistindo, portanto, em paleossuperfícies deposicionais, as quais são praticamente síncronas em quase toda sua extensão, podendo, todavia, haver pequenas variações temporais, porém, sem significância em termos de escala de tempo geológico.

A Figura 5.1 apresenta um bom exemplo de superfícies síncronas, representativas do avanço de sucessivos paleotaludes bacia adentro, conformando clinoformas progradantes (mais adiante melhor definidas). É importante ressaltar que este intervalo corresponde, basicamente, a uma única unidade litoestratigráfica, ou seja, folhelhos da Formação Ubatuba do Cretáceo/Terciário da Bacia de Campos (RJ), denotando que dentro desta unidade litoestratigráfica ocorrem várias superfícies com contraste de impedância acústica, interpretadas como paleossuperfícies deposicionais.

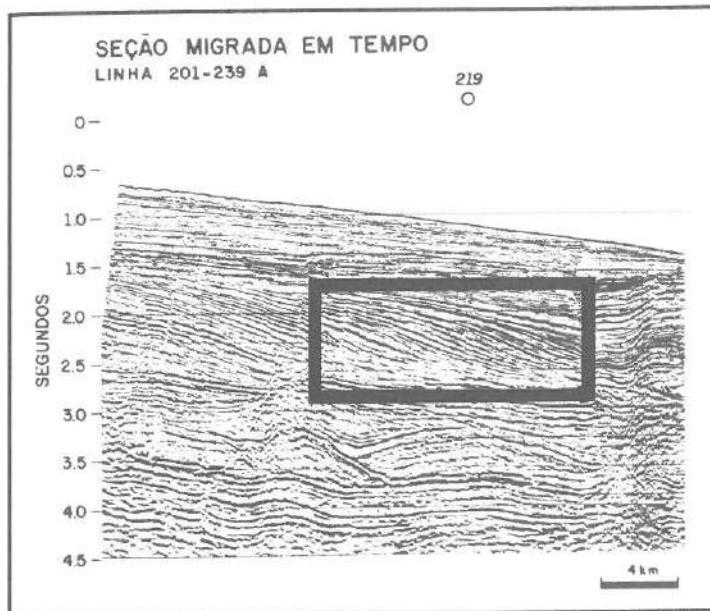


Figura 5.1 - Seção sísmica da Bacia de Campos (RJ) mostrando, no destaque, as clinoformas progradantes, ou seja, superfícies de paleotaludes. Estas clinoformas ocorrem dentro da unidade litoestratigráfica Formação Ubatuba (seção pelítica do Grupo Campos) (modif. Gamboa *et al.*, 1986).

As discordâncias são superfícies de erosão ou não-deposição (superfície de *downlap*, vide discussão no Capítulo 6), em ambos os casos implicando a ausência física de um significativo intervalo cronoestratigráfico. As discordâncias, apesar de não se constituírem numa superfície síncrona, carregam um importante significado cronoestratigráfico, pois em qualquer situação irá delimitar estratos mais jovens acima delas de camadas mais antigas abaixo.

Não obstante, existem reflexões que efetivamente cortam linhas de tempo. Um grupo delas, as múltiplas e as difrações, não apresentam feições geológicas fisicamente correspondentes, na realidade são efeitos do método sísmico algumas vezes indesejáveis, como no caso das múltiplas. Outro grupo são reflexões com correspondência geológica e verdadeiramente diácronas, tais como aquelas relacionadas a contatos entre fluidos (gás/água, gás/óleo e até mesmo óleo/água), os chamados *bright spots*, e também aquelas reflexões associadas a mudanças diagenéticas marcantes proporcionadas, por exemplo, pela total cimentação do espaço poroso, onde o fluido que preenche a porosidade é substituído completamente por calcita e/ou sílica, implicando, obviamente, uma alteração acentuada na impedância acústica do intervalo e, por conseguinte, no contraste de impedância com os pacotes rochosos adjacentes.

Em síntese, o reconhecimento e mapeamento das superfícies estratais e das discordâncias, em especial, estas últimas, que normalmente são bons refletores, são fundamentais na elaboração do arcabouço cronoestratigráfico de uma bacia sedimentar, principalmente, quando se propõe a subdividir o preenchimento sedimentar em seqüências.

5.3 PADRÕES DE TERMINAÇÕES DE REFLEXÕES

Na fase do *Memoir # 26* Vail & Mitchum Jr. (1977) subdividiram a interpretação sismo-estratigráfica em três etapas: análise de seqüências sísmicas, análise de fácies sísmicas e análise das variações relativas do nível do mar.

Considerando que muitos artigos, após 1977, foram publicados com base nas definições apresentadas no *Memoir # 26*, entende-se como importante abordar os conceitos então definidos originalmente. Na época, uma **seqüência sísmica** consistia na subdivisão de uma seção sísmica em pacotes de reflexões concordantes, separados por superfícies de descontinuidades, interpretados segundo o conceito de seqüência deposicional. A **seqüência deposicional** foi então definida como uma unidade estratigráfica composta por uma sucessão de estratos geneticamente relacionados, relativamente concordantes, limitados no topo e na base por discordâncias ou por seus equivalentes concordantes (Mitchum Jr. *et al.*, 1977b) (Figura 5.2). Dessa maneira, a seqüência sísmica, então considerada unidade sismo-estratigráfica básica, tinha seus limites reconhecidos através das relações de terminação das reflexões.

Assim, as reflexões e/ou os estratos se dispõem em paralelismo ou angularidade em relação aos limites de uma seqüência, ou seja, concordante ou discordantemente. Entretanto, na moderna Estratigrafia de Seqüências, os padrões de terminação de reflexões não representam somente os limites de uma seqüência, na realidade tais padrões de terminação indicam superfícies que vão delimitar **unidades sísmicas** (*seismic package*, segundo Emery & Myers, 1996) que, em última instância, serão interpretados como os tratos de sistemas deposicionais.

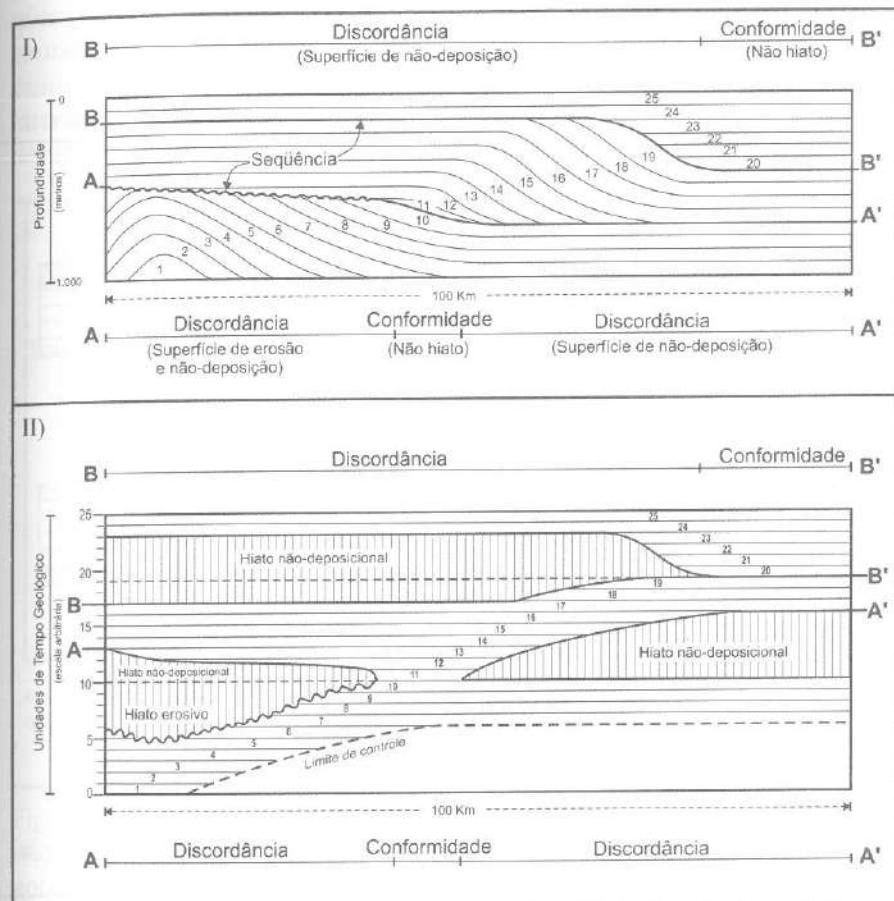


Figura 5.2 - Conceito de seqüência deposicional. I) seção estratigráfica esquemática mostrando uma seqüência limitada pelas superfícies AA' (base) e BB' (topo), marcadas com base nos padrões de terminação das reflexões/estratos indicativos de discordâncias ou de conformidades correlatas. II) seção cronoestratigráfica (diagrama espaço na horizontal e tempo na vertical), no qual as superfícies deposicionais de 1 até 25 são consideradas como linhas de tempo isócronas, podendo-se observar os hiatos não deposicionais e erosivos (modif. Mitchum Jr. et al., 1977a).

Os principais padrões de terminação de reflexões mais comumente utilizados nas interpretações sismo-estratigráficas são: *lapout*, *onlap*, *downlap*, *toplak*, truncamento e a concordância ou conformidade.

O *lapout* é quando as reflexões/estratos terminam lateralmente em seu limite deposicional original (Figura 5.3). O *lapout* denomina-se *base-lap* quando ocorre no limite inferior de uma unidade sísmica e *toplak* no seu limite superior. O *baselap* pode ser de dois tipos: a) *onlap* – quando uma reflexão/estrato, inicialmente horizontal, termina deposicionalmente contra uma superfície inicialmente inclinada ou quando uma reflexão/estrato com uma certa inclinação termina deposicionalmente mergulho acima contra uma superfície de maior inclinação (Figura 5.3) e b) *downlap* – quando uma reflexão/estrato, inicialmente inclinada, termina mergulho abaixo contra uma superfície originalmente horizontal ou inclinada (Figura 5.3, vide também na Figura 5.1 as reflexões terminando em *downlap*).

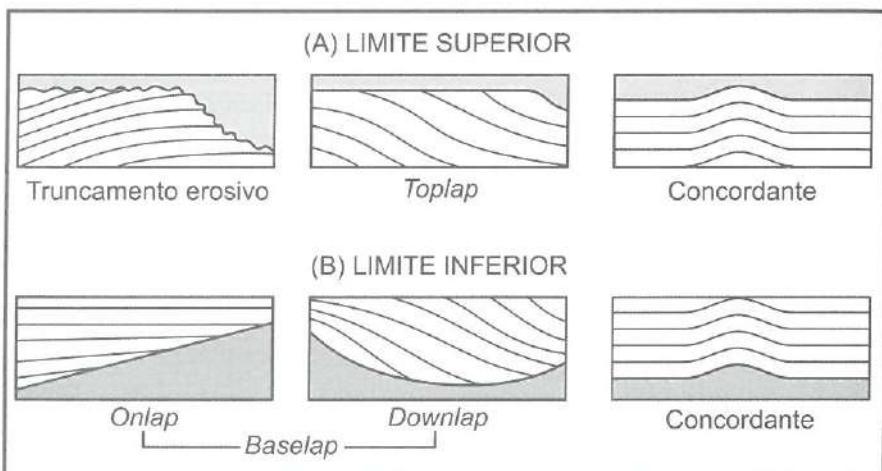


Figura 5.3 - Esquema dos padrões de terminação de reflexões/estratos nos limites superior e inferior de uma seqüência sísmica/seqüência deposicional. Vide descrição no texto (modif. Mitchum Jr. et al., 1977a).

O *onlap* e o *downlap* são os padrões de terminação de reflexões mais facilmente identificáveis, como também, os termos mais utilizados. Além disso, o *onlap* pode ser *costeiro* (*coastal onlap*), quando a terminação mergulho acima ocorre em ambientes costeiros ou fluviais, como também, *onlap marinho* (*marine onlap*), quando as terminações mergulho acima ocorrem em ambientes de talude/sopé de talude.

No *toplak* as reflexões/estratos terminam lateralmente, diminuindo gradualmente de espessura mergulho acima e ascendendo ao limite superior

is comumente, *onlap*, assintoticamente. O *toplac* evidencia um hiato não-deposicional e ocorre quando o nível de base é muito baixo, a ponto de impedir a continuidade da deposição mergulho acima de um estrato. Em alguns casos pode ocorrer *bypass* sedimentar e pequenas erosões acima do nível de base, enquanto que abaixo desenvolve-se um padrão de empilhamento progradacional (Figura 5.3).

No **truncamento** as reflexões/estratos terminam lateralmente por terem sido seccionadas de seu limite deposicional original, podendo ser erosional ou estrutural. O primeiro ocorre quando a terminação lateral se dá por efeito erosivo (Figura 5.3 e 5.4) e situa-se na parte superior de uma seqüência, podendo abranger uma ampla área ou restrito a canais. Normalmente, o basculamento estrutural de um pacote sedimentar favorece o truncamento erosional face à exposição subáerea ou submarina. No truncamento estrutural, o término lateral dos estratos pode se dar por ruptura estrutural, deslizamento gravitacional, fluxo de sal, intrusão ígnea, etc.

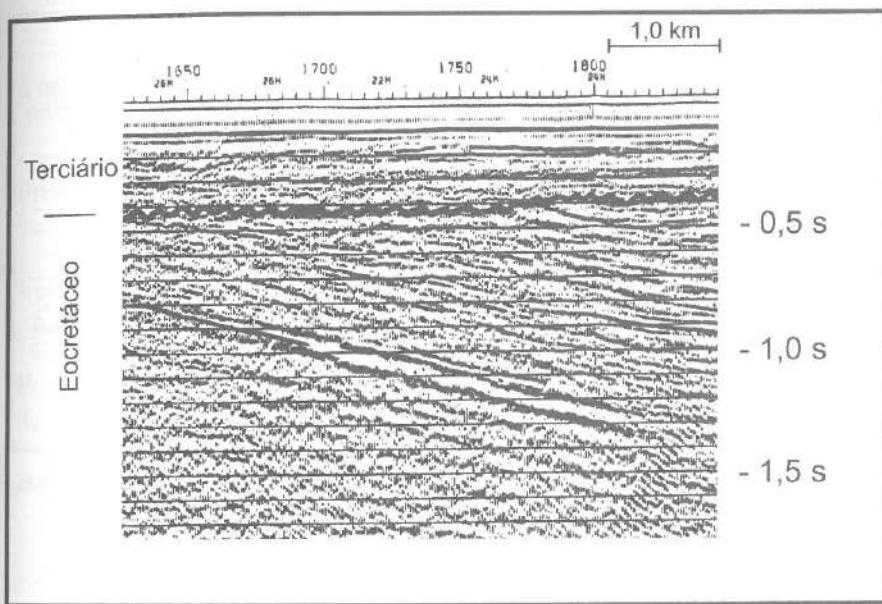


Figura 5.4 - Truncamento erosivo na Subbacia de Piauí-Camocim, Bacia do Ceará (modif. Zalan & Warme, 1985).

A **concordância** ou **conformidade** é quando as reflexões/estratos de duas unidades sísmicas ou seqüências adjacentes se apresentam paralelas com a superfície que as delimitam. A concordância ou conformidade pode ocorrer no topo ou na base de uma unidade sísmica ou seqüência (Figura 5.3).

Além dessas relações tem-se o *offlap*, a convergência interna e o truncamento aparente (Figura 5.5). O *offlap* é um padrão não-sistemático de terminação das reflexões em *onlap*/*toplaph* mergulho acima e *downlap* mergulho abaixo, dentro de uma unidade sísmica ou seqüência. O *offlap* é utilizado pelos intérpretes sísmicos para designar o padrão de reflexão progradante dentro da bacia. A convergência interna ocorre devido ao adelgaçamento dos estratos dentro de uma unidade sísmica face aos limites de resolução sísmica. O truncamento aparente é quando as reflexões de uma unidade sísmica ou seqüência terminam abaixo de uma superfície pouco inclinada, interpretada como uma seção condensada. Neste caso, a aparente terminação da reflexão ocorre devido ao adelgaçamento da porção distal de uma camada, atingindo espessuras abaixo dos limites de resolução sísmica (vide Capítulo 4). Esses três tipos de padrão de terminação não irão representar necessariamente limites de seqüências sísmicas (Mitchum Jr. et al., 1977a).

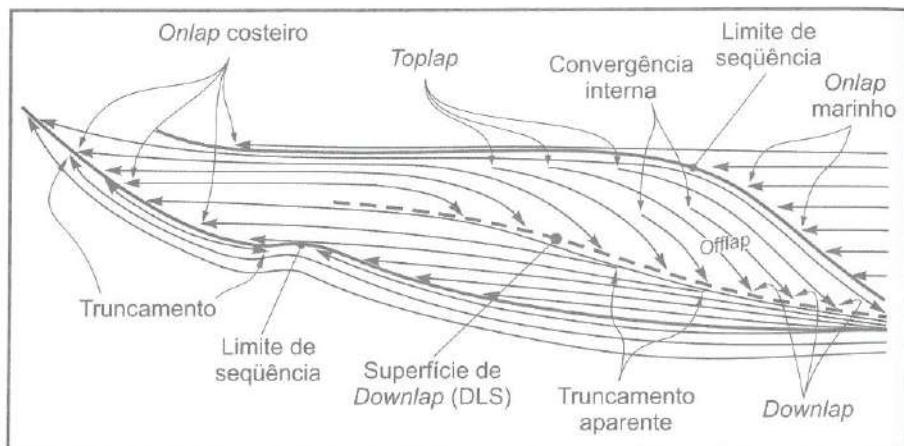


Figura 5.5 - Padrões de terminação de reflexões dentro de uma seqüência sísmica idealizada, ressaltando os padrões em *offlap* e a convergência interna (modif. Vail, 1987).

5.4 FÁCIES SÍSMICAS

A análise de fáries sísmicas visa ao reconhecimento dos padrões de reflexões sísmicas e suas inter-relações dentro das unidades sísmicas ou seqüências, interpretando-lhes os seus significados geológicos (Mitchum Jr. et al., 1977a).

Fáries sísmica define-se como uma unidade tridimensional, arreialmente definida, constituída por reflexões sísmicas cujos parâmetros inerentes diferem das fáries adjacentes (Brown Jr. & Fisher, 1980). Uma fáries sísmica é o registro nas reflexões sísmicas dos fatores geológicos que as geraram, tais como: litologia, estratificação, feições deposicionais, etc.

Na interpretação das fácies sísmicas são descritos os parâmetros dos padrões de reflexão observados numa unidade sísmica ou numa sequência, tais como: configuração, continuidade, amplitude, freqüência, velocidade intervalar, geometria, etc., interpretando-os geologicamente (Tabela 5.1).

Tabela 5.1 – Parâmetros de reflexão sísmica usados em sismo-estratigrafia e seus significados geológicos (modif. Mitchum Jr. et al., 1977a)

Parâmetros de Fácies Sísmicas	Interpretação Geológica
Configuração das reflexões	<ul style="list-style-type: none"> padrão de estratificação processo deposicional erosão e paleotopografia contato de fluidos
Continuidade das reflexões	<ul style="list-style-type: none"> continuidade dos estratos processo deposicional.
Amplitude das reflexões	<ul style="list-style-type: none"> contraste velocidade/densidade espaçamento dos estratos conteúdo fluido
Freqüência das reflexões	<ul style="list-style-type: none"> espessura dos estratos conteúdo fluido
Velocidade intervalar	<ul style="list-style-type: none"> estimativa de litologia estimativa de porosidade conteúdo fluido
Forma externa e associação areal das fácies sísmicas	<ul style="list-style-type: none"> ambiente deposicional fonte sedimentar sítio geológico

A continuidade das reflexões, por exemplo, associa-se intimamente com a continuidade e espessura dos estratos, sugerindo depósitos amplamente distribuídos e uniformemente estratificados. A freqüência pode relacionar-se com vários fatores geológicos, tais como o espaçamento das interfaces refletoras, variação lateral na velocidade intervalar e, também, pode associar-se a ocorrências de gás.

A configuração interna das reflexões é o parâmetro de fácies sísmica que melhor a caracteriza e, portanto, o mais comumente utilizado na sua análise. As configurações paralelas/subparalelas (Figura 5.6A e 5.7) indicam uma taxa de deposição uniforme dos estratos, sobre uma superfície estável ou uniformemente subsidente.

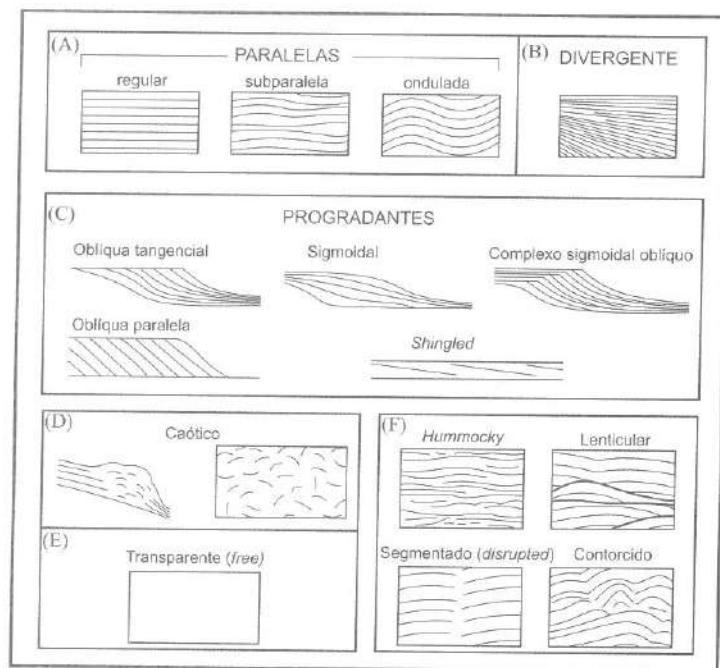


Figura 5.6 - Esquemas de padrões de configurações de fácies sísmicas (modif. Mitchum Jr. et al., 1977a).

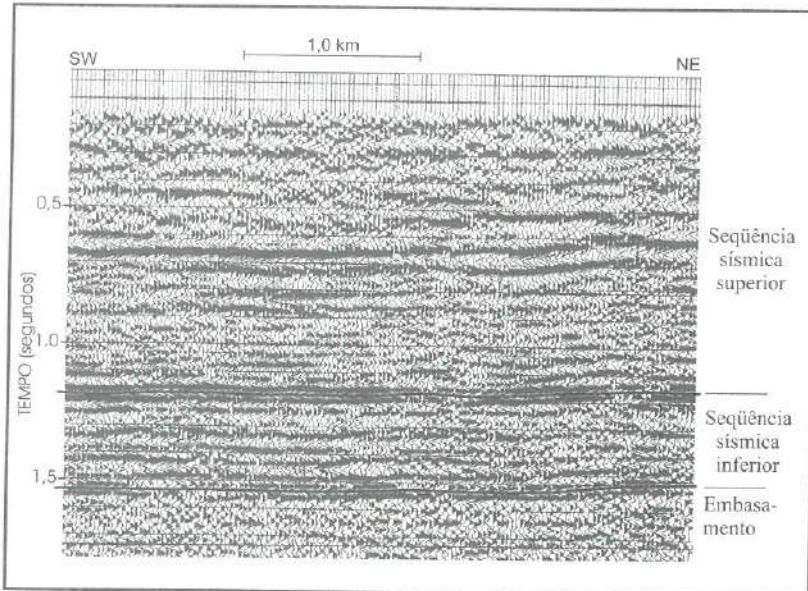


Figura 5.7 - Fácies sísmicas paralelas/subparalelas das Seqüências Sísmicas Inferior e Superior da Bacia do Recôncavo (BA) ocorrentes na Plataforma de Quiricó, uma região da bacia tectonicamente estável e uniformemente subsidente (modif. Severiano Ribeiro, 1991).

A configuração divergente (Figura 5.6B e 5.8) pode indicar uma variação em área na taxa de deposição, inclinação progressiva do substrato (*tilting*) ou os dois fatores juntos.

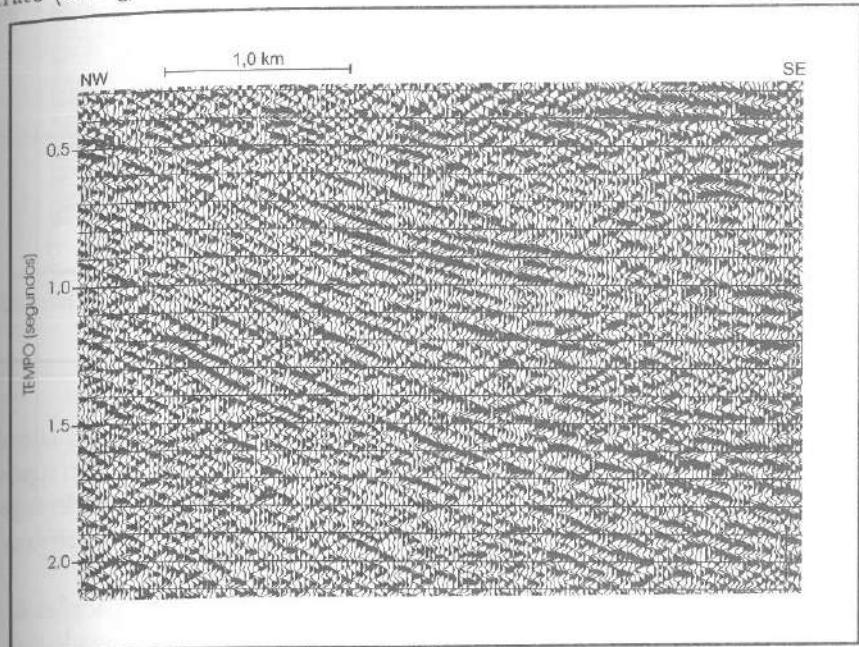


Figura 5.8 - Fácies sísmicas divergentes interpretadas como associadas a basculamento diferencial do substrato. Seção sísmica situada no Baixo Estrutural de Camaçari, Bacia do Recôncavo (BA) (modif. Severiano Ribeiro, 1991).

As configurações progradantes (Figuras 5.6C e 5.9, vide também Figura 5.1) ocorrem em áreas onde os estratos superpõem-se lateralmente, constituindo-se em superfícies inclinadas denominadas clinoformas, podendo ocorrer em diversos tipos de ambientes. Os padrões das clinoformas diferem em função das variações na razão de deposição e profundidade da lâmina d'água. As clinoformas podem ser oblíquas (paralelas e tangenciais), sigmoidais, complexo sigmoidal-oblíquo e *shingled*.

As clinoformas oblíquas é o padrão cujo ângulo de mergulho é relativamente alto, com terminações das reflexões mergulho acima em *toplac* e mergulho abaixo em *downlap*. O padrão oblíquo pode ser: a) tangencial – quando o mergulho do *foreset* decresce gradualmente na sua porção inferior, passando para um suave mergulho no *bottomset* e b) paralelo - quando a terminação mergulho abaixo se der em alto ângulo contra a superfície inferior da unidade sísmica ou seqüência. Esse tipo de configuração combina condições de relativamente alto suprimento sedimentar, pouca ou nenhuma subsidência e nível do mar estacionário, indicando águas rasas e alta energia de deposição.

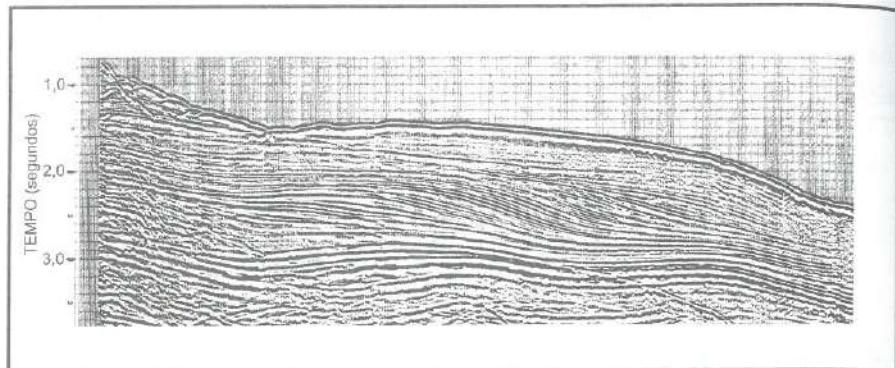


Figura 5.9 - Fácies sísmicas de clinoformas progradantes. Seção sísmica do *offshore* da Bacia de Campos (RJ) (modif. Campos & Bacoccoli, 1973).

As clinoformas sigmoidais caracterizam-se pela disposição lateral das reflexões em forma de “S”, através de uma construção progressiva em superfícies que mergulham suavemente para águas profundas. Essa configuração sugere um baixo suprimento sedimentar, subsidência contínua ou subida relativa do nível do mar rápidos, num ambiente de baixa energia de deposição.

O complexo sigmoidal-oblíquo é a combinação dos padrões sigmoidais e oblíquos dentro de uma única fácie sísmica, sendo originado num ambiente deposicional de alta energia, onde ocorre a alternância de processos construtivos (sigmóides) e *by pass* sedimentar nos *topsets* (oblíquos).

A configuração *shingled* é um padrão de progradação de pequena espessura, com os limites superiores e inferiores paralelos, cujos refletores internos apresentam suaves mergulhos terminando em *toplac* e *downlap*. Esse padrão, geralmente, está associado a unidades deposicionais de águas rasas.

As configurações caóticas (Figura 5.6D e 5.10) consistem em reflexões discordantes e descontínuas, sugerindo um arranjo desordenado das superfícies de reflexão, podendo indicar um ambiente de energia alta e variável, deformações penecontemporâneas ou posteriores à deposição. A depender da intensidade da deformação, a feição deposicional original pode ser reconhecida ou não. As reflexões caóticas podem evidenciar estratos com dobramento, pequenas falhas, estruturas de escorregamento ou convolutas.

O padrão de configuração transparente (tradução de Ojeda, 1988) são intervalos com ausência de reflexão (*reflection-free* – Figura 5.6E), podendo indicar pacotes sedimentares intensamente redobrados ou com mergulhos muito abruptos, como também litologias homogêneas para o método sísmico ou não-estratificadas, como alguns tipos de folhelhos, arenitos espessos, carbonatos maciços, camadas de sal ou corpos ígneos.

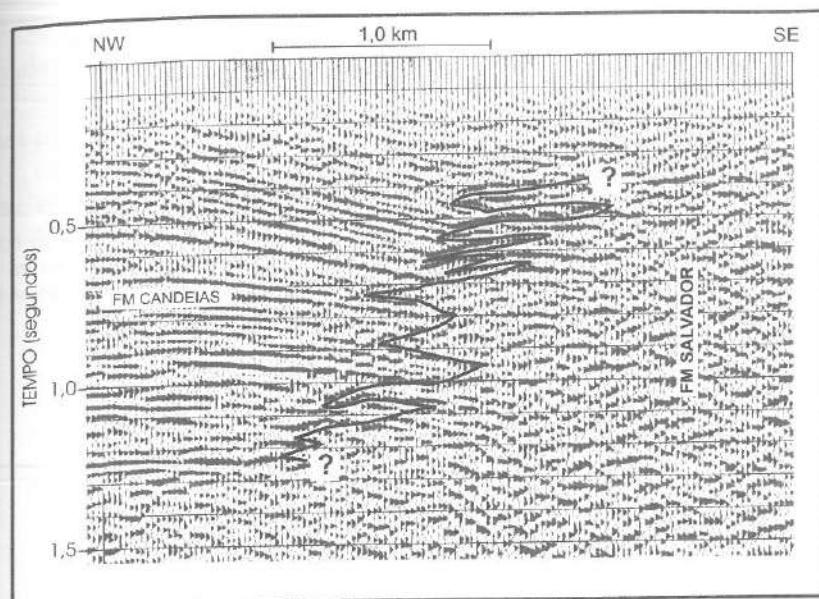


Figura 5.10 - Fácies sísmicas caóticas correspondentes aos fanglomerados da Formação Salvador, Bacia do Recôncavo (BA) (modif. Severiano Ribeiro, 1991).

A Figura 5.6F ilustra algumas variações dos padrões básicos das configurações, tais como: *hummocky*, lenticular, segmentado (*disrupted*) e contorcido (*contorted*). A configuração *hummocky* apresenta os refletores descontínuos, irregulares, subparalelos, formando um padrão ondulado segmentado com terminações não-sistemáticas. Esse padrão é interpretado, comumente, como lobos de estratos interdigitados no prodelta, área interdeltaica de águas rasas ou leques turbidíticos de sopé de talude. No Memoir #26 (Payton, 1977), a configuração *hummocky* foi considerada equivocadamente um padrão progradacional, entretanto, é um padrão que se observa mais comumente em seções *strikes* de leques e lobos.

A forma tridimensional e a expressão areal são características importantes das fácies sísmicas (Brown Jr. & Fischer, 1980). A Figura 5.11 ilustra algumas geometrias de fácies sísmicas. As geometrias em lençol (*sheet*), cunhas (*wedge*) e bancos (*bank*) caracterizam ambientes plataformais (Mitchum Jr. et al., 1977a). As configurações internas dessas geometrias podem ser paralelas, divergentes e progradacionais.

Geometrias extensas de superfícies paralelas, suavemente onduladas e com configuração interna paralela são denominadas por lençol ondulado (*sheet drape*), indicando deposição uniforme em conformidade com a superfície subjacente, num ambiente relativamente profundo e de baixa energia.

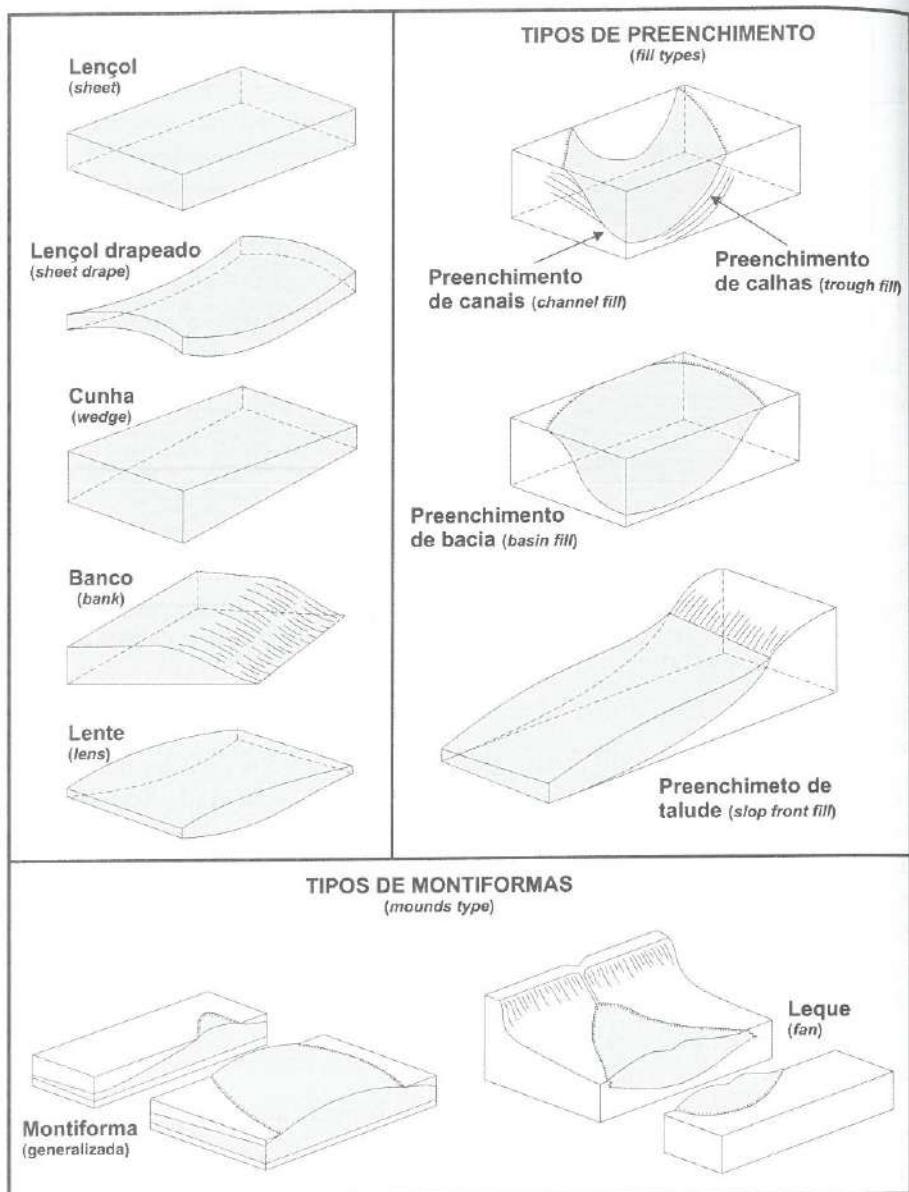


Figura 5.11 - Geometrias externas típicas de algumas unidades de fácies sísmicas (modif. Mitchum Jr. et al., 1977a).

As geometrias em lentes (*lens*) associam-se a várias fácies sísmicas, porém é comum nas clinoformas progradantes.

Montiformas (*mounds*) caracterizam feições deposicionais mais elevadas topograficamente em relação às camadas adjacentes, podendo ser o resultado de processos sedimentares, vulcânicos ou biogênicos (leques de águas profundas, lobos deposicionais de escorregamento associados a turbiditos, contornitos, recifes e outros tipos de construções (carbonáticas, vulcânicas, etc.). A Figura 5.12 ilustra possíveis configurações internas de alguns tipos de montiformas.

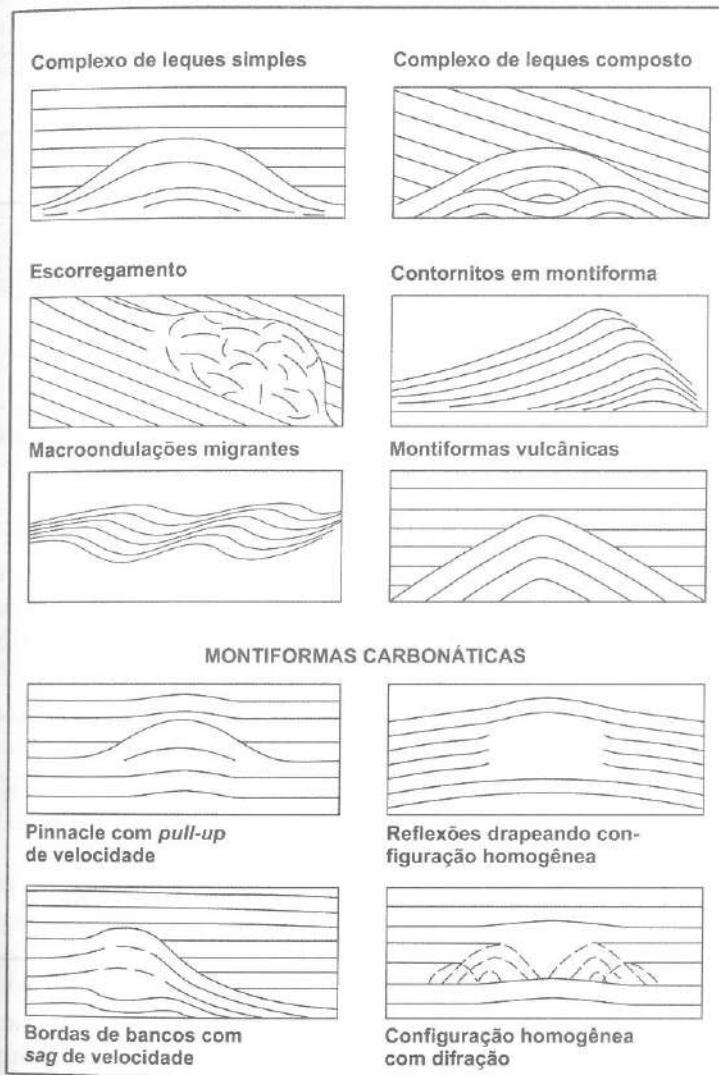


Figura 5.12 - Geometria externa e padrão de configuração interna de algumas fácies sísmicas em montiforma (modif. Mitchum Jr. et al., 1977a).

As geometrias de preenchimento (*fill types*) – Figura 5.11 – são interpretadas como a sedimentação em feições negativas no relevo da superfície deposicional, sendo erosivas ou não, tais como: canais, *canyons*, calhas estruturais, bacias, depressões, sopé de talude, etc. A Figura 5.13 ilustra alguns tipos de configurações internas desta fácie sísmica.

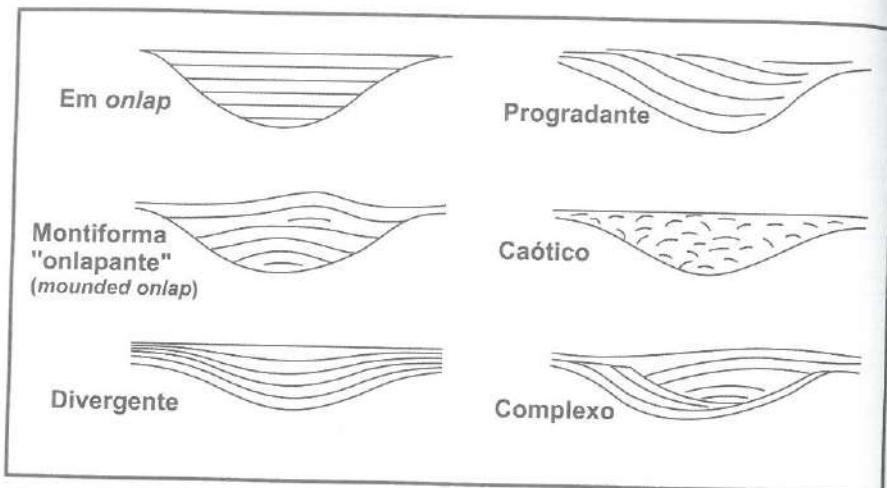


Figura 5.13 - Padrões de configuração interna das reflexões das fácies sísmicas de preenchimento (modif. Mitchum Jr. et al., 1977a).

Sangree & Windmier (1977), baseando-se na geometria, na configuração interna e nos parâmetros de reflexão, reconhecidos na análise de fácies sísmicas, observaram para os sedimentos clásticos associações sistemáticas de padrões de fácies sísmicas com determinadas fácies deposicionais. Dessa forma, as fácies sísmicas relativas aos terrígenos foram classificadas por esses autores em unidades de plataforma, margem de plataforma/talude progradante e talude/fundo de bacia (Figura. 5.14A, B e C). Baseando-se nessas associações é possível inferir litologia, ambiente deposicional, idade, etc., de áreas em que se disponha somente de seções sísmicas.

As geometrias mais comuns nas fácies sísmicas de plataforma são o lençol e as montiformas. A geometria em lençol, conforme os padrões de configuração interna, subdividem-se em unidades de fácies sísmicas de alta continuidade e alta amplitude, de baixa continuidade e baixa amplitude e de baixa continuidade e amplitude variável (Figura 5.14A). As fácies sísmicas de alta continuidade e alta amplitude são indicadoras de alternância litológica, como folhelho/arenito-siltito-carbonatos, sugerindo processos alternantes de alta e baixa energia em ambiente relativamente extenso e uniforme (Figura 5.15).

11 - são
superfí-
alhas es-
a alguns

—
—
—
icas de

na con-
se de fá-
temáti-
cionais.
das por
de pro-
e nessas
etc., de

aforma
padrões
; de alta
ide e de
nicas de
ológico,
rnantes
e (Figura

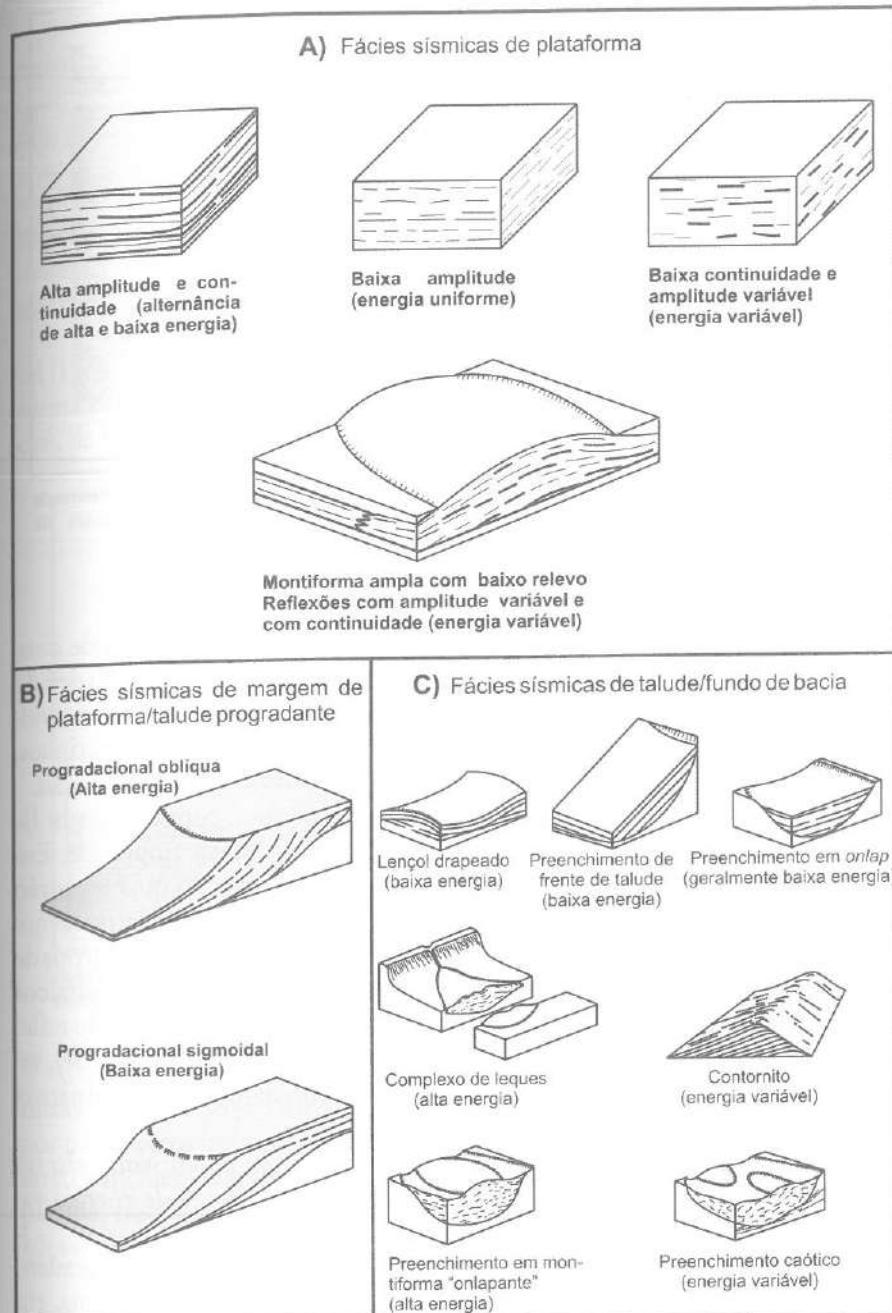


Figura 5.14 - Esquemas dos tipos de fácies sísmicas de plataforma, margem de plataforma/talude progradante e talude/fundo de bacia (modif. de Mitchum Jr. et al., 1977).

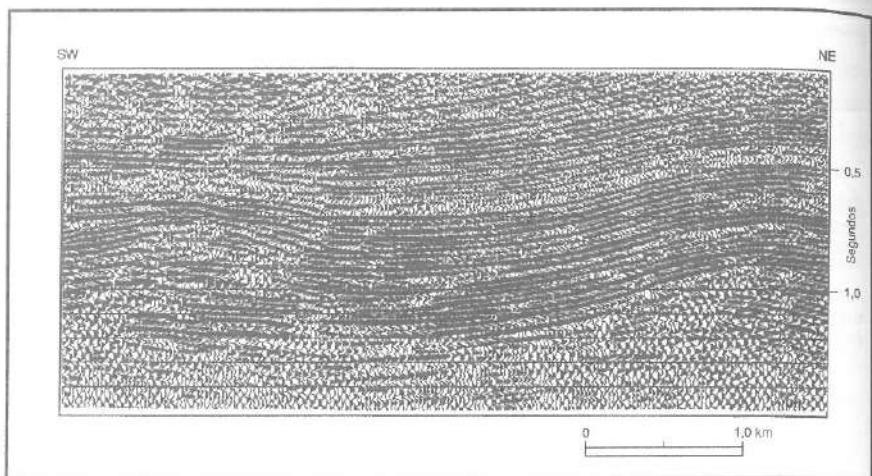


Figura 5.15 - Fácies sísmicas de alta continuidade e alta amplitude. Folhelhos do Membro Gomo da Formação Candeias, Bacia do Recôncavo (BA), com intercalações de camadas de biocalcilitito/biocalcarenito ricos em ostracodes (modif. Silva, 1993).

As fácies sísmicas de baixa continuidade e baixa amplitude associam-se a delgadas camadas próximas dos limites de resolução sísmica, ou devido à predominância de uma determinada litologia. As fácies sísmicas de baixa continuidade e amplitude variável são interpretadas como sedimentos não-marinhos, sob condições de energia variável e, em geral, caracterizam depósitos fluviais.

Na Figura 5.7 a Seqüência Sísmica Superior é constituída por fácies sísmicas paralelas com baixa continuidade e com baixa amplitude. Em torno de 0,6 s ocorre um refletor forte e contínuo, abaixo do qual o padrão de configuração dos refletores apresenta-se com freqüências relativamente mais altas, sendo interpretados por Severiano Ribeiro (1991) como corpos de arenitos descontínuos inseridos em pelitos de frente deltaica ou pró-deltaicos (leques sublacustres da Formação Pojuca); enquanto que acima daquele refletor forte, as freqüências são relativamente mais baixas (baixa amplitude), associadas a uma litologia mais uniforme e representada pela predominância dos arenitos fluviais da Formação São Sebastião.

Finalmente, as montiformas existentes em plataformas são interpretadas como complexos de lobos deltaicos em ambiente de energia variável e, também, recifes cabornáticos plataformais.

As fácies sísmicas de margem de plataforma/talude progradante (Figura 5.14B) distinguem-se, segundo o padrão de configuração interna, em dois tipos de fácies sísmicas progradacionais: sigmoidais e oblíquas (vide Figuras 5.1 e 5.9). A fácie sigmoidal representa uma deposição em mais baixa energia, enquanto que a fácie oblíqua caracteriza ambientes de mais alta energia.

As fácies sísmicas de talude/fundo de bacia (Figura 5.14C) diferenciam-se em vários tipos em função da geometria e da configuração interna, quais sejam: lençol drapeado (*sheets-drape*), preenchimento de talude (*slope-front fill*), preenchimento em *onlap* (*onlap fill*), depósitos de leques em montiformas (*mounded fan*), elevações formadas por depósitos de correntes de fundo – contornitos – (*mounded-contourite*), preenchimento em *onlap* conjugado com montiformas (*mounded-onlap fill*) e preenchimento caótico (*chaotic fill*). Cada um desses tipos de fácies sísmicas caracteriza uma determinada intensidade de energia, bem como, o respectivo local de deposição (talude ou fundo de bacia).

As fácies sísmicas carbonáticas foram estudadas por Bubb & Hatlelid (1977). Esses autores discriminaram as construções carbonáticas numa plataforma em quatro tipos principais: barreiras (*barrier buildups*), pináculos (*pinnacles*), de margem de plataforma (*shelf-margin buildups*) e patch (Figura 5.16).

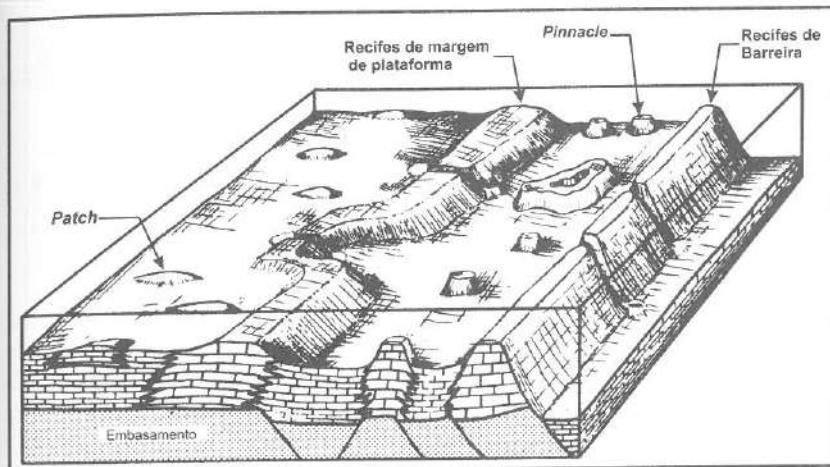


Figura 5.16 - Principais tipos de construções carbonáticas reconhecidas em interpretações sismo-estratigráficas (modif. Bubb & Hatlelid, 1977).

As feições carbonáticas podem ser reconhecidas em seções sísmicas por observação direta das reflexões que delineiam o seu contorno ou por parâmetros indiretos que inferem a sua presença (Figura 5.17). Os critérios diretos incluem, também, a variação dos parâmetros de fácies sísmicas (amplitude, freqüência, etc.) dentro ou entre as construções em relação às reflexões dos estratos lateralmente adjacentes em *onlap*, síncronos ou mais jovens.

Os critérios indiretos são efeitos sísmicos ou condições geológicas que permitem interpretar uma feição carbonática, por exemplo: *drapes*, velocidade intervalar, difrações, *pull-up*, *pull-down*, etc. (Figura 5.17).

As construções carbonáticas podem ser inferidas também do reconhecimento dos sítios favoráveis ao seu desenvolvimento dentro de uma bacia,

como, por exemplo, bordas de plataformas e de blocos falhados e elevados, altos estruturais contemporâneos à deposição, linhas de charneira, etc. (Figura 5.17).

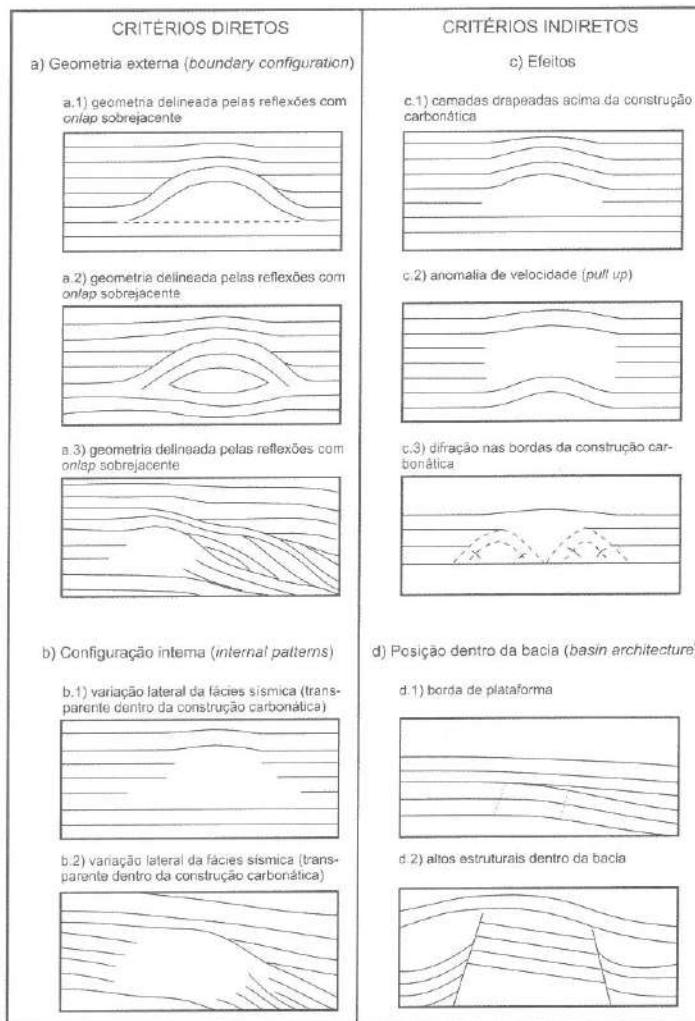
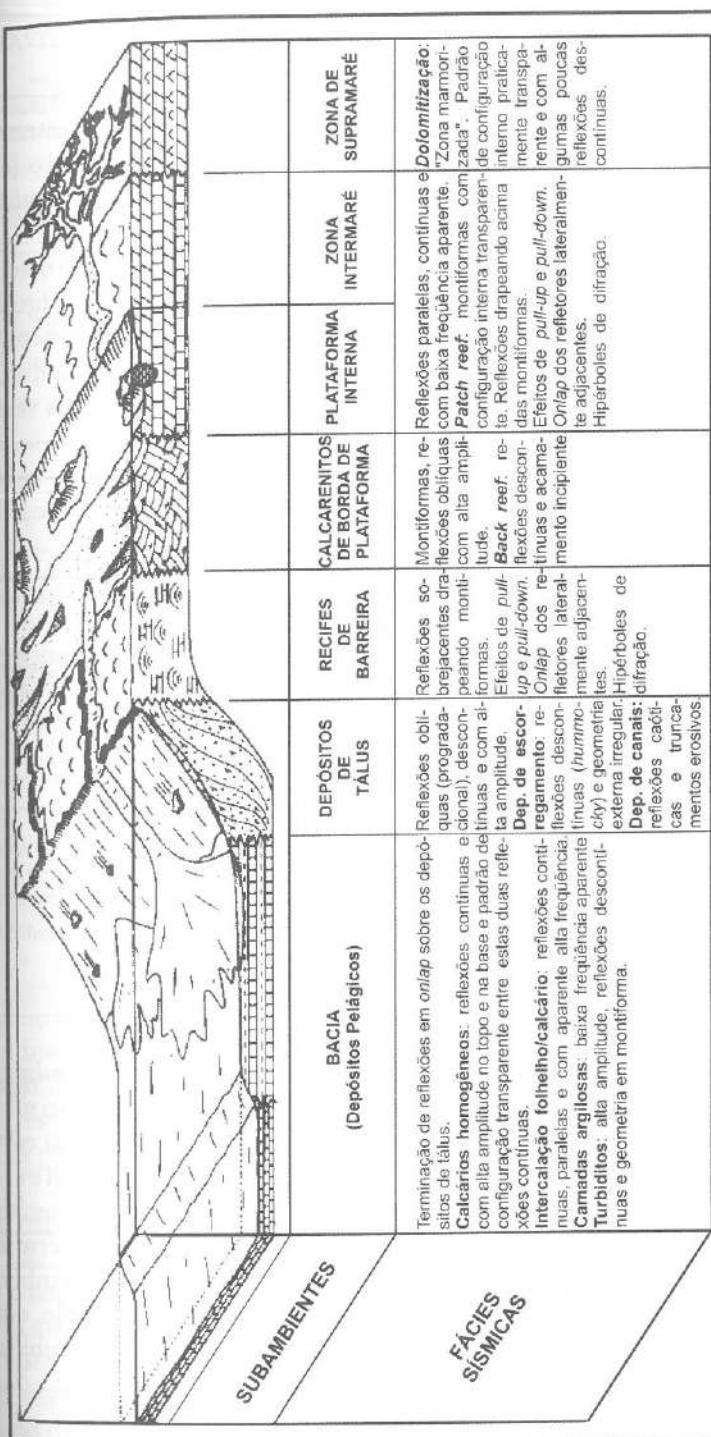


Figura 5.17 - Critérios diretos e indiretos para o reconhecimento de construções carbonáticas, utilizados nas interpretações sismo-estratigráficas (Modif. Bubb & Hatlelid, 1977).

Fontaine *et al.* (1987) apresentaram uma síntese sobre as fácies sísmicas de depósitos carbonáticos, partindo do modelo deposicional amplamente aceito para o estudos de ambientes carbonáticos proposto por Wilson (1975). Nesta síntese, são apresentadas as fácies sísmicas características para os subambientes de bacia, talude e plataforma (Figura 5.18)

Figura 5.18 - Fácies sísmicas de ambientes deposicionais carbonáticos (modif. Fontaine *et al.*, 1987).

5.5 INDICADORES SISMOESTRATIGRÁFICOS DE VARIAÇÕES RELATIVAS DO NÍVEL DO MAR

Vail *et al.* (1977a) reconheceram três padrões sismo-estratigráficos indicadores de posições relativas do nível do mar: *onlap* costeiro (*coastal onlap*), *toplac* costeiro (*coastal toplac*) e deslocamento para baixo do *onlap* costeiro (*downward shift in coastal onlap*).

O *onlap* costeiro indica uma subida relativa do nível do mar e consiste na deposição de sedimentos costeiros em progressivo *onlap* na direção do continente. A Figura 5.19 ilustra as relações dos estratos depositados em *onlap* quando de uma subida relativa do nível do mar. A mensuração dessa subida relativa é dada pela medida da **agradação costeira** (*coastal aggradation*) na vertical e pela **invasão costeira** (*coastal encroachment*) na horizontal, devendo-se, entretanto, fazer os devidos ajustes e compensações para se retirar os efeitos de outros possíveis fatores atuantes (por exemplo: compactação, subsidência, etc.).

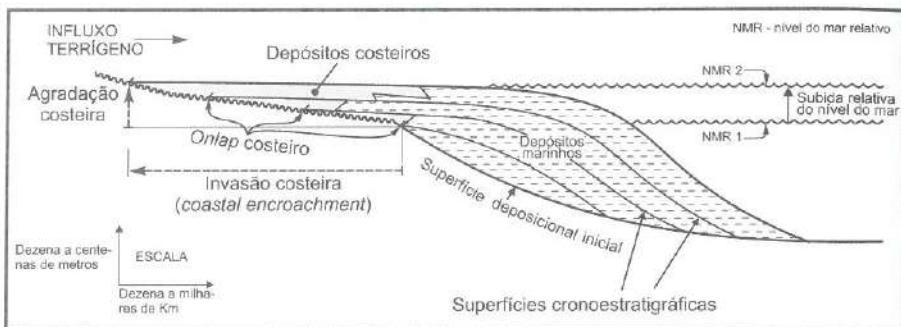


Figura 5.19 - *Onlap* costeiro como indicador de uma subida relativa do nível do mar (modif. Vail *et al.* 1977a).

Uma subida relativa do nível do mar, ao dar origem ao *onlap* costeiro, pode ser causada por três situações: a) uma subida eustática, enquanto o substrato da bacia subside, fica estacionário ou ascende em razão inferior à subida eustática; b) quando o substrato da bacia subside e o nível do mar mantém-se estável e c) quando o substrato da bacia subside numa razão maior do que uma queda eustática.

O suprimento sedimentar disponível é um fator determinante nas relações faciológicas numa situação de *onlap* costeiro, como também, influiu decisivamente no posicionamento da linha de costa. Por exemplo, em função da intensidade do influxo de suprimento sedimentar, uma dada subida relativa do nível do mar pode resultar em diferentes relações faciológicas e posicionamentos da linha de costa (Figura 5.20).

VAS DO

ratigráfi-
→ (coastal
onlap cos-iar e con-
reção do
em onlap
sida rela-
vertical e
e, entre-
le outros
.).

+ mar relativo

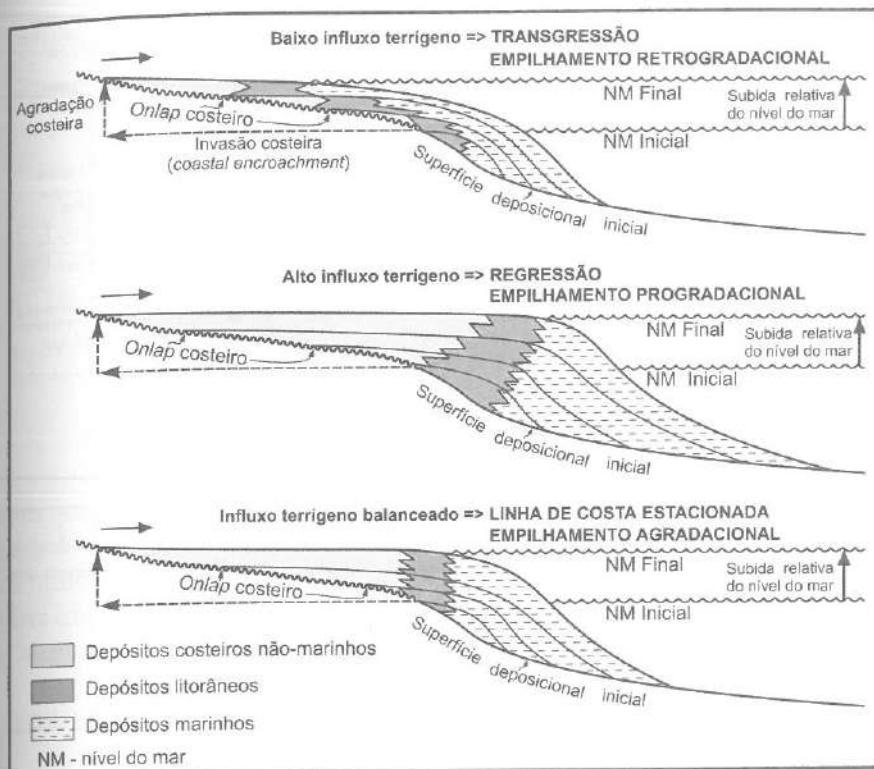
+ subida relativa
nível do mar

Figura 5.20 - Deslocamento da linha de costa (transgressão e regressão) e variação do empilhamento estratigráfico (retrogradacional, progradacional e agradacional) em função do influxo terrígeno (taxa de suprimento sedimentar) durante uma subida do nível do mar (modif. Vail *et al.*, 1977a).

lif. Vail et

O influxo terrígeno pode determinar, também, uma transgressão e regressão da linha de costa, bem como, influir na profundidade relativa da lâmina d'água. A Figura 5.21 exemplifica uma situação de *onlap* costeiro, também durante um período de subida relativa do nível do mar, em que a transgressão/regressão e a variação na profundidade da lâmina d'água são traduzidas pelo arranjo das fácies litorâneas e nerítica mais profunda.

O *toplac* costeiro é indicador de um período de estabilidade relativa do nível do mar, ou seja, o mesmo permanece estacionário (*stillstand*) – Figura 5.22. Isso pode ser o resultado de uma situação em que o nível do mar não varia e nem ocorram deslocamentos verticais da superfície deposicional original, ou mesmo, da subida ou descida de ambos numa mesma razão. Nesses casos, os sedimentos empilham-se progradacionalmente, quase não havendo agradiação, caso em que ter-se-ia a situação de *onlap* costeiro. Áreas deltaicas com altas taxas de deposição são favoráveis a produzirem *toplac* costeiro.

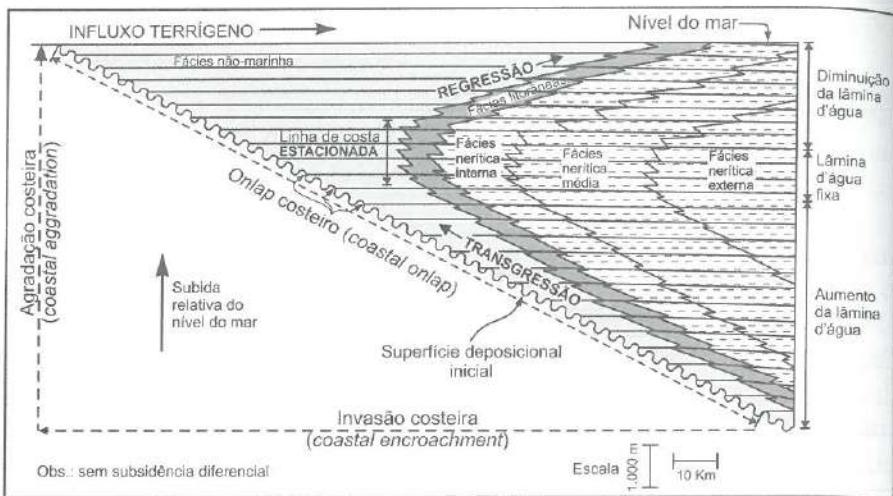


Figura 5.21 - Transgressão e regressão da linha de costa em função do influxo terrígeno durante uma subida do nível do mar. Observar as relações de profundidade refletida na faciologia dos sedimentos (modif. de Vail *et al.*, 1977a).

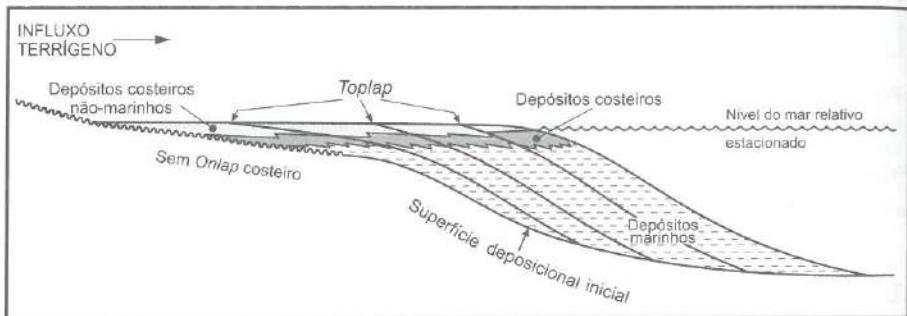


Figura 5.22 - *Toplap* costeiro como indicador de nível de mar relativo estacionário (modif. de Vail *et al.*, 1977a).

O deslocamento para baixo do *onlap* costeiro é o reflexo de uma rápida queda relativa do nível do mar em relação aos limites da superfície deposicional inicial. Na Figura 5.23, a queda relativa do nível do mar se dá entre o *onlap* da unidade 5 da Seqüência A e o *onlap* da unidade 6 da Seqüência B, seguindo-se uma nova subida relativa do nível do mar com o *onlap* das unidades 7, 8 e 9.

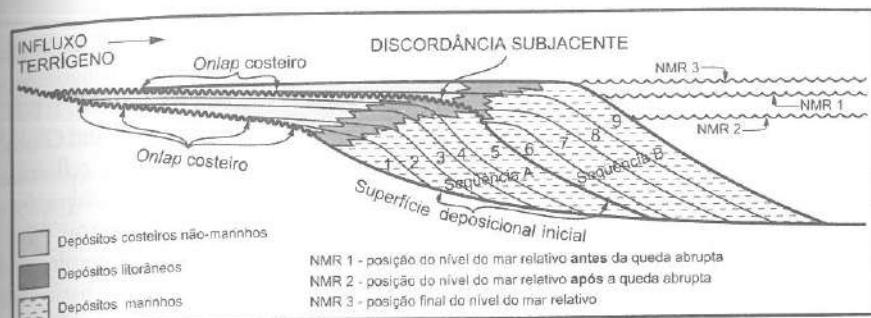


Figura 5.23 - Deslocamento para baixo do *onlap* costeiro (*downward shift of coastal onlap*) como indicador de uma queda abrupta do nível do mar (modif. de Vail *et al.*, 1977a).

Vail *et al.* (1977a) sugeriram três situações em que pode ocorrer uma queda relativa do nível do mar: a) durante uma queda eustática quando a superfície deposicional inicial permanece estacionária, se eleva ou subside numa queda menor do que a queda eustática; b) quando a superfície deposicional inicial se eleva enquanto o nível do mar permanece estacionário e c) quando a superfície deposicional inicial se eleva a uma razão maior que uma subida eustática.

5.6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Braga, J. A. E. & Della Fávera, J. C. 1978. Seqüências deposicionais nas bacias brasileiras - determinação, integração regional e sua utilização nas pesquisas de hidrocarbonetos. PETROBRÁS/DEXPRO/DIVEX. (Relatório Interno - inédito).
- Brown Jr., L. F. & Fisher, W. L. 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from brazilian rift and pull-apart basins. In: Payton, C. E. (ed.). *Seismic Stratigraphy - Applications to Hidrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 213-248, (Memoir # 26).
- Brown Jr., L. F. & Fisher, W. L. 1980. *Seismic-stratigraphic Interpretation and Petroleum Exploration*. Austin, AAPG, 125 p. (Continuing education course note series # 16).
- Bubb, J. N. & Hatlelid, W. G. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 10: Seismic Recognition of Carbonate Buildups. In: Payton, C. E. (ed.). *Seismic Stratigraphy - Applications to Hidrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 185-204 (Memoir # 26).
- Campos, C. W. M. & Bacoccoli, G. 1973. Altos síncronos e a pesquisa de petróleo no Brasil. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 27, Aracaju, *Anais*, 3: 373-415.
- Emery, D. & Myers, K., 1996. *Sequence Stratigraphy*. Oxford, Blackwell Scientific Company, 297 p.
- Fisher, W. L.; Gama Jr., E. G.; Ojeda, H. A. O. 1973. Estratigrafia sísmica e sistemas deposicionais da Formação Piaçabuçu, na bacia de Sergipe/Alagoas. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 27, Aracaju, *Anais*, 3: 123-133.
- Fontaine, J. M.; Cussey, R.; Lacaze, J.; Lanaud, R.; Yapuadjian, L. 1987 Seismic interpretation of carbonate depositional environments. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 71: 281-297.

- Gamboa, L. A. P.; Esteves, F. R.; Shimabukuro, S.; Carminati, M.; Peres, W. L.; Souza Cruz, C. E. 1986. Evidências de variações do nível do mar durante o Oligoceno e suas implicações faciológicas. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, Goias, Anais, 1: 8-37.
- Mitchum Jr., R. M.; Vail, P. R.; Sangree, J. B. 1977a. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C. E. (ed.). *Seismic Stratigraphy - Applications to Hidrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 117-133 (Memoir # 26).
- Mitchum Jr., R. M.; Vail, P. R.; Thompson III, S. 1977b. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphy analysis. In: Payton, C. E. (ed.). *Seismic Stratigraphy - Applications to Hidrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 53-62 (Memoir # 26).
- Ojeda, H. A. O. 1988. *Curso de Sismoestratigrafia (Notas Preliminares)*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/SEDES. 236 p. (Apostila – não publicado).
- Payton, C. E. 1977. *Seismic stratigraphy - Applications to Hidrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 516 p. (Memoir # 26).
- Posamentier, H. W.; Jersey, M. T.; Vail, P. R. 1988. Eustatic control on clastic deposition I – Conceptual framework. In: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendal, C. G. S. C.; Posamentier, H. W.; Ross, C. A.; Van Wagoner, J. C. (eds.). *Sea-level Changes - an Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, 109-124 (SEPM Sp. Pb. # 42).
- Rezende, W. M. & Ferradaes, J. C. 1971. Integração geológica regional da bacia sedimentar da Foz do Amazonas. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 25, Belém, Anais, 3: 203-214.
- Sangree, J. B. & Widmier, J. M. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 9: Seismic Interpretation of Clastic Depositional Facies. In: Payton, C. E. (ed.). *Seismic Stratigraphy - Applications to Hidrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 165-184 (Memoir # 26).
- Severiano Ribeiro, H. J. P. 1991. *Sismo-estratigrafia e Arquitetura Depositacional da Bacia do Recôncavo, Estado da Bahia, Brasil*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, Tese de Doutoramento, 159 p.
- Silva, H. T. S. 1993. *Flooding Surfaces, Depositional Elements, and Accumulation Rates – Characteristics of the Lower Cretaceous Tectonosequence in the Recôncavo Basin, Northeast Brazil*. The University of Texas at Austin, Austin, PhD Thesis, 312 p.
- Vail, P. R. & Mitchum Jr., R. M. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 1: Overview. In: Payton, C. E. (ed.). *Seismic Stratigraphy - Applications to Hidrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 51-52 (Memoir # 26).
- Vail, P. R.; Mitchum Jr., R. M.; Thompson III, S. 1977a. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 3: Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap. In: Payton, C. E. (ed.). *Seismic Stratigraphy - Applications to Hidrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 63-81 (Memoir # 26).
- Vail, P. R.; Todd, R. G.; Sangree, J. B. 1977b. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 5: Chronostratigraphy Significance of Seismic Reflections. In: Payton, C. E. (ed.). *Seismic Stratigraphy - Applications to Hidrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 99-116, (Memoir # 26).
- Wilson, J.L. 1975. *Carbonate Facies in Geological History*. New York, Springer-Verlag, 471 p.
- Zalan, P. V. & Warne, J.E. 1985. *Tectonics and Sedimentation of the Pianuí-Camocim Sub-basin, Ceará Basin, Offshore Northeastern Brazil*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, 51 p. (Série Ciência-Técnica-Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo. # 17).

CAPÍTULO 6

FUNDAMENTOS DE ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

Helio Jorge P. Severiano Ribeiro (UENF)
severiano@lenep.uenf.br

6.1 INTRODUÇÃO

Após a publicação do livro *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration* (Payton, 1977), mais conhecido como *Memoir # 26*, surgiu um intenso debate na comunidade geocientífica internacional com opiniões favoráveis e contra a curva de oscilação eustática, a denominada Curva de Vail, então primeiramente publicada nesse livro.

Uma das principais críticas era a ausência de publicação dos dados básicos sobre os quais foi construída a Curva de Vail, devido a problemas de confidencialidade industrial (base de dados pertencentes à empresa de petróleo Exxon). Este material não publicado impedia uma avaliação independente da metodologia por geocientistas não pertencentes ao quadro da Exxon (Miall, 1986). Haq *et al.* (1987) tentam suprir a ausência pública desses dados básicos construindo uma nova Curva de Vail consubstanciada em afloramentos de sedimentos marinhos de domínio público e situados em diversas partes do globo.

Criticava-se, também, que o nível do mar não poderia descer abruptamente conforme mostrava a Curva de Vail de 1977, mas sim de uma forma gradual tanto quanto a sua subida (Miall, 1984).

Outra crítica importante é que os efeitos da subsidência regional e local não haviam sido adequadamente integrados na Curva de Vail de 1977. Pitmann III (1978), num trabalho pioneiro, integrou apropriadamente os efeitos da subsidência na sedimentação de margens do tipo Atlântico, chegando à conclusão que os momentos de máxima transgressão e regressão coincidiram com os momentos de mais rápidas subidas ou quedas, respectivamente, do nível do mar e não, como postulava a Escola da Exxon em 1977, com os períodos de nível de mar mais alto (*highstand*) e mais baixo (*lowstand*).

Vail & Todd (1981) concordaram com a argumentação de Pitmann III (1978) e concluíram que aquela curva produzida em 1977 no *Memoir # 26* não deveria ser diretamente relacionada às variações globais do nível do mar, propondo, então, que tal curva referir-se-ia simplesmente a uma **curva global de deslocamentos do onlap costeiro**.

Severiano Ribeiro, H. J. P. 2001. *Estratigrafia de Seqüências - Fundamentos e Aplicações*. São Leopoldo, EDUNISINOS, 428 p.

A partir daí, Vail e seus seguidores buscaram uma forma objetiva de derivar uma **curva eustática** a partir da curva global de deslocamento do *onlap* costeiro. Essa derivação teria que partir do melhor entendimento das relações entre as variáveis eustásia, subsidência e suprimento sedimentar na determinação do padrão estratal e distribuição de fácies. Dessa forma, alguns conceitos foram desenvolvidos para melhor entender as relações entre o padrão estratal de deposição clástica e as variações relativas do nível do mar.

Posamentier *et al.* (1988) desenvolveram um modelo conceitual geral sobre a influência do controle eustático na deposição clástica. Nesse modelo as seguintes premissas básicas são assumidas:

- A taxa de subsidência é considerada constante em qualquer ponto discreto de um perfil, principalmente em comparação com as variações eustáticas de muito mais alta freqüência;
- A taxa de subsidência aumenta a partir da linha de charneira em direção à bacia;
- A taxa de suprimento sedimentar é praticamente constante (na realidade, o principal efeito de diferentes taxas de suprimento é a extensão da deposição clástica bacia adentro, ou seja, o limite máximo da progradação);
- A variação ou oscilação eustática tem uma tendência curvilinear e aproximadamente sinusoidal.

6.2 CONCEITOS E DEFINIÇÕES BÁSICAS

Segundo Posamentier *et al.* (1988) o padrão estratal e a distribuição espacial de fácies dependem de dois fatores:

- da quantidade de espaço em disponibilidade para a deposição sedimentar e
- da taxa de variação de novos espaços adicionados.

O primeiro fator é definido por Jervey (1988) como **acomodação**, a qual refere-se a todo espaço colocado em disponibilidade para **potencial** acumulação de sedimentos. A acomodação é função das flutuações eustáticas e da subsidência (Figura 6.1).

O segundo fator, novos espaços adicionados, também denominado de **taxa de acomodação**, refere-se ao espaço que foi criado durante um determinado tempo, ou seja, uma taxa de variação espacial.

Outras definições também são importantes para o melhor entendimento dos conceitos de estratigrafia de seqüências.

A **variação relativa do nível do mar** é a alteração na distância vertical entre a posição da superfície do mar e um *datum* situado no fundo do mar ou próximo dele, como, por exemplo, o embasamento (Figura 6.2). A variação relativa do nível do mar é independente da acumulação de sedimentos acima do *datum*, bem como, é o mais efetivo controle das variações na acomodação, mais do que a própria eustásia.

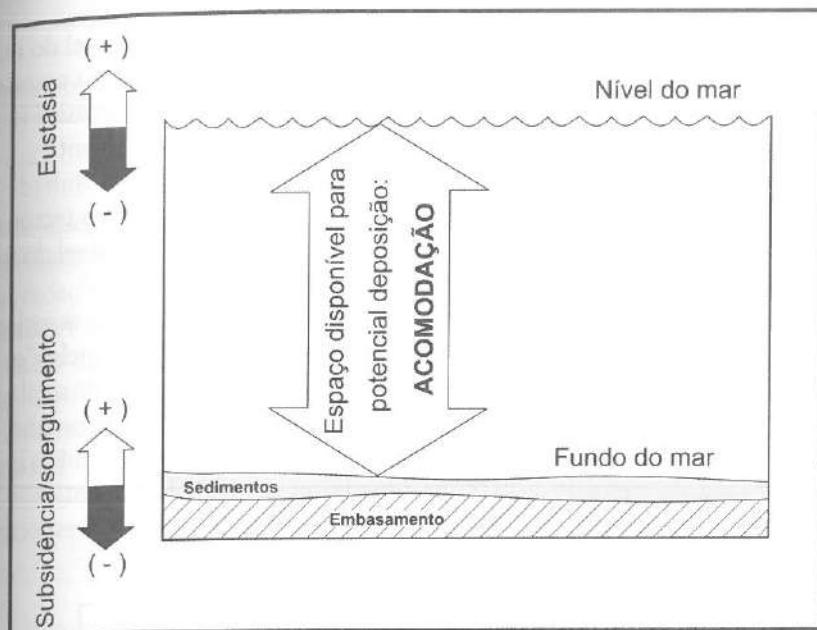


Figura 6.1 - Espaço para potencial acumulação de sedimentos (Acomodação) gerado pela inter-relação entre a eustasia (subida/queda) e a tectônica (soerguimento/subsidiência) (modif. Posamentier *et al.*, 1988).

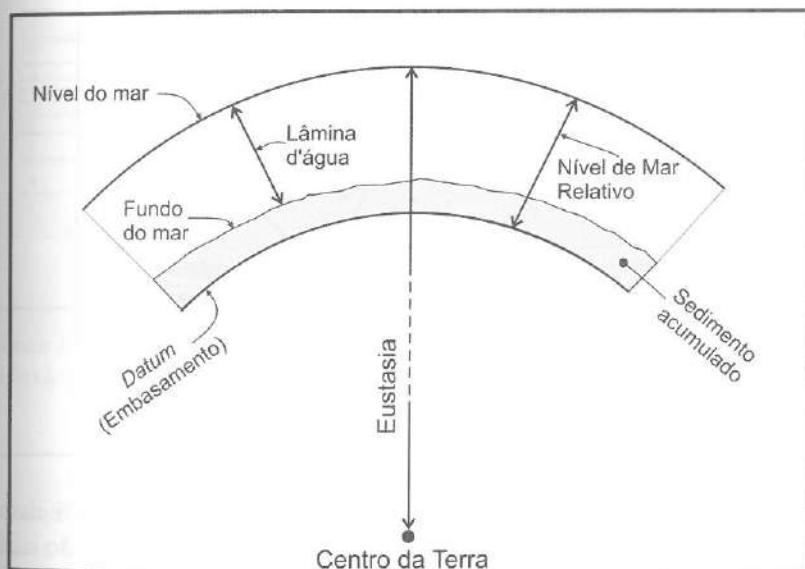


Figura 6.2 - Definições de nível do mar relativo, eustasia e profundidade da lâmina d'água (modif. Posamentier *et al.*, 1988).

A eustasia relaciona-se com as variações globais do nível do mar, diz respeito somente à posição da superfície do mar com referência a um *datum* fixo como o centro da Terra (Figura 6.2). Desta maneira, a Eustasia é independente de fatores locais como subsidência ou suprimento sedimentar.

A profundidade da lâmina d'água (Figura 6.2) é o resultado da integração de três parâmetros: suprimento sedimentar, eustasia e tectônica (subsidência/soerguimento), correspondendo a uma posição de nível do mar relativo menos a espessura de sedimento acumulado.

Uma vez que a transgressão e regressão tendem a estar associadas às máximas taxas de subida ou queda do nível do mar, conforme conclusões de Pitmann III (1978), isso implica que o ponto de inflexão da curva de oscilação eustática (Figura 6.3), assumindo um comportamento sinusoidal da mesma, tenha uma importância significativa, visto que é a posição na curva onde a inclinação ou taxa de variação é máxima (queda ou subida). Posamentier *et al.* (1988) denominaram por R (*rise*) e F (*fall*) os pontos de inflexão, respectivamente, de subida e queda eustática.

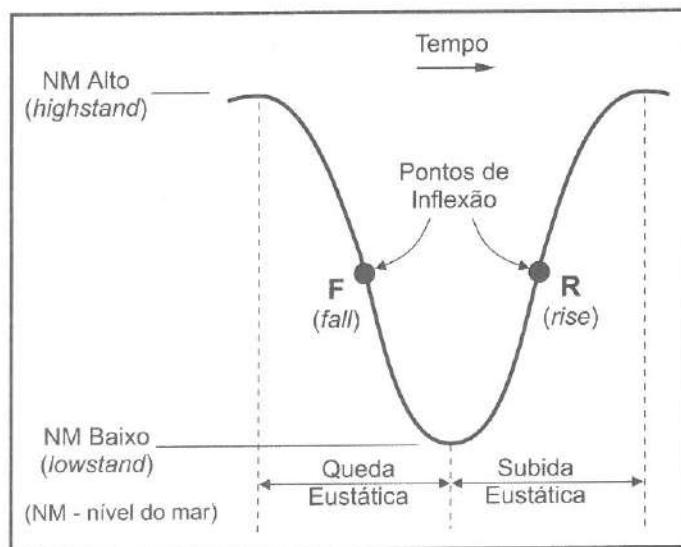


Figura 6.3 - Elementos da curva eustática (modif. Posamentier *et al.*, 1988).

O padrão estratal de deposição depende principalmente da taxa na qual novos espaços disponíveis para a sedimentação estejam sendo adicionados, isto é, aumento na taxa de acomodação. Dessa forma, pode se concluir que no ponto R a tendência é de se ocorrerem as maiores taxas de acomodação, enquanto que no ponto F, as menores taxas.

A taxa de acomodação é determinante na arquitetura do empilhamento sedimentar, ou seja, nas relações de progradação, retrogradação e agradação, esta última entendida como o processo de preenchimento vertical de uma bacia. Exemplificando, ao imaginar uma situação em que o influxo sedimentar é capaz de preencher continuamente o espaço disponível até o nível de base, no momento em que a taxa de acomodação começar a diminuir o empilhamento por agradação decrescerá gradualmente, fazendo com que a progradação passe a ser o processo mais efetivo (Figura 6.4 – T1 a T6 ou da camada A até E). Dessa forma, existirá uma tendência em que no ponto F (altas taxas de queda eustática) ocorra uma menor taxa de agradação e maior taxa de progradação, enquanto que no ponto R (subida) dar-se-ia o inverso, ou seja, maior agradação e menor progradação (Figura 6.4 – T6 a T10 ou da camada F até I).

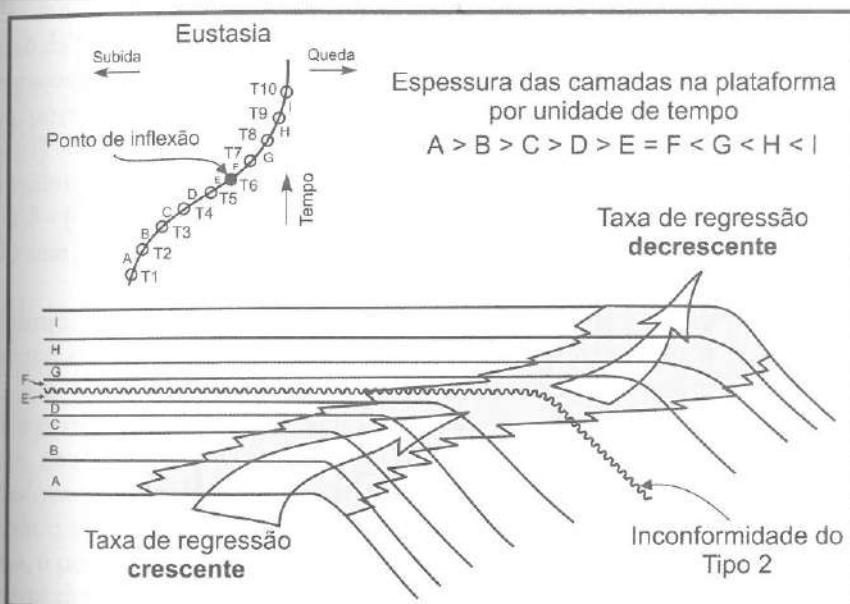


Figura 6.4 - Relações de agradação e progradação em torno de um ponto de inflexão de queda eustática (modif. Posamentier *et al.*, 1988).

Normalmente, a taxa de acomodação máxima ocorre durante o ponto R, resultando em transgressão e no desenvolvimento de condições de bacia faminta, com deposição de seções condensadas. Uma vez que o substrato de uma plataforma continental é, em geral, inclinado, o ponto de máxima incursão marinha continental adentro ocorrerá ligeiramente após o ponto R (T9 na Figura 6.5).

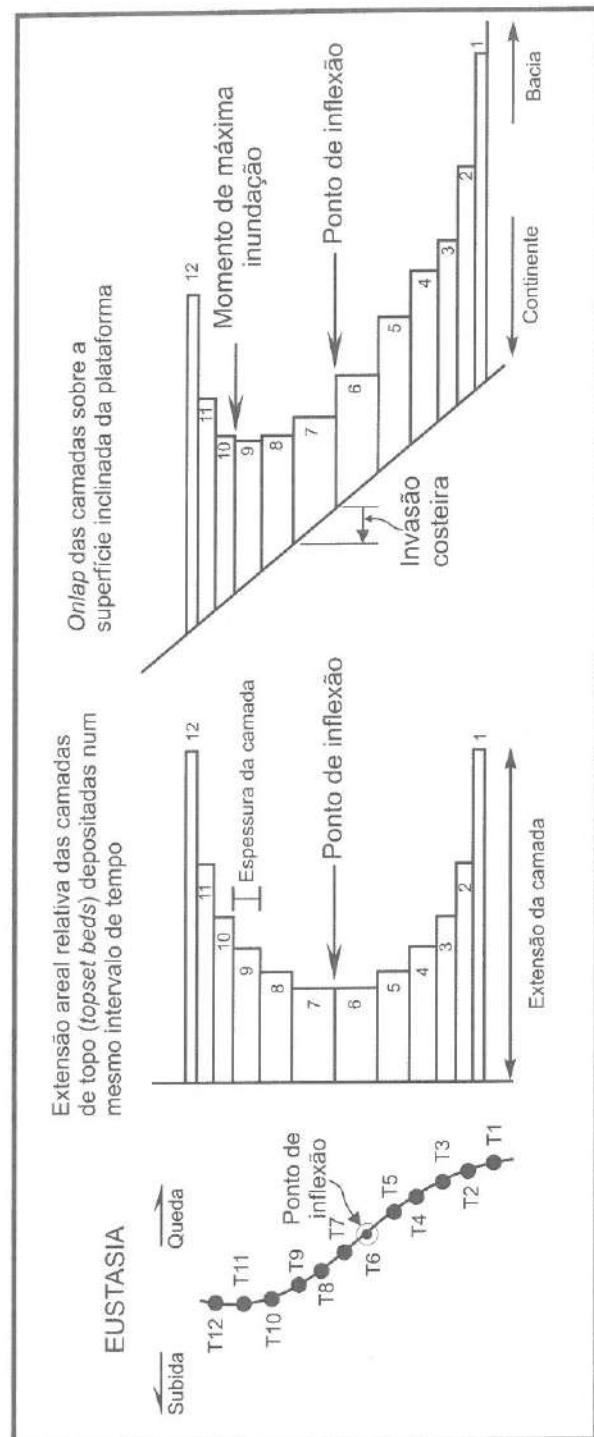


Figura 6.5 - Momento de máxima inundação em uma plataforma inclinada durante uma subida eustática (modif. Posamentier *et al.*, 1988).

A distribuição faciológica e o padrão estratal de deposição são determinados pela taxa de variação relativa do nível de base de uma bacia, ou seja, pela taxa de acomodação. No caso de bacias marinhas são determinadas pelas variações relativas do nível do mar, as quais dependem das relações entre a eustasia e a subsidência, criando ou subtraindo espaços para potencial sedimentação.

Na Figura 6.6, é exemplificado como a eustasia e a subsidência se relacionam gerando acomodação, ou seja, uma curva da **taxa de variação relativa do nível do mar** (obs.: considerar sempre aquelas premissas básicas de subsidência e suprimento sedimentar constantes). Nessa figura é importante observar que a **taxa de variação eustática** é negativa num ponto de inflexão F (*fall*) da curva eustática e positiva num ponto R; enquanto que a **taxa de subsidência** é sempre negativa. Dessa forma, a taxa de variação relativa do nível do mar será a taxa de variação eustática (positiva ou negativa) subtraída da taxa de subsidência (negativa). Por conseguinte, sempre que o valor absoluto da taxa de queda eustática for menor do que a taxa de subsidência, novos espaços estarão sendo adicionados, ou seja, a taxa de acomodação será positiva, portanto ocorrerá uma subida relativa do nível do mar [por exemplo: $-0,5 - (-1) = + 0,5$] (ponto *a* na Figura 6.6). Na situação inversa, quando o valor absoluto da taxa de queda eustática for maior do que a taxa de subsidência [$-1,5 - (-1) = -0,5$] (ponto *e* na Figura 6.6), haverá uma queda relativa do nível do mar, com exposição subaérea dessa parte da bacia.

Outro conceito importante é o **ponto de equilíbrio**, o qual é definido como um ponto teórico ao longo do perfil de uma plataforma continental onde a taxa de variação eustática é igual à taxa de subsidência.

Considerando que a taxa de subsidência aumenta gradativamente a partir da **linha de charneira** (*tectonic hinge point*) em direção à bacia, então, conforme houver uma variação eustática, o ponto de equilíbrio irá se deslocar ora em direção à bacia ora em direção ao continente, para coincidir com o mesmo ponto na plataforma de igual taxa de subsidência. Dessa forma, o ponto de equilíbrio separa a plataforma em duas partes (Figura 6.7). Na parte situada bacia adentro do ponto de equilíbrio ocorre uma subida relativa do nível do mar, visto que, nessa região, a taxa de subsidência é maior do que a taxa de queda eustática. Na outra parte, situada continente adentro do ponto de equilíbrio, ocorre uma queda relativa do nível do mar, pois aqui a taxa de queda eustática é maior do que a taxa de subsidência.

A importância do conceito de ponto de equilíbrio é possibilitar a compreensão das inter-relações entre a eustasia e a tectônica nas variações relativas do nível do mar. Este conceito permite compreender como uma parte da plataforma pode estar sofrendo uma subida relativa do nível do mar, até mesmo durante uma queda eustática.

A Figura 6.7 ilustra bem essas inter-relações, onde no momento T_5 , após o ponto de inflexão de queda eustática (T_4), tem início, na plataforma, uma subida relativa do nível do mar, enquanto ainda está ocorrendo uma queda eustática.

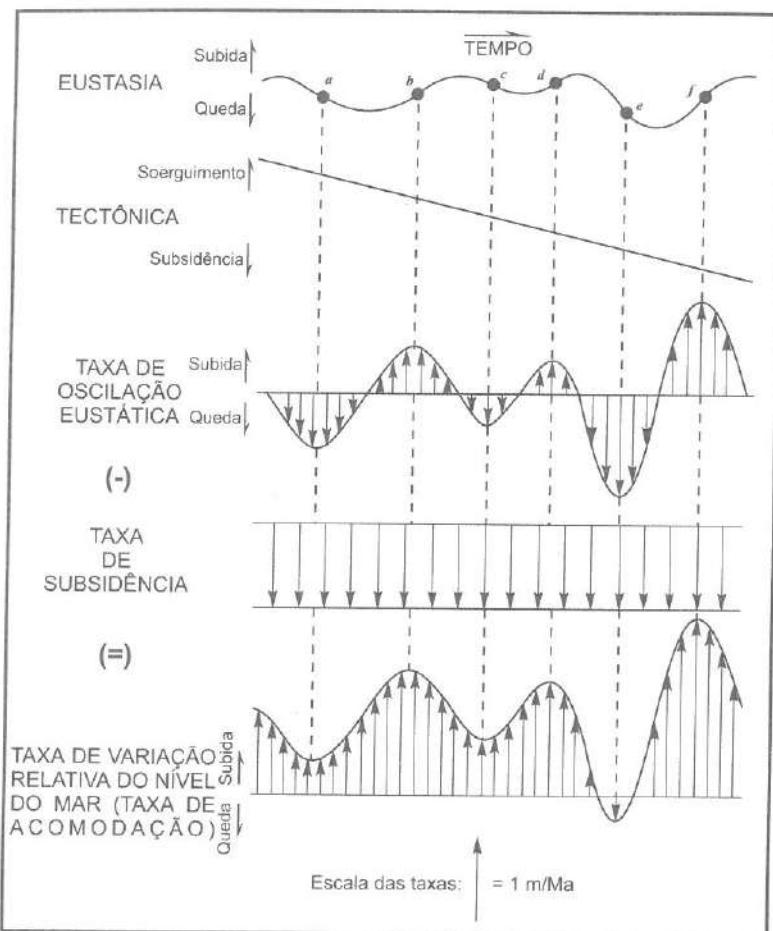


Figura 6.6 - Curva de variação relativa do nível do mar em função da eustasia e da subsidência (modif. Posamentier *et al.*, 1988).

Doutra forma e melhor explicando, antes do ponto de inflexão F da curva eustática (ponto de mais rápida queda eustática – T_4 na Figura 6.7), a taxa de queda eustática aumenta gradativamente, implicando, por conseguinte, o deslocamento do ponto de equilíbrio bacia adentro, uma vez que a taxa de subsidência também aumenta nessa mesma direção, ou seja, a partir da linha de charneira em direção à bacia. Nessa situação estará ocorrendo, continente adentro do ponto de equilíbrio, uma queda relativa do nível do mar.

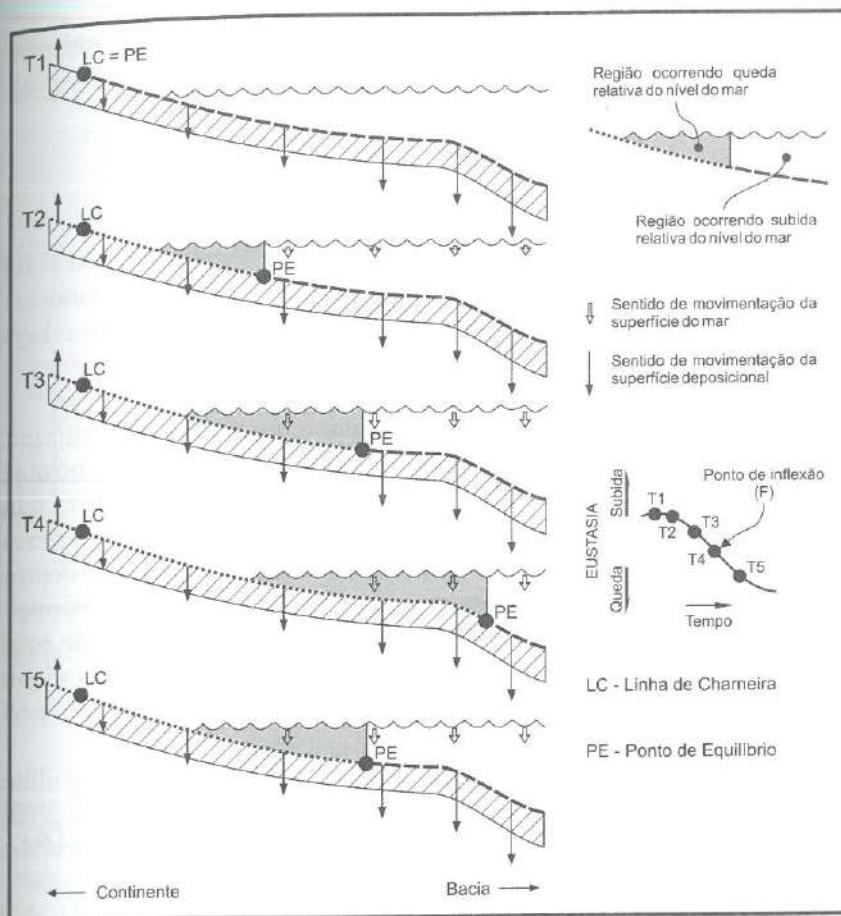


Figura 6.7 - Variação relativa do nível do mar em função da eustasia e subsidência diferencial (modif. Posamentier *et al.*, 1988).

Logo após o ponto de inflexão F (T4 na Figura 6.7) a taxa de queda eustática torna-se decrescente, implicando, agora, o deslocamento do ponto de equilíbrio em direção continente adentro, direção na qual a taxa de subsidência também decresce, dando início, na plataforma, a uma subida relativa do nível do mar, ainda durante uma queda eustática.

6.3 A CURVA DE ONLAP COSTEIRO

Na fase do *Memoir # 26* da sismo-estratigrafia, Vail e seus colaboradores relacionavam os deslocamentos do *onlap* costeiro diretamente às variações eustáticas, o que não correspondia corretamente à realidade. Além disso, a deno-

minada Curva de Vail de 1977 não considerava adequadamente a subsidênci^a, principalmente, os efeitos da deposição de sedimentos fluviais no desenvolvimento do *onlap* costeiro durante as quedas relativas do nível do mar.

6.3.1 Sedimentação fluvial e *onlap* costeiro

Posamentier & Vail (1988), objetivando melhor explicar as relações entre a sedimentação fluvial e o *onlap* costeiro, propuseram o modelo de acomodação subaérea. A perfeita compreensão desse conceito e das relações entre eustasia e sedimentação fluvial permite o correto entendimento dos deslocamentos do *onlap* costeiro.

A corrente de um rio sempre tende a buscar um perfil cuja inclinação lhe proporcione uma eficiência máxima, ou seja, um declive no qual a corrente tenha uma velocidade que seja exatamente a necessária para transportar toda a carga sedimentar suprida de montante. Nessas condições existirá uma transferência constante, porém balanceada, de material para dentro e para fora do sistema, não propiciando nenhuma efetiva erosão ou deposição. Uma corrente nessas condições é considerada como num estado de equilíbrio dinâmico ou estabilizada (*graded*) e o perfil longitudinal por ela adquirido é denominado por **perfil de equilíbrio de corrente** ou, somente, **perfil de equilíbrio**.

Na realidade, a declividade de um trecho do perfil de equilíbrio é função da descarga e do volume e textura da carga sedimentar. Em geral, a declividade é inversamente proporcional à descarga e diretamente proporcional ao tamanho do grão.

Um perfil de equilíbrio é representado por uma curva cuja declividade diminui suavemente para jusante, tornando-se quase horizontal quando se ajusta a um nível de base (Figura 6.8). O nível de base final que, em geral, todo perfil de equilíbrio de corrente se ajusta é o próprio nível do mar. Dessa forma, as flutuações eustáticas terão, portanto, uma profunda influência na maioria dos sistemas fluviais do planeta, principalmente, naquelas porções situadas próximas ao litoral.

Os deslocamentos do perfil de equilíbrio na horizontal e/ou na vertical criam espaços disponíveis a serem preenchidos por sedimentos fluviais. Esse espaço, assim criado, recebe o nome de **acomodação subaérea** (Figura 6.9). Visto que o perfil de equilíbrio é controlado pelo seu ponto de ajustamento ao nível de base, os deslocamentos no tempo e no espaço deste ponto de ajustamento farão com que a corrente busque um novo perfil de equilíbrio, depositando ou erodindo sedimentos.

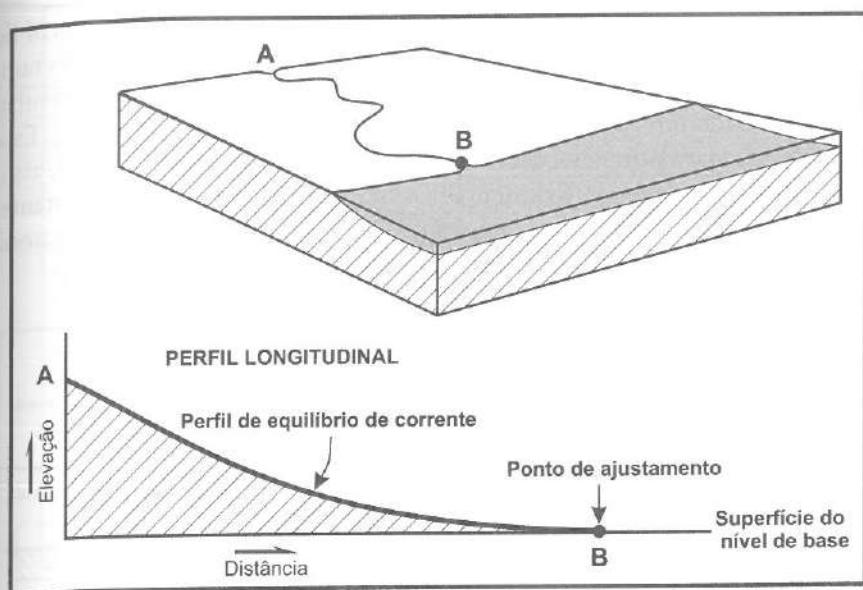


Figura 6.8 - Perfil de Equilíbrio de Corrente e o Ponto de Ajustamento com a superfície do nível de base (modif. Posamentier & Vail, 1988)

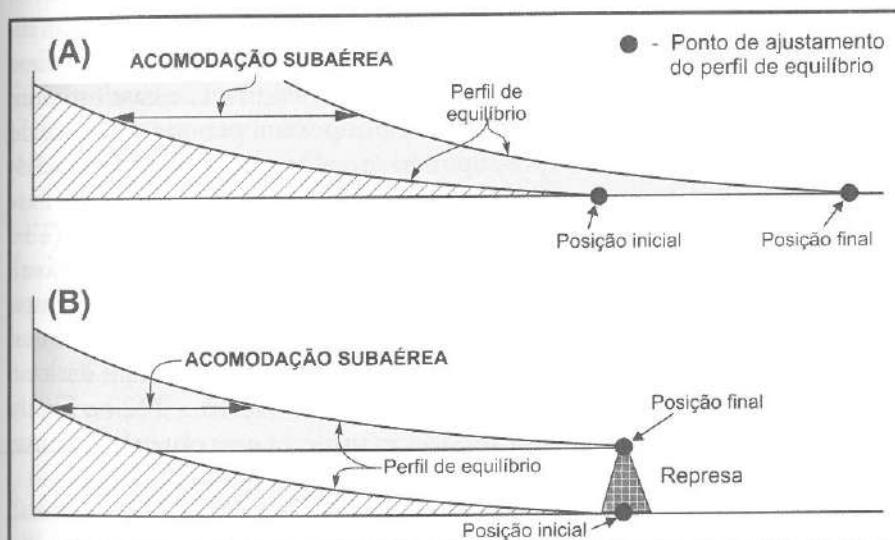


Figura 6.9 - Acomodação subaérea gerada pelo deslocamento horizontal (A) e vertical (B) do perfil de equilíbrio de corrente (modif. Posamentier & Vail, 1988).

Se os deslocamentos do ponto de ajustamento de um perfil de equilíbrio for na horizontal e em direção à bacia, o perfil de equilíbrio também desloca-se na mesma direção, implicando a criação de acomodação subárea e ocorrendo uma agradação da planície de inundação (Figura 6.9A). Esse espaço criado para potencial acomodação de sedimentos é preenchido, assumindo-se um suprimento sedimentar constante, de jusante para montante, através de uma onda de sedimentação que se propaga gradativamente nessa mesma direção (Figura 6.10), conformando terminações em *onlap*.

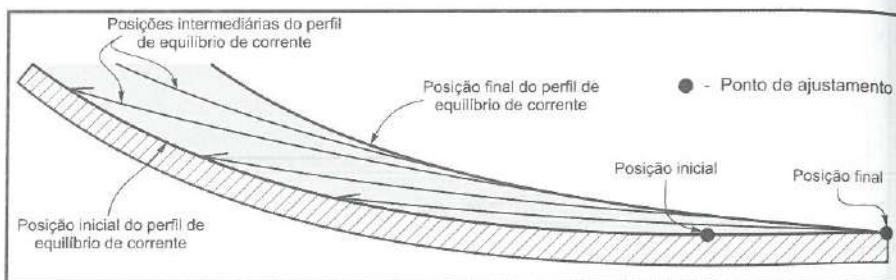


Figura 6.10 - Agradação fluvial devido ao deslocamento do ponto de ajustamento do perfil de equilíbrio de corrente. Observar o preenchimento da acomodação subárea de jusante para montante, conformando terminações em *onlap* (modif. Posamentier & Vail, 1988).

No caso em que o ponto de ajustamento desloca-se verticalmente para cima (Figura 6.9B), o mesmo ocorrerá com o perfil de equilíbrio. Essa situação corresponde a uma rápida subida relativa do nível de base ou, similarmente, à construção de uma represa, seguida por um período estacionário do nível de base. Nesses casos, pressupondo-se que antes da subida do nível de base o perfil estivesse em equilíbrio, o ponto de ajustamento ao nível de base desloca-se gradualmente para montante ao longo do perfil de equilíbrio (T1 a T5 na Figura 6.11A). Nesse deslocamento, o perfil de equilíbrio fica estável, não ocorrendo nenhuma ampla deposição fluvial. Após o ponto de ajustamento ter atingido a sua mais alta posição (nível de base estacionário), o mesmo passa a deslocar-se em direção à bacia, provocando, também, o deslocamento do perfil de equilíbrio nessa mesma direção (de T5 a T12 na Figura 6.11B), por conseguinte, criando acomodação subárea para potencial acumulação de sedimentos fluviais.

Na situação em que o ponto de ajustamento desloca-se verticalmente para baixo, a corrente buscará um novo perfil de equilíbrio, recortando erosivamente o seu substrato.

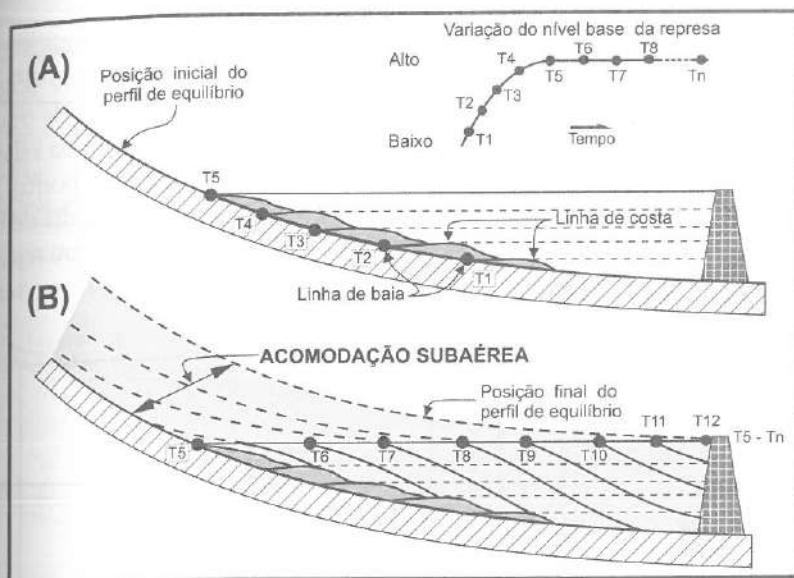


Figura 6.11 - Arquitetura deposicional resultante do deslocamento do ponto de ajustamento do perfil de equilíbrio durante uma subida relativa do nível do mar (modif. Posamentier & Vail, 1988).

Posamentier *et al.* (1988) consideram que o ponto de ajustamento das correntes se dá no que eles denominam de **linha de baía** (*bayline*) mais do que na **linha de costa** (*shoreline*). Esses autores definem a linha de baía como a linha teórica que separa o ambiente fluvial (não incluindo os sedimentos fluviais de planícies costeiras e deltaicas) dos ambientes parálicos e de planície deltaica. Definem, também, a linha de costa (*shoreline*) como o limite entre os ambientes parálicos/deltaicos e o ambiente marinho.

Nas discussões acima sobre o deslocamento do perfil do equilíbrio, consideraram-se somente os efeitos de variação da acomodação subaérea nos sistemas fluviais que atingem a costa. O tipo de sistema fluvial (meandrante, anastomosado, etc.) e outros atributos (tamanho de grão, por exemplo) são função de complexas relações entre tectônica, clima, vegetação, fonte sedimentar e até mesmo da acomodação subaérea. Entretanto, é importante observar que as variações na acomodação subaérea relacionadas diretamente com as variações globais do nível do mar, ocorrentes num determinado momento, será o único evento simultâneo a todos os ambientes subaéreos próximos à costa. Dessa forma, constata-se que as variações eustáticas terão uma marcante consequência nos regimes dos sistemas fluviais próximos à costa.

As relações entre as flutuações eustáticas e a sedimentação fluvial são ilustradas na Figura 6.12. Após o momento de nível de mar estacionário, ou seja, taxa de oscilação eustática igual a zero (T2 na Figura 6.12), tem início a

sedimentação fluvial em T3, quando a taxa de queda eustática começa a aumentar, implicando o deslocamento da linha de baía bacia adentro (Figura 6.12A) e terminando em T5 (ponto de inflexão de queda), a partir de onde a taxa de queda eustática torna-se decrescente, resultando numa subida relativa do nível do mar na posição da linha de baía (vide Figura 6.7, após o ponto T4). Esta subida do nível do mar a partir do ponto T5 faz com que a linha de baía passe a migrar para montante do perfil de equilíbrio (Figura 6.12B), ou seja, em direção ao continente, provocando a inundação dos canais dos rios e tendo com consequência a cessação da deposição fluvial.

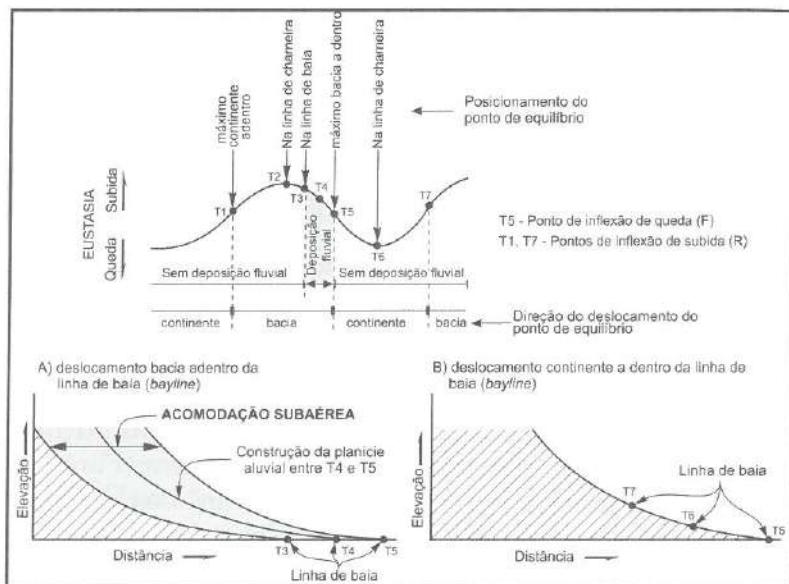


Figura 6.12 - Geração de acomodação subaérea com respectiva deposição fluvial, devido ao deslocamento da linha de baía (*bayline*) bacia adentro durante uma queda eustática (modif. Posamentier & Vail, 1988).

6.3.2 O deslocamento do *onlap* costeiro

Todos os conceitos e definições acima expostos têm por finalidade entender o modelo explicativo de Vail e seus seguidores para o deslocamento do *onlap* costeiro.

Nesse modelo são consideradas as relações dinâmicas entre a subsidência tectônica diferencial, a movimentação do ponto de equilíbrio em relação à linha de charneira (*tectonic hinge point*) e a linha de baía, o preenchimento sedimentar dos espaços gerados pelas acomodações submarina e subaérea, entre outras relações. A Figura 6.13 ilustra o modelo de resposta do *onlap* costeiro durante uma queda eustática lenta, o qual será discutido a seguir.

reça a au-
'o (Figura
de onde a
la relativa
onto T4).
ia de baía
u seja, em
s e tendo

sia

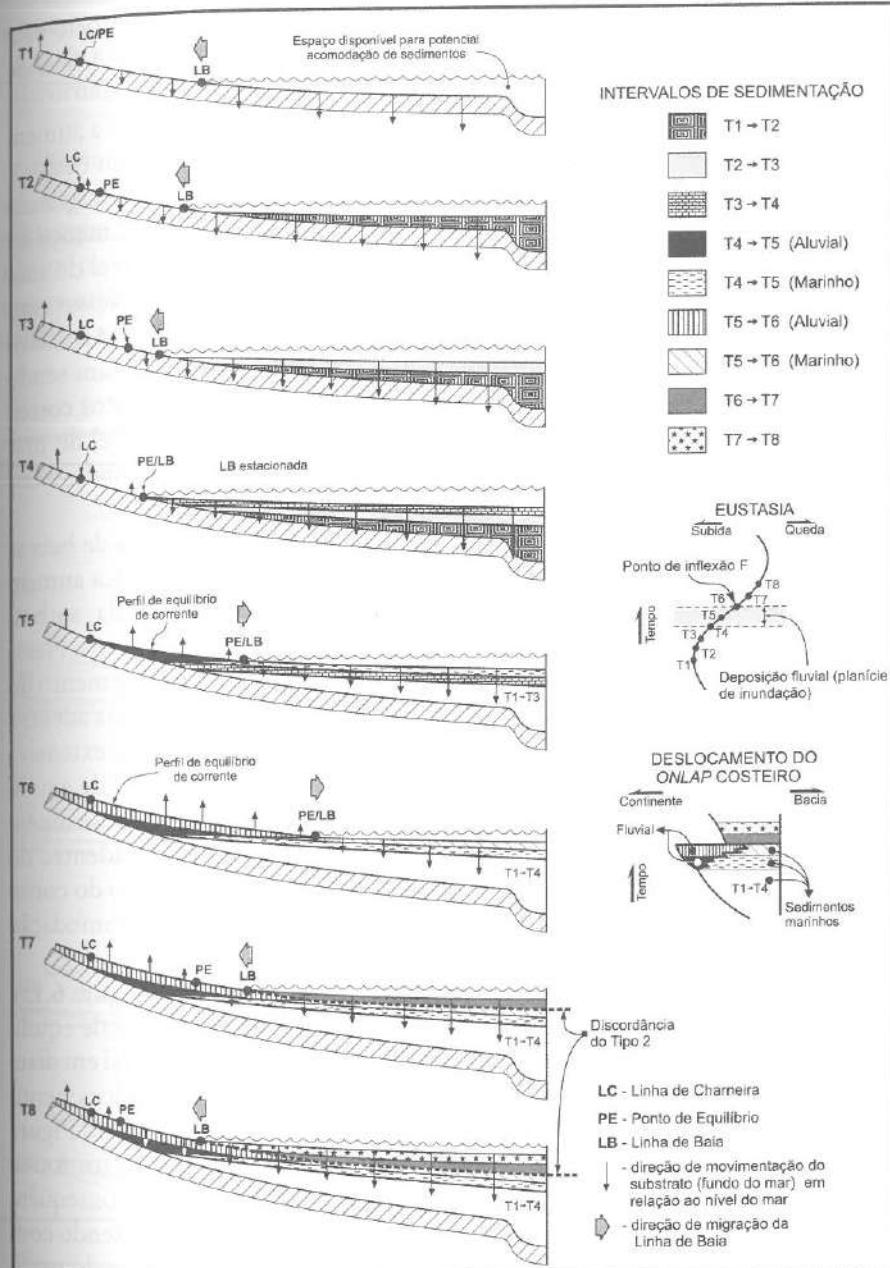
lo ao
iodif.or finali-
, desloca-s entre a
líbrio em
reenchim-
ia e suba-
ta do on-
a seguir.

Figura 6.13 - Deslocamento do *onlap* costeiro durante uma lenta queda eustática, gerando uma discordância do tipo 2 (modif. Posamentier & Vail, 1988).

6.3.3 Elementos da curva de *onlap* costeiro

A curva de *onlap* costeiro representa a extensão máxima contínente adentro da deposição de sedimentos, cujos processos são afetados mais efetivamente pelas variações relativas do nível do mar. Esses sedimentos podem ser de ambientes marinhos ou não-marinhos.

O formato da curva de *onlap* costeiro deriva dos modelos de deposição e de acomodação (subáerea e submarina), propostos por Vail e seguidores e previamente discutidos.

A partir da integração de todos os conceitos vistos até aqui, Vail e seus colaboradores elaboraram um modelo em que a partir da curva de *onlap* costeiro deriva-se uma curva de variação eustática (Figura 6.15). Esse modelo baseia-se em inumeráveis observações feitas em diversas bacias sedimentares do globo desde os primeiros trabalhos de Vail *et al.* (1977).

Na realidade, num trabalho mais preciso, algumas correções devem ser feitas, como, por exemplo, considerar os efeitos da compactação, os efeitos da carga sedimentar/coluna d'água na subsidência, ou seja, análises geo-históricas propostas por Van Hinte (1978), Hardenbol *et al.* (1981) e Vail *et al.* (1984) tecem maiores considerações sobre essas correções. Entretanto, serão aqui abordados somente os elementos básicos da curva de *onlap* costeiro.

Na Figura 6.15 são mostrados todos os elementos da relação entre a curva de *onlap* costeiro e a curva eustática. Algumas considerações serão, a seguir, discutidas.

A partir de um ponto de inflexão de queda eustática (F) até o seguinte ponto de inflexão de subida eustática (R) ocorre um crescente aumento na taxa de adição de novo espaço (vide Figura 6.6). Esse contínuo crescimento na taxa de acomodação implica, também, o aumento da velocidade de migração em direção ao continente da linha de baía e, por conseguinte, do *onlap* costeiro.

No ponto R, onde a taxa de subida eustática é máxima, a velocidade de migração da linha de baía/*onlap* costeiro também é máxima. Após R, a taxa de subida eustática torna-se decrescente, fazendo com que diminua a velocidade de migração continente adentro da linha de baía/*onlap* costeiro. No momento em que o ponto de equilíbrio atinge a linha de baía (pontos A e B na Figura 6.15), instante de taxa de subida relativa do nível do mar igual a zero na posição da linha de baía, ambos deslocam-se bacia adentro, iniciando a deposição fluvial e, o mais importante, o *onlap* continua migrando continente adentro (vide discussão itens anteriores e T5 e T6 na Figura 6.13).

A velocidade de migração do *onlap* costeiro na direção do continente diminui gradualmente até atingir o ponto F seguinte, quando, neste momento, o ponto de equilíbrio e a linha de baía passam a migrar separadamente na direção do continente, cessando a deposição fluvial e provocando um abrupto deslocamento do *onlap* costeiro na direção da bacia, o qual passa a ter o seu limite na própria linha de baía.

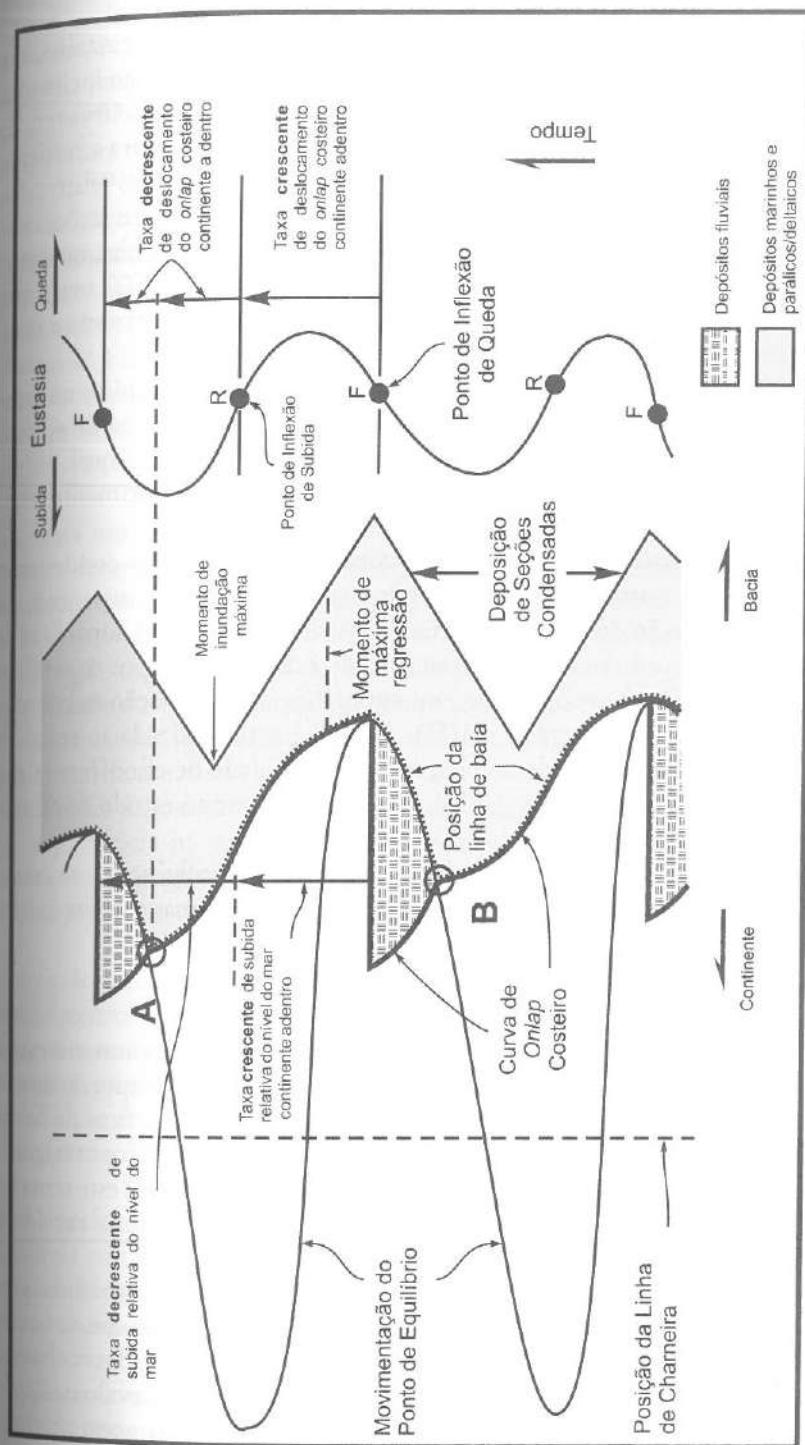


Figura 6.15 - Elementos da Curva de Deslocamento do *Onlap Costeiro* (modif. Posamentier et al., 1988).

A depender da velocidade de migração do *onlap* costeiro, ou seja, taxa de invasão costeira, a curva de *onlap* será muito ou pouco inclinada. Dessa forma, quando a taxa de invasão costeira for muito alta, a curva tenderá para horizontal, enquanto que em taxas mais lentas tenderá para a vertical.

Ainda na Figura 6.15 observa-se distribuição temporal relativa das seções condensadas (*condensed section*). Vail *et al.* (1984) definiram as seções condensadas como delgados intervalos estratigráficos de ambiente marinho, caracterizados por muito baixas taxas de deposição (menor do que 1cm/1.000 anos), que comumente estão associadas a hiatos marinhos ou mistura de biorizonte e marcam momentos de maiores paleopropfundidades na bacia.

O tempo de duração de uma seção condensada decresce na direção do continente e sua máxima extensão, também nessa mesma direção, é função, também, do limite de deposição terrígena mar adentro, a qual, entretanto, varia significativamente de acordo com o influxo de suprimento sedimentar de bacia para bacia.

A posição mais continental adentro de uma seção condensada ocorre durante o momento de transgressão máxima, em algum instante após um ponto de inflexão de subida eustática (R) (vide Figura 6.5). A superfície física correspondente ao máximo da transgressão é denominada por **superfície de downlap** (DLS – *downlap surface*) ou **superfície de inundação máxima - SIM** (*maximum flooding surface - MFS*). A DLS é mais utilizada ao se interpretar seções sísmicas quando se observa a extremidade de clinofomas em *downlap* sobre uma superfície. A SIM adequa-se melhor ao estudo de afloramentos e perfis de poços.

Nas regiões situadas mais bacia adentro, onde a influência de sedimentos terrígenos é mínima, as seções condensadas empilham-se umas sobre as outras.

6.4 SEQÜÊNCIAS E MODELOS DE TRATOS DE SISTEMAS

A estratigrafia de seqüências pode ser resumida como um ramo da estratigrafia que busca interpretar as relações espaciais e temporais de um pacote de rochas sedimentares ou, até mesmo, rochas metamórficas de baixo grau. Alguns estratigrafos atribuem às seqüências um sentido litoestratigráfico e outros um enfoque cronoestratigráfico. Sloss (1988) discute este tema de forma aprofundada, bem como Gama Jr. (1989a, b e c) faz uma excelente abordagem didática do mesmo.

Do ponto de vista de Vail (1987), a estratigrafia de seqüências é a aplicação das técnicas de interpretação sismo-estratigráfica na análise de bacias sedimentares, objetivando a divisão, correlação e mapeamento das rochas sedimentares de uma bacia. Nesse sentido, a seqüência é um intervalo de depósitos sedimentares geneticamente relacionados e limitados cronoestratigráfi-

camente. Na fase do *Memoir # 26* esse intervalo foi designado por seqüência deposicional (vide definição no Capítulo 5) e, na mais moderna conceituação, a seqüência se constitui por uma sucessão de tratos de sistemas deposicionais interpretados como depositados entre dois pontos de inflexão de queda eustática (Posamentier & Vail, 1988).

Fisher & McGowen (1967) definiram sistema deposicional como um conjunto tridimensional de litofácies geneticamente associadas por processos e ambientes ativos (recentes) ou inferidos (antigos). A unidade fundamental de um sistema deposicional é a litofácie, a qual define-se, segundo Brown & Fisher (1977), como um corpo tridimensional de rochas ou sedimentos limitados por uma superfície deposicional (ou erosiva). Estes últimos autores definiram também trato de sistemas como um conjunto de sistemas deposicionais contíguos e contemporâneos.

A importância desse conceito para a estratigrafia de seqüências é que para um determinado conjunto de processos deposicionais, por conseguinte, determinados ambientes deposicionais e litofácies, estará associado um determinado trato de sistemas deposicionais. Um trato de sistemas é definido objetivamente pela geometria estratal nas superfícies limitantes, pela sua posição dentro de uma seqüência deposicional e pelo padrão interno de empilhamento. Dessa forma, o reconhecimento de tratos de sistemas a partir de dados sísmicos permite um entendimento mais acurado da arquitetura deposicional de uma área, possibilitando um prognóstico mais preciso dos paleoambientes deposicionais e, portanto, das litofácies. Este prognóstico é de vital importância na interpretação de áreas ainda não perfuradas, principalmente, na estimativa do potencial exploratório daquelas regiões de lâmina d'água profunda com raros ou nenhum poço perfurado.

Vail e seus seguidores sempre advogaram que as seqüências deposicionais são condicionadas às variações eustáticas. Vail (1987) afirma que: "Fundamental control of depositional sequences, is, we believe, short-term eustatic changes of sea level superimposed on longer-term tectonic changes". Esse autor considera que os quatro principais fatores que controlam as variações no padrão estratal e na distribuição de litofácies, dentro de um pacote sedimentar, são: subsidência tectônica, variações eustáticas, suprimento sedimentar e clima (Figura 6.16).

Segundo Vail (1987), a chave para o entendimento da estratigrafia é a perfeita compreensão das variações relativas do nível do mar (combinação da eustasia com a subsidência – vide item 6.1). A variação relativa do nível do mar cria acomodação, ou seja, espaço disponível para o preenchimento sedimentar. Assim, para Vail (1987), a eustasia é o principal controle da variação relativa do nível do mar, a qual determina o padrão estratal de deposição e a distribuição de litofácies, enquanto que a subsidência tectônica controla principalmente a espessura dos sedimentos.

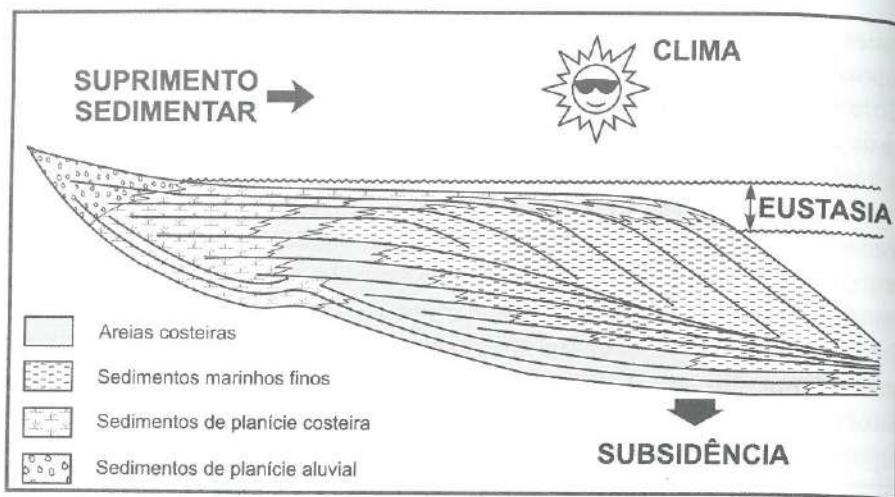


Figura 6.16 - Fatores determinantes da arquitetura deposicional - padrão estratal e distribuição das litofácies (modif. Vail, 1987).

O controle eustático das seqüências deposicionais é o mais polêmico aspecto da estratigrafia de seqüências. Alguns autores advogam um controle principalmente tectônico para as seqüências. Entretanto, independente dessa discussão do mecanismo fundamental (eustático ou tectônico), todos os autores concordam com a interpretação da arquitetura interna das seqüências e seu poderoso valor preditivo. Nesse contexto, Macurda (1986) propõe que a seqüência deposicional de Vail e seguidores e, por conseguinte, a curva de *onlap* costeiro e a sua derivada curva eustática, devem ser consideradas como um postulado a ser testado rigorosamente.

A estratigrafia de seqüências pós-SEPM Sp. Pb. #42 (*Sea-level Changes - an Integrated Approach*, Wilgus *et al.*, 1988) introduziu alguns novos conceitos e detalhamentos, sendo os principais os dois tipos de discordâncias e de seqüências e a seção condensada. Outra importante inovação é a compreensão que uma seqüência deposicional deposita-se durante um ciclo de variação eustática, começando e terminando nas proximidades de pontos de inflexão de queda eustática (Vail, 1987) (vide também Figura 6.15).

O entendimento da relação seqüência/ciclo passa pela compreensão da escala do fenômeno em questão. Na estratigrafia de seqüências, a seqüência deposicional é considerada a unidade genética básica. Entretanto, tem-se uma hierarquia no conceito de seqüências e dos ciclos correspondentes. Foram divulgadas diversas hierarquias do intervalo de tempo e gênese dos ciclos, entretanto, Vail *et al.* (1991) propuseram seis ordens de grandezas para os ciclos, quais sejam:

Ordem	Duração
1	> 50 Ma
2	3-50 Ma
3	0,5-3,0 Ma
4	0,08-0,05 Ma
5	0,08-0,03 Ma
6	0,01-0,03 Ma

O ciclo de 1^a ordem (> 50 Ma) é considerado em termos de tectônica de placa, ou seja, corresponde aos grandes ciclos orogênicos, cuja resposta estratigráfica são o conjunto de megassequências. Os ciclos de 1^a ordem com duração de 50-200 Ma (megaciclos) correspondem às seqüências estratigráficas propostas por Sloss (1963 e 1972).

A seqüência, unidade básica, corresponde a um ciclo de 3^a ordem, com duração de 0,5 a 3 Ma. O Quadro 6.1 apresenta a assinatura típica de cada uma desses ciclos.

No Quadro 6.2 a seqüência é considerada em relação a um conjunto de unidades menores, onde aparece o conceito de parassequência.

Van Wagoner *et al.* (1988) consideram a parassequência e o conjunto de parassequências as unidades fundamentais da seqüência. Definem parassequência como uma sucessão de camadas ou conjuntos de camadas relativamente concordantes, geneticamente relacionadas, limitadas por superfícies de inundação marinha ou superfícies correlatas. Uma superfície de inundação marinha separa estratos mais antigos de mais jovens, na qual existem evidências de um abrubto aumento na profundidade da água. As parassequências, em geral, estão abaixo da resolução sísmica, sendo identificadas em perfis, testemunhas e afloramentos.

Um conjunto de parassequências é definido como uma sucessão de parassequências geneticamente relacionadas, formando um padrão de empilhamento peculiar e limitado por maiores superfícies de inundação marinha ou suas correlatas. O padrão de empilhamento das parassequências dentro de um conjunto de parassequências pode ser progradacional, retrogracionial e agradacional, dependendo da razão entre a taxa de deposição e a taxa de acomodação (Figura 6.17).

As seqüências deposicionais podem ser de dois tipos a depender das discordâncias que as limitam. Uma discordância é definida por Van Wagoner *et al.* (1987) como uma superfície que separa estratos mais novos de mais antigos, ao longo da qual existem evidências de truncamento erosivo subaéreo (até mesmo erosão submarina correlata) ou exposição subaérea, indicando um hiato significativo. Nessa definição, a discordância restringe-se às superfícies nas quais é observada uma exposição subaérea na sua porção continental adentro.

Quadro 6.1 - Ciclos e respectivas assinaturas estratigráficas (modif. de Vail *et al.*, 1991)

	Tectônica		Eustácia	Sedimentação
Assinatura estratigráfica	maiores ciclos de fácies transgressivos/regressivos	maiores ciclos de inundação continental	maiores ciclos de fácies transgressivos/regressivos	sistemas deposicionais tratos de litofácies parassequências episódicas marcos estratigráficos camadas lâminas
Distribuição Espacial	regional	local	global	ciclos de sequências tratos de sistemas parassequências periódicas
Distribuição no Tempo	1 ^a ordem evento episódico	2 ^a ordem não-periódico	ciclo de 1 ^a ordem	ciclos de 3 ^a a 6 ^a ordem
Causas	extensão crustal, resfriamento termal e flexuramento por Carga	variações nas taxas: 1. subsidência suprimento sedimentar	relaxamento de stress local e regional	variações no volume das bacias oceânicas variações no clima e volume d'água processos sedimentares locais

Quadro 6.2 - Hierarquia das unidades estratigráficas: definições e características (modif. de Van Wagoner *et al.*, 1990)

UNID. ESTRATIGRÁFICAS	DEFINIÇÕES	EXPRESSÃO MÉDIA (m)	EXPRESSÃO AREAL (Km²)	TEMPO DE FORMAÇÃO (anos)	RESOLUÇÃO	
					Paleontologia	Segão sísmica
SEQUÊNCIA	Sucessão de estratos relativamente concordantes, geneticamente relacionados, limitados por discordâncias ou por conformidades correlatas (Mitchum Jr. <i>et al.</i> , 1977)	1.000 100 10 1 1cm	10.000 1.000 100 10 1	10³ 10⁴ 10⁵ 10⁶ 10⁷ 10⁸	Perfis geofísicos de poços	Testemunho e afloamento
CONJUNTO DE PARASEQUÊNCIAS	Sucessão de parasequências geneticamente relacionadas, formando um pacote de ampliação característico e, em geral, limitada por superfícies de inundação marinha e de maior expressão e superfícies correlatas					
PARASEQUÊNCIA	Sucessão de camadas ou conjunto de camadas geneticamente relacionadas, relativamente concordantes, limitada por superfícies de inundação marinha e superfícies correlatas					
CONJUNTO DE CAMADAS	Sucessão de camadas geneticamente relacionadas, relativamente concordantes, limitada por superfícies de erosão, não-depósito ou suas conformidades correlatas					
CAMADA	Sucessão de lâminas ou conjunto de lâminas geneticamente relacionadas, relativamente concordantes, limitada por superfícies de erosão, não-depósito ou suas conformidades correlatas					
CONJUNTO DE LÂMINAS	Sucessão de lâminas geneticamente relacionadas, relativamente concordantes, limitada por superfícies de erosão, não-depósito ou suas conformidades correlatas					
LÂMINA	Menor unidade distinguível macroscópicamente					

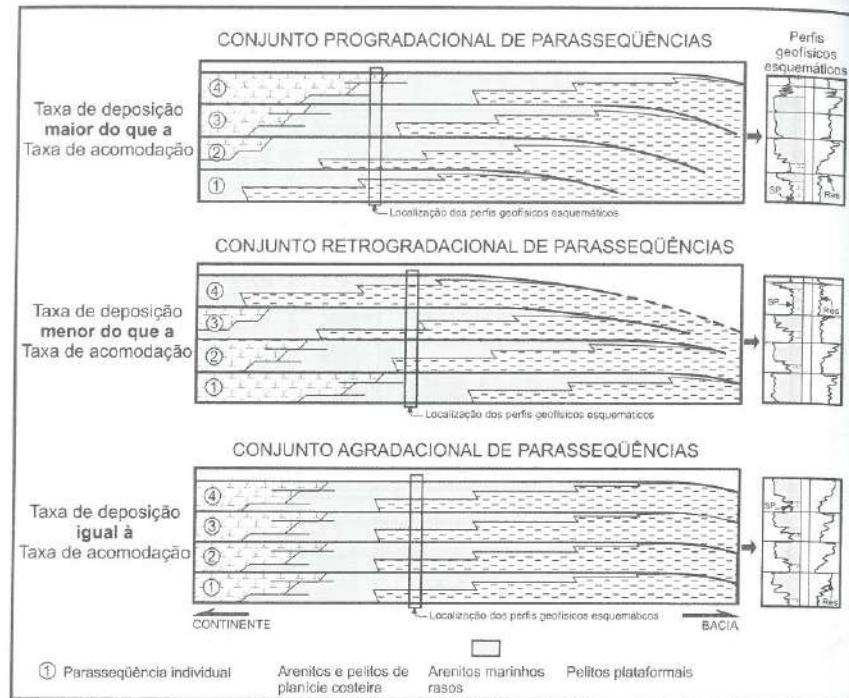


Figura 6.17 - Tipos de empilhamentos de conjuntos de parassequências (modif. Van Wagoner *et al.*, 1987).

Na conceituação atual da estratigrafia de seqüências são propostos dois tipos de discordâncias: Tipo 1 e Tipo 2 (Vail & Todd, 1981 e Vail *et al.*, 1984).

A Discordância do Tipo 1 é uma superfície regional caracterizada por exposição subáerea e concomitante erosão subáerea, associada com rejuvenescimento de correntes, as quais escavam vales e canais na plataforma. Além disso, ocorre o deslocamento para baixo do *onlap* costeiro e *onlap* dos estratos subjacentes (Van Wagoner *et al.*, 1987) (Figura 6.18). Uma Discordância do Tipo 1 ocorre quando a taxa de queda eustática excede a taxa de subsidência no limite deposicional da linha de costa (*depositional shoreline break*), resultando numa queda relativa do nível do mar nessa posição. O limite deposicional da linha de costa separa a plataforma em duas áreas, uma, continente a dentro desse limite, a superfície deposicional está próxima do ou no nível de base; a outra área, bacia adentro, a superfície deposicional está abaixo do nível de base. Esse limite deposicional coincide aproximadamente com a antepraia superior (*upper shoreface*).

Em trabalhos anteriores (por exemplo Vail & Todd, 1981), o limite deposicional da linha de costa fora referido como quebra de plataforma (*shelf edge*), porém, a posição atualmente definida para este limite deposicio-

nal (próximo à antepraia superior) e a quebra de plataforma podem estar muito afastadas uma da outra ou mesmo coincidentes.

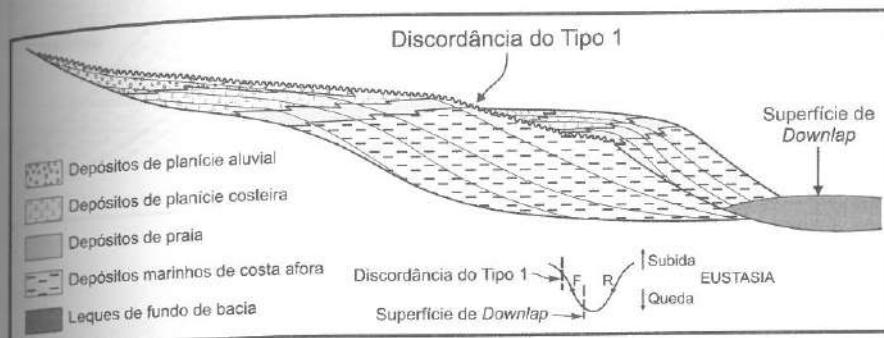


Figura 6.18 - Discordância do Tipo 1 (modif. Posamentier & Vail, 1988).

Uma das características marcantes da Discordância do Tipo 1 são os leques submarinos de sopa de talude depositados acima dela, durante esses períodos de nível de mar baixo.

A Discordância do Tipo 2 é uma superfície regional marcada por uma exposição subaérea e deslocamento para baixo do *onlap* costeiro para uma posição que não chega a atingir o limite deposicional da linha de costa. Essa discordância é mais sutil e não apresenta rejuvenescimento de correntes. Ocorre uma lenta e ampla erosão subaérea, provocando uma gradual degradação da fisiografia. Esse tipo de discordância é caracterizado, principalmente, pela interrupção da sedimentação fluvial, sobre a qual depositam-se sedimentos de planície costeira (Figura 6.19, vide também Figura 6.13).

A Discordância do Tipo 2 forma-se quando a taxa de queda eustática é menor do que a taxa de subsidência no limite deposicional da linha de costa.

Como afirmado anteriormente, as seqüências podem ser de dois tipos em função do tipo de discordância que as limitam. A Seqüência do Tipo 1 é limitada abaixo por uma Discordância do Tipo 1 e acima por uma do Tipo 1 ou 2 (Figura 6.20). A Seqüência do Tipo 2 tem em seu limite inferior uma Discordância do Tipo 2 e superiormente uma do Tipo 1 ou 2.

Por definição, cada seqüência deposicional compõe-se por uma sucessão de tratos de sistemas deposicionais e estes, por sua vez, constituem-se por sistemas deposicionais contemporâneos.

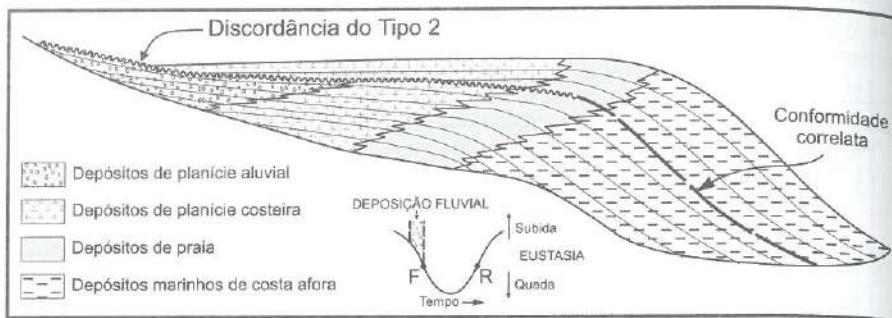


Figura 6.19 - Discordância do Tipo 2 (modif. Posamentier & Vail, 1988).

Segundo a concepção de Vail (1987), o padrão estratal de deposição e a distribuição de litofácies são controlados, ultimamente, pelas variações eustáticas. Assim, baseando-se nesse conceito, esse autor propõe que cada trato de sistemas vincula-se a um determinado segmento da curva eustática, ressalvando que o momento exato de cada trato de sistemas numa determinada bacia depende da subsidência e do suprimento sedimentar locais. Dessa forma, Posamentier & Vail (1988) propõem quatro tipos de tratos de sistemas associados à curva eustática: 1) trato de sistemas de mar alto – TSMA (*highstand system tract* – HST); 2) trato de sistemas de mar baixo – TSMB (*lowstand system tract* – LST); 3) trato de sistemas de margem de plataforma – TSMP (*shelf margin system tract* – SMST) e 4) trato de sistemas transgressivos – TST (*transgressive system tract* – TST).

É importante ressaltar que Vail e seus seguidores sempre enfatizam que esses modelos têm uma aplicação geral e que devem ser modificados e ajustados para levar em consideração fatores locais de uma determinada bacia, tais como: suprimento sedimentar variável, clima, tectônica, etc.

A Seqüência do Tipo 1 é composta pelos tratos de sistemas de mar baixo (*lowstand*), transgressivos e de mar alto (*highstand*). A Seqüência do Tipo 2 constitui-se pelos tratos de sistemas de margem de plataforma (*shelf margin*), transgressivos e de mar alto (*highstand*). A Figura 6.20 mostra de forma diagramática as relações entre esses dois tipos de seqüências, com os tratos de sistemas e o *timing* de cada um deles em relação à curva eustática.

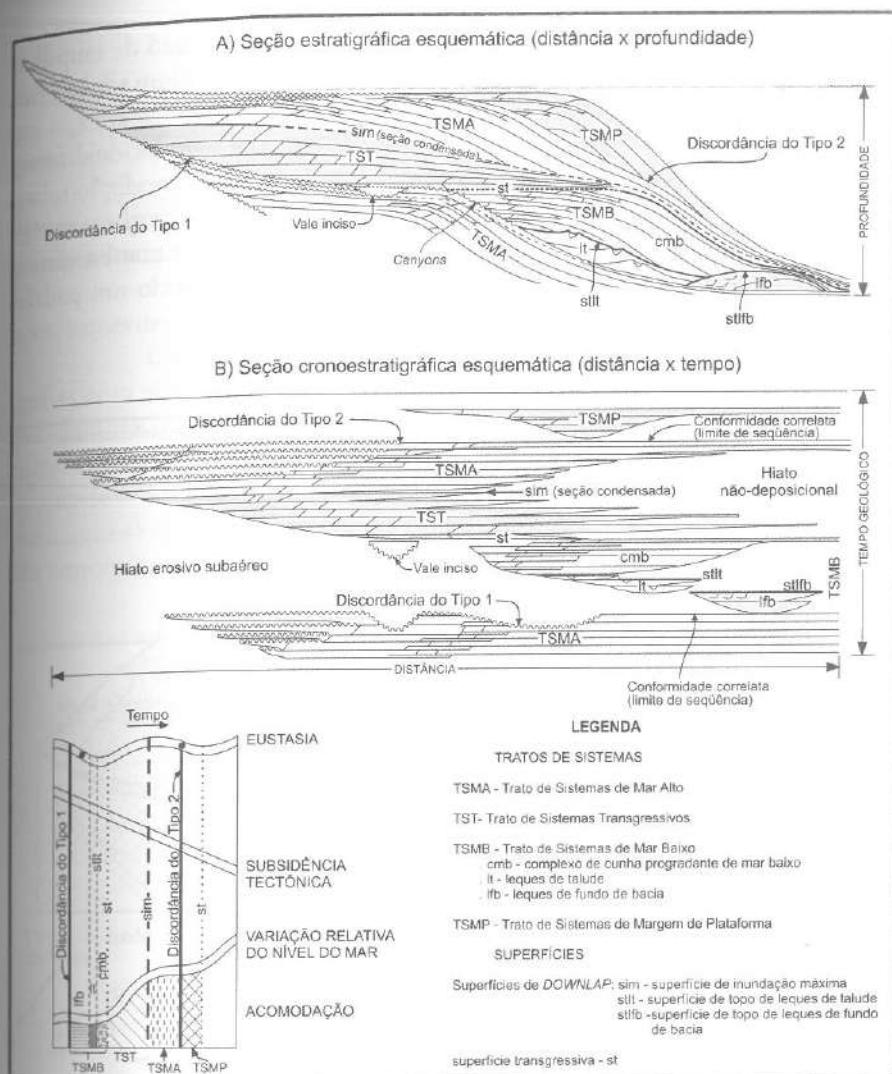


Figura 6.20 - Sequências e modelo de tratos de sistemas deposicionais (modif. Vail, 1987).

O trato de sistemas de mar alto deposita-se no patamar alto da curva eustática (Figura 6.21), em geral, inicia sua deposição após o ponto de inflexão de subida eustática (R) e termina antes do ponto de inflexão de queda eustática (F). A depender da taxa de queda eustática seguinte, o trato de mar alto pode ser limitado superiormente por uma Discordança do Tipo 1 ou 2.

O trato de mar alto caracteriza-se por um padrão de empilhamento de parassequências crescentemente progradacional (Figura 6.21). Inicialmente, na metade ascendente do patamar alto da curva eustática, o padrão de empilhamento tende a ser predominantemente agradacional (*early highstand*), isso devido ainda à influência das altas taxas de acomodação relativas ao ponto R anterior (vide Figura 6.6). Após o momento em que se atinge o ápice da curva eustática (oscilação eustática zero e nível do mar estacionário), a taxa de acomodação decresce gradualmente, imprimindo um padrão agora predominantemente progradacional (*late highstand*).

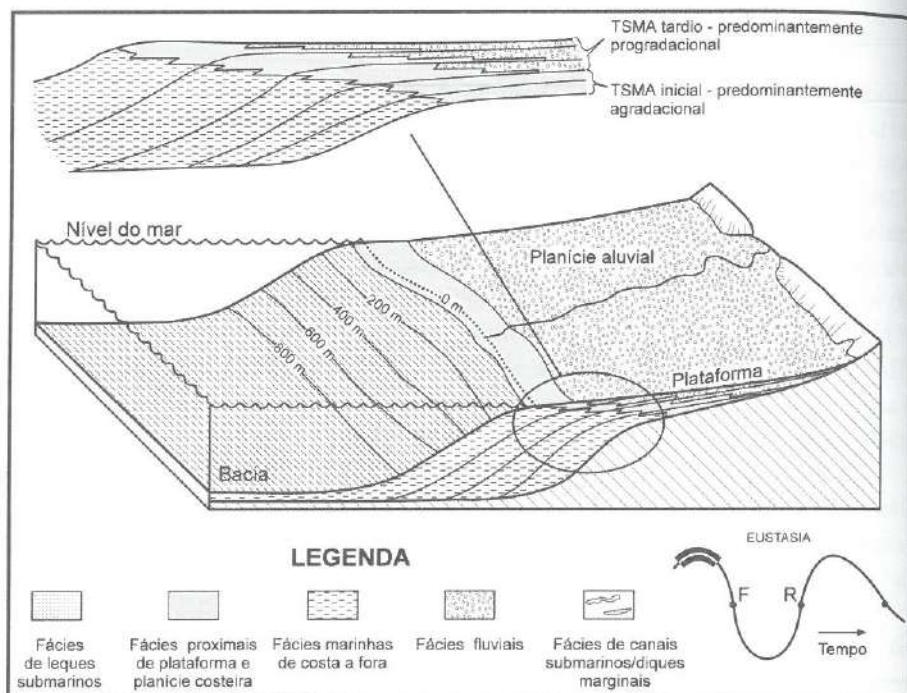


Figura 6.21 - Trato de sistemas de mar alto – TSMA (*Highstand System Tract*) (modif. Posamentier & Vail, 1988).

O trato de mar alto sobrepõe-se a uma seção condensada (superfície de *downlap* ou superfície de inundação máxima – vide item 6.3.3 e Figuras 6.20 e 6.21). O topo é caracterizado por uma extensiva deposição fluvial, a qual tem início logo após o máximo de subida eustática.

No caso em que após a deposição do trato de mar alto ocorrer uma queda eustática rápida, gerando uma Discordância do Tipo 1, tem-se, em seguida, a deposição de um trato de mar baixo (*lowstand*). Este trato de sistemas é depositado a partir do início de uma queda relativa do nível do mar, ou seja, quando a taxa de queda eustática é maior do que a taxa de subsidência no limite deposicional da linha de costa, persistindo até uma subsequente e lenta subida.

O trato de mar baixo divide-se em dois membros não contemporâneos: leques de mar baixo (*lowstand fans*) e cunha de mar baixo (*lowstand wedge*).

Os leques de mar baixo (Figura 6.22) são característicos de fisiografias com acentuadas quebras plataforma/talude e caracterizam a deposição durante o ponto de inflexão de uma rápida queda eustática. Constituem-se por leques submarinos, os quais têm sua origem quando ocorre o *by-pass* de sedimentos através de vales dissecados na plataforma exposta, depositando-se diretamente no sopé do talude e fundo de bacia. Nestes casos, são denominados de leques de assoalho de bacia (*basin floor fan*).

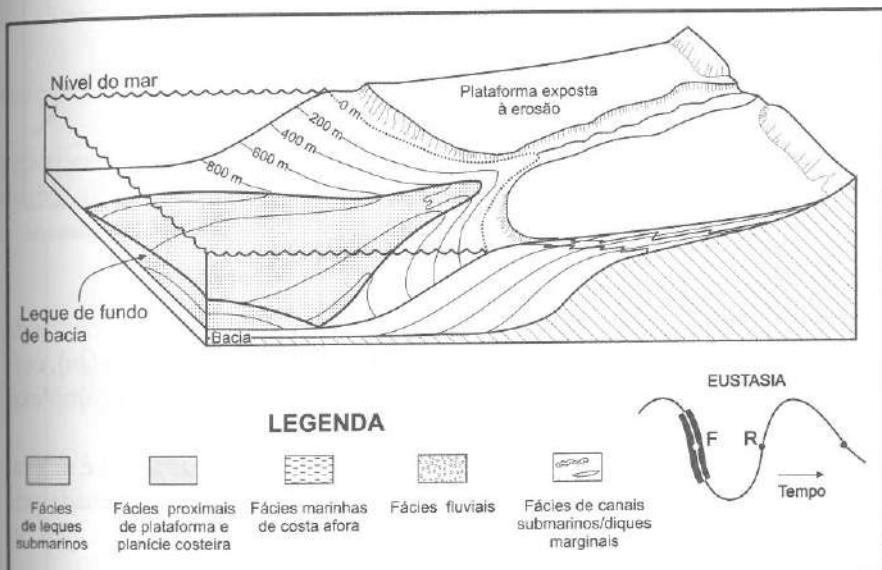


Figura 6.22 - Trato de sistema de mar baixo - TSMB (*Lowstand System Tract*), leque de fundo de bacia - lfb (*lowstand fan*) (modif. Posamentier & Vail, 1988).

A cunha de mar baixo (Figura 6.23) caracteriza-se por um padrão de empilhamento progradacional de parassequências, tendo, também,

um caráter “onlapante” na direção do continente. A deposição da cunha de mar baixo tem início na porção derradeira de uma rápida queda eustática, prosseguindo durante o patamar baixo da curva eustática. Os vales incisos escavados na plataforma durante a formação da Discordância do Tipo 1 e via de passagem dos sedimentos para os leques de mar baixo começam a ser preenchidos por sedimentos grosseiros. No talude depositam-se sedimentos turbidíticos de *overbank* e fluxos de detritos.

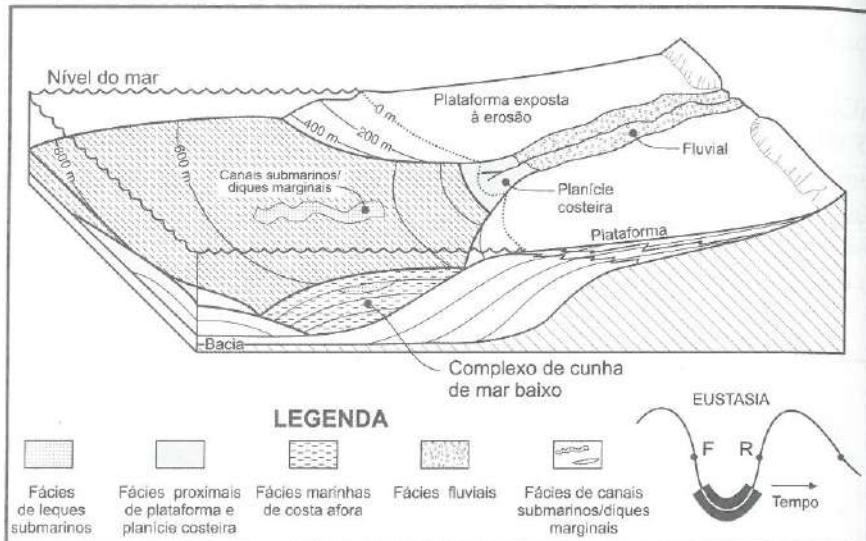


Figura 6.23 - Trato de sistemas de mar baixo – TSMB (*Lowstand System Tract*), complexo de cunha de mar baixo - cmb (*lowstand wedge*) (modif. Posamentier & Vail, 1988)

Van Wagoner *et al.* (1987) individualizaram dentro da cunha de mar baixo duas unidades (vide Figura 6.20): a) leques de talude (*slope fan*), correspondentes aos depósitos turbidíticos e de fluxos de detritos e b) complexo de cunha progradante.

O limite superior de um trato de sistemas de mar baixo é marcado por uma significativa superfície de inundação marinha denominada por Superfície Transgressiva – ST (*transgressive surface*, Figura 6.20), a qual registra a aproximação de um ponto de inflexão de subida eustática (R).

O evento da superfície transgressiva marca o início do trato de sistemas transgressivos (Figura 6.24). Esse trato de sistemas compõe-se por uma sucessão de parassequências retrogradacionais (vide Figura 6.20), caracterizando seguidos eventos inundantes, que podem gerar concentrações de minerais autigênicos e depósitos de carvão. O conjunto de parassequências dentro desse trato de sistemas termina, em direção ao continente, em *onlap* no limite da sequência e, bacia adentro, em *downlap* (vide Figura 6.20).

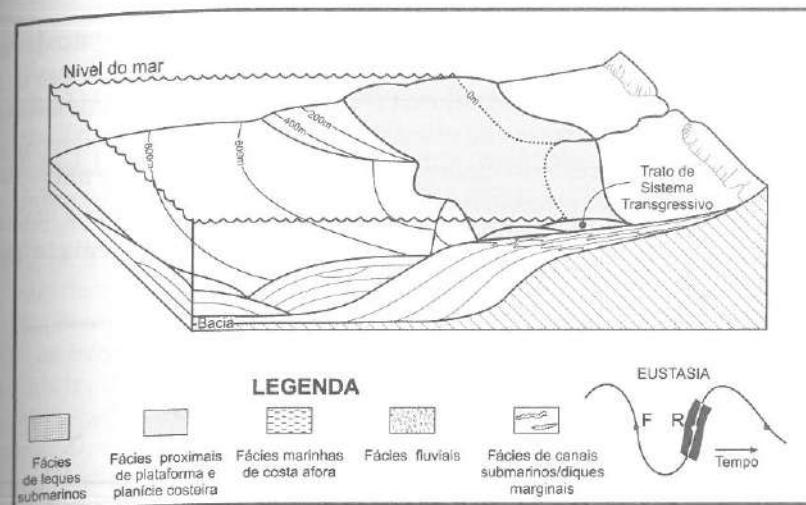


Figura 6.24 - Trato de sistema transgressivo - TST (*Transgressive System Tract*) (modif. Posamentier & Vail, 1988)

As seções condensadas ocorrem com maior freqüência no meio do trato de sistemas transgressivos e, também, na porção distal do trato de mar alto.

O topo do trato de sistemas transgressivos é marcado por uma superfície de *downlap* (DLS), sobre a qual progradam as clinoformas do trato de mar alto II depositado em seguida (*highstand II*) (Figura 6.25).

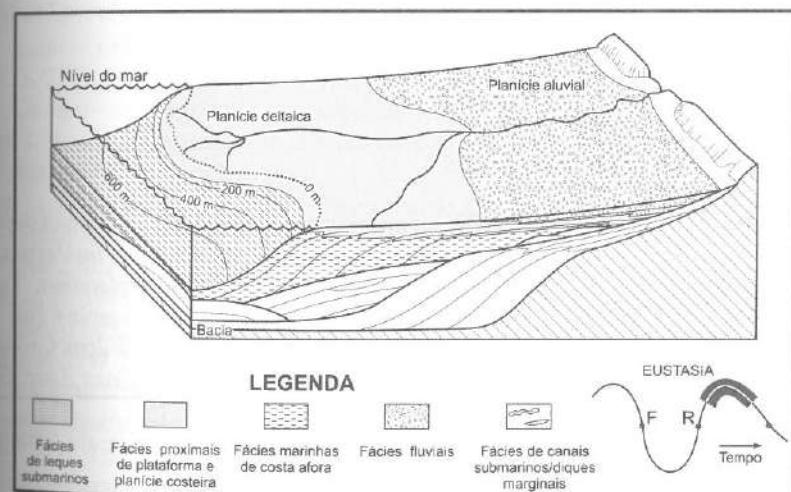


Figura 6.25 - Trato de sistemal de mar alto II - TSMA II (*Highstand System Tract II*) (modif. Posamentier & Vail, 1988).

Quando ocorrer uma lenta queda eustática após o trato de mar alto II, resultando, portanto, numa Discordância do Tipo 2, deposita-se o trato de sistemas de margem de plataforma (Figura 6.26). Este trato de sistemas situa-se na porção mais externa da plataforma e caracteriza-se por um padrão de parassequências decrescentemente progradacionais, passando a um padrão com predominância de agradação. O topo deste trato de sistemas é uma superfície transgressiva, a qual, como visto anteriormente, constitui-se também na base do trato de sistemas transgressivos.

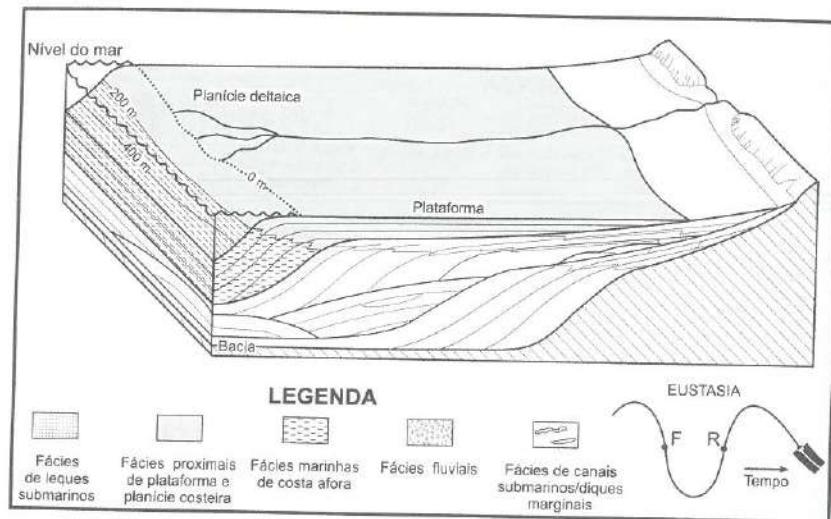


Figura 6.26 - Trato de sistema de margem de plataforma - TSMP (*Shelf Margin System Tract*) (modif. Posamentier & Vail, 1988).

6.5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Brown Jr., L. F. & Fisher, W. L. 1977. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: Payton, C. E. (ed.). *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. p. 213-248, (Memoir # 26).
- Fisher, W. L. & McGowen, J. H. 1967. Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, 17: 105-125.
- Gama Jr., E. G. 1989a. Concepções estratigráficas em análises de bacias: a) a estratigrafia tradicional. *Geociências*, 8: 1-10.
- Gama Jr., E. G. 1989b. Concepções estratigráficas em análises de bacias: b) sofismas conceituais e metodológicos da *Layer Cake Stratigraphy*. *Geociências*, 8: 11-20.

- Gama Jr., E. G. 1989c. Concepções estratigráficas em análises de bacias: c) a estratigrafia genética. *Geociências*, 8: 21-36.
- Haq, B. U.; Hardenbol, J.; Vail, P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Hardenbol, J.; Vail, P. R.; Ferrer, J. 1981. Interpreting paleoenvironments, subsidence history and sea-level changes of passive margins from seismic and biostratigraphy. *Oceanologica Acta*, 3: 33-44, (Suppl.).
- Jervey, M. T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendal, C. G. S. C.; Posamentier, H. W.; Ross, C. A.; Van Wagoner, J. C. (eds.). *Sea-level Changes - an Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, p. 47-69, (SEPM Sp. Pb. # 42).
- Macurda Jr., D. B. 1986. *Seismic Stratigraphy Course*. Houston, Geoquest International Inc., p. i. (Apostille).
- Miall, A. D. 1984. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. 2 ed. New York, Springer-Verlag, 409 p.
- Miall, A. D. 1986. Eustatic sea level changes interpreted from seismic stratigraphy: a critic of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 70(2): 131-137.
- Payton, C. E. 1977. *Seismic stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 516 p. (Memoir # 26).
- Pitman III, W. C. 1978. Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89(9): 1389-1403.
- Posamentier, H. W.; Jervey, M. T. Vail, P. R. 1988. Eustatic control on clastic deposition I - Conceptual framework. In: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendal, C. G. S. C.; Posamentier, H. W.; Ross, C. A.; Van Wagoner, J. C. (eds.). *Sea-level Changes - an Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, p. 109-124, (SEPM Sp. Pb. # 42).
- Posamentier, H. W. & Vail, P. R. 1988. Eustatic control on clastic deposition II - Sequences and systems tracts models. In: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendal, C. G. S. C.; Posamentier, H. W.; Ross, C. A.; Van Wagoner, J. C. (eds.). *Sea-level Changes - an Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, p. 125-154, (SEPM Sp. Pb. # 42).
- Sloss, L. L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 74: 93-113.
- Sloss, L. L. 1972. Synchrony of Phanerozoic sedimentary-tectonic events of the North American craton and the Russian platform. In: IUGS, 24, Congr. Intern. Geol., Montreal, *Anais*, 6: 24-32.
- Sloss, L. L. 1988. Forty years of sequence stratigraphy. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100: 1.661-1.665.
- Vail, P. R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1: seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Bally, A. W. (ed.). *Atlas of Seismic Stratigraphy*. Tulsa, AAPG, v. 1, p. 1-9, (AAPG Studies in Geology # 27).
- Vail, P. R & Todd, R. G. 1981. Northern North Sea Jurassic Unconformities, Chronostratigraphy and Sea-level Changes from Seismic Stratigraphy. In: Institute of Petroleum. *Petroleum Geology of the Continental Shelf of Northwest of Europe*. London, 216-235.

- Vail, P. R.; Mitchum Jr., R. M.; Todd, R. G.; Widmier, J. M.; Thompson III, S.; Sangree, J. B.; Bubb, J. N.; Hatlelid, W. G. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. In: Payton, C. E. (ed.). *Seismic Stratigraphy - Applications to Hidrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, p. 49-212, (Memoir # 26).
- Vail, P. R.; Hardenbol, J.; Todd, R. G. 1984. Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In: Schlee, J. S. (ed.). *Interregional Unconformities and Hidrocarbon Accumulation*. Tulsa, AAPG, 129-144.
- Vail, P. R.; Audemard, F.; Bowman, S. A.; Eisner, P. N. & Perez-Cruz, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonic, eustasy and sedimentation – an overview. In: Einsele, G.; Ricken, W.; Seilacher, A. (eds). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin-Heidelberg, Springer-Verlag, 617-659.
- Van Hinte, J. E. 1978. Geohistory analysis – applications of micropaleontology in exploration geology. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 62: 201-222.
- Van Wagoner, J. C.; Mitchum Jr., R. M.; Posamentier, H. W.; Vail, P. R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 2: Key definitions of sequence stratigraphy. In: Bally, A. W. (ed.). *Atlas of Seismic Stratigraphy*. Tulsa, AAPG, v. 1, 11-14, (AAPG Studies in Geology, # 27).
- Van Wagoner, J. C.; Posamentier, H. W.; Mitchum Jr., R. M.; Vail, P. R.; Sarg, J. F.; Loutit, T. S.; Hardenbol, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendal, C. G. S. C.; Posamentier, H. W.; Ross, C. A.; Van Wagoner, J. C. (eds.). *Sea-level Changes – an Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, 40-45, (SEPM Sp. Pb. # 42).
- Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendal, C. G. S. C.; Posamentier, H. W.; Ross, C. A.; Van Wagoner, J. C. 1988. *Sea-level Changes – an Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, 407 p. (SEPM Sp. Pb. # 42).

PARTE III

TÉCNICAS COMPLEMENTARES

CAPÍTULO 7

MICROPALEONTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

Rogério Loureiro Antunes (PETROBRAS/CENPES)

antunes@cenpes.petrobras.com.br

José Henrique Gonçalves de Melo (PETROBRAS/CENPES)

jhmelo@cenpes.petrobras.com.br

7.1 INTRODUÇÃO

De acordo com os conceitos básicos da Estratigrafia de Seqüências, uma seqüência deposicional idealmente completa, com todos os tratos de sistemas e superfícies bem definidas, congrega sedimentos acumulados nos mais diversos contextos ambientais. Deste modo, podem pertencer a uma mesma seqüência sedimentos característicos de todos os ambientes deposicionais, desde marinho profundo até fluvial. O desenvolvimento de uma seqüência, por sua vez, está relacionado a um ciclo completo de variação relativa do nível do mar (queda, ascensão e nova queda), ocorrido ao longo de um intervalo de tempo. Assim, as seqüências deposicionais que assoreiam as bacias sedimentares marinhas são o registro estratigráfico das oscilações relativas do nível do mar e de uma série de outros parâmetros ambientais a ele relacionado.

Outro aspecto importante da Estratigrafia de Seqüências diz respeito aos limites das seqüências. Sendo balizadas por superfícies de discordância e/ou concordâncias relativas, tais limites constituem-se em verdadeiras **superfícies cronoestratigráficas** (superfícies síncronas), uma vez que foram delineadas quase que instantaneamente (as discordâncias), se for levada em conta a perspectiva do tempo geológico. Logo, as seqüências deposicionais, além de serem classificadas como unidades aloestratigráficas, podem também ser consideradas como unidades cronoestratigráficas, isto é, corpos de rocha formados em um intervalo bem definido do tempo geológico. A amplitude cronoestratigráfica total de uma seqüência, contudo, pode ser estimada apenas nos locais onde as concordâncias relativas são observadas. Nessas áreas a deposição tende a ser mais contínua e não há hiatos causados por erosão. É claro que a base e o topo temporal da seqüência podem se encontrar em locais distintos da bacia. Em contrapartida, naqueles locais onde os limites da seqüência são evidenciados por superfícies de discordância, há falta de se-

Severiano Ribeiro, H. J. P. (org.) 2001. *Estratigrafia de Seqüências – Fundamentos e Aplicações*. São Leopoldo/RS, EDUNISINOS, 428 p.

ção e a amplitude cronoestratigráfica é necessariamente menor do que a amplitude total.

Ao se estudar uma bacia sedimentar sob a óptica da Estratigrafia de Seqüências, quer em seções sísmicas, quer em afloramentos, valoriza-se bastante a correlação cronoestratigráfica. Com essa correlação e a caracterização das associações de fácies (ambientes deposicionais) é possível estabelecer a conformação das seqüências, a extensão geográfica de seus tratos de sistemas, as suas amplitudes cronoestratigráficas e como as seqüências evoluíram ao longo do tempo geológico. Em outras palavras, a análise de uma bacia sob a óptica da Estratigrafia de Seqüências permite que se tenha uma visão integrada da paleogeografia/paleofisiografia da bacia e como esta variou ao longo do tempo.

Do ponto de vista estratigráfico, a Paleontologia também se preocupa em responder questões geológicas que se relacionam ao tempo e ao ambiente de deposição dos sedimentos. Portanto, Paleontologia e Estratigrafia de Seqüências têm alguns objetivos em comum. Confrontando-se e integrando-se as informações provenientes dos dois métodos de análise estratigráfica, várias questões podem ser respondidas mais facilmente. Entretanto, a informação paleontológica pode ser proveniente de várias fontes, isto é, dos vários grupos fósseis que são observados nos estratos das seqüências. A este propósito, Loutit *et al.* (1991) cunharam o termo **Bioestratigrafia de Seqüências** para se referir justamente ao somatório de todas as evidências paleontológicas que podem contribuir para a análise estratigráfica. Assim, integrando-se todas estas evidências, correlações bem detalhadas podem ser traçadas.

No presente capítulo pretende-se ilustrar como a (micro)paleontologia pode contribuir para, e, por vezes, orientar a caracterização e datação das seqüências deposicionais. Pretende-se também mostrar o papel que os principais grupos de microorganismos fósseis desempenham no reconhecimento e na identificação das seqüências e seus respectivos tratos de sistemas. Ênfase será dada para a micropaleontologia das seqüências siliciclásticas depositadas em margens passivas. Textos semelhantes podem ser encontrados em Emery & Myers (1996) e Miall (1997).

7.2 O QUE É MICROPALAEONTOLOGIA?

De acordo com Mendes (1988) a Paleontologia é a ciência que se dedica ao estudo de restos e vestígios de animais ou vegetais pré-históricos (fósseis). Como são várias as formas de vida que habitaram o planeta, a Paleontologia admite várias subdivisões, cada qual contemplando determinadas características do grupo ou grupos fósseis envolvidos. Assim, tem-se, por exemplo, a Paleozoologia e a Paleobotânica que investigam, respectivamente, os animais e as plantas fósseis.

Numa outra vertente, tem-se a macropaleontologia e a micropaleontologia, que enfocam os fósseis segundo as suas dimensões. A macropaleontologia detém-se nos fósseis que são observados a olho nu ou com o emprego de lentes que permitem poucos aumentos. A micropaleontologia ocupa-se com os fósseis diminutos, que só podem ser vistos com o auxílio de microscópios e/ou lentes possantes. Pequenos fragmentos de macrofósseis, imperceptíveis a olho nu, também são, por vezes, objeto de estudo da micropaleontologia. Note-se que nesta divisão, que só leva em consideração as dimensões do fóssil, os macro e microfósseis podem ser de origem animal ou vegetal.

O universo da micropaleontologia é extremamente amplo. Desse modo, congrega vários grupos de protozoários, metazoários e algas (em geral unicelulares), todos habitantes de ambiente aquoso (mares, rios e lagos). Além desses, há ainda os grãos de pólen e esporos, que são células reprodutoras dos vegetais superiores. Finalmente, há também outros microfósseis que têm origem incerta, isto é, não se sabe ao certo se são animais ou vegetais, ou se são derivados de organismos maiores. Tais microfósseis são conhecidos como *incertae sedis*.

Do ponto de vista geológico e econômico, pode-se dizer que, em geral, os microfósseis têm maior aplicação do que os macrofósseis. Tal afirmação baseia-se na extrema abundância com que os microfósseis são encontrados, se comparada com aquela dos macrofósseis. É correto dizer que são raros os afloramentos de rochas sedimentares que encerram macrofósseis em abundância. Por outro lado, é também correto afirmar que são poucos os tipos de rochas sedimentares que não contêm qualquer grupo microfóssil. Assim, em face da abundância e da ampla ocorrência nas áreas sedimentares, principalmente nos locais onde se encontram as rochas de granulometria fina, os microfósseis podem auxiliar bastante as correlações a longa distância, a melhor caracterização dos ambientes deposicionais e as datações relativas.

Nos estudos relacionados à geologia do petróleo, à geologia do carvão e a outras atividades econômicas, os microfósseis são mais freqüentemente empregados do que os macrofósseis. Além de mais abundantes, os microfósseis são, em geral, facilmente recuperados das amostras de calha e amostras laterais. Tais amostras são provenientes de sondagens (poços) e se constituem em um dos alicerces da pesquisa exploratória. As amostras de calha originam-se da fragmentação, pela broca, das rochas que jazem em subsuperfície. As amostras laterais referem-se a pequenos cilindros (em geral com comprimento de 10 cm e diâmetro de 2 cm) retirados da parede do poço, quando algum intervalo já perfurado necessita de estudos especiais. Essas amostras apresentam dimensões maiores do que os microfósseis. Desse modo, eles podem ser recuperados mais ou menos intactos. O mesmo não pode ser dito para os macrofósseis. Durante a perfuração, os macrofósseis, se presentes, são totalmente fragmentados pela broca. Em son-

dagens, os macrofósseis são eventualmente recuperados em testemunhos. Não obstante, para serem recuperados inteiros, é necessário que as suas dimensões sejam inferiores ao diâmetro do testemunho (aproximadamente, 10 cm). Todavia, a operação de testemunhagem, por apresentar um custo alto, só é feita em condições especiais, quando a necessidade da informação justifica a operação.

Os microfósseis reúnem vários tipos de organismos, cada qual apresentando suas nuances e peculiaridades. Em função de tais particularidades, cada grupo necessita de um processamento químico adequado para que seja liberado da matriz das rochas sedimentares. Assim, o conjunto de procedimentos e técnicas empregados para a recuperação e concentração de representantes de um determinado grupo microfóssil pode causar a destruição ou perda total dos demais grupos. Por exemplo: no processamento de uma amostra para a observação de palinomorfos (veja definição adiante) são sempre empregados alguns ácidos para a dissolução da fração sedimentar inorgânica. Esses compostos químicos, por sua vez, causam a total destruição dos microfósseis de composição carbonática e silicosa. Do mesmo modo, para a liberação de foraminíferos, ostracodes e radiolários, o sedimento é mergulhado em uma solução de água oxigenada. Tal procedimento visa à eliminação total da matéria orgânica retida na matriz da rocha. Assim, com essa imersão, todos os palinomorfos são destruídos, já que são constituídos por matéria orgânica.

Saber qual o processamento mais adequado para uma amostra é um aspecto importante e o geólogo deve ter em mente quais grupos microfósseis podem ser encontrados nas rochas de um determinado afloramento ou seção. Somente assim ele poderá avaliar o quanto de material será necessário para a observação dos vários grupos microfósseis. Em outras palavras, ele poderá estimar o quanto de amostra será necessário coletar e enviar ao laboratório para que os microfósseis sejam recuperados. Em geral, uma amostra contendo 1 kg (um quilograma) de rocha é mais do que o suficiente para a observação de vários grupos microfósseis. Durante a perfuração de poços, amostras de calha contendo cerca de 500 g (quinhentos gramas) são coletadas a intervalos regulares e enviadas ao laboratório. Posteriormente, essas amostras são divididas, sendo cada porção submetida a um tratamento específico, para que um determinado grupo microfóssil seja recuperado e concentrado.

Há outras particularidades intrínsecas a cada grupo microfóssil. Tais particularidades relacionam-se à conformação do fóssil, seu aspecto morfológico, sua arquitetura, suas ornamentações, etc. Esse conjunto de atributos subjetivos é de extrema importância, pois é justamente com base nele que a classificação sistemática (taxonomia) é feita. Vale lembrar que a classificação sistemática refere-se ao reconhecimento e caracterização das várias espécies presentes em cada grupo fóssil.

De modo geral, o reconhecimento das espécies recuperadas em uma amostra é uma atividade demorada, sendo, por vezes, necessárias algumas horas para que os exemplares de um certo grupo sejam identificados. A classificação taxonômica é um processo lento e não deve ser abreviado. Afinal, sobre a identificação do conteúdo fóssil repousarão todas as inferências cronoestratigráficas (determinação de idade) e paleoecológicas/paleoambientais realizadas. Assim, é fundamental que a descrição dos microfósseis seja bem feita. Espécies identificadas de modo inadequado podem dar margem a erros que comprometerão todas as interpretações. A atribuição indevida de uma idade geológica, resultante da identificação incorreta de espécies, pode comprovar uma cronocorrelação. Do mesmo modo, erros taxonômicos podem induzir a uma interpretação imperfeita de um ambiente deposicional, o que pode prejudicar a caracterização de um trato de sistemas.

Em função de razões como estas e para diminuir ao máximo a possibilidade de erros, é fundamental que o micropaleontólogo seja especializado no grupo fóssil em questão. Como a especialização demanda bastante tempo, não é comum encontrar um micropaleontólogo que conheça detalhadamente vários grupos fósseis. Ao contrário, o comum é a especialização em um, dois ou três grupos microfósseis.

De maneira geral, os profissionais que se dedicam à micropaleontologia têm formação geológica ou biológica.

7.3 PRINCIPAIS GRUPOS MICROFÓSSEIS

Os diversos grupos de microorganismos atuais têm as suas preferências ambientais, cada qual vivendo em equilíbrio com as condicionantes ecológicas do meio. Além disso, no caso dos ambientes aquáticos, os microorganismos vivem de acordo com o seu habito, que pode ser principalmente planctônico ou bentônico. O hábito nectônico, que é caracterizado por movimentos próprios e menos dependentes da ação de correntes, é geralmente observado em organismos maiores.

Os organismos planctônicos são aqueles que flutuam passivamente na massa d'água. Sendo desprovidos de movimentos vigorosos próprios, capazes de impor uma direção, esses organismos encontram-se dispersos nos corpos aquosos graças à ação de correntes. Em função disso, muitas espécies planctônicas marinhas possuem dispersão tão acentuada que são encontradas em várias regiões do planeta. Na ocorrência de tais espécies não há um controle latitudinal e as mesmas são registradas tanto em mares polares/subpolares quanto em mares tropicais/equatoriais. Devido a essa ubiquidade, essas espécies são denominadas **cosmopolitas**. Os organismos planctônicos encontram-se, em geral, na parte superior dos corpos aquosos, até onde a luz solar

passando geralmente os 200 m, e conhecida como **zona rotica**. Apesar da morte, tais organismos são transportados para o fundo do corpo aquoso e, se preservados, juntam-se aos sedimentos recém-depositados.

Por outro lado, os organismos de hábito bentônico são aqueles que vivem junto ao substrato, na interface água-sedimento, ou ligeiramente enterrados nas camadas mais superficiais do substrato. Por serem praticamente fixos, com movimentos próprios inexpressivos, a sua presença é dita pelas condicionantes ecológicas do meio ambiente. Em face de tais ditas, muitos organismos bentônicos possuem forte **caráter endêmico**, ou seja, caracterizam-se por habitar uma determinada região ou ambiente.

Com relação às formas fósseis, o mesmo pode ser dito. Deste modo, as espécies observadas nos sedimentos (tanto planctônicas quanto bentônicas), as quais caracterizam a sua biofácie, podem propiciar informações sobre as condições ambientais/ecológicas onde a sedimentação se processou. Além disso, fornecem indicações de quando tal processo ocorreu. Entretanto, com base somente no conteúdo fossilífero, esta indicação é relativa e permite distinguir, apenas, depósitos mais jovens daqueles mais antigos. Aliás, essa afirmação é um corolário consequente do princípio da Estratigrafia que reconhece que a vida evoluiu unidirecionalmente ao longo do tempo geológico (Princípio da Sucessão Biológica). As datações relativas são realizadas a partir do reconhecimento de eventos biológicos únicos que, ordenados estratigráficamente, permitem a elaboração de zoneamentos (conjunto de zonas bioestratigráficas – vide item 7.4). De modo bem geral, os microfósseis planctônicos, em face de seu caráter mais cosmopolita, prestam-se para datações (biocronoestratigrafia) e correlações a longas distâncias (principalmente cronocorrelações). Os microfósseis bentônicos, pelo seu caráter mais endêmico, têm maior aplicação em interpretações paleoecológicas/paleoambientais e em correlações locais/regionais (correlações biofaciológicas).

Como visto, o conteúdo microfossilífero dos sedimentos pode fornecer informações geológicas importantíssimas. Contudo, para que tais informações tenham coerência e possam ser aproveitadas no entendimento da evolução de uma determinada área sedimentar, é necessário que:

1 - para as interpretações biocronoestratigráficas e paleoecológicas/paleoambientais, as espécies observadas sejam contemporâneas à deposição dos sedimentos. Em outras palavras, a morte e a deposição do microorganismo têm de ser contemporâneas à sedimentação. Microfósseis retrabalhados, portanto, não devem ser considerados. Vale lembrar que o fenômeno de retrabalhamento relaciona-se à erosão de depósitos mais antigos, sendo os

seus fósseis característicos remobilizados e incorporados aos sedimentos mais jovens. A constatação de microfósseis retrabalhados, por outro lado, pode fornecer evidências de quais rochas da bacia foram submetidas à erosão. Além disso, podem também suscitar indicações sobre a fisiografia da bacia em um determinado momento do tempo geológico, o que pode ter relação com um trato de sistemas. Isso porque, de antemão, sabe-se que há determinados locais (partes mais distais da bacia) que são mais propensos ao acúmulo e concentração de fósseis retrabalhados;

2 - sejam conhecidas as preferências ecológicas das espécies registradas. Diante de tal conhecimento, informações ambientais, referentes à época de deposição, poderão ser obtidas. É claro que, geocronologicamente, quanto mais próximo ao Recente (Holoceno) a associação fossilífera estiver, mais fácil será reconhecer o seu significado ecológico. Aqui, mais uma vez, verifica-se um corolário de outro princípio da Estratigrafia que estabelece que o presente é a chave do passado (Princípio do Atualismo). Assim, admite-se que os requisitos ecológicos das comunidades atuais não devam ser muito diferentes daqueles de comunidades similares no passado geológico. Todavia, em depósitos mais antigos, que encerram poucas ou nenhuma das espécies recentes, a aplicação desse princípio torna-se cada vez mais difícil com relação às preferências ecológicas. E como fazer naqueles casos em que os organismos fósseis não possuem representantes atuais? Em tais casos, diante da impossibilidade de uma comparação mais direta com as comunidades atuais, suas preferências ecológicas são inferidas por outros meios de pesquisa. Comparações com comunidades morfológicamente análogas às atuais, caracterização ambiental com base sedimentológica, química (químioestratigrafia), etc., também podem fornecer parâmetros que contribuirão para o conhecimento das condições ecológicas daquele grupo extinto.

Com base no atualismo e nas suas limitações, acredita-se que interpretações paleoecológicas em depósitos cenozóicos tendem a ser mais seguras do que aquelas referentes aos depósitos mesozóicos. Do mesmo modo, interpretações em depósitos mesozóicos mostram-se mais confiáveis do que os paleozóicos.

A ocorrência de microfósseis em depósitos sedimentares não depende apenas de fatores ecológicos, que justificam a sua presença no meio ambiente. Os fatores geológicos também são igualmente importantes e respondem parcialmente pela preservação da associação fossilífera. Esses fatores se relacionam sobretudo aos processos que atuam nos sedimentos, transformando-os em rochas (diagênese e litificação). Se tais processos forem bastante intensos, a associação pode ser parcial ou totalmente destruída, o que prejudica a precisão da informação desejada. Desse modo, a interpretação do sig-

nificado geológico da associação microfossilífera terá maior segurança quanto melhor for a preservação da mesma. Em geral, após a diagênese dos sedimentos, somente as partes duras dos organismos são preservadas (carapaças mineralizadas ou partes destas). Entretanto, em ambientes com baixos teores de oxigênio (ambientes disóxicos ou anóxicos) a matéria orgânica também pode ser preservada. Mendes (1988) comenta detalhadamente como a diagênese atua na fossilização dos restos orgânicos.

No que concerne à preservação, há ainda outros fatores que se relacionam à interação entre a composição química das carapaças dos organismos e a composição química do meio onde foram depositadas. Se não houver um equilíbrio químico entre o meio e as carapaças, estas podem sofrer desgastes significativos, resultando na sua destruição parcial ou total. Este é o caso, por exemplo, de carapaças carbonáticas de microorganismos marinhos como os foraminíferos e os nanofósseis calcários, entre outros. Tais corpúsculos só serão preservados caso se encontrem acima da lisoclina do carbonato de cálcio. Do contrário, poderão ser parcial ou totalmente dissolvidos. Vale lembrar que a lisoclina do carbonato de cálcio refere-se à profundidade a partir da qual as águas marinhas tornam-se mais frias e mais pobres em carbonatos. Mais abaixo, em geral a grandes profundidades, está a CCCD (*Calcium Carbonate Compensation Depth*), superfície abaixo da qual as águas são totalmente deficientes neste constituinte químico. Abaixo da CCCD nenhum componente carbonático é preservado. Da mesma forma, carapaças ou esqueletos de composição silicosa serão dissolvidos em águas subsaturadas em sílica.

A Figura 7.1 ilustra o perfil esquemático da superfície deposicional de uma bacia sedimentar. Assim, tem-se os ambientes terrestres (continental, lacustre e fluvial), os ambientes transicionais (lagunar, praial, planície de maré, deltaico e estuário) e os ambientes marinhos (nerítico, batial, abissal e hadal). No que se refere aos ambientes marinhos, seus limites encontram-se mais ou menos posicionados na mesma profundidade em que ocorrem as significativas mudanças fisiográficas do fundo oceânico. Portanto, o ambiente nerítico tem aproximadamente identidade com a região de plataforma (0-200 m de profundidade). Do mesmo modo, o ambiente batial situa-se na região de talude (200-4.000 m de profundidade) e assim por diante. Deve ficar claro que tais limites não são fixos e variam de região para região, dependendo de vários fatores, que se estendem desde o aporte sedimentar até a própria fisiografia da bacia. O limite inferior da zona fótica foi também posicionado a 200 m. Todavia, em regiões com expressiva descarga sedimentar esse limite pode ocorrer a menores profundidades.

A Figura 7.1 também mostra a distribuição paleoambiental de alguns grupos microfósseis, indicando onde eles tendem a ser raros, comuns e abundantes. Tais grupos são sucintamente apresentados nas Tabelas 7.1 e 7.2 e suas principais características comentadas abaixo. Fotomicrografias de alguns representantes de cada grupo encontram-se nas Estampas 7.1 e 7.2. A distribuição geocronológica de cada um deles pode ser vista na Figura 7.2. Nos trabalhos de Tappan & Loeblich (1973), Brasier (1980), Bignot (1985), Seyve (1990), Antunes (1997) e Lana (1997) podem ser encontradas informações mais detalhadas sobre cada um dos grupos aqui assinalados.

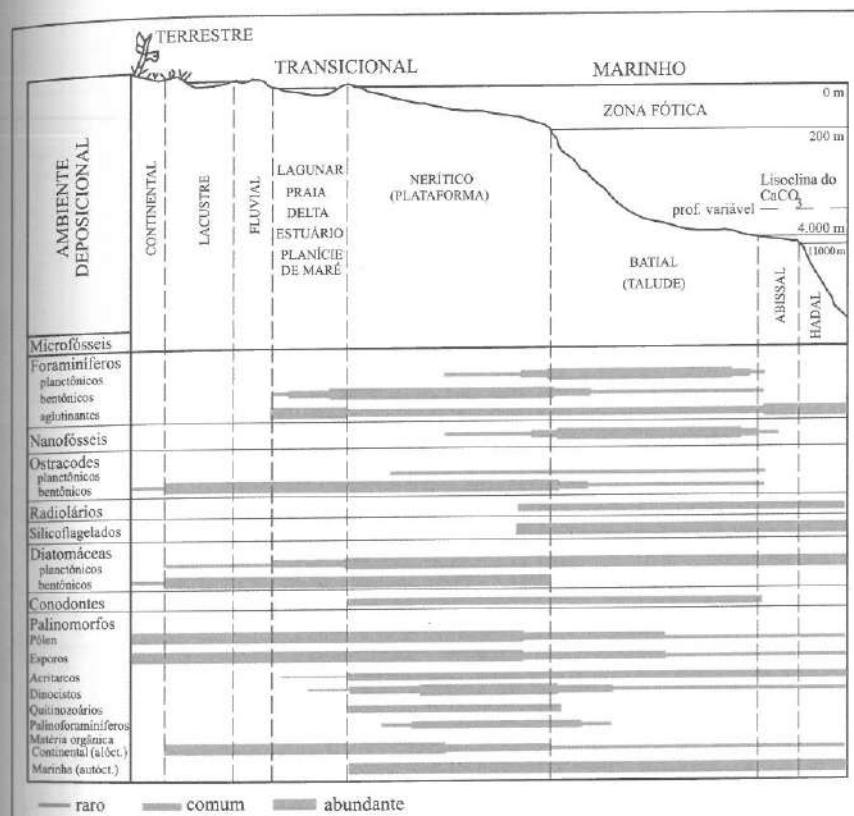


Figura 7.1 - Distribuição paleoambiental de alguns grupos microfósseis (modificado de Seyve, 1990).

Tabela 7.1 - Algumas características dos principais grupos microfósseis de composição carbonática, fosfática e sílica.

Comp. química da carapaça	Grupo	Dim.	Taxonomia	Abrangência cronoestrat.	Ocorrência paleoamb.	Aplicação geológica principal	Observações
Carbonáticos							
Foraminíferos Planct.			Reino: Protista Fil.: Sarcodina Cl.: Rhizopoda Or.: Foraminíferida	Holoceno / Jurássico	Nerítico médio a Abissal	Elaboração de zoneamentos bioestratigráficos de talhados com ampla aplicação geográfica	Por ter representantes planctônicos e bentônicos sempre preservados, este é o grupo mais completo em termos de estudos relacionados à geologia sedimentar. Foramíferos aglutinantes são benéficos e podem ter a testa apresentando composição mineralógica variada.
Foraminíferos Ostracodes			Reino: Animalia Fil.: Crustacea Cl.: Ostracoda	Holoceno / Cambriano Inferior	Transicional a Hadal	Interpretações paleoecológicas e paleoambientais (paleobatimetria). Elaboração de zoneamentos bioestratigráficos locais	
Nanofós- Radiolá-dontes			Reino: Protista Fil.: Pyrrophytophyceae Or.: Coccolithophores Triásico Superior	Holoceno / Triásico Superior	Nerítico médio a Abissal	Elaboração de zoneamentos bioestratigráficos de talhados com ampla aplicação geográfica	São intensamente utilizados nos estudos geológicos das seções não-marinhais das bacias marginais brasileiras (fase pre-rift e rift).
Fosfáticos			Reino: Protista Fil.: Pyrrophytophyceae <u>Incertae sedis</u>	1 a 50 µm	Nerítico a Batial	Propiciam cronocorrelações transoceânicas. Elaboração de zoneamentos bioestratigráficos de talhados com ampla aplicação geográfica	Os condonites são associados ao aparecimento massigráfico de pequenos cordados.
Silicossos			Reino: Protista Divisão: Crisophytai Cl.: Bacillariophyceae	20 a 200 µm	Nerítico externo a Hadal	Elaboração de zoneamentos bioestratigráficos locais.	Microfósseis silicosos apresentam baixo potencial de preservação, uma vez que as águas marinhas encontram-se geralmente subsaturadas em sílica. Em contrapartida, são um dos poucos organismos que podem ser encontrados abióticos CCCD.
Stictoflagelados			Diatomaceas	20 a 200 µm	Continental a Hadal	Elaboração de zoneamentos bioestratigráficos locais.	Microorganismos de composição silicosa são encontrados com maior abundância em zonas de alta produtividade primária, contudo as zonas de ressurgência.
Dim. - Dimensão							
Planct. - Planctônicos	Bent. - Bentônicos	Cl. - Classe	Or. - Ordem				De modo geral, ocorrem com relativa abundância em regiões de altas latitudes (águas mais frias, saturadas em sílica).
							As partes fossilizáveis dos radiolários e silicostictoflagelados encontram-se no interior do organismo e, por isso, são denominadas esqueletos.

As partes fossilizáveis dos radiáceos e silicoflagelados encontram-se no interior do organismo e, por isso, são denominadas esqueletos.

Silicof.
Din. - Dimensão
Planct. - Planctônicos
Subordem: Silicoflagellinae
lesí
20 μm
P.
a
Hadal
Albiano
Locais.

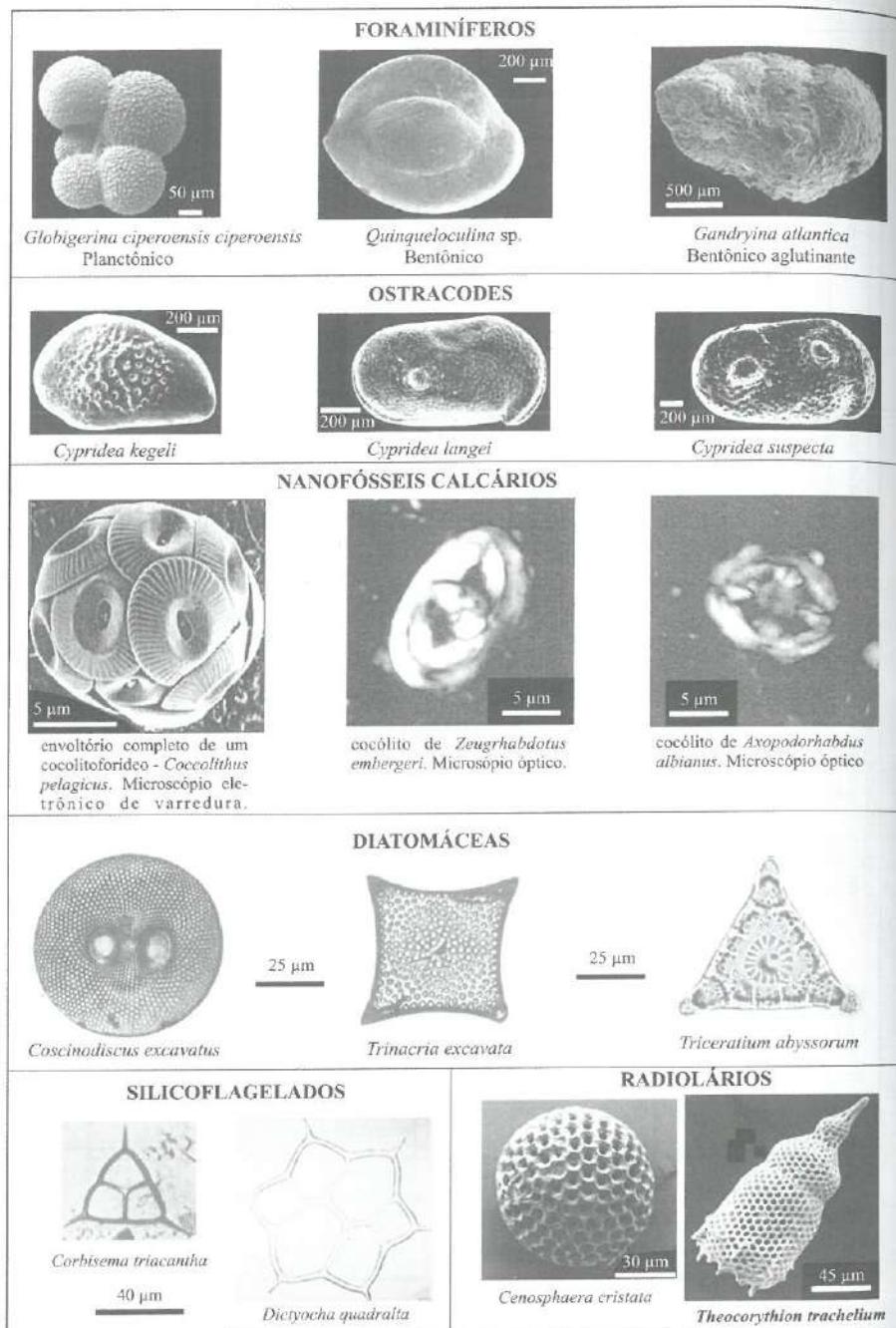
Tabela 7.2 - Algumas características dos principais grupos de palinomorfos.

Grupo	Dim.	Taxonomia	Abrangência ecroneostratigráfica	Aplicação geológica principal	Observações
Silicof. Din. - Dimensão Planct. - Planctônicos	P. μm	Classificação artificial baseada em critérios morfológicos. Definição de Anelatura, Turma, Subturma e Infraturma.	Holoceno Carbonífero Holoceno Siluriano	Continental a Hadal	Estudos paleoambientais, paleoclimáticos e paleogeográficos. Elaboração de zonamentos bioestratigráficos relativamente detalhados, tanto em depósitos marinhos quanto não-marinhos. São uns poucos elementos micropaleontológicos que permitem a correlação cronosestratigráfica entre depósitos marinhos e não-marinhos, já que são observados nos dois ambientes.
	Esporas Pollen	10 a 500 μm	Incertae sedis	Transicional a Nerítico externo	Estudos evolutivos de grãos de pólen e esporas em conjuntinhos, contando-se com alguns grupos extintos de menzofírios marinhas.
	Esporas Pollen	100 a 1000 μm	Reino: Protista Divisão: Dinoflagelata	Holoceno Triássico Superior	Elaboração de zonamentos bioestratigráficos locais e regionais.
		16 a 22 μm	Incertae sedis com atração iotaxonómica artificial.	Holoceno Pre-Cambriano	Elaboração de zonamentos bioestratigráficos principialmente em secções pré-cambrianas e paleozóicas.
		30 a 150 μm	Identica à dos foraminíferos	Terrestre a Hadal	Em função da abundância biológica desconhecida, são associados a zigoto de plantas, eixos de agas, etc.
		30 a 150 μm	Palinofora -cos Estuarídeos	Transicional a Boreal superior	São registrados principalmente em regiões de pouco aporte sedimentar.
		1 a 1000 μm	Materia Orgânica	Hadal a Terciário	Distinguem-se dois tipos de fricelastos: os lenhosos e os não-lenhosos. Os primeiros mostram-se ricos em lítia, sendo por isso, resistentes ao transporte e suportam bem os processos de fossilização. Os não-lenhosos referem-se a tecidos epilíticos de plantas sem lenho e a tecidos epidermicos dos vegetais. Os fricelastos em geral são considerados elementos abioticos.
					A matéria orgânica aniorfa origina-se principalmente do plancton que habitava o corpo aquoso (elementos autóctones). A relação MO/aforofa (MOMO) autocócone/presa é grande auxílio às interpretações paleoambientais e constitui um dos objetivos dos estudos de palinofícies.

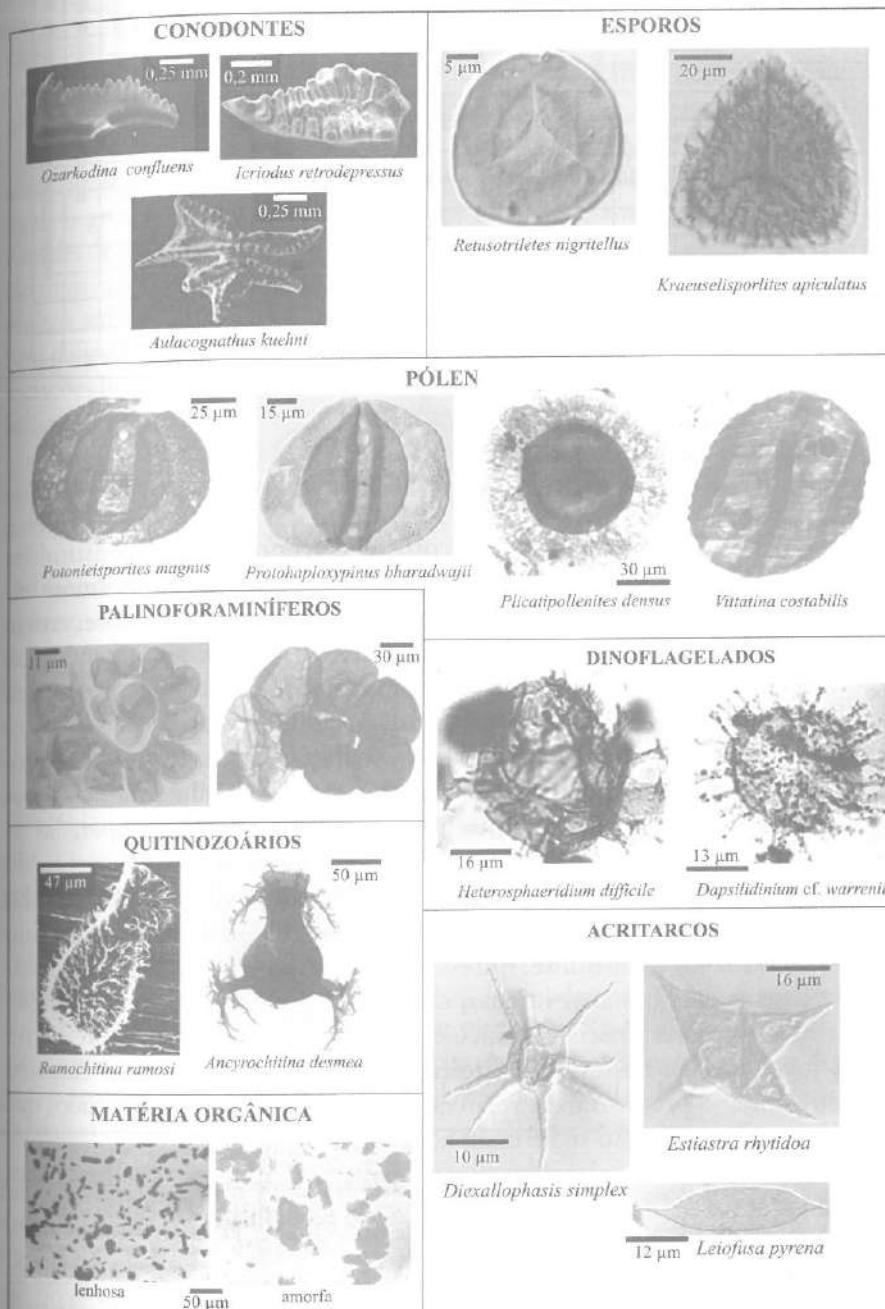
Planct. - Planctônicos

Dim. - Dimensão

Estampa 7.1- Exemplares de microfósseis carbonáticos (foraminíferos, ostracodes e nanofósseis calcários) e microfósseis silicosos (diatomáceas, silicoflagelados e radiolários).



Estampa 7.2 - Exemplares de microfósseis fosfáticos (conodontes) e microfósseis de parede orgânica (palinomorfos - esporos, pólen, palinoforaminíferos, dinoflagelados, quitinozoários, acritarcos e tipos matéria orgânica).



Tempo	Micro-fósseis			Foraminíferos				Ostracodes	Nanofósseis	Radiolários	Síncriflag.	Diatom.	Conchilines	Palinomorfos					
	Era	Período		Planct.	Bent.	Aglut.								Dimorfol.	Acril.	Quitin	Polen	Argila	Gesso
<i>Cenozoíco</i>	Neogeno																		
	Paleogeno																		
<i>Mesozoíco</i>	Cretáceo																		
	Jurásico																		
<i>Paleozóico</i>	Triássico																		
	Permiano																		
	Carbonífero																		
	Devoniano																		
	Siluriano																		
	Ordoviciano																		
	Cambriano																		
	Pré-Cambriano																		

Figura 7.2 - Distribuição geocronológica de alguns grupos microfósseis.

7.3.1 Microfósseis carbonáticos

Os restos de todos os microfósseis carbonáticos são constituídos principalmente por carbonato de cálcio. Em geral, é a calcita o constituinte mineralógico mais comum. Nos restos orgânicos atuais, por vezes, observam-se os minerais aragonita e vaterita. Todavia, como essas variedades mineralógicas do carbonato de cálcio são instáveis, as mesmas tendem a se converter em calcita, pouco tempo depois da morte e fossilização do indivíduo.

O estado de preservação das associações desses fósseis pode propiciar uma idéia sobre a profundidade relativa em que a sedimentação se processou. Geralmente, associações marinhas bem preservadas, recuperadas de rochas pelíticas (folhelhos e siltitos), foram depositadas acima da lisoclina do carbonato de cálcio. Em contrapartida, aquelas com evidências de dissolução, onde as partes mostram-se quebradas e/ou fragmentadas, podem ter sido depositadas abaixo desse limite. Em rochas de composição carbonática, a diagênese costuma ser bastante intensa, causando a dissolução e recristalização de vários exemplares fósseis. Assim, o estado de preservação das testas (partes duras fossilizáveis), nesses tipos litológicos, não pode servir de parâmetro para se estimar a profundidade relativa de deposição. É claro, contudo, que as rochas carbonáticas só se formam acima da lisoclina.

Dentre os microfósseis carbonáticos de aplicação geológica mais ampla destacam-se os foraminíferos, ostracodes e nanofósseis calcários.

Foraminíferos – nesse grupo há espécies de hábito bentônico e espécies de hábito planctônico. Na maioria dos casos, a carapaça (= testa) é secretada

fos	
olen	
Gorduras	
Esporos	

pelo próprio organismo. Há outros tipos, mais primitivos e mais simples, que são incapazes de secretar carbonato de cálcio para a construção da carapaça. Desse modo, suas testas são construídas a partir da captura de partículas existentes no substrato em que vivem e unidas ao corpo do indivíduo por meio de uma secreção orgânica. Essas espécies têm hábito bentônico e são conhecidas como **foraminíferos aglutinantes**.

Por encerrarem exemplares planctônicos e bentônicos, por serem abundantes e de recuperação relativamente fácil, os foraminíferos talvez constituam o grupo microfóssil mais completo, em seções sedimentares marinhas. Aqueles de hábito planctônico, por apresentarem ampla distribuição geográfica, são mais empregados em datações e correlações biocronoestratigráficas dos depósitos sedimentares. Já os bentônicos, por necessitarem de nichos ecológicos bem definidos, têm ampla aplicação em interpretações paleoambientais. Em associações bem preservadas, a análise dos foraminíferos permite que se obtenham informações precisas quanto à idade e ao ambiente deposicional.

Nas bacias brasileiras, os foraminíferos têm sido intensamente utilizados em estudos aplicados e pesquisas científicas em depósitos mesozoicos marinhos.

Ostracodes – têm grande aplicação nos estudos de depósitos sedimentares lacustres, transicionais e marinhos proximais. Em face de seu hábito, predominantemente bentônico, propiciam principalmente correlações geológicas (biocronoestratigráficas) locais e/ou regionais. Não obstante tal limitação, os ostracodes não-marinhos são intensamente utilizados em bacias sedimentares mesozoicas de todo o mundo, em face da grande expansão dos ecossistemas lacustres relacionados à partição do Gondwana. Do ponto de vista paleoecológico, os ostracodes propiciam algumas evidências do ambiente deposicional, uma vez que a construção de suas carapaças é sensível à salinidade, disponibilidade de nutrientes, natureza do substrato e temperatura.

Nas bacias brasileiras, os ostracodes são principalmente empregados nas investigações bioestratigráficas dos depósitos da fase de evolução tectônica pré-rifte e rifte. Tais depósitos, formados em condições lacustres, são relacionados aos estágios iniciais da separação Brasil-África. Para esta seção, os eventos de extinção de espécies são bem marcantes e serviram de base para a proposição de quase todos os andares locais (unidade cronoestratigráfica básica) que integram a Série Recôncavo (Viana *et al.*, 1971).

Nanofósseis calcários – de modo bem geral, esse grupo microfóssil, com registro exclusivamente marinho, é dividido em duas grandes categorias: os cocólitos e as formas associadas. Os cocólitos são geralmente discoidais e provêm da desagregação do envoltório carbonático de certas algas unicelulares planctônicas predominantemente marinhas, conhecidas como cocolitoforídeos (*coccolithophorales*).

As formas associadas exibem conformação mais variada e referem-se tanto às partículas taxonomicamente indefinidas (*incertae sedis*) quanto àquelas oriundas de outros organismos não relacionados necessariamente aos cocolitoforídeos.

Organismos fotossintetizantes, os cocolitoforídeos atuais são registrados na zona fótica de todos os oceanos. Entretanto, a composição das comunidades varia de local para local, sendo a temperatura e a disponibilidade de nutrientes os fatores que mais interferem nessa variação. De modo geral, as associações mais ricas e diversificadas encontram-se no cinturão tropical, nas regiões *offshore*, onde as águas encerram baixos teores de nutrientes (ou seja, águas oligotróficas).

Com aplicação comprovada em todo o mundo, os nanofósseis são excelentes fósseis-guias para sedimentos mesocenozóicos marinhos distais. Em face de sua rápida evolução (pequeno intervalo de tempo entre surgimento e extinção de espécies), propiciam a elaboração de zoneamentos bioestratigráficos bastante detalhados, o que facilita, em termos de precisão, as correlações cronoestratigráficas a longas distâncias. No Brasil, esse grupo microfóssil tem sido amplamente empregado nos estudos estratigráficos da seção marinha de todas as bacias marginais.

7.3.2 Microfósseis fosfáticos

Com composição fosfática, por vezes, são observados no registro sedimentar fragmentos de vertebrados, ictiodontes (dentes de peixes) e conodontes (peças do aparelho mastigatório de pequenos pré-cordados extintos). Desses restos orgânicos, somente os últimos têm mostrado grande valor para os estudos bioestratigráficos, uma vez que são importantes elementos para o zoneamento e datação de rochas paleozóicas em várias bacias sedimentares do mundo. No entanto, devido à sua intolerância às baixas temperaturas, os conodontes são raros ou inexistentes em sedimentos siliciclásticos de bacias marinhas de alta paleolatitude, como é o caso das do Siluro-Devoniano brasileiro.

7.3.3 Microfósseis silicosos

Os restos de microorganismos silicosos, em geral constituídos por opala (sílica amorfa), não são tão abundantes quanto aqueles de natureza carbonática. Em águas subsaturadas em sílica, eles podem ser totalmente dissolvidos antes mesmo de atingirem o substrato. Durante a fossilização, a diagênese pode também destruí-los totalmente. Em face da relativa escassez de ocorrências, o seu estudo é mais difícil. Por outro lado, são os microfósseis silicosos um dos poucos elementos registrados nos sedimentos formados abaixo da CCCD ou nos locais em que os microfósseis carbonáticos foram dissol-

vidos. Deve ficar claro, contudo, que esses dois grupos não são excludentes. Assim, há sítios sedimentares em que microfósseis carbonáticos e silicosos ocorrem conjuntamente. De modo geral, microfósseis silicosos encontram-se associados a fenômenos de ressurgência. São também observados com maior freqüência em depósitos de altas latitudes (zonas temperadas ou mais frias) ou naqueles associados a emanações vulcânicas.

Dentre os microfósseis silicosos de aplicação geológica mais ampla destacam-se os radiolários, diatomáceas e silicoflagelados.

Radiolários – contrariamente a alguns outros grupos de microorganismos, os radiolários não constroem uma carapaça propriamente dita. Desenvolvem uma estrutura intracitoplasmática que é denominada esqueleto. Posicionado no interior da célula, o esqueleto não está em contato direto com a água do mar. Logo, enquanto integrante do organismo vivo, não está sujeito aos processos de dissolução.

Nas bacias brasileiras não há muitas citações sobre a ocorrência de radiolários. Todavia, eles já foram detectados em alguns níveis estratigráficos, com relativa abundância. Eilert (1999) sintetiza grande parte do conhecimento atual sobre os registros de radiolários nas bacias sedimentares brasileiras, os quais, em alguns casos, encontram-se supostamente relacionados a eventos vulcânicos submarinos.

Diatomáceas – são algas fotossintetizantes que se encontram recobertas por uma carapaça composta por duas valvas parcialmente encaixadas (sobrepostas). Esta carapaça, denominada frústula, apresenta-se finamente ornamentada e exibe contorno circular, elíptico ou poligonal.

Há diatomáceas de hábito bentônico e diatomáceas de hábito planctônico. Além disso, são encontradas em diferentes nichos ecológicos. Desse modo, as diatomáceas habitam ambientes de água doce e ambientes marinhos. Poucas espécies habitam simultaneamente os dois ambientes.

As diatomáceas constituem um grupo bastante interessante do ponto de vista geológico. Com representantes bentônicos e planctônicos, límnicos e marinhos, a sua utilização em estudos paleoambientais é óbvia. Assim, esse grupo, quando presente nas rochas sedimentares, pode prestar importante auxílio na caracterização e datação de ambientes antigos. Em termos de bioestratigrafia, sua aplicação é relativamente boa, principalmente nas regiões de altas latitudes, onde outros grupos fósseis (carbonáticos) encontram-se escassamente representados.

Silicoflagelados – a parte fossilizável desses microorganismos encontra-se em seu interior, sendo, portanto, denominada esqueleto.

Os silicoflagelados são organismos unicelulares marinhos que toleram ampla variação de salinidade e temperatura. Habitam preferencialmente a zona fótica dos mares relativamente enriquecidos em sílica, onde realizam fotossíntese. Quando observados abundantemente no registro sedimentar, têm grande aplicação bioestratigráfica. Contudo, em face da lenta evolução, os zoneamentos elaborados não costumam ser detalhados, se comparados com aqueles de outros grupos microfósseis. Além disso, por apresentarem um forte controle latitudinal (temperatura), as correlações geológicas apoiadas nesse grupo têm sempre um caráter local ou, no máximo, regional. Com entidades taxonômicas facilmente reconhecíveis, a aplicação bioestratigráfica dos silicoflagelados é melhor nas regiões de altas latitudes.

7.3.4 Microfósseis de parede orgânica

Até aqui, foram sucintamente comentados alguns grupos de microorganismos que deixam, para o registro fóssil, principalmente resquícios de suas partes duras e cuja composição é de natureza inorgânica. Contudo, no amplo espectro do registro microfossilífero são também observadas partículas compostas exclusivamente por matéria orgânica não-mineralizada (esporopolenina e substâncias quitinosas, principalmente). Genericamente, tais partículas são conhecidas como **palinomorfos** e o seu estudo denomina-se **Paleopalinologia** ou, simplesmente, **Palinologia**.

Os palinomorfos fósseis apresentam dimensões que oscilam ordinariamente entre 10-1.000 μm e podem estar relacionados aos animais e vegetais que habitavam os mares ou os continentes. Assim, de imediato, verifica-se que os palinomorfos registrados nos depósitos subaquosos de uma bacia podem ter duas classificações quanto à procedência: podem ser **autóctones**, se originados no corpo aquoso; ou **alóctones**, se originados fora do corpo aquoso e posteriormente transportados para lá. Em especial, palinomorfos alóctones, principalmente aqueles de origem vegetal, são muito úteis para a correlação cronoestratigráfica entre depósitos de ambientes terrestres e aqueles formados em ambientes transicionais e marinhos.

Em face de sua composição química, são extremamente resistentes aos vários processos destrutivos que se observam nos meios sedimentares. Porém, por serem orgânicos são muito vulneráveis à oxidação. Alterações diagenéticas envolvendo a recristalização de minerais nos sedimentos também podem adulterar significativamente as associações palinológicas.

De maneira geral, além da caracterização e reconhecimento dos grãos de pólen e esporos e da matéria orgânica de natureza diversa, em uma investigação palinológica são reconhecidos acritarcos, quitinozoários, cistos de dinoflagelados, foraminíferos de testa quitinosa (palinoforaminíferos), conchostráceos e escolecodontes, entre outros.

Grãos de pólen e esporos – trata-se de células reprodutoras de vegetais. Os esporos relacionam-se a grupos de plantas mais primitivas, reconhecidamente as criptógamas (briófitas – fungos e musgos – e pteridófitas – avencas, sa-mambaias, etc.) e que habitam as zonas mais úmidas. Os grãos de pólen, por seu turno, vinculam-se às plantas mais complexas conhecidas como fanerógamas (as gimnospermas – coníferas e outras que não possuem flor – e as angiospermas – vegetais que produzem flor).

Sendo parte integrante dos vegetais, as variações específicas dos grãos de pólen e esporos, verificadas ao longo do tempo geológico, refletem na maioria das vezes variações específicas dos vegetais que lhes deram origem. Assim, o surgimento ou extinção de um grão está geralmente relacionado ao surgimento ou extinção de uma espécie vegetal. Contudo, nem sempre é fácil associar um determinado grão a uma determinada espécie vegetal. Em outras palavras, nem sempre é fácil aliar os estudos palinológicos àqueles de natureza paleobotânica.

Todavia, por meio de comparações morfológicas e anatômicas com exemplares atuais, consegue-se reconhecer a natureza de um grão e classificá-lo como pólen ou esporo. Além disso, com relação aos esporos, algumas vezes é possível inferir se sua origem está ligada a uma briófita ou a uma pteridófita. Para os grãos de pólen, também consegue-se saber amiúde se o mesmo é proveniente de uma gimnosperma ou de uma angiosperma. Mais do que isso, frequentemente, ainda por meio das suas estruturas morfológicas, é possível sugerir que um determinado tipo polínico é proveniente de uma planta adaptada a certas condições climáticas (semi-árida, temperada, úmida, tropical, etc.).

Os esporos e pólen, depois de produzidos e amadurecidos, são liberados da planta-mãe para que cumpram a sua função reprodutiva. Como na natureza a reprodução vegetal nem sempre é bem-sucedida, pólen e esporos são produzidos em quantidades astronômicas. Após a liberação da planta-mãe, esses grãos geralmente passam por uma fase de transporte aéreo ou aquoso antes de serem depositados. Nessa fase de dispersão, as células espalham-se por grandes áreas, podendo ser encontradas a longas distâncias de sua planta matriz. A tendência é que quanto maior for a distância da região da planta matriz, menor será a quantidade de células encontradas e vice-versa. De modo geral, observa-se que a maior parte da dispersão dá-se através da água (correntes fluviais, lacustres e marinhas). Nos depósitos subaquosos de uma bacia, pólen e esporos são elementos alóctones por natureza. Em função dessa característica e da acentuada dispersão, esses grãos são os únicos elementos microflorísticos que permitem correlações cronoestratigráficas entre depósitos formados em diferentes contextos ambientais. Assim, por exemplo, pode-se concluir que depósitos fluviais e depósitos de plataforma são coevos se guardarem, em suas fácies mais finas, o mesmo conteúdo esporo-polínico.

Esporos e pólen são intensamente utilizados em estudos bioestratigráficos das bacias brasileiras.

Quitinozoários – os quitinozoários, microfósseis-guias de parte da Era Paleozóica, são vesículas com formato de garrafa ou urna que apresentam composição pseudoquitinosa. Diante da ausência de um organismo análogo atual (ou estrutura orgânica similar), é muito difícil inferir a sua verdadeira natureza biológica. Assim, são considerados *incertae sedis*. Com base em sua morfologia, alguns autores advogam que os quitinozoários teriam relação com ovos ou cápsulas portadoras de ovos de grupos extintos de metazoários marinhos.

No Brasil, os quitinozoários são bastante empregados nos estudos da bioestratigrafia dos depósitos ordovício-devonianos das bacias intracratônicas do Amazonas, Solimões, Parnaíba e Paraná.

Cistos de dinoflagelados ou dinocistos – dinoflagelados atuais são encontrados nos mais diversos ambientes, desde marinhos a continentais aquáticos. Têm preferência por águas ricas em nutrientes (**águas eutróficas**), onde se proliferam abundantemente. Em zonas de ressurgência, podem se reproduzir de forma anômala gerando o fenômeno conhecido como **maré vermelha**.

De acordo com as características ecológicas do ambiente, os dinoflagelados reproduzem-se de dois modos distintos. Em condições normais, a reprodução é assexuada, a célula-mãe divide-se gerando duas células-filhas e a população expande-se naturalmente. No entanto, em condições adversas (água mais fria, baixa disponibilidade de oxigênio, etc.), a reprodução é sexuada e duas células fundem-se em uma só, formando um zigoto. Com essa fusão e após poucas transformações, ocorre o encistamento do zigoto e a formação do cisto propriamente dito. Esse cisto, que tem um caráter passivo, afunda na coluna d'água e vai constituir uma fração do bentos. Com a retomada das condições favoráveis as espécies germinam e readquirem o hábito planctônico, voltando a se reproduzirem assexuadamente. Somente os cistos dos dinoflagelados integram o registro fóssil do grupo.

No Brasil, cistos de dinoflagelados têm mostrado bom potencial para elaboração de zoneamentos bioestratigráficos relativamente detalhados.

Acritarcos – o termo Acritarcha foi criado por Evitt (1973, apud Bignot, 1985) para designar todos aqueles corpúsculos orgânicos semelhantes aos dinoflagelados, mas taxonomicamente distintos. Desse modo, sob essa designação encontram-se reunidos vários restos de organismos em forma de vesículas cuja verdadeira afinidade biológica é desconhecida. Portanto, os acritarcos *stricto sensu* são restos orgânicos *incertae sedis* e seu arranjo taxonômico é artificial. Além disso, muitas das espécies anteriormente descritas como acri-

tarcos são hoje atribuídas ao grupo de algas verdes unicelulares, conhecido por prasinófitas.

Os acritarcos têm boa aplicação bioestratigráfica em depósitos do Pré-Cambriano e do Eopaleozóico. Há determinadas situações geológicas em que eles são os únicos elementos biológicos a sugerirem uma cronocorrelação.

Palinoforaminíferos – constituem uma pequena fração do registro palinológico, embora exceções já tenham sido verificadas. Esse grupo, em que grande parte das espécies apresenta hábito bentônico, tem seu registro mais antigo em depósitos do Devoniano. Em termos bioestratigráficos e paleoecológicos ainda há muitas indefinições, o que significa dizer que sua pesquisa é um campo aberto.

Matéria orgânica – como comentado, os palinomorfos são constituídos por matéria orgânica. Todavia, análises palinológicas em amostras férteis sempre revelam outras partículas fósseis cuja conformação não permite enquadrá-las em qualquer dos microfósseis de parede orgânica apresentados. Assim, diante dessa impossibilidade, tais partículas são genericamente denominadas de matéria orgânica.

Existem várias propostas para a classificação da matéria orgânica *lato sensu*. Uma das mais simples propõe que toda a matéria orgânica observada após um processamento palinológico pode ser dividida em dois grandes grupos: a matéria orgânica estruturada e a matéria orgânica não-estruturada ou amorfa.

Além dos palinomorfos acima comentados, os fitoclastos também constituem o grupo da matéria orgânica estruturada. Os fitoclastos são, de modo geral, partículas provenientes de vegetais terrestres, sendo, por isso, considerados elementos alóctones. Sob a designação de fitoclastos, distinguem-se ainda duas categorias: os fitoclastos lenhosos e os não-lenhosos. Os de natureza lenhosa mostram-se ricos em linhita, sendo, por isso, mais resistentes ao transporte. Em face de sua alta resistência, suportam bem os processos de fossilização, não sendo facilmente destruídos. Os fitoclastos não-lenhosos referem-se a tecidos celulósicos de plantas sem lenho e a tecidos epidermais dos vegetais terrestres, tais como as cutículas. São menos resistentes ao transporte e têm menor potencial de preservação. Assim, em áreas proximais, espera-se uma maior quantidade de fitoclastos não-lenhosos igualmente associados aos elementos lenhosos. Já nas partes mais distais das bacias, os fitoclastos não-lenhosos apresentam-se mais raros do que os lenhosos. Entretanto, nessas partes, em geral, fitoclastos não apresentam freqüências muito expressivas.

A matéria orgânica amorfa origina-se principalmente no fitoplâncton que habitava o corpo aquoso. Desse modo, são considerados elementos autóctones. Peloides fecais também integram a fração de matéria orgânica amorfa. Em princípio, a produção de matéria orgânica amorfa é homogênea

ao longo de toda a parte superficial do corpo aquoso (zona fótica). Entretanto, por uma questão de energia hidrodinâmica do meio, a sua deposição e preservação ocorre preferencialmente nas posições mais distais. Assim, altas proporções relativas de matéria orgânica amorfa podem sugerir uma deposição mais distante das fontes ativas de matéria orgânica terrestre e siliciclastos.

A distinção e estimativas percentuais dos elementos alóctones e autóctones tornam-se importantes nos estudos palinofaciológicos (paleoambientais) de um intervalo sedimentar.

7.4 MICROFÓSSEIS E CRONOCORRELAÇÕES

Objetivando estudar detalhadamente os corpos rochosos e estabelecer seu empilhamento e correlação lateral, os geólogos criaram o conceito de classificação estratigráfica, que engloba vários tipos de unidades estratigráficas. Com base nesse conceito, as rochas que ocorrem na crosta terrestre podem ser classificadas estratigraficamente em unidades de várias categorias, de acordo com determinadas características observadas e/ou inferidas. Desse modo, para se estabelecer, reconhecer e caracterizar uma unidade estratigráfica leva-se em conta tão somente certos atributos, não se considerando os demais. Assim, por exemplo, para as unidades litoestratigráficas, o caráter importante seria o aspecto litológico das rochas, seus constituintes minerais, suas granulometrias, texturas, etc.; para unidades magnetoestratigráficas, o caráter fundamental seria a orientação magnética dos minerais; para as unidades cronoestratigráficas, os critérios empregados seriam aqueles que permitem definir e reconhecer horizontes síncronos (na maioria das vezes tais critérios são de natureza paleontológica/bioestratigráfica); para as unidades aloestratigráficas (unidade básica da Estratigrafia de Seqüências), buscam-se as superfícies de descontinuidade; para as unidades bioestratigráficas, faz-se necessário conhecer o conteúdo fossilífero das rochas; e assim por diante. Maiores informações e detalhes referentes à classificação estratigráfica podem ser vistos em NASC (1983), Mendes (1984) e Petri *et al.* (1986a, b).

7.4.1 Bioestratigrafia

Como fica claro, unidades bioestratigráficas só podem ser estabelecidas em seções que contenham fósseis, tais como rochas sedimentares e metassedimentares (com baixo grau de metamorfismo). Em rochas ígneas e metamórficas de alto grau, diante da ausência de fósseis, é impossível estabelecerem-se unidades desse tipo.

O objetivo da bioestratigrafia é dividir uma seção rochosa em unidades bioestratigráficas, utilizando-se para tal o seu conteúdo fossilífero.

A classificação bioestratigráfica tem como unidade fundamental a **zona**, que é um pacote de rocha definido ou caracterizado por seu conteúdo fóssil (NASC, 1983). Esse conteúdo deve ser bem característico a ponto de permitir que uma zona seja diferenciada daquelas que lhes são imediatamente sobre e subjacentes. Uma zona pode ser dividida em subzonas e um conjunto de zonas pode ser agrupado em uma superzona. Nessas subdivisões e agrupamentos é importante, contudo, que as unidades tenham alguma afinidade entre si. Uma unidade bioestratigráfica qualquer (superzona, zona ou subzona) pode ser denominada genericamente de **biozona**.

A uma sucessão de zonas definidas em um ou mais pacotes rochosos dá-se o nome de **zoneamento** ou **biozoneamento**. Para que um zoneamento seja estabelecido em uma região, é necessário que se conheçam, com certo detalhe, algumas características dos fósseis envolvidos. Taxonomia, distribuição estratigráfica, espécies mais importantes, etc. são características imprescindíveis, uma vez que permitirão a construção do arcabouço bioestratigráfico (zoneamento). Portanto, antes da proposição de zonas e da consequente elaboração de um zoneamento, é necessário que muitas investigações sejam feitas. Na atualidade, contudo, há zoneamentos de referência para muitos grupos fósseis, estabelecidos a partir do estudo de várias regiões do mundo. Assim, dependendo do conhecimento disponível sobre um determinado grupo, a tarefa de elaborar um zoneamento pode ser bastante facilitada.

Depósitos ricos em microfósseis na maioria das vezes encerram restos de organismos provenientes de vários grupos biológicos. Portanto, em tais depósitos, podem-se estabelecer tantos zoneamentos quantos forem os grupos observados. Na formulação de um arcabouço bioestratigráfico, deve-se levar em conta preferencialmente o conteúdo fossilífero de apenas um único grupo de organismos. Embora a literatura especializada registre casos de biozonas definidas por restos de organismos provenientes de grupos biológicos distintos, esta é uma praxe que deve ser evitada. Unidades bioestratigráficas cujos limites mostrem-se apoiados em fósseis de diferentes grupos podem ter uma aplicação restrita. Por exemplo: uma palinozona que seja definida ou caracterizada por grãos de pólen e por cistos de dinoflagelados só poderá ser reconhecida em ambientes que apresentem esses dois microfósseis (ambientes marinhos). Em face dessa limitação, a biozona não poderia ser caracterizada em depósitos de ambientes terrestres, embora os grãos de pólen sejam provenientes desse ambiente. Assim, cada grupo fóssil deve contar com o seu próprio zoneamento e tais arcabouços serão (cor)relacionados, uns aos outros, à medida que se forem conhecendo a extensão e a amplitude de suas unidades.

Como os microfósseis são mais abundantes do que os macrofósseis, os zoneamentos estabelecidos com base nos primeiros têm, em geral, maior aplicação do que aqueles estabelecidos pelos últimos. Para que tais zo-

neamentos tenham ampla aplicação e possam ser empregados em várias regiões do mundo, buscam-se utilizar principalmente microfósseis que apresentem grande distribuição geográfica e que sejam cosmopolitas. Assim, geralmente os microfósseis marinhos de hábito planctônico são, por exceléncia, os mais empregados. Grãos de pólen e esporos também fundamentam muitos zoneamentos.

Há vários critérios paleontológicos com os quais se podem definir e caracterizar biozonas. Contudo, alguns critérios são mais objetivos do que outros e os limites entre as unidades bioestratigráficas serão mais ou menos bem definidos em função da objetividade do critério empregado. Os fósseis utilizados na definição de uma biozona devem ser contemporâneos à deposição dos estratos que os contêm. Fósseis retrabalhados são impróprios para tal definição. Do mesmo modo, fósseis intromissos (introduzidos nos sedimentos após a sua deposição e litificação) também são inadequados.

Dentre os tipos de biozonas, destaca-se pela maior objetividade, no que se refere à identificação de seus limites, o tipo zona de intervalo. De acordo com o NASC (1983), uma zona desse tipo tem como elementos definidores dois eventos biológicos distintos, que definem dois biorizontes. Desse modo, uma zona de intervalo seria um corpo de rocha situado entre os dois bioeventos, que se relacionam principalmente ao surgimento ou à extinção de entidades taxonômicas. Secundariamente, inícios ou fins de acmes (predominância de um determinado taxon) também podem ser empregados. A Figura 7.3(a até g) ilustra algumas das combinações que se podem fazer para definir zonas de intervalo com base nos três eventos mencionados.

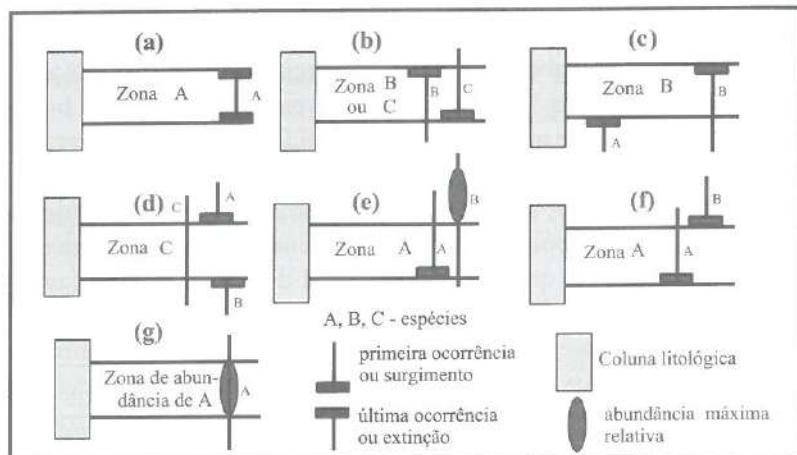


Figura 7.3 - Principais tipos de biozonas. De (a) até (f), zonas de intervalo; (g), zona de abundância (zona de acme). A zona de intervalo do tipo (a) também é conhecida como zona de amplitude (*range zone*). A do tipo (c), como zona diferencial superior.

neamentos tenham ampla aplicação e possam ser empregados em várias regiões do mundo, buscam-se utilizar principalmente microfósseis que apresentem grande distribuição geográfica e que sejam cosmopolitas. Assim, geralmente os microfósseis marinhos de hábito planctônico são, por excelência, os mais empregados. Grãos de pólen e esporos também fundamentam muitos zoneamentos.

Há vários critérios paleontológicos com os quais se podem definir e caracterizar biozonas. Contudo, alguns critérios são mais objetivos do que outros e os limites entre as unidades bioestratigráficas serão mais ou menos bem definidos em função da objetividade do critério empregado. Os fósseis utilizados na definição de uma biozona devem ser contemporâneos à deposição dos estratos que os contêm. Fósseis retrabalhados são impróprios para tal definição. Do mesmo modo, fósseis intromissos (introduzidos nos sedimentos após a sua deposição e litificação) também são inadequados.

Dentre os tipos de biozonas, destaca-se pela maior objetividade, no que se refere à identificação de seus limites, o tipo **zona de intervalo**. De acordo com o NASC (1983), uma zona desse tipo tem como elementos definidores dois eventos biológicos distintos, que definem dois **biorizontes**. Desse modo, uma zona de intervalo seria um corpo de rocha situado entre os dois **bioeventos**, que se relacionam principalmente ao surgimento ou à extinção de entidades taxonômicas. Secundariamente, inícios ou fins de **acmes** (predominância de um determinado taxon) também podem ser empregados. A Figura 7.3(a até g) ilustra algumas das combinações que se podem fazer para definir zonas de intervalo com base nos três eventos mencionados.

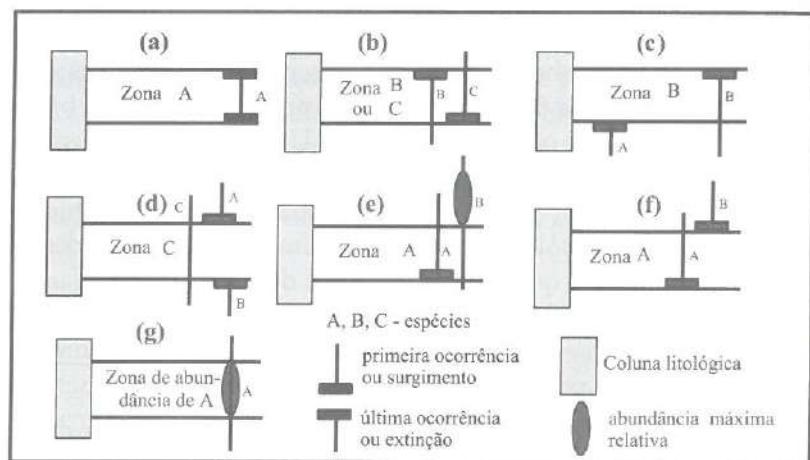


Figura 7.3 - Principais tipos de biozonas. De (a) até (f), zonas de intervalo; (g), zona de abundância (zona de acme). A zona de intervalo do tipo (a) também é conhecida como zona de amplitude (*range zone*). A do tipo (c), como zona diferencial superior.

neamentos tenham ampla aplicação e possam ser empregados em várias regiões do mundo, buscam-se utilizar principalmente microfósseis que apresentem grande distribuição geográfica e que sejam cosmopolitas. Assim, geralmente os microfósseis marinhos de hábito planctônico são, por excelência, os mais empregados. Grãos de pólen e esporos também fundamentam muitos zoneamentos.

Há vários critérios paleontológicos com os quais se podem definir e caracterizar biozonas. Contudo, alguns critérios são mais objetivos do que outros e os limites entre as unidades bioestratigráficas serão mais ou menos bem definidos em função da objetividade do critério empregado. Os fósseis utilizados na definição de uma biozona devem ser contemporâneos à deposição dos estratos que os contêm. Fósseis retrabalhados são impróprios para tal definição. Do mesmo modo, fósseis intromissos (introduzidos nos sedimentos após a sua deposição e litificação) também são inadequados.

Dentre os tipos de biozonas, destaca-se pela maior objetividade, no que se refere à identificação de seus limites, o tipo zona de intervalo. De acordo com o NASC (1983), uma zona desse tipo tem como elementos definidores dois eventos biológicos distintos, que definem dois biorizontes. Desse modo, uma zona de intervalo seria um corpo de rocha situado entre os dois bioeventos, que se relacionam principalmente ao surgimento ou à extinção de entidades taxonômicas. Secundariamente, inícios ou fins de acmes (predominância de um determinado taxon) também podem ser empregados. A Figura 7.3(a até g) ilustra algumas das combinações que se podem fazer para definir zonas de intervalo com base nos três eventos mencionados.

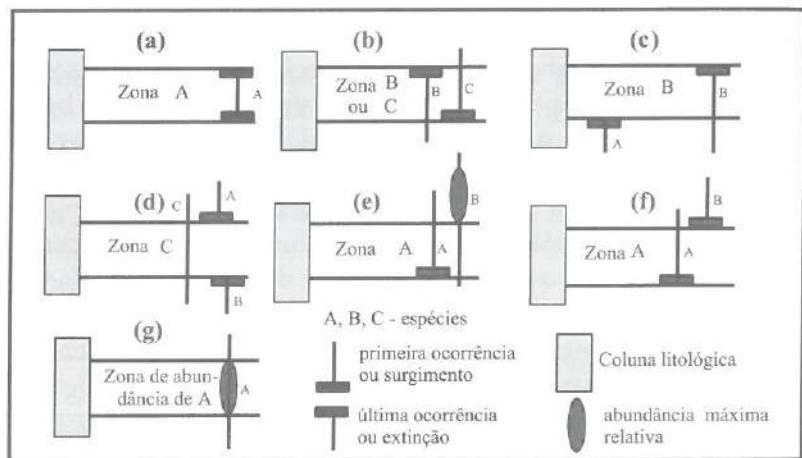


Figura 7.3 - Principais tipos de biozonas. De (a) até (f), zonas de intervalo; (g), zona de abundância (zona de acme). A zona de intervalo do tipo (a) também é conhecida como zona de amplitude (*range zone*). A do tipo (c), como zona diferencial superior.

árias re-
ue apre-
ssim, ge-
excelên-
mentam
em defi-
tivos do
s ou me-
. Os fós-
eos à de-
iróprios
dos nos
dos.
dade, no
e acordo
ores dois
do, uma
itos, que
taxonô-
m deter-
ustra al-
alo com

a de
a de

Outro tipo de biozona que tem certa aplicação é a zona de abundância ou zona de acme. Refere-se essa biozona a um corpo de rocha caracterizado por uma relativa abundância de uma ou mais entidades taxonômicas. Todavia, zonas de acme costumam ter aplicação mais restrita (local/regional), já que estão relacionadas a certas condicionantes ecológicas que propiciaram a predominância exagerada de umas poucas entidades taxonômicas durante o tempo de deposição dos sedimentos que compõem uma seção. Em regiões com fenômenos de ressurgência, zonas de abundância podem ser estabelecidas mais de uma vez. Biozonas desse tipo geralmente são referenciadas como ecozonas (NASC, 1983). A Figura 7.3g representa uma zona de acme.

A vida evoluiu unidirecionalmente e de modo irreversível ao longo do tempo geológico. Deste modo, surgimento e extinção de entidades taxonômicas costumam ser considerados eventos únicos na história da Terra. Diante da possibilidade de recorrência, acmes não podem ser considerados únicos. Surgimentos e extinções, em face de seu caráter singular, são empregados na datação relativa de depósitos sedimentares. Entretanto, essa datação só poderá ser feita na medida em que se conheça, de antemão, a ordenação estratigráfica de tais eventos. Esta ordenação é empírica e reflete o grau de conhecimento que se tem das amplitudes dos fósseis envolvidos. Em outras palavras, em princípio, nunca se tem de fato o conhecimento da amplitude total e definitiva das entidades taxonômicas. Ao contrário, tem-se sempre uma amplitude parcial, que é o resultado do somatório de todas as amplitudes conhecidas daquele fóssil. Essa amplitude poderá ser modificada (aumentada) mediante a aquisição de uma nova informação confiável.

Para se empregarem surgimentos e/ou extinções de espécies em datações relativas é necessário discernir se os mesmos têm conotação local ou global. Bioeventos locais, causados por variações ambientais locais, nem sempre podem ser empregados com segurança para tais datações. A Figura 7.4 tenta ilustrar eventos locais e eventos globais de surgimento e extinção de espécies. Como pode ser visto, não faz sentido realizar datações relativas e, por conseguinte, cronocorrelações a partir das extinções da espécie A e dos surgimentos de B observados nos intervalos 1 e 2 da Figura 7.4. No intervalo 1, a extinção de A é aparente e foi motivada por uma mudança ambiental. A partir do tempo t_4 observa-se essa mudança cujas novas condições ambientais causaram o desaparecimento de A (extinção local). No intervalo 2, observa-se que a espécie A extinguiu-se efetivamente no tempo t_5 . Portanto, os topo de tais depósitos não guardam qualquer relação de sincronismo supostamente evidenciado pela extinção de A. A mesma conclusão poderia ser obtida caso se analisassem os surgimentos de A e B e as extinções de B. Nos intervalos 1 e 2, verifica-se que as espécies C e D não foram sensíveis às mudanças ambientais, sendo registradas ao longo de ambos. Verifica-se, além disso, que a amplitude total conhecida de A é t_2-t_5 e que a amplitude B é t_1-t_5 .

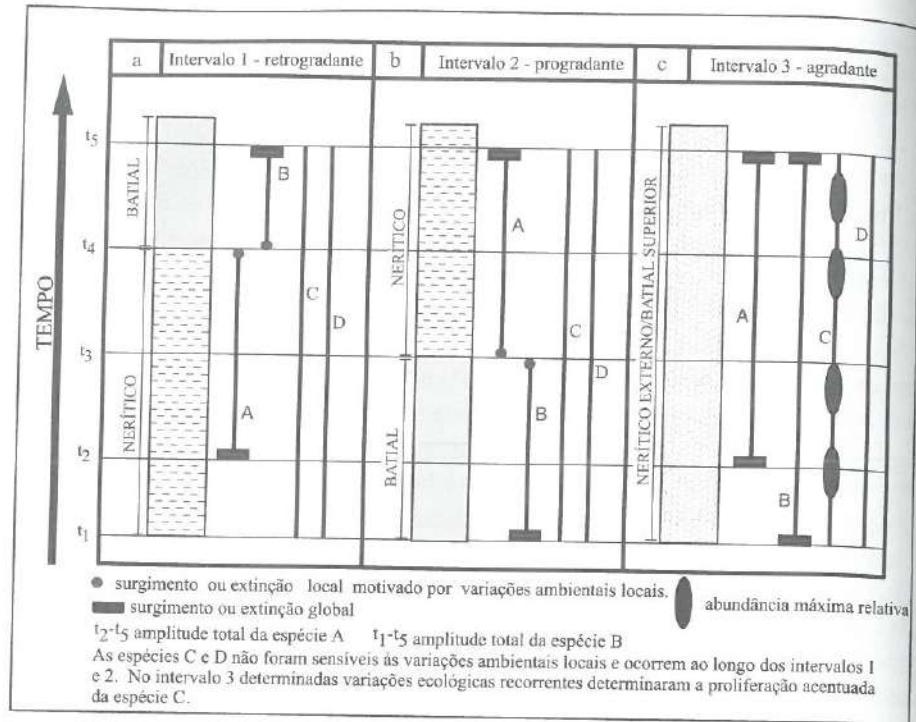


Figura 7.4 - Inter-relações entre eventos locais, eventos globais e acmes.

No intervalo 3, durante a sua deposição, também ocorreram algumas flutuações ecológicas causadas por ressurgências intermitentes. Todavia, tais variações não provocaram qualquer extinção local. Ao contrário, possibilitaram a proliferação acentuada de C (vários acmes).

Concretizando o exemplo citado, pode-se imaginar a seguinte situação:

- espécie A – observada em ambientes marinhos proximais (nerítico);
- espécie B – observada em ambientes marinhos distais (batial);
- espécies C e D – sem restrições ambientais, são registradas nas regiões neríticas e batiais. Porém, em alguns momentos, a espécie C prolifera-se acentuadamente, quando há farta disponibilidade de nutrientes (ressurgência).

No intervalo 1, observa-se uma transgressão. Assim, no momento em que passam a predominar as condições batiais (t_4), a espécie A desaparece concomitantemente ao aparecimento de B. Ao contrário, no intervalo 2, tem-se uma regressão. Deste modo, com o estabelecimento das condições nerí-

ticas (em t_3) tem-se o aparecimento de A e o desaparecimento de B. Por outro lado, no intervalo 3, a deposição processou-se sempre (de t_1 a t_5) na região de quebra de plataforma (transição nerítico/batial) e as espécies A e B puderam coexistir. Além disso, recorrentemente, fenômenos de ressurgência se fizeram presentes, enriquecendo as águas com nutrientes. Quando tais fenômenos ocorriam, causavam a proliferação da espécie C (os acmes observados).

Bioeventos de surgimento e extinção de entidades taxonômicas são os mais empregados em datações relativas, permitindo zoneamentos e a maioria das cronocorrelações a longas distâncias. Ao se analisarem bioestratigraficamente duas seções, ordenando-se estratigráficamente os eventos e reconhecendo-se as biozonas, tem-se condições de inferir quais depósitos são os mais antigos e quais são os mais novos. Entretanto, numa análise crítica desses eventos percebe-se que, na realidade, os mesmos não têm uma relação de estrito sincronismo, sendo, portanto, diácronos. A Figura 7.5(a e b) ilustra essa afirmativa para duas supostas espécies marinhas planctônicas. Quando uma espécie surge (Figura 7.5a), esse evento ocorre em uma determinada região do planeta. Com o decorrer do tempo, essa espécie prolifera-se e passa a habitar outras regiões. Ora, como o surgimento não é ubíquo e a ocupação das regiões não é instantânea, há uma defasagem de tempo (diacronismo) no surgimento da espécie, de uma região para outra. Essa defasagem será maior ou menor a depender da taxa da dispersão do evento. Há bioeventos que se dispersam mais rapidamente do que outros, sendo esta uma característica intrínseca de cada espécie. Na Figura 7.5a, percebe-se que a espécie B, após o surgimento, ocupou os vários oceanos mais rapidamente do que a espécie A. Assim, o surgimento de B é "mais síncrono" e pode possuir, por isso, melhor aplicação bioestratigráfica do que aquele de A. Também por apresentar-se mais síncrono, o surgimento de B poderá ser empregado para estimar o diacronismo do aparecimento de A. No registro sedimentar, porém, relações desse tipo nem sempre são perceptíveis prontamente, uma vez que vários fatores naturais podem adulterá-las. Imagine-se, por exemplo, que a espécie A seja mais robusta e possua um potencial de fossilização (preservação) maior do que aquele da espécie B. Decorrencia direta desta característica, a espécie A, enquanto fóssil, será registrada com maior freqüência do que a espécie B. Assim, em seções muito afetadas pela diagênese e/ou outros fatores, apenas A será reconhecida. Portanto, como avaliar o diacronismo de A diante da ausência de B? Neste caso, este diacronismo só poderá ser detectado caso exista um terceiro parâmetro tão ou mais confiável do que o surgimento de B. Na prática, todo surgimento de um organismo planctônico tende a ser considerado "síncrono" até que evidências obtidas por outros meios denunciem o seu diacronismo. É claro que, quando se percebe esse diacronismo, há um salto de qualidade no conhecimento, o que permite a elaboração de correlações mais detalhadas e baseadas em *data* mais fidedignos. O mesmo raciocínio poderia ser desenvolvido para os eventos de extinção (Figura 7.5b).

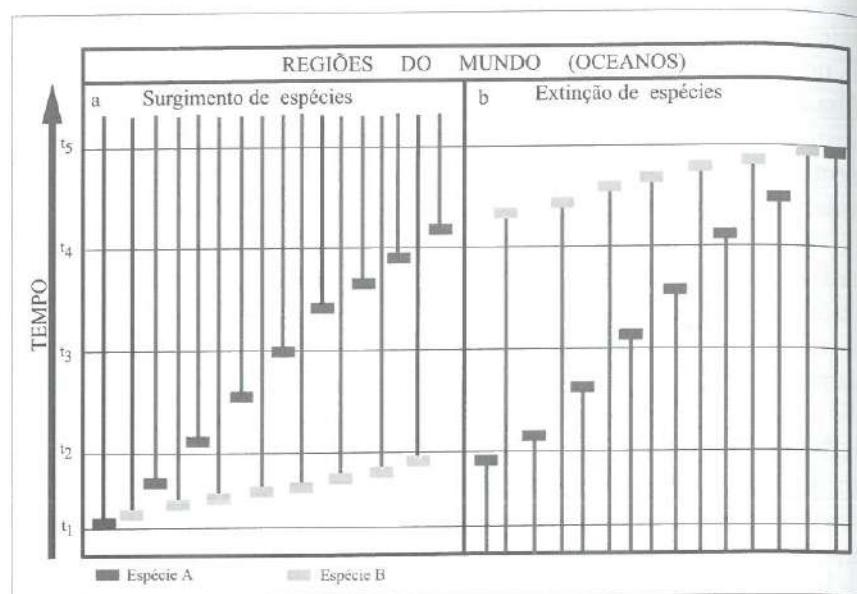


Figura 7.5 - Representação esquemática do diacronismo dos eventos de surgimento e extinção de espécies.

De modo geral, no estabelecimento de zoneamentos de referência, eventos de surgimento são preferencialmente utilizados em relação àqueles de extinção. Primeiras ocorrências de entidades taxonômicas (surgimentos), salvo problemas de contaminação ou identificação indevida, são sempre determinados precisamente. Por outro lado, a ocorrência de fósseis retrabalhados pode ser confundida com o desaparecimento definitivo de uma espécie (extinção). Essa possibilidade pode levar a uma identificação enganosa de um dos limites de uma biozona, que seja definido com base na última ocorrência do fóssil observado. A Figura 7.6 ilustra esta situação. Ao observá-la, percebe-se que as zonas A, B e C são definidas com base em extinções sucessivas (zonas do tipo diferencial superior, Figura 7.3c). Numa situação geológica hipotética, tem-se o topo da biozona B modelado por um evento erosivo, que esculpiu uma calha em suas camadas. Durante a deposição da unidade C, que assoreou totalmente a calha, grandes blocos da zona B, provenientes de retrabalhamento, foram transportados para o interior da calha esculpida. O poço 2, ao ser perfurado, no meio da calha, também recuperou amostras de um dos blocos retrabalhados da zona B. Assim, durante a análise de tais amostras, o topo da zona B poderá ser indevidamente reconhecido. Deste modo, a correlação do limite superior desta unidade com aqueles posicionados nos poços 1 e 3 delineará uma superfície sem qualquer conotação bioestratigráfica (linha tracejada).

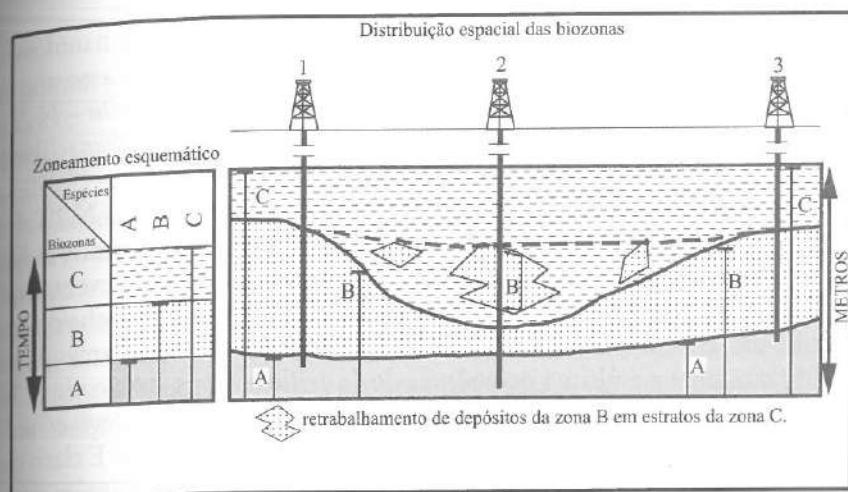


Figura 7.6 - Biozonas de intervalo com limites definidos a partir de extinções sucessivas. No poço 2, o topo da biozona B foi identificado indevidamente, com base em retrabalhamento. Portanto, a superfície pontilhada, que correlacionaria o topo desta unidade nos três poços, não tem significado bioestratigráfico.

extinção de

de referência àqueles surgimento sempre é retrabalhamento espécie iganosa de tima ocorre observá-la, é sucessão geológico erosivo, inidade C, nientes de culpida. O nostras de se de tais ido. Deste posiciona-ção bioes-

Em zoneamentos edificados com base em seções aflorantes ou em sondagens com testemunhagem contínua (como aquelas do *Deep Sea Drilling Project - DSDP* e do *Ocean Drilling Program - ODP*) dá-se preferência a definir/reconhecer zonas de intervalo cujos limites baseiam-se em surgimentos sucessivos de espécies do mesmo grupo fóssil (Figura 7.3f). Por outro lado, em zoneamentos elaborados a partir de amostras provenientes de perfurações prospectivas, valorizam-se principalmente as últimas ocorrências das entidades taxonômicas e as unidades definidas/reconhecidas baseiam-se em extinções sucessivas (Figura 7.3c). Vale observar que, neste último caso, problemas como aquele exemplificado na Figura 7.6 nem sempre são percebidos imediatamente e podem gerar problemas de interpretação. Essa diferença metodológica de definição/reconhecimento de biozonas se deve principalmente aos tipos de amostras disponíveis. Afloramentos e testemunhos são quase sempre isentos de contaminação de litologias (fósseis) mais novas ou mais antigas; já as amostras de calha, que provêm dos poços exploratórios (petróleo, carvão, etc.), geralmente mostram-se muito contaminadas. Essa contaminação nada mais é do que o registro concomitante de fósseis mais novos (elementos contaminadores) desabados em meio a associações de fósseis mais antigos (supostamente *in situ*). Assim, em face desse problema, na maioria das vezes perde-se o controle do nível de surgimento (na seção perfurada) das entidades taxonômicas, o que inviabiliza o reconhecimento de unidades baseadas em primeiras ocorrências (Figura 7.3f).

A Figura 7.7 ilustra um trecho do zoneamento de nanofósseis calcários da margem continental brasileira, elaborado a partir de amostras de calha. Nesse trecho, pode-se ver quatro zonas (*Eiffellithus eximus* - N-265, *Aspidolithus parcus* - N-270, *Uniplanarius trifidus* N-280 e *Arkhangelskiella cymbiformis* - N-290) e três subzonas (*Glaukolithus compactus* - N-290.3a, *Gartnerago obliquum*, N-290.3b e *Cribrophaerella ehrenbergii* - N-290.3c). Assim, por exemplo, após a descrição da nanoflora em um intervalo, as biozonas poderiam ser reconhecidas a partir da identificação dos bioeventos que as delimitam. Deste modo, a Zona *U. trifidus* (de código N-280) seria o pacote litológico compreendido entre a última ocorrência de *A. parcus parcus* (base da biozona) e a última ocorrência de *U. trifidus* (topo da biozona). Na ausência de *U. trifidus*, as últimas ocorrências de *U. gothicus*, *R. levis* e/ou *V. matalosa*, também poderiam indicar estratos da zona em questão. É claro que para a caracterização da zona N-280, essas três últimas ocorrências têm que se situar acima do desaparecimento de *A. parcus parcus*. As demais espécies observadas na descrição seriam consideradas espécies associadas.

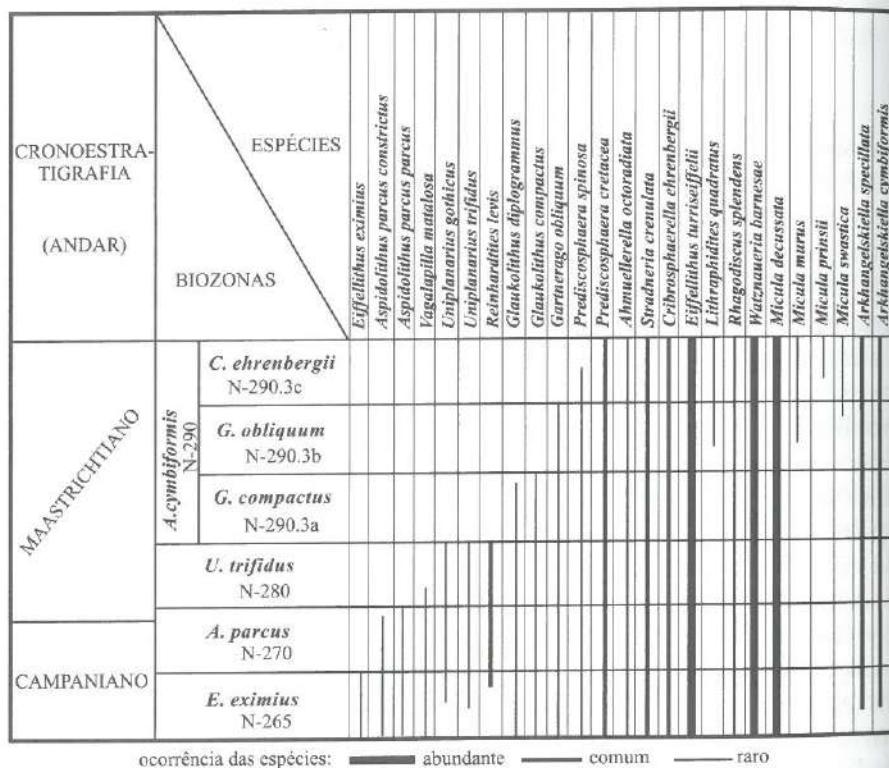


Figura 7.7 - Exemplo de arcabouço bioestratigráfico (simplificado de Antunes, 1998).

ofósseis
stras de
N-265,
elskiella
-290.3a,
290.3c).
, as bio-
tos que
o pacos-
parcus
na). Na-
e/ou *V.*
aro que
1 que se-
cies ob-

<i>Micula swasiatica</i>
<i>Arhangelskiella specillata</i>
<i>Arhangelskiella cymbiformis</i>

Em seções pobres, onde as espécies índices (fósseis-guias) não se encontram presentes ou têm rara expressão, nem sempre é possível identificar os limites de uma biozona. Nesses casos, com base nas espécies observadas, identifica-se um intervalo biozonal (associação de biozonas). Por exemplo: ao se investigar os nanofósseis de uma seção, reconheceram-se poucas espécies, dentre as quais se destacam *L. quadratus*, *P. spinosa*, *W. barnesae* e *M. decussata* (Figura 7.7). Ao se consultar a tabela (que se constitui em zoneamento de referência para a região), percebe-se que os sedimentos analisados devem pertencer ao intervalo biozonal *G. obliquum/C. ehrenbergii* (N-290.3b/N-290.3c), que engloba duas subzonas da unidade *A. cymbiformis* (N-290). Dependendo da concorrência da amplitude das espécies observadas, o intervalo biozonal poderá ser maior do que duas unidades bioestratigráficas contíguas.

Cada grupo microfóssil deve ter o seu próprio zoneamento. A boa ou má caracterização de suas biozonas depende basicamente da qualidade do registro do grupo em questão nas amostras investigadas. Como visto anteriormente, a qualidade do registro microfossilífero é função de vários fatores, dentre os quais se destacam as condições ambientais, que muitas vezes condicionam a presença ou ausência dos organismos. Como cada grupo tem sua faixa de preferência ambiental ótima, os melhores zoneamentos (mais detalhados e mais precisos) do respectivo grupo serão obtidos em sedimentos depositados nesta faixa ambiental. Por exemplo: os melhores zoneamentos para nanofósseis calcários e foraminíferos planctônicos são geralmente aqueles elaborados em seções de talude (Figura 7.1). Nos depósitos plataformais e naqueles distais, situados abaixo da lisoclina do carbonato de cálcio, em face da escassez desses microfósseis, as zonas raramente terão boa caracterização. Com relação ao zoneamento de pólen e esporos, espera-se que os mesmos sejam mais detalhados em depósitos terrestres e sobretudo em depósitos marinhos de plataforma rasa, pois nesses sítios é que são registradas as suas maiores acumulações. Em seções bem distais, a raridade desses elementos não permite a elaboração de um zoneamento bem detalhado. A Figura 7.1 ilustra a melhor faixa ambiental de vários grupos microfósseis para a elaboração dos melhores zoneamentos.

Em decorrência de questões como essas, faz-se necessário que os zoneamentos dos vários grupos microfósseis empregados nos estudos de uma bacia sejam integrados e correlacionados, no que se refere à amplitude temporal de suas biozonas. Assim, nas áreas em que um grupo se mostrar escasso, não permitindo um zoneamento detalhado, outro grupo poderá fornecer o detalhamento requerido. Portanto, a partir da integração, não se perderá o controle temporal das cronocorrelações delineadas de uma área para outra. Do mesmo modo, nas áreas onde todos os zoneamentos tiverem boa aplicação, poderão ser determinados sucessivos biorizontes, que permitirão um detalhamento bioestratigráfico bastante significativo. Por vezes, é também in-

teressante integrar zoneamentos de bacias diferentes, uma vez que isso pode possibilitar a realização de estudos de evolução geológica comparada.

A integração de zoneamentos consiste em calibrar estratigráficamente a sucessão de biozonas observadas em grupos fósseis distintos. Na verdade, essa calibração relaciona-se ao ordenamento estratigráfico dos eventos biológicos que definem seus limites. Se a sucessão comprovadamente mantiver uma certa consistência lateral, é possível obter-se, a partir da análise integrada dos grupos fósseis envolvidos, um refinamento bioestratigráfico bastante detalhado. Logicamente, o detalhamento esperado para uma determinada seção deverá ser maior do que aquele que seria obtido com o emprego de apenas um grupo fóssil. Além disso, poderá propiciar a cronocorrelação entre depósitos pertencentes a ambientes sedimentares distintos, por exemplo, continentais e marinhos.

No que concerne à integração e correlação de zoneamentos elaborados em depósitos de ambientes distintos, os grãos de pólen e esporos são os microfósseis mais eficientes e ganham importância capital, uma vez que são encontrados em vários ambientes. Para as bacias brasileiras, há alguns estudos de integração bioestratigráfica (Azevedo *et al.*, 1987a, e Antunes, 1998, p. ex.). A Figura 7.8 mostra uma parte da integração dos zoneamentos de foraminíferos, nanofósseis e palinomorfos (pólen e esporos, principalmente) realizada por Antunes (*op. cit.*) para a seção cretácea marinha da Bacia Potiguar. Como pode ser observado, a integração dos zoneamentos permitiu o reconhecimento de um número maior de biorizontes do que aquele que seria conferido por apenas um único grupo microfóssil. A Figura 7.9 ilustra parte de uma outra integração de zoneamentos. Desta vez, mostram-se integrados os zoneamentos referenciais de foraminíferos planctônicos (Blow, 1969) e nanofósseis calcários (Martini, 1971). Além destes, pode-se ver também parte dos arcabouços bioestratigráficos de nanofósseis, foraminíferos e palinomorfos empregados nos estudos da margem equatorial brasileira (Viviers *et al.*, 1992). Além da cronoestratigrafia, a Figura 7.9 ilustra ainda a magnetoestratigrafia, tudo disposto segundo a escala geocronológica de Berggren *et al.* (1985a, b). Note-se que algumas das biozonas de nanofósseis do arcabouço da margem equatorial brasileira têm o mesmo nome e os mesmos limites de outras que compõem o zoneamento referencial de Martini (1971). Na verdade, este último zoneamento serviu de base para a elaboração do arcabouço de Richter *et al.* (1993), embora nem todos os limites das biozonas que integram os dois zoneamentos sejam idênticos. O mesmo poderia ser dito para muitas das zonas de foraminíferos. Com relação ao zoneamento palinológico, a situação é mais complexa porque não há, em nível global, um zoneamento de referência para esses microfósseis.

e isso pode
ada.
estratigráfi-
stintos. Na
o dos even-
vadamente
r da análise
ratigráfico
uma deter-
o emprego
correlação
por exem-

		BACIA POTIGUAR				
		PALINOMORFOS	FORAMINÍFEROS	NANOFÓSSEIS	BIORIZONTES	
CAMP.	MAASTRICHTIANO	<i>T. elongatus</i> P - 470	<i>T. scottii</i> F-150.2	A. Cymb. N-290	<i>C. ehrenbergii</i> N-290.3c	
			<i>G. gansseri</i> F-150.1		<i>G. obliquum</i> N-290.3b	
CAMP.	CAMP. CRETÁCEO		<i>C. fornicata</i> F-140.3		<i>G. compactus</i> N-290.3a	
			<i>G. bulloides</i> F-140.2		<i>U. trifidus</i>	
			<i>G. havanensis</i> F-140.1		N-280	
			?		<i>A. parcus</i> N-270	
			<i>G. escheri</i> F-130.2		<i>E. eximus</i> N-265	
			<i>G. subspinosa</i> F-130.1		<i>G. subspinosa</i>	

— última ocorrência do microfóssil.

Figura 7.8 - Integração dos zoneamentos de foraminíferos, nanofósseis e palinomorfos para parte da seção cretácea marinha da Bacia Potiguar (modificado de Antunes, 1998).

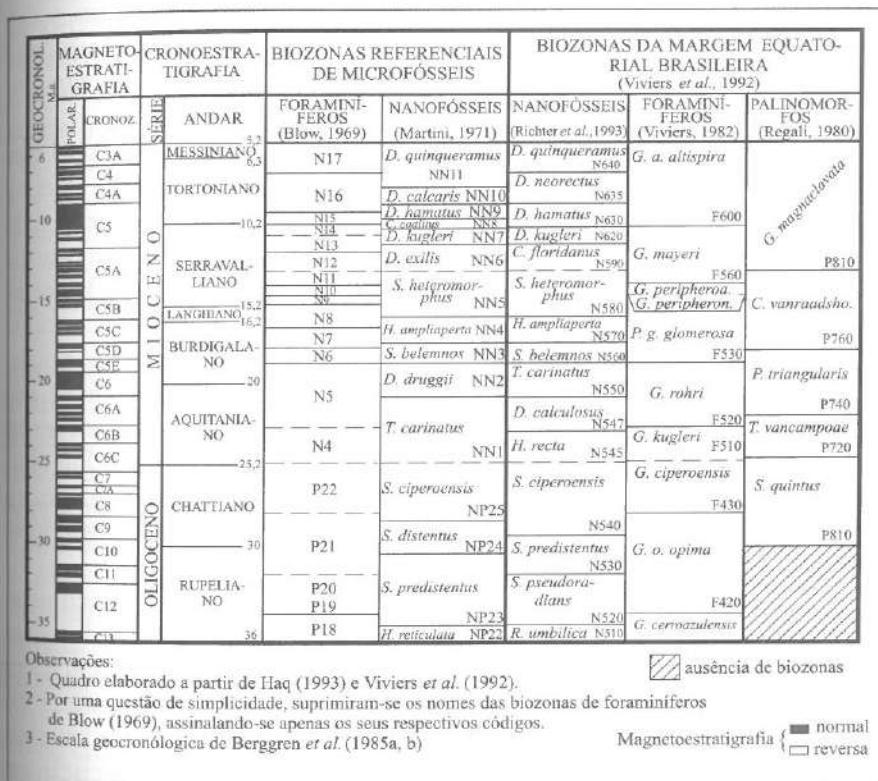


Figura 7.9 - Integração de zoneamentos referenciais (globais) e zoneamentos da margem equatorial brasileira.

7.4.2 Biocronoestratigrafia

Uma unidade cronoestratigráfica é um conjunto de estratos formados durante um determinado intervalo do tempo geológico (Petri *et al.*, 1986a). Deste modo, de acordo com a definição, os limites de tais unidades devem ser considerados superfícies síncronas. Há unidades cronoestratigráficas de várias hierarquias, sendo a Cronozona aquela que ocupa a base do ranking hierárquico. Acima da cronozona, tem-se, respectivamente, o Andar, o Sistema, o Eratema e o *eonotema*. Portanto, um andar pode conter várias cronozonas, um sistema pode ter vários andares e assim por diante. Mais informações a respeito da hierarquia das unidades cronoestratigráficas podem ser obtidas nos trabalhos de Mendes (1984) e Petri *et al.*, (1986a, b).

O objetivo da classificação cronoestratigráfica é a organização sistemática da sucessão dos estratos da litosfera em unidades cronoestratigráficas, que correspondem a intervalos do tempo geológico. O estabelecimento de tais unidades visa a formular um sistema de referência para o registro dos eventos da história geológica da Terra (Petri *et al.*, 1986b). Além disso, com a elaboração desse sistema, cronocorrelações e estudos de evolução geológica comparada podem ser realizados entre duas ou mais regiões separadas por grandes distâncias.

A rigor, não há na natureza critérios de abrangência global com os quais se possam estabelecer limites perfeitamente síncronos para a definição de unidades cronoestratigráficas. Entretanto, dentro da perspectiva do tempo geológico, o registro de numerosos eventos, em face do curto lapso de tempo relativo com que ocorrem, pode ser considerado síncrono. Há registros de vários eventos (físicos, químicos e biológicos) que podem ser empregados para a definição de unidades cronoestratigráficas. No entanto, aqueles de natureza biológica (surgimento e extinção de entidades taxonômicas), por geralmente apresentarem maior abrangência em termos de área e por serem únicos, são os mais adotados atualmente (**Biocronoestratigrafia**). Em especial, os registros biológicos relacionados aos organismos planctônicos marinhos são ainda mais importantes, uma vez que podem possuir extensão (quase) global, sendo observados em vários oceanos.

Sabedores da importância dos fósseis na caracterização cronoestratigráfica dos depósitos sedimentares, os geólogos, já em meados do século XIX, começaram a definir estas unidades com base principalmente em restos orgânicos. Naquela época, talvez por não disporem de lentes possantes e/ou não conhecerem as potencialidades dos microfósseis, os estudiosos valorizavam sobretudo os macrofósseis. Deste modo, a definição e diferenciação entre depósitos paleozóicos, mesozóicos, cenozóicos e suas respectivas subunidades passaram a ser feitas mormente a partir de tais evidências. Além disso,

o conceito de surgimento e extinção das diferentes formas de vida era implícito e os geólogos não posicionavam os limites das unidades cronoestratigráficas de acordo com esses eventos biológicos. Em 1833, por exemplo, Charles Lyell definiu as séries Eoceno, Mioceno e Plioceno a partir da proporção relativa entre espécies viventes e espécies extintas observadas em cada uma das séries. Assim, o Eoceno continha 3 por cento de espécies com representantes atuais, o Mioceno 17 por cento e o Plioceno de 50 a 67 por cento. Posteriormente, von Beyrich, em 1854, acrescentou a Série Oligoceno, entre o Eoceno e o Mioceno (*apud* Eicher, 1969). Com estudos subsequentes, a partir de meados do século XX, passou-se a estudar a micropaleontologia dos depósitos onde tais unidades foram definidas. Com esses estudos (principalmente foraminíferos planctônicos e nanofósseis calcários, para as séries mencionadas) pôde-se visualizar como os limites das unidades cronoestratigráficas comporavam-se em relação aos eventos definidores das biozonas referenciais (Harland *et al.*, 1989). A Figura 7.9 ilustra parte dessa relação.

Na ausência de registros fossilíferos de ampla abrangência, dependendo da situação, podem-se buscar outros de menor extensão geográfica para definir unidades cronoestratigráficas. Porém, se assim for, estas terão um caráter local/regional. Este é o caso dos andares brasileiros da Série Recôncavo (Dom João, Rio da Serra, Aratu, Buracica e Jiquiá), cujos limites encontram-se apoiados em bioeventos de ostracodes não-marinhos. Como não havia sedimentação marinha na fase pré-rift das bacias marginais brasileiras, Viana *et al.* (1971) valeram-se do surgimento e/ou extinção de espécies mais ou menos endêmicas de ostracodes lacustres para definirem uma cronoestratigrafia local.

Não obstante a importância das unidades cronoestratigráficas locais, estas devem, sempre que possível, ser correlacionadas às unidades referenciais internacionais. Somente assim será possível entender a evolução geológica da área onde são reconhecidas sob uma óptica geocronológica global. Todavia, a correlação de unidades locais com aquelas de referência mundial nem sempre é uma tarefa fácil. A Figura 7.10, retirada de Arai *et al.* (1989), ilustra essa dificuldade, sintetizando várias proposições de correlação entre os andares locais brasileiros e aqueles relacionados à cronoestratigrafia internacional. Na verdade, a problemática aí existente relaciona-se à correlação de estratos continentais (andares locais), sem fósseis marinhos, portanto, com os andares da cronoestratigrafia internacional, definidos com base em restos orgânicos marinhos. O exemplo ilustrado deixa claro que nem sempre é fácil traçar cronocorrelações entre depósitos formados em ambientes terrestres e depósitos formados em ambientes marinhos. Para situações como estas, a palinologia passa a ter uma importância capital, já que pólen e esporos ocorrem nos dois ambientes.

Escala Geocronológica Padrão Harland <i>et al.</i> , 1982		Sampaio & Northfleet 1973	Mabesoone <i>et al.</i> , 1981	Petri & Campagna 1981	Rolim & Mabesoone 1982	Mabesoone 1984	Petri <i>et al.</i> , 1986	Regali & Viana 1986	Petri 1987	Regali & Viana 1988	Arai <i>et al.</i> , 1989
Ma	Idade										
113	Albiano										
119	Aptiano	Alagoas	Alagoas Jiquiá	Alagoas Jiquiá	Alagoas Jiquiá	Alagoas Jiquiá	Alagoas	Alagoas	Alagoas	Alagoas	Alagoas
125	Barremiano	Jiquiá	Buracica	Buracica	Buracica	Buracica	Jiquiá	Jiquiá	Jiquiá	Jiquiá	Jiquiá Buracica
131	Hauteriviano	Buracica					Buracica	Buracica	Buracica	Buracica	Buracica
138	Aratu		Aratu	Aratu	Aratu	Aratu	Aratu	Aratu	Aratu	Aratu	Aratu
144	Valanginiano	Aratu	Rio da Serra	Rio da Serra	Rio da Serra	Rio da Serra	Rio da Serra	Rio da Serra	Rio da Serra	Rio da Serra	Rio da Serra
	Berriasiano	Rio da Serra	Rio da Serra	Rio da Serra	Rio da Serra	Rio da Serra	Rio da Serra	Rio da Serra	Rio da Serra	Rio da Serra	Rio da Serra
	Jurássico	Dom João	Dom João	Dom João	Dom João	Dom João	Dom João	Dom João	Dom João	Dom João	Dom João

Figura 7.10 - Andares brasileiros da Série Recôncavo e sua correlação com os andares internacionais, segundo Arai *et al.* (1989).

Surgimento e extinção de entidades taxonômicas caracterizam limites de muitas unidades cronoestratigráficas fanerozóicas. Do mesmo modo, esses bioeventos também fundamentam limites de unidades bioestratigráficas. Conclui-se que as unidades bioestratigráficas têm um caráter cronoestratigráfico, pelo menos na região onde foram definidas. Portanto, biozonas podem ter, em princípio, identidade com cronozonas. Na verdade, toda biozona definida a partir de biorizontes inequívocos caracteriza uma cronozona. Todavia, há uma diferença sutil e fundamental entre essas duas unidades: a biozona, e por conseguinte os seus limites, só pode ser reconhecida em depósitos que contenham os seus fósseis característicos; já a cronozona, que é definida a partir de uma biozona, possui uma abrangência maior e seus limites podem ser estendidos para fora da área de sua definição, tanto quanto os critérios de cronocorrelação permitirem. A Figura 7.11 ilustra essa diferença. As biozonas de intervalo W, X e Y foram definidas com base em microfósseis marinhos que ocorrem em determinada faixa ambiental (nerítico externo a batial, por exemplo). As suas respectivas cronozonas, em contrapartida, podem ser estendidas para fora desses ambientes marinhos. Para que essas extensões sejam possíveis é necessário que haja algum critério que permita a cronocorrelação entre os depósitos das biozonas e aqueles contemporâneos, formados em outros ambientes (inclusive ambientes terrestres).

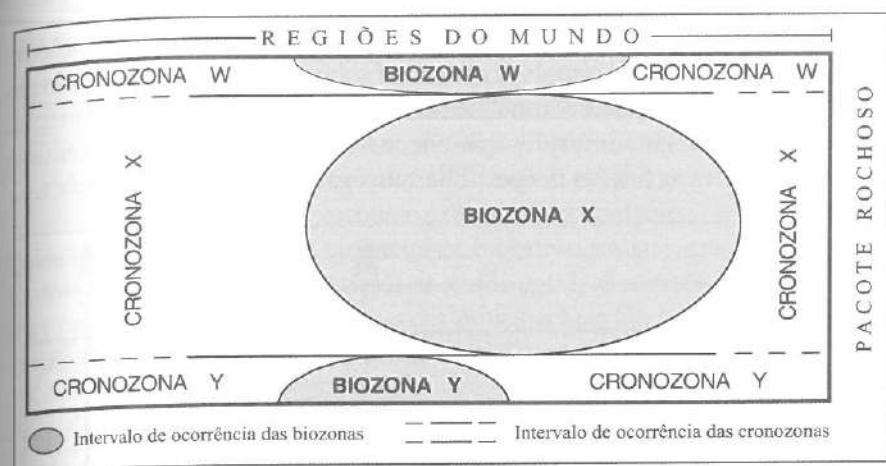


Figura 7.11 - Diferença entre biozona e cratonozona. A biozona pode apenas ser reconhecida nos depósitos que contêm os seus fósseis característicos; já a cratonozona possui uma abrangência maior e seus limites podem ser estendidos para fora da área de definição biozonal, tanto quanto os critérios de cronocorrelação permitirem.

O reconhecimento dos limites de uma biozona é uma tarefa mais concreta. Eles só podem ser identificados a partir do conteúdo fóssil que os caracterizam. Salvo erros taxonômicos e/ou retrabalhamento (no caso de extinções, Figura 7.6), tais limites são reconhecidos concreta e objetivamente. De modo diferente, os limites das cratonozonas, em alguns casos, são interpretativos, já que as cratonozonas sempre são estendidas para fora da sua área de definição. Este aspecto interpretativo (às vezes subjetivo) das cratonozonas tem sido a causa de muitas interpretações enganosas no estudo de bacias sedimentares, uma vez que interpretações não são necessariamente verdades. Veja-se o caso ilustrado na Figura 7.12 que retrata uma seção hipotética composta por depósitos não-marinhos, plataformais e de talude. Nesta figura, observam-se três perfurações com seus respectivos perfis de raios gama (que medem a radioatividade natural das rochas), a extensão dos depósitos característicos de cada ambiente e duas informações bioestratigráficas (letras B e C). No poço 2, a certa profundidade (na seção assinalada pela letra B), foi identificada a biozona de nanofósseis *H. ampliaperta* (N570), que indica um intervalo do Andar Burdigaliano (Figura 7.9). Note-se que no interior da faixa da biozona, o perfil de raios gama apresenta uma feição marcante, onde é visto um pico expressivo. No poço 3, perfurado num sítio cujo contexto deposicional sempre foi mais profundo do que aquele do poço 2, a biozona não foi caracterizada. Talvez, durante a época de deposição dos sedimentos da N570, o fundo da bacia estivesse abaixo do topo da CCCD. Assim, os elementos planctônicos carbonáticos teriam sido dissolvidos. Entretanto, apesar da au-

sência de nanofósseis, o perfil de raios gama também apresenta uma feição característica e semelhante àquela do poço 2. Deste modo, apesar do não-registro da zona N570 no poço 3, uma cronocorrelação entre as duas perfurações pode ser esboçada. Esta interpretação encontra-se apoiada exclusivamente na semelhança entre as feições do perfil de raios gama das duas perfurações.

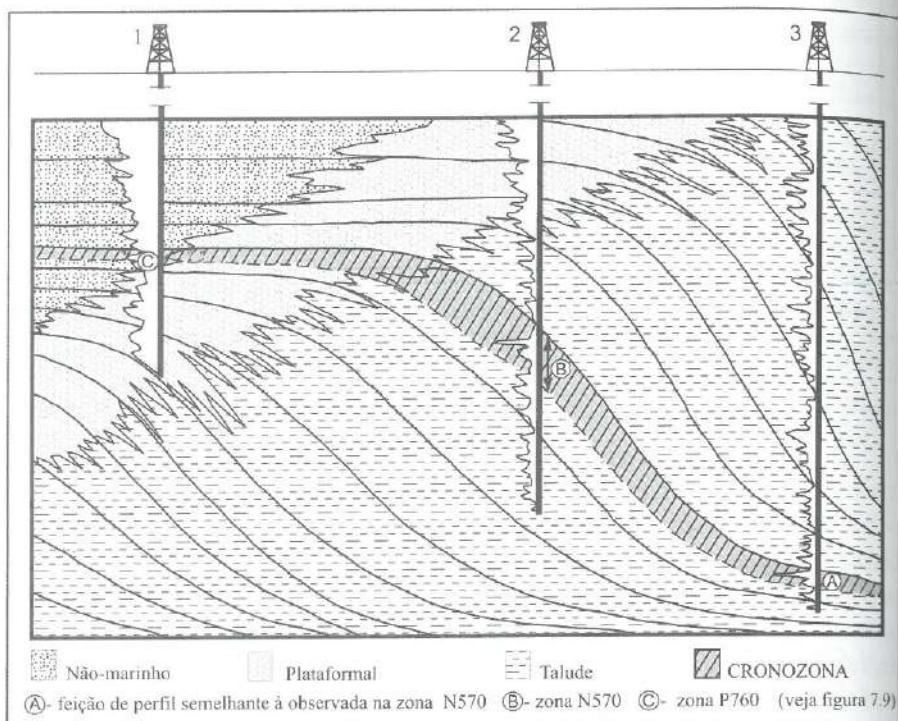


Figura 7.12 - Caracterização de cronozona a partir de diferentes critérios de cronocorrelação.

Por outro lado, o poço 1 perfurou inicialmente depósitos não-marinhos, portanto, sem ocorrência de microfósseis marinhos. Por pertencerem a um contexto ambiental diferente daquele dos poços 2 e 3, as feições do perfil de raios gama mostraram-se bem diferentes, não evidenciando qualquer feição grafoelétrica para correlação. No entanto, a análise do conteúdo esporo-polínico revelou que uma estreita seção (letra C) do poço pertence à Zona *C. vanraadshooveni* (P760, Figura 7.9). Diante dessa evidência, a cronozona *H. ampliaperta* poderia ser reconhecida e estendida para o poço 1. De acordo com a Figura 7.9, entretanto, a Zona *C. vanraadshooveni* possui uma amplitude geocronológica maior do que a da unidade *H. ampliaperta*. Assim, esta cronocorrelação é de certo modo questionável, já que nada impede que o intervalo de tempo da biozona de esporo registrada no poço 1 seja mais novo ou um pouco

eição ca-
ão-regis-
furações
nente na
ções.

mais antigo que o intervalo da zona N570 observado no poço 2. Talvez esse problema pudesse ser resolvido caso se dispusesse de linhas sísmicas posicionadas nas cercanias da seção hipotetizada. Sendo considerados horizontes sincronos, as reflexões sísmicas poderiam auxiliar o rastreamento dos limites da cronozona N570 para outros sítios além do poço 2, onde foi caracterizada.

Na realidade, estudos prospectivos (petróleo, principalmente) quase sempre contam com informações bioestratigráficas, grafoelétricas (perfis dos poços) e sísmicas. Portanto, de modo geral, as correlações, mapeamentos e rastreamentos das cronozonas em subsuperfície são feitos a partir da integração dessas informações, o que, em tese, diminui a probabilidade de erros.

7.4.3 Biocronologia

Arcabouços bioestratigráficos, por si só, permitem a obtenção de datações relativas. De acordo com as associações fossilíferas observadas em seções relativamente distantes entre si, pode-se reconhecer aquelas que são mais antigas, mais novas ou contemporâneas, umas em relação às outras. Contudo, a inferência de um valor numérico em tempo, o qual exprima a diferença de idade entre as seções, é impossível de ser obtida empregando-se apenas os fósseis.

Questões como estas, que envolvem a mensuração numérica do tempo geológico, não são novas e remontam ao século XIX. Vários cientistas (Darwin, Lord Kelvin, entre outros) detiveram-se pormenorizadamente sob este tema, tentando avaliar qualitativa e quantitativamente a idade da Terra (Eicher, 1969). Porém, em face da ausência de conhecimentos científicos adequados e de tecnologias mais sofisticadas, as estimativas daqueles cientistas permaneceram longe da realidade. Com a descoberta da desintegração radioativa de certos elementos químicos e de seu uso potencial para medir o tempo geológico (Rutherford, no início do século XX), deu-se um importante passo neste sentido e uma infinidade de datações começaram a ser realizadas, tanto em terrenos pré-cambrianos quanto naqueles do Fanerozóico. Assim, gradativamente, uma infinidade de valores absolutos que estimavam o limite entre as eras geológicas e suas respectivas subdivisões foram obtidos. Com o avançar das pesquisas, vários métodos radiométricos foram desenvolvidos para medir a idade das rochas (U/Pb , K/Ar , Ar/Ar , Rb/Sr , etc.), cada qual, em face de suas características intrínsecas, possuindo melhor aplicação em determinadas faixas do tempo geológico e/ou determinados tipos litológicos. O princípio básico de tais métodos consiste em determinar a razão entre a quantidade do elemento radioativo instável (elemento pai) e a quantidade do elemento oriundo de sua desintegração radioativa (elemento filho). Conhecendo-se essa relação e a constante de desintegração do elemento radioativo, pode-se calcular a idade da rocha. Para que a relação elemento filho/elemento pai possa ser obtida emprega-se um aparelho denominado espectrômetro de massa.

NA
figura 7.9)

tos não-
pertence-
ições do
qualquer
lo espo-
à Zona
zona H.
do com-
tude ge-
onocor-
valo de
1 pouco

A estimativa de idades absolutas pela radiometria é um procedimento analítico caro, e requer uma série de cuidados. Ao se aplicar tais métodos nas rochas, é importante que se conheça, de antemão, a sua história geológica e se saiba exatamente o que é desejado. Caso contrário, pode-se obter um resultado (uma idade) representativo de um evento que não tenha relação com a formação da rocha propriamente dita. Isso porque os processos geológicos podem alterar significativamente a relação entre os elementos químicos (pai/filho) com base na qual a datação será realizada.

Na perspectiva da Estratigrafia, o objetivo principal da datação radiométrica é o estabelecimento de uma escala geocronológica referencial. Por meio de interpolações ou extrapolações a partir de pontos bem datados (pontos de amarração) em seções que contêm fósseis, podem-se estimar valores numéricos para os limites das várias unidades cronoestratigráficas. O estabelecimento de escalas geocronológicas é um ramo das geociências que tem se revelado muito ativo nos últimos anos. Em função disso, muitas propostas têm surgido, dentre as quais podem ser citadas as de Harland *et al.* (1982, 1989), Berggren *et al.* (1985a, b), entre outros.

Apesar de contar com quase um século, a datação radiométrica aparentemente ainda está longe de ter uma resposta definitiva no que diz respeito ao estabelecimento de idades absolutas para as subdivisões do tempo geológico. Isso ocorre em face da própria evolução tecnológica dos aparelhos empregados (espectrômetros de massa cada vez mais sofisticados e sensíveis) e da evolução dos conceitos geológicos, onde algumas vezes seções consideradas padrão (seções de referência) são descartadas, uma vez que outras melhores e mais completas são propostas. Em face destes e de outros problemas, não se pode afirmar que a datação radiométrica fornece uma cronologia exata das rochas da Terra. Contudo, possibilita uma excelente aproximação dos diferentes períodos que se sucederam na história do planeta.

A **biocronologia** consiste em inferir valores absolutos para os eventos biológicos. Por meio de simples artifícios matemáticos consegue-se estimar uma idade absoluta para o surgimento e extinção de espécies, assim como início e fim de acmes. Dispondo-se de dois pontos datados em uma seção considerada contínua (sem hiatos erosivos e/ou deposicionais) pode-se inferir, a partir do cálculo da taxa de sedimentação, uma idade absoluta para qualquer ponto intermediário (Figura 7.13). Se em um destes pontos for registrado o surgimento ou a extinção de uma espécie, obtém-se, por conseguinte, a idade absoluta para este evento biológico. Com a aplicação plena desse artifício para os eventos dos vários grupos fósseis, os zoneamentos adquirem um significado quantitativo, onde se torna possível obter-se uma idéia dos limites geocronológicos de suas biozonas. O zoneamento integrado ilustrado na Figura 7.9 apresenta esse caráter geocronológico. Como datações radiométricas são mais caras e nem sempre

podem ser realizadas satisfatoriamente, em função de certas condicionantes geológicas, a biocronologia passou a ser aplicada mais amiúde do que a radiometria nas inferências geocronológicas dos depósitos fossilíferos. Mais detalhes a respeito da biocronologia, suas potencialidades e limitações podem ser obtidos em Berggren & van Couvering (1978) e Haq & Worsley (1982).

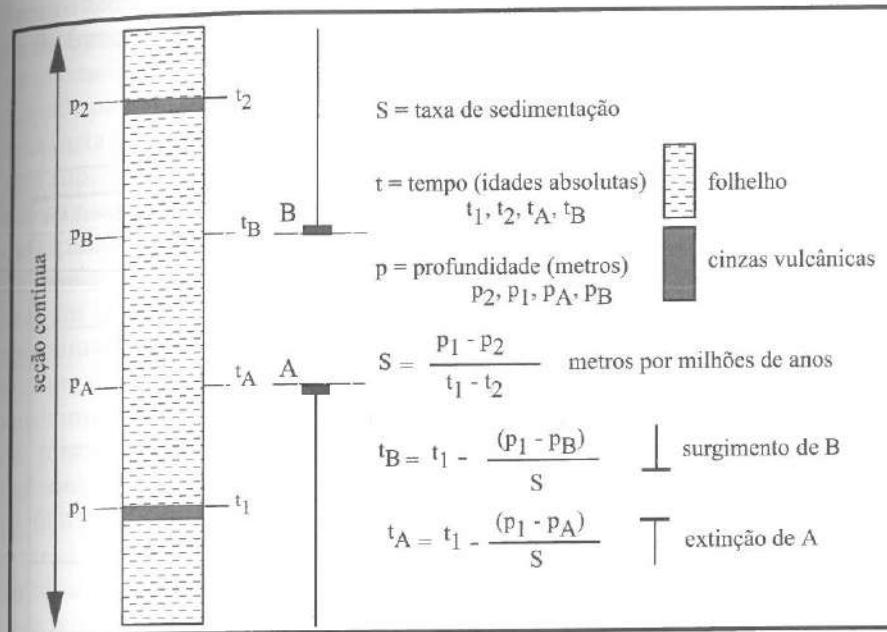


Figura 7.13 - Exemplo de situação em que se pode inferir idades absolutas para eventos biológicos.

A principal vantagem da biocronologia é a informação numérica que ela proporciona, o que a leva um pouco mais além da bioestratigrafia. Na verdade, a biocronologia é a integração entre a bioestratigrafia e a radiometria. Apesar do aspecto quantitativo da biocronologia, ela envolve uma certa subjetividade relacionada à caracterização e identificação das espécies que, como comentado anteriormente, não conta com parâmetros fixos e bem definidos. O conceito de espécie fóssil é bastante subjetivo e fundamenta-se sobretudo em aspectos morfológicos (item 7.2).

Com o advento da biocronologia tornou-se possível conhecer a idade de vários eventos biológicos em distintas regiões do mundo. Por meio de comparações, pode-se inferir os diacronismos entre eventos biológicos idênticos e interpretar as suas causas. Este é o caso, por exemplo, de algumas zonas de nanofósseis propostas por Gartner (1977) para o Quaternário (Figu-

ra 7.14). Antunes (1994) realizou trabalho de compilação bibliográfica, comparando os valores absolutos, obtidos por outros autores em diferentes regiões do globo, para os eventos biológicos empregados por Gartner (*op. cit.*). A Figura 7.14 apresenta esta comparação. De acordo com o trabalho de Antunes (*op. cit.*), as causas dos pequenos diacronismos observados relacionam-se a problemas ecológicos (diacronismos verdadeiros), retrabalhamentos ou problemas conceituais (problemas taxonômicos concernentes à identificação de espécies, o que induz a um diacronismo enganoso).

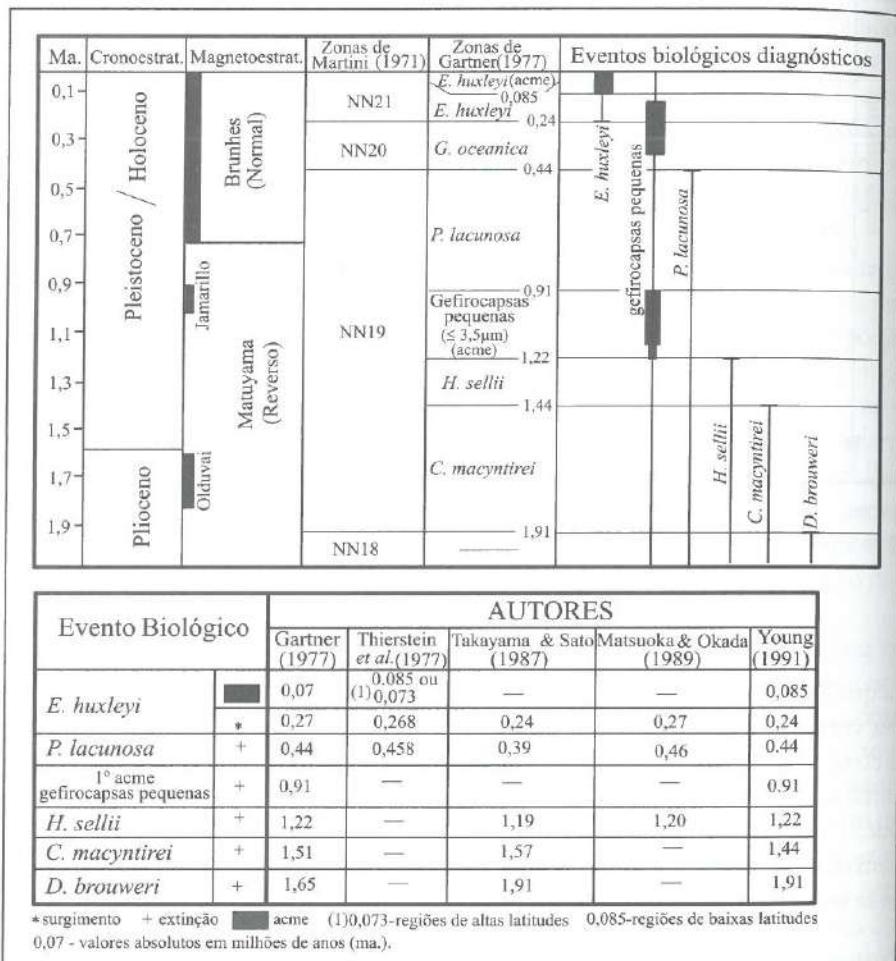


Figura 7.14 - Zoneamento de Gartner (1977) e diacronismo dos eventos biológicos empregados (modificado de Antunes, 1994).

Em função de sua história geológica, nem todos os depósitos que encerram microfósseis prestam-se a datações radiométricas. Entretanto, dispondo-se da idade absoluta dos eventos biológicos relacionados a esses microfósseis, obtidas em outras seções, inferências geocronológicas podem ser realizadas. Este é o caso do trabalho de Antunes *et al.* (1988), desenvolvido na área do paleocanyon de Enchova, na Bacia de Campos (Figura 7.15). A partir da integração de informações sísmicas e bioestratigráficas provenientes de nanofósseis calcários principalmente, os autores interpretaram a evolução daquela paleofeição, elaborando, como síntese, uma seção geocronológica e uma carta cronoestratigráfica. A seção geocronológica, cujas linhas caracterizam superfícies isócronas, foi construída tomando-se por base o comportamento das reflexões sísmicas e as taxas de acumulação, obtidas por intermédio das espessuras e das idades absolutas das biozonas de nanofósseis (Figura 7.9). Por meio dos valores absolutos das isócronas, percebe-se que o paleocanyon teve um história muito curta, do ponto de vista geológico. Foi esculpido há aproximadamente 24 milhões de anos (Ma) e totalmente assoreado há 23 Ma, durante o tempo da biozona N545, o que lhe confere uma história ativa de aproximadamente 1 Ma. A seção ilustra ainda superfícies de descontinuidades (discordâncias - linhas mais espessas) que foram originalmente percebidas com a ausência de biozonas (hiatos). É interessante observar que tais superfícies colocam em contato isócronas de diferentes idades. De modo diferente, a carta cronoestratigráfica também ilustra esses mesmos hiatos. Entretanto, a disposição gráfica é outra e, na escala vertical, ao invés de profundidade tem-se o tempo geológico. Com esta mudança, a espessura da unidade litológica fica substituída pelo tempo gasto na sua acumulação. Deste modo, os hiatos são ressaltados por espaços em branco e, quanto maior for a sua amplitude, maior será o espaço em branco correspondente. Na carta cronoestratigráfica do paleocanyon de Enchova, visualiza-se bem o hiato existente entre a superfície da calha esculpida e os depósitos que a preenchem. A amplitude deste hiato varia de local para local, possuindo maior expressão nas cercanias do poço 331D. Neste trecho, depósitos de 24 Ma. (que documentam o preenchimento inicial do canyon logo após o seu esculpimento) assentam-se diretamente sobre aqueles de 42 Ma. A carta exibe ainda outros hiatos que são o resultado de diferentes processos geológicos que se fizeram presentes na Bacia de Campos.

fálica, com-
ferentes re-
ier (*op. cit.*).
rabalho de
los relacio-
balhamen-
tes à iden-

gnósticos

D. brouweri

ing
91
185
4
4
91
22
14
91
udes

empregados

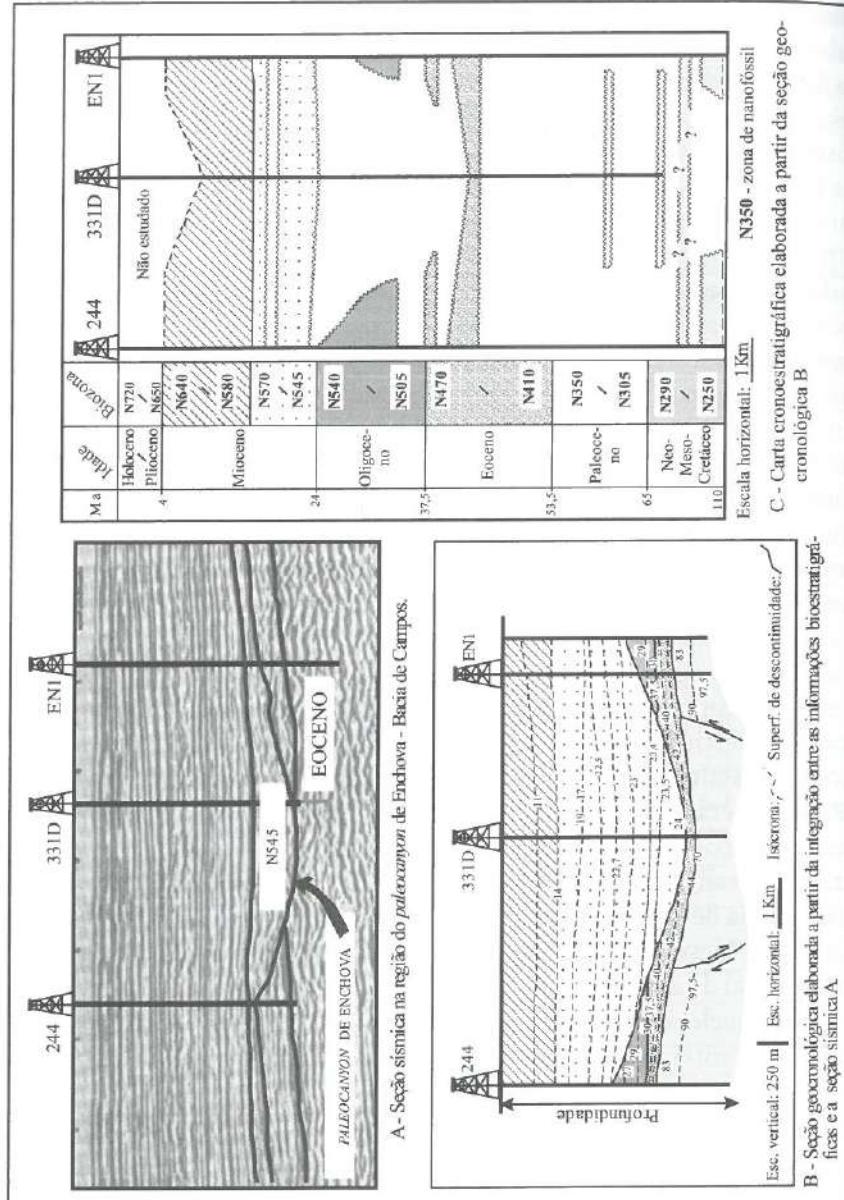


Figura 7.15 - Interpretações geocronológicas e cronoestratigráficas na área do paleocanyon de Enchova - Bacia de Campos (modificado de Antunes et al., 1988).

Quando a quantidade de informações bioestratigráficas é elevada, podem-se realizar interpretações desse tipo sem o auxílio de seções sísmicas. Antunes (1990a, b), com o emprego da bioestratigrafia dos nanofósseis, elaborou uma série de seções bioestratigráficas concernentes ao paleocanyon de Regência, situado na porção atualmente emersa da Bacia do Espírito Santo. Na Figura 7.16, apresenta-se apenas uma delas (seção B-B') que retrata os episódios terciários (Eventos Erosivos Terciários - EVT's) reconhecidos na história geológica do paleocanyon. Como pode ser visto, durante o Neopalaeoceno/Mesoeoceno (biozonas N340 a N450), há uma sucessão de eventos responsáveis pelo esculpimento e assoreamento de várias calhas no interior da grande calha do canyon. A carta cronoestratigráfica indica que os hiatos registrados pela bioestratigrafia possuem amplitude geocronológica muito maior do que aquela dos depósitos sedimentares, o que é coerente já que canyons são feições de bypass sedimentar. A carta tem um aspecto mais qualitativo, uma vez que não se calcularam taxas de acumulação e não se elaborou a seção geocronológica que seria correspondente à seção B-B'. Contudo, apesar da ausência desses dados numéricos, a confecção da carta só foi possível porque se dispunha dos valores absolutos para as idades dos limites das biozonas de nanofósseis, obtidos por intermédio da correlação do zoneamento local com aquele referencial de Okada & Bukry (1980). Por intermédio desses valores absolutos, Antunes (*op. cit.*) estimou uma idade com a respectiva margem de erro para cada evento erosivo terciário e tentou associá-los às quedas relativas do nível do mar postuladas na curva de Vail (na época, curva de deslocamento do *onlap* costeiro global). Em função da margem de erro, que pode ser avaliada por meio de simples raciocínio geológico, foi verificado que cada calha poderia ter sido gerada por um ou mais rebaixamentos relativos do nível do mar, situados no espectro da respectiva margem de erro. É interessante observar que a precisão dos resultados encontra-se diretamente relacionada à qualidade da informação bioestratigráfica. A maior margem de erro foi observada para o EVTf, uma vez que, durante as investigações bioestratigráficas, não se conseguiu individualizar as biozonas N445 e N450. Do mesmo modo, também em face dessa impossibilidade, na carta cronoestratigráfica o registro desse intervalo biozonal figura como um dos mais longos em tempo.

Os dois exemplos apresentados bem ilustram como a biocronologia pode incrementar as interpretações geológicas. Em contrapartida, também deixam claro que a maior ou menor precisão geocronológica em interpretações desse tipo será função principalmente da qualidade da informação bioestratigráfica (micropaleontológica). Este aspecto é bem caracterizado no exemplo referente ao paleocanyon de Regência.

cronologica B

B - Seção geocronológica elaborada a partir da integração entre as informações bioestratigráficas e a seção sísmica A.
Antunes et al., 1988.

Figura 7.15 - Interpretações geocronológicas e cronoestratigráficas na área do paleocanyon de Enchova - Bacia de Campos (modificado de

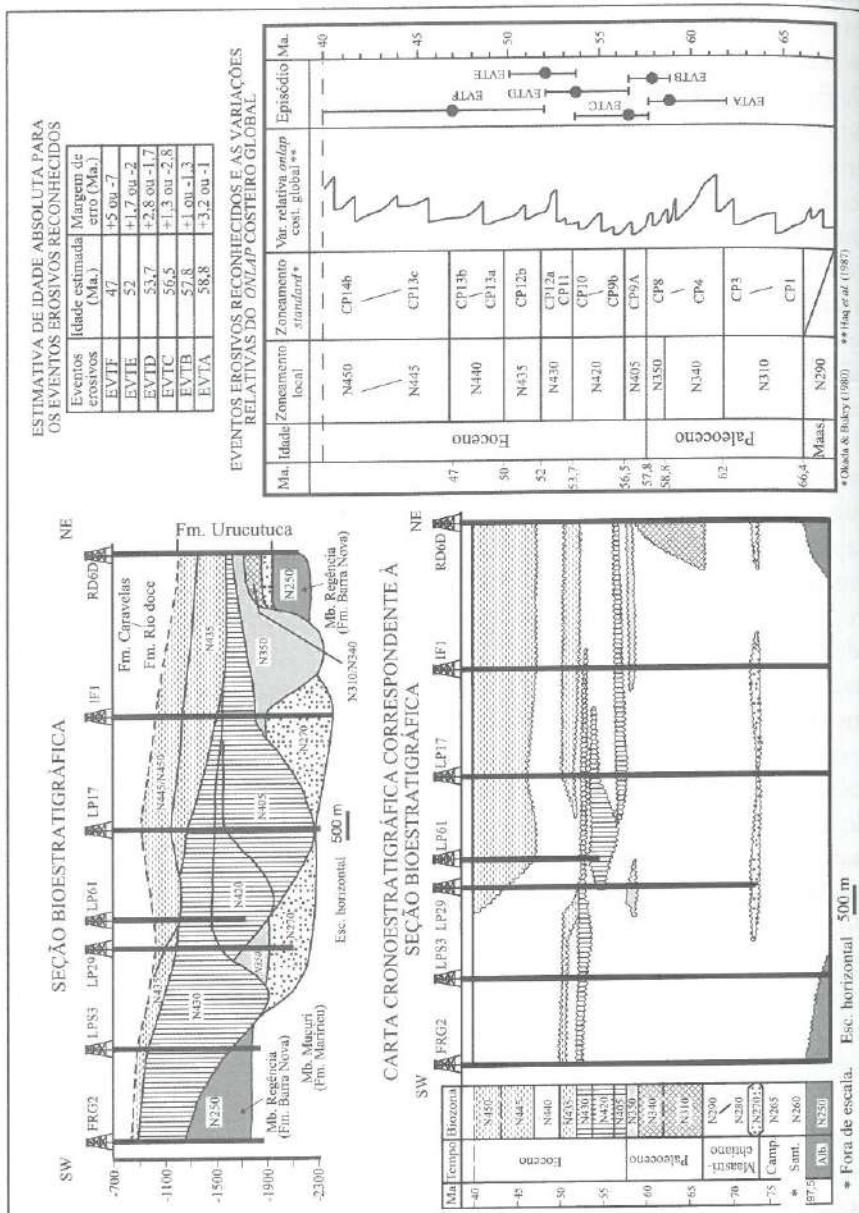


Figura 7.16 - Interpretações bioestratigráficas na área do paleocanyon de Regência, Bacia do Espírito Santo (modificado de Antunes, 1990a, b).

7.4.4 Magnetobiocronologia (Magnetobioestratigrafia)

Como é de amplo conhecimento, a Terra possui um campo magnético semelhante a um campo bipolar, onde seus pólos encontram-se próximos aos pólos geográficos norte e sul do planeta. A origem deste campo vetorial (possui intensidade, direção e sentido) ainda não é bem compreendida, mas acredita-se que esteja relacionada a um lento movimento da parte fluida do núcleo terrestre que é constituída de metal no estado líquido. Esse movimento produziria correntes elétricas que, por sua vez, induziriam o campo magnético.

Os minerais magnéticos que compõem as rochas (em geral, óxidos de ferro) orientam-se segundo o campo magnético vigente no momento em que estas se encontravam em formação. Deste modo, em princípio, o magnetismo das rochas da crosta (magnetismo remanente) pode propiciar informações relativas à evolução desse campo ao longo do tempo geológico. Estudos desta natureza têm mostrado que o campo magnético reverteu-se uma infinidade de vezes durante a história geológica da Terra. Essas reversões de polaridade (inversão do campo vetorial, ora com sentido para o pólo norte, ora com sentido para o pólo sul) têm freqüência irregular e devem-se provavelmente a reversões na direção do fluxo da fase fluida do núcleo da Terra. Por convenção, a polaridade atual é considerada normal. Com isso, as rochas que apresentam orientação magnética idêntica ao campo atual possuem **polarização normal**. Em contrapartida, aquelas que apresentam orientação diametralmente oposta possuem **polarização reversa**.

De acordo com Harland *et al.* (1989), as reversões magnéticas dão-se muito rapidamente, o que lhes confere um caráter síncrono na perspectiva geológica. Ainda de acordo com esses autores, o tempo necessário para que uma reversão ocorra completamente é da ordem de 5 mil anos. De fato, em face deste caráter síncrono, o registro das reversões do campo magnético constitui uma ferramenta bastante útil na mensuração do tempo geológico e pode permitir cronocorrelações ultradetalhadas.

O estudo da orientação magnética dos corpos rochosos, seu empilhamento estratigráfico e como estes registros podem auxiliar a melhor compreensão da história geológica constituem um dos objetos da **magnetoestratigrafia**. No contexto da classificação estratigráfica, o NASC (1983) define a **zona de polaridade magnética ou magnetozona** (unidade magnetoestratigráfica fundamental) como um corpo de rocha identificado por sua polaridade magnética remanente, a qual permite distingui-lo de corpos rochosos adjacentes que possuem polaridade oposta. Deste modo, todas as rochas formadas em um intervalo de tempo no qual o campo magnético não apresentou qualquer reversão pertencem à mesma zona de polaridade magnética. Com a reversão do campo e o início da formação de outras rochas tem-se, concomitantemente, o início de outra magnetozona.



Figura 7.16 - Interpretações bioestratigráficas na área do paleocanion de Regência, Bacia do Espírito Santo (modificado de Antunes, 1990a, b)

O estudo das reversões magnéticas das rochas pode fornecer informações cronoestratigráficas valiosas. Todavia, esta assertiva é somente verdadeira quando tais reversões são primárias e contemporâneas à formação das rochas. Assim, ao se medir uma determinada orientação magnética em uma coluna rochosa, é necessário discernir se a mesma é original ou se é resultante da atuação de fenômenos posteriores. Esses fenômenos podem modificar totalmente a orientação magnética, propiciando, assim, uma informação indevida para os propósitos magnetoestratigráficos. Quando grãos sedimentares de minerais magnéticos são depositados, tendem a orientar-se de acordo com o campo magnético atuante. Assim, se não forem afetados por outros processos pós-depositacionais, a orientação será primária e poderá ser empregada em investigações magnetoestratigráficas. Entretanto, alguns fenômenos tais como a bioturbação podem destruir completamente a orientação (fábrica) de tais depósitos, o que cria problemas para as medidas magnetométricas. Do mesmo modo, a precipitação química de minerais magnéticos nos poros dos depósitos (cimentação), em uma época magnética posterior àquela em que os grãos foram sedimentados, também pode induzir a uma medida de orientação magnética enganosa.

As reversões do campo magnético terrestre produzem nas rochas apenas dois tipos de sinal: ou a magnetização é normal, ou tem um caráter reveso. Portanto, como realizar uma cronocorrelação entre duas seções que apresentem numerosas reversões paleomagnéticas? A magnetoestratigrafia, por si só, não consegue solucionar essa questão. Para que a cronocorrelação seja devidamente avaliada, faz-se necessário o emprego da biocronologia (bioestratigrafia) ou da radiometria. Observe-se a Figura 7.17: no caso A, embora as duas seções contenham registros paleomagnéticos idênticos, nenhuma cronocorrelação é possível, pois as seções 1 e 2 pertencem a biozonas de idades distintas. Por outro lado, no caso B, como as seções 3 e 4 pertencem à mesma biozona, as informações magnetoestratigráficas permitem que a cronocorrelação seja bastante detalhada, pois verifica-se que há uma correspondência biunívoca entre as zonas de polaridade magnética. Neste exemplo hipotético, partiu-se do princípio de que a biozona X engloba dez zonas de polaridade magnética. Caso fosse possível realizar datações radiométricas em intervalos de todas as seções, os resultados obtidos seriam aproximadamente os mesmos.

Como dito anteriormente, na elaboração de escalas geocronológicas a biocronologia costuma ser mais empregada do que a radiometria, uma vez que para a maioria das seções de referência não há datações absolutas. Em função disso, surgiu o termo **magnetobiocronologia** (ou **magnetobioestratigrafia**), que consiste na calibração cronológica das unidades magnetoestratigráficas, a partir de informações biocronológicas (bioestratigráficas). Essa calibração é realizada mormente em seções consideradas contínuas. No arcabouço bio-

cronoestratigráfico integrado, na Figura 7.9, pode-se ver também as unidades magnetoestratigráficas oligo-miocênicas, suas respectivas amplitudes geocronológicas e a integração com as unidades bioestratigráficas de alguns grupos microfósseis. A Figura 7.14 também ilustra geocronologicamente as unidades magnetoestratigráficas do Quaternário.

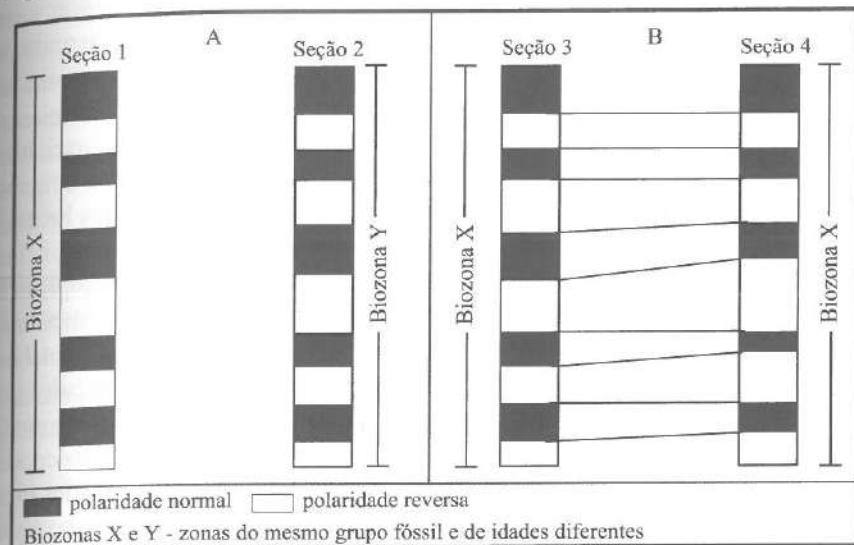


Figura 7.17 - Exemplo hipotético de cronocorrelação a partir da integração de dados bioe magnetoestratigráficos. No caso A, a correlação entre as seções 1 e 2 não é possível, pois pertencem a biozonas distintas. No caso B, as informações paleomagnéticas permitem uma correlação mais detalhada, uma vez que as seções 3 e 4 pertencem à mesma biozona.

Mais detalhes relativos à magnetoestratigrafia e sua participação na elaboração de escalas geocronológicas podem ser vistos em Harland *et al.* (1989) e Hailwood (1989).

7.5 MICROFÓSSEIS E INTERPRETAÇÕES PALEOAMBIENTAIS

Os microfósseis não propiciam somente informações concernentes à idade das rochas. A ocorrência desses restos orgânicos nos depósitos sedimentares pode informar também sobre as condições ecológicas e ambientais que reinavam em um determinado sítio sedimentar, enquanto a sedimentação se processava. Como comentado, os microorganismos bentônicos têm as suas preferências ambientais (ecológicas) e, após a morte, tendem a se concentrar nos sedimentos depositados na região onde ocorriam aquelas características ambientais preferidas (Figura 7.1). Aqueles de natureza planctônica,

afundam na coluna d'água e depositam-se subverticalmente, salvo a ação de correntes vigorosas. Como a maioria dos planctônicos marinhos habita preferencialmente águas distais, concentram-se, deste modo, nas regiões batiais. Em águas muito profundas são dissolvidos (lisoclina do carbonato de cálcio e CCCD) (Figura 7.1). Os grãos de pólen e esporos (elementos terrestres), em face de sua dispersão, concentram-se nas regiões proximais e tendem a ser mais escassos nos sítios distais (Figura 7.1).

A simples presença de elementos fósseis em maiores ou menores concentrações nos depósitos sedimentares pode indicar o contexto ambiental em que tais depósitos foram formados. A presença de microfósseis marinhos, desde que contemporâneos à sedimentação, por exemplo, caracteriza os ambientes marinhos. A ausência de certos microfósseis, salvo em situações bem conhecidas, não deve ser utilizada na caracterização de ambientes antigos. Em outras palavras, a ausência de microfósseis marinhos não deve ser empregada para caracterizar um determinado ambiente como não-marinho (ambientes terrestres), uma vez que vários processos geológicos podem destruir total ou parcialmente a população fóssil. Nas investigações paleoecológicas/paleoambientais deve-se levar em conta apenas a presença das espécies fósseis insedimentares. A ausência de certos grupos em depósitos sedimentares pode constituir apenas uma possível evidência de que esses depósitos foram formados num contexto ambiental que não guardava as condições ecológicas necessárias àqueles grupos ausentes, enquanto organismos vivos.

A paleoecologia tem por objetivo estudar as relações existentes entre os organismos fósseis e os ambientes em que viveram. A partir de evidências indiretas e da comparação com os ambientes atuais onde as condições biológicas, físicas e químicas são conhecidas, a paleoecologia tenta estimar o maior número possível de parâmetros que caracterizavam os ambientes antigos.

Ao contrário das investigações bioestratigráficas que, na maioria das vezes, têm um caráter qualitativo, as investigações paleoecológicas têm, muitas vezes, um enfoque quantitativo. Exceção deve ser feita para o estudo dos foraminíferos bentônicos, uma vez que muitas espécies têm ocorrência controlada pela profundidade. Em face do conhecimento desse controle, o enfoque paleoecológico pode ser semiquantitativo. Em amostras não contaminadas, estudos de palinofácies também podem ter esse caráter.

Ao se abordar quantitativamente uma população fóssil, faz-se necessário definir alguns índices estatísticos que serão importantes para a sua caracterização. Para a definição de tais índices, a abordagem pode ser geral, levando-se em conta todos os grupos fósseis observados, ou parcial, onde apenas um ou poucos grupos são considerados. Há vários tipos de índices com que se podem caracterizar uma população fóssil. Nas investigações rotineiras, entretanto, somente os mais simples são empregados:

Abundância – define o número de espécies por unidade de volume ou peso da amostra. É um índice absoluto e encontra-se relacionado à riqueza da amostra em fósseis. Uma abundância alta em organismos planctônicos pode indicar uma produtividade primária elevada. Todavia, fenômenos pós-depositionais (dissolução abaixo da lisoclina de CaCO_3 e diagênese) podem destruir muitos exemplares, o que acarretará em uma abundância menor do que a original. Assim, ao se interpretar esse índice é importante que se conheça o estado de preservação da amostra.

A abundância, por ser um índice absoluto, interfere diretamente no grau de confiança de uma interpretação paleoecológica. Em geral, em amostras ricas (abundância alta) tais interpretações são mais confiáveis do que em amostras pobres (abundância baixa).

Freqüência – é um índice relativo e define a percentagem de indivíduos de uma entidade taxonômica em relação à população total considerada. Geralmente análises de variação de freqüência ao longo de seções são feitas por grupo fóssil ou por tipo de hábito, quando o grupo congrega organismos de hábitos distintos (planctônico e bentônico). Assim, pode-se estimar a freqüência de foraminíferos planctônicos, de foraminíferos bentônicos, dos nanofósseis calcários, radiolários, tipos esporo-polínicos e outros palinomorfos. Os dados de freqüência são importantes pois propiciam o conhecimento da dominância e da constância das entidades em relação ao grupo considerado.

A comparação de freqüências de conjuntos de entidades pertencentes a um mesmo grupo de organismos pode propiciar evidências ecológicas/ambientais interessantes. Ao se comparar variações de freqüência entre palinomorfos alóctones e palinomorfos autóctones em sedimentos marinhos, pode-se realizar interpretações concernentes à distância da linha de costa onde a seção foi acumulada. Vale lembrar que os palinomorfos alóctones tendem a se concentrar nas regiões proximais (mais próximos de sua área fonte), enquanto que os autóctones são encontrados mais freqüentemente nas regiões distais (Figura 7.1). Do mesmo modo, a comparação entre as variações de freqüência de foraminíferos bentônicos e foraminíferos planctônicos também pode fornecer tais indicações. Como ilustrado na Figura 7.1, os planctônicos tendem a ser mais raros nas regiões proximais e mais freqüentes nas regiões distais das bacias sedimentares. Os bentônicos, ao contrário, possuem uma distribuição inversa. O estudo dos deslocamentos da linha de costa são importantes, pois os mesmos podem estar diretamente relacionados às oscilações do nível do mar.

Variações de freqüência de determinados tipos esporo-polínicos podem sugerir oscilações climáticas, uma vez que os vegetais de uma região têm que necessariamente estar adaptados às condições climáticas vigentes. Se tais condições são modificadas, a vegetação também o é. Carvalho (1996) de-

senvolveu estudos desse tipo para os depósitos plio-pleistocênicos da Bacia da Foz do Amazonas. A partir da investigação palinológica de seções amostradas por três poços exploratórios, o autor reuniu, em grupos distintos, palinomorfos característicos de diferentes tipos vegetais. Com a análise de variações de freqüência desses grupos, com outros procedimentos estatísticos e conhecendo as afinidades climáticas dos mesmos, pôde caracterizar as seções de acordo com as épocas glaciais e interglaciais que marcaram o Plio-Pleistoceno. A Figura 7.18 ilustra parte dos gráficos de variação de freqüência elaborados por Carvalho (*op. cit.*). Note-se que, de modo geral, durante as fases interglaciais (clima mais ameno) os palinomorfos apresentam freqüências mais expressivas.

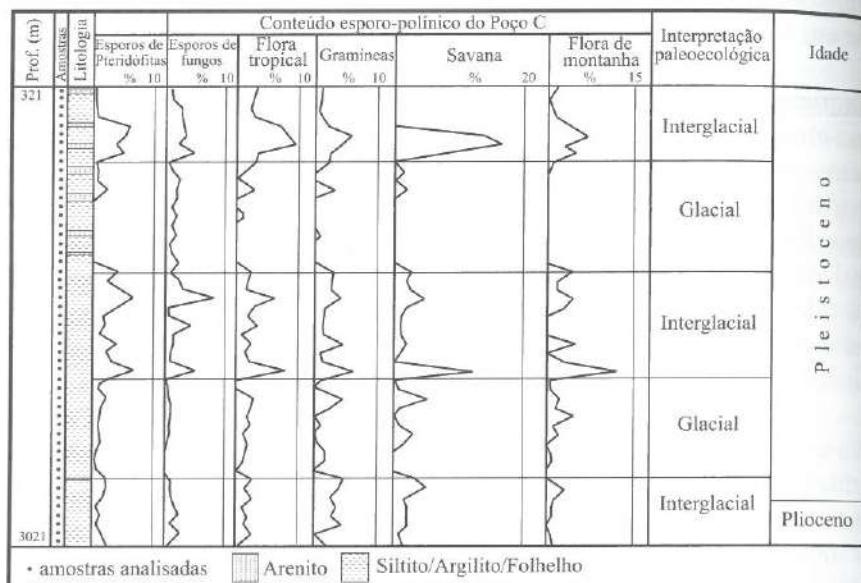


Figura 7.18 - Variações de freqüência do conteúdo esporo-polínico evidenciando mudanças climáticas. Poço C, situado na Bacia da Foz do Amazonas (modificado de Carvalho, 1996).

Variações de freqüência de espécies de um mesmo grupo fóssil podem estar associadas a variações de temperatura do ambiente onde a comunidade habitava. A Figura 7.19 mostra acentuadas variações de freqüência entre duas espécies de dinoflagelados registrados em um testemunho obtido no Atlântico Norte. De acordo com Zippi (1992), *B. tepikiense* floresce mais intensamente durante épocas mais frias, ao passo que *Impagidium* spp. tem condições ótimas de florescimento durante épocas mais quentes. Assim, as variações de freqüência entre essas espécies podem ser utilizadas nas interpretações paleoceanográficas e paleoclimáticas do Quaternário (identificação de

da Bacia da amostrada palinomorfa variações de conhecendo acordo com ... A Figura por Carvalho (clima sivas).



mudanças 1996).

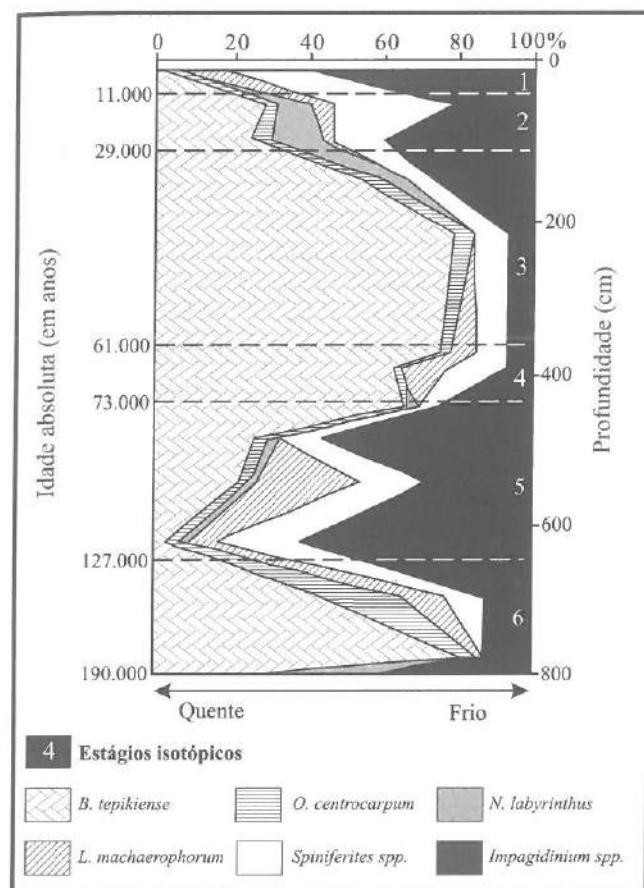


Figura 7.19 - Variação de freqüência relativa entre espécies de dinoflagelados em testemunho do Quaternário colhido no oceano Atlântico Norte (modificado de Zippi, 1992).

Diversidade – como o próprio nome indica, este índice expressa a riqueza em variedade de entidades taxonômicas em relação a um determinado grupo de organismos. Há dois enfoques distintos para expressar a diversidade:

- a - numa abordagem mais simples, a diversidade pode exprimir o número total de espécies em uma população pertencente a um mesmo grupo fóssil;
- b - numa outra vertente, pode exprimir uma relação entre as freqüências das espécies e o número total de indivíduos (abundância).

Imagine-se uma população fóssil de foraminíferos planctônicos. Nesta população com alta abundância e bem diversificada, são observadas algumas espécies com baixa freqüência. Na estimativa da diversidade pelo caso a, essas espécies terão o mesmo “peso” que aquelas cujas freqüências são mais expressivas. Em contrapartida, na estimativa de diversidade pelo caso b, as espécies com baixa freqüência quase não afetarão o valor estimado. Nos estudos paleoambientais é comum elaborarem-se curvas de diversidade para as seções sedimentares.

Variações de diversidade de organismos planctônicos marinhos, registradas ao longo de uma coluna representativa de um mesmo ambiente deposicional, podem fornecer subsídios para interpretações relativas às oscilações do nível do mar. De acordo com Roth (1987), períodos de transgressões marinhas são propícios à especiação (diversificação da comunidade). Nesses períodos, em face da ausência de uma circulação vertical efetiva das massas d'água, ocorre a estratificação das mesmas, ficando as da superfície deficitárias em nutrientes. Diante dessa condição inóspita, a competição torna-se muito intensa, o que favorece a especiação. Deste modo, um máximo de diversidade observado em uma coluna pode sugerir a proximidade de uma posição de nível de mar alto, ocorrida durante o tempo de deposição dos sedimentos que a compõem. Contrariamente, em períodos regressivos, a circulação oceânica é mais efetiva, o que ocasiona menor estratificação e maior renovação das águas, aumentando a disponibilidade de nutrientes. Este aumento de fertilidade favorece a proliferação de poucas espécies oportunistas, resultando, assim, em extinções e concomitante diminuição da diversidade. Portanto, um mínimo na curva de diversidade, registrado em depósitos de um mesmo contexto ambiental, pode sugerir uma posição relativa de nível de mar baixo. Note-se que nas duas situações apresentadas, a abundância pode ser elevada. A Figura 7.20 ilustra hipoteticamente as duas situações comentadas.

A abrangência da paleoecologia é muito ampla e inclui qualquer conclusão relativa à caracterização ambiental de um depósito sedimentar, obtida exclusivamente por meio dos fósseis ou associada a outras evidências. Constitui a sua principal atribuição a busca de informações concernentes a clima, temperatura das águas, salinidade dos corpos aquosos (incluindo-se a distinção entre ambiente marinho, de água doce ou salobra), disponibilidade de nutrientes (nível de trofismo) e de oxigênio (ambientes óxicos, disóxicos e anóxicos), nível de turbidez das águas, condições ambientais de fundo, identificação de zonas de ressurgência, espessura da lâmina d'água (profundidade de deposição), distância da linha de costa, etc. A paleoecologia tem importância fundamental para a correta interpretação e caracterização das fácies sedimentares e dos sistemas deposicionais. No que se relaciona à Estratigrafia de Seqüências, auxilia a caracterização dos tratos de sistemas.

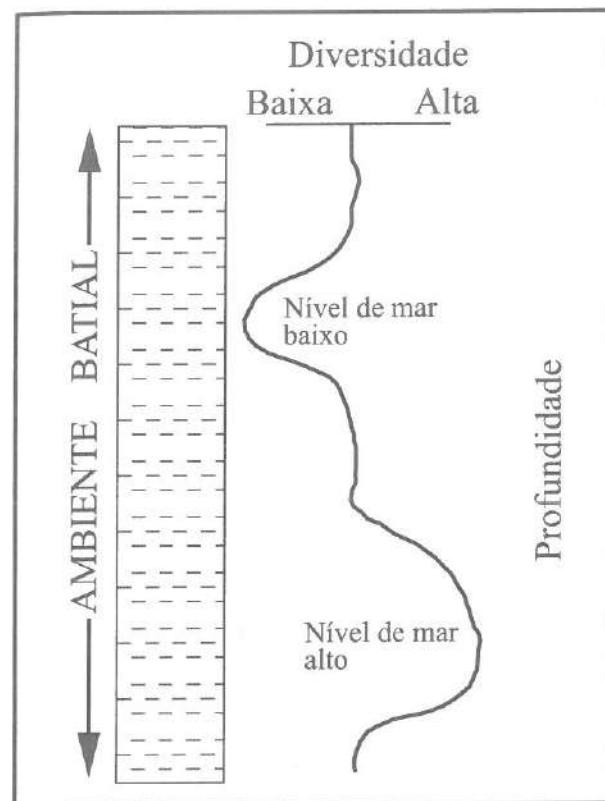


Figura 7.20 - Associação da variação relativa do nível de mar à diversidade (exemplo hipotético).

Dentre os vários parâmetros ecológicos mencionados, há alguns que informam muito mais sobre as condições ambientais dos locais onde a sedimentação se processava do que sobre os depósitos que ali foram formados. Estes parâmetros, por apresentarem geralmente extensa amplitude geográfica, contribuem mais para os estudos de natureza paleoceanográfica (no caso de ambientes marinhos) do que para a caracterização ambiental (num contexto geográfico-fisiográfico) do depósito formado em uma determinada área da bacia. É o caso, por exemplo, de inferências relativas a oscilações climáticas e identificação de zonas de ressurgência, entre outros. Vale lembrar que a paleoceanografia objetiva estudar a evolução dos oceanos ao longo do tempo geológico. Deste modo, preocupa-se com a identificação do padrão de circulação das massas d'água, suas variações de temperatura e salinidade (tanto laterais quanto verticais), as oscilações da CCCD, a produtividade orgânica, e quaisquer outros parâmetros que possam caracterizar as mudanças experimentadas pelos mares e oceanos ao longo do tempo.

Em contrapartida, a estimativa da distância da linha de costa (sedimentação proximal, sedimentação distal) e da profundidade de deposição dos sedimentos (investigações paleobatimétricas) constituem os parâmetros paleoambientais com aplicação mais imediata do ponto de vista geológico, no que concerne aos depósitos subaquosos, especialmente os marinhos. O estudo das variações desses parâmetros, aliados à datação e caracterização biocronoestratigráfica, auxilia o conhecimento detalhado da evolução de um sítio sedimentar. A conjunção dessas informações, em determinados pontos de uma bacia (aforamentos e/ou poços), permite visualizar a sua paleogeografia (paleofisiografia) em vários momentos geológicos, assim como interpretar as oscilações do nível de base (na maioria dos casos, nível do mar). Estes aspectos são de importância capital para a Estratigrafia de Seqüências, pois o desenvolvimento das seqüências deposicionais e seus respectivos tratos de sistemas encontram-se diretamente vinculados aos espaços existentes nas bacias (fisiografia) e à magnitude das oscilações do nível do mar ocorridas ao longo do tempo geológico.

A Figura 7.21 ilustra uma seção hipotética composta por três seqüências deposicionais. Ilustra também a disposição de seus estratos de acordo com o ambiente em que foram formados (continental-transicional, nerítico-plataforma, batial-talude e abissal). Como pode ser visto, a caracterização paleoambiental (paleobatimétrica) de tais estratos fornece evidências fisiográficas da bacia e, por conseguinte, da seqüência. Essas evidências auxiliam a identificação dos tratos de sistemas, já que esses tratos desenvolvem-se em locais relativamente bem definidos nas bacias e em resposta ao comportamento relativo do nível do mar.

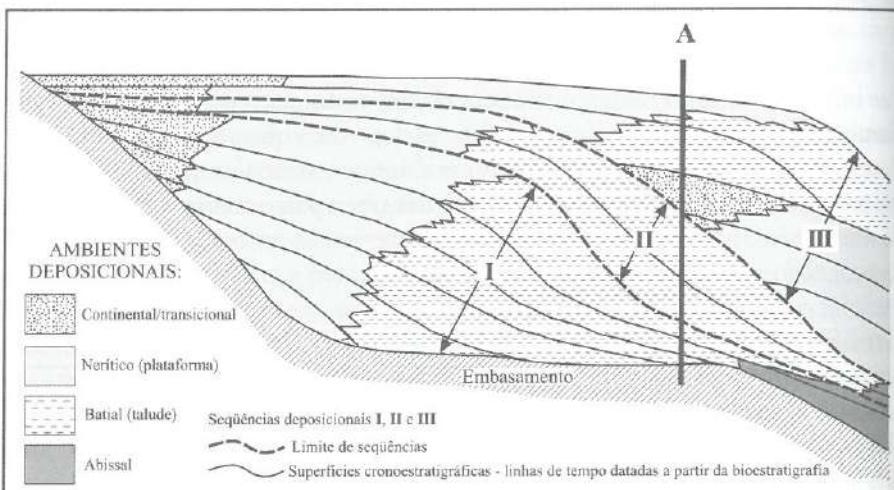


Figura 7.21 - Seqüências deposicionais e ambientes sedimentares.

Descontinuidades ambientais podem estar associadas a variações relativas do nível do mar. Ainda na Figura 7.21, verifica-se ao longo do perfil (poço) uma significativa descontinuidade ambiental. Neste perfil tem-se depósitos de ambiente continental-transicional (seq. III) assentados diretamente sobre aqueles característicos do ambiente batial (seq. II). Vale lembrar que, pelo princípio de correlação de fácies (lei de Walther), numa sucessão vertical contínua, deveriam ocorrer sedimentos de plataforma entre os dois depósitos mencionados. Essa descontinuidade ambiental reflete um avanço abrupto das condições continentais bacia adentro, causado por uma queda expressiva do nível do mar. Marcantes descontinuidades ambientais podem indicar limites de seqüência.

Direta ou indiretamente, todos os microfósseis fornecem evidências ambientais. Todavia num enfoque mais pragmático, os palinomorfos e os foraminíferos são aqueles que propiciam informações mais detalhadas e de uso mais imediato para a caracterização paleoambiental de depósitos sedimentares.

A palinologia, por meio das investigações palinofaciológicas, é capaz de determinar, com relativa precisão, características de trechos da bacia onde a sedimentação se processava. Nessa investigação, além de se levar em conta a natureza de todo o conteúdo palinológico (origem alóctone/autóctone, afinidade climática, paleoecológica, etc.), consideram-se também as faixas granulométricas do mesmo. Deste modo, os grãos orgânicos são vistos como partículas sedimentares. Uma interpretação de palinofáceis representa uma interpretação geológica do material orgânico sedimentar. Assim, esse tipo de interpretação encontra-se geralmente bastante relacionado às interpretações sedimentológicas. Com base nestes aspectos, entre outras inferências, é possível sugerir o clima predominante para a área sedimentar, indicar a localização provável de áreas fontes, caracterização da posição dos depósitos subaquosos em relação à linha de costa (proximal/distal), identificação de *trends* transgressivos e/ou regressivos, etc.

Dino (1992) estudou detalhadamente os palinomorfos da Formação Alagamar que congrega depósitos não marinhos do Andar Alagoas da Bacia Potiguar. Nesta pesquisa, entre outros temas abordados, o autor realizou investigações palinofaciológicas com vistas à caracterização paleoambiental de tais depósitos. Como resultado, reconheceu quatro palinofácies que foram associadas aos distintos contextos sedimentares da Formação Alagamar (Figura 7.22). De acordo com as interpretações de Dino (*op. cit.*), pode-se constatar que:

- o percentual de matéria orgânica amorfa (principalmente autóctone) aumenta em direção aos ambientes mais distais. Contrariamente, a matéria orgânica lenhosa e herbácea (alóctone) predomina nos ambientes mais proximais. Esta disposição percentual é bem coerente, já que grande parte

da matéria orgânica amorfã é considerada autóctone, sendo, portanto, originada no interior do corpo aquoso (lagos ou oceanos) para onde a sedimentação (e a matéria orgânica alóctone) converge.

- os grãos de pólen e esporos de menores dimensões são observados mais frequentemente nos depósitos distais. Aqueles maiores encontram-se predominantemente nos ambientes proximais. Mais uma vez, verifica-se que há coerência na distribuição desses microfósseis. Como seria de se esperar, os menores grãos, em função de seu tamanho reduzido, devem apresentar um potencial de dispersão mais elevado do que os grãos maiores. Além disso, tendem a ser depositados preferencialmente nos locais mais calmos, onde a energia cinética do meio aquoso já não consegue mantê-los em suspensão. Assim, pólen e esporos pequenos atingem com maior facilidade as regiões mais distais das bacias receptoras.
- a matéria orgânica lenhosa e herbácea de maiores dimensões predomina na região ambiental da palinofácies III. Em princípio essa concentração poderia parecer um contra-senso, já que estes palinomorfos, provenientes das áreas emersas, encontram-se ausentes ou pobramente representados nas palinofácies mais proximais (I e II). Se os palinomorfos de dimensões maiores têm representação escassa nas palinofácies I e II é porque a energia do meio deveria ser bastante elevada. Assim, os fragmentos maiores teriam sido intensamente quebrados e passaram a constituir a fração de menores dimensões da matéria orgânica. Apesar da pouca abundância do resíduo orgânico total, note-se que esta fração tem predominância absoluta sobre as demais nas palinofácies mais proximais (I e II). Na realidade, nas fácies mais proximais, por uma questão de energia cinética do meio aquoso, os palinomorfos têm rara ocorrência.

O exemplo de interpretação palinofaciológica ilustrado contempla somente condições ambientais continentais (fluvio-lacustres). Em ambientes marinhos, outros palinomorfos devem ser observados, a depender da idade dos depósitos. Assim, dinoflagelados, palinoforaminíferos, acritarcos, quitinozoários, etc. comumente integram as palinofácies e auxiliam as caracterizações ambientais marinhas. A sucessão vertical de palinofácies identificadas ao longo de um intervalo sedimentar pode indicar as oscilações do nível de base.

tanto, orig
nde a sedi
os mais fre
se predo
se que há
esperar, os
esentar um
lém disso,
os, onde a
suspensão.
as regiões

domina na
ação pode
nientes das
utados nas
dimensões
e a energia
ores teriam
menores
lo resíduo
luta sobre
nas fácies
quoso, os

trado con
stres). Em
i depender
s, acritar
uxilium as
alinofáceis
oscilações

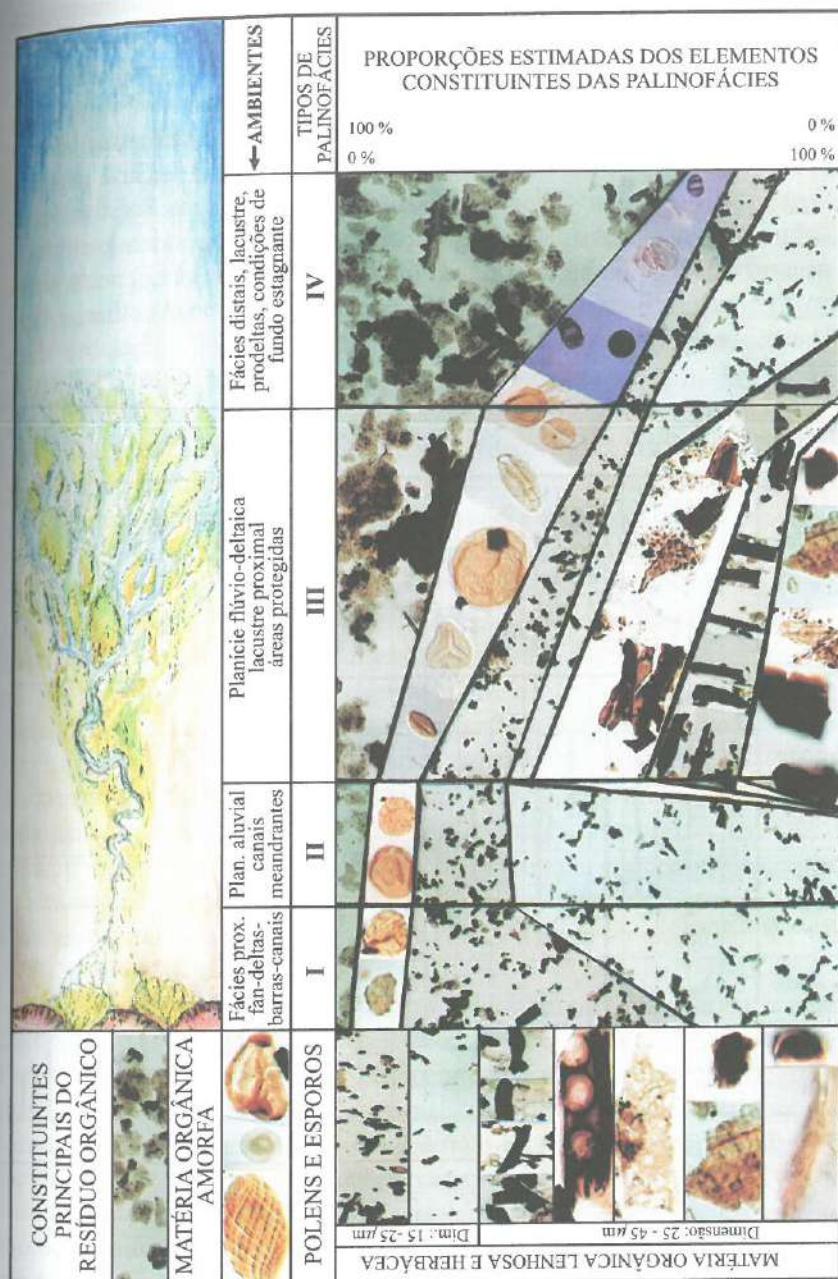


Figura 7.22 - Palinofácies da Formação Alagamar (Bacia Potiguar). Modificado de Dino (1992).

Os foraminíferos, especialmente os bentônicos, têm grande importância para os estudos paleobatimétricos. A partir do conhecimento da distribuição das espécies por faixa de profundidade, podem-se realizar interpretações dessa natureza e inferir o ambiente marinho em que a sedimentação se processou. A título de exemplo, a Figura 7.23 ilustra a distribuição de poucas espécies bentônicas cenozóicas em função da batimetria. Deste modo, com base na associação bentônica assinalada em uma seção, é possível identificar se seus sedimentos foram depositados em ambiente batial (talude) ou em condições neríticas (plataforma), por exemplo. Dependendo do estado de preservação da associação, de sua abundância e diversidade, pode-se até inferir uma faixa ambiental mais restrita, já que alguns ambientes (batial e nerítico) permitem subdivisões.

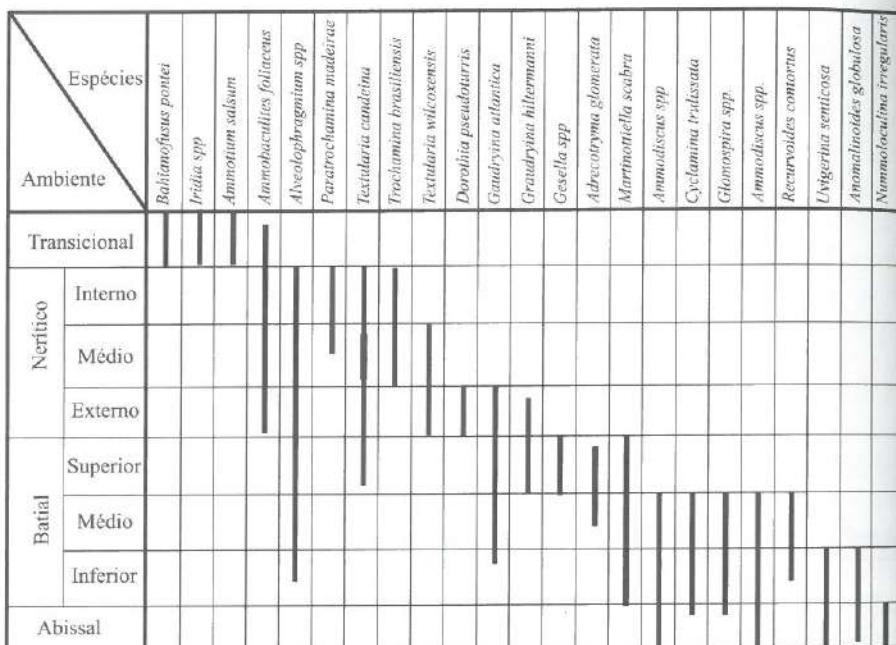


Figura 7.23 - Distribuição ambiental (batimétrica) de foraminíferos bentônicos cenozóicos. Quadro elaborado a partir de Koutsoukos (1986).

... e ande im-
ento da
zar inter-
dimenta-
uição de
a. Deste
é possível
l (talude)
do esta-
de-se até
atual e ne-

<i>Uvigerina senticosus</i>	
<i>Anomalinoidea globulosa</i>	
<i>Nummularia irregularis</i>	

ds. Quadro

Informações paleobatimétricas devidamente conjugadas com informações biocronoestratigráficas possuem imenso valor no estudo da geologia das bacias sedimentares. Conhecendo-se estas informações em depósitos atravessados por uma perfuração, pode-se elaborar uma curva que expresse a evolução paleobatimétrica da área em que o poço foi perfurado. Koutsoukos (1982), investigando as Bacias de Pelotas e Santos, elaborou a curva paleobatimétrica para os poços 1-SCS-7 e 1-SCS-3B (Figura 7.24), entre outros. Nesta Figura 7.24, além das informações cronoestratigráficas (obtidas pela bioestratigrafia) podem-se ver as curvas que refletem o resultado da interpretação das associações bentônicas reconhecidas. Observam-se, ainda, trechos hachurados que indicam a margem de erro da curva e que são estimados em função do estado de preservação e da riqueza da associação. De modo geral, quanto mais abrangente (mais ampla) a área hachurada, menos conclusiva é a associação. De acordo com os hachurados, para o poço 1-SCS-7, grande parte das associações miocênicas só permitem estimar que a sedimentação efetuou-se em condições neríticas internas a médias (10-100 m de lámina d'água). Em contrapartida, as associações paleocênicas/eocênicas, permitem inferir condições de ambiente batial superior (200-500 m). Note-se que, em termos de posicionamento paleoambiental, esta última associação é mais distinta do que aquela miocênica, embora a faixa paleobatimétrica implicada seja mais ampla. De acordo com as interpretações de Koutsoukos (1982), a região da Bacia onde o poço 1-SCS-7 se situa esteve submetida a distintos contextos ambientais ao longo do tempo. Durante grande parte do Andar Alagoas (base da perfuração), a sedimentação processava-se em ambiente nerítico interno (10-30m de lámina d'água). Posteriormente, graduou para transicional/costeiro (0-10m), nerítico externo (100-200m) e batial superior (200-500m). A partir do Oligoceno, a sedimentação nerítica voltou a predominar, ora num contexto mais distal, ora mais proximal. Em torno de 2.500 m observa-se uma expressiva descontinuidade ambiental. Outras descontinuidades cronoestratigráficas, porém sem significado ambiental, são observadas. Deduções semelhantes poderiam ser obtidas com a análise da curva do poço 1-SCS-3B.

A comparação de curvas paleobatimétricas, obtidas em vários poços de uma bacia, pode fornecer informações bastante detalhadas a respeito de sua evolução geológica. Conhecendo-se o comportamento do substrato marinho ao longo do tempo, é possível diferenciar áreas que estiveram sujeitas a maior subsidência daquelas que foram soerguidas relativamente. Numa rápida comparação entre as duas curvas apresentadas na Figura 7.24, pode-se perceber que os dois trechos da Bacia onde se encontram os poços tiveram evoluções diferentes em determinados intervalos cronoestratigráficos, uma vez que as curvas têm comportamentos distintos. Note-se, por exemplo, que, durante o Eoceno/Oligoceno, no 1-SCS-7, a curva apresenta um comportamento regressivo; para o 1-SCS-3B, esse comportamento é em grande parte

transgressivo, o que evidencia que este trecho da Bacia teve uma taxa de subsidência mais elevada do que aquele do 1-SCS-7. A análise integrada de um conjunto de curvas paleobatimétricas fornece evidências concernentes às variações relativas do nível do mar. Maiores detalhes a respeito da confecção de curvas paleobatimétricas podem ser vistos em van Hinte (1978).

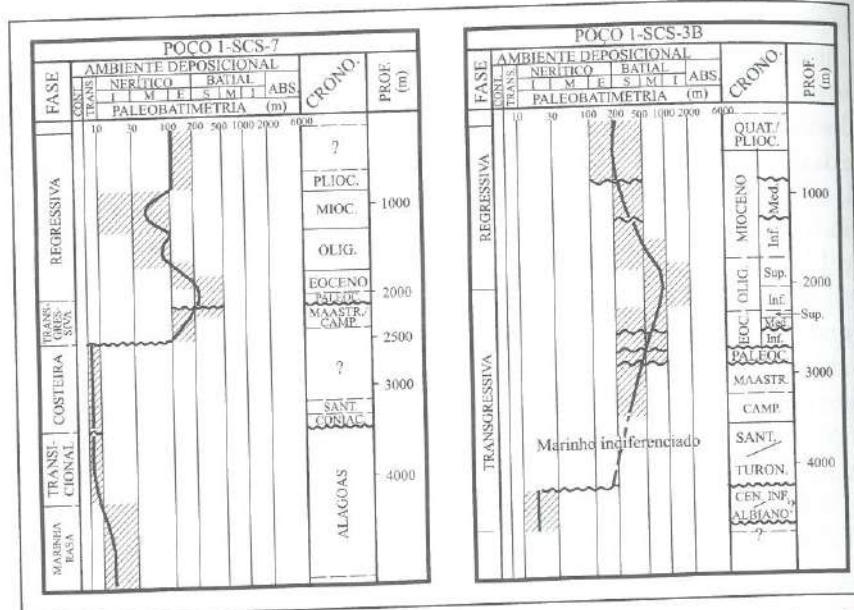
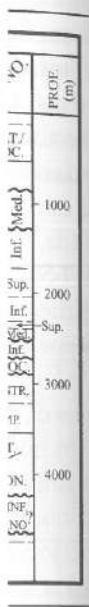


Figura 7.24 - Curvas paleobatimétricas obtidas a partir de associações bentônicas de foraminíferos (modificado de Koutsoukos, 1982). Trechos hachurados indicam a margem de erro das curvas; vide texto para mais informações.

O resultado da conjugação paleobatimetria-bioestratigrafia também pode ser expresso em seções. Abreu *et al.* (1986), aliados a interpretações sísmicas, estudaram o conteúdo microfossilífero de vários poços da Bacia do Pará-Maranhão e elaboraram seções paleoambientais e geocronológicas. A Figura 7.25 ilustra apenas uma delas, com sua respectiva carta cronoestratigráfica. Nesta seção, cujos valores absolutos das isócronas foram obtidos por meio do cálculo de taxas de sedimentação entre biorizontes bem datados (item biocronologia), pode-se ver a disposição lateral dos paleoambientes reconhecidos, assim como a sua distribuição temporal. A carta cronoestratigráfica, por sua vez, fornece a perspectiva da dimensão cronológica dos ambientes deposicionais e dos hiatos (discordâncias) evidenciados pela bioestratigrafia. É interessante observar que os estudos bioestratigráficos foram efetuados de modo integrado, a partir da análise dos foraminíferos, nanofósseis e palinomorfos.

ixa de sub-
ada de um
ntes às va-
nfecção de



ônicas de
nagem de

grafia tam-
erpretações
la Bacia do
gicas. A Fi-
estratigráfi-
s por meio
s (item bio-
onhecidos,
ca, por sua
; deposicio-
. É intere-
modo inte-
orfos.

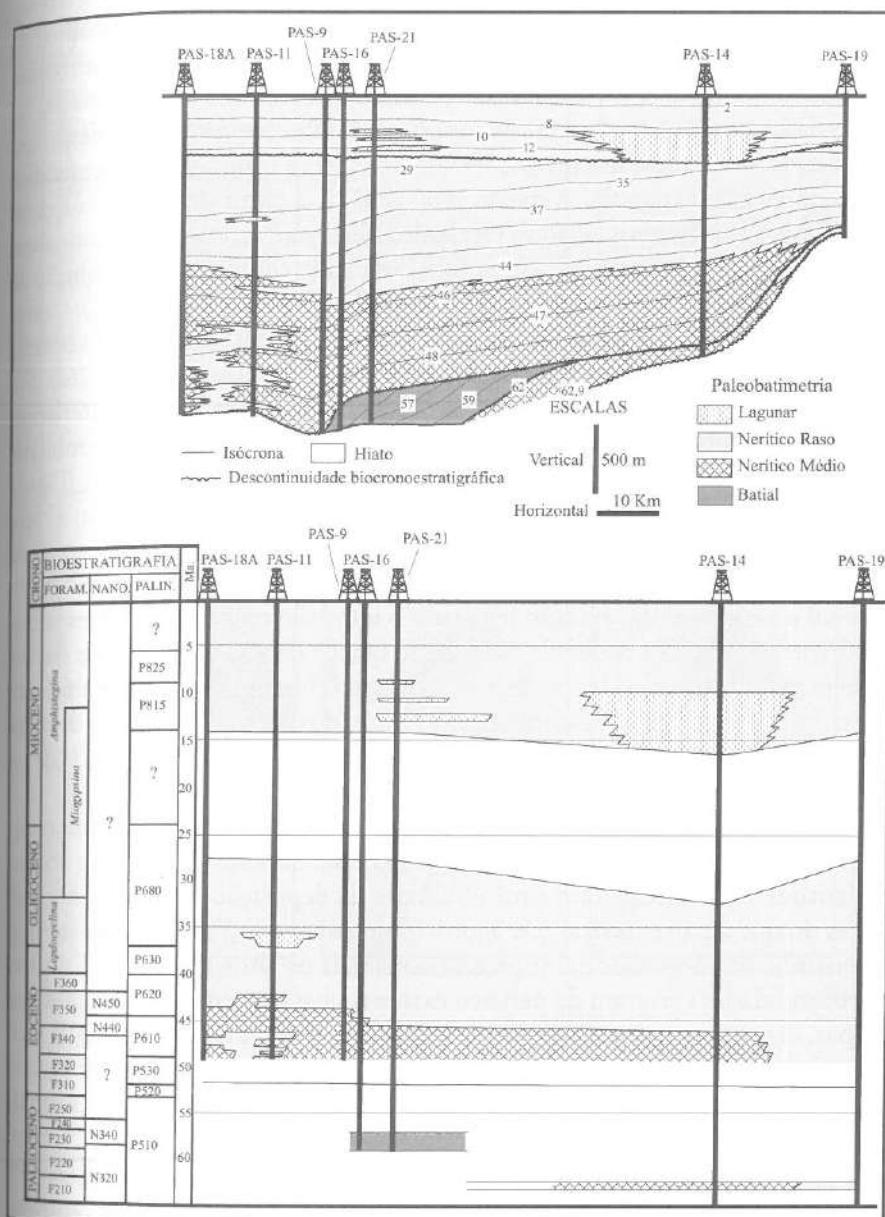


Figura 7.25 - Interpretações paleoambientais (paleobatimétricas) e cronoestratigráficas em depósitos terciários da Bacia do Pará-Maranhão (modificado de Abreu *et al.*, 1986).

Por fim, informações de natureza paleoambiental (paleobatimétrica) podem fornecer indicações relativas à paleogeografia (paleofisiografia) das bacias. Conhecendo-se a faixa de profundidade de deposição em vários pontos de uma área sedimentar, para um determinado momento geológico (um horizonte cronoestratigráfico), pode-se elaborar um mapa que expresse a conformação do fundo da área naquele momento. Se for possível elaborarem-se mapas desse tipo para vários momentos, interpretações concernentes à evolução paleogeográfica da área podem ser traçadas. Azevedo *et al.* (1987b), a partir do estudo paleoambiental dos foraminíferos, aliado a resultados bioestratigráficos, confeccionaram uma sucessão de mapas paleobatimétricos ilustrando como se deu a evolução de parte da Bacia de Campos durante o Meso e Neocretáceo (Figura 7.26). Como pode ser visto, a sedimentação marinha durante grande parte do Albiano ocorria predominantemente em condições transicionais e neríticas (Figura 7.26a). Somente a partir do Neo-Albiano é que se observam profundidades características do ambiente batial superior (Figura 7.26b). Profundidades típicas de ambiente batial médio e inferior são registradas apenas a partir do Coniaciano (Figura 7.26d, e, f). A análise integrada dos mapas deixa claro que durante o Meso a Neocretáceo, o nível do mar esteve relativamente em constante ascensão, já que para esse sítio sedimentar quase não são registrados depósitos muito proximais (transicional e nerítico raso), exceção feita para o intervalo relativo ao Eomesoalbiano (Figura 7.26a). Na realidade, acredita-se que os depósitos proximais coevos àqueles mais distais, do Cenomaniano ao Maastrichtiano, desenvolveram-se sobre o continente e foram posteriormente removidos em face da atuação de eventos erosivos. Deve ser observado que em quase todos os mapas há ausência de informação devido a hiatos.

A associação de foraminíferos evidencia que para o intervalo Albiano/Maastrichtiano trechos da porção Este-Sudeste (próximo e abaixo da latitude 22°) apresentam profundidades de deposição relativamente menores do que a parte central. De acordo com os mapas (Figura 7.26b até f), o paleoambiente deposicional sugere a ocorrência de altos relativos cujas paleoprofundidades variaram de nerítico externo a batial médio. Nesses mesmos mapas, observa-se que, na porção central, sempre houve o predomínio de profundidades relativamente maiores. Assim, fica evidente que durante grande parte do Meso a Neocretáceo, a Bacia de Campos comportava-se estruturalmente como uma expressiva calha deposicional com direção geral Nordeste-Sudoeste. Num contexto de exploração petrolífera, a localização desses baixos reveste-se de capital importância. Como se sabe, depósitos turbidíticos tendem a acumular-se justamente nas regiões estruturalmente mais baixas. Portanto, o reconhecimento destas regiões torna-se importante, já que turbiditos (leques de fundo de bacia) são boas rochas-reservatório que podem armazenar petróleo.

obatimétrica) das bacias de n horizonte ormação do as desse tipo eogeográfica do paleoambiente evolução de 7.26). Como iano ocorria a 7.26a). Sua característica de ambiente iano (Figura Meso a Neozóico), já que para ximais (transitions mesoalbiais mais coevos veram-se solução de even- isência de in-

o intervalo mo e abaixo amamente me- 26b até f), o os cujas pale- sses mesmos nílio de pro- tante grande e estrutural- eral Nordeste- zação desses os turbidíticos mais ba- tante, já que o que podem

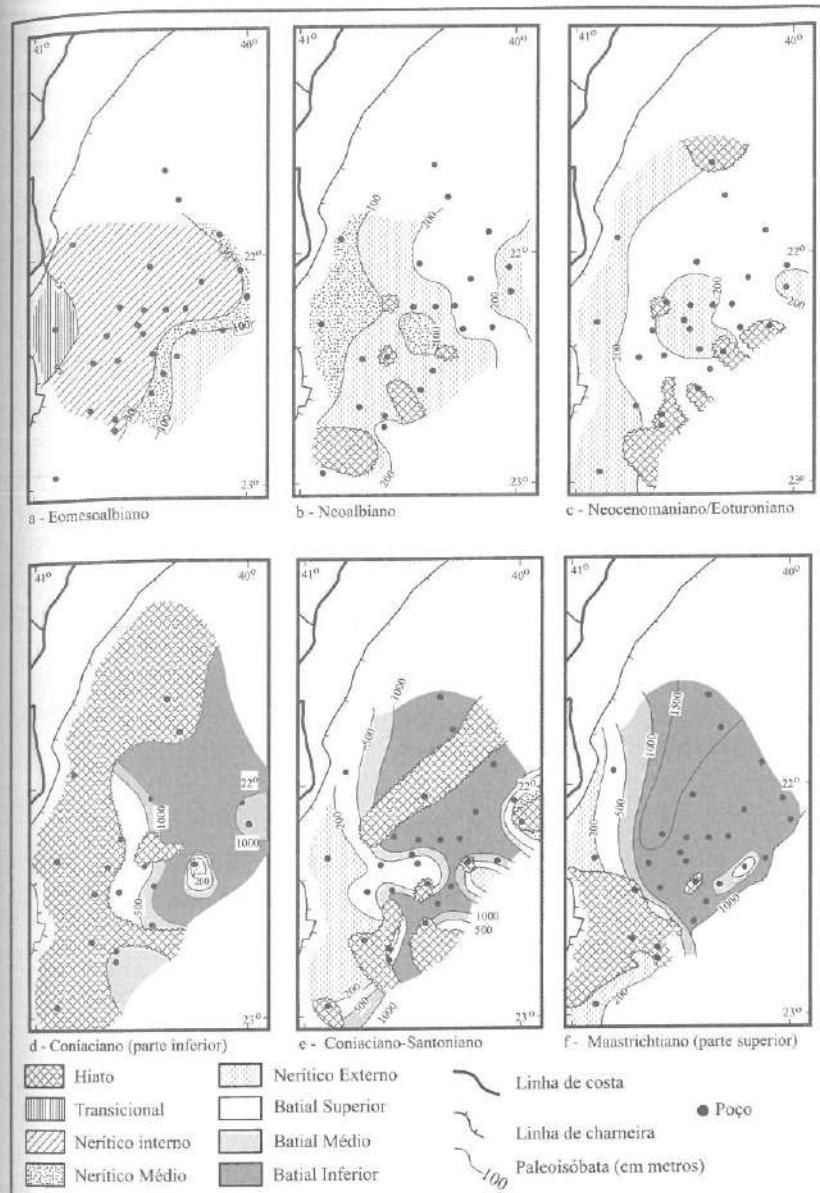


Figura 7.26 - Evolução paleobatimétrica de parte da Bacia de Campos segundo informações de foraminíferos bentônicos (modificado de Azevedo *et al.*, 1987b).

Com base nas associações microfossilíferas, Azevedo *et al.* (1987b) também apresentam várias interpretações relativas à mudança de salinidade das águas marinhas, assim como expressivas variações climáticas ocorridas nesse intervalo do tempo geológico.

7.6 MICROFÓSSEIS, ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS E TRATOS DE SISTEMAS

A Estratigrafia de Seqüências é uma técnica de análise estratigráfica que teve origem e evoluiu principalmente a partir da interpretação geológica de seções sísmicas (sismoestratigrafia). Com a evolução dos conceitos, passaram-se a buscar analogias entre o comportamento das reflexões sísmicas e o de outras ferramentas geológicas, todos fornecidos como resposta a determinadas características dos depósitos sedimentares. Uma vez reconhecidos e identificados os tratos de sistemas, passou-se a buscar como estes também poderiam ser caracterizados a partir das outras ferramentas. Deste modo, empiricamente passaram-se a relacionar as fácies sísmicas àquelas de natureza litológica, grafoelétrica, geoquímica, biológica (micropaleontológica - biofáceis), etc. As variações granulométricas e a sucessão de camadas dos tratos, por exemplo, foram associadas às feições e mudanças de feições de perfis de poços (raios gama, potencial espontâneo, etc.). Diante de tais associações, rapidamente tornou-se possível investigar, sob a óptica da Estratigrafia de Seqüências, bacias atualmente soerguidas e que não contam com informações sísmicas. Atualmente, pode-se afirmar que a Estratigrafia de Seqüências relaciona-se à análise integrada de todas as informações que permitem o entendimento detalhado de como se deu, e se dá, o assoreamento das bacias sedimentares.

As linhas sísmicas, por fornecerem em escala regional uma visão espacial dos depósitos que preenchem as bacias, são por excelência a principal ferramenta geológica para a Estratigrafia de Seqüências. Entretanto, não obstante a crescente qualidade das seções, é relativamente comum a observação de feições que não se encontram diretamente relacionadas às feições geológicas e que constituem problemas de aquisição da informação sísmica. Múltiplas, frações, etc. constituem "ruídos" que muitas vezes dificultam ou até mesmo impedem a interpretação geológica das seções sísmicas. A ausência de contraste de impedância acústica expressiva entre camadas distintas e adjacentes resulta numa reflexão mal definida, o que também pode inviabilizar a interpretação estratigráfica das seções. Em face de falhamentos geológicos, nem sempre é possível "rastrear" uma reflexão por grandes distâncias. Além disso, interpretações em camadas com espessura da ordem de 30-40 m tornam-se difíceis, já que o traço de uma reflexão reúne informações de um pacote com espessura desta magnitude (vide maiores detalhes no Capítulo 4). Diante de problemas como estes, as outras fontes de informação tornam-se também importantes, pois viaabilizam a interpretação nos locais onde a sísmica apresenta limitações. Para que essas informações sejam obtidas, é necessário que haja poços perfurados na área sob investigação. Na análise estratigráfica-exploratória das bacias sedimentares, primeiramente interpretam-se as seções sísmicas e, com base nessa interpretação, perfuram-se os poços em locais potencialmente promissores para o jazimento de um determinado bem mineral (na maioria das vezes, pe-

SISTEMAS
estratigrá-
tação geo-
conceitos,
es sísmicas
sta a deter-
nhecidos e
mbém po-
odo, empi-
ureza lito-
biofáceis),
ratos, por
rfis de po-
ções, rapi-
de Seqüên-
ções sísmi-
laciona-se
mento de-
tates.
uma visão
principal
, não ob-
servação de
ológicas e
ltíplas, di-
té mesmo
contraste
tes resulta
interpretação
sempre é
nterpreta-
eis, já que
sura desta
nas como
i, pois via-
ões. Para
urados na
cias sedi-
base nessa
omissões
vezes, pe-

tróleo). Posteriormente, com as informações provenientes das rochas perfuradas (caracterização litológica, micropaleontológica, etc.), vão-se aprimorando as interpretações originais. Não são raras as vezes em que essas melhorias levam a uma mudança radical da interpretação inicial.

A micropaleontologia presta um grande auxílio à Estratigrafia de Seqüências. De imediato, pode-se afirmar que a estimativa da amplitude cronoestratigráfica das seqüências só pode ser fornecida de modo coerente, consistente e integrado por meio da bioestratigrafia. Da mesma maneira, é somente a bioestratigrafia que possibilita o dimensionamento dos hiatos envolvidos nas discordâncias erosivas que delimitam as seqüências. Assim, as cartas cronoestratigráficas, como aquelas das Figuras 7.15, 7.16 e 7.25, que posicionam no tempo as seqüências e seus limites, só podem ser elaboradas com o emprego da informação bioestratigráfica e outras que se encontram a ela aliadas. Como visto no Capítulo 6, há basicamente dois tipos de limites para as seqüências deposicionais: aqueles relacionados a momentos de altas taxas de queda eustática, que geram discordâncias expressivas (tipo 1), e aqueles em que a taxa de queda é de menor magnitude, fornecendo, por isso, descontinuidades de menor porte (tipo 2). Para as seqüências do tipo 1, o reconhecimento e dimensionamento dos hiatos, pela bioestratigrafia, é mais fácil. Isso se dá porque as erosões são mais incisivas, o que implica a ausência de significativos intervalos cronoestratigráficos por extensas áreas da bacia. A identificação e detecção de limites do tipo 2 é mais sutil e depende principalmente da resolução do zoneamento que se dispõe para a área em estudo. Como a amplitude dos hiatos é menor, nem sempre os mesmos podem ser devidamente avaliados pela bioestratigrafia. Deve ser lembrado que descontinuidades paleoambientais também podem indicar limites de seqüências.

Para as bacias de margens passivas, acredita-se que a eustasia seja o principal fator de controle no desenvolvimento das seqüências. Assim, a bioestratigrafia é um dos únicos instrumentos capazes de datar, comparar e ordenar geocronologicamente as oscilações eustáticas registradas em várias regiões. Eventualmente, acentuados movimentos tectônicos locais conjugados com o aporte sedimentar também podem propiciar o desenvolvimento de seqüências localizadas que não apresentam ampla extensão geográfica. Diante dessa possibilidade, mais uma vez, a bioestratigrafia, datando os limites de tais seqüências, torna-se um instrumento capaz de avaliar e verificar as suas extensões, tanto geográficas quanto cronoestratigráficas.

Os hiatos identificados pela bioestratigrafia (ausência de biozona) constituem-se em informações importantes e auxiliam o mapeamento dos limites de seqüência nas seções sísmicas. Na investigação geológica do *paleocanyon* de Enchova (Figura 7.15), a bioestratigrafia teve um papel expressivo. A constatação, em perfurações, do espessamento da zona N-545 e do contato

descontínuo de sua base com biozonas mais antigas do que aquela prevista no zoneamento (hiatos) auxiliou a sísmica a identificar e delimitar a base do *paleocanyon*. Vale lembrar que *paleocanyons*, originados por meio de processos erosivos, desenvolvem-se nas regiões de talude das bacias e são indicadores de limites de seqüência. Na Figura 7.15C, pode-se ver ainda que a bioestratigrafia postulou a ocorrência de um hiato miocênico (entre as zonas N-545 e N-570) não reconhecido pela sísmica, uma vez que as reflexões (Figura 7.15A) são relativamente concordantes e guardam boa relação de paralelismo. Em outras palavras, este hiato está abaixo dos limites da resolução sísmica.

Dependendo da quantidade e qualidade das informações bioestratigráficas, algumas vezes é possível realizarem-se interpretações geológicas ultradetalhadas que dificilmente podem ser visualizadas em seções sísmicas. Este é o caso das interpretações realizadas por Antunes (1990a, b) na área do *paleocanyon* de Regência (Figura 7.16). Por uma questão de resolução do método sísmico, todas as calhas postuladas por Antunes (*op. cit.*) dificilmente seriam identificadas em seções sísmicas convencionais. Na seção da Figura 7.27, que é transversal ao *paleocanyon* e aproximadamente paralela à seção bioestratigráfica da Figura 7.16, somente com muito esforço interpretativo consegue-se observar sutis evidências de uma ou outra calha. Por outro lado, a seção sísmica mencionada, de acordo com a interpretação de Mendes (1998), evidencia que a grande calha do *paleocanyon* apresenta origem tectônica e se encontra encaixada em um graben. Deve ser ressaltado que o detalhamento esboçado por Antunes (*op. cit.*) só tornou-se possível devido à grande quantidade e densidade de informações bioestratigráficas. Como pode ser visto, os poços investigados encontram-se muito próximos uns dos outros e a maior distância entre dois deles é da ordem de 4 km. Na realidade, o corpo de cada biozona terciária tem identidade com uma seqüência deposicional de quarta ou quinta ordem.

A variação da diversidade de microfósseis planctônicos ao longo de uma coluna sedimentar, formada em um mesmo contexto ambiental, pode fornecer evidências relativas às oscilações do nível do mar (Figura 7.20). Diversidades elevadas geralmente encontram-se associadas a níveis de mar relativamente altos. Deste modo, a identificação de uma alta diversidade de planctônicos pode sugerir a proximidade de uma superfície de inundação. Entretanto, melhor do que a alta diversidade para indicar tal superfície seria a observação de vasas, que são rochas formadas exclusivamente pelo acúmulo de carapaças de microfósseis. As vasas marinhas constituídas predominantemente por carapaças planctônicas formam-se em face da ausência de aporte sedimentar terrígeno. Assim, essa litologia, quando detectada em situações mais ou menos distais, caracteriza um fundo de bacia “faminto” que pode estar relacionado e ter identidade com uma superfície de inundação máxima (*maximum flooding surface - MFS*) de uma seqüência deposicional.

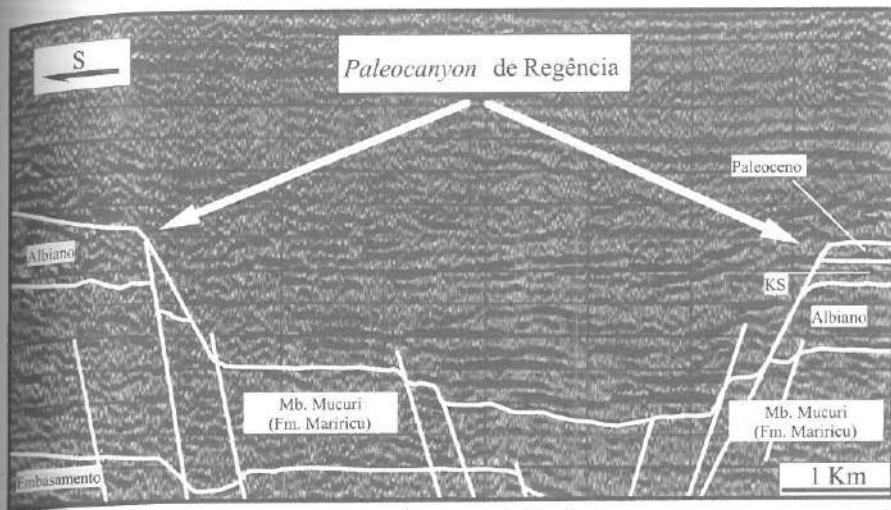


Figura 7.27 - Seção sismica transversal ao paleocanyon de Regência e aproximadamente paralela à seção bioestratigráfica ilustrada na figura 7.16. Observa-se que as reflexões sísmicas não possibilitam o detalhamento oferecido pelas investigações bioestratigráficas (seção sísmica modificada de Mendes, 1998).

Gamboa *et al.* (1986) caracterizaram uma dessas superfícies (uma camada relativamente fina) na Bacia de Campos (Figura 7.28). Essa camada, cuja assinatura em perfis de poços recebeu a denominação de "Marco Azul", pertence ao Oligoceno, possui composição carbonática e pode ser facilmente detectada tanto nos perfis elétricos quanto em seções sísmicas da Bacia (forte reflexão de amplitude positiva e terminações em *downlap* acima). Litologicamente, é constituída por uma alternância de calcilutitos e margas, ambos ricos em microfósseis planctônicos. Os calcilutitos, entretanto, constituem uma vasa de nanofósseis, onde se observa o predomínio absoluto de espécies do gênero *Braarudosphaera*. De acordo com Gamboa *et al.* (*op. cit.*), a camada que integra o "Marco Azul" representa "depósitos de águas profundas contemporâneos a carbonatos de água rasa, encontrados na plataforma continental". Durante a época de deposição desses calcários, o nível do mar encontrava-se com altas taxas de subida e os sedimentos de origem continental permaneceram aprisionados em estuários e outras regiões costeiras. A caracterização de uma vasa de nanofósseis nas litologias do "Marco Azul" foi de grande importância para o estudo da Estratigrafia de Seqüências das bacias da margem atlântica brasileira. Esse marco estratigráfico, associado a uma superfície de inundação máxima, é bem reconhecido em perfis de poços e em linhas sísmicas apenas na Bacia de Campos. Em outras áreas sedimentares, seu reconhecimento nem sempre é flagrante, por meio dessas ferramentas exploratórias. Todavia, quando tais sedimentos ocorrem na coluna sedimentar de um

poço, as investigações nanofossilíferas sempre o detectam, já que a vasa oligocénica de *Braarudosphaera* é facilmente identificada e tem relação com um importante evento paleoceanográfico que deixou seu registro em amplas regiões do Atlântico Sul e adjacências.

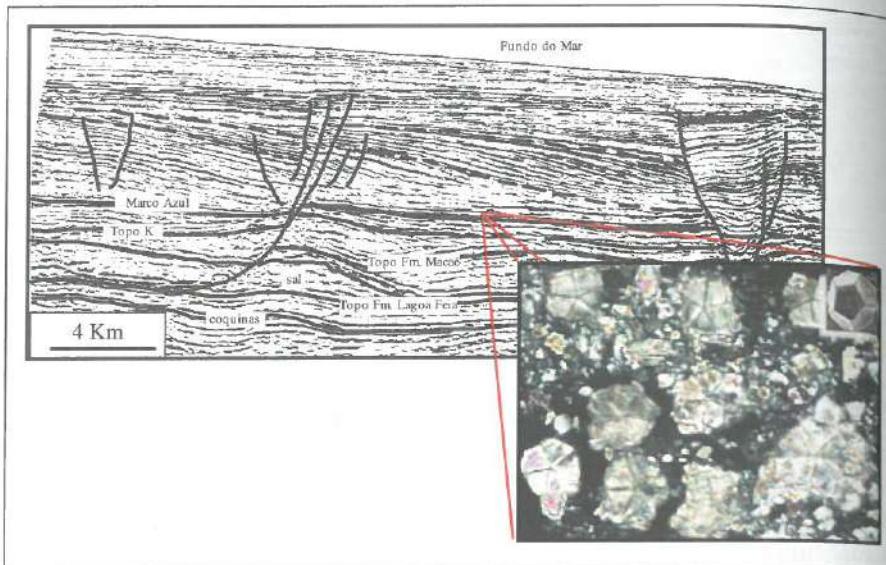


Figura 7.28 - Seção sísmica ilustrando uma forte reflexão associada a um marco estratigráfico da Bacia de Campos. Este marco, denominado de "Marco Azul" é interpretado como uma superfície de inundação máxima. Litologicamente é constituído, em parte, por uma vasa a *Braarudosphaera* (nanofóssil calcário), facilmente identificada em investigações bioestratigráficas. Na foto de detalhe, podem-se observar vários exemplares de *Braarudosphaera* (formas pentagonais) que constituem a vasa. No canto superior direito, vê-se a conformação da alga que dá origem às formas fósseis pentagonais (seção sísmica modificada de Gamboa *et al.*, 1986).

Estratos distais relacionados a transgressões marinhas geralmente apresentam pequena espessura, em função do reduzido aporte sedimentar. Hiatus não deposicionais podem até ser observados em seu interior, uma vez que a sedimentação terrígena concentra-se sobretudo nas regiões mais proximais das bacias. Do ponto de vista micropaleontológico, estratos distais não devem conter expressivas quantidades de restos orgânicos de origem terrestre (alóctones). Em contrapartida, microfósseis marinhos devem ser registrados abundantemente. Nos depósitos distais formados em épocas transgressivas e a grandes profundidades, geralmente a preservação da matéria orgânica é excelente, já que as condições ambientais são deficientes em oxigênio (ambiente

asa oligo-
n um im-
as regiões



itigráfico da
ia superfície
udosphaera
Na foto de
gonais) que
m às formas

geralmen-
sedimentar.
r, uma vez
nais proxi-
distais não
n terrestre
registrados
gressivas e
ântica é ex-
(ambiente

disóxico/anóxico). Essa deficiência relaciona-se diretamente com a diminuição da circulação vertical das águas oceânicas durante as épocas de nível de mar elevado. Rodrigues *et al.* (1995), investigando a geoquímica e a bioestratigrafia dos depósitos devonianos da Bacia do Parnaíba, reconheceram em um testemunho de perfuração um reduzido intervalo com as características mencionadas (Figura 7.29). A deposição de tais sedimentos em condições anóxicas foi evidenciada pelo alto teor de carbono orgânico total (COT), a partir da análise geoquímica. Por outro lado, a análise micropaleontológica (palinológica), além de fornecer a idade da coluna, evidenciou que o aporte de detritos clásticos e orgânicos do continente era reduzido. Esta constatação deu-se por meio da observação de uma fina camada pertencente à palinozona TA (aproximadamente 1 m) e da ausência da palinozona TCo, que lhe é imediatamente sobreposta, de acordo com o modelo de zoneamento empregado (hiato não deposicional). Além disso, a relação fitoplâncton (material autóctone)/miosporos (material alóctone) apresentou, para o intervalo, valores maiores do que 1, o que mostra o claro predomínio do primeiro sobre o segundo. Com base nestas informações, Rodrigues *et al.* (*op. cit.*) associaram tais depósitos a uma superfície de inundação máxima, causada pela máxima transgressão marinha mundial do Devoniano (transição Givetiano/Frasniaño), que deixou o seu registro em várias bacias paleozóicas. Neste exemplo, pode-se observar que a associação geoquímica-micropaleontologia gerou informações que convergiram para um ponto em comum: a identificação dos depósitos de uma época de elevação do nível do mar. Entretanto, coube à micropaleontologia o reconhecimento do ápice dessa transgressão. Este ápice é indicado pela reduzida espessura da biozona TA, associada a um hiato não deposicional em face da ausência da biozona TCo. O exemplo ilustrado é um caso típico da caracterização, em um ponto de uma bacia, de um traço da superfície de inundação máxima sem o auxílio de seções sísmicas.

As Figuras 7.1 e 7.2 apresentam, respectivamente, a distribuição paleoambiental e geocronológica dos principais grupos microfósseis. Como pode ser observado, as associações microfossilíferas variam no tempo e no espaço, e cada paleoambiente guarda a sua biofácies característica. Como as seqüências congregam vários tratos de sistemas, cada qual englobando depósitos de diferentes contextos ambientais, conclui-se que o estudo das sucessões verticais das associações de microfósseis auxilia na identificação desses tratos, nas seqüências. Esta é uma conclusão importante, pois, em seqüências muito erodidas que perderam a sua conformação original, nem sempre é fácil identificar, em seções sísmicas, a geometria externa característica de tais depósitos. O mesmo poderia ser dito com relação às seções sísmicas de baixa qualidade e aquelas obtidas em regiões muito tectonizadas.

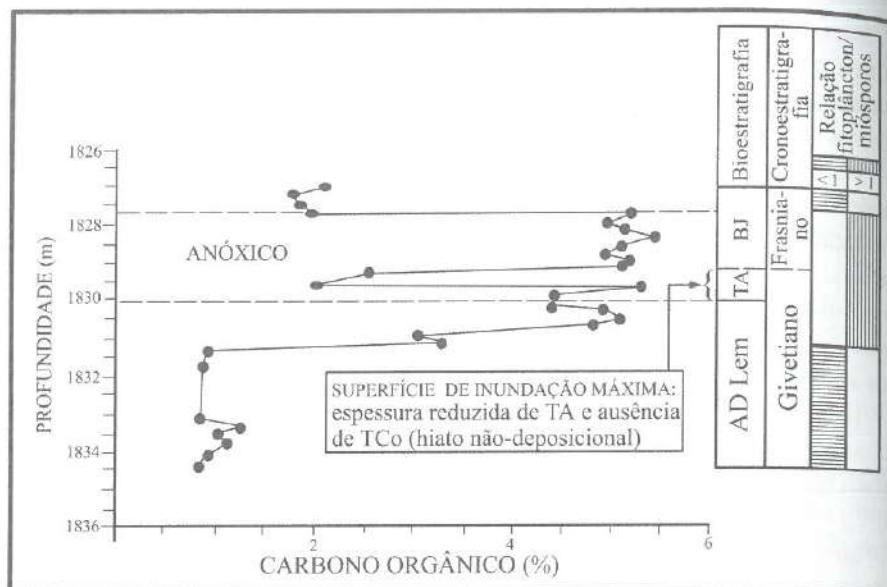


Figura 7.29 - Associação bioestratigrafia e geoquímica orgânica para a caracterização, em poço, de um ponto de uma superfície de inundação máxima. A condensação sedimentar é evidenciada pela reduzida espessura da palinozona TA e pela ausência da palinozona TCo (hiato não-deposicional, linha tracejada), a qual de acordo com o modelo de zoneamento, deveria ocorrer entre as unidades TA e a BJ. (Poço 1-IZ-2-MA, testemunho 7, Bacia do Parnaíba. Modificado de Rodrigues *et al.*, 1995).

Embora todos os microfósseis sejam importantes para a caracterização biofaciológica dos depósitos, especial importância possuem os palinomorfos e os foraminíferos. Os palinomorfos, em função de seus constituintes alóctones e autóctones, fornecem entre outros aspectos a estimativa da distância de sedimentação em relação à linha de costa (Figura 7.22), o que pode auxiliar diretamente no reconhecimento dos tratos de sistemas. Os foraminíferos, especialmente os bentônicos, fornecem indicações concernentes à profundidade de deposição (Figuras 7.23 e 7.24), o que também tem relacionamento com os tratos de sistemas. Todavia, na investigação micropaleontológica de amostras de calha de poços exploratórios, os foraminíferos possuem maior destaque do que os palinomorfos na caracterização de tais unidades. Isso se verifica não por serem mais apropriados para este fim, mas deve-se sobretudo aos tipos de análises paleoambientais que podem ser efetuadas com os dois grupos. Conforme comentado anteriormente, investigações paleoambientais têm necessariamente um enfoque quantitativo e as amostras de calha, em função de sua contaminação inerente, não são as mais

adequadas para tais estudos. Assim, caso se realizassem, nessas amostras, contagens de palinomorfos, poderiam ocorrer dificuldades na distinção dos elementos *in situ* daqueles provenientes da contaminação. Este problema, contudo, não seria tão acentuado nas análises dos foraminíferos bentônicos, já que muitas espécies apresentam nítida preferência por determinadas faixas de profundidade (Figura 7.23), sendo aí observadas com maior freqüência. Em outras palavras, em face de suas preferências, as investigações paleoambientais com base em foraminíferos e com vistas a estimativas paleobatimétricas têm um componente qualitativo.

Cada trato de sistemas consiste de um conjunto de sistemas deposicionais. A cada um desses corresponde um conjunto de biofácies. Isso não quer dizer que, partindo-se da análise das biofácies, possa-se chegar aos sistemas deposicionais e aos tratos correspondentes. A identificação de um trato leva em conta vários parâmetros, já que essas unidades reúnem elementos de mais de um sistema deposicional, cada um deles constituído por associações tridimensionais de fácies. Além disso, o desenvolvimento de um trato está associado a um determinado trecho de uma oscilação completa do nível do mar (queda e ascensão). Portanto, a sua identificação também se relaciona com a posição que ocupa no interior da seqüência. O reconhecimento de uma biofácie ou conjunto de biofácies não permite distinguir e caracterizar um ou outro trato em especial. Entretanto, o ordenamento e empilhamento estratigráfico das biofácies e o reconhecimento de superfícies de descontinuidades (hiatos caracterizados pela bioestratigrafia), aliados às informações de outras ferramentas geológicas (seções sísmicas, análises geoquímicas, análises sedimentológicas, perfis de poços, etc.), possibilitam a aplicação plena da Estratigrafia de Seqüências com o inerente reconhecimento dos tratos.

A seguir são apresentadas e discutidas as principais características micropaleontológicas relacionadas a cada trato de sistemas. Infelizmente, ainda não há muitos trabalhos, para as bacias brasileiras, que relacionem micropaleontologia com tratos de sistemas. Exceções devem ser feitas para Hashimoto (1995) e Lana (1997), que investigaram as relações entre palinofácies e tratos em intervalos cronoestratigráficos das Bacias de Santos e Potiguar, respectivamente. Emery & Myers (1996) também discorrem a respeito da micropaleontologia dos tratos de sistemas, e suas principais conclusões auxiliaram na elaboração do resumo que se segue.

Trato de mar baixo – seu desenvolvimento inicia-se a partir de uma queda expressiva do nível do mar (discordância do tipo 1) e persiste até o começo da elevação subsequente. O trato de mar baixo é composto por dois depósitos distintos: o leque de assoalho de bacia e a cunha de mar baixo (vide Figuras 6.22 e 6.23).

Com a queda do nível do mar, ocorre a migração da linha de costa em direção à bacia e observa-se o recobrimento de depósitos marinhos profundos (batial ou hadal, pertencentes à seqüência anterior) por depósitos mais rasos (plataforma, transicional) ou não-marinhos (parte distal do limite entre as seqüências II e III da Figura 7.21). O rebaixamento do nível de base (nível do mar) causa a quebra do equilíbrio sedimentar e a erosão das áreas emersas é intensa. Sedimentos continentais e da plataforma são transportados rapidamente para o fundo da bacia. Como decorrência, formam-se os leques de bacia que podem conter uma infinidade de microfósseis retrabalhados, em sua maioria de ambiente terrestre e/ou marinho proximal. Como em tais ambientes há a escassez de organismos planctônicos marinhos (Figura 7.1), a maioria dos microfósseis retrabalhados possui hábito bentônico. Nos leques formados abaixo da CCCD, os microfósseis carbonáticos tendem a ser dissolvidos e apenas aqueles de parede orgânica ou de composição silicosa (mais raros em função da dificuldade de preservação) podem ser registrados. Por uma questão de energia cinética do meio (correntes de turbidez), a deposição de microfósseis planctônicos marinhos contemporâneos à formação dos leques é relativamente rara e concentra-se sobretudo nas porções mais distais (mais finas) dos mesmos. Eventualmente, entre dois leques coalescentes, pode haver uma fina camada hemipelágica que contenha restos de organismos planctônicos sín-sedimentares.

Os leques de bacia formam-se geralmente a grandes profundidades e, em função do retrabalhamento, podem concentrar microfósseis de ambientes proximais. Esta é, sem dúvida, a principal característica micropaleontológica desses depósitos. Assim, a observação de uma associação microfossilífera proximal (que guarde evidência de estar retrabalhada) situada contiguamente entre associações de águas mais profundas pode sugerir a existência de um leque de fundo de bacia.

A deposição da cunha de mar baixo tem início com a diminuição da taxa de queda do nível do mar e desenvolve-se até o começo da elevação subsequente (vide Figura 6.23). Erosões ainda ocorrem, mas não se apresentam tão expressivas quanto aquelas que propiciaram a deposição dos leques de bacia. Os estratos da cunha de mar baixo, desenvolvidos nas regiões proximais (flúvio-deltaico, praial, lagunar, etc.) preenchem, em parte, as depressões causadas pela erosão anterior (vales incisos e canyons). O estilo deste preenchimento pode ser progradacional ou agradacional. Do ponto de vista micropaleontológico, a biofauna tende a ser dominada por elementos proximais e por elementos não-marinhos. Microfósseis planctônicos não devem ser abundantes na região de talude, uma vez que a influência continental é marcante, em face do desenvolvimento de uma plataforma relativamente estreita (veja início da seqüência III da Figura 7.21). Todavia, em cunhas mesocenozóicas a presença de

dinoflagelados pode ser expressiva, já que esses organismos proliferam-se mais acentuadamente em águas ricas em nutrientes. Cabe observar que tais nutrientes seriam carreados do continente para os mares por meio dos rios. Nas porções mais distais, que recebem pouco aporte sedimentar, é possível encontrar-se uma maior diversidade de planctônicos. Perfis paleobatimétricos (baseados nos foraminíferos bentônicos) em cunhas de mar baixo progradantes ilustram tendência regressiva, da base para o topo. Naquelas de caráter agradacional, poucas variações biofaciológicas serão observadas. As mesmas respostas são esperadas para as análises de palinofácies.

Trato transgressivo – posicionados idealmente na porção intermediária das seqüências, os tratos transgressivos desenvolvem-se enquanto a taxa de subida do nível do mar for relativamente elevada (vide Figura 6.24). Geralmente, a sedimentação tem estilo retrogradacional a agradacional, já que o *onlap* costeiro migra rapidamente em direção às áreas emersas. Este trato é limitado, na base e no topo, por superfícies de afogamento que se fundem nas porções mais distais da bacia. A superfície de afogamento basal (na realidade, uma fina camada) origina-se graças à migração abrupta do *onlap* costeiro para o interior do continente, sobrepassando rapidamente a região de plataforma pertencente à seqüência anterior. A superfície de afogamento que limita a parte superior do trato transgressivo é denominada superfície de inundação máxima (*maximum flooding surface* – MFS) e sua formação está associada ao momento de taxa máxima de elevação do nível do mar, durante o desenvolvimento de uma seqüência.

Os depósitos costeiros dos tratos transgressivos terminam de assorear as depressões oriundas da erosão que marca o início da seqüência. Como o nível do mar encontra-se em rápida ascensão, grande parte do aporte sedimentar fica restrito à parte interna das plataformas (estuários, praias, etc.), observando-se a tendência de as porções distais das bacias (talude e reentrâncias mais profundas) permanecerem relativamente fámitas.

No que se relaciona aos microfósseis, os depósitos proximais do trato transgressivo devem conter abundantes elementos continentais (pólen, esporos, matéria orgânica lenhosa, ostracodes e diatomáceas). Dentre os organismos marinhos, predominam aqueles de hábito bentônico (foraminíferos, ostracodes e diatomáceas). Microfósseis planctônicos devem apresentar pouca expressão. Uma curva paleobatimétrica, elaborada para o trato, deve apresentar tendência transgressiva. Assim, por exemplo, biofácies continentais são capeadas por aquelas de ambiente transicional que, por sua vez, encontram-se soterradas por aquelas de ambientes marinhos rasos. É claro que esta sucessão ambiental pode variar, o que depende principalmente da circunstância paleogeográfica da bacia e da velocidade de afogamento.

Por outro lado, nas regiões distais, em face do reduzido aporte e da concomitante formação de uma zona de condensação, as camadas pelágicas e/ou hemipelágicas mostram-se riquíssimas em fósseis planctônicos e pobres em espécies continentais (vasa de planctônicos). Os grupos de organismos encontrados são justamente aqueles que habitam águas marinhas bem límpidas, já que a turbidez aquática encontra-se bastante reduzida. Assim, foraminíferos e nanofósseis (depósitos mesocenozóicos) serão os principais constituintes dessas camadas. Os organismos bentônicos também são observados. Entretanto, sua abundância é determinada pela profundidade de deposição dos constituintes da camada. Em geral, zonas de condensação situadas a menores profundidades (talude superior a médio) encerram mais microfósseis bentônicos do que aquelas situadas na base do talude e nas regiões abissais. Dependendo da taxa de sedimentação, pode-se perceber um pequeno diacronismo para as zonas de condensação, já que elas podem englobar uma ou mais unidades bioestratigráficas em diferentes pontos da bacia. Das zonas de condensação, a mais importante é aquela associada à superfície de inundação máxima. Esses depósitos geralmente apresentam ampla ocorrência e, por serem eventos bem caracterizados do ponto de vista micropaleontológico, às vezes possibilitam cronocorrelações a grandes distâncias. A identificação dessas superfícies a partir de informações micropaleontológicas talvez seja um dos principais auxílios que esta ferramenta possa prestar à Estratigrafia de Seqüências. Exemplos característicos de superfícies de inundação máxima em bacias brasileiras foram apresentados anteriormente (Figuras 7.28 e 7.29). Entretanto, a constatação de seções condensadas, por si só, não caracteriza superfícies de inundação máxima, já que em outras situações geológicas tais litologias também podem ser formadas. A título de exemplo, salienta-se que seções condensadas podem ser formadas nas partes distais do trato de mar alto (comentado abaixo) e da cunha de mar baixo. Do mesmo modo, em face da existência de alguma barreira submarina, uma determinada região pode deixar de receber aporte sedimentar. Como consequência, uma zona de condensação poderá ser formada. Finalmente, em bacias com sedimentação carbonática, portanto com baixo aporte sedimentar siliciclástico, nas regiões mais distais é comum a formação de seções condensadas.

Trato de mar alto – este é o trato mais superior de uma seqüência e é formado durante a parte final da subida do nível do mar (quando a sua taxa já não é tão elevada) e início da queda subsequente. Seus estratos, com estilo de deposição progradacional/agradacional, “onlapam” sobre aqueles mais antigos, em direção ao continente, e “downlapam” sobre a superfície de inundação máxima (final do trato transgressivo) em direção ao mar (vide Figura 6.25).

do aporte e
idas pelágicas e po-
de organiza-
inhas bem
Assim, fo-
principais
são obser-
de depo-
situadas a
microfósseis
es abissais.
no diacro-
ar uma ou
is zonas de
inundação
a e, por se-
ológico, à
icação des-
ez seja um
tigrafia de
áxima em
28 e 7.29).
caracteriza
ógicas tais
nta-se que
to de mar
o, em face
gião pode
na de con-
itação car-
as regiões

e é forma-
xa já não é
o de depo-
is antigos,
nundação
ura 6.25).

Como o nível do mar encontra-se bastante elevado, há considerável espaço para a sedimentação e os sistemas deposicionais desenvolvem-se amplamente, contanto que haja suprimento sedimentar adequado. Diante da progradação de tais sistemas, biofácies proximais encontram-se sobrepostas aquelas mais distais do trato transgressivo ou da cunha de mar baixo. Em uma sucessão vertical, uma curva paleobatimétrica para o trato de mar alto deve apresentar comportamento regressivo. Na parte distal do trato de mar alto, um hiato não deposicional deve ser observado com a progradação dos sedimentos sobre a superfície de inundação máxima. A amplitude deste hiato, estimada por meio da bioestratigrafia, aumenta em direção à bacia. Eventualmente, nas regiões bem distais, devido à demora da chegada da frente progradante, pode-se formar uma zona de condensação que se confunde com aquela da superfície de inundação máxima.

Geralmente em épocas de nível de mar elevado, há a diminuição de correntes oceânicas, tanto superficiais quanto de fundo. Como decorrência, as porções intermediária a externa das plataformas acumulam sedimentos finos provenientes das frentes deltaicas progradantes. Tais sedimentos geralmente são ricos em palinomorfos terrestres e em microfósseis marinhos bentônicos adaptados a tais condições (foraminíferos). Em face deste aporte terrestre, as águas marinhas encontram-se mais turvas, o que dificulta a presença de organismos planctônicos (foraminíferos e nanofósseis, principalmente). Entretanto, dinoflagelados ou acritarcos podem ser observados, já que suportam relativamente bem estas condições. Em contrapartida, nas regiões distais, esses palinomorfos tornam-se mais escassos e os foraminíferos planctônicos e os nanofósseis são registrados abundantemente. Esta abundância geralmente possibilita elevada resolução bioestratigráfica, ensejando datações muito precisas.

Dependendo do intervalo de tempo em que o nível do mar encontra-se elevado e da taxa de suprimento sedimentar, as progradações deltaicas podem alcançar as bordas das plataformas, despejando a descarga fluvial diretamente sobre o talude e regiões mais profundas. Como consequência, os restos orgânicos continentais e de plataforma (retrabalhados) também são lançados sobre essas regiões. A descarga fluvial turva as águas oceânicas tornando-as impróprias para a proliferação da maioria das comunidades planctônicas. Portanto, nestes casos observa-se um empobrecimento de microfósseis planctônicos, nos depósitos sedimentares. Com o acúmulo de sedimentos na borda da plataforma, intermitentes fluxos de gravidade são lançados sobre o talude. Esses depósitos alternam-se com aqueles empobrecidos em planctônicos. Na realidade, esse conjunto deposicional guarda bastante semelhança com a cunha de mar baixo.

Trato de borda de plataforma – este trato desenvolve-se durante momentos de baixas taxas de queda do nível do mar (vide Figura 6.26). A discordância gerada é reconhecível principalmente nas regiões proximais da bacia (discordância do tipo 2). A disposição e relacionamento de suas biofácies são bastante semelhantes àquelas encontradas nos tratos de mar alto e nas cunhas de mar baixo, a depender da taxa de suprimento sedimentar durante o desenvolvimento do trato. Em função destas similaridades, julga-se desnecessário discorrer sobre as mesmas. Tratos de borda de plataforma nem sempre são prontamente reconhecidos em seções sísmicas. Uma vez que suas biofácies guardam semelhanças com biofácies de outros tratos, a micropaleontologia também se mostra pouco eficaz em sua caracterização.

7.7. SÍNTSE

A micropaleontologia, por si só, não é capaz de avaliar uma bacia sob a óptica da Estratigrafia de Seqüências. Aliás, nem é este o seu objetivo (item 7.2). Entretanto, as informações fornecidas pelos microfósseis (datação e interpretação paleoambiental – itens 7.4 e 7.5) são de fundamental importância para a identificação e caracterização das seqüências deposicionais, de seus limites, de suas superfícies mais importantes e de seus tratos de sistemas. A depender da situação, muitas vezes, é a informação micropaleontológica que orienta a delimitação das seqüências, indicando a dimensão dos hiatus (erosivos ou não-deposicionais) e as variações laterais de fácies (variações paleoambientais – Figuras 7.15, 7.16 e 7.25). Outras tantas, é ela que possibilita a cronocorrelação (em nível de bacia, continental e/ou global) e o empilhamento estratigráfico das seqüências. Essas afirmativas são especialmente verdadeiras em áreas muito tectonizadas e/ou com baixa qualidade sísmica.

Ao se iniciar uma investigação em uma bacia sedimentar, alguns procedimentos devem ser adotados para que a micropaleontologia possa fornecer a maior quantidade possível de informações úteis. Com base nas seções sísmicas, nas análises dos afloramentos e amostras de poços, e na integração de todos os dados deve-se:

- 1 – selecionar os principais grupos microfósseis a serem investigados. Esta seleção dependerá da idade e do ambiente sedimentar identificado para os depósitos (Figuras 7.1 e 7.2);
- 2 – promover a calibração e integração cronoestratigráfica entre os zoneamentos bioestratigráficos dos microfósseis que serão estudados. Esta calibração é muito importante pois é a partir dela que se torna possível estabelecer cronocorrelações entre depósitos de diferentes contextos ambientais (ambientes terrestres e ambientes marinhos, p. ex.: item 7.4);

- 3 - verificar e caracterizar bioestratigráficamente as superfícies sísmicas de maior expressão. Com este procedimento, hiatos serão mensurados e as superfícies de afogamento poderão ser caracterizadas;
- 4 - de posse das interpretações paleoambientais (biofácies), integrá-las às demais informações disponíveis (litofácies, eletrofácies e sismofácies) visando à caracterização dos tratos de sistemas, dos sistemas deposicionais e das parassequências, tanto quanto a resolução permitir. Com isto será possível a predição de uma determinada fácie (ambiente deposicional) em locais não amostrados por perfurações;
- 5 - de acordo com as interpretações preliminares e quando um novo poço for perfurado, recomendar a obtenção de amostras especiais (laterais e/ou testemunhos) para a melhor caracterização micropaleontológica das seqüências reconhecidas. Tais amostras devem ser obtidas preferencialmente junto às superfícies de inundação máxima (vasas/hiatos não-deposicionais) e próximo aos limites de seqüência (hiatos erosivos).
- 6 - após a obtenção das novas informações micropaleontológicas, integrá-las de forma coerente àquelas já disponíveis, de modo a auxiliar na continuidade das atividades exploratórias da bacia.

7.8 AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a Cecília Cunha Lana, Armando Teruo Hashimoto, Ricardo Latgé M. de Azevedo e Mitsuru Arai as discussões, críticas e sugestões apresentadas ao manuscrito.

7.9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu, W. S.; Regali, M. P.; Shimabukuro, S. 1986. O Terciário da plataforma continental do Maranhão e Pará, Brasil: bioestratigrafia e evolução paleoambiental. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, *Anais*, 1: 145-162.
- Antunes, R. L. 1990a. *Contribuição ao Conhecimento Geológico do Paleocânion de Regência – Bacia do Espírito Santo, Brasil. Um Estudo com Base na Bioestratigrafia dos Nanofósseis Calcários*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado. 2 v., 131 p.
- Antunes, R. L. 1990b. Eventos erosivos na seção terciária do paleocânion de Regência (Bacia do Espírito Santo, Brasil): um enfoque com base na bioestratigrafia dos nanofósseis calcários. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais*, 1: 455-469.
- Antunes, R. L. 1994. Bioestratigrafia dos nanofósseis quaternários da Bacia de Campos. *Bol. de Geoci. Petrobras*, 8(2/4): 295-313.

- Antunes, R. L. - 1997 - *Introdução ao Estudo dos Nanofósseis Calcários*. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Escola de Geologia, 115 p.
- Antunes, R. L. - 1998 - *Nanofósseis Calcários e sua Bioestratigrafia no Cretáceo da Margem Continental Brasileira: Bacias do Ceará e Potiguar*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 2 v., 269 p.
- Antunes, R. L.; Sonoki, N. T.; Carminatti, M. 1988. The Enchova Paleocanyon (Campos Basin, Brazil): its Oligocene-Miocene history based on calcareous nannoplankton stratigraphy and seismostratigraphy. *Rev. Bras. Geoci.*, 18(3): 283-290.
- Arai, M.; Hashimoto, A. T.; Uesugui, N. 1989. Significado cronoestratigráfico da associação microflorística do Cretáceo Inferior do Brasil. *B. Geoci. Petrobras*, 3(1/2): 87-103.
- Azevedo, R. L. M.; Hashimoto, A. T.; Gomide, J. 1987a. Bioestratigrafia do Cretáceo marinho da Bacia de Campos, Brasil. *Rev. Bras. Geoci.*, 17(2): 147-153.
- Azevedo, R. L. M.; Gomide, J.; Viviers, M. C. 1987b. Geo-história da Bacia de Campos, Brasil: do Albiano ao Maastrichtiano. *Rev. Bras. Geoci.*, 17(2): 139-146.
- Berggren, W. A. & van Couvering, A. 1978. Biochronology. In: Cohee, G. V.; Glassner, M. F.; Hedberg, H. D. (eds.) *Contributions to the Geologic Time Scale*. Tulsa, AAPG, 39-55 (AAPG Studies in Geology # 6).
- Berggren, W. A.; Kent, D. V.; Flynn, J. J. 1985a. Jurassic to Paleogene: Part 1 Paleogene geochronology and chronostratigraphy. In: Snelling, N. (ed.) *The Chronology of the Geological Record*, Boulder, Geol. Soc. Am., p. 141 - 195, (Memoir # 10).
- Berggren, W. A.; Kent, D. V.; van Couvering, A. 1985b. The Neogene: Part 2. Neogene Geochronology and chronostratigraphy. In: Snelling, N. (ed.) *The Chronology of the Geological Record*, Boulder, Geol. Soc. Am., p. 211-247, (Memoir # 10).
- Bignot, G. 1985. *Elements of micropaleontology*. London, Graham & Trotman, 217 p.
- Blow, W. H. 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: Bronnimann & Renz (eds.), 1st Intern. Conf. Planktonic Microfossil, 1: 199-422.
- Brasier, M. D. 1980. *Microfossils*. London, George Allen & Unwin, 193 p.
- Carvalho, M. A. 1996. *Estudo Paleoecológico e Paleoclimático, com Base em Palinologia, Aplicado em Sedimentos Pleistocénicos e Pliocénicos da Bacia da Foz do Amazonas*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 146 p.
- Dino, R. 1992 . *Palinologia, Bioestratigrafia, e Paleoecologia da Formação Alagamar-Cretáceo da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 300 p.
- Eicher, D. L. 1969. *Tempo Geológico*. São Paulo, Edgard Blücher, 173 p. (Série de textos básicos em geociências).

- Eilert, V. P. 1999. Síntese do conhecimento atual sobre a ocorrência de radiolários nas bacias sedimentares brasileiras. *An. Acad. Bras. Ci.*, 71(4): 847.
- Emery, D. & Myers, K. 1996. *Sequence Stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, 297 p.
- Gamboa, L. A. P.; Esteves, F. R.; Shimabukuro, S.; Carminatti, M.; Peres, W. E.; Cruz, C. E. S. 1986. Evidências de variações de nível de mar durante o Oligoceno e suas implicações faciológicas. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, *Anais*, 1: 8-22.
- Gartner, Jr. S. 1977. Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene. *Mar. Micropaleontol.*, 2: 1-25.
- Hailwood, E. A. 1989. The role of magnetostratigraphy in the development of geological time scales. *Paleoceanography*, 4(1): 1-18.
- Haq, B. U. 1993. Deep-sea response to eustatic change and significance of gas hydrates for continental margin stratigraphy. In: Posamentier, H. W.; Summerhayes, C. P.; Haq, B. U.; Allen, G. P. (eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Association*. Oxford, Blackwell Sci. Pub., 93-106, (Spec. Publs. Int. Sediment. # 18)
- Haq, B. U.; Worsley, T. R. 1982. Biochronology - Biological events in time resolution, their potential and limitations. In: Odin, G. S. (ed.), *Numerical Dating in Stratigraphy*, New York, Elsevier, 20-35.
- Haq, B. U.; Hardenbol, J.; Vail, P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Harland, W. B.; Cox, A. V.; Llewellyn, P. G.; Pickton, C. A. G.; Smith, D. G.; Walters, R. 1982. *A Geologic Time Scale*. Cambridge, Cambridge University Press, 131 p. (Cambridge earth science series).
- Harland, W. B.; Armstrong, R. L.; Cox, A. V.; Craig, L. E.; Smith, A. G.; Smith, D. G. 1989. *A Geologic Time Scale*. Cambridge, Cambridge University Press, 263 p. (Cambridge earth science series).
- Hashimoto, A. T. 1995. Contribuição ao Estudo do Relacionamento da Palinologia e a Estratigrafia de Sequências. Análise da seção do Cretáceo Médio/Superior da Bacia de Santos, Brasil. Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 146p.
- Koutsoukos, E. A. M. 1982. Geohistória e paleontologia das Bacias marginais de Florianópolis e Santos. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 32, Salvador, *Anais*, 5: 2.369-2.382.
- Koutsoukos, E. A. M. 1986. Distribuição paleobatimétrica de foraminíferos bentônicos do Cenozoico: margem continental atlântica. In: DNPM, *Coletânea de Trabalhos Paleontológicos*. Brasília, DNPM, 27(2): 355-370, (Série Geologia).
- Lana, C. C. 1997. *Palinologia e Estratigrafia Integrada da Seção Cenomaniano Médio-Turoniano Inferior da Porção Centro-leste da Bacia Potiguar. NE do Brasil*. Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 2 v., 341 p.
- Loutit, T. S., Hardenbol, J., & Wright, R. C. 1991. Sequence biostratigraphy. *AAPG Bull*, 75: 624.
- Martini, E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Farinacci A. (ed.), Conference of Planktonic Microfossils, Roma, 1970, *Proceedings*, 2: 739-785.

- Mendes, J. C. 1984. *Elementos de Estratigrafia*. São Paulo, Edusp, 566 p.
- Mendes, J. C. 1988. *Paleontologia Básica*. São Paulo, Edusp, 347 p.
- Mendes, P. M. 1998. *Evolução, Análise Estratigráfica e Sistemas Deposicionais Turbidíticos em Paleocâñons Submarinos: Exemplos de Regência (ES) e Almada (BA)*. Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 229 p.
- Miall, A. D. 1997. *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Berlin, Springer-Verlag, 433p.
- N. A. C. S. N. (North American Comission on Stratigraphic Nomenclature) 1983. North American Stratigraphic Code. *AAPG Bull.*, 67(5): 841-75.
- Okada, H. & Bukry, D. 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Mar. Micropaleontol.*, 5(3): 321-325.
- Petri, S.; Coimbra, A. M.; Amaral, G.; Ojeda y Ojeda, H.; Fúlfaro, V. J.; Ponçano, W. L. 1986a. Código brasileiro de nomenclatura estratigráfica. *Rev. Bras. Geoci.*, 16(4): 372-376.
- Petri, S.; Coimbra, A. M.; Amaral, G.; Ponçano, W. L. 1986b. Guia de nomenclatura estratigráfica. *Rev. Bras. Geoci.*, 16(4): 376-415.
- Rodrigues, R.; Loboziak, S.; Melo, J. H. G.; Alves, D. B. 1995. Geochemical characterization and miospore biochronostratigraphy of the Frasnian anoxic event in the Parnaíba basin, Northeast Brazil. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 19(2): 319-327.
- Richter, A. J.; Gomide, J.; Shimabukuro, S.; Antunes, R. L. - 1993 - *Bioestratigrafia dos Nanofósseis Cenozóicos da Margem Continental Brasileira*. Rio de Janeiro, PETROBRAS/ CENPES/ DIVEX/SEBIPE. Relatório interno (não publicado).
- Roth, P. H. 1987. Mesozoic calcareous nannofossil evolution: relation to paleoceanographic events. *Paleoceanography*, 2: 601-611.
- Seyve, C. 1990. *Introdução à Micropaleontologia*. Luanda, Universidade A. Neto, Faculdade de Ciências, Departamento de Geologia, 231 p.
- Tappan, H. & Loeblich, A. R. 1973. Evolution of the ocean plankton. *Earth Sci. Rev.*, 9: 207-240.
- van Hinte, J. E. 1978. Geohistory analysis application of micropaleontology in exploration geology. *AAPG Bull.*, 62: 201-227.
- Viana, C. F.; Gama Jr., E. G.; Simões, I. A.; Moura J. A.; Fonseca, J. R.; Alves, R. J. 1971. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. *Bol. Téc. Petrobras*, 14(3/4): 157-192.
- Viviers, M. C.; Cunha, A. A. S.; Shimabukuro, S.; Uesugui, N.; Silva-Teles Jr., A.; Moura, J. A. 1992. Bacia do Ceará. In: Beurlen, G. et al. (eds.) *Bioestratigrafia das bacias Mesozóicas-cenozóicas Brasileiras – Texto Explicativo das Cartas Bioestratigráficas*. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES/DIVEX/SEBIPE, 2: 409-482. (Relatório interno - não publicado)
- Zippi, P. A. 1992. Dinoflagellate cyst stratigraphy and stratigraphy fluctuations in Eastern North Atlantic during the last 150,000 years. In: Head, M. J. & Wrenn, J. H. (eds). *Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cysts and Acritarchs*. Dallas, AASP Foundation, p. 55-68.

CAPÍTULO 8

ICNOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

Renata Guimarães Netto (PPGeo/UNISINOS)

nettorg@euler.unisinos.br

*Teu mosaico de intrincadas linhas
desafia-me a ver,
muito mais que olhar além do horizonte
de teu leito. (R. G. Netto)*

8.1 INTRODUÇÃO

Reduzidas durante muitos anos à condição de “tubos de vermes” ou, mais adequadamente, bioturbações, as estruturas sedimentares biogênicas foram conquistando, pouco a pouco, um espaço importante na arquitetura deposicional da Estratigrafia de Seqüências. Seu caráter singenético e a capacidade de geração de uma fábrica bastante específica, que destrói a estruturação primária, foram, sem dúvida, as principais armas nessa conquista, revelando-se capazes de fornecer valiosas informações sobre meio no qual os sedimentos se depositaram.

Tais informações, a princípio, foram utilizadas para traçar a paleoecologia dos depósitos sedimentares, a partir dos padrões comportamentais refletidos pela bioturbação e dos parâmetros ambientais que os mesmos sugeriam (energia do meio, tipo de suprimento alimentar, taxas de oxigenação e salinidade e paleobatimetria).

O paradigma das icnofácies também exerceu um papel fundamental no zoneamento paleoambiental de sucessões sedimentares. Através do conjunto icnofaciológico, pode-se inferir flutuações no nível de base (eventos transgressivos e regressivos) e mesmo reconhecer depósitos marinhos, marginais e continentais.

O incremento no estudo de icnofábricas acarretou um importante avanço na utilização da Icnologia na montagem do arcabouço das seqüências. A caracterização da fábrica orgânica, além de fornecer as infor-

Severiano Ribeiro, H. J. P. 2001. *Estratigrafia de Seqüências – Fundamentos e Aplicações*. São Leopoldo, EDUNISINOS, 428 p.

mações icnofaciológicas e paleoecológicas, permite reconhecer padrões faciológicos específicos e discordâncias. Além disso, a caracterização icnológica feita a partir de icnofábricas favoreceu a identificação dos elementos-chaves da Estratigrafia de Seqüências em testemunhos de sondagem, o que contribuiu, decisivamente, para que a Icnologia seja, hoje, uma ferramenta muito útil na análise de bacias sedimentares.

8.2 ASPECTOS BÁSICOS EM ICNOLOGIA

O conjunto da bioturbação presente num determinado depósito sedimentar é, normalmente, o centro de interesse da Icnologia. De forma conceitual, contudo, a Icnologia concentra o estudo dos vestígios da atividade orgânica dentro ou sobre um determinado substrato, não necessariamente sedimentar (Frey, 1975). Divide-se em **Paleoicnologia**, que analisa tais vestígios em substratos antigos, e **Neoicnologia**, que se dedica a estudar a atividade orgânica em substratos recentes.

Dentre seus objetos de estudo, além das estruturas sedimentares biogênicas, que incluem as estruturas de **bioturbação** (escavações em substratos não-litificados) e de **bioestratificação** (estromatólitos e tapetes algálicos), encontram-se as estruturas de **bioerosão** (perfurações em substratos litificados) e outros **vestígios orgânicos** (pelotas fecais, coprólitos, ninhos, ovos e outras feições geradas por organismos vivos). As estruturas de bioturbação (*burrows*) e bioerosão (*borings*) são, em geral, as mais freqüentes.

Duas categorias de **bioturbação** podem ser reconhecidas, de acordo com o padrão de preservação: distinta e indistinta (Nowatzki *et al.*, 1983) (Figura 8.1). A bioturbação é indistinta quando não pode ser identificada morfológicamente, dificultando a classificação icnotaxonômica. A bioturbação distinta tem morfologia evidente em 2 ou 3D, sendo normalmente denominada traço fóssil ou icnofóssil.

Nos últimos anos, as icnofábricas ganharam espaço na literatura icnológica, em especial pela intensificação do estudo de Estratigrafia de Seqüências, já que são mais visíveis que os icnofósseis em sucessões de exposição vertical. Por icnofábrica compreende-se “*todos os aspectos de textura e estruturação interna de um sedimento resultante da bioturbação e da bioerosão, em qualquer escala*” (Ekdale *et al.*, 1984). O termo foi amplamente adotado pela maioria dos icnólogos e sedimentólogos, apesar de Frey & Pemberton (1990, 1991) terem questionado sua proposição, já que caracteriza o que havia sido definido previamente por Frey (1973) como textura bioturbada.

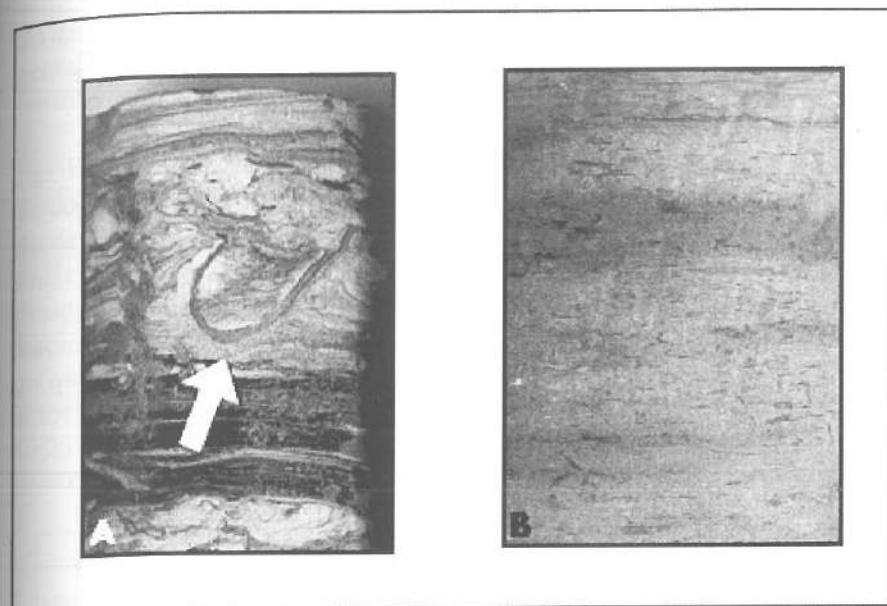


Figura 8.1 - Tipos de bioturbação: A. Bioturbação distinta (*Arenicolites* isp.) e B. Bioturbação indistinta, deixando entrever tênue icnofábrica de *Helminthopsis*.

Frey (1973) listou várias áreas da Geologia onde a informação icnológica é potencialmente útil. Nessa época, entretanto, a Estratigrafia de Sequências se restringia à análise sismo-estratigráfica. A partir da década de 80, surgiram novas áreas de aplicação da Icnologia, com especial interesse no reconhecimento de discordâncias. A atualização, portanto, das áreas listadas por Frey (1973) é apresentada no quadro da Figura 8.2.

Apesar do excelente aporte paleoecológico e paleoambiental trazido pelas estruturas sedimentares biogênicas, seu valor bioestratigráfico é mínimo, uma vez que icnogêneros e mesmo icnoespécies possuem uma larga distribuição temporal e faciológica, com algumas poucas exceções. Por outro lado, são muito úteis para correlações estratigráficas de superfícies isócronas, em uma mesma bacia, e correlações paleogeográficas, entre bacias contemporâneas próximas.

CONTRIBUIÇÕES DA ICNOLOGIA À GEOLOGIA SEDIMENTAR	
PALEONTOLOGIA	
<ul style="list-style-type: none">◎ REGISTRO FOSSILÍFERO DE ORGANISMOS DE CORPO MOLE◎ MODELOS DE ATIVIDADES POR ORGANISMOS BENTÔNICOS◎ DIVERSIDADE DE ASSEMBLÉIAS FOSSILÍFERAS◎ EVOLUÇÃO DOS METAZOÁRIOS E DO SEU COMPORTAMENTO	
ESTRATIGRAFIA	
<ul style="list-style-type: none">◎ BIOESTRATIGRAFIA DE ROCHAS SEM FÓSSEIS CORPORais◎ CORRELAÇÃO POR MARCADORES DE CAMADAS◎ SITUAÇÃO ESTRUTURAL DAS CAMADAS◎ DEFORMAÇÃO ESTRUTURAL DOS SEDIMENTOS◎ RECONHECIMENTO DE SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS	
SEDIMENTOLOGIA	
<ul style="list-style-type: none">◎ PRODUÇÃO DE SEDIMENTO POR ORGANISMOS ESCAVADORES/PERFURADORES◎ CONSOLIDAÇÃO DO SEDIMENTO POR ORGANISMOS SUSPENSÍVOROS◎ ALTERAÇÃO DOS GRÃOS PELOS ORGANISMOS SEDIMENTÓFAGOS◎ RETRABALHAMENTO DO SEDIMENTO<ul style="list-style-type: none">→ DESTRUIÇÃO DAS ESTRUTURAS PRIMÁRIAS▲ CONSTRUÇÃO DE NOVAS ESTRUTURAS	
AMBIENTES DEPOSIONAIS E PALEOECOLOGIA	
<ul style="list-style-type: none">◎ ADAPTAÇÕES ESPECÍFICAS E COMPORTAMENTO DOS DISTINTOS GRUPOS ORGÂNICOS◎ FÁCIES E SUCESSÕES DE FÁCIES◎ BATIMETRIA RELATIVA◎ TEMPERATURA E SALINIDADE◎ HISTÓRIA DEPOSIONAL<ul style="list-style-type: none">→ VELOCIDADES DE DEPOSIÇÃO▲ QUANTIDADE DE SEDIMENTO DEPOSITADO/ERODIDO◎ AERAÇÃO DA ÁGUA E DOS SEDIMENTOS◎ COERÊNCIA DO SUBSTRATO E ESTABILIDADE	
CONSOLIDAÇÃO DOS SEDIMENTOS	
<ul style="list-style-type: none">◎ HISTÓRIA INICIAL DA LITIFICAÇÃO◎ MEDIDAS DE COMPACTAÇÃO	

Figura 8.2 - Quadro contendo as principais contribuições da Icnologia à Geologia Sedimentar (segundo Fernandes, 1996).

8.2.1 Icnofósseis e icnofábricas

Os icnofósseis e as icnofábricas são a base de qualquer estudo mais específico em Paleoicnologia. Sua identificação e consequente classifica-

ção icnotaxonômica, seu posicionamento nos estratos e o padrão comportamental que refletem constituem os parâmetros básicos para qualquer interpretação das estruturas em questão.

O reconhecimento icnotaxonômico das estruturas presentes em uma dada sucessão de estratos, a partir da caracterização das bases de descrição dos icnotaxa (icnotaxobases, Figura 8.3), é o primeiro passo para aplicação da ferramenta paleoicnológica. Sempre que possível, deve-se dar preferência à descrição das estruturas, em lugar da identificação por simples aproximação com icnotaxa previamente descritos. A descrição das bases de classificação icnotaxonômica fornece informações sobre os fatores físico-químicos que condicionaram a presença do organismo no substrato, bem como certos condicionamentos biológicos do bioturbador, auxiliando na reconstituição genérica da fauna endobentônica (em nível de filo, classe e, em alguns casos específicos, ordem).

ICNOTAXOBASES	
FORMA GERAL	<ul style="list-style-type: none"> ❖ MORFOLOGIA ❖ ORIENTAÇÃO DA ESCAVAÇÃO/PERFURAÇÃO
LIMITE DA ESTRUTURA	<ul style="list-style-type: none"> ❖ SEM LINEAÇÃO ❖ LINEADA <ul style="list-style-type: none"> ➤ FILME PELÍTICO ➤ PAREDE DELIMITADA ➤ PAREDE CONSTRUÍDA ➤ PAREDE C/ PREENCHIMENTO ZONADO ➤ PAREDE/LIMITE ORNAMENTADA(O) ➤ HALO DIAGENÉTICO
TIPO DE RAMIFICAÇÃO	<ul style="list-style-type: none"> ❖ VERDADEIRA ❖ FALSA ❖ INTERSECÇÃO
TIPO DE PREENCHIMENTO	<ul style="list-style-type: none"> ❖ PASSIVO ❖ ATIVO <ul style="list-style-type: none"> ➤ COMPACTADO ➤ PELETADO ➤ MENISCADO
TIPOS DE TRILHAS	<ul style="list-style-type: none"> ❖ IMPRESSÕES DE PATAS ❖ RASTEJAMENTO ❖ NADO

Figura 8.3 - Quadro contendo as bases para descrição icnotaxonômica (a partir de Bromley, 1996).

A sistemática de traços fósseis comporta apenas duas categorias taxonômicas: icnogênero e icnoespécie. A icnotaxonomia, apesar de muito usada e de estar oficialmente inserida no Código Internacional de Nomenclatura Zoológica desde 1995, ainda é uma questão que dá margem a uma ampla discussão.

Häntszel (1975) foi o último editor de um índice taxonômico de icnofósseis. Desde então, o reconhecimento de novos *taxa* deve ser feito a partir da literatura paleoicnológica. A falta de um índice atualizado favorece os erros de classificação e a proliferação de sinonímias.

Em testemunhos de sondagem e afloramentos de exposição vertical, os icnofósseis tendem a ser mais raros e as icnofábricas abundantes. Nesses casos, a análise do conjunto de icnofábricas e da bioturbação indistinta (texturas mosqueada e bioturbada) passa a ser fundamental. Nos estudos feitos a partir de icnofábricas, entretanto, a icnotaxonomia é utilizada somente como elemento de aproximação a determinados padrões morfológicos conhecidos, a partir das estruturas dominantes em cada conjunto bioturbado. Seu objetivo é, mais que nada, reconstruir o cenário da biocenose de um dado substrato. No caso da bioturbação indistinta, a caracterização ou aproximação icnotaxônica é praticamente impossível. No entanto, reflete o grau de retrabalhamento do substrato, característica muitas vezes importante para interpretações paleoicnológicas.

Contudo, a identificação icnotaxonômica apenas não é suficiente para a adequada análise paleoicnológica de estudos em Estratigrafia de Seqüências. Reconhecer um icnogênero ou icnoespécie, ou mesmo um determinado padrão de icnofábricas, aporta para o registro paleontológico, mas não informa, de forma detalhada, que tipo de atividade biológica vinculava os produtores ao substrato em análise. Para tanto, a identificação dos icnotaxa deve, necessariamente, ser complementada pela análise do padrão etológico (ou comportamental) dos icnofósseis e/ou icnofábricas. Reconhecer essa atitude é um passo importante para a utilização da Icnologia no arcabouço da Estratigrafia de Seqüências. A partir da caracterização do padrão comportamental de cada escavação, pode-se traçar um mapa do conjunto de atitudes etológicas de cada icnocenose e reconhecer o(s) parâmetro(s) que controla(m) a distribuição da fauna junto ao fundo, bem como sua associação icnofaciológica.

Onze grupos etológicos distintos são reconhecidos a partir dos padrões comportamentais dos bioturbadores: *Repichnia*, *Cubichnia*, *Pascichnia*, *Fodinichnia*, *Domichnia*, *Agrichnia* (incluindo as formas *Chemichnia*), *Praedichnia*, *Aedificichnia*, *Calichnia*, *Fugichnia* e *Equilibrichnia* (Figura 8.4). As características diagnósticas de cada grupo podem ser encontradas no quadro da Figura 8.5.

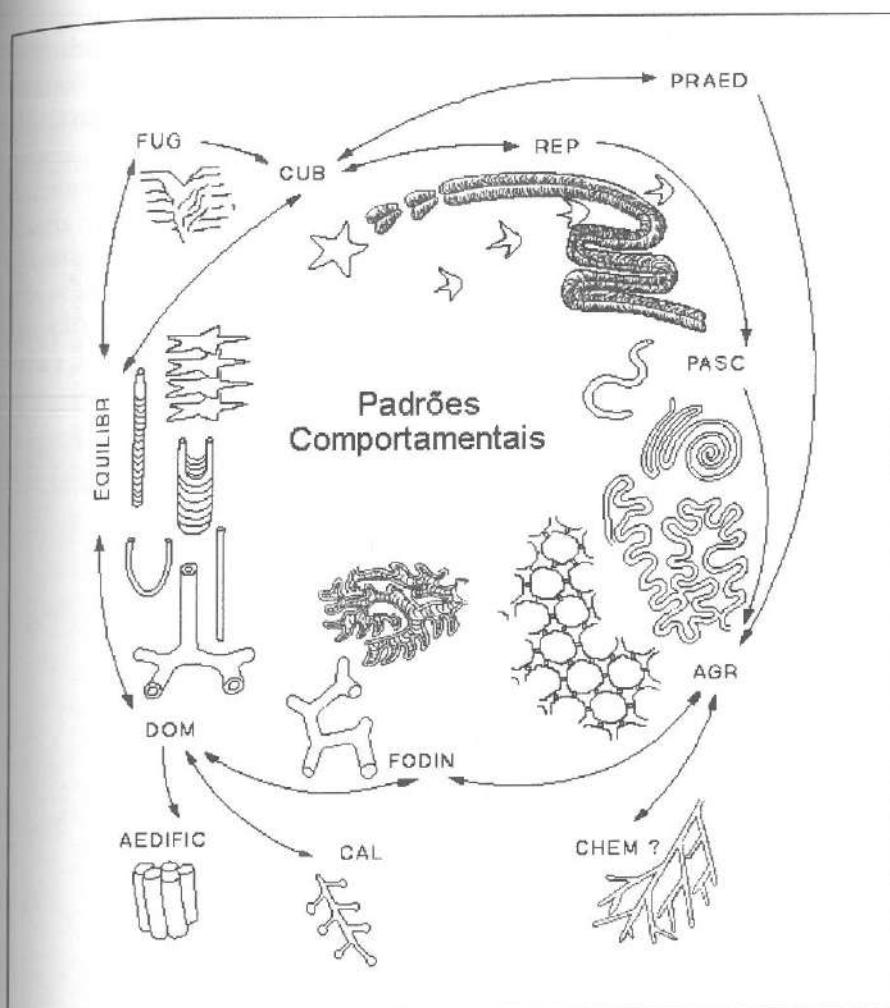


Figura 8.4 - Diagrama representativo dos diferentes padrões comportamentais refletidos pelos icnofósseis, que servem de base para a classificação etológica. As setas evidenciam a inter-relação entre distintos padrões (modif. Bromley, 1996).

GRUPO ETOLOGÍCO	COMPORTAMENTO PRINCIPAL	CARACTERÍSTICAS BÁSICAS	ATIVIDADES SECUNDÁRIAS
<i>Repichnia</i>	deslocamento	pegadas ou pistas epi ou intra-estratais de organismos transitando de um lado a outro; lineares ou sinuosas, às vezes ramificadas; pegadas ou sulcos contínuos, comumente anulados; a forma completa pode ser preservada ou aparecer como relevo de ocorrência.	<input type="checkbox"/> pastagem <input type="checkbox"/> fuga
<i>Cubichnia</i>	repouso	depressões rasas, epi ou intra-estratais, feitas por organismos em altitude de reclusão temporária; relevo algo ondulado, registrando aspecto da morfologia lateral-ventral do animal.	<input type="checkbox"/> morte <input type="checkbox"/> fuga
<i>Pascichnia</i>	pastagem	sulcos e escavações padronizadas, muitas vezes descontínuas, feitas por sedimentófagos vagais ou pastadores de algas, sobre ou imediatamente abaixo da superfície do substrato; sem ramifications e sem sobreposições, curvadas a enroladas; refletem aproveitamento máximo de alimento e espaço disponíveis.	<input type="checkbox"/> alimentação <input type="checkbox"/> deslocamento <input type="checkbox"/> equilíbrio
<i>Fodinichnia</i>	alimentação	escavações temporárias, intra-estratais, de sedimentófagos; simples ou ramificadas, cilíndricas ou elipsoidais, podendo apresentar spreiten (alinhamento sucessivo, às vezes concêntrico, que reflete vãs posições antigas da escavação); galerias simples e complexas; escavações horizontalizadas e, em geral, com paredes lineares.	<input type="checkbox"/> moradia <input type="checkbox"/> deslocamento <input type="checkbox"/> cultivo <input type="checkbox"/> equilíbrio
<i>Dominichnia</i>	moradia	escavações, perfurações ou galerias que servem de domicílio permanente ou temporário para filtradores, suspensívoros e carnívoros; dominantemente verticais, simples ou bifurcados, em forma de U, J e Y; galerias ramificadas, com componentes verticais e horizontais; paredes lineares e/ou construídas.	<input type="checkbox"/> alimentação <input type="checkbox"/> moradia <input type="checkbox"/> fuga
<i>Aedifichnia</i>	construção	estruturas dômicas construídas com sedimento e cimentadas pelos construtores, em especial organismos sociais (meios terrestres) e coloniais (meios aquáticos).	<input type="checkbox"/> moradia <input type="checkbox"/> modificação
<i>Calichnia</i>	nidificação	tubos simples ou ramificados, com extremidades alargadas (tipo celas), escavados para abrigar ovos e larvas/formas juvenis até sua eclosão ou término do estágio larval.	<input type="checkbox"/> moradia <input type="checkbox"/> abrigar
<i>Chernichnia?</i>	quimiossímbiose	galerias multiramificadas e escavações medianamente preenchidas por matéria orgânica em decomposição, resultante da atividade de organismos quimiossímbitos em substratos desaerobios/anaeróbios.	<input type="checkbox"/> moradia <input type="checkbox"/> alimentação
<i>Prædichnria</i>	predação	estruturas de perfuração restritas a substratos duros, caracterizadas por buracos de tendência circular em conchas e carapazes de invertebrados, especialmente aquáticos.	
<i>Agrichnia</i>	armadilhas	sistemas de galerias horizontalizadas, feitas por organismos coloniais ou sociais cultivadores de bactérias, ou mesmo usadas, pelo produtor, para capturar a meiofauna microlótaria.	<input type="checkbox"/> alimentação
<i>Fugichnia</i>	cultivo	estruturas de escavação horizontal, inclinadas ou verticais, epi ou intra-estratais, feitas por organismos em fuga; morfologias originais geralmente pouco nítidas; feijões de escorrregamento e biofluidização são comuns.	<input type="checkbox"/> moradia <input type="checkbox"/> alimentação
<i>Equilibrichnia</i>	equilíbrio	estruturas com spreiten, em geral de posicionamento vertical; refletem variação frequente das lâminas de sedimentação e/ou erosão, que exige reconstrução das aberturas e reposicionamento da escavação no substrato.	<input type="checkbox"/> repouso <input type="checkbox"/> moradia <input type="checkbox"/> repouso

Figura 8.5 - Padrões comportamentais principais e secundários e características básicas das escavações em cada grupo ecológico.

8.2.2 Icnocenoses e icnofácies

Assim como as demais estruturas sedimentares, as estruturas de bioturbação raramente se preservam de forma isolada, já que o processo tafônomico responsável pela sua preservação é único. Assim, é comum a ocorrência de vários icnogêneros e de hábitos comportamentais distintos em uma mesma porção de substrato, de acordo com os processos atuantes no meio e de como condicionam os fatores limitantes à vida. Esta associação de traços fósseis recebe o nome de **icnocenose** ou **suíte de traços fósseis** (Figura 8.6). O contexto etológico da icnocenose é a base para determinação dos parâmetros ecológicos limitantes do meio, tais como energia, tipo de substrato, oxigenação, suprimento alimentar e salinidade. A icnocenose é também a base para a definição das icnofácies.

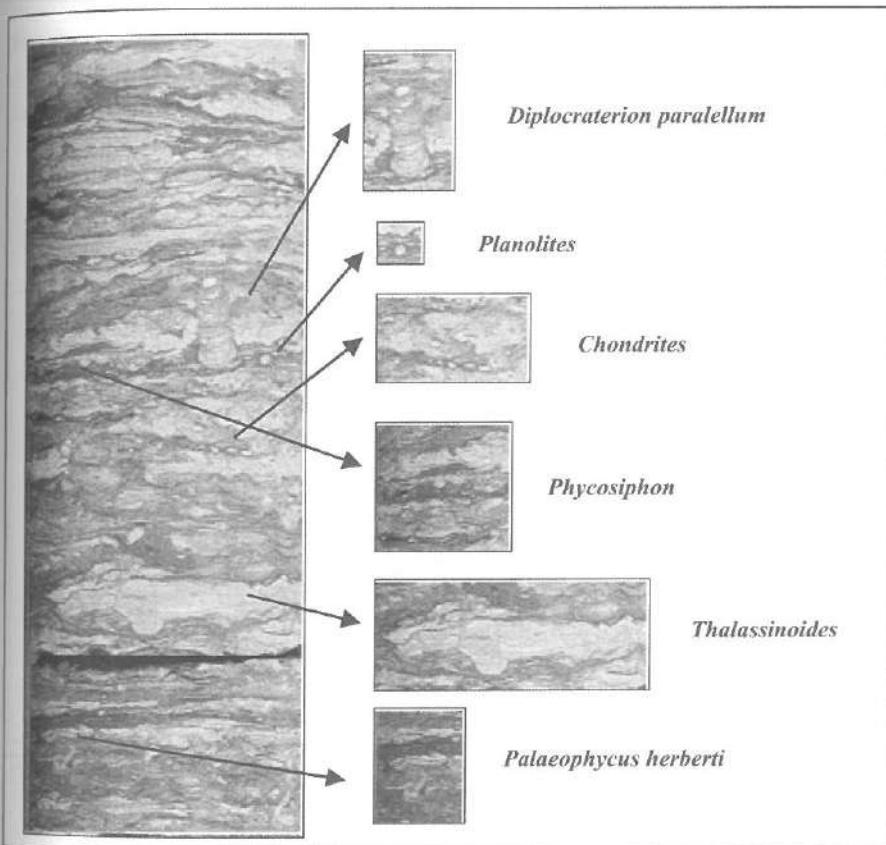


Figura 8.6 - Exemplo de uma icnocenose de um depósito marinho, fortemente bioturbado, destacando-se icnofábricas correspondentes aos icnogêneros *Diplocraterion*, *Thalassinoides*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Chondrites* e *Phycosiphon*.

Largamente utilizadas no registro sedimentar, as icnofácies reúnem icnofósseis e icnofábricas produzidos em um mesmo contexto, de acordo com os fatores que controlam a distribuição de seus produtores. Segundo Frey *et al.* (1990), as icnofácies representam arquétipos de atividade orgânica que ocorrem freqüentemente associados, estabelecidos em determinados ambientes.

As icnofácies representam o conjunto de atividades desenvolvidas pelos organismos em resposta aos parâmetros ecológicos atuantes no meio e responsáveis pela distribuição da fauna bentônica dentro ou sobre o substrato. A energia do meio é quem primeiro determina como se dará essa distribuição. Quanto maior a energia junto ao fundo, maior a quantidade de matéria em suspensão, favorecendo os organismos suspensívoros e filtradores. Contudo, a constante movimentação do fundo gera uma instabilidade no substrato que exige de seus habitantes a habilidade de “construir” tocas, garantindo a necessária coesividade das paredes que suportam as escavações. Assim, ambientes de alta energia favorecerão a ocorrência de escavações verticalizadas, com paredes edificadas, em substratos arenosos (Icnofácie Skolithos, Figura 8.7).

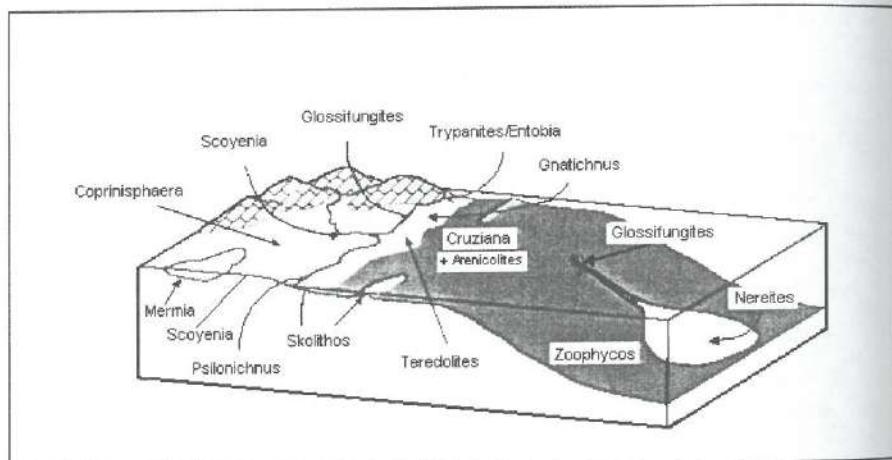


Figura 8.7 - Diagrama representativo das distintas icnofácies e sua distribuição paleoambiental (modif. de Gibert & Martinell, 1998).

Em contraposição, ambientes de baixa energia favorecerão construções mais permanentes, horizontalizadas, como sistemas de galerias, tendendo a apresentar substratos com alto padrão de ocupação e aproveitamento, com progressiva diminuição na oxigenação da água intersticial (Icnofácies *Cruziana* e *Nereites*, Figura 8.7).

O padrão normal de distribuição da energia nos substratos marinhos levou, durante muito tempo, a uma interpretação que vinculava, diretamente, as icnofácies marinhas com padrões paleobatimétricos (Seilacher, 1967; Ekdale, 1988). À medida que se passou a perceber que as icnofácies se estabeleciam segundo o padrão de energia do meio (vinculando-se assim ao processo deposicional) e não, necessariamente, de acordo com a profundidade do depósito, elas deixaram de atuar como indicadores paleobatimétricos absolutos. Entretanto, existe entre elas uma forte relação de lateralidade, onde uma determinada icnofácie sempre sugere padrões mais elevados ou mais moderados de energia que sua antecessora, levando a pensar em substratos gerados, respectivamente, em menor ou maior profundidade que o anterior. Estabelece-se, assim, uma paleobatimetria relativa (Figura 8.7).

As principais características de cada icnofácie, bem como o tipo de substrato a que se associam e os principais parâmetros ecológicos que regem os distintos padrões de associação dos escavadores são sintetizados no quadro da Figura 8.8.

ICNOFÁCIES	CARACTERÍSTICAS PRINCIPAIS	TIPO DE SUBSTRATO	PRINCIPAIS FATORES ECOLÓGICOS/AMBIENTAIS
<i>Coprinisphaera</i>	Escavações de insetos, sociais ou não. Escavações meniscadas, covas de mamíferos e raízes podem estar presentes. Dominam estruturas de nidificação, escavadas em solos secos. Icnogêneros mais comuns: <i>Coprinisphaera</i> , <i>Cefalofora</i> , <i>Uruguay</i> , <i>Attaichnus</i> .	Arenópetítico, inconsolidado Quantidade de água intersticial menor que a de sedimentos (<i>softground</i>)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Solos recobertos por vegetação herbácea ✓ Ambiente mesoxerófitico a xerófitico ✓ Estruturas sedimentares indicadoras de processos edáficos ✓ Planícies aluviais, planícies de inundação dessecadas e depósitos edáficos cobertos por vegetação
<i>Mermia</i>	Escavações de pastagem da configuração simples, associadas a estruturas de alimentação e de locomoção de organismos vermiformes, anfípodes, moluscos e peixes. Icnogêneros mais comuns: <i>Mermia</i> , <i>Gordia</i> , <i>Trepichnus</i> , <i>Helminthodictyonites</i> , <i>Undichnus</i> , <i>Cochlichnus</i> .	Pelítico-arenoso, inconsolidado Quantidade de água intersticial igual ou maior que a de sedimentos (<i>softground/souground</i>)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Ambiente aquático, de baixa energia hidrodinâmica, sujeito a aumento episódico na energia do meio ✓ Variações de luz, temperatura e oxigenação de acordo com a profundidade do corpo d'água ✓ Ambiente lacustre
<i>Scyenia</i>	Escavações de alimentação horizontalizadas (inclinando-se no interior do substrato), com preenchimento meniscado, feitas por anfípodes e amélidos sedimentófagos. Associam-se a escavações verticais e estruturas de locomoção de vertebrados e invertebrados. Icnogêneros mais comuns: <i>Scyenia</i> , <i>Taenidium</i> , <i>Anchorichnus cornutus</i> , <i>Diplichnites</i> , <i>Umflozia</i> .	Arenópetítico, inconsolidado Quantidade de água intersticial menor que a de sedimentos (<i>softground</i>)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Ambiente úmido, com períodos de exposição subaquática e subaérea ✓ Variações diárias de luz e temperatura junto ao substrato ✓ Substrato bem oxigenado ✓ Planícies de inundação, lagos efêmeros, zonas de transição entre áreas fluviais e lacustres, bordos de lagos
<i>Psilonichnus</i>	Escavações de moradia de caranguejos em forma de Y, J e, menos frequentemente, em U. Escavações de alimentação e trilhas de deslocamento de insetos e vertebrados podem estar presentes. Icnogênero mais comum: <i>Psilonichnus</i>		<ul style="list-style-type: none"> ✓ Depósitos arenosos subaéreos de <i>backshore</i> ✓ Dominam os processos edáficos e de supramaré ✓ Substrato exposto a variações diárias de luz e temperatura ✓ Variação sazonal da salinidade dos corpos d'água associados
<i>Trypanites</i>	Perfurações em costões rochosos, especialmente no Paleozóico. Icnogênero mais comum: <i>Trypanites</i> .	Litolítico (<i>hardground</i>)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Substrato afetado apenas quando retrabalhado por ondas ✓ Variações diárias de luz e temperatura, em geral ✓ Longo tempo de exposição ✓ Estruturas mais superficiais normalmente erodidas
<i>Entobia</i>	Perfurações verticalizadas, profundas, de moradia, pós-paleozóicas. Icnogêneros mais comuns: <i>Entobia</i> , <i>Gastrochaenolites</i> .		
<i>Gnathichnus</i>	Perfurações superficiais da pastagem, marcas de incrustações e estruturas superficiais de moradia, pós-paleozóicas. Geradas em ambientes mais tranquilos que a icnofácie de Entobia. Icnogêneros mais comuns: <i>Gnathichnus</i> , <i>Radulichnus</i> , <i>Centrichnus</i> , <i>Rogerella</i> .		

Figura 8.8a - Quadro-resumo das principais icnofácies arquetípicas de depósitos continentais e costeiros: características, tipo de substrato a que se associam e principais fatores ecológicos e ambientais que condicionam a distribuição orgânica (a partir de Genise *et al.*, 2000 e Gibert & Martinell, 1998).

FATORES AMBIENTAIS
Intens por vegetação
Isóxerofílico a
Edimentares
de processos edáficos
vias, planícies de
assecadas e depósitos
Intens por vegetação
últico, de baixa hidrodinâmica, sujeito a sódio na energia da
luz, temperatura e de acordo com a do corpo d'água
azul
Vídeo, com períodos de ibiquística e subeléticas de luz e junta ao substrato
m oxigenado, inundações, lagos
nas de transição entre
se e facustres, bordos
Enossos subaéreos de
processos edáficos e posto a variações
e temperatura zonal de salinidade das associadas
Estado apenas quando
ondas
áreas de luz e em geral
de exposição
áreas superficiais erodidas
continentais e
ecológicos e
000 e Gibert &

ICNOFÁCIES	CARACTERÍSTICAS PRINCIPAIS	TIPO DE SUBSTRATO	PRINCIPAIS FATORES ECOLÓGICOS/AMBIENTAIS	
Teredolites	Perfurações em troncos e fragmentos de madeira feitas por bivalves perfurantes. Icnogênero mais comum: <i>Teredolites</i> .	Lítico (hardground)	Xilitico (madeira)	Depósitos marinhos costeiros
Glossifungites	Escavações de moradia com limites bem marcados, sem linearização, longas e de formato irregular. Icnogêneros mais comuns: <i>Rhizocorallium</i> , <i>Diplocraterion</i> , <i>Spongeliomorpha</i> , <i>Thalassinoides paradoxus</i> .	Pelítico, compactado, geralmente exumado (firmground)		✓ Ambiente marinho raso e litorâneo ✓ Substrato pode ser transportado ✓ Variações diárias de luz, temperatura e salinidade ✓ Escavações geradas em presença de lâmina d'água, mas o substrato pode ser exposto ao ar atmosférico.
Skolithos	Escavações dominantemente verticais de moradia de suspensivores e/ou filtradores. Tubos simples ou em forma de U ou J, revelando níveis de tiers profundos. É comum a ocorrência de estruturas de equilíbrio. Icnogêneros mais comuns: <i>Skolithos</i> , <i>Arenicolites</i> , <i>Ophiomorpha</i> , <i>Diplocraterion</i> .	Arenopelítico, inconsolidado		✓ Substratos de zonas rasas, normalmente exumados, mas podendo ser ressultantes de exposição subaérea ou de superfícies de omissão (não deposição) ✓ Ambiente de moderada energia ✓ Variações diárias de luz e temperaturas junto ao substrato ✓ Lâmina d'água bem oxigenada, substrato disaeróbico/anaeróbio ✓ Flutuações de salinidade são comuns
Cruziânia	Escavações dominantemente horizontais de alimentação e pastagem de sedimentófagos. Galerias e estruturas ramificadas são comuns. Vários níveis de tiers preservados. Icnogêneros mais comuns: <i>Thalassinoides</i> , <i>Planolites</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Rosellia</i> , <i>Helminthopsis</i> , <i>Rhizocorallium</i> .		Quantidade de água intersticial menor ou igual à de sedimentos (softground)	Depósitos marinhos
Zoophycos	Escavações complexas, formando spreite e espiralados, a partir de profunda hasta vertical. É comum a ocorrência de alto grau de bioturbação, ficando preservados apenas o tier mais profundo. Icnogêneros mais comuns: <i>Zoophycos</i> , <i>Chondrites</i> , <i>Planolites</i> .	Pelítico-arenoso, inconsolidado	Quantidade de água intersticial igual ou maior que a de sedimentos (softground/ sougroung)	✓ Depósitos aquáticos de baixa energia hidrodinâmica e com processos erosivos freqüentes ✓ Variações diárias de luz e temperatura junto ao substrato ✓ Alimento preferencialmente depositado junto ao substrato ✓ Substrato mais estável, bem oxigenado
Nereites	Escavações complexas, superficiais, de pastagem e de cultivo (ou armadilhas). Formas grafoglítidas são comuns, representando tiers rasos. Icnogêneros mais comuns: <i>Nereites</i> , <i>Helminthoida</i> , <i>Cosmorthaphe</i> , <i>Paleodictyon</i> .	Pelítico, inconsolidado	Quantidade de água intersticial maior que a de sedimentos (sougroung)	✓ Depósitos aquáticos de baixa energia (base de turbiditos) ✓ Baixa taxa de sedimentação ✓ Zona afótica ✓ Substrato disaeróbico/anaeróbio

Figura 8.8b - Quadro-resumo das principais icnofácies arquetípicas marinhas: características, tipo de substrato a que se associam e principais fatores ecológicos e ambientais que condicionam a distribuição orgânica (a partir de Frey *et al.*, 1990 e Gibert & Martinell, 1998).

8.2.3 Icnofábricas e *tiering* de escavações

De forma geral, dois tipos de icnofábricas podem ser reconhecidos: **icnofábricas simples** e **icnofábricas compostas**. As simples são aquelas que representam a atividade de uma comunidade bentônica, durante um determinado período de tempo. Já as compostas refletem o retrabalhamento de um mesmo substrato por sucessivas comunidades, desenvolvidas em diferentes períodos de tempo.

De acordo com Bromley & Ekdale (1986), a origem das icnofábricas compostas pode ser relacionada a dois tipos de processos diferentes. Por um lado está a contínua sedimentação de partículas junto ao fundo, gerando um acréscimo vertical que conduz a uma migração ascendente da comunidade bentônica (em especial da endofauna) e determina uma ocupação escalonada do substrato. De outro, estão as mudanças bruscas nas condições de deposição dos sedimentos no substrato, especialmente os subaquáticos, que levam à migração ou ao extermínio da fauna residente. Esta é substituída por outra, de características distintas, que retrabalha as icnofábricas previamente geradas.

Enquanto as condições se mantêm estáveis, a maioria dos substratos sofre contínua ocupação por diferentes comunidades, ao longo do tempo. Tal ocupação reflete um certo “escalonamento” (*tiering*), uma vez que os novos ocupantes do substrato normalmente retrabalham as estruturas mais antigas. Por comporem a interface substrato/lâmina d’água, as camadas superficiais costumam ser as mais povoadas, fazendo com que os novos habitantes busquem espaço nas camadas mais profundas. Entretanto, quando comparadas às camadas superficiais, as mais profundas refletem carência de oxigênio e maior teor de matéria orgânica nos espaços intersticiais. Assim, somente organismos adaptados para suportar tais condições ecológicas se atrevem a ocupar os níveis mais profundos.

Considerando esses aspectos, Bromley & Ekdale (1986) elaboraram um **diagrama de tiering** com os icnofósseis presentes no Cretáceo Superior da Dinamarca, composto por quatro níveis de ocupação. Posteriormente, Ekdale & Bromley (1991) aprimoraram esse diagrama, acrescentando outros cinco níveis e remarcando os distintos ***icnoguilds*** (grupos de icnofósseis de um mesmo nível de *tiering*, definido a partir do modo de exploração do substrato – móvel ou estacionária – e sua categoria trófica, Figura 8.9).

Por ser muito ilustrativo e permitir sintetizar as complicadas interações entre as icnofábricas de uma mesma fácie, passou-se a utilizar, como metodologia de trabalho, a confecção de um diagrama de *tiering* para

os diferentes intervalos de uma sucessão de estratos (ou para a seqüência completa, de acordo com a situação). A análise dos sucessivos *tierings* presentes numa seqüência permite avaliar como evoluíram os processos que condicionaram a distribuição da fauna no bentos.

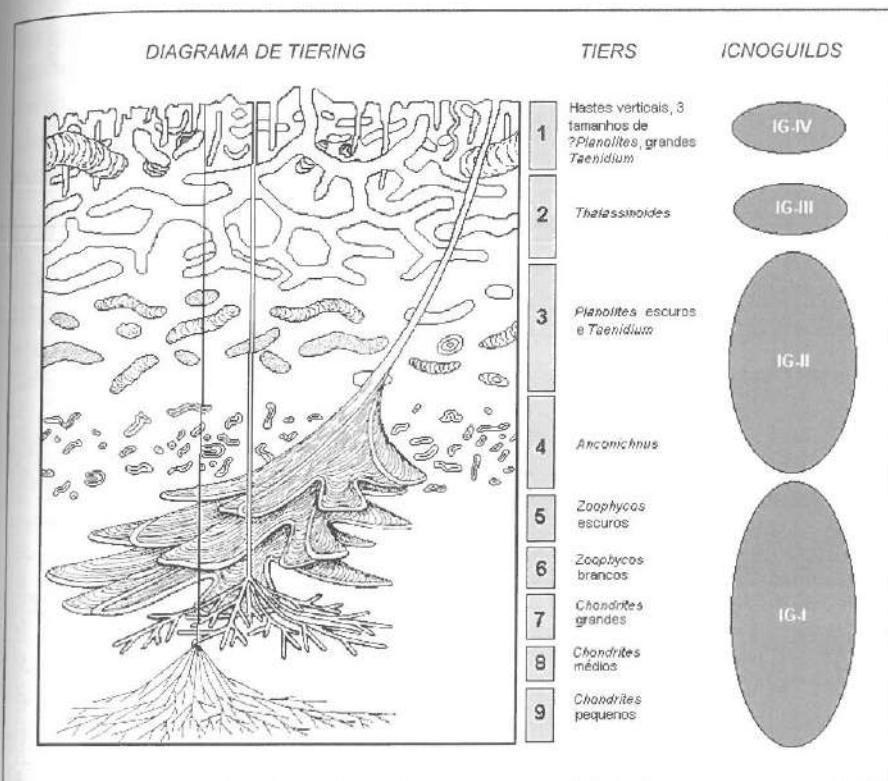


Figura 8.9 - Diagrama de *tiering* de Ekdale & Bromley (1991), evidenciando cinco distintos *tiers* e seus respectivos *icnoguilds*.

A Figura 8.10 traz bons exemplos de diferentes tipos de *tiering* da seqüência sedimentar Rio Bonito/Palermo (Permiano, Bacia do Paraná).

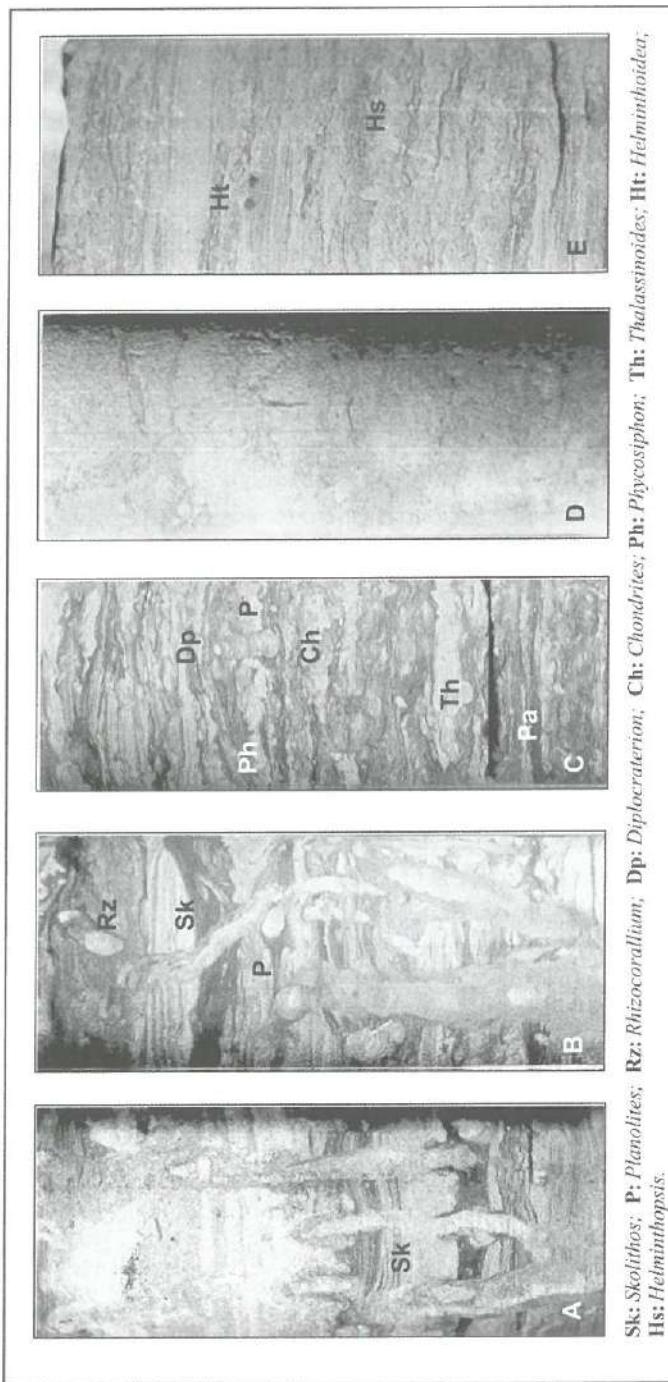


Figura 8.10 - Padrões de tiering da sucessão sedimentar Rio Bonito/Palermo (RS). A. Colonizadores oportunistas, após eventos de tempestades, dominantemente suspensívoros/filtradores (apenas um tier, raso, dominado por escavações verticais). B. Ocupação do substrato por escavações horizontalizadas de sedimentifágos, além das de suspensívoros/filtradores (dois níveis de tiering, um raso e outro médio-raso). C. Rebalhamento do substrato por organismos filtradores, sedimentófagos, detritívoros e/ou decompositores, evidenciando uma icnocoenose clínax (três níveis de tiering: médio-raso [Diplocraterion, Palaeophycus], médio-profundão [Planolites, Thalassinoides] e profundo [Chondrites, Phycosiphon]). D. Substrato totalmente homogeneizado pela biorubração, dificultando observação dos tiers. E. Substrato pouco bioturbado, revelando escavações de tier profundo.

8.3 A ICNOLOGIA NO AR CABOUÇO DEPOSIACIONAL DA ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

8.3.1 Caracterização de fácies e ambientes deposicionais a partir de icnofácies

A análise detalhada das sucessivas icnocenoses (ou suítes de traços fósseis) tem por objetivo reconhecer alterações significativas no padrão comportamental das associações e a consequente sucessão de comunidades residentes e oportunistas ao longo de um dado empilhamento sedimentar. A partir desse reconhecimento, pode-se avaliar a variação nos parâmetros condicionantes da distribuição da fauna bentônica, como resposta às mudanças nos processos deposicionais.

O modelo dinâmico de icnofácies (Frey *et al.*, 1990; Gibert & Martinell, 1998) tem sido aplicado em Estratigrafia de Seqüências como ferramenta auxiliar no reconhecimento de tratos de sistemas, em especial no estabelecimento de condições marinhas, salobras ou não-marinhas, assim como no reconhecimento de superfícies-chaves, pela mudança na coesividade/litificação dos substratos (Pemberton, 1992).

Reconhecer **icnofaunas salobras**, por exemplo, pode ser um critério para identificação de depósitos estuarinos, que normalmente se estabelecem a partir do preenchimento de vales incisos durante o trato de mar baixo e que, em geral, concentram potenciais ocorrências de rochas-reservatório.

8.3.1.1 Caracterização de ambientes costeiros a partir de icnocenoses sinalizadoras de condições de baixa salinidade

Medidas de salinidade tomadas a partir de icnofósseis são sempre medidas relativas, a menos que se tenha a oportunidade de registrar fósseis corpóreos estenoalinos. Entretanto, alguns aspectos como icnodiversidade e estruturas atribuídas, por analogia, a organismos estenoalinos, podem ser medidas bastante confiáveis, já que a salinidade é um dos principais fatores que influenciam na colonização dos substratos (Ekdale, 1988; Taylor & Gawthorpe, 1993).

Tratando de demonstrar a influência da salinidade na diversidade de traços fósseis, Ekdale (1988) e Pemberton & Wightman (1992, a partir do gráfico original de Pickerill & Brenchley, 1991) traçaram os gráficos expressos na Figura 8.11. A busca variação nas taxas de icnodiversidade entre os meios mais ou menos salinos, quando comparados com aqueles de salinidade normal, é plenamente visível. Taylor & Gawthorpe (1993) propuseram modelos comparativos para situações envolvendo variações de salinidade a partir de incursões marinhas, reproduzidos na Figura 8.12.

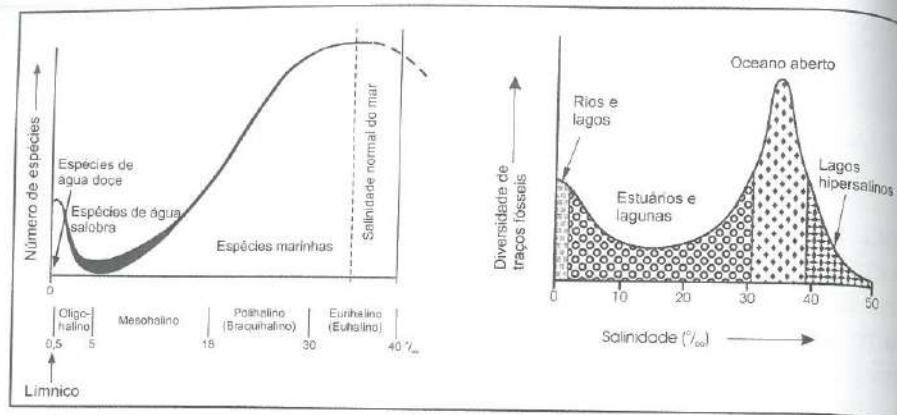


Figura 8.11 - Curva de variação da diversidade orgânica de acordo com a salinidade (modif. Pemberton & Wightman, 1992) e gráfico de distribuição da icnodiversidade, de acordo com a salinidade do meio (modif. Ekdale, 1988).

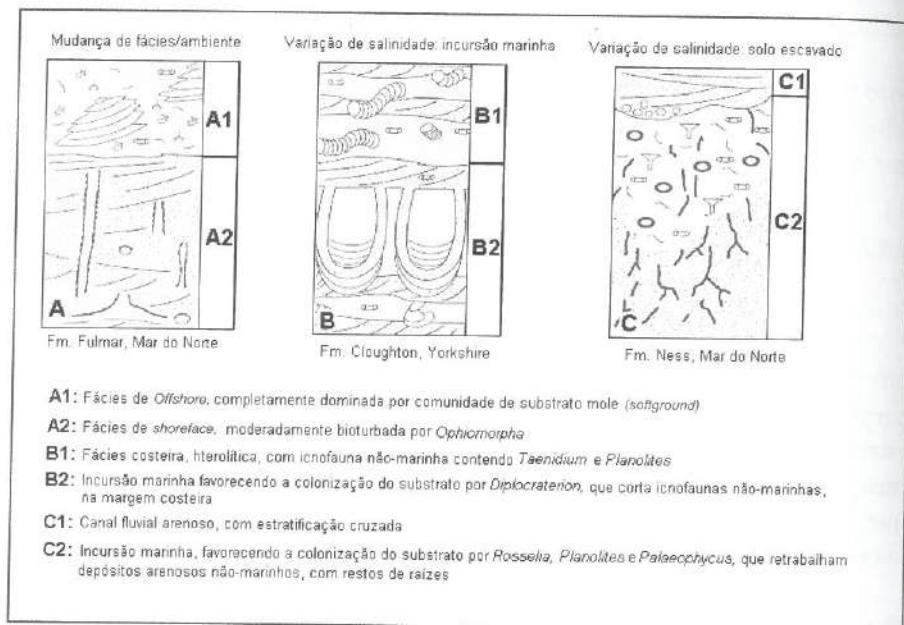


Figura 8.12 - Modelos comparativos propostos por Taylor & Gawthorpe (1993), utilizando icnofábricas para o reconhecimento de superfícies de inundação marinha e possíveis variações de salinidade (modif. Taylor & Gawthorpe, 1993).

A icnofauna presente nas formações Rio Bonito/Palermo (Bacia do Paraná) caracteriza um bom exemplo dessa situação. A icnofauna da unidade Palermo que, em geral, caracteriza depósitos marinhos transgressivos de plataforma rasa, é infinitamente mais diversa que aquela própria da unidade Rio Bonito, cujos sedimentitos foram depositados preferencialmente em condições litorâneas. A assembléia mais diversa de todo o conjunto (associação IF₃ de Netto, 1994, Figura 8.13A) está presente apenas nos depósitos da unidade Palermo e é composta por uma grande variedade de icnofósseis e icnofábricas atribuídas a pelecípodes, gastrópodes, crustáceos e outros artrópodes de morfologia/hábito equivalentes a merostomados e trilobitomorfos, poliquetas, holotúrios, cerantídeos e anêmonas-do-mar. Todas as categorias tróficas estão presentes (filtradores/suspensívoros, sedimentófagos seletivos e não-seletivos, predadores, detritívorus, quimiossímbiontes), assim como as principais categorias etológicas (estruturas de alimentação, de moradia, de repouso, de locomoção, de pastagem, de fuga, de equilíbrio e de cultivo).

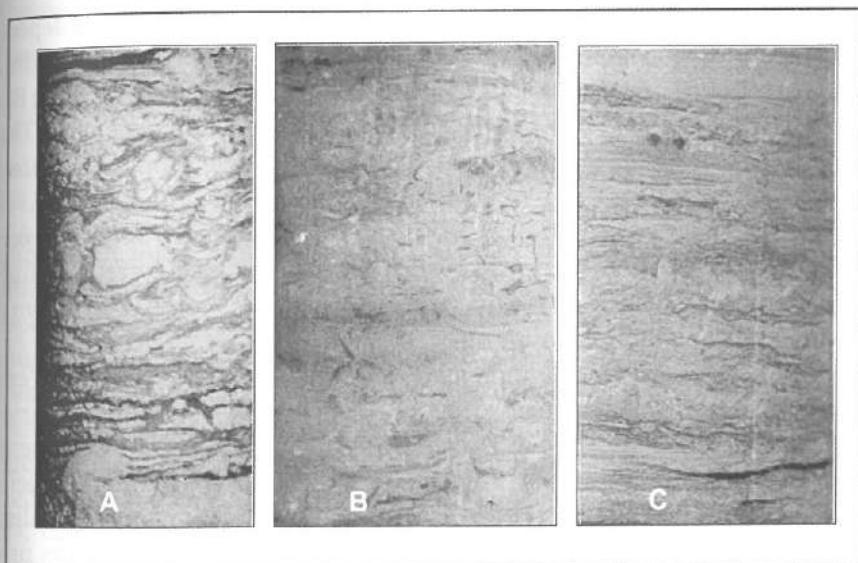


Figura 8.13 - Ichnocoenoses da sucessão sedimentar Rio Bonito/Palermo, segundo Netto (1994). A. Associação IF₃, presente nos sedimentitos de *shoreface* inferior da Formação Palermo, mostrando grau de bioturbação 5 e boa icnodiversidade. B. Associação IF₄, presente nos sedimentos de *shoreface* inferior distal - *offshore* proximal da Formação Palermo, evidenciando grau 6 de bioturbação e total homogeneização dos sedimentos. C. Associação IF₁, presente nos sedimentitos estuarinos da Formação Rio Bonito, evidenciando baixa icnodiversidade e grau 2 de bioturbação. O grau de bioturbação foi definido a partir da escala de Taylor e Goldring (1993).

Por outro lado, a associação IF₁, bem menos diversa, é composta por organismos sedimentófagos, detritívoros e quimiosimbiontes, e está presente em ambas as unidades (Rio Bonito e Palermo), em pelitos de aspecto maciço e coloração cinza-médio a escura (Figura 8.13B e C). A baixa icnodiversidade, segundo os gráficos da Figura 8.11, seria suficiente para, do ponto de vista quantitativo, definir a associação como mixoalina ou mesmo não-marinha. Como justificar, então, sua presença, na unidade Palermo, em depósitos interpretados como de *offshore*?

A solução do problema está em dois pontos fundamentais: (a) na abundância de escavações (índice de icnofábricas); e (b) no padrão de *tiering* das escavações. Enquanto a associação IF₁ de pelitos marginais possui baixo índice de bioturbação (ii 1-2), os pelitos de *offshore* são quase que totalmente homogeneizados pela bioturbação (ii5-6). Neste caso, a associação caracteriza o último *tiering* de escavações, retrabalhando substratos antes ocupados pela associação IF₃, em contraposição ao que ocorre nos depósitos da unidade Rio Bonito, onde são os únicos colonizadores, refletindo, portanto, um único nível de *tiering*.

Um dos exemplos mais clássicos de icnofauna própria de depósitos salobres é o modelo misto de icnofácies *Skolithos* e *Cruziana*, esta última bastante empobrecida em sua icnodiversidade (Frey & Pemberton, 1984; Buatois & Muñoz, 1997; Pemberton *et al.*, 1997). Em geral, os icnogêneros *Thalassinoides*, *Rhizocorallium*, *Planolites*, *Palaeophycus*, *Teichichnus*, *Chondrites* e *Lockeia*, além de trilhas de gastrópodes, são os elementos dominantes. As típicas formas estenohalinas (*Rosselia*, *Asterosoma*, *Asteriacites*, *Subphyllochorda*, *Phoebichnus*, *Phycosiphon*, entre outras) são raras, enquanto gretas de sinérese são comuns. Icnogêneros tipicamente marginais, como *Taenidium* e *Gyrolithes*, completam o conjunto.

A ocorrência de uma icnofácie mista *Skolithos-Cruziana* “empobrecida” auxiliou a confirmar a presença de depósitos estuarinos terciários da Bacia de São Luís (Formação Barreiras), na região de Alcântara (Rossetti, 1999). Com uma interpretação previamente feita, a partir do conjunto faciológico e do empilhamento estratigráfico, o contexto da icnofauna foi analisado (Netto & Rossetti, 2.000), revelando uma sucessão de comunidades próprias de depósitos marinhos rasos de inframaré (Figura 8.14A), dominando icnofábricas de *Thalassinoides* e *Ophiomorpha*. Estas icnofábricas dão lugar a uma assembléia onde se destacam *Rhizocorallium*, *Thalassinoides* e *Teichichnus*, e, subordinadamente, *Planolites*/*Palaeophycus*. Posteriormente, o substrato passa a ser retrabalhado por *Taenidium* e *Gyrolithes* (Figura 8.14B), sugerindo diminuição nas taxas de salinidade, da base para o topo. *Taenidium* e *Gyrolithes*, quando em assembléias monoespecíficas ou pouco diversas, são

bons indicadores de depósitos marginais com baixo teor de salinidade, refletindo substratos gerados em lagunas ou baías protegidas, na porção salobra do estuário (Beynon & Pemberton, 1992).

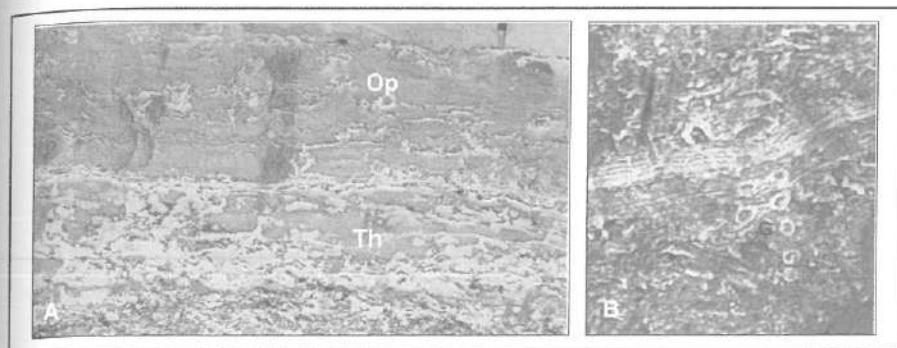


Figura 8.14 - Suites de traços fósseis próprias de depósitos de baixa salinidade (Icnofácie mista *Skolithos-Cruziana*, esta última de baixa icnodiversidade). A. Icnofábrica de *Thalassinoides-Ophiomorpha*, em depósitos marinhos rasos, de inframaré. B. Icnofábrica de *Rhizocorallium-Thalassinoides-Teichichnus*, com *Planolites* e *Palaeophycus* subordinados, retrabalhada por *Taenidium* e *Gyrolithes*, evidenciando redução da

A ocorrência de *Gyrolithes* também foi a chave para confirmar suspeitas de que a fácie heterolítica com baixo índice de bioturbação e dominância de pelitos negros da unidade Rio Bonito (Netto, 1994) representa depósitos em condições marginais, de águas salobras (Figura 8.15). Indícios como o baixo grau de bioturbação, as camadas pelíticas mais espessas que as arenosas, a freqüente intercalação de camadas arenosas mal selecionadas, de granulometria média a grossa e base erosiva, a ocorrência de gretas de sinérese e de uma assembleia de estruturas simples de Icnofácie *Cruziana* faziam pensar que os depósitos teriam sido gerados fora da zona de plataforma, caracterizando, possivelmente, depósitos mais rasos. A presença de *Gyrolithes*, contudo, foi fundamental para a interpretação da fácie como gerada em baías protegidas, dentro do estuário.

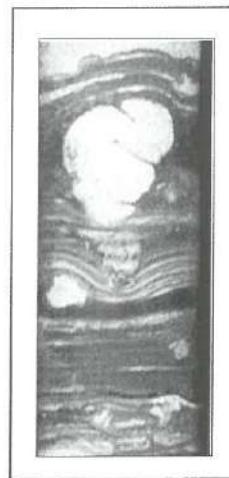


Figura 8.15 - Icnofábrica de *Gyrolithes* em depósitos heterolíticos intercalando pelitos negros, algo carbonosos, e finas camadas e lentes de arenitos cinza-claro, situado na porção superior da Formação Rio Bonito, entre camadas de carvão e fácies de depósitos de detritos ("pedra-arcia"). Observe-se o contraste forte entre o limite das paredes da escavação helicoidal e o sedimentito, evidenciando retrabalhamento orgânico em substratos firmes (depósitos pelíticos exumados pela erosão).

8.3.1.2 Padrões de oxigenação e sua relação em ambientes marinhos

A oxigenação da água intersticial é outro fator que controla a distribuição dos endobiontes, condicionando a maior icnodiversidade às camadas melhor oxigenadas. Assim, é um dos fatores condicionantes do *tiering* de escavações, já que, quanto mais profunda está a camada em um dado substrato, piores são as condições de aeração da água intersticial (Figura 8.16). Além de condicionar o *tiering*, a oxigenação do substrato pode ser tomada, também, como um indicador de profundidade, já que a pressão exercida pela coluna d'água é cada vez maior em direção à zona pelágica. O espaço intersticial entre as partículas de sedimento fica, pois, drasticamente reduzido, fazendo com que a ocupação do substrato se restrinja às camadas mais superficiais quanto mais próximo da região batial. A diminuição na icnodiversidade e no tamanho dos bioturbadores é diretamente proporcional à redução nas taxas de oxigênio livre no substrato (Bromley, 1996).

O icnogênero *Chondrites* tem sido apontado exaustivamente nos últimos anos como um dos melhores indicadores de anoxia no substrato, juntamente com *Zoophycos* e, mais recentemente, *Phycosiphon* (Bromley & Ekdale, 1984; Ekdale, 1988; Bromley, 1996).

A presença de icnocenoses representativas de níveis de *tiering* sugestivos de restrição de oxigênio pode refletir, por exemplo, deposição de pelitos sob condições restritas, em zonas costeiras (mangues), ou mesmo em condições marinhas abertas, na região abissal. Paradoxalmente, pode refletir também deposição em substratos intensamente retrabalhados pela endofauna (icnocenose de *Cruziaria* em depósitos de *lower shoreface-offshore*), ao ponto de reduzir as taxas de oxigênio da água intersticial que circula entre as camadas mais internas do substrato (ver Figura 8.15B e C).

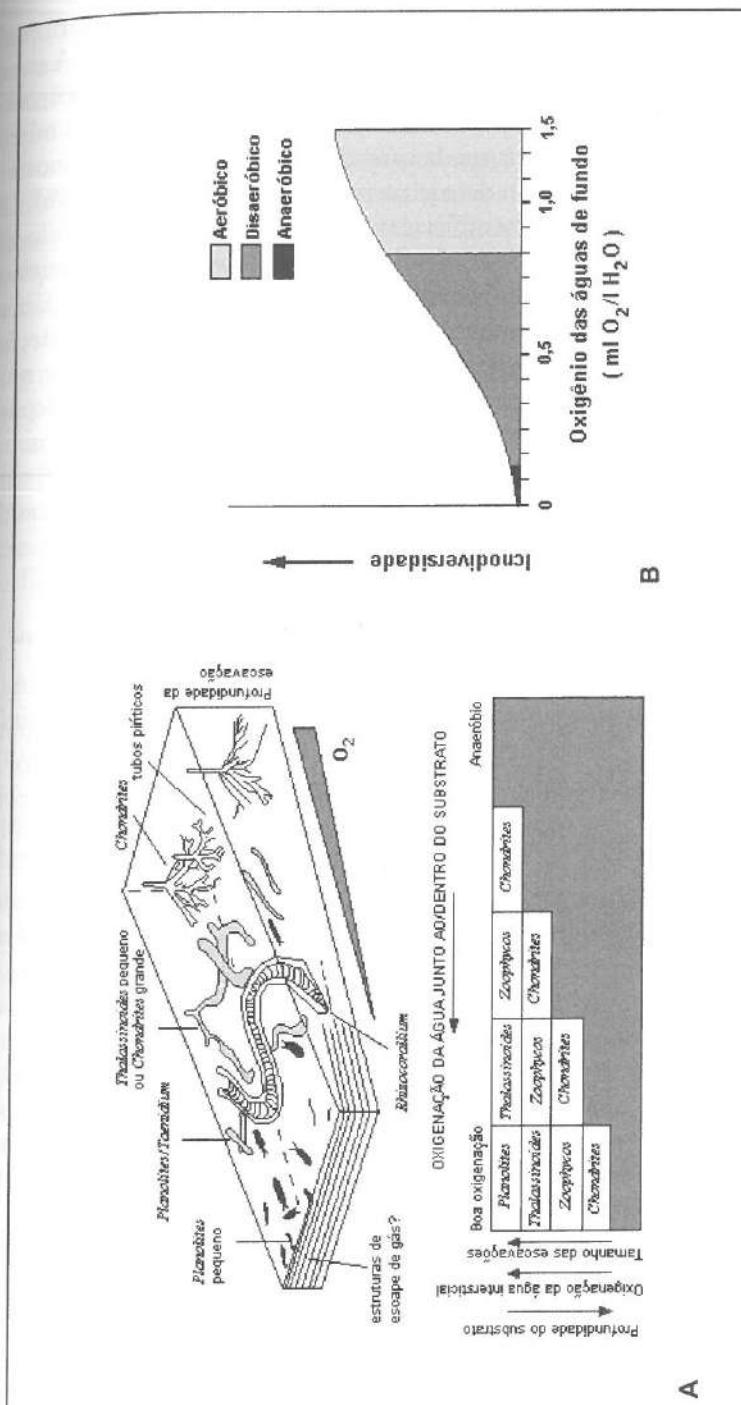


Figura 8.16 - Distribuição da biota bentônica em função da oxigenação do meio. A. Distribuição dos organismos escavadores e níveis de tiering dentro do substrato, em resposta à oxigenação da água junto ao substrato ou dentro do mesmo (modif. Wignall, 1991 e Bromley & Ekdale, 1984). B. Variação da icnodiversidade do substrato de acordo com a oxigenação do fundo (modif. Ekdale, 1988).

A ausência de oxigênio no fundo dos corpos aquosos determina a morte de qualquer assembléia de macrobioturbadores (metazoários). A matéria orgânica decompõe-se lentamente e os substratos passam a ser ocupados por bactérias anaeróbias, cuja atividade resulta na formação de tapetes microbianos, que atuam como um selante da camada superficial. Assim, a anoxia é um fator importante na geração de rochas-reservatório (Bromley, 1996). Do ponto de vista icnológico, as assembléias indicadoras de anoxia do fundo são caracterizadas por escavações de quimiossímbiontes (*Chondrites* e *Phycosiphon*, principalmente) e são freqüentes junto às seções condensadas. Contudo, nem todo substrato que possui assembléias indicadoras de anoxia caracteriza seções condensadas, já que alguns quimiossímbiontes são fácies-independentes e, muitas vezes, desenvolvem estratégias oportunistas, podendo ocorrer em depósitos de plataforma ou mesmo em zonas pantanosas de depósitos costeiros.

Reconhecer icnocenoses disaeróbias-anaeróbias pode ser útil também para caracterizar oscilações do nível de base ou indicar quedas bruscas do mesmo nível, a partir das relações entre as assembléias pré e pós-depositionais.

8.3.1.3 Tipo e consistência do substrato e seu papel no controle da distribuição da fauna bentônica

Outro fator importante na análise de fácies e ambientes deposicionais a partir de traços fósseis diz respeito à consistência do substrato. A maior ou menor coesividade do substrato está diretamente relacionada com os processos deposicionais, condicionando a distribuição da fauna a partir de suas habilidades para escavar ou perfurar.

Quatro tipos de substratos podem ser reconhecidos: empapados (*soupgrounds*), moles (*softgrounds*), firmes (*firmgrounds*) e duros (*hardgrounds* e *woodgrounds*). Enquanto os três primeiros são substratos inconsolidados, o último é consolidado. Os substratos ricos em água (*soupgrounds* e *softgrounds*) são os preferidos pelos escavadores e caracterizam deposição sempre sob condições subaquáticas. Existe uma tendência natural de perda de água pelos substratos, em resposta ao contínuo soterramento, em áreas onde as taxas de deposição superam as de erosão. Ocorre, assim, uma progressão de *soupground* para *firmground* ao longo do tempo de deposição, e a geração de *hardgrounds*, a partir do momento em que o substrato começa a sofrer diagênese.

Os substratos firmes, em geral, originam-se a partir da desidratação de depósitos pelíticos dos tipos *soupground* e *softground* e podem sofrer exposição subaérea, se erodidos e exumados. Por sua consistência firme, apresentam maior resistência aos escavadores, que devem dispor de mecanismos especializados ou apêndices fortes para escavar. Em geral, as paredes das escavações são desprovidas de revestimento, desnecessário frente à coesivida-

de do substrato. Já os substratos consolidados podem ser litificados (*hard-ground*, substrato rochoso) ou de origem vegetal (*woodground*, substrato xílico). Em ambos os casos, são retrabalhados por organismos perfuradores.

A icnodiversidade varia de acordo com a consistência do substrato, sendo maior junto aos *softgrounds* e menor junto aos *soupgrounds* (Ekdale, 1988). Quanto mais inconsistente o substrato, maior a necessidade do animal em cimentar as paredes da escavação, a fim de evitar seu colapso. Assim, substratos arenosos de ambientes de alta energia tendem a ser menos consistentes que os depósitos heterolíticos a eles associados. Da mesma forma, depósitos pelíticos de áreas inundadas e pequena espessura de lámina d'água, como as planícies de marés lamosas, tendem a ser menos consistentes que os depósitos heterolíticos de intermarés, já que a pressão exercida pela coluna de água é pequena.

A importância de analisar a natureza e a consistência do substrato a partir da bioturbação reside no fato de algumas icnofácies serem substrato-controladas e, por isso, se configuram como eficientes marcadores de superfícies estratigráficas.

Icnofácies substrato-controladas são aquelas que se estabelecem em função do tipo/consistência do substrato e não pelo condicionamento dado pelo conjunto de parâmetros ecológicos limitadores da distribuição orgânica (energia do meio, oxigenação, salinidade e suprimento alimentar, entre os mais importantes). Aqui se enquadram as icnofácies *Glossifungites* (escavações em *firmgrounds*), *Trypanites* (perfurações em *hardgrounds*) e *Teredolites* (perfurações em substratos xílicos) (Figura 8.7 e 8.8). Seu valor no reconhecimento de limites de seqüência será discutido mais adiante.

8.3.1.4 Icnofácies não-marinhais

Apesar da pouca importância dada à bioturbação em depósitos continentais e, em especial, a estruturas geradas por invertebrados, seja no contexto geral da Icnologia, seja no seu potencial de aplicação, os últimos anos têm fornecido excelentes estudos que tratam de recuperar o espaço e o tempo perdidos (Bromley & Asgaard, 1979; Pollard *et al.*, 1982; Buatois & Mángano, 1993, 1995; Genise & Bown, 1994; Genise *et al.*, 2000).

O estabelecimento de icnofácies continentais (*Coprinisphaera*, *Scoyenia* e *Mermia*, Figuras 8.7 e 8.8a e b) foi uma peça-chave para sua utilização em Estratigrafia de Seqüências. As estruturas biogênicas reunidas na Icnofácie *Coprinisphaera* são geradas, preferencialmente, por insetos sociais (termitas, formigas, abelhas, vespas, etc.), estando diretamente vinculadas a níveis de paleossolos e refletindo retrabalhamento do substrato em condições de exposição subaérea (Genise *et al.*, 2000).

Já as icnofácies *Mermia* e *Scyenia* refletem deposição em condições subaquáticas e em áreas úmidas, respectivamente. Independente do grau de umidade no sistema, a presença destas icnofácies reflete períodos de inundação, em maior ou menor escala (Buatois & Mángano, 1993, 1995). O reconhecimento de estruturas biogênicas vinculadas à Icnofácie de *Mermia* em depósitos pelíticos permite a caracterização de corpos lacustres, assim como a ocorrência de icnofósseis ou icnofábricas próprias de Icnofácie *Scyenia* reflete umidade junto ao substrato, que pode variar desde a impregnação dos sedimentos por água do lençol freático, em sistemas desérticos, até a formação de charcos decorrentes de processos pluviais (interdunas úmidas) ou de inundação (planícies aluviais).

Há algum tempo, tem-se conhecimento da ocorrência de bioturbação em *red beds* da Formação Sanga do Cabral (Triássico da Bacia do Paraná, RS, Netto, 1989). Foi registrada a ocorrência de *Anchorichnus coronus* em arenitos quartzosos, bem selecionados, depositados em interdunas úmidas (Faccini *et al.*, 1989), sendo a icnocenose atribuída à Icnofácie *Scyenia*. O aprimoramento dos estudos revelou a ocorrência do icnogênero *Taenidium* associado a *A. coronus*, reforçando a interpretação da icnofácie (Netto *et al.*, 1994) e permitindo reconhecer superfícies úmidas (quer por inundações ou pela subida do nível freático) mesmo em depósitos de dunas (Faccini, 2.000) (Figura 8.17).

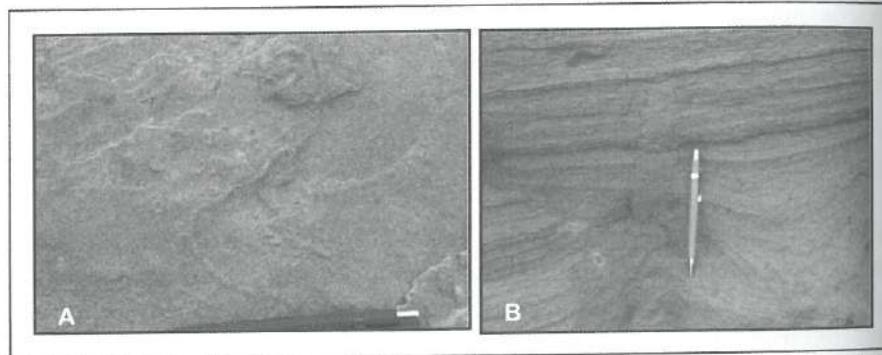


Figura 8.17 - *Anchorichnus coronus* (A) e *Taenidium* isp. (B), dois típicos representantes da Icnofácie *Scyenia*, em arenitos de origem eólica da Formação Sanga do Cabral (Triássico, Bacia do Paraná, RS), permitindo reconhecer a ocorrência de corpos d'água efêmeros, em ambiente de interduna úmido.

8.3.2 O uso de icnofábricas na análise de bacias sedimentares

Análises icnológicas de base qualitativa tornam-se inviáveis, muitas vezes, quando se trabalha em escala regional e correlacionando um grande número de perfis. A análise semiquantitativa da bioturbação passa a

io em condi-
ente do grau
dos de inun-
'95). O reco-
Mermia em
assim como
Scyenia re-
egnação dos
até a forma-
níos) ou de

ncia de bio-
Bacia do Pa-
murus coronus
dunas úmi-
es Scyenia.
Taenidium
Netto et al.,
indações ou
cini, 2.000)

ser uma alternativa e os métodos propostos por Bottjer & Droser (1991) e de Taylor & Goldring (1993) estão entre os mais utilizados.

Bottjer & Droser (1991) criaram o índice de icnofábricas (ii), que varia de 1 a 6, onde 1 representa a ausência de bioturbação e progride até 6 (100% do sedimento retrabalhado). As medidas são estimativas, a partir de uma amostra vertical com 50 cm de largura e altura variável, e expressas em intervalos percentuais (Figura 8.18).

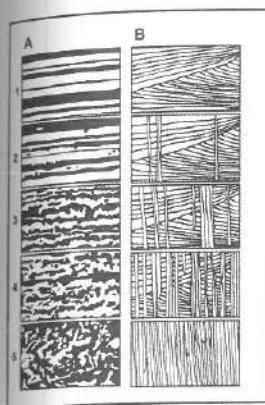


Figura 8.18 - Diagrama esquemático de Bottjer & Droser (1991) para determinação do índice de icnofábricas de um dado sedimentito. Os números de 1 a 5 correspondem aos distintos índices de icnofábricas. O aspecto da textura do sedimentito está representado na coluna da esquerda, enquanto que a da direita mostra, de maneira estilizada, o grau de disruptão das estruturas sedimentares primárias pela bioturbação.

Os autores aplicaram a metodologia em sucessões sedimentares de diferentes tipos de bacias e idades e, a partir dos resultados obtidos, criaram histogramas mostrando a variação do ii em cada tipo de bacia (icnogramas). Visando testar a metodologia de Bottjer & Droser (1991), Netto (1994, 1998) mediou o índice de icnofábricas do intervalo sedimentar Rio Bonito/Palermo no Rio Grande do Sul. O índice médio da unidade Rio Bonito é 1,4, com maior quantidade de litofácies com ii 1 e 2 e ocorrências isoladas de litofácies com ii 3 e 4. Já a unidade Palermo apresenta índice médio 5, onde a maioria das litofácies possui ii 5 ou 5-6 e, subordinadamente, ii 3 e 4. Os índices obtidos para cada unidade são coerentes com os icnogramas compostos para depósitos marinhos costeiros e de plataforma rasa, em bacia aberta e altamente bioturbada, respectivamente (Figura 8.19).

O método de Taylor & Goldring (1993) acrescenta informação qualitativa à análise semiquantitativa e, por isso, aplica-se melhor à Estratigrafia de Seqüências. Contudo, requer observação mais acurada das litofácies. O grau de bioturbação do substrato é dado pelo índice de bioturbação (BI), determinado a partir do tipo de fábrica primária presente, da abundância de escavações/perfurações e de seu grau de superposição (Figura 8.20).

s da Icnofáci-
lo Paraná, RS),
a úmido.

inviáveis,
mando um
ção passa a

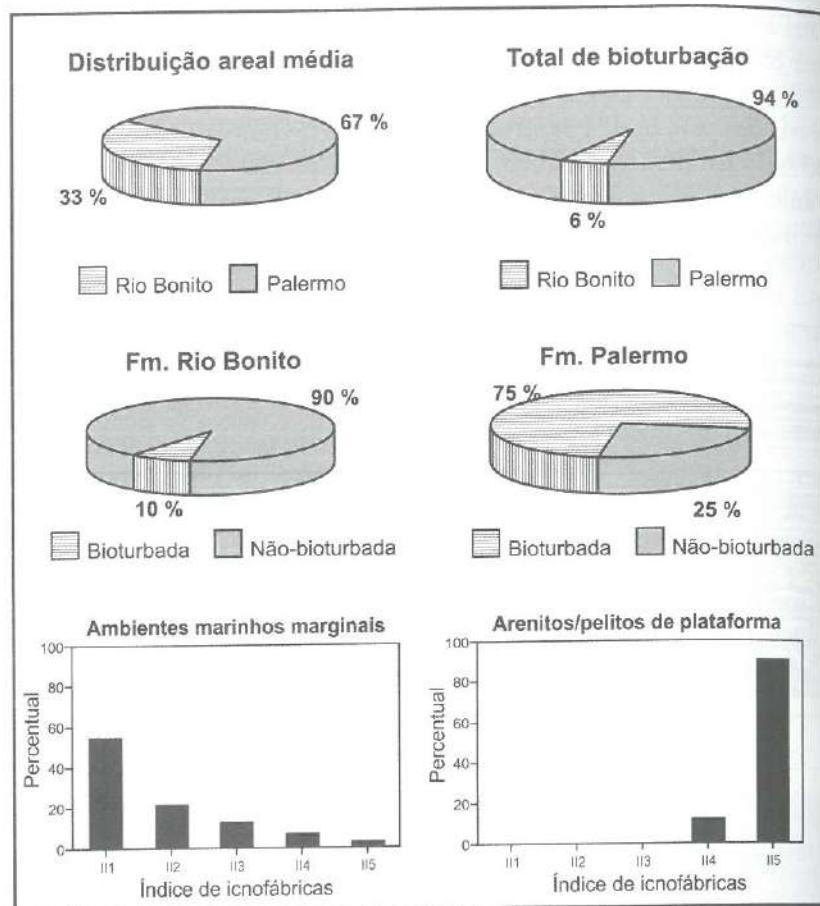


Figura 8.19 - Índice de icnofábricas das formações Rio Bonito/Palermo (Permiano, Bacia do Paraná, RS), considerando a distribuição areal média por unidade, o total de bioturbação no contexto da sucessão sedimentar, o percentual de bioturbação por unidade e comparação com os icnogramas propostos por Bottjer & Droser (1991) para ambientes costeiros (esquerda) e marinhos de plataforma rasa (direita).

Os índices BI 1 e 2 sugerem a ação de colonizadores oportunistas, condicionados por altas taxas de sedimentação/erosão ou por *stress* ambiental, evidenciando restrição na colonização. Os BI 3 e 4 refletem maior densidade e/ou diversidade de icnofábricas, levando à destruição parcial da fábrica primária, o que sugere diminuição da energia no sistema e mais tempo para ação dos colonizadores. Os BI 5 e 6 remarcam a dominância das icnofábricas sobre a fábrica primária, onde o intenso retrabalhamento do substrato por sucessivas comunidades leva à completa destruição da estratificação. Neste caso, preservam-se apenas os últimos níveis do *tiering* de escavações e evidenciam depósitos sob condições constantes de baixa energia.

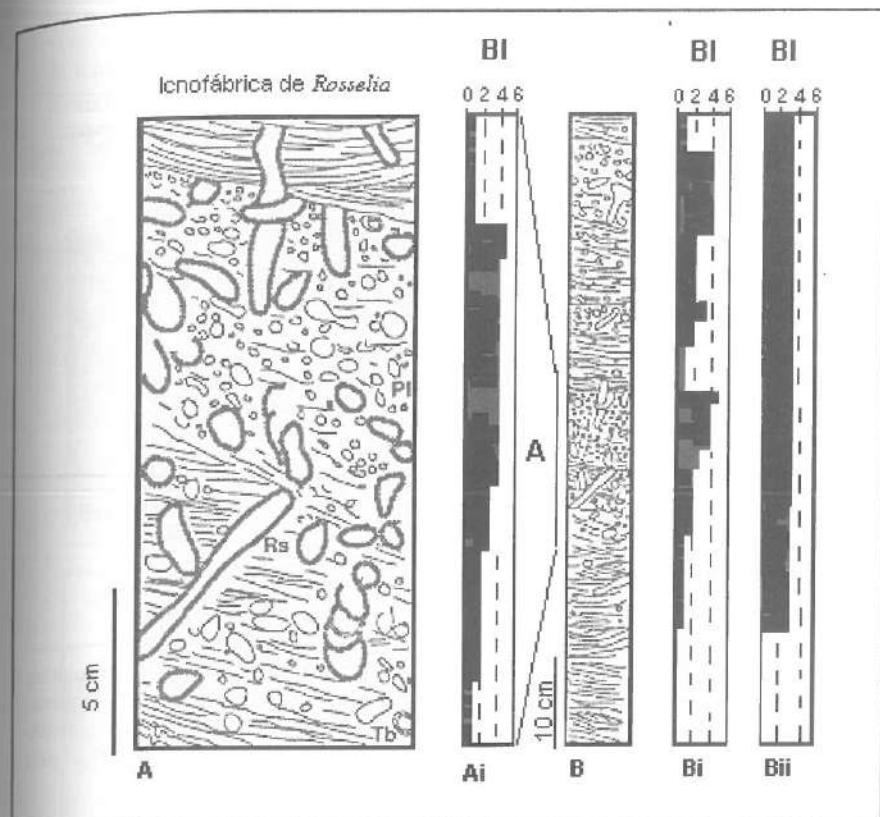


Figura 8.20 - Proposta de representação esquemática do índice de bioturbação de um determinado pacote sedimentar (Taylor & Goldring, 1993), evidenciando a camada analisada (A), o gráfico de quantificação do índice de bioturbação (de 0 a 6) da camada A (Ai), o pacote sedimentar onde a camada A se insere (B), o gráfico de quantificação do índice de bioturbação do pacote B (Bi) e o gráfico com o índice médio de bioturbação (Bii).

Considerando que o índice de bioturbação não reflete a sutileza do retrabalhamento orgânico, Taylor & Goldring (1993) elaboraram o diagrama de icnofábricas constituintes, uma representação visual das icnofábricas presentes em cada seqüência ou parasseqüência (Figura 8.21). O diagrama integra outros parâmetros não medidos pelo BI, tais como os icnotaxa presentes, a icnodiversidade, a abundância de indivíduos e a ordem de ocupação do substrato. Os hiatos deposicionais também devem ser incluídos no diagrama.

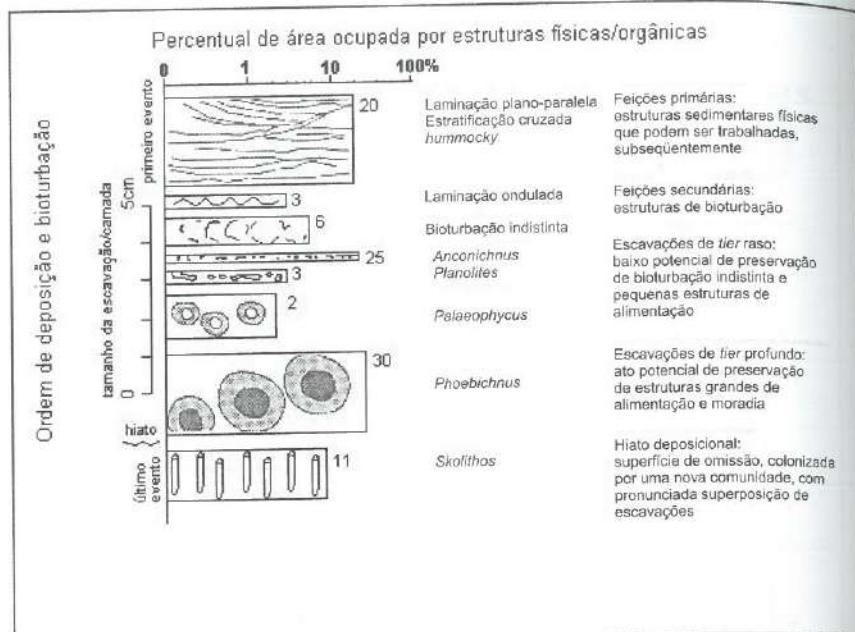


Figura 8.21 - Diagrama constituinte de icnofábricas, proposto por Taylor e Goldring (1993). Sobre o eixo horizontal, aparece o percentual de área bioturbada, enquanto sobre o eixo vertical dispõem-se os eventos deposicionais, a partir da sedimentação incial (primeiro evento) e as subseqüentes alterações das feições primárias, pela bioturbação.

Bockelie (1991) utilizou medidas semiquantitativas de icnofábricas na análise de bacias sedimentares, voltados para o reconhecimento de rochas reservatório de óleo e gás. Sua metodologia considera alguns aspectos semiquantitativos, tais como a textura e estruturação primária dos sedimentos portadores de icnofábricas, tratando de levantar também o conjunto de icnofábricas presentes em cada associação, além do grau de intensidade. Cada conjunto de icnofábricas recebe o nome daquela que mais se destaca, agragando-se, ao final da descrição, à litofácie associada.

O trabalho de Bockelie (1991) demonstrou que, para tirar proveito do estudo de icnofábricas, não basta apenas quantificá-las. As medidas do grau de bioturbação de uma dada seqüência permitem avaliar somente as variações da atividade biogênica em relação às taxas de sedimentação/erosão e à diagênese dos sedimentos (Taylor & Goldring, 1993). Reconhecer a diversidade icnológica, as relações entre as icnofábricas, seus padrões de agrupamento e sua relação com os parâmetros ambientais acrescentam informações importantes ao estudo de sucessões sedimentares onde as estruturas biogênicas são dominantes.

Os dados obtidos podem gerar diagramas e mapas de distribuição de icnofábricas, que podem ser úteis na predição de litofácies e fácies deposicionais, quando se trata de estudos regionais realizados em subsuperfície (Figura 8.22).

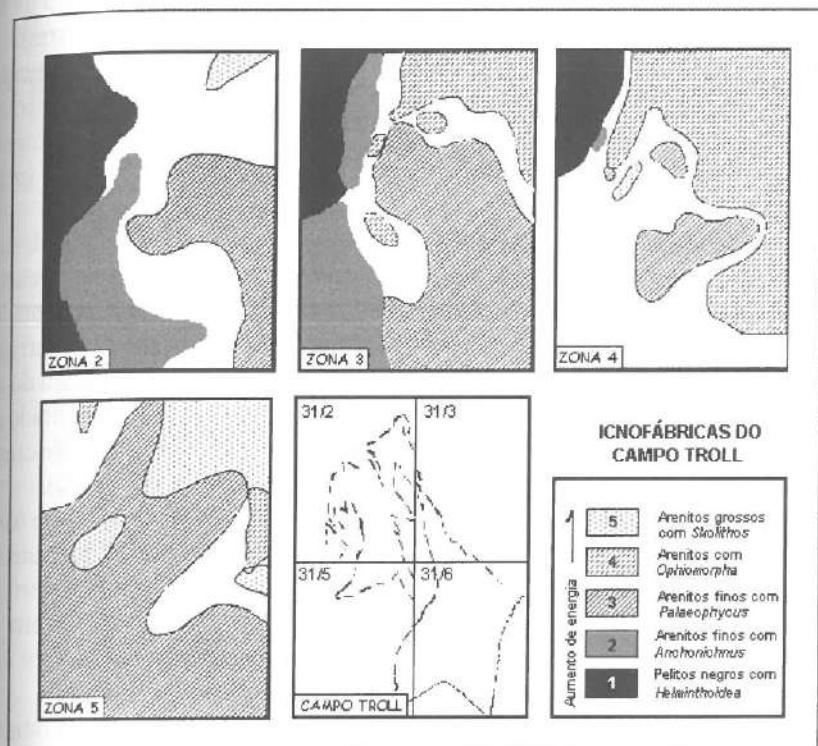


Figura 8.22 - Mapas de predição faciológica gerados a partir da análise de icnofábricas do campo petrolífero de Troll (*offshore* da Noruega, adaptado de Bockelie, 1991).

8.3.3 Reconhecendo elementos arquiteturais da Estratigrafia de Seqüências a partir de traços fósseis

Reconhecer superfícies estratigráficas significativas nem sempre é uma tarefa fácil, mesmo com o suporte conceitual trazido pela Estratigrafia de Seqüências. Esse quesito, entretanto, é fundamental para o estabelecimento de limites de seqüências e, portanto, requer muita atenção e a utilização de todo o ferramental disponível para lograr a melhor interpretação.

Tanto os limites de seqüência de tipo 1 quanto os de tipo 2 podem ser evidenciados pela associação icnofossilífera (Savrda, 1991). Enquanto os de tipo 2 são mais freqüentes e refletem sobreposição de fácies que se desenvol-

vem lateralmente, por pequenas variações no nível de base, os de tipo 1 são mais esporádicos e revelam sobreposição de fácies dissociadas lateralmente e quedas bruscas no nível de base, mudando a configuração da bacia e, consequentemente, da fauna bentônica. Neste caso, podem refletir longos períodos sem deposição (superfícies de omissão), seguidos ou não pela reativação da sedimentação e uma nova colonização do substrato (superfícies coplanares).

As icnofácies substrato-controladas são, sem dúvida, a principal ferramenta icnológica no reconhecimento de limites de seqüência. Das icnofácies substrato-controladas, a Icnofácie *Glossifungites* é a mais comumente registrada no contexto sedimentar, seguida pela Icnofácie *Trypanites* (mais comum a partir do Mesozóico).

A Icnofácie *Glossifungites* possui ampla distribuição lateral, mas desenvolve-se somente em substratos firmes, desidratados, não-litificados. Quando exumados por processos erosivos, ficam à disposição dos escavadores adaptados a substratos mais resistentes (Figura 8.23). Em geral, a exumação de substratos pelíticos se dá: (a) em meio subaéreo, como resultado da ação de canais ou do estabelecimento de vales incisos; (b) em meios marinhos rasos, como resultado da ação de canais de marés, da erosão costeira, da regressão do *shoreface* ou de canais submarinos cortando sedimentos mais antigos (Pemberton *et al.*, 1992a).

A Icnofácie *Trypanites* é própria de superfícies de omissão, em *hard grounds* gerados em arrecifes e costões rochosos de beiras de praia, entre outros.

Tais horizontes marcam hiatos deposicionais entre a superfície que contém uma ou outra icnofácie e os depósitos sobrejacentes, que, em geral, contêm uma assembléia pós-deposicional completamente distinta e não substrato-controlada. Delimitam, portanto, limites de seqüências.

De acordo com Savrda (1995), cada tipo de superfície estratigráfica que compõe o arcabouço da Estratigrafia de Seqüências possui um padrão de assinatura icnológica, a saber:

a) **limites de seqüência:** em geral são as que recebem maior atenção, por serem, na maioria das vezes, icnologicamente distintas das demais (MacEachern *et al.*, 1992; Pemberton *et al.* 1992b, 1997; Savrda, 1991; Taylor & Gawthorpe, 1993). Tipicamente, refletem características de atividade em substratos pelíticos que sofreram exposição subaérea durante o trato de mar baixo, foram retrabalhados por superfícies erosivas de ravinamento durante a transgressão e posteriormente bioturbados (Figura 8.23).

No caso de superfícies coplanares, esses substratos, depois de desidratados, são colonizados por escavadores de *firmgrounds* (Icnofácie *Glossifungites*) quando da inundação marinha, em condições marinhas costeiras. Uma vez que esses pelitos compunham substratos de *lower shoreface-offshore* antes de serem exumados, as escavações de *Glossifungites* (icnocenose pós-omissão) cortam as icnofábricas residuais (icnocenose de omissão), ge-

ralmente representando os *tierings* mais profundos de suítes próprias de Icnofácies *Cruziana* ou *Zoophycos* (Figura 8.24A).

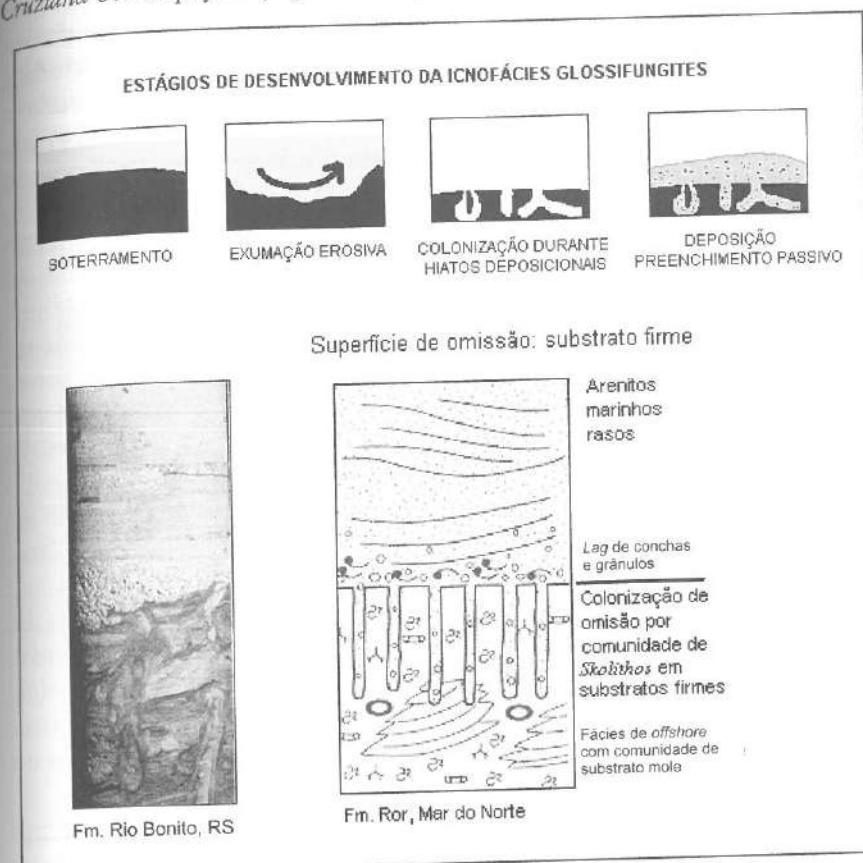


Figura 8.23 - Estágios de desenvolvimento da lenofácie *Glossifungites* e seu papel na diagnose de superfícies de omissão (a partir de Pemberton *et al.*, 1992 e Taylor & Gawthorpe, 1993).

As escavações, em geral, são longas e de tendência vertical, com paredes abruptamente cortadas e sem revestimento e preenchimento passivo que contrastam fortemente com a matriz envolvente. A icnotaxonomia dos escavadores é variável; contudo, uma dominância de crustáceos nas icnocenoses de omissão pode ser observada, especialmente em sedimentos mesozóicos (Savrda, 1995).

No caso de depósitos normalmente gerados nos tratos de sistemas de mar baixo, como o preenchimento de vales incisos, as superfícies estão separadas entre si por pacotes contendo icnocenoses de *Glossifungites* de caráter diferenciado das anteriores e sem cortar icnofábricas residuais (Figura 8.24B). Segundo Pemberton *et al.* (1992b, 1997), as superfícies aqui envolvidas somente

serão extensivamente bioturbadas se expostas a condições marinhas ou costeiras antes do soterramento (em bordas de cânions submarinos e nas margens marinhas dos vales incisos, p. ex.), já que os escavadores possuem condicionamento marinho. Caso contrário, as superfícies tendem a não ser bioturbadas, a menos que a consistência do substrato seja mole o suficiente para permitir o re-trabalhamento por escavadores de *softground* que se estabelecem com a entrada do trato de sistema transgressivo e escavam fundo no substrato.

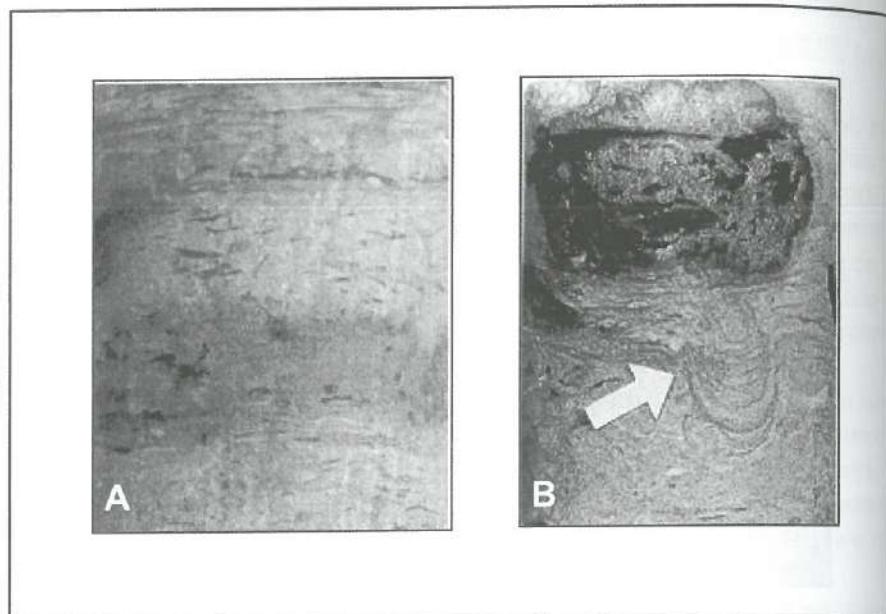


Figura 8.24 - A. Pelitos de *offshore* colonizados por escavadores de *tier profundo*, em substratos moles (*softground*), deixando entrever uma icnofábrica de *Helminthopsis Phycosiphon*, em sedimentos totalmente retrabalhados pela bioturbação. B. O mesmo pelito, colonizado por escavadores de substratos firmes (*firmgrounds*), em contexto de Icnofácies *Glossifungites*, retrabalhando a icnofábrica de *offshore* (Fm. Rio Bonito e Palermo, Bacia do Paraná, RS).

b) **superfícies transgressivas:** estabelecem o limite superior do trato de mar baixo, podendo também ser marcadas pelo estabelecimento de icnocoenoses de *firmgrounds*, em consequência da inundação marinha sobre substratos exumados. Neste caso, a textura do substrato exumado controlará a colonização, já que depósitos arenosos são freqüentes no preenchimento de vales incisos e dificilmente atingem o mesmo grau de compactação que os substratos pelíticos. Nestes casos, de acordo com Savrda (1991), a bioturbação será mais representativa de *softgrounds*.

Outras icnofácies substrato-controladas podem exercer o mesmo papel da Icnofácie *Glossifungites* junto às superfícies de limites de seqüência e transgressivas, desde que haja o desenvolvimento do substrato adequado (*Teredolites*, caso o substrato exumado seja xílico, e *Trypanites*, caso seja lítico, em ambos os casos refletindo *hardgrounds*).

Apesar da Icnofácie *Glossifungites* ser um excelente indicador de superfícies estratigráficas, sua ocorrência não está condicionada a elas. Como as demais icnofácies, as icnofácies substrato-controladas se distribuem conforme o estabelecimento das condições que as regulam. Nesse caso, a ocorrência de *firmgrounds* e *hardgrounds* é quem será responsável pela sua distribuição. Pemberton *et al.* (1992) e MacEachern *et al.* (1992) observam este aspecto e sugerem, para evitar equívocos, a análise minuciosa das demais icnocenoses, especialmente quando podem ser reconhecidas assembléias pré e/ou pós-omissão, as quais podem auxiliar no reconhecimento de limites de seqüência, superfícies transgressivas e superfícies coplanares.

c) **limites de parassequências:** a assinatura icnológica também se faz presente nos limites de parassequências, sendo, na maioria das vezes, condicionada pelo padrão de energia do meio, um dos principais responsáveis pela distribuição das faunas escavadoras de *softgrounds* e *soupgrounds*. Neste caso, como expresso acima, a análise detalhada do conjunto de icnofósseis/icnofábricas, seu agrupamento em icnocenoses e sua relação com as icnofácies será a base de trabalho. A sensibilidade dos bioturbadores às variações dos fatores condicionantes levará a uma consequente mudança de atitude, de modo a enfrentar o problema, ou mesmo ao extermínio da icnocomunidade, caso a situação não seja revertida.

Parassequências geradas por depósitos de tempestades são um bom exemplo de como as icnocenoses podem ser úteis na diagnose de cada evento. Frey (1990) reconheceu a existência de dois tipos de icnocenoses em fácies de tempestades: a suíte da fauna residente e a suíte da fauna oportunista (MacEachern & Pemberton, 1992; Pemberton *et al.*, 1992a; Raychaudhuri & Pemberton, 1992). A fauna residente é composta por suítes de traços fósseis típicos da transição *lower shoreface-offshore* (Icnofácie *Cruziana* com alta icnodiversidade), depositada sob condições de moderada a predominantemente baixa energia (Figura 8.25A). As areias retrabalhadas pelas ondas de tempestades e depositadas junto ao *lower shoreface* abrem a janela de colonização aos escavadores de substratos arenosos, de alta energia, com hábito trófico suspensívoro/filtrador, que escavam galerias verticais, de paredes revestidas ou cimentadas, e a organismos vágies, predadores, que ocupam as camadas mais superficiais do substrato (Icnofácie *Skolithos*, Figura 8.25B).

O evento de tempestade que condiciona a ocupação oportunista do substrato arenoso é o mesmo que elimina ou espanta a comunidade residente, que trata de escapar ao soterramento. Os indivíduos que logram sobreviver

migram para zonas mais distais, aguardando que as condições de tempo bom permitam seu retorno. Enquanto isso, estabelece-se uma colonização inicial do novo substrato por oportunistas de Icnofácies *Skolithos* (icnocenose de tempestade) que, à medida que diminui a energia no meio, permite o retorno da fauna residente, que se interdigita com aquela oportunista e, pouco a pouco, vai retomando seu lugar no substrato (icnocenose de tempo bom, Figura 8.25C).

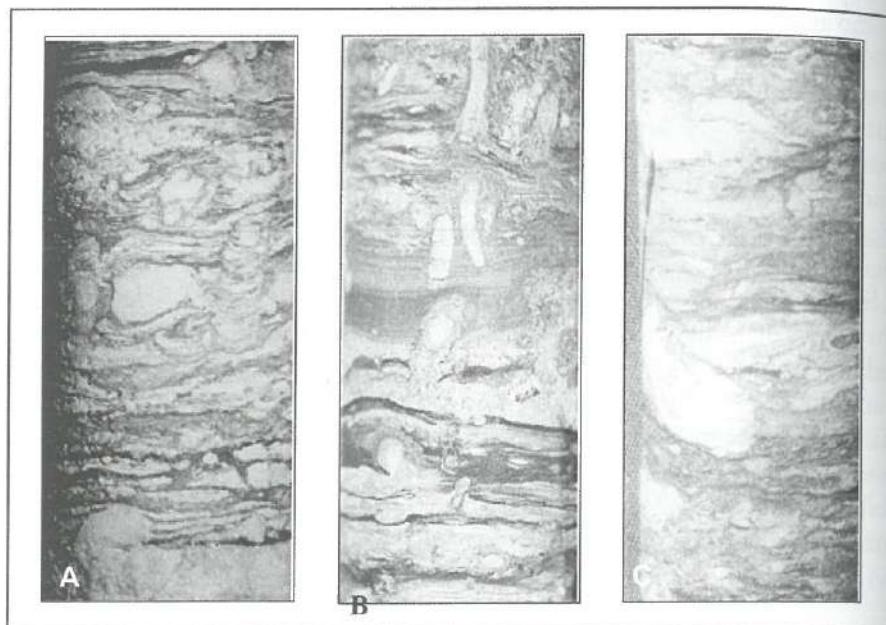


Figura 8.25 - A. Depósitos heterolíticos de *lower shoreface* apresentando icnofábricas da assembléia de tempo bom (tipo de icnofábricas: ver foto 8.6). B. Colonização oportunista por suspensívoros/filtradores, após a deposição das barras de tempestade (assembléia de tormenta). C. Reocupação do substrato pela assembléia de tempo bom. Fm. Palermo, Bacia do Paraná, RS.

d) **superfície de inundação máxima (SIM) e seção condensada:** não há um padrão de bioturbação próprio de superfícies de inundação máxima ou seções condensadas, sendo difícil reconhecê-las com tanta evidência como as superfícies erosivas dos limites de seqüência. Pemberton *et al.* (1992b) e Taylor & Gawthorpe (1993) observaram a ocorrência de baixos índices de oxigênio em seções condensadas de estratos marinhos epicontinentais. Entretanto, não há evidências que situações como essa sejam constantes.

As seções condensadas do intervalo sedimentar Rio Bonito/Palermo (de gênese epicontinental) mostram uma redução drástica na icnodiver-

sidade e dominância de icnofábricas do último *tiering* de escavações nos substratos de plataforma aberta. Próximo da SIM, é quase impossível observar a bioturbação (Figura 8.26A). Nas seções condensadas, entretanto, vários intervalos deixam entrever um alto índice de icnofábricas (ii 6, Figura 8.26B), o que, somado à textura pelítica do substrato e à redução nas taxas de sedimentação/erosão próprias dessas zonas, certamente levará a uma condição de disaerobia.

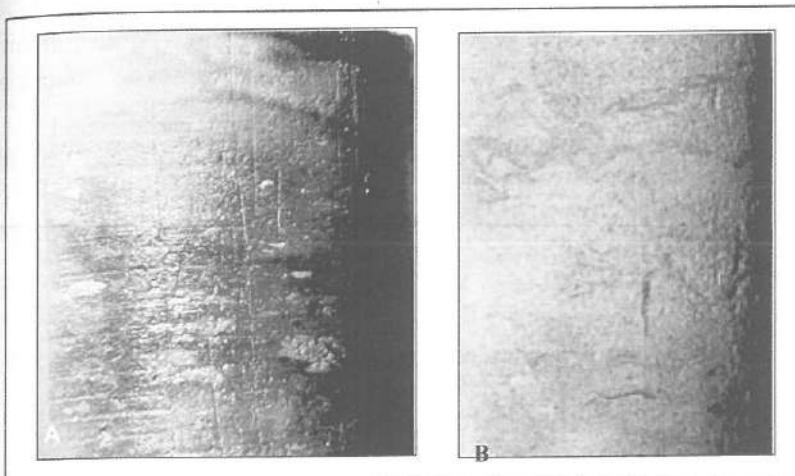


Figura 8.26 - A. Peitos homogeneizados pela bioturbação, próximos à SIM, com 100% de sua área retrabalhados por organismos bentônicos. B. Depósitos de seções condensadas, fortemente bioturbados, deixando entrever algo da bioturbação. Fm. Palermo, Bacia do Paraná, RS.

Já Savrda (1995) registra icnofaunas em seções condensadas depositadas sob condições de boa oxigenação do substrato, além de icnocenoses variadas junto à SIM e nas áreas adjacentes.

A análise detalhada da icnofauna do trato de sistema transgressor e seus padrões de sucessão e recorrência serão a base para o reconhecimento da SIM, por meio de icnofósseis/icnofábricas. Independente das icnofácies presentes, existirá sempre, antes do estabelecimento da SIM, uma tendência de substituição de assembleias mais diversas de *lower shoreface* (variando de Icnofácie *Skolithos* para *Cruziana* de alta icnodiversidade) para icnocenoses menos diversas de *offshore*, ainda dentro da Icnofácie *Cruziana*, migrando, talvez, à Icnofácie *Zoophycos*. Como as parassequências passam a ser programacionais após a SIM, a tendência é de que a sucessão se inverta, daí em diante, refletindo cada vez mais icnocenoses de maior energia.

8.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A década de 90 caracteriza um importante marco na Ichnologia, tendo sido muito profícua em trabalhos de cunho aplicativo à Geologia Sedimentar. Novas técnicas de estudo foram criadas, técnicas antigas foram aperfeiçoadas, disseminando o conhecimento e o potencial da ferramenta icnológica.

Rapidamente percebido pela indústria de petróleo, esse conhecimento foi absorvido e estimulou o desenvolvimento de uma série de estudos paleoicnológicos e neopaleoicnológicos aplicados ao reconhecimento de depósitos estuarinos, de superfícies transgressivas, de limites de seqüência, de depósitos de tempestades.

Cabe ao usuário, agora, aplicar esses conceitos em seus estudos futuros, de forma a contribuir para seu aprimoramento e a difundir, em maior escala, seus princípios e aplicações.

8.5 AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos à CPRM, SuReg-PA, pela cedência dos testemunhos de sondagem, de onde muitos exemplos aqui apresentados foram retirados. A Luis Buatois, M. Gabriela Mángano e Ubiratan F. Faccini, pela oportunidade de discutir sobre a aplicabilidade da Ichnologia ao estudo de seqüências deposicionais e pela leitura crítica deste manuscrito. Finalmente, a Helio J. P. Severiano Ribeiro, pelo convite para compor este capítulo.

8.6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Beynon, B. M. & Pemberton, S. G. 1992. Ichnological signature of a brackish water deposit: an example from the Lower Cretaceous Grand Rapids Formation, Cold Lake Oil Sands area, Alberta. In: Pemberton, S. G. (org./ed.) *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*. Calgary, SEPM, 199-221 (SEPM Core Workshop # 17).
- Bottjer, D. J. & Droser, M. L. 1991. Ichnofabric and basin analysis. *Palaios*, 6(3): 199-205.
- Bockelie, F. 1991. Ichnofabric mapping and interpretation of Jurassic reservoir rocks of the Norwegian North Sea. *Palaios*, 6 (3): 206-215.
- Bromley, R. G. 1996. *Trace Fossils. Biology, Taphonomy and Applications*. Londres, Chapman & Hall, 361 p.
- Bromley, R. G. & Asgaard, U. 1979. Triassic freshwater ichnocoenosis from Carlberg Fjord, East Greenland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 28: 39-80.
- Bromley, R. G. & Ekdale, A. A. 1984, *Chondrites*: a trace fossils indicator of anoxia in sediments. *Science*, 224(4651): 872-874.

- Bromley, R. G. & Ekdale, A. A. 1986. Composite ichnofacies and tiering of burrows. *Geological Magazine*, 123: 59-65.
- Buatois, L. A. & Mángano, M. G. 1993. Trace fossils from a Carboniferous turbiditic lake: implications for the recognition of additional nonmarine ichnofacies. *Ichnos*, 2: 237-258.
- Buatois, L. A. & Mángano, M. G. 1995. The paleoenvironmental and paleoecological significance of the lacustrine *Mermia* ichnofacies: na archetypical subaqueous nonmarine trace fossil assemblage. *Ichnos*, 4: 151-161.
- Buatois, L. A. & Muñoz, N. G. 1997. Aplicaciones de la Icnología. Nuevas Tendencias. In: SVG, Congr. Latinoamer. Sediment, 1, Porlamar, *Notas de curso*, 14 p.
- Ekdale, A. A. 1988. Pitfalls of paleobathymetric interpretations based on the trace fossil assemblages. *Palaios*, 3: 464-472.
- Ekdale, A. A. & Bromley, R. G. 1991. Analysis of composite ichnofabric: an example in Uppermost Cretaceous chalk of Northern Europe. *Palaios*, 6(3): 232-249.
- Ekdale, A. A.; Bromley, R. G.; Pemberton, S. G. 1984. *Ichnology. The Use of Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy*. Tulsa, SEPM, 317 p.
- Faccini, U. F. 2000 *Estratigrafia do Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: Estilos De-posicionais versus Espaço de Acomodação*. CPGeo, UFRGS, Porto Alegre, Tese de Doutoramento, 332 p.
- Faccini, U. F.; Paim, P. S. G.; Netto, R. G.; Nowatzki, C. H. 1989. A seqüência de-posicional Botucatu (RS). In: SBP, Congr. Bras. Paleont., 9, Curitiba, *Anais*, 1: 183-194.
- Fernandes, A. C. S. 1996. *Os Icnofósseis do Ordoviciano, Siluriano e Devoniano da Ba-cia do Paraná*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, UFRJ, Rio de Janeiro, Tese de Doutoramento, 183 p.
- Frey, R. W. 1973. Concepts in the study of biogenic sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43(1): 6-19.
- Frey, R. W. 1975. *The Study of Trace Fossils*. New York, Springer-Verlag, 562 p.
- Frey, R. W. 1990. Trace fossil and hummocky cross-stratification, Upper Cretaceous of Utah. *Palaios*, 5: 203-218.
- Frey, R. W. & Pemberton, S. G. 1984. Trace fossils facies models. In: Walker, R. G. (ed.) *Facies Models*. (3a. ed.). Toronto, Geological Association of Canada, p. 189-207 (Geoscience Canada, Reprint Series 1).
- Frey, R. W. & Pemberton, S. G. 1990. Bioturbate texture or ichnofabric? *Palaios*, 5: 385-386.
- Frey, R. W. & Pemberton, S. G. 1991. Or, is it bioturbate texture? *Ichnos*, 1: 327-329.
- Frey, R. W.; Pemberton, S. G.; Saunders, T. D. A. 1990. Ichnofacies and bathymetry: a passive relationship. *Journal of Paleontology*, 64(1): 155-158.
- Genise, J. F. & Bown, T. M. 1994. New Miocene scarabeid and hymenopterous nests and Early Miocene (Santacrucian) paleoenvironments, patagonian Argentina. *Ichnos*, 3: 107-117.
- Genise, J. F.; Mángano, M. G.; Buatois, L. A.; Laza, J. H.; Verde, M. 2000. Insect trace fossil associations in paleosols: the *Coprinisphaera* Ichnofacies. *Palaios*, 15(1): 49-64.

- Gibert, J. M. de & Martinell, J. 1998. El modelo de icnofácies, 30 años después. *Revis. ta Española de Paleontología*, 13(2): 167-174.
- Häntzschel, W. 1975. Trace fossils and problematica. In: Moore, R. C & Teichert, C. (eds.) *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part W*. Lawrence, The Univ. Kansas Press, p. 269.
- MacEachern, J. A & Pemberton, S. G. 1992. Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the western interior seaway of North America. In: Pemberton, S. G. (org./ed.) *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*. Calgary, SEPM, p. 57-84 (SEPM Core Workshop # 17).
- MacEachern, J. A.; Raychaudhuri, I.; Pemberton, S. G. 1992. Stratigraphic application of the *Glossifungites* Ichnofacies: delineating discontinuities in the rock record. In: Pemberton, S. G. (org./ed.) *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*. Calgary, SEPM, p. 169-198 (SEPM Core Workshop # 17).
- Netto, R. G. 1989. Paleoicnologia das seqüências eólicas sotopostas à Formação Botucatu no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, 28: 31-44.
- Netto, R. G. 1994. *A Paleoicnologia como Ferramenta de Trabalho na Seqüência Sedimentar Rio Bonito/Palermo*. CPGeo, UFRGS, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 242 p., 102 fig.
- Netto, R. G. 1998. Padrão de icnofábricas da seqüência sedimentar Rio Bonito/Palermo e seu valor na diagnose paleoambiental. *Acta Geologica Leopoldensia*, 46/47: 209-225.
- Netto, R. G.; Nowatzki, C. H.; Faccini, U. F. 1994. Icnofósseis das unidades triássicas da fronteira Brasil-Uruguay. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 38, Balneário Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, 3: 217-218.
- Netto, R. G. & Rossetti, D. de F. 2000. Salinity changes measured by ichnofabrics: a key to identify estuarine systems. In: IUGS, Intern. Geol. Congr., 31, Rio de Janeiro, *Abstracts*, CD-ROM.
- Nowatzki, C. H.; Santos, B. R.; Santos, M. A. A. dos; Gonzaga, T. D. 1983. Atlas de estruturas sedimentares gondwânicas e pré-gondwânicas do Estado do Rio Grande do Sul. Parte II - estruturas químicas e orgânicas. *Acta Geologica Leopoldensia*, 15: 5-31.
- Pemberton, S. G. 1992. *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*. Calgary, SEPM, 429 p. (SEPM Core Workshop # 17).
- Pemberton, S. G.; Frey, R. W.; Ranger, M. J.; MacEachern, J. 1992. The conceptual framework of Ichnology. In: Pemberton, S. G. (org./ed.) *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*. Calgary, SEPM, p. 1-32 (SEPM Core Workshop # 17).
- Pemberton, S. G.; MacEachern, J.; Frey, R. W. 1992. Trace fossils facies models. environmental and allostratigraphic significance. In: Walker, R. G. & James, N. P. (eds.) *Facies Models - Response to Sea Level Change*. St. Johns, Geological Association of Canada, p. 47-72.
- Pemberton, S. G.; MacEachern, J.; Ranger, M. J. 1992. Ichnology and event stratigraphy: the use of trace fossils in recognizing tempestites. In: Pemberton, S. G. (org./ed.) *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*. Calgary, SEPM, p. 85-117 (SEPM Core Workshop # 17).

- Pemberton, S. G.; MacEachern, J. A.; Buatois, L. A. 1997. Criterios icnológicos para el reconocimiento y la interpretación de discontinuidades erosivas. *Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos*, 22(1): 7-32.
- Pemberton, S. G. & Wightman, D. M. 1992. Ichnological characteristics of brackish water deposits. In: Pemberton, S. G. (org./ed.) *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*. Calgary, SEPM, p. 141-168 (SEPM Core Workshop # 17).
- Pollard, J. E.; Steel, R. J.; Undersrud, E. 1982. Facies sequences and trace fossils in lacustrine/fan-delta deposits, Hornelen Basin (M. Devonian), western Norway. *Sedimentary Geology*, 32: 63-87.
- Raychaudhuri, I. & Pemberton, S. G. 1992. Ichnological and sedimentological characteristics of open marine to storm dominated restricted marine setting within the Viking/Bow Island Formations, South-central Alberta. In: Pemberton, S. G. (org./ed.) *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*. Calgary, SEPM, p. 119-140 (SEPM Core Workshop # 17).
- Rossetti, D. de F. 1999. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luís Basin, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, in press.
- Savrda, C. E. 1991. Ichnology in sequence stratigraphic studies; an example from the Lower Paleocene of Alabama. *Palaios*, 6(1): 39-53.
- Savrda, C. E. 1995. Ichnologic applications in paleoceanographic, paleoclimatic, and sea-level studies. *Palaios*, 10: 565-577.
- Seilacher, A. 1953. Studien zur Palichnologie. 1. Über die methoden der Palichnologie. *Neues Jahrb. Geologie, Paläontologie, Abhandl.*, 96: 421-452.
- Seilacher, A. 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5: 4133-428.
- Taylor, A. M. & Gawthorpe, R. L. 1993. Applications of sequence stratigraphy and trace fossil analysis to reservoir description: examples from Jurassic of the North Sea. In: Parker, J. R. (ed.) *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th Conference*. London, The Geological Society, p. 317-335.
- Taylor, A. M. & Goldring, R. 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society of London*, 150: 141-148.
- Wignall, P. B. 1991. Dysaerobic trace fossils and ichnofabrics in the Upper Jurassic Kimmeridge Clay of Southern England. *Palaios*, 6: 264-270.

CAPÍTULO 9

APLICAÇÃO DA PETROGRAFIA ORGÂNICA NA CARACTERIZAÇÃO DOS TRATOS DE SISTEMAS

Jorge Alberto Triguis (UENF)

triguis@lenep.uenf.br

Laury Medeiros de Araújo (PETROBRAS)

laury@petrobras.com.br

9.1 INTRODUÇÃO

A distribuição da matéria orgânica nas rochas sedimentares resulta da interação entre biosfera e geosfera. Segundo Tyson (1995), o estudo desta interação requer o entendimento dos seguintes parâmetros: 1) o controle ambiental que governa a produção da matéria orgânica na biosfera; 2) os processos sedimentológicos e ecológicos que controlam a distribuição e decomposição da matéria orgânica; 3) os fatores bioquímicos e geomicrobiológicos que influenciam a preservação da matéria orgânica e 4) os processos físicos e geoquímicos que determinam as modificações da matéria orgânica durante sua incorporação na geosfera.

O entendimento da variabilidade e extensão das rochas portadoras de carbono orgânico, dentro do contexto de Estratigrafia de Seqüências, não pode ser previsto apenas através da geometria dos estratos, pois muitas variáveis ambientais interagem e atuam segundo um largo espectro de intensidade, controlando o aporte e a preservação da matéria orgânica (clima, padrão de circulação das águas, bioprodutividade marinha, produtividade orgânica terrestre, taxa de sedimentação, profundidade das águas e anoxia de fundo – Figura 9.1).

Embora muitos textos de Estratigrafia de Seqüências do grupo Exxon reportem a associação entre a seção condensada e os sedimentos ricos em matéria orgânica (Loutit *et al.*, 1988; Van Vagoner *et al.*, 1990; Vail *et al.*, 1991), não havia, segundo Tyson (1996), nenhuma tentativa de fornecimento de um modelo convincente, inserido em um contexto paleoambiental definido, até a publicação do estudo de Craney & Passey (1993). Já o estudo integrando praticamente todas as técnicas que são abordadas neste capítulo, no contexto da Estratigrafia de Seqüências, só foi publicado recentemente por Isaksen & Bohacs (1995) e Araújo *et al.*, (1996).

Severiano Ribeiro, H. J. P. 2001. *Estratigrafia de Seqüências – Fundamentos e Aplicações*. São Leopoldo/RS, EDUNISINOS, 428 p.

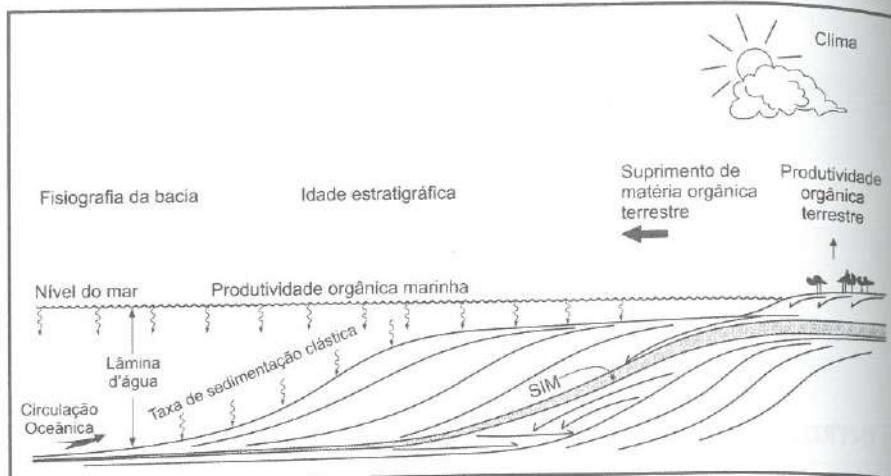


Figura 9.1 - Fatores que influenciam a riqueza e qualidade de rochas geradoras de sistemas deposicionais clásticos (SIM: superfície de inundação máxima) (modif. Emery & Myers, 1996).

Este capítulo fornece um resumo das mais recentes conquistas, consideradas pelos autores, nas aplicações de resultados da petrografia orgânica nos estudos de Estratigrafia de Seqüências. Não se deve considerar que aqui estejam incluídos todos os trabalhos de pesquisa nesse campo, desejando-se, isto sim, ressaltar a utilização, com muito bons resultados, de alguns parâmetros petrográficos na caracterização dos tratos de sistemas deposicionais.

A petrografia da matéria orgânica disseminada em rochas sedimentares foi e é largamente utilizada na exploração petrolífera por diversos profissionais, muitos dos quais publicaram pesquisas efetuadas nesse campo: (Gutjahr, 1966; Staplin, 1969; Alpern, 1970; Robert, 1971; Bostick, 1971; Dow, 1977; Peters *et al.*, 1978, *apud* Trigüs, 1986; Durand, 1980; Mukhopadhyay *et al.*, 1985; entre outros).

Até o final da década de 70, os únicos parâmetros analisados na petrografia da matéria orgânica disseminada eram referentes à sua qualidade e evolução térmica (isto é, maturação), com relação à geração de petróleo.

A matéria orgânica presente nas rochas sedimentares, sob o ponto de vista da geoquímica orgânica, é constituída de uma fração insolúvel em solventes orgânicos denominada querogênio (Durand, 1980) e uma fração solúvel nesses solventes normalmente reconhecida como matéria orgânica solúvel (MOS) ou betume. Enquanto o querogênio é estudado através da microscopia, objeto da palinologia ou da petrografia orgânica, o betume é extraído das rochas e caracterizado por diversos procedimentos analíticos da geoquímica orgânica, também conhecida como geoquímica do petróleo.



A partir da década de 80, vários pesquisadores começaram a estudar o querogênio como um elemento integrante de uma rocha sedimentar, identificando características dessa matéria orgânica que auxiliam na interpretação do paleoambiente deposicional e das fácies orgânicas (Summerhyae, 1981; Wrenn & Beckman, 1981; Habib, 1982; Tyson, 1987; LeNoir & Hart, 1988; Habib & Miller, 1989; Hart *et al.*, 1989). Segundo Jones (1987), fácies orgânicas são definidas como unidades estratigráficas mapeáveis, que se caracterizam pela composição de seus constituintes orgânicos, sendo equivalentes aos conceitos de litofácies e biofácies. Consequentemente, a análise do querogênio é uma ferramenta bastante valiosa nos estudos da estratigrafia de seqüências (Pasley & Hazel, 1990; Pasley, 1991; Pasley *et al.*, 1991 e Araújo *et al.*, 1996).

Por sua vez, o desenvolvimento de novas e mais precisas técnicas analíticas, principalmente com relação à cromatografia gasosa acoplada à espectrometria de massa computarizada (CG/EM), favoreceu a qualidade dos resultados das análises da matéria orgânica solúvel (MOS ou betume) presente nas rochas sedimentares. Mackenzie (1984) definiu **marcador biológico** como sendo qualquer composto na geosfera, cujo esqueleto básico (molecular) sugerisse uma ligação inequívoca com um conhecido e contemporâneo produto natural. O termo **biomarcador** (Seifert & Moldowan, 1981) é hoje o mais utilizado.

Um dos mais importantes fatores que deve ser levado em consideração em qualquer trabalho científico que envolva o querogênio e o betume é a característica que o primeiro não migra, tendo sido incorporado no sedimento durante sua deposição, enquanto que o betume pode ser indígeno ou não, isto é, pode ser proveniente de uma outra unidade sedimentar diferente da qual ele se encontra.

O querogênio é identificado rotineiramente através da petrografia orgânica. A pirólise Rock-Eval (Espitalié *et al.*, 1977) qualifica a matéria orgânica total de uma rocha sedimentar, isto é, querogênio e betume, enquanto que a abundância (querogênio + betume) é quantificada através da porcentagem do carbono orgânico total - COT (Tissot & Welte, 1978). As técnicas cromatográficas e de espectrometria de massa permitem o reconhecimento dos biomarcadores, com os quais pode-se interpretar a origem da matéria orgânica solúvel, o seu grau de preservação, a sua evolução térmica e o seu ambiente deposicional.

Aos interessados em maiores detalhes sobre alguns dos tópicos abordados neste capítulo, recomendam-se as seguintes referências: Tissot & Welte (1984); Tyson (1995) e Durand (1980).

9.2 CARACTERIZAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA

Duas características fundamentais sobre a matéria orgânica das rochas sedimentares devem ser observadas: quantidade e qualidade. A primeira é definida através do teor (percentagem) do carbono orgânico total (COT) e a

segunda é avaliada pela petrografia orgânica do querogênio, pela pirólise Rock-Eval, pela cromatografia líquida e gasosa da matéria orgânica solúvel extraída (betume) e pela cromatografia gasosa acoplada à espectrometria de massa, onde os denominados biomarcadores podem ser melhor identificados.

9.2.1 Quantidade de matéria orgânica

A preservação da matéria orgânica nos sedimentos e, consequentemente, nas rochas sedimentares, é dependente das atividades biológicas no ambiente deposicional. Condições óxidas durante a deposição da matéria orgânica podem eventualmente transformá-las em dióxido de carbono e água. Águas em ambientes de elevada energia podem propiciar uma atividade biológica adequada, porém irão impedir a deposição de fragmentos orgânicos, devido às fortes correntes e pela oxidação dessa matéria orgânica. Em contraste, águas em ambientes de baixa energia, tais como lagos ou mares interiores, tendem a mostrar uma elevada deposição de matéria orgânica misturada com sedimentos de granulação fina, permitindo uma elevada preservação desse material.

Didyk *et al.* (1978) descreveram os efeitos do teor de oxigênio nos ambientes sedimentares e nas colunas d'água sobre a quantidade de matéria orgânica incorporada nos sedimentos. Eles indicaram que, enquanto ambientes oxigenados permitem uma elevada bioprodutividade, os ambientes anóxicos favorecem uma preservação e acumulação dessa matéria orgânica.

A avaliação da quantidade de matéria orgânica disseminada em rochas sedimentares é dada pela medida do carbono orgânico total (COT = % de carbono orgânico pelo peso da amostra de rocha) (Tissot & Welte, 1984).

Tyson (1987) sugeriu a aparente falta de correlação entre a bioprodutividade e o teor de COT final da rocha sedimentar.

Entretanto, alguns autores, entre eles Pedersen & Calvert (1990), sustentam que a acumulação da matéria orgânica é primeiramente controlada pela elevada bioprodutividade primária e não pela anoxia na coluna d'água, sendo que alguns outros fatores também seriam importantes para essa acumulação, tais como, profundidade das águas e taxa de sedimentação.

Creaney & Passey (1993) desenvolveram um modelo de acumulação de carbono orgânico em rochas geradoras marinhas, assumindo dois controles básicos: 1) a presença de condições de baixo oxigênio na interface sedimento/água e 2) a variação da taxa de sedimentação.

Segundo Allison *et al.* (1995), os altos valores de COT quase certamente indicam, pelo menos, que o nível de oxigenação bentônica era baixo no momento da deposição.

Tem ocorrido muita confusão na literatura pelo uso incauto dos valores de COT como uma medida da preservação da matéria orgânica. Para

ela pirólise
a solúvel ex-
etria de mas-
ificados.

, consequen-
ciológicas no
utéria orgâni-
água. Águas
iológica ade-
levido às for-
te, águas em
ndem a mos-
dimentos de
al.
de oxigênio
ade de maté-
i quanto am-
s ambientes
a orgânica.
eminada em
l (COT = %
Velte, 1984).
entre a bio-

& Calvert
meiramente
oxia na colu-
rtantes para
imentação.
lo de acumu-
imindo dois
na interface

T quase cer-
ica era baixo
incauto dos
gânica. Para

Tyson (1987), a quantidade de carbono orgânico total nos sedimentos é controlada por muitas variáveis, que determinam o fluxo de matéria orgânica e sua diluição pela sedimentação inorgânica.

9.2.2 Qualidade da matéria orgânica

A classificação da matéria orgânica disseminada nas rochas sedimentares é normalmente baseada nos conceitos dos estudos e publicações sob o prisma palinológico, onde se observa a matéria orgânica em microscopia sob luz branca transmitida, como também nos provenientes dos especialistas que estudaram a matéria orgânica de carvões em microscopia sob luz branca refletida e ultravioleta incidente.

A terminologia para os diversos tipos de matéria orgânica, empregada neste capítulo, é aquela utilizada normalmente para estudos palinológicos sob luz branca transmitida e ultravioleta incidente.

9.2.2.1 Classificação por análise elementar/pirólise Rock-Eval

A classificação do querogênio em tipo I, II e III foi introduzida por Tissot *et al.* (1974), e é baseada na extrapolação dos trabalhos em carvão de Van Krevelen (1961, *apud* Tyson, 1995). Sua tipificação é caracterizada pela razão atômica entre hidrogênio/carbono e oxigênio/carbono, determinados pela análise elementar. O gráfico contendo estes parâmetros é denominado de Diagrama de Van Krevelen (Figura 9.2) e mostra a variação da composição da matéria orgânica com a maturação (reflectância de vitrinita - %Ro).

A classificação do querogênio, através da técnica da pirólise Rock-Eval de Espitalié *et al.* (1977) tem sido considerada mais efetiva na relação custo-benefício do que a técnica da análise elementar. Por este motivo, é corriqueiramente usada, constituindo a principal base de informações geoquímicas das bacias sedimentares ao redor do mundo.

A técnica de pirólise consiste no aquecimento da rocha pulverizada entre 300°C e 550°C. O craqueamento ocorre em três etapas, a temperaturas crescentes. O pico S1 representa os hidrocarbonetos presentes na rocha, volatilizados a temperaturas inferiores a 300°C; o pico S2 corresponde aos hidrocarbonetos produzidos pelo craqueamento térmico do querogênio (300°C-550°C) e o pico S3 equivale ao CO₂ produzido pela pirólise da matéria orgânica.

A razão S2/carbono orgânico total da rocha é denominada de índice de hidrogênio (IH: mg de hidrocarbonetos/g COT); o índice de oxigênio é obtido pela razão S3/carbono orgânico total (IO: mg de CO₂/g de COT).

Pela definição de fácies orgânica de Jones (1987), a composição de seus constituintes orgânicos é baseada na análise elementar (C, H e O; Figura 9.2), cujos valores são correlacionados com sucesso com o índice de hidrogênio (IH) e o índice de oxigênio (IO), obtidos na pirólise Rock-Eval (Espitalié *et al.*, 1977). A Tabela 9.1 mostra as sete fácies orgânicas definidas por Jones (1987), os intervalos de valores de IH e IO para cada fácie, assim como o tipo esperado de matéria orgânica dominante e as estruturas sedimentares características. Todos os valores relacionados para IH e IO consideram um estágio de maturação ainda na zona imatura, isto é, 0,5%Ro (Reflectância da vitrinita). A qualidade da matéria orgânica predominante é correlacionada com os valores de IH (ou H/C) para cada fácie, podendo, também, ser correlacionado com a classificação da matéria orgânica em tipos I, II e III de Tissot & Welte (1984).

Tabela 9.1 – Sumário do esquema de fácies orgânicas de Jones (1987), mostrando as tendências ambientais (modif. de Tyson, 1996)

FÁCIES ORGÂNICAS	A	AB	B	BC	C	CD	D		
% de AOM no querogênio	dominante			moderado	usualmente baixa/ausente				
AOM fluorescente	a mais alta		moderada-fraca		fraca	usualmente ausente			
% prasinofitas do plâncton	a mais alta	moderada	rara	usualmente muito rara					
% de fitoclastos do querogênio	baixa diluição			moderada	usualmente dominante				
Fitoclastos opacos/translúcidos	freqüentemente alta			usualmente baixa	aumenta				
Características geoquímicas (para sedimentos imaturos)									
Índice de hidrogênio	850	650	400	250	≥125	50-125	50		
Tipo do querogênio	I	I/II	II	II/III	III	III/IV	IV		
% COT	5-20+	3-10+		3-3+	≤3	<0,5			
Fatores ambientais									
Tendência proximal-distal	Distal			proximal	/	distal			
Regime de oxigênio	anóxico	anóxico-disóxico			óxico	muito óxico			
Taxa de acumulação sedimentar	baixa	várias		alta	moderada	baixa			
FÁCIES ORGÂNICAS	A	AB	B	BC	C	CD	D		

Como anteriormente mencionado, somente a petrografia orgânica identifica a porção verdadeiramente indígena da matéria orgânica presente numa rocha sedimentar: o querogênio. Os processos analíticos de rotina com o pirolisador Rock-Eval, envolvem amostras de rocha total, incluindo tanto o querogênio como o betume (MOS), que pode ser indígeno ou migrado, neste caso contaminando a amostra e falseando os resultados de IH e IO. Uma observação criteriosa nos picos S₁ da pirólise é desejável, com a fina-

lidade de verificar se a MOS apresenta as características geoquímicas esperadas, pela qualidade do querogênio identificado na microscopia.

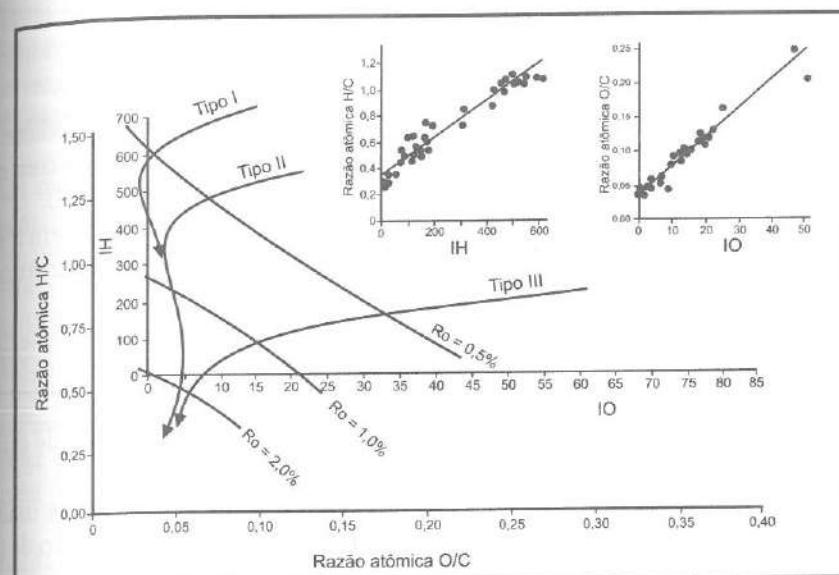


Figura 9.2 - Diagrama de Van Krevelen de H/C versus O/C com o diagrama de Van Krevelen modificado, baseado na correlação entre H/C versus o índice de hidrogênio e o O/C versus o índice de oxigênio de Tissot & Welte (1984, apud Tyson, 1995). Diagrama de Magoon & Patton (1984, apud Tyson, 1995).

Segundo Tissot & Welte (1984), o querogênio tipo I é caracterizado por elevada razão H/C (1,5-1,8) e baixa relação O/C (< 0,1). Esta matéria orgânica é representada por algas (principalmente de fácies lacustre – *Botryococcus* e de fácies marinha – *Tasmanaceas*) ou matéria orgânica amorfa, que pode ser originada de cianobactérias, fitoplâncton ou do retrabalhamento microbial de vários tipos de matéria orgânica. O querogênio tipo II apresenta razões H/C relativamente altas (1,0-1,3) e O/C baixas (< 0,13). Esta matéria orgânica pode ser amorfa (menos preservada que a do tipo I), derivada principalmente de fitoplanctons e, secundariamente, esporos, pollens ou cutículas vegetais (Tissot & Welte, 1984).

O querogênio tipo III possui relações baixas de H/C (< 1,0) e O/C altas (> 0,2). A matéria orgânica é derivada, essencialmente, de plantas terrestres macrófitas, compostas principalmente por celulose e lignina, sendo encontrada em fácies deltaica, fácies marinha óxica (apresentando matéria orgânica amorfa degradada, na assembleia de constituintes) e ambiente com carvão.

O querogênio do tipo I caracteriza-se por IH entre 700 e 900mg Hc/g COT e IO < 15mg CO₂/g COT; o do tipo II por IH entre 150 e

700mg Hc/g COT e IO < 22mg CO₂/g COT; e o tipo III por IH entre 25 e 250mg Hc/g COT e IO > 40mg CO₂/g COT (Tissot & Welte, 1984).

9.2.2.2 Classificação por petrografia

A petrografia da matéria orgânica disseminada em rochas sedimentares é baseada nos valores da relação atômica H/C, correlacionando-se com os querogênios dos três grupos anteriormente citados, isto é, grupos I, II e III.

O querogênio pode ser dividido, segundo Tyson (1995), em três grupos de constituintes morfológicos: palinomorfos, fitoclastos (estruturados) e matéria orgânica amorfa (não-estruturada).

O termo **palinomorfo** refere-se a todo microfóssil de parede orgânica (zoomorfos, fitoplânticos e esporomorfos) resistente aos ácidos clorídrico (HCl) e fluorídrico (HF).

A assembléia dos fitoclastos engloba todas as partículas de clastos (pedaços quebrados) de plantas macrófitas e de fungos.

O grupo da **matéria orgânica amorfa** (não-estruturada) é usada para descrever as partículas orgânicas amorfas, produtos da decomposição de fitoplanctons e de plantas superiores. Especificamente, a matéria orgânica amorfa apresenta-se, freqüentemente, heterogênea (grumosa ou granular) e com ausência de contornos externos definidos, quando examinada em luz transmitida, sendo desprovida de uma aparência sugestiva da fonte de onde foi derivada.

Segundo Tyson (1995), o termo estruturado pode ser aplicado a três tipos de partículas: 1) àquelas discerníveis, coerentes, reconhecíveis individualmente ou em entidades coloniais, tais como os palinomorfos; 2) fragmentos pelo menos preservados parcialmente e com características botânicas originais reconhecíveis e 3) partículas coerentes, angulares a irregulares, com contornos definidos, estruturas reconhecíveis, que possam indicar a proveniência, para não serem classificadas como material amorfo.

9.3 FÁCIES ORGÂNICAS E PALINOFÁCIES

Jones & Demaison (1982) conceituam fácies orgânica como uma subdivisão mapeável de um determinada unidade estratigráfica, distinguida de subdivisões adjacentes, com base em seus constituintes orgânicos, sem levar em consideração os aspectos inorgânicos da rocha sedimentar.

Enquanto o conceito de fácies orgânicas abrange todo o conteúdo orgânico de uma rocha sedimentar, o termo **palinofácies** foi primeiramente introduzido por Combaz (1964, *apud* Tyson, 1995), como o estudo dos palinomorfos (palinologia) da assembléia total de matéria orgânica particulada, removida da matriz sedimentar por ácidos clorídrico e fluorídrico.

entre 25 e 984). Como a palinofácie representa o aspecto da fácies orgânica que pode ser determinada por estudos palinológicos da matéria orgânica, Tyson (1995) amplia o conceito de fácies orgânica, redefinindo como: "corpo sedimentar contendo uma assembleia distinta de constituintes orgânicos, que pode ser reconhecida em microscópio ou associada com as características da composição química da matéria orgânica".

Conforme citado por Pasley (1991), diversos autores demonstraram que os estudos de faciologia orgânica e palinofácie contribuíram fundamentalmente para interpretações de paleoambientes deposicionais (Summerhayes, 1981; Wren & Beckman, 1981; Habib, 1982; Tyson, 1987; Lenoir & Hart, 1988; Habib & Miller, 1989; Hart *et al.*, 1989; Crumière *et al.*, 1990; Stein & Littke, 1990). Devem ainda ser acrescentadas as pesquisas efetuadas com biomarcadores como indicadores de paleoambientes deposicionais (Tissot & Welte, 1984; Moldowan *et al.*, 1985; Mello, 1990; entre outros). Para maiores detalhes consultar Peters & Moldowan (1993). O nível de preservação do querogênio, ou o seu índice de degradação, como definido por Hart (1986), também tem sido aplicado na reconstituição de paleoambientes deposicionais (Tyson, 1993).

A ampliação do conceito de palinofácie de Combaz foi introduzida por Tyson (1993), com base na premissa de que o seu reconhecimento constitui uma técnica discriminante, única, para estudos e explicações dos padrões de ocorrências das fácies orgânicas. Para Tyson (1993), a interpretação das palinofácies pode gerar parâmetros mais numerosos e diversos do que os dados de geoquímica, permitindo uma análise mais detalhada e a monitoração das variações sutis do ambiente sedimentar, bem como interpretar a matéria orgânica precursora e o seu estado de preservação.

Tyson (1995) considera a seguinte definição de palinofácie como a mais apropriada: "um corpo de rocha sedimentar contendo uma assembleia distinta de palinomorfos, que reflete um conjunto específico de condições ambientais ou que possa ser associado com as características das rochas potencialmente geradoras de hidrocarbonetos". Apesar do grande número e da complexidade das variáveis que determinam as características das palinofácies nos sedimentos (Figura 9.3), as técnicas de interpretação de palinofácie podem ser usadas para os seguintes propósitos (Tyson, 1993):

- 1) determinar a magnitude e a localização do suprimento terrígeno (relação proximal-distal com respeito à fonte sedimentar);
- 2) determinar a polaridade deposicional (eixo costa-bacia);
- 3) identificar tendências regressivas-trangressivas e rasos-fundas na estratigrafia de seqüência (e, assim, os limites de seqüência);
- 4) discriminar ambientes deposicionais: marinho-aberto, marinho restrito, salobro e de água doce;
- 5) caracterizar e subdividir sedimentologicamente fácies uniformes, especialmente folhelho e outros sedimentos de granulometria fina;

- 6) derivar correlações abaixo do nível de resolução bioestratigráfica ou na ausência de dados bioestratigráficos diagnósticos e
- 7) determinar o potencial gerador de hidrocarbonetos das rochas e a qualidade dos parâmetros geoquímicos.

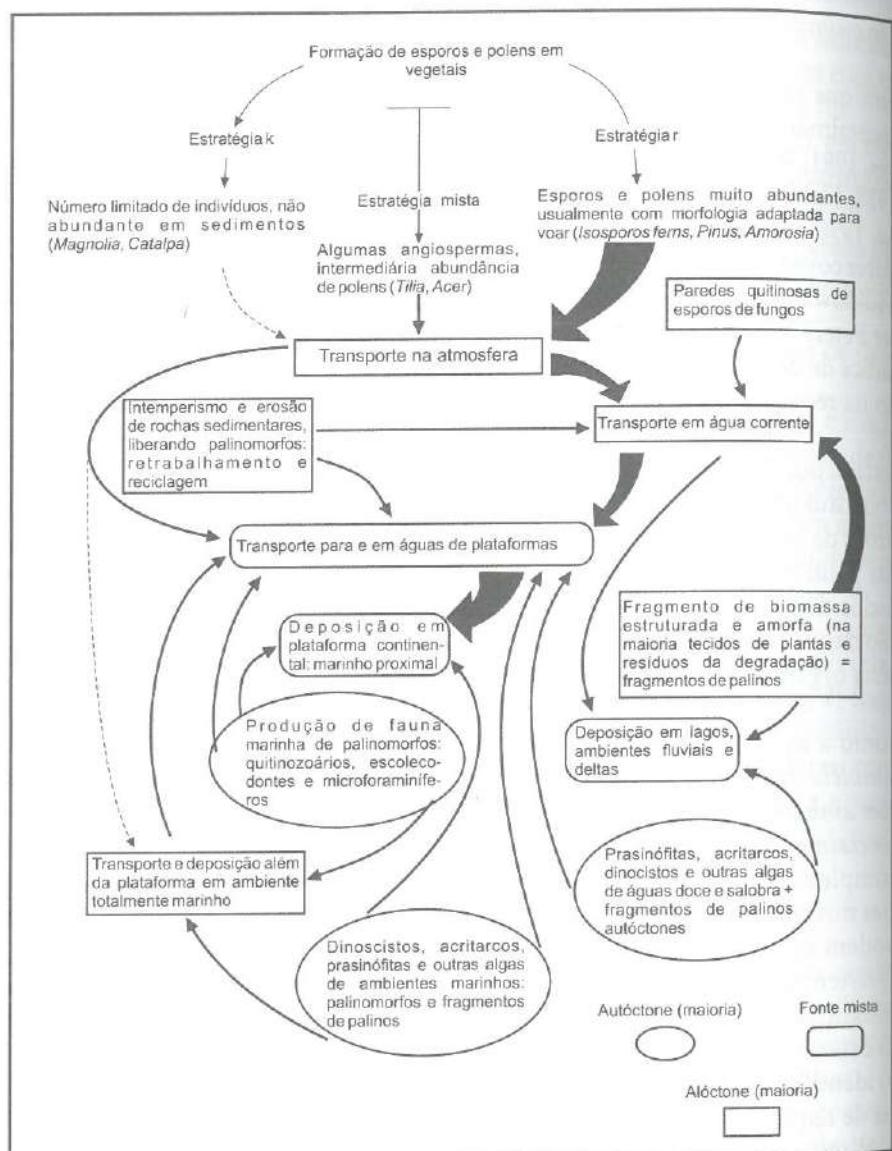


Figura 9.3 - Origem complexa, transporte e deposição de partículas orgânicas. O tamanho da seta indica a magnitude relativa, aproximada, do movimento de partículas (modif. Traverse, 1994).

Como a palinofácie representa o aspecto da fácie orgânica que pode ser determinada pela palinologia da matéria orgânica, Tyson (1995) ampliou o conceito de fácie orgânica, redefinindo como: “*corpo sedimentar contendo uma assembléia distinta de constituintes orgânicos, que pode ser reconhecida em microscópio ou associada com as características da composição geoquímica da matéria orgânica*”. As principais características da fácie orgânica, definida por Jones (1987), com base nos dados geoquímicos, foram complementadas com parâmetros de palinofácie, tabulados por Tyson (1996) (vide Tabela 9.1).

Os três principais controles das características da fácie orgânica, resumidos por Tyson (1996), são: 1) as condições de paleoxigenação e redox da bacia deposicional; 2) a proximidade relativa do sítio deposicional com a fonte de suprimento de siliciclásticos e 3) os controles climáticos na produção, preservação e transporte da matéria orgânica. O segundo controle é o que fornece a associação mais direta com a estratigrafia de seqüências.

Com os parâmetros obtidos através das interpretações das palinofácies, a fácie orgânica pode ser mapeada com uma relativamente pequena quantidade de dados, dentro do contexto arquitetural da estratigrafia de seqüências. As seções condensadas dos tratos transgressivos, por exemplo, registram, normalmente, condições paleoambientais de alta produtividade e preservação da matéria orgânica, refletindo condições de subida relativa do nível do mar (ou do lago) e redução no suprimento da matéria orgânica terrestre.

Nos itens subseqüentes são abordados os parâmetros de palinofácie utilizados na interpretação ambiental e suas aplicações dentro do conceito de estratigrafia de seqüências.

9.3.1 Parâmetros de palinofácie para análise paleoambiental

O quadro contendo os principais parâmetros de palinofácie com suas generalizadas respostas relativas a fatores paleoambientes, em sedimentos marinhos, foi sumariado por Tyson (1993) (Tabela 9.2). Esses parâmetros foram divididos em elementos do querogênio (% de fitoclastos, % de matéria orgânica amorfa fluorescente, % de palinomorfos, razão entre fitoclastos opacos e translúcidos, etc.) e discernentes das características peculiares dos palinomorfos (% de esporos, % de micoplâncton, % de microesporos, etc.). Nos próximos itens esses parâmetros são individualmente descritos, com objetivo de detalhar a resenha da Tabela 9.2.

Um esquema ilustrativo da origem, transporte e deposição das partículas orgânicas, levando em conta a magnitude relativa dos movimentos das partículas, foi concebido por Traverse (1994) e serve, também, neste capítulo, como suporte introdutório às descrições dos parâmetros individuais a seguir (vide Figura 9.3).

Tabela 9.2 – Sumário dos principais parâmetros de palinofácies com suas generalizadas respostas relativas a alguns fatores paleoambientais, em ambiente marinho. O termo Redeposição refere-se às características dos sedimentos redepositados em comparação com os depósitos *in situ* na bacia. Notar como os fatores ambientais podem modificar completamente a tendência proximal-distal (borda – bacia distal) (modif. de Tyson, 1993)

SUMÁRIO DE ALGUMAS TENDÊNCIAS GERAIS DE PALINOFÁCIES MARINHAS					
FATOR AMBIENTAL	Tendência Proximal → Distal	Aumento % de areia	Fácies distal anóxica	Redeposição	Ressurgência (clima árido)
Parâmetros					
% fitoclastos do querogênio	alta→baixa	aumenta	diminui	aumenta	diminui
% AOM do querogênio	baixa→alta	diminui	aumenta	diminui	aumenta
% palinomorfos do querogênio	baixa→alta	diminui	diminui	pode aumentar	pode aumentar
Fluorescência AOM	variável	diminui	aumenta	diminui	pode aumentar
Fitoclastos opacos/translúcidos	baixa→alta	aumenta	aumenta	diminui	pode aumentar
% cutículas dos fitoclastos	alta→baixa	pode aumentar	negligível	aumenta	diminui
Fração grossa dos fitoclastos	alta→baixa	aumenta	diminui	aumenta	diminui
% esporos dos palinomorfos	alta→baixa→alta	aumenta	aumenta	pode aumentar	diminui
% microesporos dos microesporos	alta→baixa	aumenta	diminui	pode aumentar	diminui
% microesporos espessos/ornam- entados (do total de microesporos)	alta→baixa	aumenta	muito baixa	pode aumentar	diminui
% polens bissacados dos microesporos	baixa→alta	diminui	aumenta	diminui	aumenta
% dos polens pequenos arredondados dos microesporos	baixa→alta	diminui	aumenta	pode diminuir	aumenta
Frequência de megaesporos	alta→baixa	pode aumentar	negligível	pode diminuir	negligível
Frequência de tetrades	alta→baixa	pode aumentar	pode aumentar	diminui	diminui
Abundância absoluta de esporomorfos	alta→baixa	diminui	diminui	aumenta	diminui
% plâncton dos palinomorfos	baixa→alta→baixa	diminui	diminui	pode aumentar	aumenta
% chlorococcales de plâncton	alta→baixa	diminui	geralmente baixa	pode aumentar	diminui
% acritarcos do plâncton marinho	alta→baixa	pode aumentar	geralmente baixa	pode aumentar	diminui
% dinocistos do plâncton marinho	baixa→alta→baixa	pode diminuir	diminui	pode aumentar	aumenta
% prasinofitas do plâncton marinho	baixa→alta	sem dados	aumenta	diminui	diminui
Razão comprido:curto de acritarcos <i>spined</i>	baixa→alta	diminui	pode aumentar	aumenta	sem dados
% chorates dos dinocistos	baixa→alta	diminui	aumenta	pode diminuir	diminui?
Dinocistos <i>Peridinoid</i> : <i>Gonyaulacoid</i>	alta→baixa	pode aumentar	pode aumentar	pode diminuir	aumenta
Diversidade de espécies de dinocistos	baixa→alta	diminui	diminui	pode aumentar	diminui
Dominância de espécies de dinocistos	alta→baixa	pode aumentar	aumenta	pode diminuir	aumenta
Abundância absoluta de dinocistos	baixa→alta→baixa	diminui	diminui	pode aumentar	aumenta
Frequência de testas de foraminíferos	alta→baixa	diminui	diminui	aumenta	aumenta
% palinomorfos retrabalhados	alta→baixa	pode aumentar	diminui	aumenta	diminui

9.3.1.1 Parâmetros do querogênio

Por razões didáticas, será empregada a classificação tradicional do querogênio, utilizada em petrografia orgânica de matéria orgânica dispersa em sedimentos, que compreende matéria orgânica amorfa fluorescente (quando imatura), matéria orgânica terrestre (fitoclastos) e matéria orgânica liptnítica (palinomorfos).

a) Matéria orgânica amorfa fluorescente

A percentagem de matéria orgânica amorfa fluorescente reflete o grau de preservação sob condições de variável potencial redox. Dados isotópicos de carbono indicam que toda matéria orgânica amorfa marinha deriva de fitoplântons (Lewan, 1986). Em termos volumétricos, aproximadamente, toda matéria orgânica marinha é representada por matéria orgânica amorfa, decorrente do fato da biomassa aquática ser dominada por algas unicelulares e bactérias, sendo que somente pequena proporção de fitoplântons unicelulares produzem estruturas fossilizadas (Tyson, 1993).

A maioria da matéria orgânica amorfa é produzida como agregado orgânico, derivado de matéria orgânica dissolvida ou matéria peloidal fecal (Riley, 1970; Porter & Robbins, 1981, *apud* Tyson, 1993). Parte é produzida por cianobactérias filamentosas bentônicas, de águas rasas, e por bactérias redutoras de sulfato, bentônicas e pelágicas, de ambientes deficientes em oxigênio (Williams, 1984, *apud* Tyson, 1993).

A abundância relativa e absoluta de matéria orgânica amorfa se correlaciona com áreas com baixa oxigenação de fundo (anóxica-disóxica), especialmente àquelas subjacentes a sítios de alta produtividade primária (Summerhayes, 1983, *apud* Tyson, 1993). Facilmente se decompondo, a matéria orgânica amorfa sobrevive somente onde a degradação aeróbica é limitada (Tyson, 1989) e, freqüentemente, domina a assembléia orgânica do querogênio devido ao grande reservatório de material orgânico agregado presente em ambientes aquáticos que, quando preservado sob condições redutoras, suplanta os demais componentes. Em bacias com deficiência de oxigênio dissolvido e alta capacidade de preservação da matéria orgânica amorfa, a matéria orgânica terrestre alóctone dominará somente nas vizinhanças da fonte flúvio-deltaica ou dentro dos turbiditos (Tyson, 1987). Em facies carbonática, a matéria orgânica amorfa pode constituir a única matéria orgânica disponível à preservação.

A intensidade da fluorescência da matéria orgânica amorfa constitui um parâmetro útil para a avaliação do nível de redox. Em ambientes anóxicos-disóxicos, a preservação de componentes ricos em hidrogênio se relaciona diretamente com a intensidade da fluorescência, quando da exposição em luz ultravioleta. A fluorescência varia, ainda, com a natureza do fitoplâncton original. A matéria orgânica amorfa oriunda de algas prasinofitas, *chlorococcace* ou cianobactéria, apresenta intensa fluorescência (Tyson, 1993), quando imatura.

A Figura 9.4 mostra a matéria orgânica amorfã imatura fluorescente do Membro Assistência da Formação Irati (Bacia do Paraná). Araújo *et al.* (1996) aplicaram os conceitos de Estratigrafia de Seqüências a essa unidade, baseando-se principalmente nos parâmetros de petrografia orgânica e geoquímica orgânica (biomarcadores).

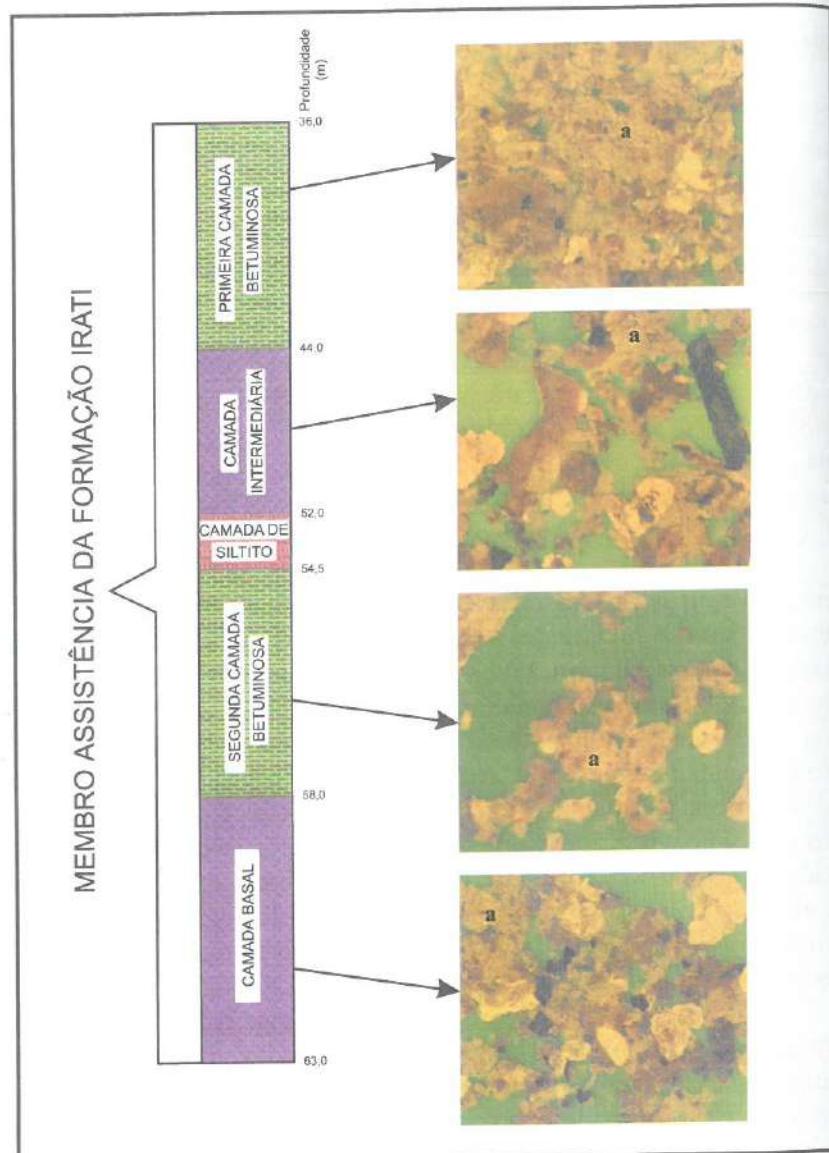


Figura 9.4 - Matéria orgânica amorfã (a) do Membro Assistência da Formação Irati analisada sob luz ultravioleta incidente, mostrando intensa fluorescência (modif. Araujo *et al.*, 1996).

a fluores-
Araújo et
ssa unida-
ica e geo-

b) Matéria orgânica liptinítica (palinomorfos)

A percentagem de palinomorfos é primariamente controlada pela abundância da matéria orgânica amorfia ou pela diluição dos fitoclastos, sendo, normalmente, o grupo morfológico menos abundante. Seu conteúdo relativo na assembléia do querogênio é alto em sítios moderadamente oxidantes, com baixa preservação de matéria orgânica amorfia e em situações de remoção de fitoclastos das vizinhanças de fontes flúvio-deltaicas (Tyson, 1993), ou em áreas de baixa produção ou transporte de fitoclastos (em climas áridos, associados com pouca vegetação).

Quando a assembléia palinomórfica é dominada por esporos, alta percentagem de palinomorfos, usualmente, ocorre em sítios de baixa energia, distal, moderadamente oxidante, onde polens, carreados pelo vento ou por flutuação (especialmente os bissacados), tornam-se preferencialmente concentrados (embora com baixo a moderado número absoluto). A fração de fitoclastos grandes, se inicialmente presentes, tende a se depositar antes, evitando, assim, a diluição dos palinomorfos. Se os palinomorfos são dominados por dinocistos (cistos de dinoflagelados), com alta percentagem de palinomorfos (e alta abundância absoluta) podem estar relacionados a áreas de alta produtividade primária. Como a maioria dos palinomorfos são hidrodinamicamente equivalentes a material clástico do tamanho silte fino a médio (Wall, 1977, *apud* Tyson, 1993), tornam-se concentrados, localmente, pelo efeito de seleção (dentro de turbiditos silticos).

A percentagem de palinomorfos retrabalhados (do total de palinomorfos) é um parâmetro dependente da idade, da litologia da área erodida, do clima (padrão de intemperismo, produtividade contemporânea dos palinomorfos e volume de água doce fornecida ao ambiente) e da distância e duração do transporte. A habilidade dos palinomorfos de resistirem à erosão e ao retransporte depende do seu nível de maturação, composição e morfologia (tamanho, estrutura e espessura da parede). Geralmente, formas retrabalhadas são sempre fortemente diluídas por palinomorfos contemporâneos, a menos que os antigos sejam seletivamente concentrados, devido às diferenças de durabilidade ou à equivalência hidrodinâmica.

A proporção de palinomorfos retrabalhados declina, normalmente, a partir da fonte ou do ponto de entrada na bacia (Eshet *et al.*, 1987, *apud* Tyson, 1993). Seu suprimento é claramente relacionado ao suprimento de sedimentos clásticos, sendo maior em períodos de mar baixo e com algum aporte de água continental. Sua percentagem constitui parâmetro útil, para determinar a proveniência e os padrões transgressivos-regressivos.

A percentagem de esporomorfos (termo coletivo usado para descrever todos os palinomorfos produzidos por macrófitas terrestres), em relação aos outros palinomorfos, reflete a proximidade da fonte terrestre e a produtividade de microplânctons de parede orgânica fossilizada. Esporos densos, grandes, ornamentados e de paredes espessas tendem a se concentrar

em fácies silticas e arenosas, porque existe pouca equivalência hidrodinâmica dos palinomorfos produzidos por fitoplânctons (algas, dinocistos).

Esporos e, especialmente, polens de plantas anemófilas (cuja polinização é produzida pelo vento), são produzidos em grande número e depositados próximos à flora (fácies de topo de delta), contendo alta abundância absoluta e alta percentagem de esporomorfos (Tyson, 1993).

Como o principal carreador dos esporomorfos é a água do rio, sua concentração, capaz de diluir os outros palinomorfos, restringe-se às vizinhanças de sistemas flúvio-deltaicos, onde a baixa salinidade também contribui para suprir a produtividade de fitoplânctons fossilizáveis (Mude, 1982, *apud* Tyson, 1993). As fácies de prodelta apresentam alta percentagem de esporomorfos e assembleias caracterizadas por alta abundância absoluta e diversidade moderada.

Adentrando a bacia, na plataforma, ocorre o declínio absoluto de esporomorfos e aumentam os microplânctons de parede orgânica fossilizáveis. No caso dos dinocistos, a abundância máxima é alcançada no talude continental, decrescendo, a partir daí, com o aumento da lâmina d'água (Wall, 1977, *apud* Tyson, 1993). Bacias oceânicas ou outras permanentemente com águas estratificadas são, freqüentemente, dominadas por alta percentagem de esporomorfos (baixa abundância absoluta), principalmente, de tamanho pequeno e parede delgada (Habib, 1982, *apud* Tyson, 1993). O mesmo padrão pode ser encontrado nas partes centrais de bacias marinhas, com folheios negros, onde a permanente estratificação das águas e alta estabilidade, associada ao efeito eutrófico, inibe a produção de dinocistos (Tyson, 1989).

A abundância absoluta de esporomorfos (polens e esporos por grama de sedimentos), em sedimentos marinhos, geralmente, decresce exponencialmente a partir das desembocaduras dos rios em direção à bacia (Mudie, 1982, *apud* Tyson, 1993), sendo controlada pela magnitude e variação da descarga fluvial.

A percentagem de microesporos é controlada, primariamente, pela ocorrência de condições úmidas, necessárias ao crescimento significativo das pteridófitas. Os esporos são produzidos, principalmente, em áreas deltaicas pantanosas, encontrando-se associados a fácies deltaicas e carvão. Sua abundância poderia ser usada como indicador de umidade, desde que os sedimentos não sejam depositados distante da costa (Courtinat, 1989, *apud* Tyson, 1993). A abundância relativa entre esporos e polens constitui bom indicador de proximidade da área fonte flúvio-deltaica, uma vez que os esporos são produzidos em menor número que os polens anemófilos e tendem a ser transportados menos eficientemente (Habib, 1982, Tyson, 1993).

A percentagem de microesporos de paredes espessas, densos e grandes (do total de microesporos), decresce à medida que aumenta a distância da área fonte, devido ao fracionamento hidrodinâmico durante o transporte, sendo essa relação diretamente associada com a granulometria dos sedimentos (Baten, 1974, *apud* Tyson, 1993).

A frequência de megaesporos diminui com o aumento do transporte, bem como a assembléia composicional se torna mais uniforme. Abundâncias superiores a 500 por grama são encontradas em sedimentos de fácies de lagoa, pântano e fluvial (Speelman & Hills, 1980, *apud* Tyson, 1993). Devido à sua equivalência hidrodinâmica são, geralmente, mais abundantes em silte médio a grosso do que em argilas.

Os tetradas e as massas de esporomorfos são mais numerosos próximos à flora-fonte, sendo encontrados em abundância em fácies de prodelta, (Mudie, 1982, *apud* Tyson, 1993). Quanto menor a energia de transporte e de deposição, maior a capacidade de preservação e a abundância relativa de tetradas. Fácies turbidíticas intercaladas às fácies pelágicas, por exemplo, geralmente exibem baixas freqüências em relação a estas fácies, devido à presumível desagregação durante o transporte de mais alta energia.

A porcentagem de polens sacados (do total de esporomorfos) aumenta em direção à bacia (mas a concentração absoluta diminui), por ser considerado o palinomorfo mais flutuador, principalmente os bissacados (Traverse, 1988, *apud* Tyson, 1993). Devido a esta característica, é considerado um bom indicador da distância relativa da área fonte flúvio-deltaica. Entretanto, segundo Tyson (1993), algumas precauções devem ser tomadas na interpretação desse parâmetro: 1) os polens bissacados, uma vez saturados de água, tornam-se densos; 2) os polens bissacados apresentam tamanhos variados e, portanto, podem sofrer seleção hidrodinâmica; 3) se a distribuição de plantas for generalizada nas margens da bacia, pode ocorrer uma saturação de polens sacados.

Em áreas de clima árido, onde os esporomorfos são transportados pela ação do vento, os polens bissacados são os mais adequados à dispersão a longa distância (Melia, 1984, *apud*, Tyson, 1993).

A percentagem de polens pequenos, de parede delgada (do total de esporomorfos), aumenta em direção à bacia, podendo ser usado como indicador de proximidade relativa de áreas fontes flúvio-deltaicas (Habib, 1979, *apud* Tyson, 1993).

A percentagem de cutículas, a maioria oriunda de fragmentos de folhas, associa-se fortemente com fácies lacustrina e flúvio-deltaica. Fragmentos relativamente grandes de cutículas e mesmo folhas inteiras são característicos de fácies de prodelta (Batten, 1974, *apud* Tyson, 1993), sendo encontradas também altas percentagens de cutículas (15-40%) no topo de embaimento de deltas e fácies distributárias. Os detritos de cutículas são considerados a variedade mais flutuante da matéria orgânica terrestre estruturada, sendo, especialmente, característica de fácies resultantes de condições de baixa energia, onde o aporte ocorre por flutuação ou suspensão (Fisher, 1980, *apud* Tyson, 1993).

Quantidades significativas de detritos de cutículas atingem águas profundas da bacia somente através de leques submarinos, depositados a par-

tir de cânions (Habib, 1982, *apud* Tyson, *op. cit.*). Tais detritos são mais abundantes nas fácies de mais alta energia, especialmente nos arenitos depositados em canais dos sistemas de leques, devido à retenção, pela rápida sedimentação, durante o fluxo gravitacional do leque.

A percentagem de algas chlorococcales (do total de plânctons) em sedimentos marinhos pode ser usada como indicadora da proximidade relativa de áreas fonte flúvio-deltaicas ou como indicadora da redeposição, a partir destas áreas. As duas principais colônias destas algas azuis, exclusivamente de água doce, são do gênero *Botryococcus* (Carbonífero ao Recente) e *Pediastrum* (Eocretáceo ao Recente). Ambas são bastante conhecidas em sedimentos lacustres, onde podem constituir o principal componente orgânico do querogênio (Hutton, 1988, *apud* Tyson, 1993). Em comparação com a alga *Botryococcus*, a *Pediastrum* é menos tolerante à elevada salinidade. Quando ocorrem juntas, a maior taxa de crescimento da *Pediastrum* resulta em sua dominância (Tyson, 1993). A maioria dos registros fósseis de *Botryococcus* são encontrados em fácies lacustreana, fluvial e deltaica (Piasecki, 1987, *apud* Tyson, 1993), mas são registradas, também, em fácies temporariamente hipersalina (Hunt, 1987, *apud* Tyson, 1993). Colônias algais velhas, de ambos os gêneros, aumentam sua capacidade de flutuação, sendo comumente carreadas da área deltaica para a plataforma, onde se tornam componentes conspícuos da matéria orgânica (porém, minoritários).

A porcentagem de algas prasinofitas (do total de plâncton) aumenta sob condições anóxicas-disóxicas, em sedimentos depositados na plataforma e na bacia, principalmente do gênero *phycomata* (Tyson, 1989) e em baixas taxas de sedimentação, sendo abundante em sedimentos radioativos, associados às seções condensadas, depositados sob condições da bacia faminta. Em bacias com águas estratificadas, o seu aumento é inversamente proporcional ao declínio dos dinocistos. A razão entre as algas prasinofitas e os dinocistos representa um índice de estabilidade hidrográfica, que aumenta nas fácies pelágicas de bacias estratificadas (Tyson, 1987).

A abundância das algas prasinofitas tem sido considerada como indicadora de condições superficiais de água salobra. Embora isso possa explicar a associação com fácies anóxicas, pela restrição ao aporte à água doce, resultando em um haloclino permanente, a dominância das prasinofitas, geralmente, obscurece as outras características palinológicas e paleontológicas, indicativas do suprimento de água doce ao ambiente.

Predomínio local de prasinofitas tem sido registrado em áreas restritas (hipersalinas?), parcialmente anóxicas, lagoas e em fácies carbonáticas de água rasa (Hunt, 1987, *apud* Tyson, 1993). Estas ocorrências, também, provavelmente refletem a inibição da produção de dinocistos e, assim, o aumento relativo das prasinofitas. Entretanto, poderiam simplesmente refletir maior aporte de algas flutuantes em relação aos dinocistos.

A percentagem de acritarcos (do total de plânctons) é alta em áreas onde os dinocistos são inibidos pelas condições salobras (e talvez hipersalina; Schank, 1984, *apud* Tyson, 1993). Sendo o mais tolerante fitoplâncton marinho, os acritarcos podem ser úteis no reconhecimento da influência salina nos sedimentos do Mesozóico-Cenozóico, por ser durante este período o único componente significativo da assembléia de fitoplânticos de águas rasas de fácies marinha.

A percentagem de dinocistos (do plâncton total) é alta em áreas costeiras, submetidas a ressurgências sazonais (Melia, 1984, *apud* Tyson, 1993), e aumenta em direção à bacia, declinando nas fácies pelágicas e hemipelágicas, exceto dentro dos turbiditos. Em ambientes salobros e hipersalinos são parcialmente substituídos pelos acritarcos.

A elevada percentagem de dinocistos chorate (do total de dinocistos) foi, primeiramente, sugerida ocorrer em fácies marinhas de plataforma (Vozzhennikova, 1965, *apud* Tyson, 1993) e em fácies distais de baixa energia (Tyson, 1989), sendo caracterizada por dinocistos de parede fina e delicada, com longos espinhos. Constitui um parâmetro útil para avaliar tendências proximais-distais e transgressivas-regressivas, especialmente onde os esporomorfos são pouco freqüentes ou não-diagnósticos.

A diversidade de dinocistos é, geralmente, alta em sedimentos de granulação fina, fácies marinha de plataforma normal, onde assembléias podem conter de 40-70 espécies, principalmente durante o Mesozóico e Paleogeno, nos períodos de mar alto global (Mutterlose & Harding, 1987, *apud* Tyson, 1993). Embora, em termos gerais, a diversidade aumente irregularmente na direção da bacia, a variabilidade na diversidade aumenta para a costa, sendo maior em assembléias estuarinas, onde, freqüentemente, mostra alta dominância. A baixa diversidade é tipicamente associada a ambientes estressantes, especialmente onde existem recursos tróficos, que possam ser consumidos por poucas formas, capazes de tolerar essas condições.

Mudanças relativas na diversidade dos dinocistos constituem um parâmetro útil para caracterizar ambientes marinhos fracos, daqueles mais próximos à costa, de condições estressantes de salinidade, podendo ser usado para identificar oscilações transgressivas-regressivas. Em alguns casos a baixa diversidade, alta dominância e alta densidade, podem ser usadas para inferir condições eutróficas e alta produtividade (Honigstein *et al.*, 1988, *apud* Tyson, 1993).

A abundância absoluta de dinocistos (número por grama de sedimentos) não se relaciona simplesmente à produtividade primária. Parte, porque sua distribuição é muito modificada por fatores sedimentológicos e, parte, porque os cistos constituem uma pequena e inconsistente proporção da população dos dinoflagelados e dos fitoplânticos totais.

Os dinocistos comportam-se como partículas sedimentares finas, sendo, geralmente, do tamanho silte médio a grosso, mas hidrodinamicamente

equivalentes a tamanho silte fino e argila (Dale, 1976, *apud* Tyson, 1993). Sua concentração tende a crescer com a percentagem de silte e argila, mas se estabiliza entre 3 mil – 10 mil por grama, quando alcança entre 50 e 60% do sedimento (Wall *et al.*, 1977, *apud* Tyson, 1993). Alta densidade de cistos (igual ou menor que 10 mil por grama) tem sido reportada associada às fácies estuarinas (Tyson, 1993). Wall *et al.* (1977, *apud* Tyson, 1993) observaram uma associação estatística entre concentrações menores que 100 por grama e lâmina d'água menor que 70m, refletindo, provavelmente, diluição sedimentar. Abundância alta a moderada tem sido encontrada em áreas costeiras com ressurgência, condicionada tanto pela produtividade primária quanto pela baixa sedimentação terrígena, reflexo de condições climáticas áridas no continente (Melia, 1984, *apud* Tyson, 1993).

c) Matéria orgânica lenhosa (fitoclastos)

A percentagem de fitoclastos, derivada da flora terrestre, pode ser alta devido a três fatores: alto suprimento de fitoclastos, alta preservação e às condições hidrodinâmicas.

Um suprimento elevado de fitoclastos pode diluir todos os outros componentes e é característico de situações proximais, onde a deposição ocorre próxima à flora. O transporte curto impossibilita a seleção do fitoclasto, resultando em uma assembléia proximal de composição misturada e com maior variedade de tamanhos de partículas (Tyson, 1993). Quase toda matéria orgânica terrestre alcança o oceano via rio, mas parte, freqüentemente, é quase completamente removida da zona estuarina (Wollast, 1983, *apud* Tyson, 1993). Os picos globais de redeposição da matéria orgânica terrestre no oceano coincidem com os momentos de rebaixamentos do nível do mar global, quando a plataforma é exposta e o perfil de equilíbrio do rio se altera (vide Capítulo 6), principalmente em plataformas estreitas, cortadas por cânions, onde aumenta a freqüência de correntes de turbidez (Habib, 1982, *apud* Tyson, 1993). Assim, na bacia, a abundância de fitoclastos relaciona-se estreitamente à ocorrência e à freqüência de turbiditos, sendo encontrados em depósitos da Sequência de Bouma e ausentes em lamitos pelágicos interturbiditos (Rupke & Stanley, 1974, *apud* Tyson, 1993). A percentagem de fitoclastos é, também, freqüentemente alta em ambientes oxidantes, devido à natureza resistente das ligninas, que permite que os detritos lenhosos constituam a única parcela da matéria orgânica remanescente. Estes ambientes deposicionais são encontrados em sítios fluviais e nos topo dos deltas, onde ocorrem fortes flutuações do nível da água, e, também, em ambientes distais óxicos, onde dominam os fragmentos lenhosos, que sobreviveram a um transporte longo ou de duração prolongada, sendo caracterizados por opacos, semi-opacos e baixa quantidade de matéria orgânica.

A percentagem de fitoclastos é ainda influenciada pelas condições hidrodinâmicas. Por constituírem partículas orgânicas grandes e densas,

n, 1993). Sua
ias se estabili-
do sedimento
al ou menor
rinas (Tyson,
ão estatística
a menor que
alta a mode-
lacionada tan-
rígena, refle-
Tyson, 1993).

rrestre, pode
reservação e
dos os outros
osição ocorre
oclasto, resul-
i maior varie-
orgânica ter-
se completa-
93). Os picos
incidentem com
plataforma é
incipalmente
frequência de
bacia, a abun-
frequência de
ma e ausentes
apud Tyson,
a em ambien-
que os detri-
escente. Estes
opos dos del-
em ambientes
riveram a um
s por opacos,

pelas condi-
des e densas,

os detritos lenhosos, normalmente, concentram-se em sedimentos silticos ou em areia muito fina.

A alta razão entre fitoclastos opacos e translúcidos ocorre quando o material lenhoso translúcido é oxidado, durante prolongado transporte ou por alteração pós-deposicional (Tyson, 1993). O fitoclasto opaco é, também, produzido em turfeiras durante incêndios naturais.

Tyson (1995) sugere que a transição dos fitoclastos translúcidos para os opacos é, primariamente, um efeito subáereo, que acontece antes de as partículas entrarem no mar; a subsequente transformação reflete a preservação relativa (opacos em quantidades maiores que a dos translúcidos) e a seleção granulométrica (quando as partículas opacas são, geralmente, menores).

Inequívoca associação existe entre alta razão de opacos com o aumento da granulometria dos sedimentos, com alta energia e com fácies pobres em matéria orgânica, como arenitos de canais distritutários, de barras de pontal, de depósitos de extravasamento, de praia e de canais arenosos sub-marinos (Fisher, 1980 e Bustin, 1988, *apud* Tyson, 1993). Esta correlação é atribuída à mínima flutuação dos opacos e sua equivalência hidrodinâmica com clásticos tamanho areia (Fisher, 1980, *apud* Tyson, 1993).

Alta razão de opacos igualmente resulta da oxidação pós-deposicional de material lenhoso, como em fácies deltaicas, fácies litorâneas, decorrentes, normalmente, da flutuação do nível d'água no ambiente, onde os corpos arenosos com alta permeabilidade aumentam o potencial de oxidação *in situ* (Fisher, 1980, *apud* Tyson, 1993).

Habib (1982, *apud* Tyson, 1993) demonstrou que a assembléia do querogênio de sedimentos oceânicos é tipicamente dominada por partículas pequenas ($< 20 \mu\text{m}$), equidimensionais, opacas a semi-opacas, especialmente durante períodos transgressivos com baixo suprimento de matéria orgânica terrestre. Este material oxidado é característico também de fácies de talude (Masran, 1984, *apud* Tyson, 1993), representando o *background* de turfeiras ou de material lenhoso degradado, durante o prolongado transporte dentro da bacia ou pelo retrabalhamento na plataforma.

A razão entre fitoclastos pretos (opacos) *equant* e *lath*¹, quando decresce, pode ser utilizada para indicar deslocamento para posições deposicionais distais (Van der Zwan, 1990; Gorin & Steffen, 1991, *apud* Tyson, 1993). Entretanto, Van der Zwan (1990, *apud* Tyson, 1993) mostra que uma tendência contrária também pode ocorrer, conforme igualmente observaram Frank & Tyson (1995). Parece que a tendência de seleção *equant:lath* é, parcialmente, dependente do tamanho da partícula *lath*, que aumenta em fá-

¹ O pressuposto para discriminar estes dois fitoclastos (Tyson, 1989; Tweni & Tyson, 1994) é dado pela razão comprimento:largura, sendo a razão < 2 a que define a partícula *equant* e > 2 a partícula *lath*.

cies de alta energia e proximal, onde pode ser significativamente maior que qualquer partícula *equant* (Tyson, 1995 e Frank & Tyson, 1995).

As partículas *lath* são supostamente extremamente flutuantes (Whitaker *et al.*, 1992), sendo transportadas seletivamente a sítios mais distais, onde são comumente dominantes. Este comportamento pode ser parcialmente resultante do fato das partículas *lath* derivarem do rompimento de partículas maiores, sendo extremamente resistentes na natureza.

A tendência do tamanho das partículas dos fitoclastos é a de decréscimo em direção à bacia (Habib, 1982, *apud* Tyson, 1993), sendo estreitamente associada à granulometria dos sedimentos. Este parâmetro é pouco usado em palinofácies, devido à demanda de tempo necessária para sua aplicação e devido à dificuldade de controle na monitoração do rompimento de partículas maiores, durante a preparação da amostra.

9.3.2 Representação das palinofácies e interpretação

Sutis, mas significativas variações no caráter das palinofácies podem ser estimadas pela representação e análise dos dados numéricos (Tyson, 1995). As percentagens constituem o tipo mais comum de dados usados nos estudos de palinofácies. Representam uma propriedade da população e não de algum componente individual da mesma; estabelecem efeito, não a causa. Mudando algum componente da população, automaticamente altera os valores de todos os outros componentes, e o mesmo valor percentual pode, assim, ser produzido em uma variedade de situações distintas.

Os dados percentuais contêm correlações inerentes; percentagens de um componente são sempre correlacionadas com a de outros componentes, por serem calculados usando a mesma soma (que corresponde a 100%). Por exemplo, se a percentagem de fitoclasto é alta, a percentagem de amorfá tem que ser baixa, e a relação causal pode ser somente estabelecida pela correlação cruzada com outros tipos de dados (abundância absoluta, preservação da matéria orgânica amorfá). Estes fenômenos aritméticos inerentes são relativamente óbvios, quando o número de componentes é pequeno; quando é grande (percentagens de muitas diferentes espécies de palinomorfos dentro da assembleia total) podem induzir a erros.

De acordo com Tyson (1995) é aconselhável segmentar os dados de palinofácies em subconjuntos lógicos e calcular as percentagens separadamente (fitoclastos opacos como percentual de fitoclastos totais; diferentes grupos de plânctons como percentuais dos palinomorfos marinhos). A percentagem de cada subconjunto pode ser comparada com valores de outros subconjuntos, para avaliar correlações mais genuínas, que possam ser feitas dentro dos dados. Entretanto, é necessário se assegurar que existe um núme-

ro de contagem com validade estatística, dentro dos subconjuntos e dentro do conjunto de dados como um todo.

Quando o interesse se relaciona à proporção relativa de diferentes componentes, é mais efetivo plotar razões específicas do que alguns ou todos os valores percentuais. As razões são freqüentemente os meios mais efetivos para ilustrar padrões estratigráficos do que os dados individuais; tendo a vantagem de não serem afetadas por proporções significativas de contagens indiferenciadas, o que pode resultar em grandes incertezas dentro dos dados percentuais (especialmente dos palinomorfos).

Para reduzir a razão sinal/ruído, Tyson (1989) recomenda que dados de diferentes litologias e litofácies sejam plotados separadamente ou claramente distinguidos e, ainda, segregados antes da análise estatística.

A representação dos dados através do diagrama ternário é a mais usual para mostrar as variações das assembléias estudadas. A principal vantagem é permitir a separação espacial dos dados plotados, sendo útil para discriminar agrupamento de associações ou assembléias empiricamente definidas.

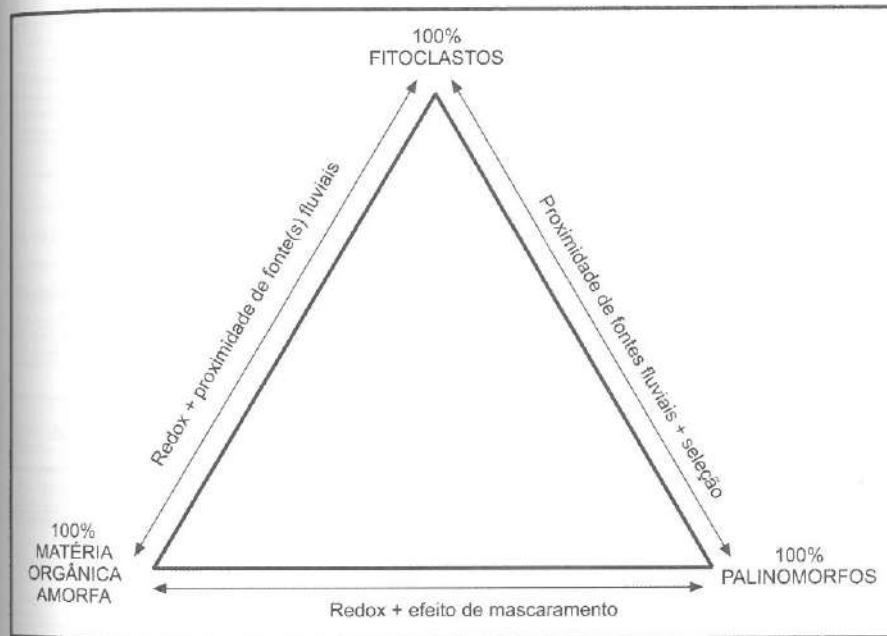


Figura 9.5 - Diagrama ternário contendo dados da matéria orgânica amorfa, fitoclastos e palinomorfos, baseado na freqüência numérica relativa dos constituintes (modif. Tyson, 1989).

Tyson (1989) usou um diagrama triangular com as percentagens relativas às abundâncias da matéria orgânica amorfa, fitoclastos e palinomor-

fos, para caracterizar as assembléias do querogênio de fácies marinhas argilosas, tendo discriminado 11 campos, com características bem definidas, em termos de relações de proximidade relativa da área-fonte da matéria orgânica terrestre e do grau de redox dos subambientes deposicionais, que controlam a preservação da matéria orgânica amorfa (Figura 9.5)

Burger (1980, *apud* Tyson, 1993) usou um diagrama ternário com esporomorfos-acritarcos-dinocistos para caracterizar ambientes deposicionais marinho-raso (nerítico), marinho salobro e não-marinho-salobro (Figura 9.6).

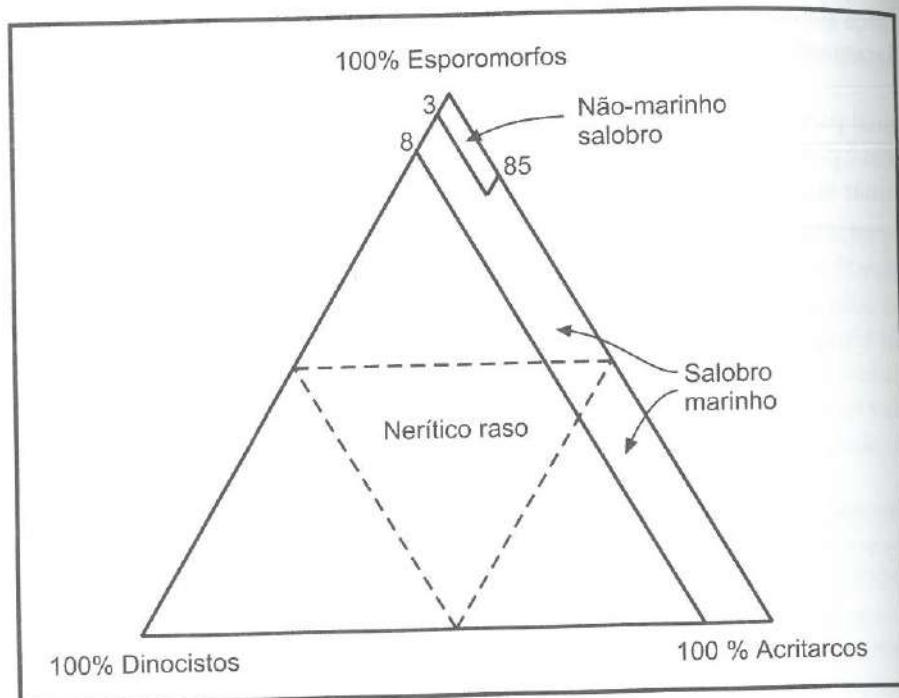


Figura 9.6 - Diagrama ternário para a descrição da assembléia total de palinomorfos (modif. Burger, 1980, *apud* Tyson, 1995).

Tyson (1993) condensou todas as informações possíveis de palinofácies, que devem ser utilizadas na investigação do paleoambiente deposicional, reunindo conjuntos de parâmetros para estimar condições de salinidade, redox, produtividade e estabilidade da massa d'água (Tabela 9.3).

Tabela 9.3 – Parâmetros para estimar condições de salinidade, redox, produtividade e estabilidade da massa d'água (modif. Tyson, 1996)

SALINIDADE	
Parâmetros Diretos	Características
% de fitoclastos do querogênio	Valores altos indicam a proximidade da fonte ativa flúvio-deltaica e, assim, possibilidade de redução de salinidade.
Fitoclastos opacos/translúcidos	Valores baixos indicam bom suprimento de fitoclastos preservados e não-oxidados.
% de cutículas (querogênio ou fitoclastos)	Valores altos sugerem forte proximidade com fonte ativa flúvio-deltaica.
% de plânctons marinhos (dos palinomorfos)	Valores baixos podem refletir inibição ecológica ou diluição, devido ao alto suprimento de esporomorfos por águas continentais.
% de microesporos (dos miosporos)	Valores altos sugerem condições úmidas (pelo menos local) e proximidade da fonte ativa flúvio-deltaica.
Número/grama de esporomorfos	Valores altos indicam forte proximidade com a fonte ativa flúvio-deltaica.
% de palinomorfos retrabalhados	Valores altos, geralmente, correlacionam-se com áreas de erosão ativa e relativamente alto aporte de águas continentais.
Parâmetros Indiretos	Características
% de <i>chlorococcales</i> (dos palinomorfos)	= 100% indica água doce. Mais que alguns porcentos em águas marinhas sugerem influência de águas continentais. Aumenta a razão <i>Botryococcus/Pediastrum</i> com a salinidade em lagos.
% de acritarcos (Pós-Paleozóico)	Valores altos sugerem inibição na produção de dinocistos em salinidade anormal (salobra e, talvez, hipersalina).
% de prasinofitas (dos plânctons)	Valores altos sugerem a inibição na produção de dinocistos, porém, sem relação clara com a salinidade. Podem sugerir, às vezes, estratificação salina, com a água superficial menos salgada.
Cistos <i>peridinoid/gonyaulacoid</i>	Valores altos, às vezes, sugerem proximidade da costa e possíveis condições anormais de salinidade (válido, Pós-Jurássico).
Diversidade de cistos	Valores baixos (com alta dominância) sugerem proximidade da costa, estresse e, provavelmente, frequente salinidade anormal.
Revestimentos de testas de foraminíferos	Presença indica condições marinhas de águas de fundo.
PALEOXIGENAÇÃO E REDOX	
Parâmetros Diretos	Características
% de amorfia fluorescente (do querogênio)	Valores altos indicam condições redutoras, fácies de folhelhos distais disídicos-anóxicos apresentam mais de 60%. A % de fitoclastos e palinomorfos é baixa, devido à diluição pela matéria orgânica amorfa.
Intensidade da fluorescência da amorfia	Aumenta com a preservação e em condições mais redutoras, mas, geralmente, menos que os palinomorfos. Amorfia derivada de material bacteriano pode ter fluorescência forte e uniforme.
% de prasinofitas (dos plânctons)	Valores relativamente altos são associados às fácies de folhelhos anóxicos.
PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA	
Parâmetros	Características
Razão <i>peridinoid/gonyaulacoid</i>	Valores altos ocorrem em áreas de ressurgências (também influenciados pela salinidade).
Diversidade de dinocistos	Valores baixos, com alta dominância, são associados com ressurgência e/ou condições eutróficas.
Número/grama de dinocistos	Valores altos se correlacionam com alta produtividade (sendo influenciados pela seleção e diluição).
Revestimentos de testas de foraminíferos	Alto número/grama (>500) sugere alta produtividade; pode ser alto, também, em fácies anóxicas, devido à redução da pressão de "pastagem".
Razão <i>Pediastrum/Botryococcus</i>	Valores altos em lagos sugerem condições mais eutróficas.
ESTABILIDADE DA COLUNA D'ÁGUA	
Parâmetros	Características
% de prasinofitas (dos plânctons)	Aumenta em sítios estáveis (oceano e bacias anóxicas estratificadas), quando declina a produção <i>in situ</i> de dinocistos.
% de amorfia fluorescente do querogênio	Aumenta se a estabilidade resulta em condições anóxicas de fundo.

9.3.3 Palinofácies e fácies orgânicas no contexto da estratigrafia de seqüências

9.3.3.1 Tratos de sistemas e fácies proximais-distais

A Estratigrafia de Seqüências constitui uma metodologia poderosa para modelagem e análise dos padrões geométricos, espaciais e temporais dos sedimentos acumulados em uma bacia, especialmente em relação à difundida influência da oscilação eustática (vide Capítulo 6).

Um sumário das mudanças que ocorrem em uma Seqüência do Tipo 1 é ilustrado na Tabela 9.4 e tem como objetivo servir de suporte conceitual à análise de palinofácies e fácies orgânicas.

Tabela 9.4 - Sumário dos tratos de sistemas de uma seqüência do tipo 1 (modif. Tyson, 1996)

ESTÁGIOS	CARACTERÍSTICAS
Trato de mar alto final - TMA (late HST)	A taxa eustática de subida cai lentamente. As parassequências são progradacionais quando a taxa de deposição excede a taxa de subida do nível do mar. O complexo progradante é constituído por depósitos delgados de grãos finos de delta, de interdelta de praia e de tempestades.
Trato de mar alto inicial - TMA (early HST)	A taxa eustática de subida encontra-se no mínimo. As parassequências são agradacionais. As fácies não-marinhais são fáceis de pântanos e lacustres. O trato de mar alto inicial "downlapa" a SIM e a seção condensada permanece nas áreas distais.
Superfície de inundação máxima - SIM (mfs)	Ocorre no topo ou na base de uma seção condensada (SC), marcando a máxima extensão de área transgredida e o aporte mínimo de sedimentos na plataforma (máximo estágio faminto)
Trato transgressivo - TT (TST)	A taxa de subida eustática é máxima e a profundidade da água cresce. As parassequências são retrogradacionais e delgadas verticalmente, em direção à bacia. O local de sedimentação se move em direção à costa e a plataforma se torna faminta de sedimentos silicicíclicos, causando expansão da seção condensada da bacia para a plataforma. Os sedimentos não-marinhos são dominados por fácies de canais meandrantes fluviais, de pântano e de estuário. Arenitos retrabalhados por maré podem ocorrer na base (acima da superfície transgressiva, na plataforma).
Superfície transgressiva - ST	A transgressão marinha e a migração dos ambientes de mais alta energia em direção à costa produz uma superfície de ravinamento ou uma superfície transgressiva
Trato de mar baixo final - TMB (late LST)	A taxa de queda relativa do nível do mar decresce, estabiliza-se e sobe lentamente. Cessa a deposição de leques submannos; turbiditos com granulometria fina são depositados no talude, como uma cunha progradante argilosca de mar baixo
Trato de mar baixo inicial - TMB (early LST)	A queda relativa do nível do mar produz incisão fluvial na plataforma, cânions submarinos são cortados na quebra da plataforma, formando leques de talude e de assolo de bacia. Uma seção condensada pode ocorrer entre os leques de assolo de bacia, leques de talude e cunha de mar baixo.
Limite de seqüência do tipo 1	A taxa de descida do nível do mar excede à de subsidência, propiciando uma queda rápida do nível relativo do mar. O suprimento excede a acomodação, ocorrendo bypassing na plataforma e acumulação na bacia. A erosão truncá os estratos subjacentes do trato de mar alto.

SB: sequence boundary, LST: lowstand system tract; mfs: first flooding surface; TST: transgressive system tract, mfs: maximum flooding surface, HST: highstand system tract, CS: condensed section

Como a seqüência deposicional, segundo a Escola da Exxon, se relaciona, intrinsecamente, com as variações globais do nível do mar e com as modificações nas características das fácies transgressivas-regressivas, é possível prever quais as variáveis que, provavelmente, mostrarão significativas alterações através da seqüência deposicional e as respostas gerais aos parâmetros de fácies orgânicas e de palinofácies, conforme ilustrado na Tabela 9.5 (Tyson, 1996).

Tabela 9.5 – Relação entre as variáveis das seqüências deposicionais, fácies orgânicas e palinofácies (modif. Tyson, 1996)

VARIÁVEIS DEPOSIIONAIS QUE SE MODIFICAM DENTRO DE UMA SEQUÊNCIA SEDIMENTAR MARINHA	FÁCIES ORGÂNICAS ASSOCIADAS E VARIÁVEIS DAS PALINOFÁCIES
Proximidade do suprimento sedimentar: distância (-) e duração dos transportes (-)	1) conteúdo de fitoclastos: absoluto e relativo (+); 2) tamanho dos fitoclastos (+); 3) seleção dos fitoclastos (+/-); 4) razão opaco:translúcido (-); 5) preservação dos fitoclastos (+/-); 6) conteúdo absoluto de esporomorfos (-); 7) razão esporomorfos:plânctons (+); 8) tamanho dos esporomorfos (+); 9) seleção dos esporomorfos (-); 10) preservação dos esporomorfos (+); 11) conteúdo de algas águas doces: absoluto e relativo (+).
Taxa de acumulação dos sedimentos (+)	1) diluição do COT (+); 2) preservação do carbono marinho (+); 3) eficiência de soterramento (+).
Profundidade d'água e espaço de acomodação (-)	1) fluxo de carbono de fitoplâncton (+); 2) razão meroplâncton:holoplâncton; 3) estratificação da massa d'água (-); 4) volume relativo de água de fundo (-); 5) disposição para disoxia-anoxia e ciclos de redox de Milankovitch (-)
Tamanho modal do grão (+) e % da fração grossa (+)	1) conteúdo do COT (-); 2) conteúdo relativo de fitoclastos (+); tamanho do fitoclasto (+); 4) seleção do fitoclasto (-)
Erosão (+)	1) conteúdo do querogênio reciclavél: absoluto (+) relativo (?); 2) conteúdo de palinomorfos retrabalhados: absoluto (+), relativo (?)
Redeposição talude abaixo	Razão meroplâncton:holoplâncton (+)

Notação: (+) indica aumento no proximal; (-) indica aumento no distal.

A progressão do trato de mar baixo para o transgressivo, findando no trato de mar alto, idealmente, registra a passagem relativa do proximal para distal e um retorno ao proximal, em termos de fácie, com relação à fonte de sedimentos siliciclásticos (Tyson, 1996) (Tabela 9.6).

Tabela 9.6 – Sumário das tendências idealizadas das fácie orgânicas e palinofácies através de uma seqüência deposicional (TSMB – trato de sistema de mar baixo, TST – trato de sistema transgressivo, TSMA – trato de sistema de mar alto) (modif. de Tyson, 1996)

TRATOS DE SISTEMAS					
TENDÊNCIA GERAL	TSMB inicial	TSMB final	TST	TSMA Inicial	TSMA final
FITOCLASTOS					Muito Proximal → Proximal → Distal → Muito Distal → Proximal
% de querogênio					
% de querogênio	Alta	Alta	Decrescente (mínima na SC)	Baixa	Alta
% de opacos	Baixíssima	Baixa	Crescente (máxima na SC)	Baixa	Alta
opacos equilibrados	Altíssima	Alta	Decrescente (mínima na SC)		Alta
MATÉRIA ORGÂNICA AMORFA					
% de querogênio	SC Óxica SC Anóxica	Baixa	Baixa	Mínima (aumenta +/- pico na SIM)	Baixa
Preservação	SC Óxica SC Anóxica	Pobre	Pobre	Pau-pérrima Boa a excelente	Pobre
Fácie orgânicas (Jones, 1987)	SC Óxica SC Anóxica	C C	C C	CD → C CB → B (- AB)	D → CD B → CB
Palinomorfos retrabalhados	Altíssimo	Alto		Mínimo na SC	Crescente
Algumas águas salobras	Comum	Comum		Rara	Comum
PLANCTONS IN SITU					
% de palinomorfos	Baixíssima	Baixa		Máxima na SC	Decrescente
Diversidade de dinocistos	SC Óxica SC Anóxica	Baixa	Baixa	Pico em SC/TST Pode ser baixa ou alta	Decrescente
% de prasinofitas	SC Óxica SC Anóxica	Baixa	Baixa	Baixa Máxima na SC	Baixa

Para qualquer sítio deposicional, a maioria das características das fácies orgânicas distais corresponde àquelas encontradas na superfície de inundação máxima (SIM), bem como as características das fácies proximais corresponderá às aquelas encontradas no trato de mar baixo ou seu equivalente.

Um padrão típico proximal-distal, mostrado na Figura 9.7, pode ser modificado por fatores climáticos e tectônicos (Tyson, 1996), conforme pode ser constatado na Tabela 9.7.

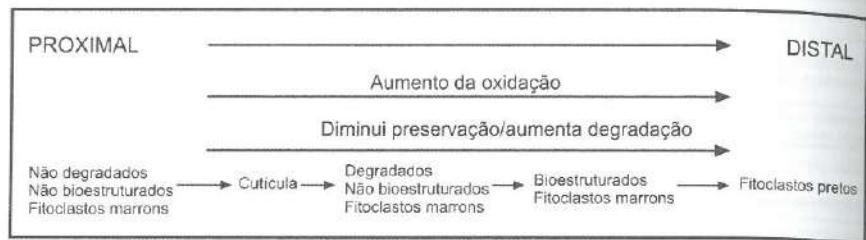


Figura 9.7 - Tendência de preservação dos fitoclastos com o aumento seletivo da preservação (modif. Piper, 1995).

Tabela 9.7 – Fatores modificadores das características das fácies e as respostas das palinofácies (modif. de Tyson, 1996)

FATORES MODIFICADORES DAS CARACTERÍSTICAS DAS FÁCIES ORGÂNICAS	RESPOSTAS E ALTERAÇÕES OCORRIDAS
CLIMÁTICO	1) natureza da flora: herbácea (+), gramíneas áridas (-), plantas C3 (+), C4 (-)*; 2) produção absoluta de fitoclastos (+); 3) preservação de fitoclastos (+); 4) razão de fitoclastos opaco:translúcido do sedimento (-); 5) produção absoluta de esporomorfos (+); 6) razão esporos:polens (+); 7) magnitude e sazonalidade das descargas d'água continentais (+); 8) percentagem relativa de fluxo de matéria orgânica eólica (-); 9) regime de intempérie continental e suprimento de sedimento (+); 10) estratificação da massa d'água (+), origem e estabilidade (+)
TECTÔNICO	ALTERA: 1) a topografia do fundo (morfologia da bacia); 2) volume de água; 3) bypassing de sedimentos; 4) a focalização e deposição dos sedimentos; 5) a taxa de progradação e migração da linha de costa; 6) a profundidade d'água (variação do nível do mar local e espaço de acomodação); 7) o número, a distribuição e a magnitude das fontes de sedimentos; 8) a proveniência sedimentar; 9) a abundância, idade e a natureza do querogênio reciclado e dos palinomorfos; 10) o caráter e a produção de siliciclasticos.

Notação: (+) indica aumento sob condições mais pluviais; (-) indica aumento sob condições mais áridas.
* diferem pelo padrão de metabolismo sendo as C3 as dominantes (> 95% da biomassa) e as C4 de ambientes estressantes – pântanos salgados –, pobres em lignina e, por isso, altamente degradada, sendo melhor representadas em sedimentos do Cenozoico, principalmente do Pós-Oligoceno).

Em clima árido ocorrerá redução na produção e suprimento de fitoclastos terrestres, resultando em um aumento relativo na proporção de material refratário oxidado e reciclados mais antigos (Tyson, 1996). Em ge-

acterísticas da superfície de proximais e distais, que são determinadas pela posição relativa proximal-distal do ambiente dentro da bacia, conforme ilustrado na Tabela 9.8 (Tyson, 1996).

Tabela 9.8 – Características locais das seqüências de acordo com as variações de fatores paleoambientais (modif. de Tyson, 1996)

EXPRESSÃO DE ALGUNS FATORES PALEOAMBIENTAIS	CARACTERÍSTICAS DAS SEQÜÊNCIAS DE ACORDO COM O POSICIONAMENTO NA BACIA SEDIMENTAR		
	Margem proximal	Plataforma externa/talude	Bacia distal
Mudança relativa <i>in situ</i> do espaço de acomodação	Grande	Moderada	Negligenciável
Mudança relativa na taxa de acomodação e tamanho do grão	Muito grande	Moderada, exceto na redeposição (leques)	Negligenciável (seção condensada)
Efeito temporal da progradação	Mais cedo	Retardado distalmente	Pequeno ou sem efeito
Continuidade sedimentar	Intermitente	Menos intermitente	Quase contínuo
Representatividade do preenchimento sedimentar	Pobre	Boa	Excelente
Espessura sedimentar na fase de bacia faminta	Moderada	Grande	Mínima
Espessura sedimentar na fase de preenchimento	Minima	Moderada	Máxima
Definição de parassequência	Boa	Pobre	Nenhuma

Os efeitos da progradação em sistemas siliciclásticos são, primariamente, relacionados às mudanças na taxa de acumulação dos sedimentos (suprimento de partículas alóctones: sedimentos terrígenos e matéria orgânica terrestre). Um aumento na taxa de sedimentação pode causar tanto um efeito positivo nos valores do teor de COT (via aumento da preservação), quanto um efeito negativo (via aumento da diluição) (Tyson, 1996).

O aumento da taxa de sedimentação em ambientes modernos, óxicos, certamente resulta numa melhoria da preservação da matéria orgânica, que alcança o fundo oceânico, devido ao aumento da eficiência no soterramento do carbono orgânico (Canfield, 1994 e Betts & Holland, 1991, *apud* Tyson, 1996), pelo menos para taxas de acumulação entre 60 e 100 cm/1.000 ano (Tyson, 1995). Entretanto, a maioria das evidências para um efeito positivo nos valores do teor de COT (Stein, 1986, *apud* Tyson, 1996) ocorre em fácies pelágicas ou hemipelágicas, onde o fluxo de matéria orgânica e de sedimentos biogênicos são autocorrelacionáveis.

O efeito de diluição do COT parece ser mais típico de sistemas siliciclásticos, onde, por exemplo, a fácie deltaica raramente possui valores do teor de COT maiores que 1-2% (Berner, 1982, *apud* Tyson, 1996). Consequentemente, os valores do teor de COT, freqüentemente, mostram uma correlação inversa com a taxa de sedimentação siliciclástica e a taxa de progradação (Bustin, 1988, *apud* Tyson, 1996).

Já a taxa de acumulação do carbono orgânico total (massa por unidade de área e de tempo) permanece alta e, usualmente, correlaciona-se positivamente com a taxa de acumulação dos sedimentos e a progradação, sendo interessante no contexto de sistema petrolífero, devido ao aumento na eficiência de expulsão dos hidrocarbonetos (Tyson, 1996).

A alta taxa da acumulação de sedimentos siliciclásticos, geralmente, reflete a proximidade da fonte dos sedimentos terrestres e a percentagem da matéria orgânica terrestre, que se relaciona diretamente com a taxa de acumulação (Gough *et al.*, 1993).

As partículas de fitoclastos, por serem hidrodinamicamente equivalentes aos grãos de silte grosso e areia fina (Tyson, 1995), tendem a aumentar com o aumento da granulometria, que ocorre durante a progradação e redeposição.

A diluição simultânea da matéria orgânica (total e marinha) por fitoclastos terrestres resulta no decréscimo do índice de hidrogênio (IH) à medida que diminui o teor de COT. Esta relação de empobrecimento da qualidade e quantidade da matéria orgânica pode ocorrer na ausência dos fitoclastos, pela diminuição da preservação da matéria orgânica marinha, em resposta a um aumento nas condições de oxidação ambiental (Dean *et al.*, 1986). A importância relativa destes processos é melhor avaliada pelo uso de dados de palinofácies.

9.3.3.2 Tratos de sistemas e padrões de preservações de fitoclastos

Muitos autores têm discutido os padrões dos fitoclastos e seu estado de preservação em relação aos esquemas da Estratigrafia de Seqüências (Hart, 1986; Gregory & Hart, 1990; Pasley & Hazel, 1990; Pasley *et al.*, 1991; Gorin & Steffen, 1991; Habib *et al.*, 1992; Vincent, 1995; Piper, 1995; Pasley *et al.*, 1995 e Araújo *et al.*, 1996).

A proporção relativa de diferentes constituintes fitoclásticos pode variar devido às diferenças nas condições de energia, às variações proximais-distais, à história de transporte e à oxidação (Piper, 1995). Com o aumento do transporte, oxidação ou maior energia no ambiente, a fração de fitoclastos tende a se tornar progressivamente dominante, como a maioria do material resistente. Isso se deve à maior degradação dos componentes menos resistentes (cutículas, fitoclastos marrons e outros bioestruturados) e conse-

quente preservação seletiva dos tipos mais refratários (fitoclastos pretos e fitoclastos marrons traqueídos).

Um sumário das relações e variações das assembléias de fitoclastos, resultante dessa preservação seletiva, pode ser vista na Figura 9.7. Em ambientes mais proximais, a assembléia é dominada por fitoclastos marrons não-degradados e não-bioestruturados, sendo que o alto suprimento tende a diluir todos os outros grupos (Piper, 1995). À medida que variarem as condições de oxidação, preservação e transporte em direção a sítios mais distais, esse material se torna mais degradado e decresce em abundância com relação aos fitoclastos refratários (tecidos traqueídos e fitoclastos pretos-opacos). Entretanto, antes de entrar no ambiente deposicional marinho, preservações seletivas podem ocorrer no ambiente terrestre, devido à degradação subaérea, durante flutuações sazonais da massa d'água (Tyson, 1995).

Hart (1986) introduziu o conceito de índice de degradação (soma-tório dos fitoclastos "bem preservados" dividido pelo somatório dos fitoclastos "pobremente preservados"), para indicar o grau de preservação da assembléia de fitoclastos, sendo que os valores mais baixos deste índice indicam pobre preservação. Quando o índice foi aplicado para investigar o comportamento da matéria orgânica alóctone, observou-se que este refletia uma medida de dispersão dos fitoclastos, sendo os valores mais baixos associados às fácies distais (Gregory & Hart, 1990). Com isso, o índice de degradação foi considerado uma ferramenta útil para diferenciar variações do regime de degradação, através do tempo, tendo sido usado por vários autores (Gregory & Hart, 1990; Pasley & Hazel, 1990; Pasley *et al.*, 1991; Pasley *et al.*, 1995). Entretanto, Tyson (1995) considera subjetivo e difícil o discernimento entre as categorias de fitoclastos "bem preservados" e "pobremente preservados" para ser aplicado consistentemente na prática, uma vez que não são definidos critérios diagnósticos claros.

Estudando a seqüência Neocretácea na Bacia de San Juan, Pasley *et al.* (1991) constataram que a proporção de fitoclastos degradados (fitoclasto não-estruturado) aumenta dentro do trato transgressivo (na direção às posições distais), aparentemente devido à combinação entre uma baixa taxa de acumulação sedimentar (que aumenta a degradação na interface sedimento-água e diminui o suprimento de fitoclastos preservados) e a adição de material reciclado da fácie regressiva subjacente (Figura 9.8).

No esquema da Figura 9.8, Tyson (1995) introduz os valores de fICOT (% da freqüência relativa de fitoclastos/100 x COT), mostrando que estes valores indicam que aumenta a abundância absoluta de fitoclastos, à medida que diminuem suas preservações e abundâncias relativas, sendo que essa tendência não poderia ser esperada na transição entre fácies proximais e distais, a não ser que o ambiente fosse extremamente oxidante (o que não é o caso, conforme atestam os valores altos de IH ≥ 500 mg HC/g COT). A ex-

plicação para este paradoxo, fCOT aumentando no trato transgressivo, Tyson (1995) deixa em aberto, porém, salienta que aparentes inconsistências nos padrões dos fitoclastos advêm da atuação de importantes fatores que afetam sua preservação (Tabela 9.9), sendo um dos mais importantes a própria biodegradabilidade do material fitoclástico.

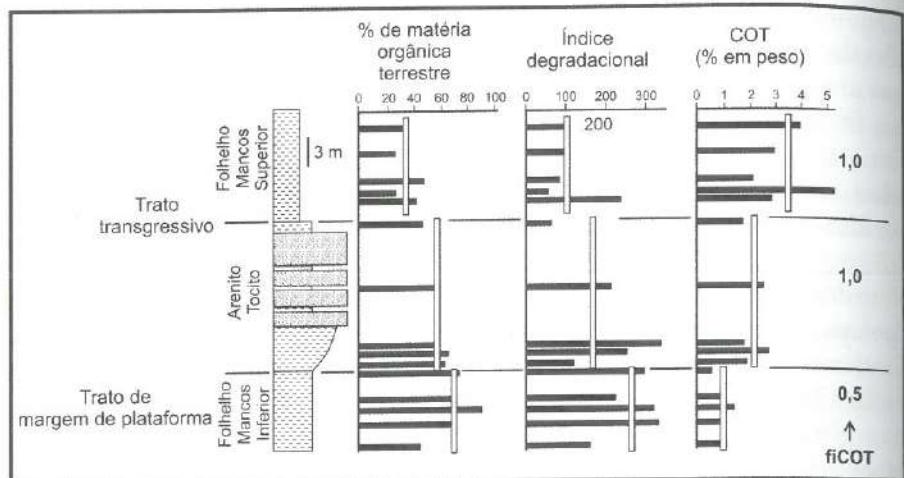


Figura 9.8 - Variação do COT, da abundância e preservação dos fitoclastos ao longo de uma seqüência cretácea no Novo México (modif. Pasley *et al.*, 1991 e Tyson, 1995).

Tabela 9.9 – Alguns fatores que influenciam o estado de preservação dos fitoclastos terrestres não-opacos e as possíveis relações que os tipos de seqüências e tratos de sistemas têm com a melhoria do grau de preservação (positivo: (+); negativo: (-); TMB – trato de mar baixo, TT – trato transgressivo, TMA – trato de mar alto) (modif. Tyson, 1996)

Biodegradação intrínseca: conteúdo de lignina (+); conteúdo de fibra (+); razões C/N (nitrogênio) e C/P (fósforo)(-); tamanho da partícula (+)
Exposição ao oxigênio atmosférico e ciclos úmidos secos (-)
Condições subaquosas do pH: condições ácidas terrestres (+); condições alcalinas marinhas (-)
Oxigênio dissolvido: atividade fungal (-); orgânicos bentônicos (-); bioturbação (-)
Tempo disponível para degradação na interface sedimento-água: taxa de acumulação de sedimentos (+); soterramento rápido (+); proximidade da fonte terrestre (- → +); frequência de redeposição (-); intensidade de redeposição (-)
Tempo e distância de percurso, a partir da fonte: 1) baixo: TMB e TMA final (- → +); 2) alto: TT e TMA inicial (- ou +)
Magnitudes da reciclagem do estrato subjacente: 1) baixa: seqüência tipo 2, TT e TMA inicial (- ou +); 3) alta: seqüência do tipo 1, TMB e TMA final (- ou +)
Redeposição e bypassing: 1) baixa: seqüência do tipo 2, TT e TMA inicial (+ ou -); 2) alta: seqüência do tipo 1 e TMB (- ou +)
Extensão do retrabalhamento em sedimentos de alta energia (marinho proximal): 1) baixa: TMB e TMA final (- ou +); 2) alta: TT, TMA inicial e TMB final de rampa (- ou +)

gressivo, sistências s que afeta a própria

Embora Tyson (1995) tenha percebido este paradoxo na figura original de Pasley *et al.* (1991), posteriormente, na reedição dos estudos baseados nos mesmos dados da Bacia de San Juan (Pasley *et al.*, 1995), o diagrama esquemático (Figura 9.9) mostrando as relações entre as características da matéria orgânica e sua posição dentro da seqüência deposicional ilustra as mesmas tendências observadas na Figura 9.8, porém, os autores salientam que a matéria orgânica terrestre decresce no trato transgressor, em direção à SIM, sem explicitar, entretanto, se este decréscimo é absoluto ou relativo.

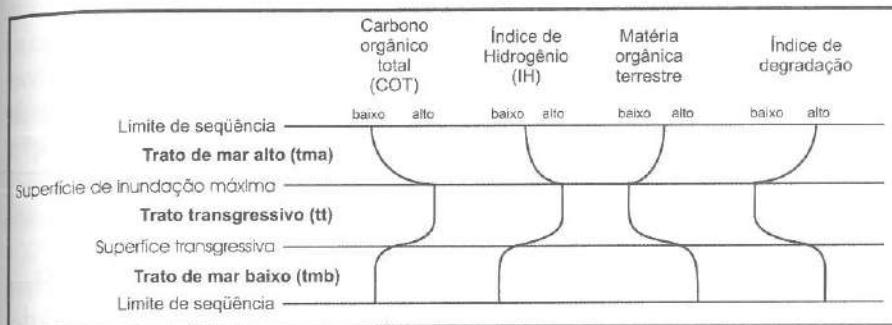


Figura 9.9 - Relação entre as características da matéria orgânica e suas posições dentro da seqüência deposicional (modif. Pasley *et al.*, 1995).

Habib *et al.* (1992) indicam que a proporção de detritos reciclagens de plantas terrestres ou detritos pobemente preservados de plantas terrestres é maior na parte inferior de uma parassequência (posição mais distal).

Pasley & Hazel (1990), estudando os depósitos do Eocene-Oligoceno de St. Stephens Quarry, Alabama, observaram que a melhor preservação dos fitoclastos (e mais altas percentagens) ocorre no trato de mar alto final, associada com a retomada da progradação.

Próximo da fonte (fácies orgânica C de Jones, 1987 – vide Tabela 9.1) normalmente existe tempo insuficiente para eliminação de componentes primários frágeis (especialmente se é alta a taxa de acumulação dos sedimentos). Com o transporte em direção à bacia, estes componentes frágeis (côrtex, material pseudo-amorfo e cutícula) tendem a ser eliminados e a assembléia se torna dominada por material mais resistente, resultando, freqüentemente, em aparente maior estado de preservação (Tyson, 1995). Consequentemente, o resultado final da degradação é uma assembléia de componentes refratários “bem preservados” (na fácies orgânica D). Se condições dióxicas-anóxicas ocorrem no depocentro (fácies orgânicas B e C), constituíntes frágeis dos fitoclastos podem sobreviver, desde que não sejam previamente destruídos no transporte. Assim, a justaposição relativa de área com condi-

ções anóxicas e a fonte terrestre pode ser um fator significativo no grau de preservação.

Alguns fitoclastos “pobremente preservados” não são primários, mas sim secundários, produzidos pela degradação moderada dos tecidos durante seu transporte para a parte profunda da bacia (Tyson, 1995).

Geralmente, quanto maior o transporte maior a degradação do tecido fitoclástico. A redeposição deste material evita que a assembleia de fitoclastos alcance pior estado de preservação. Entretanto, em posições distais, depositadas lentamente, serão encontrados somente fitoclastos refratários angulares em sedimentos óxicos (fácie orgânica D de Jones, 1987), resultando em um estado de preservação aparentemente maior. Variações relativas na preservação dos fitoclastos e sua relação com a redeposição, depende da comparação entre fácies orgânicas ou de sedimentos, sendo a interpretação do padrão preservacional, às vezes, complicada (Tyson, 1995); recomenda-se, com isso, a utilização de uma categoria específica em substituição à assembleia total de fitoclastos.

Para minorar as dubiedades dos termos empregados por Hart (1986), no discernimento do grau de preservação dos fitoclastos usados para determinar o índice de preservação, Piper (1995) e Vincent (1995), ao dividirem o estudo de sedimentos do Jurássico Médio, respectivamente, na região de Yorkshire e Inner Hebrides, do Mar do Norte, em suas respectivas teses de doutorado, introduziram o conceito do índice de preservação dos fitoclastos (IPF) que, conceitualmente, é similar ao índice de degradação de Hart (1986), porém, apresenta uma escala do nível de preservação dos fitoclastos melhor definida, cujos graus de resistência à degradação variam de 1 a 10, onde 1 representa os fitoclastos não-degradados e menos refratários e 10 os fitoclastos pretos.

Tabela 9.10 – Tipos de fitoclastos e seus respectivos graus de preservação (modif. Piper, 1995 e Vincent, 1995)

GRAU DE PRESERVAÇÃO	TIPO DE FITOCLASTOS
2	Fitoclastos marrons não-bioestruturados e não-degradados
3	Cutículas
5	Fitoclastos marrons não-bioestruturados degradados
6	Fitoclastos marrons bioestruturados bandeados
8	Fitoclastos marrons bioestruturados "tracheid"
10	Fitoclastos pretos

Os graus de resistência à degradação e as respectivas categorias de fitoclastos são discriminados na Tabela 9.10 (Piper, 1995 e Vincent, 1995).

O índice de preservação dos fitoclastos é calculado a partir das percentagens de cada tipo do total de fitoclastos, multiplicado pelo valor do grau de preservação e finalmente somados os resultados para cada um dos seis tipos de fitoclastos:

$$\text{IPF} = \Sigma [(\% \text{ do tipo de fitoclasto} / \text{total de fitoclastos}) \times \text{valor de preservação} / 100]$$

Um baixo valor de IPF representa um predomínio de fitoclastos "frescos", não-degradados e remanescentes de plantas superiores identificáveis (cutículas), sobre material refratário e degradado. Um índice moderado sugere igual abundância dos tipos de fitoclastos. Um índice alto ocorre quando dominam os fitoclastos refratários (máximo possível de 10, representando 100% de fitoclastos pretos). Com isso, o índice aumenta das fácies proximais para as fácies distais (Piper, 1995 e Vincent, 1995).

No estudo do comportamento da arquitetura proximal-distal das formações Scarborough e Cloughton (Jurássico médio – Yorkshire, Inglaterra) aplicando o IPF, Piper (1995) observou que os valores médios deste índice aumentam nas fácies mais distais (Tabela 9.11). O aumento relativo de apenas 20% sugere que nenhuma das fácies é realmente muito distal, o que é coerente com a paleogeografia. As correspondentes variações nas assembleias de fitoclastos, dentro do arcabouço proximal-distal, são sumariados na Figura 9.10 (Piper, 1995).

Tabela 9.11 – IPF de acordo com a posição proximal distal (modif. de Piper, 1995)

POSIÇÃO	MÉDIA	% DESVIO PADRÃO	MÍNIMO	MÁXIMO	Nº AMOSTRAS	VARIAÇÃO
Proximal	4,2	11,6	3,2	5,6	80	2,4
Salobro	4,2	10,4	3,5	5,5	98	2,0
Marinho 1	4,7	9,6	4,0	5,8	76	1,8
Marinho 2	5,0	8,3	3,9	5,9	126	2,0

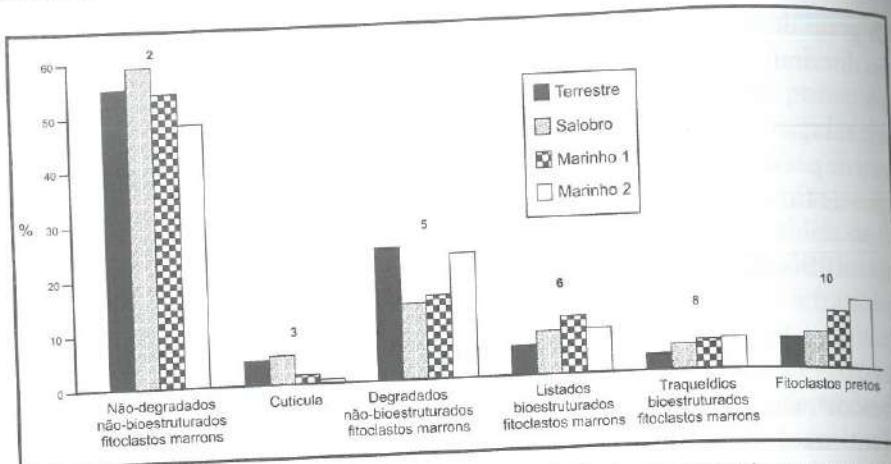


Figura 9.10 - Composição percentual média da assembléia de fitoclastos, de acordo com a tendência proximal-distal (modif. Piper, 1995).

9.3.3.3 Regimes de paleoxigenações

Os efeitos da taxa de acumulação dos sedimentos na preservação da matéria orgânica e do COT dependem das condições de paleoxigenação (Tyson, 1996). Por exemplo, a progradação em ambiente disóxico-anóxico pode resultar numa diminuição dos valores do teor de COT e do IH; enquanto que em um ambiente anóxico resulta no aumento destes valores.

Sendo a progradação relacionada a um aumento na taxa de acumulação dos sedimentos é pouco provável que ocorra uma melhoria nas condições de preservação da matéria orgânica terrestre com valores de IH menores, resultando numa diminuição da qualidade das fácies orgânicas (de AB ou B para B ou BC de Jones, 1987, vide Tabelas 9.1 e 9.6). Esta observação tem sido confirmada por evidências empíricas, baseadas na constatação de que a maioria dos folhelhos betuminosos antigos foram depositados lentamente, atingindo a qualidade máxima de rocha potencialmente geradora de petróleo, na maioria das seções condensadas, cujas taxas de acumulações são da ordem de 0,1 - 1cm/1.000 anos, raramente excedendo 10cm/1.000 anos (Tyson, 1995).

Contrastantemente, a preservação da matéria orgânica marinha é pobre ou mínima nas seções condensadas depositadas em condições óxicas, sendo o querogênio formado por assembléia de pequenas partículas refratárias de fitoclastos lenhosos pretos (inertinita), correspondendo às fácies orgânicas D ou CD de Jones (1987). Sob condições óxicas, a progradação e um aumento na taxa de acumulação dos sedimentos causam uma melhoria na preservação (eficiência de soterramento) da matéria orgânica marinha e maior

suprimento de fitoclastos preservados ou pouco oxidados (matéria orgânica lenhosa marrom ou vitrinita), produzindo uma mudança para fácies CD ou C de Jones (1987) (Tyson, 1996). Devido ao baixo teor de COT, que caracteriza a fácies orgânica D de Jones (1987), o carbono orgânico total pode aumentar, significativamente, durante essa transição, porém, provavelmente, sem exceder 3% em sedimentos marinhos.

Alguns estudos e modelos têm fornecido dados para suportar a relação entre as rochas ricas em COT e a seção condensada, entretanto, ainda não se encontra suficientemente esclarecido se o melhor intervalo ocorre abaixo, acima ou na SIM, isto é, no trato transgressivo, no trato de mar alto inicial ou na transição entre eles (Leckie *et al.*, 1992; Curiale *et al.*, 1992; Creaney & Passey, 1993; Bessereau *et al.*, 1995 e Pasley *et al.*, 1995). Variações máximas de COT na seqüência deposicional parecem ser função, parcialmente, da localização do sítio deposicional dentro da bacia.

Enquanto a combinação de baixa taxa de acumulação sedimentar (diluição mínima) e anoxia (preservação máxima) constitui a condição mais favorável à deposição de rochas ricas em carbono orgânico, a combinação entre baixa taxa da acumulação e condições óxicas representa o arranjo menos favorável (devido à prolongada exposição e degradação aeróbica), sendo representado em ambientes modernos por valores de teor de COT inferiores a 0,5% na seção condensada, correspondendo à fácies orgânica D de Jones (1987). Em contexto ambiental predominantemente óxico, os intervalos ricos em carbono orgânico se associam às fases temporárias disóxicas-anóxicas e não à seção condensada, conforme constatado por Curiale *et al.*, (1992).

A ocorrência de ciclicidade redox na escala dos Ciclos de Milankovitch é muito comum em fácies distais de plataforma e bacia (Cenomaniano-Turoniano das formações Greenhorn e Niobrara, USA; Arthur & Sageman, 1994). Esta ciclicidade é controlada pelo clima, pela profundidade d'água e pela paleobioprodutividade. A bacia precisa ser suficientemente funda para desenvolver condições disóxicas-anóxicas, mas não o suficiente funda ou estável para se manter continuamente anólica. Em bacias oceânicas profundas, a ciclicidade é controlada pela regulagem climática da paleobioprodutividade. Em bacias rasas, a regulagem climática, para a estabilização da massa d'água e do volume relativo de água de fundo, parece ser mais importante (Tyson, 1996).

Um dos mecanismos mais comumente aceitos (Escola da Exxon de subida global do nível do mar) para explicar a redução da paleoxigenação no fundo relaciona-se diretamente às subidas relativas do nível do mar, quando extensas áreas da bacia se posicionam abaixo do nível base de tempestades, reduzindo a turbulência para o estabelecimento de massas de águas estratificadas ou para tornar as zonas de águas estratificadas mais estáveis.

A redução de ventilação de fundo, provocada por massas d'água estabilizadas, resulta em condições ambientais disóxicas-anóxicas e aumento na preservação da matéria orgânica (Arthur & Sageman, 1994).

Embora a produtividade primária seja importante, a depleção de oxigênio na plataforma é predominantemente função da razão entre a demanda de oxigênio (fluxo de carbono) e o tamanho do reservatório (volume de água do fundo, que em plataformas abertas é, predominantemente, determinado pela espessura da camada subpinoclinia) (Tyson, 1996).

9.4 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allison, P. A.; Wignall P. B.; Brett C. E. 1995. Palaeo-oxygenation: effects and recognition. In: Bosence D. W. J. & Allison P. A. (eds.). *Marine Palaeoenvironmental Analysis from Fossils*. London, Geological Society of America, 97-112, (Geological Society Special Publication # 83).
- Araújo, L. M.; Trigüis, J. A.; Cerqueira J. R. 1996. Avaliação do efeito térmico das intrusivas ígneas nas rochas geradoras da Formação Iriti/Membro Assistência. Curitiba, PETROBRAS/E&P/NEXPAR, 2 volumes, 149 p. (Relatório interno - não publicado).
- Arthur, M. A. & Sageman, B. B. 1994. Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22: 499-551.
- Bessereau, G.; Guillocheau, F.; Huc, A. Y. 1995. Source rock occurrence in a sequence stratigraphic framework: the example of the Lias of the Paris Basin. In: Huc, A. Y. (ed.). *Paleogeography, Paleoclimate and Source Rocks*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 273-303. (Memoir # 40).
- Creaney, S. & Passey, Q. R. 1993. Recurring patterns of total organic carbon and source rock quality within a sequence stratigraphic framework. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 77: 386-401.
- Crumiére, J.-P.; Crumiére-Airaud, C.; Espitalié, J. 1990. Préservation cyclique de la matière organique amorphe des sédiments au passage Cénomanien-Turonien dans le bassin vocontien (Sud-Est France). Contrôles paléocéanographiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 161: 469-487.
- Curiale, J. A. & Stout, S. A. 1993. Monitoring tectonically controlled marine to lacustrine transitions using organic facies - Ridge Basin, California, USA. *Chemical Geology*, 109: 239-268.
- Dean, W. E.; Arthur, M. A.; Claypool, G. E. 1986. Depletion of δC^{13} in Cretaceous marine organic matter: source, diagenetic, or environmental signal? *Marine Geology*, 70: 119-157.
- Didyk, B. M.; Simoneit, B. R. T.; Brassell, S. C.; Eglinton, G. 1978. Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation. *Nature*, 272: 216-222.

- Durand, B. 1980. Sedimentary Organic matter and kerogen. Definition and quantitative importance of kerogen. In: _____. *Kerogen: Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks*. Paris, Editions Technip, 13-34.
- Emery, D. & Myers, K., 1996. *Sequence Stratigraphy*. Oxford, Blackwell Scientific Company, 297 p.
- Esparatié, J.; Laporte, J. L.; Madec, M.; Marquis, F.; Leplat, P.; Paulet, J.; Bouteleau, A. 1977. Méthode rapide de caractérisation des roches marines, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Revue Institute Français du Pétrole*, 32: 23-42.
- Frank, M. C. & Tyson, R. V. 1995. Parasequence-scale organic facies variations through an Early Carboniferous Yoredale cyclothem, Middle Limestone Group, Scremerton, Northumberland. *Journal of the Geological Society of London*, 152: 41-50.
- Gorin, G. & Steffen, D. 1991. Organic facies as a tool for recording eustatic variations in marine fine-grained carbonates – example of the Berriasian stratotype at Berrias (Ardèche, SE, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 85: 30-320.
- Gough, M. A.; Fauzi, R.; Mantoura, C.; Preston, M. 1993. Terrestrial plant biopolymers in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 945-964.
- Gregory, W. A. & Hart, G. F. 1990. Sub-division of the Wilcox Group (Sabinian) argillaceous sediments using particulate organic matter. *Palynology*, 14: 105-121.
- Gutjahr, C. C. M. 1966. Carbonization measurement of pollen-grains and spores and their application. *Leidse Geol. Medd.*, 38: 29 p.
- Habib, D. 1982. Sedimentary supply origin of Cretaceous black shales. In: Schalanger, S. O. & Cita M. B. (eds.). *Nature and Origin of Cretaceous Carbon-Rich Facies*. London, Academic Press, 113-127.
- Habib, D. & Miller, J. A. 1989. Dinoflagellate species and organic facies evidence of marine transgression and regression in the Atlantic coastal plain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 74: 23-47.
- Habib, D.; Moshkovitz, S.; Kramer, C. 1992. Dinoflagellate and calcareous nannofossil response to sea-level change in Cretaceous-Tertiary boundary sections. *Geology*, 20: 165-168.
- Hart, G. F. 1986. Origin and classification of organic matter in clastic systems. *Palynology*, 10: 1-23.
- Hart, G. F.; Ferrel, R. E.; Love, D. R.; LeNoir, E. A. 1989. Shelf sandstones of the Robulus L zone, offshore Louisiana. In: Morton R. A. & Nummedal, D. (eds.). *Shelf Sedimentation, Shelf Sequences and Related Hydrocarbon Accumulation*. Gulf Coast Section SEPM Foundation, *Seventh Annual Research Conference Proceedings*, 117-141.
- Isaksen, G. H. & Bohacs, K. M. 1995. Geological controls of source rock geochemistry through relative sea level, Triassic, Barents Sea. In: Katz B. J. (ed.) *Petroleum Source Rocks*. Berlin, Springer-Verlag, 25-50.
- Jones, R. W. 1987. Organic facies. In: Brooks J. & Welte, D. H. (eds.). *Advances in Petroleum Geochemistry*. London, Academic Press, 1-90.

- Jones, R. W. & Demaison, G. L. 1982. Organic facies – stratigraphic concept and exploration tool. In: Saldivar-Sali, A. (ed.). Manilla, ASEAN Council on Petroleum, *Proceedings of the Second ASCOPE Conference and Exhibition*: 51-68.
- Leckie, D. A.; Singh C.; Block J.; Wilson, M.; Wall, J. 1992. An anoxic event at the Albian-Cenomanian boundary: the Fish Scale Marker Bed, northern Alberta, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 92: 139-166.
- LeNoir, E. A. & Hart, G. F. 1988. Palynofacies of some Miocene sands from the Gulf of Mexico, offshore Louisiana, USA. *Palinology*, 12: 151-65.
- Lewan, M. D. 1986. Stable carbon isotopes of amorphous kerogens from Phanerozoic sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 1583-1591.
- Loutit, T. S.; Hardenbol, J.; Vail, P. R. 1988. Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. In: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendal, C. G. S. C.; Posamentier, H. W.; Ross, C. A.; Van Wagoner, J. C. (eds.). *Sea-Level Changes - An Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, 183-215, (SEPM Sp. Pb. # 42).
- Mackenzie, A. S. 1984. Application of biological markers in petroleum geochemistry. In: Brooks, J. & Welte, D. (ed.) *Advances in Petroleum Geochemistry Volume 1*. London, Academic Press, 1-210.
- Mello, R. M. 1990. *Geochemical and Molecular Studies of the Depositional Environments of Source Rocks and Their Derived Oils from the Brazilian Marginal Basins*. Bristol University, Bristol (U. K.), Ph. D. Thesis, 240 p.
- Moldowan, J. M.; Seifert, W. K.; Gallegos, E. J. 1985. Relationship between petroleum composition and depositional environment of petroleum source rocks. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 48: 1651-1661.
- Mukhopadhyay, P. K.; Hagermann, H. W.; Gormly, J. R. 1985. Characterization of kerogens as seen under the aspect of maturation and hydrocarbon generation: *Erdöl und Kohle*, 38: 7-18.
- Pasley, M. A. 1991. *Organic Matter Variation within Depositional Sequences: Stratigraphic Significance and Implication to Petroleum Source Rock Prediction*. The Louisiana State University and Agricultural and Mechanical Col. Lousiana, Lousiana (USA), Ph. D. Thesis, 150 p.
- Pasley, M. A. & Hazel, J. E. 1990. Use of organic petrology and graphic correlation of biostratigraphic data in sequence stratigraphic interpretations: example from the Eocene – Oligocene boundary section, St. Stephens Quarry, Alabama. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 40: 661-683.
- Pasley, M. A.; Gregory, G. W.; Hart, G. F. 1991. Organic matter variations in transgressive and regressive shales. *Organic Geochemistry*, 17: 483-509.
- Pasley, M. A.; Riley, G. W.; Nummedal, D. 1995. Sequence stratigraphic significance of organic matter variations: example from the Upper Cretaceous Mancos Shale of the San Juan Basin, New Mexico. In: Huc, A. Y. (ed.). *Paleogeography, Paleoclimate and Source Rocks*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 221-241. (Memoir # 40).

- Pedersen, T. F & Calvert, S. E. 1990. Anoxia vs. Productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 79: 1.481-1.494.
- Peters, K. E. & Moldowan, J. M. 1993. *The Biomarker Guide*. London, Englewood Cliffs, Prentice-Hall, 363 p.
- Piper, A. T. 1995. *Evaluation of Palynofacies Analysis in the Interpretation of Depositional Environments in the Middle Jurassic of Yorkshire*. Newcastle University, Newcastle (U.K.), Ph. D. Thesis, 313 p.
- Seifert, W. K. & Moldowan, J. M. 1981. Paleoreconstruction by biological markers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45: 783-794.
- Stein, R. & Littke, R. 1990. Organic-carbon-rich sedimentos and paleoenvironment: results from Baffin Bay (ODP-Leg 105) and the upwelling area off northwest Africa (ODP - Leg 108). In: Huc, A. Y. (ed.). *Deposition of Organic Facies*. Tulsa, American Association Petroleum Geologists, 41-56, (AAPG Studies in Geology # 30).
- Summerhayes, C. P. 1981. Organic facies of middle Cretaceous black shales in deep North Atlantic. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.* 65: 2364-2380.
- Tissot, B. P. & Welte, D. H. 1978. *Petroleum Formation and Occurrence*. Berlim, Springer-Verlag, 538 p.
- Tissot, B. P. & Welte, D. H. 1984. *Petroleum Formation and Occurrence*. Berlim, Springer-Verlag, 699 p.
- Tissot, B. P.; Durand, B.; Espitalié, J.; Combaz, A. 1974. Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.* 58: 499-506.
- Traverse, A. 1994. *Sedimentation of Organic Particles*. Cambridge, Cambridge University Press, 647 p.
- Triguiis, J. A. 1986. *An Organic Geochemistry Investigation of Heat-affected Sediments in the Paraná Basin (Brazil)*. University of Newcastle-upon-Tyne, Newcastle (U.K.), Ph. D. Thesis, 203 p.
- Tuweni, A. O. & Tyson, R. V. 1994. Organic facies variations in the Westbury Formation (Rhaetic, Bristol Channel, SW England), *Organic Geochemistry*, 21: 1.001-1.014.
- Tyson, R. V. 1987. The genesis and palinofacies characteristics of marine petroleum source rocks. In: Brooks, J. & Fleet, A.J. (eds.). *Marine Petroleum Source Rocks*, Oxford, Blacwell/Geological Society of London, 47-67 (Geological Society Special Publication # 26).
- Tyson, R. V. 1989. Late Jurassic palynofacies trends, Piper and Kimmeridge Clay Formations, UK onshore and Northern North Sea. In: Batten, D. J. & Keen, M. C. (eds.). *Northwest European Micropalaeontology and Palynology*. Ellis Harwood, Chichester, 135-172, (British Micropalaeontological Society Series).
- Tyson, R. V. 1993. Palynofacies analysis. In: Jenkins, D. G. (ed.). *Applied Micropalaeontology*. Kluwer, Dordrecht, 153-191.
- Tyson, R. V. 1995. *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies Analysis*. London, Chapman & Hall, 615 p.

- Tyson, R. V. 1996. Sequence-stratigraphical interpretation of organic facies variations in marine siliciclastic systems: general principles and application to the onshore Kimmeridge Clay Formation, UK. In: Hesselbo, S. P. & Parkinson, D. N. (eds.). *Sequence stratigraphy in British Geology*. London, Geological Society, 75-96, (Special Publication # 103).
- Vail, P. R.; Audemard, F.; Bowan, S. A.; Eisner, P. N.; Perez-Cruz, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation. In: Einsele, G.; Ricken, W.; Seilacher A. (eds.). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin, Springer-Verlag, 617-659.
- Van Wagoner, J. C.; Mitchum, R. M.; Campion, K. M.; Rahamanian, V. D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 55 p., (AAPG Methods in Exploration Series # 7).
- Vincent, A. J. 1995. *Palinofacies Analysis of Middle Jurassic Sediments from the Inner Hebrides*. University of Newcastle, Newcastle (U.K.), Ph. D. Thesis, 475 p.
- Wren J. H. & Beckman S.W. 1981. Maceral and total organic carbon analysis of DVDP Core 11. In: McGinnis, M. V. (ed.). *Dry Valley Drilling Project*. American Geophysical Union, 391-402. (Antarctic Research Series # 33).

es variations
the onshore
ison, D. N.
cal Society,

1. The strati-
G.; Ricken-
nger-Verlag,

o. 1990. Sili-
oncepts for
sociation of
es # 7).
in the Inner
is, 475 p.
analysis of
ject. Ameri-

PARTE IV

APLICAÇÕES DO CONCEITO

CAPÍTULO 10

ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS EM SISTEMAS DEPOSICIONAIS SILICICLÁSTICOS COSTEIROS E MARINHOS

Mário Luis Assine (UNESP – Rio Claro/SP)

assine@rc.unesp.br

José Alexandre J. Perinotto (UNESP – Rio Claro/SP)

perinoto@rc.unesp.br

10.1 INTRODUÇÃO

Devido à representatividade dos tratos de sistemas deposicionais costeiros e marinhos no registro estratigráfico e à sua importância econômica (hidrocarbonetos), o conhecimento de sua geologia teve grande avanço nos últimos 30 anos, havendo farta literatura internacional sobre o assunto. Não é por acaso, portanto, que a moderna Estratigrafia de Seqüências foi desenvolvida a partir do estudo de sistemas deposicionais costeiros e marinhos, sobretudo de bacias marginais.

Dada a diversidade e amplitude do tema tratado, a exigüidade do espaço disponível e o objetivo didático a ser alcançado, a abordagem adotada neste capítulo é apenas a de sumariar, na escala de análise das seqüências deposicionais, as principais características dos sistemas siliciclásticos costeiros e marinhos.

Seqüência deposicional é definida como uma unidade estratigráfica composta de uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados, limitada no topo e na base por discordâncias e conformidades correlatas (Mitchum Jr. *et al.*, 1977). Sua duração varia de 1 a 10 Ma (Vail *et al.*, 1977b).

Uma seqüência deposicional constitui um ciclo transgressivo-regressivo de 3^a ordem, composto de diversos tratos de sistemas deposicionais. Um trato de sistemas deposicionais foi definido inicialmente como um conjunto natural de sistemas deposicionais contemporâneos e interligados (Brown & Fisher, 1977).

Severiano Ribeiro, H. J. P. 2001. *Estratigrafia de Seqüências – Fundamentos e Aplicações*. São Leopoldo, EDUNISINOS, 428 p.

10.2 MACROAMBIENTE COSTEIRO/MARINHO

Para analisar e compreender os tratos deposicionais de sistemas costeiros/marinhas, é necessário conhecer as variáveis do macroambiente que controlam a sedimentação e a geração de descontinuidades no sítio deposicional.

10.2.1 Fisiografia da Bacia

Os conceitos de seqüência deposicional e tratos de sistemas deposicionais foram desenvolvidos, basicamente, a partir do estudo de regiões costeiras com fisiografia marinha caracterizada pela existência de planície costeira, plataforma e talude (Figura 10.1A), em bacias de margens continentais passiva e ativa (pericratônicas).

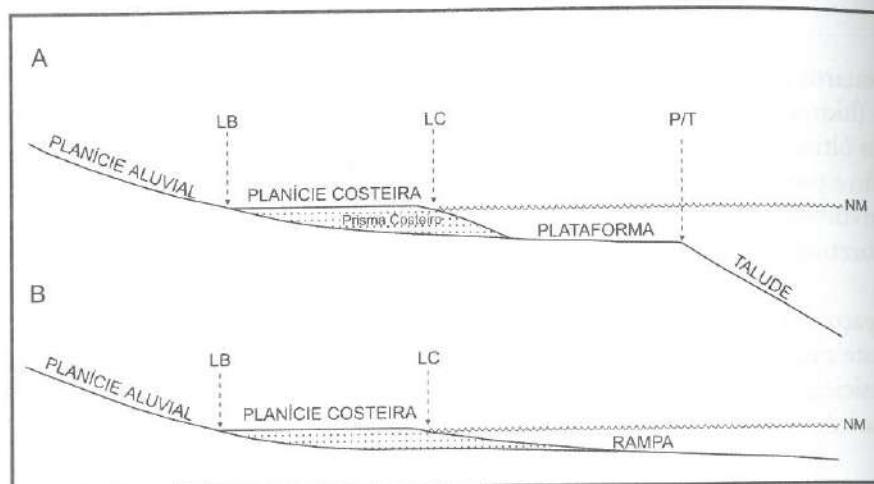


Figura 10.1 - A) Perfil longitudinal de uma bacia do tipo plataforma, caracterizada por 4 províncias geomórficas distintas: planície aluvial, planície costeira, plataforma e talude (LB = linha de baía; LC = linha de costa; P/T = limite Plataforma/Talude); B) Perfil longitudinal de uma bacia do tipo rampa (modif. Posamentier *et al.*, 1992).

A planície costeira estende-se da **linha de baía** (*bayline*; ponto continental adentro a partir do qual desaparece a influência marinha) até a **linha de costa** (*shoreline*) e é caracterizada por sedimentação paráflica. Representa o segmento emerso do prisma sedimentar costeiro, que pode ser depositado por: 1) sistemas costeiros alimentados perpendicularmente à linha de costa por rios (leques costeiros e deltas), por correntes de maré (planícies de maré) ou por ambos (estuários); ou 2) sistemas costeiros alimentados paralelamente à linha de costa por correntes marinhas litorâneas (planície de cordões e ilha-barreira/laguna).

A plataforma estende-se do limite inferior da antepraia ou *shoreface* (nível de base das ondas de tempo bom) até a quebra que define o limite superior do talude. Os sistemas deposicionais de plataforma são marinhos rasos e caracterizados em função do agente geológico dominante: ondas, tempestades, correntes de marés ou correntes oceânicas.

O talude continental inicia-se após a quebra da plataforma (P/T na Figura 10.1A) a uma profundidade entre 45 e 300 metros. Tem inclinação entre alguns minutos e 3 graus, podendo localmente atingir 10° (Galloway & Hobday, 1983). Decantação de sedimentos clásticos finos e vasas constitui o processo característico desses ambientes pelágicos de água profunda. Deslizamentos (*sliding*), escorregamentos (*slumping*) e fluxos de detritos (*debris flows*) são fenômenos comuns, gerando depósitos característicos. Correntes de turbidez de diferentes densidades dão origem a sistemas turbidíticos, tais como leques submarinos na interface talude/planície abissal.

Fisiografia marinha tipo rampa (Figura 10.1B) ocorre em mares epicontinentais ou epêiricos, que comumente caracterizam o registro marinho em bacias situadas no interior das placas (intracratônicas).

10.2.2 Nível do mar

O nível do mar é o nível de base para a sedimentação em tratos de sistemas deposicionais costeiros e marinhos. Não sendo fixo ao longo do tempo geológico, o nível do mar apresenta variações globais de subida e descida. Conhecido como *eustasia*, o fenômeno é global e consequência de duas causas distintas, que podem ocorrer simultaneamente: 1) variação no volume de água dos oceanos devido a causas climáticas, como glaciações e deglaciações e 2) variação na capacidade cúbica dos oceanos devido ao surgimento e desaparecimento de cadeias mesoceânicas, em função da dinâmica das placas litosféricas.

Nem sempre, porém, variação do nível do mar é consequência de eustasia. Em períodos de nível do mar estacionário, uma margem continental pode experimentar elevação relativa do nível do mar quando ocorre subsidência tectônica do continente, e queda relativa quando ocorre soerguimento.

Quando se estudam sistemas deposicionais costeiros/marinhos atuais é factível reconhecer se a variação do nível do mar é eustática ou relativa. Se a variação é reconhecida em várias partes do mundo, obviamente a causa é eustática. Quando a movimentação vertical é observada em apenas uma margem continental, sem correlação com outras áreas do globo, a causa é de natureza tectônica.

Dificuldade ocorre quando se estudam sucessões estratigráficas antigas, pois o que se tem são estratos e a situação do nível do mar é interpretada indiretamente a partir do empilhamento estratigráfico. Quando não há condições de definir se a variação foi reflexo de um movimento global do nível dos oceanos ou resul-

tado de movimentação tectônica do substrato da bacia, ou ainda de ambas as causas em conjunto, é apropriado considerar variações do **nível relativo do mar (NRM)**. Este é o caso quando se estuda o registro sedimentar, pois freqüentemente há problemas de natureza cronoestratigráfica decorrentes da precisão das datações.

10.2.3 Espaço de acomodação

Sedimentos em trânsito são depositados e preservados quando atingem locais situados abaixo do nível de base. O volume entre o nível de base e a superfície deposicional constitui o espaço disponível para sedimentação, sendo conhecido como **espaço de acomodação** (Jervey, 1988).

Em regiões costeiras, o nível de base é definido pelo nível do mar. Desta forma, o espaço de acomodação é uma variável controlada pelo produto da interação entre as taxas de oscilação eustática e de subsidência da bacia (Figura 10.2). Elevação relativa do nível do mar causa aumento no espaço de acomodação e deslocamento da linha de costa em direção ao continente (transgressão marinha), ao passo que queda relativa do nível do mar provoca diminuição no espaço de acomodação e deslocamento da linha de costa em direção ao mar (regressão marinha).

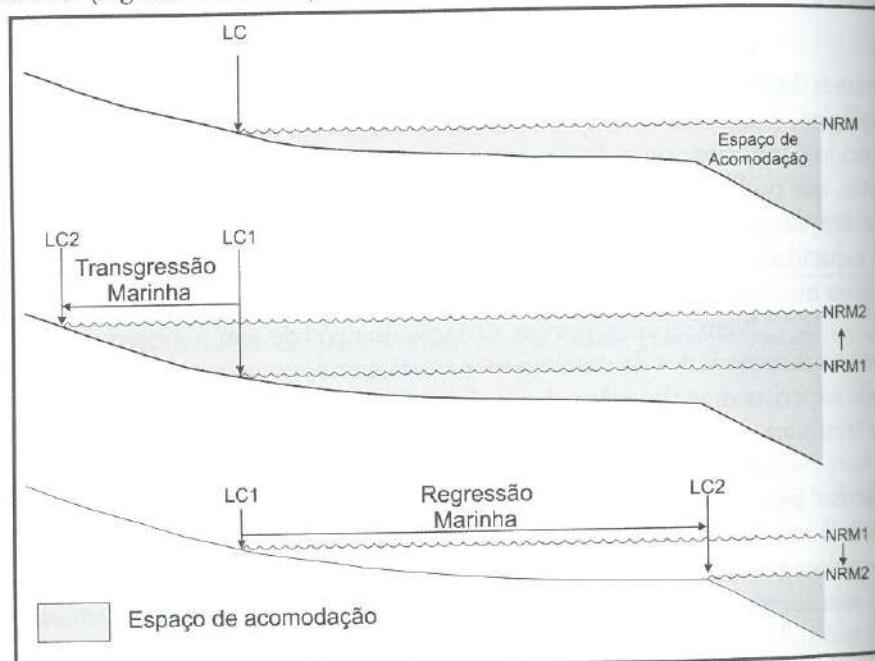


Figura 10.2 - Variação da acomodação em função da flutuação do nível do mar. Nas figuras, como não há prisma costeiro, as linhas de baía (LB) e de costa (LC) coincidem (NRM = nível relativo do mar).

10.2.4 Suprimento sedimentar

O suprimento sedimentar representa o volume de sedimentos derivado do continente que aporta à bacia, preenchendo parcial ou totalmente o espaço de acomodação. É uma variável dependente da tectônica e das condições climáticas na área-fonte e da variação do nível do mar por eustasia.

10.3 ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA COSTEIRA

O preenchimento sedimentar em sistemas siliciclásticos costeiros é lateral, seja no sentido do mergulho deposicional ou paralelamente à linha de costa. Neste tipo de preenchimento, as superfícies deposicionais são inclinadas para o oceano, delineando formas sigmoides (clinoformas).

Superfícies deposicionais são as superfícies subaéreas (interface ar/sedimento) e subaquosas (interface água/sedimento) onde a sedimentação se processa. Uma superfície deposicional representa a morfologia do sítio de sedimentação num determinado instante do tempo, constituindo, portanto, um horizonte cronoestratigráfico (superfície de tempo).

As superfícies deposicionais registram diferentes instantes na evolução geomórfica dos sítios deposicionais, de forma que materializam diferentes etapas na evolução paleogeográfica da seqüência analisada.

Os contatos litológicos nem sempre coincidem com as superfícies deposicionais, fato verificado em clinoformas progradantes. Somente determinados eventos produzem registros sedimentares que recobrem uma grande extensão de uma superfície deposicional num intervalo curto de tempo, dando origem a um marco estratigráfico. Assim, para o fatiamento cronoestratigráfico de uma seção estratigráfica, construída com dados de campo ou de poços, é imprescindível dispor-se de zoneamentos bioestratigráficos refinados.

O trabalho é facilitado quando se dispõe de seções sísmicas porque os refletores, na maioria dos casos, materializam superfícies deposicionais, constituindo superfícies cronoestratigráficas (Vail *et al.*, 1977c). Não é por acaso, portanto, que a moderna estratigrafia de seqüências tenha surgido com o desenvolvimento da estratigrafia sísmica nos anos 70 (Vail & Mitchum Jr., 1977).

A relação entre a taxa do suprimento sedimentar e a taxa de variação do nível relativo do mar controla a arquitetura do preenchimento do espaço de acomodação, ou seja, se o empilhamento dos estratos será agradacional, progradacional ou retrogradacional.

10.3.1 Agradação

Este tipo de arquitetura ocorre quando o suprimento de sedimentos e a geração de espaço de acomodação estão em equilíbrio. Os sucessivos conjuntos de fácies empilham-se verticalmente e não há migração de fácie, nem no sentido do continente, nem no sentido da bacia deposicional (Figura 10.3).

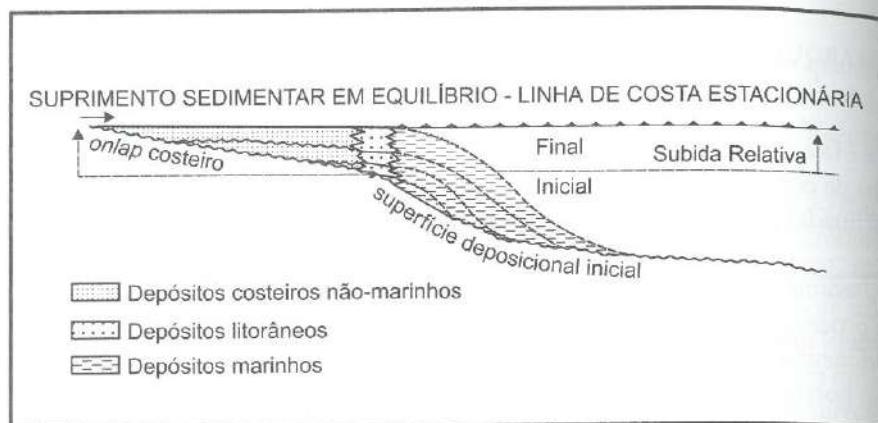


Figura 10.3 - Agradação com elevação do nível do mar (*onlap* costeiro) (modif. Vail *et al.*, 1977a).

10.3.2 Progradação

Os prismas costeiros são construídos por sedimentos provenientes do continente. A sedimentação se processa com a construção de clinoformas, que se superpõem do continente para o oceano, sendo o deslocamento da linha de costa no mesmo sentido conhecido como regressão marinha.

O preenchimento sedimentar resultante, chamado **progradação** de fácies, é caracterizado por um empilhamento estratigráfico vertical típico: fácie marinhas são recobertas por fácie litorânea que, por sua vez, são recobertas por fácie de ambientes parálicos. Em um sistema deltaico, por exemplo, associações de fácie do prodelta são recobertas por associações de fácie da frente deltaica e estas pelas associações de fácie da planície deltaica. Outro exemplo é o recobrimento das fácie da plataforma (*offshore*) pelas fácie de antepraia (*shoreface*), praia (*foreslope*) e de dunas eólicas, no caso das ilhas-barreira.

A velocidade com que a progradação ocorre depende das taxas de suprimento sedimentar e de acomodação na plataforma. A taxa de suprimento sedimentar, por sua vez, é uma variável dependente do clima, da tectônica na área-fonte e da posição do nível do mar (nível de base).

Progradação com regressão normal – Regressão marinha deposicional, onde há progradação contínua de clinoformas sedimentares, sem

erosão do prisma costeiro (Posamentier *et al.*, 1992). Ocorre tipicamente quando o nível do mar permanece constante, e as clinoformas derivam de uma superfície horizontal única denominada *toplaph* (Figura 10.4A). Ocorre também com nível do mar em lenta elevação, desde que a taxa de suprimento sedimentar seja suficientemente alta para suplantar o aumento do espaço de acomodação gerado pela elevação do nível do mar. A elevação do nível do mar é identificada pelo *onlap* costeiro, ou seja, pelo deslocamento para o continente da interseção das clinoformas com a superfície deposicional costeira (Figura 10.4B), causando agradação na planície aluvial.

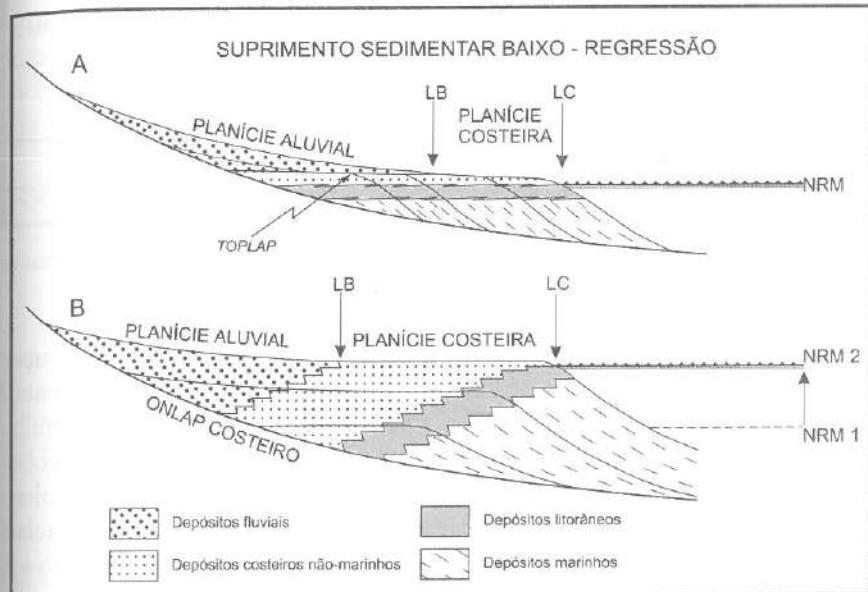


Figura 10.4 - Regressão normal com progradação de fácies: A) NRM estacionário; B) NRM em elevação, indicado pelo *onlap* costeiro (LB = linha de baía; LC = linha de costa; NRM = nível relativo do mar).

Progradação com regressão forçada – Ocorre quando há queda acentuada do nível relativo do mar, exposição e erosão do prisma costeiro e de parte da plataforma, transporte dos sedimentos bacia adentro e redeposição por progradação a partir da nova linha de costa, definida pela posição mais baixa atingida pelo nível do mar (Posamentier *et al.*, 1992) (Figura 10.5).

10.3.3 Retrogradação

Como é mostrado na Figura 10.4B, pode haver regressão marinha com nível do mar em elevação, desde que a taxa de suprimento seja sufi-

cientemente alta para compensar o incremento na acomodação. Entretanto, se a taxa de suprimento sedimentar for baixa e a taxa de elevação do nível do mar for alta, ocorrerá uma transgressão marinha.

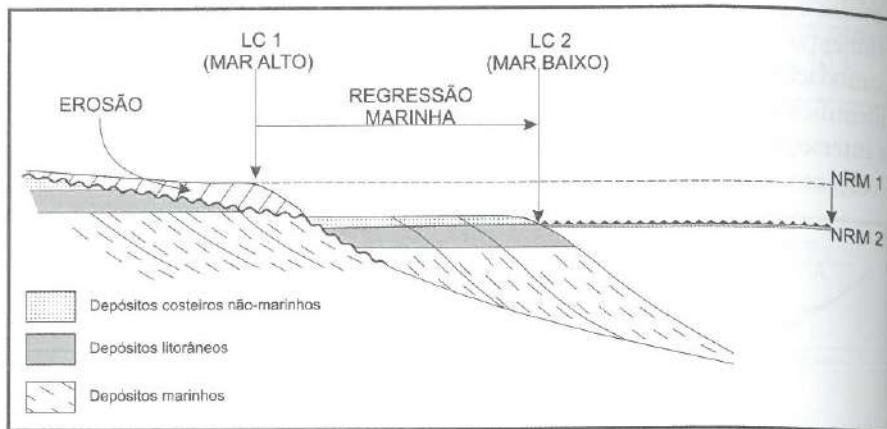


Figura 10.5 - Regressão forçada: erosão no prisma costeiro e progradação de fácies com nível relativo do mar baixo.

O fenômeno resultante, onde sucessivas clinoformas se superpõemumas às outras, com deslocamento das fácies em direção ao continente, é denominado **retrogradação de fácies**. Esta arquitetura produz um empilhamento estratigráfico vertical típico: fácies de ambientes parálicos são recobertas por fácies litorâneas que, por sua vez, são recobertas por fácies marinhas.

Retrogradação ocorre caracteristicamente quando o nível relativo do mar sobe rapidamente e as fácies litorâneas migram, assim como a linha de costa, em direção ao continente (Figura 10.6).

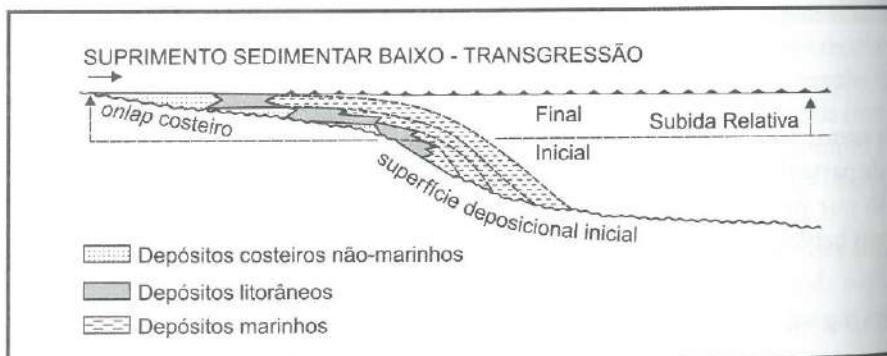


Figura 10.6 - Retrogradação e transgressão com elevação do nível do mar (*onlap* costeiro) (modif. Vail *et al.*, 1977a).

Entretanto,
do nível do

NRM 1
NRM 2

nível relativo

s se super-
ontinente, é
n empilha-
ão recobem
marinhos.
nível relati-
como a li-

Se o nível do mar sobe muito rapidamente, as fácies praiais são recobertas pelo mar que avança em direção ao continente, resultando em transgressão marinha erosiva. A ação de correntes de maré e de ondas, de tempo bom e de tempestade, promovem retrabalhamento marinho e formação de superfícies de ravinamento, sobre as quais podem se concentrar depósitos clásticos residuais (*lags* transgressivos).

10.4 LIMITES DE SEQÜÊNCIAS DEPOSIONAIS

Quando completa, uma seqüência deposicional constitui um ciclo transgressivo-regressivo, materializado por uma cunha de fácies em cujo ápice há uma superfície de inundação (ou transgressão marinha) máxima (Figura 10.7).

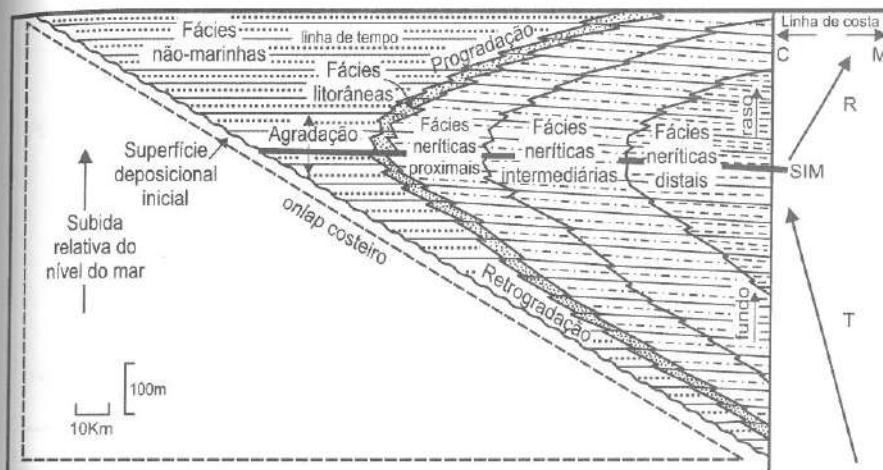


Figura 10.7 - Cunha de fácies que materializa um ciclo TR (transgressivo-regressivo), com superfície de inundação máxima (SIM) no ápice (C = continente; M = mar) (modif. Vail et al., 1977a).

Os limites de seqüência deposicional são híbridos. O limite de seqüência deposicional é dado por: 1) discordância na borda da bacia, com evidências de erosão e truncamento de estratos; 2) conformidade correlata no interior da bacia, sem nenhuma evidência de hiato deposicional; 3) hiato não-deposicional no centro da bacia, que pode ocorrer tanto entre estratos levemente inclinados das clinofomas e a superfície deposicional (*downlap*), quanto entre estratos concordantes nas porções mais distais (paraconformidade).

Discordâncias de borda de bacia formam-se quando há queda do nível relativo do mar e a linha de costa desloca-se em direção ao centro da bacia. O perfil de equilíbrio dos rios sofre rebaixamento e o prisma costeiro é exposto e passa a sofrer erosão fluvial.

Se a queda do nível relativo do mar for grande e rápida, os rios são rejuvenescidos e aprofundam rapidamente seus talvegues em função do novo perfil de equilíbrio, dando origem a vales incisos (Figura 10.8). Vales incisos quaternários podem ser observados em todas as regiões costeiras do mundo, inclusive no litoral brasileiro. Foram gerados durante o último período glacial, quando o nível do mar esteve cerca de 130 metros abaixo do nível atual, expondo praticamente toda a plataforma continental. Muitos dos vales incisos alcançaram a borda da plataforma, conectando-se em alguns casos com cânions submarinos existentes no talude continental.

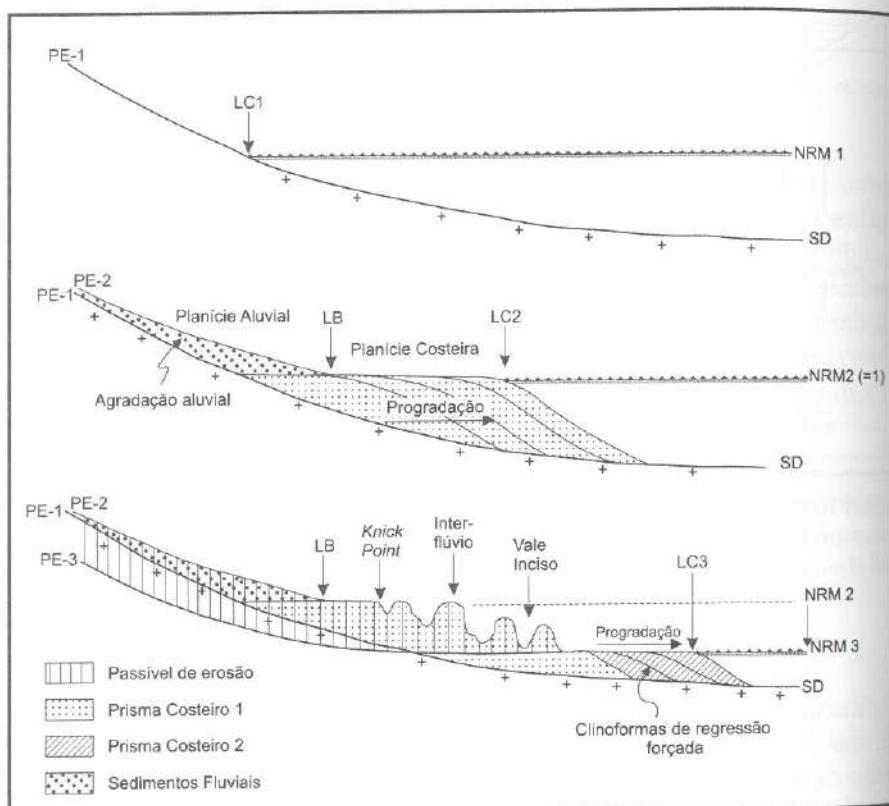


Figura 10.8 - Esquema ilustrando a formação de vales incisos em decorrência de queda do nível relativo do mar (LC = linha de costa; LB = linha de baía; PE = perfil de equilíbrio; SD = superfície deposicional; NRM = nível relativo do mar).

Incisão fluvial é um fenômeno característico de margens de bacia em que há plataforma e talude, porque a superfície deposicional marinha tem gradiente maior que a superfície da planície costeira/aluvial (Figura 10.9A). Se o gradiente da superfície deposicional marinha for menor que o gradiente da planície costeira/aluvial, caso comum em bacias tipo rampa, não haverá erosão. Nesse caso, poderá ocorrer sedimentação fluvial por agravamento devido à geração de espaço de acomodação subaéreo no continente à medida que a linha de costa migra em direção ao oceano, deslocando no mesmo sentido o perfil de equilíbrio (Figura 10.9B).

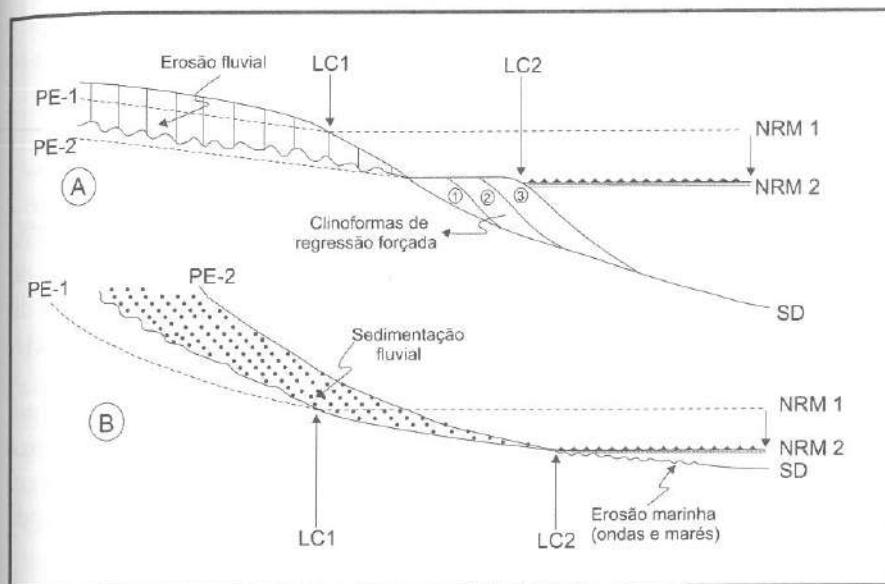


Figura 10.9 - Quando há queda do nível do mar: A) se o gradiente da superfície deposicional marinha (SD) é maior que o da planície costeira, ocorre erosão fluvial, formação de vales incisos na planície costeira e sedimentação de clinoformas de regressão forçada; B) se o gradiente da superfície deposicional marinha é menor, ocorre sedimentação fluvial no continente e erosão marinha por processos litorâneos na plataforma (PE = perfil de equilíbrio; LC = linha de costa; NRM = nível relativo do mar).

Se o gradiente do assoalho marinho e da planície aluvial for semelhante, o que pode ser o caso de bacias interiores com margens em rampa, pouca a nenhuma incisão irá ocorrer. Mesmo que haja incisão, ela será de pequena amplitude e de baixo potencial de preservação, já que tende a ser destruída por ondas durante evento subsequente de transgressão (transgressão erosiva).

Durante o fenômeno de regressão forçada são geradas discordâncias erosivas nas bordas da bacia, que gradam para conformidades e hiatos deposicionais no seu interior.

10.5 TRATOS DE SISTEMAS DEPOSIONAIS

O termo trato de sistemas foi proposto pela primeira vez por Brown & Fisher (1977) para descrever sistemas deposicionais contemporâneos e geograficamente interligados. O conceito foi ampliado por Posamentier *et al.* (1988), que incorporaram a dimensão espessura vertical, que representa o tempo geológico. Trato de sistemas passou, então, a ser considerado um conjunto de sistemas deposicionais geograficamente interligados, cuja migração de fácies no tempo compreendido entre duas superfícies-chave produz um empilhamento estratigráfico típico.

As considerações feitas a seguir baseiam-se nas concepções apresentadas em várias publicações sobre o assunto, entre as quais, destacam-se Van Wagoner *et al.* (1990), Vail *et al.* (1991) e Emery & Myers (1996).

10.5.1 Trato de sistemas de mar baixo

Quando o gradiente da plataforma é maior que o do perfil de equilíbrio dos rios na planície aluvial/costeira, queda do nível relativo do mar resulta em erosão com incisão fluvial. A linha de costa desloca-se em direção ao mar independente da taxa de suprimento sedimentar, o que caracteriza o fenômeno de regressão.

Os depósitos sedimentares resultantes, formados sobre um limite de seqüência deposicional, constituem o trato de sistemas de mar baixo. Assim, o trato de sistemas de mar baixo superpõe a seqüência sotoposta em discordância na borda (contexto proximal) e em conformidade no interior da bacia (contexto distal).

10.5.1.1 Trato de sistemas de mar baixo inicial

Em bacias com margem tipo plataforma/talude, com a queda do nível relativo do mar ocorre erosão do prisma costeiro e formação de vales incisos na porção emersa. O aprofundamento dos vales é rápido e nos interflúvios predominam processos de pedogênese.

Através dos vales incisos os sedimentos erodidos são transportados até a porção superior do talude. Em função do gradiente maior no talude, os sedimentos sofrem escorregamentos (*slumps*) e fluxos de massa, dando origem a cicatrizes de escorregamento. Cânions submarinos são formados no talude, especialmente em frente aos principais rios que chegam à costa.

Por transformação de fluxo, os escorregamentos e fluxos de detritos originam correntes de turbidez, que descem talude abaixo preferencialmente pelos cânions, transportando sedimentos para as partes mais profun-

das. Com o desconfinamento dos fluxos e diminuição do gradiente da superfície de fundo ocorre ressedimentação no assoalho da bacia. Os complexos turbidíticos de água profunda, assim formados, constituem os sistemas de leques de assoalho (Figura 10.10).

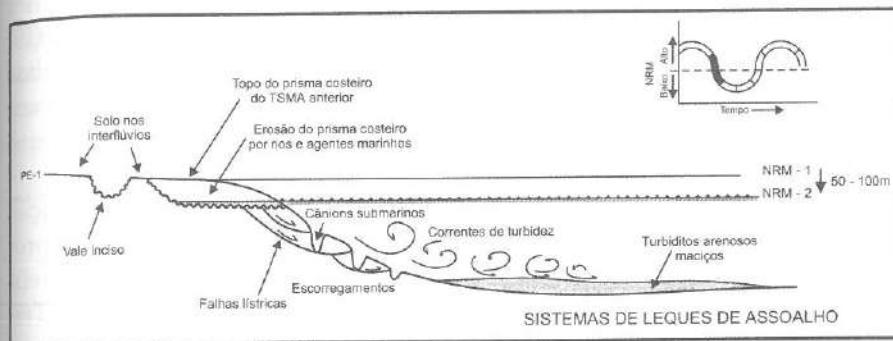


Figura 10.10 - Sistemas de leques de assoalho (PE = perfil de equilíbrio; NRM = nível relativo do mar) (baseado em Vail *et al.*, 1991).

Arenitos maciços constituem a principal litofácie dos leques de assoalho. Subordinadamente, podem ocorrer também folhelhos hemipelágicos, diamictitos e turbiditos acamadados finos. Os depósitos podem apresentar diversas formas, incluindo lobos ou montiformas deposicionais (*mounds*), amalgamados ou não, corpos redepositados com padrão *offlap*, ou ainda pilhas de areias redepositadas por correntes marinhas de água profunda. Correntes de fundo, deslocando-se paralelamente ao talude, podem retrabalhar as areias maciças, originando fácies denominadas contornitos.

Depósitos costeiros de regressão forçada vão se formando com a queda do nível relativo do mar, mas vão sendo expostos e erodidos, com incisão por vales fluviais, podendo ou não ficarem parcialmente preservados. Seu potencial de preservação é maior nas bacias com margem tipo rampa, onde não há talude e o gradiente diminui da antepraia para o interior da bacia. Quando há queda do nível relativo do mar, a linha de costa desloca-se rapidamente bacia adentro, formando sistemas litorâneos descolados, como os depósitos de antepraia de base abrupta descritos por Plint (1988) na Formação Cardium no oeste do Canadá, anteriormente considerados barras de costa afora.

10.5.1.2 Trato de sistemas de mar baixo final

Quando a taxa de queda do nível relativo do mar decresce significativamente e o nível relativo do mar tende a atingir sua posição mais baixa, o aprofundamento nos talvegues diminui progressivamente à medida que se

aproxima do perfil de equilíbrio. A incisão dos vales continua a ocorrer, sobretudo pelo deslocamento em direção ao continente do *knickpoint* (cabeceira do vale inciso) por erosão remontante.

O talude transforma-se no principal sítio de sedimentação, sendo caracterizado por um complexo de sistemas de leques submarinos, com canais e *overbank* na parte proximal, colados a lobos turbidíticos distais (Figura 10.11). A repetição de sucessivos eventos de deposição de canais/lobos faz com que a quebra do gradiente se desloque talude acima, havendo um consequente deslocamento do sítio deposicional dos leques e recobrimento dos mais antigos pelos mais novos, em *onlap* marinho no talude.

Com a estabilização do nível relativo do mar em sua posição mais baixa, uma nova linha de costa é definida. Na foz dos rios inicia-se a progradação de sistemas costeiros em condições de nível do mar estacionário (relações estratais de *toplaph*), caracterizando fenômeno de regressão forçada. Tratos deposicionais deste tipo, com sistemas deltaicos progradando sobre o talude e gerando leques submarinos, foram reconhecidos em depósitos quaternários do Golfo do México (Suter & Berryhill, 1985).

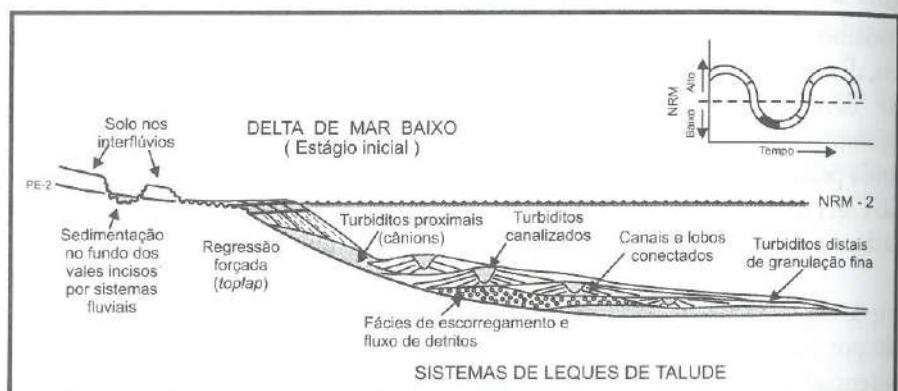


Figura 10.11 - Sistemas de leques de talude (baseado em Vail *et al.*, 1991). Depósitos costeiros progradantes de regressão forçada constituem o estágio inicial dos sistemas deltaicos de mar baixo (PE = perfil de equilíbrio, NRM = nível relativo do mar).

Com o nível relativo do mar em lenta elevação, a incisão cessa e a deposição fluvial passa a ocorrer por agradação no fundo de vales fluviais incisos. Na costa, a progradação de sistemas costeiros continua mesmo com o nível relativo do mar em elevação, resultando em uma relação estratal de *onlap* costeiro.

Quando a taxa de suprimento é baixa, vários sistemas deposicionais costeiros progradantes podem se desenvolver. Se o suprimento sedimentar é feito diretamente por rios, desenvolvem-se sistemas deltaicos dominados por ondas e/ou marés, com possibilidade de ocorrência de escorregamentos e deslizamentos no prodelta (Figura 10.12A). Quando a principal fonte de suprimento deriva da ação de correntes litorâneas e/ou de marés, uma ampla variedade de sistemas parálicos/litorâneos podem estar presentes (estuários, lagunas, ilhas-barreira, planícies praiais etc). Neste caso, depósitos de praia e antepraia podem conter fácies formadas pela ação de tempestades.

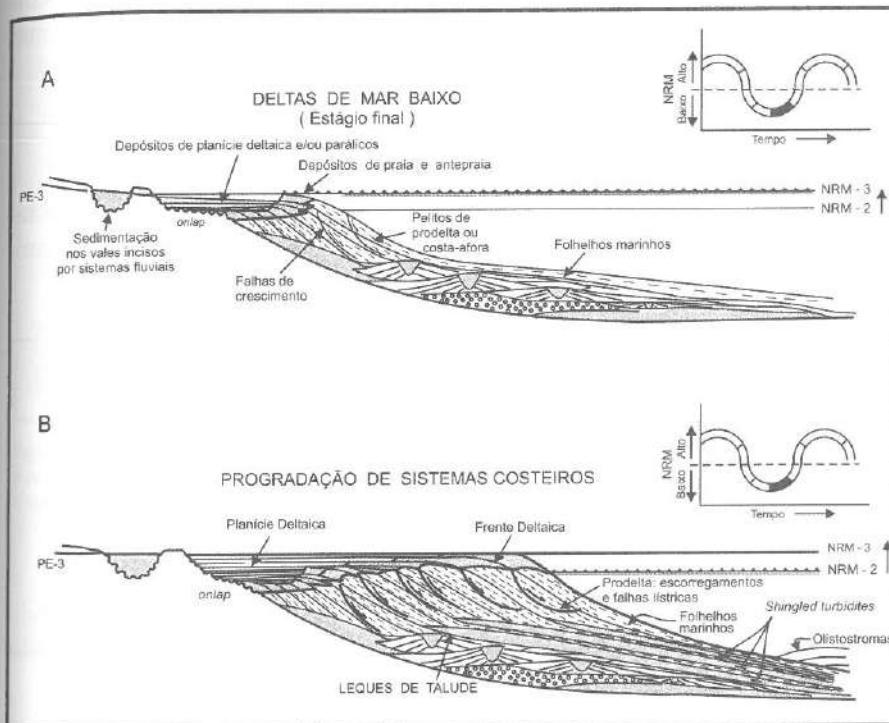


Figura 10.12 Trato terminal de sistemas de mar baixo: A) taxa de suprimento baixa; B) taxa de suprimento moderada a alta (PE = perfil de equilíbrio; NRM = nível relativo de mar) (baseado em Vail *et al.*, 1991).

Rápida progradação de deltas dominados por rios ocorre quando a taxa de suprimento é moderada a alta. A deposição de espesso pacote de folhelhos no prodelta constrói um novo talude, onde fenômenos de instabilidade gravitacional geram correntes de turbidez que fluem talude abaixo, gerando turbiditos que se dispõem em recobrimento lateral escalonado (*shingled turbidites*) quando atingem a quebra do gradiente do talude com o fun-

do da bacia (Figura 10.12B). Os turbiditos podem estar colados à base das clinoformas dos complexos progradantes. No entanto, podem estar descolados das clinoformas quando a progradação é em direção a águas muito profundas, caso comum em bacias pequenas e tectonicamente muito ativas.

Grandes escorregamentos e falhas lísticas de crescimento podem ocorrer no prodelta/talude. Sedimentos marinhos de água rasa são deslocados para baixo em direção às partes mais profundas da bacia, não por progradação em águas profundas, mas por subsidência em blocos baixos de falhas lísticas sindepositionais (falhas de crescimento).

Blocos deslizados e olistostromas (Figura 10.12B) podem ocorrer na fase final de construção dos complexos progradantes de nível de mar baixo, em associação com a fase inicial do trato de sistemas transgressivo.

10.5.2 Trato de sistemas transgressivo

Este trato de sistemas tem como limite inferior um grupo de superfícies de ravinamento por onda (*wave ravinement surface*), que constituem superfícies transgressivas (Figura 10.13).

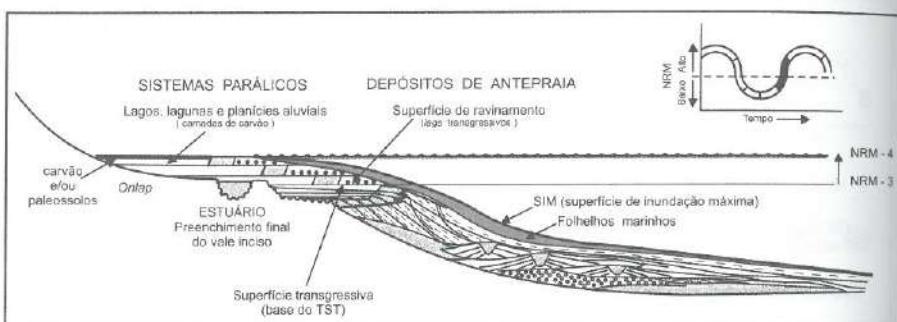


Figura 10.13 - Trato de sistemas transgressivo (baseado em Vail *et al.*, 1991).

Superfícies de ravinamento são superfícies de erosão (abrasão) marinha formadas pela ação de ondas durante transgressões (Swift, 1968). No processo de ravinamento ocorre joeiramento (*winnowing*) dos sedimentos do fundo devido à ação das ondas, especialmente as de tempestade (Figura 10.14). A fração mais fina dos sedimentos retrabalhados (areias, siltes e argilas) tende a ser transportada no sentido costa afora, depositando-se abaixo do nível de base das ondas de tempestade. A fração grossa é redepositada sobre a superfície de ravinamento, permanecendo como depósitos residuais transgressivos (*transgressive lags*). Sua espessura varia de zero a poucos metros,

dependendo da taxa de suprimento sedimentar durante a transgressão, da energia das ondas e da taxa de subida do nível relativo do mar.

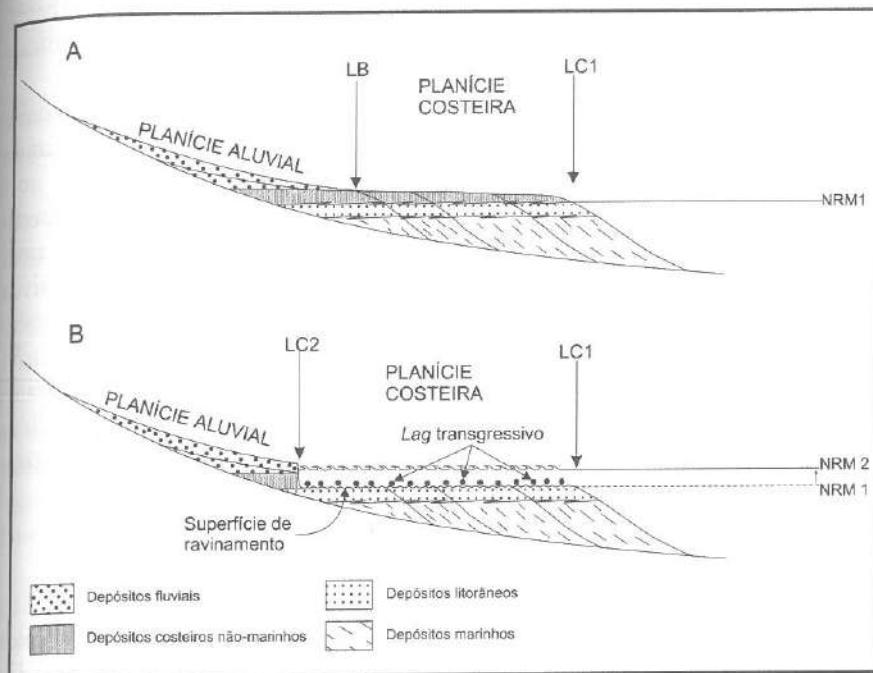


Figura 10.14 - Esquema de formação das superfícies de ravinamento: A) sedimentação costeira, com formação do prisma sedimentar; B) geração da superfície de ravinamento por ondas, com a subida do nível relativo do mar (NRM) de 1 para 2 (LC = linha de costa, LB = linha de baía).

Quando o mar recobre as planícies aluviais costeiras, depósitos subaéreos do trato de sistemas de mar baixo subjacente são recobertos e retrabalhados, podendo ser removidos até 20 m de sedimentos.

Durante as transgressões, a linha de costa desloca-se para o interior do continente e o sistema de plataforma externa passa a ocupar sítios geográficos anteriormente ocupados pelos tratos deposicionais costeiros, enquanto os vales incisos são afogados, desenvolvendo sistemas estuarinos. Os depocentros migram em direção ao continente, acompanhando o deslocamento da linha de costa e dos sistemas costeiros em retrogradação. Ao mesmo tempo, o suprimento terrígeno paulatinamente se reduz como consequência do afogamento dos vales fluviais.

Em regiões onde a taxa de suprimento sedimentar é muito baixa, o preenchimento dos vales incisos pode ocorrer tardivamente já no trato de sistemas transgressivo, caracterizando-se pela presença de fácies estuarinas.

Com a transgressão, a taxa de suprimento progressivamente se reduz. O padrão de empilhamento estratigráfico é tipicamente retrogradacional, com afinamento textural para cima e em direção ao centro da bacia. Os sedimentos plataformais são sujeitos a intensa colonização bentônica e bioturbação, sendo típicos os traços da associação *zoophycus*.

O trato de sistemas transgressivo é um intervalo de grandes mudanças faunísticas e de eventos de extinção. Seu limite superior é definido pela superfície de inundação máxima (*maximum flooding surface*).

A superfície de inundação máxima (SIM) representa a superfície deposicional no momento da máxima transgressão da linha de costa em direção ao continente. Como resultado, sedimentos marinhos transgressivos podem sobrepor depósitos aluviais proximais, resultando num recobrimento em *onlap* (Figura 10.13). Arenitos praiais e de antepraia com estratificação cruzada *hummocky* são fácies comumente encontradas nos depósitos transgressivos, sobrepondo as fácies aluviais. O mar pode, inclusive, transgredir as bordas originais da bacia, resultando na deposição de fácies marinhas diretamente sobre o embasamento da bacia no interior do continente.

10.5.3 Trato de sistemas de mar alto

Superfícies de inundação máxima constituem o limite inferior dos tratos de sistemas de mar alto (*highstand systems tract*), separando-os dos tratos transgressivos. Tratos de sistemas de mar alto são compostos por sistemas fluviais, costeiros e marinhos que apresentam empilhamento progradacional, denotando regressão marinha normal por progradação de sistemas costeiros em direção ao centro da bacia (Figura 10.15). Em perfis de poços, a assinatura é de padrão de granocrescência ascendente a partir da superfície de inundação máxima.

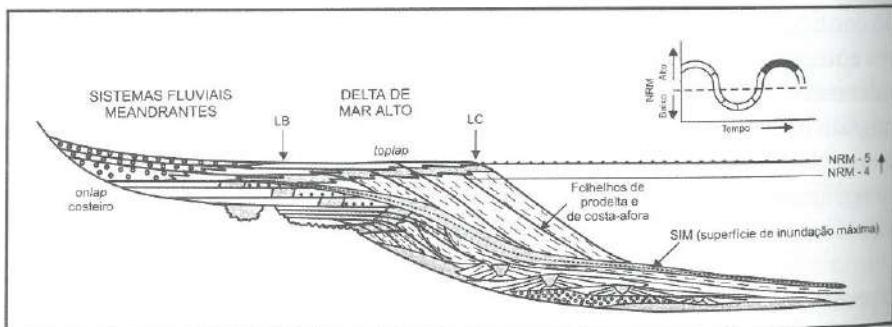


Figura 10.15 - Trato de sistemas de mar alto (baseado em Vail *et al.*, 1991).

A elevação do nível relativo do mar é baixa e declinante para o topo, de forma que os depósitos costeiros são pouco espessos. A progradação, inicialmente com nível relativo do mar em ligeira ascensão, se dá em condições de nível relativo do mar estacionário.

No mesmo tempo em que as clinoformas sigmoides se superpõem lateralmente na direção do mar, há a geração de espaço de acomodação na parte emersa pela migração lateral concomitante do perfil de equilíbrio dos rios. Isso propicia o “trapeamento” dos sedimentos de granulação mais grossa em sistemas fluviais meandrantes, fazendo com que os deltas de mar alto sejam de granulometria mais fina que os deltas de mar baixo da mesma região.

10.5.4 Trato de sistemas de margem de plataforma

O trato de sistemas de margem de plataforma é uma cunha clássica que recobre limite de seqüência do tipo 2 (Figura 10.16). Consiste de clinoformas que são levemente progradantes na base, tornando-se gradualmente agradacionais para o topo. Seu limite superior é a superfície transgressiva, base do trato de sistemas transgressivo.

O trato de sistemas de margem de plataforma é reconhecido com dificuldade a partir de afloramentos e de perfis geofísicos em sondagens, diferenciando-se do subjacente trato de sistemas de mar alto pela superfície de discordância na base e pela arquitetura nitidamente progradante, característica do trato de sistemas de mar alto.

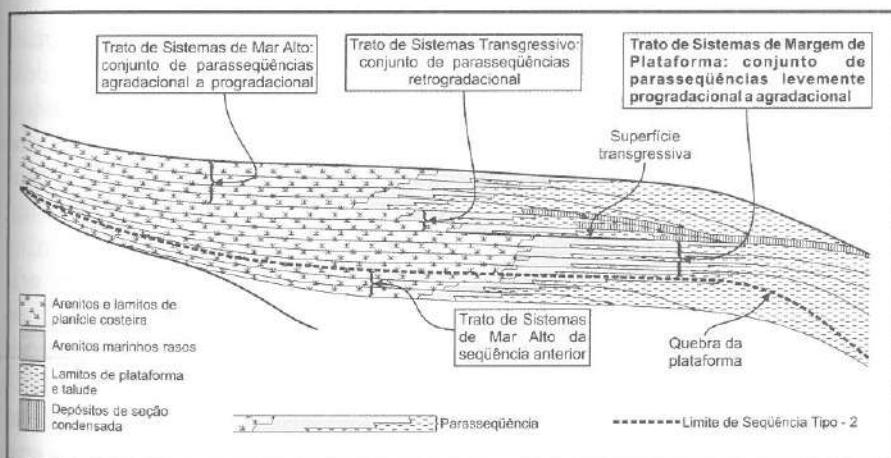


Figura 10.16 - Trato de sistemas de margem de plataforma superpondo limite de seqüência do tipo 2, onde não há vales incisos (modif. Van Wagoner *et al.*, 1990).

10.6 SEÇÕES CONDENSADAS

A superfície de inundação máxima é o limite natural entre o trato de sistemas transgressivo e o trato de sistemas de mar alto. Situa-se na base, dentro ou no topo de um intervalo formado em condições de taxa de sedimentação muito baixa, durante os máximos de transgressão, denominado **seção condensada ou zona de condensação** (Vail *et al.* 1984, Loutit *et al.* 1988). Constituem intervalos com alta porcentagem de argilas, apresentando altos valores de radioatividade nos perfis de raios-gama. Apresentam diferentes características ao longo de perfis na direção do mergulho deposicional (Figura 10.17).

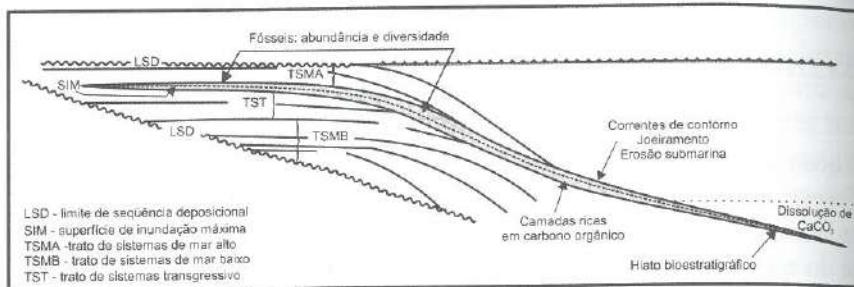


Figura 10.17 - Características das seções condensadas, da costa ao assoalho da bacia (baseado em Vail *et al.*, 1991).

Na plataforma e talude superior, é grande a abundância e a diversidade fossilífera. A parte intermediária do talude é zona propícia à acumulação de matéria orgânica fitoplanctônica, constituindo zonas de oxigênio mínimo (anoxia). Os folhelhos aí depositados são ricos em matéria orgânica, constituindo excelentes rochas-fonte para petróleo. Nas partes mais profundas as carapaças dos organismos planctônicos tendem a ser destruídas ou dissolvidas, dando origem a um hiato bioestratigráfico. Zonas de condensação são intervalos propícios à precipitação de minerais autigênicos (fósforos, siderita, pirita, dolomita e glauconita), assim como decantação e preservação de partículas aéreas como cinzas vulcânicas e aquelas derivadas do impacto de bólidos cósmicos (irídio).

Nas porções distais da bacia a taxa de sedimentação pode ser praticamente zero durante os picos de máxima transgressão. Como há amplo espaço de acomodação e o fundo é praticamente uma superfície não-deposicional diz-se que, nestes locais, a bacia está faminta (*starved basin*).

Por seu caráter isócrono e grande continuidade lateral, as seções condensadas comportam-se como marcos estratigráficos muito úteis na análise de bacias sedimentares. Nas regiões costeiras não estão presentes, sendo cronocorrelatas a extensos depósitos lacustres e camadas de carvão em sistemas fluviais e deltaicos.

10.7 RECONHECENDO SEQÜÊNCIAS DEPOSIONAIS E TRATOS DE SISTEMAS COSTEIROS/MARINHOS

entre o trato na base, densidade condensação e radioatividade ao longo

Dissolução do CaCO₃

a (baseado em

íância e a diopícia à acúmula de oxigênio; natória orgânica; partes mais er destruídas us de condensacionícios (fosfação e preservadas do im-

pode ser prá-há amplo es-tio-depozicio-). Geral, as seções úteis na aná-sentes, sendo vão em siste-

O primeiro passo na análise estratigráfica de seqüências é determinar a natureza paleogeográfica da seção analisada, ou seja, definir o contexto fisiográfico onde ocorreu a deposição.

Superfícies de discordância, superfícies transgressivas e superfície de inundação máxima são superfícies-chave. Superfícies-chave limitam e pontuam (interrompem) o registro estratigráfico, delimitando sucessões de estratos, sendo a base para a definição das seqüências e dos tratos de sistemas deposicionais que as constituem. Sua identificação é, pois, o primeiro passo na análise de seqüências deposicionais costeiras e marinhas. Para isso, deve-se analisar em conjunto todos os dados disponíveis: seções sísmicas de reflexão, perfis geofísicos de poços, análise de fácies em afloramentos e testemunhos de poços, informações bioestratigráficas, correlação de perfis e construção de seções estratigráficas.

O reconhecimento dos limites de seqüências deposicionais nem sempre é fácil, porque tais limites têm atributos diferentes dependendo da posição paleogeográfica da seção analisada. Os limites de seqüências deposicionais nas plataformas marinhas são caracterizados, assim, pela superposição de diferentes sistemas, dependendo da posição na plataforma. No prisma sedimentar, por exemplo, o limite é o contato entre os arenitos que preenchem o vale inciso e fácies marinhas sotopostas da seqüência anterior. Nos interflúvios, o limite é o contato entre fácies paráticas do topo do prisma sedimentar e folhelhos marinhos superpostos.

Em alguns segmentos da plataforma (ou rampa) o limite pode estar situado numa seção de folhelhos concordantes (conformidade correlata à discordância na borda), sendo reconhecido através do estudo de seções sísmicas. Ocorre freqüentemente sem nenhuma mudança litológica, sendo de difícil identificação em afloramentos e em poços. Quando há hiatos deposicionais pode ser reconhecido através de estudos bioestratigráficos e/ou geocronológicos.

Um limite de seqüência deposicional fica bem caracterizado quando um trato de sistemas de mar alto é superposto por um trato de sistemas de mar baixo. A discordância erosiva que marca o limite de seqüência deposicional pode ser identificada em seções estratigráficas construídas com o registro dos poços, especialmente se existirem vales incisos. Quando um trato de sistemas transgressivo superpõe um trato de sistemas de mar alto, tem-se também um limite de seqüência deposicional, que no caso é dado por uma superfície de ravinamento por onda. Quando está ausente o trato de sistemas de mar baixo, as superfícies transgressivas ou de ravinamento constituem um limite de seqüência deposicional (Posamentier & Vail, 1988).

Quando se trabalha com seções sísmicas, a análise parte da identificação de superfícies-chave. Os limites de seqüências deposicionais são de mais fácil identificação que a superfície de inundação máxima. Discordâncias são definidas a partir de truncamentos na terminação dos estratos na borda da bacia, buscando-se a identificação de vales incisos.

Sedimentos costeiros e marinhos expostos à erosão podem ficar preservados nos interflúvios, onde predominam processos de pedogênese e formação de solos. Se forem recobertos por sedimentos marinhos transgressivos, em eventos posteriores ficarão preservados como paleossolos.

Superfícies-chave podem também ser reconhecidas em afloramentos, testemunhos e perfis de poços, onde são marcadas por fácies típicas e assinaturas geofísicas características (Van Wagoner *et al.*, 1990). Exemplos disso podem ser verificados no Devoniano (Assine, 1996, Figura 10.18) e no Permiano (Holz, 1998, Figura 10.19) da Bacia do Paraná.

As superfícies de inundação máxima são de distribuição ampla e têm assinaturas facilmente reconhecíveis em perfis de raios-gama de poços, sendo caracterizadas por valores altos de radioatividade em intervalos pelíticos, que freqüentemente constituem picos de intervalos com padrão de aumento de radioatividade para o topo, a partir do qual os valores voltam novamente a decrescer (Figura 10.18). Freqüentemente estão situadas em seções condensadas.

Quando se utilizam perfis de poços, a identificação das superfícies de inundação máxima deve preceder a dos limites de seqüências deposicionais. Mesmo quando um limite de seqüência deposicional não apresentar assinaturas características, sendo difícil precisar sua posição num perfil ou numa seção, é importante inferir sua localização mais plausível.

Em perfis de poços, as superfícies de inundação máxima são de mais fácil reconhecimento que os limites de seqüências deposicionais. Isso deu ensejo a propostas alternativas de caracterizar limites de seqüência, como a de Galloway (1989), que propôs considerar as superfícies de inundação máxima como limites do que chamou seqüências estratigráficas genéticas. Esta concepção não é discutida neste capítulo, uma vez que aqui os modelos utilizados são aqueles estabelecidos pela Escola da Exxon.

Após o reconhecimento das superfícies de inundação máxima, o procedimento a ser adotado é a caracterização dos padrões de empilhamento estratigráfico e sua interpretação em termos de tratos de sistemas deposicionais. Isso fornece as bases para o reconhecimento de diferentes seqüências e posicionamento dos limites de seqüências deposicionais quando se analisa perfis de poços. Cada trato de sistema deposicional tem assinaturas características em perfis geofísicos de poços, sobretudo nos de raios gama, mas sua identificação não prescinde em muitos casos de dados de testemunhos e amostras de calha.

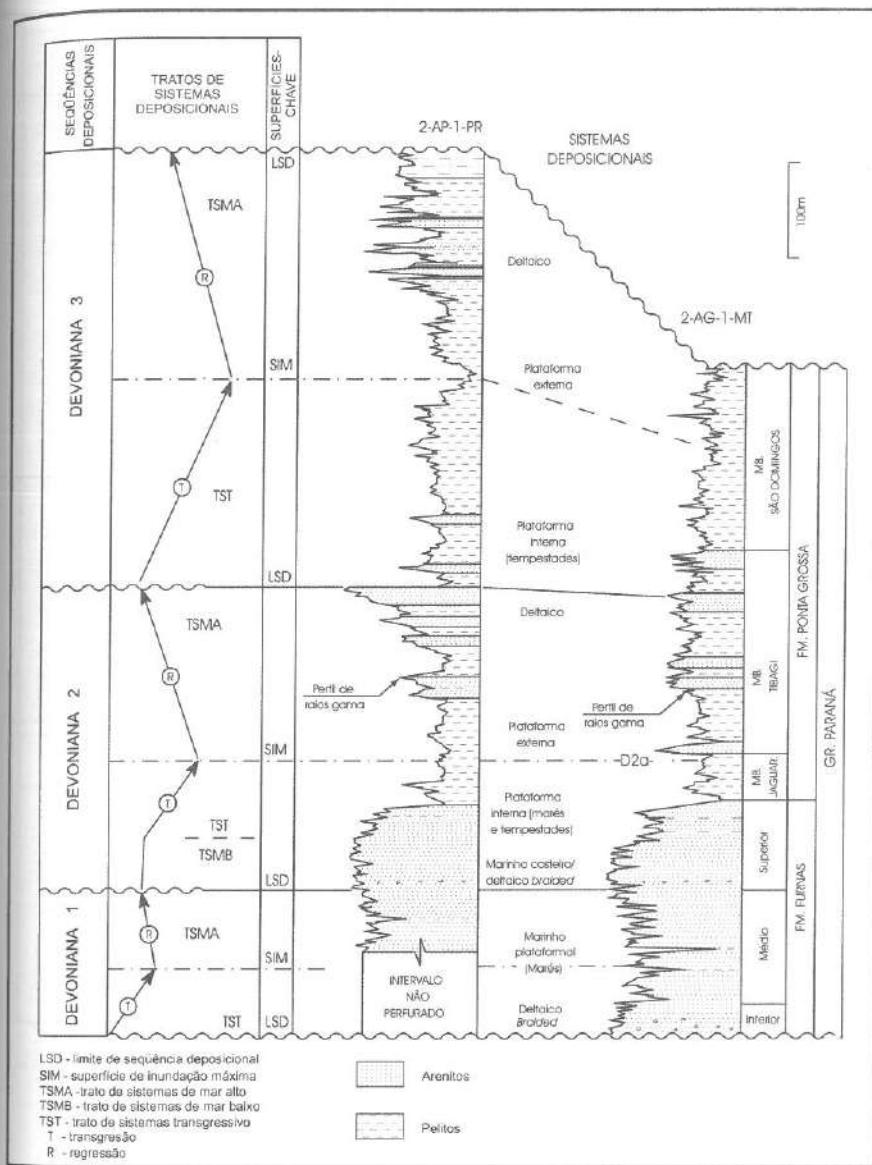


Figura 10.18 - Seqüências e tratos de sistemas deposicionais no Devoniano da Bacia do Paraná (Assine, 1996).

Sabendo-se que as seqüências deposicionais são cunhas de fácies com superfícies de inundação máxima no ápice de ciclos transgressivos-regressivos, seus tratos de sistemas deposicionais devem se organizar numa sucessão lógica e previsível.

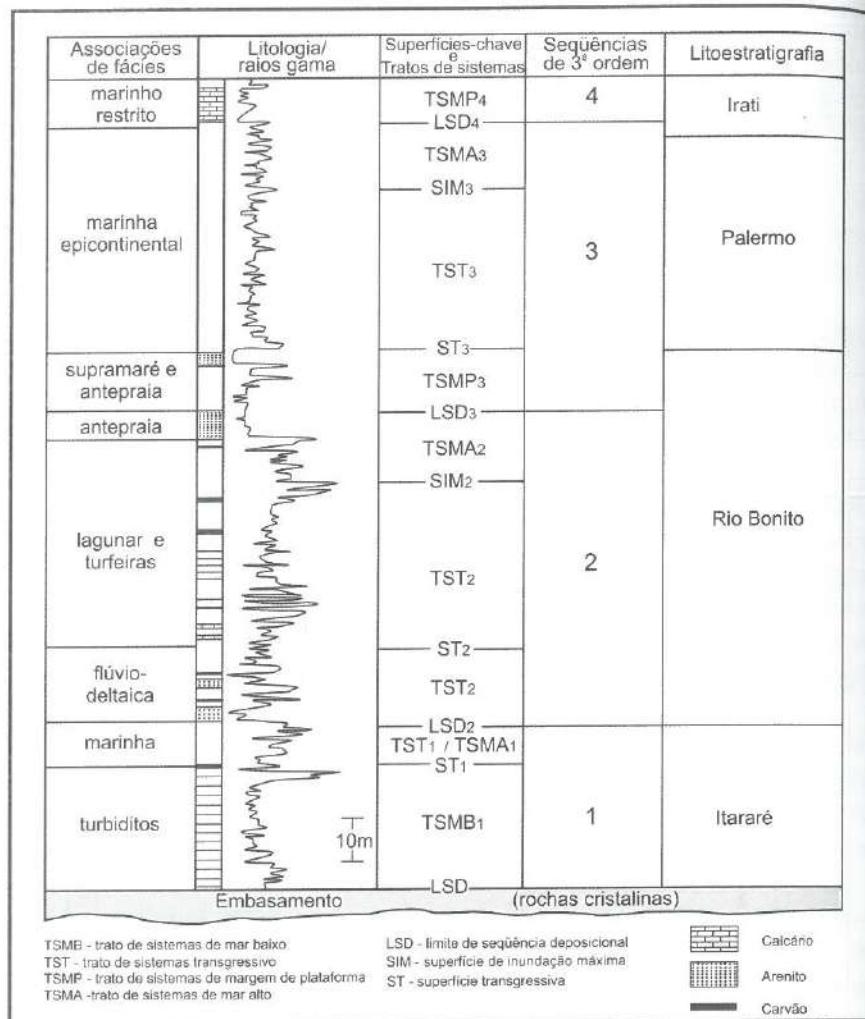


Figura 10.19 - Seqüências e tratos de sistemas deposicionais no Permocarbonífero da Bacia do Paraná (modif. Holz, 1998).

Seqüências do tipo 1 são caracterizadas por limite inferior com vales incisos e cânions no talude. O arranjo estratigráfico ideal é a sucessão, da base para o topo, dos seguintes tratos de sistemas deposicionais: trato de sistemas de mar baixo, trato de sistemas transgressivo, trato de sistemas de mar alto (Figuras 10.20 e 10.21).

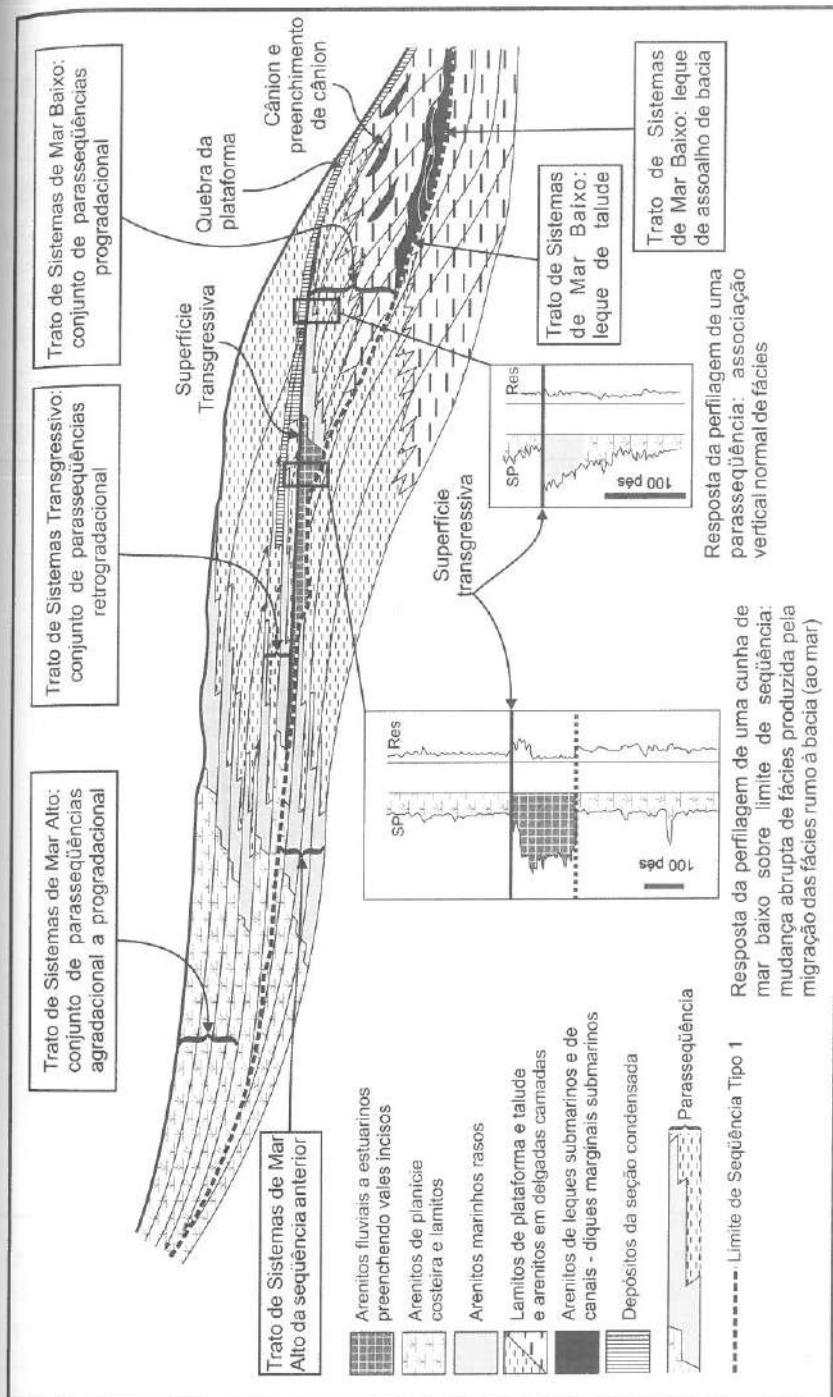


Figura 10.20 - Seqüência do tipo 1 e tratos de sistemas em bacia com plataforma e talude (modif. Van Wagoner *et al.*, 1990).

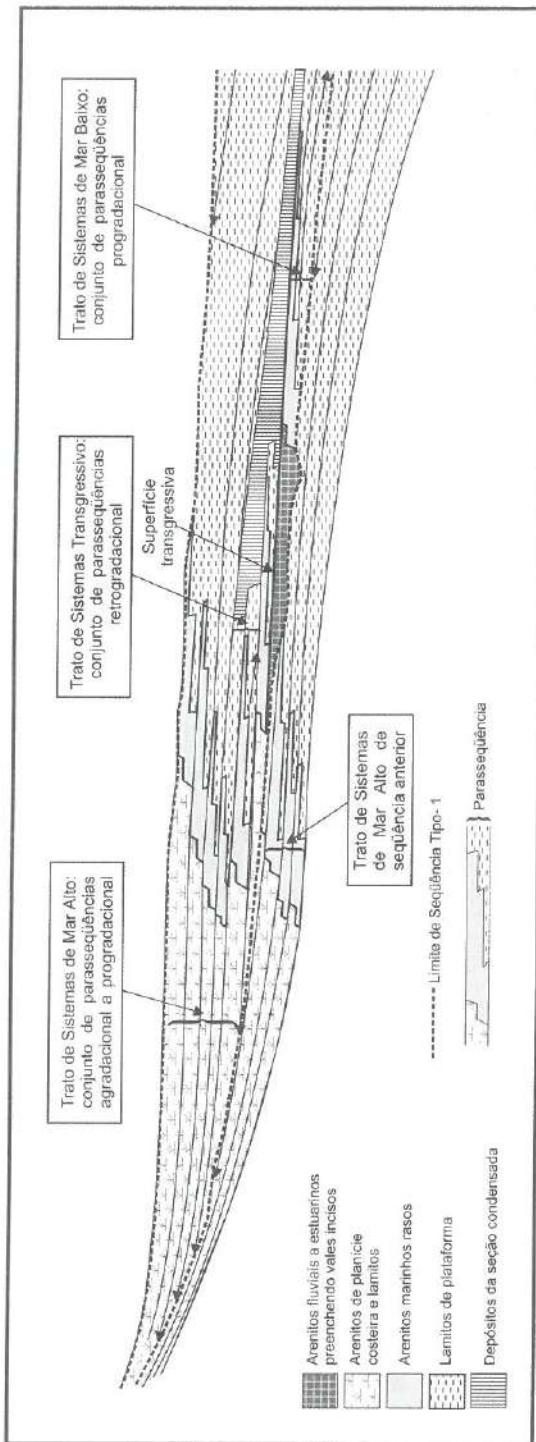


Figura 10.21 - Seqüência do tipo 1 e tratos de sistemas em bacia do tipo rampa (modif. Van Wagoner *et al.*, 1990)

Seqüências do tipo 2 são caracterizadas por limite inferior sem vales incisos. Tais limites formam-se quando a linha de costa desloca-se em direção ao centro da bacia. O arranjo estratigráfico ideal é a sucessão, da base para o topo, dos seguintes tratos de sistemas deposicionais: trato de sistemas de margem de plataforma, trato de sistemas transgressivo, trato de sistemas de mar alto (Figura 10.16).

Existem muitos trabalhos na literatura especializada que tratam do reconhecimento e aplicação da Estratigrafia de Seqüências em bacias sedimentares brasileiras. Carminatti & Scarton (1991), por exemplo, consideraram os complexos turbidíticos oligocênicos da Bacia de Campos (RJ) como depósitos de trato de sistemas de mar baixo, preenchendo vales incisos, originados em resposta à queda global do nível do mar durante período de estabilidade tectônica regional (Figura 10.22).

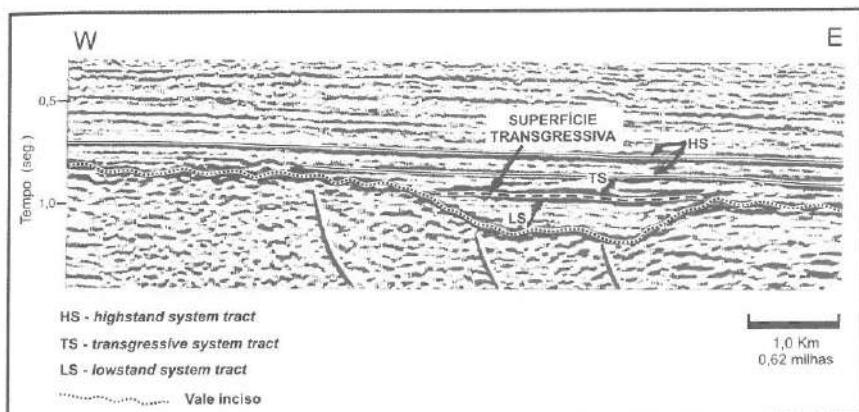


Figura 10.22 - Seção sismica na Bacia de Campos, perpendicular ao mergulho deposicional, na qual se pode observar um complexo turbidítico de trato de sistemas de mar baixo (LS) preenchendo em *onlap* um cânion submarino (discordância na base da seqüência). Uma superfície transgressiva separa o trato de mar baixo (LS) do trato transgressivo (TS) (modif. Carminatti & Scarton, 1991).

Outro exemplo é o trabalho de Rossetti (1998), que concluiu que a Formação Cujupe da Bacia de São Luiz (MA) representa o preenchimento de vales incisos por fácies estuarinas no Neocretáceo/Eoterciário(?). Os depósitos estuarinos seriam o registro de variações de alta freqüência do nível do mar em elevação (trato de sistemas transgressivo), responsável pela formação de *lags* transgressivos.

10.8 PARASSEQÜÊNCIAS

As seqüências deposicionais comportam ciclos de menor duração (< 1,0 Ma). Estes ciclos estratigráficos têm sido objeto de muitos trabalhos e ao longo do tempo receberam denominações diversas, como ciclotemas (Wanless & Weller, 1932) e PAC's (*punctuated aggradational cycles* de Goodwin & Anderson, 1985). Na estratigrafia de seqüências foram denominados de parassequências (Van Wagoner ,1985, *apud* Van Wagoner *et al.*, 1987).

O conceito de parassequência surgiu do estudo de tratos de sistemas deposicionais costeiros e marinhos. Materializam uma sucessão relativamente concordante de estratos, ou conjunto de estratos geneticamente relacionados, limitados por superfícies de inundação marinha ou superfícies correlatas que denotam um significativo e rápido aumento da lâmina d'água.

Individualmente, uma parassequência é um conjunto de estratos progradacionais, uma vez que são constituídas por uma sucessão vertical de fácies que reflete lâmina d'água cada vez mais rasa para o topo (*shallowing upward*). Seu limite superior representa uma abrupta mudança de fácies, refletindo um também repentino aprofundamento da lâmina d'água. Dependendo do trato de sistemas deposicionais, o empilhamento resultante pode ser granocrescente ou granodecrescente em direção ao topo.

Parassequências com padrão textural de granocrescência ascendente podem ser formadas por migração lateral de fácies praias em sistemas litorâneos dominados por onda (Figura 10.23) ou de fácies de frente deltaica de deltas dominados por rios ou onda (Figura 10.24). Em ambos os casos, observa-se contínuo aumento na espessura dos estratos arenosos rumo ao seu topo, acompanhando aumento da granulometria da fração arenosa e da razão areia/argila.

Sistemas deposicionais costeiros dominados por maré dão origem a parassequências com padrão de granodecrescência ascendente (Figura 10.25). Arenitos marinhos com estratificação cruzada acanalada e sínusoide formados em ambiente inframaré caracterizam a base da parassequência. São sucedidos na vertical por arenitos e lamitos marinhos, muito bioturbados, depositados na zona intermaré. Completam a parassequência lamitos não-marinhos com marcas de raízes e intercalações de carvões depositados na zona de supramaré. O topo da parassequência é definido por contato abrupto com arenitos inframaré da parassequência seguinte. Uma situação ilustrativa deste tipo de parassequência é a verificada em afloramentos da Formação Rio Bonito (Permiano da Bacia do Paraná), na Mina da Cascatinha, Município de Cachoeira do Sul (RS), conforme relatado por Perinotto (1992) e Ribeiro *et al.* (1996) . Outro exemplo pode ser visto em Lopes & Lavina (Capítulo 12 deste livro).

nor durados
tos traba-
o ciclope-
l cycles de
denomi-
ner et al.,

os de siste-
o relativa-
nte relaci-
cões corre-
água.

le estratos
vertical de
allowing
fácies, re-
a. Depen-
inte pode

cia ascen-
sistemas li-
eltaica de
os, obser-
io ao seu
e da razão

ão origem
ira 10.25).
formados
sucedidos
positados
nhos com
ipramaré.
itos infra-
de paras-
Permiano
ira do Sul
). Outro
).

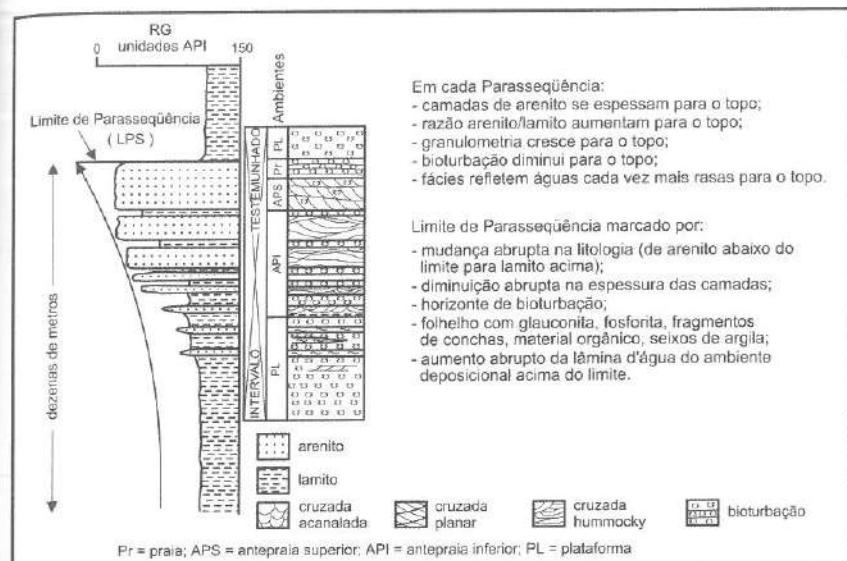


Figura 10.23 - Características estratigráficas de uma parassequência granocrescente ascendente interpretada como tendo sido formada em ambiente de praia em litorais arenosos dominados por ondas (modif. Van Wagoner *et al.*, 1990).

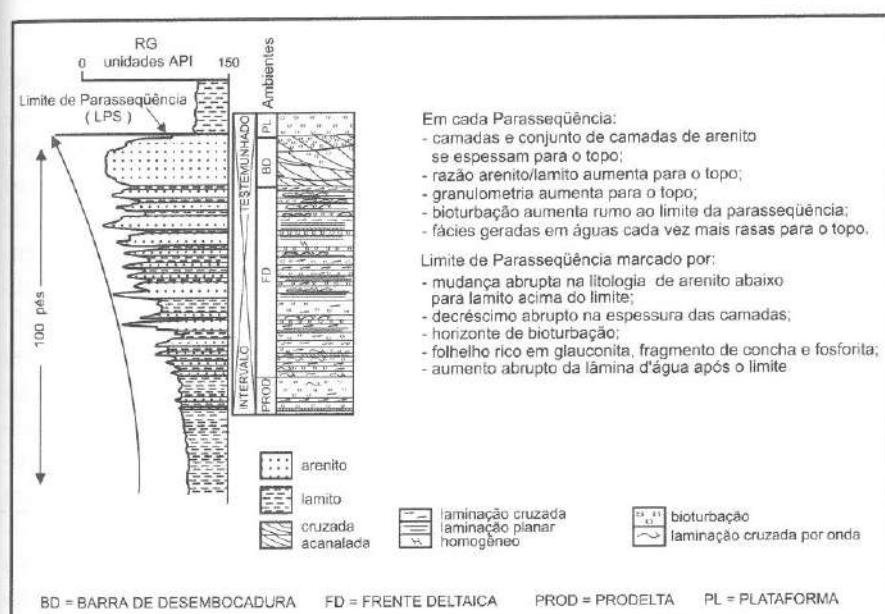


Figura 10.24 - Características estratigráficas de uma parassequência granocrescente ascendente interpretada como tendo sido formada em ambiente deltaico em litorais arenosos dominados por rios e/ou ondas (modif. Van Wagoner *et al.*, 1990).

Em cada Parassequência:

- camadas de arenito se espessam para o topo;
- razão arenito/lamito aumentam para o topo;
- granulometria cresce para o topo;
- bioturbação diminui para o topo;
- facies refletem águas cada vez mais rasas para o topo.

Limite de Parassequência marcado por:

- mudança abrupta na litologia (de arenito abaixo do limite para lamito acima);
- diminuição abrupta na espessura das camadas;
- horizonte de bioturbação;
- folheamento com glauconita, fosforita, fragmentos de conchas, material orgânico, seixos de argila;
- aumento abrupto da lámina d'água do ambiente deposicional acima do limite.

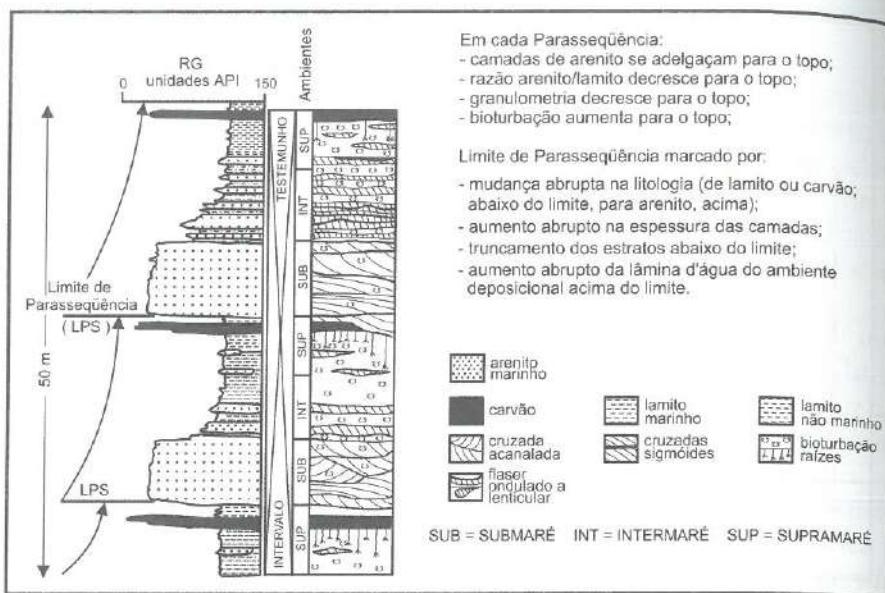


Figura 10.25 - Características estratigráficas de uma parassequência granodecrescente ascendente interpretada como tendo sido formada em ambiente de planície de maré em litorais lamosos dominados por maré (modif. Van Wagoner *et al.*, 1990).

Parassequências podem ser agrupadas em **conjuntos de parassequências (parasequence sets)**. Dependendo do balanço entre a taxa de variação do nível relativo do mar e a taxa de suprimento sedimentar, sucessivas parassequências podem configurar três tipos básicos de padrão empilhamento ou de arquitetura estratigráfica (Figura 10.26). Conjunto progradacional de parassequências ocorre quando o volume de sedimentos excede o incremento no espaço de acomodação, causando deslocamento da linha de costa em direção ao mar (regressão marinha). Quando o volume de sedimentos é insuficiente para preencher o espaço de acomodação gerado pela elevação do nível relativo do mar, a linha de costa desloca-se em direção ao continente (transgressão marinha) e o conjunto de parassequências é retrogradacional. Equilíbrio entre o volume de sedimentos que chega à costa e o incremento no espaço de acomodação caracteriza linha de costa estacionária, resultando num conjunto agradacional de parassequências.

Conjuntos de parassequências progradacionais são típicos do trato de sistemas de mar baixo final e do trato de sistemas de mar alto, caracterizados pela progradação de sistemas costeiros. Conjuntos retrogradacionais caracterizam o trato de sistemas transgressivo. Arranjo agradacional é menos comum, sendo observado no trato de sistemas de margem de plataforma.

Em cada Parassequência:

- camadas de arenito se adelgazam para o topo;
- razão arenito/lamito decresce para o topo;
- granulometria decresce para o topo;
- bioturbação aumenta para o topo;

Límite de Parassequência marcado por:

- mudança abrupta na litologia (de lamito ou carvão; abaixo do limite, para arenito, acima);
- aumento abrupto na espessura das camadas;
- truncamento dos estratos abaixo do limite;
- aumento abrupto da lâmina d'água do ambiente deposicional acima do limite.

arenito, marinho

carvão
cnicizada, acanalada
flaser

lamito
cruzadas
sigmóides

lamito
não marinho
bioturbação
raízes

SUB = SUBMARÉ INT = INTERMARÉ SUP = SUPRAMARÉ

ma e na passagem entre o trato de sistemas transgressivo e trato de sistemas de mar alto durante os máximos transgressivos (agradação nas regiões costeiras quando da formação de zonas de condensação na plataforma).

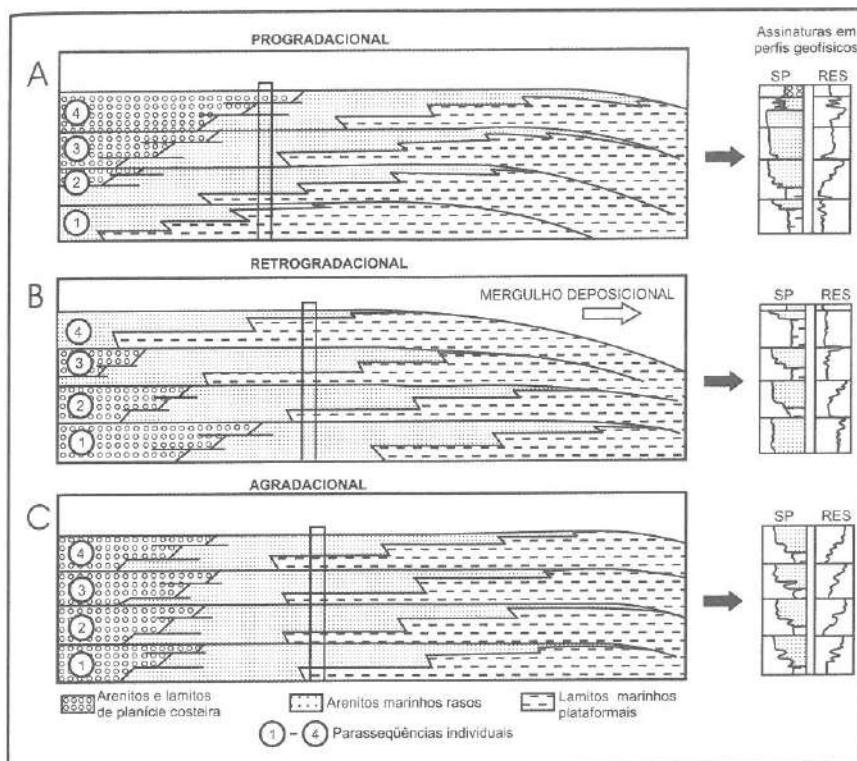


Figura 10.26 - Padrões de empilhamento de parassequências: A) Progradacional: taxa de suprimento > taxa de acomodação; B) Retrogradacional: taxa de suprimento < taxa de acomodação; C) Agradacional: taxa de suprimento = taxa de acomodação (modif. Van Wagoner *et al.*, 1990).

Ciclos de freqüência alta também podem ser originados a partir de flutuações do suprimento sedimentar derivadas de atividade tectônica na área-fonte, causando progradações e retrogradações em sistemas deltaicos.

Construção e abandono de lobos podem ocorrer também em sistemas turbidíticos no talude/assoalho da bacia. Na Bacia de Campos (RJ), depósitos turbidíticos eocretáceos preenchem cânions escavados durante queda do nível do mar, formando sucessivas acumulações de freqüência alta (Figura 10.27). Analisando comparativamente as hipóteses eustática e tectônica, Bruhn & Walker (1995) concluíram que os depósitos constituem resposta cíclica a variações no suprimento sedimentar, derivadas de movimentos tectônicos relacionados à ascensão da Serra do Mar.

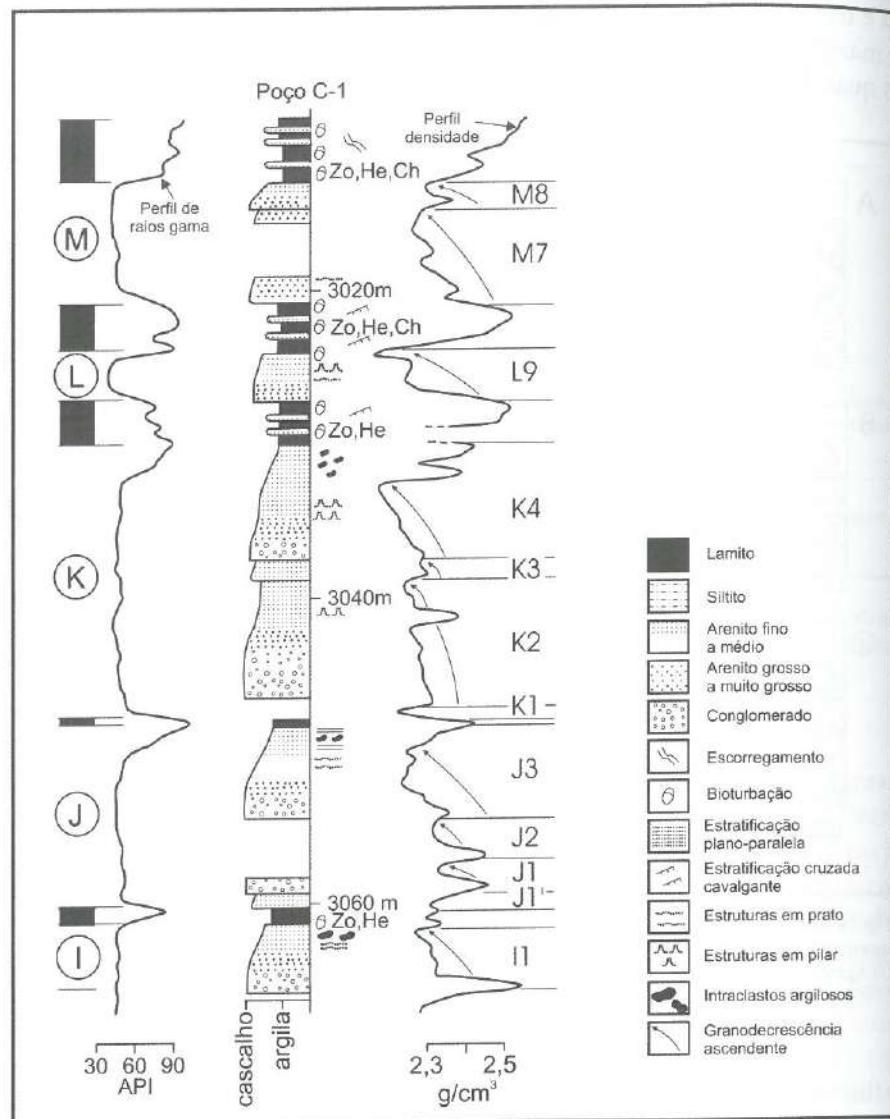


Figura 10.27 - Sistema turbidítico no campo petrolífero de Carapeba-Pargo, Bacia de Campos (RJ). Fácies típicas descritas em testemunhos e respectivas respostas em perfil de raios gama no poço C-1. As unidades turbidíticas estão assinaladas por letras maiúsculas e dentro de círculos, enquanto que os turbiditos individuais dentro de cada unidade estão com notação alfanumérica (ex: J3). Icnofósseis: Zo = Zoophycos; He = Hemimphopsis; Ch = Chondrites (modif. Bruhn & Walker 1995).

10.9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Assine, M. L. 1996. *Aspectos da Estratigrafia das Seqüências Pré-Carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil*. Instituto de Geociências, USP, São Paulo, Tese de Doutoramento, 207 p.
- Brown, L. F. & Fisher, W. L. 1977. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins. In: Payton, C. E. (ed.). *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, p. 213-248, (Memoir # 26),.
- Bruhn, C. H. L. & Walker, R. G. 1995. High-resolution stratigraphy and sedimentary evolution of coarse-grained canyon-filling turbidites from the Upper Cretaceous transgressive megasequence, Campos Basin, offshore Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, B65: 426-442
- Carminatti, M. & Scarton, J. C. 1991. Sequence stratigraphy of the Oligocene turbidite complex of the Campos Basin, offshore Brazil: an overview. In: Weimer, P. & Link, M. H. (ed.). *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. New York, Springer-Verlag, 241-246, (Frontiers in Sedimentary Geology).
- Emery, D. & Myers, K. (ed.). 1996. *Sequence Stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, 297 p.
- Galloway, W. E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 73: 125-142.
- Galloway, W. E. & Hobday, D. K. 1983. *Terrigenous Clastic Depositional Systems: Applications to Petroleum, Coal and Uranium Exploration*. New York, Springer-Verlag, 423 p.
- Goodwin, P. W. & Anderson, E. J. 1985. Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *Journal of Geology*, 93: 515-533.
- Holz, M. 1998. The Eo-Permian coal seams of the Paraná basin in southernmost Brazil: An analysis of the depositional conditions using sequence stratigraphy concepts. *International Journal of Coal Geology*, 36: 141-163.
- Jervey, M. T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendall, C. G. S. C.; Posamentier, H. W.; Ross, C. A.; Van Wagoner, J. C. (eds.). *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, 47-69, (SEPM Sp. Pb. # 42).
- Loutit, T. S.; Hardenbol, J.; Vail, P. R.; Baum, G. R. 1988. Condensed sections: the key to age-dating and correlation of continental margin sequences. In: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendall, C. G. S. C.; Posamentier, H. W.; Ross, C. A.; Van Wagoner, J. C. (eds.). *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, 183-213, (SEPM Sp. Pb. # 42).
- Mitchum Jr., R. M.; Vail, R. M.; Thompson, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part two: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton, C. E. (ed.) *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 53-62, (Memoir # 26).

- Perinoto, J. A. J. 1992. *Análise Estratigráfica da Formação Palermo (P) na Bacia do Paraná (Brasil)*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, Tese de Doutoramento, 2 volumes.
- Plint, A. G. 1988. Sharp based shoreface sequences and "offshore bars" in the Cardium Formation of Alberta; their relationship to relative changes in sea level. In: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendall, C. G. S. C.; Posamentier, H. W.; Ross, C. A.; Van Wagoner, J. C. (eds.). *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, 357-370, (SEPM Sp. Pb. # 42).
- Posamentier, H. W. & Vail, P. R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. In: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Ross, C. A.; Posamentier, H.; Van Wagoner, J.; Kendall, C. G. S. C. (eds.). *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, 125-154, (SEPM Sp. Pb. # 42).
- Posamentier, H. W.; Jersey, M. T.; Vail, P. R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Ross, C. A.; Posamentier, H.; Van Wagoner, J.; Kendall, C. G. S. C. (eds.). *Sea-level Changes: an Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, 110-124, (SEPM Sp. Pb. # 42).
- Posamentier, H. W.; Allen, G. P.; James, D. P.; Tesson, M. 1992. Forced regression in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 76: 1687-1709.
- Ribeiro, H. J. P. S.; Lavina, E. L. C.; Lopes, R. C.; Albuquerque, L. F. F.; Rosa, A. A. S.; Goldberg, K.; Calarge, L. M.; Colombo, M.; Villegas, M. B.; Bertel, S. R.; Bocalon, V. L. S. 1996. Aplicação do conceito de parassequência na mina de carvão da Cascatinha (abandonada), Bacia do Paraná, Município de Cachoeira do Sul/RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, 43: 93-110.
- Rossetti, D. F. 1998. Facies architecture and sequential evolution of an incised-valley fill: the Cujupe Formation (Upper Cretaceous to Lower Tertiary), São Luís Basin, Northern Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, 68: 299-310.
- Suter, J. R. & Berryhill, H. L. 1985. Late Quaternary shelf-margin deltas, Northwest Gulf of Mexico. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 69: 77-91.
- Swift, D. J. P. 1968. Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *Journal of Geology*, 76: 444-456.
- Vail, P. R. & Mitchum Jr., R. M. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part one: overview. In: Payton, C. E. (ed.). *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 51-52, (Memoir # 26).
- Vail, P. R.; Hardenbol, J.; Todd, R.G. 1984. Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from Seismic Stratigraphy and Biostratigraphy. In: Schlee, J. S. (ed.). *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*. Tulsa, AAPG, 129-144 (Memoir # 36).
- Vail, P. R.; Mitchum Jr., R. M.; Thompson III, S. 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part three: relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton, C. E. (ed.). *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 63-81, (Memoir # 26).
- Vail, P. R.; Mitchum Jr., R. M.; Thompson III, S. 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea le-

- vel. In: Payton, C. E. (ed.) *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 83-98, (Memoir # 26).
- Vail, P. R.; Todd, R. G.; Sangree, J. B. 1977c. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part five: chronostratigraphic significance of seismic reflections. In: Payton, C. E. (ed.) *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 99-116, (Memoir # 26).
- Vail, P. R.; Audemard, F.; Bowman, S. A.; Eisner, P. N.; Perez-Cruz, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. In: Einsele, G.; Ricken, W.; Seilacher, A. (ed.). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin, Springer-Verlag, 617-659.
- Van Wagoner, J. C.; Mitchum Jr., R. M.; Posamentier, H. W.; Vail, P. R. 1987. Key definitions of sequence stratigraphy. In: Bally, A. W. (ed.). *Atlas of Seismic Stratigraphy*. Tulsa, AAPG, v1, 11-14, (AAPG Studies in Geology # 27).
- Van Wagoner, J. C.; Mitchum Jr., R. M.; Campion, K. M.; Rahamanian, V. D. 1990. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies*. Tulsa, AAPG, 55 p. (AAPG Methods in Exploration Series # 7).
- Wanless, H. R. & Weller, J. M. 1932. Correlation and extent of Pennsylvanian cyclotems. *Geological Society of America. Bull.*, 43: 1.003-1.016.

CAPÍTULO 11

ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS EM DEPÓSITOS CONTINENTAIS

Ubiratan Ferrucio Faccini (UNISINOS)

ufaccini@euler.unisinos.br

Paulo Sérgio Gomes Paim (UNISINOS)

ppaim@euler.unisinos.br

"... sequence stratigraphic principles and concepts can be fruitfully applied to continental strata and new models will result in a deeper understanding of the controls on large and medium-scale facies architecture" (Shanley & McCabe, 1994).

11.1. INTRODUÇÃO

A Estratigrafia de Seqüências tem por objetivos primordiais a predição de fácies e a correlação de eventos globais. Além disso, a teoria originalmente assumia que os padrões de empilhamento de parassequências, os tratos de sistemas e principalmente os limites de seqüências têm suas origens sempre relacionadas a trechos específicos da curva eustática (Payton, 1977; Wilgus *et al.*, 1988). Em função destes conceitos, a Estratigrafia de Seqüências tem sido muitas vezes tomada como sinônimo de eustasia, o que tem motivado diversas e bem fundamentadas críticas às cartas de variações globais do nível do mar (por ex., Miall, 1991 e 1992). Contudo, tais críticas não invalidam a Estratigrafia de Seqüências que, antes de um gabarito ou modelo rígido, deve ser vista como uma ferramenta ou *approach* para explicar a formação das seqüências e de seus limites, através da compreensão de todos os fatores que controlam a deposição (Posamentier & James, 1993; Posamentier & Allen, 1994; Shanley & McCabe, 1994).

Amplamente desenvolvida para sistemas deposicionais marinho-raso e costeiros, a aplicação dos conceitos e terminologia da Estratigrafia de Seqüências a depósitos não-marinhos tem se desenvolvido grandemente nos últimos anos e permanece em progresso. Este capítulo discute brevemente a evolução

Severiano Ribeiro, H. J. P. 2001. *Estratigrafia de Seqüências – Fundamentos e Aplicações*. São Leopoldo, EDUNISINOS, 428 p.

dos conceitos aplicados a sucessões continentais, os principais modelos estratigráficos e as adaptações da terminologia original da teoria.

11.2 CONCEITOS E CONTROLES DA ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA

Os limites de seqüências são interpretados como descontinuidades desenvolvidas durante quedas do nível de base. Em sucessões estritamente continentais, a geração dos limites de seqüências é fortemente influenciada por fatores locais, como processos climáticos e/ou tectônicos atuantes nas áreas-fonte ou no interior da bacia. Nestas situações, a influência de variações eustáticas torna-se secundária.

O reconhecimento dos limites de seqüências é de importância crítica porque sempre representam quebras no registro estratigráfico (hiato ou lacunas deposicionais). Além disso, as seqüências são formadas em intervalos de tempo variados e passíveis de hierarquização. Contudo, alguns cuidados devem ser tomados ao assumir o nível de base como controlador de estratos depositados em curtos intervalos de tempo, onde os processos alogênicos podem ser indistinguíveis dos autogênicos.

A arquitetura deposicional, ou disposição geométrica dos estratos, pode ser estudada em várias escalas. A evolução da arquitetura deposicional, na escala de seqüências deposicionais, é governada pelas taxas de geração e destruição de espaço de acomodação (*accommodation*) e pelos processos atuantes nos sistemas deposicionais.

11.2.1 Espaço de acomodação e nível de base

O **espaço de acomodação** é o espaço disponível para o potencial acúmulo de sedimentos (Jervey, 1988). Isso equivale a dizer que a preservação de depósitos sedimentares pressupõe a existência de espaço disponível abaixo do nível de base, acima do qual ocorrerá erosão. Em bacias marinhas, o espaço de acomodação é controlado diretamente pelo nível relativo do mar, ou seja, pela interação entre subsidência e eustasia, sendo, portanto, um volume dinâmico, cuja forma é continuamente modificada ao longo do tempo geológico (Shanley & McCabe, 1994). A arquitetura estratigráfica é, portanto, controlada pelas taxas de geração e consumo de espaço de acomodação. Quando a taxa de geração de espaço de acomodação é positiva, os padrões de empilhamento estratigráfico (progradação, agradação e retrogradação) ou *bypass* sedimentar são fortemente influenciados pela taxa de suprimento sedimentar. Quando a taxa de geração de espaço de acomodação é negativa, os processos erosivos darão origem aos limites de seqüências (Figura 11.1).

lelos estra-

ICA

continuidade
tritamente
enciada por
áreas-fonte
eustáticas

importância
físico (hiato
s em inter-
alguns cui-
ador de es-
os alogêni-

i dos estra-
de deposicio-
de geração
processos

o poten-
cie a preser-
ção disponí-
cias mari-
el relativo
lo, portan-
la ao longo
stratigráfi-
espaço de
ção é pos-
gradação e
s pela taxa
de acomo-
de seqüên-

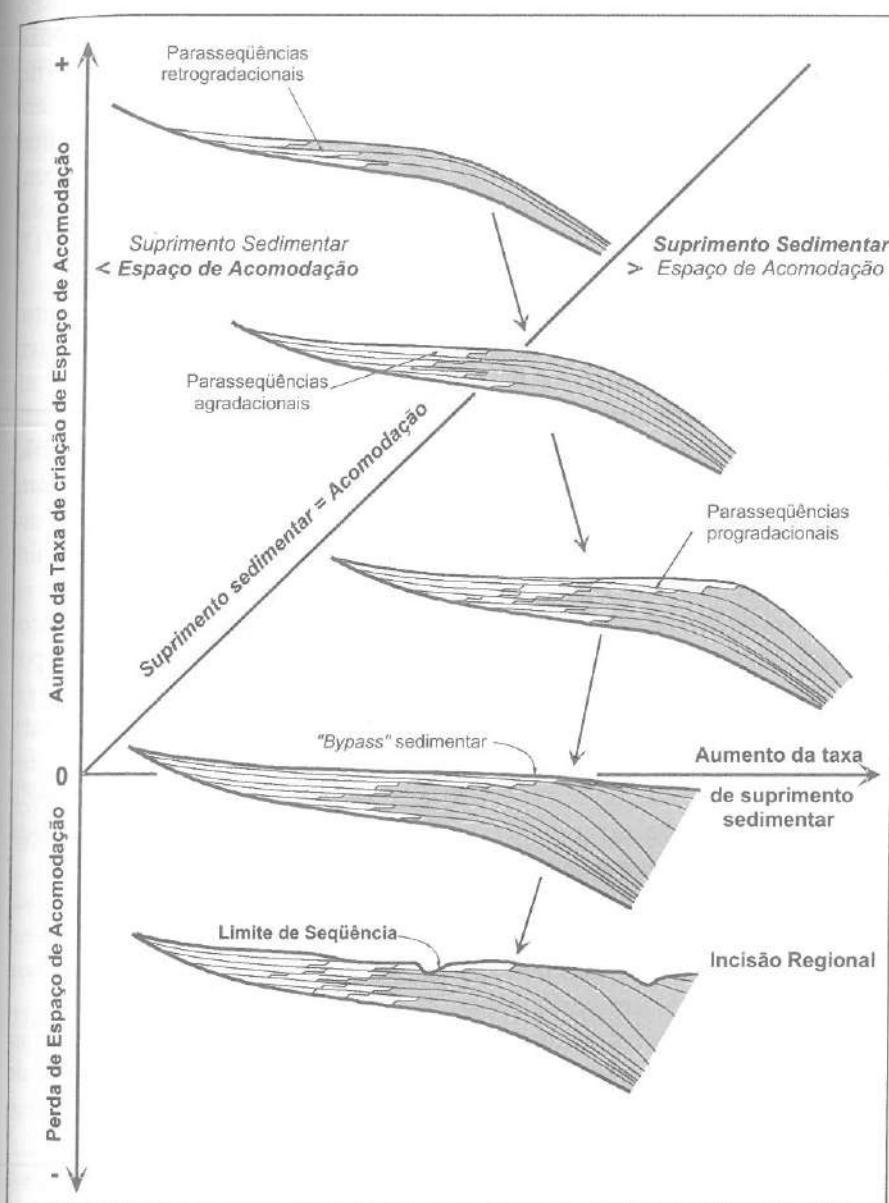


Figura 11.1 - Interações entre espaço de acomodação e suprimento sedimentar e os padrões de empilhamento estratigráfico resultantes (Shanley & McCabe, 1994).

O espaço de acomodação em ambientes fluviais (ou *subaerial accommodation*) tem sido descrito com relação a uma superfície conceitual, denominada **superfície de equilíbrio**, que separa erosão de deposição. Trata-se de uma superfície idealizada onde todas as forças atuantes no sistema encontram-se em equilíbrio, não ocorrendo, efetivamente, nem erosão, nem deposição. Esta superfície atua como controle fundamental da acumulação de sedimentos fluviais e está diretamente vinculada ao conceito de **nível de base**, que tem sido definido de várias formas e amplamente debatido ao longo do tempo (por ex., Powell, 1875; Barrel, 1917; Sloss, 1962; Wheeler, 1964; Battes & Jackson 1987; Schumm, 1993).

Shanley & McCabe (1994) diferenciam dois principais conceitos de nível de base: (1) *geomorphic base level* – equivalente à concepção de Davis (1902) e expressa na definição de Battes & Jackson (1987), segundo a qual o nível de base é o limite teórico ou o nível mais baixo ao qual a erosão da superfície da Terra busca atingir; é, especialmente, o nível abaixo do qual os rios não conseguem erodir seus depósitos. O grande nível de base (*general* ou *ultimate base level*) para a superfície terrestre é o nível do mar. Contudo, níveis de base temporários podem existir, localmente; (2) *stratigraphic base level* – resumindo os conceitos de Barrel (1917), Sloss (1962) e Wheeler (1964), segundo os quais o nível de base é a superfície em direção à qual os sistemas estratigráficos buscam se ajustar, através da sedimentação e preservação estratigráfica ou por *bypass* sedimentar ou ainda erosão dos depósitos. Em síntese, o nível de base geomórfico equivale ao próprio nível do mar, enquanto o nível de base estratigráfico é um conceito mais dinâmico e adaptado a situações deposicionais distantes da linha de costa, onde os efeitos de variações do nível do mar são negligíveis. O nível de base estratigráfico pode ser assim definido como um *datum* que varia de acordo com a situação deposicional.

Em sistemas costeiros, o nível de base estratigráfico é efetivamente o nível do mar (*grand base level*), embora em ambientes marinhas-rasos o nível de ação das ondas possa atuar eventualmente como nível de base temporário, gerando um perfil de equilíbrio da plataforma.

Em ambientes aluviais, o nível de base estratigráfico tem sido assumido como determinado pelo comportamento da superfície ou **perfil de equilíbrio** (*graded fluvial profile* ou *graded stream*), que grada assintoticamente para o nível do mar ou lago, em seu extremo distal (Figura 11.2).

As movimentações verticais ou longitudinais/horizontais dessa superfície, ao longo do tempo, exercerão controle sobre as taxas de geração e consumo do espaço de acomodação subáereo que, em conjunto com o suprimento sedimentar, serão refletidas pelo padrão estratal e arquitetura dos corpos sedimentares.

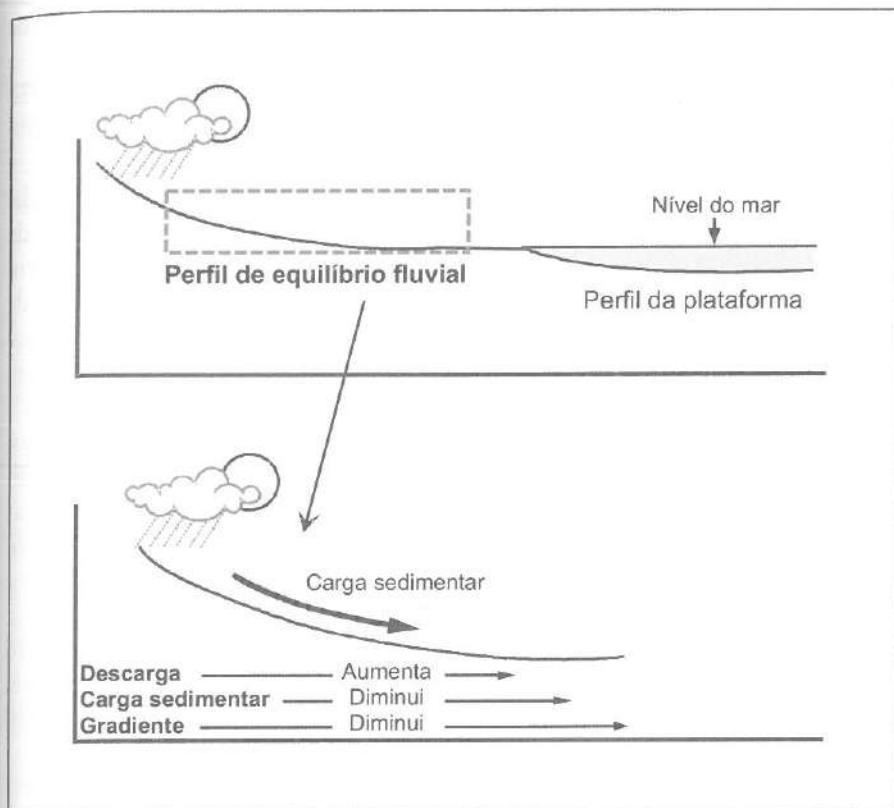


Figura 11.2 - Definições de nível de base estratigráfico em ambientes aluviais, costeiros e marinho-raso. Nos ambientes costeiros, deltaicos e plataforma, o nível de base equivale efetivamente ao nível do mar. Nos ambientes aluviais o nível de base estratigráfico é controlado pelo perfil de equilíbrio fluvial, que grada distalmente para o nível do mar ou do lago adjacente (adaptado de Emery & Myers, 1998).

11.2.2. Controles deposicionais em sistemas fluviais próximos à costa

Os impactos das variações relativas do nível do mar em ambientes continentais são ainda motivo de controvérsia, especialmente quando afastados da linha de costa a partir da ordem das centenas de quilômetros (Figura 11.4). Contudo, diversos estudos recentes têm demonstrado que a taxa de variação do nível relativo do mar, e, portanto, do espaço de acomodação subaéreo, controlam fortemente a faciologia e a arquitetura estratigráfica dos depósitos fluviais desenvolvidos em regiões costeiras (por ex. Dalrymple *et al.*, 1994; McCarthy *et al.*, 1999; Plint *et al.*, 2001, entre outros). Conceitualmente, mudanças relativas do nível do mar (*grand base level*) induzem modifi-

ficações na inclinação da superfície de equilíbrio, provocando o reajuste dos perfis fluviais, processo que controla a agradação/degradação fluvial.

Durante uma subida rápida do nível de base estratigráfico não ocorre agradação fluvial significativa, até que a taxa de subida diminua, quando o perfil fluvial passa a se ajustar, deslocando-se em direção ao continente. Em condições de subida lenta do nível de base pode ocorrer agradação fluvial, dependendo da taxa de sedimentação disponível. A taxa de subida do nível de base estratigráfico pode também determinar o estilo dos canais fluviais. Törnqvist (1993) e Törnqvist *et al.* (1993) sugerem que subidas rápidas do nível de base estratigráfico (iguais ou maiores que 1,5mm/ano, no delta do Rhine-Meu-se, Holanda) provocam o desenvolvimento de sistemas anastomosados, enquanto subidas mais lentas desenvolvem sistemas fluviais meandrantes.

Embora a fisiografia, o clima, o suprimento sedimentar e a descarga fluvial influenciam os padrões de empilhamento estratigráfico nas porções inferiores das planícies costeiras (Blum & Törnqvist, 2000), as mudanças no nível relativo do mar parecem ser o principal fator controlador do perfil de equilíbrio de corrente, determinando as características deposicionais e a arquitetura estratigráfica destes sistemas.

Próximo à linha de costa, as incisões devidas a rebaixamentos do nível de base estratigráfico são influenciadas, entre outros fatores, pela diferença de gradiente entre a planície aluvial e a plataforma marinha adjacente (Figura 11.3).

Quando a plataforma tem um gradiente maior do que a planície aluvial adjacente, o rebaixamento do nível relativo do mar produzirá incisão. Em rampas de baixo relevo, quando o gradiente dos perfis fluviais próximos à costa forem similares ao perfil batimétrico da plataforma, um rebaixamento do nível de base resultará em incisões mínimas. O perfil fluvial nestas condições poderá apenas ser prolongado, podendo ser reajustado através de mudanças no padrão de canais.

Em situações onde o gradiente da plataforma for menor do que o do perfil fluvial adjacente, um rebaixamento do nível de base poderá produzir uma significativa deposição sedimentar sem nenhuma incisão.

Nas áreas de interflúvio, os estudos detalhados de evolução de paleossolos são de grande importância na geração de critérios precisos para identificação de limites de seqüências. Sua espessura, desenvolvimento e maturidade refletem o tempo de exposição e as taxas de sedimentação envolvidas (McCarthy & Plint, 1998; McCarthy *et al.*, 1999).

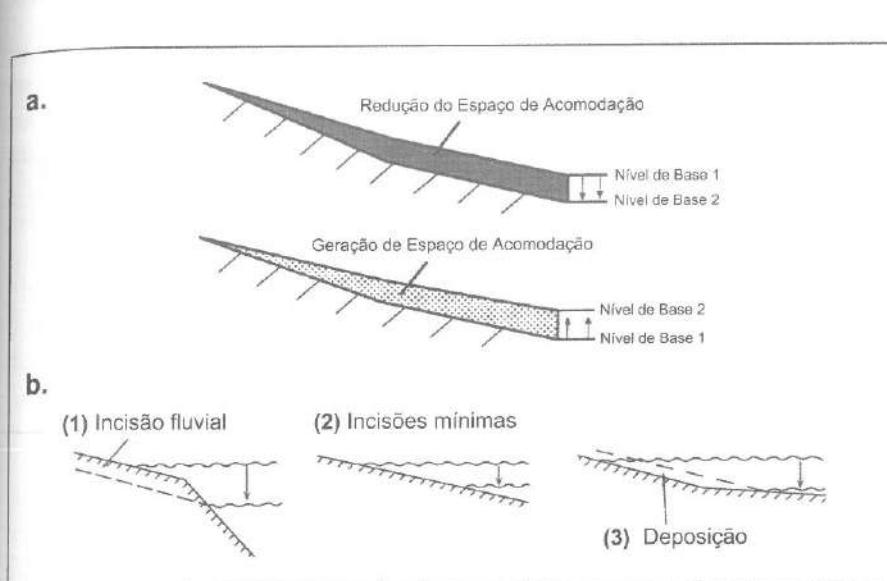


Figura 11.3 - Resposta dos sistemas fluviais a variações do nível de base. (a) Efeitos das variações do nível de base sobre a acomodação subaérea, devido ao reajuste do perfil fluvial (Currie, 1997, a partir de Posamentier & Vail, 1988). (b) Resposta dos sistemas fluviais a quedas do nível de base (nível do mar), em áreas costeiras, em função das diferenças entre os gradientes aluvial e da plataforma adjacente: (1) gradiente da plataforma > gradiente fluvial: aumento da velocidade do fluxo e da capacidade de transporte, levando à erosão e à incisão de vales fluviais, especialmente quando o nível de base excede a quebra da plataforma, situação em que é gerado o limite de seqüência tipo I; (2) gradiente da plataforma = gradiente fluvial: neste caso não ocorre ajuste significativo e o perfil de equilíbrio fluvial é apenas prolongado sobre a plataforma, sem produzir incisões importantes; (3) gradiente da plataforma < gradiente fluvial: neste caso, a redução do perfil de equilíbrio fluvial pode levar à diminuição na vazão e na capacidade de transporte, podendo ocorrer sedimentação nas porções distais do perfil (adaptado de Posamentier *et al.*, 1992; Blum & Törnqvist, 2000).

11.2.3. Controles deposicionais em bacias interiores

Nas bacias interiores, distantes da linha de costa, o espaço de acomodação subaéreo e o ajuste da superfície de equilíbrio são menos influenciados pelas variações relativas do nível do mar e as correlações estratigráficas tornam-se crescentemente mais problemáticas.

As bacias interiores são aquelas localizadas a considerável distância do mar, ou as que têm padrões de drenagens internas ou ainda sistemas deposicionais cujos processos sedimentares não são diretamente controlados

por ambientes marinhos¹. Nestes ambientes as mudanças relativas do nível do mar são de pequena importância (Figura 11.4).

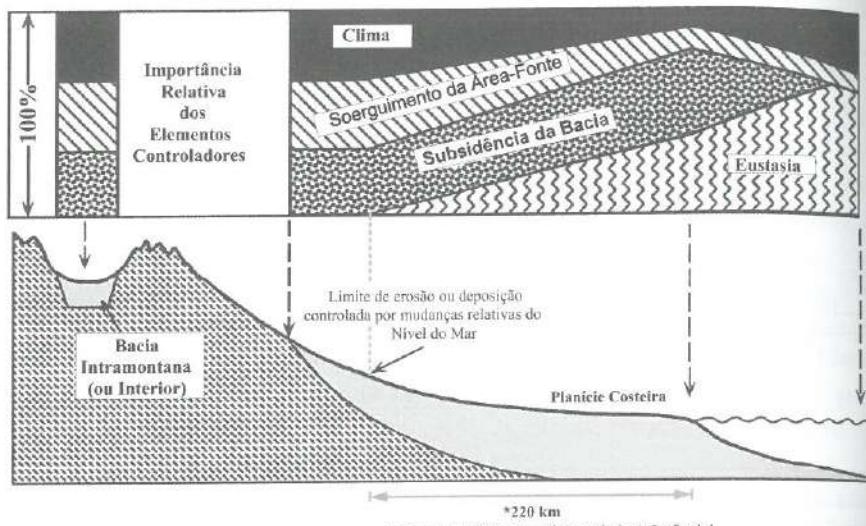


Figura 11.4 - Fatores controladores da sedimentação dos estratos continentais. A importância da eustasia diminui significativamente em direção ao continente. Em bacias interiores a arquitetura estratal é função do clima, suprimento sedimentar e subsidência tectônica (Shanley & McCabe, 1994).

Contudo, também nestas situações, a arquitetura deposicional continua respondendo às mudanças no espaço de acomodação subaéreo e aos ajustes do perfil de equilíbrio de corrente, cujo comportamento define tanto a geração ou consumo do espaço disponível para sedimentação continental quanto suas taxas de variação. Em consequência, o espaço de acomodação em bacias interiores, localizadas em áreas distantes do mar, é amplamente controlado pelos fatores locais e pelos ciclos climáticos e tectônicos, sem relação direta com as oscilações eustáticas.

1 Shanley & McCabe (1994) citam como exemplos de bacias interiores as bacias de drenagem dos Great Plains e Death Valley nos Estados Unidos, os *sand seas* da Arábia Saudita e Saara e os lagos do *rift* leste africano.

11.3 ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS EM SISTEMAS LACUSTRES

Nos ambientes lacustres as variações do nível do lago afetam sua estratigrafia, independentemente de o sistema ser aberto ou fechado. As variações do nível dos lagos controlam não apenas o espaço de acomodação, mas também a distribuição de energia física dentro do ambiente, atuando diretamente sobre os processos de sedimentação. Desta forma, a posição do nível do lago afetará não só a faciologia lacustre como também o sistema fluvial adjacente e sua arquitetura estratigráfica, de forma similar à influência marinha nas regiões costeiras. Períodos de incisão e agradação fluvial nas bordas dos lagos podem apresentar clara e direta correspondência com as oscilações do nível dos lagos. As possibilidades de correlação estratigráfica, contudo, diminuem progressivamente com o aumento da distância em relação à linha de costa lacustre.

Diversos estudos têm demonstrado a resposta sedimentar às variações do nível de lagos, atuando como nível de base, principalmente no sistema de lagos do rift leste africano (Johnson *et al.* 1987; Scholz *et al.* 1990; Scholz & Rosentdal, 1988, 1991). Embora muitas vezes mais delgados que seus equivalentes marinhos, a configuração dos depósitos associados a sistemas lacustres apresentam estreita similaridade geométrica com estratos observados ao longo de muitas bacias de margem passiva.

Trabalhos detalhados em perfis sísmicos de alta resolução, levantados nos lagos africanos, sugerem que os seus níveis de base podem ter estado a 200 metros abaixo do nível atual, nos últimos 25 mil anos. Como resultado destas mudanças no nível de base estratigráfico, extensos limites de seqüências têm sido reconhecidos, truncando erosivamente depósitos lacustres de *highstand*. Mudanças e deslocamentos bruscos (*shifts*) das fácies sedimentares em direção ao centro da bacia, sobrepostos a fácies de *highstand*, têm sido reconhecidos e associados a depósitos de *lowstand* (Figura 11.5).

Olsen (1986, 1991) descreveu mudanças nas fácies lacustres mesozóicas do Supergrupo Newark do leste norte-americano, atribuindo as causas das oscilações do nível do lago a variações dos parâmetros orbitais, relacionadas aos Ciclos de Milankovitch. Algumas destas variações podem ter excedido os 100 metros em amplitude. Olsen (1991) reconheceu três conjuntos distintos de fácies, relacionando-os com sucesso aos modelos da Estratigrafia de Seqüências, tendo as variações do nível do lago como principal controlador da faciologia. Mudanças na linha de costa do lago, desenvolvimento de vales incisos, presença de evaporitos, foram todos relacionados a quedas do nível de base do lago.

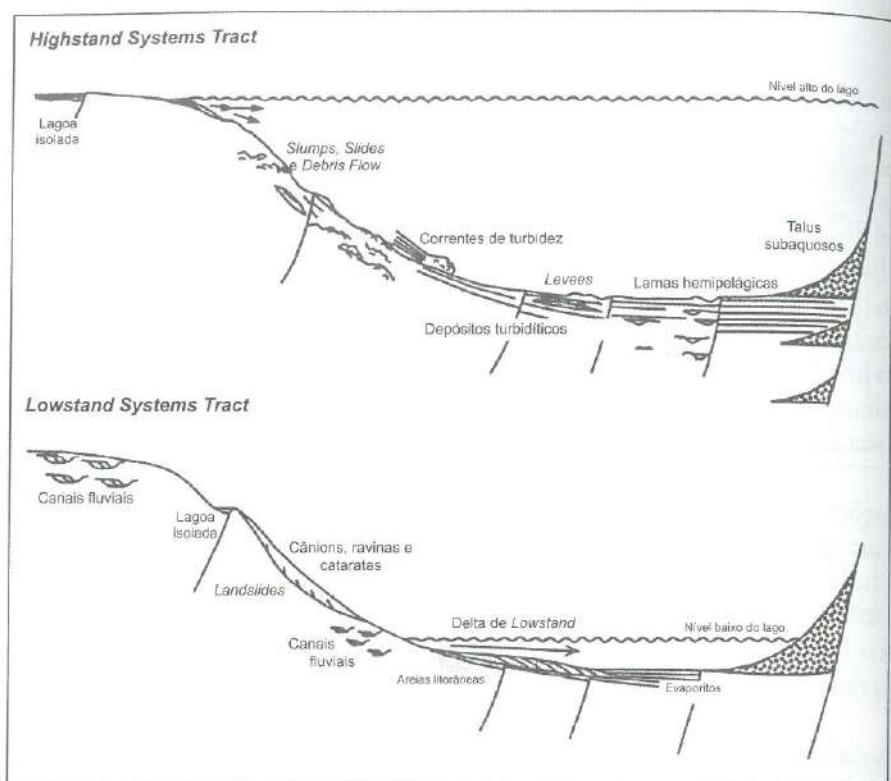


Figura 11.5 - Modelo generalizado de *half-graben*, mostrando componentes de *highstand* e *lowstand lacustrine system tracts* (Shanley & MacCabe, 1994, a partir de Scholz *et al.*, 1990).

Diversos outros trabalhos em áreas e idades diferentes têm documentado progradações e retrogradações de conjuntos de parassequências e, portanto, deslocamentos das linhas de costa lacustre. As geometrias resultantes são relacionadas a expansões dos lagos, pontuadas por quedas no nível de base estratigráfico.

Um exemplo de modelo genérico de tratos de sistemas lacustres, elaborado a partir de sucessões do Cretáceo argentino, é mencionado por Shanley e McCabe (1994). Neste exemplo, os depósitos de *lowstand* de lagos dissecados são constituídos por cunhas clásticas grano-crescentes ou depósitos em lençol, associados a evaporitos e recortados por canais, no topo. Esta situação favorece o desenvolvimento de “deltas tipo Gilbert”. A subida do nível do lago resulta em tratos de sistemas transgressivos, caracterizados

por conjuntos de parassequências retrogradacionais, associadas a canais distributários e barras de desembocadura, recobertos por depósitos lacustres. O trato de *highstand* é representado por depósitos gravitacionais e pela ampla deposição de folhelhos escuros, orgânicos, sedimentados em águas profundas, em condição de anoxia.

Ciclos de variações climáticas podem também induzir as oscilações dos níveis dos lagos, influenciando a faciologia e os tratos de sistemas, como exemplificado em seções permianas (Rotliegend Group) da Holanda (Shanley & McCabe, *op. cit.*). Nestes casos, segundo o exemplo citado, os limites de seqüências são relacionados ao aumento de aridez do ambiente lacustre, que provoca o rebaixamento do nível de base estratigráfico. Nestas condições, os tratos de sistemas de *lowstand* serão representados por sucessões evaporíticas no centro da bacia, com extensivos depósitos eólicos nas áreas transicionais. Os tratos de sistemas transgressivos serão constituídos por depósitos lacustres e planícies de lama no centro da bacia e por lençóis de areia nas áreas transicionais, com *wadis* e *sand flats* ao longo das margens da bacia. Neste contexto, a superfície de máxima inundação será representada pela expansão da associação de fácies lacustres no centro da bacia e por extensivos depósitos de *sabkhas* interiores e fluviais nas bordas da bacia. Os depósitos de *highstand* serão dominados por planícies de lama e depósitos lacustres no interior da bacia e depósitos de lençóis de areia e *wadis*, tanto nas regiões transicionais quanto nas bordas da bacia.

Diversas observações têm, portanto, demonstrado a aplicabilidade dos conceitos da Estratigrafia de Seqüências na análise de ambientes lacustres, incluindo estudos na Bacia do Recôncavo (Severiano Ribeiro, 1991) e na Bacia do Paraná (Silveira, 2000) (Figura 11.6). A geometria e distribuição dos tratos de sistemas (ou tratos de fácies) são gerados como resposta a variações do nível de base do lago que, nestes casos, corresponde ao nível de base estratigráfico.

e *highstand*
holz et al.,

es têm do-
seqüências
trias resul-
as no nível

mas lacus-
encionado
stand de la-
ites ou de-
s, no topo.
. A subida
icterizados

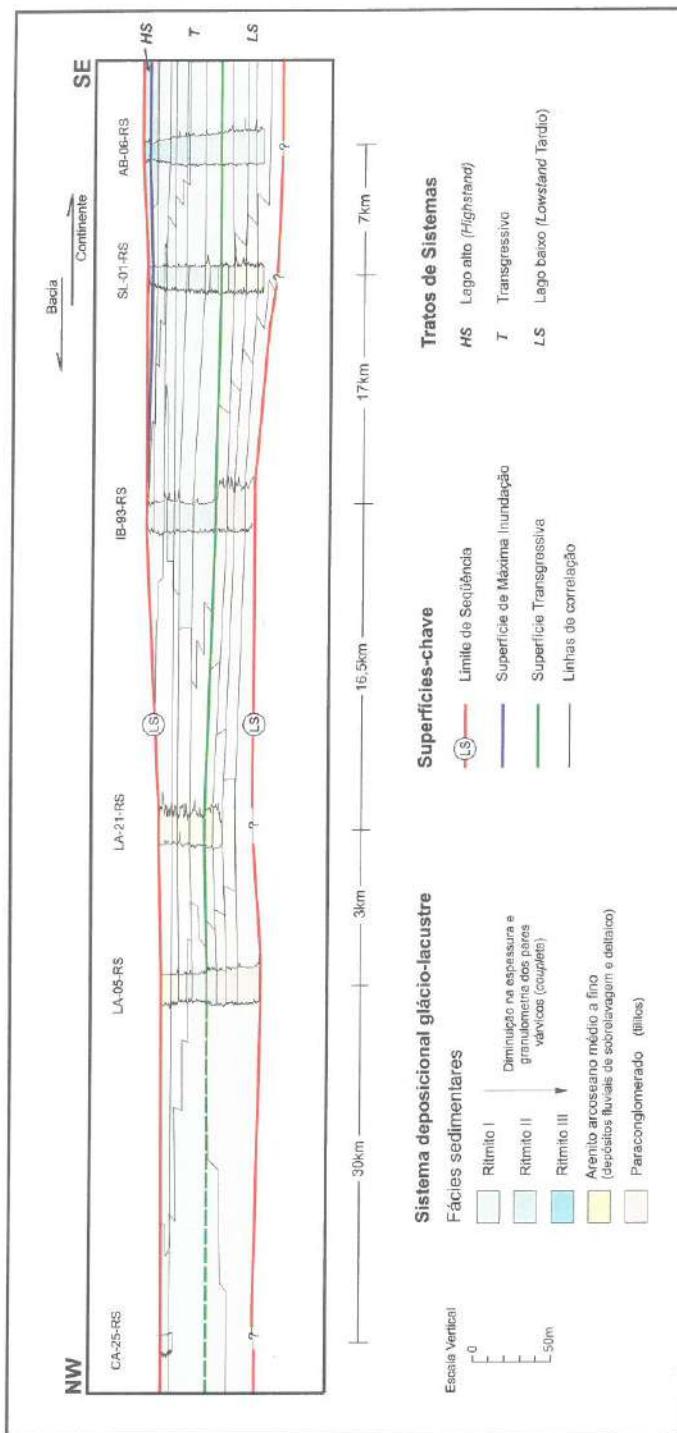


Figura 11.6 - Exemplo de aplicação dos conceitos de Estratigrafia de Seqüências em sucessões lacustres, ilustrando a distribuição das fácies sedimentares que compõem o sistema deposicional gládio-lacustre do Grupo Itararé (seção Mariâna Pimentel-Rio Pardo, no Rio Grande do Sul), destacando a delimitação das superfícies-chaves que delimitam os tratos de sistemas de *lowstand* tardio (LS), transgressivo (T) e *highstand* (HS). Adaptado de Silveira (2000).

11.4 ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS EM SISTEMAS ALUVIAIS

11.4.1 Limites de seqüências

Em delgadas sucessões de depósitos aluviais, onde tenha ocorrido incisão sobre estratos marinhos, o reconhecimento de superfícies significativas de mudanças no nível de base podem ser facilmente reconhecidas. A justaposição de sistemas fluviais *braided* sobre folhelhos marinhos ou a presença de marcas de raízes de vegetais subaéreos ou carvão sobre depósitos marinhos, – indicadores de ambientes subaéreos – também não apresentam maiores problemas de interpretação das variações do nível de base.

Entretanto, quando as espessuras dos depósitos aluviais aumentam, é muito mais difícil a discriminação entre superfícies erosivas de extensão regional produzidas por processos alogênicos – limites de seqüências – de erosões provocadas por migração de canais (processos autogênicos), principalmente porque as incisões são características fundamentais dos sistemas canalizados, cujo preenchimento pode conter diversas outras superfícies deposicionais de menor hierarquia.

A diferenciação e ordenação hierárquica destas superfícies geradas por processos autogênicos e alogênicos têm seus fundamentos nos trabalhos pioneiros de McKee & Weir (1953), Campbell (1967), Jackson (1975) e Allen (1965, 1966 e 1983), que demonstraram o significado cronoestratigráfico das superfícies de acamadamento, assim como a importância das camadas e conjuntos de camadas como unidades sedimentares fundamentais. A elaboração destes procedimentos de hierarquização de superfícies limitantes – hoje fundamentais, especialmente na análise de afloramentos – resultou nos conceitos de elementos arquiteturais, unidades deposicionais e superfícies limitantes em depósitos fluviais, desenvolvidos por Miall (1985, 1988, 1996). Esta metodologia – embora não originada da Estratigrafia de Seqüências, mas passível de ser incorporada a ela – permite uma diferenciação mais acurada dos estilos deposicionais de sistemas com características arquiteturais distintas, possibilitando a interpretação mais acurada dos fatores controladores da deposição e as escalas relativas de tempo envolvidas na geração das diversas unidades deposicionais (Figura 11.7).

Diversos casos já documentados têm indicado que limites de seqüências que refletem controles alogênicos podem ser identificados pela compreensão das geometrias estratais que signifiquem abruptas mudanças nas taxas de acomodação. Incisões fluviais regionais, em escala de profundidade e largura maiores do que aquelas relacionadas a canais individuais, são indicativas desta situação, especialmente se associadas a mudanças no tamanho e composição dos grãos.

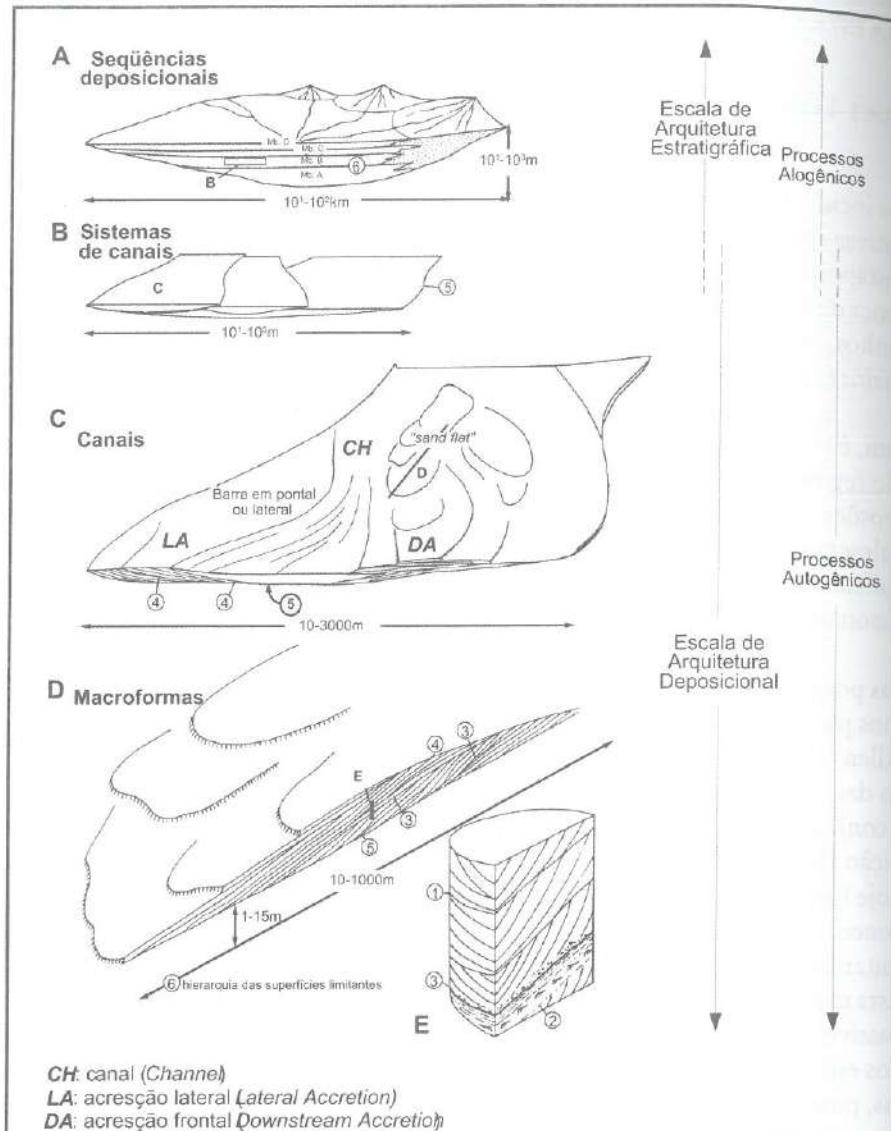


Figura 11.7 - Escalas dos elementos deposicionais de um sistema fluvial (A a E). Os números no interior dos círculos indicam a hierarquia das superfícies limitantes (modificado de Miall, 1988; 1996).

Contudo, em áreas distantes de bacias marinhas ou lacustres as complexas inter-relações entre variações do nível de base, clima, suprimento sedimentar e erosão são difíceis de ser separados. Em depósitos continentais, a interpretação de vales incisos pode ser dificultada, em função das variações intrínsecas aos sistemas que preenchem os vales. Em alguns casos, é possível

que a incisão de vales fluviais seja acompanhada por formação de terraços em período de degradação. A estratigrafia interna destes terraços é muito complexa e pode tornar difícil a individualização de um único limite de seqüências. Nestas situações, a identificação de perfis de paleossolos anormalmente espessos e estudos detalhados de sua micromorfologia, poderão revelar os processos de evolução dos solos, sua relação com as variações do nível freático e o espaço de acomodação subaéreo, levando ao reconhecimento de interflúvios, que correspondem aos limites de seqüência, nas regiões adjacentes aos canais (cf. McCarthy & Plint, 1998; McCarthy *et al.*, 1999; Plint *et al.*, 2000).

Mudanças nas taxas de acomodação podem ser indicadas pelas variações dos padrões de empilhamento dos arenitos de canais fluviais. Posamentier & Vail (1988), Posamentier *et al.* (1988) e Posamentier & Allen (1993a,b) sugerem que a taxa de acomodação controla a amalgamação dos arenitos fluviais. Unidades de canais, contendo múltiplos corpos arenosos, médios a grossos, multilaterais, ocupando grande extensão areal, são interpretados como representantes de baixas taxas de subida do nível de base estratigráfico, podendo recobrir uma discordância², ou limite de seqüência, associada a fenômenos alogênicos.

Diversos modelos registram que arenitos fluviais amalgamados com ampla continuidade lateral são freqüentemente recobertos por corpos de areia mais isolados, associados a sistemas meandrantes, com maior proporção de lama. Este padrão de geometria estratal de depósitos fluviais pode ser interpretado como o reflexo de um aumento na taxa de acomodação. Desta forma, em bacias interiores, o reconhecimento inicial de limites de seqüências e variações nas taxas de geração e consumo de espaço de acomodação podem ser inferidos a partir da identificação de mudanças nos padrões estratais dos depósitos fluviais.

Embora a interpretação de limites de seqüências de extensão regional seja freqüentemente feita com base em incisões aluviais – comuns no registro geológico – sua identificação deve ser feita com a utilização de mais de um critério. O reconhecimento objetivo, ou seja, a caracterização física de limites de seqüências deve levar em consideração os seguintes critérios: (a) identificação de truncamento erosivo de unidades estratigráficas (da ordem de quilômetros); (b) mudanças granulométricas e compostionais abruptas; (c) mudança nos padrões de empilhamento; (d) variações nos estilos dos canais fluviais e no grau de amalgamação dos arenitos; (e) reconhecimento de interflúvios; (f) alterações diagenéticas e (g) lacunas no registro bio ou cronoestratigráfico.

² Termo aqui utilizado no sentido de *unconformity*.

11.4.2 Superfícies de inundação (*Flooding Surfaces*)

Nos estratos marinhos, a superfície de máxima inundação marca o momento em que a taxa de geração de espaço de acomodação foi máxima, sendo normalmente representada por fácies de águas profundas, refletindo o momento de máxima taxa de subida eustática, separando conjuntos de parassequências retrogradacionais de conjuntos progradacionais e delimitando o trato transgressivo do trato de mar alto.

Nos sistemas aluviais próximos à linha de costa, o período de máxima inundação é representado pelo registro da atuação de processos marinhos nas porções mais extremas, a montante de áreas anteriormente dominadas por processos puramente fluviais. A máxima incursão destes processos é controlada pela interação da drenagem fluvial e a taxa de subida do nível relativo do mar, pela fisiografia e, em menor escala, pelo nível de maré. Exemplos da interação entre processos marinhos e continentais são demonstrados por estudos em estuários modernos e sistemas fluviais associados, os quais documentam a influência de marés a dezenas de quilômetros da linha de costa (por ex., Allen & Posamentier, 1993).

As superfícies-chave – e, portanto, a interpretação dos tratos de sistemas – são melhor definidas nas regiões costeiras e transicionais. Nas regiões dominadas por depósitos francamente aluviais, as superfícies correlatas aos períodos de máxima inundação tendem a ser descontínuas e localizadas nas proximidades dos canais fluviais. Nestas situações, o reconhecimento e caracterização de interflúvios e paleossolos, dentro de um controle estratigráfico mais amplo, podem ser a ferramenta fundamental na identificação das superfícies de significado regional (McCarthy *et al.*, 1999).

Em áreas de dimensões mais restritas, a identificação de superfícies de inundação de caráter local pode ser obtida através da análise da arquitetura estratigráfica, dos estilos aluviais e da razão entre litofácies de canal e extracanal. Nesses casos, o intervalo de máxima acumulação de depósitos de *floodplain*, incluindo *crevasses*, sedimentação lacustre, solos mal drenados e carvão, são indicativos de aceleração na taxa de acomodação subaérea, portanto relacionados a fases de máximo afogamento dos sistemas aluviais. O reconhecimento da extensão física e correlação deste intervalo em diversos pontos da bacia – e da superfície de inundação nele contida – indicarão seu caráter regional e significado para a interpretação dos tratos de sistemas (Faccini *et al.*, 1997).

Em geral, e consideradas as alternativas e dificuldades discutidas acima, os critérios documentados ou conceituais (cf. Shanley & McCabe, 1991, 1993, 1994; Miall, 1996; Emery & Myers, 1998) para reconhecimento de superfícies de inundação máxima em sistemas aluviais buscam a identifica-

ção de depósitos de marés (Shanley *et al.*, 1992), o desenvolvimento extensivo de depósitos lacustres (clásticos e carbonáticos), solos pobemente drenados e camadas de carvão, que nestas situações podem atingir espessuras consideráveis.

Um problema adicional no reconhecimento preciso, contínuo adentro, da superfície de máxima inundação é a sua diferenciação de outras superfícies de inundação correspondentes à superfície transgressiva, a qual recobre e individualiza o trato de *lowstand* e constitui a base do trato transgressivo. Em conjunto com os limites de seqüências, o reconhecimento acurado destas superfícies é que possibilitará a correta aplicação da terminologia dos tratos de sistemas (cf. item seguinte). O uso de superfícies de inundação locais deve ser feito criteriosamente, pois pode induzir a erros e confusões derivados da indesejável aplicação da estratigrafia de seqüências na escala que Shanley & McCabe (*op. cit.*) denominam de "*world that is visible at the area of investigation*". A individualização das superfícies de inundação requer, portanto, um conhecimento regional das relações estratais e sua significação como elemento de correlação cronoestratigráfica.

11.4.3. Tratos de sistemas e modelos estratigráficos

Tratos de sistemas são sistemas deposicionais contíguos e contemporâneos, definidos objetivamente com base na geometria estratal nas superfícies limitantes, na posição dentro da seqüência e pelos padrões de empilhamento.

O reconhecimento de limites de seqüências e das demais superfícies-chave em estratos aluviais são condição necessária para a discussão dos tratos de sistemas. A extensão do conceito de trato de sistemas para os depósitos aluviais é ainda cercada de incertezas e permanece como tema em desenvolvimento.

Shanley & McCabe (1993) apresentaram um modelo genérico, amplamente aceito, no qual são descritos estratos aluviais relacionados a unidades marinhas (Kaiparowits Plateau - Cretáceo de Utah - EUA), incluindo as variações de estilos deposicionais e arquitetura estratigráfica e os tratos de sistemas correspondentes (Figura 11.8). Neste modelo, o registro equivalente ao trato de mar baixo é representado pela incisão dos vales fluviais, geração dos limites de seqüências e desenvolvimento de terraços, sem agradação fluvi-al significativa. A deposição fluvial passa a ocorrer principalmente a partir da elevação do nível de base, gerando os depósitos correspondentes aos tratos transgressivo e de *highstand*, os quais são identificados com base em características sedimentológicas e geométricas dos estratos.

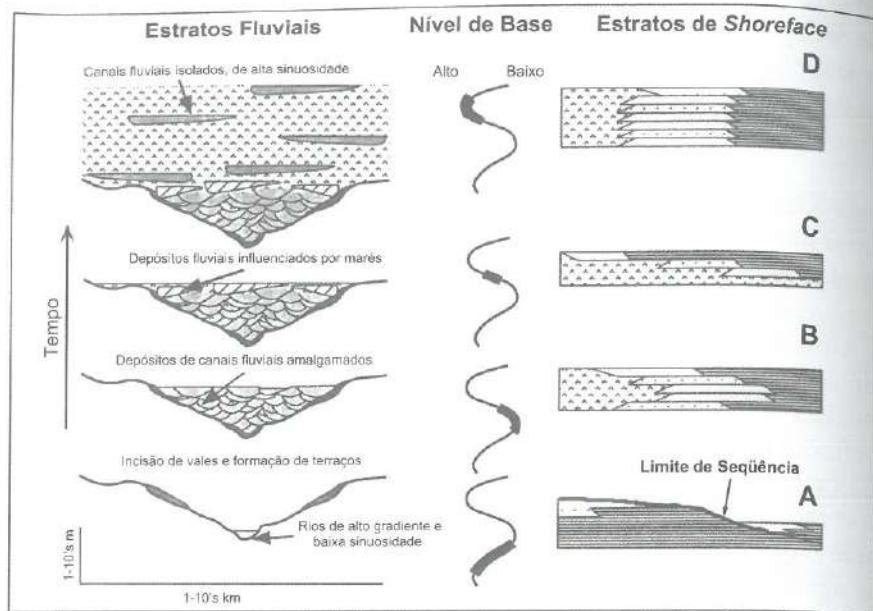


Figura 11.8 - Diagrama ilustrando as relações entre arquiteturas fluviais e de shoreface, em resposta a variações do nível de base: (A) queda do nível de base: *highstand tardio* e *lowstand*, produzindo a incisão de vales e a geração de limite de seqüência; (B) *still stand* e subida do nível de base: *lowstand tardio* e *transgresssive systems tract*; (C) aumento da taxa de subida do nível de base, *highstand inicial*, (D) *highstand tardio*, diminuição na taxa de subida do nível de base, aproximadamente balanceada pela taxa de sedimentação (Shanley & McCabe, 1994).

Os limites de seqüências são recobertos por lençóis de areias fluviais, lateralmente amalgamados, contendo alta proporção relativa de arenitos grossos de canais interconectados. Com base em correlações regionais e arquitetura de fácies, estes lençóis de areias fluviais são interpretados como trato de sistema transgressor aluvial. Estes depósitos gradam verticalmente para sedimentos de canais isolados, associados a estratos de planície aluvial e depósitos heterolíticos de preenchimento de canais influenciados por marés. Esta progressão de arenitos amalgamados para depósitos de canais isolados com influência de maré equivale a uma superfície de máxima inundação, correspondendo à parte superior do trato de sistemas transgressivo fluvial (Shanley *et al.*, 1992). Os depósitos fluviais correspondentes ao trato de sistemas de mar alto são caracterizados por depósitos finos de planícies de inundação, associados a arenitos de canais fluviais isolados e camadas descontínuas de carvão e folhelhos carbonosos. Esta arquitetura de *highstand* tardio é interpretada como refletindo taxas de acomodação relativamente altas, em relação ao aporte sedimentar.

Um segundo modelo apresentado por Shanley & McCabe (*op. cit.*) baseia-se em depósitos mesozóicos de bacias da Argentina onde foram interpretadas arquiteturas estratigráficas em depósitos fluviais correspondentes

aos tratos de sistemas de mar baixo, transgressivo e mar alto (Figura 11.9). Neste modelo, o trato de *lowstand* ocorre em áreas restritas e é caracterizado por depósitos de tração amalgamados (*multistory*), correspondendo a uma seqüência de preenchimento de canais, grano e estrato-crescentes. O trato transgressivo é constituído por depósitos mistos (tração e suspensão), arranjados em *bedsets* grano e estrato-decrescentes. Tais estratos ocorrem em maior extensão areal que os depósitos de *lowstand* e são interpretados como produtos do aumento do espaço de acomodação subaéreo, durante a subida do nível de base estratigráfico. O trato de *highstand* é constituído por depósitos de suspensão com ampla ocorrência de perfis de solos, características que sugerem limitado espaço de acomodação subaérea e gradiente topográfico reduzido.

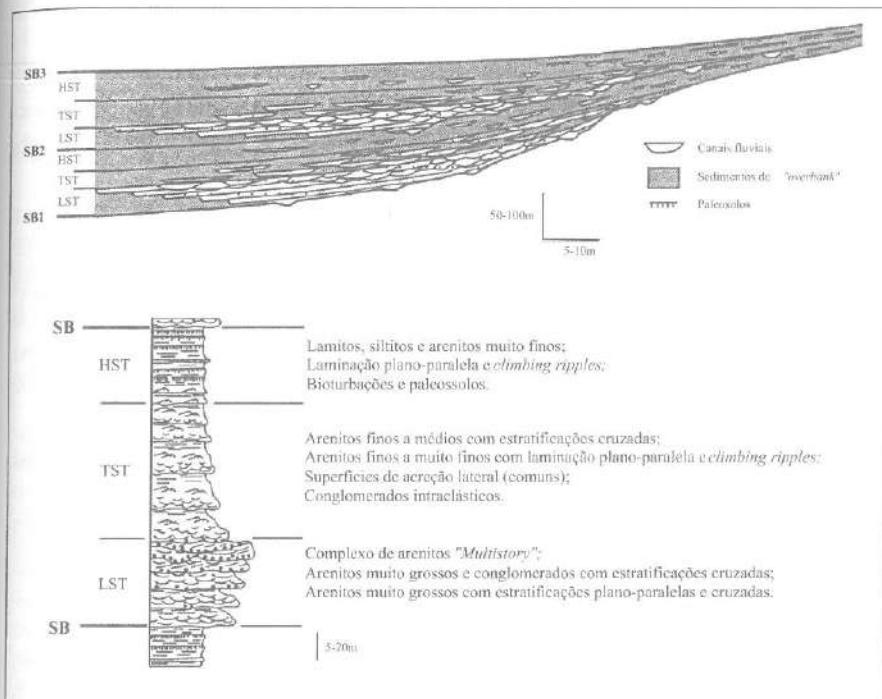


Figura 11.9 - Seções esquemáticas de seqüências deposicionais aluviais, baseadas em exemplos do Mesozóico da Argentina. Tratos de sistemas e limites de seqüências indicados (Shanley & McCabe, 1994). SB: limites de seqüências (*sequence boundaries*); LST, TST e HST: tratos de sistemas (*lowstand, transgressive e highstand systems tracts*).

Modelo similar, apresentado quase simultaneamente ao descrito acima, foi proposto por Wright & Marriott (1993), relacionando variações do nível de base e espaço de acomodação subaéreo com a arquitetura aluvial e o desenvolvimento de solos (Figura 11.10).

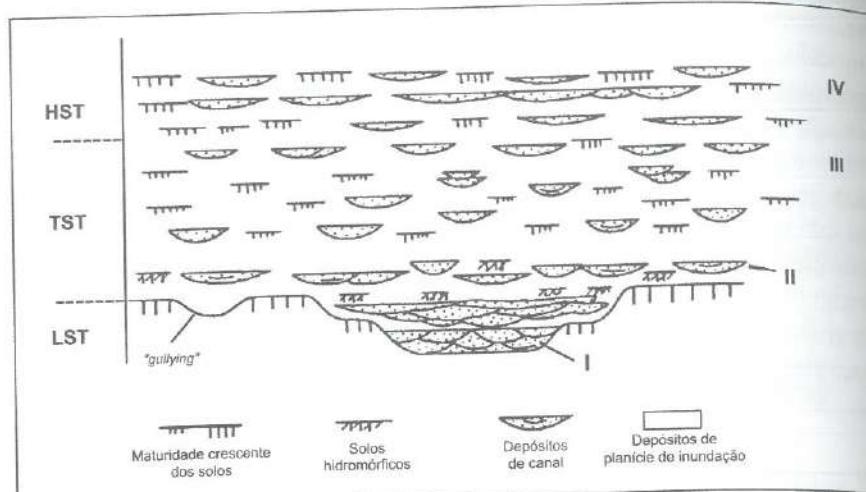


Figura 11.10 - Modelo de arquitetura e desenvolvimento de paleossolos para uma seqüência fluvial de tipo 1, em resposta a um ciclo de 3^a ordem de variação de nível de base (Wright & Marriot, 1993). Tratos de sistemas: lowstand (LST); transgressivo (TST); highstand (HST).

- I. LST: erosão das áreas-fonte, depósitos arenoso-conglomeráticos de canais fluviais de baixa sinuosidade (*braided*), resultantes do aumento de gradiente. Deposição em áreas restritas. Desenvolvimento de terraços, com paleossolos maduros, bem drenados;
- II. TST inicial: baixa taxa de geração de espaço de acomodação, resultando em corpos de areia *multistory* e retrabalhamento de planícies de inundação; o soerguimento do nível de base favorece a formação de solos hidromórficos;
- III. TST: aumento da taxa de acomodação, aumento de acumulação sedimentar nas planícies de inundação, resultando em canais isolados e no desenvolvimento incipiente de solos bem drenados.
- IV. HST: redução na taxa de acomodação, diminuindo a agradação nas planícies de inundação e favorecendo o melhor desenvolvimento de solos. Ao mesmo tempo, a redução do espaço de acomodação produz também aumento da densidade de canais e maior retrabalhamento das planícies de inundação, diminuindo o potencial de preservação dos solos. A granulometria dos depósitos de canal pode ser fina, comparada aos intervalos anteriores, devido à diminuição de erosão relacionada ao baixo gradiente. Nesta situação, podem ocorrer inundação das planícies aluviais e a formação de lagos.

Este modelo enfatiza fortemente o papel dos paleossolos – características, taxas de desenvolvimento e preservação – na estruturação estratigráfica de sistemas aluviais. O maior volume de depósitos fluviais é acumulado durante os tratos transgressivo e de *highstand*.

Segundo esta concepção, durante o período de rebaixamento do nível de base ocorre a geração dos limites de seqüências, sendo os depósitos fluviais restritos apenas às áreas marginais, próximas à linha de costa, consti-

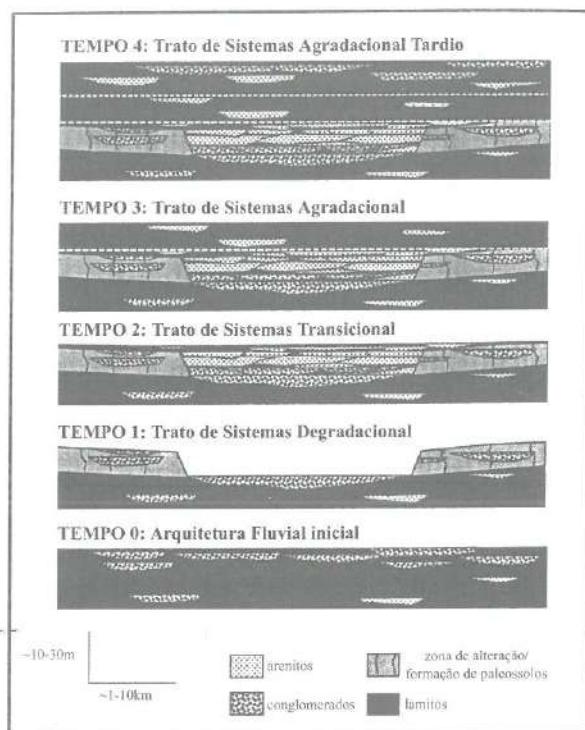
tuídos por depósitos de granulometria grossa, preenchendo canais de baixa sinuosidade (*braided*). Durante estes eventos, nas áreas mais proximais, a deposição aluvial tende a ser interrompida, passando a haver o retrabalhamento do sistema fluvial principal. O período de *lowstand* favorece o desenvolvimento de interflúvios, com solos maduros e bem drenados. O potencial de preservação destes solos dependerá da extensão do retrabalhamento durante a fase *lowstand* e da taxa e natureza da transgressão subsequente.

A deposição fluvial mais extensa é retomada a partir dos estágios iniciais de desenvolvimento do trato transgressivo. A pequena taxa de geração do espaço de acomodação subaéreo produzirá canais fluviais, preenchidos por arenitos *mutistory*, associados a depósitos de inundação, com condições favoráveis ao desenvolvimento de solos hidromórficos.

Nos estágios finais do trato transgressivo, o aumento da taxa de geração de espaço de acomodação subaéreo propiciará o maior isolamento dos canais e a acumulação de maior volume de sedimentos nas planícies de inundação. Os solos são pouco desenvolvidos e bem drenados.

Durante a fase de nível de base alto, a taxa de acomodação é reduzida, diminuindo as taxas de acreção nas planícies de inundação, favorecendo o melhor desenvolvimento de solos. Em função do baixo gradiente, as planícies estarão mais sujeitas a inundações e a consequente geração de lagos. A redução do espaço de acomodação subaéreo, por outro lado, tenderá a ocasionar o retrabalhamento das planícies de inundação, diminuindo o potencial de preservação dos solos.

Um terceiro modelo genérico (Figura 11.11), também considerando as mudanças do nível de base e espaço de acomodação como controladores principais da arquitetura de depósitos não-marinhos, foi concebido por Currie (1997). Além da proposição do modelo (baseado em exemplo do Neojurássico-Eocretáceo de Utah, EUA), este trabalho apresenta uma discussão acerca da impropriedade da aplicação da terminologia clássica dos tratos de sistemas às sucessões continentais. Nos modelos originais (Posamentier & Vail, 1988; Posamentier *et al.*, 1988), o desenvolvimento dos tratos de sistemas e suas denominações foram concebidos como diretamente relacionados a trechos específicos da curva eustática. Este ponto tem sido discutido por diversos autores (por ex., Schumm, 1993; Shanley & McCabe, 1994; Miall, 1996 e 1997; Leeder & Stewart, 1996), uma vez que a resposta dos sistemas aluviais a variações do nível do mar restringem-se a poucas dezenas/centenas de quilômetros da linha de costa. Nas regiões mais interiorizadas, processos relacionados às características da área-fonte, descarga, suprimento sedimentar, clima e tectônica passam a exercer controle predominante sobre a sedimentação aluvial (Blum & Törnqvist, 2000).



Trato de Sistemas	Granulometria	Elementos arquiteturais	Fácies
Degradacional	Grossa	Vales incisos	Arenitos e conglomerado de canais <i>braided</i>
		Canais lateralmente contínuos	Espessa zonação de paleossolos adjacente à margens dos vales
Transicional	Grossa a fina	Transição de canais lateralmente contínuos para canais isolados	Transição de arenitos de canais <i>braided</i> para canais meandrantes Aumento de preservação de depósitos de <i>overbank</i> e paleossolos delgados
Agradacional	Dominantemente fina, com canais fluviais preenchidos por sedimentos grossos	Canais lenticulares, isolados No estágio tardio, aumento na freqüência e amalgamação de canais	Abundância de fácies lacustres e de planícies de inundação Conglomerados e arenitos de canais anastomosados No estágio tardio, transição para conglomerados e canais <i>braided</i>

Figura 11.11 - Modelo de evolução da arquitetura fluvial em resposta a mudanças no espaço de acomodação e terminologia dos tratos de sistemas, por Currie (1997). Terminologia alternativa, específica para sistemas continentais, proposta em substituição aos termos análogos *lowstand*, *transgressive* e *highstand*, devido à vinculação destes últimos com variações eustáticas ou flutuações relativas do nível do mar. Os termos *degradational*, *transitional* e *aggradational systems tracts* são sugeridos pelo autor em função de que a arquitetura e os sistemas deposicionais em bacias continentais não sejam, necessariamente, controlados por oscilações do nível do mar, mas sim pelas variações das taxas de geração do espaço de acomodação.

No modelo proposto por Currie (1997) – a exemplo dos anteriormente descritos – é adotada a noção de oscilações verticais do perfil de equilíbrio de corrente como geradoras de erosão, *bypass* ou espaço de acomodação subárea para os sistemas fluviais, que irão se readjustar às novas condições para manter ou restabelecer o perfil de equilíbrio de corrente. O soerguimento do perfil, independentemente dos fatores de controle (subida do nível do mar, subsidência da bacia, aumento no suprimento ou diminuição da descarga), resultará no aumento da acomodação subárea, cujas taxas de variação irão produzir conjuntos de fácies específicas, passíveis de serem descritas segundo as subdivisões da estratigrafia de seqüências (tratos de sistemas).

Os termos propostos, contudo, diferem dos clássicos *lowstand*, *transgressive* e *highstand*, devido a vinculação direta destes com variações eustáticas ou relativas do nível do mar. Como equivalentes, Currie (1997) propõe os termos **degradacional**, **transicional** e **agradacional**, em função da reconhecida dificuldade em correlacionar os tratos de sistemas continentais com variações do nível do mar, especialmente em áreas onde não ocorre sedimentação marinha associada. O desenvolvimento, características geométricas e sedimentológicas de cada trato de sistemas é bastante similar ao previsto pelos modelos de Wrigth & Marriot (1993) e Shanley & McCabe (1994), como pode ser observado na Figura 11.13. Quanto aos limites de seqüências, além dos tipos 1 e 2, classicamente definidos (ver Capítulo 6), Currie (*op. cit.*) propõe um terceiro (o limite de seqüências tipo 3), seguindo o modelo de Posamentier & Allen (1993), também descrito por Yoshida *et al.* (1996, 1998), para bacias de *foreland*. O limite de seqüências tipo 3 desenvolve-se em resposta a mudanças da superfície de erosão aluvial, devido a soerguimentos localizados no interior da bacia, associados a migrações da posição do *forebulge* (arqueamento flexural). A sensitividade dos sistemas fluviais a ajustes menores do relevo da bacia produzirão o rápido abandono das seqüências pré-existentes, erosão local das áreas soerguidas e consequente geração do limite de seqüências tipo 3. A identificação do limite de seqüências tipo 3 segue, em tudo, os critérios utilizados para os limites tipos 1 e 2: aumento abrupto da granulometria, truncamento erosional das unidades estratigráficas, desenvolvimento de pedogênese extensiva e hiatos bio ou cronoestratigráficos.

Como pode ser observado dos exemplos descritos acima – ainda que a terminologia de Currie (1977) não seja amplamente utilizada –, todos os modelos estratigráficos apresentam grandes similaridades entre si. A importância do conceito de espaço de acomodação é enfatizada, como tendência dominante para a aplicação da Estratigrafia de Seqüências na análise de ambientes não-marinhos. De outro lado, a utilização da terminologia original da Estratigrafia de Seqüências (tratos de sistemas) depende da identificação de superfícies-chave, especialmente limites de seqüências e superfícies de

máxima inundação. Essa condição explica o significativo desenvolvimento da análise de sistemas fluviais distais, associados a sucessões marinhas ou lacustres, onde as superfícies-chave podem ser individualizadas com maior acuidade, possibilitando a identificação de depósitos correlatos, no interior continental. O modelo esquemático de Miall (1996) (Figura 11.12) ilustra essa tendência e sintetiza as principais idéias desenvolvidas durante as últimas décadas, reunindo os conceitos e terminologias da Estratigrafia de Seqüências, destacando as superfícies-chave, os tratos de sistemas e suas arquiteturas correspondentes, adaptados para ambientes continentais. Neste diagrama, o autor inclui os termos correspondentes da aloestratigrafia, que é o contexto mais amplo, formal, no qual se insere a Estratigrafia de Seqüências.

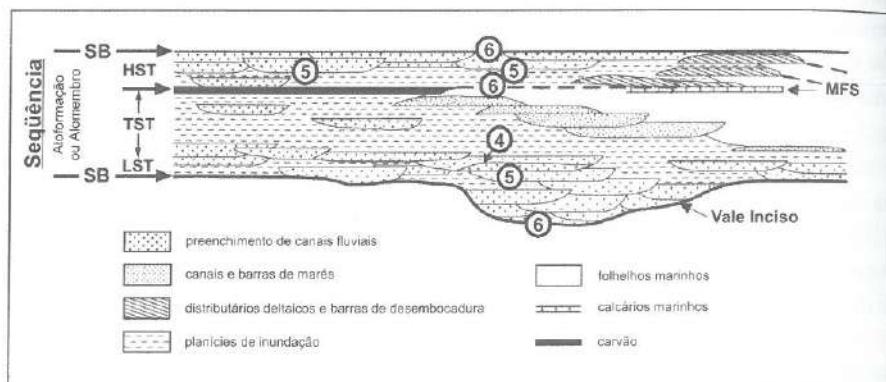


Figura 11.12 - Modelo composto de seqüência, concebido por Miall (1996), a partir da fusão dos conceitos de Wright & Marriot (1993), Shanley & McCabe (1994) e Gibling & Bird (1994), contendo a terminologia da Estratigrafia de Seqüências (*Sequence Boundaries – SB*, *Maximum Flooding Surface – MFS* e *System Tracts – LST, TST e HST*) e da aloestratigrafia. Os números no interior dos círculos correspondem à hierarquia das superfícies limitantes das unidades deposicionais (cf. Figura 11.7). Note-se, também neste modelo, a presença de sedimentação marinha e carvão, como correspondente continental – indicando o posicionamento da superfície de máxima inundação e delimitando os tratos transgressivo e de *highstand*.

Nesta linha, Van Wagoner (1995) propôs um modelo estratigráfico (Figura 11.13), no qual as características deposicionais e os padrões dos depósitos fluviais correspondentes a cada trato de sistemas são relacionados a uma curva de variação do nível de base, utilizando terminologia similar à desenvolvida para a geração dos modelos baseados nos segmentos da curva eustática.

Esta abordagem, ainda que vinculada a variações do nível do mar, relaciona mudanças de estilos deposicionais com um *accommodation cycle* (Figura 11.14), sugerindo a possível extensão dos preceitos originais da Estratigrafia de Seqüências para domínios continentais, onde o nível de base não necessariamente equivale ao nível de base geomórfico (isto é, nível do mar).

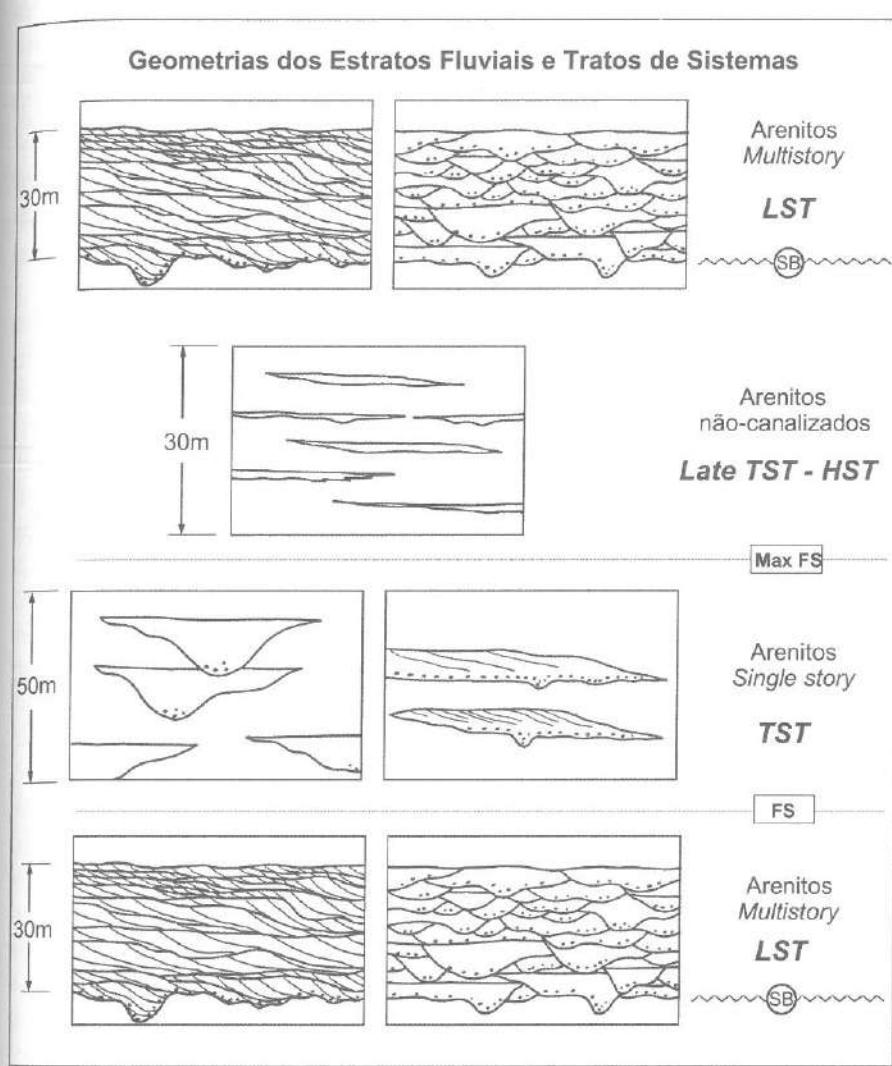


Figura 11.13 - Variações dos padrões estratigráficos depósitos em resposta a mudanças no nível de base. Modelo estratigráfico desenvolvido por Van Wagoner (1995), a partir de estudo do Castlegate Sandstone e Desert Member (Cretáceo Superior de Utah-Colorado, EUA). Limites de seqüência: SB (sequence boundaries). Tratos de sistemas: LST: lowstand; TST: transgressivo; HST: highstand. Superfície de inundação (flooding surface); FS. As relações entre estilos deposicionais, tratos de sistemas e variações do espaço de acomodação são detalhadas na Figura 11.14.

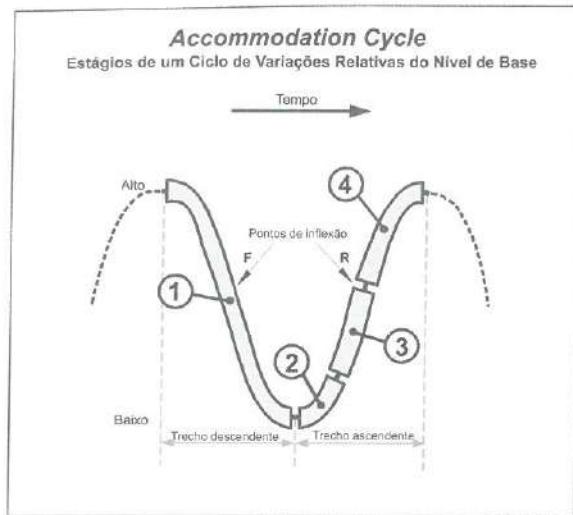


Figura 11.14 - Sumário dos conceitos da Estratigrafia de Seqüências e características dos depósitos não-marinhos, em relação às variações do espaço de acomodação produzidas por oscilações do nível de base. Conferir Figura 11.13. Adaptado de Van Wagoner(1995).

- (1) **Queda relativa do nível de base (early LST e geração de seqüências):** inicio da migração do *knickpoint*, incisão de vales aluviais coalescentes, formando amplos vales incisos > 20km de largura; sistemas fluviais *braided* no interior dos vales, deposição de barras de acreção frontal gerando arenitos *multi-story*; alta razão arenito/lamito dentro dos vales; espaço de acomodação nulo nas planícies aluviais (nenhuma deposição fora dos vales);
- (2) **Elevação acelerada do nível de base (late LST):** continuação da migração do *knickpoint* e deposição no interior dos vales; no caso de vales conectados ao mar: inundação inicial das desembocaduras dos vales incisos e formação de depósitos estuarinos; razão moderada arenito/lamito; início da deposição fora dos vales, nas planícies aluviais e costeiras;
- (3) **Rápida elevação relativa do nível de base (TST):** transgressão; a plataforma é afogada e ocorre ampla deposição nas planícies aluviais e costeiras; canais fluviais *single story*, preenchidos com sedimentos finos; deposição de barras em pontal; baixa a moderada razão arenito/lamitos; desenvolvimento de carvões, horizontes de solos, *crevasse splays* e canais abandonados; comum desenvolvimento de lagos;
- (4) **Elevação lenta a moderada do nível de base (HST):** ampla deposição nas planícies aluviais e costeiras; canais estreitos, com baixa razão largura/profundidade, preenchidos com sedimentos muito finos; baixa razão arenito/lamito; presença comum de depósitos de *overbank* e horizontes de solos bem desenvolvidos.

Contudo, em sucessões francamente continentais, distantes da linha de costa contemporânea e sem conexão física ou evidências da atuação de processos marinhos, a identificação das superfícies-chave, essenciais à terminologia de tratos de sistemas, torna-se problemática. Com exceção dos limites de seqüências, todas as demais superfícies convencionais da Estratigrafia de Seqüências são produzidas por processos exclusivamente marinhos, que não atuam em ambientes continentais. Por este raciocínio, a nomenclatura tradicional dos tratos de sistemas (*LST*, *TST* e *HST*) só poderia ser utilizada com segurança em áreas onde sejam comprovadas as correlações entre

o dos conceitos
Seqüências e
depósitos não-
ás variações do
ão produzidas
ivel de base
. Adaptado de

depósitos marinhos e não-marinhos, situação em que as superfícies-chave e a arquitetura estratigráfica podem ser relacionadas a oscilações relativas do nível do mar. Em regiões interiores, onde a influência marinha seja imperceptível ou nula e os fatores tectônicos e climáticos exerçam papel preponderante na geração de espaço e suprimento sedimentar, os limites de seqüências e as variações de estilos deposicionais podem ser interpretados com resultantes de modificações do nível de base estratigráfico e, portanto, do espaço de acomodação.

Fundamentados nestes argumentos, Martinsen *et al.* (1999) propõem uma subdivisão simplificada para seqüências aluviais, baseada no reconhecimento de mudanças nos estilos fluviais e na identificação de superfícies de significação estratigráfica regional. A divisão proposta prevê apenas dois tratos de sistemas: *low-accommodation system tract* (trato de baixa taxa de acomodação) e *high-accommodation system tract* (trato de alta taxa de acomodação). Os tratos são delimitados pelos limites de seqüências e por uma zona ou superfície de expansão (*expansion surface*) intermediária, caracterizada pelo predomínio de litofácies pelíticas. A geração das superfícies limitantes e os estilos deposicionais distintos de cada trato, são interpretados devido a variações do nível de base estratigráfico, expresso pela relação entre espaço de acomodação (A) e suprimento sedimentar (S). Os limites de seqüências são gerados durante as fases de abrupta redução do espaço de acomodação, quando a razão A/S passa a ser zero ou negativa, condições que provocam a ocorrência de *bypass* sedimentar e a formação de extensivas superfícies de erosão. O trato de baixa taxa de acomodação é representado pelos depósitos lateralmente contínuos de canais fluviais amalgamados (*sheets*), multiepósídicos e multilaterais, gerados quando a razão A/S é positiva, mas inferior à unidade, resultando no preenchimento de todo o espaço disponível e eventual *bypass* sedimentar. Quando a razão A/S aumenta abruptamente, atingindo a unidade, ocorre o desenvolvimento de depósitos finos, regionalmente expressivos (superfícies de expansão) que delimitam superiormente o trato de baixa taxa de acomodação, demarcando mudanças significativas nos estilos fluviais. Quando o aumento da razão A/S atinge valores superiores à unidade, significando que o espaço disponível é sempre maior que aporte sedimentar, ocorre o desenvolvimento do trato de alta taxa de acomodação, caracterizado pela presença de canais fluviais isolados, *single story*, associados a significativos registros de depósitos finos de intercanais.

Esta abordagem, embora desenvolvida para uma área específica (Cretáceo Superior do Wyoming, EUA), por desvincular a evolução das seqüências deposicionais do conceito de variações relativas do nível do mar, aponta um caminho alternativo para a análise de outras sucessões aluviais sem correlação com depósitos marinhos contemporâneos (Figura 11.15).

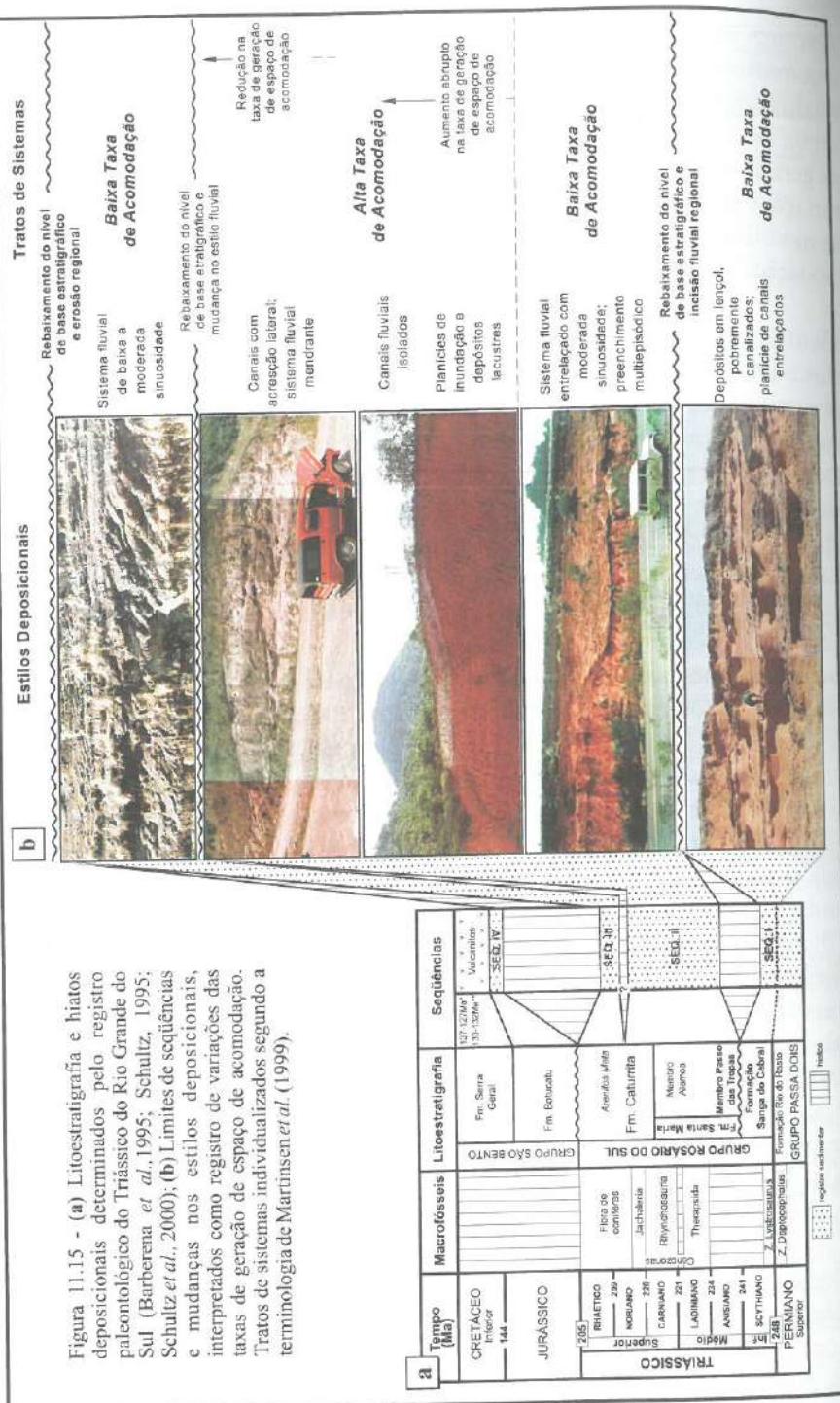


Figura 11.15 - (a) Litoestratigrafia e hiatusos deposicionais determinados pelo registro paleontológico do Triássico do Rio Grande do Sul (Barberena *et al.*, 1995; Schultz, 1995; Schultz *et al.*, 2000); (b) Limites de sequências e mudanças nos estilos deposicionais, interpretados como registro de variações das taxas de geração de espaço de acomodação. Tratos de sistemas individualizados segundo a terminologia de Martinsen *et al.* (1999).

A exemplo do observado nos modelos descritos anteriormente, a interpretação de mudanças de estilos deposicionais em reposta a variações do espaço de acomodação constitui a principal tendência de desenvolvimento da análise estratigráfica de sistemas aluviais antigos, especialmente em áreas onde a tectônica, o clima e o suprimento sedimentar exerçam o controle dominante sobre a arquitetura estratigráfica.

11.5 ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS EM SISTEMAS EÓLICOS

O posicionamento dos depósitos eólicos dentro do arcabouço teórico da Estratigrafia de Seqüências, a exemplo dos sistemas aluviais, é um dos temas estratigráficos de grande atualidade. Os estudos mais detalhados sobre a aplicação dos conceitos da moderna estratigrafia em estratos eólicos referem-se principalmente às suas intercalações com depósitos marinhos, que têm sido documentadas tanto para o Holoceno (Fryberger *et al.*, 1983 e 1990) quanto para sucessões antigas (Kocurek, 1981 e Loope, 1985), mostrando a possibilidade de relacionar as mudanças nos sistemas deposicionais marinhos e os depósitos eólicos adjacentes. À semelhança do que ocorre nos demais sistemas continentais não associados a depósitos marinhos ou lacustres, os conceitos de nível de base e de espaço de acomodação, assim como o reconhecimento de superfícies-chave são igualmente essenciais à aplicação da Estratigrafia de Seqüências aos sistemas eólicos.

Paralelamente à evolução da estratigrafia de seqüências, os estudos sobre a sedimentologia e a estratigrafia específica dos depósitos eólicos foram grandemente desenvolvidos, a partir dos anos 70³. Esta evolução é demarcada, principalmente, pela afirmação de critérios para reconhecimento da atuação de processos eólicos, a partir das estruturas sedimentares específicas, sua diferenciação de formas de leito similares, geradas por fluxos aquosos e a hierarquização de unidades deposicionais discretas. A geração do espaço de acomodação subaérea e as características das superfícies limitantes – especialmente as **supersuperfícies** – são diretamente relacionadas à natureza particular de cada sistema. A análise e compreensão deste conjunto de variáveis constituem as bases para a aplicação da Estratigrafia de Seqüências aos sistemas eólicos.

³ Alguns dos principais trabalhos de referência sobre estruturas e fácies sedimentares dos sistemas eólicos, publicados a partir da década de 70: Glennie, 1970; Wilson, 1972, 1973; Hunter, 1977a,b; Rubin, 1987; Kocurek, 1988, 1991; Kocurek & Dott, 1981.

11.5.1 Hierarquia das superfícies limitantes (*Bounding Surfaces*)

O desenvolvimento de formas de leito eólicas em *ergs*⁴ onde ocorrem acumulações de grandes volumes de areias organiza-se em três escalas distintas: *ripples*, dunas e *draa*. Cada uma das formas pode ocorrer isoladamente ou superpostas umas às outras, sendo a velocidade de migração inversamente proporcional ao tamanho da forma.

As superfícies de erosão que ocorrem dentro ou entre os conjuntos de estratos cruzados têm sido reconhecidas há longo tempo, mas sua hierarquização, origem e significado estratigráfico foram melhor compreendidos apenas a partir de Brookfield (1977). Superfícies planas, subdividindo conjuntos de estratos eólicos, eram classicamente atribuídas a superfícies de deflação, controladas pela posição do lençol freático (Figura 11.16), seguindo o modelo proposto por Stokes (1968).

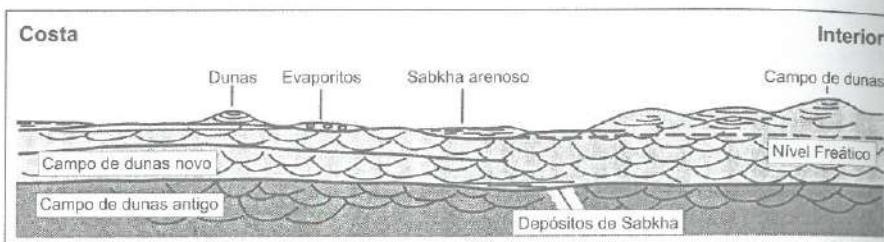


Figura 11.16 - Diagrama esquemático ilustrando três "Superfícies de Stokes", identificadas no Jufarah *sand sea*, Arábia Saudita (modificado de Fryberger *et al.*, 1988).

Posteriormente, McKee e Moyola (1975) formularam um modelo genético alternativo às "Superfícies de Stokes"⁵, relacionando tais superfícies planas a depósitos de interdunas. A partir de então, conjuntos de estratos cruzados delimitados por uma superfície erosiva e recobertos por estratos horizontais, têm sido documentados (por ex., Kocurek, 1981) e sua origem relacionada à migração de dunas e interdunas eólicas. Brookfield (1977) categorizou estas superfícies de grande extensão como superfícies de primeira ordem, atribuindo suas origens à migração e hierarquia de formas de leito. Com base na extensão e relações de truncamento das superfícies, estabeleceu três categorias de superfícies limitantes, hierarquicamente arranjadas (Figura 11.17):

4 O termo “*erg*” (ou *ergh*) é originário de uma região do Sahara, coberta por areias móveis e ocupada por dunas complexas (*draa*). Corresponde a grandes extensões desérticas, cobertas por areia trabalhadas por processos eólicos – deserto arenoso ou *sand sea*. Plural: *areg* ou *ergs* (Bates & Jackson, 1987).

5 Superfícies aproximadamente horizontais ou horizontalizadas, originalmente individualizadas por Stokes (1968), que representam planos de deflação eólica determinados pelo posicionamento do lençol freático, acima do qual os depósitos eólicos são removidos (cf. Fryberger, *et al.*, 1988; Kocurek, 1991).

- **Superfícies de 3^a Ordem:** são superfícies de reativação. Ocorrem dentro dos conjuntos de estratos cruzados e são atribuídas a mudanças na configuração das dunas, produzidas por erosão seguida por nova deposição, devido a flutuações locais na direção e velocidade do vento (Figura 11.17a);
- **Superfícies de 2^a Ordem:** são produzidas pela superposição de dunas menores sobre dunas maiores (Kocurek, 1991). Usualmente mergulham no sentido do fluxo eólico, com inclinações variáveis. São delimitadas por superfícies de 1^a ordem (Figura 11.17b). Os estratos cruzados compostos representam a migração individual e cavalgamento de formas de leito menores sobre a superfície frontal do *draa* (Brookfield, 1992);
- **Superfícies de 1^a Ordem:** são superfícies planas e representam o piso de áreas de interdunas. Separam conjuntos de estratos de dunas simples ou compostas-complexas (*draas*). Refletem a migração do *draa* (formas de leito e regiões de interdunas) dentro de um *erg*.

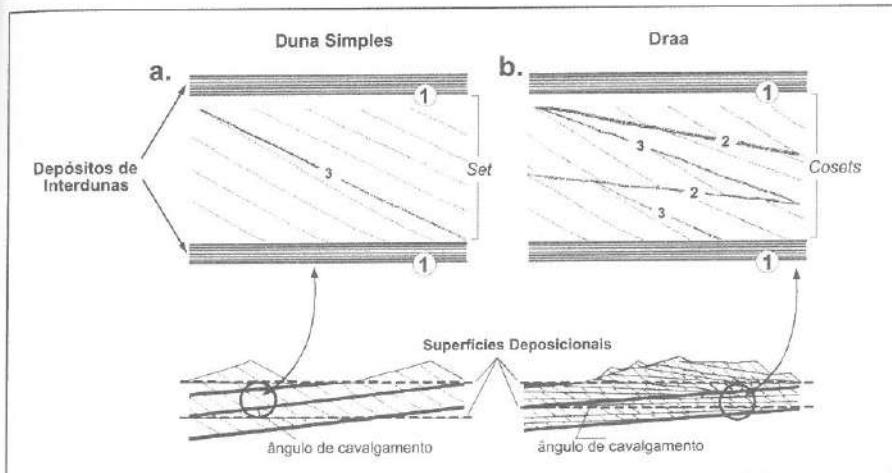


Figura 11.17 - Modelos de geração de superfícies de 1^a ordem (1), segundo Kocurek (1988), a partir da hierarquização estabelecida por Brookfield (1977): (a) superfícies de 1^a ordem geradas pela migração de dunas simples e interdunas e (b) pela migração de *draa* e áreas de interdunas. Hierarquias das superfícies indicadas pelos números (1, 2 e 3). Depósitos de interdunas indicados ou representados pelas linhas espessas, relacionadas às superfícies de 1^a ordem. Ângulo de cavalgamento (*climbing*) medido em relação às superfícies deposicionais.

Kocurek (1981) ressalta que, embora determinadas porções ou tipos de *draa* não sejam necessariamente constituídos por dunas complexas, a identificação das três ordens de superfícies hierarquizadas por Brookfield (1977) refletem invariavelmente depósitos de *draa*.

Supersuperfícies (*Super Bounding Surfaces*)

As supersuperfícies (*regional* ou *super surfaces* de Talbot, 1985 ou *super bounding surfaces* de Kocurek, 1988) representam, em muitos casos, os limites de seqüências nos sistemas eólicos. Estas superfícies de hierarquia superior truncam não apenas as demais superfícies limitantes, mas depósitos inteiros de dunas, *draa* e interdunas, refletindo interrupções na acumulação do *erg*, muitas vezes representando expressivos hiatos deposicionais. São identificadas por serem mais amplas – com expressão significativa em relação ao *erg* – e mais planas do que as demais superfícies geradas pela migração de formas de leito, truncando – idealmente, em discordância angular – as superfícies de 1^a ordem (Figura 11.18).

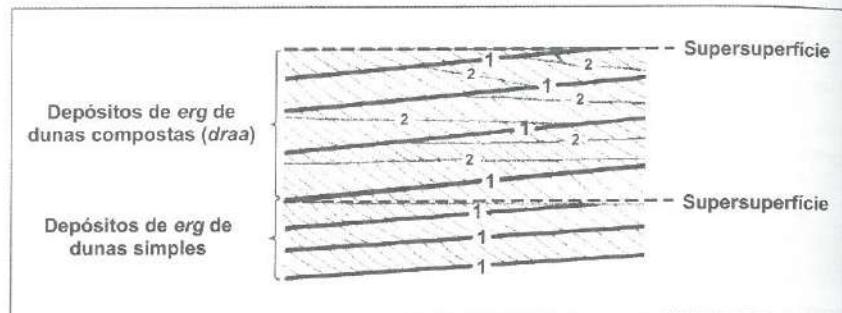


Figura 11.18 - Supersuperfícies, truncando superfícies de 1^a ordem (1) e seqüências completas de *ergs*, compostos por dunas simples ou *draa*. Hierarquias das superfícies indicadas pelos números (1, 2 e 3). Depósitos de interdunas representados pelas linhas espessas, relacionadas às superfícies de 1^a ordem (Kocurek, 1988).

Enquanto as superfícies de 1^a, 2^a e 3^a ordens têm suas origens e dimensões relacionadas a processos internos ao *erg*, as supersuperfícies representam truncamentos que abrangem toda a extensão ou porções significativas do *erg*, em resposta a fatores externos (alogênicos), combinados com mudanças na dinâmica interna do próprio *erg*.

As supersuperfícies representam a cessação da deposição eólica sobre amplas áreas ou sobre o *erg* inteiro. Por significarem hiatos deposicionais, produzidos por erosão e não-deposição, as supersuperfícies separam pacotes eólicos geneticamente diferenciados, delimitando o final de um evento de acumulação eólica. O conjunto de estratos delimitado por supersuperfícies constituem-se nos blocos básicos de construção das sucessões eólicas. Cada uma destas unidades básicas representam episódios distintos e coerentes de sedimentação, lateralmente extensos, delimitados por supersuperfícies, correspondendo, portanto, a “unidades genéticas” (*sensu* Galloway, 1989) ou a “seqüências” (*sensu* Vail, 1987) (Figura 11.19).

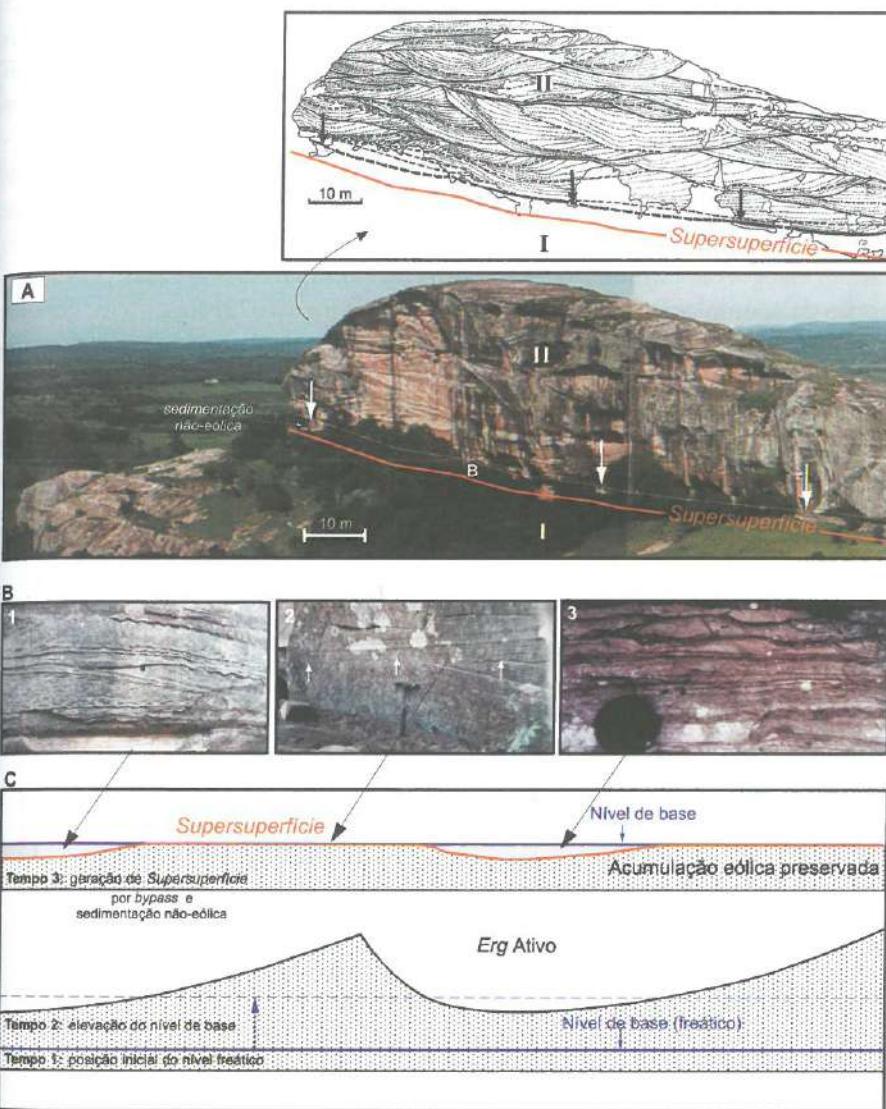


Figura 11.19 - (A) Vista geral de duas seqüências estratigráficas genéticas eólicas (I e II), separadas entre si por um pacote sedimentar predominantemente não-eólico que se assenta por sobre uma supersuperfície (linha laranja). Acima, croqui exemplificando a metodologia de hierarquização das superfícies limitantes de depósitos eólicos: (B) Feições de detalhe associadas aos depósitos não-eólicos acumulados acima da supersuperfície: 1 - microdeltas com retrabalhamento por ondas; 2 - Superfície de Stokes que, no caso, corresponde a uma supersuperfície e 3 - microdeltas gerados por fluxos fluviais. (C) Modelo de geração dessas feições durante um episódio de oscilação positiva do nível de base. Alogroto Guaritas, Eopaleozóico da Bacia do Camaquã na região das Minas do Camaquã, Rio Grande do Sul.

As supersuperfícies podem ter origens diversas. Os ergs são sistemas dinâmicos, cuja localização, desenvolvimento e término são função de inúmeros fatores: variações climáticas, posição do nível do mar, configuração da bacia, suprimento sedimentar e padrões de transporte – este último determinado pelos ventos regionais e locais, gradientes de pressão e topografia. As supersuperfícies desenvolvem-se em resposta a modificações deste conjunto de fatores. Quando há mudanças nestes fatores, ocorre a interrupção da acumulação no *erg*, dando início às condições de deflação. Kocurek (1988) agrupa tais superfícies em três grandes categorias, em função de sua origem: (1) superfícies geradas pela interrupção da acumulação, provocada por causas climáticas; (2) superfícies geradas pela contração do *erg*, devida a mudanças do nível do mar ou movimentos tectônicos; e (3) superfícies formadas pela própria migração do *erg*.

O desenvolvimento e a tipologia das supersuperfícies podem ser classificados com base no balanço sedimentar, estando, em princípio, associados às características dos sistemas eólicos e natureza do substrato sob o qual se desenvolvem: estabilizado ou instabilizado e seco ou úmido (Figura 11.20).

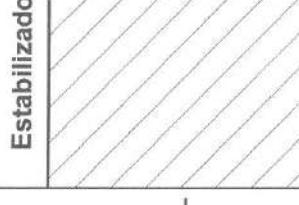
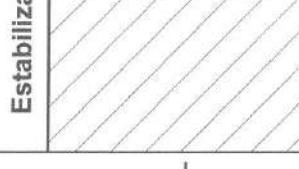
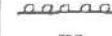
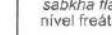
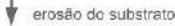
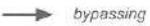
	Erosional		Bypass		Depositional (mudança no ambiente)
	Seco	Úmido	Seco	Úmido	
Instabilizado	 Sistema eólico seco dunas com ângulo de cavalgamento negativo	 rebaixamento do freático Sistema eólico úmido  nível freático/ sabkha flat	 Sistema eólico seco dunas com ângulo de cavalgamento zero	 Sistema eólico úmido dunas com ângulo de cavalgamento zero	 mudança no ambiente
			 relictos de dunas vegetadas	 dunas vegetadas ou cimentadas	
Estabilizado			 reg	  sabkha flat / nível freático	 mudança no ambiente
					

Figura 11.20 - Classificação das supersuperfícies baseada no balanço sedimentar e na natureza do substrato (Kocurek & Havholm, 1994).

11.5.2. Espaço de acumulação e espaço de preservação

Segundo Kocurek & Havholm (1994), o conceito central da Estratigrafia de Seqüências que necessita adaptação, quando aplicado à análise de sistemas eólicos, é o de espaço de acomodação.

Nos sistemas marinhos, o espaço de acomodação é definido pelo nível relativo do mar. Nestes sistemas, o espaço disponível para acumulação (ou espaço de acumulação) coincide com o espaço de preservação⁶, uma vez que o nível do mar demarca também o nível base de erosão.

Nos sistemas eólicos isso não necessariamente ocorre (Figura 11.21).

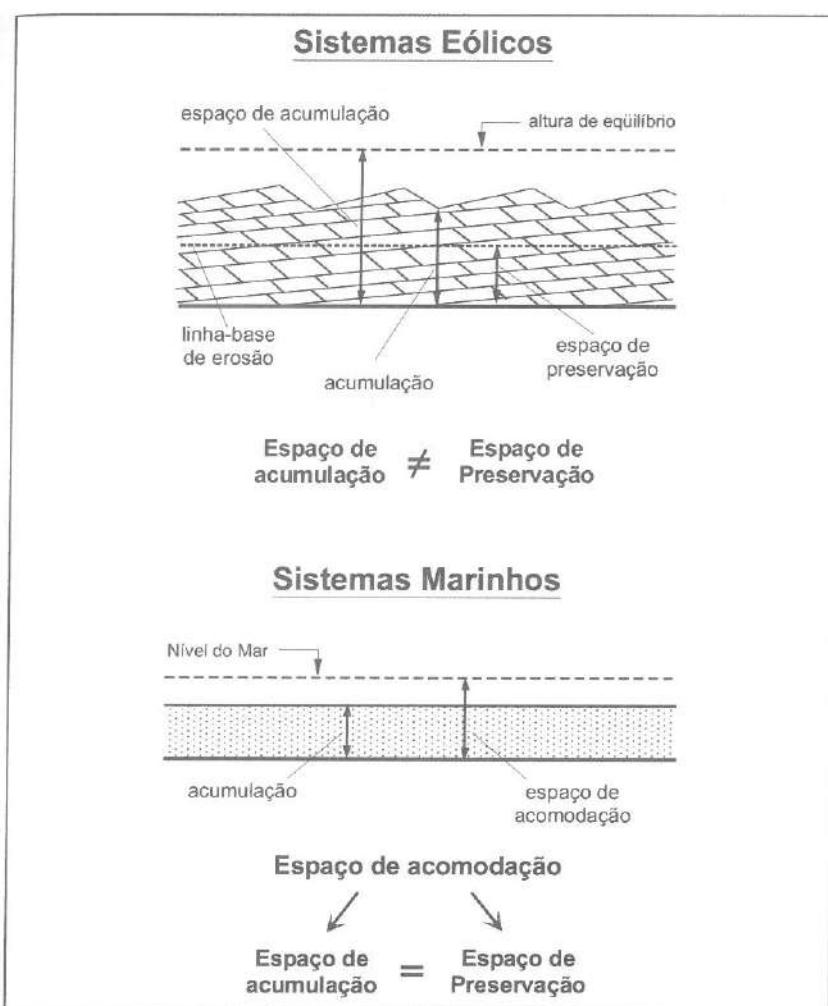


Figura 11.21 - Distinções entre os conceitos de acumulação, espaço de acumulação, espaço de preservação e espaço de acomodação, para sistemas eólicos e marinhos, respectivamente (Kocurek & Havholm, 1994).

⁶ Preservação: incorporação da acumulação no registro estratigráfico; a preservação implica que a acumulação tenha ocorrido, ou sido soterrada, abaixo do nível de base regional, posição na qual a probabilidade de erosão é reduzida.

A acumulação pode ocorrer acima do espaço de preservação, portanto com poucas possibilidades de ser totalmente incorporada ao registro estratigráfico. Nos sistemas eólicos três principais fatores promovem a preservação (Figura 11.22):

- (1) subsidência da acumulação abaixo do nível base de erosão;
- (2) incorporação da acumulação na zona saturada e
- (3) desenvolvimento de superfícies de estabilização da acumulação, tais como vegetação, pavimentos de *reg* ou outros fatores que tornem a acumulação resistente à erosão.

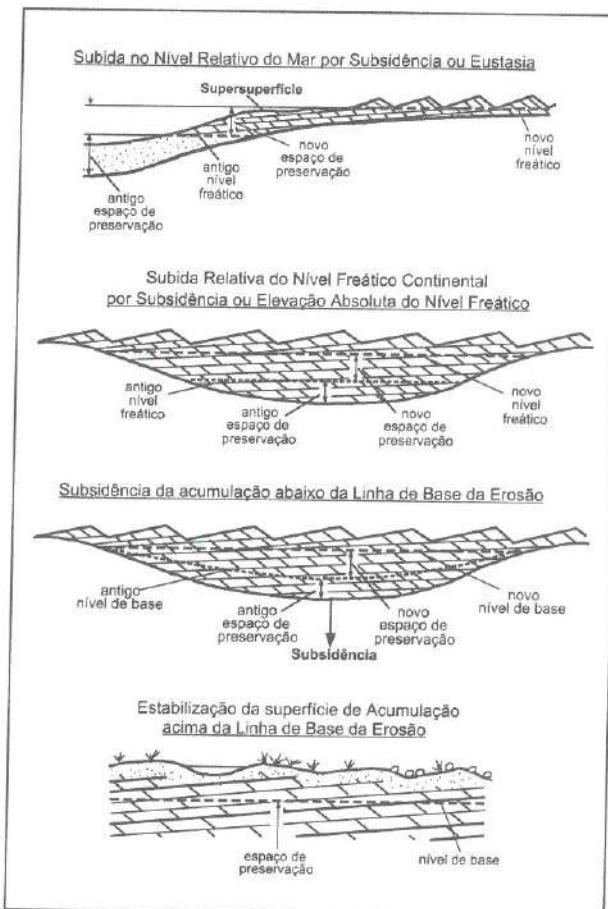


Figura 11.22 - Preservação da acumulação eólica devida à subida relativa do nível freático, à subsidência e à estabilização da acumulação acima do nível de base de erosão (Kocurek & Havholm, 1993).

A subsidênci a pode ser provocada por qualquer razão, incluindo tectonismo, carga sedimentar ou compactação. A acumulação pode ser posicionada abaixo do lençol freático por subsidênci a, por mudanças do nível de base estratigráfico, devidas a causas climáticas, ou ainda em respostas a elevações relativas do nível do mar. As acumulações estabilizadas (por cobertura vegetal ou outros fatores), embora resistentes à erosão, podem estar posicionadas bem acima do nível de base, motivo pelo qual tendem a não se preservar no registro nas mesmas extensões que aquelas protegidas pela subsidênci a, soterramento ou elevação do nível freático (Figura 11.23).



Figura 11.23 - Diagrama ilustrando a ação combinada da subsidênci a e elevação do nível freático na geração de espaço de preservação (em cinza) em sistemas eólicos secos e úmidos (Kocurek & Havholm, 1994).

Onde a preservação não ocorrer haverá, necessariamente, o desenvolvimento de uma discordânci a erosional (*disconformity*). Contudo, é importante enfatizar que nem toda discordânci a erosional corresponde a uma supersuperfície. As supersuperfícies, em geral, representam lacunas no registro estratigráfico que demarcam o final de um episódio de acumulação eólica. No entanto, algumas discordâncias erosionais podem representar eventos erosionais muito posteriores ao término da acumulação eólica, não se constituindo, assim, em supersuperfícies.

11.5.3 Balanço sedimentar

Ainda segundo Kocurek & Havholm (1994), os sistemas eólicos podem ser tratados como um “sistema de controle de volume” (Figura 11.24). O

fluxo de sedimento pode ser visto como a massa ou volume total de sedimento que entra (Q_i) e sai (Q_o) do sistema durante determinado período de tempo.

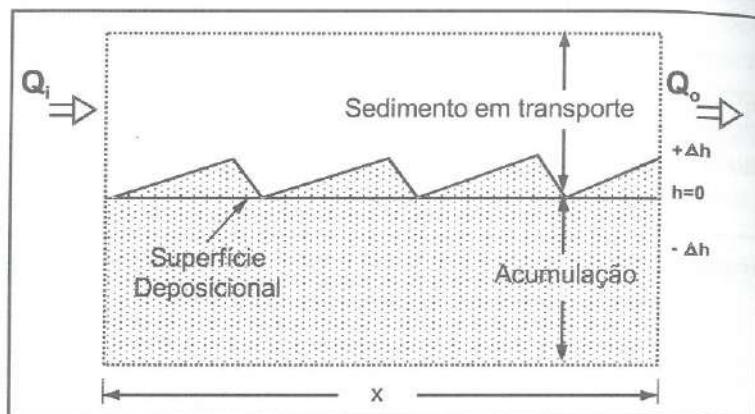


Figura 11.24 - Seção bidimensional através de um sistema eólico. Q_i = massa total de sedimento de entrada; Q_o = massa total de sedimento de saída; h = elevação da superfície deposicional (Kocurek & Havholm, 1994).

A **superfície deposicional** é a superfície que interliga a base das dunas e separa o sedimento em transporte do sedimento em acumulação. Pode ser definida como um plano sobre o qual o sedimento encontra-se em transporte e abaixo do qual não há transporte, ocorrendo a acumulação.

A um determinado tempo inicial (t), a elevação da superfície deposicional (h) é zero. Quando $Δh/Δt$ é positivo, o sedimento em transporte passa a ser retido como acumulação, colocado abaixo da superfície deposicional, que se eleva à medida que cresce a acumulação. Contrariamente, quando $Δh/Δt$ passa a ser negativo, a superfície deposicional é rebaixada e a acumulação é erodida. Não ocorrendo modificações na posição da superfície deposicional ao longo do tempo, $Δh/Δt$ será igual a zero, resultando numa superfície de *bypass*.

Portanto, somente haverá acumulação quando houver elevação da superfície deposicional. Em ambos os outros casos, quando a superfície deposicional se mantiver estável ou quando houver rebaixamento, haverá a interrupção da acumulação e o desenvolvimento de uma supersuperfície.

O comportamento da superfície deposicional é função da taxa de sedimento transportado e da concentração sedimentar ao longo do tempo, o que pode ser estimado pela altura média das dunas. Quando o influxo sedimentar excede a retirada de sedimentos, a resultante é preservada como acumulação.

A entrada de sedimentos no sistema é função do suprimento sedimentar e da capacidade de transporte do fluxo. A retirada de sedimento é

função das variações espaciais e temporais que atuam dentro do sistema (por ex., taxa de transporte e concentração).

O balanço sedimentar do sistema (*sediment budget*) é representado pela relação entre o influxo sedimentar e a retirada de sedimentos (Figura 11.25), podendo ser positivo ($Q_i > Q_o$), neutro ($Q_i = Q_o$) ou negativo ($Q_i < Q_o$).

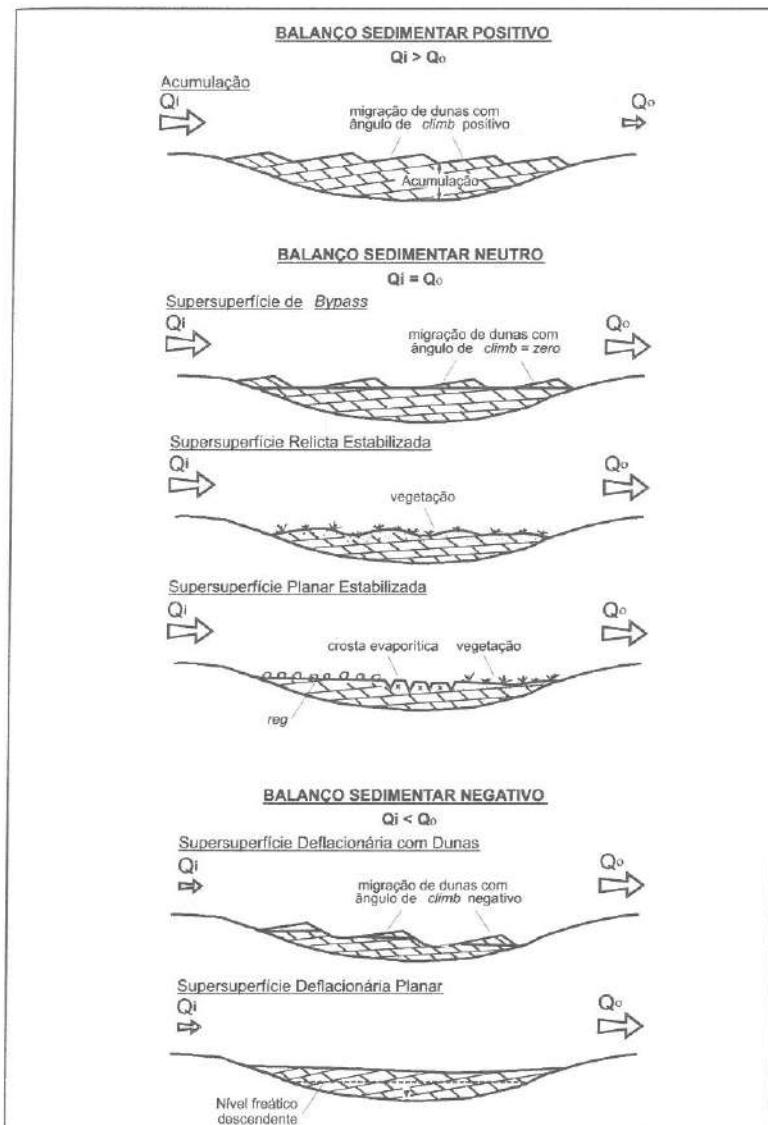


Figura 11.25 - Acumulação eólica e exemplos de geração de supersuperfícies por bypass sedimentar, estabilização e erosão, controladas pelo balanço sedimentar (modificado de Kocurek & Havholm, 1994).

O balanço positivo é retido no sistema na forma de acumulação.

A mudança para um balanço neutro ou negativo determina o fim da acumulação, resultando no desenvolvimento de uma superfície de *bypass* ou erosão, respectivamente.

Ambas as superfícies correspondem a *super bounding surfaces* (definidas por Kocurek, 1988) ou supersuperfícies, que demarcam o final de um episódio de acumulação eólica em uma determinada área.

Kocurek & Havholm (1993) consideram os sistemas eólicos como pertencentes a um espectro cujos termos extremos correspondem a três sistemas básicos: sistemas secos, úmidos e estabilizados (Figura 11.26).



Figura 11.26 - Acumulação em sistemas eólicos úmidos (1), secos (2) e estabilizados (3), modificado de Kocurek & Havholm (1993). Variações dos estilos deposicionais de sistemas úmidos (1) em função do aporte sedimentar (esquerda) e do efeito das variações do ângulo de cavalgamento (direita).

Os fatores que controlam a acumulação, o espaço de acumulação, e a geração de supersuperfícies são diretamente relacionados aos processos que operam nestes diferentes sistemas.

11.5.4 Identificação das supersuperfícies

O reconhecimento de supersuperfícies nem sempre é óbvio. Sua identificação é facilitada quando a deflação atinge o lençol freático, gerando feições de corrugamento, fraturas poligonais, e demais feições relacionadas à superfícies úmidas. A identificação é igualmente simplificada quando a superfície é recoberta por depósitos não-eólicos (Figura 11.27), ou demarcada por depósitos residuais, cimentação preferencial, horizontes de paleossolos ou outras evidências de estabilização (Clemensen & Hegner, 1991; Lancaster, 1992, 1993; Havholm *et al.*, 1993). Por outro lado, na ausência destas evidências objetivas, seu reconhecimento torna-se problemático, especialmente sua distinção das superfícies de 1^a ordem de Brookfield (1977).

Kocurek & Havholm (1993) sugerem alguns critérios para a identificação de supersuperfícies: (1) diferentes estilos deposicionais, indicando sistemas eólicos distintos acima e abaixo da superfície; (2) superfícies distintamente extensivas e planas; (3) superfícies com feições diferentes das demais; (4) superfícies limitantes do campo de dunas inteiro ou *erg*; (5) superfícies correlacionáveis a eventos de escala de toda a bacia, como transgressões marinhas; (6) superfícies horizontais truncando superfícies inclinadas (superfícies de 1.^a ordem), geradas pela migração de formas de leito.

Os tipos de supersuperfícies e as causas de sua geração podem ser diferenciadas pelas feições associadas à superfície. Supersuperfícies geradas por mudanças climáticas (para condições mais úmidas) são caracterizadas por rápida estabilização das dunas pela vegetação, resultando na preservação da topografia de dunas degradadas por ação de ventos locais ou fluxos d'água. Estas superfícies são demarcadas por raízes, bioturbações e desenvolvimento de solos. Supersuperfícies formadas pela contração ou migração do *erg*, na ausência de vegetação, tendem a se reduzir a uma simples superfície erosiva, planar ou com relevo suavizado.

Quando a deflação alcança o lençol freático, ocorre a geração de uma superfície relativamente estável que, além das feições relacionadas à umidade e ao ressecamento (traços de evaporitos, fraturas poligonais, cimentação preferencial), pode ser colonizada por vegetação, desde que a água não seja excessivamente salina. Nos casos em que a deflação progride até um substrato resistente, ou superfície recoberta por depósitos residuais, com granulometria que excede à capacidade de remoção do vento, a superfície resultante será mais estável do que aquelas controladas pelo lençol freático, as quais podem ser renovadas a cada rebaixamento do nível d'água.

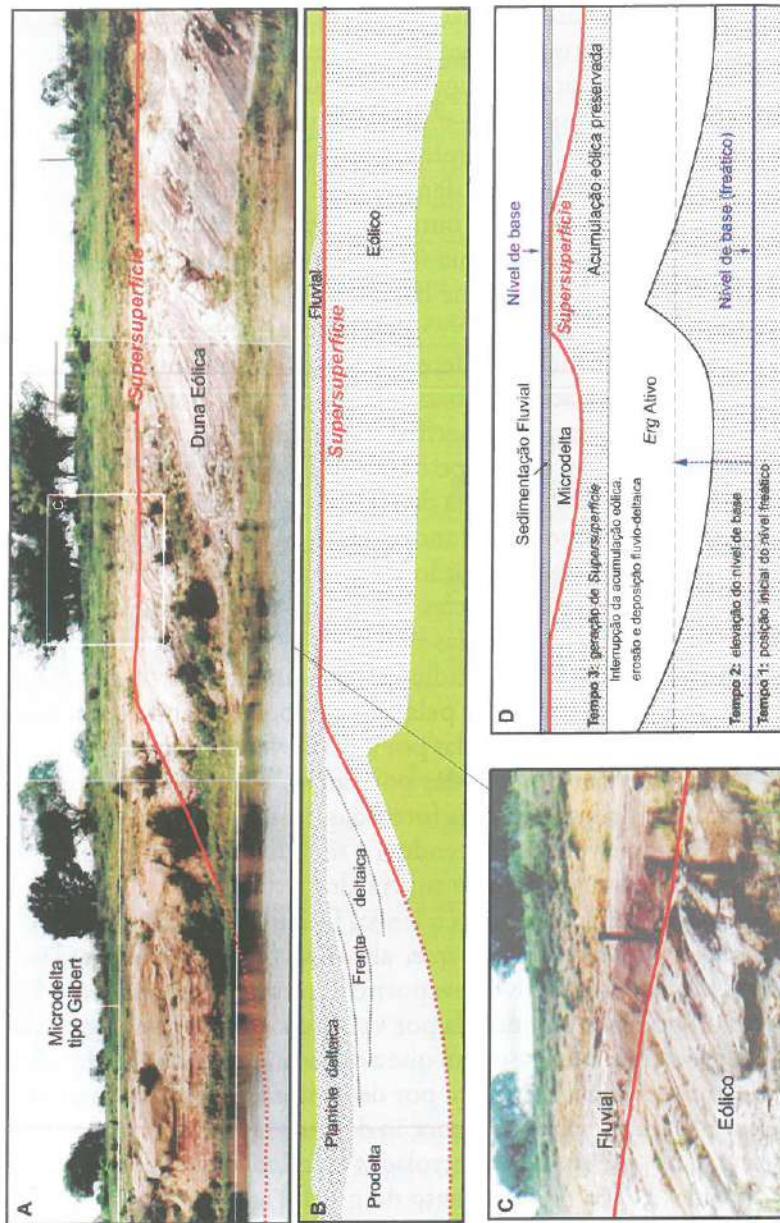


Figura 11.27 - Vista geral (A), croqui do afloramento (B) e detalhe (C) de uma supersuperfície que truncou apenas parcialmente a superfície geral de um paleoerg. Observe que uma porção significativa da duna eólica e o interduna associado foram preservados devido a uma subida do nível de base (alagamento dos interdunas) que permitiu aos fluxos fluviais truncar apenas as porções superiores das dunas e formar microdetas nas depressões correspondentes aos interdunas. (D) Modelo esquemático de geração da supersuperfície, controlada pela elevação do nível freático e mudança dos padrões deposicionais. Alogro Guaritas, Eopaleozóico da Bacia do Camaraquá na região das Minas do Camaraquá, Rio Grande do Sul.

Outra possibilidade, apontada por Kocurek (1988), ocorre quando a deflação não chega ao lençol freático nem gera uma superfície residual. Nestes casos, a supersuperfície será reconhecida por truncar superfícies de 1^a ordem ou ser recoberta por depósitos não-eólicos ou sucessões eólicas com características genéticas distintas.

Kocurek (1988) relaciona as principais feições associadas aos diversos tipos de supersuperfícies, as quais possibilitam o reconhecimento dos fatores de controle do nível de deflação (Figura 11.28).

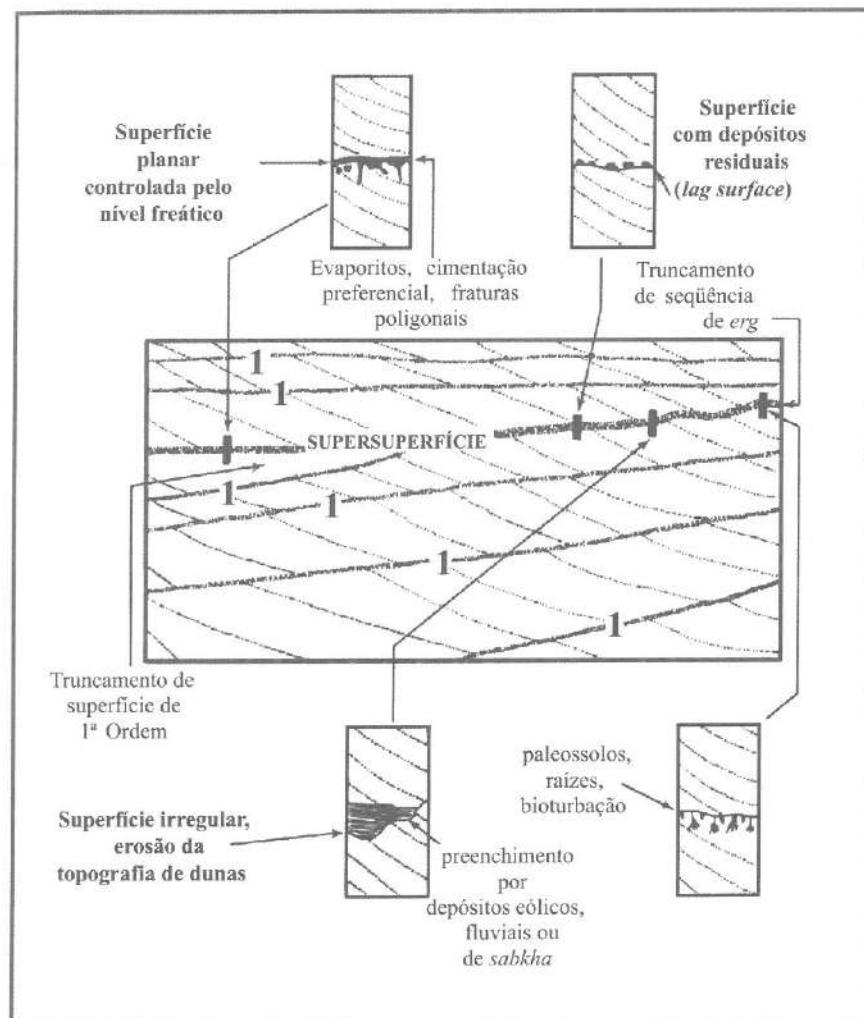


Figura 11.28 - Feições associadas a supersuperfícies (Kocurek, 1988). Superfícies de 1^a ordem indicadas com número 1.

A origem e tipologia das supersuperfícies é, portanto, diretamente relacionada à natureza do substrato sobre o qual se desenvolvem. Em função disto, Kocurek & Havholm (1994) sugerem que sua identificação – e consequente aplicação da Estratigrafia de Seqüências a sistemas eólicos – deve ser feita na escala de bacia, visando a identificar, integradamente, tanto as características da superfície quanto as particularidades dos sistemas envolvidos.

11.6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, J. R. L. 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5: 89-191.
- Allen, J. R. L. 1966. On bedforms and paleocurrents. *Sedimentology*, 6: 153-190.
- Allen, J. R. L. 1983. Studies in fluvioatile sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (l. Devonian), Welsh Borders. *Sed. Geology*, 33: 237-293.
- Allen, G. P. & Posamentier, H. W. 1993. Sequence stratigraphy and facies models of a incised valley fill: the Girond Estuary, France. *Journ. Sed. Petrol.*, 63: 378-391.
- Barrell, J. 1917. Rhythms and the measurements of geologic time. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 28: 745-904.
- Bates, R. L. & Jackson, J. A. 1987. *Glossary of Geology*. (3 ed.). Alexandria, Virginia, American Geological Institute, 788 p.
- Blakey, R. C. & Gubitosa, R. 1984. Controls of sandstone body geometry and architecture in the Chinle Formation (Upper Triassic), Colorado Plateau. *Sed. Geology*, 38: 51-86.
- Brookfield, M. E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient eolian sandstones. *Sedimentology*, 24: 330-332.
- Brookfield, M. E. 1992. Eolian systems. In: Walker, R. G. & James, N. P. (eds.). *Facies Models. Response to Sea Level Change*. Stittsville, Geological Association of Canada, p. 143-156.
- Campbell, C. V. 1967. Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, 8: 7-26.
- Chan, M. A. & Kocurek, G. 1988. Complexities in marine and eolian interactions: processes and eustatic control on erg development. *Sed. Geology*, 56: 283-300.
- Clemmensen, L. B. & Hegner, J. 1991. Eolian sequence and erg dynamics: the Permian Corrie sandstone, Scotland. *Jour. Sed. Petrol.*, 61: 768-774.
- Clemmensen, L. B. 1987. Complex star dunes and associated aeolian bedforms, Hopman Sandstone (Permo-Triassic), Moray Firth Basin, Scotland. In: Frostick, L. & Reid, I. (eds.) *Desert Sediments: Ancient and Modern*. Bristol, Geological Society of London, p. 213-231 (Geological Society Spec. Publ. # 35).
- Currie, B. S. 1997. Sequence stratigraphy of nonmarine Jurassic-Cretaceous rocks, central Cordilleran foreland-basin system. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 109: 1206-1222.
- Dalrymple, R. W., Boyd, R. & Zaitlin, B.A. (eds.) 1994a. *Incised-valley System: Origin and Sedimentary Sequences*. Tulsa, SEPM, 385 p. (SEPM Spec. Publ. # 51).
- Dalrymple, R. W., Boyd, R. & Zaitlin, B. A. 1994b. History of research, types and internal organization of incised-valley systems: introduction to the volume. In:

- Dalrymple, R. W., Boyd, R. & Zaitlin, B.A.(eds.): *Incised-valley System: Origin and Sedimentary Sequences*. Tulsa, SEPM, p. 3-10. (SEPM Spec. Publ. # 51).
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A. & Boyd, R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Jour. Sed. Petrol.*, 62: 1.130-1.146.
- Davis, W. M. 1902. Base-level, grade and pleneplain. *J. Geology*, 10: 77-111.
- Emery D. & Myers, K. J. 1998. *Sequence Stratigraphy*. Oxford (UK), Blackwell Science, 297 p.
- Faccini, U. F.; McCarthy, P.; Plint, A. G. 1997. The Development of Key Surfaces and Alluvial Architecture in Response to Changes in Accommodation on the Cretaceous Dunvegan Deltaic Plain, Kiskatinaw River Valley, NE British Columbia. In: *Proceedings of CSPM-SEPM Joint Convention*, 1-6 June, Calgary, Alberta, Canada. Abstract Book, 97.
- Fryberger, S. G., Al-Sari, A. M., Clisham, T. J. 1983. Eolian dune, interdune, sand sheet and siliciclastic sabkhas sediments of an offshore prograding sand sea, Dharan area, Saudi Arabia. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 67: 280-312.
- Fryberger, S. G., Schenk, V. J. & Krystinik, L. F. 1988. Stokes surface and the effects of near-surface groundwater-table on aeolian deposition. *Sedimentology*, 35: 21-41.
- Fryberger, S. G., Schenk, V. J. & Krystinik, L. F. 1990. Tidally flooded backbarrier dunefield, Guerrero Negro-area, Baja California, Mexico. *Sedimentology*, 37: 23-43.
- Galloway, W. E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 73: 125-142.
- Gibling, M. R. & Bird, D. J. 1994. Late Carboniferous cyclothem and alluvial paleovalleys in Sydney Basin, Nova Scotia. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 106: 105-117.
- Glennie, K. W. 1970. *Desert Sedimentary Environments*. Amsterdam, Elsevier, 222 p. (Developments in Sedimentology # 14).
- Havholm, K. G.; Blakey, R. C.; Capps, L. S.; King, D. D.; Kocurek, G. 1993. Aeolian genetic stratigraphy: an example from the Middle Jurassic Page Sandstone, Colorado Plateau. In: Pye K. & Lancaster N. (eds.), *Aeolian Sediments: Ancient and Modern*. Oxford, IAS, p. 87-107. (IAS Spec. Publ. #16).
- Hunter, R. E. 1977a. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24: 361-87.
- Hunter, R. E. 1977b. Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing-ripples structures. *Jour. Sed. Petrol.*, 47: 697-706.
- Jackson, R. G. 1975. Hierarchical attributes and unifying model of bed forms composed of cohesionless material and produced by shearing flow. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 86: 1.523-1.533.
- Jervey, M. T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: Wilgus, K. C. et al. (eds.): *Sea-level Changes: an Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, p. 47-69. (SEPM Spec. Publ. # 42).
- Johnson, T. C.; Halfman, J. D.; Rosendahl, B. R.; Lister, G. S. 1987. Climatic and tectonic effects on sedimentation in a rift-valley lake: evidence from high-resolution seismic profiles, Lake Turkana, Kenia. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 98: 439-447.

- Kocurek, G. & Dott, R. H. 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sands. *Jour. Sed. Petrol.*, 51(52): 579-95.
- Kocurek, G. & Havholm, K. G. 1993. Eolian sequence stratigraphy - A conceptual framework. In: Weimer, P. & Posamentier, H. W. (eds.): *Siliciclastic Sequence Stratigraphy*. Tulsa, AAPG, p. 393-409. (AAPG Memoir # 58).
- Kocurek, G. & Lancaster, N. 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, 46: 505-515.
- Kocurek, G.; Knight, J.; Havholm, K. G. 1990. Outcrop and semi-regional three-dimensional architecture and reconstruction of a portion of eolian Page Sandstone (Jurassic). In: Miall, A. D. & Tyler, N. (eds.): *Three-dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery*. Tulsa, SEPM, p. 25-43. (Concepts in Sedimentology and Paleontology - SEPM Spec. Publ. # 3).
- Kocurek, G. 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, 28: 753-80.
- Kocurek, G. 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences - bounding surfaces revisited. In: Kocurek, G. (ed.), *Late Paleozoic and Mesozoic Eolian Deposits of the Western Interior of the United States*. (Sed. Geology Spec. Publ.). *Sed. Geology*, 56: 193-206.
- Kocurek, G. 1991. Interpretation of ancient eolian sand dunes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 19: 43-75.
- Kocurek, G. 1996. Desert eolian system. In: Reading, H.G. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, Cap. 5, p. 125-163.
- Lancaster, N. 1993. Origins and sedimentary features of supersurfaces in the northwestern Gran Desierto Sand Sea. Oxford, IAS, p. 71-83. (IAS Spec. Publ. # 16)
- Leeder, M. R. & Stewart, M. D. 1996. Fluvial incision and sequence stratigraphy: alluvial responses to relative sea-level fall and their detection in the geological record. In: Hesselbo, S. P. & Parkinson, D. N. (eds.), *Sequence Stratigraphy in British Geology*. Bristol, Geological Society of London, p. 25-39. (Geological Soc. Spec. Publ. # 103).
- Loope, D. B. 1985. Episodic deposition and preservation of eolian sands: A late Paleozoic example from southeastern Utah. *Geology*, 13: 73-76.
- Mackin, J. H. 1948. Concept of graded river. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 59: 463-512.
- Martinsen, O. J.; Ryseth, A.; Helland-Hansen, W.; Fleshe, H.; Torkildsen, G.; Idil, S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology*, 46: 235-259.
- McCarthy, P. J. & Plint, A. J. 1998. Recognition of interfluvial sequence boundaries: integrating paleopedology and sequence stratigraphy. *Geology*, 26: 387-390.
- McCarthy, P. J.; Faccini, U. F.; Plint, A. J. 1999. Evolution of an ancient floodplain: paleosols and alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework, Cenomanian Dunvegan Formation, NE British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 46: 861-891.
- McKee, E. D. & Weir, G. W. 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 64: 381-189.

- McKee, E. D. & Moyola, R. J. 1975. Geometry and growth of the White Sand Dune Field, New Mexico. *U.S. Geol. Surv. J. Res.*, 3: 59-66.
- Miall, A. D. 1988. Reservoir Heterogeneity in Fluvial Sandstones: Lessons from outcrop studies. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 6: 682-697.
- Miall, A. D. & Tyler, N. (eds.) 1991. *Three-dimensional facies Architecture of terrigenous Clastic Sediments and its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery*. Tulsa, SEPM, 309 p. (Concepts in Sedimentology and Paleontology - SEPM Spec. Publ. # 3).
- Miall, A. D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applies to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, 22: 261-308.
- Miall, A. D. 1991. Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *Jour. Sed. Petrol.*, 61(4): 497-505.
- Miall, A. D. 1992. Exxon global cycles chart: an event for every occasion. *Geology*, 20: 787-790.
- Miall, A. D. 1996. *Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Berlin, Springer Verlag, 582 p.
- Miall, A. D. 1997. *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Berlin, Springer-Verlag, 433 p.
- Olsen, P. E. 1986. A 40-million-year record of Early Mesozoic orbital climatic forcing. *Science*, 234: 842-848.
- Olsen, P. E. 1991. Tectonic, climatic and biotic modulation of lacustrine ecosystems – examples from Newark Supergroup of eastern North America. In: Katz, B.J. (ed.) *Lacustrine Basin Exploration – Case Studies and Modern Analogs*. Tulsa, AAPG, p. 209-224, (AAPG Memoir # 50).
- Payton, C. E. (ed.) 1977. *Seismic Stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 516 p. (AAPG Memoir # 26).
- Plint, A. G.; McCarthy, P. J.; Faccini, U. F. 2001. Nonmarine sequence stratigraphy: updip expression of sequence boundaries and systems tracts in a high resolution framework, Cenomanian Dunvegan Formation, Alberta Foreland Basin, Canada. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.* (in press).
- Posamentier, H. W. & Allen, G. P. 1993a. Siliciclastic sequence stratigraphic pattern in foreland ramp-type basins. *Geology*, 21: 455-458.
- Posamentier, H. W. & Allen, G. P. 1993b. Variability of sequence-stratigraphic models: effects of local basin factors. *Sed. Geology*, 86: 91-109.
- Posamentier, H. W. & James, D. P. 1993. An overview of sequence stratigraphy concepts: uses and abuses. In: Posamentier, H. W. et al. (eds.): *Sequence Stratigraphy and Facies Association*. Oxford, IAS, p. 3-18. (IAS Spec. Publ. # 18).
- Posamentier, H. W. & Vail, P. R. 1988. Eustatic control on clastic deposition II – sequences and systems tracts. In: Wilgus, K.C. et al. (eds.): *Sea-level Changes: an Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, p. 125-154, (SEPM Spec. Publ., 42).
- Posamentier, H. W.; Jersey, M. T.; Vail, P. R. 1988. Eustatic control on clastic deposition I – conceptual framework. In: Wilgus, K.C. et al. (eds.): *Sea-level Changes: an Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, p. 109-124. (SEPM Spec. Publ., 42).
- Powell, J. W. 1875. *Exploration of the Colorado River of the West and its Tributaries*. Washington, D.C., Government Printing Office, 291 p.

- Rubin, D. M. 1987. *Cross-bedding, Bedforms and Paleocurrents*. Tulsa, SEPM, 187 p. (Concepts in Sedimentology and Paleontology - SEPM Spec. Publ. # 1).
- Scholz, C. A & Rosendahl, B. R. 1988. Low lake stands in lakes Malawi and Tanganyika, east Africa, delineated with multifold seismic data. *Science*, 240: 1.645-1.648.
- Scholz, C. A & Rosendahl, B. R. 1991. Coarse-clastic facies and stratigraphic sequence models from lakes Malawi and Tanganyika, east Africa. In: Katz, B.J. (ed.) *Lacustrine basin Exploration - Case Studies and Modern Analogs*. Tulsa, AAPG, p. 151-168, (AAPG Memoir # 50).
- Scholz, C. A.; Rosendahl, B. R.; Scott, D. L. 1990. Development of coarse-grained facies in lacustrine rift basins: examples from east Africa. *Geology*, 18: 140-144.
- Schumm, S. A. 1993. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. *J. Geology*, 101: 279-294.
- Severiano Ribeiro, H. J. P. 1991. *Sismo-estratigrafia e Arquitetura Depositional da Bacia do Recôncavo, Bahia, Brasil*. Tese de Doutoramento, IGCE-UNESP, Rio Claro. 109 p.
- Shanley, K. W. & McCabe, P. J. 1991. Predicting facies architecture through sequence stratigraphy - an example from the Kaiparowitz Plateau, Utah. *Geology*, 19: 742-745.
- Shanley, K. W. & McCabe, P. J. 1993. Alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework: a case history from the Upper Cretaceous of southern Utah, USA. In: Flint, S. S. & Byant, I. D. (eds.): *The Geological Modelling of Hydrocarbon Reservoir and Outcrop Analogues*. Oxford, IAS, p. 21-56. (IAS Spec. Publ. # 15).
- Shanley, K. W. & McCabe, P. J. 1994. Perspectives on sequence stratigraphy of continental strata. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 78(4): 544-568.
- Shanley, K. W.; McCabe, P. J.; Hettinger, R. D. 1992. Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utha, USA: a key to stratigraphic interpretation. *Sedimentology*, 39: 905-930.
- Silveira, A. 2000. *Estratigrafia de Seqüências e Evolução Paleoambiental da Sucessão Permiana (Sakmariano-Eokazaniano) da Bacia do Paraná, entre Rio Pardo e Mariana Pimentel (RS)*. PPG-Geologia, UNISINOS, Dissertação de Mestrado, 140 p.
- Sloss, L. L. 1962. Stratigraphic models in exploration. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 46: 1.050-1.057.
- Stokes, W. L. 1968. Multiple parallel-truncation bedding planes - a feature of wind-deposited sandstone formations. *Jour. Sed. Petrol.*, 38: 510-515.
- Talbot, M. R. 1985. Major bounding surfaces in eolian sandstones - a climatic model. *Sedimentology*, 32: 257-265.
- Törnqvist, T. E. 1993. Holocene alternation of meandering and anastomosing fluvial systems in Rhine-Meuse delta (central Netherlands) controlled by sea-level rise and subsoil erodibility. *Jour. Sed. Petrol.*, 63: 683-693.
- Törnqvist, T. E.; Van Ree, M. H. M.; Faessen, E. L. J. H. 1993. Longitudinal facies architectural changes of a middle Holocene anastomosing distributary system (Rhine-Meuse delta, central Netherlands). *Sed. Geology*, 85: 203-219.

- Vail, P. R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Balley, B., (ed.). *Seismic Stratigraphic Atlas*. Tulsa, AAPG, p. 1-10. (AAPG Studies in Geology # 27).
- Van Wagoner, J. C. 1995. Sequence stratigraphy and Marine to Nonmarine Facies Architecture of Foreland Basin Strata, Book Cliffs, Utah, U.S.A. In: Van Wagoner, J. C. & Bertram, G. T. (eds.), *Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits*. Tulsa, AAPG, p. 137-223. (AAPG Memoir # 64).
- Wheeler, H. E. 1964. Baselevel, lithostratigraphic surface and time stratigraphy. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 75:599-610.
- Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendal, C. G. S. C.; Posamentier, H. W.; Ross, C. A.; Van Wagoner, J. C. 1988. *Sea-level Changes: an Integrated Approach*. Tulsa, AAPG, 470 p. (SEPM Spec. Publ. # 42).
- Wilson, I. G. 1972. Aeolian bedforms - their development and origin. *Sedimentology*, 19: 173-210.
- Wilson, I. G. 1973. Ergs. *Sed. Geology*, 10: 77-106.
- Wright V. P. & Marriot, S. B. 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sed. Geology*, 86: 203-210.
- Yoshida, S.; Miall, A. D. & Willis, A. 1998. Sequence stratigraphy and marine to nonmarine facies architecture of foreland basin strata, Book Cliffs, Utah, U.S.A. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 82: 1596-1606.
- Yoshida, S.; Willis, A. & Miall, A. D. 1996. Tectonic control of nested sequence architecture in the Castlegate Sandstone (Upper Cetaceous), Book Cliffs, Utah. *Jour. of Sed. Research*, 66: 737-748.

CAPÍTULO 12

ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS NAS FORMAÇÕES RIO BONITO E PALERMO (BACIA DO PARANÁ), NA REGIÃO CARBONÍFERA DO JACUÍ, RIO GRANDE DO SUL

Ricardo da Cunha Lopes (CPRM e UNISINOS)

ricardol.voy@zaz.com.br

Ernesto Luiz Corrêa Lavina (UNISINOS)

lavina@euler.unisinos.br

12.1 INTRODUÇÃO

A aplicação dos conceitos de Estratigrafia de Seqüências para a análise da transição entre as formações Rio Bonito e Palermo, na área das jazidas de carvão de Capané, Iruí, Pantano Grande e Leão (Figuras 12.1a), teve por finalidade interpretar a arquitetura deposicional deste intervalo sedimentar. Lopes *et al.* (1986) e Lavina & Lopes (1987) reconheceram a existência de três pulsos transgressivos durante o desenvolvimento das turfeiras que deram origem às jazidas de carvão no Rio Grande do Sul, e que tiveram por finalidade auxiliar a compreensão da evolução dos eventos deposicionais. A integração dos dados obtidos em afloramentos (Figura 12.1b) com os de testemunhos de sondagens e a correlação com a perfilagem geofísica (raios gama) (Figura 12.1c) tiveram por meta produzir uma base sólida para a interpretação, propiciando uma visão mais acurada da evolução da sedimentação da área estudada, com base em um arcabouço temporal, construído a partir de superfícies físicas, conduzindo à delimitação de quatro Seqüências Deposicionais de 3^a ordem, segundo a hierarquia proposta por Vail *et al.* (1991).

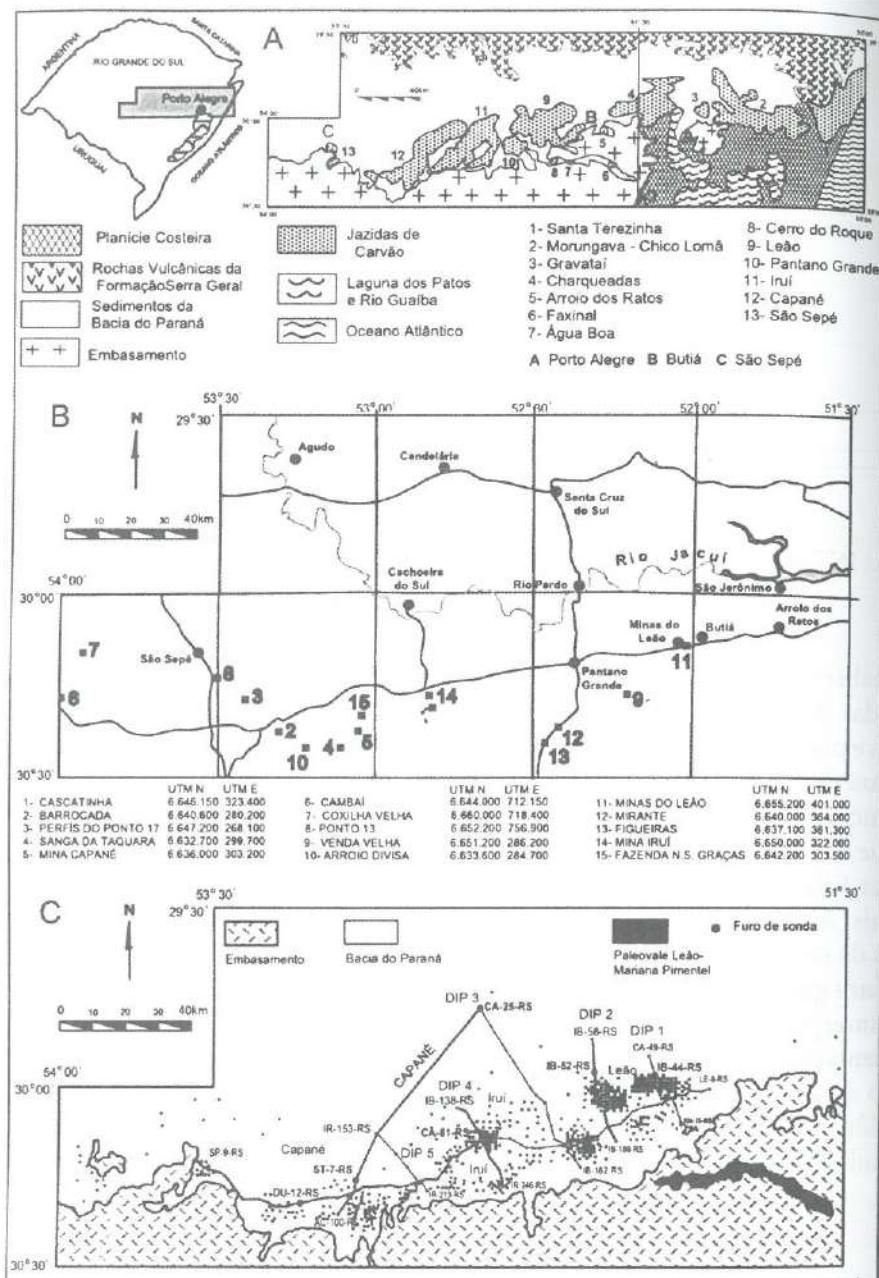


Figura 12.1: A) Jazidas de carvão na Bacia do Paraná junto a borda norte do Escudo Sul-Rio-Grandense. B) Mapa de localização dos afloramentos. C) Malha de sondagem utilizada e seções de correlação. Fonte dos dados: Aboarregge & Lopes (1986) e Lopes (1995).

12.2 AR CABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

12.2.1 Limites de seqüências

Ao longo das seções estudadas (Figura 12.1c) foram identificadas cinco **superfícies erosionais** relacionadas a incisões fluviais na plataforma, propiciadas por abaixamentos relativos do nível do mar. Destacam-se por sua persistência em área e formato irregular, conformando escavações nos sedimentos subjacentes, sendo referenciadas, da mais antiga para a mais jovem, como Limite de Seqüência 1 (LS1), 2 (LS2), 3 (LS3), 4 (LS4) e 5 (LS5).

Estas superfícies erosionais estão marcadas por uma abrupta mudança de fácie, normalmente separando sedimentos com característica de deposição sob lâmina d'água mais espessa, situados abaixo dela, de sedimentos com evidências de deposição sob menor espessura de lâmina d'água, a ela sobrepostos. O registro contínuo da extensão destas superfícies erosionais, desde uma situação em área de plataforma até suas regiões correlatas em área litorânea, correspondendo a um abrindo deslocamento das fácies litorâneas em sentido a áreas plataformais, permitiu a composição de um arcabouço com base nos conceitos da Estratigrafia de Seqüências, cujas unidades estão constituídas por uma sucessão de camadas limitadas por essas superfícies, tanto no topo quanto na base.

12.2.2 Superfícies de Inundação (SI) e Superfícies de Afogamento (SA)

No intervalo delimitado por cada par de superfícies erosionais, foram identificados dois tipos de superfícies separando rochas com evidências de terem se depositado sob lâmina d'água mais espessa do que as camadas que lhes estão subjacentes. O primeiro tipo marca um pronunciado deslocamento de todas as fácies em sentido às áreas-fonte podendo, em alguns casos, ocorrer o desenvolvimento de superfícies de ravinamento sobre os depósitos sedimentares inferiores. Estas superfícies estão referenciadas como Superfície de Inundação 1 (SI1), 2 (SI2), 3 (SI3) e 4 (SI4).

Estas superfícies, tendo em vista o padrão de empilhamento de parasseqüências determinado na sucessão de camadas, não correspondem à superfície de máxima inundação, mas marcam episódios significativos de inundação da região.

O segundo tipo está representado por episódios de afogamento de menor intensidade, promovendo o afogamento localizado de partes da região, sendo referenciados como Superfícies de Afogamento (SA), para diferenciá-los dos eventos mais significativos registrados na área.

Ambas as superfícies correspondem, conceitualmente, às seções condensadas de ambiente marinho franco.

12.2.3 Sistemas deposicionais

Com base nas associações de litofácies verificadas em campo, na descrição de testemunhos de sondagens e na correlação através das seções foram interpretados quatro sistemas deposicionais ocorrentes na área:

A) Sistema Deltaico: presente nas áreas proximais, compondo a sedimentação encontrada imediatamente acima das superfícies erosionais limitantes das seqüências. Associam-se para a construção deste sistema as seguintes litofácies:

Prodelta: composto pela Litofácie de Pelitos e, secundariamente, pela de Pelitos com Acamadamento *Wavy* e *Linsen* (Figuras 12.2a e b).

Frente deltaica representada pelas litofácies de Arcóseos e Arenitos Finos, constituindo barras de desembocadura, interdigitada, sem contato basal erosivo, com os pelitos do prodelta (Figura 12.2a),

Planície deltaica depósitos de preenchimento de canais distributários, representados pelas camadas da Litofácie de Arcóseos, que exibem contato basal erosivo e preenchem feições côncavas escavadas nas camadas subjacentes; e os depósitos de baías interdistributárias, representados pela Litofácie de Carvão e Pelitos Carbonosos. A presença de camadas da Litofácie de Laterito indica a exposição subáerea de porções desta planície. Neste condicionamento, as camadas de carvão são pouco espessas e lateralmente descontínuas.

Dentro deste modelo, é notável a ausência de depósitos que caracterizem o domínio de um sistema fluvial, sendo ampla e generalizada a deposição em condições deltaicas, mesmo sobre áreas de embasamento da bacia. Este fato poderia ser explicado ao se admitir que as áreas de deposição fluvial estiveram situadas mais distantes geograficamente, onde hoje aflora o Escudo Sul-Rio-Grandense. Esta hipótese encontra suporte no trabalho de Paim *et al.* (1983), onde são descritos sistemas fluviais na região do Paleovalle Leão-Mariana Pimentel (vide Figura 12.1c), indicativos da presença de deposição fluvial em regiões mais proximais.

, às seções

campo, na
seções fo-
a:

sedimen-
s limitan-
seguintes

ela de Pe-
e b).

os Finos,
tada, sem
a (Figura

os, repre-
, que exi-
ncavas es-
e baías in-
Carvão e
ofácies de
esta planí-
o são pou-

os que ca-
zada a de-
ito da ba-
osião flu-
e aflora o
abalho de
Paleovale
i de depo-

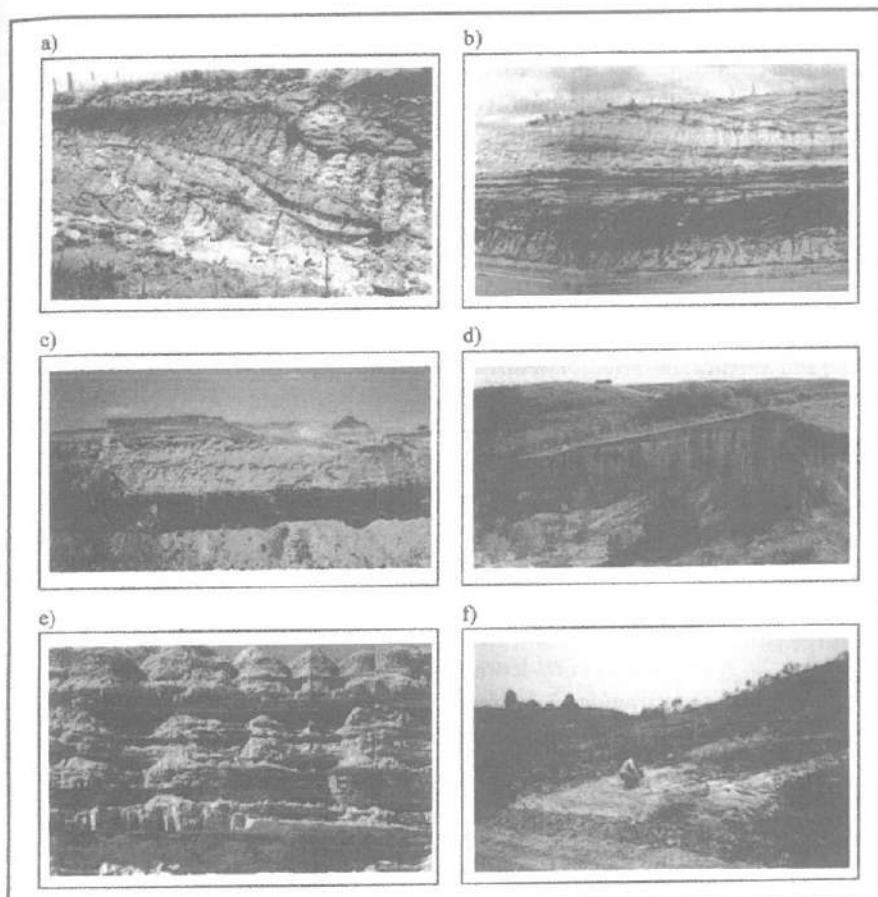


Figura 12.2: a) Litofácies de Arcóseos, de Arenitos Finos e de Pelitos (Sistema Deltáico); b) da base para o topo: Litofácies de Paraconglomerados (leque deltaico), de Carvão e Pelitos Carbonosos (planicie deltaica), de Pelitos (prodelta), de Arcóseos e de Arenitos Finos (frente deltaica) e de Arcóseos (planicie deltaica); c) Litofácies de Arenitos Quartzosos (barreira litorânea) em contato abrupto sobre a Litofácies de Carvão e Pelitos Carbonosos (pântanos e laguna) através da Superfície de Inundação 2; d) a-Litofácies de Arenitos Grossos Lenticulares (Sistema Estuarino - Seqüência C) em contato abrupto através do Limite de Seqüência 3 com B- Litofácies de Carvão e Pelitos Carbonosos (pântanos e laguna do Sistema de Barreira Litorânea da Seqüência B); e) Litofácies de Pelitos com *wavy* e *linsen* com intercalação de lentes da Litofácies de Arenitos Grossos Lenticulares (Sistema Marinho de Costa Afora) e f) Litofácies de Arenitos com *Hummocky* do Sistema Marinho de Costa Afora. Fotos conforme Lopes (1995).

Outra possibilidade a ser levantada, baseada na granulometria extremamente grossa dos depósitos de frente deltaica e na presença de fluxos de detritos (Litofácies de Paraconglomerados) adentrando diretamente em regiões de planície deltaica, ou mesmo podendo compor depósitos em região de frente deltaica, é a da presença de um sistema de leques deltaicos (*braid-plain delta*, Walker & James, 1992), com reduzido desenvolvimento, ou preservação, de fácies relacionadas ao preenchimento de canais entrelaçados (barras e dunas).

B) Sistema de Barreiras Litorâneas e Marinho Raso: compostos pela Litofácies de Arenitos Quartzosos, abrangendo desde depósitos de *lower shoreface* (região mais distal da barreira) até os depósitos situados atrás da barreira (*washover*), interdigitados com a sedimentação lagunar e/ou pantanosa (Litofácies de Carvão e Pelitos Carbonosos). Na planície atrás das barreiras, os pântanos e mangues atingiram o seu máximo desenvolvimento, conduzindo à formação de extensas e relativamente espessas camadas de carvão (Figura 12.2c).

C) Sistema Estuarino: tem como litofácies representativa os Arenitos Grossos Lenticulares (*sand waves*), com ocorrência subordinada de carvão e depósitos de tempestades (Arenitos com *Hummocky* e Pelitos com Acamadamento *Wavy* e *Linsen*). A característica que mais se ressalta para este sistema é a sua ocorrência preenchendo uma ampla escavação sobre os depósitos sedimentares subjacentes, bem como o registro da atuação de fluxo trativo bidirecional Figuras 12.2d e e).

A associação com depósitos de tempestades e a ausência de depósitos que possam ser atribuídos à sedimentação fluvial sugerem de que, na área estudada, estar-se-ia com um posicionamento paleogeográfico mais próximo ao mar do que em sentido ao provável sistema fluvial alimentador (cfr. Dalrymple *et al.*, 1992). A este modelo estuarino também faltam evidências da deposição associada à migração de canais fluviais. Entretanto, a grande representatividade das barras de marés (*sand waves*), constituídas por sedimentação de granulação grossa, é indicativa da existência, em regiões proximais, de sistemas fluviais alimentadores. Por outro lado, a ocorrência subordinada de camadas da litofácies de Carvão e Pelitos Carbonosos é indicativa da presença de regiões pantanosas laterais ao canal estuarino.

D) Sistema Marinho de Costa Afora: a litofácies característica deste sistema é a de Pelitos com Acamadamento *Wavy* e *Linsen* e subordinadamente dos tempestitos (Arenitos com *Hummocky*) e *sand waves* (Arenitos Grossos Lenticulares), sendo notável o aumento relativo de sua espessura da base para o topo do intervalo analisado, concorrendo para a interpretação de um contínuo e progressivo afogamento da região (Figuras 12.2e e f).

12.2.4 Parassequências

Na sucessão de camadas limitada por cada par de superfícies erosionais, ou seja, Limites de Seqüências (LS), foram identificados ciclos de arranjo das Litofácies de menor ordem de grandeza, sendo que, em cada um deles, a sucessão vertical das fácies indica deposição sob condições de lâmina d'água progressivamente mais rasa. Caracterizaram-se ainda, variações laterais das litofácies ao longo dos ciclos, relacionadas à fisiografia dos sistemas e aos processos sedimentares envolvidos. Os ciclos de raseamento estão, normalmente, limitados acima e abaixo por camadas das litofácies de Pelitos ou de Pelitos com Acamadamento *Wavy* e *Linsen* interpretados como Superfícies de Afogamento (SA), à exceção dos ciclos cujos limites inferiores são Limites de Seqüências (LS). Esta caracterização permite correspondência com a definição de parassequência utilizada em Van Wagoner *et al.* (1990) e, de forma dominante nesta área, sucedem-se com um padrão geral de empilhamento retrogradacional.

Com a finalidade de representar as variações verticais e laterais de fácies dentro das parassequências, e assim melhor ressaltar o padrão de empilhamento por elas apresentado, efetuou-se uma divisão em termos de suas variações de fácies, sendo separadas as áreas onde as parassequências terminam verticalmente em litofácies indicativas de uma evolução desde prodelta até frente deltaica, daquelas onde culminam com litofácies indicativas de uma evolução na sedimentação até condições ambientais de planície deltaica.

12.2.5 Seqüências

A identificação de superfícies erosionais com incisão de vales sobre sedimentos plataformais, às quais se associa um deslocamento abrupto das fácies litorâneas em direção à plataforma, deposição em *onlap* dos sedimentos sobrejacentes sobre a superfície erosional ou contra os bordos dos vales escavados, conduziu à delimitação de quatro seqüências limitadas no topo e na base por superfícies erosionais ou por suas conformidades correlatas: Seqüência A - Intervalo LS1-LS2; Seqüência B - Intervalo LS2-LS3; Seqüência C - Intervalo LS3-LS4 e Seqüência D - Intervalo LS4-LS5.

Estas seqüências, todavia, exibem-se incompletas, não sendo identificados todos os tratos de sistema descritos por Vail *et al.* (1991) e por Van Wagoner *et al.* (1990).

Cabe observar que os limites das seqüências foram admitidos como do Tipo 1, com base na interpretação da ocorrência de vales incisos, embora apenas na Seqüência C tenha sido um Trato de Mar Baixo.

Seqüência A (Intervalo LS1 - LS2)

A sucessão de camadas que compõe a Seqüência A sobrepõe-se às rochas sedimentares da Formação Rio do Sul (Grupo Itararé) em contato abrupto, através do Limite de Seqüência 1 (LS1), materializando o contato discordante entre as formações Rio do Sul e Rio Bonito.

O Paleovale Capané é o local onde o Limite de Seqüência 1 (LS1) está melhor caracterizado, apresentando-se como uma superfície abaixo da qual ocorrem pelitos pretos pertencentes à Fm. Rio do Sul, normalmente maciços ou com incipiente laminação plano-paralela, em cujo terço superior Dias (1993) detectou a ocorrência de microfósseis marinhos (Acri-tarcas). Acima, encontram-se os arcóseos médios a muito grossos e conglomeráticos da Fm. Rio Bonito, pertencentes à Seqüência A. O contato apresenta formato irregular, com preservação de diferentes espessuras dos litótipos subjacentes (Figura 12.3).

A seção *strike* ao Paleovale Capané (Figura 12.4), associada à seção *dip* (Figura 12.5), torna precisa a delimitação do Limite de Seqüência 1 (LS1), apresentando uma forma irregular, com uma largura da ordem de 30km, conformando em sua porção ocidental uma feição acanalada assimétrica, ampla e relativamente rasa, onde são mais espessas as camadas de arenitos (sondagens DU-12-RS, DU-5-RS, AC-21-RS e IR-19-RS). O desnível entre a borda leste desta feição e o seu fundo é de cerca de 16m, enquanto que na parte oeste pode atingir 25m. Esta superfície encontra como limites os altos do embasamento situados a oeste na região de São Sepé, e a leste na região de Cachoeira do Sul (Figura 12.4).

A Seqüência A está restrita ao Paleovale do Capané, e em menor escala ao Paleovale do Leão-Mariana Pimentel (vide Figura 12.1c), tendo sua sedimentação ocorrido sob condições de confinamento pelas paredes laterais destes paleovales. Isto contribuiu para imprimir características marcantes à sedimentação, notadamente a granulometria grossa dos arenitos, sua composição arcoseana que, em conjunto, atestam a proximidade das áreas-fonte.

A sucessão de camadas que compõem o registro sedimentar acima do LS 1 exibe um padrão de empilhamento definido tanto por camadas cada vez mais pelíticas quanto por camadas arenosas cada vez menos espessas (*fining e thinning upward*), depositando-se em *onlap* sobre a LS1 e sobre o embasamento (Figura 12.5). Também, as camadas carbonosas e de carvão são de ocorrência mais freqüente em sentido às porções proximais do paleovale, situadas a sudoeste.

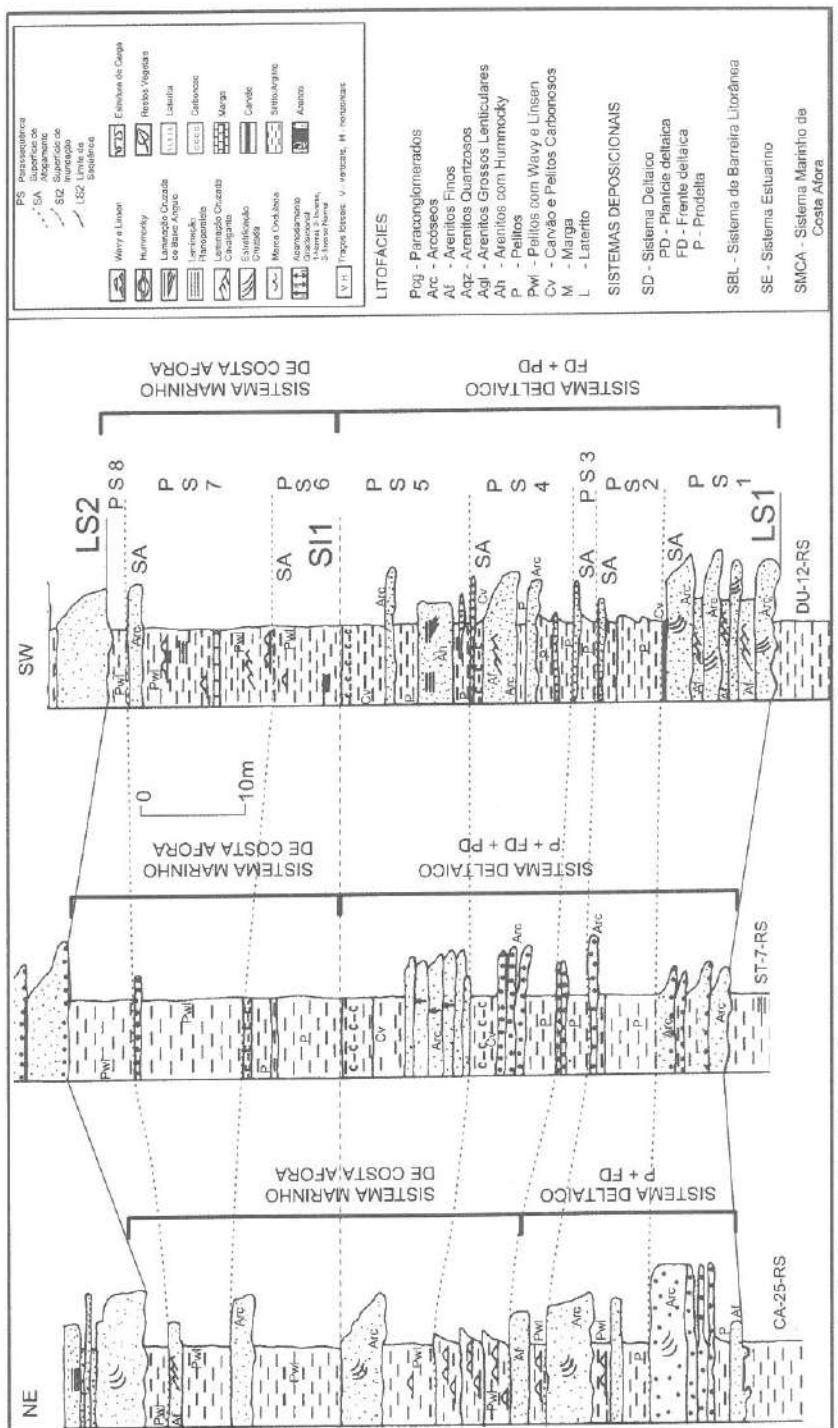


Figura 12.3 - Secção estratigráfica da Seqüência A no Paleovalle Capané, com base na descrição dos testemunhos das sondagens CA-25-RS, ST-7-RS e DU-12-RS. Localização na Figura 12.1c.

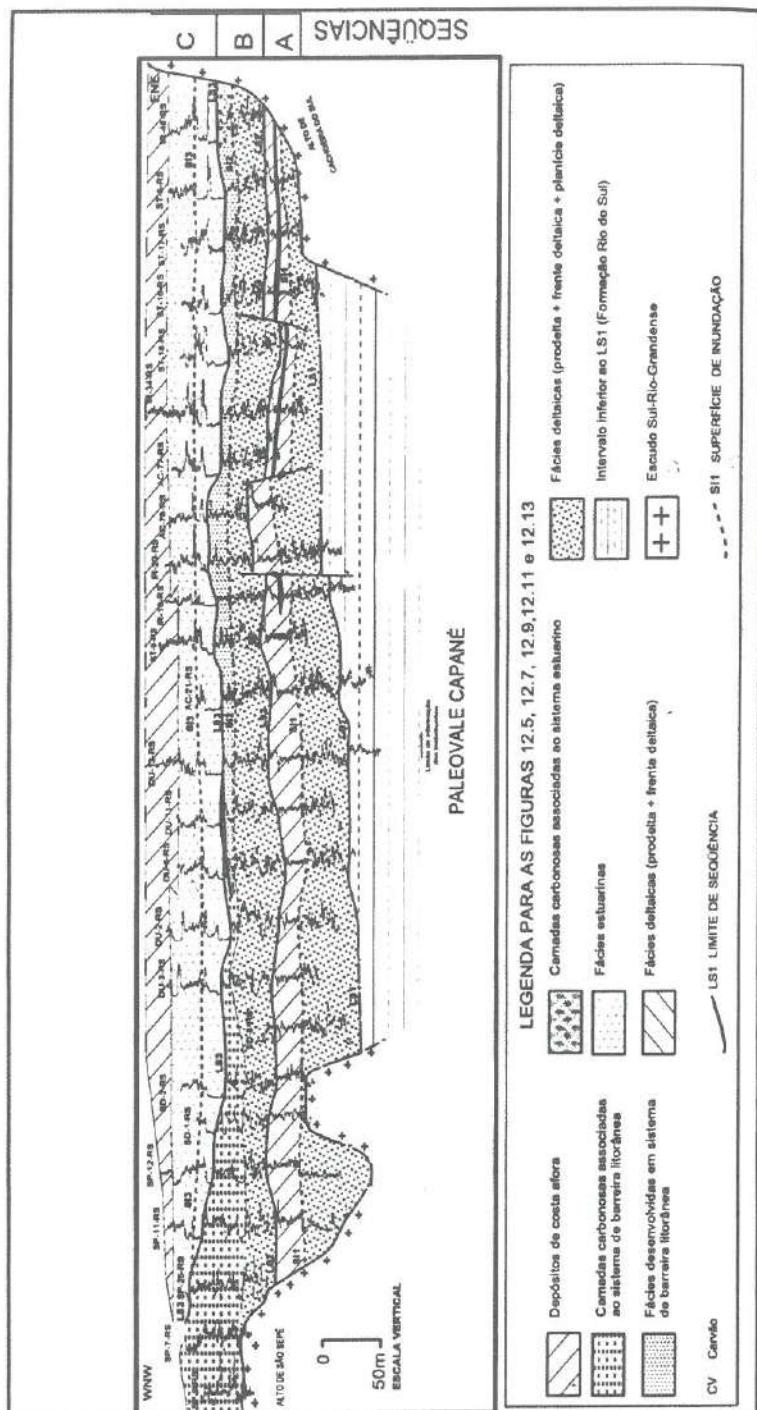


Figura 12.4 - Arcabouço estratigráfico para o intervalo Rio Bonito - Palermo na seção transversal ao Paleovalle Capané, datum na S13. Localização na Figura 12.1c.

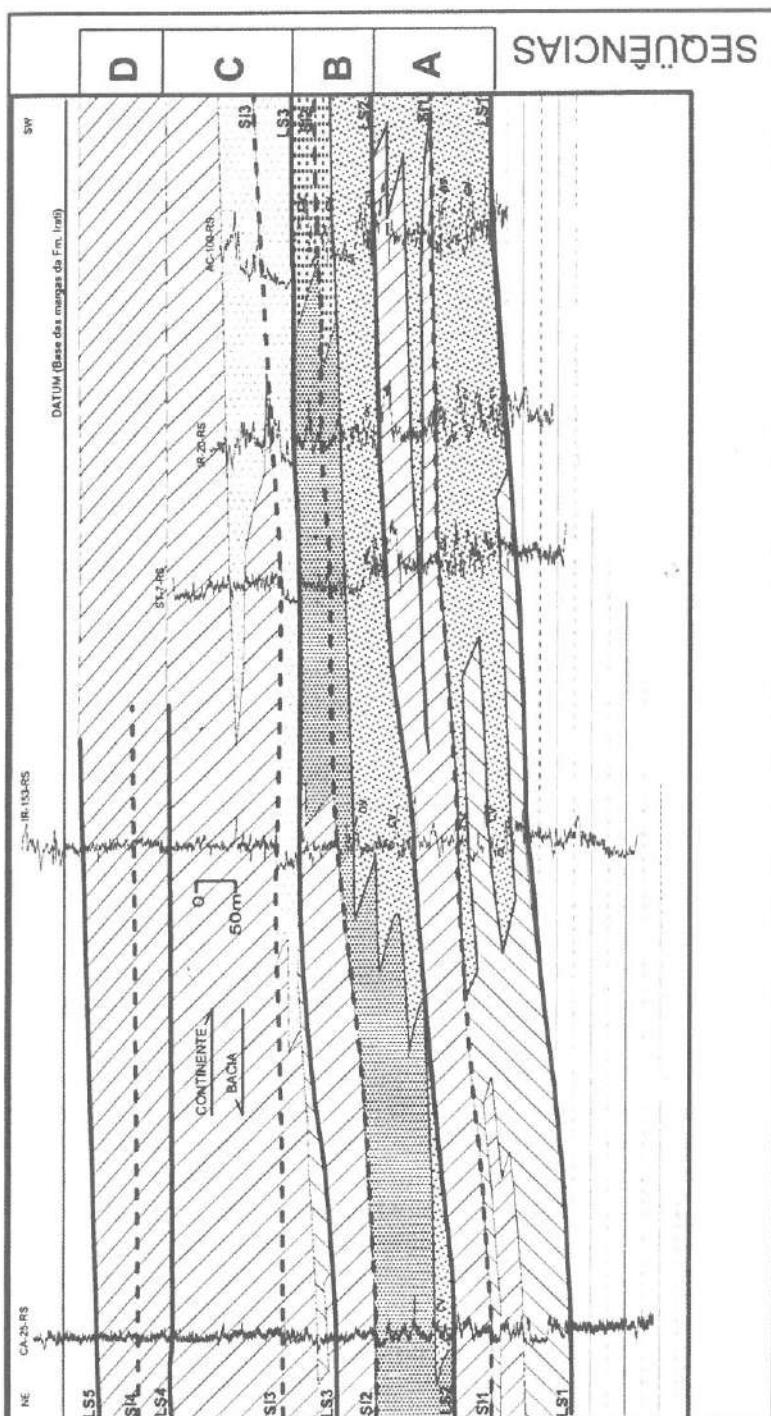


Figura 12.5 - Arcabouço estratigráfico para o intervalo Rio Bonito-Palermo, em seção dip ao longo do Paleovale Capané. Localização na Figura 12.1c e legenda na Figura 12.4.

Neste ponto constata-se que, preenchida a feição acanalada, onde predomina a sedimentação arenosa, tem-se a sedimentação mais fina depositando-se sobre o LS1, fato que pode trazer dificuldades à identificação da superfície erosional, pois ter-se-á os pelitos subjacentes da Fm. Rio do Sul, pertencentes ao intervalo inferior ao Limite de Seqüência 1, em contato com a sedimentação mais fina da Seqüência A (Figura 12.4). Este fato possibilita equívocos na interpretação de contato transicional entre as duas sucessões de camadas. Aparentemente, esta foi a causa de tantas discussões sobre a natureza do contato entre as formações Rio Bonito e Rio do Sul serem de natureza erosional ou transicional.

Ao longo do paleovale foram identificados oito ciclos de arranjo das litofácies (Figura 12.3), cada um correspondendo a uma parassequência. Em cada um deles, a sucessão das fácies indicou deposição sob condições de lâmina d'água progressivamente mais rasa. As parassequências da Seqüência A são limitadas acima por camadas das litofácies de Pelitos ou de Pelitos com Acamadamento *Wavy* e *Linsen*, sendo as suas superfícies limitantes interpretadas como superfícies de afogamento (SA), à exceção da última parassequência, cujo limite superior é o LS2. A parassequência basal apresenta como limite inferior o LS1 e o padrão geral de empilhamento das parassequências da Seqüência A é retrogradacional (Figura 12.5).

As parassequências normalmente iniciam pela Litofácies de Pelitos com Acamadamento *Wavy* e *Linsen*, eventualmente pela de Pelitos, havendo um aumento gradativo da proporção de areia, podendo evoluírem até a Litofácies de Arenitos Finos. É comum a intercalação de camadas de pequena espessura da Litofácies de Arcóseos, amalgamadas ou separadas por *drapes* ou camadas pouco espessas das litofácies anteriores. Algumas parassequências culminam por uma camada relativamente espessa de arcóseo, normalmente com estratificação cruzada e contato basal, podendo exibir tanto marcas de carga quanto erosão sobre as litofácies subjacentes.

Nas regiões proximais (sondagens ST-7-RS e DU-12-RS), o termo final das parassequências passa a ser a Litofácies de Carvão e Pelitos Carbonosos, localmente associada à ocorrência de nível laterítico, evidenciando a extrema redução da espessura da lâmina d'água nestas áreas (Figuras 12.3 a 5).

Após a SI1, as parassequências estão compostas predominantemente por pelitos com acamadamento *wavy* e *linsen* (Figuras 12.3 a 5). Nas regiões proximais ocorre o registro de camadas da Litofácies de Carvão e Pelitos Carbonosos na primeira parassequência imediatamente acima desta superfície, supondo-se que a lâmina d'água não foi, inicialmente, muito espessa nestas áreas.

Com base nas características apresentadas pelas litofácies, seu arranjo em parassequências, e no arranjo destas em uma sucessão *fining upward* e *thinning upward*, com um padrão de empilhamento retrogradacional, interpreta-se a sedimentação da Seqüência A como um sistema deltaico retrogradante, desenvolvido ao longo dos paleovalves do Capané, Leão e seus vales laterais. A região de prodelta/frente deltaica encontrava-se posicionada ao

norte, enquanto que as áreas de domínio de planície deltaica situavam-se dominantemente ao sul.

A deposição da Seqüência A desenvolveu-se sob condições de taxa de acomodação maior do que a taxa de aporte sedimentar, ocasionando uma transgressão que, ao longo dos paleovalves, teve um sentido geral de norte para sul. A linha de costa recuou, progressivamente, em direção ao interior dos paleovalves. Na porção basal desta seqüência o empilhamento das parassequências 2 a 5 tende a um padrão agradacional, evidenciando um período de equilíbrio relativo entre as taxas de acomodação e de aporte sedimentar, dentro do padrão geral retrogradacional.

O afogamento das áreas proximais, materializado no predomínio da Litofácie de Pelitos com Acamadamento *Wavy* e *Linsen* na metade superior do intervalo, representa os momentos de valores mínimos na relação taxa de aporte sedimentar x taxa de acomodação. Este momento está materializado na Superfície de Inundação 1 (SI1), entre as parassequências 5 e 6 (Figuras 12.3 a 5).

A forma aqui interpretada para este recuo, com ausência de uma sedimentação com características de uma progradação normal da linha de costa em sentido do interior da bacia, corresponde ao que Posamentier *et al.* (1992) designaram como regressão forçada.

A magnitude do recuo da linha de costa para o limite entre as seqüências A e B, estimado pela observação das seções, é superior a 60km, correspondendo ao deslocamento da linha de costa desde a região dos furos de sonda DU-12-RS e ST-7-RS até além da sondagem CA-25-RS (Figura 12.7), onde ocorre o registro de depósitos transicionais imediatamente acima da LS2.

Seqüência B (Intervalo LS2 - LS3)

A base da Seqüência B é marcada ao longo da seção no Paleovale do Capané pelo abrupto deslocamento da linha de costa, que é indicado pela sobreposição das fácies deltaicas desta seqüência aos depósitos de costa afora da Seqüência A, desde as regiões proximais até as mais distais (Figura 12.6). Esta regressão da linha de costa e as feições erosionais geradas estão bem ressaltadas na seção transversal ao paleovale, especialmente entre as sondagens (Figuras 12.4 e 5). A superfície limitante inferior (LS2) exibe um traçado irregular, delineando escavações na sucessão sedimentar situada abaixo dela, com a consequente preservação de diferentes espessuras da Seqüência A, notadamente na região do Paleovale Capané. Movimentações tectônicas posteriores tendem a mascarar o seu traçado, sendo as escavações ressaltadas pelo preenchimento com arenitos.

Durante o desenvolvimento da Seqüência B, os paleovalves foram praticamente assoreados, tendo esta passado a se desenvolver também sobre as regiões elevadas de São Sepé e do Iruí-Leão. As camadas depositaram-se em *onlap* sobre a LS2, com as parassequências exibindo um padrão de empilhamento retrogradacional, bem destacado na seção ao longo do Paleovale Capané (Figuras 12.4 e 5) e nas seções *dips*, que partem da região elevada do Iruí-Leão em direção à bacia (Figura 12.7).

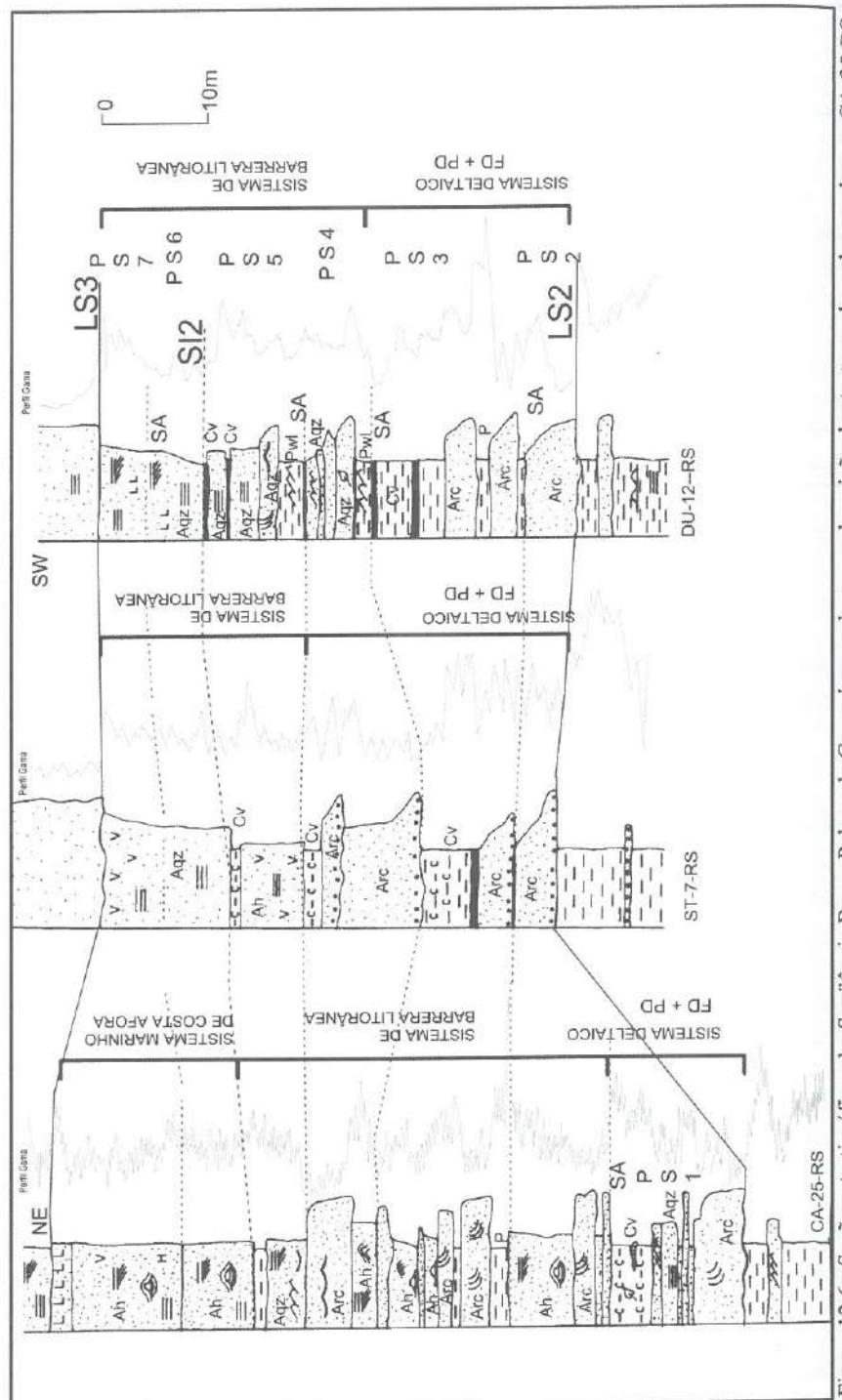


Figura 12.6: Seção estratigráfica da Sequência B no Paleovalle Capané, com base na descrição dos testemunhos das sondagens CA-25-RS, ST-7-RS e DU-12-RS. Localização na Figura 12.1c e legenda na Figura 12.3.

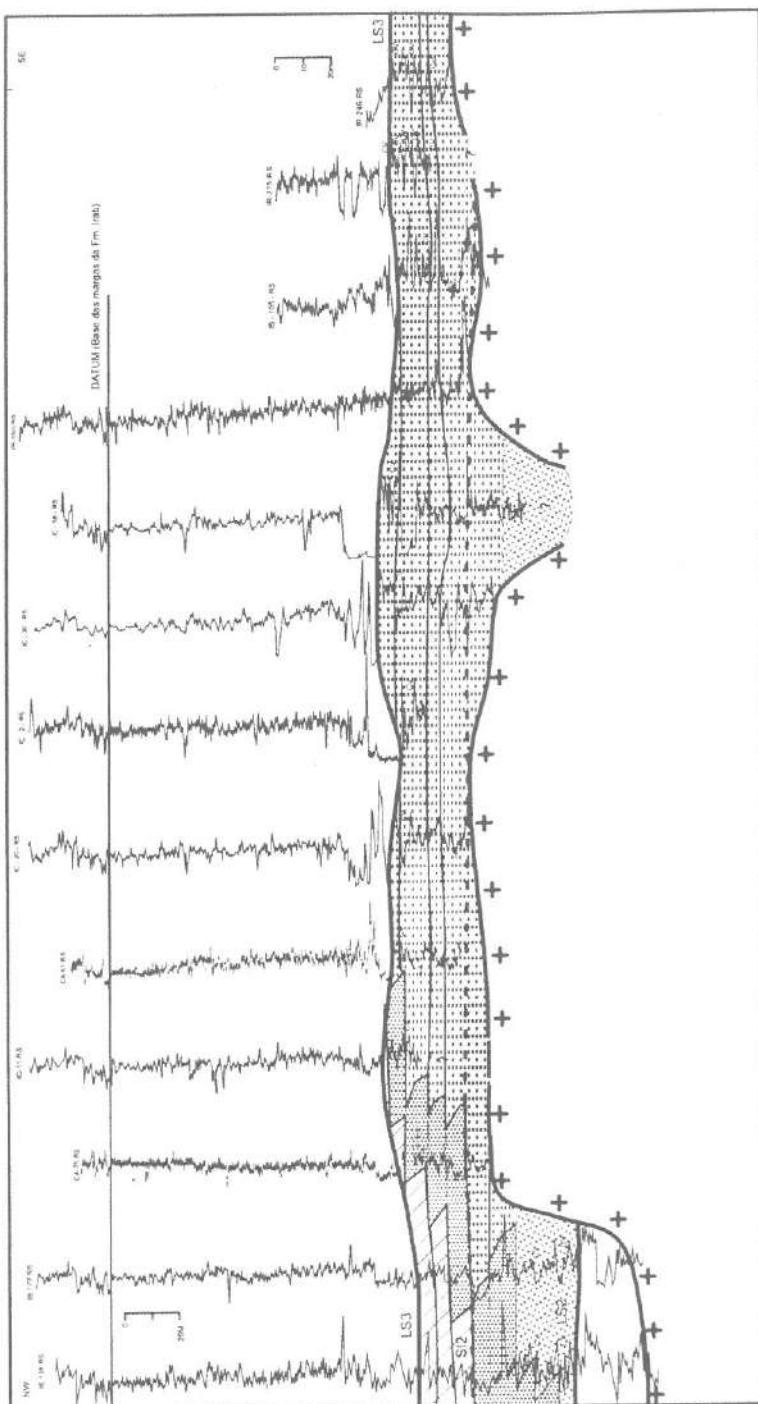


Figura 12.7 - Seqüência B na região Paleovalle Capané - Irúi exhibindo padrão de empilhamento retrogradacional das parassequências. A sedimentação ultrapassa o paleovalle, passando a ocorrer sobre a área elevada do Irúi - Leão. Observe-se que a superfície erosiva correspondente ao Limite de Seqüência 3 (LS3) erode em diferentes níveis a Seqüência B. Localização na Figura 12.1c e legenda na Figura 12.4.

Os litótipos presentes nos paleovales são dominanteamente arenosos, com freqüentes intercalações de camadas de pelitos, carvão e pelitos carbonosos, enquanto que a sedimentação que se desenvolveu nas regiões elevadas do Irúi - Leão, após o assoreamento das depressões, foi dominanteamente pelítica e carbonosa.

Repetem-se aqui as litofácies descritas para a Seqüência A (Arcóseos, Arenitos Finos, Pelitos com Acamadamento *Wavy* e *Linsen*, Carvão e Pelitos Carbonosos, Pelitos e Lateritos), passando a se fazer presentes litofácies indicativas de deposição sob a ação de ondas e ondas de tempestades, constituindo sistema de barreira litorânea e de costa afora: Litofácies de Arenitos Quartzosos e de Arenitos com Estratificação Cruzada *Hummocky*. Destaca-se o aumento da espessura das camadas e a freqüência na ocorrência da Litofácies de Carvão e Pelitos Carbonosos, notadamente nas áreas proximais, sobre a região elevada do Irúi-Leão. Medidas de paleocorrentes obtidas na Litofácies de Arcóseos indicam áreas-fonte situadas a S-SE.

À semelhança da Seqüência A, a Seqüência B caracteriza-se por um padrão retrogradacional de empilhamento das parassequências, permitindo-se chegar às mesmas interpretações quanto às condições atuantes da relação taxa de aporte sedimentar x taxa de acomodação. Também é notável a magnitude do afogamento que ocorre ao final da quinta parassequência (Figura 12.7), motivo pelo qual a superfície limitante entre a quinta e a sexta parassequência é referenciada como Superfície de Inundação 2 (SI 2).

Na base da Seqüência B, as parassequências caracterizam-se por ciclos de raseamento semelhantes ao descritos para a Seqüência A, iniciando por camadas da Litofácies de Arcóseos e terminando com camadas da Litofácies de Carvão e Pelitos Carbonosos (sondagens ST-7-RS e DU-12-RS e CA-25-RS, Figura 12.6). As parassequências de ambiente deltaico são sucedidas por parassequências formadas dominantemente pelas litofácies de Arenitos com Estratificação Cruzada *Hummocky* e de Arenitos Quartzosos, com raras camadas das litofácies de Arcóseos e de Pelitos intercaladas. O topo das parassequências mostrou-se variável, tendo-se optado por marcá-lo na base de camadas pelíticas, quando estas se encontram sobrepostas à Litofácies de Arenitos com Estratificação Cruzada *Hummocky*, ou mesmo na base de camadas das litofácies de Arenitos com *Hummocky* ou de Arenitos Quartzosos, quando estas se sobrepõem às litofácies de Arcóseos ou de Carvão e Pelitos Carbonosos (Figura 12.6).

A partir da Superfície de Inundação 2, a litofácies dominante nas áreas distais é a de Arenitos com Estratificação Cruzada *Hummocky*. Nas áreas proximais dominam os Arenitos Quartzosos, e os Pelitos com Laminação *Wavy* e *Linsen* são subordinados, caracterizando a presença de um sistema de barreira litorânea desenvolvendo-se, por vezes, até condições de *shoreface*. A SI2 foi interpretada como tendo sido gerada pela passagem da zona de arrebentação sobre depósitos mais proximais, pois apresenta feições erosionais, notadamente sobre a Litofácies de Carvão e Pelitos Carbonosos.

Abaixo da SI2, as parassequências estão marcadas por intercalações de camadas da Litofácie de Carvão e Pelitos Carbonosos com os arenitos da barreira, indicando que a área estava situada atrás da barreira. Os níveis de lâmina d'água rasa também estão marcados pela ocorrência da Litofácie de Lateritos ou por um registro de uma intensa bioturbação, sugestivos de uma parada na sedimentação.

Em contraste com a Seqüência A, onde havia uma escassez de registros de sedimentação sob a ação de ondas, na Seqüência B estes são abundantes, notadamente após a SI2 no Paleovalle Capané. Essa mudança no estilo da sedimentação deve estar ligada, além do natural assoreamento da bacia, ao aumento da área de deposição, agora não mais confinada aos paleovalves, permitindo que correntes litorâneas e ondas redistribuíssem os sedimentos ao longo da costa. Estando corretas as interpretações efetuadas, este evento está marcado sob a forma de registros parciais de cordões litorâneos (praias), isolando áreas pantanosa, lagunas e mangues, da ação direta do mar. Os cordões litorâneos mostram-se de construção complexa, haja vista a variedade de depósitos sedimentares descritos nos principais trabalhos que os enfocaram (Lavina *et al.*, 1985; Lopes *et al.*, 1986 e Lavina & Lopes, 1987).

As regiões situadas mais para o interior, entre a região litorânea e as áreas-fontes, foram progressivamente afogadas, fato comprovado pela constância da sedimentação pelítica, por vezes carbonosa e com camadas de arcóseos intercaladas, desde a base da Seqüência B, junto ao embasamento. Nestas áreas, as parassequências relacionam-se mais a um sistema deltaico ou de leques deltaicos provindos das regiões elevadas ainda emersas, mas sem grande desenvolvimento em área (Figura 12.7).

Assim, a Seqüência B também registra, parcialmente, uma transgressão marinha, desenvolvida desde as áreas bacinais situadas a norte-noroeste, em sentido ao interior dos paleovalves e, posteriormente, alcançando as regiões mais elevadas do Iruí-Leão.

Seqüência C (Intervalo LS3 - LS4)

O Limite de Seqüência 3 é o que oferece melhores oportunidades de visualização do contraste entre a sedimentação litorânea, desenvolvida abaixo dela, e a marinha rasa/estuarina desenvolvida acima, para achar-se, atualmente, no mesmo nível de afloramento da jazida de carvão do Iruí, caracterizando-se por um contraste abrupto de fácies, separando camadas das litofácies de Arenitos Quartzosos e de Carvão e Pelitos Carbonosos pertencentes à Seqüência B subjacente, de um notável conjunto de camadas de arenitos, também quartzosos, mas de granulometria média a grossa, pertencentes à Seqüência C (Figura 12.8). Estes arenitos, da Litofácie de Arenitos Grossos Lenticulares, encontram-se amalgamados ou separados por drapes ou camadas pouco espessas das litofácies de Pelitos ou de Pelitos com Acamamento *Wavy* e *Linsen*. O LS3 constitui-se, na maioria das seções, em uma linha ondulada, em cuja parte côncava concentra-se a ocorrência das camadas arenosas, sendo que, em alguns casos, é possível de ser traçado mesmo nas áreas de domínio de ocorrência das fácies proximais (Carvão e Pelitos Carbonosos).

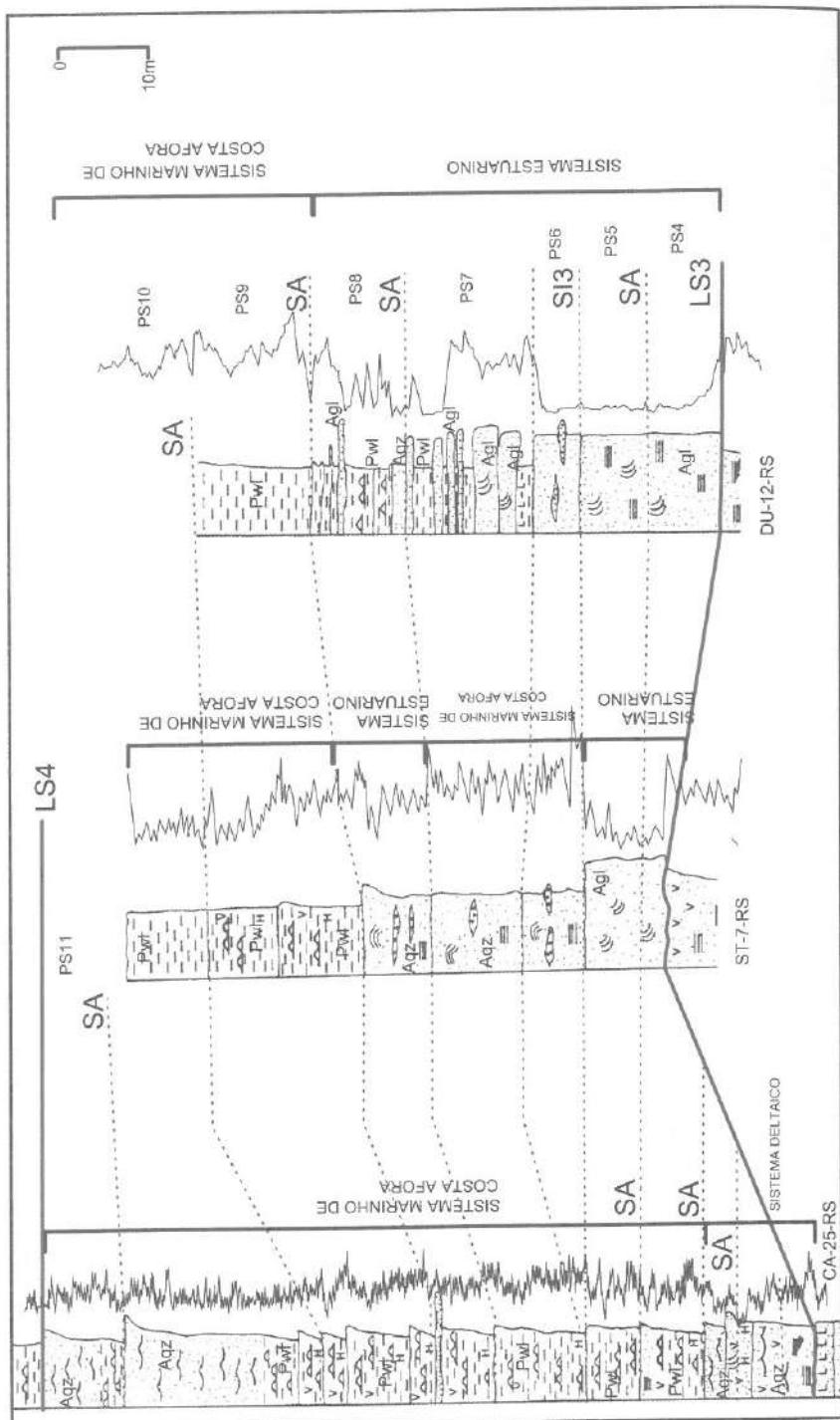


Figura 12. 8 - Seção estratigráfica da Sequência C no Paleovalle Capané, com base na descrição dos testemunhos das sondagens CA-25-RS, ST-7-RS e DU-12-RS. Localização na Figura 12.1c e legenda na Figura 12.3.

O comportamento e distribuição desta seqüência, ao longo do Paleovale Capané pode ser observado nas Figuras 4 e 5. Na seção longitudinal são interpretados três distintos padrões de empilhamento das parassequências que o compõem (Figura 12.5): na base, um padrão progradacional, desde a sondagem IR-153-RS em sentido à sondagem CA-25-RS, seguido de um padrão retrogradacional, abaixo da SI3 (desde a nordeste da sondagem CA-25-RS até as proximidades da sondagem IR-153-RS), e novamente um padrão progradacional acima da SI3, bem delineado nas regiões proximais (sondagens ST-7-RS a AC-100-RS). Acima deste último padrão, a interpretação fica inconclusiva, tendo em vista o nível atual de erosão nesta porção, dificultando o estabelecimento de uma correlação precisa com as informações das áreas distais. No entanto, a ocorrência de litofácies associadas ao sistema marinho de costa afora indica a existência de um novo afogamento e, portanto, a possibilidade de que o padrão tenha sido retrogradacional.

Na seção transversal ao paleovale é nítida a geometria côncava do LS3. As camadas da Litofácie de Arenitos Grossos Lenticulares da base da Seqüência C terminam em *downlap* contra o fundo, e em *onlap* contra as laterais do vale inciso na Seqüência B, como pode ser bem visualizado no flanco oeste do paleovale, tornando claro o truncamento erosivo (Figura 12.4).

A relação entre a taxa de aporte sedimentar e a de acomodação, de forma geral, foi sempre inferior a 1, com variações locais para valores superiores ou iguais a 1, ocasionadas pela presença próxima de áreas elevadas do embasamento, o que proporcionou um aporte sedimentar diferenciado, permitindo uma progradação ou agradação localizada sob a forma de depósitos estuarinos no Paleovale do Capané, e de um sistema de barreira litorânea na região do Leão (Figura 12.9). As áreas situadas próximas aos altos do embasamento foram afogadas precocemente, como indicam os afloramentos entre Pantano Grande e Encruzilhada do Sul.

Seqüência D (Intervalo LS4 - LS5)

O Limite de Seqüência 4 só é discernível com segurança nas seções *dip*, onde conforma amplas e pouco profundas escavações sobre os depósitos plataformais da Seqüência C (Intervalo LS3-LS4), normalmente preenchidos por arenitos da Litofácie de Arenitos Grossos Lenticulares (Figuras 12.10 e 12.11).

A principal litofácie presente nesta seqüência é a de Pelitos com Acamadamento *Wavy* e *Linsen*. Onde não há a ocorrência basal de arenitos, o Limite de Seqüência 3 pode ser caracterizado como uma conformidade correta (paraconformidade). Neste caso, não há contraste litológico significativo entre as Litofácies de Pelitos com Acamadamento *Wavy* e *Linsen* da Seqüência C com as mesmas fácies da Seqüência D.

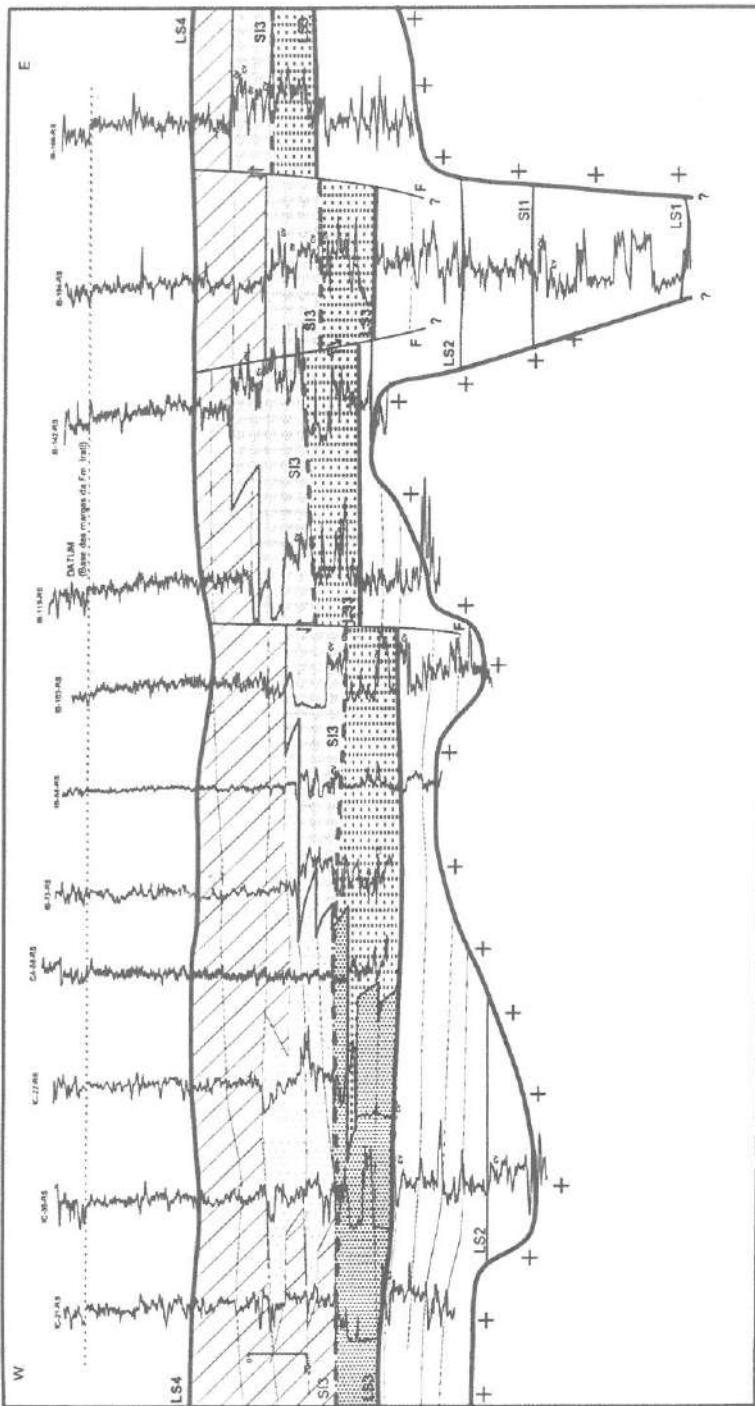


Figura 12.9 - Seqüência C na região do Irui. O desenvolvimento do sistema de barreira litorânea desta Seqüência, sobre os depósitos estuarinos, acarreta a formação de um espesso conjunto de camadas pelíticas/carbonosas entre as áreas fonte e estes sistemas transicionais, propiciando o aparecimento de diversas camadas de carvão, que hoje constituem as Jazidas do Leão e de Pantano Grande. Observar aos falhamentos que afetam a Seqüência, sem movimentar as camadas acima do LS4. Localização na Figura 12.1 e legenda na Figura 12.4.

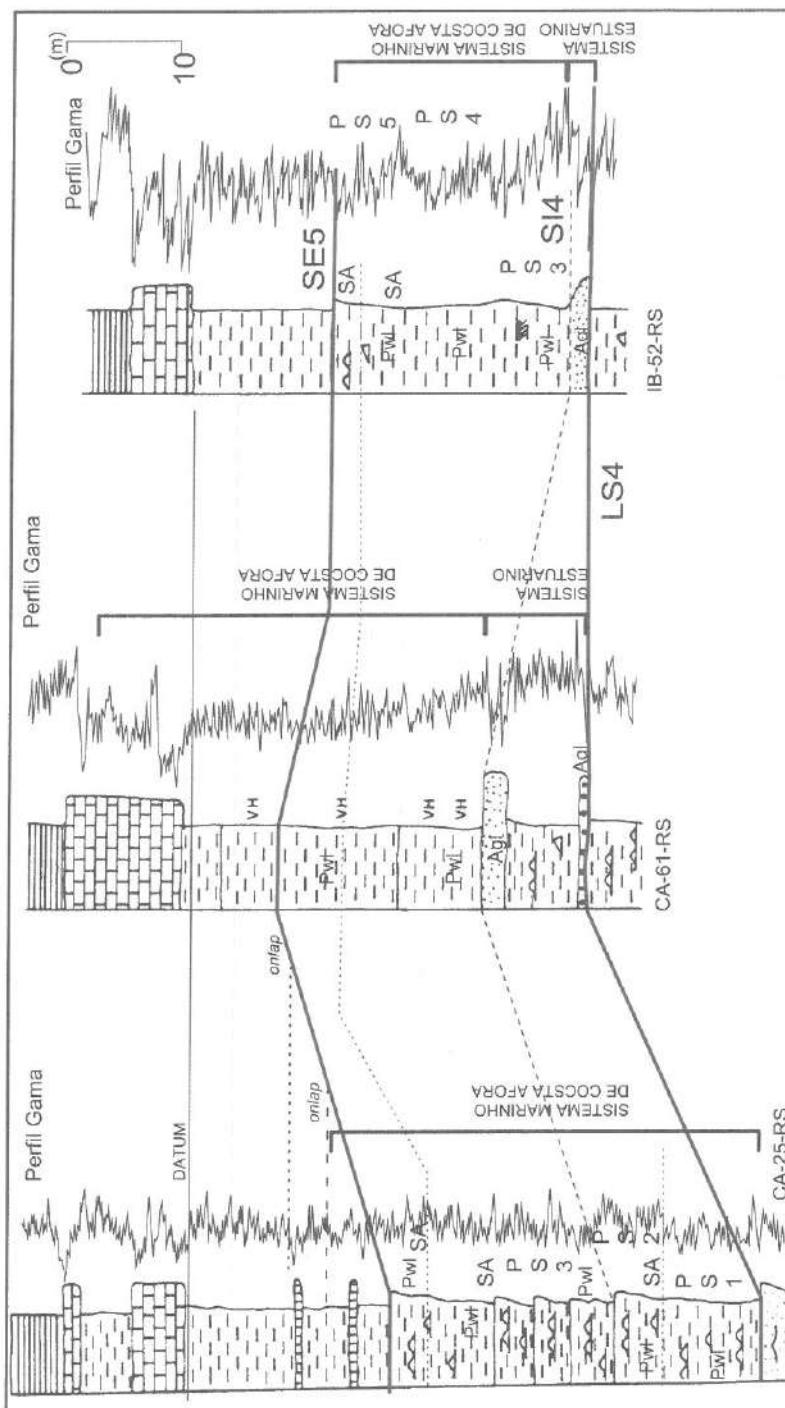


Figura 12.10 - Seção estratigráfica da Sequência D na região Paleovalle Capané-Iruí-Leão. Atentar para o *onlap* da sedimentação da base da Sequência contra o LS4, entre as sondagens CA-25-RS (no Paleovalle Capané) e CA-61-RS (na região elevada do Iruí), e das camadas situadas acima da Sequência D, contra o LS5. Localização na Figura 12.1c e legenda na Figura 12.3.

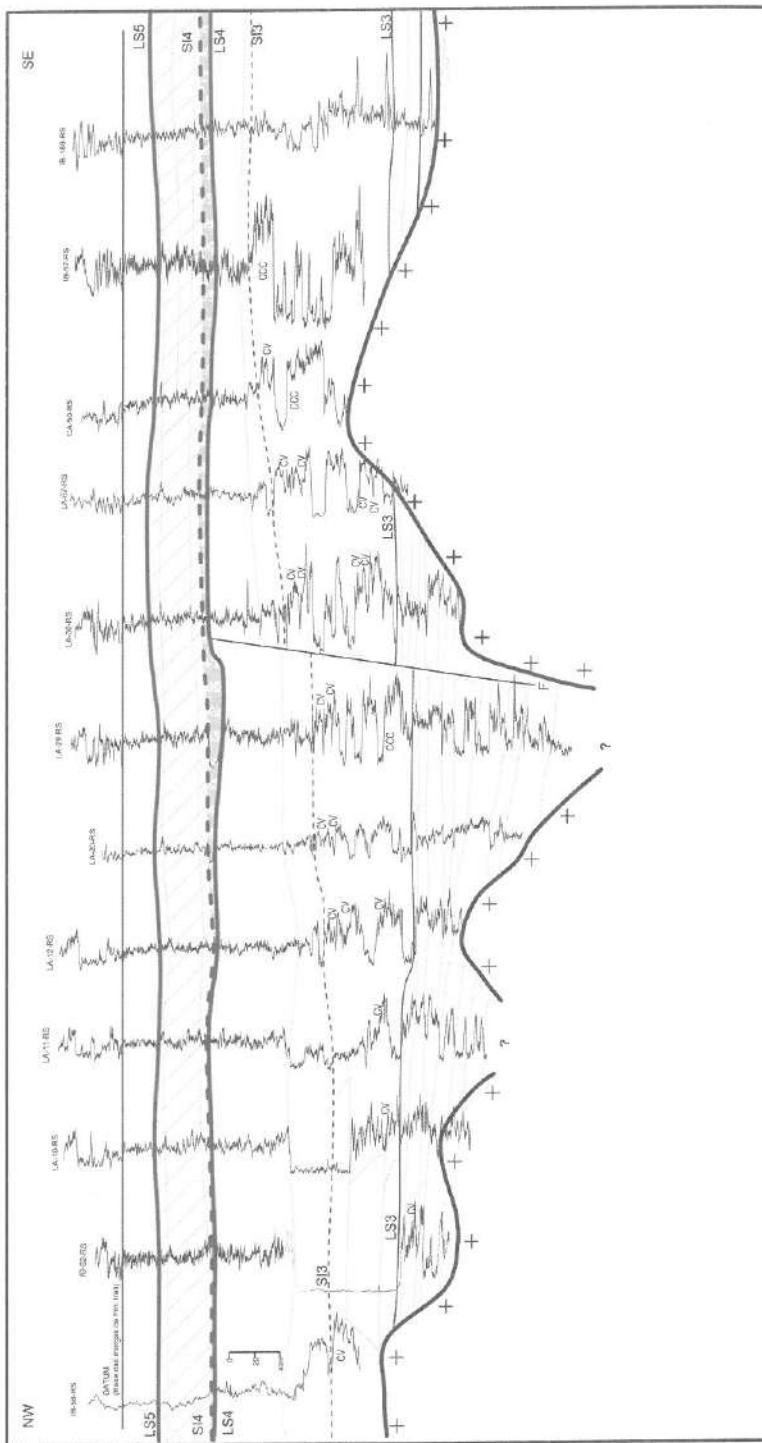


Figura 12.11 - Seqüência D na região Rio Pardo-Pantano Grande. Observar o condicionamento dos arenitos à concavidade da superfície erosiva que marca o Limite de Seqüência 4 (LS4), e desta ao falhamento existente entre as sondagens LA-29-RS e LA-30-RS. Atentar também para o padrão agradacional de empilhamento das parasequências após a SI4, bem como o aparente truncamento da Seqüência D pelo LS5. Localização na Figura 12.1c e legenda na Figura 12.4.

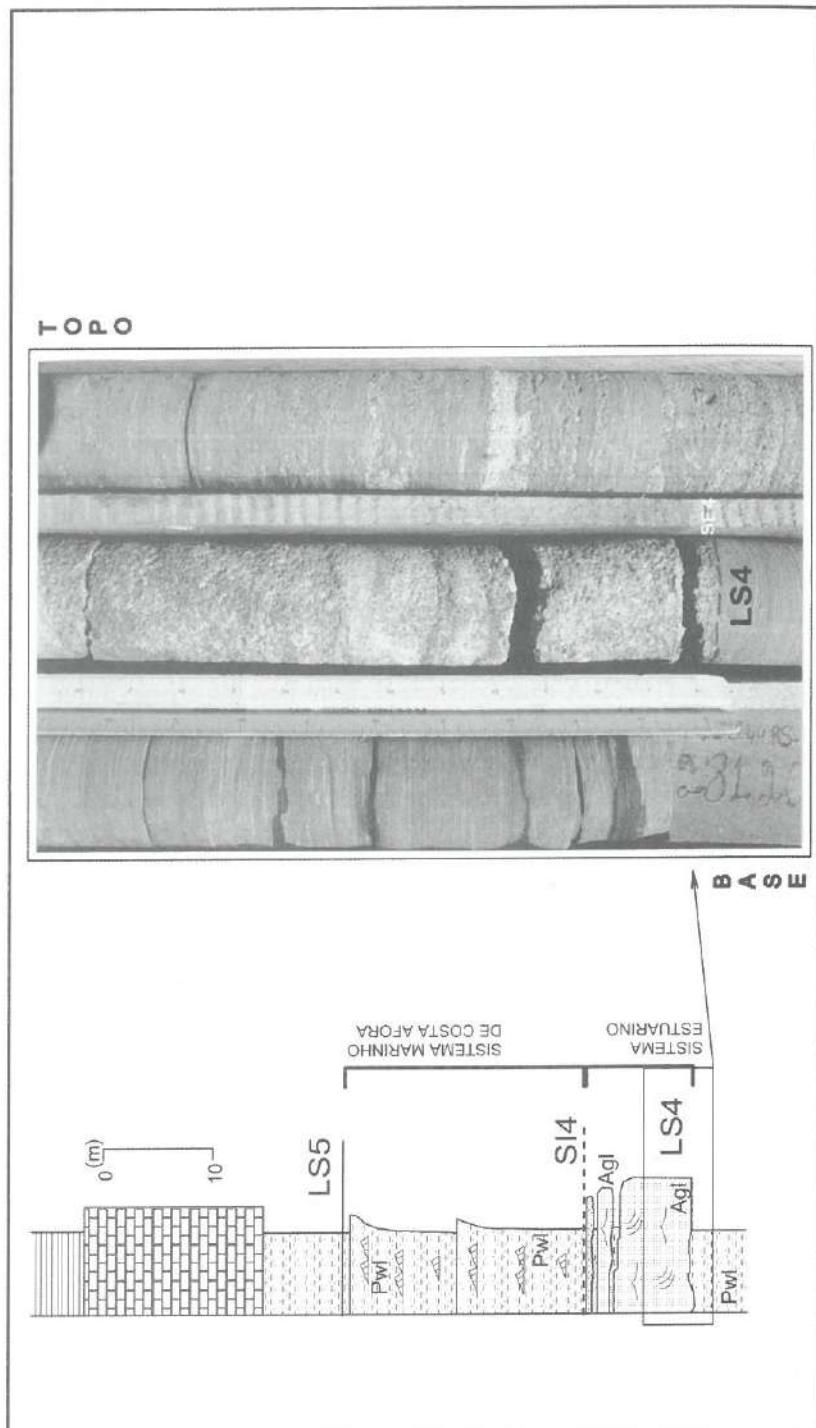


Figura 12.12 - Seção colunar da Seqüência D na sondagem IB-44-RS, detalhando o Limite de Seqüência 4 (LS4) e a Litofácies de Arenitos Grossos Lenticulares, com drapes de pelito nos planos de acamadamento, em contato erosivo sobre camada da Litofácies de Pelitos com Acamadamento Wavy e Linsen da Sequência C. Para localização ver Figura 12.1c e legenda na Figura 12.3.

A Sequência C é a que se mostra mais completa, sendo identificada uma porção distal composta por parassequências com um padrão de empilhamento progradacional, interpretado como representando os depósitos de cunha de mar baixo (*Lowstand Wedge*), progradantes, e depositados em *downlap* sobre a conformidade correlata ao Limite de Sequência 3 (Figura 12.5). Segue-se um padrão de empilhamento retrogradacional, com as parassequências depositando-se em *onlap*, inicialmente sobre a cunha de mar baixo e, à medida que a sedimentação evolui, sobre o Limite de Sequência 3, compondo o início do trato de sistema transgressivo. Nesta Sequência, a Superfície Transgressiva corresponde à interface entre o topo da cunha de mar baixo e a base do trato transgressivo, passando, a partir das cercanias da sondagem IR-153-RS, a coincidir com o Limite de Sequência 3.

A partir da instalação da sedimentação marinha, correspondendo ao delineamento de um padrão agradacional de empilhamento das parassequências, podemos inferir que os registros que compõem o topo preservado da Sequência C, correspondam ao trato de sistemas de mar alto. Todavia, não parece haver registro de uma superfície de máxima inundação (ou encontra-se pouco saliente), pela falta de registro da progradação de mar alto, devida à erosão dos depósitos, representada pela Limite de Sequência 4, ou não-deposição por abortamento da sedimentação por tectonismo.

Os limites da Sequência D, conforme já descrito, são os que apresentam o menor grau de resolução, com o Limite de Sequência 5 constituindo-se praticamente em uma conformidade correlata. A base desta sequência está ressaltada com maior clareza junto ao setor leste da área. A falta de uma melhor definição do padrão de empilhamento prende-se ao fato desta sequência ser constituída basicamente pela Litofácies de Pelitos com Acamamento *Wavy* e *Linsen*, com pleno domínio de condições deposicionais de plataforma. De forma semelhante às duas primeiras sequências, a Sequência D está composta apenas pelo trato de sistemas transgressivos e, portanto, uma superfície transgressiva é interpretada como superpondo-se ao Limite de Sequência 4.

As quatro sequências, quando analisadas em conjunto, compõem parte de uma unidade de hierarquia mais alta, que representa o contínuo processo de afogamento da bacia. Elas são partes componentes dos tratos de sistemas de mar baixo e transgressivo de uma Sequência de 2^a ordem, cujo desenvolvimento relaciona-se à variação relativa do nível do mar na curva de 2^a ordem (Figura 12.13). O limbo de subida associa-se ao degelo ocorrido no Eopermiano, após a glaciação do Neocarbonífero/Eopermiano, que acarretou o aumento do volume d'água carreado para a bacia, conforme argumentaram Lavina & Lopes (1987).

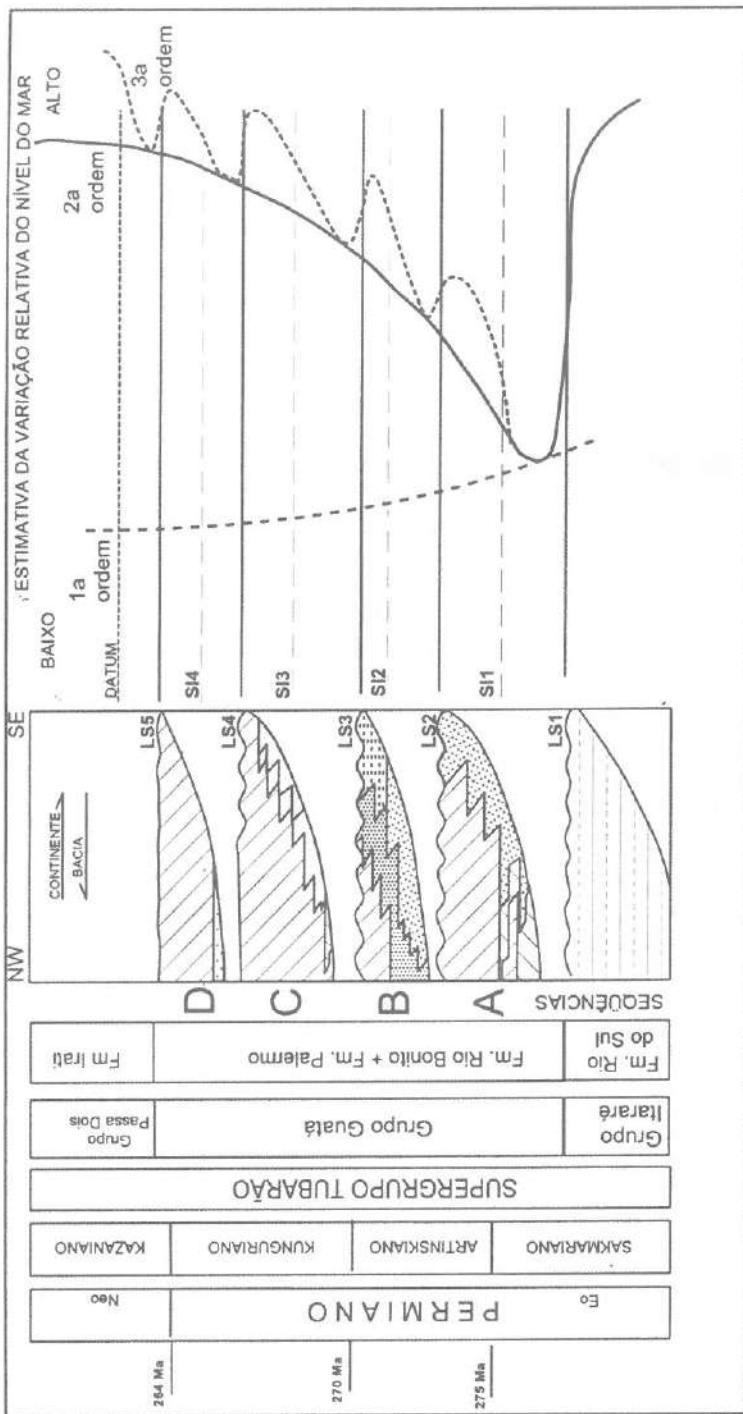


Figura 12.13 - Quadro Espaço-Tempo para o intervalo "Rio Bonito-Palermo" na região entre Búfia e São Sepe. Curva de 1^a ordem para o Permiano segundo Vail *et al.* (1991), geocronologia segundo Marques-Toigo (1988) e escala de tempo geológico segundo Haq & Van Eysinga (1987). Legenda na Figura 12.4

A superfície erosional basal desta seqüência de 2^a ordem é o limite entre o Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito, correspondente ao Limite de Seqüência 1 (LS1), e considerando a interpretação de Zalán *et al.* (1990), é resultado de movimentações tectônicas na bacia, correspondentes à orogenia tardiherciniana. Nesta linha de raciocínio, a sucessão de camadas situadas abaixo da LS1 também seria classificada como uma seqüência de 2^a ordem.

Dentro desta visão, e com base nos dados obtidos no presente trabalho, a superfície de máxima inundação, relativa à seqüência de 2^a ordem que engloba as seqüências de 3^a ordem estudadas, deve encontrar-se nos fôlhelhos betuminosos da Formação Iratí. Esta inferência apóia-se no contínuo padrão de empilhamento retrogradacional apresentado pela sedimentação, desde a base da Seqüência A até o topo da Seqüência D, sem evolução para um padrão agradacional ou progradacional que permita a interpretação da ocorrência de depósitos relacionados ao trato de sistemas de mar alto, dentro da sucessão preservada na Formação Palermo, coincidindo com as observações de Lavina (1991) e Perinotto (1992).

Dentro deste quadro, as seqüências individualizadas são determinadas como seqüências de 3.^a ordem, compostas predominantemente por parassequências que se sucedem em um padrão de empilhamento retrogradacional. Condições locais de aporte sedimentar provocaram eventos de progradação e agradação de linhas de costa, constituindo seqüências de 4^a ordem, enquanto que as parassequências foram desenvolvidas por variações relativas do nível do mar ao nível da curva de 5^a ordem, também controladas pela taxa de aporte sedimentar.

As camadas de carvão ocorrem com maior freqüência no topo das parassequências de 5^a ordem. No entanto, existem camadas de carvão que se desenvolvem ao longo destas parassequências, demonstrando um controle de variações relativas do nível de base associadas à curva de 6^a e/ou ordens inferiores, por condições locais de aporte sedimentar ou de evolução de sistemas deposicionais. Nesta ordem de grandeza, o carvão está associado à progradação deltaica, restrição de corpos lagunares por sistema de barreiras litorâneas ou assoreamento de áreas lagunares por sistemas estuarinos. Este controle foi também observado por Alves (1994) na região de Candiota.

Caso precisas as inferências de idade feitas por Lopes (1995) com base no zoneamento bioestratigráfico proposto por Marques-Toigo (1988), as Seqüências de 3^a ordem aqui descritas teriam como intervalo de duração, ressalvado o fato de que são limitadas por superfícies erosionais, portanto incompletas, um espaço de tempo da ordem de 3 a 6 milhões de anos. Quando estes valores são comparados com os propostos por Vail *et al.* (1991), mostram-se próximos ao limite superior estabelecido para as seqüências deposicionais (0,5 a 5 milhões de anos), embora os ciclos de 3^a ordem sejam referenciados a perío-

dos de tempo entre 0,5 e 3 milhões de anos (Vail *et al.*, 1991). Quanto ao enquadramento no que se refere à influência da tectônica, há concordância com os parâmetros para ciclos de 3^a ordem, relacionados a falhamentos de alívio localizado de tensões (Vail *et al.*, 1991). Esses autores referenciam ainda que, em relação ao tectonismo, os grandes ciclos transgressivos-regressivos se dão ao nível de 2^a ordem, e a Bacia em si, na 1^a ordem.

Em relação às variações relativas do nível do mar, Vail *et al.* (1991) relacionaram os grandes ciclos transgressivos-regressivos em nível de 2^a ordem, como acarretados por mudanças no volume das bacias oceânicas. Por sua vez, seqüências, tratos de sistemas e parassequências periódicas estariam relacionadas em nível de 3^a a 6^a ordens, com variações climáticas. Para tratos de sistemas, o intervalo de tempo mencionado é da ordem de 0,2 a 1 Ma, enquanto que para parassequências, é de 0,01 a 0,5 Ma.

Com base nestas considerações, nos parece coerente o posicionamento das Seqüências A, B, C e D como Seqüências de 3^a ordem, limitadas por superfícies erosionais (Limites de Seqüências Tipo 1), com o desenvolvimento restrito à Seqüência C de duas Seqüências de 4.^a ordem, cujo limite é do Tipo 2. Para as Seqüências de 3^a ordem, a relação entre taxa de aporte sedimentar e taxa de acomodação foi sempre inferior a 1.

12.8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aboarrage, A. M. & Lopes, R. da C. 1986. *Projeto a Borda Leste da Bacia do Paraná: Integração Geológica e Avaliação Econômica*. Porto Alegre, CPRM, 18 v. (Relatório interno – não-publicado).
- Alves, R. G. 1994. *Correlação Estratigráfica de Alta Resolução Aplicada ao Permiano Inferior da Bacia do Paraná, na Região de Candiota, Rio Grande do Sul*. CPGeo, UFRGS, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 176 p.
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A. & Boyd, R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 1130-1146.
- Dias, M. E. R. 1993. *Palinologia do Grupo Itararé no Rio Grande do Sul*. CPGeo, UFRGS, Porto Alegre, Tese de Doutoramento. 193 p.
- Haq, B. U. & Van Eysinga, F. W. B. 1987. *Geological Time Table*. 4 ed. Amsterdam, Elsevier. 1 tabela.
- Lavina, E. L. C. 1991. *Geologia Sedimentar e Paleogeografia do Neopermiano e Eotriásico (Intervalo Kazaniano - Scynthiano) da Bacia do Paraná*. CPGeo, UFRGS, Porto Alegre, Tese de Doutoramento, 2 v., 457 p.
- Lavina, E. L. C.; Nowatzki, C. H.; Santos, M. A. A. dos; Leão, H. Z. 1985. Ambientes de Sedimentação do Supergrupo Tubarão na Região de Cachoeira do Sul, RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, 9(21): 5-75.

- Lavina, E. L. C. & Lopes, R. da C. 1987. A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul. *Paula-Contiana*, 1: 51-103.
- Lopes, R. da C. 1990. Estudo paleoambiental da Formação Rio Bonito na jazida do Leão, RS: uma análise inicial. *Acta Geologica Leopoldensia*, 13: 91-112.
- Lopes, R. da C. 1995. *Arcabouço Aloestratigráfico para o Intervalo "Rio Bonito-Palermo" (Eopermiano da Bacia do Paraná, entre Butiá e São Sepé, Rio Grande do Sul)*. PPGeo, UNISINOS, São Leopoldo, Dissertação de Mestrado, 1v., 254 p.
- Lopes, R. da C.; Lavina, E. L. C. & Signoreli, N. 1986. Fácies Sedimentares e Evolução Paleoambiental do Supergrupo Tubarão na Borda Leste da Bacia do Paraná: uma seção regional nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 24, Goiânia, *Anais*, 1: 206-218.
- Marques-Toigo, M. 1988. *Palinologia, Bioestratigrafia e Paleoenecologia do Neopalaeozóico da Bacia do Paraná nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, Brasil*. CPGeo, UFRGS, Porto Alegre, Tese de Doutoramento, 241 p.
- Menezes, J. R. C. 1994. *Estratigrafia de Seqüências em Dados de Sondagem: Aplicação ao Permiano da Bacia do Paraná na Região de Candiota (RS)*. CPGeo, UFRGS, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 1 v., 236 p.
- Paim, P. S. G.; Piccoli, A. E. M.; Sarturi J. A. D.; Muraro, P.; Holz, M.; Granitoff, W. 1983. Evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão na área de Mariana Pimentel-Faxinal, Guaíba, RS. In: SBG, Simp. Sul-bras. Geol., 1, Porto Alegre, Atas, 371-391.
- Perinotto, J. A. J. 1992. *Análise Estratigráfica da Formação Palermo (P) na Bacia do Paraná, Brasil*. Curso de Pós-Graduação em Geociências, UNESP, Rio Claro, Tese de Doutoramento. 2 v., 393 p.
- Posamentier, H. W.; Allen, G. P.; James, D. P. & Tesson, M. 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 76(11): 1.687-1.709.
- Strahler, A. H. 1987. Glaciares y glaciaciones del Pleistoceno. In: _____. *Geología Física*. Barcelona, Omega, 466-499.
- Vail, P. R.; Audemard, F.; Bowman, S. A.; Eisner, P. N. & Perez-Cruz, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology: an overview. In: Einsele, G. & Seilacher, A. (eds.) *Cycles na Events in Stratigraphy*. Berlin, Springer-Verlag, 617-659.
- Van Wagoner, J. C.; Mitchum, R. M.; Champion, K. H.; Rahamanian, V. D. 1990. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts for High-resolution Correlation of Time and Facies*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 55 p. (AAPG Methods in Exploration Series # 7).
- Walker, R. G. & James, N. P. 1992. *Facies Models: Response to Sea Level Change*. St. John's, Geological Association of Canada, 409 p.
- Zalán, P. V.; Wolff, S.; Conceição, J. C. de J.; Marques, A.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Appi, C. T.; Zanotto, O. A. 1990. Bacia do Paraná. In: Raja Gabaglia, G. P. & Milani, E. J. (eds.). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRAS, 135-168.

INDICE REMISSIVO

N

- nanofósseis calcários 151
- Neocnologia 220
- nível de base 344
- nível de base estratigráfico 344
- nível do mar 307
- nível relativo do mar 308
- novos espaços adicionados 100
- NRM 308

O

- offlap* 80
- offsets* 50
- ondas acústicas 46
- ondas cisalhantes 46
- ondas compressionais 46
- ondas difratadas 47
- ondas dilatacionais 46
- ondas elastodinâmicas 45
- ondas primárias 46
- ondas refletidas 47
- ondas refratadas 47
- ondas secundárias 46
- ondas sísmicas 45
- ondas transmitidas 47
- ondas transversais 46
- onlap* 78
- onlap* costeiro 78, 94
- onlap* marinho 78
- ordenação em famílias CDP 56
- ostracodes 151

P

- PAC's 17
- paleocenografia 191
- paleoecologia 186
- Paleocnologia 220
- Paleopalinologia 154
- palinofácies 268
- palinoforaminíferos 157
- Palinologia 154
- palinomorfos 154, 268

- parâmetros de fácies sísmicas 81
- parâmetros de palinofácies 271
- parasequence sets* 334
- parassequência 17, 121, 332
- partícula *equant* 282
- partícula *lath* 281
- perfil de equilíbrio 108, 344
- perfil de equilíbrio de corrente 108
- planctônico 141
- polarização normal 183
- polarização reversa 183
- polens 155
- polens sacados 277
- ponto de equilíbrio 105
- ponto de inflexão 102
- precessão 29
- Primeira Zona de Fresnel 66
- Princípio da Sucessão Biológica 142
- Princípio do Atualismo 143
- profundidade da lâmina d'água 102
- progradação 310
- progradação com regressão forçada 311
- progradação com regressão normal 310
- pulso sísmico 60
- punctuated aggradational cycles* 17

Q

- querogênio 262
- querogênio do tipo I 265
- querogênio do tipo II 265
- querogênio do tipo III 265
- quitinozoários 156

R

- radiolários 153
- reflexões subcríticas 50
- reflexões supercríticas 50
- refrações críticas 50
- regional surfaces* 372
- resolução 60
- resolução sísmica horizontal 61

resolução sísmica vertical 61
 retrogradação 312
 ruídos coerentes 54
 ruídos incoerentes 54

S

seção sísmica bruta 58
 seção sísmica não-migrada 58
 seção sísmica *zero-offset* 58
 seções condensadas 118, 324
sedimentary budget 377
 seqüência 9, 119
 seqüência deposicional 13, 76
 seqüência do tipo 1 125
 seqüência do tipo 2 125
 seqüência estratigráfica 10
 seqüência genética 14
 seqüência sísmica 76
shallowing upward 332
shelf margin system tract 125
shingled 84
shingled turbidites 319
shoreline 111, 306
shoreface 307
 silicoflagelados 153
 SIM 118, 322
single story 365, 367
 sistemas 12, 16
 sísmica de refração rasa 57
 sismo-estratigrafia 13
 sistema deposicional 119
 sistemas estabilizados (eólico) 380
 sistemas secos (eólico) 380
 sistemas úmidos (eólico) 380
softgrounds 242
soupgrounds 242
split-spread 51
starved basin 324
stratigraphic base level 344
subaereal accommodation 344
 suíte de traços fósseis 227
super bounding surfaces 372
super surfaces 372

superciclo 15
 superfície de *downlap* 76, 118
 superfície de equilíbrio 344
 superfície de expansão 367
 superfície de inundação máxima 118, 322
 superfície deposicional (eólico) 378
 superfície transgressiva 130
 superfícies cronoestratigráficas 137
 superfícies de 1^a ordem 371
 superfícies de 2^a ordem 371
 superfícies de 3^a ordem 371
 superfícies de afogamento 393
 superfícies de inundação 356, 393
 superfícies de inundação máxima 14
 superfícies de ravinamento por onda 320
 Superfícies de Stokes 370
 superfícies deposicionais 309
 superfícies erosionais 393
 superfícies estratais 75
 superfícies limitantes 370
 superseqüência 15
 supersuperfícies 372
 suprimento sedimentar 309

T

taxa de acomodação 100
 taxa de subsidência 105
 taxa de variação eustática 105
 taxa de variação relativa do nível do mar 105
tectonic hinge point 105
 tempo de interseção 52
thick bed 63
thin bed 63
tiering 232
 tipos de substratos 242
toplal 78
toplal costeiro 95
transgressive lags 320
transgressive surface 129
transgressive system tract 125
 transicional (trato de sistemas) 363
 trato de alta taxa de acomodação 367

- trato de baixa taxa de acomodação 367
trato de sistema de mar baixo final 317
trato de sistema de mar baixo inicial 316
trato de sistemas de mar alto 125, 127, 322
trato de sistemas de mar baixo 125, 128, 316
trato de sistemas de margem de plataforma 125, 131, 323
trato de sistemas transgressivos 125, 129, 320
trato de sistemas 119
tratos de sistemas lacustres 350
truncamento 79
truncamento aparente 80
tuning 64

U

- ultimate base level* 344
unconformity-bounded stratigraphic unit 15
unidade cronoestratigráfica 170
unidade de Bubnoff 35
unidades aloestratigráficas 16

V

- vales incisos 314
variação relativa do nível do mar 100
varve 31

W

- wave ravinement surface* 320
wavelet 60
woodgrounds 242

X

Y

Z

- ZBV 57
zona 158
zona de condensação 324
zona de expansão 367
Zona de Fresnel 66
zona de intervalo 160
zona de polaridade magnética 183
zona fótica 142
zonas de baixa velocidade 57
zoneamento 159

A Estratigrafia de Seqüências provocou uma revolução na geologia sedimentar, mas são raras as publicações em português que tratam do tema. Este livro pretende preencher parte desta lacuna, com uma abordagem conceitualmente ampla, além de aprofundar em áreas específicas, como micropaleontologia, icnologia, petrografia orgânica, depósitos costeiros, marinhos e continentais e jazidas de carvão. Trata-se, portanto, de um compêndio indispensável àqueles que já atuam ou desejam se especializar na Estratigrafia, em especial no que se refere à geologia do petróleo.

ISBN 85-7431-072-7



9 788574 310725