

Bacia do Espírito Santo

**Rosilene Lamounier França¹, Antônio Cosme Del Rey², Cláudio Vinícius Tagliari¹,
Jairo Rios Brandão¹, Paola de Rossi Fontanelli¹**

Palavras-chave: Bacia do Espírito Santo | Estratigrafia | carta estratigráfica

Keywords: Espírito Santo Basin | Stratigraphy | stratigraphic chart

introdução

A Bacia do Espírito Santo está situada no Estado do Espírito Santo, delimitada a sul com a Bacia de Campos, através do Alto de Vitória, e a norte com a Bacia de Mucuri. Possui uma área explorável de aproximadamente 41.500 km², dos quais 3.000 km² referem-se à bacia terrestre, considerando a fronteira leste coincidente com o limite crosta continental/oceânica. A existência do Banco de Abrolhos, a leste, atribui à bacia uma fisiografia particular, evidenciada por um alargamento da plataforma continental, que de uma média de 40 km de largura a sul alcança cerca de 240 km na porção centro-norte.

O conhecimento adquirido ao longo de 50 anos de exploração, com centenas de poços exploratórios e inúmeras linhas sísmicas 2D e 3D, nas porções terrestre e marinha de águas rasas, profundas e ultraprofundas, somado a contínua integração de novos dados, foram fundamentais para a atualização da Carta Estratigráfica da Bacia.

A primeira estratigrafia formal da Bacia do Espírito Santo foi apresentada por Asmus *et al.* (1971), seguida de várias alterações, culminando com a carta apresentada por Vieira *et al.* (1994).

Este trabalho resume o conhecimento adquirido desde a sua última publicação, enfatizando a cronoestratigrafia. Entretanto, os princípios litoestratigráficos que embasam este trabalho seguem os mesmos estabelecidos na última edição da carta estratigráfica (Vieira *et al.* 1994).

embasamento

O embasamento está localizado a sudeste do Cráton do São Francisco e faz parte da Faixa Araçuaí, integrando o setor norte da Província da Mantiqueira. É constituído de rochas infracrustais, representadas por

¹ Unidade de Negócio de Exploração e Produção do Espírito Santo/Exploração/Avaliação de Blocos e Interpretação Geológica e Geofísica e Ring Fence – e-mail: rosilene.l@petrobras.com.br

² Unidade de Negócio de Exploração e Produção do Espírito Santo/Engenharia de Produção/Caracterização e Estudos Especiais de Reservatórios

migmatitos, granulitos, gnaisses granatíferos e granitóides, pertencentes ao Cráton do São Francisco, cujas rochas de idade arqueana, foram retrabalhadas parcialmente nos ciclos Transamazônico e Brasileiro.

Vários poços, principalmente terrestres, amostraram o embasamento, inclusive alguns deles com testemunhagens. No entanto, este não foi atingido na porção média e distal da bacia submersa, por encontrar-se a grandes profundidades.

Superseqüência Rife

Nesta época (Valanginiano ao Aptiano Inferior) predominava um ambiente lacustre com contribuição fluvial e aluvial nas bordas dos falhamentos, enquanto que nos altos estruturais internos depositaram-se coquinas e outros carbonatos. Os diversos pulsos tectônicos estão registrados por conglomerados sintectônicos de bordas de falhas, bem como vulcânicas da Formação Cabiúnas.

Seqüência K20

Representa a base do Grupo Nativo, Formação Cricaré, que são os sedimentos mais antigos da Bacia do Espírito Santo, depositados durante o Valanginiano. É limitada na base pela discordância definida pelo contato das rochas do Cretáceo Inferior com o embasamento pré-cambriano, enquanto que o topo é representado por uma discordância erosiva, dentro da Formação Cricaré (Discordância Intracricaré), detectável em poços na parte terrestre da bacia.

É composta por arenitos médios a conglomeráticos e conglomerados com seixos de rochas metamórficas com matriz feldspática (Membro Jaguaré), que para porções mais distais gradam para litologias mais argilosas (Membro Sernambi). Ocorrem intercalações de derrames basálticos, parcialmente alterados, vulcanoclásticas e tufo vulcânicos da Formação Cabiúnas.

Seqüência K30

A Seqüência K30 encontra-se no mesmo pacote sedimentar que a seqüência anterior. Corresponde à porção média e superior da Formação Cricaré, cujo limite inferior é representado pelo contato discordante (Discordância Intracricaré) com a Seqüência K20 e o superior marcado por uma ampla discordância, identificada

na sísmica e poços que atingiu toda a bacia no final do andar Jiquiá, (Discordância Alagoas) denominada “Discordância Pré-Alagoas” (Dias, 2005).

A Formação Cricaré é composta pelos Membros Jaguaré e Sernambi. O Membro Jaguaré engloba a fácies mais clástica, intercalada por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Formação Cabiúnas, enquanto o Membro Sernambi representa a predominância de folhelhos, carbonatos e margas.

Durante a deposição desta seqüência predominava um ambiente lacustre, onde nas bordas dos falhamentos desenvolviam-se sistemas de leque aluvial e fluvial e, eventualmente, nos altos estruturais formavam-se coquinas e fácies associadas.

As intercalações vulcânicas da Formação Cabiúnas se intensificam principalmente na porção basal. As datações realizadas pelo método K/A fornecem idades entre 118 e 136 Ma, o que inclui os basaltos na Seqüência K20.

A ocorrência dessa seqüência está restrita às porções mais profundas dos Paleocânions de Fazenda Cedro, Regência e Plataforma de Regência, tendendo a um maior espessamento e aprofundamento em direção à porção marinha. Por esta razão, foi bem amostrada na parte proximal. Estima-se, a partir de dados sísmicos existentes, que toda a seção da Formação Cricaré pode chegar a espessuras em torno de 3.500 m.

Superseqüência Pós-Rifte

Seqüência K40

Corresponde à porção basal da Formação Mariricu, compreendendo o Membro Mucuri, depositado durante o Eo e Mesoptiano (correlacionado ao Andar local denominado Alagoas Inferior a Médio). Limita-se na base pela Discordância Alagoas e no topo pelo contato com a seção evaporítica que também é discordante (Discordância Base dos Evaporitos).

Na Seqüência K40 encontram-se os sedimentos mais basais da Formação Mariricu, identificados através de ostracodes em poços na porção terrestre, separados da seção média/superior do Alagoas por uma discordância intra-alagoas, reconhecida nos trabalhos de Vieira *et al.* (1994) e Dias (2005).

A porção média/superior da Formação Mariricu/Membro Mucuri é bem amostrada na bacia terrestre, principalmente por poços e testemunhos. A partir des-

ses dados, Vieira (1998) identificou três seqüências, separadas por discordância angular, que podem ser estendidas até a porção rasa da bacia, quais sejam:

- seqüência basal controlada por intenso tectonismo remanescente, ainda da fase rifte. Representa as fácies média a distal de leques aluviais e das fácies mais proximais do sistema fluvial entrelaçado. É caracterizada por ortoconglomerados polimíticos na base, gradando para arenitos arcoseanos grossos, passando a arenitos finos e siltitos, culminando com um nível de anidrita e/ou carbonato brechado. Seu limite com a seqüência intermediária se faz através de uma discordância angular;
- a seqüência intermediária, representada por um afogamento progressivo dos leques e do sistema fluvial da seção inferior, é composta por arenitos basais, silticos e arenitos finos a muito finos. Seu limite superior é definido por uma camada de anidrita ou carbonato, que define uma discordância angular em alguns pontos da bacia. A variação das isópacas ainda mostra certa influência de altos do embasamento na sedimentação;
- a seqüência superior, formada a partir de um sistema de lagunas com planícies lamosas que evolui para o ambiente evaporítico do tipo *sabkha*. Localmente ocorrem arenitos finos a grossos, representando depósitos de praias e planícies arenosas do sistema lagunar. O contato superior é discordante com os evaporitos do Membro Itaúnas.

A deposição continental predominou nas porções mais proximais da bacia terrestre e na água rasa, manifestando-se através de sistemas deposicionais dominados por leques aluviais e canais fluviais.

Por outro lado, a parte distal é marcada pela passagem gradativa de sistemas deposicionais continentais para transicionais, depositados em ambiente raso, sob relativa quiescência tectônica que se traduz em intercalações plano-paralelas de folhelhos esverdeados, calcilutitos e arenitos finos.

Observa-se um espessamento do Membro Mucuri para leste, em direção ao depocentro da bacia. Sua espessura foi estimada através de seções sísmicas, podendo chegar a 2.000 m.

Sua ocorrência é ampla em toda a bacia, estando ausente na parte oeste, próximo ao limite exploratório, onde os sedimentos do Membro Mucuri acunham-se contra o embasamento.

Seqüência K50

Corresponde aos evaporitos do Membro Itaúnas, parte superior do Grupo Nativo/Formação Mariricu, depositados durante o Andar Aptiano (Alagoas Superior).

Está limitada, na base, pela discordância que marcou o topo das seqüências neo-aptianas e, no topo, pela discordância ocorrida antes da deposição do Grupo Barra Nova.

Sob condições de uma bacia restrita e com alta evaporação, ocorreu a precipitação de espessos depósitos de anidrita e halita, em uma superfície peneplanizada durante a fase de quiescência tectônica.

Provavelmente, as halitas depositaram-se, preferencialmente, nas porções centrais da bacia, enquanto que nas bordas, mais sujeitas à erosão, predominavam as anidritas, carbonatos e, subordinadamente, as halitas.

Vieira (1998) identificou quatro seqüências deposicionais, compondo o pacote das anidritas, separadas por três níveis siltico-argilosos, correlacionáveis ao longo de toda a bacia, representando o registro de pequenas transgressões marinhas.

A seqüência é tipicamente evaporítica com calcários e anidritas nas partes proximais a oeste e halita nas partes mais centrais da bacia. Podem ocorrer localmente dolomititos/calcários e raras laminações de anidritas.

O tempo estimado de deposição das halitas é em torno de 0,6 Ma (Dias, 2005), com taxa de deposição incerta devido à sua característica de fluir e espessar-se em direção ao depocentro da bacia.

As espessuras do Membro Itaúnas variam de 50 m na parte emersa, onde predominam anidritas, podendo chegar a mais de 5.000 m de halita nas províncias de diápiros e muralhas em direção às águas profundas e ultraprofundas (França e Tschiedel, 2006).

A movimentação da halita contida nessa superseqüência foi de grande importância na formação de barreiras e baixos estruturais, que controlaram a deposição de sedimentos arenosos das seqüências sobrepostas, bem como na formação de estruturas positivas que propiciaram a ocorrência de trapas.

Superseqüência Drifte

Seqüência K62

Corresponde ao Grupo Barra Nova composto pelas Formações São Mateus (predominância de arenitos) e Regência (calcários de alta a baixa energia).

A deposição dos sedimentos do Grupo Barra Nova iniciou-se com a sedimentação em um ambiente ainda com características de mar epicontinental, herdada da fase evaporítica. Nesse estágio, as variações relativas do nível do mar condicionavam a deposição dos estratos por grandes extensões. As litologias alternavam-se em depósitos de arenitos, siltitos, folhelhos, calcarenitos oolíticos e bioclásticos, calcilutitos e calcissiltitos com ostracodes, miliólídeos, pelecípodes e gastrópodes. Esta sucessão de fácies, que principia com folhelhos, siltitos e carbonatos variando para arenitos em direção a parte superior, é bem caracterizada na porção proximal da bacia (Tagliari, 1993).

Após esta fase inicial, de mar com características epicontinentais, a bacia grada paulatinamente para uma morfologia de rampa com gradiente suave, com a disputa entre terrígenos e carbonatos com predomínio dos primeiros. Existe uma tendência à concentração de siliciclásticos nas porções mais proximais e carbonatos nas áreas distais. Esta fase culmina com uma discordância erosiva, que marca o fim da palinozona P280B, reconhecida tanto sismicamente quanto na análise de rocha e paleontologia na bacia terrestre e, provavelmente, na parte marinha rasa (Tagliari, 1993).

Seqüência K64-K70

Após esta fase inicial do Albiano (palinozona P-280B), segue-se uma seqüência que registra a continuação da busca pelo espaço de deposição entre siliciclásticos e carbonatos nas partes proximais da bacia, com predominância dos carbonatos nas porções mais distais. Neste estágio, a plataforma em rampa apresenta um gradiente mais acentuado, com uma tendência a uma maior segregação das fácies. A alternância de caráter marcadamente cíclico das fácies carbonáticas e siliciclásticas (conhecida com maior conspicuidade na Plataforma de Regência) permite inferir uma freqüente variação relativa do nível do mar, ao longo de todo o Albiano, agindo no sentido de segregação das diversas faciologias registradas, desde o ambiente continental proximal até o marinho de plataforma (Tagliari, 1993).

Na Plataforma de Regência, ao sul do Paleocânion de Cedro, observa-se uma grande discordância angular erosiva na parte superior da Seqüência Albiana, predominantemente carbonática.

Poços perfurados na porção submersa na área centro-sul da bacia tem mostrado freqüente intercalação entre siliciclásticos e carbonatos, tal qual constata-se na Plataforma de Regência.

A partir do topo da K64-K70, que representa o topo do Grupo Barra Nova (Albiano), muda acentuadamente o estilo tectônico da bacia. O basculamento contínuo para leste devido à subsidência térmica causou o lento escorregamento dos sais solúveis sotopostos, oca-

sionando a formação de “jangadas”, principalmente na porção central da bacia. Uma ampla discordância instalou-se no final do Albiano, a Discordância Pré-Urucutuca (DPU), responsável pela escavação dos paleocânions de Regência e Fazenda Cedro, ambos localizados na porção terrestre, estendendo-se para a parte marinha rasa da bacia.

Esta discordância é mais significativa na porção emersa. À medida que se avança para águas profundas, a passagem da Seqüência K64-K70 para a K82-K86 tende a ser gradacional.

A Seqüência K64-K70 foi perfurada por uma centena de poços na bacia terrestre, tornando-se escassa suas amostragens em direção ao depocentro da bacia, devido às altas profundidades alcançadas.

Seqüência K82-K86

A Seqüência K82-K86 representa um afogamento da plataforma carbonática, iniciado no Cenomaniano, ocorrendo seu ponto culminante no Turoniano. Ela é retrogradante e foi depositada em *onlap* sobre a DPU, discordância angular, facilmente identificada na porção proximal, chegando a uma concordância relativa na água profunda.

Ela representa a base da Formação Urucutuca do Grupo Espírito Santo, composta por folhelhos cinza-escuros, calcíferos e arenitos turbidíticos. Localmente, na seção basal da Seqüência K82-K86, encontram-se brechas carbonáticas, resultado do retrabalhamento da plataforma carbonática do Albiano, com matriz lamosa, datadas do Cenomaniano, denominada informalmente de “Seqüência” Comboios. No entanto, por ter uma ocorrência muito local, mais precisamente no bloco baixo da Plataforma de Regência, não foi individualizada neste trabalho.

A Seqüência K82-K86 é predominante na parte submersa e bastante restrita na porção terrestre. Entretanto, está representada, localmente, nas porções basais dos paleocânions de Fazenda Cedro e Regência além de uma calha remanescente na Plataforma de Regência. Essa calha está preenchida por folhelhos, calcilutitos e arenitos da Formação Urucutuca. São sedimentos de fácies relativamente proximais, representando condições neríticas e, por vezes, deformados pela tectônica salífera.

Na Seqüência K82-K86 ocorre um evento anóxico, que registra o máximo afogamento desta seqüência, caracterizado pela presença de folhelhos escuros, radioativos e de baixa velocidade sônica. Predominam pelitos, mas alguns arenitos podem ser encontrados, especialmente na porção distal da bacia.

A Seqüência K82-K86 é muito restrita na bacia terrestre, onde foi amostrada por poucos poços, sendo mais espessa na parte distal da bacia. Seu

limite superior é mostrado por uma discordância na base do Coniaciano (Discordância Turoniano).

O Turoniano é, em geral, delgado, pouco expressivo na parte terrestre devido à erosão. Porém, está registrado localmente em alguns poços nos paleocânions e no bloco baixo da Plataforma de Regência.

Seqüência K88

Corresponde à Formação Urucutuca depositada do Coniaciano ao Santoniano, em padrão retrogradante. É predominantemente pelítica e os arenitos turbidíticos presentes estão localizados, principalmente, nas desembocaduras dos Paleocânions de Fazenda Cedro e Regência, apresentando um certo controle deposicional através de calhas criadas pela halocinese. Seu limite inferior é marcado por discordância melhor observada na parte proximal e identificada na bacia até a região distal da bacia.

Seqüência K90-K100

Engloba os sedimentos da Formação Urucutuca de idade eo a meso-campaniana. Predominam folhelhos e arenitos turbidíticos, cujos limites inferior e superior são, respectivamente, a discordância Campaniana a discordância Intra-campaniana.

Com a contínua subsidência e basculamento da bacia, ocorre a sedimentação de uma espessa seção retrogradante. Os corpos turbidíticos ainda apresentam uma forte influência dos Paleocânions de Fazenda Cedro e Regência entre o Coniaciano e o Meso-Campaniano, limitados por uma discordância Intracampaniana, que os separa da seqüência superior.

Seqüência K110-K130

Refere-se aos sedimentos da Formação Urucutuca dos andares Neo-Campaniano a Maastrichtiano. Seu limite inferior é marcado pela discordância Intra-campaniano, e o superior por uma ampla discordância que atingiu toda a bacia, facilmente identificável nos poços e seções sísmicas que é a passagem do Cretáceo para o Paleógeno (Discordância Paleoceno).

Predominam folhelhos, arenitos e, nas porções mais distais, margas. Os turbiditos encontrados são mais expressivos na base, ocorrendo uma diminuição dos mesmos à medida que se aproxima do Maastrichtiano, embora haja uma concentração de turbiditos maastrichtianos, canalizados nos paleocânions de Cedro e Regência (parte terrestre). Estes paleocânions foram os principais condutos responsáveis pelo aporte

sedimentar que alimentou os turbiditos encontrados nas porções mais distais da bacia.

Seqüências do Paleógeno

Durante o Paleógeno, a Bacia do Espírito Santo sofreu nova fase tectônica, o que provocou rebaixamento do nível do mar devido à ocorrência de expressivos eventos como o soerguimento da Serra do Mar, vulcanismo de Abrolhos e a contínua halocinese, controlando cada vez mais a distribuição das areias provenientes de noroeste.

O Vulcanismo de Abrolhos foi um evento magmático de grandes proporções, envolvendo cerca de dois terços da Bacia do Espírito Santo, parte submersa, e que influenciou, fortemente, a sedimentação das Seqüências do Paleógeno. Estudos anteriores indicam que o período de maior atividade vulcânica foi entre 59 e 37 Ma.

O Paleógeno pode ser dividido em quatro seqüências de segunda ordem, depositadas dentro do Trato de Mar Baixo, denominadas informalmente de Seqüências "Lagoa Parda", "Império", "Cangoá" e "Peroá". Embora os ciclos tenham um caráter global, a intensidade do seu desenvolvimento sofreu forte influência dos fatores já relacionados no parágrafo anterior.

Seqüência E10-E30

É uma seqüência retrogradante englobando os sedimentos do Paleoceno e Eo-Eoceno (informalmente denominada "Seqüência Lagoa Parda"), sendo seus limites inferior e superior definidos, respectivamente, pela discordância do Paleoceno e pela discordância do Eoceno Inferior no topo. Internamente, observa-se uma superfície de máxima inundação representada por calcilitos.

No topo dessa seqüência, os folhelhos e arenitos mostram um padrão *offlap* na porção proximal, gradando a subparalelo a plano em direção à porção intermediária do depocentro da bacia, indicando soerguimento da borda da bacia.

Encontra-se bem distribuída na parte terrestre (nos paleocânions de Regência e Fazenda Cedro e na Plataforma de Regência) e na porção marinha, principalmente na água rasa.

Durante a deposição desta seqüência começam a surgir as primeiras manifestações do vulcanismo de Abrolhos através de derrames intermitentes.

Seqüência E40-E50

Esta seqüência (informalmente denominada como "Seqüência Império") depositou-se discordantemente sobre os sedimentos da seqüência anterior em *onlap* na

plataforma rasa e *downlap* nas partes distais, seguidos de truncamento erosional no topo.

A presença de espessos pacotes de corpos arenosos na base dessa seqüência está relacionada a um forte aporte de siliciclásticos ocorrido a partir das bordas (principalmente nos Paleocânions de Fazenda Cedro e Lagoa Parda), provavelmente devido ao soerguimento da Serra do Mar e ao Vulcanismo de Abrolhos. Os mais espessos corpos turbidíticos foram depositados dentro de um trato de mar baixo, na forma de sistemas canalizados e leques de assoalho.

Registra-se também a ocorrência de rochas vulcânicas ao nível da discordância do Eoceno Inferior, evidenciando instabilidade crustal. Nesta seqüência verifica-se a mais intensa atividade vulcânica registrada, marcada por derrames intercalados a arenitos turbidíticos, folhelhos e carbonatos.

Nesta fase de intensas manifestações magmáticas, houve um soerguimento na área onde se instalou o Banco de Abrolhos (porção média/distal da Bacia). Esta área soerguida condicionou o desenvolvimento de uma plataforma carbonática rasa, formando calcários da Formação Caravelas por sobre o substrato de Abrolhos.

O resultado é a formação de uma sub-bacia meso-oceânica, confinada, pelo lado oeste através do embasamento e, a leste, pela presença do edifício vulcânico e os carbonatos.

Desta maneira, a sub-bacia recebeu contribuição de duas áreas fontes: pela contribuição natural da área soerguida a oeste e pela progradação de vulcanoclásticos e calcários detriticos vindos de leste (Biassusi, 1996).

O limite superior dessa seqüência é marcado por uma ampla discordância angular, bem identificado na porção terrestre e denominada "Discordância Pré-Eoceno Superior" (DPES).

Esta discordância é correlacionada ao evento eustático, ocorrido há 40 Ma, de grande importância na penneplanização da bacia, sobretudo nas áreas proximais, inclusive no embasamento. Na área submersa, sua capacidade erosiva se restringiu às partes superiores do Eoceno Inferior, transformando-se, nas partes distais, em uma concordância correlativa.

Esta seqüência é bem amostrada por poços tanto na parte emersa quanto na submersa.

Seqüência E60-E70

Esta seqüência (informalmente denominada "Seqüência Cangoá") foi depositada sobre a "Discordância Pré-Eoceno Superior" e que constitui o seu limite inferior. Ela apresenta o aspecto sigmoidal com base marcada por *downlaps* nas fácies mais distais e *onlap* nas proximais.

A Seqüência E60-E70, embora tenha se formado em uma fase de quiescência tectônica, depositou-se em um

substrato marcado por altos e baixos estruturais como consequência do tectonismo das fases anteriores, marcados por compressões, vulcanismo e halocinese. Este tectonismo gerou calhas e barreiras por onde se depositaram os corpos turbidíticos desta seqüência.

Ainda se observam as progradações de carbonatos detríticos e vulcanoclásticas provindas das partes distais (Banco de Abrolhos) em direção ao continente, contrapondo-se a progradação da cunha clástica vinda de leste, controlados pela migração da quebra da plataforma e pela halocinese.

Os turbiditos aí encontrados são corpos acanalados que se depositaram no trato de mar baixo, cuja fonte consistiu, predominantemente, de rochas retrabalhadas de seqüências subjacentes.

O topo desta seqüência é marcado por uma discordância, gerada pelo rebaixamento ocorrido no Oligoceno Superior (Chatiano), que também coincide com um rebaixamento eustático descrito por Vail (1977) e Haq (1987) *apud* Biassusi (1996).

Da mesma maneira que a seqüência anterior, esta seqüência apresenta-se melhor representada na porção emersa (águas rasas), amostrada por uma dezena de poços.

Seqüência E80-N10

Esta seqüência está limitada na base por uma discordância gerada por um rebaixamento ocorrido no final do Oligoceno Inferior (Chatiano) e seu limite superior é a discordância do Mioceno Inferior (informalmente denominada "Seqüência Peróá"). A Seqüência E80-N10 apresenta um notável padrão sigmoidal.

Durante a deposição desta seqüência, o eixo deposicional permaneceu com a direção sul/sudeste. Arenitos turbidíticos desenvolveram-se na forma de sistemas canalizados, controlados pela existência de domos e inversões.

Seqüência N20-N30

Ela corresponde na base aos sedimentos do Mioceno Inferior, andares Burdigaliano e, no topo, aos sedimentos do Mioceno Médio (Langhiano/Serravaliano). Inclui as formações Rio Doce, Caravelas e Urucutuca. São compostos, na porção terrestre, principalmente, por arenitos da Formação Rio Doce e calcarenitos bioclásticos da Formação Caravelas (porção média proximal), além de folhelhos e areni-

tos turbidíticos da Formação Urucutuca nas partes médias e distais da bacia. Diamictitos ocorrem na base de talude e margas predominam nas porções de águas profundas a ultraprofundas.

Seqüência N40

No estudo da Bacia do Espírito Santo depara-se com um alto grau de dificuldade na identificação de superseqüências mais jovens. O fato é que há um domínio de areias adentrando cada vez mais na bacia, interdigitando-se com calcarenitos da Formação Caravelas e passando a argilitos na água profunda.

Sua deposição paleogeográfica estabeleceu a configuração atual da bacia. Portanto, encontram-se no talude, diamictitos resultantes do desmoronamento da plataforma e argilitos com incipiente compactação da seção pelítica.

A Seqüência N40 é limitada na base pela discordância do Mioceno Superior e no topo pela discordância do Plioceno.

Seqüência N50

Corresponde aos sedimentos do Plioceno, representada pelas formações aflorantes Barreiras e Rio Doce. A primeira, depositada em ambientes continentais fluvio/aluviais e, a segunda, continental/transicional/marinho raso. Nas partes distais constatam-se alguma intercalação com calcarenitos da Formação Caravelas, próximo à quebra da plataforma. No sopé do talude, constatam-se diamictitos, resultantes do desmoronamento da plataforma, além de argilitos. É comum a formação de cânions recentes, principalmente na quebra da plataforma.

Segundo Moraes (2007), as formações Rio Doce e Barreiras representam pacotes distintos devido a uma série de evidências observadas no campo, referentes ao grau de litificação ocorrente nos sedimentos da Formação Rio Doce, o que indica transformações diagenéticas não verificadas na Formação Barreiras, além de contato erosivo.

Seqüência N60

A Seqüência N60 ocorre na parte emersa da bacia, constituída pelos sedimentos de planícies próximo à foz dos rios São Mateus e, principalmente, do Rio Doce e por cordões litorâneos ao longo da costa.

referências bibliográficas

ASMUS, H. E.; GOMES, J. B.; PEREIRA, A. C. B. Integração geológica regional da Bacia do Espírito Santo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. **Anais**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971. v. 3, p. 235-252.

BIASSUSI, A. S. **Análise estratigráfica do terciário inferior da Bacia de Espírito Santo**. 1996. 84 p. Tese (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1996.

DIAS, J. L. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 13, n.1, p.7-25, nov. 2004/maio 2005.

FRANÇA, R. L.; TSCHIEDEL, F. E. Os evaporitos das Bacias do Espírito Santo e Mucuri: sedimentação e tectônica In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracaju. **Anais**. Bahia: Sociedade Brasileira de Geologia, 2006. p. 93.

MORAIS, R. M. O. **Sistemas fluviais terciários na área emersa da Bacia do Espírito Santo (formações Rio Doce e Barreiras)**. 2007. 144 p. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

TAGLIARI, C. V. **Evolução das seqüências Mistas (Siliciclásticas e Carbonáticas) sob a influência da Halocinese Durante o albo-Aptiano da Plataforma de Regência, Bacia do Espírito Santo**. 1993. 159 p. Tese (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1993.

VIEIRA, R. A. B.; MENDES, M. P.; VIEIRA, P. E.; COSTA, L. A. R.; TAGLIARI, C. V.; BACELAR, L. A. P.; FEIJÓ, F. J. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 191–202, jan./mar. 1994.

VIEIRA, R. A. B. **Análise estratigráfica e evolução paleogeográfica da seção Neoptiana na Porção Sul da Plataforma de São Mateus, Bacia do Espírito Santo, Brasil**. 1998. 158 p. Tese (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998.





