

Guia de campo na Área Continental do Alto de Cabo Frio

Field guide in the Continental Area of Alto de Cabo Frio

Julio Cesar Horta de Almeida | Mônica da Costa Pereira Lavalle Heilbron | Renata da Silva Schmitt | Claudio de Morisson Valeriano | Ilson Nunes Rubim | Webster Ueipass Mohriak | Délzio de Lima Machado Júnior | Wolfram Tetzner

resumo

Este guia de campo apresenta e discute as principais características geológicas da porção emersa do Alto de Cabo Frio, um segmento da margem continental sudeste do Brasil, que separa as bacias sedimentares de margem passiva de Campos e Santos. Feições estruturais dúcteis e rúpteis são apresentadas e discutidas ao longo de afloramentos representativos localizados em Cabo Frio e Búzios. As características dúcteis, tais como dobras, foliações e zonas de cisalhamento, foram desenvolvidas no contexto orogênico da aglutinação do supercontinente Gondwana ocorrida do Neoproterozoico ao Ordoviciano, relacionada

a dois principais episódios de colisão brasileiros em ca 580-520 Ma. As estruturas rúpteis incluem zonas de fraturas e falhas, um expressivo enxame de diques toleíticos (ca 130 Ma) e corpos intrusivos alcalinos (ca 60-50 Ma). Estas estruturas e rochas se desenvolveram nas fases pré- a pós-rifte do desenvolvimento do Oceano Atlântico Sul e da margem continental sudeste do Brasil. Um estudo detalhado da geometria e da cinemática de colocação dos diques permitiu inferências a respeito das orientações dos paleotensores regionais atuantes durante os processos magmáticos relacionados à quebra do Gondwana.

Palavras-chaves: quebra do Gondwana | Alto de Cabo Frio | Bacia de Campos | Bacia de Santos | diques toleíticos | Terreno Cabo Frio

abstract

This field guide presents and discusses the main geological features of the onshore portion of the Alto de Cabo Frio, a segment of the Southeast-Brazil continental margin separating the Campos and Santos passive margin sedimentary basins. Ductile and brittle deformational features are presented and discussed along selected representative outcrops located at the Cabo Frio and Búzios capes. The ductile features, such as folds, foliations and shear zones were developed in the orogenic context of the amalgamation of the Gondwana supercontinent from Neoproterozoic to Ordovician times, related to the two main Brazilian collisional-accretionary episodes at ca 580-520 Ma. The brittle structures comprise fracture and fault zones, a significant tholeiitic dyke swarm (ca 130 Ma) and alkaline intrusive bodies (ca 60-50 Ma). These structures and rocks developed from the pre- to post-rift stages of development of the South Atlantic Ocean and from the Southeast-Brazil continental margin. A detailed study of the geometry and the kinematics of placement of the dykes allow inferences in respect of the regional paleo-stress orientations operating during the magmatic processes related to the Gondwana break-up.

(Expanded abstract available at the end of the paper).

Keywords: *Gondwana break-up | Alto de Cabo Frio | Campos Basin | Santos Basin | tholeiitic dykes | Cabo Frio Terrane*

introdução

Este roteiro de campo tem como objetivo o treinamento prático de campo na visualização e interpretação de estruturas dúcteis e rúpteis em rochas gnáissicas do Alto de Cabo Frio, entre as cidades de Cabo Frio e Armação dos Búzios - RJ. Belas exposições dos orto e paragneisses do Terreno Cabo Frio, do enxame de diques básicos e de falhas normais a oblíquas serão observadas nos costões situados entre as duas cidades. São abordados temas ligados à evolução tectônica do embasamento, que gerou um padrão estrutural fortemente anisotrópico, e a implantação do Graben de Barra de São João. É dada uma visão geral do magmatismo toleítico precursor da abertura do Oceano Atlântico e suas reativações subsequentes, com enfoque na tectônica de *emplacement* dos diques e nas falhas que afetam esses diques e os gnaisses da Unidade Região dos Lagos e da Sucessão Búzios. Uma abordagem tectônica mais regional é discutida, comparando-se o enxame de diques visitados com outros do sudeste brasileiro e de sua contraparte africana.

contexto geológico regional

O Alto de Cabo Frio é constituído de rochas metamórficas de alto grau e ígneas de idades pré-ordovicianas. Tais rochas tiveram sua evolução e estruturação resultante da Orogênese Brasileira (610-480 Ma) que construiu o orógeno ou Faixa Móvel Ribeira. A estrutura crustal presente do segmento central da Faixa Ribeira (FR) é definida por quatro terrenos tectonoestratigráficos (fig. 1), cuja disposição, de NW para SE é:

- Terreno Ocidental (margem retrabalhada do Cráton do São Francisco);
- *Klippe* Paraíba do Sul;
- Terreno Oriental (Costeiro ou Serra do Mar);
- Terreno Cabo Frio.

O Terreno Ocidental (TOC) é compartimentado em duas escamas de empurrão de escala crustal (domínios Andrelândia e Juiz de Fora), os quais se sobrepõem ao antepaís do Cráton do São Francisco (Heilbron *et al.*, 2000; Heilbron e Machado, 2003). Zonas de cisalhamento com milonitos associados e *melange* tectônica ocorrem nas duas escamas de empurrão. O Domínio Juiz de Fora é considerado

uma escama crustal duplex, resultante da docagem do Terreno Oriental (TOR).

A *Klippe* Paraíba do Sul é a escama superior da pilha tectônica do segmento central da faixa. Esta *Klippe* alongada na direção da charneira da Megassinforma do Paraíba do Sul e está associada a zonas miloníticas íngremes de movimento direcional dextral (Zona de Cisalhamento do Paraíba do Sul). Segundo Heilbron *et al.* (2000), algumas unidades litológicas da cobertura são similares àquelas descritas no Terreno Oriental, embora seja difícil fazer a reconstrução da paleogeografia deste terreno.

O Terreno Oriental é o local do Arco Magmático Rio Negro (Tupinambá *et al.*, 1998), que compreende uma faixa de rochas ortoderivadas chamada Complexo Rio Negro/Batólito Serra dos Órgãos. Este arco

magmático está associado a rochas metassedimentares com denominações diversas (Unidades São Fidélis, Santo Eduardo, Catalunha, Grupo Italva). O contato entre os Terrenos Ocidental e Oriental constitui uma zona de cisalhamento dúctil, mergulhando ora para NW, ora para SE. Ela pode ser delineada continuamente desde a costa do estado de São Paulo até a região norte do estado do Rio de Janeiro. Esta estrutura foi desenvolvida durante os estágios tardios da colagem brasileira e foi denominada Contato Tectônico Central (*Central Tectonic Boundary* – CTB; Almeida *et al.*, 1998).

O Terreno Cabo Frio ocupa uma pequena área no litoral do estado do Rio de Janeiro (fig.1). A investigação estrutural e geocronológica, incluindo dados de U/Pb, indica um evento de docagem relativamente tardio para este terreno (Schmitt *et al.*, 2004).

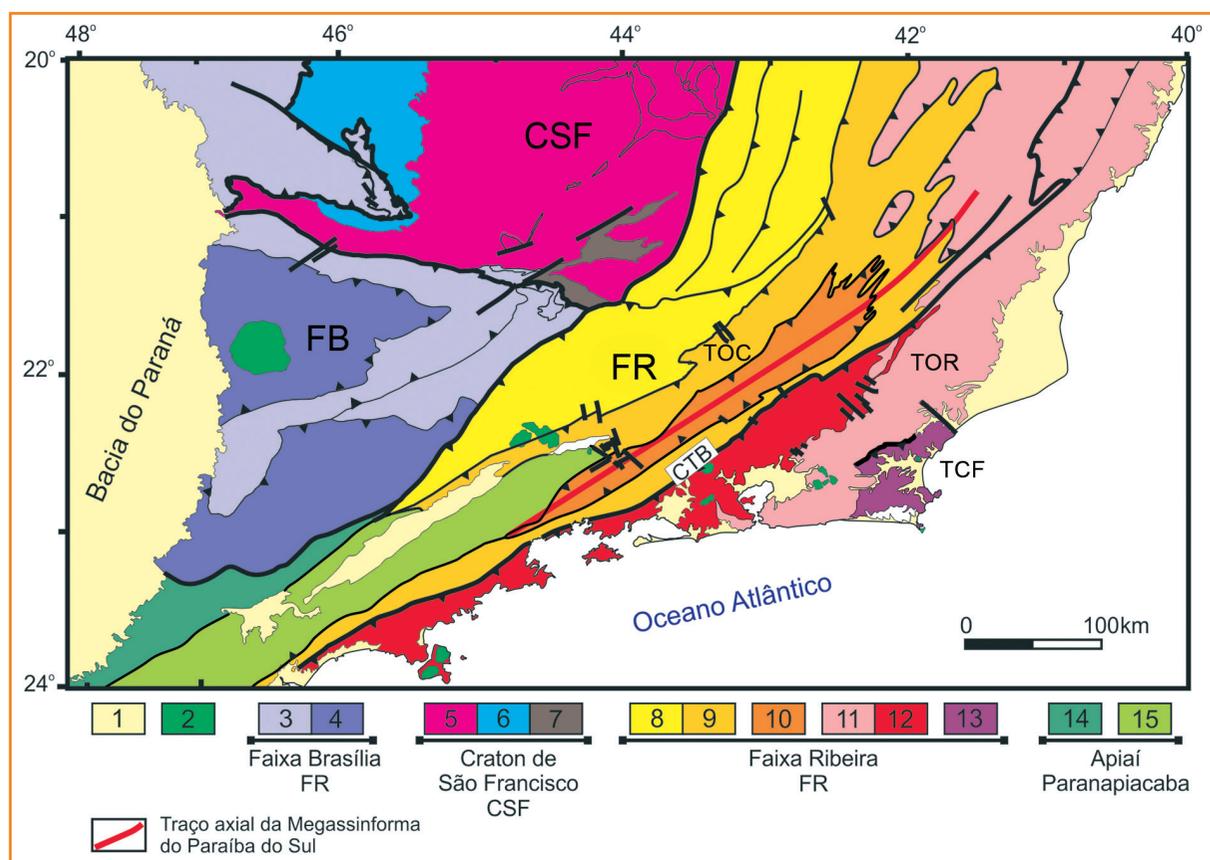


Figura 1 - Mapa tectônico do setor central da Faixa Ribeira e do setor meridional da Faixa Brasília (Heilbron *et al.* 2004). 1- Riftes e coberturas cenozoicas; 2 - Rochas alcalinas do Cretáceo e Paleógeno; 3 - Nappes inferiores; 4 - Nappes superiores; 5 - Embasamento do CSF e Domínio Autóctone; 6 - Supergrupo São Francisco; 7 - Metassedimentos do Domínio Autóctone; 8 - Domínio Andrelândia; 9 - Domínio Juiz de Fora; 10 - Klippe Paraíba do Sul; 11 - Terreno Oriental; 12 - Granitoides do Arco Magmático Rio Negro; 13 - Terreno Cabo Frio; 14 - Terrenos São Roque e Açungui; 15 - Terreno Embu

Figure 1 – Tectonic map of the central sector of the Ribeira Belt and of the meridional sector of the Brasília Belt (Heilbron *et al.* 2004). 1- Rifts and cenozoic coverings; 2 - Alkaline rocks from the Cretaceous and Paleogene eras; 3 - Lower nappes; 4 - Upper nappes; 5 - Foundations of CSF Native Domain; 6 - São Francisco Supergroup; 7 - Metasediments of Native Domain; 8 - Andrelândia Domain; 9 - Juiz de Fora Domain; 10 - Paraíba do Sul Klippe; 11 - Oriental Terrane; 12 - Granitoids of the Rio Negro Magmatic Arc; 13 - Cabo Frio Terrane; 14 - São Roque and Açungui Terranes; 15 - Embu Terrane.

Terreno Cabo Frio

O Terreno Cabo Frio compreende três unidades litoestratigráficas distintas: o embasamento transamazônico e duas unidades metassedimentares – as unidades Búzios e Palmital. O Terreno Cabo Frio contrasta com os demais domínios da Faixa Ribeira por apresentar direções estruturais quase ortogonais ao padrão NE-SW dos principais contatos observados nos outros terrenos tectônicos da faixa.

O Terreno Cabo Frio foi definido por Machado Filho *et al.* (1983), que o denominaram “Complexo Cabo Frio”, como sendo constituído de granitoides cortados por corpos metabásicos pouco deformados, gnaisses bandados com foliação plano-axial sub-horizontal e migmatitos. Estas mesmas rochas foram agrupadas por Reis e Licht (1982) na Unidade Região dos Lagos, composta de gnaisses de médio a alto grau metamórfico, de composição granítica a granodiorítica.

Os ortognaisses paleoproterozoicos (cerca de 2,0 Ga) de composição granítica a granodiorítica e lentes básicas constituem a associação litológica do embasamento do Terreno Cabo Frio. Paragnaisses pelíticos com camadas espessas de rochas calcissilicáticas (até 10m) e camadas anfíbolíticas representam a associação supracrustal deste terreno (Sucessão Búzios – Schmitt, 2001). Estruturas migmatíticas e paragêneses metamórficas com cianita e sillimanita são características. Idades Rb/Sr entre 580-520 Ma e pelos dados de U/Pb de cerca de 520 Ma (Schmitt *et al.*, 2004) indicam um retrabalhamento brasileiro tardio. Idades de modelo de Sm/Nd de 1,3 – 1,0 Ga foram obtidas nos metassedimentos (Fonseca, 1994).

As características estruturais principais são uma xistosidade de baixo ângulo impressa no embasamento e nas rochas de cobertura e dobras recumbentes de eixos NNW. No Cabo de Búzios, as dobras assimétricas recumbentes indicam vergência local para ENE. Dobramento subvertical ortogonal relacionado a zonas de cisalhamento completa a evolução estrutural deste terreno (Heilbron *et al.*, 2000).

Após uma aparente quietude tectônica pós-ordoviciana, este terreno foi afetado pelo rifte de abertura do Oceano Atlântico (Mesozoico) e pelo rifte continental do SE do Brasil. Esta tectônica mesozoico-cenozoica foi responsável pela geração e deformação das bacias marginais brasileiras.

Unidade Região dos Lagos

Esta unidade é constituída por quatro tipos litológicos principais:

- granitoidesoftálmicos;
- granitoidesfinos/médios cinzentos, com aglomerados de biotita;
- granitoidesfinos/médios cortados por pegmatitos com grandes cristais de anfibólio e *boudins* de anfibólito;
- granitoidesfinos bandados micáceos.

Sucessão Búzios

A Sucessão Búzios compreende cianita-sillimanita-granada-biotita-gnaisses migmatíticos, constituindo uma sequência de paragnaisses pelíticos, dentro dos quais se intercalam camadas de rochas calcissilicáticas e anfibólitos.

deformação dúctil no Terreno Cabo Frio

A história tectônica do Terreno Cabo Frio guarda importantes diferenças com o restante dos terrenos da Faixa Ribeira. As estruturas geradas neste terreno só ocorreram tardiamente na história compressiva do Orógeno (530-480 Ma), no episódio denominado por Schmitt (2001) de Orogênese Búzios. O estilo estrutural e o metamorfismo são contrastantes, predominando estruturas sub-horizontais e paragêneses indicativas de fácies granulito de alta pressão (Heilbron *et al.*, 1982; Schmitt *et al.*, 2004). A estrutura principal é uma xistosidade grossa Sn, paralela ao acamamento sedimentar nas unidades paraderivadas, com atitude geral sub-horizontal. A lineação de estiramento e estruturas de boudinagem também estão incluídas neste contexto. Localmente ocorrem zonas miloníticas nos ortognaisses. Nestes locais, os indicadores cinemáticos apontam transporte inverso, de topo para NW. Dobras recumbentes D_{n+1} ocorrem em escala de afloramento, com eixo variando entre N-S e NW. Dobras recumbentes D_{n+2} , coaxiais a D_{n+1} , são penetrativas no TCF. O redobramento D_{n+3} é ortogonal à faixa e indica condições mais rasas, na transição dúctil-rúptil. O traço axial das dobras é NW e está frequentemente associado às zonas de cisalhamento subverticais.

magmatismomesozoico-cenozoico

Grandes províncias ígneas basálticas, como a do Paraná e a de Etendeka no sudoeste da África foram geradas durante a quebra do Gondwana (Ernst e Buchan, 1997; fig.2). Idades obtidas para o evento Paraná, com base no método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, são de 133-131 Ma (Renne *et al.*, 1993; Thiede e Vasconcelos, 2010) e de 138-127 Ma (Turner *et al.*, 1994; Stewart *et al.*, 1996). Idades idênticas de 133-131 Ma foram também obtidas para a província Etendeka (Renne *et al.*, 1996b). Enxame de diques do evento Paraná, como o enxame de Ponta Grossa tem idade de 132-129 Ma (Renne *et al.*, 1992, 1996a). Outros enxames, como o da Serra do Mar e de Florianópolis são paralelos à costa e constituem, junto com o enxame de Ponta Grossa, um padrão convergente (Ernst e Buchan, 1997; Turner *et al.*, 1994). Os enxames de diques convergentes definem um padrão de quebra em junções tríplices, que regularmente ocorrem ao longo da costa brasileira (fig. 3). Os enxames de direção NE ou NNE (Florianópolis e Serra do Mar – Almeida *et al.*, 1996) são paralelos ao rifte Atlântico, enquanto os de direção NW ou NNW (Ponta Grossa, Resende, Vitória-Colatina) são transversais e interpretados como braços abortados do rifte Atlântico (Guedes, 2001; Guedes *et al.*, 2005; Almeida *et al.*, 2005, 2013).

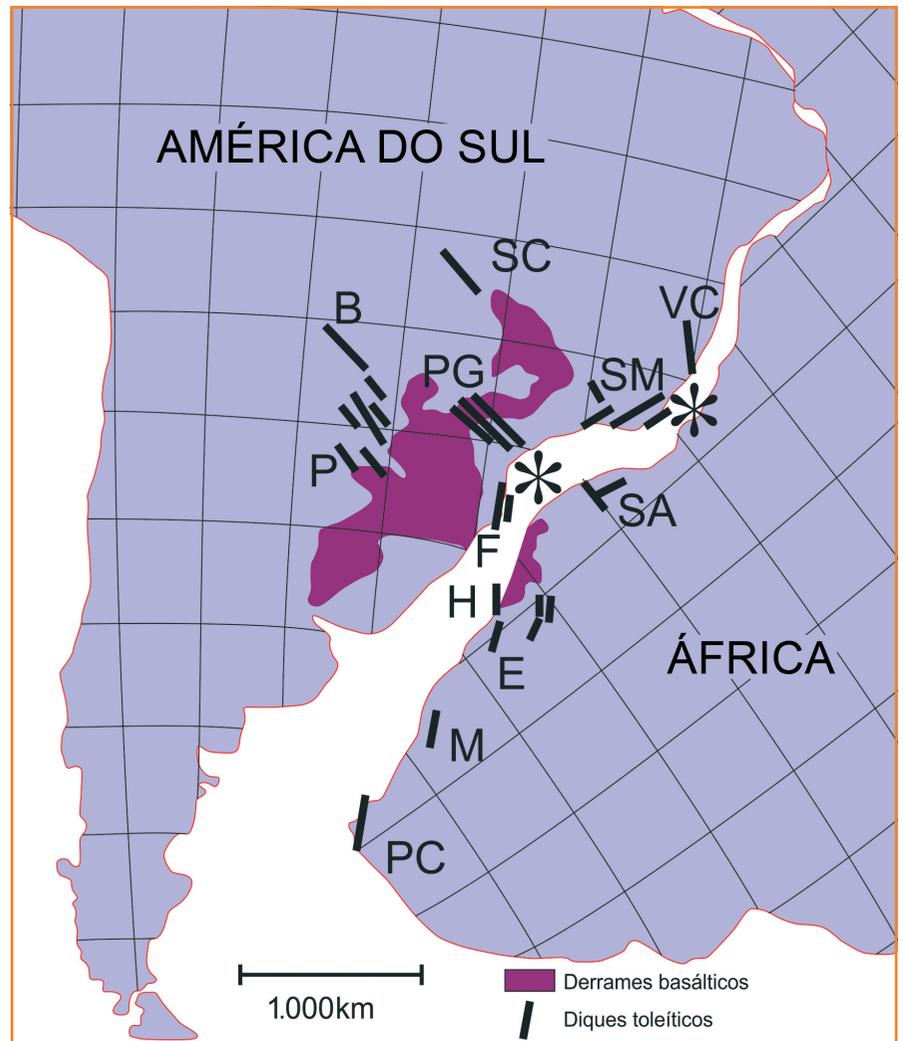


Figura 2 - Enxame de diques do evento Paraná-Etendeka de cerca de 130 Ma. Na América do Sul o magmatismo do Paraná inclui os diques de Ponta Grossa (PG), Paraguai (P), Serra do Mar (S), Vitória-Colatina (VC), Florianópolis (F), Bodoquena ocidental (B) e Serra do Caiapó (SC). Na África o magmatismo Etendeka inclui os diques do sudoeste Angolano (SA), Etendeka (E), Horingbaai (H), Mehlberg (M) e Península do Cabo (PC). Os asteriscos mostram possíveis centros vulcânicos. Modificado de Ernst e Buchan (1997).

Figure 2 – Dyke swarm from the Paraná-Etendeka event around 130 Ma. In South America the magmatism from Paraná includes the dykes of Ponta Grossa (PG), Paraguay (P), Serra do Mar (S), Vitória-Colatina (VC), Florianópolis (F), Occidental Bodoquena (B) and Serra do Caiapó (SC). In Africa the Etendeka magmatism includes the Southwest Angolan dykes (SA), Etendeka (E), Horingbaai (H), Mehlberg (M) and the Cape Peninsula (PC). The asterisks show possible volcanic centers. Modified from Ernst and Buchan (1997).

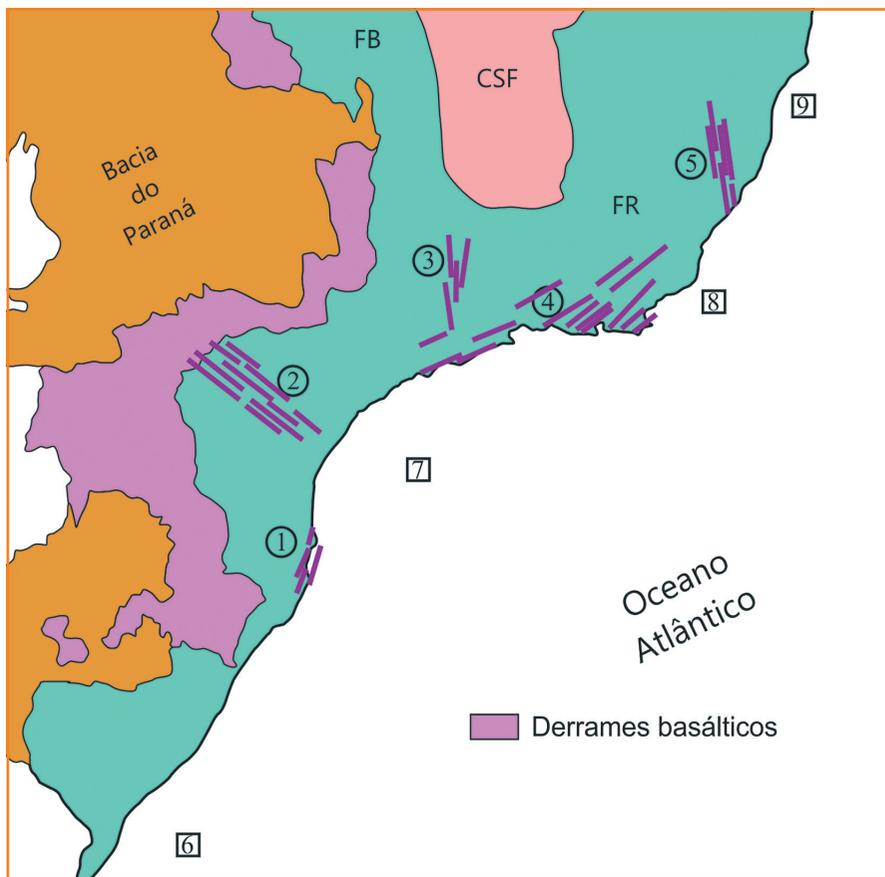


Figura 3
Mapa de localização dos enxames de diques do sul-sudeste do Brasil. 1-5 - Enxames de diques: 1 - Florianópolis, 2 - Ponta Grossa, 3 - Resende, 4 - Serra do Mar, 5 - Vitória-Colatina; 6-9 - Bacias marginais: 6 - Pelotas, 7 - Santos, 8 - Campos, 9 - Espírito Santo. CSF - Cráton do São Francisco, FB - Faixa Brasília, FR - Faixa Ribeira.

Figure 3
Map for locating the dyke swarms of South-southeast Brazil. 1-5 - Dyke swarms: 1 - Florianópolis, 2 - Ponta Grossa, 3 - Resende, 4 - Serra do Mar, 5 - Vitória-Colatina; 6-9 - Marginal basins: 6 - Pelotas, 7 - Santos, 8 - Campos, 9 - Espírito Santo. CSF - São Francisco Craton, FB - Brasília Belt, FR - Ribeira Belt.

o enxame de diques da Serra do Mar e o vulcanismo nas bacias de Campos e Santos

Na Região Sudeste do Brasil, mais especificamente entre os estados de São Paulo e Espírito Santo, afloram diques de rochas básicas (basalto, diabásio e gabro) com espessuras que variam de poucos centímetros a dezenas de metros. A extensão desses diques é variável, com interrupções e bifurcações, gerando geometrias que incluem diques paralelos, anastomosados, escalonados e em zigue-zague. Na região costeira, entre litoral norte de São Paulo e o norte fluminense, as direções variam no quadrante NE, enquanto na Região Sul Fluminense (Resende/Angra dos Reis) e na Região Central Capixaba (Vitória/Colatina), predominam direções NNW a NW. Na região do embasamento das bacias cenozoicas de Resende e Volta Redonda, foram diferenciados dois pulsos magmáticos: o primeiro ocorreu entre 192-161 Ma e produziu diques de direção NNW,

perpendiculares à direção do embasamento na área; o segundo aconteceu entre 148-137 Ma, de direções NNW e NNE, gerando diques oblíquos à direção do embasamento (Guedes *et al.*, 2005).

Na Bacia de Campos, os derrames basálticos eocretáceos constituem o assoalho de toda a bacia (Winter *et al.* 2007; Rangel *et al.*, 1994; Mizusaki e Thomás Filho, 2004). Datações radiométricas, utilizando o método K/Ar, indicam idades entre 122-134 Ma (Mizusaki e Thomás Filho, 1987; Mizusaki *et al.*, 1988, 1992). As idades mais antigas são compatíveis com a posição estratigráfica dos basaltos Cabiúnas, situados sob rochas sedimentares de idade barremiana da Formação Lagoa Feia. Os valores menores devem indicar idade mínima, refletindo perda de argônio em amostras intemperizadas (Rangel *et al.*, 1994).

Na Bacia de Santos, a Formação Camboriú também abrange os derrames basálticos eocretáceos sotopostos ao preenchimento sedimentar de praticamente toda a Bacia de Santos (Pereira e Feijó, 1994; Moreira *et al.*, 2007).

A região do Alto de Cabo Frio, que separa as bacias de Campos e Santos, apresenta grande incidência de rochas magmáticas Mohriak *et al.* (1990), reconheceram em poços exploratórios da região de Cabo Frio uma espessa seqüência vulcano-sedimentar em que derrames basálticos se intercalam a rochas vulcanoclásticas e sedimentares. Assim, para esta região, com base em dados sísmicos, petrográficos, químicos e radiométricos, Mohriak *et al.* (1990) propuseram a subdivisão em três seqüências relativamente bem definidas. Na Sequência I, eocretácea, pré-aptiana, os basaltos constituem a Formação Cabiúnas (Dias *et al.*, 1994) e são datados pelo método K/Ar entre 120-130 Ma. Podem ser correlacionados com a Formação Camboriú da Bacia de Santos. A Sequência II é pouco representativa e também constituída por basaltos. Vincula-se ao Campaniano-Turoniano (80-90 Ma), graças a sua posição estratigráfica e datações pelo método K/Ar. A Sequência III, mais comum nesta região, contém basalto, diabásio e rochas vulcanoclásticas, representando vulcanismo subaquoso de conduto central, associado a sedimentos representativos de períodos de aquiescência (Mizusaki e Mohriak, 1993) para estas seqüências. As idades radiométricas K/Ar apontam valor médio entre 40-60 Ma, o que caracteriza um importante evento vulcânico do Neopaleoceno/Eoceno na região do Alto de Cabo Frio (fig. 4). Destaca-se, na região emersa adjacente à Bacia de Campos, o Morro de São João, composto por rochas sieníticas datadas em torno de 59 Ma (Mohriak, 2004).

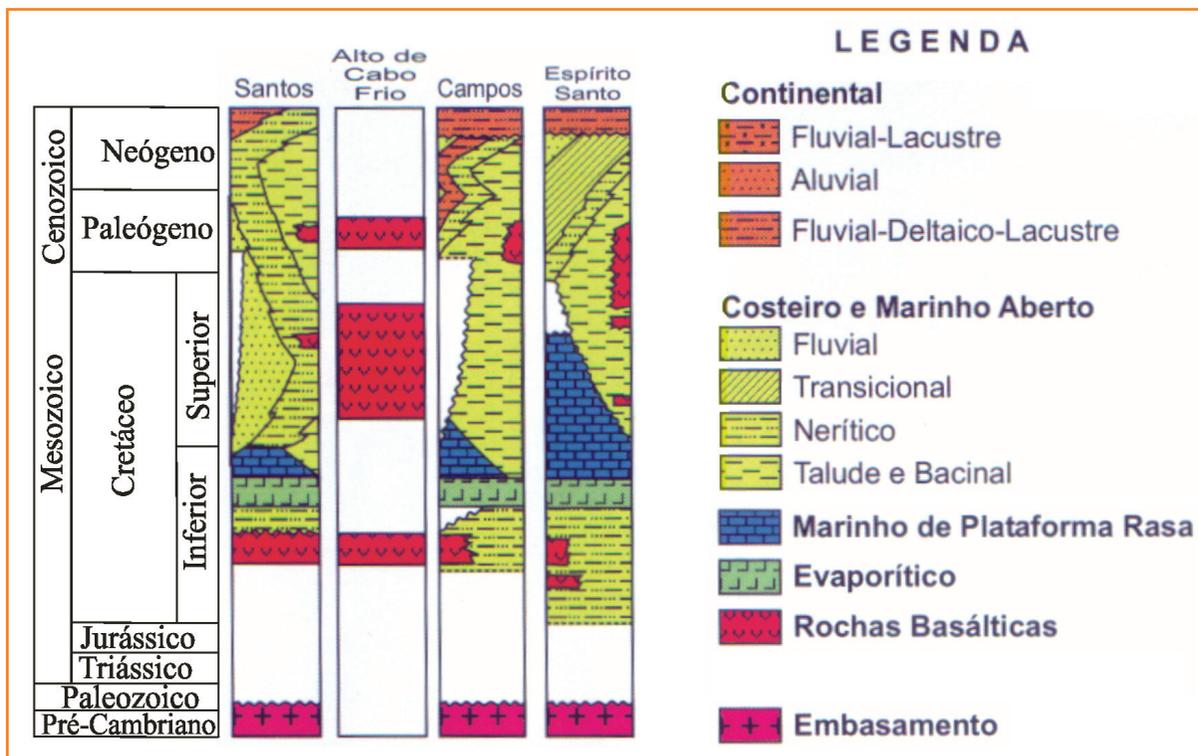


Figura 4 - Cartas estratigráficas esquemáticas das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo e do Alto de Cabo Frio, destacando-se a correlação entre os eventos magmáticos mais relevantes (Mizusaki e Thomaz Filho 2004).

Figure 4 - Schematic stratigraphic charts of the Santos, Campos and Espírito Santo and Alto de Cabo Frio basins, highlighting the correlation between the most relevant magmatic events (Mizusaki and Thomaz Filho 2004).

tectonismomesozoico-cenozoico no estado do Rio de Janeiro

No Eocretáceo ocorreram os grandes derames toleíticos e se implantaram os enxames de diques. Diques toleíticos na região costeira de São Paulo e Rio de Janeiro (~134/129 Ma) são colocados sob regime transcorrente sinistral, com distensão na direção NNW-SSE (Tetzner, 2002).

O tectonismo gerador e deformador das bacias mesozoicas e cenozoicas na área emersa adjacente às bacias de Campos e Santos foi controlado pela atividade de falhas, resultantes, em grande parte, da reativação de discontinuidades pré-cambrianas. Falhas e fraturas com direções preferenciais NE, NW, ENE, NNW e NNE exibem diferentes preenchimentos e padrões cinemáticos. Algumas das falhas de borda das bacias de Resende,

Macacu, São José de Itaboraí e Barra de São João (Falha do Pai Vitório) exibem intensa brechação da rocha encaixante, com cimentação por sílica e óxidos. Faixas de brechas ocorrem também nas rochas do embasamento e, junto com as citadas acima, têm direção NE a ENE. A proximidade física entre as faixas de brechas e os *plutons* e diques alcalinos sugere uma correlação genética entre eles, assim como o paralelismo entre as faixas de brechas e diques alcalinos.

Este conjunto de falhas e diques indica um regime distensional na direção NNW, que pode ter perdurado por todo o Paleógeno, segundo Riccomini *et al.* (2004). Falhas subordinadas direcionais de direção NW e NNE podem compor este sistema, balizando os limites e altos das bacias paleógenas. Quatro eventos deformadores afetaram as bacias e depósitos cenozoicos:

- transcorrência sinistral de direção E-W;
- transcorrência dextral, com compressão NW-SE;
- distensão na direção WNW-ESSE;
- compressão E-W.

enxame de diques toleíticos dos cabos de Búzios e Cabo Frio

O magmatismo toleítico mesozoico que afetou o sudeste do Brasil é representado na Região dos Lagos sob a forma de diques. Alguns atingem espessuras de até 22m, com excelente exposição nos costões entremeados às belas e famosas praias de Búzios. Embora os diques subalcalinos toleíticos predominem largamente no Cabo de Búzios, um dique alcalino foi encontrado na Ponta do Olho de Boi, de direção E-W, portanto, estruturalmente diferente dos diques toleíticos, os quais têm direções de NE-SW (Tetzner, 2002; Tetzner e Almeida, 2002, 2003). Nas vizinhanças, especialmente em Arraial do Cabo, ocorrem muitos diques alcalinos, além do stock da Ilha de Cabo Frio. Esses têm idades mais novas que os toleítos (Sichel *et al.*, 1997).

As condições e a qualidade dos afloramentos no Cabo de Búzios são em geral extraordinariamente boas. Nos costões e lajedos lavados pelo

mar têm-se os melhores afloramentos. A topografia geralmente acidentada junto à costa favorece a exposição dos diques, que afloram no chão e nas paredes, permitindo uma visualização tridimensional. No interior, os afloramentos são mais escassos, e seus contatos somente são observáveis em cortes de estrada ou em construções.

Os diques mostram contatos bruscos com as rochas encaixantes, com ou sem bordas de resfriamento (*chilled margins* – fig. 5a), e eventualmente estrias ou brechas de contato (fig. 5b). Estruturas como as bordas de resfriamento, estrias, ramificações (*branches*), pontes e outras podem ser analisadas na maioria dos diques. A espessura dos diques encontrados varia entre poucos decímetros e 22m (fig. 5c), e a maioria tem espessuras entre 2m e 8m.

Com relação às formas das fraturas-conduto, a forma comum na qual os diques do Cabo de Búzios afloram é retilínea. No entanto, ocorrem também outras estruturas, como bifurcações, formas sigmoidais, diques em zigue-zague, degraus, pontes e ramos.

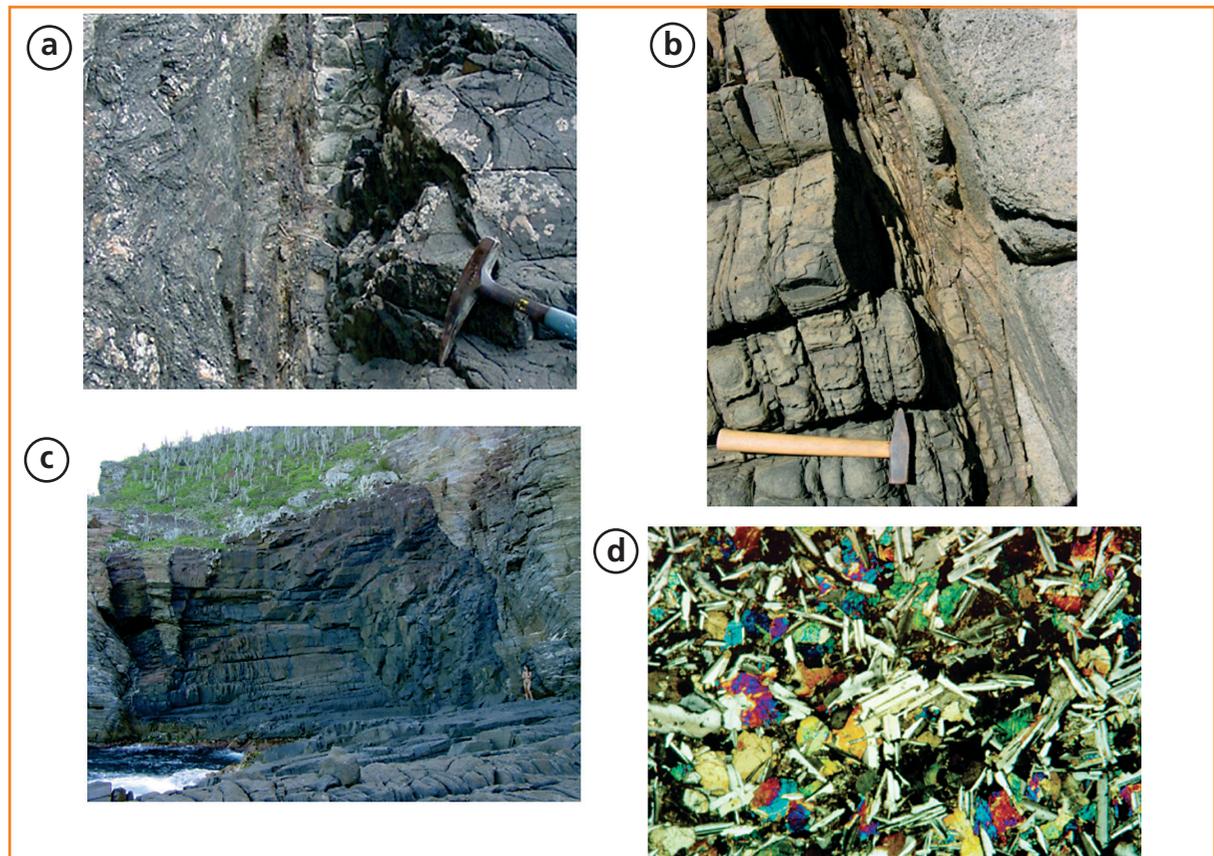
A maioria das rochas encontradas são basaltos e, pela granulação maior, algumas amostras foram classificadas como diabásio. Nos basaltos, a granulometria é fina na matriz e média nos pórfiros ou glômeros. No diabásio, a granulação é média (fig. 5d).

Figura 5

(a) margem resfriada na borda do dique; (b) zona brechada na borda do dique (Praia das Conchas); (c) dique com 22m de espessura (Enseada da Ferradurinha); (d) fotomicrografia de textura ofítica (FC-WT-36), típica de alguns dique do enxame.

Figure 5

(a) cooled margin at the border of the dyke; (b) breached zone at the border of the dyke (Praia das Conchas); (c) dyke with thickness of 22m (Enseada da Ferradurinha); (d) ophite texture photomicrography (FC-WT-36), typical in some dyke swarms.



padrão geométrico da deformação mesozoico-cenozoico

O enxame de diques toleíticos do Cabo de Búzios (EDCB) aflora com predominância clara da direção NE-SW e reflete também a direção geral da península (fig. 6). Este padrão é concordante com o enxame de diques da Serra do Mar (EDSM).

Ao contrário do EDSM, onde os diques aproveitam, pelo menos em parte, a atitude da foliação principal das rochas encaixantes, o EDCB intrude de forma ortogonal à foliação principal das rochas do Terreno Cabo Frio. A estruturação desse terreno foi gerada por empurrões e dobramentos de baixo ângulo, fazendo com que os contatos, a foliação principal S_n , os planos axiais de dobras e falhas de empurrão assumissem uma posição sub-horizontal (Heilbron *et al.*, 1982; Schmitt, 2001; Schmitt *et al.*, 2004). Como os diques são subverticais, eles cortam ortogonalmente as estruturas principais da encaixante.

Uma série de falhas normais e transcorrentes, com ou sem formação de brechas e cataclasitos, afeta as unidades Região dos Lagos e Búzios (figs.7a e 7b). As idades dessas falhas ainda permanecem desconhecidas, mas existem indicações de que elas foram, pelo menos parcialmente, reativadas no Cenozoico, como mostram os registros nos sedimentos da Bacia de Campos (Mohriak e Barros, 1990). O diagrama de polos da foliação dos ortognaisses e do acamamento e foliação dos paragneisses (fig. 8a) mostra que os mergulhos são baixos, em torno de 25° para oeste, com tendência a uma posição de alto ângulo para N e NE, provavelmente devido a zonas de cisalhamento dúctil que apresentam direções (*strike*) E-W a WNW. As falhas se distribuem em três conjuntos principais de direção N-S, NE-SW e WNW-ESE (fig. 8b). Um conjunto de falhas é aproximadamente coincidente com as dos diques (figs. 8b e 8c), com direção $N45-55E$ e mergulhos íngremes para SE ou NW. A análise cinemática mostrou que estas falhas têm rejeitos predominantes direcionais sinistrais, também concordantes com a componente direcional de colocação



Figura 6 - Mapa geológico do Cabo de Búzios, destacando o enxame de diques do Cabo de Búzios (Tetzner, 2002).

Figure 6 –Geological map of Cape Búzios, highlighting the dyke swarm of Cape Búzios (Tetzner, 2002).

dos diques. Os dois outros conjuntos (NE-SW e WNW-ESE) são coincidentes com direções de fraturas e, provavelmente, estão relacionados à evolução do graben de Barra de São João (Mohriak e Barros, 1990).

As fraturas são dispostas com relativa dispersão, porém são reconhecíveis duas direções mais representativas, a NW-SE e a NNW-SSE (fig. 8d). Existe, no entanto, certa quantidade de medidas na direção que é coincidente com aquela dos diques, estando provavelmente relacionada a eles. As fraturas paralelas aos diques são muito comuns dentro e fora deles.



Figura 7 - Falhas na região de Cabo Frio-Búzios. (a) Com formação de brecha na zona de falha, (b) Plano de falha discreto. Praia das Conchas, Cabo Frio.

Figure 7 – Faults in the Cabo Frio-Búzios region. (a) With breccia formation in the fault zone, (b) Plane of the discrete fault, Praia das Conchas, Cabo Frio.

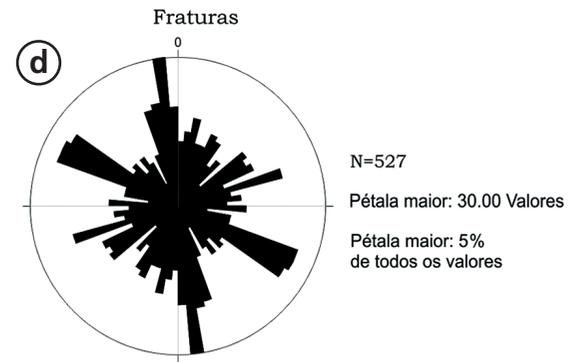
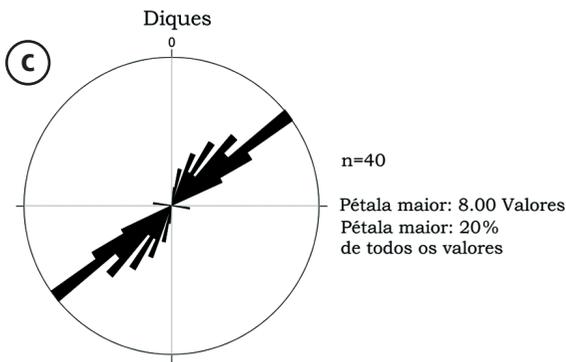
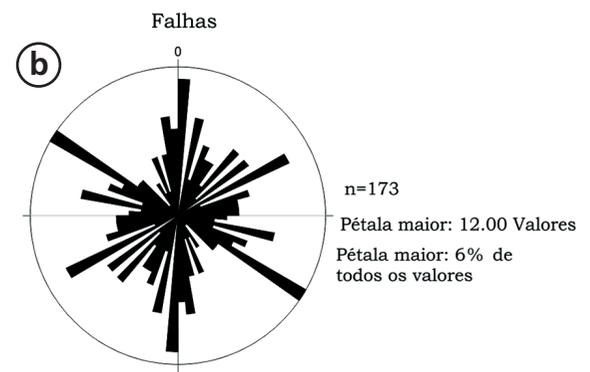
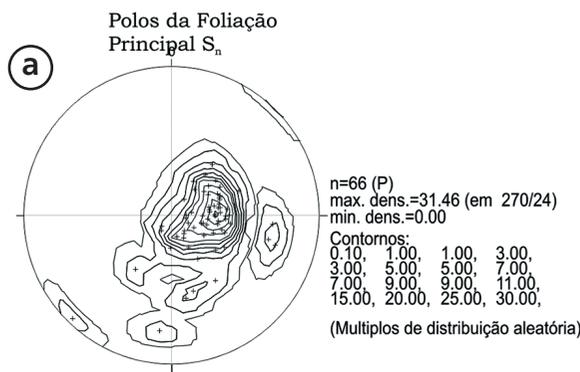


Figura 8 - Diagramas de orientação dos elementos estruturais no Cabo de Búzios (RJ): (a) estereograma de polos da foliação principal; (b) roseta de direção de falhas; (c) roseta de direção dos diques toleíticos; (d) roseta de direção de fraturas.

Figure 8 - Guidance diagrams of the structural elements Cape Búzios (RJ): (a) stereogram of the principal foliage poles; (b) rosette of the direction of faults; (c) rosette of the direction of the tholeiitic dykes; (d) rosette of the direction of fracturing.

feições indicativas do campo de esforços vigentes durante a intrusão dos diques

forma dos diques

Os diques de Búzios apresentam formas retilíneas e tabulares preferencialmente, com contatos bruscos, cortando a encaixante sem desviar os marcadores preexistentes. Diques paralelos de contatos retilíneos indicam por si só, um ambiente distensivo linear, no caso NW-SE. No entanto, outras formas de fratura-conduto são também observadas, por exemplo, em zigue-zague, escalonadas e entrelaçadas. Dentre essas, a forma mais observada nos diques de Búzios é a forma em zigue-zague. Mudanças na direção dos diques e o retorno à direção original são comumente observados, tanto em planta como em perfil. Em planta, o caso mais comum é o de diques que apresentam direções predominantes para N55E, com desvios ocasionais para direções N45E.

Diques escalonados também ocorrem no Cabo de Búzios, mas em número muito menor do que aqueles em zigue-zague. Os diques escalonados, bem como os diques que apresentam pontes, podem estar relacionados ao giro do campo de tensões através da crosta ou a uma componente direcional na abertura do conduto do magma. O escalonamento dos diques também pode ser observado em perfil. Os poucos diques escalonados observados não mostram um padrão único e, portanto, não foram utilizados como indicadores do campo de tensão externo.

degraus, pontes e ramos

As feições mais comuns e também as melhores indicadoras do campo de tensão externo encontradas nos diques de Búzios são os degraus, as pontes e os ramos. Pequenos degraus como os da figura 9 são comuns. Eles desenharam um padrão coerente, com deslocamento do contato do dique sempre para o mesmo lado. Em alguns casos

podem ocorrer desvios para ambos os lados. Essas feições são importantes marcadores, uma vez que, identificando-se a sua contraparte, o deslocamento das paredes do dique pode ser medido.



Figura 9 - Contato de dique em degraus. Ponto FC-WT-74. Praia Olho de Boi.

Figure 9 - Contact of dyke in degrees. Point FC-WT-74. Praia Olho de Boi.

Dentre os diques que apresentam feições indicativas do campo de tensões, aqueles de direção N55E registram deslocamento para esquerda predominante, ou seja, sugerem uma extensão com pequena componente sinistral de deslocamento direcional. Já os diques de direção N45E e os mais direcionados para NNE apresentam feições ambíguas.

Os ramos e as pontes (figs. 10 e 11) ocorrem tanto em planta como em perfis. Invariavelmente, em perfis, os ramos mostram o fluxo ascendente do magma (fig. 5c). O mesmo critério é usado para se interpretar o sentido do fluxo magmático no plano horizontal. Em alguns casos, dois sentidos são observados e, nestes casos e em especial em casos em que os ramos ocorrem em simetria monoclinica (fig. 12), eles podem ainda indicar o campo de tensão externo. Esse é o caso em que uma ponte se rompe, formando dois ramos diametralmente opostos. O significado cinemático neste caso é o mesmo que o das pontes. No caso da figura 12, a componente direcional é sinistral.



Figura 10 - Dique com ramificação. Ponto FC-WT-74. Praia Olho de Boi.

Figure 10 - Dyke with ramification. Point FC-WT-74. Praia Olho de Boi.

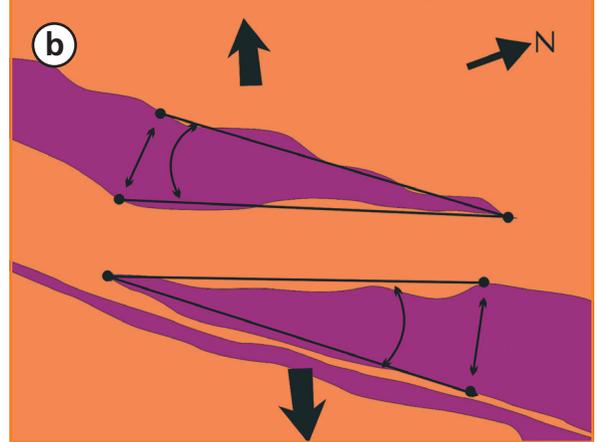


Figura 11 - Ponte em dique. (a) em afloramento; (b) esquema mostrando a abertura do dique com componente direcional sinistral do movimento. Praia Olho de Boi.

Figure 11 - Bridge in dyke. (a) in outcrop; (b) diagram showing the opening of the dyke with directional component sinistral to the movement. Praia Olho de Boi.



Figura 12 - Formação de pontes e tocos em diques com simetria monoclinica.

Figure 12 - Formation of bridges and snags in dykes with monoclinic symmetry.

fraturas internas de resfriamento

As fraturas internas dos diques de Búzios ocorrem em forma longitudinal ou oblíqua às paredes dos diques. O dique em zigue-zague do ponto FC-WT-28 (fig. 13a) dá uma clara relação entre a direção da parede do dique e a direção das fraturas internas. Este caso mostra que essas fraturas não estão relacionadas exclusivamente ao resfriamento que ocorre no sentido parede-centro do dique, ou seja, formando fraturas longitudinais, mas também ao campo de tensão

externo e, possivelmente, a uma anisotropia pouco ou nada visível a olho nu, relacionada à foliação e à lineação de fluxo. O posicionamento do tensor com relação aos segmentos de dique é mostrado na figura 13b.

Nas proximidades de pontes e ramos, as fraturas internas são desviadas para uma posição paralela a essas feições. A convergência do feixe de fraturas internas, para a terminação do dique numa ponte ou na parte interna de um ramo, demonstra mais uma vez a relação dessas fraturas com o campo de tensão externo.

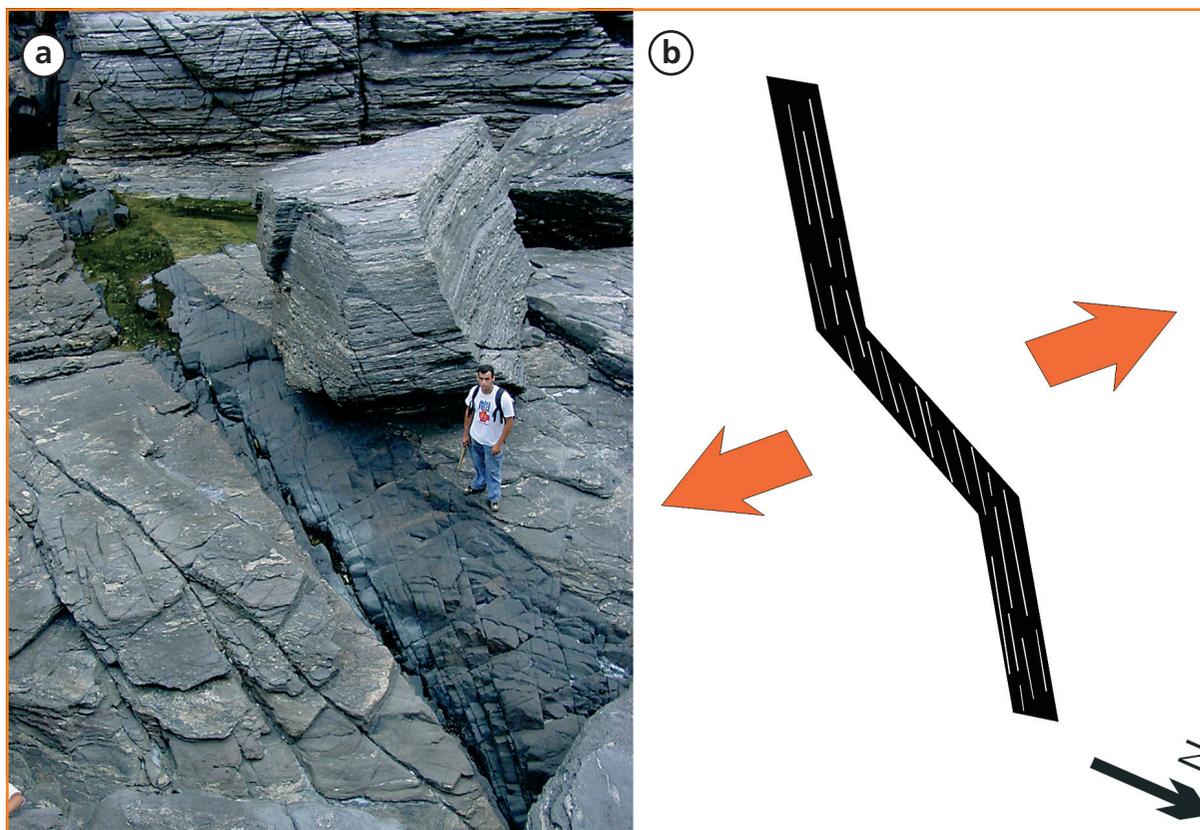


Figura 13

(a) Segmento de dique em zigue-zague com fraturas internas oblíquas. Próximo à Praia da Ferradura. (b) Desenho esquemático mostrando um dique em zigue-zague com fraturas internas oblíquas e a distensão ortogonal a um dos segmentos do dique.

Figure 13

(a) Zig-zag segment of dyke with oblique internal fractures. Near to the Praia da Ferradura. (b) Diagrammed drawing showing a zig-zag dyke with oblique internal fractures and the orthogonal distension to one of the segments of the dyke.

deformação associada à intrusão do enxame de diques do Cabo de Búzios

A direção preferencial regular dos diques máficos do Cabo de Búzios os caracteriza como um enxame distensivo linear. No entanto, as feições descritas no item anterior mostram certa componente direcional na abertura dos diques. A distensão NW-SE é a resultante principal dessa abertura (Tetzner *et al.*, 2001; Almeida *et al.*, 2013).

A deformação associada à intrusão dos diques máficos é essencialmente rúptil. Isto é demonstrado pelos contatos bruscos e retos, comuns a todos os diques estudados. Nenhum marcador prévio das encaixantes sofre deflexão nas paredes dos diques. De acordo com o modelo de Hoek (1991), os diques retilíneos e em zigue-zague de Búzios devem ter sido controlados por extensão crustal associada à fusão em fonte distante do local de cristalização. No entanto, a marcante presença das feições assimétricas, como degraus, pontes e ramos, indica uma componente direcional sinistral relevante. Não foi possível medir esse deslocamento direcional das paredes dos diques, mas, ainda

assim, é evidente que a dilatação ortogonal às paredes dos diques é muito mais expressiva do que o deslocamento lateral.

Um cálculo simples foi realizado para a quantidade de extensão crustal na área restrita do Cabo de Búzios. As espessuras de todos os diques mapeados foram somadas e equacionadas com a largura do cabo. Esse cálculo é expresso pela equação 1:

$$e = lf/li \quad (1)$$

Onde:

e = estiramento;

lf = comprimento final e;

li = comprimento inicial.

A espessura somada dos diques é de 286,1m e a largura total do cabo, medida ortogonalmente aos diques é de 4.500m. O estiramento mínimo então é de 1,1%, uma vez que certamente vários corpos menores não foram considerados por estarem encobertos, por exemplo.

A deformação rúptil que acompanhou as intrusões relacionadas ao Enxame de Diques do Cabo de Búzios tem caráter transtensivo, com forte componente distensional e pequena componente transcorrente sinistral.

tectônica rúptil cenozoica

Durante a quebra do Gondwana, o Terreno Cabo Frio desempenhou relevante papel no controle do rifteamento, sendo o lócus do Alto de Cabo Frio, que separa as bacias de Santos e Campos, e ponto de inflexão da linha de costa (fig. 14). Outras feições geológicas, climáticas e oceanográficas têm no Cabo Frio um limite geográfico. É o caso do Rifte Continental do Sudeste do Brasil, que se perde na plataforma continental, através do Graben de Barra de São João (Mohriak e Barros, 1990; Mohriak, 2004), do lineamento Cabo Frio de *plugs* alcalinos, da ocorrência marcante na costa da Formação Barreiras, do relevo escarpado da Serra do Mar, das correntes marítimas, da ocorrência de campos petrolíferos, dentre outras. Além disso, a boa exposição na costa e a proximidade da Bacia de Campos fazem do Terreno Cabo Frio um importante laboratório para estudos da tectônica rúptil relacionada à quebra do Gondwana.

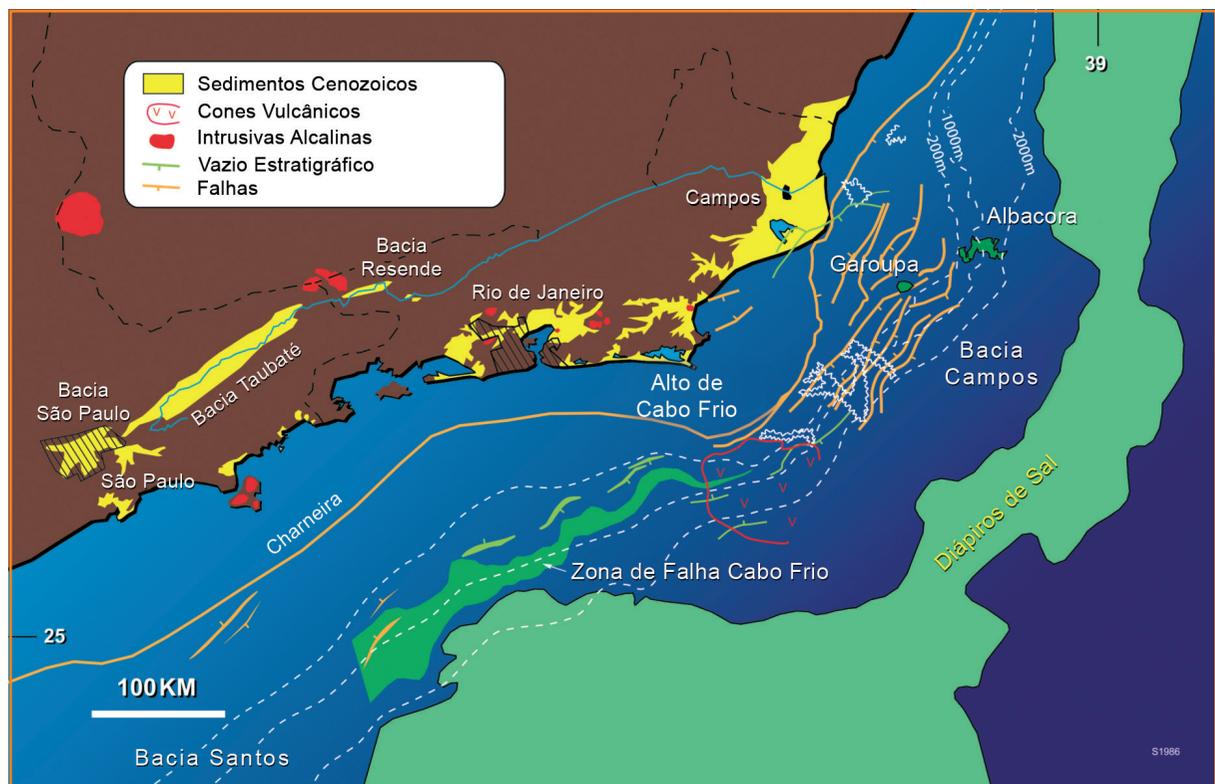
A deformação mesozoico-cenozoica é caracteristicamente distensional, resultando em um arranjo de blocos tipo grabens e *horsts*, associada ao magmatismo basáltico a alcalino e pela sedimentação tipo rifte continental e pós-rifte marinha.

Figura 14

Localização da região limítrofe entre as bacias de Santos e Campos no contexto regional da porção emersa, onde se caracterizam os riftes cenozoicos. Na plataforma continental destaca-se a linha de charneira aptiana que limita o rifte do Eocretáceo, e na região de águas profundas ocorrem grandes diápiros de sal. Alguns campos de petróleo (exemplo: Garoupa e Albacora) ocorrem próxima à quebra da plataforma. Modificado de Mohriak (2004).

Figure 14

Location of the border region between the Santos and Campos basins in the regional context of the emerged portion, where the cenozoic rifts are characterized. The Aptian hinge line which limits the Eo-cretaceous rift is prominent in the continental platform, and in the deepwater region there are great salt intrusions. Some oil fields (for example: Garoupa and Albacora) are found close to the edge of the platform. Modified from Mohriak (2004).



falhas

Um sistema de falhas normais a oblíquas com conjuntos de direções ENE-WSW, NW-SE, NS e EW é identificado na área (Almeida *et al.*, 2002). O primeiro é o mais marcante pela presença de corpos tabulares anastomosados de brechas, como no caso das falhas do Pai Vitório e da Praia da Baleia. São também importantes por constituírem limites do Graben de São João. O conjunto de falhas NW-SE é constituído por falhas normais, formando estruturas tipo grabens e *horsts*, além de estruturas-em-flor. A Falha de Macaé limita a ocorrência de afloramentos do Terreno Cabo Frio junto à calha do Rio Macaé. As falhas NS e EW são identificadas por feições do relevo e por deslocarem contatos, como o empurrão basal do Terreno Cabo Frio.

Falha do Pai Vitório

A Falha do Pai Vitório limita o Graben de Barra de São João na sua borda sul, justapondo

rochas pré-cambrianas da Unidade Região dos Lagos com os sedimentos neogênicos da Formação Barreiras. É uma zona de falha intensamente percolada por fluidos com espessuras que variam de uns poucos a dezenas de metros (fig. 15). Uma seção transversal a esta zona mostra uma gradativa deterioração do ortognaisse, desde a porção mais preservada, um gnaisse cinza, com bandamento migmatítico centimétrico dobrado e cortado por zonas de cisalhamento dúctil a dúctil-rúptil, até uma rocha amarelada, com fracos indícios de possuir uma foliação gnáissica, fortemente alterada e cortada por veios preenchidos por sílica amorfa ou óxidos. Uma variedade de rochas de falha, brechas, cataclasitos, com uma íntima associação com rochas sedimentares (brechas sedimentares), afloram alinhadas na direção N70E, numa forma de crista tipo *hogback*, com mergulhos de aproximadamente 70° para NNW (fig. 15). Esta crista adentra o mar, formando um pontal chamado de Ponta do Pai Vitório, e uma submersa em direção ao rochedo do Caboclo e à Ilha Feia. Para dentro do continente, o traço da Falha do Pai Vitório é encoberto por sedimentos quaternários.

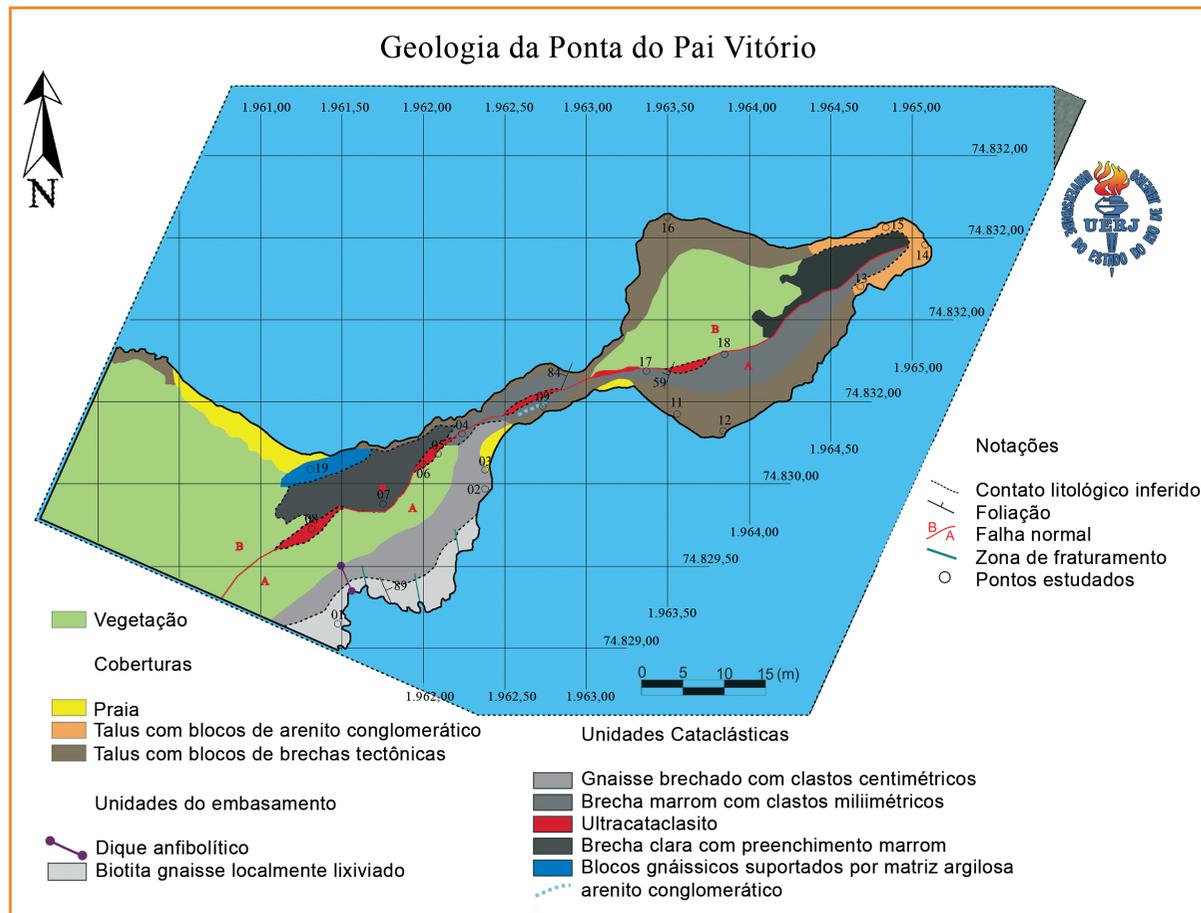


Figura 15

Mapa geológico da Ponta do Pai Vitório. Modificado de Rubim 2004.

Figure 15

Geological map of Ponta do Pai Vitório. Modified from Rubim 2004.

Falha Praia da Baleia

Esta falha é paralela à Falha do Pai Vitório e, também, apresenta brechas silicificadas no núcleo da zona de influência da falha. Localiza-se mais a SE, em direção a *offshore*, na ponta a sul de São Pedro da Aldeia, nos costões a SW da Praia da Baleia, formando uma linha de brechas ao longo da costa. Neste local, a zona de falha acompanha uma zona de cisalhamento dúctil, presente no ortognaisse Região dos Lagos, sugerindo um controle estrutural local do embasamento.

Falha de Geribá

Importante falha com brecha que justapõe os ortognaisses do embasamento com os metassedimentos da Sucessão Búzios. Tem direção N70W e, juntamente com a Falha dos Pescadores, exerce um importante papel na configuração do Cabo de Búzios, além de limitar a ocorrência dos afloramentos da Unidade Região dos Lagos. A zona de influência da falha é marcada por intensa lixiviação hidrotermal da rocha danificada (ortognaisse). Junto aos metassedimentos, um plano estriado os separa da brecha de falha, com indicadores de movimentação vertical dos blocos.

Falha dos Pescadores

Uma linha de brechas cortada por planos estriados com estrias sub-horizontais, junto à Colônia dos Pescadores de Búzios, define esta falha. Tem direção N55W e, junto com a Falha de Geribá, transecta o estreito arenoso que separa o Cabo de Búzios do continente, entre as praias de Manguiinhos e Geribá. Trata-se de uma das raras falhas de direção NW com presença de brecha silicificada na zona de dano.

Zona de Falhas das Focas

As falhas do costão sul da Praia das Focas são normais a oblíquas, formando grabens e *horsts*. Apresentam direção média N54W e mergulhos íngremes para NE ou SW, com movimentação normal predominante. Essas falhas mostram componente

direcional alternada, destrais e sinistrais, indicando uma extensão na direção NNE. Atuaram sobre os paragnaisses da Sequência Búzios, que têm acamamento sedimentar e foliação tectônica paralelos entre si e sub-horizontais e, portanto, marcam bem os deslocamentos de mergulho, neste caso normais. Nas zonas de falha formam-se brechas e cataclasitos de pequena espessura.

Falhas de Macaé

A região da cidade de Macaé, em especial na calha do Rio Macaé, é afetada por um conjunto de falhas de direção NW-SE, podendo variar até EW ou NS. Essas falhas condicionam a forma dos aluviões e o curso do Rio Macaé, além de truncar o contato basal do Terreno Cabo Frio, fazendo-o desaparecer sob os sedimentos quaternários. É gerado então um padrão de blocos rebaixados e soerguidos, com a preservação de depósitos sedimentares neógenos da Formação Barreiras. Este conjunto de falhas foi denominado de Zona de Fraqueza Crustal de Macaé por Almeida *et al.* (2002)

Falhas *offshore* na porção proximal da Bacia de Campos

Na região entre Macaé e Búzios, destaca-se a ocorrência do Graben de Barra de São João, marcado por uma reentrância batimétrica entre Rio das Ostras e Búzios (fig. 16a). O mapa de anomalia magnética indica predominâncias de falhas de direção NE na porção oeste da Bacia de Campos, destacando-se o Alto Regional de Badejo, marcado por fortes anomalias magnéticas. Uma linha sísmica na plataforma continental entre Macaé e Búzios atravessa o depocentro do Graben de Barra de São João (Mohriak e Barros, 1990), mostrando sedimentos rotacionados por falha normal de direção NE, que se alinha com a península de Búzios (fig.16b). Os dados sísmicos sugerem uma espessura sedimentar da ordem de 600m a 800m, na parte sul do graben, com a parte basal da sequência rotacionada por falha com mergulho na direção NW.

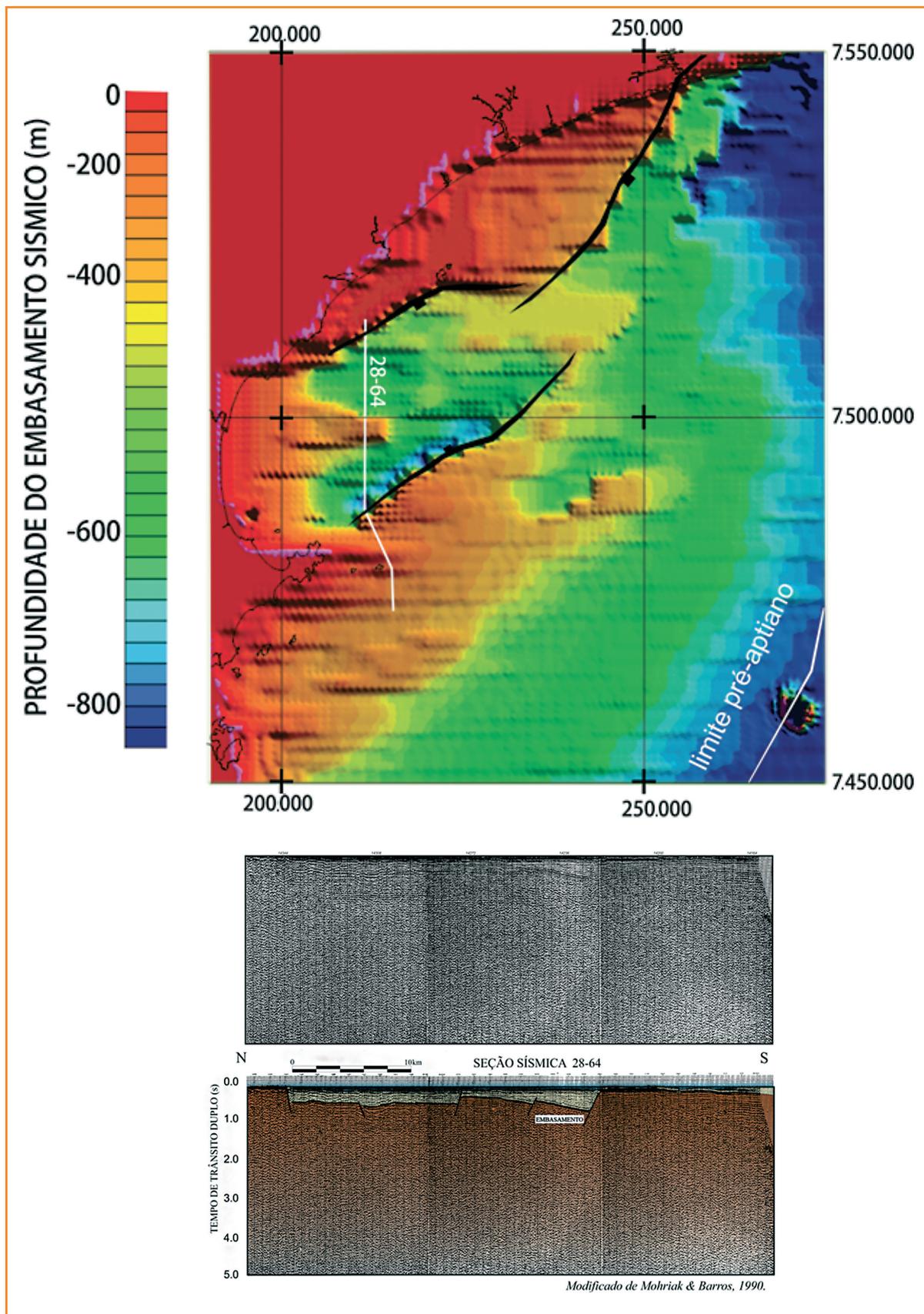


Figura 16
 (a) Mapa de relevo do embasamento sísmico (convertido para profundidade) onde se destacam falhas de direção NE controlando o Graben de Barra de São João, na porção submersa da plataforma continental entre Rio das Ostras e Búzios. A seção sísmica 28-64 é indicada no mapa com linha cinza claro (modificado de Mohriak e Barros, 1990); (b) Seção sísmica N-S na borda oeste do Graben de Barra de São João, mostrando sedimentos rotacionados por falha normal, que se estende na direção NE, no prolongamento do Cabo de Búzios (modificado de Mohriak e Barros, 1990).

Figure 16
 (a) Relief map of the seismic foundation (converted for depth) where faults are highlighted in the NE direction, controlling the Graben of Barra de São João, in the submerged portion of the continental platform between Rio das Ostras and Búzios. The seismic section 28-64 is indicated on the map with a light gray line (modified from Mohriak and Barros, 1990); (b) Seismic section N-S on the western border of the Graben de Barra de São João, showing sediments rotated by normal faults, which extends in the direction NE, in prolongation of the Búzios Cape (modified from Mohriak and Barros, 1990).

Fraturas

O sistema de fraturas é composto por três conjuntos principais. O principal é o NW-SE, ortogonal aos diques toleíticos e paralelo às falhas NW-SE. Um conjunto NS é bem representado e é paralelo a alguns diques e falhas. O terceiro conjunto tem direção NE-SW, com maior dispersão, sendo paralelo aos diques toleíticos e às falhas NE-SW.

proposta de evolução tectônica

O padrão romboédrico das estruturas rúpteis no Terreno Cabo Frio não deve ser interpretado como resultante de um único evento tectônico, sob a influência de um campo de esforços regular. A complexidade das estruturas reflete uma evolução com reativações múltiplas durante toda a evolução da margem continental. Por outro lado, o detalhamento de campos de esforços sucessivos, interpretados com base em dados obtidos em áreas restritas, não deve ser regionalizado, uma vez que as heterogeneidades reológicas geram anomalias com relação ao campo de esforços regional. A maioria dos trabalhos realizados sobre o tema na área, somados aos resultados deste trabalho, levam à interpretação de uma compressão NE-SW a ENE-WSW com extensão NW-SE a NNW-SSE, com componentes direcionais sinistrais ou destrais, em eventos recorrentes, desde o Cretáceo até o final do Neógeno, podendo atingir o Pleistoceno.

brechas tectônicas da Falha do Pai Vitório

Brechas tectônicas são originadas durante o falhamento, ou seja, durante a fricção de dois blocos de rocha, gerando, assim, clastos angulosos envolvidos por uma matriz ou cimento que podem ter distintas feições. Por meio de um estudo que envolveu mapeamento geológico de detalhe e estudos petrográficos com coleta sistemática de amostras, foi definido um modelo de classificação de brechas tectônicas baseado nas descrições macroscópicas e microscópicas, levando-se em conta os critérios descritos a seguir.

relação clastos/matriz

O conceito de matriz é um pouco vago e independe da composição e do tamanho dos grãos, referindo-se apenas a partículas que bordejam os grãos maiores (Williams *et al.*, 1983), geralmente dando maior coesão à rocha. As rochas que apresentam teor de matriz entre 1% e 30% da composição total da rocha são chamadas de brecha (Twiss e Moores, 1992). Caso a matriz constitua de 30% a 90% da composição da rocha, esta é denominada cataclasito. Porventura, se a matriz predominar sobre os clastos, representando mais de 90% da composição da rocha, esta é denominada ultracataclasito.

feições dos clastos

Formado durante a fricção, o clasto guarda características importantes para a descrição das brechas. A seguir estão os critérios que devem ser levados em consideração para a classificação de um clasto de brecha tectônica:

Forma: Os clastos podem apresentar variado grau de esfericidade e arredondamento como na figura 17a. A forma do fragmento pode indicar um retrabalhamento do mesmo, anterior à consolidação.

Composição: O clasto pode apresentar composição semelhante à da rocha matriz, evidenciando assim uma primeira geração de brechas. Porém, é comum encontrarmos clastos constituídos por paleobrechas (fig. 17b), sugerindo uma reativação da falha.

Orientação: Os clastos podem se encontrar orientados (fig. 17c), possivelmente devido a fluxos gerados durante o período em que o material não estava totalmente consolidado.

Contato matriz/clasto: O contato entre os clastos e a matriz pode ocorrer de forma brusca, como na figura 17d, ou de forma gradual, onde pequenos fragmentos do clasto se misturam à matriz (fig. 17e).

Origem dos clastos: Os clastos podem ser gerados a partir da rocha encaixante adjacente (endógenos) ou podem ser originados de uma rocha não adjacente (exógenos). Neste caso, só é possível determinar a origem dos clastos quando estes são formados por rochas (primários).

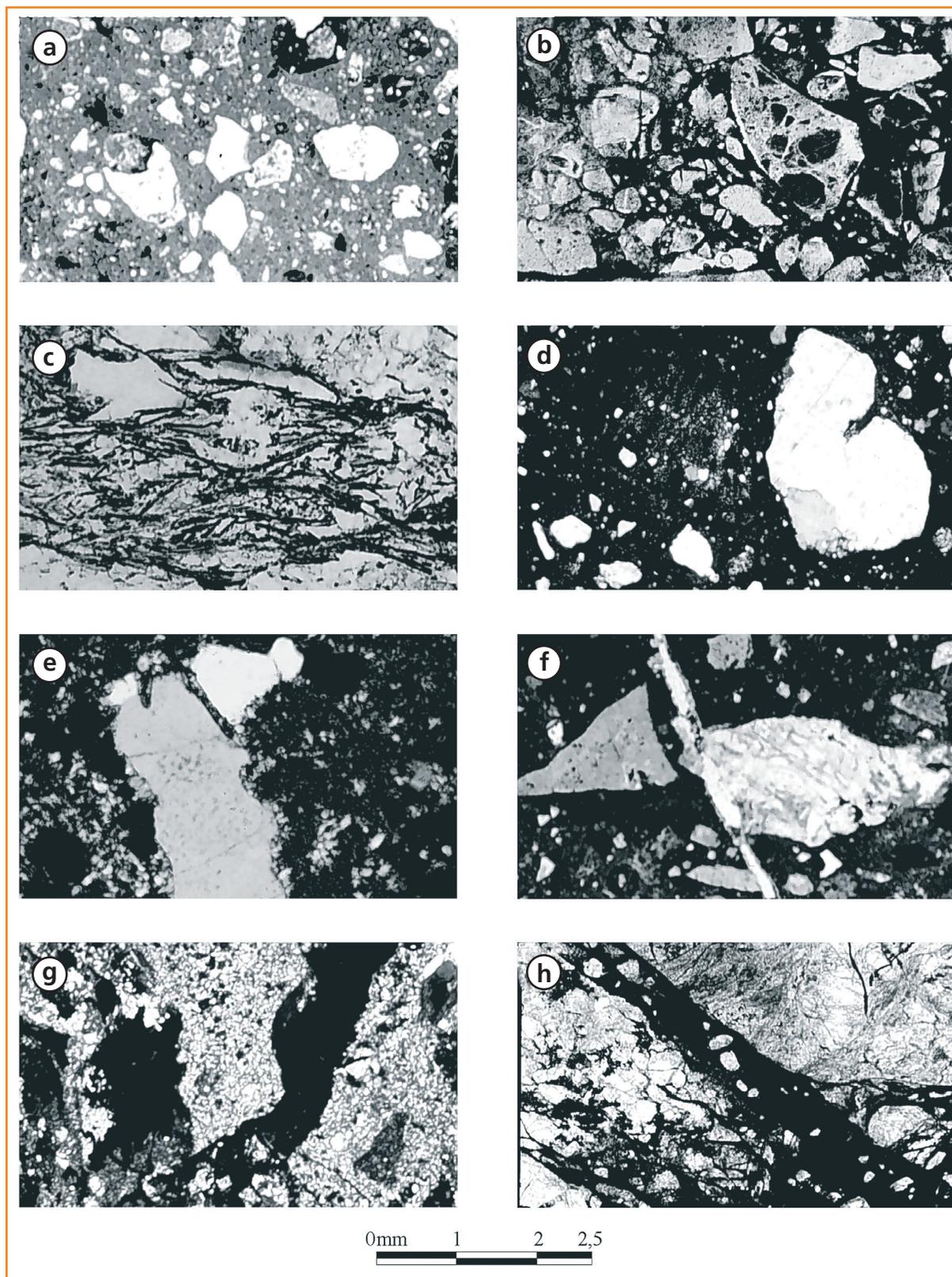


Figura 17
 Fotomicrografias das brechas tectônicas da Falha do Pai Vitório, extraído de Rubim e Almeida, 2004. Foto 1 - Variado grau de esfericidade e arredondamento na mesma lâmina, sugerindo diferentes estágios de reativação; Foto 2 - Clastos angulosos, constituídos por paleo-brechas; Foto 3 - Fragmentos orientados dentro da brecha; Foto 4 - Contato brusco entre matriz e clasto; Foto 5 - Contato gradual entre matriz e clasto (nicóis cruzados); Foto 6 - Microfalha cortando clasto brechado, sugerindo no mínimo três estágios de reativação; Foto 7 - Clastos angulosos (paleo-brechas), suportados por uma nova matriz (nicóis cruzados); Foto 8 - Preenchimento da fratura, sugerindo um evento posterior ao falhamento.

Figure 17
 Photomicrographias of the tectonic breccias in the Pai Vitório Fault, extracted from Rubim and Almeida, 2004. Photo 1 – Varying degree of sphericity and rounding in the same plate, suggesting different stages of reactivation; Photo 2 – Angled clasts, constituted by paleo-breaches; Photo 3 – Fragments directed into the breach; Photo 4 – Sudden contact between the matrix and clast; Photo 5 – Gradual contact between the matrix and clast (cross polarized light); Photo 6 – Microfault crossing brecciated clast, suggesting at least three stages of reactivation; Photo 7 – Angled Clasts (paleo-breaches), supported by a new matrix (cross polarized light); Photo 8 – Filling a fracture, suggesting an event subsequent to the rift.

matriz/cimento

Geralmente a matriz apresenta sua composição diretamente relacionada à composição dos clastos. A matriz pode apresentar composição silicosa, constituída por microgrãos de quartzo, que podem ser, em alguns casos, provenientes dos próprios clastos da rocha. Localmente, a matriz pode apresentar textura amorfa, sendo então relacionada a um maior grau de deformação da brecha ou a um resfriamento rápido dos fluidos silicosos. Porções carbonáticas, materiais ferruginosos e opacos também são normalmente encontrados como matriz, estes possivelmente decorrentes da percolação de fluidos.

estágios de deformação

As falhas são responsáveis não apenas pela geração de brechas tectônicas, mas atuam também gerando uma área de dano maior nas encaixantes, que depende diretamente da intensidade do evento e da competência das unidades em seu entorno. Para determinar melhor essa zona de dano, foi feita uma seção geológica perpendicular ao *strike* da falha e coletadas amostras para micrografia. Este perfil deve iniciar-se e terminar na porção onde aflora a rocha original ou rocha matriz. De posse destas amostras, foi possível determinar o estágio de deformação da rocha e o avanço do mesmo em direção ao plano de falha. A tabela 1 apresenta os estágios de deformação padrão para um perfil ortogonal ao plano de falha.

Estágio de deformação	
Rocha matriz	Rocha original apresentando sistema de juntas típico da unidade, não havendo correlação entre esta e a falha.
Rocha fraturada	Rocha original altamente fraturada, com fragmentos são e ausência de matriz.
Brecha	Rocha com matriz entre os fragmentos angulosos.
Cataclasito	Total fragmentação, com clastos responsáveis por no máximo 10% da composição total da rocha.
Ultracataclasito	Último estágio de fragmentação da rocha; neste caso os clastos angulosos encontram-se completamente suportados pela matriz.

Tabela 1 – Perfil padrão para o estágio de deformação durante um falhamento (Rubim e Almeida, 2003, 2004, 2007; após Higgins, 1971)

Table 1 – Perfil padrão para o estágio de deformação durante um falhamento (Rubim e Almeida, 2003, 2004, 2007; após Higgins, 1971)

gerações de eventos

Uma fase de deformação gera estruturas que podem ser mascaradas por um evento posterior. Falhas naturais são geralmente locais passíveis de movimentações recorrentes, ou reativações, que podem ser registradas na brecha de falha. Através da micrografia um número mínimo de reativações pode ser identificado (figs.17e e 17f).

Ao analisar as brechas da Falha do Pai Vitório, percebe-se que alguns clastos são formados por antigas brechas, ou paleobrechas, indicando a reativação da falha. A matriz originada durante a reativação, apesar de apresentar composição semelhante, se diferencia da primeira pela textura. A

figura 17g mostra fragmentos angulosos constituídos por matriz e clastos bordejados por uma nova matriz, evidenciando assim uma segunda geração de brechas. Em muitos casos pode haver brechas de múltiplas gerações, só sendo possível indicar um mínimo de reativações da falha, pois nem sempre são gerados novos clastos. Neste caso, esta reativação pode ser indicada por rochas em estágios de deformação diferentes (rocha fraturada), ou por um novo preenchimento das fraturas geradas durante o evento (fig. 17h). Estas análises macro e microscópicas evidenciam que as brechas da Falha do Pai Vitório apresentam diferentes estágios de reativações, num mínimo de quatro, marcadas pela presença de clastos constituídos por paleobrechas.

conclusões

As rochas e estruturas descritas nos itens anteriores podem ser observadas em uma grande quantidade de afloramentos em toda a Região dos Lagos fluminense. Foram selecionados quatro afloramentos cujas exposições permitem a observação das rochas e estruturas citadas neste guia, de forma que, em dois dias, se possa ter uma compreensão ampla da geologia da região e do Terreno Cabo Frio, bem como das estruturas descritas anteriormente e dos eventos tectônicos citados. Os afloramentos foram selecionados com base na sua qualidade de exposição, no conteúdo litológico e estrutural, na facilidade de acesso que permitem observar e discutir os principais eventos tectônicos pelos quais este terreno passou.

A escolha destes afloramentos e da ordem de visita conduz, também, a uma completa visualização das mais espetaculares paisagens, incluindo costões e praias, aliadas a uma robusta infraestrutura, onde se destaca a gastronomia local e internacional. Devido ao tamanho e à qualidade dos afloramentos são destinadas de duas a três horas para cada um, para que proveitosas observações e discussões sejam levantadas pelos participantes. Esses quatro afloramentos estão descritos sucintamente seguir:

Forte de São Mateus, Praia do Forte, Cabo Frio (Ponto 1): sítio histórico onde se localiza o Forte de São Mateus, pequena construção datada do início do século XVII (1618-1620), que pode ser visitada. As exposições dos ortognaisses da Unidade Região dos Lagos mostram diversas estruturas dúcteis e rúpteis e o contato com uma sequência anfibolítica desta mesma unidade;

Praia das Conchas, Cabo Frio (Ponto 2): excelente exposição dos ortognaisses Região dos Lagos, com diferentes estágios de deformação dúctil. Diques de diabásio e falhas de diferentes gerações são o destaque deste afloramento;

Praia das Focas, Búzios (Ponto 3): lindas exposições dos paragnaisses Búzios com dobras recumbentes e mineralogia metamórfica espetacular. O destaque são falhas normais a oblíquas de direção NW;

Ponta do Pai Vitório, Búzios (Ponto 4): uma pequena caminhada pela praia leva à Ponta do Pai Vitório, onde se pode observar rochas de falha de diversas gerações e o seu efeito na rocha encaixante, os ortognaisses da Unidade Região dos Lagos.

referências bibliográficas

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. E.; MIZUSAKI, A. M. P. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira e como das áreas emersas adjacentes. **Revista Brasileira de Geociências**, Rio de Janeiro, v.3, n. 26, p. 125-138, set. 1996.

ALMEIDA, J. C. H.; DIOS, F.; MOHRIAK, W.; VALERIANO, C. M.; HEILBRON, M.; EIRADO, L. G.; TOMAZZOLI, E. Pre-rift tectonic scenario of the Eo-Cretaceous Gondwana breakup along SE Brazil – SW Africa: insights from tholeiitic mafic dyke swarms. In: MOHRIAK, W. U.; DANFORTH, A.; POST, P. J.; BROWN, D. E.; TARI, G. C.; NEMCOK, M.; SINHA, S. T. (Ed.). **Conjugate Divergent Margins**. London: Geological Society, 2013. 584 p. (Special Publications, 369).

ALMEIDA, J. C. H.; HEILBRON, M.; VALERIANO C.; TUPINAMBÁ M.; EIRADO SILVA, L. G.; MORIAK, W. Tectônica mesozoico-cenozoica na margem continental sudeste emersa do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, João Pessoa. **Anais...**, João Pessoa: Sociedade Brasileira de Geologia, 2002. p. 376.

ALMEIDA, J. C. H.; TETZNER, W.; HEILBRON, M.; VALENTE, S.; MOTOKI, A.; RUBIM, I. N.; DUTRA, T. Magmatismo toleítico neocomiano no Cabo de Búzios e Cabo Frio: registros da tectônica de quebra do Gondwana e da evolução da margem continental sudeste do Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3., 2005, Cabo Frio. **Roteiro de Excursão**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2005. 19 p.

ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; TROUW, R. Geometric and kinematic analysis at the central tectonic boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. **Anais...**, Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1998. p. 32.

DIAS, J. L.; SAD, A. R. E.; FONTANA, R. L.; FEIJÓ, F. J. Bacia de Pelotas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 235-245, mar. 1994.

ERNST, R. E.; BUCHAN, K. L. Giant radiating dykes swarms: their use in identification pre-Mesozoic

large igneous provinces and mantle plumes. In: MAHONEY, J. J.; COFFIN, M. F. (Ed.). **Large igneous provinces**: continental, oceanic and planetary volcanism. Washington, DC: American Geophysical Union, 1997. p. 237-333. (Geophysical Monograph, 100).

FONSECA, A. **Esboço geocronológico da região de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro**. 1994. 186 f. Tese (Doutorado) –Instituto de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

GUEDES, E. **Magmatismo Mesozoico-Cenozoico no embasamento das bacias de Resende e Volta Redonda**: petrologia, geocronologia e caracterização tectônica. 2001. 116 f. Dissertação (Mestrado)–Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2001.

GUEDES, E.; HEILBRON, M.; VASCONCELOS, P. M.; VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; TEIXEIRA, W.; THOMAZ FILHO, A. K-Ar And 40Ar/39Ar Ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin (Resende Area, SE-Brazil): implications for south Atlantic opening and Tertiary reactivation. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v.18, n. 3-4, p.371 - 382, Mar. 2005.

HEILBRON, M.; CHRISPIM, S. J.; SIMÕES, L. S. A.; ALVES, R. P. Geologia do Cabo dos Búzios. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 54, n. 3, p. 553-562, 1982.

HEILBRON, M.; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Belt (SE Brazil). **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 125, n. 1-2, p. 87-112, July 2003.

HEILBRON, M.; MOHRIAK, W.; VALERIANO, C. M.; MILANI, E.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: TALWANI, M.; MOHRIAK, W. (Ed.). **Atlantic rifts and continental margins**. Washington, DC: American Geophysical Union, 2000. p. 1-34. (Geophysical Monograph Series, 115).

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. C. Brasiliano orogens in Southeast and South Brazil. In: WEINBERG, R.; TROUW, R.; FUCK, R.; HACKSPACHER, P. (Ed.). The 750-550 Ma Brasiliano event of South America. **Journal of the Virtual Explorer**, v. 17, 2004.

HIGGINS, M. W. **Cataclastic rocks**. Washington: U.S. Government Printing Office, 1971. 97 p. (Geological Survey Professional Paper, 687).

HOEK, J. D. A classification of dyke-fracture geometry with examples from precambrian dyke swarms in the Vestfold Hills, Antarctica. **Geologische Rundschau**, Stuttgart, v. 80, n. 2, p. 233-248, 1991.

MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.; GONZALEZ, S. R.; SCHENINI, C. A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R. C.; PIRES, J. L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H. E. F. Geologia. In: BRASIL. Ministério de Minas e Energia. **Projeto RADAM**: Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro: Projeto RADAM, 1983. 780 p. (Levantamento de Recursos Naturais, 32).

MIZUSAKI, A. M. P.; MOHRIAK, W. U. Sequências vulcânico-sedimentares na região da plataforma continental de Cabo Frio. (RJ). In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., 1993, Rio de Janeiro. **Atas...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1993. p. 52-56.

MIZUSAKI, A. M. P.; PETRINI, R.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; DIAS, J.; DEMIN, A.; PICCIRILLO, E. M. Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos Basin). **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Stuttgart, v. 111, n. 1, p. 143-160, 1992.

MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ FILHO, A. O Magmatismo pós-Paleozoico no Brasil. 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. São Paulo: Editora Beca, 2004. p. 281-292.

MIZUSAKI, A. M. P.; THOMÁS FILHO, A.; VALENÇA, J. Volcano sedimentary sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brazil). **Revista Brasileira de Geociências**, Rio de Janeiro, v. 3, n. 18, p. 247-251, 1988.

MIZUSAKI, A. M. P.; THOMÁS FILHO, A. Volcano-sedimentary sequence of Neocomian age in Campos Basin. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10., 1987, Rio de Janeiro. **Resumo das comunicações**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1987, p. 87.

- MOHRIAK, W. U.; BARROS A. Z.; FUJITA, A. M. Magmatismo e tectonismo cenozoico na Região de Cabo Frio, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais...** Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. p. 2873-2885. v. 6.
- MOHRIAK, W. U.; BARROS, A. Z. Novas evidências de tectonismo cenozoico na Região Sudeste do Brasil: o graben de Barra de São João na plataforma continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 20, n. 1-4, p. 187-196, mar./nov. 1990.
- MOHRIAK, W. U. Recursos energéticos associados à ativação tectônica mesozoico-cenozoica da América do Sul. 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. São Paulo: Editora Beca, 2004. p. 293 – 318.
- MOREIRA, J. L. P.; MADEIRA, C. V.; GIL, J. A.; MACHADO, A. P. M. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 531-549, maio/nov. 2007.
- PEREIRA, M. J.; FEIJÓ, F.J. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 219-234, jan./mar.1994.
- RANGEL, H. D.; MARTINS, F. A. L.; ESTEVES, F. R.; FEIJÓ, F. J. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro v. 8, n. 1, p. 203-218, jan./mar. 1994.
- REIS, A. P.; LICHT, O. A. B. **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro**: folhas Barra de São João, Morro de São João, Farol do Cabo, Araruama e Cabo Frio. Rio de Janeiro: Departamento de Recursos Minerais, 1982. Escala 1:50.000.
- RENNE, P. R.; DECKART, K.; ERNESTO, M.; FERAND, G.; PICCIRILLO, E. M. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 144, n. 1-2, p. 199-211, Oct. 1996.
- RENNE, P. R.; ERNESTO, M.; PACCA, I. G.; COE, R. S.; GLEN, J. M.; PREVOT, M.; PERRIN, M. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. **Science**, v. 258, n. 5084, p. 975-979, Nov. 1992.
- RENNE, P. R.; GLEN, J. M.; MILNER, S. C.; DUNCAN, A. R. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. **Geology**, v. 24, n. 7, p. 659-662, July 1996b.
- RENNE, P. R.; MERTZ, D. F.; ERNESTO, M.; MARQUES, L.; TEIXEIRA, W.; ENS, H. H.; RICHARD, M. A. Geochronologic constraints on magmatic and tectonic evolution of the Paraná Province. In: AGU FALL MEETING, 1993, San Francisco. **Abstracts...** San Francisco: America Geophysical Union, 1993. 553 p.
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A., CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Ed.). **Geologia do Continente Sul-Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Editora Beca, 2004. p. 383-405.
- RUBIM, I. N.; ALMEIDA, J. C. H. Análise cinemática e petrográfica de brechas tectônicas: as falhas de Quatis e do Pai Vitório, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá. **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 2004. S15-638, CD-ROM.
- RUBIM, I. N.; ALMEIDA, J. C. H. Petrografia de Brechas Tectônicas: um modelo de descrição e classificação. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9.; INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 3., Búzios. **Boletim de Resumos...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia; Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2003. p. 149-152.
- RUBIM, I. N.; ALMEIDA, J. C. H. Structural evolution of Pai Vitório breccia zone: example of a reactivated rift margin. In: BRECCIA SYMPOSIUM, 2007, Townsville. **Abstracts...** Townsville: James Cook University, 2007. p. 26. (EGRU Contribution, 65).
- SCHMITT, R. S. **A Orogênese Búzios**: um evento tectonometamórfico do cambro-ordoviciano na Faixa Ribeira, SE Brasil. 2001. 273 f. - Tese (Doutorado). Instituto de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2001.
- SCHMITT, R. S.; TROUW, R. A. J.; VAN SCHMUS, W. R.; PIMENTEL, M. M. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil).

Precambrian Research, Amsterdam, v. 133, n. 1-2, p. 29-61, Aug. 2004.

SICHEL, S. E.; ALVES E. C.; ARAUJO, A. N.; CARLSON, R. W.; ESPERANÇA, S.; CHIANELLO, E. L. Geocronologia dos maciços alcalinos de Itatiaia, Tanguá, Rio Bonito, Morro de São João e Ilha de Cabo Frio (RJ) e a natureza do Lineamento de Cabo Frio. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5., 1997, Itatiaia. **Atas...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1997. p. 62-64.

STEWART, K.; TURNER, S.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C. J.; KIRSTEIN, L.; MANTOVANI, M. 3-D, Ar/Ar geochronology in The Paraná Continental flood basalt province. **Earth And Planetary Science Letters**, Rio de Janeiro, v. 143, n. 1-4, p.95-109, Sept. 1996.

TETZNER, W.; ALMEIDA, J. C. H. Registros da abertura do Oceano Atlântico Sul no Cabo de Búzios: os diques toleíticos. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9.; INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 3., Búzios. **Boletim de Resumos...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia; Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2003. p. 250-253.

TETZNER, W.; ALMEIDA, J. C. H. Tectônica de emplacement de diques toleíticos no Cabo de Búzios, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: Sociedade Brasileira de Geologia, 2002. p. 397.

TETZNER, W.; CAMILLO J. R., E.; ALMEIDA, J. C. H. Tectônica mesozoica e emplacement dos diques básicos do Cabo do Búzios - RJ. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 7., 2001, Rio de Janeiro. **Boletim de Resumos...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2001. p. 91.

TETZNER, W. **Tectônica, petrografia e geoquímica dos diques toleíticos no Cabo de Búzios (RJ)**. 2002. 88 f. Dissertação (Mestrado)- Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.

THIEDE, D. S.; VASCONCELOS, P. M. Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. **Geology**, Boulder, v.38, n. 8, p. 747-750, Aug. 2010.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M.; BASEI, M. The Pan-African/Brasiliano arc-related magmatism at the costeiro domain of the Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geochronological and lithogeochemical data. INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14., 1998, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 1998. p. 6-9.

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 121, n.3-4, p. 333-348, Feb. 1994.

TWISS R. J.; MOORES E. M. **Structural geology**. New York: Freeman and Company, 1992. 532 p.

WILLIAMS, H.; TURNER, F. J.; GILBERT, C. M. **Petrography**: an introduction to the study of rocks in thin sections. 2. ed. New York: W. H. Freeman and Company, 1983. 626 p.

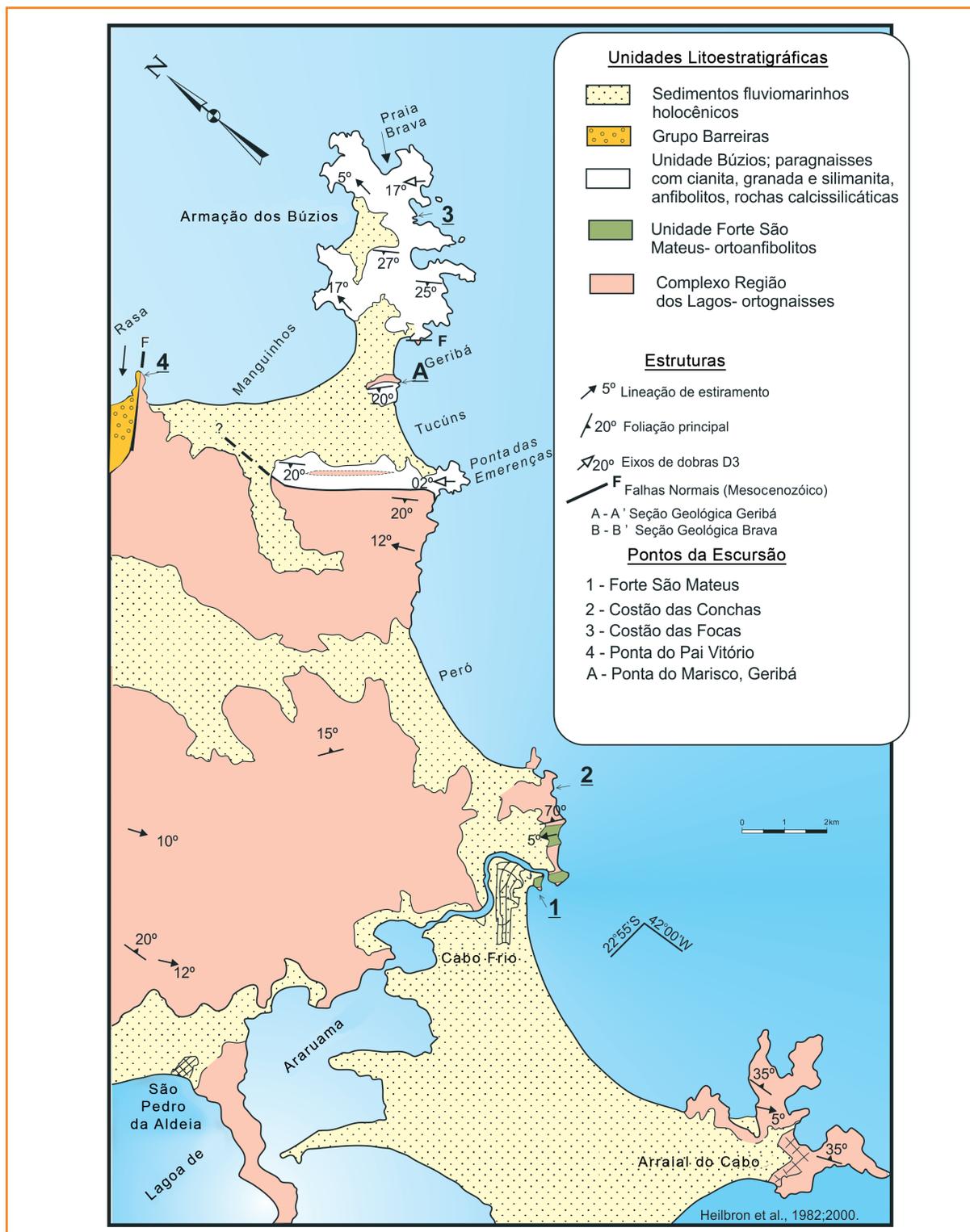
WINTER, W. R.; JAHNERT, R. J.; FRANÇA, A. B. A Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 511-529, mai./nov.2007.

bibliografia

MIZUSAKI, A. M. P. **Rochas ígneo-básicas do neocomiano da Bacia de Campos- caracterização e comportamento como reservatórios de hidrocarbonetos**. 1986. 104 f. Dissertação (Mestrado)-Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1986.

apêndice a -
Mapa geológico simplificado
da Região de Cabo

Frio- Búzios (RJ), com os
pontos a serem visitados
no trabalho de campo



apêndice b - Roteiro de atividades

(Acompanhe no mapa do anexo a)

PRIMEIRO DIA

Parada 1 – Forte de São Mateus, Praia do Forte, Cabo Frio.

UTM (24K) 0191747,7451048 – Córrego Alegre

EXPOSIÇÃO: estratigrafia do embasamento paleoproterozoico, ambientação geotectônica

ATIVIDADE: medição (bússola) e representação de estruturas planares e lineares em mapa e seção;

-observação dos estilos estruturais vs. nível crustal

Parada 2 – Praia das Conchas, Cabo Frio

UTM (24K) 0193835,7467495 – Córrego Alegre.

EXPOSIÇÃO: partição da deformação dúctil / foliações e lineações

-zona de cisalhamento dúctil em gnaisse pré-cambriano;

-diques de diabásio (K);

-falhas e fraturas mesozoico-cenozoicas.

OBSERVAR:

a) As estruturas pré-cambrianas exerceram algum controle sobre as reativações observadas?

b) Qual a cinemática dos diques de diabásio: puramente extensional

ou há componente oblíquo? c) Qual a cinemática da zona de cisalhamento dúctil? d) Qual a relação entre os diques de diabásio e os falhamentos?

SEGUNDO DIA

Parada 3 – Praia das Focas, Búzios

UTM (24K) 0204408,7479633 – Córrego Alegre

EXPOSIÇÃO: falhas e fraturas em gnaisse com bandamento sub-horizontal -rochas de falha -diques de diabásio (K)

ATIVIDADE: levantamento de mapa esquemático e seção das zonas de ruptura, e representação estereográfica das estruturas encontradas visando entender:

a) Qual(is) o(s) regime(s) de esforços (*stress*) inferido(s) para a tectônica rúptil?

b) Quais as relações entre os diques e as falhas?

Parada 4 – Ponta do Pai Vitório, Búzios

UTM (24K) 0196495,7483135 – Córrego Alegre

EXPOSIÇÃO: falha de bordo do Graben de Barra de São João

ATIVIDADE: levantamento de seção detalhada, visando entender:

a) qual o papel dos fluidos durante/depois do falhamento

b) a falha funciona como selante ou conduto?

c) todas as brechas são de falha ou há brecha sedimentar?

d) há evidências de mais de um ou mais pulsos de falhamento?

e) que opções podem ser escolhidas para datarmos o(s) falhamento(s)?

f) qual a relação da falha da Ponta do Pai Vitório com as falhas mapeadas pela sísmica na plataforma continental entre Macaé e Búzios?

expanded abstract

This field guide intends to provide an overview of the Cabo Frio region geology, containing the evolution of two main tectonic events: the Brazilian orogeny and the Gondwana break-up. The consequences and heritages of these events and hypothetical evolutionary models are discussed in the light of a significant amount of data collected and interpreted throughout two decades of geological research that has been carried out in the region by the Tektos Research Group and other researchers. The results include petrological, structural, geochronological, geochemical, geophysical and stratigraphic information on the main rocks and structures observed in the field and the geophysical data from the continental margin.

Geological mapping and structural analysis are the primary tools used to guide the sample collecting and petrological and tectonic evolution. Two broad crystalline lithostratigraphic units were individualized: the pre-1.8 Ma ortognaisses, named "basement" and the Neoproterozoic-Cambrian metasedimentary rocks from the Buzios Succession. These two units underwent deformation and metamorphism during the Brazilian orogeny and constitute the Gondwana framework. Pre-break up rocks are represented by tholeiitic basalts intruded in a couple of magmatic pulses in the continental crust, and as lava flows on the marginal basins' bottom.

One main structural feature regarding this area is the Alto de Cabo Frio, which separates the Campos Basin from the Santos Basin. The basement horst enters the continent as an obliterate structure, but this continuity is characterized by a dissected drainage divisor. In the onshore area, the Alto de Cabo Frio coincides with a piece of older basement rock, which is considered to be, in the Ribeira Belt evolution, the later agglutinated terrane.

The Ribeira Belt is constituted by high grade metamorphic and igneous rocks juxtaposed during the period between the Neoproterozoic and Cambrian times. In this section, the Ribeira Belt is constituted by at least four tectono-stratigraphic domains: Occidental Terrane, Paraíba do Sul Klippe, Oriental Terrane and Cabo Frio Terrane.

The Cabo Frio Terrane occupies a smaller area when compared to the other domains on the eastern coast of Rio de Janeiro State. It basically contains two lithostratigraphic units, the Paleoproterozoic

ortognaisses (Região dos Lagos unit) and the Neoproterozoic metasedimentary rocks (Buzios/Palmital Succession). These units are displayed as tectonically (folded and thrust) inter-layered slices, with flat (horizontal) foliation and NW-SE contacts. Such configuration contrasts with the other domains in the Ribeira Belt, which are oriented in the NE-SW direction, with medium to steep dipping foliation.

A coarse grained and horizontal foliation is the primary structure in both units of the Cabo Frio Terrane. In the metasediments, the foliation is parallel to the preserved bedding, while in the ortognaisses, it is characterized by schistosity and/or layering. Folds are common in both units, most of them with horizontal axial surfaces. Joints, faults and dykes occur, mostly related to the Mesozoic-cenozoic tectonics that preceded and succeeded the continent (Gondwana) break-up.

The Mesozoic tectonics and magmatism are represented by a widespread and systematic set of fractures and dykes. Impressive mafic dykes with basaltic tholeiitic composition can be seen along the coastal cliffs. These structures are attributed to the Mesozoic magmatism and tectonics that have affected the Gondwana supercontinent and led to the final break-up and Atlantic Ocean opening.

The Buzios Dyke Swarm (BDS) is part of an array of basaltic dykes that occur in Southeastern Brazil, more strictly to the Serra do Mar Dyke Swarm (SMDS). The SMDS occurs along the coast of Rio de Janeiro State, extending to the border of Minas Gerais State. The main direction of the dykes is NE-SW and most of them are close to the vertical position. The BDS follows this attitude and, in a greater scale, represents the whole SMDS. The dykes of BDS are sub-alkaline and tholeiitic in composition, featuring basaltic mineralogy and dolerite to gabbroic textures. The thickness varies from a couple of centimeters to 22 meters. The contacts with the host rocks are mostly abrupt and sharp, sometimes with chilled margins.

Geometric and kinematic analyses were carried out on 80% of all dykes, in those where this work was possible. Taking a broad view, the fracture system in which the dykes are intruded is regular and parallel, although slight differences in the strike of dykes are recognizable. We distinguished two main directions of strike, one in the N45E and the other in the N55E. It is clear that in the outcrops the dykes in both directions interact with one another, showing a braided geometry.

The main dykes, the thicker ones, are preferentially oriented towards the N55E direction, while the subordinated dykes, often thinner than the others, are oriented towards the N45E direction.

Asymmetrical features in the dykes or in the dyke swarm were used to interpret the kinematics and dynamics of intrusion. We assume that straight and parallel dykes indicate an extension perpendicular to the dyke walls. When an asymmetrical feature occurs, we consider the geometry and orientation of that feature to evaluate the sense and amount of the strike-slip component. The most used asymmetrical features were: zig-zag and en echelon dykes, steps, bridge and branches on the dyke walls. Internal fractures are also considered as an external stress marker.

The results show that the N55E dykes have predominantly left lateral displacement, conjugated with a more expressive extensional movement of the wall during the emplacement of the dyke. The N45E dykes show ambiguous strike-slip movements that were considered as a predominantly extensional opening of the dyke conduit. The stretching was calculated as 1,1%, with the extension vector towards the N45W direction, and related to transtensional sinistral tectonics for the whole dyke swarm. The stress field remains up to the final break-up in the Aptian.

After the break-up, the continental margin underwent new episodes of tectonism and magmatism. The long period between 85 Ma and 42 Ma was marked by intrusion and extrusion of alkaline felsic and mafic rocks. Following this period of intense magmatism, a system of rifts occurs along the Brazilian margin. In the Cabo Frio area these magmatism and tectonism events are recorded by intrusions of alkaline rocks (Morro de São João and Ilha de Cabo Frio plutons) and a set of faults

in different scales and orientations. One of these rifts is localized among the Buzios Cape, and Rio das Ostras and Macaé cities. Only the superior part of the sedimentary rocks crops out in the onshore area, along the north coast of Buzios. There are conglomerates and sandstones attributed to the Barreiras Formation. The Barra de São João Rift is an asymmetric half-graben elongated towards the N60E direction and bordered by a main fault in its southern limit, the so-called Pai Vitório Fault.

The Pai Vitório Fault is the best exposed one in a system of normal to transtensional faults related to this rifting event. Some of these faults show brecciated zones in the core. Four sets are recognizable in the ENE, NW, N-S and E-W directions. The ENE set is more visible, partly for containing the brecciated zones, partly for being the border faults of Barra de São João Graben. The NW set shows mainly normal faults, sometimes forming grabens and horsts (Macaé fault). The N-S and E-W sets are best seen in the relief compartmentation and offsetting lithological boundaries.

In the Cabo Frio area, several faults were identified and studied in detail. The most important faults are: Pai Vitório, Praia da Baleia, Geribá, Dos Pescadores, Praia das Focas and Macaé. In the offshore Campos basin and in the Barra de São João Graben, some relevant faults were identified in seismic sections.

This field guide also contains some suggested outcrop descriptions. In such outcrops, one can see the basement rocks and nice metamorphic assemblages, beautiful ductile structures as recumbent folds and vertical shear zones, the tholeiitic dykes and asymmetrical features, brittle faults and breccias, all in very good exposures close to one another. Buzios village is a tourist resort where you can also find good restaurants and friendly people.

autores



Julio Cesar Horta de Almeida

Universidade do Estado do Rio de Janeiro
- UERJ

Faculdade de Geologia

jchalmeida@gmail.com

Julio Cesar Horta de Almeida graduou-se em Geologia em 1984 e concluiu mestrado em 1992, ambos na Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Doutorou-se em Geologia Regional pela Universidade Estadual Paulista (Unesp) em 2000, com sanduíche no Tektonophysik Labor da Universidade de Mainz, Alemanha. Professor da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ), desde 1988 atua na área de Geologia Estrutural e Cartografia Geológica. Em 1995, passa a coordenar o Laboratório de Estudos Tectônicos. Desde 1999 vem atuando em projetos em parceria com a indústria, no estudo do controle e evolução estrutural de bacias e do embasamento. Tem se dedicado ao estudo das margens continentais conjugadas do Atlântico Sul.



Monica da Costa Pereira Lavelle Heilbron

Universidade do Estado do Rio de Janeiro
– UERJ

Faculdade de Geologia

monica.heilbron@gmail.com

Monica da Costa Pereira Lavelle Heilbron é graduada em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ - 1980), MSc em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ - 1984), PhD em Geociências pela Universidade de São Paulo (USP - 1993), pós-doc na Université du Québec a Montreal (2001), estágios em pesquisa na Universidade de Alberta (Ualberta - Canadá) e na Australian National University (ANU –Austrália). Desde 1983 integra o corpo docente da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) e desde 1995 é professora titular do Departamento de Geologia Regional e Geotectônica, coordenando o Grupo de Pesquisa em Geotectônica (Tektos) abordando a Tectônica do Gondwana Ocidental-Amalgamação e Break-up. Bolsista nível 1 de produtividade em pesquisa do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e do Programa Cientista do Nosso Estado da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (Faperj). É representante institucional da Rede de Geotectônica da Petrobras.



Renata da Silva Schmitt

Universidade Federal do Rio de Janeiro
- UFRJ

Instituto de Geociências

renatagondwana@uol.com.br

Renata da Silva Schmitt é professora adjunta da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) desde 2009, jovem cientista da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (Faperj) e pesquisadora do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq). Graduiu-se em Geologia pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS - 1991) e em jornalismo pela Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul (PUC-RS - 1991) concluiu mestrado em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS - 1995) e doutorado em Geologia pela UFRJ (2001) com doutorado “sanduíche” na University of Kansas (EUA). Realizou pós-doutorado no Max Planck Institut für Chemie na Alemanha em 2004. Foi coordenadora de Geologia do Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (DRM-RJ) em 2000-2002 e professora adjunta da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) em 2002-2009. Atua nos temas: tectônica da Faixa Ribeira, geologia da Namíbia e Uruguai e evolução dinâmica do Gondwana. Coordena o projeto “Revisão do mapa geológico do Gondwana”.



Claudio de Morisson Valeriano

Universidade do Estado do Rio de Janeiro
- UERJ

Faculdade de Geologia

valeriano.claudio@gmail.com

Claudio de Morisson Valeriano graduou-se em Geologia (1981), obteve título de Mestre (1985) na Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) e de Doutor na Universidade de São Paulo (USP 1993). Desenvolveu pós-doutorado na Universidade do Québec em Montreal, Canadá (2000), em datação de rochas pelo método urânio-chumbo. Foi docente da Universidade Estadual Paulista (Unesp) de 1984 a 1989. É professor titular da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) desde 1989. Na UERJ, ministra cursos, orienta alunos de graduação e pós-graduação, e coordena o Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (Lagir), desde sua concepção e implantação. É responsável por projetos de pesquisa da evolução da crosta terrestre no Proterozoico, principalmente na Região Sudeste do Brasil



Ilson Nunes Rubim

E&P Exploração
Interpretação e Avaliação de Bacias da
Margem Equatorial
Petrobras

inrubim@petrobras.com.br

Ilson Nunes Rubim graduou-se em Geologia pela Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) em 2004. Admitido na Petrobras no mesmo ano, iniciou carreira na área de avaliação e acompanhamento geológico na Unidade Operacional do Espírito Santo. Especializou-se em petrofísica e posteriormente exerceu atividades de supervisão de operações geológicas em poços exploratórios no setor de Avaliação de Formações e Operações Exploratórias. Trabalha na regional sudeste no Rio de Janeiro como intérprete exploracionista nas bacias sedimentares da Margem Equatorial Brasileira. Áreas de interesse: geotectônica, geologia estrutural, interpretação sísmo estratigráfica e petrofísica.



Delzio de Lima Machado Junior

E&P Exploração
Gestão de Ativos Exploratórios - Bacias
do Norte e Nordeste
Interpretação

delzio@petrobras.com.br

Delzio de Lima Machado Junior graduou-se em Geologia pela Universidade de Brasília (UNB) em 1985, com mestrado em Metalogênese e Geoquímica pela Universidade de Campinas (Unicamp) em 1991, e doutorado em Geoquímica e Geotectônica pela Universidade de São Paulo (USP) em 2000. Na Petrobras, após breve passagem pelo setor de Interpretação Regional e Métodos Potenciais, passou ao Ativo de Exploração da UN-RIO, trabalhando com interpretação exploratória e suporte em geologia estrutural na Bacia de Campos. Trabalha como geólogo de exploração para o E&P Exploração, Gestão de Ativos Exploratórios – Bacias do Norte e Nordeste Interpretação.



Webster Ueipass Mohriak

Universidade do Estado do Rio de Janeiro
- UERJ
Faculdade de Geologia

webmohr@gmail.com

Webster Ueipass Mohriak graduou-se em Geologia pela Universidade de São Paulo (USP) em 1978 e recebeu o PhD em Geologia pela Universidade de Oxford em 1988. Atuou como exploracionista sênior na Petrobras até 2011, tendo ocupado vários cargos técnicos e gerenciais, sendo o coordenador de vários projetos de análise de bacias e análise de plays exploratórios. Também atua como consultor na área de geologia de petróleo e como professor adjunto na Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), ministrando cursos para a graduação e pós-graduação. É autor e coautor de dezenas de trabalhos envolvendo sobre a geologia de petróleo e evolução tectônica de bacias sedimentares, com ênfase no Atlântico Sul.



Wolfram Tetzner

wolfram.tetzner@gmail.com

Wolfram Tetzner graduou-se em Geologia pela Universidade de Hamburgo/Alemanha em 1996. Fez mestrado no programa “Análise de bacias e faixas móveis” na Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) em 2002, com o tema voltado para análise estrutural, petrografia e geoquímica de diques de rochas máficas toleíticas. Trabalhou numa prestadora de serviços para a Petrobras com Mud Logging no regime offshore. Atua também no ramo de geoturismo.

