



Possível Controle Neotectônico sobre as Falésias do Litoral Sul da Bahia
Possible Neotectonic Control over the Southern Coast Cliffs of the Bahia State

Leonardo Costa de Oliveira^{1,2}; Renata Marins Alvim Gama de Oliveira³ & Egberto Pereira³

¹Petróleo Brasileiro S/A, Avenida República do Chile, 330, 20031170, Centro, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

²Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Rua São Francisco Xavier, 524, 4º andar, 20550-900, Maracanã, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

³Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Rua São Francisco Xavier, 524, 2º andar, 20550-900, Maracanã, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

E-mails: leogeo.oliveira@petrobras.com.br; renata.oliveira@uerj.br; egberto@uerj.br

Recebido em: 22/11/2018 Aprovado em: 1/09/2018

DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2018_3_702_716

Resumo

Os depósitos cenozoicos da porção emersa das bacias do Espírito Santo e de Mucuri mostram forte deformação estrutural rúptil, sendo reconhecidos principalmente conjuntos de falhas N-S e NE-SO, de rejeito normal e variações NO-SE e E-O, de rejeito transcorrente. As direções N-S e NE-SO são paralelas à orientação estrutural do rifte precursor das bacias da margem leste brasileira, enquanto as direções NO-SE e E-O coincidem com as falhas transformantes e zonas de fraquezas oceânicas que acomodam a movimentação das placas litosféricas. Os dados estruturais levantados em afloramentos ao longo do norte do estado do Espírito Santo e na região costeira do sul da Bahia mostram que a configuração geomorfológica das falésias presentes no sul da Bahia foi controlada por falhas da fase rifte reativadas, além de estruturas transcorrentes ainda ativas que modelam o relevo atual. A atividade neotectônica de tais estruturas foi inferida através do reconhecimento de falhas afetando a cobertura sedimentar recente. A partir destes dados propõem-se novas interpretações estruturais para a porção emersa das bacias do Espírito Santo e de Mucuri e são avaliados os efeitos de tal deformação tectônica sobre a disposição litoestratigráfica dos depósitos estudados.

Palavras-chave: Formação Barreiras; Formação Rio Doce; Bacia de Mucuri; Bacia do Espírito Santo; Neotectônica; Geomorfologia Costeira

Abstract

The Cenozoic deposits of the onshore portion of the Espírito Santo and Mucuri basins show strong rüptil structural deformation, being recognized N-S and NE-SW faults, with normal throw and NW-SE and E-W transcurrent faults. The N-S and NE-SW directions are parallel to the structural orientation of the precursor rift of the Brazilian East margin basins, while the NW-SE and E-W directions coincide with the transform faults and zones of oceanic weaknesses that accommodate the lithospheric plates motion. The structural data collected in outcrops along the northern of the Espírito Santo state and in the coastal region of the southern of the Bahia state show that the geomorphological configuration of the cliffs present in southern Bahia was controlled by reactivated rift phase faults, as well as still active transcurrent structures which are responsible to model the current observed relief. The neotectonic activity of such structures was inferred through the recognition of rüptil structures affecting recent sediments. From these data new structural interpretations are proposed for the onshore portion of the Espírito Santo and Mucuri basins and the effects of such tectonic deformation on the lithostratigraphic arrangement of the studied deposits are evaluated.

Keywords: Barreiras Formation; Rio Doce Formation; Mucuri Basin; Espírito Santo Basin; Neotectonic; Coastal geomorphology

1 Introdução

Os tabuleiros costeiros e as falésias são feições geomorfológicas típicas da Formação Barreiras e têm sido referenciados como unidades deformadas, principalmente no NE do Brasil (Lima, 2000; Furrier et al., 2006; Nogueira et al., 2006). Entretanto, apesar do intenso neotectonismo que afetou esta unidade, tradicionalmente tem sido proposto que o desenvolvimento geomorfológico das falésias e tabuleiros da costa do Brasil estaria relacionado à erosão e ao retrabalhamento destas rochas em decorrência de oscilações eustáticas (e.g. Guimarães & Martin, 1978; Dominguez, 1981; Vieira, 1981; Suguio et al., 1985; Albino, 1999; Arai, 2006), associadas, em especial, à penúltima transgressão marinha (Bittencourt et al., 1979), há 120.000 anos.

Valadão & Dominguez (1999a, b) ressaltam, no entanto, que a área continental adjacente ao litoral

brasileiro foi intensamente submetida a fenômenos neotectônicos de soerguimento, flexura e nucleação de grábens, os quais resultaram em denudação do relevo. De acordo com os mesmos autores, tal evento neotectônico de soerguimento teria se iniciado no Mesomioceno (Soerguimento Miocênico), no interior continental, afetando a faixa atlântica e se prolongando até o Neoplioceno (Soerguimento Pliocênico). Tal rearranjo neotectônico resultou no reajuste da rede drenagem (e.g. Mello, 1997; Valadão & Dominguez, 1999b; Lima, 2002; Novais, 2005).

As principais unidades litoestratigráficas presentes na seção aflorante costeira entre o Norte do Espírito Santo e o sul da Bahia referem-se a depósitos neocenozoicos associados à Formação Barreiras e a sedimentos de praia e aluviões (SPA) (e.g. Suguio et al., 1982; Martin et al., 1997; Dalton de Souza et al., 2003) (Figura 1).

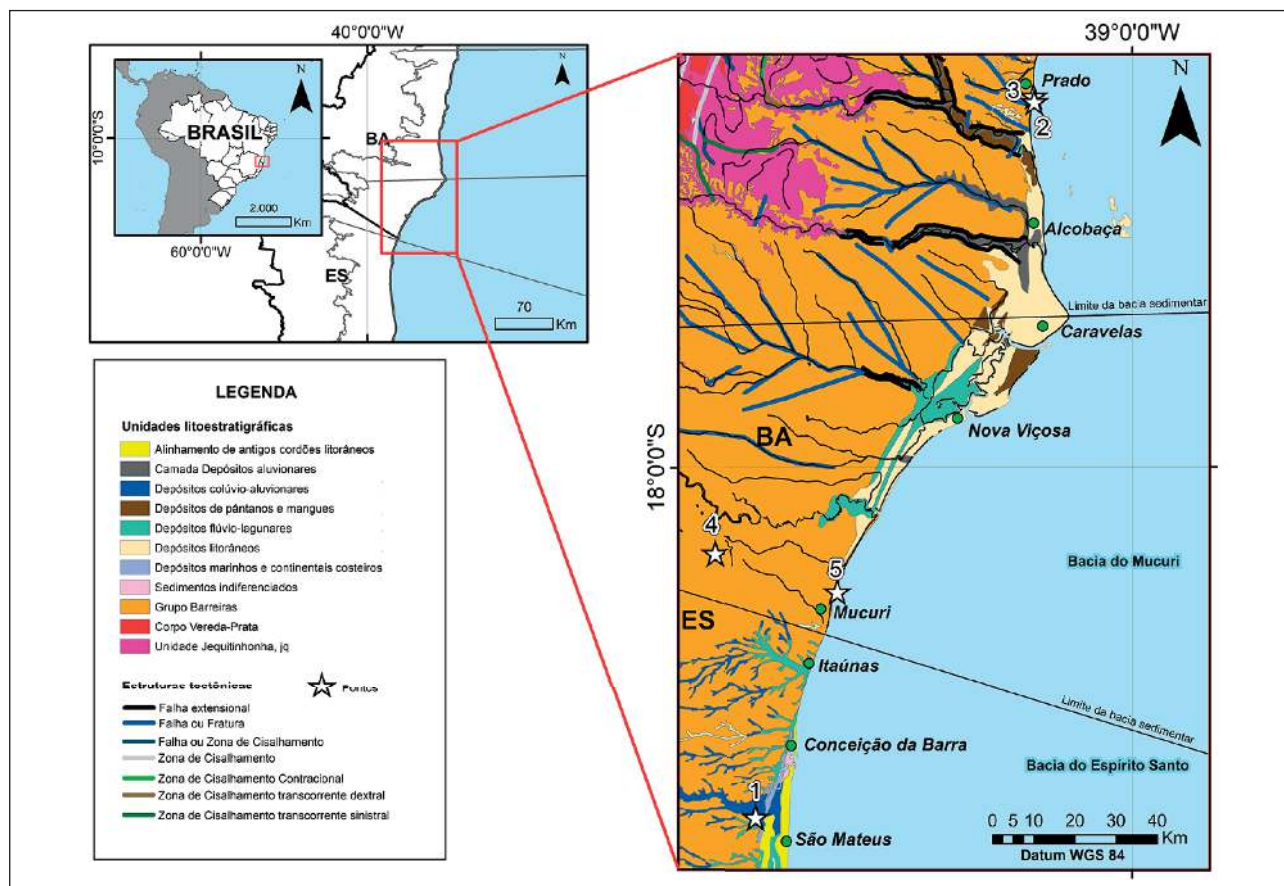


Figura 1 Mapa geológico da área de estudo na concepção de Leite et al. (2004). Os números referem-se à posição dos afloramentos apresentados neste trabalho.

Estudos realizados nesta região apontam que o rearranjo neotectônico teria influenciado o relevo, a distribuição da rede de drenagem (e.g. Saadi, 1993; Mello, 1997; Lima, 2002; Novais, 2005; Lima et al., 2006; Morais, 2007; Fornaciari, 2009; Hatushika et al., 2007), como também a migração de hidrocarbonetos (Novais, 2005).

Embora a Formação Barreiras seja referenciada como uma unidade frequentemente deformada, em especial no nordeste do Brasil (e.g. Lima, 2000; Furrier et al., 2006; Nogueira et al., 2006), os efeitos morfológicos e estratigráficos desta deformação ainda não são satisfatoriamente compreendidos.

Objetiva-se com este trabalho mostrar evidências do possível controle neotectônico sobre a disposição dessa unidade litoestratigráfica e sua relação com os sedimentos associados à porção emersa das bacias do Espírito Santo e de Mucuri, bem como avaliar as implicações de tal deformação tectônica sobre a geomorfologia costeira da região estudada.

2 Contexto Geológico

A Bacia de Mucuri sempre esteve subordinada à Bacia do Espírito Santo, devido às suas similaridades deposicionais (Vieira et al., 1994). No entanto, a partir de França et al. (2007a, b) são considerados arcabouços estratigráficos distintos para estas duas bacias, sobretudo quando se avalia o impacto estrutural provocado pelo magmatismo Abrolhos na Bacia de Mucuri. Como a área de estudo está localizada na região limítrofe entre estas duas bacias, considerou-se na análise prévia da literatura trabalhos acerca das duas bacias.

As bacias do Espírito Santo e de Mucuri estão localizadas na margem continental leste brasileira (Figura 1) e foram originadas a partir da quebra do Gondwana no Juro-Cretáceo (e.g. Almeida et al., 1996; França et al. 2007a, b). Totalizam uma área aproximada de 56300 km², dos quais 41500 km² referem-se à Bacia do Espírito Santo e 14800 km² à Bacia do Mucuri (França et al., 2007a, b).

O embasamento cristalino é constituído por rochas metamórficas da Faixa Araçuaí, que bordeja o sudeste do Cráton São Francisco (França et al.,

2007a, b). Incluem-se rochas retrabalhadas durante o Ciclo Brasileiro, que exibem paragêneses minerais de alto grau metamórfico, representadas por granitoides, gnaisses, migmatitos e granulitos (e.g. Almeida, 1977; Heilbron et al., 2004).

As bacias do Espírito Santo e de Mucuri foram preenchidas por sedimentos e rochas vulcânicas, os quais podem ser subdivididos em três fases tectônicas distintas: rifte, pós-rifte e drifte (e.g. Cainelli & Mohriak, 1999; França et al., 2007a, b). A fase rifte está relacionada aos depósitos siliclásticos iniciais da Formação Cricaré, mais especificamente pelos membros Jaguaré (arenitos e conglomerados) e Sernambi (folhelhos), ocorrendo intercalações com rochas vulcânicas da Formação Cabiúnas. Esta fase é limitada, no topo, pela Discordância Pré-Alagoas (DPA), sobre a qual ocorrem sedimentos da fase pós-rifte (Formação Mariricu), formados por intercalações de arenitos e folhelhos, com calcários subordinados (Membro Mucuri) e evaporitos no topo (Membro Itaúnas). O início da fase drifte é marcado pela deposição de arenitos associados com carbonatos de águas rasas (Grupo Barra Nova), sequência esta que é limitada no topo do Albiano pela Discordância Pré-Urucutuca. Sucedem-se, então, espessos intervalos de pelitos intercalados com lentes de carbonatos e de fluxos gravitacionais siliciclásticos (Formação Urucutuca).

No Paleoceno houve a colocação das rochas ígneas básicas de composição toleítica a alcalina da Formação Abrolhos (e.g. Arena, 2008), que atingiu o ápice durante o Eoceno (e.g. Cordani, 1970) e foram responsáveis por um alargamento de 200 km da plataforma continental (e.g. Asmus et al., 1971; Muehe, 1987; França et al., 2007a, b). Embora grande parte desse magmatismo tenha se dado a leste das bacias do Espírito Santo e de Mucuri, recentemente tem sido reconhecido depósitos ígneos associados à Formação Abrolhos também na porção emersa das mesmas (e.g. Novais et al., 2008; Oliveira, 2016; Oliveira et al., 2018). A maior extensão do magmatismo Abrolhos pode ter tido importante papel na circulação de fluidos nos depósitos da parte emersa destas bacias, principalmente quando se consideram os efeitos termais associados à colocação destas rochas no arcabouço estratigráfico (Oliveira et al., 2018).

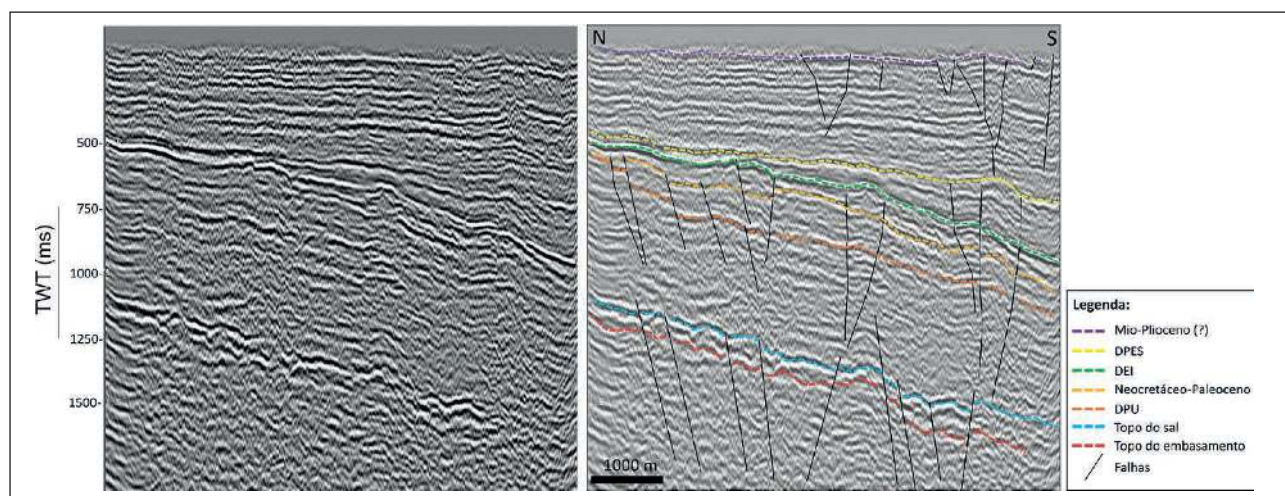
O ciclo deposicional foi completado com a deposição de sedimentos paleógenos-neógenos das formações Caravelas (carbonatos de água rasa), Rio

Doce e Barreiras (siliciclásticos flúvio-aluviais) (França et al., 2007a, b). O banco carbonático da Formação Caravelas, desenvolvido sobre o alto vulcânico da Formação Abrolhos, colocou quase toda a Bacia de Mucuri em águas rasas, com batimetrias médias de 30 a 40 m (França et al., 2007b).

2.1 Aspectos Estruturais Gerais da Área de Estudo

As bacias do Espírito Santo e de Mucuri são caracterizadas estruturalmente por grábens e semi-grábens limitados por falhas normais NNE-SSO com rejeitos que podem chegar até 3 km (Asmus et al., 1971). Tais estruturas foram originadas durante o rifteamento do Gondwana (Almeida et al., 1996), reativadas, de forma decrescente, até o Cenozoico (Asmus et al., 1971) e teriam acomodado a deformação provocada pelo Magmatismo Abrolhos (Ferreira et al., 2014). São descritas também estruturas NNO-SSE, de rejeito transcorrente provavelmente relacionadas com o Alinhamento Vitória-Ecoporanga (Machado Filho et al., 1983; Silva et al., 1987), ou Zona de Cisalhamento Colatina (Chang et al., 1992), ou Faixa Colatina (Novais et al., 2004; Novais, 2005). De acordo com Mohriak (2001), estas estruturas são correlatas a zonas de fraqueza oceânicas (falhas transformantes), as quais foram reativadas durante o Neocretáceo-Eopaleógeno em decorrência de movimentos de reajuste da placa Sul-Americana após o rifteamento do Gondwana. Tais estruturas continuaram sendo reativadas até o Neógeno (e.g. Asmus et al., 1971; Novais et al., 2004; Novais,

2005; Miranda, 2009) e teriam sido responsáveis por induzir a formação de depocentros de sedimentos flúvio-lacustres e a colocação de corpos vulcânicos mesozoicos-cenozoicos, como também seriam os agentes controladores do arranjo da rede de drenagem (Novais, 2005; Novais et al., 2008). Segundo Novais et al. (2008), as direções estruturais com variações ONO-ESE ocorrem por toda extensão da bacia do Espírito Santo e estão relacionadas às zonas de transferência da fase rifte, reativadas diacronicamente até o Recente. Observam-se ainda a ocorrência de três padrões estruturais na Bacia do Espírito Santo: transcorrência sinistral E-O de idade supostamente neogênica; transcorrência dextral E-O, a qual foi relacionada a uma idade pleistocênica-holocênica; e distensão NO-SE, atribuída a uma idade holocênica, que teria gerado falhas normais NE-SO a ONO-ESE (Bricalli & Mello, 2013). Uma transcorrência sinistral NO-SE e subordinadamente E-O de idade ainda mais antiga foi observada por Oliveira (2016) a partir de mapas de isópaca calculados entre os topos estruturais sísmicos em tempo do topo do sal e da Discordância do Eoceno inferior. Oliveira (2016) também mostrou, através de interpretação de volumes sísmicos 2D e 3D, evidências de reativação tectônica de antigas estruturas do embasamento, as quais estariam afetando unidades cenozoicas, nas bacias do Espírito Santo e Mucuri. Segundo Oliveira (2016), a interpretação sísmica sugere que falhas de direção aproximada E-O foram continuamente reativadas até o recente, desenvolvendo estruturas transpressivas em flor positiva (Figura 2).



De igual relevância, dados sismográficos coletados entre os estados do Espírito Santo e Bahia (Tabela 1; Figura 3) mostram atividade sísmica recente nesta região e reforçam as ideias expressas nos trabalhos acima citados de evidências de um tectonismo recente na região estudada.

Número	Longitude	Latitude	Região	Data	Magnitude
1	-40.124	-17.062	Itanhém/BA	11/08/2016	2.8 mR
2	-40.063	-18.363	Pinheiros/ES	09/11/2015	2.5 mR
3	-40.764	-18.468	Ecoporanga/ES	10/02/2016	1.8 mR
4	-40.799	-18.627	Barra de São Francisco/ES	05/08/2014	1.9 MLv
5	-40.872	-18.681	Barra de São Francisco/ES	25/06/2014	1.4 MLv
6	-40.742	-18.671	Vila Pavão/ES	30/08/2015	2.1 mR
7	-40.419	-18.744	Nova Venécia/ES	19/03/2015	2.1 mR
8	-40.861	-19.079	Pancas/ES	27/10/2015	2.1 mR
9	-40.162	-19.199	Sooretama/ES	18/06/2014	2.8 mR

Tabela 1 Sismos recentes que ocorreram nas proximidades da região de estudo. As siglas mR e MLv significam, respectivamente, a magnitude dos tremores identificados pela Rede Sismográfica Brasileira (RSBR) com estações regionais e pela rede local (Fonte: Centro de Sismologia da Universidade de São Paulo).

2.2 Formação Rio Doce

A Formação Rio Doce foi primeiramente reconhecida a partir de poços pioneiros perfurados na porção terrestre da Bacia do Espírito Santo pela Petrobras no fim da década de 1950 (Biassusi et al., 1990; Mendonça et al., 2004) e formalmente caracterizada por Asmus et al. (1971). Com base em registros fossilíferos, estes autores situaram a Formação Rio Doce entre o Paleoceno e o Eomioceno.

De acordo com Asmus et al. (1971), a Formação Rio Doce é distinguida por arenitos grossos a conglomeráticos, intercalados a folhelhos e siltitos. Três membros foram sugeridos por estes autores, da base para o topo: Piranha, composto predominantemente por arenitos grossos; Pirapitanga, formado por intercalações de arenitos e calcáreos; e Piraúna, representado por arenitos e folhelhos intercalados, ocorrendo calcáreos ocasionalmente. Posteriormente, Ojeda (1977) rejeitou tal subdivisão através de critérios sismoestratigráficos, por não reconhecer modificações litológicas significativas na sequência. França et al. (2007a, b), com base em dados de poços, sísmicos e paleontológicos, consideraram os depósitos da Formação Rio Doce em subsuperfície nas sequências E40-E50, E60-E70, E80-N10, N20-N30, N40 (Bacia do Espírito Santo), E30-E50, E60-E70, E80-N40 (Bacia de Mucuri) e N50 representada pela seção aflorante pliocênica das mesmas (Figura 4).

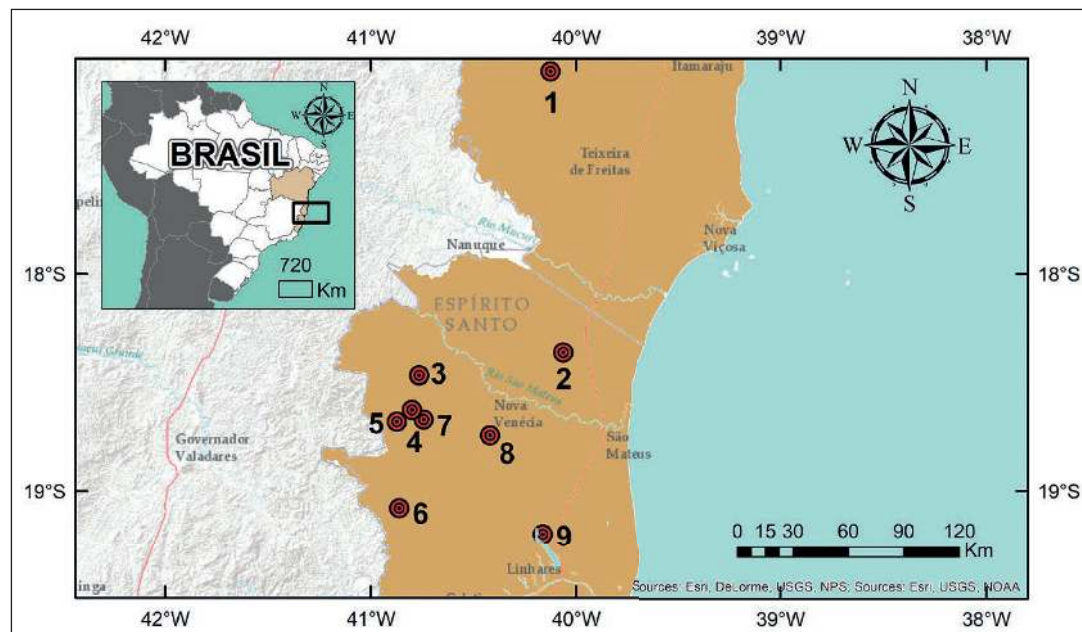


Figura 3 Localização dos epicentros dos sismos assinalados na Tabela 2 (Fonte: Centro de Sismologia da Universidade de São Paulo).

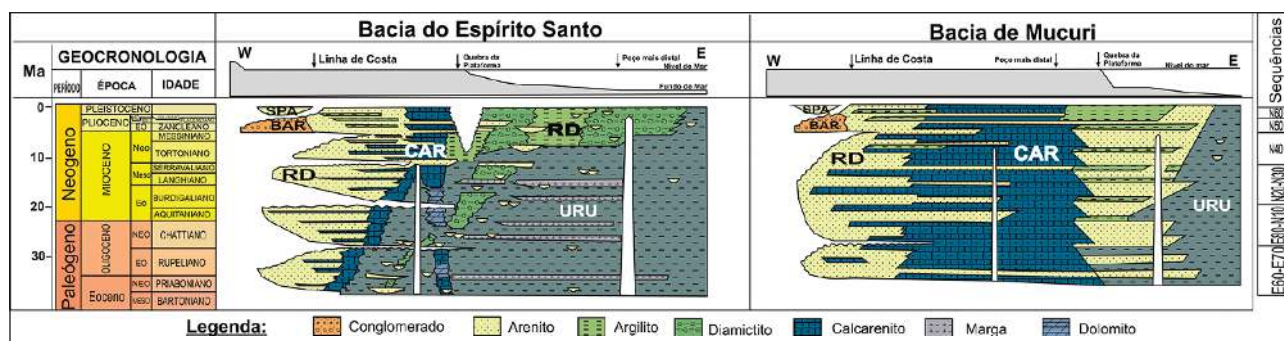


Figura 4 Cartas estratigráficas das bacias do Espírito Santo e de Mucuri, com foco no Paleógeno/Neógeno (modificado de França et al., 2007a, b). As idades das seqüências estão de acordo com as biozonas propostas por Beurlen et al. (1992) e Lana & Beurlen (2007). URU: Formação Urucutuca, RD: Formação Rio Doce, CAR: Formação Caravelas, BAR: Formação Barreiras, SPA: Sedimentos de Praia e Aluvião.

De acordo com França et al. (2007a, b), os depósitos da Formação Rio Doce possuem ampla ocorrência, estando dispostos desde a área emersa até a região oceânica, sendo, no entanto, estas rochas registradas normalmente em subsuperfície.

Em superfície, a mesma foi descrita pela primeira vez por Piazza & Araujo (1972) em afloramentos ao longo do Rio São Mateus (São Mateus-ES) e correlacionadas aos depósitos descritos em poços por Asmus et al (1971). Estes mesmos autores descreveram uma passagem gradual entre as duas unidades, em campo. Amador & Dias (1978) definiram a Formação Pedro Canário como arenitos arcossianos continentais lenticulares, e a consideraram como do Mioceno-Plioceno. Posteriormente, Amador (1982) correlacionou esta unidade à Formação Rio Doce.

Morais (2007), em trabalho faciológico realizado nos depósitos cenozoicos da Bacia do Espírito Santo, reconheceu diversos afloramentos da Formação Rio Doce ao longo da BR-101, associando-os a depósitos fluviais entrelaçados. Segundo Morais (2007), a elevada evolução diagenética de determinadas sucessões sedimentares observadas em campo na região norte do estado do Espírito Santo seria incompatível com as rochas relacionadas à Formação Barreiras. Muito embora Morais (2007) não tenha observado nenhuma superfície nítida de truncamento no contato entre as formações Barreiras e Rio Doce, esta autora sugere, com base em análises sedimentológicas e de paleofluxos fluviais, um contato indireto entre as formações Barreiras e Rio Doce no Eoplioceno, observado na região de Córrego do Rancho (ES).

Recentemente, tem-se advogado que muitos dos depósitos mapeados como rochas da Formação Barreiras, na região estudada, seriam depósitos associados à Formação Rio Doce (e.g. Morais, 2007; Vieira et al., 2014; Oliveira, 2016). Isto ocorre devido à classificação litológica dos depósitos neocenozoicos desta região ter sido feita com cunho descritivo, onde se designavam como Formação Barreiras todos os depósitos rochosos costeiros de cores variegadas registrados na parte emersa destas bacias; e Formação Rio Doce os depósitos litologicamente similares, porém amostrados em poços. Em função desse procedimento, a Formação Rio Doce não estava representada nos mapas geológicos desta região até pouco tempo (e.g. Martin et. al., 1997; Leite et al., 2004). No entanto, em mapeamento recente realizado pela CPRM, tal unidade foi cartografada ao longo do Rio São Mateus, na cidade homônima (Vieira et al., 2014).

2.3 A Formação Barreiras

De maneira geral a Formação Barreiras é constituída por arenitos quartzosos, geralmente friáveis (caolinizados, em grande parte a partir da alteração de feldspatos), em estratos maciços, ou estratificados, podendo ocorrer intercalados a lamitas. São frequentes percolações ferruginosas, que conferem aos depósitos cores variegadas características, variando do vermelho ao alaranjado (Morais, 2007).

A distribuição temporal da Formação Barreiras (em grande parte inferida através de interpretações geomorfológicas e paleoclimáticas) envolve um intervalo de tempo entre o Mioceno e o Plioceno-

Pleistoceno (Bezerra et al., 2006). Entretanto, já foram admitidas idades abrangendo desde Cretáceo Final até o início do Quaternário (Matoso & Robertson, 1959).

As primeiras tentativas de organização litoestratigráfica desta unidade referem-se aos trabalhos de Moraes Rêgo (1930 apud Morais, 2007) e Oliveira & Leonardos (1943), os quais a denominaram de “Série das Barreiras”. A partir de então o termo Barreiras tem sido utilizado para se referir às rochas clásticas de idade neocenozoica de ocorrência quase contínua, desde o Rio de Janeiro até o Amapá (Suguio & Nogueira, 1999). Dessa forma, devido à sua ampla extensão areal, uma grande discussão acerca da hierarquia desta unidade (se grupo, ou formação) tem sido feita ao longo das últimas décadas (e.g. Kegel, 1957; Bigarella & Andrade, 1964; Amador & Dias, 1978; Mabesoone et al., 1991; Suguio & Nogueira, 1999; Ferraz e Valadão, 2005; Arai, 2006).

Kegel (1957), em estudo realizado no Rio Grande do Norte, classificou esta unidade na categoria de formação. Posteriormente outros autores hierarquizaram tais depósitos como grupo (Bigarella & Andrade, 1964; Amador & Dias, 1978), termo que ficou consagrado na literatura por várias décadas. A partir de Mabesoone et al. (1991), estes depósitos foram novamente redefinidos na categoria de formação. Suguio & Nogueira (1999) também sugerem a classificação na categoria de formação, por não reconhecerem, para sua subdivisão, unidades litoestratigráficas correlacionáveis consistentes ao longo de sua ampla área de ocorrência. Ferraz & Valadão (2005), por critérios geomorfológicos sugerem informalmente a denominação Grupo Barreiras. Arai (2006), a partir de análises das variações eustáticas do Mioceno, sugeriu o posicionamento hierárquico desta unidade também como grupo, reconhecendo uma expressiva discordância regional, de idade Tortoniano, individualizando duas unidades litoestratigráficas distintas. Desta maneira, este autor denominou como Sistema Pirabas/Barreiras Inferior, aquele depositado durante a subida eustática ocorrida no intervalo Aquitaniano-Serravaliano (Eomioceno a Mesomioceno), e Barreiras Superior a unidade depositada no Plioceno. Nas bacias do Espírito Santo e de Mucuri estes depósitos são hierarquizados como Formação Barreiras a partir do Plioceno (França et al., 2007a, b) (Figura 4).

Atualmente, a partir de estudos palinológicos (Arai, 2006; Arai & Novais, 2006; Sanabria et al., 2015) e geocronológicos (Lima, 2008), tem sido assumida uma idade miocênica, constituindo os dados de maior confiabilidade disponíveis. No entanto, Bezerra et al. (2006) alertam que tais idades devem ser consideradas com parcimônia quando se considera todo o pacote, devido à sua grande distribuição e variação espacial.

Ainda existem muitas questões acerca do arcabouço tectono-sedimentar desses depósitos sedimentares. Em virtude da grande extensão destas rochas ao longo do litoral brasileiro, a padronização litoestratigráfica desta unidade é um grande desafio (e.g. Mabesoone et al., 1991; Ferraz & Valadão, 2005; Bezerra et al., 2006). Tradicionalmente, boa parte dos depósitos siliciclásticos, presente nesta longa faixa litorânea, são englobados na Formação Barreiras, a partir de correlações estratigráficas focadas nas características litológicas e não no intervalo cronoestratigráfico em que ocorreram os processos deposicionais.

Suguio & Nogueira (1999) ressaltam a importância de trabalhos sob a ótica da estratigrafia de sequências para o estudo desta unidade. As primeiras tentativas de trabalhos dessa natureza aplicados à Formação Barreiras foram feitas no norte do Brasil, por Rossetti (1988). Segundo Rossetti (1988), as rochas associadas à Formação Barreiras, no nordeste do Pará, são relacionadas a leques aluviais, do tipo fan-deltas, ou seja, deltas formados quando um leque aluvial é depositado diretamente em um corpo de água, a partir de um alto estrutural adjacente (sensu McPherson et al., 1987) com influência de processos de maré nas porções mais distais. Tal conclusão contrariava a ideia de uma origem continental para esta formação. A origem marinha para estes depósitos também foi apontada em outros trabalhos como, por exemplo, Arai & Novais (2006).

Lima et al. (2007) mostraram através de datações absolutas de Luminescência Ótica Estimulada (LOE) e Termoluminescência (TL), inconsistências nas correlações estratigráficas para essa unidade realizadas na região central da Bacia Potiguar (RN). Tais correlações estavam baseadas apenas nas características litológicas dos depósitos.

No estado do Espírito Santo, Morais (2007) caracterizou associações faciológicas de ambiente fluvial entrelaçado para os depósitos da Formação Barreiras, com participação de sedimentos depositados por fluxos de detritos e fácies típicas de planícies de inundação. Os depósitos da Formação Barreiras começam a ocupar maior extensão areal a norte da cidade de Vitória. Ao sul desta cidade, a sua ocorrência é descontínua, como porções mais isoladas, principalmente onde as rochas do embasamento afloram próximo ao litoral (e.g. Morais, 2007).

3 Materiais e Métodos

Os dados analisados neste trabalho referem-se principalmente a afloramentos dispostos ao longo de cortes de estrada no norte do estado do Espírito Santo e de falésias no litoral sul da Bahia (Figura 1). Foram consultados mapas geológicos dos estados do Espírito Santo e da Bahia (Dalton de Souza et al., 2003; Leite et al., 2004; Vieira et al., 2014), como também imagens topográficas de radar (Shuttle Radar Topography Mission – SRTM). O objetivo desta etapa foi selecionar as áreas mais favoráveis para reconhecimento de estruturas rúpteis afetando coberturas cenozoicas na região entre o norte do estado do Espírito Santo e Sul da Bahia.

O procedimento foi a confecção de perfis sedimentológicos / estratigráficos para cada afloramento. Esta etapa visou promover uma descrição sedimentológica detalhada dos afloramentos com o

objetivo de identificar os processos envolvidos na sedimentação e definir o padrão do empilhamento estratigráfico. Concomitantemente, foram medidos a direção e o mergulho das estruturas tectônicas reconhecidas, as quais foram posteriormente agrupadas e associadas a um determinado campo de tensão dominante.

4 Resultados e Discussão

4.1 Caracterização Estrutural da Área Estudada

O principal aspecto da geomorfologia costeira considerado nesse trabalho são as falésias. As mesmas possuem relevo escarpado, com altura variando de 5 m a 15 m, nas quais se expõe, em grande parte, arenito de granulometria grossa. As escarpas estão sob processo ativo de intemperismo e erosão marinha, sendo observada intensa coloração vermelha, possivelmente associada a processos diagenéticos de oxidação.

Tais depósitos são afetados principalmente por falhas N-S e NO-SE, sendo, no entanto, reconhecidas em menor frequência, variações NE-SO e E-O (Tabela 2). As direções N-S e NE-SO são falhas de rejeito normal, associadas a reativações de antigas estruturas originadas durante a fase rifte das bacias do Espírito Santo e de Mucuri. Por outro lado, as direções NO-SE e E-O são estruturas, em geral, de alto mergulho (verticais a semi-verticais), estando as mesmas, possivelmente, ligadas a processos transcorrentes ainda ativos (ver Figura 2), associados a falhas transformantes atuais.

Localidade	Nº	Atitude	Tipo de estrutura	Controle Estratigráfico	Projeção de Rosetas
Margem do Rio São Mateus	1	N60E/70NW	Falha	Formação Rio Doce	
	2	N10W/70SW	Fratura		
	3	N10W/89SW	Fratura		
	4	N20W/80SW	Fratura		
São Mateus (ES)	5	N05W/77SW	Fratura		
	6	N85E/80SW	Fratura		
	7	N02W/88SW	Fratura		
	8	N09W/89SW	Fratura		
Costa Dourada (Mucuri, BA)	9	N70W/78SW	Fratura		
	10	N05W/85NW	Falha		
Praia do Torrão (Prado, BA)	11	N10W/85SW	fratura		
	12	N70W/70NE	fratura		
	13	N70E/60NW	fratura		

Tabela 2 Dados estruturais medidos nas localidades estudadas com as respectivas projeções de rosetas resultantes.

Afloramentos na localidade de Guriri (São Mateus, ES) corroboram tal interpretação, onde foram reconhecidas falhas normais de direção NE-SO afetando coberturas eluvionares Pós-Barreiras (sensu Lima, 2008), as quais respondem gravitacionalmente ao desenvolvimento de uma estrutura em roll over (Figuras 5b e 5c). É interessante notar que, como apresentado no contexto geológico da área, próximo a esta mesma região (ponto 2 no mapa da figura 3) foram reconhecidos epicentros de sismos recentes (Tabela 1; Figura 3). Esta constatação poderia apoiar a hipótese de um relevo atual de caráter tectônico controlado por discontinuidades estruturais, o que corroboraria a inferência de uma atuação neotectônica na região compreendida entre o norte do Espírito Santo e Sul da Bahia.

Na região de Prado (BA), por sua vez, foram observadas feições estruturais sugestivas de flor negativa mostrando a presença de falhas de rejeito direcionais de direção NO-SE (Figura 6). Nesta mesma localidade foram também descritas exsudações de óleo em arenitos descritos nesse trabalho como pertencentes à Formação Rio Doce, encaixadas em fraturas abertas ENE-OSO (Figura 7). Novais (2005) sugere para a Bacia do Espírito Santo um modelo preferencialmente transcorrente, que controlaria a distribuição das acumulações de óleo, em um padrão escalonado com

eixos predominantes N-S e NNO-SSE formadas entre o Albiano e Cenomaniano, como aquelas por nós observadas em Prado (BA). As feições reconhecidas em Prado (BA) e em mapas topográficos de radar (Figura 6) deixam claro que tais estruturas, além de fundamentais para migração de hidrocarbonetos nestas bacias, teriam tido o papel de entrecortar a linha de costa, definindo provavelmente a geomorfologia do litoral na região estudada.

Por outro lado, arenitos dispostos próximos à BR-101 (no limite entre os estados do ES e da BA) apresentam falhas de direção N-S e rejeito normal, em afloramentos com feições polidas, de aspecto lustroso sugestivas de *slickensides* (Figura 8). Estes depósitos estão localizados próximos à região de Costa Dourada (Mucuri, BA), onde também afloram falésias costeiras. Ressalta-se que tanto os planos de escarpa das falésias em Costa Dourada, quanto os planos medidos no referido afloramento possuem tendência estrutural similar NNE-SSE (Figura 9).

A aparente cinemática sinistral NO-SE e subordinadamente E-O observada nos mapas topográficos de radar das Figuras 6 e 9 estão de acordo com o mapeamento estrutural realizado por Leite et al. (2004; Figura 1) e com outros trabalhos prévios feitos na região (e.g. Bricalli & Mello, 2013; Hatushika et al., 2007; Oliveira, 2016).

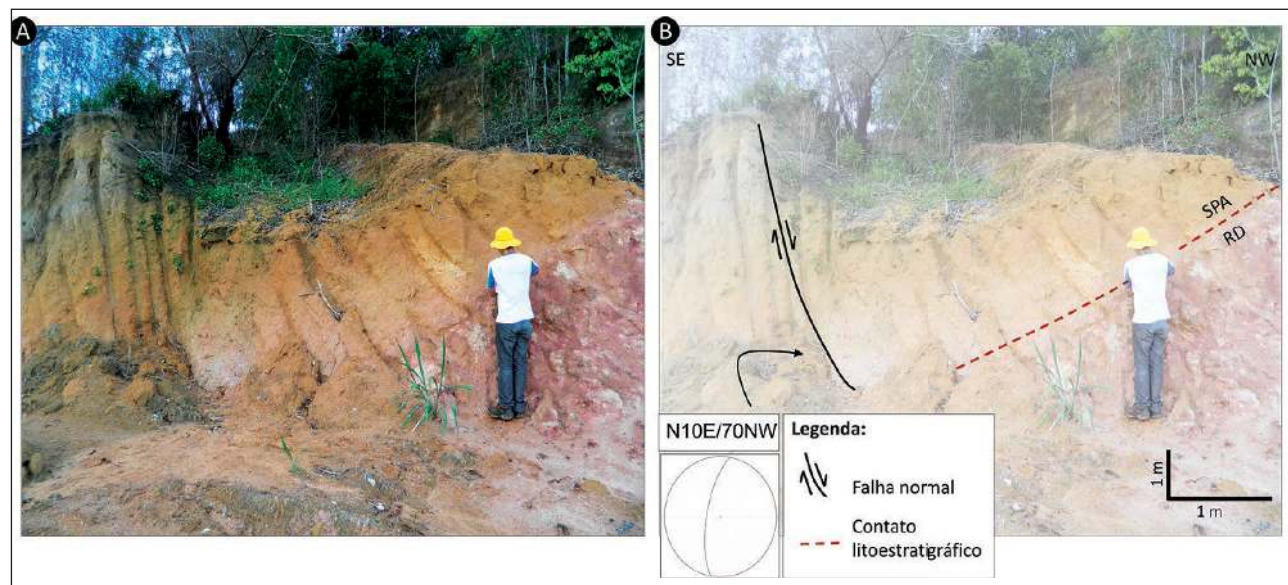


Figura 5 Estruturas tectônicas rúpteis recentes identificadas em afloramento em Guriri (São Mateus-ES; ponto 1 no mapa de localização da Figura 1). A) Aspecto geral do afloramento; B) Falha normal reconhecida atingindo a cobertura eluvionar com desenvolvimento de roll over. RD: Formação Rio Doce, SPA: Sedimentos de Praia e Aluvião.

Possível Controle Neotectônico sobre as Falésias do Litoral Sul da Bahia
 Leonardo Costa de Oliveira; Renata Marins Alvim Gama de Oliveira & Egberto Pereira

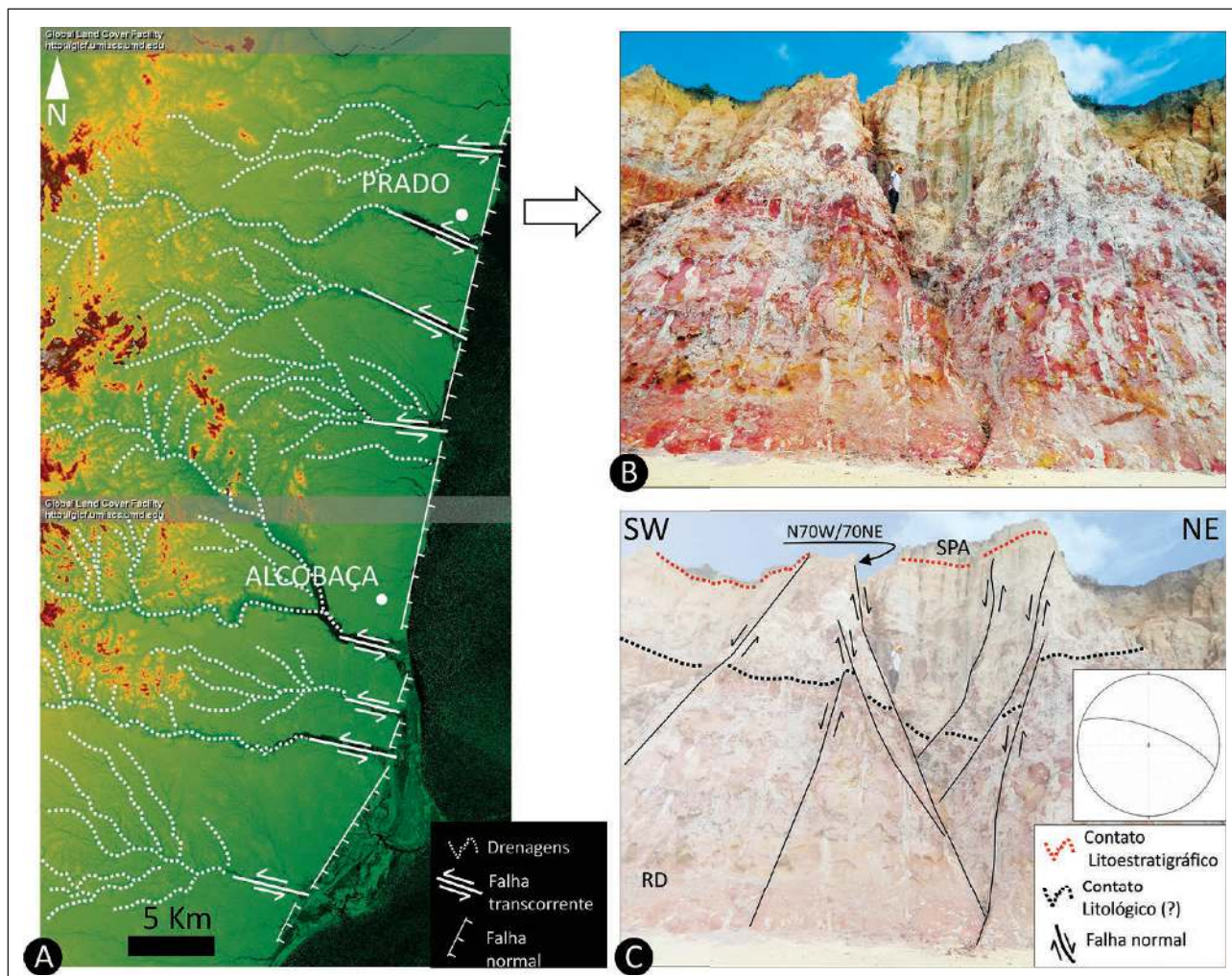


Figura 6 Caracterização estrutural da porção sul do litoral da Bahia. A) Imagem topográfica de radar (Shuttle Radar Topography Mission – SRTM; fonte: <http://glcf.umd.edu/data/glsdem/>). As cores quentes (vermelho intenso) indicam altos topográficos. A análise da imagem permite inferir que as drenagens foram capturadas pela estruturação NO-SE; B) Visão geral da falésia na região de Prado (BA). C) Estrutura em flor negativa. RD: Formação Rio Doce, SPA: Sedimentos de Praia e Aluvião.

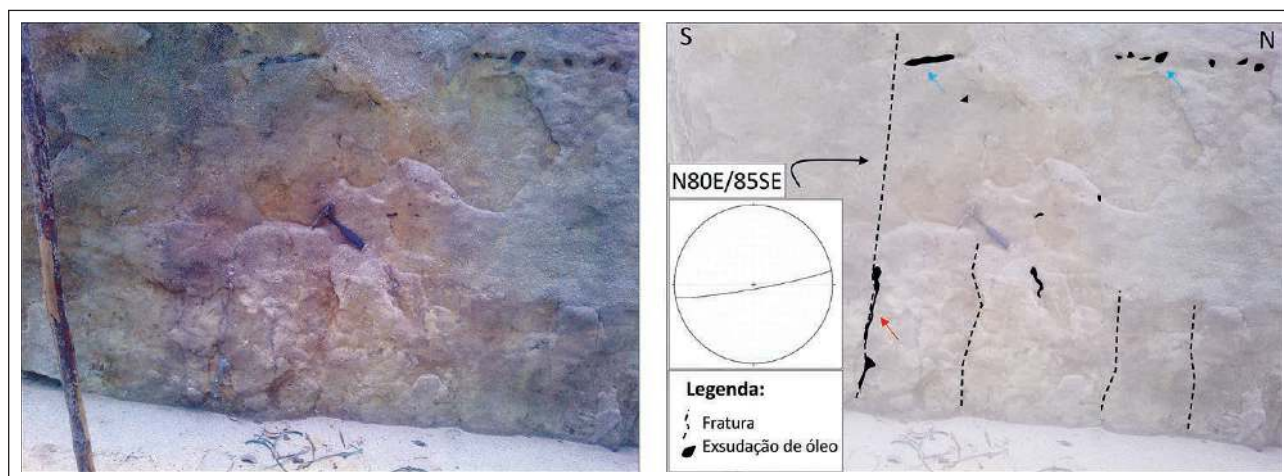


Figura 7 Exsudações de óleo nas falésias de Prado (BA), em arenitos da Formação Rio Doce (ponto 3 no mapa de localização da Figura 1). A seta vermelha indica exsudação encaixada em fraturas abertas de direção média E-O; setas azuis apontam exsudações seguindo o acamamento sedimentar.

Possível Controle Neotectônico sobre as Falésias do Litoral Sul da Bahia
 Leonardo Costa de Oliveira; Renata Marins Alvim Gama de Oliveira & Egberto Pereira



Figura 8 Plano de falha em arenitos da Formação Rio Doce. A) visão geral do plano da falha; B) Detalhe de possíveis feições sugestivas de estrias de atrito *slickensides* verticais, apresentando direção estrutural consistente ao longo de todo o plano de falha.

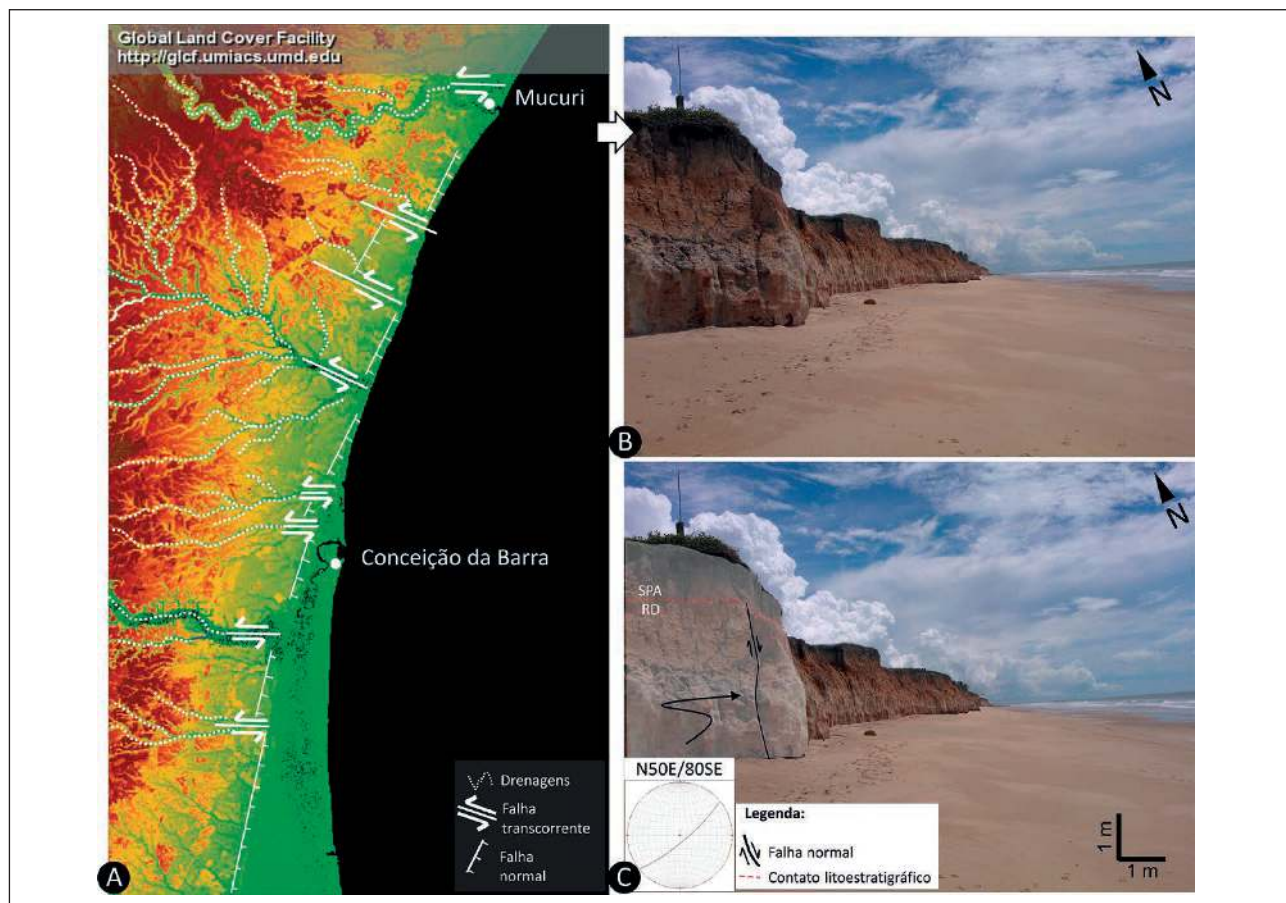


Figura 9 Aspectos estruturais das falésias na região de Mucuri (BA). A) Interpretação estrutural com base na análise de imagem topográfica de radar (Shuttle Radar Topography Mission – SRTM; fonte: <http://glcf.umd.edu/data/glsdem/>). As cores quentes (vermelho intenso) indicam altos topográficos. A seta branca mostra a posição das falésias na região de Mucuri (BA); B) Visão geral da falésia em Mucuri-BA; C) Interpretação estrutural para as falésias. RD: Formação Rio Doce, SPA: Sedimentos de Praia e Aluvião

4.2 Influência da Neotectônica na Configuração Geomorfológica da Linha de Costa do Sul da Bahia

O paralelismo da orientação estrutural observado em falhas descritas em afloramentos e os planos de escarpas das falésias indica que provavelmente o mecanismo formador das falésias presentes no trecho estudado (entre o norte do Espírito Santo e o sul da Bahia) estaria relacionada a reativação de falhas normais, possivelmente herdadas da fase rifte (Figura 9). Mecanismo similar sobre o relevo e morfologia da linha de costa foi também sugerido por Bezerra et al. (2001), no Nordeste do Brasil.

A partir das relações estruturais observadas, as escarpas limitantes dos tabuleiros, característicos dos depósitos Neógenos na região estudada, podem estar associadas a períodos de reativação neotectônica. Muito embora os efeitos das últimas transgressões marinhas (e.g. Bittencourt et al., 1979) sobre a denudação dos depósitos neocenoicos costeiros também devam ser considerados, o fator tectônico parece ter tido papel fundamental no delineamento da linha de costa, o que pode ter influenciado a formação dos embaiamentos observados ao longo da linha de costa.

4.3 Classificação Litoestratigráfica para a Área Estudada

As características estruturais aqui descritas reforçam a possibilidade de reativações estruturais

recentes terem tido um papel importante no modelamento da paisagem atual da área estudada. Dessa forma, sugere-se uma reorganização da visão litoestratigráfica desta região, com base nas ideias acima discutidas, de modo a diminuir as incertezas inerentes ao reconhecimento em campo destes depósitos Paleógenos-Neógenos.

Na Figura 4, observa-se que a Formação Barreiras ocupa toda a porção continental das bacias do Espírito Santo e Mucuri (o que é observado também no mapa geológico da Figura 1) e é posicionada lado a lado com a Formação Rio Doce. Isto ocorre por não haver critérios cronoestratigráficos, ou mesmo litoestratigráficos relevantes para separar temporalmente estas duas unidades a partir do Eoplioceno (e.g. Piazza & Araújo, 1972; Moraes, 2007). Entretanto, se a configuração morfológica atual destas falésias é controlada estruturalmente por falhas normais (Figura 9) pode-se inferir que provavelmente tratam-se, em grande parte, de depósitos cogenéticos, afetados por falhamentos normais escalonados para a bacia e não de duas unidades estratigráficas diferentes, estando a Formação Barreiras possivelmente limitada a uma pequena porção continental ainda mais interna daquela representada nas cartas estratigráficas destas bacias (Figura 10a). O grande desafio é a dificuldade de se representar depósitos cogenéticos separados por falhas ou outras estruturas tectônicas numa carta estratigráfica, uma vez que a mesma representa um arcabouço cronoestratigráfico.

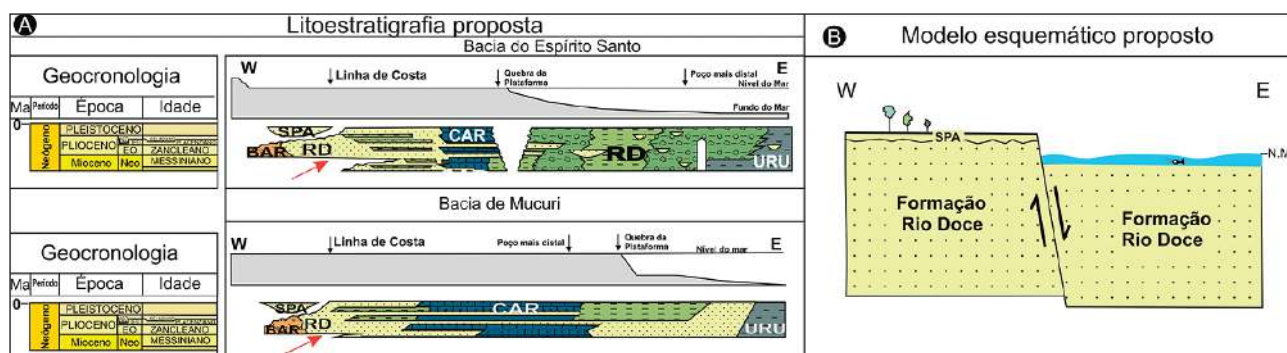


Figura 10 Modelo esquemático da configuração das formações Barreiras e Rio Doce na área estudada. A) Litoestratigrafia proposta com depósitos da Formação Rio Doce ocupando parte da porção continental nas bacias do Espírito Santo e de Mucuri. A seta vermelha indica a posição limite entre as formações Barreiras e Rio Doce na concepção original de França *et al.* (2007a, b); B) Bloco diagrama mostrando a Formação Rio Doce falhada. Sugere-se que parte dos depósitos classificados como pertencentes à Formação Barreiras na porção continental das bacias do Espírito Santo e de Mucuri estejam relacionados a um bloco alto da Formação Rio Doce. N.M: nível do mar atual, BAR: Formação Barreiras, RD: Formação Rio Doce, CAR: Formação Caravelas, URU: Formação Urucutuca, SPA: Sedimentos de Praia e Aluvião.

Tal análise implicitamente sugere que muitos dos depósitos mapeados como Formação Barreiras (pelo menos entre o norte do estado do Espírito Santo e o sul da Bahia) poderiam ser associados às fácies flúvio-deltaicas mais proximais da Formação Rio Doce. Muito embora os resultados aqui apresentados sugiram um forte controle neotectônico sobre a configuração geomorfológica desta ampla região posicionada entre o norte do Estado do Espírito Santo e o sul da Bahia, admite-se também que fatores eustáticos possam ter atuado em conjunto e colaborado com o atual delineamento do relevo. Entretanto, apesar do termo “Barreiras” ser consagrado na literatura geológica brasileira, a forma de utilização do mesmo deveria ser repensada, especialmente em áreas sob forte reativação neotectônica.

5 Conclusões

O estudo realizado em afloramentos dispostos no norte do estado do Espírito Santo (São Mateus) e em falésias do sul da Bahia, entre Mucuri e Prado, revelou que a região estudada possui evidentes sinais de reativação tectônica recente, a qual exerce importante papel no delineamento geomorfológico do relevo atual.

Na região de Prado (BA) exsudações de óleo ocorrem encaixadas em sistema de fraturas abertas ONO-ESE em arenitos da Formação Rio Doce, expostos nas falésias da região, o que revela que esta unidade pode funcionar como condutor de fluidos e reservatório potencial tanto para hidrocarbonetos, quanto para água subterrânea.

As direções N-S e NE-SO, presumidamente originadas durante a fase rifte, teriam sido reativadas durante o Cenozoico e afetado os sedimentos paleógenos-neógenos aqui descritos. É notável o paralelismo entre a linha das falésias dispostas em Costa Dourada (BA) e as estruturas herdadas do rifte, o que sugere que a formação das escarpas das falésias teria uma origem vinculada, principalmente, à reativação destas falhas e não à variação eustática. Tal modelo implica que os depósitos cenozoicos aflorantes, os quais são mapeados como pertencentes à Formação Barreiras, podem na verdade estar associados ao bloco alto de rochas da Formação Rio Doce.

Portanto, apesar de serem estudadas por diversos autores sobre vários aspectos, as inter-relações entre

as formações Barreiras, Rio Doce e os sedimentos de praia e aluviões (SPA) ainda demandam mais esclarecimentos e investigações geocronológicas. Sobretudo quando se considera os efeitos neotectônicos sobre a disposição litoestratigráfica destas unidades.

6 Agradecimentos

Os autores agradecem ao CNPQ e à FAPERJ pelo apoio fornecido para o desenvolvimento deste trabalho.

7 Referências

- Albino, J. 1999. *Processos de sedimentação atual e morfodinâmica das praias de Bicanga a Povoação, ES*. Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 175p.
- Almeida, F.F.M. 1997. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349-364.
- Almeida, F.F.M.; Carneiro, C.D.R. & Mizusaki, A.M.P. 1996. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(3): 125-138.
- Amador, E.S. & Dias, G.T.M. 1978. Considerações preliminares sobre depósitos do Terciário Superior do norte do Espírito Santo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 50(1): 121-122.
- Amador, E.S. 1982. Depósitos relacionados à unidade inferior do Grupo Barreiras no Estado do Espírito Santo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. *Anais*, Salvador, SBG, p. 1451-1461.
- Arai, M. 2006. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. *Série Científica*, 6(2): 1-6.
- Arai, M. & Novais, L.C.C. 2006. Microflora de Comandatuba-BA: novos reforços para a idade miocênica do Grupo Barreiras. In: Paleontologia em Destaque: Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Paleontologia, 53, Porto Alegre, 2006, p. 9.
- Araújo, V.D.; Reyes-Peres, Y.A.; Lima, R.F.; Santos, D.A.S.; Pelosi, A.P.M.R.; Córdoba, V.C. & Lima-Filho, F.P. Análise faciológica e interpretação paleo-ambiental de rochas da Formação Barreiras, litoral oriental do Rio Grande do Norte. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 10, Guarapari. *Resumos Expandidos*, Guarapari, ABEQUA. CD-ROM.
- Arena, M.C. 2008. *Petrologia da sucessão magmática do arquipélago de Abrolhos*. Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 150p.
- Asmus, H.E.; Gomes, J.B. & Pereira, A.C.B. 1971. Integração geológica regional da Bacia do Espírito Santo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Resumos expandidos*, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 235-252.
- Beurlen, G.; Richter, A.J.; Cunha, A.A.S.; Silva-Telles-Jr., A.; Martinis, E.; Pedrão, E.; Moura, J.A.; Gomide, J.; Vivers, M.C.; Arai, M.; Uesugui, N.; Nascimento, N.L.; Azevedo, R.L.; Dino, R.; Antunes, R.L.; Shimabukuro, S. & Abreu, W.S. 1992. Bioestratigrafia das bacias me-

- sozóicas-cenozóicas brasileiras: texto explicativo das cartas bioestratigráficas. PETROBRAS/CENPES/DIVEX/SEBIPE. 616 p. (Relatório Interno).
- Bezerra, F.H.R.; Amaro, V.E.; Vita-Finzi, C. & Saadi, A. 2001. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(1): 61-75.
- Bezerra, F.H.R.; Mello, C. & Suguio, K.A. 2006. Formação Barreiras: recentes avanços e antigas questões. *Série Científica*, 6: 3-6.
- Biassusi, A. S., Maciel, A. A., & Carvalho, R. S. 1990. Bacia do Espírito Santo: o “estado da arte” da exploração. 1990. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4(11): 13-19.
- Bigarella, J.J. & Andrade, G.D. 1964. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Arquivos do Instituto de Ciências da Terra*, 2: 2-14.
- Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L.; Vilas-Boas, G.S. & Flexor, J.M. 1979. The marine formations of the coast of the State of Bahia. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1, São Paulo, 1978. *Resumos Expandidos*, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 232-253.
- Bricalli, L.L. & Mello, C.L. 2013. Padrões de lineamentos relacionados a litoeestrutura e fraturamento neotectônico (Estado do Espírito Santo, SE do Brasil). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 14(3): 301-311.
- Cainelli, C. & Mohriak, W.U. 1999. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 22(3): 206-216.
- Chang, H.K.; Kowsmann, R.O.; Figueiredo, A.M.F. & Bender, A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213(1): 97-138.
- Cordani, U.G. 1970. Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. *Boletim do Instituto de Geociências e Astronomia da Universidade de São Paulo*, 1: 9-76.
- Dalton-de-Souza, J.; Kosin, M.; Melo, R.C.; Santos, R.A.; Teixeira, L.R.; Sampaio, A.R.; Guimarães, J.T.; Vieira Bento, R.; Borges, V.P.; Martins, A.A.M.; Arcanjo, J.B.; Loureiro, H.S.C. & Angelim, L.A.A. 2003. *Mapa Geológico do Estado da Bahia – Escala 1:1.000.000*. Salvador, CPRM.
- Ferraz, C.M.L. & Valadão, R.C. 2005. Barreiras: formação ou grupo? (contribuições da análise geomorfológica do litoral sul da Bahia e das “chapadas” do Jequitinhonha). In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 10, Guarapari, 2005. *Resumos Expandidos*, Guarapari, ABEQUA. CD-ROM
- Ferreira, T.S.; Araújo, M.N.C. & Silva, F.C.A. 2014. Cenozoic folding in the Cumuruxatiba basin, Brazil: An approach to the deformation trigger by the Abrolhos magmatism. *Marine and Petroleum Geology*, 54: 47-64.
- Fornaciari, F.A. 2009. *Resposta da rede de drenagem à movimentação tectônica na Bacia do Rio São José (ES)*. Universidade Federal do Espírito Santo, Monografia de graduação, 92p.
- França, R.L., Del-Rey, A.C., Tagliari, C.V., Brandão, J.R., & Fontanelli, P.D.R. 2007a. Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 501-509.
- França, R.L.; Del-Rey, A.C.; Tagliari, C.V.; Brandão, J.R. & Fontanelli, P.D.R. 2007b. Bacia do Mucuri. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 493-499.
- Furrier, M.; Araújo, M.E.D. & Meneses, L.F.D. 2006. Geomorfologia e tectônica da Formação Barreiras no Estado da Paraíba. *Série Científica (Geologia USP)*, 6(2), 61-70.
- Hatshika, R.S.; Silva, C.G. & Mello C.L. 2007. Sismoestratigrafia de alta resolução no lago Juparanã, Linhares (ES - Brasil) como base para estudos sobre a sedimentação e tectônica quaternária. *Revista Brasileira de Geofísica*, 25(4), 433-442.
- Heilbron, M.C.P.L.; Pedrosa-Soares, A.C.; Campos-Neto, M. D.C.; Silva, L.D., Trouw, R.A.J. & Janasi, V.D.A. 2004. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R. & BRITO-NEVES, B. B. (eds.). *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, p. 203-235.
- Guimarães, M.M.M. & Martin, L. 1978. Diferenciação morfofoscópica das areias da região nordeste de Salvador; cronologia da deposição. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Resumos Expandidos*, Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 897-904.
- Kegel, W. 1957. *Contribuição ao estudo da Bacia Costeira do Rio Grande do Norte*. Rio de Janeiro, DGM. 52 p.
- Lana, C.C. & Beurlen, G. 2007. Microbioestratigrafia do Mesozóico-Cenozóico brasileiro: um passeio pelo tempo. *Anuário do Instituto de Geociências*, 30(1): 207-209.
- Leite, C.A.S.; Souza, J.D.; Silva, S.L.; Kosin, M.; Silva, L.C.; Bento, R.V.; Santos, R.A.; Vieira, V.S.; Camozzato, E.; Paes, V.J.C.; Netto, C. & Junqueira, P.A. 2004. Folha SE. 24 – Rio Doce. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J.H.; SANTOS, J.O.S.; ABRAM, M.B.; LEÃO-NETO, R.; MATOS, G.M.M.; VIDOTTI, R.M.; RAMOS, M.A.B. & JESUS, J.D.A. (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas*. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Lima, C.C.U. 2000. O Neotectonismo na Costa do Sudeste e do Nordeste Brasileiro. *Revista de Ciência & Tecnologia*, 15: 91-102.
- Lima, C.C.U. 2002. *Caracterização sedimentológica e aspectos neotectônicos do Grupo Barreiras no litoral sul do Estado da Bahia*. Programa de pós-graduação em Geologia. Universidade Federal da Bahia, Tese de Doutorado, 141 p.
- Lima, C.C.U.; Boas, G.D.S.V. & Bezerra, F.H.R. 2006. Faciologia e análise tectônica preliminar da Formação Barreiras no litoral sul do Estado da Bahia, Brasil. *Série Científica (Geologia USP)*, 6(2): 71-80.
- Lima, E.N.M.; Bezerra, F.H.R. & Sousa, M.O.L. 2007. Problemas no mapeamento da Formação Barreiras através de correlações litológicas: exemplo da Bacia Potiguar-RN. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 11, Belém, 2007. *Resumos expandidos*, Belém, ABEQUA. CD-ROM.
- Lima, M.G. 2008. *A história do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações paleoclimáticas e tectônicas*. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio grande do Norte, Tese de doutorado, 251p.
- Mabesoone, J.M.; Damasceno, J.M.; Oliveira, L.D.D. & Oliveira, M.I.M. 1991. Sedimentos cretáceos do litoral leste do Rio Grande do Norte. In: Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte, Recife, Editora universitária, 10: 73-75 (Estudos Geológicos, Série. B).
- Machado-Filho, L.; Ribeiro, M.; Gonzalez, S.R.; Schenini, C.A.; Santos-Neto, A.D.; Palmeira, R.C. & Castro, H.E.F. 1983. *Geologia das Folhas Rio de Janeiro (SF 23/24) escala 1: 1.000. 000 mapa e texto explicativo*. Rio de Janeiro, RADAM Brasil-MME.

- Martin, L.; Suguio, K.; Dominguez, J.M.L. & Flexor, J.M. 1997. *Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo*. Belo Horizonte, CPRM, 112 p.
- Matoso, S.Q. & Robertson, F.S. 1959. Uso geológico do termo Barreiras. *Boletim Técnico da Petrobras*, 2: 37-43.
- Mcpherson, J.G.; Shanmugam, G. & Moiola, R.J. 1987. Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. *Geological Society of America Bulletin*, 99(3): 331-340.
- Mello, C.L. 1997. *Sedimentação e Tectônica Cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 275p.
- Mendonça P.M.M.; Spadini, A.R. & Milami, E.J. 2004 Exploração na PETROBRAS: 50 anos de sucesso. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 12(1): 1-55.
- Miranda, D.J. 2009. *Tensões e fraturamento neotectônico na área emersa da bacia do Espírito Santo*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 113p.
- Mohriak, W.U. 2001. Salt tectonics, volcanic centers, fracture zones and their relationship with the origin and evolution of the South Atlantic Ocean: geophysical evidence in the Brazilian and West African margins. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 7, Salvador, 2001. *Resumos Expandidos*, Salvador, Sociedade Brasileira de Geofísica, p. 28-31.
- Morais, R. M. 2007. *Sistemas fluviais terciários na área emersa da Bacia do Espírito Santo (formações Rio Doce e Barreiras)*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 144p.
- Muehe, D. 1987. O arquipélago dos Abrolhos: geomorfologia e aspectos gerais. *Anuário do Instituto de Geociências*, 11: 90-100.
- Nogueira, F.C.C.; Bezerra, F.H.R. & Castro, D. L. 2006. Deformação rúptil em depósitos da Formação Barreiras na porção leste da Bacia Potiguar. *Série Científica (Geologia USP)*, 6(2): 51-59.
- Novais L.C.C.; Teixeira, L.B.; Neves, M.T.; Rodarte, J.B.M.; Almeida, J.C.H. & Valeriano, C.M. 2004. Novas ocorrências de diques de diabásio na faixa Colatina – ES: estruturas rúpteis associadas e implicações tectônicas para as bacias de Campos e do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 12(1): 191-194.
- Novais, L.C.C. 2005. *Lineamentos Transversais nas Porções Centro e Norte da Bacia do Espírito Santo e na Faixa Proterozóica Adjacente: Influência na Sedimentação e na Compartimentação Estrutural*. Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 100p.
- Novais, L.C.C.; Zelenka, T.; Szatmari, P.; Motoki, A.; Aires, J.R. & Tagliari, C.V. 2008. Ocorrência de rochas vulcânicas ignimbríticas na porção norte da Bacia do Espírito Santo: evolução do modelo tectono-sedimentar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 16(1): 139-156.
- Ojeda, H.A.O. 1977. *Bacia do Espírito Santo: integração geológica regional*. Petrobrás. Rio de Janeiro. (Relatório interno).
- Oliveira, L.C. 2016. *Revisão tectono-estratigráfica da seção cenozoica da porção emersa das bacias do Espírito Santo e Mucuri*. Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e faixas Móveis, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 163p.
- Oliveira, L.C.; Oliveira, R.M.A.G. & Pereira, E. 2018. Seismic characteristics of the onshore Abrolhos magmatism, East-Brazilian continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 89: 488-499.
- Oliveira, A.I. & Leonardos, O.H. 1943. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro, Serviço Informação Agrícola/Ministério da Agricultura. 813p.
- Piazza H.D. & Araújo M.B. 1972. Projeto Rio Doce, Geologia da Parte Continental, Relatório nº 1582. Salvador, Petrobrás RPBA. 63p.
- Vieira, P.C. 1981. Variações do nível, marinho: alterações eustáticas no Quaternário. *Revista do Instituto Geológico*, 2(1): 39-57.
- Rossetti D.F. 1988. Reconstituição paleoambiental do Grupo Barreiras no Nordeste do Pará. Brasília, CNPq – Aperfeiçoamento Científico. 84p. (Relatório final).
- Saadi, A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Geonomos*, 1: 1-15.
- Sanabria, L.O.; Pereira, E. & Antonioli, L. 2015. Revisão Estratigráfica dos depósitos miocênicos aflorantes na Região do Alto de Olivença, Litoral Sul do Estado da Bahia-Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 18(3): 475-488.
- Silva, J.M.R.; Lima, M.I.C.; Veronese, V.F.; Ribeiro-Junior, R.N. & Siga-Júnior, O. 1987. Geologia da Folha SE-24-Rio Doce. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SE 24 Rio Doce. IBGE, Rio de Janeiro, 544 p. (Levantamento de Recursos Naturais, 34).
- Suguio, K.; Martin, L. & Dominguez, J.L.M. 1982. Evolução da planície costeira do Rio Doce (ES) durante o quaternário: Influência das flutuações do nível do mar. In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO NO BRASIL, 4, Rio de Janeiro, 1982. *Resumos Expandidos*, Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia p. 93-116.
- Suguio, K.; Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Flexor, J.M. & Azevedo, A.E.G. 1985. Flutuações Do Nível Relativo Do Mar Durante O Quaternário Superior Ao Longo Do Litoral Brasileiro E Suas Implicações Na Sedimentação Costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(4): 273-286.
- Suguio, K. & Nogueira, A.C.R. 1999. Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a Formação (ou Grupo?) Barreiras do Neógeno e o seu possível significado como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais. *Geociências*, 18(2): 439-460.
- Valadão, R.C. & Dominguez, J.M.L. 1999a. Deformação tectônica neoceno-zóica no Brasil Oriental: zonalidade e magnitude. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 7, Porto Seguro, 1999. *Resumos expandidos*, Porto Seguro, ABEQUA. CD-ROM
- Valadão, R.C. & Dominguez, J.M.L. 1999b. Soerguimento, flexura e nucleação de grabens na área continental adjacente ao litoral oriental brasileiro no neoceno-zóico. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 7, Porto Seguro, 1999. *Resumos expandidos*, Porto Seguro, ABEQUA. CD-ROM.
- Vieira, R.A.B.; Mendes, M.P.; Vieira, P.E.; Costa, L.A.R.; Tagliari, C.V.; Bacelar, L. A.P. & Feijó, F.J. 1994. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1): 191-202.
- Vieira, V.S.; Silva, M.A.; Corrêa, T.R. & Lopes, N.H.B. 2014. Mapa Geológico do Estado do Espírito Santo – Escala 1:400.000. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE EXPLORAÇÃO MINERAL, 6, Ouro Preto, 2014. *Resumos Expandidos*, Ouro Preto, Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira. CD-ROM.