

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ARGILOMINERAIS E OSTRACODES DA
FORMAÇÃO ALAGAMAR (CRETÁCIO
INFERIOR), BACIA POTIGUAR, NE – BRASIL:
PALEOAMBIENTE E INDICADORES TÉRMICOS**

Marcos José Michelli

Orientador: **Prof. Dr. João Carlos Coimbra**

Co-orientador: **Prof. Dr. Dermeval Aparecido do Carmo**

Banca examinadora: **Prof. Dr. Eduardo Musacchio
Prof. Dra. Marisa T. Garcia de Oliveira
Prof. Dr. Norberto Dani**

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito para obtenção do Título
de Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2003

*À Mirian,
Meu irmão Maurício,
meus pais, Marilene e Adelino,
e avós, Rosina e Francisco*

Agradecimentos

Aos Profs. Dr. João Carlos Coimbra e Dermeval Aparecido do Carmo pela prestigiosa orientação desta dissertação.

À Prof. Dra. Edi Mendes Guimarães e bolsistas, futuros geólogos, pelo apoio operacional e profícuas discussões no Laboratório de Difractometria de raios-X, do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

Aos professores e colaboradores do Programa de Geologia do Petróleo do Convênio UFRGS/ANP, com especial agradecimento ao Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros pelo exemplo de conduta profissional.

Aos colegas de pós-graduação e técnicos administrativos do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, tanto pelo auxílio técnico quanto pela amizade.

Aos colegas da Engepetro – Engenharia e Geologia de Petróleo – pelo apoio logístico nos últimos meses.

Ao micropaleontólogo Cristianini Trescastro Bergue pelas correções de última hora e chamarreadas no inesquecível Sinuelo do Cretáceo, este mui parecido com a República Rio-grandense nos seus derradeiros anos, sem sede definida, mas sempre mui receptiva e valorosa.

Ao geólogo Rogério Roque Rubert pelos convites às saídas de campo paleontológicas no interior do estado e o convívio ao longo do curso de pós.

À geóloga Mirian C. O. da Costa pelo companheirismo, ternura e paciência em todos os momentos universitários e fora deles, desde a graduação passando pela elaboração deste trabalho até muitos outros que virão.

Resumo

A Formação Alagamar corresponde ao estágio transicional na evolução tectono-sedimentar da bacia Potiguar, representada inicialmente por um ambiente flúvio-deltaico passando a lagunar restrito com indícios de influência marinha.

Os resultados obtidos nas análises por DRX, a partir das frações $> 2 \mu\text{m}$ e $< 2 \mu\text{m}$, demonstram variações na composição mineralógica ao longo das perfurações analisadas. A principal característica é a forte contribuição de minerais detríticos na fração $>2 \mu\text{m}$ e a predominância de argilominerais na fração $<2 \mu\text{m}$ representados por esmectita, ilita, caulinita, clorita, sepiolita e interestratificados de ilita/esmectita (I/E) e clorita/esmectita (C/E).

As carapaças de ostracodes identificadas correspondem a espécies não-marinhas de três famílias mais comuns no Cretáceo: Cyprididae, Limnocytheridae e Darwinulidae. A avaliação estatística da composição ontogenética das espécies fósseis, tornou-se útil neste trabalho para estimar os níveis de energia do paleoambiente deposicional.

As associações de argilominerais e ostracodes, caracterizadas ao longo dos cilindros de sondagens estudados na Formação Alagamar, sugerem a variação dos ambientes deposicionais a partir de um ambiente lacustre e de clima árido. Ainda a passagem por uma fase transgressiva com o aumento da salinidade, condições de fundo redutoras e margens subaquosas, ocasionam exposições subaéreas intermitentes, culminando no topo com um período mais úmido e condições de águas salinas.

O rico conteúdo em esmectita assemelha os depósitos da Formação Alagamar aos depósitos neaptianos, os quais estão associados a condições climáticas com tendência à aridez. Sugere, ainda, morfologia pouco acidentada e drenagem reduzida ao redor de um paleolago restrito, o que favorece o desenvolvimento de solos do tipo vertissolo, fonte principal da esmectita da área. Os teores baixos de ilita e caulinita são, em grande parte, do resultado de erosão reduzida, atribuído ao relevo pouco acidentado da área.

A associação dos argilominerais ilita, esmectita e interestratificados não ordenados indica condições rasas de soterramento e baixas temperaturas de diagênese nas amostras da base da perfuração RN6, alto de Macau. Ainda, a coloração apresentada pelas carapaças de ostracodes, entre o amarelo-laranja muito claro (2,5 Y 8/4) e amarelo amarronado (10 YR 6/6), sugerem níveis imaturos quanto à maturação da matéria orgânica.

Na perfuração RN9, próxima a falha de Ubarana, condições de maturação da matéria orgânica são indicadas pelas cores cinza muito preto (5 Y 3/1) a preto (5 Y 2,5/1) apresentadas pelas carapaças de *Candona* sp.1, originalmente de cor branca (5 YR S/1 a 10 YR 8/1). As intensidades e a forma dos picos da ilita e da caulinita, a ausência de interestratificados e de argilominerais expansivos indicam condições de diagênese mais intensas que na perfuração RN6.

Associações de argilominerais identificadas em análises de difração de raios-X e mudanças na coloração das carapaças de ostracodes sugerem a utilização destes constituintes como indicadores térmicos (geotermômetros) da maturação da matéria orgânica presente em rochas geradoras de hidrocarbonetos.

Palavras chaves: Formação Alagamar, argilominerais, ostracodes, geotermômetros, bacia Potiguar.

Abstract

The Alagamar Formation corresponds to a transitional stage into the sedimentary and tectonic evolution of Potiguar basin, which is represented by a fluvial-deltaic environment and evolved upward to a closed lacustrine containing some evidences of marine contribution.

DRX analysis, both in $>2\ \mu\text{m}$ and $<2\ \mu\text{m}$ fractions size, showed variations in the mineralogical composition along of the cores. The main characteristic is the strong contribution of detrital minerals in $>2\ \mu\text{m}$ fraction and the clay minerals in the $<2\ \mu\text{m}$, these represented by smectite, illite, kaolinite, chlorite, sepiolite, and illite/smectite (I/S) and chlorite/smectite (C/S) mixed layer.

The carapaces identified correspond to non-marine species of the most common ostracod families of Cretaceous: Cyprididae, Lymnocytheridae and Darwinullidae. The statistical analysis of the assemblages was important in order to assess the depositional paleoenvironment energy.

Clay minerals and ostracods associations found along of the cores in Alagamar Formation suggest a depositional environment changing from a lacustrine and arid to a transgressive period with salinity increasing, non-oxidative bottom conditions and sub aerial banks. That process caused an alternation of expositions with a wet period and high salinity conditions in the end.

The smectite content turned the Alagamar Formation deposits similar to Neoptinian ones which are related to arid climatic conditions. The morphology suggests also an ancient lake propitious to the vertisols development, which is the main source of smectite. The weak erosion caused by the kind of relief is the responsible by the small quantity of that mineral.

Shallow burial is related to the irregular mixed layer association of clay minerals as well as the low diagenetic temperatures in the RN6 core base. Besides, the carapace colors, ranging from yellowish-orange very white (2,5 Y 8/4) to brownish-yellow (10 YR 6/6), suggest immature organic matter levels.

In the RN9 core, near to Ubarana fault, conditions of organic matter maturation show colors ranging from gray very black (5 Y 3/1) to black (5 YR S/1 a 10 YR 8/1) in *Candona* sp.1 carapaces. The intensity and shape of the peak of illite and kaolinite and the absence of the mixed layer and expansive clay minerals are related to a more intensive diagenetic condition than in RN6 core.

Clay minerals associations identified by means of X-ray diffraction and carapace colors change of ostracods, allow the use of that data as a thermal indicator of organic matter maturation in hydrocarbon source rocks.

Keywords: Alagamar Formation, clay minerals, ostracods, geothermometer, Potiguar basin.

Sumário

Lista de Figuras	v
Lista de Tabelas	vii
I. Introdução	1
1. Considerações iniciais e objetivos	1
2. Bacia Potiguar	2
3. Formação Alagamar	4
II. Material e Métodos	8
1. Material	8
2. Metodologia	13
2.1. Argilominerais	13
2.2. Ostracodes	15
III. Conceitos Teóricos	18
1. Estratigrafia de Sequências	18
1.1. Histórico.....	18
1.2. Princípios básicos.....	19
2. Argilominerais	28
2.1. Definição e composição	28
2.2. Origem e ocorrência dos argilominerais	32
2.3. Interpretações ambientais com argilominerais.....	36
2.4. Diagênese de argilominerais	37
3. Ostracodes	40
3.1. Considerações tafonômicas.....	40
3.2. Colorimetria	44
IV. Argilominerais e Ostracodes da Formação Alagamar	46
1. Identificação dos argilominerais	46
2. Resultados obtidos nas análises por DRX.....	49
2.1 Fração >2 μm	49
2.2 Fração <2 μm	53
3. Discussão dos resultados de argilominerais	65
4. Estrutura populacional dos ostracodes	70
5. Discussão dos resultados de ostracodes	75
6. Fossildiagênese	79
V. Paleoambiente da Formação Alagamar	84
VI. Considerações Finais	90
VII. Referências Bibliográficas	92

Lista de Figuras

FIGURA 1. Mapa de localização da bacia Potiguar (modificado de Vasconcelos, 1995)	1
FIGURA 2. Arcabouço estrutural da bacia Potiguar (modificado de Vasconcelos, 1995).....	3
FIGURA 3. Carta Estratigráfica da bacia Potiguar (Fonte: Petrobras).....	5
FIGURA 4. Mapa de localização dos poços estudados (modificado de Vasconcelos, 1995).....	8
FIGURA 5. Perfil litológico e amostragem da perfuração RN6.....	9
FIGURA 6. Perfis litológicos e amostragem das perfurações RN8 e RN9.....	10
FIGURA 7: Divisões da tafonomia e suas relações com os eventos responsáveis pelas concentrações fossilíferas (segundo Simões & Holz, 2000).....	17
FIGURA 8. Modelo generalizado de sequência deposicional para sedimentos siliciclásticos (modificado de Haq <i>et al.</i> , 1987)	22
FIGURA 9. Modelo de sequência estratigráfica para uma bacia carbonática-evaporítica sujeita a um isolamento incompleto em relação ao oceano adjacente (segundo Tucker, 1991)	26
FIGURA 10. Modelo de sequência estratigráfica para uma bacia carbonática-evaporítica sujeita a um isolamento completo em relação ao oceano adjacente (segundo Tucker, 1991)	27
FIGURA 11. Camadas tipo 1:1 (modificado de Moore & Reynolds, 1997)	29
FIGURA 12. a) Camadas tipo 2:1 com carga zero; b) Camadas do tipo 2:1 com cátion intercamada (modificado de Moore & Reynolds, 1997).....	30
FIGURA 13. As várias origens dos argilominerais nos ambientes sedimentares e as informações que podem ser obtidas a partir deles (modificado de Hillier, 1995).....	33
FIGURA 14. Tipos e quantidades de argilominerais comumente encontrados em depósitos marinhos e continentais (modificado de Weaver, 1958).....	33
FIGURA 15. Histogramas das razões A/J, segundo Browsers (1988).....	41
FIGURA 16. Histogramas das biocenoses e tanatocenoses relacionadas à energia do ambiente (segundo Whatley 1983a, b; 1988).....	43
FIGURA 17. Sequência de alteração das cores em carapaças de ostracodes (segundo Ainsworth <i>et al.</i> , 1990)	45
FIGURA 18. Difratomogramas fração >2 µm do poço RN6 a) Membro Galinhos; b) CPT; c) Membro Upanema	51
FIGURA 19. Difrátograma fração >2 µm - Poço RN8 – CPT.....	52
FIGURA 20. Difrátograma fração >2 µm - Poço RN9 – Membro Upanema.....	53
FIGURA 21a. Difratomogramas fração >2µm e <2µm – Poço RN6 – Membro Galinhos.....	56
FIGURA 21b. Difratomogramas fração >2µm e <2µm – Poço RN6 – Membro Galinhos	57
FIGURA 22a. Difratomogramas fração >2µm e <2µm – Poço RN6 – CPT	58
FIGURA 22b. Difratomogramas fração >2µm e <2µm – Poço RN6 – CPT	59
FIGURA 23a. Difratomogramas fração >2µm e <2µm – Poço RN6 – Membro Upanema.....	60
FIGURA 23b. Difratomogramas fração >2µm e <2µm – Poço RN6 – Membro Upanema	61

FIGURA 24a. Difratoformas fração >2 μ m e <2 μ m – Poço RN8 – CPT	62
FIGURA 24b. Difratoformas fração >2 μ m e <2 μ m – Poço RN8 – CPT	63
FIGURA 25. Difratoformas fração >2 μ m e <2 μ m – Poço RN9 – Membro Upanema.....	64
FIGURA 26. Difratoforma da amostra RN6-14, num quase ordenamento do interestratificado de clorita/esmectita (C/E).....	69
FIGURA 27. Reflexões 060 para a determinação do caráter di- ou trioctaédrico	69
FIGURA 28. Associações de ostracodes de vida e morte e níveis de energia dos paleoambientes deposicionais do poço RN6.....	76
FIGURA 29. Associações de ostracodes de vida e morte e níveis de energia dos paleoambientes deposicionais das perfurações RN8 e RN9	77
FIGURA 30a, b. Lâminas petrográficas com as diferentes intensidades de compactação	81
FIGURA 31. Amostra RN6-13 – 1.274,33 m.....	81
FIGURA 32. Amostra RN9-02 – 2.434,60 m.....	81
FIGURA 33. Coloração das carapaças dos ostracodes e comparação com a tabela de Ainsworth <i>et al.</i> (1990).....	83
FIGURA 34. Blocos diagramas do sistema flúvio-deltaico-lacustrino em períodos de clima mais seco e mais úmido.	86

Lista de Tabelas

TABELA 1. Zoneamentos do Andar Alagoas (modificado de Regalli & Gonzaga, 1985).....	7
TABELA 2. Perfuração RN6.....	11
TABELA 3. Perfuração RN8.....	12
TABELA 4. Perfuração RN9.....	12
TABELA 5. Amostras preparadas para lâminas e a utilização de pirofosfato de sódio.....	14
TABELA 6. Reflexões características 00l dos principais argilominerais platiformes simples (dados de Brown, 1961).....	47
TABELA 7. Reflexões características hkl dos argilominerais fibrosos paligorsquita e sepiolita (dados de Brown, 1961).....	47
TABELA 8. Distâncias interplanares dos argilominerais simples em função dos tratamentos aplicados. (Dados de Alves, 1990).....	48
TABELA 9. Distâncias interplanares dos argilominerais interestratificados em função dos tratamentos aplicados (dados de Alves, 1990 e Moore e Reynolds, 1997).....	48
TABELA 10. Espécies de ostracodes identificadas.....	70
TABELA 11. Ocorrência e razão adultos/juvenis das espécies na perfuração RN6, alto de Macau.....	71
TABELA 12. Ocorrência e razão adultos/juvenis das espécies na perfuração RN8, alto de Mossoró.....	72
TABELA 13. Ocorrência e razão adultos/juvenis das espécies na perfuração RN9, falha de Ubarana.....	72
TABELA 14. Relação entre as dimensões das espécies na amostra RN6-10.....	73
TABELA 15. Relação entre as dimensões das espécies na amostra RN6-12.....	74
TABELA 16. Relação entre as dimensões das espécies na amostra RN6-14.....	74
TABELA 17. Relação entre as dimensões das espécies na amostra RN6-04.....	74
TABELA 18. Relação entre as dimensões das espécies na amostra RN8-04.....	74

I. Introdução

1. Considerações iniciais e objetivos

A bacia Potiguar, situada no nordeste brasileiro, abrange mais precisamente o norte do estado do Rio Grande do Norte e o nordeste do Estado do Ceará, entre os paralelos $4^{\circ}50'S$ e $5^{\circ}40'S$ e os meridianos $35^{\circ}0'W$ e $38^{\circ}30'W$, com uma área aproximada de 48.000 km^2 na porção emersa e 26.500 km^2 na submersa. Seus limites são o alto de Fortaleza a oeste, o embasamento cristalino a sul, sudoeste e noroeste, e a isóbata de 200 m a norte, nordeste e leste (Fig. 1).

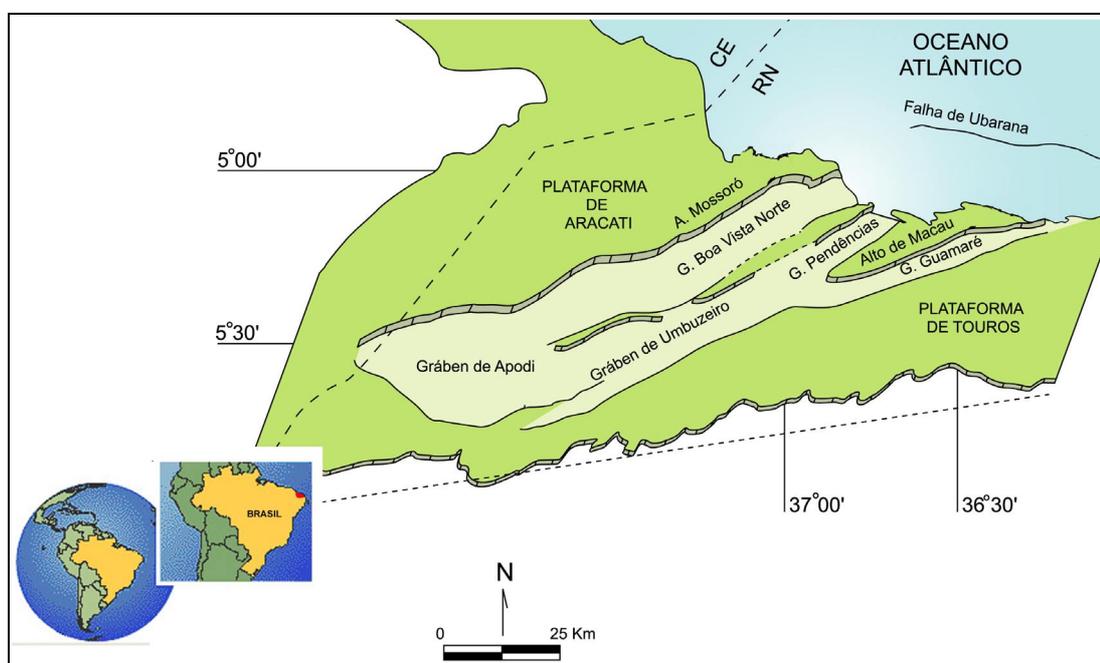


FIGURA 1. Mapa de localização da bacia Potiguar (modificado de Vasconcelos, 1995)

A exploração do petróleo da bacia Potiguar teve início em 1956 com as primeiras perfurações em terra. Em 1973, foi descoberto o campo de Ubarana, na plataforma continental, este com gerador e reservatório nos sedimentos da Formação Alagamar. A partir da descoberta de uma acumulação petrolífera na localidade de Mossoró no ano de 1979, ocorreu uma retomada da atividade exploratória na parte emersa da bacia, paralisada havia anos. Devido ao aumento no número de perfurações, novas acumulações foram descobertas, e na maioria foi relacionada a geradores nos folhelhos da Formação Alagamar.

O ambiente deposicional desta formação, reconhecido gerador de petróleo, tem sido alvo de polêmicas interpretações oriundas de dados paleontológicos e geoquímicos. Estudos paleontológicos indicam tratar-se de paleoambiente continental aquático, ora hipohalino e, mais raramente, costeiro com alternância de condições hipohalinas até hipersalinas, tendo, neste último caso, influência marinha. Por outro lado, com base em dados geoquímicos tem sido inferido um paleoambiente marinho hipersalino.

Propõe-se nesta dissertação contribuir para o entendimento dos ambientes deposicionais responsáveis pelo preenchimento da bacia Potiguar, a partir das associações de argilominerais identificadas em análises de difração de raios-X, e da análise da estrutura populacional das espécies de ostracodes através do caráter alóctone ou autóctone das associações fósseis.

Secundariamente, a análise dos efeitos da diagênese nos argilominerais e carapaças de ostracodes, foram desenvolvidas para verificar a possibilidade da utilização destes constituintes como indicadores térmicos na maturação da matéria orgânica presente nas rochas da Formação Alagamar.

2. Bacia Potiguar

O conhecimento geológico da bacia Potiguar foi realizado em três fases distintas, com início em meados do século XIX. A primeira fase, com citações esporádicas que versavam basicamente sobre a fauna fóssil e a potencialidade aquífera; a segunda de reconhecimento, com os primeiros mapeamentos e propostas de organização estratigráfica; e a terceira, que consolidou o conhecimento atual através de pesquisa geológica sistemática.

O arcabouço tectônico da bacia é composto na porção emersa por três principais meio-grábens assimétricos: Umbuzeiro, Boa Vista e Guamaré, alongados na direção NE e basculados para SE, estes separados por altos do embasamento: alto de Macau e serra do Carmo/Quixaba (Bertani *et al.*, 1990) (Fig. 2). Na porção submersa, a bacia possui meio-grábens com direção NW, basculados para SW (Bertani *et al.*, 1990). A evolução tectono-estratigráfica foi proposta por Françolin & Szatmari (1987) através de um modelo genético a partir de movimentos de rotação e separação entre as placas Sul-americana e Africana, neste contexto foram reativadas falhas do embasamento em resposta a conjugação de esforços de compressão E-W e de distensão N-S, gerando os grandes falhamentos eocretáceos de direção NE-SW.

A interação tectono-sedimentar está expressa em três estágios tectônicos: rifte, transicional e oceânico, associados a três megassequências deposicionais: continental, transicional e marinha (Souza, 1982).

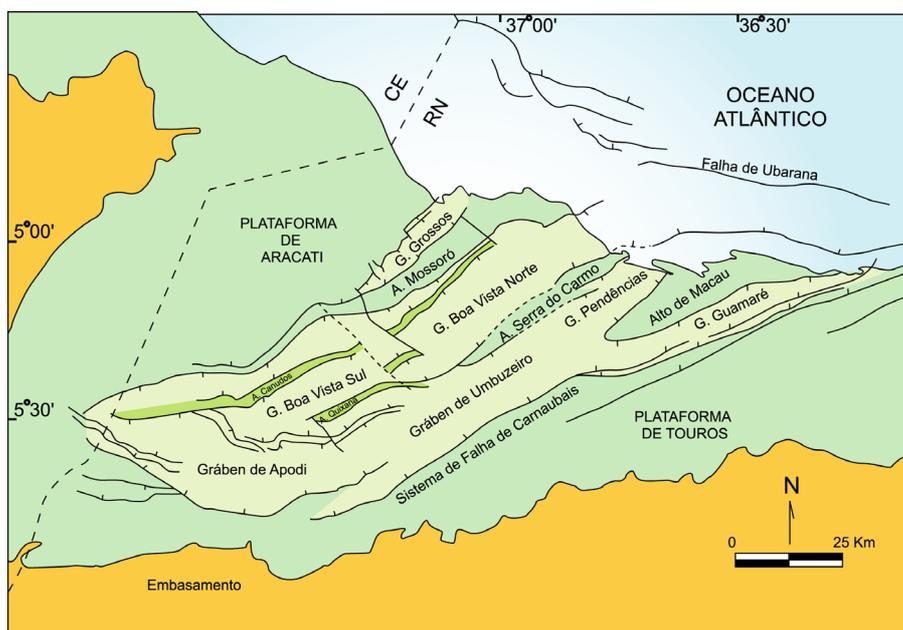


FIGURA 2. Arcabouço estrutural da bacia Potiguar (modificado de Vasconcelos, 1995)

A megassequência continental está representada na base pela Formação Pendência (Souza, 1982) representada por uma espessa sucessão de folhelhos lacustrinos e turbidíticos a partir de deltas progradacionais (Bertani *et al.*, 1990). Em

seguida ocorre a deposição de sedimentos de leques aluviais coalescentes, sedimentos flúvio-deltaicos com pelitos lacustres e turbiditos da Formação Pescada.

O estágio transicional compreende inicialmente uma deposição em ambiente flúvio-deltaico, passando a lagunar restrito com a deposição de folhelhos e carbonatos com influência marinha, caracterizado por Souza (1982) como Formação Alagamar.

O estágio marinho é representado por duas sequências, uma transgressiva constituída por folhelhos e carbonatos de plataforma recobertos por arenitos fluviais de um sistema de plataforma, e outra regressiva representada por fácies progradacionais siliciclásticas proximais, carbonatos de plataforma e folhelhos marinhos.

A carta estratigráfica apresentada neste trabalho (Fig. 3), corresponde a incrementos proporcionados pela atividade exploratória a partir da carta proposta e divulgada no meio geológico por Souza (1982). As unidades litoestratigráficas são reunidas conforme suas características litológicas e posição estratigráfica, nas sequências deposicionais descritas acima. Os Grupos abrangem os distintos contextos tectono-sedimentares do Cretáceo ao Terciário.

Regalli & Gonzaga (1985) realizaram o mais completo e abrangente trabalho bioestratigráfico realizado na bacia Potiguar, definindo palinozonas num zoneamento com 10 superzonas e 22 zonas de amplitude superior, abrangendo o intervalo compreendido entre o Andar Rio da Serra e o Mioceno.

3. Formação Alagamar

A Formação Alagamar representa a deposição sedimentar numa fase de quiescência tectônica, onde ocorre o extravasamento dos limites originais do rifte, cobrindo os altos internos e as bordas da plataforma.

A litoestratigrafia da seção é composta na base, Membro Upanema, por intercalações de arenitos, calcilitos e folhelhos depositados em ambiente flúvio-deltaico-lacustre. Os arenitos são grossos a médios, passando a finos a muito finos para o topo da seção, com intercalações de folhelhos a siltitos. Esta granodecrescência para o topo denota a progressiva diminuição do aporte de terrígenos, o que representa o caráter transgressivo desta etapa de preenchimento.

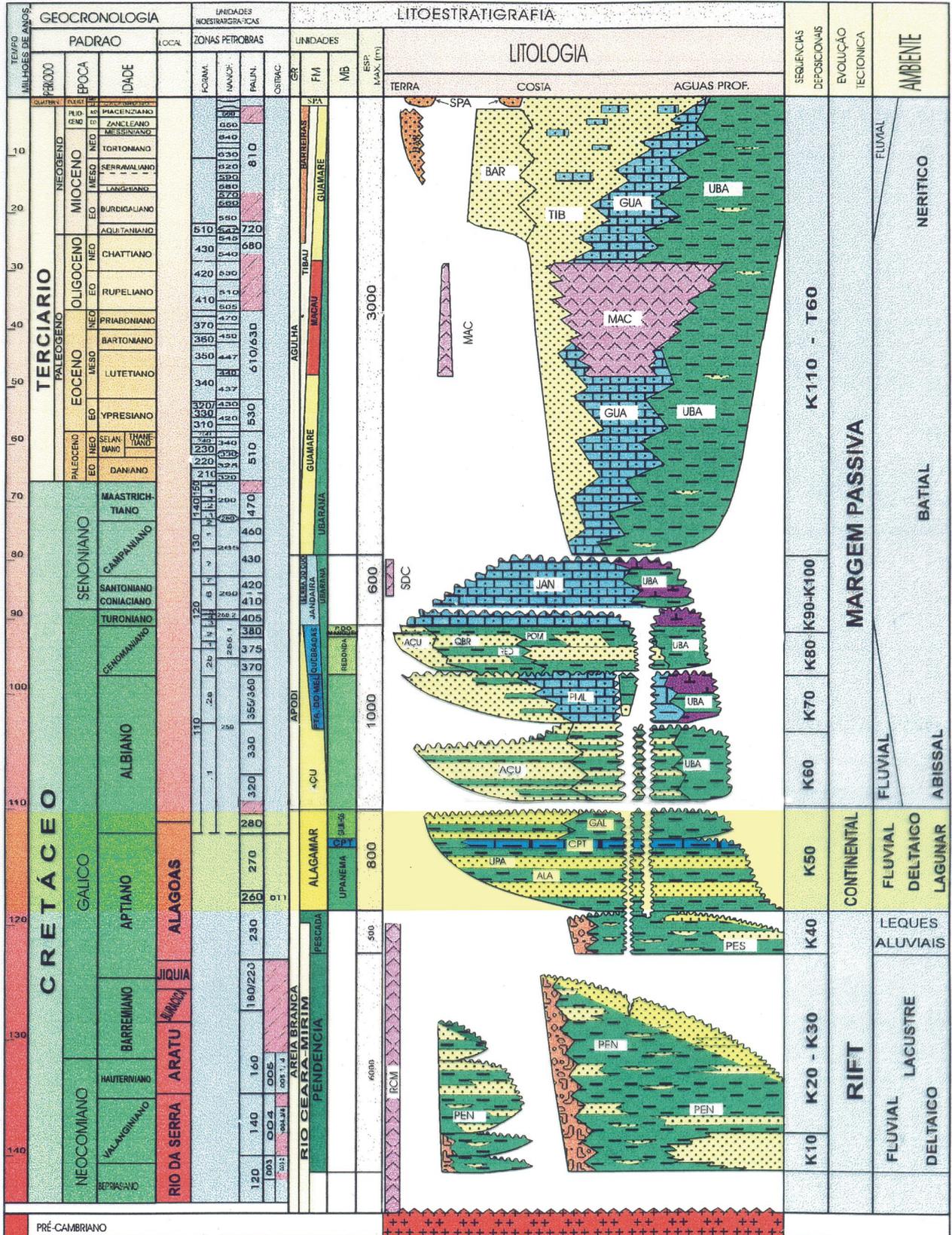


FIGURA 3. Carta Estratigráfica da bacia Potiguar (Fonte: Petrobras)

A seção superior, Membro Galinhos, consiste de folhelhos cinza escuros a pretos e carbonosos, com delgadas intercalações de calcarenitos, calcilitos e arenitos. A máxima profundidade e amplitude alcançada pela transgressão no Aptiano são representadas pelos, denominado informalmente, Folhelhos Galinhos, sobreposto as CTP. Os arenitos, no topo, representam progradações deltaicas numa fase regressiva.

A bioestratigrafia do Cretáceo Inferior não-marinho da bacia Potiguar, assim como das outras bacias cronocorrelatas brasileiras, é baseada em ostracodes e palinórfos. Estes grupos de microfósseis definem o biozoneamento utilizado em correlações bioestratigráficas no Brasil e, como demonstrado por Regalli & Viana (1989), com alguma possibilidade de correlação na escala internacional, ainda não plenamente estabelecida.

Na Formação Alagamar a bioestratigrafia foi definida por Regalli & Gonzaga (1985) através da análise de palinórfos, posicionando-a no Andar Alagoas. Foram caracterizados à seção cinco biozonas agrupadas na Superzona *Exesipollenites tumulus* – P200: *Clavatipollenites crisopolensis* – P230, *Foveotriletes* sp., - P250, *Inaperturopollenites turbatus* – P260, *Sergipea varriverrucata* – P270 e *Caytonipollenites?* sp. 1 – P280 (Tab. 1). Os palinórfos das zonas P230/P260 registram o início da sedimentação do Andar Alagoas, referentes a ambientes flúvio-lacustres com pouca atividade tectônica. Após, num período de quiescência tectônica, os limites da bacia são ampliados com a deposição de sedimentos continentais correspondentes à zona P270 – *Sergipea varriverrucata*.

A biozona NRT011 apresenta uma grande abundância e diversidade de ostracodes não-marinhos atribuídos interrogativamente ao gênero *Cytheridea*. Mas, devido a sua pobre distribuição vertical, não possui zoneamento estratigráfico seguro. Além disso, esta biozona caracteriza-se por um comportamento diacrônico em função da influência das modificações ambientais ocorridas nesse tempo (Arai *et al.*, 1989).

Do Carmo (1998) identificou a ocorrência de foraminíferos aglutinantes, com tamanho anômalo, em amostras de testemunhos das CPT e Membro Galinhos. A alternância dessa ocorrência com ostracodes não-marinhos, caracteriza a influência

II. Material e Métodos

1. Material

A realização do presente estudo contou com 22 amostras selecionadas a partir de amostras de três perfurações, localizadas no alto de Macau, alto de Mossoró e falha de Ubarana (Fig. 4).

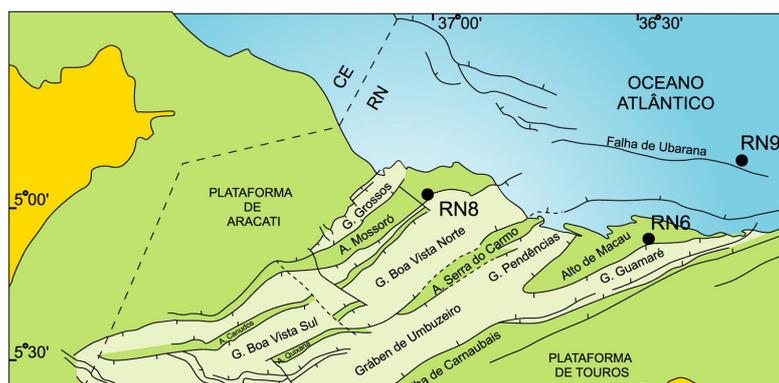


FIGURA 4. Mapa de localização dos poços estudados (modificado de Vasconcelos, 1995).

A escolha das amostras foi definida de acordo com a abundância em argilominerais e ostracodes, conforme informações contidas em Do Carmo (1998).

As figuras 5 e 6 relacionam o posicionamento das amostras e lâminas petrográficas ao longo das perfurações e o posicionamento estratigráfico dos níveis amostrados.

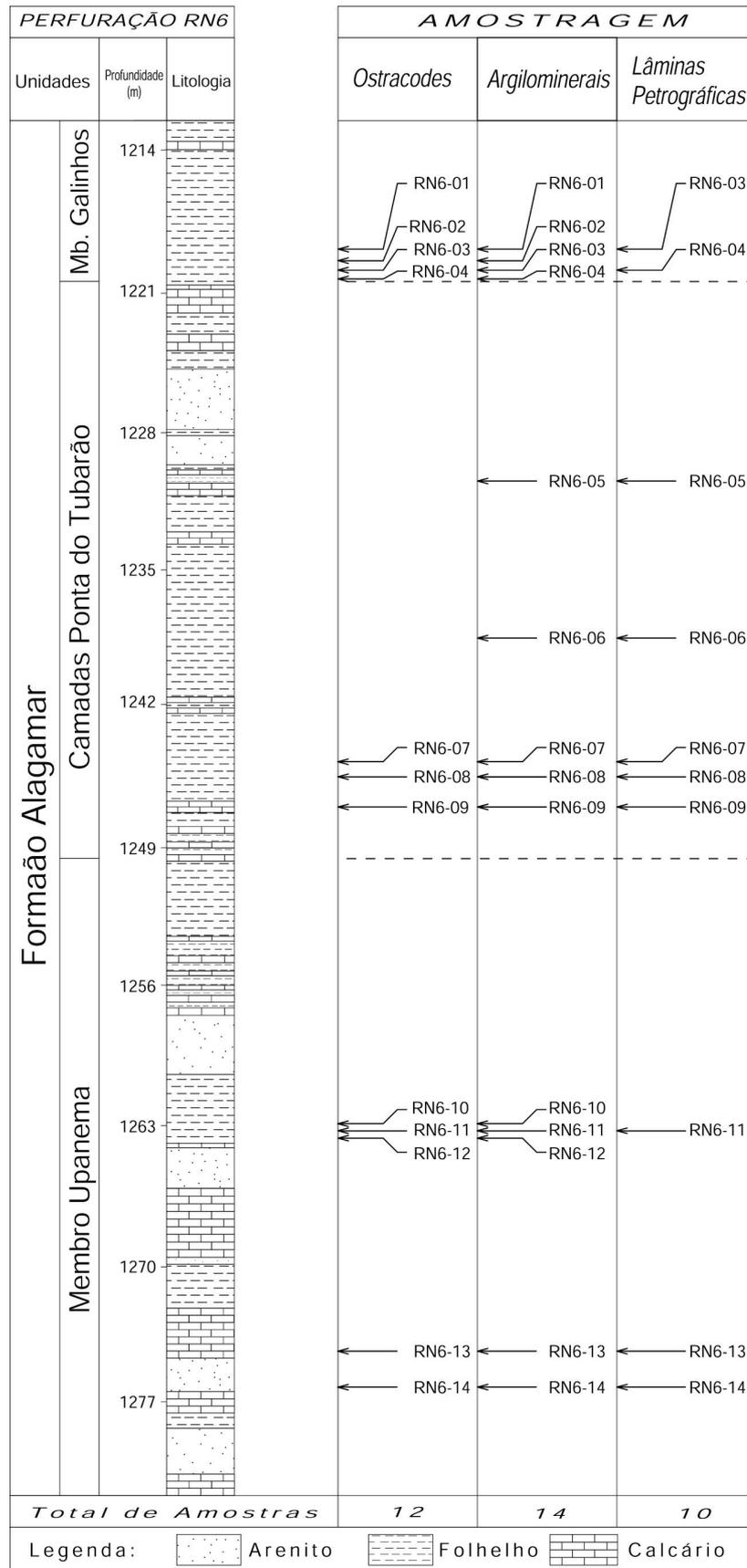


FIGURA 5. Perfil litológico e amostragem da perfuração RN6

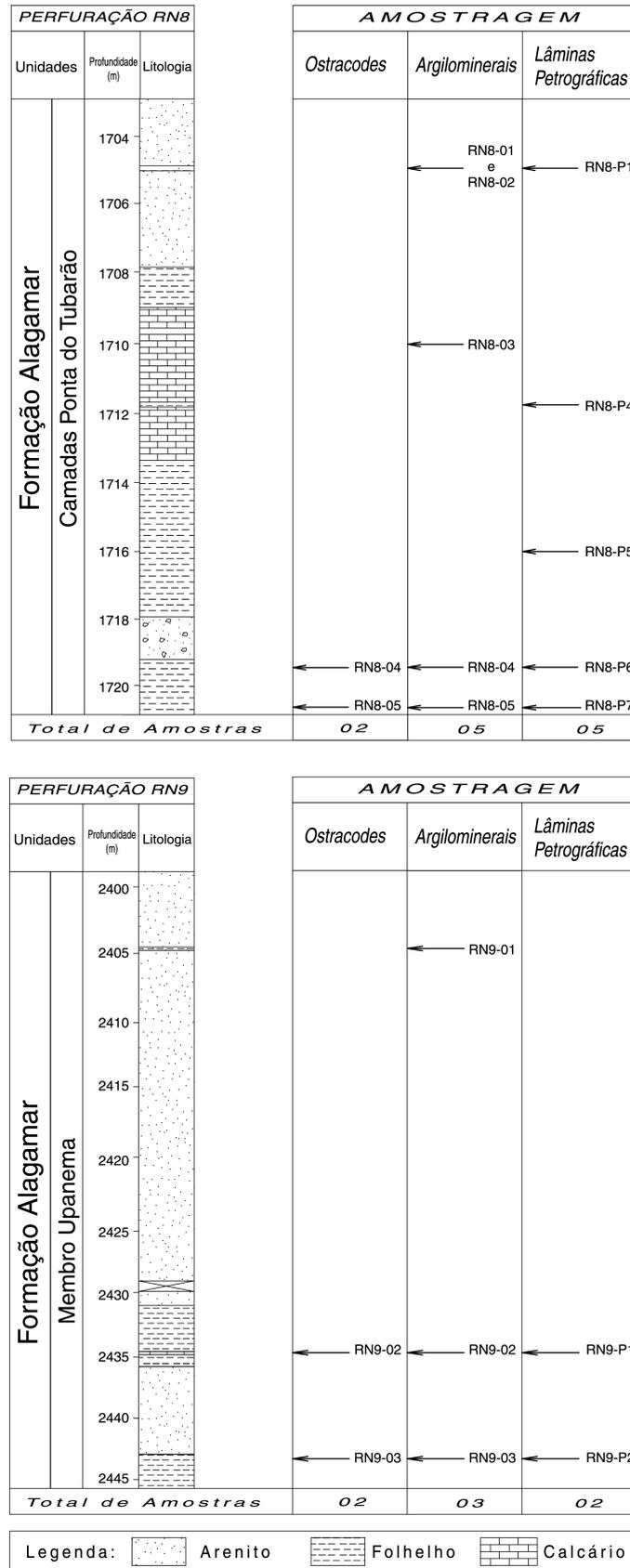


FIGURA 6. Perfis litológicos e amostragem das perfurações RN8 e RN9

As amostras selecionadas foram descritas macroscopicamente quanto a composição e texturas sedimentares, para uma análise qualitativa dos litotipos da Formação Alagamar (Tab. 2, 3 e 4). Lâminas petrográficas foram confeccionadas em determinadas posições com o intuito de auxiliar nas interpretações.

TABELA 2. Perfuração RN6

Profundidade (m)	Nº das Amostras Argilominerais e Petrografia	Descrição do Litotipo	Mb.
1.219,50	RN6-01	Ostracodito laminado cinza claro, carapaças dispostas paralelamente a laminação. Níveis de concreções calcárias e fitoclastos.	Galinhos
1.220,40	RN6-02	Ostracodito laminado cinza escuro, carapaças dispostas paralelamente a laminação. Níveis com intensa cimentação calcítica.	
1.220,46	RN6-03	Folhelho preto betuminoso, carapaças dispostas paralelamente a laminação. Níveis de concreções calcárias.	
1.220,50	RN6-04	Folhelho cinza escuro. Sulfatos e ostracodes dispostos na laminação.	
1.231,00	RN6-05	Folhelho preto, micas e fitoclastos.	Camadas Ponta do Tubarão
1.238,80	RN6-06	Folhelho cinza escuro, micas e fitoclastos.	
1.245,00	RN6-07	Calcilitito laminado cinza claro. Intercalações de lâminas microbiais, nódulos e concreções carbonáticas e níveis betuminosos.	
1.245,80	RN6-08	Calcilitito cinza claro constituído de pisólitos zonados, ostracodes e níveis betuminosos.	
1.247,42	RN6-09	Calcilitito laminado cinza escuro, micas, fitoclastos, fragmentos de ostracodes e betume.	
1.263,00	RN6-10	Calcilitito cinza escuro, ostracodes e micas.	Upanema
1.263,15	RN6-11	Calcilitito cinza claro, ostracodes, micas e fitoclastos.	
1.263,60	RN6-12	Folhelho preto físsil, ostracodes e fitoclastos.	
1.274,33	RN6-13	Calcilitito laminado a <i>bird eyes</i> cor creme, ostracodes.	
1.276,30	RN6-14	Calcilitito laminado cinza claro, micas, ostracodes, fitoclastos e conchostráceos.	

TABELA 3. Perfuração RN8

Profundidade (m)	N ^o das Amostras		Descrição do Litotipo	Mb.
	Argilominerais	Petrografia		
1.705,00	RN8-01	RN8-P1	Folhelho preto.	Camadas Ponta do Tubarão
1.705,00	RN8-02	-----	Folhelho preto.	
1.710,10	RN8-03	RN8-P3	Folhelho cinza amarronado, quartzoso e fitoclastos.	
1.711,80	-----	RN8-P4	Folhelho cinza escuro, micas, fitoclastos. Esteira microbial.	
1.716,00	-----	RN8-P5	Folhelho cinza escuro- esverdeado, betuminoso.	
1.719,40	RN8-04	RN8-P6	Arenito muito fino cinza escuro, ostracodes e micas.	
1.720,67	RN8-05	RN8-P7	Folhelho carbonático cinza esverdeado, micas, ostracodes e fitoclastos.	

TABELA 4. Perfuração RN9

Profundidade (m)	N ^o das Amostras		Descrição do Litotipo	Mb.
	Argilominerais	Petrografia		
2.404,55	RN9-01	-----	Folhelho cinza escuro. Lentes de arenito médio, micas, fitoclastos e pirita.	Upanema
2.434,60	RN9-02	RN9-P1	<i>Boundstone</i> espático (biolito dolomitizado). Esteiras microbiais e ostracodes amassados. Níveis betuminosos e fitoclastos.	
2.443,15	RN9-03	RN9-P2	Folhelho cinza claro, micas, ostracodes e quartzo.	

2. Metodologia

A elaboração deste trabalho envolveu extensa pesquisa bibliográfica sobre a bacia Potiguar, mais especificamente sobre a Formação Alagamar. Além das técnicas de separação, preparação e concentração dos argilominerais, e suas aplicações quanto à determinação de paleoambientes e como indicadores da evolução térmica da matéria orgânica em rochas geradoras. A pesquisa referente aos ostracodes se concentrou nos processos de fossilização que propiciam a formação dos fósseis nos diferentes ambientes deposicionais. Esta pesquisa ocorreu de maneira integrada desde o início até os momentos finais da elaboração do presente trabalho.

As análises em argilominerais e em ostracodes foram agrupadas segundo a divisão estratigráfica previamente estabelecida para a Formação Alagamar. Somente na perfuração RN6 todas as divisões estão representadas. As demais análises, nas outras perfurações, foram utilizadas com o intuito de comparar com os resultados obtidos na RN6.

2.1. Argilominerais

A preparação das amostras para a análise dos argilominerais por difração de raios-X (DRX), seguiu os procedimentos de separação, concentração e confecção de lâminas, conforme técnicas convencionais utilizadas no Laboratório de Raios-X do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB), e adaptadas de Alves (1987).

Foram obtidas duas frações, $>2 \mu\text{m}$ e $<2 \mu\text{m}$, utilizando-se métodos distintos de separação e concentração dos argilominerais. A fração $>2 \mu\text{m}$, em meio seco, foi separada utilizando-se uma peneira com espaçamento de 0,045 mm, deixando-se passar, portanto, a fração granulométrica inferior a silte médio. Com as amostras obtidas nesta fração, prepararam-se lâminas não orientadas para posterior análise por DRX.

A separação da fração $<2 \mu\text{m}$ ocorreu em meio aquoso por centrifugação. Durante a preparação muitas amostras ficaram com o sobrenadante “limpo” ou levemente “sujo”, sendo necessário então adicionar uma solução de pirofosfato de sódio ($\text{Na}_2\text{P}_2\text{O}_7$) para desflocular o material (Tab. 5). As amostras serviram para a confecção de lâminas orientadas pelas técnicas de decantação e do esfregaço.

TABELA 5. Amostras preparadas para lâminas e a utilização de pirofosfato de sódio

N=lâminas com material orientado por decantação.

O=lâminas com material orientado pela técnica do esfregaço.

Perfuração	Mb.	N ^o das Amostras	Profundidade (m)	Pirofosfato de sódio	Lâminas <2 µm
RN6	Galinhos	RN6 – 01	1.219,50	P	N
		RN6 – 02	1.220,40	P	N
		RN6 – 03	1.220,46	-----	N
		RN6 – 04	1.220,50	P	N
	CPT	RN6 – 05	1.231,00	P	O
		RN6 – 06	1.238,80	P	O
		RN6 – 07	1.245,00	P	N
		RN6 – 08	1.245,80	P	N
		RN6 – 09	1.247,42	P	O
	Upanema	RN6 – 10	1.263,00	P	N
		RN6 – 11	1.263,15	P	N
		RN6 – 12	1.263,60	-----	N
		RN6 – 13	1.274,33	P	O
		RN6 – 14	1.276,30	-----	N
RN8	CPT	RN8 – 01	1.705,00	-----	O
		RN8 – 02	1.705,00	-----	O
		RN8 – 03	1.710,10	P	N
		RN8 – 04	1.719,40	-----	N
		RN8 – 05	1.720,67	-----	O
RN9	Upanema	RN9 – 01	2.404,55	P	N
		RN9 – 02	2.434,60	P	N
		RN9 – 03	2.443,15	-----	O

As duas frações obtidas na separação e concentração dos argilominerais, foram submetidas à análise por difratômetro de raios-X, marca RIGAKU GEIGERFLEX, modelo D/MAX - 2AC, operando com tubo de cobre e filtro de Ni, sob 40 kV e 20 mA, sendo a velocidade de varredura de 2°/min.

As amostras orientadas na fração <2 µm foram examinadas por DRX após as rotinas de tratamentos de secagem ao ar, de saturação com etileno-glicol e de aquecimento a 490° C por 3h30min. O intervalo de análise para as amostras de fração <2 µm foi de 2° a 35° 2θ com velocidade de varredura de 2°/min. As amostras na fração >2 µm foram analisadas numa velocidade de 2°/min, intervalo de 2° a 60° 2θ.

As rotinas de tratamento utilizadas realçaram as principais diferenças dos grupos de argilominerais, desse modo, este trabalho utilizou as rotinas recomendadas e usualmente empregadas pelo Laboratório de Raios-X do IG/UnB.

Para a identificação dos argilominerais e do conjunto de minerais os difratogramas, gerados após os tratamentos auxiliares nas duas frações ($>2\ \mu\text{m}$ e $<2\ \mu\text{m}$), foram organizados tomando como base as reflexões mais intensas do quartzo nas posições $26,65$ e $20,85^\circ\ 2\theta\ \text{Cu K}\alpha$. O quartzo foi escolhido devido a sua estrutura não tolerar substituições atômicas significantes, possuindo assim a propriedade de não variar as posições angulares das suas reflexões geradas na DRX (Moore e Reynolds, 1997).

Foram utilizados programas de computador para auxiliar na identificação dos argilominerais, o EXP_SYS para os argilominerais simples e o CALC_PGM para os argilominerais interestratificados, os dois últimos de A. Plaçon e V. A. Drits (www.univ-orleans.fr/esen/placon. 14 dez 2001).

Na tentativa de determinar o caráter di- ou trioctaédrico das unidades estruturais que compõem os argilominerais simples ou interestratificados, foi utilizada a reflexão 060 cujos espaçamentos correspondem a $1,50$ e $1,54\ \text{Å}$, respectivamente. As reflexões das espécies trioctaédricas com $1,54\ \text{Å}$ sofrem interferência do quartzo com $1,52\ \text{Å}$, este é confirmado através do pico com $1,82\ \text{Å}$.

A porcentagem e o grau de regularidade das unidades estruturais que compõem os argilominerais interestratificados foi inferida através das tabelas disponibilizadas em Moore e Reynolds (1997).

2.2. Ostracodes

A fauna de ostracodes identificada neste trabalho, primeiramente caracterizada por Do Carmo (1998), compreende espécies pertencentes a três famílias de ostracodes não-marinhos muito comuns no Cretáceo: Cyprididae, Limnocytheridae e Darwinulidae.

As carapaças dos ostracodes foram analisadas em lupa binocular Wild, com a iluminação de duas lâmpadas de cor amarela para o reconhecimento e medição das dimensões dos espécimes, e uma de cor branca para a análise da variação de cor das carapaças, esta segundo o padrão de cor Munsell (*Munsell Colour*, 1975). O ultra-

som de banheira serviu para desagregar o sedimento e cimento carbonático presos às carapaças, com a intenção de melhorar as medições das dimensões e das cores.

A intenção de se obter fotografias das cores das carapaças dos ostracodes sem a influência da cor do objeto de fundo, foi conseguida a partir da montagem de um aparato no laboratório de fotografia do Instituto de Geociências/UFRGS. As carapaças foram coladas em lâmina de vidro e apoiadas nas suas bordas numa pequena distância do apoio da mesa com fundo de cor azul, assim, com a cor do fundo distante das carapaças, esta não influenciou nas cores obtidas nas fotografias.

As análises paleoecológica e biostratinômica tiveram o intuito de determinar o caráter autóctone ou alóctone do conjunto fossilífero, e assim inferir o reflexo da dinâmica existente no ambiente de deposição.

A estrutura populacional das espécies de ostracodes foi determinada através dos diversos estágios ontogenéticos identificados. Sendo utilizado, para tanto, a razão entre o número de carapaças adultas e juvenis (A/J) de cada espécie, conforme Whatley (1983a, b; 1988) e Browsers (1988).

Nas feições biostratinômicas, a relação entre carapaças articuladas e desarticuladas pode ser utilizada para auxiliar nos resultados sobre a estrutura populacional, pois um maior número de valvas desarticuladas pode indicar transporte pós-morte do conjunto de carapaças.

Para a avaliação do nível de energia dos paleoambientes deposicionais (Whatley, 1983a, b; 1988; Browsers, 1988), as dimensões das espécies presentes em cada conjunto de ostracodes foram comparadas para relacionar os estágios ontogenéticos a partículas sedimentares sujeitas ao transporte. Portanto, os estágios ontogenéticos relacionados neste trabalho correspondem as maiores dimensões das espécies do conjunto, e as espécies com dimensões menores são adequadas aos estágios das espécies maiores.

Os efeitos da diagênese, compactação e dissolução, presentes nas carapaças dos ostracodes, foram verificados para determinar as alterações das estruturas populacionais originais. No caso dos fósseis, é necessário o entendimento dos processos diagenéticos para interpretar a composição mineralógica e a estrutura de esqueletos e carapaças, e também para contribuir na interpretação das informações taxonômicas, paleoecológicas e de tafonomia (Briggs & Growther, 1990).

O presente estudo se deteve às divisões da tafonomia denominadas bioestratinomia e fossildiagênese das carapaças dos ostracodes. Segundo Simões & Holz (2000), a bioestratinomia engloba a história sedimentar dos restos rígidos até o soterramento, incluindo as causas de morte, a decomposição, o transporte e o soterramento; a fossildiagênese reúne os processos físicos e químicos que alteram os restos rígidos após o soterramento (Seilacher, 1976; Flessa *et al.*, 1972; *In*: Simões & Holz (2000) (Fig. 7).

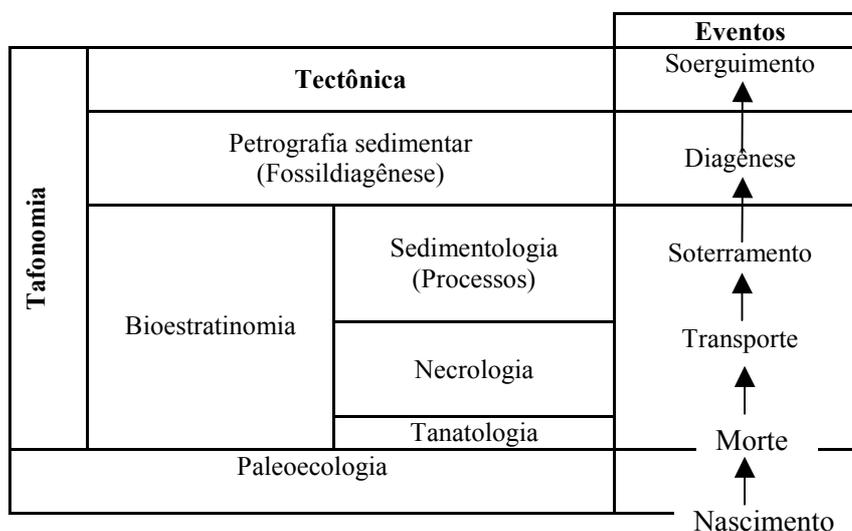


FIGURA 7: Divisões da tafonomia e suas relações com os eventos responsáveis pelas concentrações fossilíferas (segundo Simões & Holz, 2000)

III. Conceitos Teóricos

1. Estratigrafia de Sequências

1.1. Histórico

Sloss *et al.* (1949), formalizou o termo “sequência” definindo-o como uma unidade estratigráfica limitada por discordâncias, sendo utilizado para separar ciclos de sedimentação no interior do cráton norte-americano.

A primeira exposição dos conceitos de sequências relacionadas à moderna estratigrafia foi utilizada por Sloss (1963).

Frazier (1974) reconheceu a existência de ciclicidade na deposição e não-deposição, em depósitos pleistocênicos no Golfo do México, devido à mudanças glácio-eustáticas no nível do mar. Salientou ainda que durante um nível de mar baixo a plataforma era exposta subaerianamente sujeitando-se a erosão e dissecação.

A sísmica de reflexão de alta resolução proporcionou um grande impulso no estudo da estratigrafia. Na década de setenta, a partir das publicações de Vail (1977), Mitchum (1977) e Mitchum *et al.* (1977) surgiu a “sismoestratigrafia”, que seria a base para a estratigrafia de sequências.

A partir das publicações acima, diversos estudiosos do assunto questionaram a viabilidade da utilização dos modelos propostos por Vail (1977). Modelos alternativos foram oferecidos, gerando uma intensa discussão nos anos que se seguiram.

Einsele & Seilacher (1992) estabeleceram um arcabouço espaço-tempo na análise de bacias sedimentares, que deu origem a Estratigrafia Cíclica e de Eventos.

Os conceitos da estratigrafia de sequências receberam um forte impulso, quanto ao seu desenvolvimento e difusão, após a publicação do SEPM 42 (Wilgus *et al.*, 1988). As publicações apresentaram a mesma linha de raciocínio de Vail (1977) e Haq *et al.* (1987), porém se baseiam em exemplos práticos que tentam comprovar o paradigma.

O arcabouço conceitual da Estratigrafia de Sequências foi então apresentado por Posamentier *et al.* (1988) e Posamentier & Vail (1988).

Galloway (1989) propôs o conceito de “Sequências Estratigráficas Genéticas”, estas representariam o registro de um episódio deposicional gerado num período de estabilidade paleogeográfica regional, haveria assim fases de crescimento da margem e preenchimento da bacia, limitado por períodos de afogamento desta margem.

Van Wagoner *et al.* (1990) reavaliaram os conceitos da estratigrafia de sequência e discutiram os padrões de empilhamento das parassequências, dentro dos tratos de sistema, a hierarquia das unidades estratigráficas, os tipos de sequências, as características de seus limites e os seus critérios de reconhecimentos.

Posamentier & James (1993) e Posamentier & Allen (1994), procuraram afastar a estratigrafia de sequências de seus aspectos mais polêmicos, com destaque para a utilização desta como uma metodologia de análise estratigráfica, evitando sua utilização como um modelo rígido e aplicável a todas as bacias sedimentares.

1.2. Princípios básicos

Os padrões estratais e a distribuição de fácies são produtos da acomodação e da taxa com que novos espaços são adicionados, sendo ambos controlados pela interação de quatro importantes fatores: eustasia, tectonismo, sedimentação e clima (Posamentier *et al.* 1988; Vail *et al.* 1991).

De acordo com Einsele & Seilacher (1992), o ordenamento sequencial das camadas ou de uma sucessão estratigráfica ocorre em diferentes escalas de observação e é resultado da conjunção de fatores causais, de âmbito regional a global, com os processos modificadores locais. Os mecanismos causais incluem tectonismo na área fonte, clima e eustasia, sendo conhecidos como processos alocíclicos. Estes determinam as variações cíclicas ou os eventos simples e múltiplos

de curto termo. Os fatores modificadores de um ambiente deposicional específico incluem as diferenças locais de subsidência, suprimento e composição dos sedimentos, regimes hidrográficos diferenciados e processos autocíclicos.

Estratigrafia de seqüências, segundo Van Wagoner *et al.* (1990), é o estudo das relações de rochas dentro de um arcabouço cronoestratigráfico de repetitivos estratos geneticamente relacionados, limitados por superfícies de erosão, não deposição e/ou suas conformidades correlatas.

As seqüências deposicionais, ou simplesmente seqüência, é definida por Mitchum (1977) como “uma unidade estratigráfica composta de uma relativamente correlacionável sucessão de estratos geneticamente relacionados, limitadas no topo e na base por discordâncias correlativas”. Os sedimentos que compõem uma seqüência deposicional são produtos da deposição durante um ciclo de variação do nível relativo do mar (NRM), formando um ciclo regressivo-transgressivo-regressivo de fácies, e são individualizados pelos limites de seqüências (Posamentier *et al.* 1988, e Posamentier & Allen, 1994).

Os limites de seqüência são reconhecidos por limite de seqüência do tipo 1 e limite de seqüência do tipo 2. O primeiro se forma quando há queda relativa do nível do mar e sua expressão pode variar de local para local, sendo expresso na forma de discordância, ou na forma de concordância correlativa. O limite de seqüência do tipo 2 se forma em resposta à desaceleração seguida por um período de aceleração da subida do NRM, sendo caracterizado pela transição de um padrão de estaqueamento progradacional para agradacional.

Dois tipos de seqüências deposicionais são definidos por Vail *et al.* (1984) e Posamentier *et al.* (1988), seqüência tipo 1 que compreende sedimentos depositados durante um ciclo de variação do NRM que se inicia com a queda relativa (tomando-se como referência a linha de praia, por exemplo). O limite basal desta seqüência é expresso como uma discordância ou sua concordância correlativa. A seqüência tipo 2 compreende sedimentos depositados durante ciclos de variação do NRM que não inclui a queda abaixo da linha de praia, se formando quando se verifica apenas uma diminuição da taxa de subida do NRM e, conseqüentemente, no momento de máxima taxa de regressão dentro deste tipo de ciclo regressivo-transgressivo. Portanto, o

limite inferior desta sequência é formado por uma sequência de concordância, que, no geral, é de difícil reconhecimento (Fig. 8).

Portanto, cada ciclo de mudança do NRM está associado à deposição de uma sequência, composta de uma sucessão de unidades estratigráficas relativamente correlacionáveis e previsíveis, referidas como tratos de sistemas (Posamentier & Allen, 1994).

Os tratos de sistemas são depositados durante uma determinada fase ou porção do ciclo de variação do NRM e são limitados por superfícies estratigráficas tais como superfícies de máxima inundação e superfícies transgressivas.

Numa sequência do tipo 1, são identificados o trato de sistemas de mar baixo (*lowstand system tract – LST*), o trato de sistemas transgressivo (*transgressive system tract – TST*) e trato de sistemas de mar alto (*highstand system tract – HST*) (Fig. 8).

Na sequência do tipo 2, o trato de sistemas de margem baixo não ocorre, é substituído pelo trato de sistemas de margem de plataforma (*Shelf margin system tract – SMST*) (Fig. 8).

Originalmente, o termo trato de sistema foi introduzido na literatura por Brown & Fisher (1977, *in*: Posamentier & Allen, 1994) para descrever a correlação entre sistemas deposicionais sobre uma determinada superfície deposicional, e não envolve a componente espessura.

O trato de sistemas de mar baixo (TSMB) se desenvolve durante a queda do NRM. Diferentes terminologias são adotadas para as subdivisões deste trato. Durante a queda do NRM propriamente dita, desenvolve-se o leque de fundo (ou assoalho) de bacia (*basin floor fan*) ou leque de mar baixo (Posamentier & James, 1993). A partir da estabilização e início da subida relativa, desenvolve-se a denominada cunha de mar baixo, sendo constituída, em seu início, pelo complexo de leque de talude (*slope fan complex*). A porção superior da cunha (cunha de mar baixo final) é constituída pelo complexo progradacional (*prograding complex*). O leque de fundo de bacia é caracterizado pela deposição de leques submarinos junto ao talude inferior ou no fundo da bacia. O leque de talude é composto principalmente por depósitos de turbiditos canalizados e fluxos detríticos. O complexo progradacional é a subdivisão superior do TSMB, sendo caracterizada, junto à plataforma, pelo preenchimento de

vales incisos escavados durante a queda relativa do nível do mar abaixo da linha de praia e, no talude, pelo preenchimento progradacional com geometria de cunha (Fig. 8).

O trato de sistemas de margem de plataforma (TSMP) está presente numa sequência do tipo 2, sendo correspondente do TSMB da sequência do tipo 1. É depositada durante uma queda muito lenta ou pequena do NRM, impedindo que o *onlap* costeiro caia abaixo da quebra de *offlap* (*offlap break*) ou da quebra talude-plataforma (*shelf-slope break*) (Fig. 8).

O trato de sistemas transgressivo (TST) encontra-se na porção mediana das sequências do tipo 1 e 2 e é caracterizado pelo conjunto de parassequências retrogradantes (em *backstepping*). A base do trato é formada pela primeira superfície de afogamento marinho sobre o TSMB, denominada de superfície transgressiva, e o topo é a superfície de máxima inundação (SMI). O trato se forma durante a máxima taxa de incremento relativo do nível do mar (Fig. 8).

O trato de sistemas de mar alto (TSMA) se constitui na porção superior de uma sequência. Comumente se estende pela plataforma e é caracterizado pelo conjunto de parassequências agradacionais a progradacionais. Devido ao decréscimo na taxa de subida do nível relativo do mar, este trato é formado nos seus momentos finais (Fig. 8).

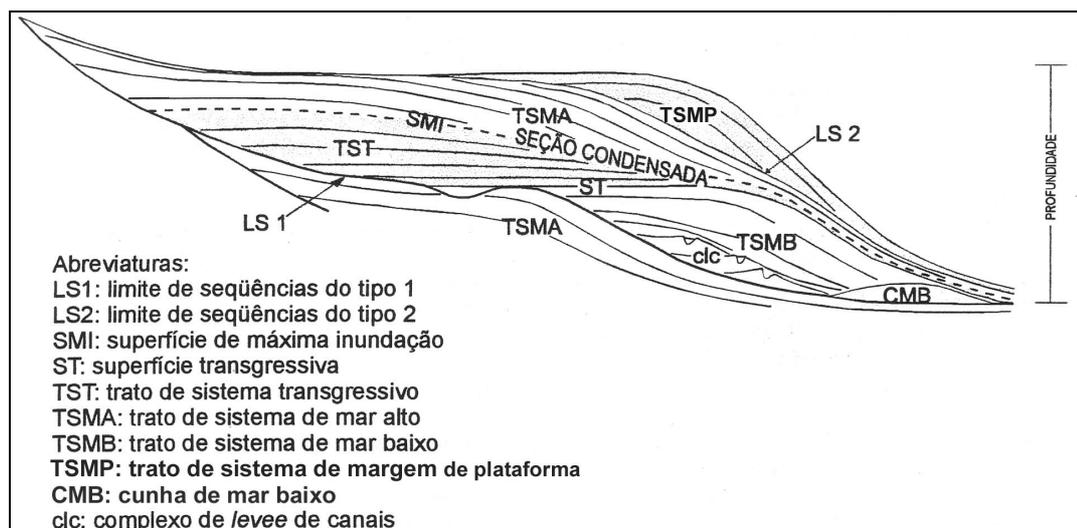


FIGURA 8. Modelo generalizado de sequência deposicional para sedimentos siliciclásticos (modificado de Haq *et al.*, 1987)

As parassequências se constituem em uma sucessão relativamente concordante de camadas ou conjunto de camadas relacionadas geneticamente, sendo limitada por superfícies de afogamento marinho e superfícies correlativas (Van Wagoner, *et al.*, 1990). Trata-se da unidade básica de uma sequência deposicional e dos tratos de sistemas.

Posamentier & Allen (1994) argumentam que pela definição original de parassequências, estas não se constituiriam em unidades estratigráficas limitadas por discordâncias e, portanto, conceitualmente não se enquadrariam no que se denominou de sequência, conforme os postulados desenvolvidos pela escola Exxon. Estes autores ainda enfatizam para o fato de camadas ou conjunto destas serem limitadas por superfícies de afogamento marinho, definindo uma concordância maior com a chamada sequência estratigráfica genética de Galloway (1989).

Parassequência não pode ser considerada como uma sequência de escala menor, ficando o termo reservado às sucessões de arrasamento (*shoaling-upward*), cujos limites são as superfícies de afogamento (Posamentier & Allen, 1994).

Depósitos acumulados ao longo do tempo geológico em ambientes que variam de superficiais a lacustres profundos, nos continentes, e de supramaré a marinhos profundos, possuem poucos estudos associados à estratigrafia de sequências.

Dias (1997, *in*: Medeiros, 1998) estabelece dois modelos estratigráficos de pacotes contendo evaporitos devendo não se levar em conta somente os aspectos químicos dos sedimentos, mas também as características sedimentológicas, as condições climatológicas e hidrológicas da deposição, bem como o contexto deposicional e as relações estratigráficas das rochas não evaporíticas relacionadas.

O autor acima destaca fatores que dificultam o estabelecimento de relações estratigráficas em sequências evaporíticas:

Falta de definição bioestratigráfica: as águas hipersalinas não são estéreis, mas os organismos que habitam nesse ecossistema ou não possuem partes duras ou estas são destruídas durante a diagênese. Os organismos que habitam águas salinas ou mesohalinas têm suas partes duras destruídas quando há um aumento da salinidade, com conseqüente aumento do pH (destruição das diatomáceas). A

atividade de bactérias anaeróbicas também contribui para essa destruição. Somente polens provindos das áreas vizinhas não são atingidos e podem ser preservados.

Diagênese: Os evaporitos sofrem significativas transformações sin e pós-deposicionais, com perda parcial ou total da textura original. A dissolução total ou parcial dos sais mais solúveis pode levar a interpretações errôneas das relações entre os estratos envolvidos.

Relação com rochas siliciclásticas e carbonáticas: Devido a sua alta taxa de deposição é comum que os evaporitos subaquosos tenham apenas delgados, ou não tenham, equivalentes estratigráficos não-evaporíticos.

Altas taxas de deposição: O curto espaço de tempo envolvido na deposição dos evaporitos quanto nas rochas encaixantes, sejam capazes de resolver, no detalhe necessário, problemas cronoestratigráficos.

Lei de Walther: A Lei de Walther é um conceito útil quando se consegue delimitar um pacote de rochas evaporíticas cujas variações faciológicas laterais não foram influenciados por fatores externos ao ambiente deposicional. Nos ambientes evaporíticos, entretanto, pequenas mudanças nas condições externas (variações do nível de base, mudanças na integridade das barreiras, variações climáticas regionais, atividade tectônica) podem resultar em grandes mudanças nos ambientes deposicionais. Assim, variações verticais em sequências evaporíticas seriam mais o reflexo de mudanças ao nível de bacia do que uma mudança lateral de fácies.

Seções geológicas: Exageros verticais muito grandes nas escalas de seções geológicas acarretam em traçado de linhas de isócronas com inclinações também exageradas, levando a interpretações.

Dias (1997, *in*: Medeiros, 1998) sugere que os grandes depósitos evaporíticos antigos foram depositados em dois tipos de sítios geológicos principais: (a) grandes mares interiores que avançaram sobre áreas tectonicamente estáveis em regiões áridas, em águas rasas, numa geometria de rampa e associados a depósitos carbonáticos e siliciclásticos; (b) regiões tectonicamente ativas, como em áreas de rifte, de convergência de placas continentais ou falhamento transtensional, em ambientes que variavam de *sabkhas* a sistemas subaquosos de plataforma-talude-bacia.

Ainda segundo Dias (1997, *in*: Medeiros, 1998), pequenas variações do nível de base podem provocar mudanças significativas na deposição dos evaporitos, atingindo a bacia como um todo ou até mesmo interrompendo a deposição. A interpretação convencional, principalmente em modelos que se utilizam de barreiras, é de que em níveis de mar baixo a bacia evaporítica tornar-se-á com salinidade aumentada devido ao menor influxo de água do mar e menor refluxo das salmouras densas para fora da bacia. Nesta fase se depositariam sais mais soluções (halita e sais de Mg e K). Em níveis de mar alto, com influxo de água do mar e refluxo das salmouras densas, a salinidade da bacia diminui depositando então os minerais menos solúveis (gipsita ou carbonatos).

Tucker (1991) postulou dois modelos para sequências carbonáticas-evaporíticas gigantes em bacias intracratônicas:

1) Isolamento incompleto - cunhas marginais de gipsita e gipsita laminada bacial:

A completa conexão de uma bacia intracratônica com o oceano proporciona plataformas carbonáticas ao redor da bacia e extensiva sedimentação carbonática, biogênica e abiótica de águas rasas, em áreas de clima quente e seco, onde o aporte sedimentar terrígeno for limitado (Fig. 9a).

A queda do nível relativo de base para uma posição próximo a superfície da barreira ocorre o isolamento da bacia, mas esta ainda pode receber algum influxo de água. Em climas áridos, a água rapidamente se tornará hipersalina e gipsita irá precipitar em abundância, na forma de cunhas (cunhas de mar baixo), abaixo da linha de quebra da plataforma (Fig. 9b). Camadas gradadas, dobradas e brechadas são originadas pela ressedimentação de gipsita em águas profundas, por tempestades, fluxo de detritos, escorregamentos no talude e correntes de turbidez. A completa saturação das águas proporcionará a precipitação subaquática de gipsita laminada no centro da bacia.

Na precipitação da cunha de mar baixo evaporítica, a plataforma carbonática será exposta e sujeita a erosão subaérea, carstificação e dolomitização. Ao ser restabelecida a conexão da bacia com o oceano adjacente, a plataforma que estava exposta será inundada e estabelecido o trato transgressivo (TST). Ambientes de *sabkhas* retrogradacionais e lagunas rasas hipersalinas serão os primeiros a se

desenvolver no TST ao longo da plataforma, enquanto nas regiões centrais, onde há livre circulação das águas, passa a ocorrer deposição carbonática (Figs. 9c e 9d). A contínua diminuição da salinidade ocasiona a deposição de carbonatos durante toda a fase transgressiva e também durante a fase de trato de sistemas de mar alto (TSMA), ocorre agradação e progradação (Fig. 9e) e na fase tardia deste trato, evaporitos se desenvolvem em *sabkhas* e lagunas hipersalinas nas plataformas internas (Figs. 9f).

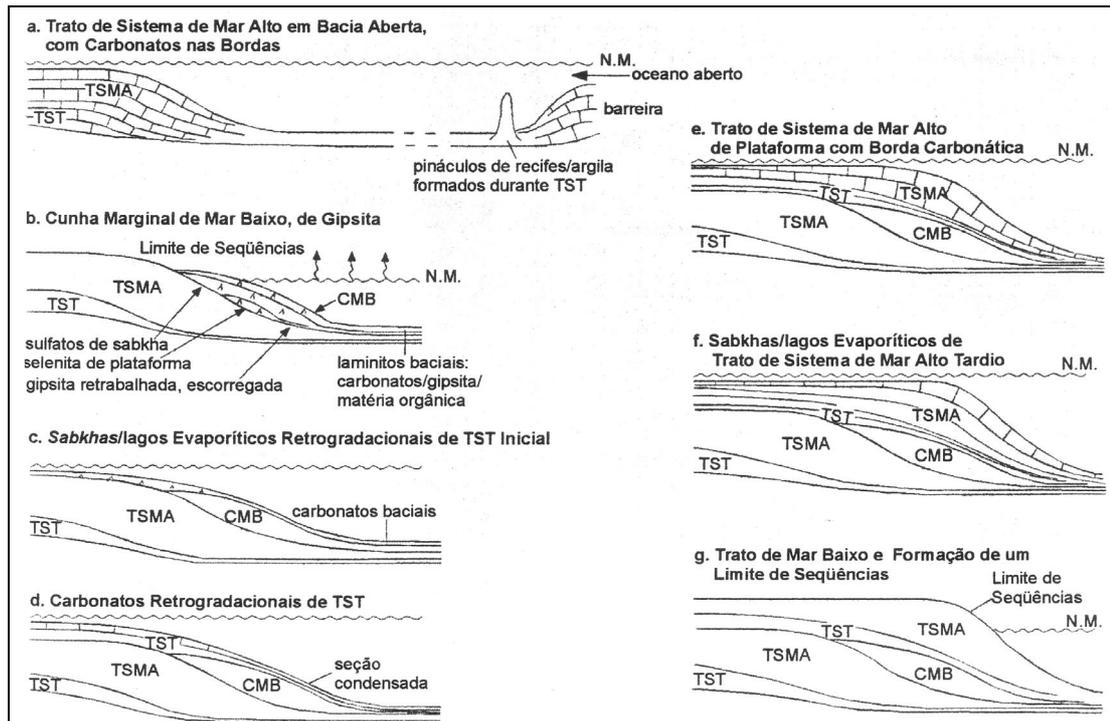


FIGURA 9. Modelo de sequência estratigráfica para uma bacia carbonática-evaporítica sujeita a um isolamento incompleto em relação ao oceano adjacente (segundo Tucker, 1991)

2) Isolamento completo - preenchimento da bacia por halitas: O completo ressecamento de uma bacia intracratônica ocorre quando o nível relativo de base sofre uma queda numa posição bem abaixo da superfície da barreira, causando um completo isolamento da bacia. Halita seria precipitada no assoalho da bacia quando o clima for árido o suficiente e não houver realimentação de águas superficiais ou a partir de um oceano adjacente. Durante o trato de sistemas de mar baixo (TSMA inicial), gipsita pode ser depositada em cunhas marginais, ou laminada, no assoalho da bacia (Fig. 10b). Quando a saturação da água for rápida,

pouca gipsita será precipitada (Fig. 10c). Uma das maiores consequências do ressecamento da bacia é a maciça dolomitização da plataforma carbonática adjacente.

A bacia pode ser completamente preenchida por halita quando houver infiltração de água através de porções permeáveis da barreira (Fig. 10d). Numa nova inundação da bacia, a saturação de sais na água determinará a deposição de evaporitos no início do trato transgressivo (TST) (Fig. 10d).

No trato de sistemas de mar baixo os depósitos de halita podem preencher completamente a bacia, a topografia original pode então ser suavizada. Na ausência de subsidência, as halitas podem ser sucedidas por carbonatos do trato de sistemas transgressivo (TST) e do trato de sistema de mar alto (TSMA), que serão depositados num extenso mar raso (Fig. 10e), além de *sabkhas* e lagunas hipersalinas no TSMA tardio.

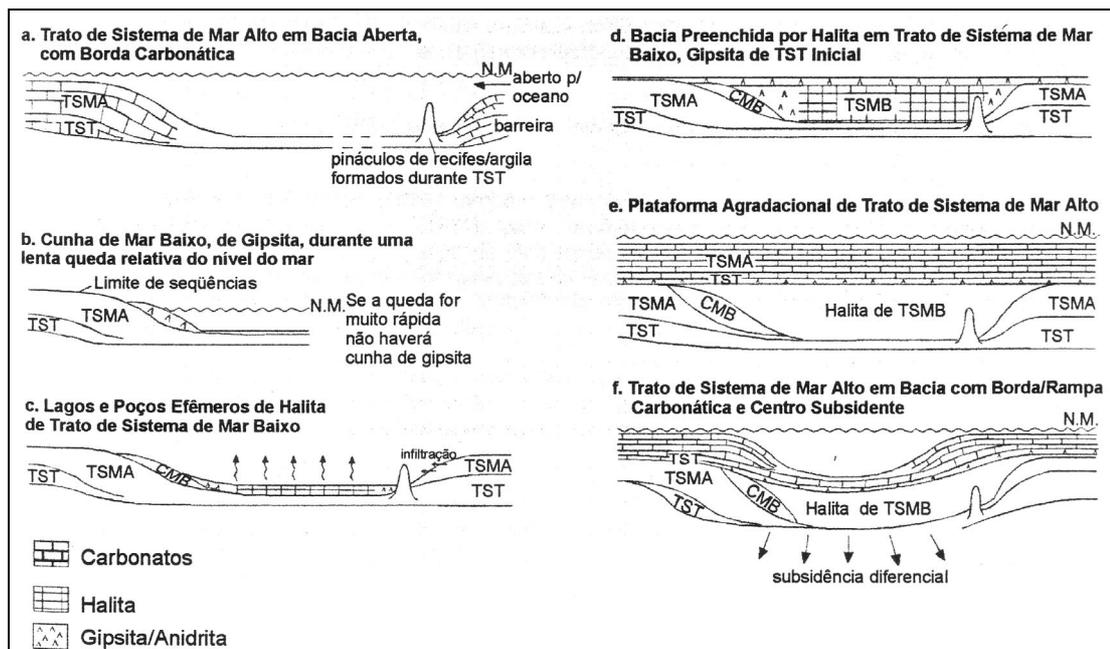


FIGURA 10. Modelo de sequência estratigráfica para uma bacia carbonática-evaporítica sujeita a um isolamento completo em relação ao oceano adjacente (segundo Tucker, 1991)

2. Argilominerais

2.1. Definição e composição

Por definição da AIPEA (*Association Internationale pour l'Étude des Argiles*) “os argilominerais pertencem à família dos filossilicatos e contêm todas as folhas tetraédricas contínuas e bidimensionais de composição T_2O_5 (T=Si, Al, Be...); os tetraedros possuem três vértices comuns com os outros tetraedros constituintes das folhas, o quarto vértice pode apontar para cima ou para baixo. Dentro da unidade estrutural, as folhas tetraédricas estão unidas por intermédio de folhas octaédricas ou de grupos de cátions coordenados ou ainda de cátions individuais”.

Possuem dimensões diminutas na ordem de alguns micrômetros, na forma cristalina ou não-cristalina, e são frequentemente formados pelo intemperismo de outros minerais silicáticos (Grim, 1962). É grande a variação das propriedades químicas e físicas desta família de minerais, mas possuem em comum a morfologia predominante placóide e perfeita clivagem (001).

A estrutura cristalina dos argilominerais é descrita em termos de planos, folhas, camadas, intercamadas e unidade estrutural, sendo diferenciadas dois tipos de folhas constituintes da estrutura: a tetraédrica e a octaédrica.

Nas folhas tetraédricas o cátion dominante é o silício, que pode ser substituído pelo alumínio e raramente pelo ferro, possuindo número de coordenação quatro em relação aos oxigênios circundantes. Os tetraedros das folhas tetraédricas dispõem-se em um arranjo hexagonal regular contínuo ao longo dos eixos X e Y.

Nas folhas octaédricas os cátions aglutinantes mais comuns são o alumínio, o magnésio e o ferro (férico ou ferroso), com número de coordenação seis com relação a hidroxilas. Os octaedros dispõem-se segundo um arranjo denso ao longo dos eixos X e Y formando folhas que podem ser denominadas de trioctaédricas e dioctaédricas, conforme a ocupação das posições octaédricas e são representadas teoricamente por $Mg_6(OH)_{12}$ e $Al_4(OH)_{12}$, respectivamente.

O empilhamento de folhas tetraédricas e octaédricas origina camadas do tipo 1:1 e 2:1, isto é, o número das folhas dispostas ao longo do eixo Z e unidas por meio dos oxigênios apicais dos tetraedros, estes substituem parte das hidroxilas dos octaedros.

Nas folhas do tipo 1:1 as posições nos tetraedros são frequentemente ocupadas por Si^{4+} e nos octaedros por Al^{3+} e Mg^{2+} , que proporciona nenhuma ou muito pequena carga na camada. Substituições de cátions com valências mais altas por outros com valências mais baixas podem aumentar a carga da camada, mas ocorre a neutralização por vários materiais posicionados entre as camadas (Fig. 11). As variedades deste tipo de camadas são trioctaédricas e octaédricas, por exemplo: serpentina - $\text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ - e caulinita - $\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$.

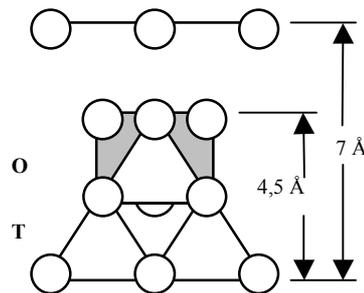


FIGURA 11. Camadas tipo 1:1 (modificado de Moore & Reynolds, 1997)

LEGENDA: O=camada octaédrica; T=camada trioctaédrica

Camadas do tipo 2:1 são classificadas segundo a carga da camada pela fórmula unitária: $\text{T}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ para 1:1 e $\text{T}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ para 2:1 (Moore & Reynolds, 1997). O grupo do talco-pirofilita contém membros trioctaédricos e dioctaédricos, respectivamente $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ - $\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, e como não possuem substituições tetraédricas ou octaédricas, não possuem carga na camada ou material intercamada (Fig. 12a). Quando temos Al^{3+} ao invés de Si^{4+} em estruturas como do tipo do grupo talco-pirofilita (a carga proporcionada necessita ser neutralizada por cátions univalentes no espaço intercamada, denominado de cátion intercamada), as espécies formadas são do tipo 2:1 com carga -1, referidas como do grupo das *true micas*, biotitas (trioctaédricas), e muscovitas (dioctaédricas); ocorrem muito frequentemente na fração tamanho argila em solos e rochas sedimentares (Fig. 12b). Camadas do tipo 2:1 com carga <1 são classificadas nos grupos denominados de illita, glauconita, esmectita, vermiculita e clorita, estes com diferenças distintas entre si e possuindo caminhos transicionais uns para os outros. Illita e glauconita são, quase sempre, dioctaédricas; esmectita e vermiculita são encontradas nas formas dioctaédricas e trioctaédricas; cloritas são frequentemente trioctaédricas, mas podem

possuir misturas dioctaédricas e trioctaédricas com uma folha intercamada de hidroxila e o interior desta folha com diferentes sítios octaédricos ocupados.

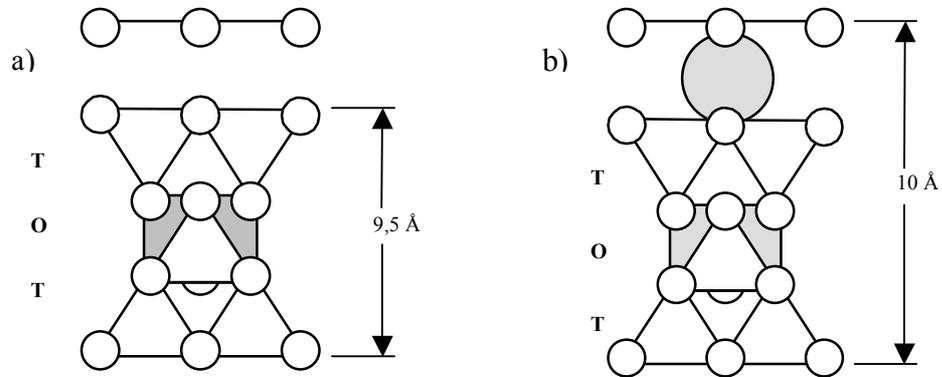


FIGURA 12. a) Camadas tipo 2:1 com carga zero; b) Camadas do tipo 2:1 com cátion intercamada (modificado de Moore & Reynolds, 1997).

LEGENDA: O=camada octaédrica; T=camada trioctaédrica

Sepiolitas e paligorsquitas são argilominerais com hábito fibroso, possuem camadas 2:1 devido as suas folhas tetraédricas estarem ligadas infinitamente e essencialmente em duas dimensões. Variações estruturais os diferenciam dos outros argilominerais: (1) quando possuem folhas octaédricas contínuas em somente uma dimensão, em fita, e (2) as folhas tetraédricas são também divididas em fitas pela inversão de todas as duas (paligorsquita) ou três (sepiolita) linhas de tetraedros. Composicionalmente ambos são silicatos de Mg, mas a paligorsquita é mais aluminosa e tem mais diversidade estrutural que a sepiolita. A sepiolita pode também conter Fe, Mn, Al e Ni nas posições octaédricas. A paligorsquita pode ter Na, Fe e Mn nos sítios octaédricos.

Os argilominerais interestratificados (ou camadas mistas) caracterizam-se por apresentarem, em um mesmo cristal, mais de um tipo das unidades estruturais citadas anteriormente, empilhadas e articuladas entre si. Possuem a característica distintiva de não conterem material intercamadas distribuído de maneira uniforme em todo o cristal, e por apresentarem variações na composição química das camadas sucessivas. São caracterizados pela natureza, diversidade, proporção das suas unidades estruturais componentes, entre eles, caulinita, esmectita, vermiculita, clorita, sepiolita e paligorsquita, e segundo o grau de regularidade ou irregularidade na interestratificação.

Para a designação de argilominerais interestratificados regulares, o Comitê de Nomenclaturas da AIPEA somente reconhece e designa sequências de componentes regulares. O termo *Reichweite* (R) tem sido usado para descrever a probabilidade da combinação das ocorrências de dois componentes nos interestratificados, isto é, quais as chances de que depois de uma dada camada “A” a próxima seja uma camada “B”. Portanto, *Reichweite* (R) descreve o tipo de ordenamento dos interestratificados a dois componentes, e assim R=0 descreve interestratificação aleatória, R=1 significa ordenamento regular alternado de cada unidade estrutural, R=2 quando a ocorrência de um tipo de unidade estrutural é controlada pela segunda unidade estrutural adjacente e a R=3 implica em que a ocorrência de um tipo de unidade estrutural é controlada pela terceira unidade estrutural adjacente. Moore & Reynolds (1997) salientam que proporções de 50/50 de camadas A e B podem ocorrer mesmo num grau de ordenamento R=1.

Dos muitos argilominerais interestratificados não perfeitamente ordenados, ilita/esmectita (I/E) e clorita/esmectita (C/E) são os mais importantes, não somente pela abundância, mas também pela importância nas interpretações geológicas (Moore e Reynolds, 1997).

As ocorrências de argilominerais interestratificados regulares com iguais proporções dos dois componentes são relativamente limitadas, e os mais abundantes são (Velde, 1995):

Mica/Esmectita:

- dioctaédrico: ilita/esmectita a) rectorita (mica sódica) ou b) allevardita (mica potássica)
- trioctaédricos: biotita/esmectita a) hidrobiotita

Clorita/Esmectita:

- trioctaédrico: corrensita
- dioctaédrico: sudoita
- dioctaédrico-trioctaédrico: tosudita

Weaver (1958) mostrou que o argilomineral interestratificado de ilita/esmectita (I/E) é o mais abundante e também o mais importante para os estudos de diagênese. No presente trabalho os argilominerais interestratificados estudados são o de I/E e o de clorita/esmectita (C/E).

2.2. Origem e ocorrência dos argilominerais

A formação de argilominerais pode ocorrer a partir do desenvolvimento de perfis de solo, do intemperismo de rochas, da diagênese, sedimentos continentais e marinhos e por hidrotermalismo.

No presente trabalho, o grande desafio é o reconhecimento do conjunto de argilominerais presentes nas amostras ao longo de testemunhos de sondagem, tarefa considerada difícil para muitos autores, entre eles Weaver (1958) e Hillier (1995), devido aos muitos fatores que envolvem sua origem, sua possível permanência ou mudanças as condições a que são submetidos, desde atmosféricas até sob soterramento profundo.

Os argilominerais presentes nos sedimentos ou rochas sedimentares podem ter duas origens principais: detrítica ou diagenética (Fig. 13). Argilas detríticas são de um ambiente diferente do qual elas agora são encontradas; as argilas autigênicas são formadas *in situ*, e podem ocorrer por um ou pela combinação de diferentes processos: por precipitação direta a partir de uma solução (neoformação), por reações de materiais amorfos, pela transformação de algum mineral precursor, e ainda pela transformação entre os próprios argilominerais detríticos e autigênicos.

De acordo com Millot (1970), os processos de transformação dos argilominerais podem ser degradativos ou agradativos, os quais se processam no ambiente sedimentar através de transformações agradativas formadas por prévias transformações degradativas nos ambientes de solo.

Weaver (1958) enfatiza a importância da origem detrítica dos argilominerais encontrados em muitas rochas sedimentares, pois muitos conjuntos de argilominerais obtidos de variados tipos litológicos, depositados em diferentes ambientes através de um espaço de tempo são difíceis de serem explicados em termos de diagênese. Ainda aquele autor ilustrou os tipos e quantidades dos argilominerais encontrados em sedimentos sob condições ambientais similares, e a variedade de ambientes em que estes podem ocorrer (Fig. 14); devido a pronta alteração pós-deposicional ocasionada nos argilominerais em arenitos, foram utilizados dados de folhelhos e carbonatos. Através da figura 10 é possível inferir que: (1) nenhum argilomineral é restrito a um ambiente em particular; (2) illita, esmectita e interestratificados I/E podem ocorrer em abundância em qualquer dos principais ambientes deposicionais e (3) caulinita é o

principal argilomineral em ambientes fluviais, mas pode ocorrer em abundância em todos os ambientes deposicionais.

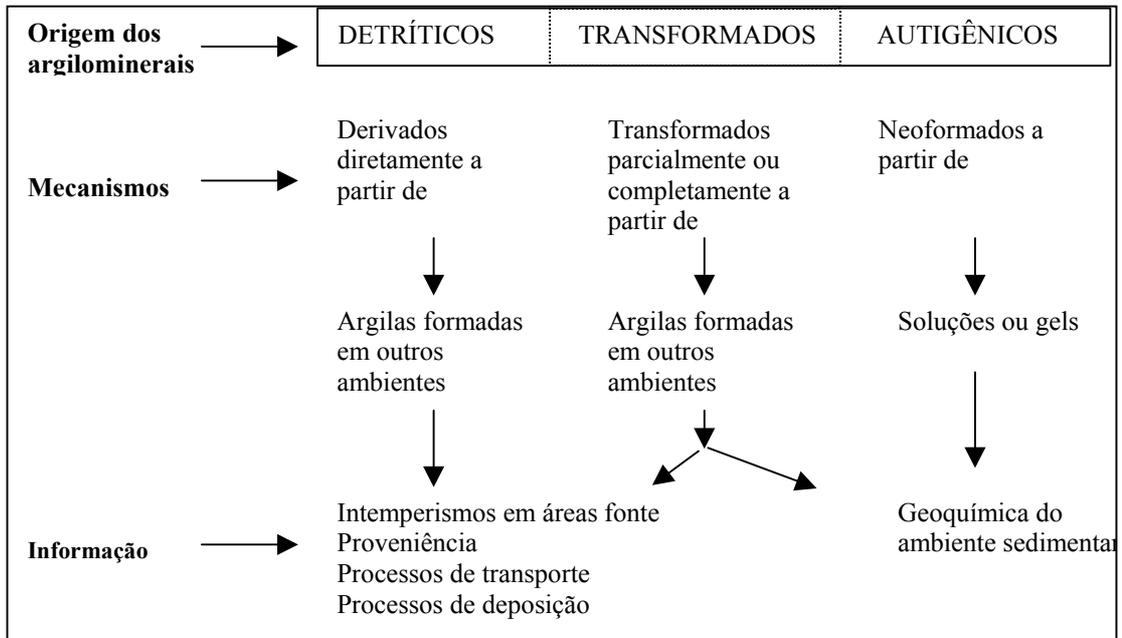


FIGURA 13. As várias origens dos argilominerais nos ambientes sedimentares e as informações que podem ser obtidas a partir deles (modificado de Hillier, 1995)

	Marinho			Continental		
	Folhelho	Carbonato	Evaporito	Deltaico	Lacustre	Fluvial
Ilita	■	■	■	■	■	■
Esmectita	■	■	■	■	■	■
Interestratificado	■	■	■	■	■	■
Caulinita	■	■	■	■	■	■
Clorita	■	■	■	■	■	■

FIGURA 14. Tipos e quantidades de argilominerais comumente encontrados em depósitos marinhos e continentais (modificado de Weaver, 1958)

Os argilominerais mantêm muito das suas características detríticas, o que reflete a natureza de suas áreas fontes. Os cátions adsorvidos podem determinar o caráter autigênico, se eles foram adquiridos no ambiente deposicional, ou detrítico, se eles são cátions originais da área fonte (Weaver, 1958).

A abundante formação de argilas autigênicas é rara nos ambientes sedimentares, e tendem a serem formadas com grande quantidade durante a diagênese por soterramento.

A distinção entre argilominerais detríticos e autigênicos em sedimentos ou rochas antigas é uma das importantes definições para interpretações geológicas, e as evidências para as origens de cada uma somente podem ser obtidas a partir da combinação de dados e o emprego de uma variedade de técnicas (Hillier, 1995).

Os argilominerais se formam através da inter-relação de muitos fatores, entre os mais importantes estão o clima, tipo de rocha, vegetação, idade e relevo (Hillier, 1995; Righi & Meunier, 1995).

Principais grupos de argilominerais

As caulinitas, produtos comuns de intemperismo, formando-se nos solos em condições de pH ácido, com boa drenagem e intensa lixiviação. As caulinitas são, geralmente, mais comuns em regiões de intemperismo tropical, em clima úmido. Podem ocorrer em materiais de origem hidrotermal e ainda desenvolver-se autigenicamente em sedimentos e rochas sedimentares, especialmente em arenitos porosos. A distribuição de caulinita ocorre no sudeste dos Estados Unidos onde a precipitação é superior a evaporação (Keller, 1956). Após a deposição e soterramento, pode transformar-se em ilitas por processos diagenéticos (Dunoyer De Segonzac, 1970).

Minerais do grupo das ilitas formam-se a partir de alteração por intemperismo de minerais micáceos, especialmente sericita, proveniente das rochas plutônicas e metamórficas nas áreas continentais, ou de ilitas preexistentes nas rochas sedimentares e, ainda, pelo intemperismo de silicatos aluminosos, como feldspatos e outros minerais. Podem formar-se diageneticamente por precipitação direta de soluções ricas em potássio, ou por transformação de caulinitas e esmectitas. Em ambiente marinho, admite-se que as ilitas degradadas possam reconstituir-se por

fixação de íons de potássio. Glauconitas, ilitas ricas em ferro, são exemplos ideais de argilominerais formados pela diagênese em condições de ambiente marinho, mas a natureza da área fonte determinará o tipo de glauconita que será formada (Weaver, 1958). Iltas e muscovitas podem ter removido íons potássio de algumas de suas intercamadas e ser descritas como ilitas degradadas (Grim, 1968). A compactação proporcionada pelo soterramento profundo, além do aumento da temperatura, favorece o rearranjo da estrutura da ilita com a adsorção de íons de potássio. Kübler (1964; *In*: Ramos, 1980) na tentativa de estimar o grau de diagênese introduziu o índice de cristalinidade das ilitas, o qual consistia em medir a largura a meia altura do pico a 10 Å produzido na DRX após o tratamento de etileno-glicol; assim, quanto mais afilado o pico mais avançada a diagênese imposta na rocha.

Esmectitas formam-se na natureza pela alteração de minerais ferromagnesianos, feldspatos cálcicos ou vidro vulcânico, devido a processos de intemperismo ou a partir de soluções hidrotermais ou deutérias. São comuns como produtos de intemperismo de rochas ígneas e metamórficas, ricas em cálcio, magnésio e ferro, em meio não-ácido e com pouca lixiviação o que concentra íons. Desenvolvem-se em solos caracterizados por drenagem pobre ou baixa precipitação pluviométrica, em ambiente não lixivante de caráter alcalino, como os que ocorrem em climas áridos ou semi-áridos. A compactação e absorção de potássio e de magnésio, em função do aumento de profundidade e do tempo, diminui a presença da esmectita nas rochas antigas (Grim, 1968). Em condições de elevada evaporação cátions divalentes (Ca^{2+} e Mg^{2+}) tornam-se altamente concentrados, floculam sílica, e formam argilominerais como esmectita (montmorilonita) e ilita. Keller (1956) cita que esmectitas (montmorilonitas) são formadas em condições opostas aquelas que propiciam a formação de caulinitas.

As cloritas são comuns em rochas de baixo grau de metamorfismo, ocorrem também em rochas ígneas e como produto de alteração hidrotermal de minerais ferro-magnesianos. Nas rochas sedimentares são muito frequentes como minerais detríticos, particularmente nas grauvacas. O intemperismo tende a alterar a camada brucítica das cloritas por perda de magnésio e ferro. Em ambiente rico em Mg^{2+} , estes íons podem ser readquiridos e as cloritas podem formar-se por agradação. Na diagênese inicial formam interestratificados com esmectitas, com o soterramento

profundo e o avanço da diagênese, a temperatura aumenta, e juntamente com as condições geoquímicas ricas em Mg^{2+} , podem ordenar as estruturas e formar corrensitita e por fim clorita.

2.3. Interpretações ambientais com argilominerais

Através da origem dos argilominerais é realizado o estudo de interpretações ambientais. Este não é um trabalho fácil porque a origem dos argilominerais é diversa, pois são formados em diferentes ambientes sedimentares e ainda frequentemente misturados por vários processos.

Chamley (1989) afirma que os argilominerais contêm informações da sua origem, suas fontes e proveniências, padrões de dispersão, ambiente deposicional, clima e até tectônica e eustasia.

A utilização de argilominerais contribui para estudos paleoambientais, mas é necessário ter em mente a sempre distinção entre os minerais detríticos e s autigênicos, pois isto pode colaborar com a determinação dos processos de transformação, transporte, dispersão e proveniência.

Chamley (1989) demonstrou as seis diferentes origens que esmectitas detríticas poderiam ter em uma bacia sedimentar, além da presença de outra que seria autigênica.

Como indicadores paleoclimáticos os argilominerais são limitados porque outros fatores além do clima, como topografia e litologia, influenciam nas taxas e produtos de intemperismo. Mudanças pós deposicionais podem alterar os conjuntos de argilominerais originais.

Singer (1984) enfatiza que as interpretações paleoclimáticas devem ser realizadas com muito cuidado, pois além do clima muitos outros fatores podem afetar o conjunto mineralógico dos sedimentos; isoladamente ou em combinação eles podem obliterar completamente o sinal climático, assim como também faz a diagênese por soterramento profundo.

Chamley (1989) sugeriu, com base em sedimentos cretácicos do Oceano Atlântico e do Mar de Tetis onde predomina esmectitas, que o clima quente sazonal e a instabilidade tectônica deste período foram os responsáveis pela esmectita oriunda

dos continentes. Este autor ainda relacionou os frequentes enriquecimentos em caulinita devido a climas mais úmidos durante este período.

2.4. Diagênese de argilominerais

Os argilominerais sofrem modificações importantes devido a alterações físico-químicas do ambiente deposicional e dos fluidos intersticiais que agem na composição mineralógica original. Portanto, o campo de condições responsáveis pela diagênese atua desde as rochas superficiais, passando pelo soterramento destas até o início do metamorfismo.

O soterramento dos sedimentos depositados numa bacia com o aumento gradual da profundidade ocasiona inicialmente, o aumento de temperatura e a expulsão da água intersticial, esta última tornando-se concentrada em sais dissolvidos (Velde, 1995).

As mudanças diagenéticas ocorridas nos argilominerais devido ao aumento da profundidade de soterramento foram mais bem reconhecidas a partir dos estudos realizados na conversão de esmectita para ilita. O índice de cristalinidade das ilitas foi um aperfeiçoamento realizado na tentativa de medir as profundidades de soterramento e o conseqüente aumento de temperaturas.

O índice de cristalinidade aperfeiçoa principalmente a determinação dos estágios iniciais de metamorfismo (anquizona e epizona) (Chamley, 1994). Padronização e calibração das técnicas utilizadas para o índice de cristalinidade entre laboratórios foram realizadas nos trabalhos de Kisch (1990) e Warr & Rice (1994).

Weaver (1989; *In*: Chamley, 1994) propôs a divisão da evolução diagenética da conversão esmectita/ilita (I/E) em três estágios:

Diagênese inicial (*Early Diagenesis*): abrange desde a o contato água-lama até o estágio onde o interestratificado de I/E torna-se regular (razão I/E próxima de 60% de ilita; 90 a 140⁰ C), as profundidades de soterramento são de no mínimo 3 a 5 km;

Diagênese intermediária (*Middle Diagenesis*): abrange o primeiro desenvolvimento da fase de interestratificado regular até o desaparecimento do pico discreto no etileno-glicol desta fase (~90% de ilita no interestratificado I/E; ~200⁰ C), corresponde a profundidades de 6 a 7 km;

Diagênese tardia (*Late Diagenesis*): estágio onde a fase glicolada do interestratificado torna-se parte integral do pico da illita (<10% de esmectita; ~250 a 280⁰ C).

A transformação de esmectita para illita através do argilomineral interestratificado I/E em decorrência do aumento da profundidade, foi determinada pela primeira vez na Costa do Golfo (EUA). Muitos estudos foram realizados na determinação dos fatores que envolviam esta transformação diagenética (Dunoyer De Segonzac, 1970; Hower *et al.*, 1976; Boles & Franks, 1979; Hoffman & Hower, 1979). Estes estudos contribuíram para a geologia do petróleo, pois forneceram geotermômetros e indicadores de maturidade termal a partir dos interestratificados de I/E, com a base teórica na diagênese de folhelhos.

Os trabalhos de Pollastro & Barker (1986), Pollastro (1993) e Hillier *et al.* (1995), utilizam a illitização a partir do argilomineral interestratificado de I/E como geotermômetro na determinação de paleotemperaturas na evolução diagenética de bacias. As temperaturas de evolução das reações de esmectita para illita nos trabalhos citados foram determinadas através da correlação com outros geotermômetros, como a reflectância da vitrinita e inclusões fluidas.

As mudanças no conjunto de argilominerais podem ser determinadas como uma função das mudanças na temperatura e no tempo. Contudo, modificações químicas podem também afetar a mineralogia das argilas, principalmente nos arenitos, onde devido a sua permeabilidade, os fluidos podem migrar com maior facilidade e nestes ocorrem uma boa quantidade de materiais suscetíveis a mudanças para argilas (Velde, 1995).

A transformação de esmectita para illita, durante o soterramento progressivo, somente é efetuada se no sistema ocorrer o elemento potássio. Este é liberado da estrutura de minerais detríticos como micas de alta temperatura (muscovita) e k-feldspatos (Velde, 1995).

O primeiro quilômetro da diagênese por soterramento é marcado por pequenas mudanças na temperatura, entre 15 e 45⁰ C, que não são muito importantes na cinética das transformações de silicatos, principalmente argilominerais. Surgem mudanças pouco significativas na mineralogia. Somente a partir do segundo

quilômetro de soterramento as temperaturas aumentam ($>50^{\circ}$ C) e alguns minerais mais reativos começam a sofrer modificações pela interação com outros minerais nos sedimentos.

Velde (1995) agrupou minerais detríticos em famílias, de acordo com as suas velocidades de adequação as novas condições de equilíbrio químico proporcionadas pelo soterramento e o tempo de exposição. A família A é exemplificada por minerais de rápida reação: esmectita formada em condições superficiais, sepiolita, vermiculita de solo, paligorsquita, entre outros. A família B por minerais de lenta reação: silicatos como quartzo, k-feldspato, caulinita, clorita, Olivina e piroxênios, biotita e muscovita. A família C contém exemplos de minerais persistentes por longos períodos de tempo e grandes temperaturas: granadas, zircão e óxidos de ferro. Os minerais da família A mudam de fase de 1 a 1,5 km de soterramento, os da família B modificam de 2 a 4 km e a família C persiste até o início do metamorfismo próximo aos 10 km.

O segundo quilômetro de soterramento é caracterizado por uma diagênese controlada pela temperatura e o tempo. Nestas profundidades os minerais diagenéticos se formam e assim como suas transformações, o quartzo, analcima e interestratificados de I/E começam a se tornar dominantes; caulinita e clorita não modificam de abundância significativamente.

Os quilômetros mais profundos são marcados pela maior influência de carbonatos e pela redução de óxidos de ferro na mineralogia diagenética, e também ocorre uma maior interação entre fluidos de litologias adjacentes. A caulinita é abundante nos primeiros quilômetros, mas em maior profundidade torna-se fonte de alumínio, e juntamente com os carbonatos que liberam ferro e magnésio, para a formação de cloritas. O conjunto mineralógico típico de maiores profundidades de soterramento é de illita, clorita e feldspatos, estes formados as expensas de esmectitas, caulinitas e zeolitas.

3. Ostracodes

3.1. Considerações tafonômicas

Os ostracodes constituem um grupo de minúsculos crustáceos de corpo lateralmente comprimido e envolvido por uma carapaça calcária bivalva, geralmente de contorno subovalado, por vezes subelíptico ou sub-retangular. A articulação das valvas ocorre na região dorsal por meio de uma feição denominada charneira. O tamanho das espécies varia de 0,5 a 1,5 mm de comprimento; raros exemplares atuais chegam aos 25 mm de comprimento.

Devido à rápida evolução das suas linhagens, muitas espécies de ostracodes possuem curta distribuição vertical, e a ampla distribuição do grupo em rochas do Fanerozóico o torna importante para estudos bioestatigráficos e filogenéticos. São importantes como indicadores paleoambientais devido a sua capacidade de viver praticamente em todos os ambientes aquáticos, e de refletir na sua morfologia externa as mudanças impostas pelo ambiente, caracterizando assim sua flexibilidade ecológica.

O fator de dispersão é uma característica importante dos ostracodes, como exemplificado por Whatley (1992), que definiu, a partir das ocorrências dos três grupos de ostracodes não-marinhos: Darwinulacea, Limnocytheridae e Cypridacea, que este último passou de subordinado a dominante, com maior dispersão geográfica, no período de tempo compreendido entre o Jurássico e os dias de hoje.

A estrutura populacional e a fossildiagênese, subdivisões dos estudos tafonômicos e utilizadas neste trabalho, auxiliam na determinação dos processos responsáveis pelas feições encontradas nas concentrações fossilíferas e de camadas-guias, no estabelecimento de tafofácies essenciais na análise de bacias. Ainda mais, podem contribuir nas reconstituições paleoecológicas tornando-as mais precisas na identificação dos eventos sedimentares responsáveis pela *causa mortis* (Simões & Holz, 2000).

Para muitos grupos de microfósseis, não existem métodos conhecidos e eficientes para separar faunas autóctones de alóctones. Contudo, os ostracodes fornecem um meio quase infalível de efetuar essa separação devido a sua longa ontogenia (Whatley, 1988).

Os ostracodes, como todos os crustáceos, crescem descontinuamente e trocam suas carapaças (exoesqueletos) calcárias mais jovens. Os estágios de crescimento, ou *instars*, ficam registrados nos tamanhos das carapaças abandonadas, refletindo as mudanças ocorridas no tamanho dos indivíduos durante seu desenvolvimento. Os ostracodes possuem oito estágios de crescimento no decorrer de sua vida, designados de “A” estágios adultos e os estágios juvenis de “A-1” a “A-7”, e quando do seu estágio adulto a carapaça é permanente. Em muitos casos, durante a ecdise, ou muda, as valvas jovens se separam sendo assim preservadas no registro.

A utilização da razão Adultos/Juvenis (A/J) na determinação da estrutura populacional dos ostracodes é um importante método para verificar se o conjunto fóssil foi transportado ou fossilizou no ambiente de vida. Segundo Browsers (1988), uma preservação completa, ou ideal, de um determinado conjunto fóssil de ostracodes, seria representada por uma razão A/J de 1/8; a razão de 1/3 a 1/5 representaria um conjunto de vida mais realista; a razão A/J de 1/2 a 1/5 a uma estrutura populacional de um conjunto de vida ou próximo ao de vida num ambiente de baixa energia; e a razão de 1/1 a 4/1 a um ambiente de alta energia (Fig. 15). Browsers (1988), cita ainda que uma tanatocenose de ostracodes seria representada por um conjunto fóssil de somente estágios jovens, os quais seriam transportados por correntes incapazes de arrastar indivíduos adultos ou quase adultos.

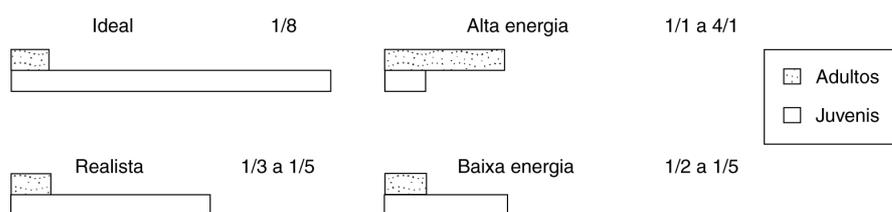


FIGURA 15. Histogramas das razões A/J, segundo Browsers (1988)

Os estágios mais jovens dos ostracodes são extremamente frágeis, por possuírem carapaça calcária relativamente fina e de diminuto tamanho. Portanto, esses estágios são geralmente destruídos sob condições naturais, sendo preservados somente em ambientes muito especiais ou raros. Vários estágios de crescimento são eliminados por predação, dissolução e/ou compactação, alterando a razão A/J de 1/8

para 1/5 a 1/6, de um conjunto de espécies fósseis ideal para um mais realista (Browers, 1988).

O registro fóssil de uma fauna de ostracodes compreende uma série de valvas e carapaças de variados tamanhos, formas, pesos e propriedades hidrodinâmicas distintas. Se uma espécie, dentro de um conjunto, possui todos ou vários dos estágios ontogenéticos, dentro de uma proporção equivalente, poderia ser considerada como autóctone para o ambiente (Whatley, 1988). Do mesmo modo que uma mesma população representada por somente uma parte de sua ontogenia completa seria considerada como alóctone (Whatley, 1988).

Os ostracodes desarticulam suas carapaças assim que realizam a muda, portanto o reconhecimento de um grande número de carapaças jovens articuladas, poderia indicar uma alta mortalidade na ontogenia e o indicativo de condições ambientais desfavoráveis (Whatley, 1983a, b).

Whatley (1983a, b), constatou em estudos de faunas recentes de ambientes de baixa energia, que estas são caracterizadas por uma estrutura populacional composta por adultos de ambos os sexos e um grande número de juvenis em todos os estágios ontogenéticos, principalmente próximo ao estágio adulto. Esta estrutura populacional pode ser caracterizada como de ambientes de baixa energia do Tipo A (Fig. 16). Este autor cita, ainda, não conhecer nenhum processo físico pós-morte capaz de propiciar uma combinação de processos que agregue todos estes diferentes estágios ontogenéticos, devido as suas diferenças quanto a forma, tamanho e peso específico.

Whatley (1983a, b) constatou, que as ostracofaunas de alta energia são caracterizadas pela presença de adultos e de juvenis nos estágios ontogenéticos maiores, onde os processos de transporte pós-morte possuíam energia para remover somente os estágios mais jovens (Tipo B - Fig. 16). Os ostracodes de uma associação de morte compreendem somente os estágios de juvenis pequenos, feição esta determinada por ambientes com energia insuficiente para arrastar os estágios ontogenéticos maiores (Tipo C - Fig. 16).

A estrutura populacional de um conjunto de ostracodes pode ser alterada por processos de erosão, transporte de sedimentos e diagênese. A seleção de valvas jovens e adultas fornece um meio para determinar a energia da água envolvida no

transporte de frações sedimentológicas e a fonte original dos sedimentos (Browers, 1988).

Os estágios de crescimento encontrados, todos ou a maior parte de uma dada espécie de ostracodes, dependem principalmente dos níveis de energia do ambiente. Em ambientes calmos, como lagos, as chances de serem encontrados todos os estágios de crescimento são boas, sendo a estrutura populacional composta por carapaças de várias dimensões, juntamente com sedimento de granulometria fina, sendo do Tipo A (Whatley, 1983a, b).

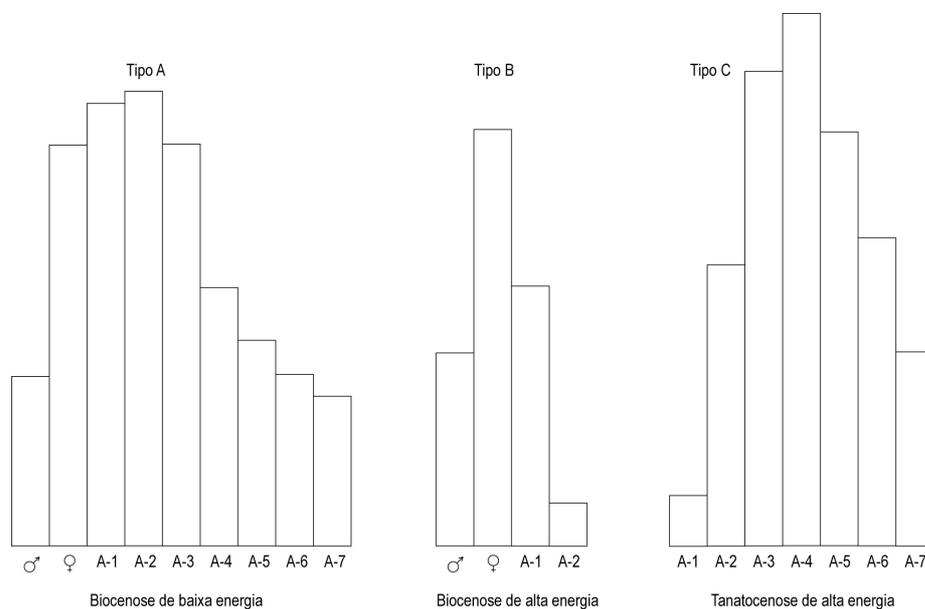


FIGURA 16. Histogramas das biocenoses e tanatocenoses relacionadas à energia do ambiente (segundo Whatley 1983a, b; 1988)

Bertels-Psotka *et al.* (1998), definiram nos perfis por elas estudados um maior ou menor grau de tanatocenoses autóctones e representativas de paleobiocenoses, como resultado parcial dos processos de transporte e redeposição de sedimentos próprios da dinâmica de ambientes fechados.

Kontrovitz (1975) utilizando um canal artificial (*flume*) com velocidade de água controlada, substrato duro e liso, testou diversas velocidades para valvas e carapaças individuais de um número determinado de espécies recentes. O resultado definiu que a forma das espécies de ostracodes é a principal característica

controladora da velocidade de tração, e demonstrou a viabilidade do uso de *flumes* para o estudo do transporte diferencial de microfósseis.

O estudo da estrutura populacional, realizado neste trabalho, segundo o modelo de Whatley (1988), é imprescindível para a distinção entre os componentes alóctones e autóctones de uma população de ostracodes provenientes de ambientes marinhos marginais, com diferentes salinidades. Devido à proximidade entre os ambientes e as frágeis barreiras que os separam, é fácil a contaminação mútua das diferentes faunas. Assim, este modelo torna-se num artifício importante que auxilia o reconhecimento das biocenoses e tafocenoses das associações fossilíferas, bem como as reconstruções paleoambientais.

3.2. Colorimetria

A interpretação da história termal é muito estudada através das mudanças de cor em conodontes e pólens (Rejebian *et al.*, 1987). Em ostracodes, Kontrovitz *et al.* (1992) identificaram mudanças na coloração das carapaças em ensaios sob diferentes condições de temperatura e pressão, simulando assim condições de diagênese e de metamorfismo; ainda vários tipos de sedimentos, além de óleo cru, foram adicionados nos ensaios. Vale salientar algumas das conclusões dos autores: (1) somente carapaças tratadas com matéria orgânica, incluindo o petróleo, desenvolveram cores pretas similares àquelas de muitas carapaças fósseis; (2) ostracodes fósseis, obtidos a partir de testemunhos, possuem cores similares daquelas obtidas experimentalmente; (3) após aquecimento, as carapaças piritizadas tornaram-se avermelhadas, sendo distinguidas daquelas coloridas por compostos orgânicos; e (4) as tonalidades da cor preta dos fósseis variam nas diferentes zonas termais, sugerindo o uso das carapaças de ostracodes como diagnóstico para a história termal.

Ainsworth *et al.* (1990) determinaram uma sequência de alteração de cores em carapaças de ostracodes, estas atribuídas a alteração termal proporcionada pela combinação soterramento/matéria orgânica ou aquecimento por intrusões ígneas. Os autores propõem a inclusão dos ostracodes entre os grupos de invertebrados que possuem condições de refletir mudanças óticas, pela cor ou refletividade, para a maturação termal da matéria orgânica. O escurecimento gradual dos ostracodes fósseis, determinado por Ainsworth *et al.* (1990), seguiu da cor branca até o preto segundo o padrão de cores Munsell (*Munsell Colour*, 1975) (Fig. 17).

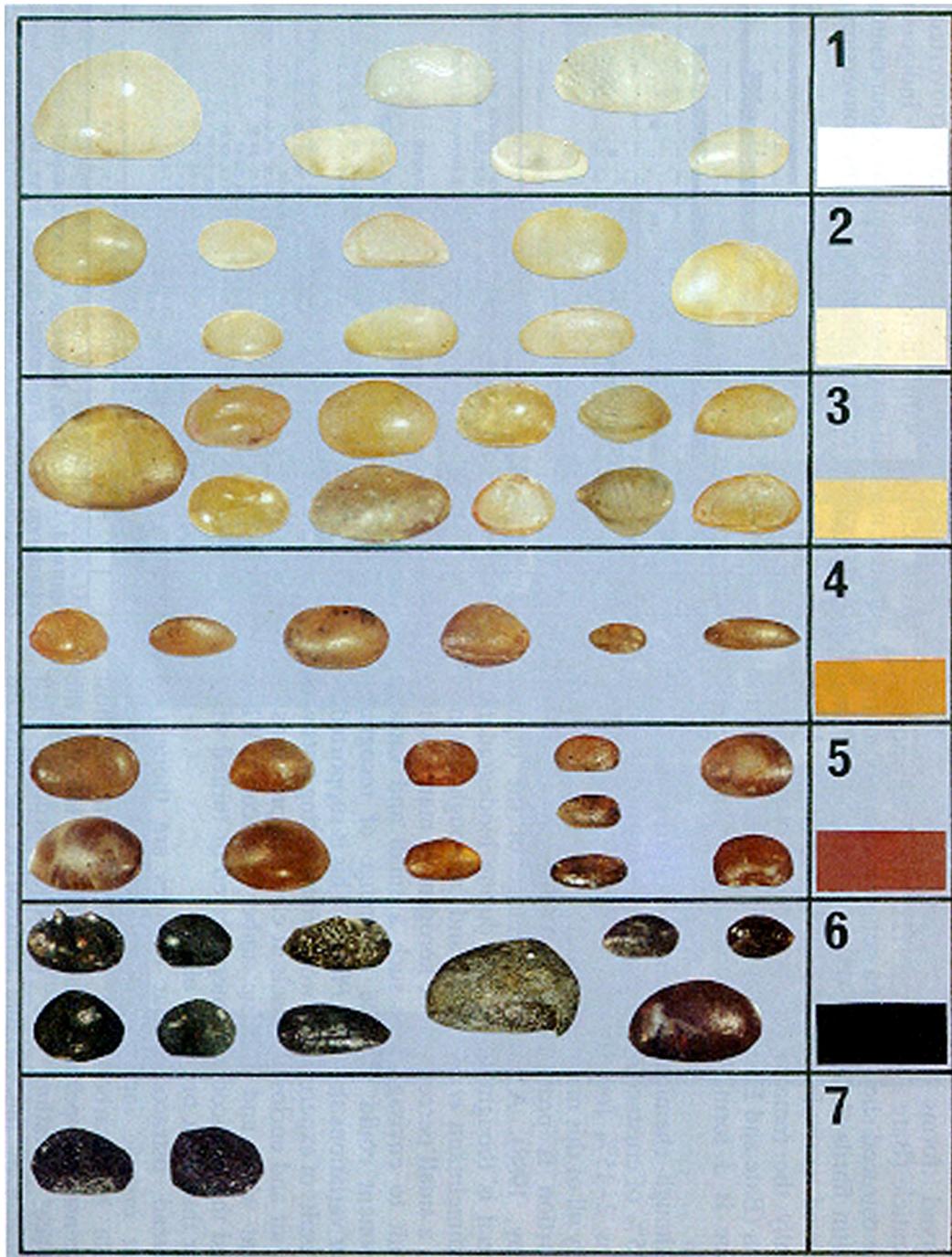


FIGURA 17. Sequência de alteração das cores em carapaças de ostracodes (segundo Ainsworth *et al.*, 1990)

LEGENDA: (1) Sem cor/Branco (5 YR S/1 a 10 YR 8/1); (2) Amarelo-laranja muito claro (2,5 Y 8/4 a 10 YR 8/4); (3) Âmbar a amarelo amarronado (10 YR 6/6); (4) Marrom escuro amarelado (10 YR 4/6); (5) Marrom escuro amarelado (10 YR 4/6) a marrom escuro avermelhado (5 YR 3/4); (6) Cinza-marrom muito escuro (2,5 YR N 3/2) a preto (10 YR 2,1); (7) Preto (7,5 YR N 2/0) a preto (7,5 Y N 2/0) com rugosidade da superfície (corrosão).

IV. Argilominerais e Ostracodes da Formação Alagamar

1. Identificação dos argilominerais

A identificação dos argilominerais e do conjunto de minerais presentes nas amostras da Formação Alagamar foi realizada através da difração de raios-X. Esta análise parte do princípio básico de que cada substância cristalina possui sua própria estrutura atômica; esta difrata os raios-X num padrão característico e a substância é assim reconhecida (Brown, 1961).

A identificação do conjunto mineralógico ocorreu de acordo com a posição e a intensidade das reflexões geradas por esses minerais nos difratograma, sendo utilizado para auxiliar a identificação o programa de computador Jade 3.0 ambiente *Windows*, com banco de dados PC-PDF (*Power Diffraction File – PDF para PC*) produzido pelo *International Center for Diffraction Data*.

Para os argilominerais a posição das reflexões é determinada pela equação de Bragg ($n\lambda=2d.\text{sen}\theta$), que mostra a relação entre os ângulos de incidência e de reflexão, o comprimento da radiação (λ) e a distância interplanar (d) do cristal, sendo (θ) o ângulo de incidência sobre o plano 001 e (n) o número de λ que chegam ao detetor. Portanto, cada argilomineral gera com a DRX uma série de picos (sequência integral) cujos valores são submúltiplos da reflexão 001.

Como as presentes análises por DRX são de amostras poliminerálicas, a determinação dos minerais presentes foi dificultada pela sobreposição das reflexões. A solução deste problema foi iniciar a identificação dos argilominerais pela análise dos espaçamentos interplanares e através das intensidades das reflexões na série racional 001 característica de cada argilomineral platiforme simples (Tab. 6) e das reflexões hkl dos argilominerais fibrosos, ambos a partir dos difratogramas das amostras seca ao ar (Tab. 7).

TABELA 6. Reflexões características 00l dos principais argilominerais platiformes simples (dados de Brown, 1961)

 d =espaçamento interplanar em Å; I=intensidade dos picos

Argilominerais	001		002		003		004	
	d	I	D	I	d	I	d	I
Caulinitas	7,1	100	3,57	100	2,38	60	1,79	40
Ilitas	10,1	100	5,04	40	3,36	100	---	---
Esmectitas	~15	100	---	---	~5	30	---	---
Cloritas	14,1	80	7,05	100	4,72	60	3,54	10

TABELA 7. Reflexões características hkl dos argilominerais fibrosos paligorsquita e sepiolita (dados de Brown, 1961)

 d =espaçamento interplanar em Å; I=intensidade dos picos

Argilominerais	110		130		310		150	
	d	I	d	I	d	I	d	I
Sepiolita	12,05	100	7,47	10	---	---	5,01	7

Após, procurou-se as reflexões harmônicas correspondentes a cada um dos minerais preliminarmente reconhecidos, e para então atestar o reconhecimento foram utilizados os difratogramas dos testes auxiliares de glicolagem e aquecimento. Confirmando-se, assim, muitas das dúvidas sobre os posicionamentos e intensidades das reflexões analisadas (Tab. 8).

Os padrões resultantes da difração da sepiolita não são afetados por aquecimentos <200 °C e etileno-glicol, onde permanece a forte reflexão a 12,05 Å.

A sugestão de Moore e Reynolds (1997): "...se a mistura é tão complicada, o melhor a fazer é perguntar: A ilita está presente? A esmectita está presente? A clorita está presente? Se estas questões podem ser respondidas, a análise está completa, exceto para paligorsquita, sepiolita e interestratificados...", foi utilizada em muitas das amostras analisadas. Os autores ainda sugerem considerar o contexto geológico das amostras além da forma, a intensidade e as posições das reflexões.

A identificação dos argilominerais interestratificados nos difratogramas, exigiu uma análise mais detalhada quanto às unidades estruturais que os compõem, e da proporção e o grau de regularidade das mesmas. Os argilominerais interestratificados apresentam uma série racional de reflexões harmônicas, onde a diferença com os argilominerais simples está na superestrutura de valor equivalente à soma dos valores correspondentes às unidades estruturais que as compõem.

TABELA 8. Distâncias interplanares dos argilominerais simples em função dos tratamentos aplicados. (Dados de Alves, 1990)

N=seca ao ar; EG=etileno-glicol; 500=aquecimento em °C

Argilominerais	Distância Interplanar (Å)										
	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Caulinitas	N EG										
Ilitas	N EG 500										
Esmectitas	(-----N-----) 500 EG										
Cloritas	N EG 500										
Paligorsquita	N EG 500										
Sepiolita	N EG 500										

A identificação dos argilominerais interestratificados seguiu a sequência dos argilominerais simples, através da comparação dos difratogramas originados dos tratamentos aplicados de secagem ao ar, solvatação com etileno glicol e aquecimento a 490° C (Tab. 9).

TABELA 9. Distâncias interplanares dos argilominerais interestratificados em função dos tratamentos aplicados (dados de Alves, 1990 e Moore e Reynolds, 1997)

N=seca ao ar; EG=etileno-glicol; 500=aquecimento °C; 1:1=estado ordenado

Argilominerais	Distância Interplanar (Å)										
	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Ilita/Esmectita (I/E)	(-----1:1-----) N (-----) 1:1 (-----)EG 500										
Clorita/Esmectita (C/E)	(---) N (---) (-----1:1-----)EG (---) (-----1:1-----) 500										

Os interestratificados foram identificados de acordo com o conceito estabelecido por Méring (1949, *in*: Moore & Reynolds, 1997), o qual estabelece que

as reflexões ocorrem entre as posições nominais dos picos 001 de ambos os membros da mistura, e as posições das reflexões intermediárias são determinadas pelas proporções dos membros finais no interestratificados. Portanto, o interestratificado I/E foi identificado através das intensidades das reflexões produzidas após o tratamento com etileno-glicol nas posições próximas a $5,6^{\circ} 2\theta$, $10^{\circ} 2\theta$, $16^{\circ} 2\theta$ e $26^{\circ} 2\theta$, quando aquecidas as reflexões modificaram suas intensidades e posicionamentos, confirmando assim a presença e a proporção dos componentes na estrutura. O interestratificado C/E foi inicialmente detectado nas reflexões dos menores ângulos em todos os tratamentos. Logo, devido a modificação das posições das reflexões nos tratamentos, onde a partir de um pico largo com $d \sim 7,1 \text{ \AA}$ na secagem ao ar, duas reflexões são produzidas no glicol, uma com $d \sim 7,8 \text{ \AA}$ e outra que se mantém com $d \sim 7,1 \text{ \AA}$ e quando aquecida a reflexão com $d \sim 7,8 \text{ \AA}$ “expandiu” para $d \sim 8 \text{ \AA}$. Idêntico efeito é detectado a partir das reflexões da secagem ao ar em $d \sim 4,89 \text{ \AA}$ e $d \sim 3,65 \text{ \AA}$. O pico com $d \sim 12 \text{ \AA}$, após o aquecimento, corresponderia a metade da reflexão de $d \sim 24 \text{ \AA}$.

2. Resultados obtidos nas análises por DRX

Os resultados obtidos nas análises por DRX nas duas frações, $> 2 \mu\text{m}$ e $< 2 \mu\text{m}$, demonstraram variações na composição mineralógica ao longo das perfurações.

Os difratogramas foram agrupados de acordo com a divisão estratigráfica previamente estabelecida para a Formação Alagamar: Membro Upanema, CPT e Membro Galinhos. Na perfuração RN6 todas estão representadas, enquanto que no RN8 somente as CPT e no RN9 o Membro Upanema.

O Membro Galinhos foi analisado no intervalo de 1.219,5 a 1.220,5 m na RN6, as CPT são analisadas nas perfurações RN6 e RN8, respectivamente nos intervalos de 1.231 a 1.247,42 m e 1.705 a 1.720,67 m e o Membro Upanema nos intervalos de 1.263 a 1.276,3 m e 2.404,55 a 2.443,15 m, respectivamente na RN6 e na RN9.

2.1 Fração $> 2 \mu\text{m}$

A fração $> 2 \mu\text{m}$ indica a composição mineralógica total dos níveis amostrados, facilitando a identificação dos constituintes terrígenos, biogênicos e

químicos. Nessa fração, os principais constituintes mineralógicos mostram reflexões intensas e simétricas, características de minerais bem cristalizados, como quartzo e calcita. Os argilominerais são indicados pelas reflexões diagnósticas principalmente em $d\sim 14 \text{ \AA}$, $d\sim 10 \text{ \AA}$ e $d\sim 7 \text{ \AA}$, com picos abertos e pouco intensos, particularmente nos menores ângulos. A caracterização dos argilominerais é feita na fração $<2 \mu\text{m}$.

Na **perfuração RN6**, no Membro Galinhos a calcita e o quartzo são os minerais predominantes que, ao lado da gipsita e dos feldspatos, ocorrem em todas as amostras, em distintas proporções. Os feldspatos, representados por microclínio e albíta, apresentam as reflexões mais intensas no nível RN6-03, o único em que a reflexão da mica/ilíta é bem marcada, contendo também pirita. Anquerita é registrada na amostra RN6-04 e anfibólio na RN6-01 (Fig. 18a).

Nas CPT as amostras superiores (RN6-05 e RN6-06) e a inferior (RN6-09) são de composição terrígena, enquanto as amostras RN6-07 e RN6-08 possuem predominância carbonática, o quartzo é o mineral presente em todas as amostras e a gipsita não aparece na amostra RN6-08. As amostras superiores se distinguem das demais pelas reflexões intensas em $d\sim 14 \text{ \AA}$, $d\sim 10 \text{ \AA}$ e $d\sim 7 \text{ \AA}$ correspondentes a argilominerais e pela ausência de calcita que é constituinte maior nos níveis em RN6-07 e RN6-08, e também em RN6-09. Nessas duas primeiras ocorre a magnesita. Os feldspatos estão ausentes apenas em RN6-07. Os argilominerais com reflexões em $d\sim 14 \text{ \AA}$, $d\sim 10 \text{ \AA}$ e $d\sim 7 \text{ \AA}$ estão presentes também na amostra da base (RN6-09), juntamente com anfibólio (magnesiohornblenda ?). Anquerita é verificada na amostra do topo da amostragem (RN6-05) (Fig. 18b).

No Membro Upanema, o quartzo está presente em todas as amostras e a calcita é o maior constituinte, exceto em RN6-12 em que aparece como traço. Em relação à gipsita nota-se que as maiores proporções são registradas nas amostras do topo (RN6-12, RN6-11 e RN6-10), enquanto em RN6-13 é um constituinte traço e não é perceptível em RN6-14. Os feldspatos foram considerados como ortoclásio e albíta com reflexões intensas nas amostras RN6-14 e RN6-12 e não ocorrem na RN6-13. Foi verificada, ainda, a presença de anfibólio (magnesiohornblenda ?) na amostra RN6-11. Os argilominerais são indicados por reflexões relativamente intensas nos menores ângulos, em todas as amostras, exceto em RN6-10 e RN6-11. A pirita ocorre nas amostras RN6-13 e RN6-11 (Fig. 18c).

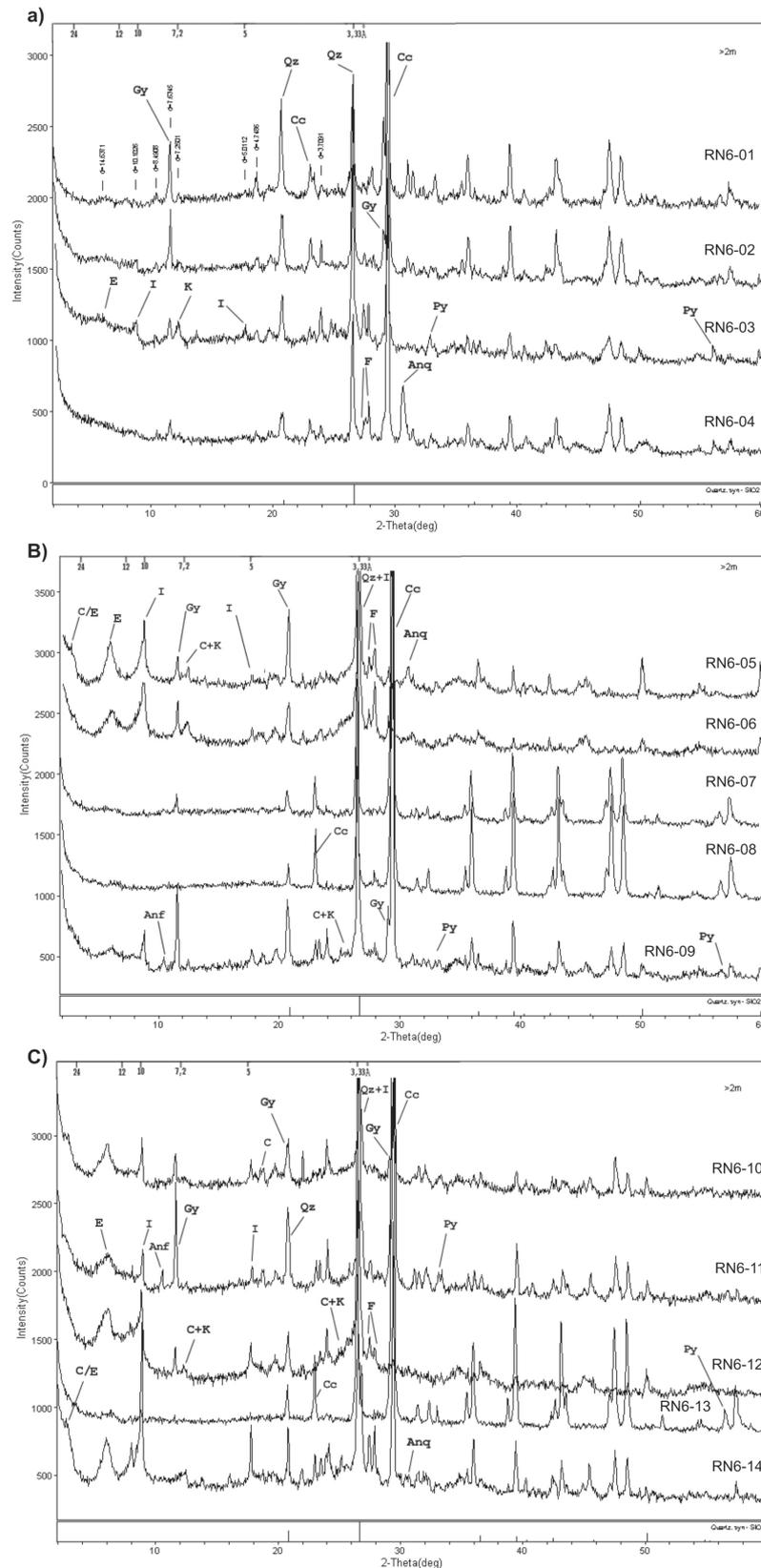


FIGURA 18. Difratomogramas fração >2 μm do poço RN6 a) Membro Galinhos; b) CPT; c) Membro Upanema

LEGENDA: E=Esmeclita; I=Ilita; C=Clorita; K=Caulinita; C/E=Clorita/Esmeclita; I/E=Ilita/Esmeclita; Qz=Quartzo; Cc=Calcita; Gy=Gipsita; Py=Pirita; F=Feldspatos; Anf=Anfibólio; Anq=Anquerita; Sid=Siderotil; Sep=Sepiolita; C+K=sobreposição de picos; C001=posição dos picos

Na **perfuração RN8**, as amostras das CPT analisadas correspondem a termos predominantemente terrígenos. Assim, o quartzo é o principal constituinte em todas as amostras associado a argilominerais e feldspatos (Fig. 19). A gipsita é verificada nos níveis superiores, RN8-01 e RN8-02, como constituinte traço e em RN8-03 como constituinte maior. Neste último nível ocorre uma composição anômala em relação aos níveis superiores e inferiores, tanto pela maior intensidade da reflexão do anfibólio, como pela concentração elevada de enxofre, que ocorre como elemento nativo ou combinado em sulfatos, como a gipsita - com as reflexões mais intensas dentre todas as amostras – e como sulfato de ferro (sideritil - $\text{FeSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$?). Os níveis inferiores, RN8-04 e RN8-05, diferem dos níveis superiores, principalmente pela ausência da gipsita. Na amostra RN8-05 as reflexões características dos feldspatos ocorrem mais intensas que nas demais amostras, o que acontece também com a calcita, e na RN8-04 anquerita pode ser inferida. Os argilominerais, presentes em todas as amostras, são indicados pelas reflexões em $d \sim 14, 10$ e 7 .

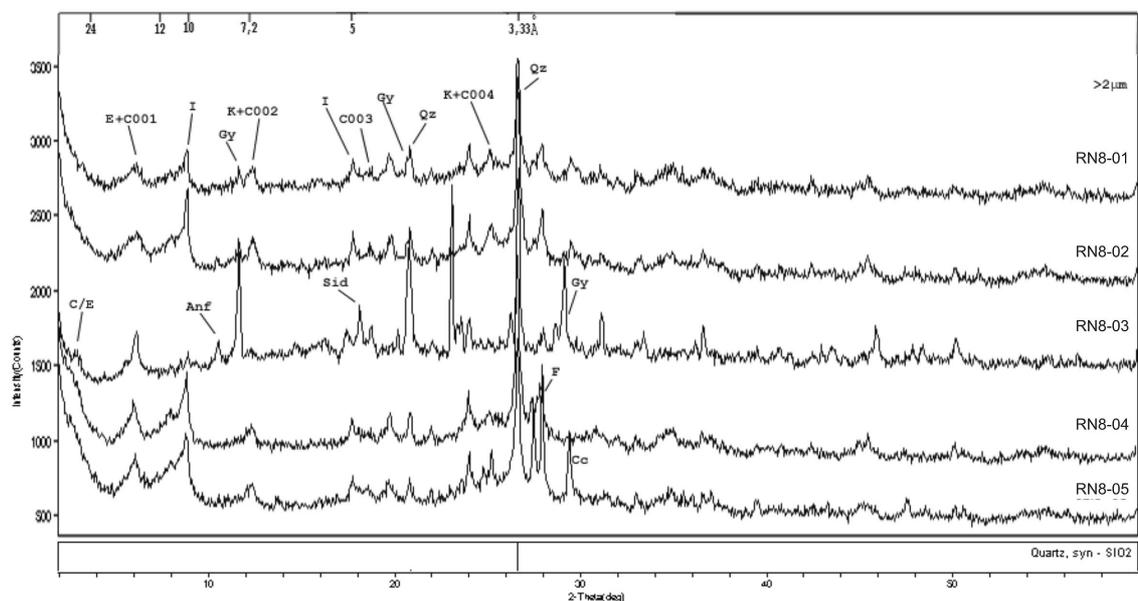


FIGURA 19. Difratograma fração $>2 \mu\text{m}$ - Poço RN8 – CPT

Na perfuração RN9, as amostras RN9-01 (topo) e RN9-03 (base) mostraram conteúdo essencialmente terrígeno, enquanto RN9-02 é de composição dolomítica. Em todas as amostras é verificada a presença de quartzo e gipsita. Nas amostras RN9-01 e RN9-03 micas/ilita, caulinita e quartzo possuem reflexões destacadas; ainda nessas amostras ocorrem feldspatos, assumidos como albita e ortoclásio,

dominando o primeiro na RN9-03 e o último na amostra RN9-01. Na RN9-02, o principal constituinte é a dolomita, ocorrendo também sepiolita (?). A pirita é identificada na amostra RN9-01 e na RN9-02 (Fig. 20).

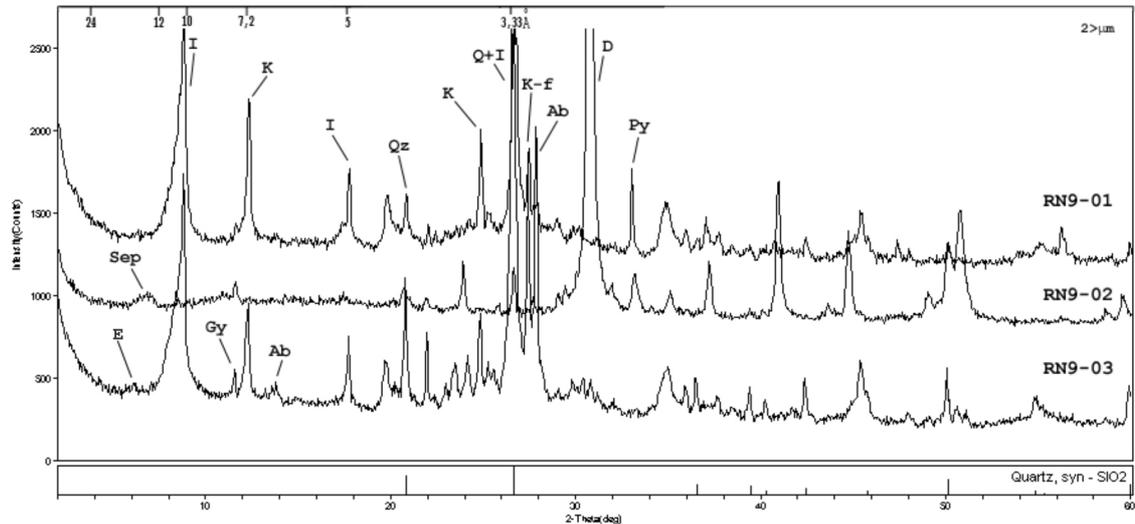


FIGURA 20. Difratoograma fração >2 μm - Poço RN9 – Membro Upanema

2.2 Fração <2 μm

Na fração <2 μm , uma significativa mudança nos difratogramas pode ser destacada em relação à fração >2 μm . É a ocorrência de picos mais afilados e mais intensos nas posições correspondentes aos argilominerais, já que na fração maior possuíam reflexões discretas. Os argilominerais identificados nas amostras demonstraram reflexões na maioria abauladas, de variadas intensidades e algumas sensíveis aos tratamentos utilizados.

As reflexões em $d\sim 14$ Å na secagem ao ar podem corresponder a três fases mineralógicas distintas, a serem comprovadas suas ocorrências após os demais tratamentos de glicol e aquecimento: esmectita que após o glicol expande para $d\sim 17$ Å e colapsa para $d\sim 10$ Å após o aquecimento; clorita que não apresenta alteração na sua estrutura após os tratamentos; e o interstratificado clorita/esmectita (C/E) que apresenta após o glicol expandibilidade com reflexões entre $d\sim 14-17$ Å, e com o aquecimento as reflexões passam para uma região entre $d\sim 14-11,8$ Å. Reflexões em $d\sim 29,5$ Å na secagem ao ar, que são modificadas para $d\sim 32$ Å no glicol e para $d\sim 24$ Å no aquecimento, também caracterizam o interstratificado C/E. Pode-se constatar que

as reflexões em $d \sim 14$ Å são o somatório das difrações das fases mineralógicas citadas acima.

O mineral do grupo das ilitas pode ser identificado através das suas reflexões inalteradas após os tratamentos em $d \sim 10$ Å, $d \sim 5$ Å e $d \sim 3,33$ Å. Somente suas intensidades foram alteradas depois de cada tratamento, devido a sobreposição com as reflexões da esmectita e com a reflexão mais intensa do quartzo.

As reflexões em $d \sim 7,1$ Å na secagem ao ar desdobrando-se após o glicol para $d \sim 8,5$ Å, $d \sim 7,8$ Å e $d \sim 7,2$ Å, estas podem caracterizar a ocorrência de fases mineralógicas expansíveis diferentes: a reflexão $d \sim 8,5$ Å evidencia a esmectita com reflexão 002, metade da reflexão 001 ($d \sim 17$ Å), apesar de fraca intensidade pode em muitas amostras caracterizar este mineral; a reflexão $d \sim 7,8$ Å identifica a fase expansível do interestratificado C/E, o que corresponde a reflexão 004 da superestrutura C/E (quarta parte da reflexão $d \sim 32$ Å). A reflexão $d \sim 7,2$ Å mantém-se inalterada no glicol, o que caracteriza a clorita, e que após o aquecimento tem sua intensidade sensivelmente reduzida. Esta reflexão (clorita 002) em muitas amostras desaparece, o que confirma seus baixos teores. A caulinita possui sua reflexão 001 também em $d \sim 7,2$ Å, dificultando, portanto, a identificação devido a sobreposição com a reflexão 002 da clorita, além de ocorrer muitas vezes em baixos teores. Sua ocorrência somente é definida quando da ausência da reflexão 001 correspondente a clorita.

As reflexões correspondentes ao interestratificado ilita/esmectita (I/E) são de maneira geral muito abauladas e de pouca intensidade, as quais abrangem um amplo intervalo angular de 2θ . Nos tratamentos efetuados a identificação é realizada principalmente nas reflexões entre $d \sim 10-8,5$ Å e $d \sim 5,6-5$ Å.

Na **Perfuração RN6, Membro Galinhos**, permanece nessa fração, em relação à fração >2 µm, a predominância do quartzo e calcita, enquanto que a gipsita não mais ocorre e os feldspatos, representados pelo microclínio, ocorrem em todas as amostras. Os argilominerais detectados nessas amostras são a esmectita, ilita e caulinita. A clorita é sugerida, como constituinte traço nas amostras RN6-03 e RN6-04. O interestratificado I/E foi identificado no tratamento com etileno-glicol nos níveis RN6-01, RN6-02 e RN6-03 com reflexões fracas e abauladas (Figs. 21a 21b).

Nas **CPT**, na fração < 2 µm, o quartzo ocorre em todas as amostras, mas a calcita não é notada em RN6-05 e RN6-06. Os feldspatos representados por albita e

microclínio ocorrem com reflexões significantes somente nas amostras do topo RN6-05, RN6-06 e RN6-07. Os argilominerais esmectita e ilita fortalecem suas reflexões em $d \sim 14 \text{ \AA}$, $d \sim 10 \text{ \AA}$, estes mais abundantes nas amostras terrígenas secundariamente a caulinita e interestratificados I/E. A esmectita ocorre como traço nos níveis mais carbonáticos RN6-07 e RN6-08. A clorita ocorre como constituinte traço nas amostras dos níveis superiores (do topo), RN6-05 e RN6-06, de difícil identificação devido as fracas reflexões e a sobreposição com a caulinita. O interestratificado C/E está presente em RN6-05, sendo sugerido em RN6-06, mas não é notado nas demais amostras. O interestratificado I/E é interpretado como constituinte traço em RN6-05, RN6-06 e RN6-09, não sendo notado nas outras amostras (Figs. 22a e 22b).

No **Membro Upanema**, na fração $< 2\mu\text{m}$, o quartzo se destaca nas amostras RN6-10 e RN6-11, ocorrendo como constituinte traço em RN6-12, mas não é notado nas demais (Fig. 23a). O feldspato é representado pelo microclínio na RN6-14 e a calcita só não é notada em RN6-12. Os argilominerais comuns a todas as amostras são o interestratificado C/E e a ilita, e como traços os argilominerais interestratificado I/E e a clorita. O interestratificado C/E mostram reflexões largas e mal definidas nos três níveis do topo, mas nos dois níveis inferiores são marcados por picos intensos e estreitos. (Fig. 23b).

Na **perfuração RN8, CPT**, o quartzo ocorre nas amostras RN8-02 e RN8-04. Sulfato de ferro (jarosita – $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$) continua a ocorrer nesta fração na amostra RN8-03 e a pirita surge com forte intensidade. Os argilominerais ocorrem em todas as amostras e são representados pela esmectita, o interestratificado C/E que nas amostras de maior profundidade aumenta seus teores; a clorita com reflexões que se sobrepõem com a caulinita; a ilita ocorre em todas, assim como o interestratificado I/E mas como constituinte traço e não aparece na RN8-03 (Fig. 24a e 24b).

Na **perfuração RN9, Membro Upanema**, quartzo e feldspato (ortoclásio e albita) são verificados somente na amostra RN9-03. Os argilominerais são a ilita contendo camadas expansivas (ou interestratificado I/E com baixo conteúdo em esmectita) nas amostras RN9-01 e RN9-03. A sobreposição com os fortes picos da mica/ilita dificultou a determinação do ordenamento do I/E, assim como os teores dos componentes. Caulinita com reflexões relativamente fortes em RN9-01 e RN9-03 e na RN9-02 o principal constituinte é a dolomita (Fig.25).

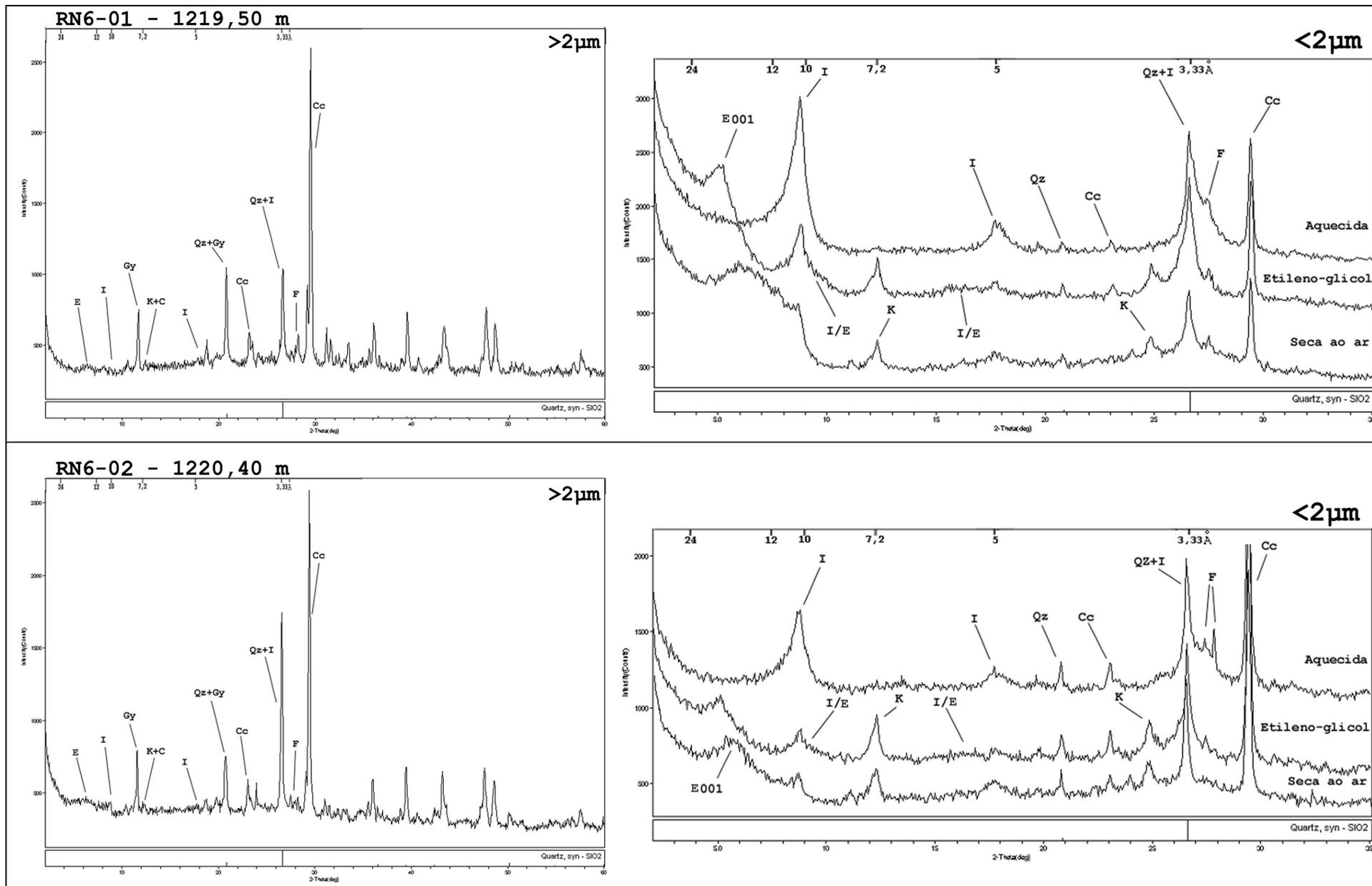


FIGURA 21a. Difratogramas fração >2µm e <2µm – Poço RN6 – Membro Galinhos

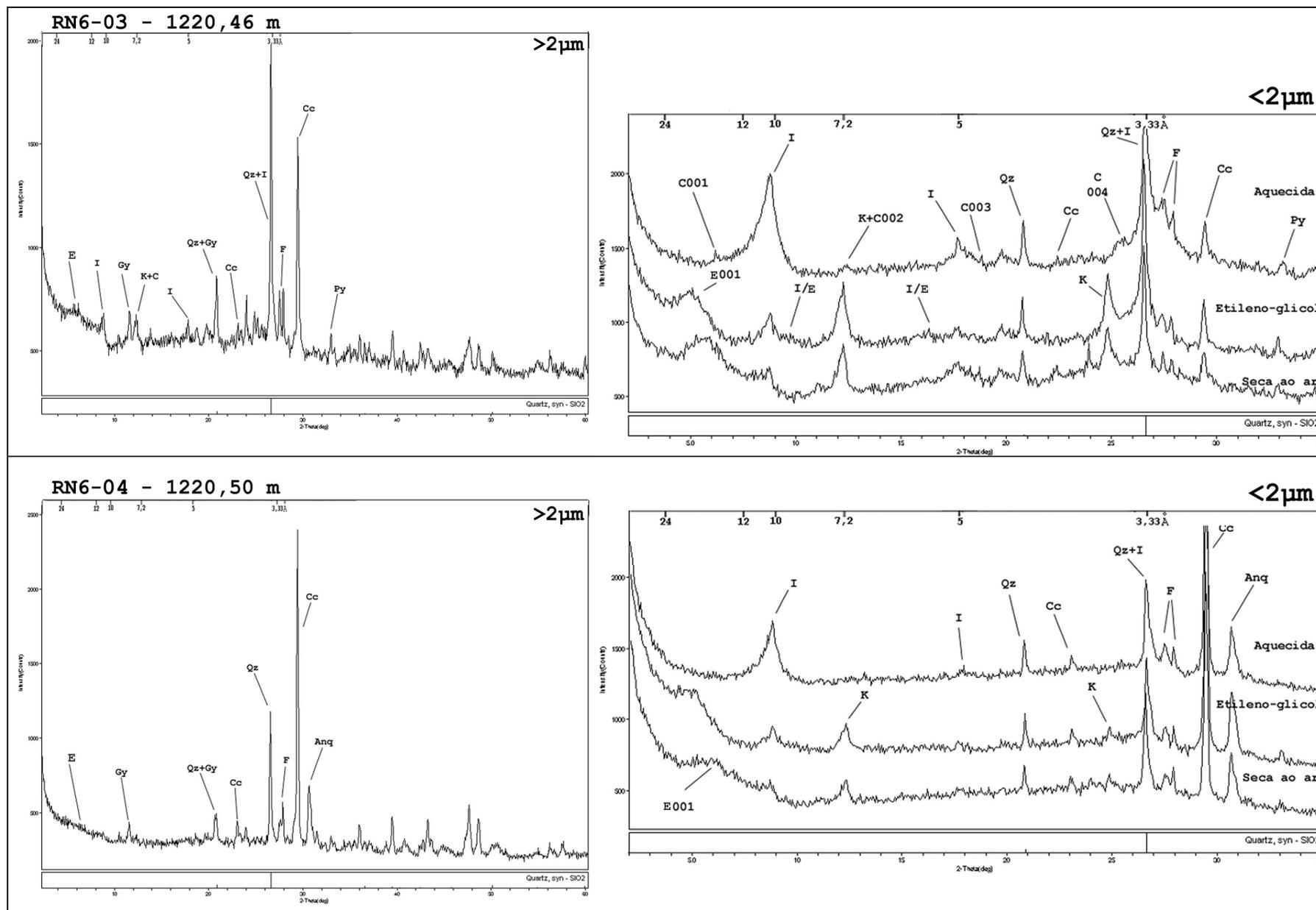


FIGURA 21b. Difratogramas fração >2µm e <2µm – Poço RN6 – Membro Galinhos

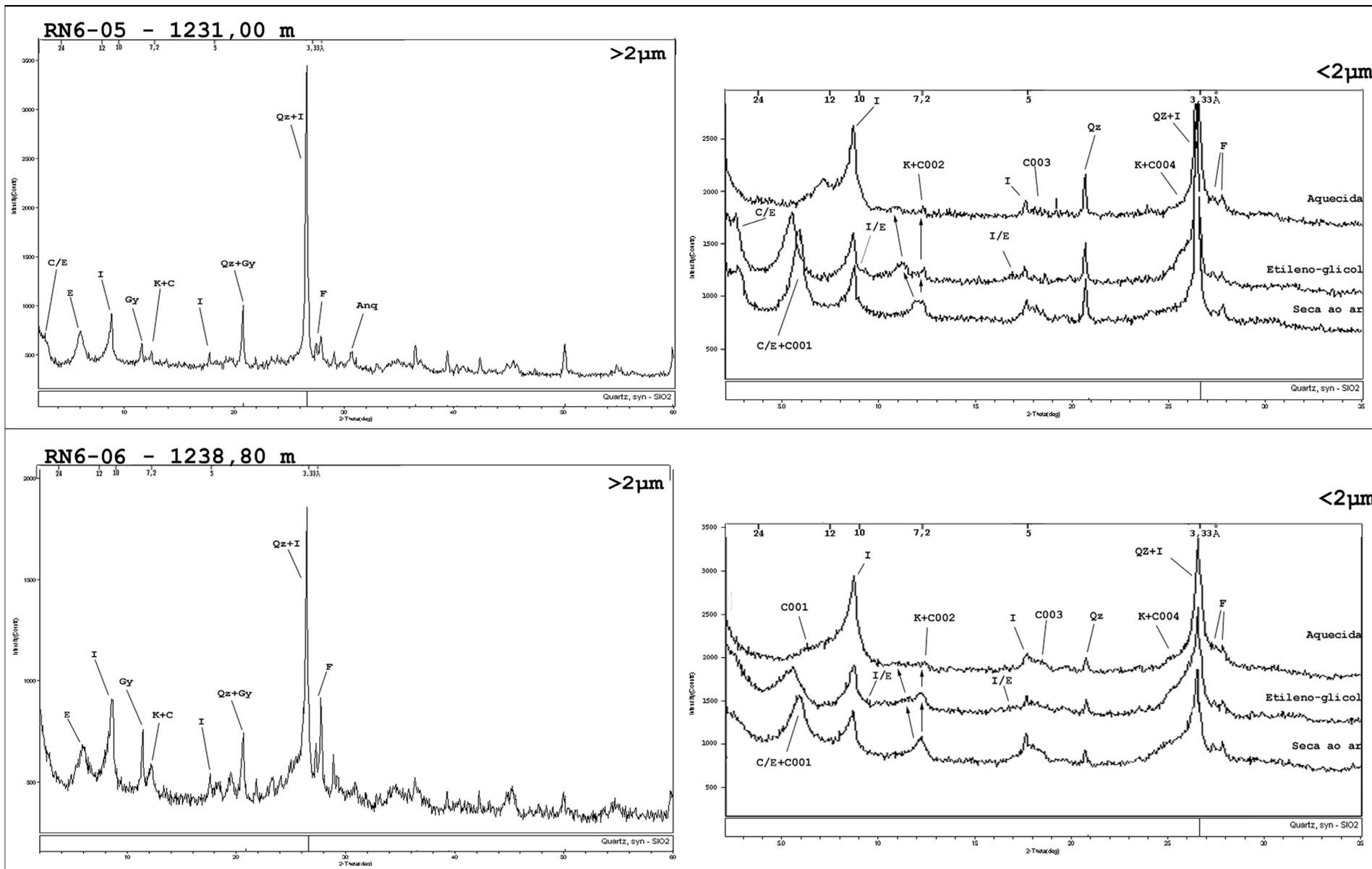


FIGURA 22a. Difratomogramas fração >2µm e <2µm – Poço RN6 – CPT

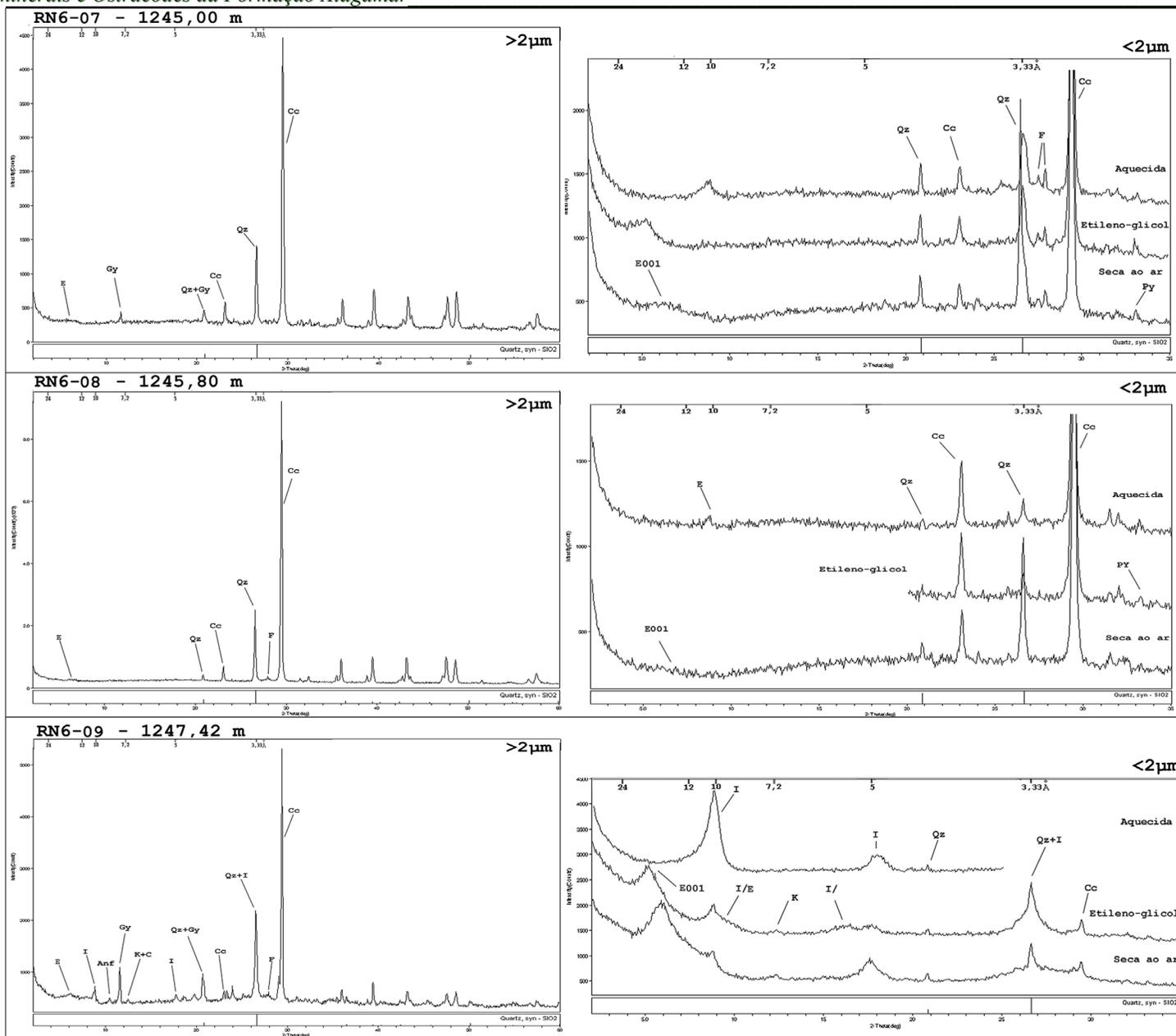


FIGURA 22b. Difratogramas fração >2µm e <2µm – Poço RN6 – CPT

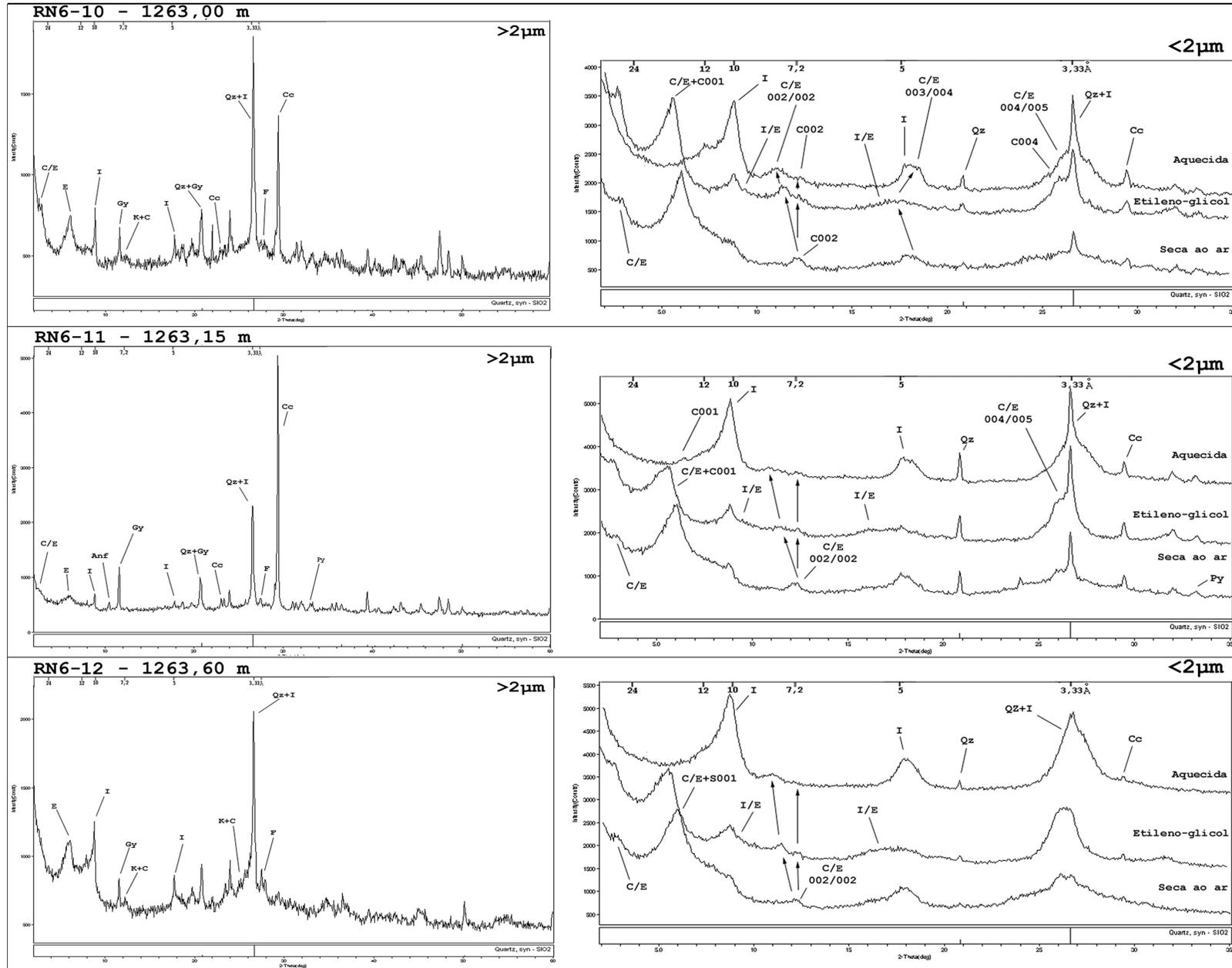


FIGURA 23a. Difratogramas fração >2µm e <2µm – Poço RN6 – Membro Upanema

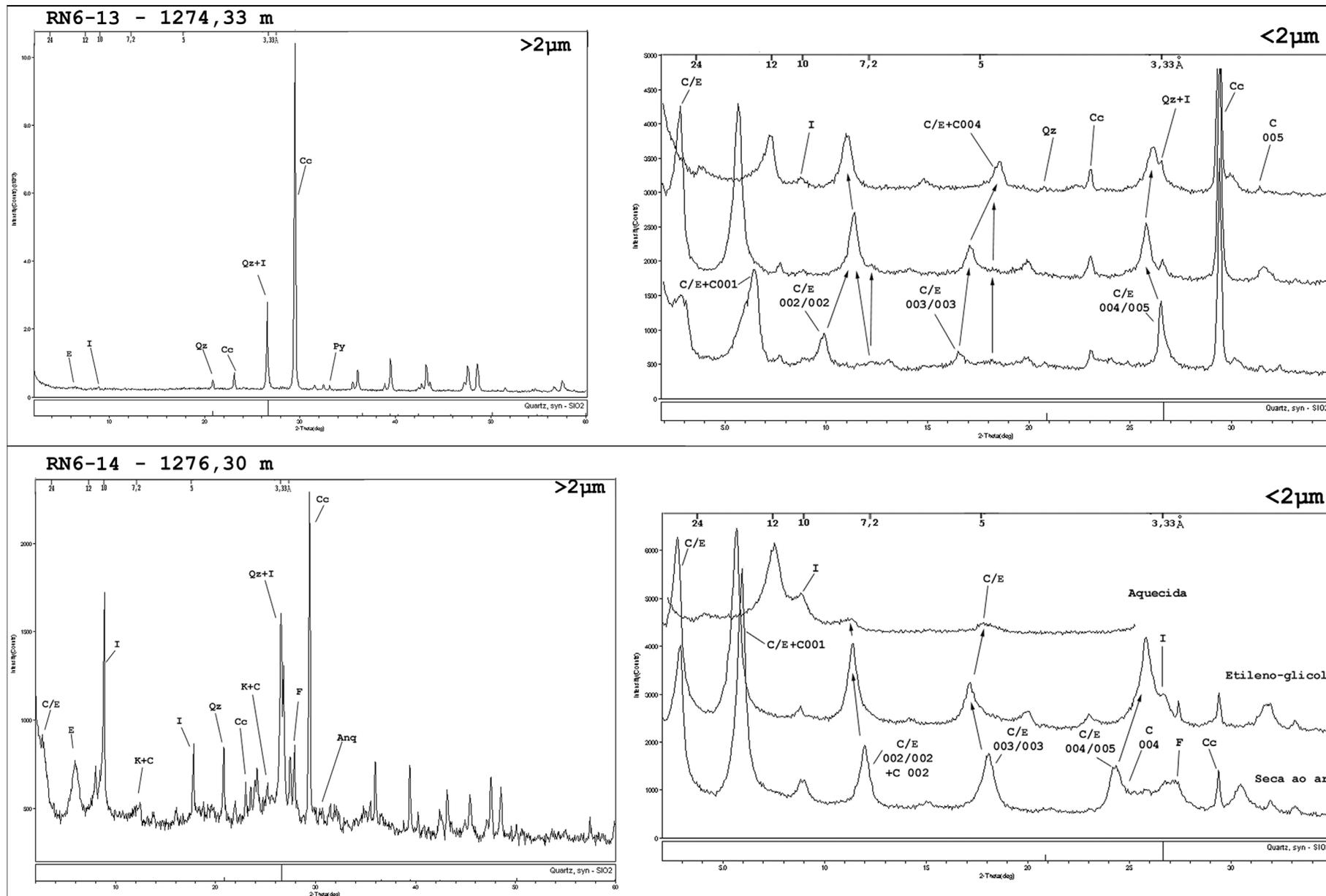


FIGURA 23b. Difratogramas fração >2µm e <2µm – Poço RN6 – Membro Upanema

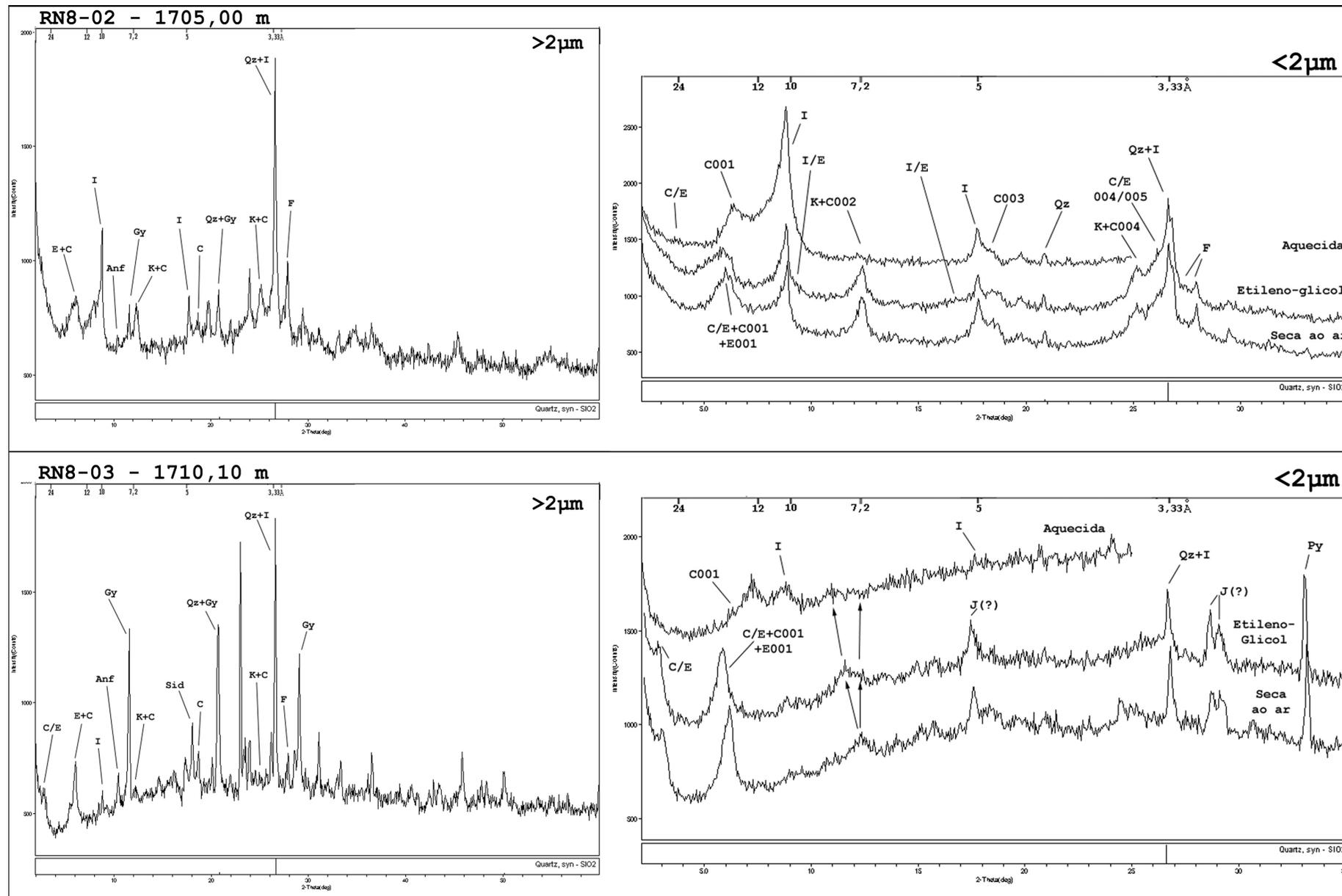


FIGURA 24a. Difratogramas fração >2µm e <2µm – Poço RN8 – CPT

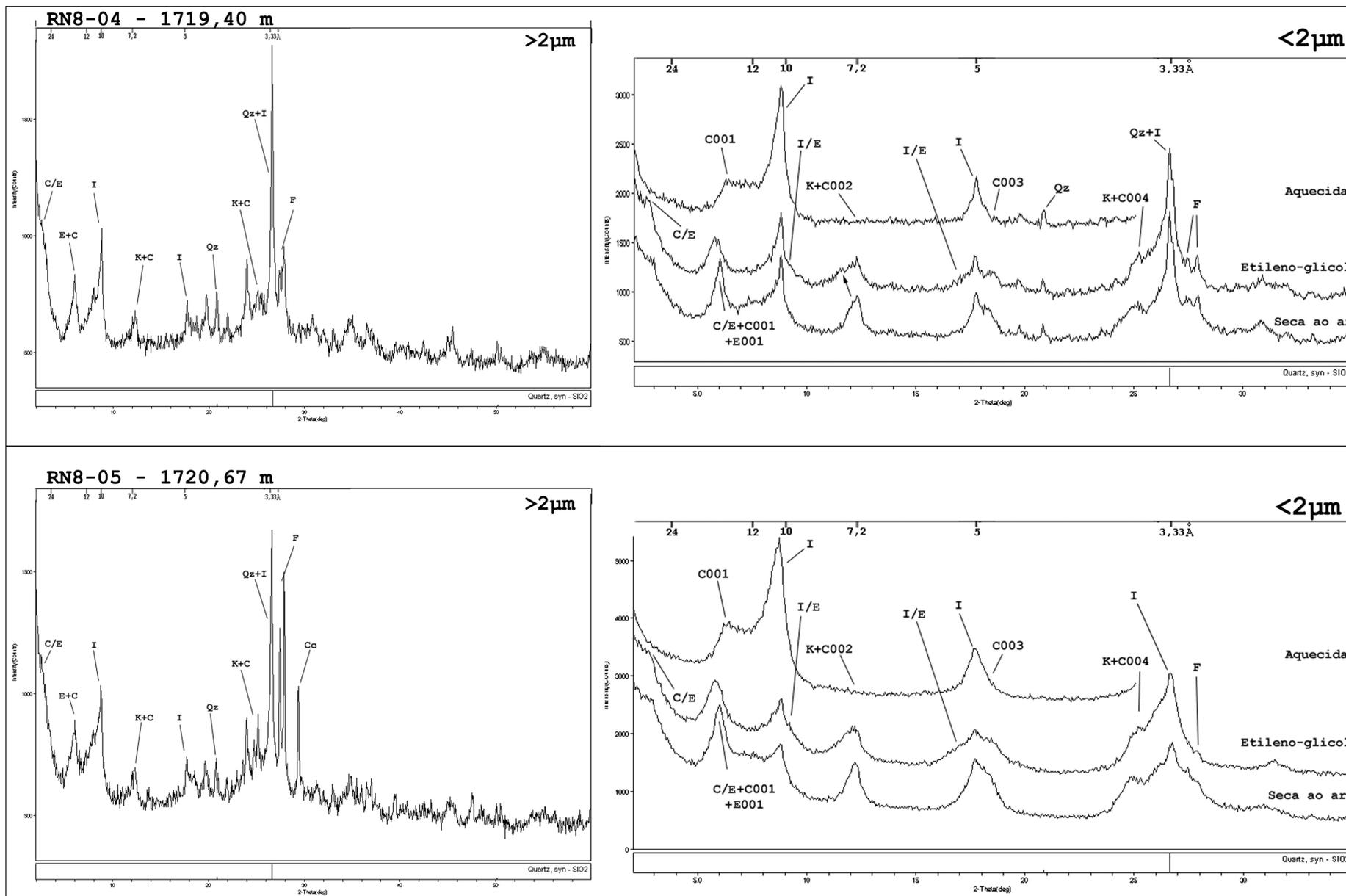


FIGURA 24b. Difratogramas fração >2µm e <2µm – Poço RN8 – CPT

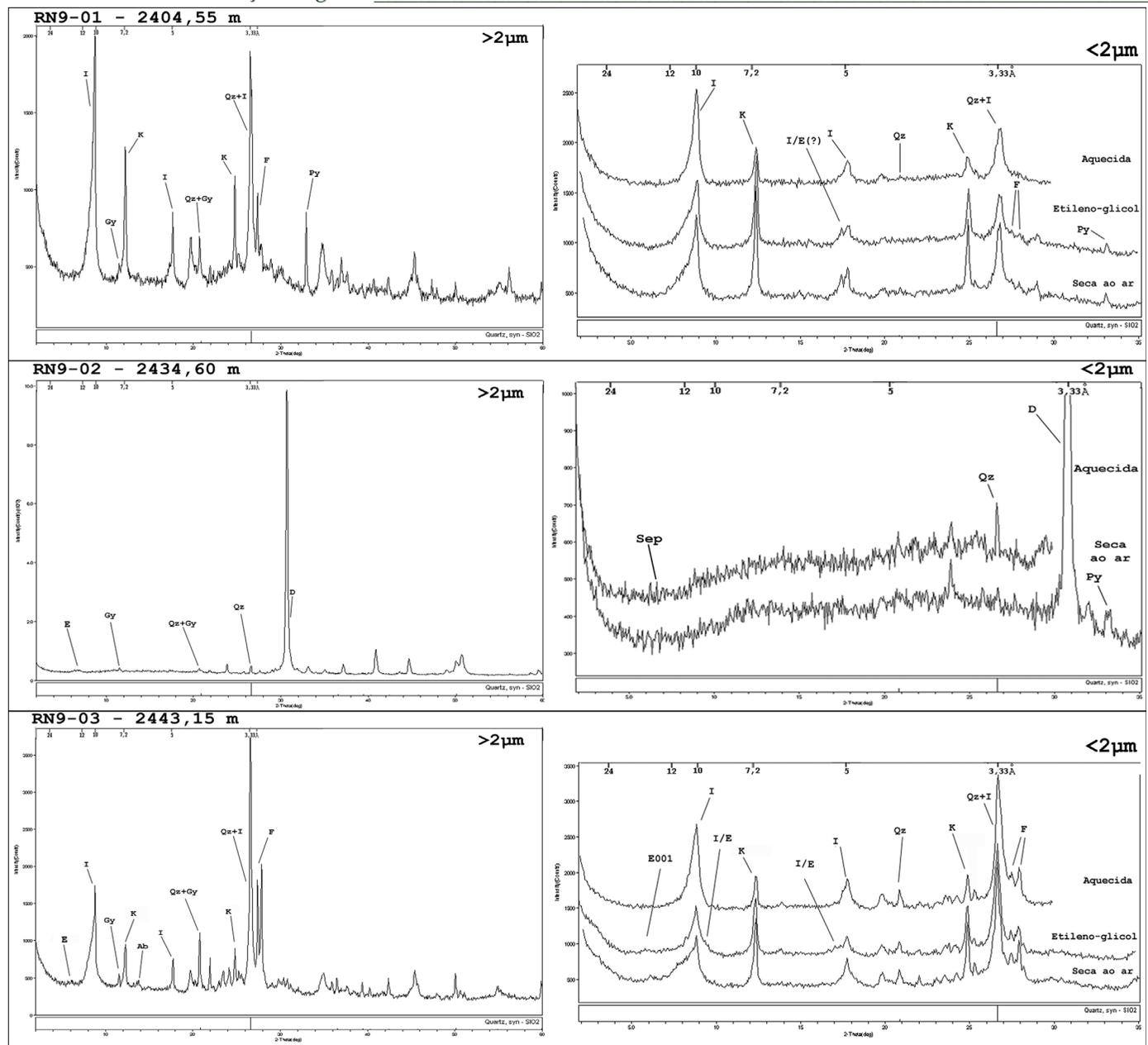


FIGURA 25. Difratoformas fração >2µm e <2µm – Poço RN9 – Membro Upanema

3. Discussão dos resultados de argilominerais

Os minerais identificados pelos resultados de difração de raios-X (DRX) nas amostras da Formação Alagamar apresentaram diferenças ao longo da perfuração RN6, sendo então comparadas com os resultados nas perfurações RN8 e RN9.

A principal característica destacada é a forte influência de mineralogia detrítica, predominante em quase todas as amostras, representada por quartzo, feldspatos (microclínio, albita e ortoclásio), filossilicatos (muscovita e biotita), anfibólio e argilominerais. Suas mais abundantes ocorrências estão na fração $>2 \mu\text{m}$, enquanto que na fração menor suas abundâncias diminuem. Os argilominerais predominam na fração $<2 \mu\text{m}$ representados pela esmectita, ilita, caulinita, clorita, sepiolita e interestratificados de ilita/esmectita (I/E) e clorita/esmectita (C/E).

O quartzo ocorre de maneira pronunciada em todas as amostras, não foi percebida uma ocorrência mais pronunciada de feldspato potássico em relação a plagioclásios nas análises de DRX. O anfibólio identificado na análise de raios-X foi a magnesiornblenda (?), segundo o *Handbook of Mineralogical Society of America* (<http://www.minsocam.org>, 25 mai 2002), pertence ao grupo dos anfibólios cálcicos comum em anfibolitos, xistos, gabros pegmatítico alcalinos, também encontrado a partir de tufos, granodioritos, granitos e tonalitos. A muscovita e a biotita são muito abundantes, permitindo muitas vezes a identificação em lâmina petrográfica, foram identificados em muitas amostras na fração $<2 \mu\text{m}$, mas, devido a intensa degradação, descritos como pertencentes ao grupo das ilitas.

Associações de argilominerais são identificadas de acordo com os diferentes posicionamentos geográficos e estratigráficos das perfurações. Na RN6, alto de Macau, a esmectita é o argilomineral dominante, com presença subordinada de ilita, caulinita, clorita e os interestratificados de C/E e I/E.

A abundância de esmectitas é comum em depósitos neoaptianos, devido a tendência nestes tempos da formação de solos do tipo vertissolo. Em condições paleogeográficas de lago restrito em clima temperado a semi-árido, com forte tendência à aridez e com baixa pluviosidade; a esmectita seria formada pela pequena lixiviação de cálcio e magnésio e estes elementos se acumulariam nos solos (Righi & Meunier, 1995). As áreas fonte necessitam ter quantidades suficientes de cátions para a formação de vertissolos, sendo restritos a basaltos, folhelhos, carbonatos ou rochas de cinzas vulcânicas, quando deficientes em cátions as áreas são favorecidas pelas

elevada evaporação, que concentra estes íons nas porções inferiores do ambiente deposicional (Righi & Meunier, 1995). Portanto, em zonas climáticas com tendência a aridez, e rochas ácidas e básicas como fonte de material, as esmectitas são encontradas nas porções inferiores dos perfis de intemperismo como produto da alta concentração de cátions, causados pela evaporação e baixa pluviosidade.

Em condições ambientais áridas a semi-áridas, com formação de planícies salinas (*playas* continentais ou *sabkhas*), proporcionando condições de pH alcalino e altas concentrações de magnésio e sílica, a paligorsquita pode ocorrer associada a esmectita. Mas, com a forte contribuição de material de rochas graníticas, deficientes em magnésio, a tendência é formar somente esmectita (Righi & Meunier, 1995).

A precipitação de gipsita ocorre a partir de águas saturadas em SO_4 e Ca, em climas áridos com alta taxa de evaporação, assim a água se torna hipersalina e se desenvolvem *sabkhas* e lagunas hipersalinas nas plataformas internas onde são precipitados os minerais menos solúveis (gipsita ou carbonatos) (Dias, 1997).

Tucker (1991) define para climas áridos que a água se torna hipersalina e a precipitação subaquática de gipsita ocorre abaixo da quebra da plataforma e no centro de bacias, ainda nestas posições da bacia ocorre a concomitante precipitação de carbonatos, sua predominância será de acordo com a saturação dos sais na água.

Ilita, caulinita e clorita refletem, em grande parte, a contribuição siliciclástica na bacia. As ilitas presentes ao longo de toda a perfuração RN6 podem ser consideradas como produto de degradação pós-deposicional das micas. A clorita, sempre como traço, pode ser considerada como relícta após a dissolução das suas camadas brucíticas.

Caulinitas tem sua ocorrência restrita, e com relativa abundância nas amostras referentes ao Membro Galinhos. Este mineral é formado em condições de maior atividade do intemperismo químico, o qual lixivia a sílica e cátions alcalinos de minerais prévios como os feldspatos. A caulinita pode ser formada então em climas mais úmidos, com maior precipitação em relação a evaporação, condições estas condizentes com os propostos para a etapa de preenchimento respectiva ao Membro Galinhos.

O interestratificado de ilita/esmectita (I/E) ocorre em todas as amostras como traço, e mudanças significativas não foram percebidas quanto ao ordenamento das unidades estruturais e também quanto ao aumento de quantidade de ilita em

relação a esmectita, com o aumento da profundidade. Estas características são evidências de que a reação de transformação de illita está, a partir de esmectitas via interestratificado I/E, em atividade. Pode se supor que a temperatura e a composição são as variáveis mais determinantes para as diferenças na composição e no ordenamento deste interestratificado, assim como as diferenças nas distribuições verticais e laterais. O tempo não é uma variável importante na transformação de argilominerais nas bacias brasileiras (Chang, 1983). Ainda segundo este autor, o gradiente geotermal da bacia Potiguar, de 33^o C/km, podendo então ter levado ao ordenamento do I/E em profundidades menores do que em outras bacias, portanto poderia ter ocorrido a aproximadamente 90^o C.

Chang (1983) interpretou que o principal responsável pelo estado de ordenamento do I/E nos arenitos a baixas profundidades, foi o alto conteúdo de potássio nos denominados Folhelhos Potiguar, além das favoráveis condições de alta permeabilidade dos arenitos que propiciam a fixação de potássio para a transformação de esmectita em illita inicialmente em altas temperaturas.

No presente estudo, as condições são semelhantes às encontradas por Chang (1983). Os folhelhos teriam K-feldspatos suficientes para fornecer potássio para a transformação de esmectitas em illitas, as temperaturas geotermiais foram as mesmas, além da grande quantidade de esmectita. O fator sugerido para os teores traço e desordenamento dos interestratificados, encontrados nas presentes amostras, poderia ser a baixa permeabilidade dos folhelhos e calcilitos que não permitiria a transformação inicial pela fixação de potássio.

Interestratificados de clorita/esmectita (C/E) são encontrados com grande abundância nas amostras da base da perfuração RN6, referentes ao Membro Upanema, e também em menores abundâncias em duas amostras das CPT. As condições de formação deste interestratificado foram por Viczián (1990), associadas a evaporitos com altas concentrações de magnésio em rochas carbonáticas, sendo considerados produtos da transformação de esmectitas detríticas numa bacia restrita.

Chang (1983) discorreu sobre as reações de transformação de esmectita (saponita) para clorita através de interestratificados C/E, considerando para esta as mesmas variáveis geoquímicas, tais como composição total e temperatura, das transformações de I/E. A formação de clorita, através de interestratificados C/E,

requer ferro, magnésio e H₂O para preservar a estrutura da esmectita original, formando camadas brucíticas nas esmectitas.

No estudo de Weibel (1999) interestratificados C/E desordenados ocorrem em profundidades rasas e os ordenados em profundidades maiores, e a quantidade de clorita aumenta gradativamente nos interestratificados com o aumento de profundidade, o mesmo foi identificado por Chang (1983).

Chang (1983) determinou que o interestratificado C/E iniciou seu ordenamento em profundidades mais rasas nos arenitos do que nos folhelhos. Nos arenitos a partir de 1.500 m e nos folhelhos a partir 2.000 m, em temperaturas equivalentes a 60^o C e 70^o C, respectivamente. A composição total das rochas não foi determinante nos ordenamentos em temperaturas diferentes, mas sim a alta permeabilidade dos arenitos que propicia a maior interação local de fluido/rocha.

Ramos (1980) no seu estudo dos argilominerais da sequência clástica do K inferior da bacia Potiguar, mais precisamente Membro Inferior da Formação Açú (Membro Upanema), determinou que as características geoquímicas do ambiente sedimentar influenciam decisivamente na evolução de transformação, ficando o soterramento, e em consequência a temperatura, com o papel de favorecer a formação de corrensitita.

No presente trabalho, pode ser sugerida a formação de C/E, e não I/E, devido a preferência de agradação de íons de Mg em detrimento aos íons de K a partir de esmectitas, sugerido por Lucas e Ataman (1968; *In*: Dunoyer de Segonzac, 1970). Na amostra RN6-14, maior profundidade amostrada, as C/E estão próximas ao ordenamento com clorita em porcentagens próximas a 60%, conforme tabelas disponibilizadas por Moore & Reynolds (1997) (Fig. 26).

Na perfuração RN8, as condições de formação e transformação dos argilominerais são semelhantes as da perfuração RN6, assim como a associação de argilominerais. A principal diferença entre os resultados nas duas perfurações é a maior abundância de clorita em relação ao mesmo intervalo da perfuração RN6, nas CPT, sugerindo diferentes materiais fonte e mais ricos em minerais ferromagnesianos.

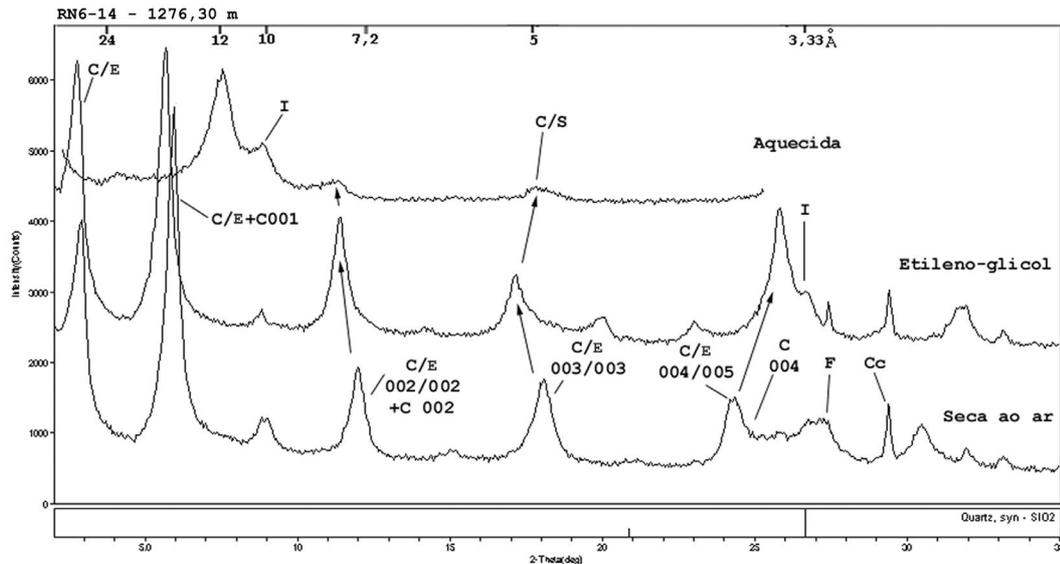


FIGURA 26. Difratoograma da amostra RN6-14, num quase ordenamento do interestratificado de clorita/esmectita (C/E)

Na perfuração RN9, as maiores profundidades estudadas neste trabalho (2.443,15 m a 2.404,55 m), sugerem o ordenamento do interestratificado I/E nas amostras RN9-01 e RN9-03. A avaliação do grau de ordenamento não foi possível com exatidão devido ao grande conteúdo em micas nas amostras.

A análise das reflexões 060 indicou a forte influência do quartzo nestas posições, dificultando a confirmação do caráter di- ou trioctaédrico dos argilominerais nas amostras analisadas. Suspeitas de minerais trioctaédricos nas amostras RN6-05 e RN8-02 e dioctaédricos na RN8-03 (Fig. 27)

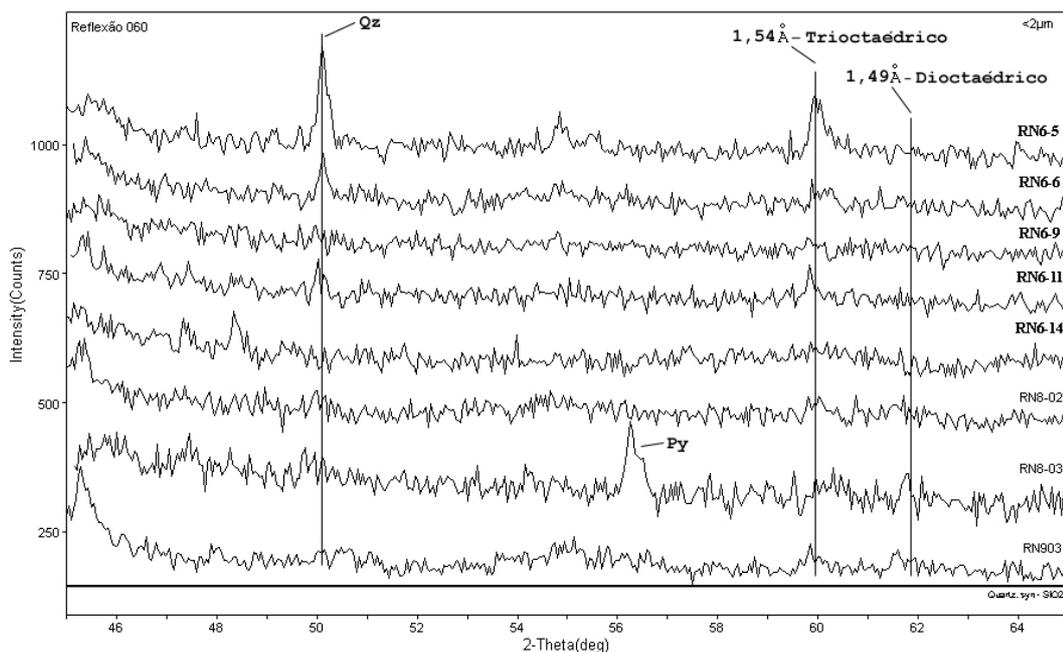


FIGURA 27. Reflexões 060 para a determinação do caráter di- ou trioctaédrico

4. Estrutura populacional dos ostracodes

A avaliação estatística da composição ontogenética das espécies fósseis, tornou-se útil neste trabalho para estimar os níveis de energia do paleoambiente deposicional, pela identificação dos conjuntos autóctones e alóctones, segundo Whatley (1983a, b), Whatley (1988) e Browsers (1988).

Nas amostras provenientes das perfurações estudadas (RN6, RN8 e RN9), foram identificadas 11 espécies de ostracodes pertencentes a três famílias não-marinhas: Cyprididae, Limnocytheridae e Darwinulidae (Tab. 10).

TABELA 10. Espécies de ostracodes identificadas

FAMÍLIAS	ESPÉCIES
Cyprididae	<i>Harbinia sinuata</i> (Krömmelbein & Weber, 1971) <i>Ilyocyprimorpha berthoui</i> (Colin & Depeche, 1997) <i>Harbinia</i> sp. 2 <i>Harbinia</i> sp.3 <i>Candona</i> sp.1 <i>Paracypria</i> sp.1 <i>Ilyocypris</i> sp.1 <i>Brasacypris</i> sp.1
Limnocytheridae	<i>Theriosynoecum silvai</i> (Silva, 1978a) <i>Theriosynoecum</i> sp. 1
Darwinulidae	<i>Darwinula martinsi</i> (Silva, 1978b)

A partir de 12 amostras que continham carapaças de ostracodes, em número suficiente para o estudo, conjuntos de ostracodes foram caracterizados em número de nove na perfuração RN6, dois no RN8 e um no RN9 (Tab. 11, 12 e 13, respectivamente).

Perfuração RN6 (Tab. 11)

No Membro Upanema, oito espécies de ostracodes foram identificadas: *Harbinia sinuata*, *Harbinia* sp.2, *Harbinia* sp.3, *Candona* sp.1, *Paracypria* sp.1, *Ilyocypris* sp.1, *Theriosynoecum silvai*, *Theriosynoecum* sp. 1 e *Darwinula martinsi*.

TABELA 11. Ocorrência e razão adultos/juvenis das espécies na perfuração RN6, alto de Macau

Mb.	Amostras	Prof. (m)	Espécies	Estágios Ontogenéticos		Razão A/J	Carapaças/Valvas
				A	J		
Galinhos	RN6-01	1.219,50	<i>Harbinia sinuata</i>	2	A-1=1 A-2=6 A-3=1 A-4=1	1/4,5	Articuladas >desarticuladas
	RN6-02	1.220,40	<i>Harbinia sinuata</i>	23	A-1=20 A-2=8 A-3=4	1/1,4	Articuladas
	RN6-03	1.220,46	<i>Harbinia sinuata</i>	---	A-1=15 A-2=9 A-3=7 A-4=6	---	Articuladas
	RN6-04	1.220,50	<i>Harbinia sinuata</i>	---	A-1=5 A-2=12	---	Articuladas >desarticuladas
<i>Candona</i> sp.1			1	A-1=6			
CPT	RN6-08	1.245,80	<i>Harbinia sinuata</i>	1	A-1=7 A-2=1	1/8	Articuladas
Upanema	RN6-10	1.263,00	<i>Harbinia</i> sp.3	5	A-1=6 A-2=1	1/4	Articuladas <desarticuladas
			<i>Paracypria</i> sp.1	---	A-1=3		
			<i>Ilyocypris</i> sp. 1	1	A-1=4 A-2=3		
			<i>Ilyocyprimorpha berthoui</i>	1	---		
			<i>Theriosyonoecum silvai</i>	1	---		
	RN6-12	1.263,60	<i>Harbinia</i> sp.3	5	A-1=4	1/2,8	Articuladas <desarticuladas
			<i>Ilyocypris</i> sp.1	5	A-1=3		
			<i>Candona</i> sp.1	1	A-1=1		
	RN6-13	1.274,33	<i>Ilyocypris</i> sp.1	♀-3	A-1=5	1/3,75	Articuladas
				♂-1	A-1=10		
	RN6-14	1.276,30	<i>Harbinia</i> sp.3	8	A-1=4 A-2=6 A-3=1	1/7,5	Articuladas >desarticuladas
			<i>Theriosyonoecum</i> sp.1	7	A-1=14		
			<i>Theriosyonoecum silvai</i>	6	A-1=14 A-2=5		
			<i>Darwinula martinsi</i>	1	1		

CPT=Camadas Ponta do Tubarão; A=Adultos; J=Juvenis.

TABELA 12. Ocorrência e razão adultos/juvenis das espécies na perfuração RN8, alto de Mossoró

Mb.	Amostras	Prof. (m)	Espécies	Estágios Ontogenéticos		Razão A/J	Carapaças/Valvas
				A	J		
CPT	RN8-04	1.719,40	<i>Brasacypris</i> sp.1	3	A-1=3 A-2=1	1/11,33	Articuladas
			<i>Harbinia</i> sp.3	13	A-1=6		
			<i>Harbinia</i> sp.2	9	A-1=2		
	RN8-05	1.720,67	<i>Harbinia</i> sp.3	1	---	---	Articulada

CPT=Camadas Ponta do Tubarão; A=Adultos; J=Juvenis.

TABELA 13. Ocorrência e razão adultos/juvenis das espécies na perfuração RN9, falha de Ubarana

Mb.	Amostras	Prof. (m)	Espécies	Estágios Ontogenéticos		Razão A/J	Carapaças/Valvas
				A	J		
Upanema	RN9-02	2.434,60	<i>Candona</i> sp.1	3	A-1=59 A-2=12 A-3=6 A-4=4	1/27	Articuladas

CPT=Camadas Ponta do Tubarão; A=Adultos; J=Juvenis.

Na amostra RN6-10 foi possível caracterizar a razão Adultos/Juvenis (A/J) para o conjunto fóssil composto por ostracodes das espécies, *Harbinia* sp.3, *Paracypris* sp.1, *Ilyocypris* sp.1, *Ilyocyprimorpha berthoui* e *Theriosynoecum silvai*. As dimensões dos estágios das espécies de *Ilyocypris* sp. 1, *Ilyocyprimorpha berthoui* e *Theriosynoecum silvai* foram relacionados aos estágios inferiores de *Harbinia* sp.3 (Tab. 14). Portanto, os espécimens no estágio adulto de *Ilyocypris* sp. 1, as dimensões foram relacionadas ao estágio A-1 de *Harbinia* sp.3, e ainda os espécimens no estágio A-1 para o A-2. A razão A/J foi de 1/4. Um maior número de carapaças desarticuladas pode ser identificado nessa amostra.

Com relação a amostra RN6-12, ocorrem três espécies de ostracodes: *Harbinia* sp.3, *Ilyocypris* sp.1 e *Candona* sp.1. As dimensões dos estágios encontrados de *Ilyocypris* sp. 1 e *Candona* sp.1 são relativas aos estágios inferiores de *Harbinia triangulata* (Tab. 15), portanto a razão A/J, a partir de todas as espécies de ostracodes na amostra, foi de 1/2,8. Carapaças articuladas predominam em relação as desarticuladas.

Ilyocypris sp.1 é a única espécie na amostra RN6-13, num melhor estado de preservação que possibilita o reconhecimento dos sexos. As fêmeas adultas

apresentam um maior número de carapaças em relação aos machos adultos (Tab. 11). A razão A/J obtida é de 1/3,75. Todos os espécimens estão articulados (Tab. 11).

Na amostra RN6-14, foram reconhecidas quatro espécies de ostracodes: *Harbinia* sp.3, *Theriosynoecum* sp.1, *Theriosynoecum silva*, e *Darwinula martinsi*. A comparação entre as dimensões das espécies possibilitou relacionar as dimensões dos estágios de *Theriosynoecum* sp. 1, *Theriosynoecum silvai* e *Darwinula martinsi* aos estágios inferiores de *Harbinia* sp.3 (Tab. 16). A razão A/J ficou portanto em 1/7,5. Carapaças articuladas predominam em relação as desarticuladas (Tab. 11). Vale salientar que na amostra RN6-14 ocorre um grande número de espécimens de várias espécies, 67 entre os adultos e os estágios de A-1 a A-3.

Nas camadas Ponta do Tubarão (CPT), amostra RN6-08, ocorre somente a espécie *Harbinia sinuata* com nove carapaças articuladas nos estágios de adulto até A-2. A razão obtida A/J foi de 1/8.

No Membro Galinhos, a espécie *Harbinia sinuata* ocorre isolada nas quatro amostras estudadas, exceto na RN6-04, associada aos espécimens de *Candona* sp.1. Devido as dimensões de *Candona* sp.1, seus estágios foram relacionados aos estágios inferiores de *Harbinia sinuata* (Tab. 17). A razão A/J para as amostras RN6-01 e RN6-02, foi de 1/4,5 e 1/1,4, respectivamente. Para RN6-03 e RN6-04 não foi possível realizar a razão pela ausência de estágios adultos. Em todas as amostras predominam carapaças articuladas (Tab. 11).

Vale salientar que nas amostras RN6-02 e RN6-03 ocorre um grande número de carapaças articuladas de *Harbinia sinuata*, 55 nos estágios ontogenéticos de A a A-3 em RN6-02, e 37 nos estágios A-1 a A-4 em RN6-03; nessa última não ocorrem representantes adultos.

TABELA 14. Relação entre as dimensões das espécies na amostra RN6-10

Espécies RN6-10	Adultos	
	Comprimento (mm)	Altura (mm)
<i>Harbinia</i> sp.3 (Fêmea)	0,93	0,58
<i>Paracypria</i> sp.1	0,93	0,43
<i>Ilyocypris</i> sp.1 (Fêmea)	0,85	0,55
<i>Theriosynoecum silvai</i> (Fêmea)	0,85	0,46
<i>Ilyocyprimorpha berthoui</i> (Fêmea)	0,81	0,49

TABELA 15. Relação entre as dimensões das espécies na amostra RN6-12

Espécies RN6-12	Adultos	
	Comprimento (mm)	Altura (mm)
<i>Harbinia</i> sp.3 (Fêmea)	0,93	0,58
<i>Candona</i> sp.1	-	-
<i>Ilyocypris</i> sp.1 (Fêmea)	0,85	0,55

TABELA 16. Relação entre as dimensões das espécies na amostra RN6-14

Espécies RN6-14	Adultos	
	Comprimento (mm)	Altura (mm)
<i>Harbinia</i> sp.3 (Fêmea)	0,93	0,58
<i>Theriosynoecum silvai</i> (Fêmea)	0,85	0,46
<i>Theriosynoecum</i> sp.1	0,85	0,45
<i>Darwinula martinsi</i>	0,69	0,32

TABELA 17. Relação entre as dimensões das espécies na amostra RN6-04

Espécies RN6-04	Adultos	
	Comprimento (mm)	Altura (mm)
<i>Harbinia sinuata</i>	1,06	0,65
<i>Candona</i> sp.1	0,80	0,42

Perfuração RN8 (Tab. 12)

Uma única amostra apresentou espécimens de ostracodes suficientes para a caracterização da razão Adultos/Juvenis, a amostra RN8-04, correspondente as camadas Ponta do Tubarão (CPT). As espécies presentes foram: *Brasacypris* sp.1, *Harbinia* sp.3 e *Harbinia* sp.2, todas com carapaças articuladas.

Na comparação das dimensões das carapaças das espécies, o resultado foi que *Brasacypris* sp.1 possui as maiores dimensões entre os estágios das outras espécies, assim estas últimas foram consideradas com dimensões pertencentes aos estágios inferiores de *Brasacypris* sp.1 (Tab. 18). A razão A/J foi de 1/11,33. Os estágios abrangem desde adultos A até A-2.

TABELA 18. Relação entre as dimensões das espécies na amostra RN8-04

Espécies RN8-04	Adultos	
	Comprimento (mm)	Altura (mm)
<i>Brasacypris</i> sp.1	1,34	0,69
<i>Harbinia</i> sp.3 (Fêmea)	0,93	0,58
<i>Harbinia</i> sp.2	0,96	0,65

Perfuração RN9 (Tab. 13)

A amostra RN9-02, correspondente ao Membro Upanema, foi possível identificar a espécie *Candona* sp.1 e todas as carapaças ocorrem articuladas. Os estágios ontogenéticos identificados foram desde A até A-4, todos com grande número de espécimens, e a razão obtida foi de 1/27.

5. Discussão dos resultados de ostracodes

Os conjuntos de ostracodes fósseis analisados no presente trabalho refletem condições de preservação de vida e de morte e sugerem variáveis níveis de energia dos paleoambientes deposicionais, responsáveis pelas diferentes etapas de preenchimento correspondentes a Formação Alagamar. Segundo Whatley (1988), as biocenoses (associações de vida) são caracterizadas pela presença de espécimens no estágio adulto e de juvenis nos vários estágios ontogenéticos, estas últimas com maior quantidade nos estágios juvenis mais próximos aos adultos. As tanatocenoses (associações de morte) (Whatley, 1988) correspondem a um grande número de espécimens confinadas nos estágios adultos e com juvenis mais próximos aos adultos, ou a uma grande quantidade nos vários estágios juvenis com pequenas quantidades próximos aos adultos.

As associações acima estão intimamente ligadas a energia dos paleoambientes deposicionais que removem partículas sedimentares, entre elas bioclastos, com dimensões de acordo com os seus níveis de energia. Nas figuras 28 e 29, histogramas ilustram as associações de vida e de morte e os níveis de energia dos paleoambientes, a partir dos conjuntos de ostracodes ao longo das perfurações RN6, RN8 e RN9.

Um importante fator a ser analisado nas interpretações paleoambientais é o tipo e a granulometria dos componentes da rocha sedimentar (Whatley, 1988). As rochas sedimentares analisadas no presente estudo são constituídas por partículas terrígenas, bioclásticas e químicas, todas de granulometria fina correspondendo a folhelhos e carbonatos. Portanto, podem sugerir baixa energia na deposição dos constituintes das amostras.

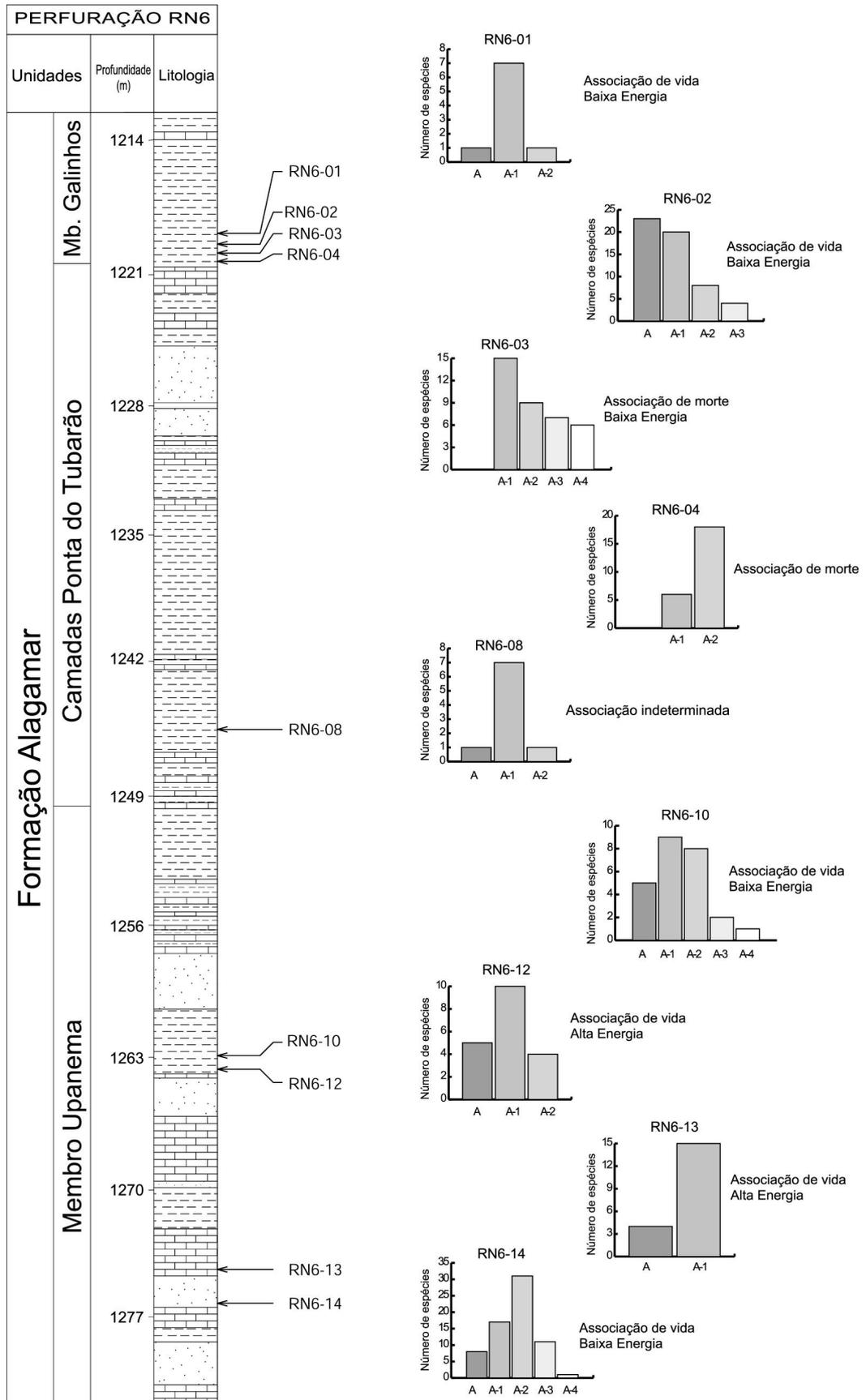


FIGURA 28. Associações de ostracodes de vida e morte e níveis de energia dos paleoambientes deposicionais do poço RN6

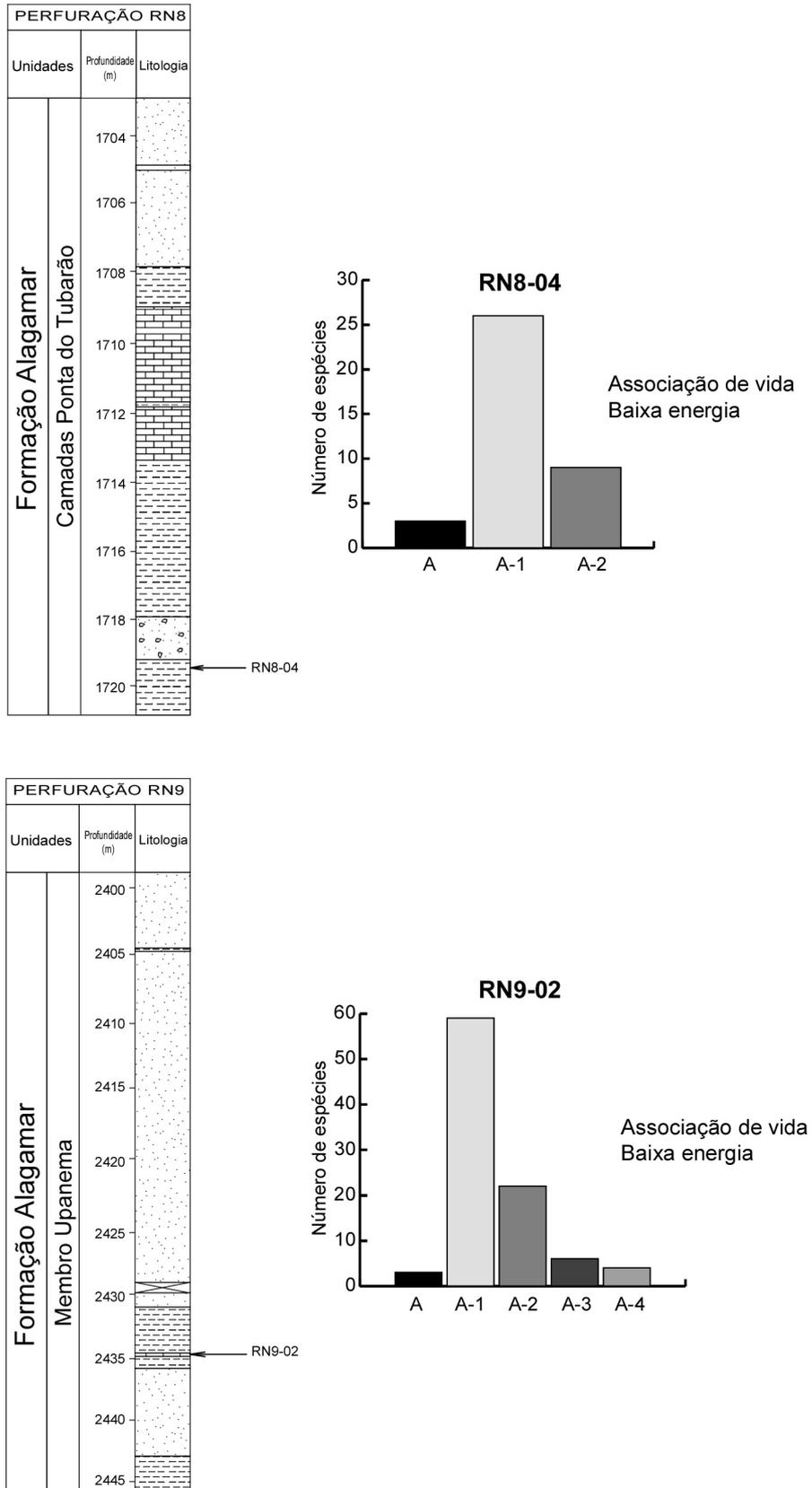


FIGURA 29. Associações de ostracodes de vida e morte e níveis de energia dos paleoambientes deposicionais das perfurações RN8 e RN9

Do Carmo *et al.* (1999) através da identificação da fauna de ostracodes da Formação Alagamar determinaram a paleoecologia das espécies dividindo-as em quatro grupos de acordo com a adaptação à salinidade: holoeurihalinas, eurihalinas de água doce, eurihalinas marinhas e estenohalinas de água salobra. Somente uma espécie, *Harbinia* sp.1, suportaria salinidades de hipohalinas até hipersalinas, pois ocorre associada a foraminíferos, portanto holoeurihalina. *Paracyprina* sp.1 poderia suportar condições estenohalinas de água salobra; e as demais, eurihalinas de água doce que suportariam condições apenas hipohalinas.

Nas perfurações estudadas todas as espécies encontradas são eurihalinas de água doce e suportam condições hipohalinas, exceto *Paracyprina* sp.1 que ocorre em somente uma amostra no Membro Upanema da perfuração RN6. Esta última espécie ocorre num conjunto fóssil que representaria uma assembléia de vida de baixa energia.

A relação entre carapaças articuladas e desarticuladas em populações fósseis de ostracodes pode ajudar a estimar certos parâmetros paleoambientais, mas devem ser usados com cautela, pois certos grupos de ostracodes possuem feições morfológicas na charneira que tornam difícil a desarticulação, além dos músculos adutores que em alguns relaxam e em outros contraem na morte (Whatley, 1988).

Grandes quantidades articuladas de carapaças juvenis de ostracodes indicam uma alta taxa de mortalidade na ontogenia, mais provavelmente produzida por condições ambientais desfavoráveis (Whatley, 1988). Esta situação pode ser verificada na amostra da perfuração RN9, onde ocorrem somente carapaças articuladas de *Candona* sp.1, poucas adultas e a maioria nos estágios juvenis. Outro exemplo que ocorre no presente estudo são as amostras RN6-10 e RN6-12, Membro Upanema da perfuração RN6, onde há um predomínio de carapaças desarticuladas em relação as articuladas, o que poderia levar a definição de uma associação de morte, porém a estrutura populacional confere associação de vida de baixa e alta energia, respectivamente.

Na perfuração RN6, nas CPT e Membro Galinhos, a espécie *Harbinia sinuata* ocorre como espécie monoespecífica, portanto com baixa diversidade, que unida a baixa abundância, sugerem condições ambientais desfavoráveis, indicadas também pela litologia representada por folhelhos pretos. A associação de ostracodes seria de vida em baixa energia. Em ambientes estagnados de água doce é comum a

ocorrência de todos os estágios ontogenéticos (Whatley, 1988). No Membro Upanema faunas poliespecíficas foram identificadas, não ocorrendo uma dominância visível entre as espécies, exceto no nível RN6-13 onde ocorre somente *Ilyocypris* sp.1 de ambos os sexos.

Na perfuração RN9 ocorre a fauna monoespecífica de *Candona* sp.1, e no RN8, três espécies de ostracodes sem uma dominância visível entre elas.

6. Fossildiagênese

Os fósseis fornecem importantes informações sobre a ecologia e a história evolutiva da vida durante o tempo geológico, mas é de fundamental importância avaliar as perdas que estas informações sofreram devido principalmente ao soterramento. Contudo, estas perdas podem se tornar úteis devido ao estilo de preservação de muitos conjuntos fósseis que podem indicar o ambiente deposicional nos quais as carapaças foram acumuladas e os possíveis efeitos da diagênese no material (Brenchley, *et al.* 1998).

Nas rochas da Formação Alagamar pode ser percebida a compactação, dissolução e recristalização das carapaças de ostracodes. Ocorre, também, a precipitação de material carbonático nas carapaças, seja na região interna ou a partir das carapaças dissolvidas substituindo a microarquitetura original, formando assim moldes internos, externos e contramoldes.

O desenvolvimento de diferentes intensidades de compactação, verificadas nas carapaças dos ostracodes, sugere uma combinação de fatores entre eles o tipo litológico circundante e o momento do soterramento. Numa litologia com maior permeabilidade a circulação dos fluidos é mais efetiva o que propicia a mais rápida formação dos moldes internos carbonáticos, portanto, se esta última ocorrer num momento anterior ao soterramento as carapaças não seriam deformadas pela compactação. Do mesmo modo, as carapaças seriam deformadas por compactação se o soterramento ocorresse antes da precipitação de material para a região antes ocupada pelas partes moles dos ostracodes. As fotografias de lâminas delgadas ilustram as diferentes intensidades de deformação das carapaças nas diferentes profundidades e litologias das perfurações (Figs. 30a e 30b).

A profundidade parece não ter sido um fator controlador das intensidades de deformação das carapaças, pois nas amostras RN6-01 (Fig. 30a) e RN6-02 (Fig. 30b)

com profundidades próximas entre si, 1.220,40 m e 1.219,50 m respectivamente, a compactação mais intensa ocorreu na primeira, de menor profundidade. A intensa precipitação calcítica na amostra RN6-02 produziu moldes internos que possibilitaram a preservação das formas originais das carapaças. Essa intensa precipitação carbonática foi indicada por Lima (1987), e pode ser visualizada numa mesma amostra, RN6-13, onde duas carapaças de ostracodes estão intensamente compactadas, porém uma possui molde interno que possibilitou a preservação parcial da forma da carapaça, e na outra, deformada onde pode somente ser percebida a preservação da microarquitetura interna das valvas (Fig. 31).

Outro fator deve ser levado em consideração na formação dos moldes internos, e na suas posteriores preservações antes do amassamento das carapaças, é a variação constante nos níveis de um lago em períodos de aridez, onde por consequência o nível freático seria fortemente influenciado pelo clima. Esta possibilidade é interpretada para a fossilização dos vertebrados do Meso-triássico no sul do Brasil por Holz *et al.* (2000), onde a precipitação de calcita ocorre no interior dos elementos ósseos e associados a níveis de concreções carbonáticas devido a variações do nível freático durante alternâncias de chuvas intensas e de clima seco, caracterizando as condições paleoclimáticas de regime semi-árido para o sul do Brasil neste período.

Ainda, pode ser sugerida uma contribuição para o posicionamento paleogeográfico do paleolago (posição central e marginal).

Na perfuração RN9, as carapaças dos ostracodes foram recristalizadas pela intensa cimentação por dolomita ferrosa, restando somente de maneira tênue os limites originais das carapaças (Fig. 32).

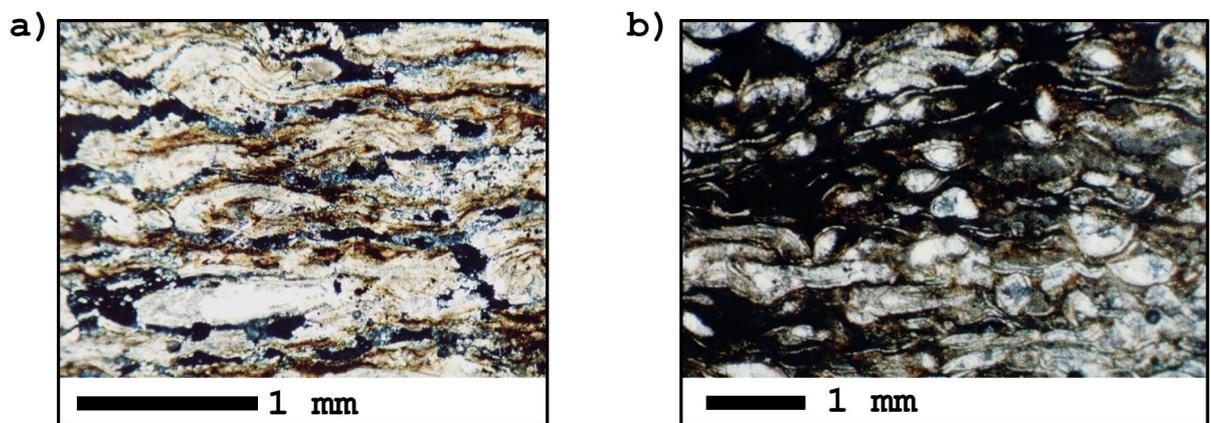


FIGURA 30a, b. Lâminas petrográficas com as diferentes intensidades de compactação

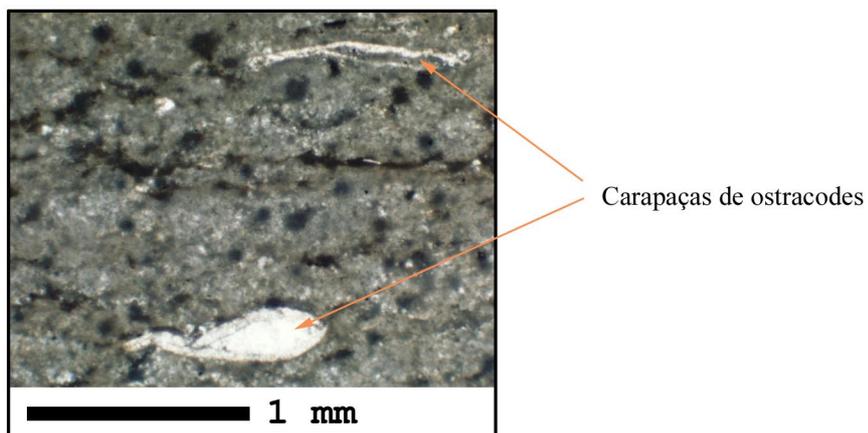


FIGURA 31. Amostra RN6-13 – 1.274,33 m

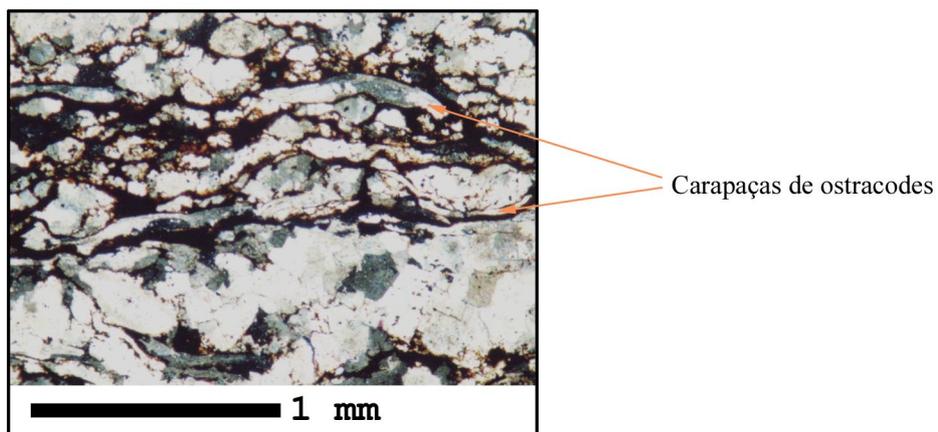


FIGURA 32. Amostra RN9-02 – 2.434,60 m

A coloração das carapaças dos ostracodes sofreu significativa alteração somente nas amostras referentes à perfuração RN9, mais precisamente na amostra RN9-02 com profundidade de 2.434,60 m.

O conjunto de ostracodes da amostra RN9-02 é representado pela fauna monoespecífica de *Cadona* sp.1 que possui a cor original das carapaças branca (5 YR S/1 a 10 YR 8/1), sendo sua coloração modificada para cinza muito preto (5 Y 3/1) a preto (5 Y 2,5/1) e a superfície não apresenta rugosidade (corrosão) (Fig. 33).

Segundo a sequência de alteração das cores nas carapaças dos ostracodes, determinada por Ainsworth *et al.* (1990), o nível de alteração para as carapaças da amostra RN9-02 sugere a referência ao nível 6. Ainda com referência ao trabalho de Ainsworth *et al.* (1990), o qual comparou os níveis de alteração das cores obtidos em seu trabalho com os índices de reflectância da vitrinita, a amostra RN9-02 estaria posicionada na “janela de geração de óleo” da maturação da matéria orgânica, nos índices 1 e 2 da reflectância da vitrinita.

Os constituintes orgânicos expelidos dos sedimentos entram, ou advêm dos próprios ostracodes, na estrutura interna das carapaças dos ostracodes, onde esta se tornou permeável pela remoção de constituintes quitinosos (Ainsworth *et al.*, 1990).

A influência do betume, identificada na amostra RN9-02, sugere que este seja o principal determinante na coloração atual das carapaças, na presente situação a temperatura parece ter um papel fixador dos constituintes orgânicos na estrutura interna das carapaças.

Para avaliar se a coloração ocorreu apenas na superfície das carapaças, estas foram levadas ao ultra-som de banheira em duas seções de 5 minutos. Na primeira seção foi constatada a mudança da cor preta (5 Y 2,5/1) para a cor cinza (5 Y 5/1) e na última permaneceu a cor obtida na primeira seção. Portanto, a coloração identificada é pertinente a estrutura interna das carapaças.

As carapaças das amostras das perfurações RN6 e RN8 sofreram modificações pouco representativas para a determinação da influência termal. Os níveis de alteração de cor obtidos foram de 2 e 3, respectivamente cores entre o amarelo-laranja muito claro (2,5 Y 8/4) e amarelo amarronado (10 YR 6/6), portanto, com níveis imaturos quanto a maturação da matéria orgânica (Ainsworth *et al.* (1990), (Fig. 33).

Cores das carapaças dos ostracodes Formação Alagamar	Ainsworth <i>et al.</i> (1990)	
	Níveis de alteração de cor	Cores (<i>Munsell Colour</i> , 1975)
 RN6-12 - 1263,60 m - <i>Harbinia</i> sp.3	2	Amarelo-laranja muito claro (2,5 Y 8/4 a 10 YR 8/4)
 RN6-13 - 1274,33 m - <i>Ilyocypris</i> sp.1	3	Âmbar a amarelo amarronado (10 YR 6/6)
 RN9-02 - 2434,60 m - <i>Candona</i> sp.1	6	Cinza-marrom muito escuro (2,5 YR N 3/2) a preto (10 YR 2,1)

FIGURA 33. Coloração das carapaças dos ostracodes e comparação com a tabela de Ainsworth *et al.* (1990)

V. Paleoambiente da Formação Alagamar

O estudo dos argilominerais e do caráter alóctone ou autóctone das espécies de ostracodes, contribuiu para o entendimento do complexo ambiente e fisiografia do intervalo estratigráfico correspondente a Formação Alagamar.

A partir dos elementos estudados neste trabalho pode ser sugerido preliminarmente, no âmbito da estratigrafia de sequências, que o intervalo estudado possui elementos que auxiliam na distinção dos tratos de sistemas que compõem o intervalo. E ainda, o posicionamento ambiental das perfurações no intervalo estudado da bacia Potiguar.

Através da análise mineralógica em difratometria de raios-X verifica-se que o Membro Upanema possui forte contribuição de material siliciclástico na base, evoluindo para carbonático-pelítico no topo, caracterizando um ambiente lacustre que passa a transicional em direção ao topo. Esta última afirmação poderia ser confirmada devido a presença do interestratificado de clorita/esmectita (C/E), comum em lagos salinos de climas áridos, mas sua presença neste intervalo está mais vinculada a diagênese em profundidade, a qual transforma a esmectita em um argilomineral interestratificado enriquecido em clorita por agradação.

A associação fóssil de ostracodes no Membro Upanema é representada por uma fauna poliespecífica, caracterizada por Do Carmo *et al.* (1999) como espécies que suportariam salinidades hipohalinas. A variação na energia através da associação de ostracodes, realizada neste trabalho, sugere a deposição em posições centrais e marginais de lago em níveis variados de alta e baixa energia durante a deposição.

A presença de gipsita, esmectita, C/E e isoladamente pirita, identificadas por DRX nas amostras do topo do Membro Upanema, sugerem a deposição em regiões centrais de um lago salino e restrito, por vezes com águas estratificadas prevalecendo condições de fundo redutoras (Fig. 34).

A caracterização da mineralogia de argilominerais e a variação da energia no ambiente com os ostracodes corroboram com os resultados obtidos por Vasconcelos (1995), o qual relacionou sua associação de fácies areno-pelíticas a depósitos de tração associados a um ambiente flúvio-deltaico, desde a planície deltaica até lobos distais das frentes deltaica, estes últimos representados pelos folhelhos pretos. As litofácies carbonáticas de calcilutitos/calcarenitos ostracodais estariam relacionadas as bordas de lagos interdistributários desenvolvidos nas áreas mais altas e protegidas da planície deltaica, por vezes sendo desenvolvidas estruturas do tipo *bird eyes*, feições de ressecamento típicas de exposição subaérea (Fig. 34).

O trato de sistema de “lago baixo”, definido para o Membro Upanema por Vasconcelos (1995), fica assim caracterizado por apresentar características que variam de um ambiente lacustre na base para transicional no topo.

A análise das amostras da perfuração próxima a falha de Ubarana, intervalo correspondente ao Membro Upanema, propiciou o reconhecimento de forte conteúdo em siliciclásticos, representado por quartzo, feldspatos e micas, além de caulinita. O nível intermediário ocorre dolomitizado e impregnado com óleo, contendo fauna monoespecífica de ostracodes com a maioria das carapaças articuladas, e o argilomineral sepiolita. Estas características sugerem a morte imediata da fauna de ostracodes por mudanças bruscas nas condições ambientais, de águas pouco salinas para condições de maior salinidade. Além disso, a contribuição de magnésio e ferro associados a carbonatos em climas áridos pode formar sepiolita no centro de lagos salinos (Hillier, 1995) e favorece a dolomitização na diagênese posterior.

As CPT são caracterizadas por material carbonato-pelítico, intercalações de calcilutitos laminados e folhelhos pretos, cujas amostras da base do intervalo contém um pobre conteúdo em argilominerais e siliciclásticos, representado por esmectita, ilita traço, a predominância de calcita, quartzo e gipsita em menor quantidade. As amostras do topo das CPT possuem abundante conteúdo em

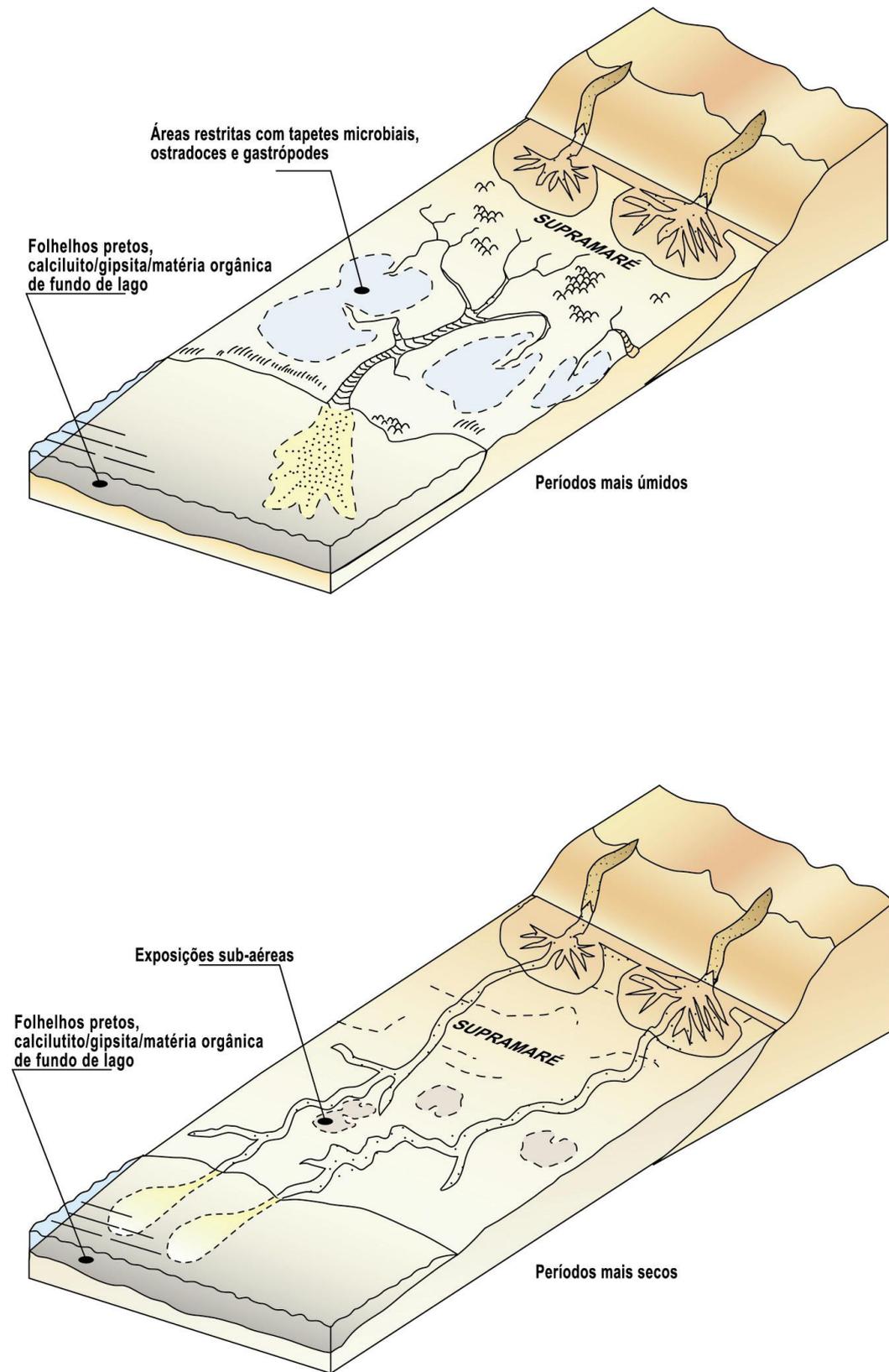


FIGURA 34. Blocos diagramas do sistema flúvio-deltaico-lacustrino em períodos de clima mais seco e mais úmido.

siliciclásticos e em argilominerais de esmectita, illita e interestratificado de C/E, subordinadamente caulinita, clorita e interestratificado de illita/esmectita (I/E), ainda a gipsita ocorre com mais intensidade que na base deste intervalo.

O conteúdo em ostracodes é representado por fauna monoespecífica de *Harbinia sinuata*, caracterizada por Do Carmo *et al.* (1999) que suportaria condições hipohalinas.

A presença de pisólitos zonados, nódulos e concreções carbonáticas caracteriza um ambiente de planície marginal sujeita a inundações esporádicas e exposição subaérea. Este ambiente estaria relacionado as bordas de lagos salinos restritos e interdistributários desenvolvidos em posições mais altas da planície deltaica afetados pela alternância de climas secos e úmidos (Fig. 34).

Vasconcelos (1995) interpretou para as CPT condições que possibilitariam a formação de *sabkha* marginal para os períodos de elevada evaporação e dessecação da planície marginal. A parassequência CPT estaria associada aos pacotes de folhelhos pretos na base do Membro Galinhos, denominados informalmente de “Folhelhos Galinhos”, correspondendo a máxima profundidade e expansão da bacia durante o Aptiano e, portanto, agrupadas em um trato de sistema transgressivo de uma seqüência de terceira ordem (Fig. 34).

A caulinita ocorre com aumento da influência da base para o topo nas amostras coletadas no Membro Galinhos, além da importante contribuição siliciclástica e da presença ainda pronunciada de esmectita e gipsita. Essa associação mineralógica, principalmente de caulinita, indica condições climáticas mais úmidas com contribuição de material continental. As condições de lago salino restrito com águas estratificadas permanecem neste intervalo, caracterizadas pela fauna monoespecífica de ostracodes depositados em ambiente de baixa energia, ainda a ocorrência predominante de carapaças articuladas indicaria a morte da fauna por mudanças bruscas nas condições ambientais.

O Membro Galinhos foi caracterizado por Vasconcelos (1995) no âmbito da estratigrafia de seqüências como pertencente ao trato de sistema de “lago alto”, por ser constituído de parassequências com granocrescência ascendente e espessamento dos corpos para o topo; através de indicadores geoquímicos identificou a diminuição da salinidade e o aumento da influência de matéria orgânica de origem continental para o topo.

Cronoestratigraficamente, os eventos transgressivos do Aptiano associados a evaporitos situam-se na biozona P-270 - *Sergipea varriverucata*. Pode ser constatada a semelhança das CPT com as Camadas Trairi da bacia do Ceará, e frequentes são os elementos de correlação com o Membro Romualdo da Formação Santana da bacia do Araripe, com a Formação Codó da bacia de São Luiz-Grajaú e com o Membro Ibura da bacia de Sergipe-Alagoas (Vasconcelos, 1995). Em todas estas formações existem evidências da presença de um proto-oceano ou da ocorrência das primeiras incursões marinhas.

Os depósitos aqui estudados apresentam rico conteúdo em esmectita, plenamente condizente com os depósitos neaptianos os quais estão associados a condições climáticas com tendência à aridez. Sugere-se uma morfologia pouco acidentada e drenagem reduzida no ao redor de um paleolago restrito, favorecendo o desenvolvimento de solos do tipo vertissolo, fonte principal da esmectita da área. Os teores baixos de illita e caulinita são, em grande parte, do resultado de erosão reduzida, atribuído ao relevo pouco acidentado da área.

O fornecimento de material detrítico fino para a bacia lacustre, representado por folhelhos, e material carbonático condiz com a sugestão de áreas pouco acidentadas ao redor de um paleolago restrito.

Os dados aqui disponibilizados não permitiram a identificação das primeiras incursões marinhas no Aptiano Superior na bacia Potiguar.

Do Carmo *et al.* (1999) identificou a ocorrência de foraminíferos bentônicos aglutinantes alternados com esporádicas ocorrências de ostracodes, nas CPT e Membro Galinhos, num poço localizado no alto de Macau. Esta caracterização corroborou as informações advindas de indicadores geoquímicos (Trindade *et al.*, 1992; Mello *et al.*, 1997; Santos Neto *et al.*, 1999).

No entanto, Spigolon *et al.* (2002), a partir do estudo palinofaciológico na Formação Alagamar, interpretaram para o Membro Upanema e as CPT ambientes continentais essencialmente não-marinhos. No Membro Galinhos os autores identificaram a ocorrência de revestimentos orgânicos de microforaminíferos, confirmando assim as primeiras incursões marinhas do Aptiano Superior na bacia Potiguar.

Condições restritivas de um paleolago puderam ser observadas no material analisado, estas influenciadas por um clima que tendia a condições mais

intensas de aridez na base para o intervalo médio da Formação Alagamar, as CPT. O início do intervalo superior é caracterizado pela continuidade das condições de clima árido, estas se tornaram um pouco menos áridas para o topo com uma possível maior precipitação e maior aporte de material continental. Esta constatação, de início, alteraria as condições restritivas e de maior salinidade reinantes até o momento, mas a fauna monoespecífica de ostracodes com associações de vida de baixa energia determina que as condições do paleolago continuaram adversas para a fauna de ostracodes. Portanto, pode ser sugerida condições de maior salinidade no topo do intervalo da Formação Alagamar, Membro Galinhos, provavelmente confirmando as constatações de Spigolon *et al.* (2002).

Antonioli *et al.* (2002), no estudo palinoestratigráfico da Formação Codó, bacia do Parnaíba, identificou uma sutil influência marinha com predominância óxica na base do intervalo, a evolução do ambiente passaria a anóxico/disóxico com um sutil aumento da influência marinha. O intervalo seguinte corresponderia ao limite das palinozonas P-270 (*Sergipea variverrucata*) e P-280 (*Complicatisaccus cearensis*), sendo inferido para este o intervalo de máxima inundação marinha na Formação Codó.

VI. Considerações Finais

As associações de argilominerais e ostracodes, caracterizadas ao longo dos cilindros de sondagens estudados na Formação Alagamar, indicam variações dos ambientes deposicionais num ambiente lacustre e de clima árido. Neste intervalo ainda, ocorre a passagem por uma fase transgressiva com o aumento da salinidade, condições de fundo redutoras e margens subaquosas que propiciam exposições subaéreas intermitentes e culminando no topo com um período mais úmido e de condições de águas salinas.

O rico conteúdo em esmectita assemelha os depósitos da Formação Alagamar a depósitos neoptianos, estes associados a condições climáticas com tendência à aridez. A morfologia pouco acidentada e drenagem reduzida ao redor de um paleolago restrito favoreceram o desenvolvimento de solos do tipo vertissolo, fonte principal da esmectita da área. Os teores baixos de illita e caulinita são, em grande parte, resultado de erosão reduzida atribuído ao relevo pouco acidentado da área.

A associação dos argilominerais illita, esmectita e interestratificados não ordenados indica condições rasas de soterramento e baixas temperaturas de diagênese nas amostras da base da perfuração RN6, alto de Macau, e amostras da perfuração RN8, alto de Mossoró. Ainda, a coloração apresentada pelas carapaças de ostracodes, entre o amarelo-laranja muito claro (2,5 Y 8/4) e amarelo amarronado (10 YR 6/6), sugerem níveis imaturos quanto a maturação da matéria orgânica.

Na perfuração RN9, próxima a falha de Ubarana, condições de maturação da matéria orgânica são indicadas pelas cores cinza muito preto (5 Y 3/1) a preto

(5 Y 2,5/1) apresentadas pelas carapaças de *Candona* sp.1, originalmente de cor branca (5 YR S/1 a 10 YR 8/1). As intensidades e a forma dos picos da illita e da caulinita, a ausência de interestratificados e de argilominerais expansivos indicam condições de diagênese mais intensas que na perfuração RN6.

As interpretações a partir dos geotermômetros, argilominerais interestratificados e as mudanças na coloração das carapaças de ostracodes, necessitam comparações com outros indicadores térmicos, como a vitrinita, para assim atestar os valores aqui medidos.

As associações de argilominerais identificadas em análises de difração de raios-X e mudanças na coloração das carapaças de ostracodes, sugerem a utilização destes constituintes como indicadores térmicos (geotermômetros) da maturação da matéria orgânica presente em rochas geradoras de hidrocarbonetos.

VII. Referências Bibliográficas

AINSWORTH, N.R.; BURNETT, R.D.; KONTROVITZ, M. Ostracod colour change by thermal alteration, offshore Ireland and Western UK. **Marine and Petroleum Geology**, v.7, p. 288-297, 1990.

ALVES, D.B. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratometria de argilominerais no Centro de Pesquisas da Petrobrás. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v.1, n.2, p. 157-174, 1987.

ALVES, B.D. **Influência dos tratamentos de dispersão de amostra na análise dos argilominerais por difração de raios-X. Aplicação nos folhelhos cretáceos do flanco noroeste da bacia da Foz do Amazonas**. 1990. 437 f. Tese (Doutorado), Universidade Federal Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, 1990.

ANTONIOLI, L.; RODRIGUES, R.; DINO, R. O evento anóxico Aptiano-Albiano e a palinoestratigrafia da Formação Codó, Bacia do Paranaíba, Brasil. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil y Simposio sobre el Cretácico de America del Sur, 2. , 2002. São Pedro, **Boletim...** São Pedro-SP, UNESP, 2002, p.19-23.

ARAI, M.; HASHOMOTO, T.; UESUGUI, N. Significado cronoestratigráfico da associação microflorística do Cretáceo Inferior do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 3, n. 1/2, p. 87-103, 1989.

BERTANI, R.T.; COSTA, I.G.; MATOS, R.M.D. Evolução tectono-estrutural, estilo estrutural e habitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: RAJA CABAGLIA, G.P.; MILANI, E.J. (eds.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**, Petrobras, 1990. p. 291-310.

BERTELS-PSOTKA, A.; LAPRIDA, C. Ostrácodos y paleoambientes Holocenos del nordeste de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. **Ameghiniana (Revista de la Asociación Paleontológica Argentina)**, Buenos Aires, v. 35, n. 2, p. 151-162, 1998.

BOLES, J.R.; FRANKS, S.G. Clay diagenesis in the sandstones of southwest Texas: Implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.49, n.1, p. 55-70, 1979.

- BRENCHLEY, P.J.; HARPER, D.A.T. **Palaeoecology: Ecosystems, environments and evolution**. Chapman & Hall, 1998. 402 p.
- BRIGGS, E.G.; GROWTHER, P.R. **Palaeobiology: a synthesis**. Oxford, Blackwell Scientific, 1990. 596 p.
- BROWERS, E.M. Sediment transportation detected from the analysis of ostracod population structure: an example from the Alaskan continental shelf. In: DEDECKER, P.; COLIN, J.; PEYPOUQUET, J. (eds.). **Ostracoda in the Earth Sciences**, Elsevier, 1988. p. 103-123.
- BROWN, G. **The X-ray identification and crystal structures of clay minerals**. London, Mineralogical Society, 1961. 544 p.
- CHAMLEY, H. **Clay Sedimentology**. Berlin, Springer, 1989. 623 p.
- CHAMLEY, H. Clay Mineral Diagenesis. In: PARKER, A.; SELLWOOD, B.W. (eds.). **Quantitative Diagenesis: Recent Developments and Applications to Reservoir Geology**, 1994. p. 162-188.
- CHANG, H.K. **Diagenesis and mass transfer in Cretaceous sandstone-shale sequences, offshore Brazil**. 1983. 338 f. Tese (Doutorado em Geociências), Northwestern University, Evanston, Illinois, 1983.
- DO CARMO, D.A. **Taxonomia, paleoecologia e distribuição estratigráfica dos ostracodes da Formação Alagamar (Cretáceo Inferior), Bacia Potiguar, Brasil**. 1998. 156f. Tese (Doutorado Geociências), Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998.
- DO CARMO, D.A.; SANGUINETTI, Y.; COIMBRA, J.C.; GUIMARÃES, E.M. Paleoecologia dos ostracodes não-marinhos do Cretáceo Inferior da bacia Potiguar, RN, Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5., 1999. Rio Claro/SP, **Boletim...** Rio Claro/SP. UNESP, 1999. p. 383-391.

- DUNOYER DE SEGONZAC, G. The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. **Sedimentology**, v. 15, p. 181-346, 1970.
- EINSELE, G.H.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. **Cycles and events in stratigraphy**, Berlim, Springer Verlag, 1992. 955 p.
- FRANÇOLIN, J.B.L.; SZATMARI, P. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. **Revista Brasileira Geociências**, v. 17, n. 2, p. 196-207, 1987.
- FRAZIER, D.E. Depositional episodes: Their relationship to the quaternary stratigraphic framework in the northwest portion of the Gulf Basin: University of Texas at Austin, **Bureau of Economic Geology Geological Circular**, 1974. 28 p.
- GALLOWAY, W.E. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. **AAPG Bulletin**, v. 73, p. 125-142, 1989.
- GRIM, R.E. **Applied Clay Mineralogy**. New York, McGraw-Hill, 1962. 422 p.
- GRIM, R.E. **Clay Mineralogy**. New York, McGraw-Hill, 1968.
- HAQ, B.U.; HANDEBOL, J.; VAIL, P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. **Science**, v. 235, p. 1156-1166, 1987.
- HILLIER, S.; MÁTYÁS, J.; MATTER, A.; VASSEUR, G. Illite/smectite diagenesis and its variable correlation with vitrinite reflectance in the Pannonian basin. **Clays and Clay Minerals**, v. 43, n. 2, p. 174-183, 1995.
- HOFFMAN, J.; HOWER, J. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. **SEPM Special Publication**, n. 26, p. 55-79, 1979.
- HOLZ, M.; SOUTO-RIBEIRO, A.W. Tafonomia de vertebrados: decifrando a gênese das ocorrências fossilíferas Permianas e Triássicas da bacia do Paraná no Rio Grande do Sul.

In: HOLZ, M., DE ROS, L.F (eds.). **Paleontologia do Rio Grande do Sul**, Porto Alegre, UFRGS, 2000. p. 398.

HOWER, J.; ESLINGER, E.V.; HOWER, M.E.; PERRY, E.A. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence, **Geological Society of America Bulletin**, v. 87, p. 725-737, 1976.

KELLER, W.D. Clay minerals as influenced by environments of their formation. **AAPG Bulletin**, v. 40, n. 11, p. 2689-2710, 1956.

KISH, H.J. Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite `crystalinity` scales used for definition. **Journal Metamorphic Geology**, v. 8, p. 31-46, 1990.

KONTROVITZ, M. A study of the differential transportation of ostracodes. **Journal of Paleontology**, v. 49, n. 5, p. 937-941, 1975.

KONTROVITZ, M.; AINSWORTH, N.R.; BURNETT, R.D.; SLACK, J.M. Induced color ostracode shells: experimental study. **The University of Kansas – Paleontological Contributions (New Series)**, n. 2, p. 1-10, 1992.

LIMA, M.O. **Evolução tectono-sedimentar da Formação Alagamar na área do alto de Macau e gráben de Guamaré, bacia Potiguar, RN**. 1987. 115 f. Dissertação (Mestrado em Geociências), Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1987.

MEDEIROS, R.A.B. **Análise estratigráfica e evolução paleogeográfica da seção neoaptiana na porção sul da plataforma de São Mateus, bacia do Espírito Santo, Brasil**. 1998. 158 f. Dissertação (Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998.

MELLO, M.R.; KOUTSOUKOS, E.A.M.; SANTOS NETO, E.V.; SILVA TELLES, Jr. A. Geochemical and micropaleontological characterization of lacustrine and marine hypersaline environments from Brazilian sedimentary basins. **The American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology**, n. 87, p. 17-34, 1997.

- MILLOT, G. **Geology of Clays**. Paris: Masson. Trad. W.T. Farrand & Paquet. 1970. 429p.
- MITCHUM, R.M. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: PAYTON, C.E. (ed.). **Seismic Stratigraphy–Applications to Hydrocarbon Exploration**, Tulsa, AAPG Memoir 26, p.205-212, 1977.
- MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; THOMPSON III, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: PAYTON, C.E. (ed.). **Seismic Stratigraphy–Applications to Hydrocarbon Exploration**, Tulsa, AAPG Memoir 26, p. 53-62, 1977.
- MOORE, D.M.; REYNOLDS Jr., R.C. **X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals**, Oxford, Oxford University Press, 1997. 378 p.
- MUNSELL COLOUR. **Munsell Soil Color Charts**. Baltimore, Macbeth Division, Kollmorgen Corporation, 1975. 8 charts.
- POLLASTRO, R.M. Considerations and applications of the illite/smectite geothermometer in hydrocarbon-bearing rocks of Miocene to Mississippian age. **Clays Clay Minerals**, v. 41, n. 2, p. 119-133, 1993.
- POLLASTRO, R.M.; BARKER, C.E. Application of Clay-Mineral, vitrinite reflectance, and fluid inclusion studies to the thermal and burial history of the Pinedale anticline, Green River basin, Wyoming. **SEPM**, p. 74-83, 1986.
- POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T.; VAIL, P.R. Eustatic controls on clastic deposition I – Conceptual Framework. In: WILGUS, C.K.; HASTING, B.S.; KENDALL, C.G.S.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, J.C. (eds.). **Sea level changes: in integrated approach**. Tulsa: SEPM, Special Publication, n.42, p. 109-124, 1988.
- POSAMENTIER, H.W.; VAIL, P.R. Eustatic controls on clastic deposition I – Sequence and system tract models. In: WILGUS, C.K.; HASTING, B.S.; KENDALL, C.G.S.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, J.C. (eds.). **Sea level changes: in integrated approach**. Tulsa: SEPM, Special Publication, n. 42, p. 407, 1988.

- POSAMENTIER, H.; JAMES, D.P. An overview of sequence-stratigraphic concepts: use and abuses. In: POSAMENTIER, H.W.; SUMMERHAYES, C.P.; HAQ, B.U.; ALLEN, G.P. (eds.). **Sequence stratigraphy and facies associations**. Oxford: Blackwell Scientific Publications, p. 3-18, 1993. (Special Publication 18 - IAS).
- POSAMENTIER, H.W.; ALLEN, G.P. **Siliciclastic Sequences Stratigraphy: Concepts and Applications**. Tulsa: AAPG Short Course, 1994.
- RAMOS, A.N. Argilominerais e diagênese da sequência clástica do Cretáceo Inferior da bacia Potiguar – Aspectos estratigráficos e ambientais. **Ciência Técnica Petróleo, Seção Exploração de Petróleo**, CENPES/PETROBRAS, v. 10, p. 11-59, 1980.
- REGALLI, M.S.P.; GONZAGA, S.M. Palinocronoestratigrafia da bacia Potiguar. Rio de Janeiro. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 8., 1985. Rio de Janeiro, **Coletânea de Trabalhos Paleontológicos**. Rio de Janeiro: MME-DNPM, Série Geologia, n. 27, Seção Paleontologia e Estratigrafia, 1985. n. 2, p. 443-460.
- REGALLI, M.S.P.; VIANA, C. F. **Sedimentos do Neojurássico-Eocretáceo do Brasil: Idade e correlação com a escala internacional**. PETROBRAS/SEDES, Rio de Janeiro, 1989. 95 p.
- REJEBIAN, V.; HARRIS, A.G.; HUEBNER, J.S. Conodont color and textural alteration: an index to regional metamorphism, contact metamorphism, and hydrothermal alteration. **Geological Society of America Bulletin**, v. 99, p. 471-479, 1987.
- RIGHI, D.; MENUER, A. Origin of clays by rock weathering and soil formation. In: VELDE, B. (ed.). **Origin and mineralogy of clays: clays and the environment**. Springer, p. 43-157, 1995.
- SANTOS NETO, E.V.; HAYES, J.M.; TAKAKI, T. Caracterização do paleoclima através das concentrações de deutério em hidrocarbonetos saturados da Formação Alagamar, bacia Potiguar, Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5., 1999. Rio Claro-SP, **Boletim...** Rio Claro-SP. UNESP, 1999, p. 287-293.

- SIMÕES, M.G.; HOLZ, M. Tafonomia: Processos e ambientes de fossilização. In: CARVALHO, I.S. (ed.). **Paleontologia**. Rio de Janeiro: Interciência, 2000. p. 20-45.
- SINGER, A. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments – a review. **Earth-Science Reviews**, v. 21, p. 251-293, 1984.
- SLOSS, L.L.; KRUMBEIN, W.C.; DAPPLES, E.C. Integrated facies analysis. In: LONGWELL, C.R. (ed.). **Sedimentary Facies in Geologic History**. Geological Society of America. Memoir 39, 1949. p. 91-124.
- SLOSS, L.L. Sequences in the cratonic interior of North America. **Geological Society of America Bulletin**, v. 100, p. 1661-1665, 1963.
- SOUZA, S.M. Atualização da litoestratigrafia da bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982. Salvador, **Anais...** Salvador: SBG. 1982, v. 5, p. 3292-2406.
- SPIGOLON, A.L.; MENDONÇA FILHO, J.G.; DO CARMO, D.A. Análise palinofaciológica aplicada à caracterização paleoambiental da Formação Alagamar (Alto de Macau), bacia Potiguar, NE-Brasil. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil y Simposio sobre el Cretácico de America del Sur, 2. , 2002. São Pedro-SP, **Boletim...** São Pedro-SP, UNESP, 2002, p. 49-54.
- TRINDADE, L.A.F.; BRASSEL, S.C.; SANTOS NETO, E.V. Petroleum migration and mixing in the Potiguar basin, Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 76, n. 12, p. 1903-1924, 1992.
- TUCKER, M.E. Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: Models and application to the Upper Permian (Zechstein) of Northeast England and Adjoining North Sea. **Journal of the Geological Society of London**, v. 148, p. 1019-1036, 1991.
- VAIL, P.R.; HARDENBOL, J.; TODD, R.G. Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy In: SCHLEE, J.S. (ed.). **Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation - AAPG Memoir** 36, p. 129-144, 1984.

- VAIL, P.R.; MITCHUM JR., R.M.; THOMPSON III, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level from coastal onlap. In: PAYTON, C.E. (ed.). **Seismic Stratigraphy– Applications to Hydrocarbon Exploration**, Tulsa: AAPG Memoir 26, p. 93-81, 1977.
- VAIL, P.R.; AUDERMARD, F.; BOWMAN, S.A.; EISNER, P.N.; PEREZ-CRUZ, C. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. In: EINSELE, G.H.; RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds.). **Cycles and events in stratigraphy**, Berlin: Springer Verlag, p. 617-659, 1991.
- VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUITT, T.S.; HANDERBOL, J. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C.K.; HASTING, B.S.; KENDALL, C.G.S.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, J.C. (eds.). **Sea level changes: in integrated approach**.Tulsa:SEPM, Special Publication, n.42, p.39-45, 1988.
- VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M.; CAMPION, K.M.; RAHMANIAN, V.D. **Siliciclastic sequences stratigraphy in well logs, cores, outcrops: Concepts for high-resolution correlation time and facies**. AAPG Methods Exploration Series, n.1, 1990.
- VASCONCELOS, E.P. O evento Camadas Ponta do Tubarão Aptiano da bacia Potiguar. 1995. 182f. **Tese (Doutorado)**, Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1995.
- VELDE, B. **Compaction and Diagenesis**. Berlin:Springer-Verlag, 1995. p. 220-246.
- VICZIÁN, I. Clay mineralogy of middle Triassic evaporitic and carbonate rocks, Mecsek Mts (Southern Hungary). In: ELEVENTH CONFERENCE ON CLAY MINERALOGY AND PETROLOGY, C. Budejovice, 1990, p. 135-144.
- WARR, L.N.; RICE, H.N. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. **Journal Metamorphic Geology**. v. 12, 1994, p.141-152.

WEAVER, C.E. Geologic interpretation of argillaceous sediments. Part I. Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks. **AAPG Bulletin**, v. 42, n. 2, p. 254-271, 1958.

WEAVER, C.E. **Clays, Mud and Shales. Developments in Sedimentology 44**. Elsevier, Amsterdam, 1989. 819 p.

WEIBEL, R. Effects of burial on the clay assemblages in the Triassic Skagerrak Formation, Denmark. **Clay Minerals, Journal of the European Clay Groups**, London, v. 34, n. 4, p. 619-635, 1999.

WHATLEY, R.C. The application of ostracoda to palaeoenvironmental analysis. **In: MADDOCKS, R.F. (ed.). Applications of Ostracoda**. Houston: University of Houston Press, 1983a. p. 51-77.

WHATLEY, R.C. Some simple procedures for enhancing the use of ostracoda in palaeoenvironmental analysis. **In: COSTA, I.L. (ed.). Proceedings of Symposium on Biostratigraphy of the North Sea Basin. Stavanger, Norway, 1983b**. p. 59-73.

WHATLEY, R.C. Population structure of ostracods: some general principles for the recognition of palaeoenvironments. **In: DEDECKER, P.; COLIN, J.; PEYPOUQUET, J. (eds.). Ostracoda in the Earth Sciences**. Elsevier, 1988. p. 103-123.

WHATLEY, R.C. The reproductive and dispersal strategies of Cretaceous non-marine Ostracoda: the key to pandemonium. **In: MATEER, N.J.; CHEN, P. (eds.). Aspects of Nonmarine Cretaceous Geology**. 1992. p. 177-192.

WILGUS, C.K.; HASTING, B.S.; KENDAL, C.G.S.C., POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, J.C. **Sea level changes: an integrated approach**. Tulsa: SEPM, Special Publication, n. 42, 1988. 407 p.

[HTTP://WWW.MINSOCAM.ORG](http://www.minsocam.org). Handbook of Mineralogical Society of America. Acesso em: 25/05/2002

[HTTP://WWW.UNIV-ORLEANS.FR/ESEN/PLACON](http://www.univ-orleans.fr/esen/placon). Acesso em: 14/12/2001.