
"Um homem é sempre um contador de histórias. Ele vê tudo que lhe acontece através delas. E, ele tenta viver a sua vida, como se estivesse contando uma história."

Jean-Paul Sartre

V. INTEGRAÇÃO GEOFÍSICO-GEOLÓGICA.

5.1 APRESENTAÇÃO

De forma a conduzir uma análise que permita realizar uma caracterização crustal é indispensável a integração das informações obtidas no capítulo anterior com os dados geológicos. Desta maneira, esse capítulo compreende uma integração entre os diversos resultados encontrados no capítulo IV com dados geológico-geofísicos consolidados em diversos trabalhos da literatura.

Essa metodologia visa contribuir para o entendimento do arcabouço estrutural da área produzindo interpretações que revelem aspectos no âmbito regional, e colaborar para a caracterização e identificação das principais feições geotectônicas.

A figura 5.1 apresenta a síntese dos principais resultados obtidos na investigação crustal, em profundidade, das fontes causadoras magnéticas e gravimétricas, através dos distintos métodos usados demonstrando suas principais características. Somam-se a esses resultados as estimativas calculadas para as profundidades referentes à (i) temperatura Curie, (ii), para a interface crosta/manto ou descontinuidade de Mohorovicic e (iii) interface a 84 km interpretada como topo da Astenosfera.

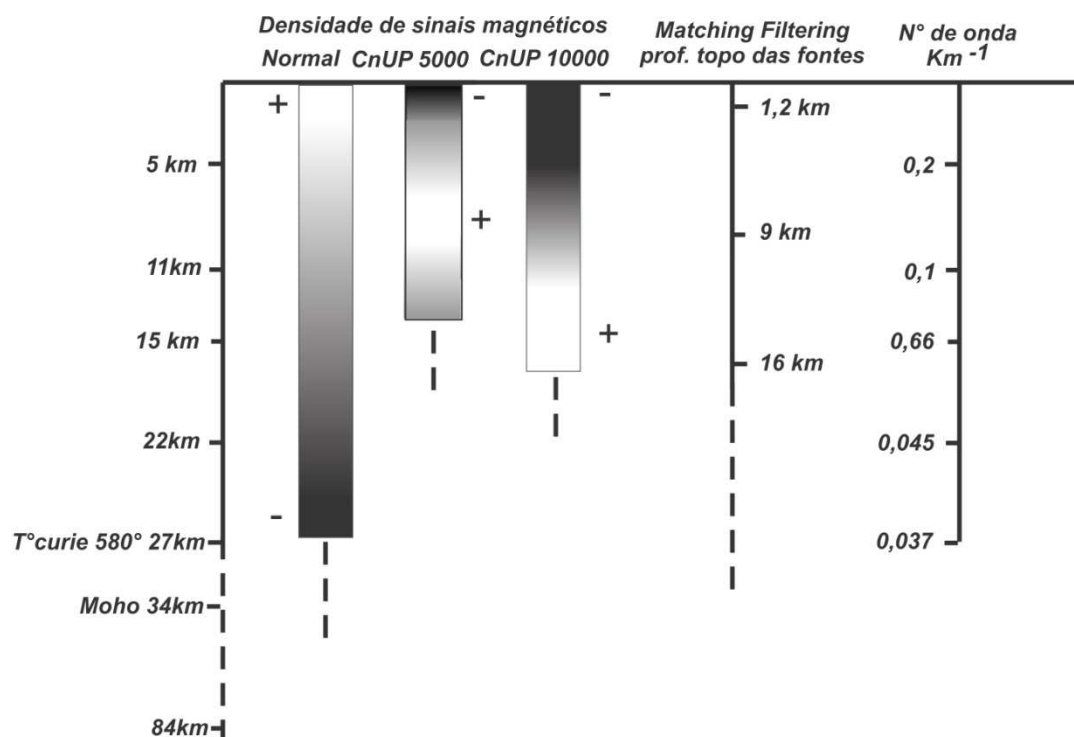


Figura 5.1: Síntese dos principais resultados obtidos através dos dados magnéticos e gravimétricos destacando as principais metodologias usadas, as estimativas da Moho, da temperatura Curie e da descontinuidade de 84 km relacionada ao topo da astenosfera.

Os resultados apresentados na figura 5.1 são fundamentais para a interpretação e nortearam toda a etapa de integração dos dados com os dados geológicos disponíveis na literatura.

Alguns dos conceitos fundamentais que auxiliaram a integração desses dados foram obtidos no trabalho de Alsop & Holdsworth (2004) e Fossen (2012). Eles descrevem o comportamento de zonas de cisalhamento (ZC) caracterizando-as em diversos aspectos como morfologia, geometria, comportamento em profundidade e regime de deformação (Figura 5.2).

Entender o comportamento das zonas de cisalhamento é fundamental para a integração dos dados geofísicos e geológicos, uma vez que a área investigada é resultado de uma forte tectônica compressional que originou diversas zonas de cisalhamento (Campanha, 2002; Faleiros, 2003, Heilbron *et al.*, 2004, 2008).

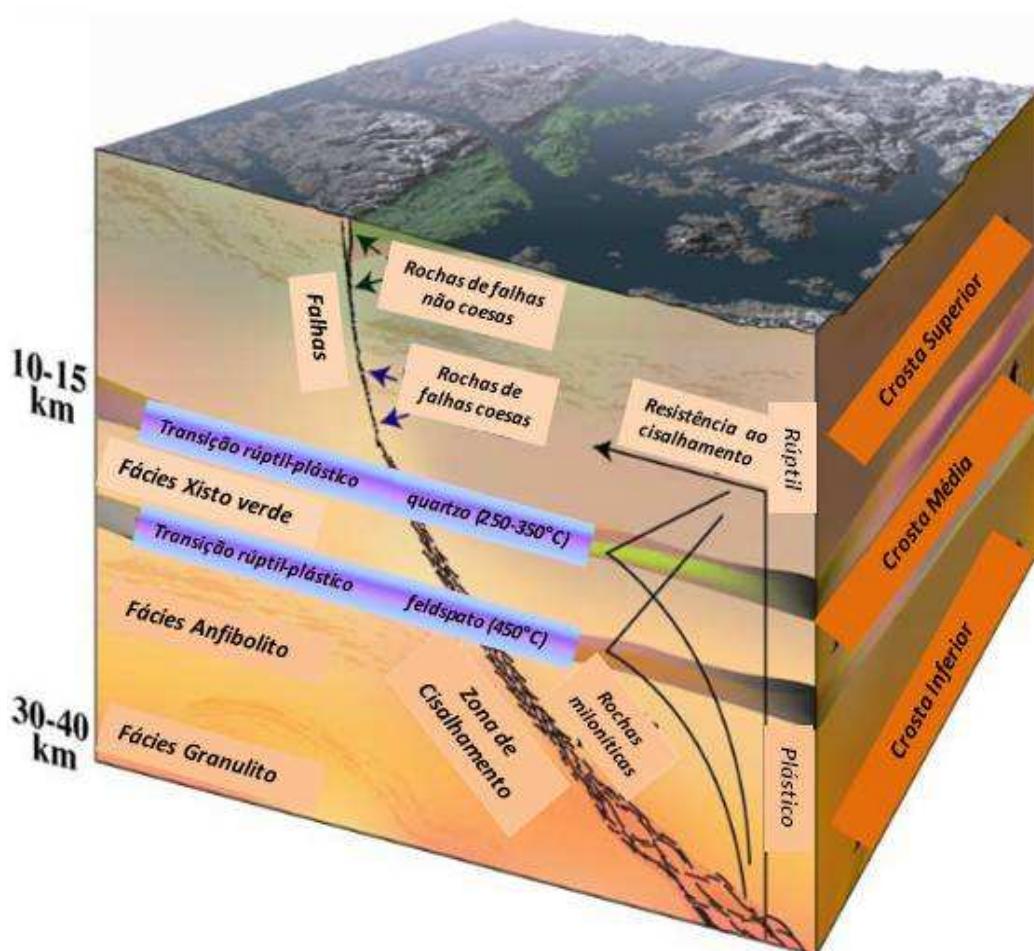


Figura 5.2: Esboço do regime de deformação e os tipos de rochas/falhas com a profundidade. (modificado de Fossen, 2012).

5.2 ARCABOUÇO TECTÔNICO E ARQUITETURA DE BLOCOS CRUSTAIS DA PORÇÃO MERIDIONAL DA FAIXA RIBEIRA.

A relação entre as respostas magnéticas e gravimétricas em profundidade, juntamente com a geologia mapeada em superfície, permitiu o reconhecimento dos principais blocos crustais e a identificação de feições antes não consideradas em modelos geodinâmicos regionais, sugerindo que novas interpretações podem ser estabelecidas para a melhor compreensão da história evolutiva, entendimento da arquitetura crustal e do arcabouço tectônico meridional da Província Mantiqueira. Os resultados obtidos com a descrição dos diferentes domínios crustais foram avaliados comparando-os com a geologia de superfície e desta forma conseguiu-se validar as principais unidades geológicas conhecidas para a área de estudo (Figura 5.3). Toda a discussão a seguir foi baseada na correlação entre os domínios interpretados a partir dos dados magnéticos e gravimétricos.

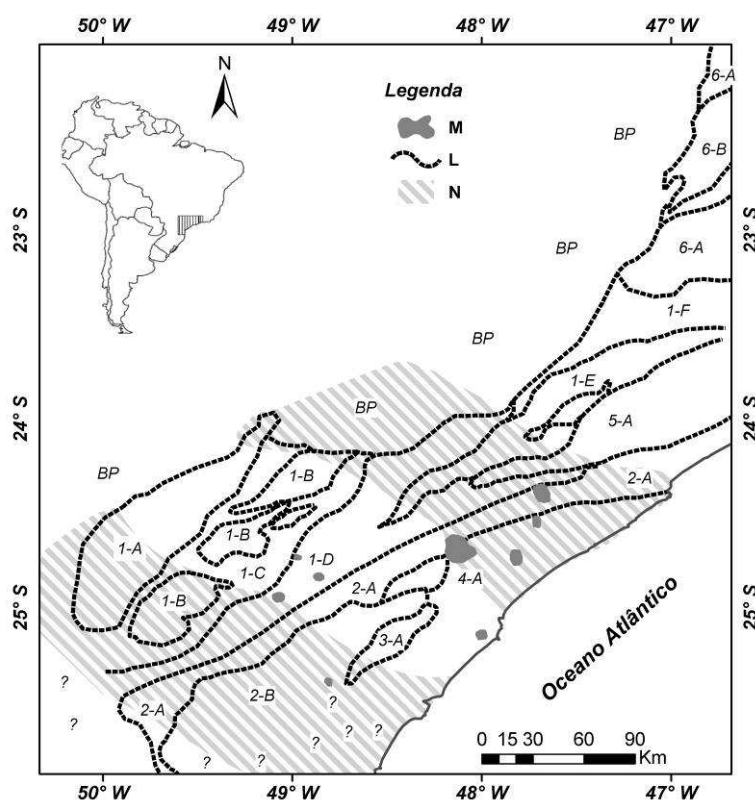


Figura 5.3: Principais domínios tectônicos propostos por meio dos dados geofísicos correlacionados com os domínios previamente definidos com a bibliografia; **M**- Intrusões alcalinas, **N**- Enxame de diques; **L** – Limites tectônicos: **I**- Domínio Apiaí (**A**- Batólito Cunhaporanga, **B**- Batólito Três Córregos; **C**- Fm. Águas Claras; **D** - Fm. Votuverava, **E**- Batólito Agudos Grandes, **F**- Grupo São Roque); **2-A e B** - Domínio Curitiba; **3A**- Domínio Luis Alves; **4A**- Domínio Serra do Mar; **5A**- Domínio Embu; **6A-B** - Nappes Socorro-Guaxupé superior e inferior, respectivamente.

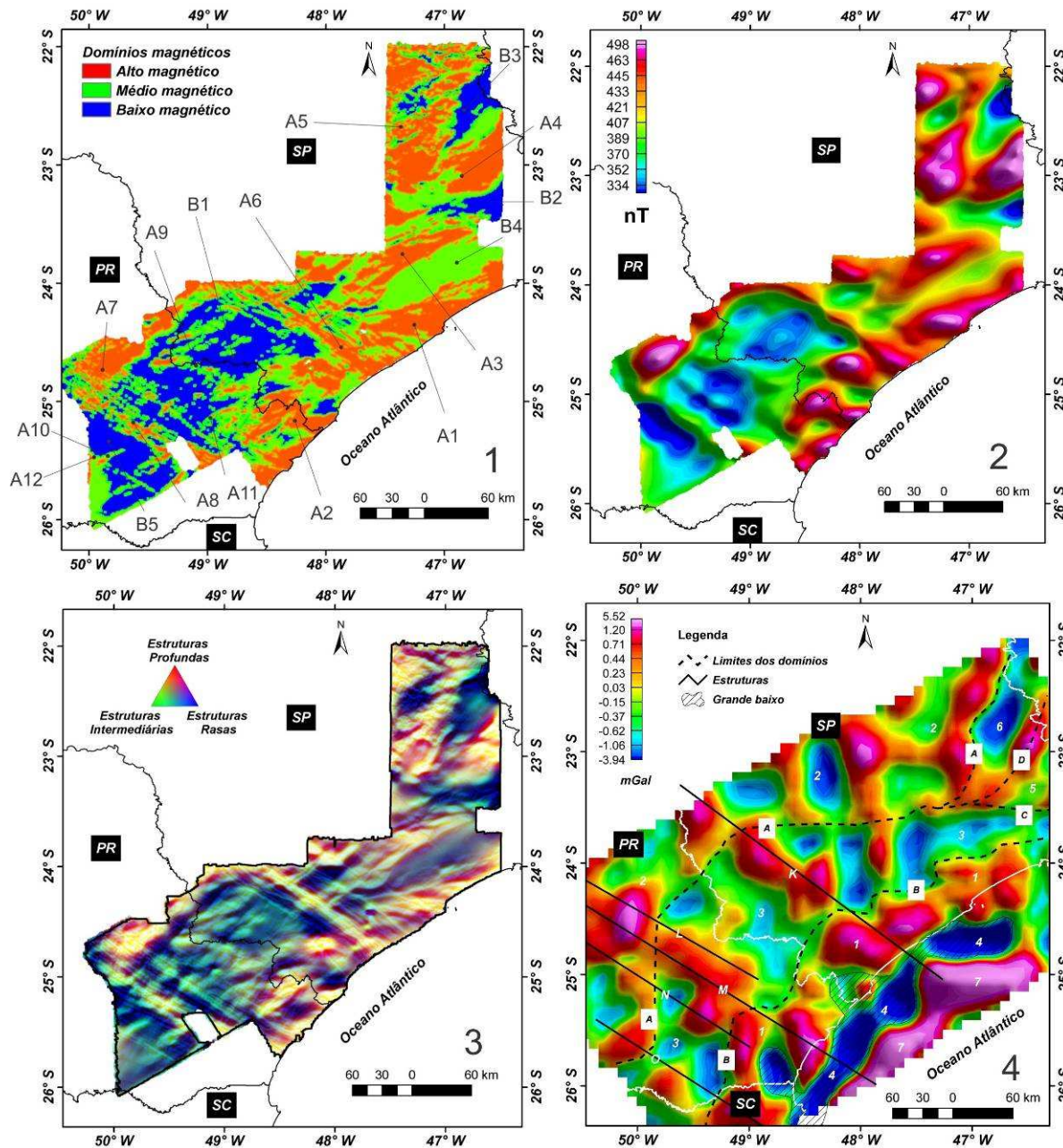


Figura 5.4: Imagens determinantes para a separação dos principais domínios tectônicos. 1) Domínios magnéticos interpretados a partir do campo magnético anômalo reduzido ao polo; 2) Resultado do matched filtering (MTF) realçando feições profundas, topo das fontes magnéticas a 16km; 3) Imagem integrada RGB com os produtos obtidos no MTF profundo/intermediário/raso. 4) Domínios e estruturas gravimétricas interpretadas a partir da imagem residual de anomalia Bouguer.

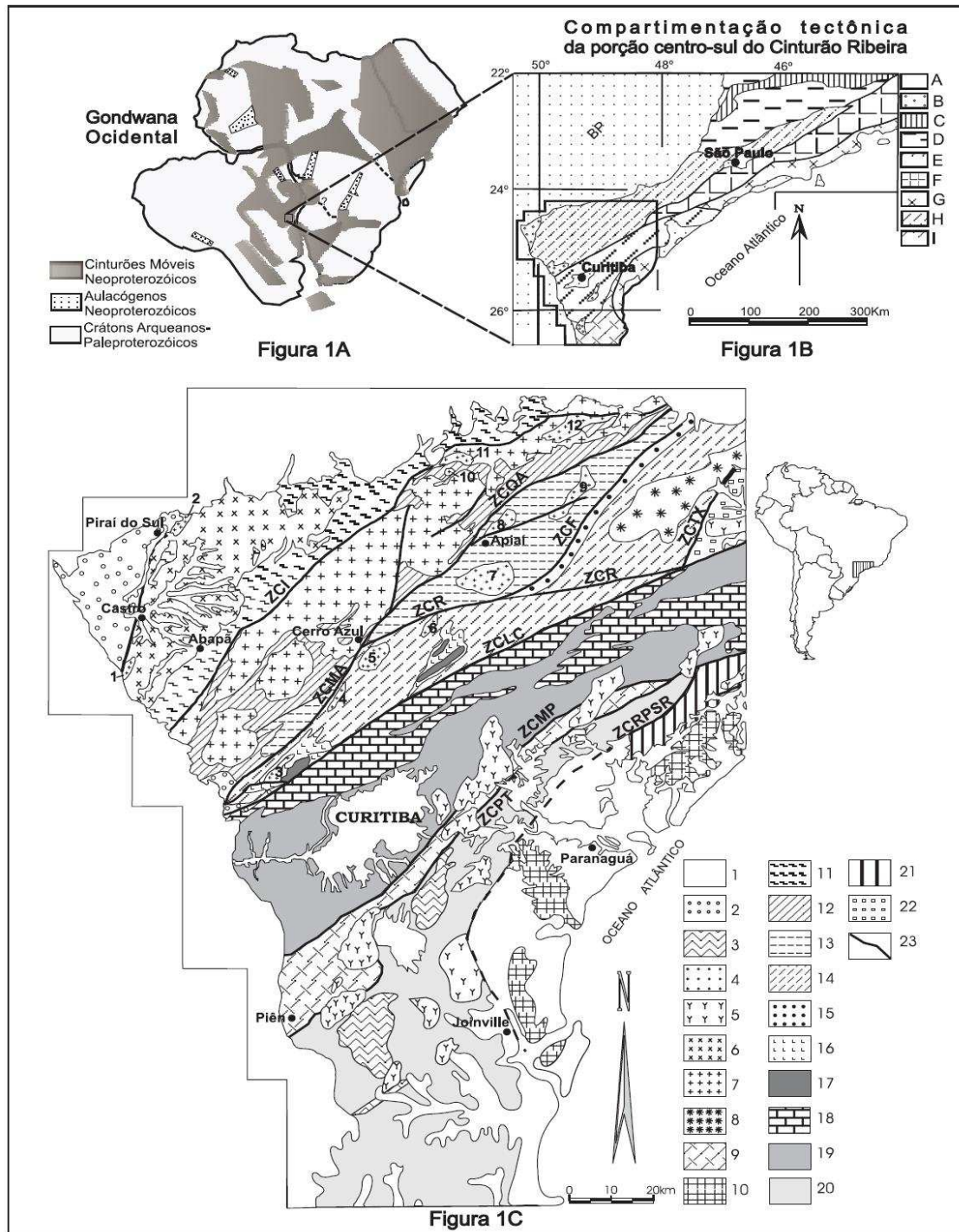


Figura 5.5. Esboço tectônico e geológico do Pré-Cambriano da porção Sul-Sudeste brasileira compilado de Prazeres Filho et al. (2003). **1A)** Reconstrução paleogeográfica do Gondwana Ocidental (Modificado de Unrug, 1996); **1B)** Compartimentação tectônica da porção Centro-Sul do Cinturão Ribeira (Modificado de Basei et al., 1992; Campos Neto & Figueiredo, 1995): **A** - Cobertura Fanerozóica; **B** - Bacias neoproterozóicas/eopaleozóicas; **C** - Cinturão Alto Rio Grande; **D** - Domínio Socorro-Guaxupé; **E** - Domínio Apiaí; **F** - Domínio Juiz de Fora; **G** - Domínio Serra do Mar; **H** - Domínio Curitiba; **I** - Domínio Luís Alves; **1C)** Mapa esquemático das principais unidades geológicas do Sul-Sudeste brasileiro (modificado de Campanha et al., 1987; Siga Jr., 1995; Basei et al., 1997; Campos Neto, 2000; Harara, 2001): **1** - Cobertura fanerozóica; **2** - Bacias eopaleozóicas; **3** - Bacias neoproterozóicas; **4** - Stocks graníticos do DA: 1. Carambeí, 2. Joaquim Murtinho, 3. Cerne, 4. Piedade, 5. Morro Grande, 6. Varginha, 7. Itaóca, 8. Apiaí, 9. Espírito Santo, 10. Córreas, 11. Sguário, 12. Capão Bonito; **5** - Granitos alcalinos da Suíte Serra do Mar; **Batólitos Graníticos Cálcio Alcalinos Neoproterozóicos**: **6** - Batólito Cunhaporanga; **7** - Batólito Três Córregos; **8** - Batólito Agudos Grandes; **9** - Batólito Piên-Mandirituba; **10** - Batólito

Paranaguá; Domínio Apiaí - Supergrupo Açungui: **11** - Grupo Itaiacoca; **12** - Formação Água Clara; **13** - Subgrupo Lageado; **14** - Formação Votuverava; **15** - Formação Iporanga; **16** - Formação Perau; **17** - Núcleos granitognáissicos; Domínio Curitiba: **18** - Formação Capirú; **19** - Complexo Atuba; Domínio Luís Alves: **20** - Complexo Granulítico de Santa Catarina; Domínio Serra do Mar: **21** - Sequência Rio das Cobras; Domínio Juiz de Fora: **22** - Complexo Embu; **23** - Zonas de Cisalhamento (ZC): **ZCRPSR** - Zona de Cisalhamento Rio Palmital-Serrinha; **ZCPT** - Piên-Tijucas; **ZCMP** - Mandirituba-Piraquara; **ZCTX** - Taxaquara; **ZCLC** - Lancinha-Cubatão; **ZCMA** - Morro Agudo; **ZCR** - Ribeira; **ZCF** - Figueira; **ZCQA** - Quarenta Oitava; **ZCI** - Itapirapuã.

5.3 DOMÍNIOS TECTÔNICOS

5.3.1. DOMÍNIO LUÍS ALVES

As anomalias magnéticas associadas às rochas do domínio Luís Alves (**3A**) foram representadas pelo domínio magnético **A2**, correlacionado às unidades aflorantes na porção meridional da Faixa Ribeira (Figuras 5.3, 5.4, 5.5). Estas anomalias que caracterizam esse domínio crustal podem ser identificadas em profundidades superiores a 16 km, confirmadas pelos resultados obtidos do *matched filtering* (Figuras 5.4).

Esse domínio é descrito por Hartmann *et al.* (1979) como uma microplaca denominada Cráton Luís Alves. Ele é constituído de rochas de alto grau conhecidas como Complexo Granulítico de Santa Catarina. Heilbron *et al.* (2008) descrevem este domínio como constituído de ortogneisses e granulitos.

O domínio Luís Alves (**3A**), Figura 5.3, constitui uma importante descontinuidade litosférica pré-brasileira, uma vez que marca o limite de blocos antigos do embasamento (Campanha, 2002). Sua forma elíptica com eixo maior segundo a direção NE/SW corrobora para interpretação de amalgamação descrita por Campanha (2002), que defende a evolução desta área a partir de complexos sistemas transcorrentes de natureza dextral (Figura 5.3).

5.3.2. DOMÍNIO CURITIBA

O domínio Curitiba está localizado no extremo sul da área de estudo, adjacente à costa e é identificado na figura 5.3 pelos domínios **2-A** e **B**, os quais exibem relevo magnético bastante irregular e aparentam constituir um bloco contínuo (Figura 5.4). O mesmo encontra-se estruturado segundo a direção a NE/SW, resultado do empilhamento de terrenos de Leste para Oeste-Noroeste (Heilbron *et al.* 2004) e representa um importante domínio crustal que pode ser identificado a partir das anomalias magnéticas em profundidades superiores a 16 km, resultados obtidos a partir do *matched filtering* (Figura 5.4).

Siga Jr. *et al.* (1995) e Basei *et al.*, 2000 descrevem no terreno Curitiba rochas gnáissicas e migmatíticas do Complexo Atuba de idade paleoproterozóica que foram submetidas ao retrabalhamento metamórfico no Neoproterozóico, o que justifica suas assinaturas geofísicas heterogêneas.

O domínio classificado como **2A** representa uma associação de terrenos distintos, conforme Basei *et al.* (1992), Campos Neto & Figueiredo (1995) e Heilbron *et al.* (2004, 2008). Além de rochas associados ao domínio Curitiba, destaca-se a influência de rochas relacionadas às sequências neoproterozóicas Turvo-Cajati e Formação Capiru, que durante a interpretação dos dados não foram individualizados por não apresentarem assinaturas geofísicas distintas (Figura 5.4 e 5.5). Em contraste, o domínio **2B** representa apenas a assinatura geofísica do Complexo Atuba (Figuras 5.3, 5.4. e 5.5).

O domínio Curitiba é seccionado pelos enxames de diques de diabásio identificados como **N** na figura 5.3, e respondem pela principal estruturação NW da área. A interferência provocada pelos espessos enxames de diques de diabásio do Cretáceo Inferior (Renne *et al.*, 1992, Turner *et al.* 1994), constitui um obstáculo para delinear a resposta geofísica e o comportamento dos limites tectônicos deste domínio.

5.3.3. DOMÍNIO APIAÍ - SÃO ROQUE

O domínio Apiaí - São Roque (APSR) compreende o maior domínio representado na figura 5.3 e envolve vários subdomínios identificados pelas siglas **1 - (A, B, C, D, E e F)**. Localizado na porção centro-oeste da área está em contato com a Bacia do Paraná (BP) a oeste, a leste com o domínio Curitiba e Embu, e a norte com terrenos associados à porção sul da Faixa Brasília (Figuras 5.3 e 5.5).

Este domínio exhibe relevo magnético bastante irregular com respostas variadas de intensidade magnética. Gravimetricamente o domínio APRS corresponde à feição 3 com valores intermediários de anomalia Bouguer (Figura 5.4).

Os subdomínios **1A**, **1B** e **1E**, correspondem, respectivamente, aos batólitos graníticos Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes (Figuras 5,3 e 5.5). De natureza cálcio-alcálica potássica, são morfologicamente alongados na direção NE-SW em decorrência da influência de cinturão do cisalhamento de alto ângulo, transpressivo e dextral (Campanha, 2002, Heilbron *et al.*, 2004, 2008).

O batólito Agudos Grandes (subdomínio **1E**, Figura 5.3) mostra uma morfologia elíptica similar a um grande sigmóide dextral e infere-se que o mesmo tenha sido submetido a uma deformação de maior intensidade. Outra importante característica é a alta intensidade magnética dos

batólitos Cunhaporanga e Agudos Grandes, ao contrário do que é observado no batólito Três Córregos (Figuras 5.4 e 5.5).

Esses subdomínios estão relacionados às feições magnéticas interpretadas como **A7** e **A3** na figura 5.4. Em função de uma intensidade magnética intermediária/baixa, o batólito Três Córregos foi interpretado como **B1**.

Com relação à continuidade destas feições em profundidade nota-se que todos os subdomínios representam uma importante feição crustal, entretanto, as assinaturas magnéticas dos domínios Cunhaporanga e Agudos Grandes propagam-se em profundidades superiores a 16 km (Figura 5.4), enquanto a assinatura do batólito Três Córregos mostra profundidades do topo das fontes com aproximadamente 9 km, fazendo supor que este domínio crustal seja mais raso.

Os subdomínio **1C**, **D** e **F** correspondem às unidades metassedimentares mesoproterozóicas denominadas respectivamente como formações Água Clara e Votuverava e Grupo São Roque (Heilbron *et al.* 2004, 2008) (Figuras 5.3 e 5.5).

A Formação Água Clara é caracterizada por rochas metamórficas predominantemente carbonáticas, tais como mármore e cálcio-filitos somadas a xistos e metatufos (Heilbron *et al.* 2004, 2008) e apresentam assinatura geofísica com baixa intensidade magnética identificada como **B1** (Figura 5.4).

Com relação ao subdomínio **1D**, Formação Votuverava, verifica-se o mesmo comportamento geofísico do subdomínio **1C**, tanto na individualização magnética quanto na gravimétrica, identificado como padrão **B1** e **3** (Figuras 5.3 e 5.4). Acredita-se que a semelhança de comportamento geofísico destes subdomínios deve-se a similaridade de propriedades física (densidade e susceptibilidade magnética) de suas rochas, como metassedimentos variados, anfíbolitos, turmalinitos, formações ferríferas bandadas e gonditos subordinados (Heilbron *et al.*, 2004, 2008).

Não apresentando contrastes entre os subdomínios **1C** e **D**, o Grupo São Roque, interpretado como domínio **1F**, apresenta um mesmo comportamento gravimétrico e magnético (Figura 5.3). Entretanto, ele localiza-se na porção Nordeste da área, em contato com os domínios do terreno Embu (**5A**), Bacia do Paraná (BP) e terrenos associados à porção Sul da Faixa Brasília (**6A** e **B**). A intensa deformação nessa região parece se refletir na morfologia do domínio. Ela se assemelha a um grande sigmoide de cinemática aparentemente dextral. Infere-se, por conta de sua posição durante a orogênese, que o domínio **1F** foi submetido a tensões distintas daquelas aplicadas aos domínios **1C** e **1D**, o que lhe conferiu essa morfologia elíptica (Figuras 5.3 e 5.5).

O domínio **1F**, possui comportamento magnético corresponde à feição **B2**, e está associado às litologias do Grupo São Roque (sequências metavulcanosedimentares de baixas densidade e susceptibilidade magnética) (Figuras 5.3 e 5.4).

O domínio Apiaí – São Roque, assim como o Curitiba, é fortemente interferido pelos enxames de diques de diabásio, identificados como **N** (Figuras 5.3). Esses diques dificultam a caracterização geofísica do domínio Apiaí – São Roque por conta de sua expressiva assinatura magnética e gravimétrica.

5.3.4. DOMÍNIO EMBU

O domínio Embu (**5A**), constituído de rochas metassedimentares, encontra-se na porção Centro-Nordeste da área e foi individualizado por uma assinatura de intensidade magnética intermediária, semelhante ao domínio B4, quando comparado aos domínios adjacentes (Figura 5.3).

O domínio Embu possui formato elíptico e é fortemente estruturado na direção NE/SW, resultado do imbricamento de escamas crustais de Leste para Oeste-Noroeste (Heilbron *et al.* 2004). Este domínio crustal pode ser identificado a partir de anomalias magnéticas com fontes situadas em profundidades superiores a 16 km (Figura 5.4).

Nota-se que o terreno Embu (**5A**), de idade ainda desconhecida, Hasui (1975) *apud* Helbron *et al.* (2004, 2008), está imbricado ao terreno Apiaí-Guaxupé a Sul, segundo Helbron *et al.* (2004), cujos contatos são pouco conhecidos.

5.3.5. DOMÍNIOS ASSOCIADOS À PORÇÃO SUL DA FAIXA BRASÍLIA

Os domínios associados à porção Sul da faixa Brasília estão localizados no extremo Nordeste da área e foram individualizados nos domínios **6A** e **B**. Eles correspondem aos subdomínios das nappes Socorro-Guaxupé Superior e Inferior, respectivamente (Figuras 5.3 e 5.5).

O contexto tectônico destes domínios são distintos do orógeno Ribeira. Pois ambos apresentam mudança do *trend* estrutural de NE/SW para NNW-SSE quando comparados ao orógeno Ribeira (Figuras 5.3 e 5.5). Esse comportamento é descrito por Campos Neto (2000) e Heilbron *et al.* (2004, 2008), que descrevem que o segmento central da Província Mantiqueira seria resultado da colisão entre a borda Sul-Sudoeste da paleoplaca São Francisco-Congo e outra placa, situada a W-SW, atualmente encoberta pelas sequências deposicionais fanerozóicas da Bacia do Paraná.

O subdomínio **6A** associado às nappes superiores, exhibe assinatura magnética e gravimétrica individualizada em **A4** e feição **E**, correspondendo, respectivamente, a altos

magnéticos e gravimétricos (Figuras 5.3 e 5.4). Dados geológicos de superfície indicam que as rochas predominantes compreendem granitoides de natureza cálcio-alcálico remanescentes de um arco magmático cordilheriano (Campos Neto, 2000; Heilbron *et al.*, 2004, 2008).

O subdomínio **6B** associado às nappes inferiores, possui assinatura magnética e gravimétrica individualizada em **B3** e feição **6**, correspondendo, respectivamente, a baixos magnéticos e gravimétricos (Figura 5.3 e 5.4), possuindo assim assinatura contrária ao subdomínio **6A**. A geologia de superfície é composta por enderbitos a charno-enderbitos, com intercalações locais de gnaisses gabro-noríticos (Campos Neto 2000; Heilbron *et al.* 2004, 2008).

A integração dos dados disponíveis para esses subdomínios descritos favorecem a interpretação de serem constituintes profundos da crosta terrestre, pois a assinatura geofísica que os delimitam são observadas na imagem profunda do *Matched filtering* (MTF), a qual representa o arcabouço magnético em profundidades superiores a 16 km.

5.3.6. DOMÍNIO SERRA DO MAR

Esse domínio localiza-se na porção extremo leste da área e bordeja o Oceano Atlântico, é interpretado como **4**, e está em contato com o domínio Curitiba a norte (Figura 5-3). A delimitação na porção sul deste domínio tornou-se inviável por conta da ausência de dados e por ser uma área fortemente influenciada pela assinatura geofísica dos enxames de diques de diabásio que obliteram assim a assinatura deste domínio.

O domínio Serra do Mar é geofisicamente caracterizado por altos magnéticos e gravimétricos individualizado como feições **A2** e **1**, (Figura 5.4). Ele está estruturado na direção NE/SW e é identificado a partir de anomalias magnéticas oriundas de fontes em profundidades superiores a 16 km (Figura 5.2).

Os dados geológicos disponíveis mostram predomínio de rochas gnáissica-migmatíticas contendo faixas máficas e félsicas, subordinadamente ocorrem rochas charnockíticas, calciossilicáticas e metabásicas Heilbron *et al.* (2004, 2008).

5.3.7. DOMÍNIO ENXAME DE DIQUES E INTRUSÕES ALCALINAS

Este domínio é composto pelos enxames de diques e intrusões alcalinas que foram individualizados em **N** e **M**, e representam, em sua maioria, as feições geológicas mais recentes dentro da configuração espacial da Faixa Ribeira (Figura 5.3).

A feição denominada enxame de diques **N** corresponde aos dominós magnéticos **A6** e **A7**, e as assinaturas gravimétricas identificadas em **K**, **L**, **M**, **N** e **O**, e foram detalhadamente

caracterizadas no capítulo anterior. Compreendem grandes anomalias magnéticas e gravimétricas de direção aproximada de N60/70°W (Figura 5.4).

O subdomínio **N** compreende espessos enxames de diques de diabásio, do Cretáceo Inferior (Renne *et al.*, 1992; Turner *et al.*, 1994), com direção preferencial NW-SE. Secundariamente, há também diques de direção E-W e NE-SW, apresentando mergulhos subverticais e comprimentos de até 100 km (Portela Filho & Ferreira, 2003).

Morfológicamente, o subdomínio **N** é caracterizado por uma intensa concentração de feições alongadas e retilíneas dispostas em duas zonas de concentração: uma a sul correlacionado à região central do Arco de Ponta Grossa (APG) e outra ao norte correspondente ao Alinhamento de Guapiara (limite setentrional do APG), ambas com extensão aproximada de 150 km ao longo da direção NW-SE.

Com relação ao seu comportamento em profundidade nota-se que a assinatura magnética torna-se bastante atenuada na imagem intermediária obtida no *Matched filtering*. Essa imagem representa o arcabouço magnético em profundidades superiores a 9 km, nota-se que as assinaturas magnéticas são mais suavizadas na imagem profunda do MTF, arcabouço magnético obtido a profundidades superiores a 16 km, indicando assim que essa feição é essencialmente rasa quando comparada a estruturação NE/SW (Figura 5.4). Entretanto, nota-se que algumas estruturas são preservadas evidenciando provavelmente os dutos principais dos enxames de diques.

A assinatura geofísica do subdomínio **N** comporta-se como um obstáculo para o entendimento e interpretação de feições mais profundas associadas ao arcabouço tectônico pré-cambriano, isso porque as assinaturas destes diques obliteram a assinatura geofísica de feições profundas (Figura 5.3). Com o uso das metodologias de continuação ascendente e MTF, notou-se que essas feições representam predominantemente estruturas com profundidades menores que 9 km e, desta maneira, conseguiu-se caracterizar o arcabouço tectônico pré-evento Meso-Cenozoico responsável pela injeção de diques.

O subdomínio **M** é relacionado, predominantemente, as intrusões alcalinas Meso-Cenozóicas da área. A assinatura geofísica deste domínio é marcada por anomalias magnéticas e gravimétricas com forma circular (Figura 5.4). As anomalias localizadas próximas à longitude 48° são orientadas segundo uma direção aproximada N20°E, e representam importantes intrusões alcalinas conhecidas, dentre as quais se destacam o complexo alcalino de Jacupiranga.

5.4. SISTEMAS DE LINEAMENTOS DA PORÇÃO SUL DA FAIXA RIBEIRA.

As assinaturas geofísicas lineares interpretadas representam grandes zonas de fraturas que se prolongam em profundidade e caracterizaram expressivos lineamentos, com extensão e continuidade regionais. Eles são associados aos mais importantes limites físicos que condicionaram o desenvolvimento do arcabouço tectônico e são associados à geologia mapeada em superfície corroboram para a compreensão da arquitetura crustal e arcabouço tectônico da porção meridional da Província Mantigueira.

Essas assinaturas geofísicas revelaram a existência de estruturas em diferentes níveis crustais, que estão preservadas nas rochas expostas tanto no embasamento, quanto nas sequências de coberturas supracrustais.

Foram caracterizadas duas grandes direções estruturais, uma NW que corresponde aos enxames de diques e outra NE que remonta essencialmente a configuração pós-orogênese Brasileira. Os lineamentos estruturais com direção NE foram interpretados neste trabalho como a seguir (Figura 5.6): Zona de Cisalhamento Itapirapuã (**ZCI/1**), Zona de Cisalhamento Morro Agudo (**ZCMA/2**), Zona de Cisalhamento Ribeira (**ZCR/3**), Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão (**ZCLC/4**), Zona de Cisalhamento Atuba (**ZCA/5**), Zona de Cisalhamento Figueira-Agudos Grandes (**ZCFAG/6**), Zona de Cisalhamento Caucaia (**ZCC/7**), Zona de Cisalhamento Taxaquara (**ZCAG/8**), Zona de Cisalhamento Jundiuvira-Boquira (**ZCJB/9**), Zona de Cisalhamento Jacutinga – Ouro Fino (**ZCJO /10**).

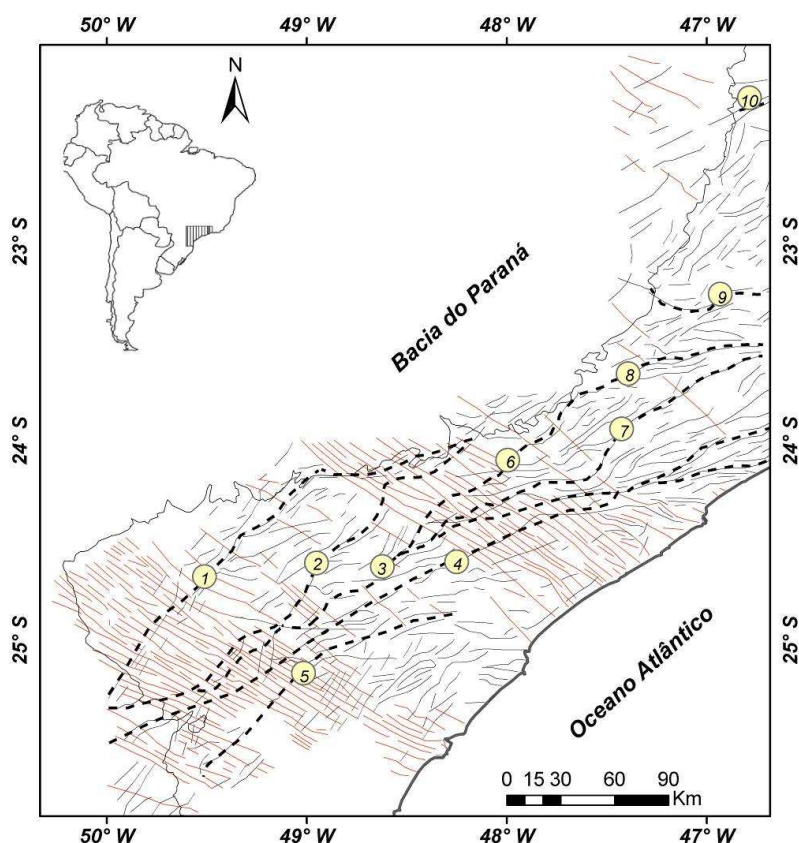


Figura 5.6: Posicionamento e extensão das principais estruturas tectônicas mapeadas por meio dos dados geofísicos (linhas cinza), e sua correlação com dados geológicos prévios. Estruturas em vermelho, trend NW refletem os enxames de diques do Arco de Ponta Grossa. Estruturas NE interpretadas e associadas com a literatura: Zona de Cisalhamento Itapirapuã (ZCI/1), Zona de Cisalhamento Morro Agudo (ZCMA/2), Zona de Cisalhamento Ribeira (ZCR/3), Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão (ZCLC/4), Zona de Cisalhamento Atuba (ZCA/5), Zona de Cisalhamento Figueira-Agudos Grandes (ZCFAG /6), Zona de Cisalhamento Caucaia (ZCC/7), Zona de Cisalhamento Taxaquara (ZCAG /8), Zona de Cisalhamento Jundiuvira-Boquira (ZCJB/9), Zona de Cisalhamento Jacutinga – Ouro Fino (ZCJO/10).

5.4.1. ESTRUTURAÇÃO NE

Principal direção estrutural da área de estudo, representa os sucessivos eventos orogênicos que nela atuaram na forma de inúmeras estruturas deformacionais (falhas, dobras e extensas descontinuidades crustais), a qual é responsável pela formação de um padrão magnético “em mosaico”. Entretanto, nota-se que as faixas com fortes gradientes magnéticos, de longo comprimento de onda parecem acompanhar os limites tectônicos, o que implica na interpretação por zonas de cisalhamento.

O arranjo espacial das descontinuidades crustais presentes na porção meridional da Faixa Ribeira sugere a implantação de extensos sistemas de cisalhamentos, formando mega-sigmóides do tipo SC enraizados na base da crosta, visto a continuidade destas estruturas em profundidades

superiores a 16km. Tais feições se correlacionam a grandes sistemas de zonas de cisalhamento destrais dúctil-rúptil a dúctil, de caráter predominantemente transcorrente (Campanha & Sadowski 1999).

Estas zonas de cisalhamento são associadas às suturas resultantes da colisão e colagem de pequenas massas continentais. Segundo Basei *et al.* (1992) esse processo se iniciou entre 700-650 Ma e perdurou até 550 Ma.

Neste contexto, as zonas de cisalhamento de maior importância regional, tanto em extensão como na delimitação de blocos tectônicos, compreendem os seguintes lineamentos: Lancinha-Cubatão (4) que se junta ao lineamento Ribeira (3); Morro Agudo (2); Figueira-Agudos Grandes (6); Caucaia (7) e Taxaquara (8) que parecem ser ramos divergentes do lineamento Ribeira (3); Itapirapuã (1) localizado na porção Noroeste e Jundiuvira-Boqueira (9) e Jacutinga – Ouro Fino (10) que representam feições associadas à porção Sul da Faixa Brasília (Campanha, 2002).

Particularmente, o lineamento Lancinha-Cubatão representa o limite mais importante, pois separa as associações típicas da Faixa Ribeira a Norte, dos domínios Curitiba e Luis Alves, a Sul (Figura 5.3).

O lineamento Atuba (5) localizado a Sul do lineamento Lancinha-Cubatão, (Figura 5.4), representa uma importante feição estrutural que é interpretada neste trabalho como limite tectônico entre a sequência Neoproterozóica da Formação Capiru e o Complexo Atuba. Infere-se, portanto, que esta feição representa uma espessa zona milonítica, descrita por Fiori (1990,1992) como sistema de cavalgamentos em duplex, com transporte de topo para E-SE sobre gnaisses do Terreno Curitiba.

Faleiros (2008) descreve uma aloctonia da Formação Capiru sobre o Complexo Atuba, diagnosticando uma tectônica de nappes de empurrão de idade ediacarana, do tipo *thin skin*, onde o embasamento não estaria envolvido na deformação do pacote sedimentar sobreposto.

A **ZCA** caracteriza-se como uma estrutura profunda já que está presente tanto na imagem intermediária, a qual representa uma configuração magnética a 9 km de profundidade, obtida através do MTF, como na imagem profunda, configuração magnética a 16 km, obtida através do MTF. Somam-se os resultados obtidos na deconvolução de *Euler*, método *An-Eul*, mostra que as soluções que demarcam este lineamento propagam-se a profundidades entre 3-6 km (Figura 5.7).

Estas profundidades implicam em condições de regime rúptil-dúctil, ou mesmo dúctil para essa estrutura, corroborando, assim, para interpretações realizadas por Fiori (1990,1992) que descreve feições miloníticas para a **ZCA**.

Ao analisar a porção mais a Sul da **ZCA**, no domínio Luís Alves, nota-se que há uma mudança brusca na configuração estrutural. Nesta região, próxima a longitude 48,5°, os indicadores

cinemáticos dominantes passam a ser sinistrais e há uma relevante contribuição de estruturas na direção ENE. Infere-se portanto, que essa mudança se relaciona com a zona de cisalhamento Faxinal (Figura 5.6).

Faleiros (2008) relata que essa zona de cisalhamento possui notável expressão em fotografias aéreas, imagens de sensores remotos e grandes contrastes em imagens de gamaespectrometria. Ela é responsável pela separação entre os terrenos Curitiba (ao Norte) e Luís Alves (ao Sul).

O lineamento magnético definido como 4 foi relacionado a Zona de Cisalhamento Lancinha Cubatão (**ZCLC**) e compreende um conjunto de falhas transcorrentes de cinemática dextral que bordeja a costa Sudeste brasileira e é segmentado por três falhas principais, de Nordeste para Sudoeste: Além-Paraíba, Cubatão e Lancinha (Figura 5.6; Fiori, 1990; Campanha, 1991; Sadowski, 1991; Basei *et al.*, 1992; Campanha, 2002; Faleiros, 2003).

Esta feição corresponde a um grande limite crustal entre dois domínios distintos fortemente contrastantes: o bloco Curitiba, a sul, no qual predomina uma tectônica de baixo ângulo interferida por zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais, e o bloco Apiaí, a Norte, no qual predomina foliações de alto ângulo e lineações subhorizontais associadas a zonas transcorrentes dextrais (Faleiros, 2003).

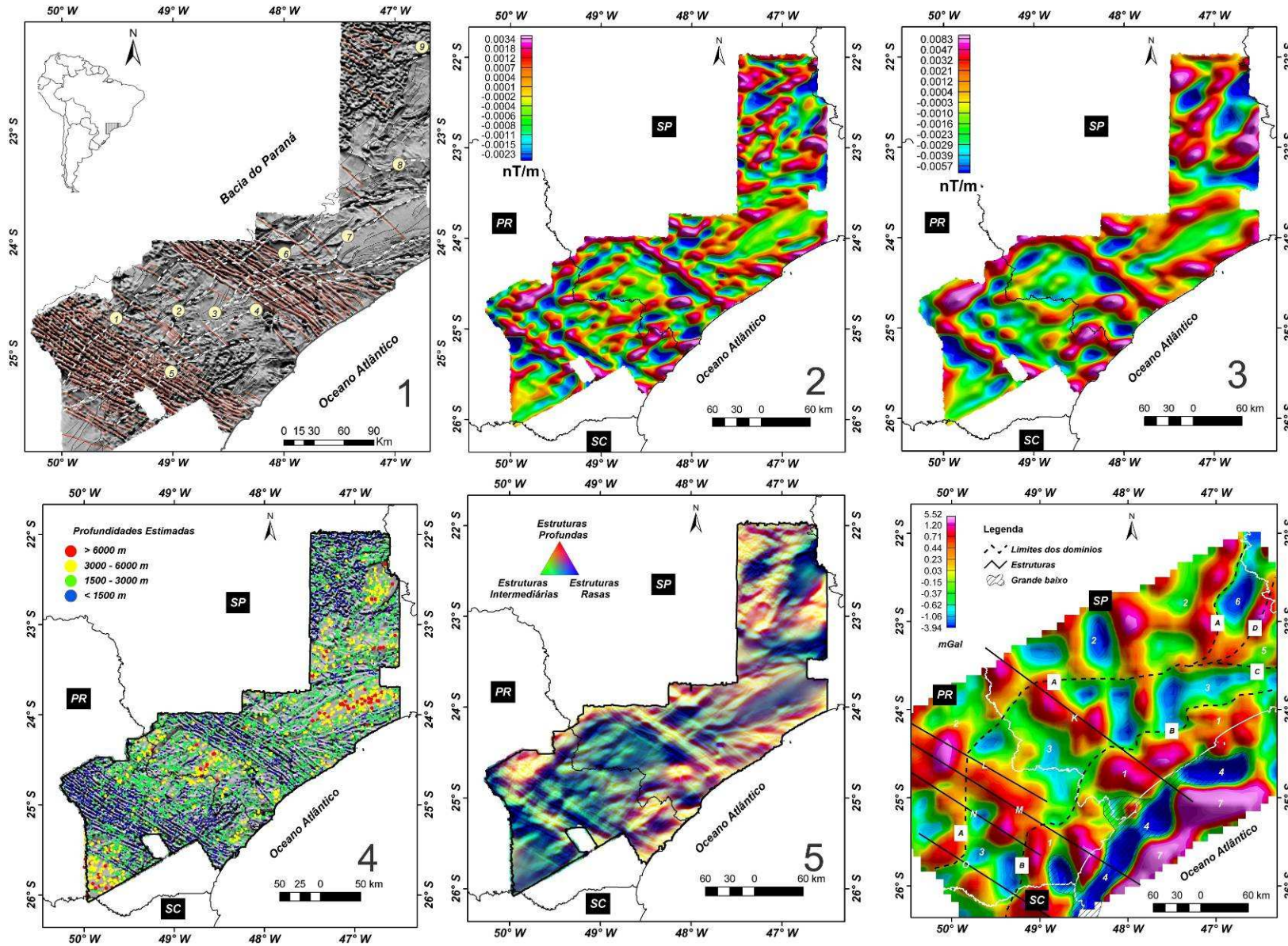


Figura 5.7: A figura mostra os produtos derivados do campo magnético anômalo, bem como o mapa de anomalia Bouguer que foram determinantes para a separação dos principais lineamentos: 1- Lineamentos interpretados a partir da 1ª derivada vertical (D_z); 2- D_z intermediária MTF; 3- D_z profunda MTF; 4- Dec. de Euler (AN-EUL); 5- D_z RGB Profundo / Intermediário / Raso obtida pelo MTF; 6- Interpretação dos lineamentos Gravimétricos. Informações detalhadas das imagens podem ser obtidas no texto, vide capítulo 4.

Morfológicamente, a **ZCLC** é mapeada neste trabalho com aproximadamente 400 km de extensão e deve-se levar em consideração que esse lineamento se propaga tanto para SW, em direção a Bacia do Paraná, quanto para NE. Campanha (2002) descreve uma extensão superior a 1000 km para a **ZCLC**.

A **ZCLC** é interpretada como estrutura profunda de escala crustal já que nos resultados obtidos nota-se sua persistência nas imagens profundas, que representam uma configuração magnética a 16 km de profundidade, aproximadamente. Os resultados obtidos na deconvolução de *Euler*, método *An-Eul*, mostram que as soluções que demarcam este lineamento exibem profundidades entre 3-6 km (Figura 5.7).

Desta maneira, deve-se ressaltar a interpretação que estruturas formadas a estas profundidades implicam em condições de regime dúctil, o que corrobora os resultados encontrados por Fiori (1985,1997) utilizando o modelo de cisalhamento simples de Ramsay & Graham (1970). O autor calculou um deslocamento dúctil dextral médio para a falha da Lancinha de 100 a 142 km. Faleiros (2003), com base em dados microestruturais relata que a falha da Lancinha é tipicamente de caráter rúptil-dúctil, formada sob condições de fácies xisto verde que imprimiram retrometamorfismo nas unidades deformadas.

Outro fator importante é que Assumpção *et al.* (2001), a partir de dados de anisotropia sísmica na região, sugerem foliação empinada e lineação sub-horizontal para o sistema, e afirma que essa feição se transmite para toda a crosta alcançando até o manto superior, portanto, imprimindo a **ZCLC** o atributo litosférico.

O comportamento estrutural das zonas de cisalhamentos a Norte da **ZCLC** é bastante semelhante e compreende um conjunto de zonas de cisalhamentos transcorrentes anastomosadas que produzem uma lenticularização regional, com macroestruturas semelhantes a S-C ou duplexes transcorrentes, definindo blocos tectônicos com formas de sigmoides. Esse comportamento é descrito por Alsop & Holdsworth (2004) que caracterizam uma importante feição para reconhecimento de zonas de cisalhamento anastomosadas tanto em planta como em três dimensões (Figura 5.8).

Com base no comportamento anteriormente descrito interpreta-se o lineamento 3 como sendo a Zona de Cisalhamento Ribeira (**ZCR**) (Figuras 5.6 e 5.7). Esta estrutura representa um importante sistema de cisalhamento de direção ENE e possui notável expressão no relevo magnético inflitando as estruturas regionais por dezenas a centenas de quilômetros.

Nota-se que em sua extremidade leste a **ZCR** une-se com a Falha Lancinha-Cubatão. Na sua extremidade oeste a **ZCR** une-se ao Lineamento Morro Agudo, com direção NNE, passando a

ter essa denominação no Estado do Paraná, com isso nota-se que esta feição estrutural compreende um conjunto de lineamentos que se interligam.

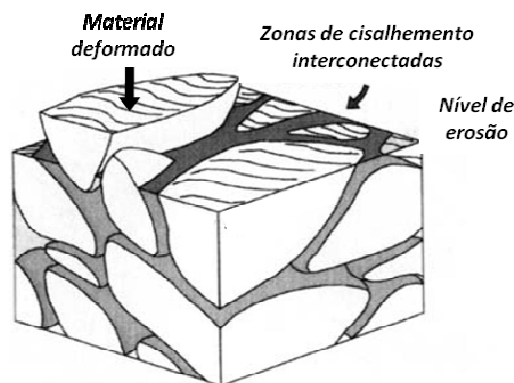


Figura 5.8: Representação esquemática em 3D para zonas de cisalhamento transcorrentes anastomosadas produzindo lenticularização regional (modificado de Alsop & Holdsworth, 2004).

Após analisar a **ZCR** em relação a sua penetratividade, por meio dos dados magnéticos, inferiu-se que esta estrutura está associada a regimes rúpteis a rúpteis-dúcteis por conta da persistência de sua assinatura geofísica que indicam continuidade das assinaturas a profundidades superiores a 9 km, esse resultado é concordante com as soluções encontradas para a deconvolução de *Euler*.

Esta interpretação corrobora com os resultados obtidos por Fiori (1985,1997), utilizando o modelo de cisalhamento simples de Ramsay & Graham (1970), que estimou um deslocamento dúctil destral médio para a falha Ribeira de 87 – 122 km, indicando desta maneira, o regime a qual este conjunto de falhas foi submetido.

A Zona de Cisalhamento Morro Agudo (**ZCMA**) é interpretada a partir do lineamento magnético 2 e possui natureza contraditória quanto a sua geração. Fiori (1985) e Campanha (2002) a descrevem como transcorrente enquanto Battola Jr. (1977) *apud* Faleiros (2008) a descreve como uma falha de empurrão (Figura 5.6). Independente da natureza, essa feição representa um importante limite crustal que bordejia principalmente o batólito Três Córregos e a Formação Águas Claras.

A **ZCMA** também é interpretada de forma contraditória com relação à cinemática. Quando interpretada como falha transcorrente, Fiori (1985) a caracteriza como destral dúctil e com deslocamento médio de 106 km, enquanto que Campanha (2002) a considera como falha transcorrente sinistral secundária quando comparada com a Zona de Cisalhamento Ribeira. Os lineamentos estruturais e os formatos sigmoidais dos corpos graníticos, interpretados na Figura 5.6 (e.g. Batólito Três Córregos), foram gerados em decorrência da ação da deformação a qual foram

submetidos pela **ZCMA**. Assim, este resultado vai ao encontro da interpretação de Campanha (2002) que assume uma cinemática sinistral para a falha transcorrente.

Ao considerar o regime dúctil para a **ZCMA** (Fiori, 1985), verifica-se que os dados de projeção de profundidade obtidos neste trabalho são condizentes com a interpretação realizada por este autor, já que assinatura magnética associada a esta feição geológica é identificada nas projeções do relevo magnético para profundidades superiores a 16 km.

O lineamento magnético 6, figura 5.6, corresponde a Zona de Cisalhamento Figueira - Agudos Grandes (**ZCFAG**) que constitui macrolentes tectônicas com formato de paralelogramo, e suas terminações NE e SW descrevem componentes direcionais anti-horário. Esses resultados estão de acordo com os dados apresentados por Campanha (2002), Campanha & Sadowski (2002), Faleiros (2003,2008) para essa zona de cisalhamento (Figura 5.6).

A **ZCFAG** bordejia o Batólito Agudos Grandes a SE e o Grupo Lajeado a NW, que é descrito como uma macrolente regional de cisalhamento. Campanha (2002) relata que a **ZCFAG** representa uma estrutura geológica mais antiga e que ocorre o truncamento sugerindo movimentação diferencial em relação ao Lineamento Ribeira, representando assim um ramo divergente da **ZCR**.

Ao observar a continuação da **ZCFAG** para norte nota-se a presença da **ZCT** que é interpretada neste trabalho como sendo uma continuação do sistema de falhas transcorrentes que definem a **ZCFAG**, portanto com as mesmas características estruturais.

A persistência destas estruturas é observada nos resultados obtidos pelo *Matched Filtering* (MTF), figura 5.7, com assinaturas magnéticas de fontes causadoras superiores a 16 km de profundidade. Assim, infere-se que tanto a **ZCFAG** quanto a **ZCT** são estruturas que foram submetidas a condições de regime dúctil ou mesmo dútil-rúptil.

A Zona de Cisalhamento Caucaia (**ZCC**), interpretada pelo lineamento 7, constitui um importante limite tectônico entre os domínios Apiaí a Norte e Embu a Sul (Figuras 5.6 e 5.7). Com morfologia anastomosada e aspectos de lenticularização com macroestruturas semelhantes a S/C sendo facilmente identificadas na configuração do domínio Embu (Figuras 5.3 e 5.6).

Esta estrutura representa um importante sistema de cisalhamento de direção aproximada N50E com notável expressão no gradiente magnético, infletindo as estruturas regionais por dezenas de quilômetros. Quanto ao comportamento cinemático infere-se um movimento dextral.

Interpreta-se a **ZCC** como uma estrutura profunda de escala crustal, por conta dos resultados obtidos em que as fontes magnéticas estão relacionadas a profundidades de aproximadamente 16 km, estes resultados são concordantes com as soluções de Euler que indicam valores nos intervalos de 3 e 6 km (Figura 5.7).

A Zona de Cisalhamento Itapirapuã (**ZCI**) está relacionada ao lineamento magnético 1, localizado na porção Sudoeste da área e exibe uma notável assinatura no relevo magnético, a qual representa o limite tectônico entre o Grupo Itaiacoca, a Norte, e o Grupo Castro e batólito Três Córregos, a Sul (Figuras 5.5 e 5.6).

A **ZCI** é formada por falhas transcorrentes com movimentação destal, e segundo Faleiros (2003), está situada sobre antigas zonas de fraqueza do embasamento. Com direção predominante segundo N30E, acredita-se que a **ZCI** se propague tanto a norte quanto a sul (Bacia do Paraná).

Os lineamentos magnéticos 9 e 10, figura 5.6, foram interpretados respectivamente como as Zona de Cisalhamento Jundiuvira-Boquira (**ZCJB**) e Zona de Cisalhamento Jacutinga – Ouro Fino (**ZCJO**) ambas pertencentes a um sistema orogênico distinto da Faixa Ribeira. Eles pertencem à porção Sul do orógeno Brasília,

A **ZCJB** compreende um importante limite tectônico evidenciado pelo forte gradiente magnético que separa a Sul o domínio Apiai do domínio Nappe Socorro-Guaxupé a Norte. Campanha (2002) resalta que essa zona de cisalhamento representa um grande contraste estrutural, já que a Sul predomina um cinturão central com estruturação empinada e a Norte domina uma zona de cisalhamento de baixo ângulo.

O domínio Nappe Socorro-Guaxupé é delimitado, segundo Campanha (2002), pelas **ZCJB** a Sul e **ZCJO** a Norte, caracterizadas como grandes falhas de empurrão. Infere-se que essas estruturas se propaguem sob a Bacia do Paraná.

5.4.1.1 MODELO EVOLUTIVO

Diante dos resultados apresentados acima associou-se as estruturas interpretadas com o modelo de evolução estrutural de Faleiros (2003), modificado de Campanha (2002), o qual orienta o tensor de deformação e indica a sucessão temporal das feições estruturais.

Esse modelo sugere que um único ciclo tectônico vinculado a uma convergência oblíqua entre placas tenha gerado todas as estruturas tectônicas.

Considerando um esforço compressivo principal (σ_1) horizontal de direção NW, gerariam falhas de empurrão de direção NE e sentido de transporte para SE. Elas teriam se desenvolvido no domínio Apiaí em um primeiro estágio compressivo, seguido do dobramento com eixo paralelo às falhas (Faleiros 2008).

A seguir se instalaria um regime transcorrente, primeiramente com geração de falhas ENE destrais (e.g. zona de cisalhamento Ribeira), cuja movimentação deslocaria as falhas de empurrão de direção NE provocando reativações direcionais que passariam a atuar como pares conjugados.

Falhas transcorrentes secundárias NNE sinistras (e.g. Morro Agudo) seriam geradas para compensar as movimentações provocadas pelas reativações das falhas NE acopladas às movimentações das falhas ENE. A etapa final no domínio Apiaí seria representada pelos movimentos tardios controlados pelo cisalhamento paralelo às bordas da placa, materializada pela Falha da Lancinha (Figura 5.9). Faleiros *et al.* (2007) estimam a direção do σ_1 entre os azimutes 305° (perpendicular às falhas de empurrão NE) e 315° (ângulo obtuso entre as falhas transcorrentes de direções ENE destras e NNE sinistras).

A justaposição entre os terrenos Apiaí e Curitiba teria ocorrido por dispersão lateral ao longo da Falha da Lancinha em período posterior ao início do desenvolvimento do sistema transcorrente conjugado no terreno Apiaí. Assim, consideramos que o terreno Curitiba originalmente tenha colidido em outra posição, atualmente desconhecida.

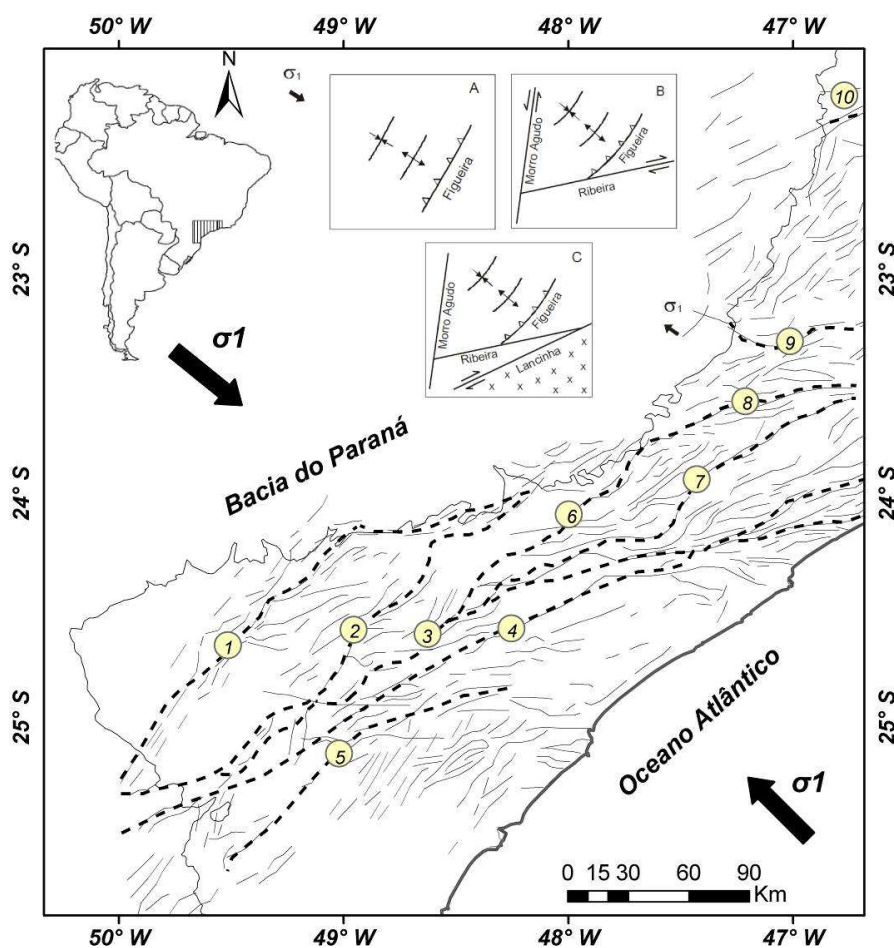


Figura 5.9: Principais estruturas tectônicas identificadas por meio dos dados geofísicos (linhas cinza) associadas ao modelo evolutivo proposto por Faleiros (2003), modificado de Campanha (2002). Estruturas NE: Zona de Cisalhamento Itapirapuã (ZCI/1), Zona de Cisalhamento Morro Agudo (ZCMA/2), Zona de Cisalhamento Ribeira (ZCR/3), Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão (ZCLC/4), Zona de

Cisalhamento Atuba (ZCA/5), Zona de Cisalhamento Figueira-Agudos Grandes (ZCFAG /6), Zona de Cisalhamento Caucaia (ZCC/7), Zona de Cisalhamento Taxaquara (ZCAG /8), Zona de Cisalhamento Jundiuvira-Boquira (ZCJB/9), Zona de Cisalhamento Jacutinga – Ouro Fino (ZCJO/10).

5.4.2. ESTRUTURAÇÃO NW

A estruturação NW é caracterizada por uma intensa concentração de lineamentos com fortes gradientes magnéticos e gravimétricos. Esses lineamentos dispõem-se em duas grandes faixas, uma na porção sul com aproximadamente 120 km de largura e outra localizada na porção central com aproximadamente 90 km de largura. Ferreira (1982) descreve que o lineamento de Guapiara, limite norte do Arco de Ponta Grossa (Ferreira *et al.* 1981), representa uma zona de fissura com 20 a 60 km de largura e está relacionado a um arqueamento crustal.

Essa estruturação NW compreende, em sua maioria, espessos enxames de diques de diabásio, do Cretáceo Inferior (Renne *et al.*, 1992, Turner *et al.*, 1994) dirigidos preferencialmente segundo NW-SE. Eles coincidem com as direções de juntas e falhas observadas na região e compreende regime essencialmente rúptil. Secundariamente, há também diques de direção E-W e NE-SW, com mergulhos subverticais e comprimentos de até 100 km (Portela Filho & Ferreira, 2003).

Os diques aflorantes distribuem-se desde a região costeira Atlântica até as bordas dos derrames da Província Magmática do Paraná, cortando tanto o embasamento cristalino da bacia, quanto suas rochas sedimentares paleozoicas. Os dados aeromagnéticos mostram que os diques se propagam tanto sob a Bacia do Paraná quanto em direção as bacias costeiras, com base na persistência das assinaturas geofísicas.

Os resultados mostram que essa estruturação é rasa, com uma expressão predominante de 2 km de profundidade, sugerindo um caráter predominantemente rúptil. Nota-se que há persistência de grandes lineamentos dessa direção nos produtos gerados a partir do *matched filtering* (MTF) para os maiores comprimentos de onda que são interpretados como os dutos condutores dos diques (Figura 5.7). Essas feições profundas corroboram a interpretação de Ferreira *et al.* (1982), na qual se admite que antes da fase rúptil que permitiu a injeção de diques, a crosta tenha sido submetida a um processo dúctil.

Ferreira *et al.* (1981) e Ferreira (1982) estudaram esta área e definiram quatro importantes lineamentos magnético/estruturais, de caráter regional, sendo denominados, de Norte para Sul, de lineamento Estrutural de Guapiara (1), lineamento Estrutural São Jerônimo – Curiúva (2),

lineamento Estrutural do Rio Alonzo (3) e lineamento Estrutural do Rio Piquiri (4). Após verificar as características descritas pelos autores realizou-se uma proposta de localização de tais feições segundo as assinaturas magnéticas e gravimétricas sugerindo assim a configuração dos lineamentos (Figura 5.10).

Segundo interpretação realizada por Ferreira (1982), a configuração do Arco de Ponta Grossa é definida com base nestes quatro lineamentos, sendo que os lineamentos de São Jerônimo – Curiúva (Norte) e Rio Alonzo (Sul) definem o compartimento central do arco, região mais densamente intrudida pelos diques, enquanto que os lineamentos de Guapiara e do Rio Piquiri representariam, respectivamente, os limites externos do arco a Norte e a Sul. Segundo Ferreira (1982), estes lineamentos apresentam atividade tectônica desde o Devoniano, controlando a sedimentação na Bacia do Paraná, com o clímax durante a ativação Wealdeniana, no Juro-Cretáceo.

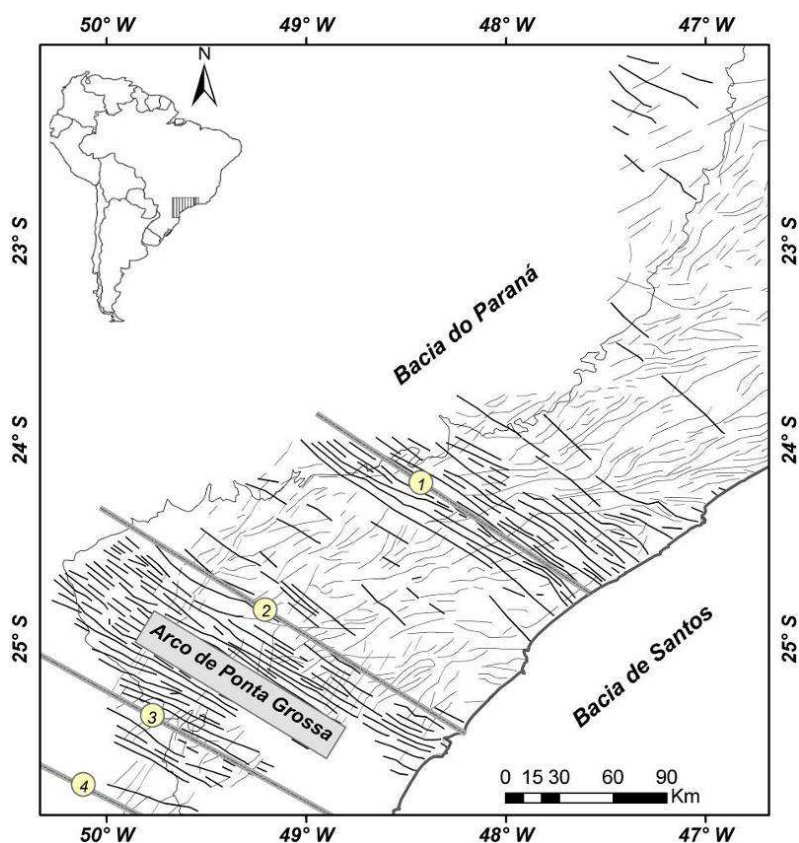


Figura 5.10: Principais estruturas tectônicas propostas por meio dos dados geofísicos: (i) estruturação NE, que representa a configuração pós-orogênese Brasileira, (ii) estruturação NW com destaque para os enxames de diques básicos. Alinhamento Estrutural de Guapiara (1), Alinhamento Estrutural São Jerônimo – Curiúva (2), Alinhamento Estrutural do Rio Alonzo (3) e Alinhamento Estrutural do Rio Piquiri (4).

Ussami *et al.* (1991) verificaram que diques com espessuras menores que 50 m não seriam detectados por levantamentos aeromagnetométricos realizados a uma altura de 450 m. Diante disso, para associar os resultados encontrados, assinaturas magnéticas, para a estruturação NW com a ocorrência de enxame de diques realizou-se a integração das respostas magnéticas com as gravimétricas. Verificou-se que ambas associam-se a intensas anomalias positivas (Figura 5.7), assinatura essa coerente para diques de diabásio, o que corrobora juntamente com os diques aflorantes, vide interpretação na figura 5.11.

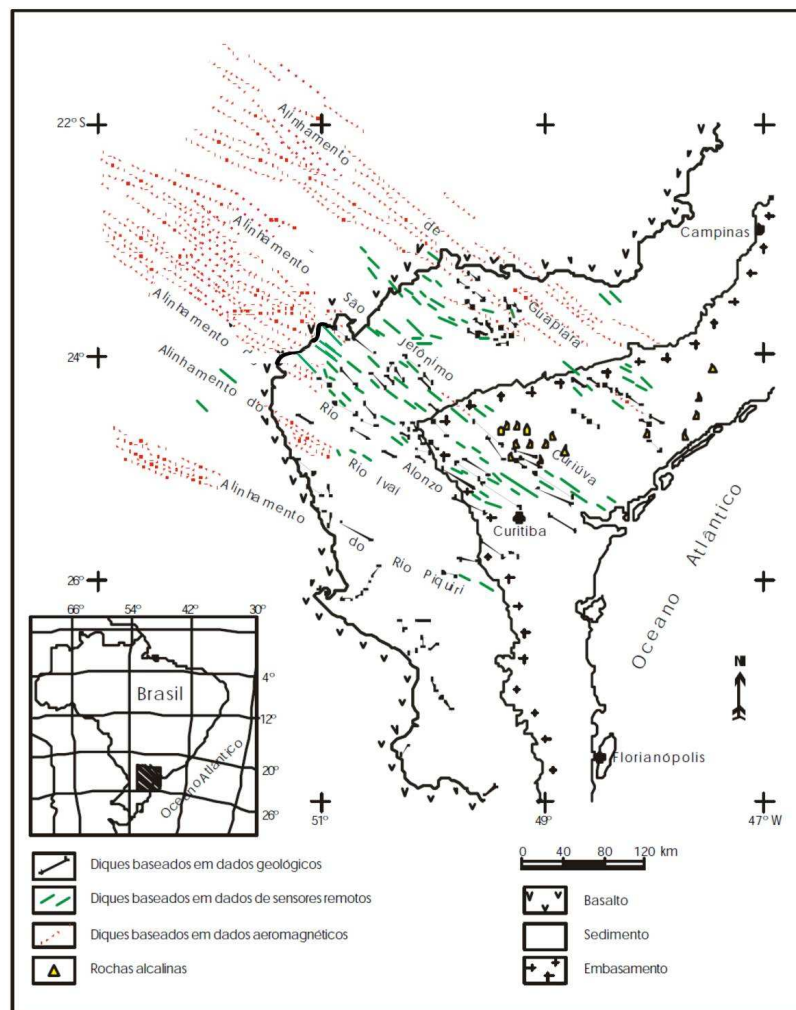


Figura 5.11: Configuração do Arco de Ponta Grossa indicando os principais lineamentos estruturais segundo Portela Filho & Ferreira (2003).

A maioria das feições lineares interpretadas como diques por meio do método aeromagnético representam diques não aflorantes, ou mesmo não mapeados, entretanto, a correlação é clara entre os dois resultados validando assim a associação dos diques com a estruturação NW (Figura 5.11).

Outra informação relevante compreende a disposição dos corpos alcalinos que parecem aproveitar essa estruturação NW para se alojarem, estando assim fortemente relacionados à tectônica distensiva na área, conforme relatado por (Ferreira e Algarte, 1979 e Almeida, 1983).

5.4.3. ESTUDO CRUSTAL E EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA MARGEM PASSIVA VULCÂNICA DA BACIA DE SANTOS

A arquitetura crustal como vista anteriormente é fortemente marcada por duas estruturas distintas: uma na direção NE que reflete colagens proterozóicas dominadas por grandes zonas de cisalhamento, e outra NW que remodela a região com característica predominantemente rúptil, associada à rifteamento da margem continental do sudeste brasileiro no mesozóico e cenozóico.

A região estudada reflete um complexo sistema de sobreposições de eventos geotectônicos relacionados ao ciclo de Wilson. Assim, assumindo essa complexidade foram utilizados os resultados obtidos de espessura crustal e determinação da superfície da *Moho*, topo da Astenosfera, determinação do exame de diques do APG e outras feições geotectônicas relevantes para auxiliar na compreensão destes eventos que ficaram impressos na morfologia da crosta litosférica recente.

Dessa maneira, a interface crosta/manto, estimada através de análise espectral e pela técnica desenvolvida por Riad *et al.* (1981), mostra um relevo heterogêneo e compartimentado da *Moho* (Figura 5.12).

Nota-se na figura 5.12 um adelgaçamento crustal no sentido SE com valores na ordem de 38 km na borda da Bacia do Paraná, valores médios de 34 km para a porção Meridional da Faixa Ribeira e espessuras crustais da ordem de 25 km na porção costeira da Bacia de Santos. A partir desse resultado calcula-se que o fator de estiramento (β) e adelgaçamento crustal (γ), em que:

$$\beta = \frac{t_0}{t_e} \quad \text{Equação 5.1}$$

$$\gamma = 1 - \frac{1}{\beta} \quad \text{Equação 5.2}$$

t_0 corresponde a espessura crustal inicial e t_e corresponde a espessura crustal após a deformação. Os resultados encontrados para essa região são $\beta = 1,52$ e $\gamma = 0,342$. Esses valores são coerentes com valores descritos na literatura podendo citar o caso do Graben Viking, no Mar do Norte, no qual o valor de β encontrado é de 1,5 (Fossen, 2012).

Deve-se atentar que os valores de t_e foram obtidas na porção proximal costeira da Bacia de Santos, entretanto, eles devem ser menores no sentido do oceano Atlântico em que a crosta torna-se

mais adelgada até atingir valores superiores a 3,0, que segundo Fossen (2012) implica na formação de crosta oceânica. Sabe-se que valores de β maiores que 1,5 causam magmatismo e vulcanismo, ocorrências essas comuns nas sequências iniciais das bacias do sudeste.

Os resultados obtidos neste trabalho para a superfície da Moho estão concordantes com aqueles alcançados por Assumpção *et al.* (2002) e França (2004), e por Mohriak *et al.* (1990) e Meisling *et al.* (2001). Os dois primeiros estão sintetizados na figura 5.13 que representa uma compilação que reúne os dados da interface *Moho* obtidos pela técnica função do receptor, e valores determinados por perfis sísmicos para a porção continental referente à Faixa Ribeira. Já Mohriak *et al.* (1990) e Meisling *et al.* (2001) descrevem o comportamento da Moho para margem passiva vulcânica (MPV) da Bacia de Campos por meio de dados sísmicos.

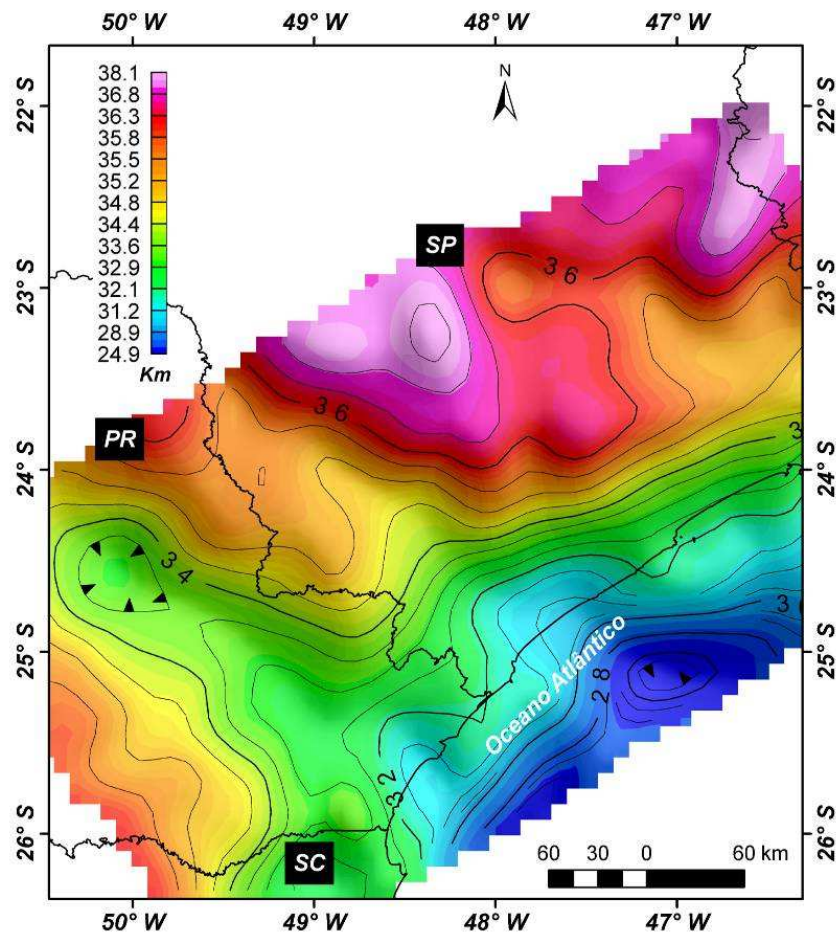


Figura 5.12: Imagem da espessura crustal obtida após aplicação da metodologia desenvolvida por Riad *et al.* (1981). Para interpretá-lo como superfície da Moho basta assumir os valores obtidos como negativos.

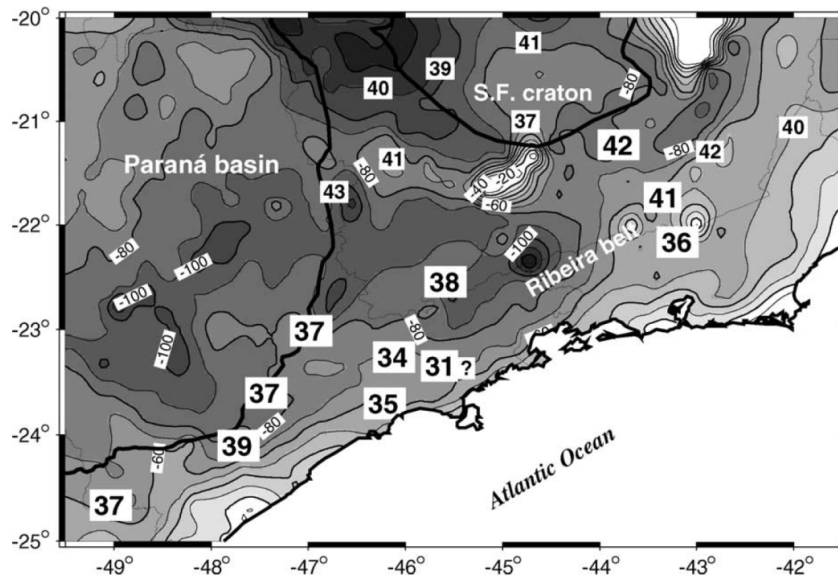


Figura 5.13: Os valores de espessura da crosta estimada usando função do receptor compilado. Grandes números referem-se a estações analisadas por França (2004); pequenos números são espessura da crosta de Assumpção et al. (2002); Contornos mostram anomalias Bouguer em mGal França (2004).

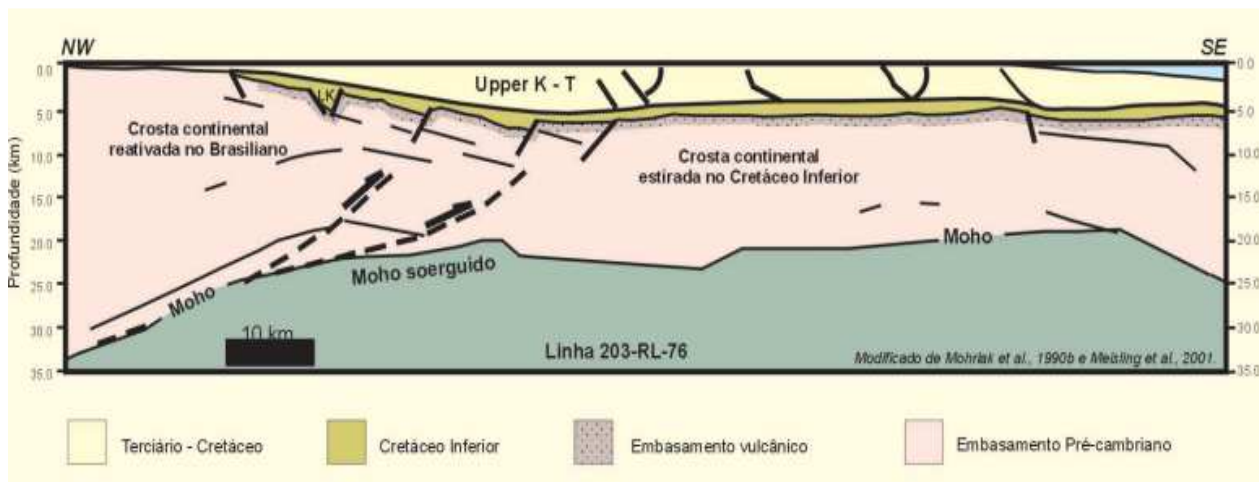


Figura 5.14: Seção geológica esquemática da margem passiva vulcânica (MPV) adjacente a Bacia de Campos, atentar aos valores obtidos para a Moho desta forma nota-se excelente correlação com os resultados encontrados (Moriahk, 2003).

É interessante observar na figura 5.12 um afinamento crustal na direção NW-SE vinculada ao Arco de Ponta Grossa, este resultado é bastante relevante, pois caracteriza um adelgaçamento crustal de aproximadamente 2 km em relação às áreas adjacentes demonstrando sua importância no contexto da evolução crustal da área. Em uma análise expedita nota-se que a espessura crustal média para o Arco de Ponta Grossa é 34 km, enquanto que fora de sua área de influência a espessura crustal média é de 36 km (Figura 5.12).

Um importante resultado encontrado nesse trabalho compreende a descontinuidade mapeada a 84 km que é interpretado como o topo da Astenosfera para essa região. A Astenosfera é a camada do manto logo abaixo da Litosfera que tem comportamento plástico e semelhante à de um fluido viscoso e que transmite calor por convecção (Anderson, 1962, Brito Neves, 2011) (Figura 5.16 A).

Alguns autores descrevem que a base da Litosfera encontra-se em profundidades em torno de 100 km, entretanto outros autores relatam que o topo da astenosfera é definido de forma quase que unânime, pela isoterma de 1280°C (Brito Neves, 2011). De qualquer maneira, nota-se que o resultado encontrado, 84 km para o topo da Astenosfera, implica no soergimento da mesma.

Para avaliar o resultado encontrado neste trabalho buscou-se compará-lo com os dados encontrados por Fernández *et al.* (2010) ao estudar a margem continental da Namíbia (MCN). Deve-se destacar que a MCN é semelhante à margem continental da bacia de Santos (MCS), pois ambas são correlatas espacialmente na margem tanto do continente americano quanto Africano e desta forma compartilham de semelhantes processos evolutivos (Figura 5.15).

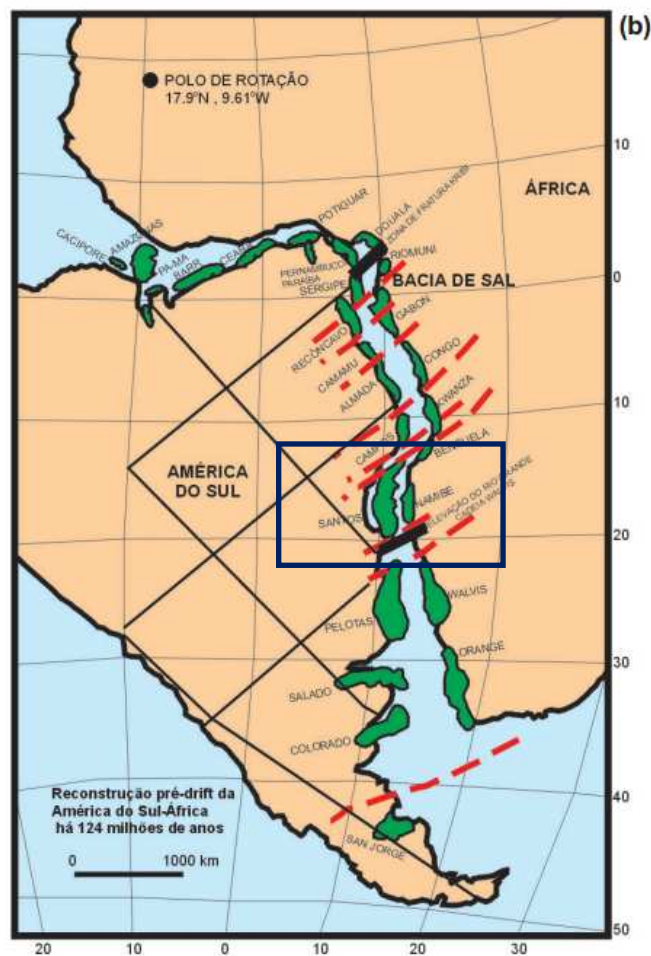


Figura 5.15: Reconstrução tectônica pré-drifte da América do Sul – África há 124 Ma, destacando-se em azul a correlação espacial da bacia da Namíbia em relação à bacia de Santos (Moriahk, 2003).

Os resultados obtidos por Fernández *et al.* (2010), Figura 5.16, indicam que o topo da Astenosfera encontra-se por volta de 84 km tanto nos resultados obtidos por velocidade das ondas S, no qual demonstra a diminuição da velocidade das ondas cisalhantes demarcando a base da litosfera, valores de velocidade das ondas S na ordem $4,3 \text{ km s}^{-1}$, Figura 5.16 B-1 e 2, quanto na modelagem térmica que indica valores da isoterma de 1280° C acima de 100 km de profundidade, o que indica que a base da litosfera encontra-se próximo ao valor encontrado neste trabalho que é de 84km. Outro resultado que deve ser destacado são os dados relativos à superfície da Moho que indica que a MCN é semelhante MPV do sudeste brasileiro quanto ao comportamento crustal.

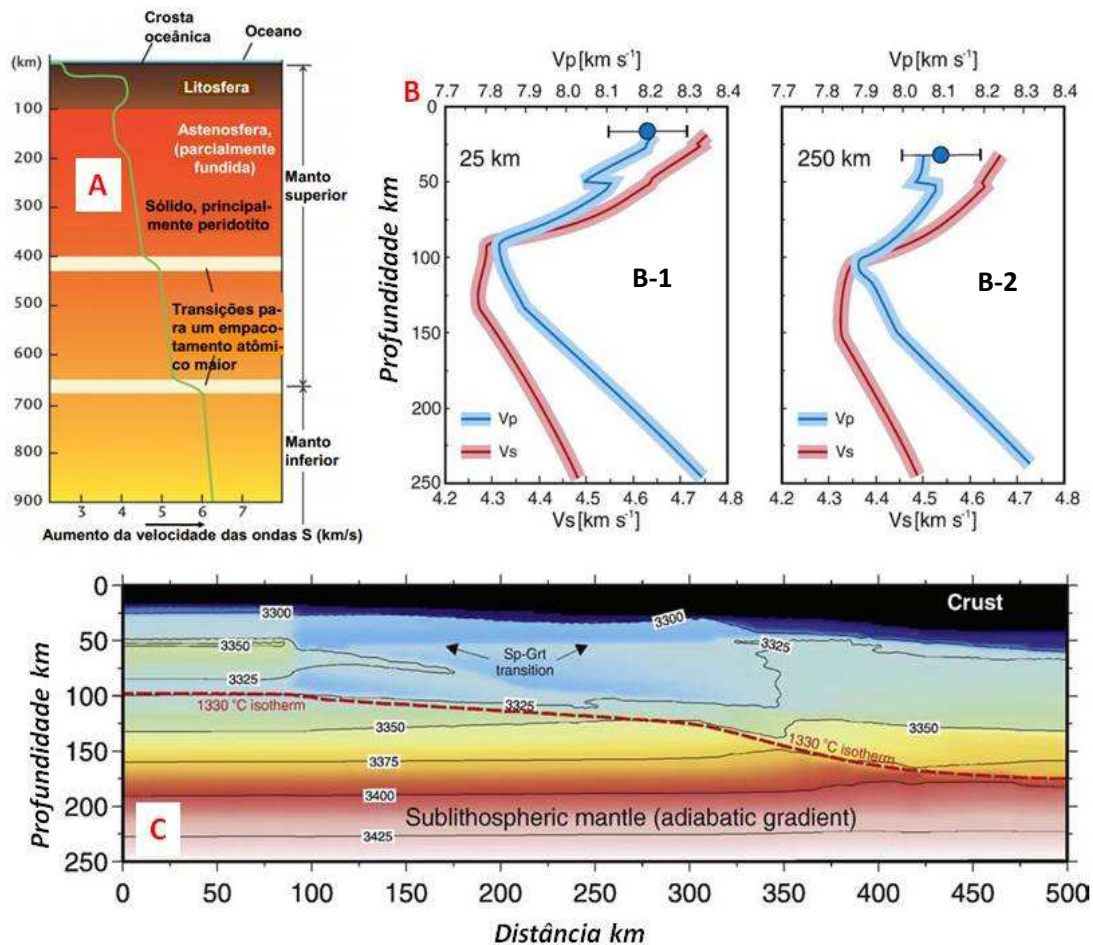


Figura 5.16: A- Estrutura interna da terra destacando a litosfera e a astenosfera e suas assinaturas quanto à velocidade das ondas S (Press *et al.*, 2006). B- Resultados de perfis em profundidade para as velocidades das ondas VP e VS, círculos azuis representam valores sub-crustais de Vp, B-1 obtido na porção distante da costa e B-2 porção continental (Fernández *et al.* 2010). C- Estrutura de densidade do modelo atual incicando espessura crustal e indicação da isoterma de 1330°C , que representa a base da litosfera (Fernández *et al.* 2010).

Ao se considerar que a Astenosfera soergueu, devido a valores encontrados para o seu topo na ordem de 84 km, acarreta em implicações a respeito dos processos que levaram ao

desenvolvimento e ruptura do megacontinente Gondwana Oeste, que culminou no desenvolvimento do Rifte Sul – Atlântico. Uma das explicações existentes para esse fenômeno do soerguimento da Astenosfera compreende o impacto de uma pluma mantélica na base da litosfera na região estudada.

Desta maneira, acredita-se que o início da tafrogênese no megacontinente Gondwana Oeste tenha sido marcada pelo impacto na base da litosfera pela pluma de Tristão da Cunha, e a partir disso por processos de convecção mantélica em zonas aquecidas o manto astenosférico ascende (*upwelling*), provocando esforços cisalhantes na base das placas promovendo desta maneira a movimentação destas (Griffths, 1991; Condie, 2004; Kusznir & Karner, 2007; Brito Neves, 2011).

Diante disso, Morgan (1983) e O'Connor e Ducan (1990) relatam que no Mesozóico ocorreu um impacto de uma pluma mantélica na base da litosfera sob a plataforma sul-americana e que ela está posicionada hoje no arquipélago de Tristão da Cunha, esta pluma mantélica descrita por eles possuem denominação homônima ao arquipélago.

Diversas feições tectônicas impressas hoje servem como indícios dessa teoria, dentre elas destacam-se: i) presença de uma *LIP (Large Igneous Province)* materializada na área pela presença de volumoso derrame de basaltos de natureza tholeiítico da Província Paraná, Formação Serra Geral; ii) presença de complexos alcalinos intrudidos há cerca de 130 Ma (e.g. Jacupiranga e Anitápolis) que têm composições compatíveis com derivação a profundidades entre 60 e 100 Km (Bizzi & Vidotti, 1994); iii) Kimberlitos e outros magmas primitivos com idades entre 109 e 87 Ma foram gerados a profundidades superiores a 100 km (Bizzi & Vidotti, 1994); iv) grandes edificações tectônicas como arcos de Rio Grande, Ponta Grossa e o Platô de São Paulo;

A gênese das megafaturas mapeadas a partir dos dados magnéticos e gravimétricos, caracterizados como estruturação NW e correlacionado a grande feição tectônica denominada Arco de Ponta Grossa (APG), estão relacionados diretamente com a dinâmica da litosférica anteriormente descrita em função do impacto da pluma mantélica de Tristão da Cunha e configuram uma junção tríplice denominada Junção Tríplice do Paraná (**JTP**) (Ferreira, 1982, Asmus, 1984; Macedo, 1989; Bueno, 2004; Gibson *et al.*, 2005; Coutinho, 2008) (Figuras 5.17).

A feição identificada como braço sul da **JTP**, é caracterizada por um conjunto de diques orientados segundo a direção NNE-SSW, predominantemente paralelos a linha de costa e ocorrem nas proximidades de Itajaí e Florianópolis e no continente Africano, na Namíbia (Figuras 5.17 e 5.18). Já os enxame de diques que compõe o braço norte, (Figuras 5.17 e 5.18), estão localizados no embasamento pré-cambriano (Complexo Costeiro) e foram intrudidos ao longo da linha de costa e possuem orientação preferencial de NE/SW (Raposos & Ernesto, 1989). Esses evoluíram devido ao movimento das placas, distensão e fraturamento. A resultante mostra o que hoje é a margem costeira leste do continente Sul-Americano e a margem oeste do continente Africano (Figura 5.18).

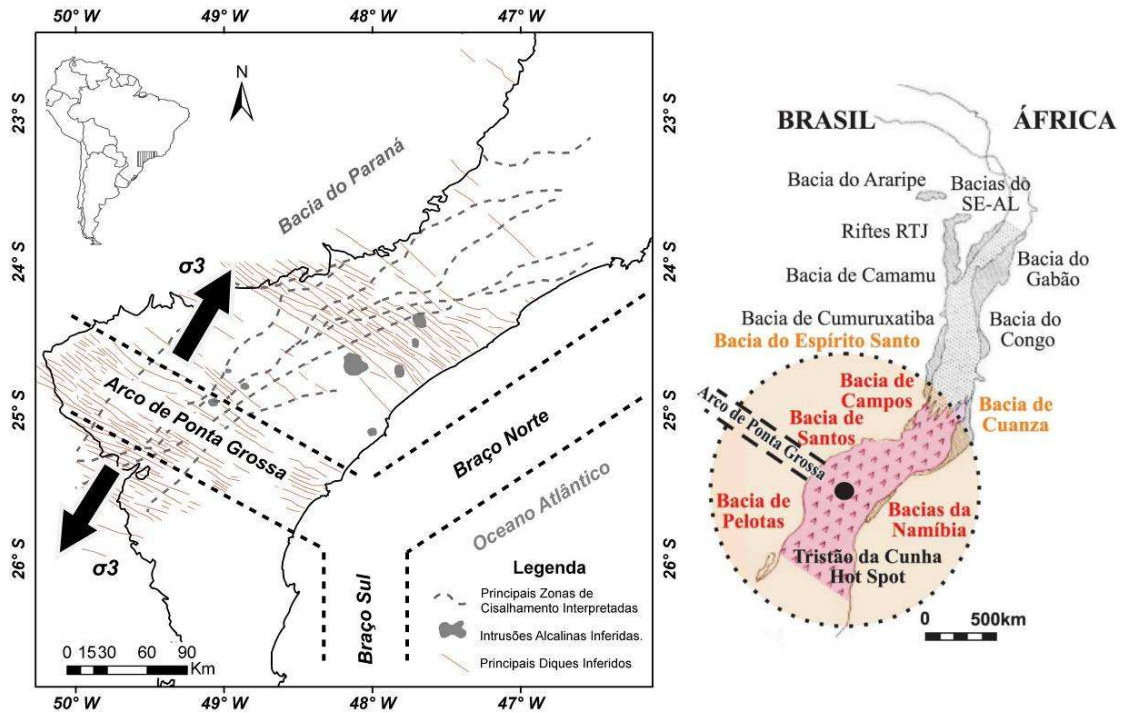


Figura 5.17: Imagem a esquerda compreende os resultados obtidos para os exames de diques que definem a estruturação NW/SE indicando as assinaturas magnéticas circulares interpretadas como rochas alcalinas e a junção tríplice do Paraná (JTP). À direita arcabouço proposto por Bueno (2004) indicando a área de influência da pluma Tristão da Cunha.

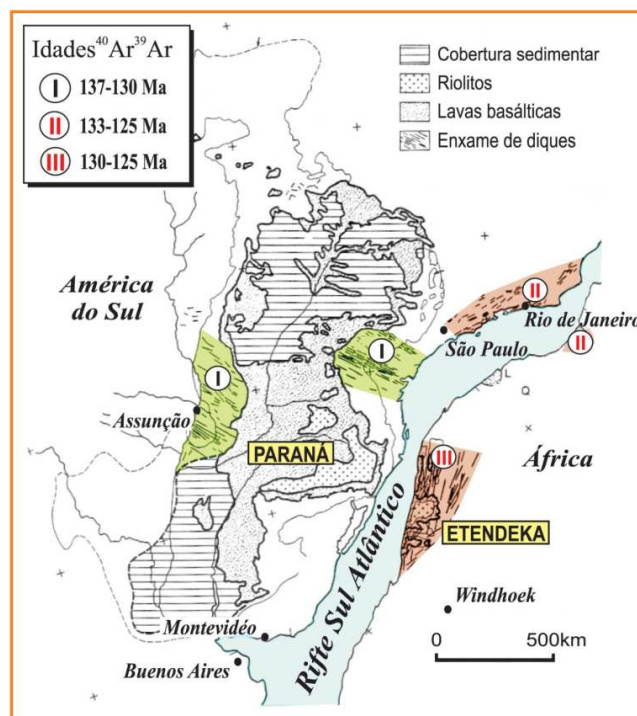


Figura 5.18: Disposição dos diques que compõem a junção tríplice do Paraná (JTP) (modificado de Hawkesworth et al. 1992; Marzoli et al. 1999; compilado por Bueno 2004).

Os enxames de diques costeiros que compõem essencialmente o Arco de Ponta Grossa compreendem um dos três componentes bem definidos da chamada junção triplíce do Paraná (Figura 5.17). O ambiente foi dominado por uma distensão, na qual o tensor de deformação (σ_3) orientou-se de maneira horizontal provocando assim grande quantidade de falhas normais que se tornaram vias preferenciais da atividade basáltica (Herz, 1977; Ferreira, 1982; Castro *et al.* 2008; Coutinho, 2008).

Marini *et al.* (1967) e Castro *et al.* (2008) descrevem frequências médias de 2 a 3 diques/km e 4 diques/km, respectivamente, com espessura média de 30m. A partir disso, e somados aos resultados obtidos neste trabalho para a região central do APG, que indicam a distância entre os lineamentos São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonso de aproximadamente 120 km, infere-se que a região tenha sido submetida a uma distensão crustal horizontal de aproximadamente 11 km. Indicando assim para essa região valores de fator de estiramento, $\beta = 1,10$, e deformação por cisalhamento, $\gamma = 0,091$.

As primeiras estimativas de extensão crustal do Arco de Ponta Grossa (APG) foram realizadas por Ferreira *et al.* (1989). Com base em modelagem de dados aeromagnéticos e gravimétricos, esses autores determinaram uma extensão mínima de 18%, associada a um afinamento da crosta de 14%, resultante do soerguimento do manto da ordem de 5 km, considerando a interface crosta-manto a uma profundidade de 35 km, na região do lineamento de Guapiara (limite setentrional do APG).

O fraturamento rúptil teria sido precedido em certo grau por extensão dúctil, esta não estimada. Segundo Riccomini (1995), os valores assim obtidos seriam da mesma ordem de grandeza e indicativos de um regime de cisalhamento praticamente puro. Outros autores como Portela Filho & Ferreira (2003) e Castro *et al.* (2008) estimaram, com base na modelagem de dados aeromagnéticos e magnéticos terrestres, respectivamente, extensões crustais associadas ao APG de 12% e 27%. Os valores de extensões crustais obtidos neste trabalho, aproximadamente 10 %, vão ao encontro dos resultados de Portela Filho & Ferreira (2003).

Outra feição relevante que auxilia na compreensão do comportamento diastrófico da área refere-se às anomalias circulares, interpretadas por vários autores como rochas alcalinas. Burke *et al.* (2003), em estudos realizados nas faixas orogênicas neoproterozóicas da África (Faixas Damara e Moçambique), contemporâneas a Faixa Ribeira, demonstram que no sudeste africano aproximadamente 90% das rochas alcalinas estão concentrados em zonas de sutura proterozóicas conhecidas ou inferidas.

Segundo esta hipótese, as rochas alcalinas e carbonatíticas se formaram em ambientes de *rift* intracontinental e foram, posteriormente, deformadas durante a colisão continental Pan-

Africana, podendo ser utilizadas como rastreadores para mapear antigas zonas de sutura (Burke *et al.* 2003).

Desta maneira, destaca-se que essas feições circulares estão distribuídas em duas direções preferenciais: (i) na direção NE, ao longo e paralelas às zonas de cisalhamento relativas ou mais antigas que a orogênese Brasileira-Pan-africana, e (ii) na direção NW, concordante com a direção dos diques cretáceos que formam o Arco de Ponta Grossa. Cabe ressaltar que existe uma grande concentração de estruturas circulares nas interseções entre estas duas direções.

Desta forma, tendo em vista a semelhança entre o ambiente tectônico dos orógenos africanos e brasileiros, bem como a existência de registros de atividades magmática alcalina de idade cretácea, Zalán & Oliveira (2005), sugere-se as seguintes interpretações: (1) existência de grandes zonas de cisalhamento profundas que podem representar zonas de sutura neoproterozóica, confirmadas e discutidas anteriormente na caracterização das estruturas NW; e (2) rochas geradas em decorrência de processos associados à tafrogênese juro-cretácea responsável pelo surgimento do Oceano Atlântico Sul (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007).

5.4.4. BACIA DE SANTOS

A Bacia de Santos é fortemente influenciada por heterogeneidades de expressão regional, possuindo padrão de adelgaçamento de espessura crustal em direção *offshore* (Figura 5.17). O adelgaçamento crustal, da ordem de 13 km, desde 38 km na área continental até em torno 25 km no litoral, na altura da longitude 47°W (Figura 5.19). Isso implica valores de $\beta = 1,52$ e $\gamma = 0,342$, como os valores de te foram obtidas na porção proximal costeira da Bacia de Santos, acredita-se que o valor de β deve ser maior no sentido do oceano Atlântico, porção na qual a crosta torna-se mais adelgada até atingir valores superiores a 3,0 o que validaria a formação de crosta oceânica.

Como o recobrimento dos dados gravimétricos na bacia de Santos ficou restrito apenas na porção costeira, visto que os dados magnéticos não recobriram a bacia, a análise a cerca das interpretações geotectônicas ficou bastante limitada, entretanto, as interpretações seguem abaixo.

A feição identificada como domínio 4 na figura 5.20 possui menor densidade em relação aos domínios adjacentes e reflete a calha sedimentar costeira da Bacia de Santos, identificada por valores baixos no mapa de anomalia Bouguer residual. A direção NE-SW do domínio 4 sugere que a Bacia de Santos tenha se desenvolvido a partir de estruturas pretéritas com mesma orientação.

Cordani (1984) e Macedo (1990) relatam em seus estudos que a composição e o arcabouço estrutural do embasamento determinam as principais características geológicas dessa bacia, principalmente no que diz respeito à localização de falhas limítrofes e de altos estruturais entre elas.

Desta maneira, os resultados encontrados corroboram essa interpretação, reforçando a importância da estruturação do embasamento na gênese da Bacia de Santos. Uma correlação direta desses lineamentos com a configuração das estruturas da margem continental sugere que as anomalias gravimétricas regionais reflitam o próprio arcabouço estrutural da Faixa Ribeira.

Guimarães *et al.* (1982) e Chang *et al.* (1984) descrevem que o forte estiramento observado na Bacia de Santos implica em intenso volume de magma gerado na fase rifte da bacia.

Mio *et al.* (2005) descrevem que parte do estiramento foi compensada por falhas, herdadas do embasamento pré-cambriano, que por sua vez geraram baixos estruturais pronunciados (calhas) e podem ser identificadas neste trabalho como o domínio 4 (Figura 5.20).

Com relação às grandes estruturas mapeadas nas porções continentais, além das de direção NE-SW, nota-se que os principais lineamentos NW propagam-se na Bacia de Santos e foram interpretados como K, L, M e N, e correspondem aos enxames de diques que definem: (i) Lineamento Guapiara (K) e (ii) os restantes que definem o APG, em especial os lineamentos São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonso (Figura 5.20).

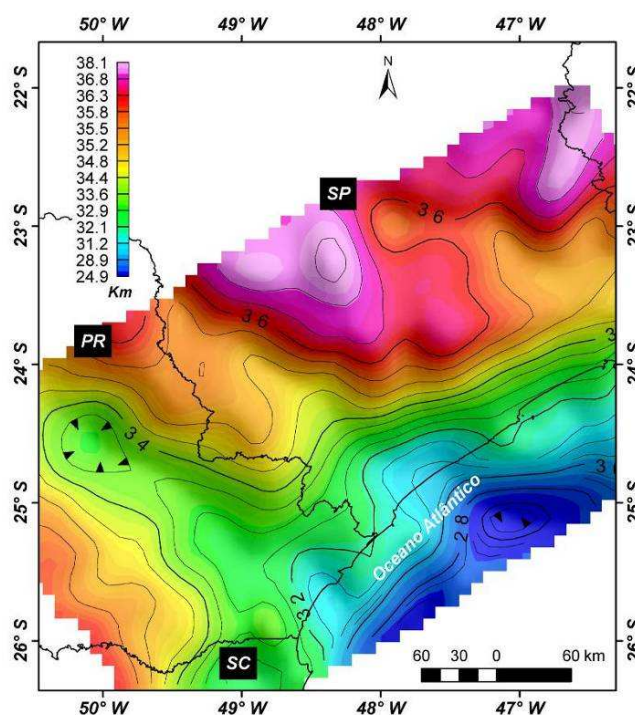


Figura 5.19: Imagem com as espessuras da crosta continental da área de estudo indicando seu adelgaçamento em sentido offshore.

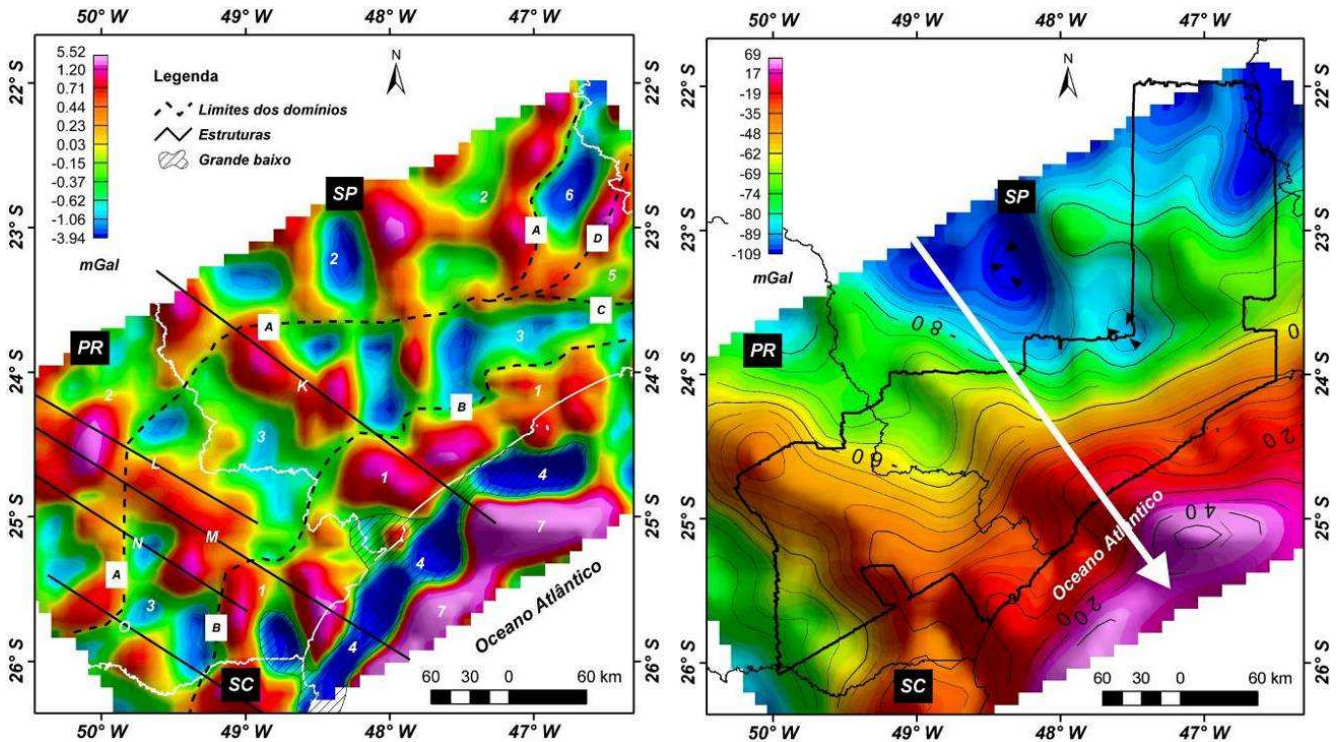


Figura 5.20: Interpretação dos principais domínios e estruturas a partir do mapa residual de anomalias Bouguer (direita) e do mapa regional de anomalia Bouguer, destacando as assinaturas infracrustais.

O domínio mapeado como 7 na figura 5.20 é interpretado como a anomalia G. Ela é descrita por Rabinowitz e LaBrecque (1979) como uma anomalia linear quase contínua, na costa leste da Argentina, Sul do Brasil e oeste da África (Figura 5.21). Na interpretação desses autores, essa anomalia se encontraria localizada ligeiramente mais próxima do continente do que na interpretação mais recente de Max *et al.* (1999).

O domínio 7 na figura 5.20 é segmentado em alguns pontos pela estruturação NW/SE, em especial pelo lineamento de Guapiara (K). Mio *et al.* (2005) descreve essa feição como uma zona de transferência responsável pela compensação do deslocamento ocasionado pela extensão crustal.

Talwani & Abreu (2000) e Bueno (2004) descrevem que a localização da anomalia magnética G coincide com os SDR's. Hinz *et al.* (1999) descrevem esse feição SDR's (*seaward dipping reflectors*) como sendo extensivas cunhas identificadas pelos refletores sísmicos que mergulham em direção ao oceano, ela se repete desde o Espírito Santo (20° S) até o Sul da Argentina (48° S).

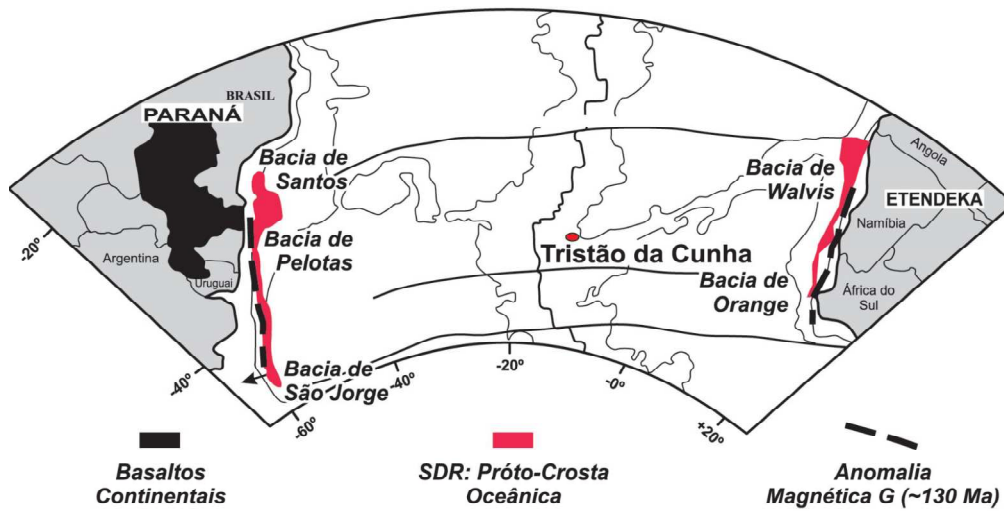


Figura 5.21: Imagem demonstrando a distribuição dos SDR's (seaward dipping reflectors) e a anomalia G entre o Leste do continente americano e Oeste do africano, enfatizando a influência da pluma Tristão da Cunha na tafrogênese Juro-Cretáea responsável pelo surgimento do Oceano Atlântico.

Hinz *et al.* (1999) relatam que as cunhas de SDR's são constituídas de rochas vulcânicas de composição básica, com sedimentos clásticos intercalados. As SDR's foram interpretadas por Mutter (1985) como o limite crosta continental/crosta oceânica em bacias marginais do Atlântico Norte. Hinz (1981) e Jackson *et al.* (2000), em concordância, consideram essa feição como sendo o início da fase drifte, feição de conotação genética, representando uma etapa dentro da dinâmica de evolução de bacias de margem passiva.

"Os filósofos limitaram-se a interpretar o mundo de diversas maneiras; o que importa é modificá-lo."

Karl Marx

VI. CONCLUSÕES.

6.1 CONTRIBUIÇÕES DOS MÉTODOS POTENCIAIS PARA O ARCABOUÇO CRUSTAL E MODELOS GEODINÂMICOS DA PORÇÃO MERIDIONAL DA FAIXA RIBEIRA.

A região estudada remonta uma tectônica complexa, com muitos estágios de evolução superpostos. Deve-se salientar que durante diversos eventos tectono-termais são desenvolvidas feições geológicas em diferentes níveis crustais. Com o decorrer do tempo geológico, elas são expostas em superfície, resultando em assembleias litoestratigráficas particulares. A assinatura geofísica registrada em domínios com diferentes respostas magnéticas e gravimétricas permite tecer considerações sobre a geometria, forma, tamanho e arranjo espacial de elementos lineares que controlam unidades geológicas durante sua evolução.

A caracterização crustal da porção meridional da Faixa Ribeira e margem continental da Bacia de Santos foi baseada nas assinaturas magnéticas e gravimétricas. As anomalias observadas foram correlacionadas à geologia de superfície de forma a compreender suas causas e as possíveis implicações tectônicas. Compararam-se os resultados obtidos com diversos trabalhos encontrados na literatura a fim de validá-los.

Com a caracterização crustal definiu-se o arcabouço tectônico da porção meridional da Faixa Ribeira que é fortemente marcada por duas estruturas distintas: uma na direção NE que reflete colagens neoproterozóicas dominadas por grandes zonas de cisalhamento, e outra NW que remodela a região com característica predominantemente rúptil, associada ao rifteamento da margem continental do sudeste brasileiro no mesozóico e cenozóico.

A estruturação NE é caracterizada por extensos sistemas de zonas de cisalhamento de caráter predominantemente transcorrentes e dúcteis com direção N60/70°E. São anastomosadas e responsáveis por produzirem feições regionais de lenticularização com macroestruturas semelhantes a S-C ou duplexes, definindo blocos tectônicos com formas de grandes sigmoides com mesma direção (Figura 6.1).

As zonas de cisalhamento que definem a estruturação NE/SW possuem cinemática predominantemente dextral propagando-se, na sua maioria, em profundidades superiores a 16 km. Elas são correlacionadas a importantes descontinuidades litosféricas, responsáveis pela compartimentação tectônica dos diversos blocos e domínios crustais presentes nesta região (Figura 6.2).

Essa estruturação NE/SW é composta predominantemente por zonas de cisalhamento associadas à sutura resultante da colisão e colagem de pequenas massas continentais de idade Brasileira-Pan-Africana (Figura 6.2).

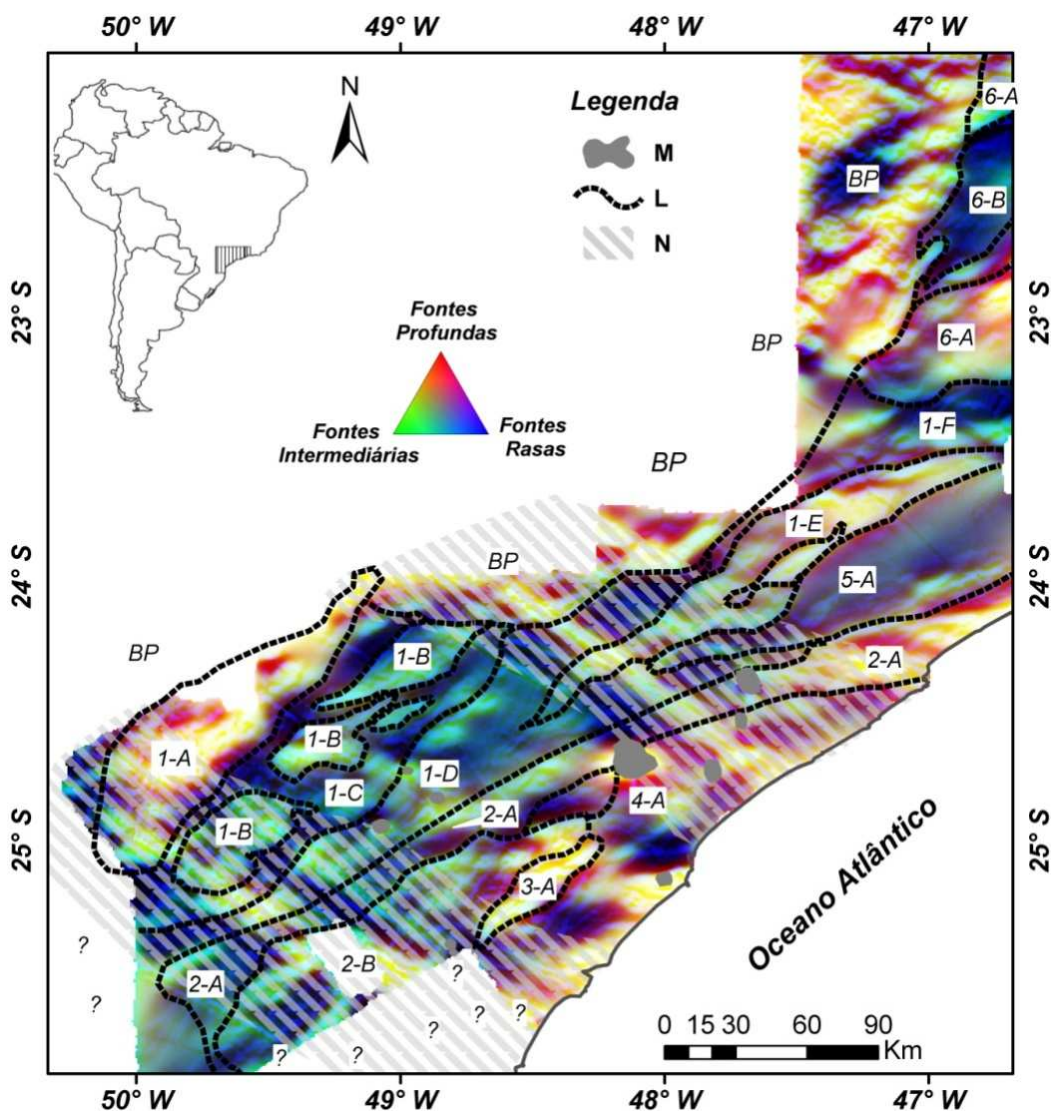


Figura 6.1: Principais domínios tectônicos propostos por meio dos dados geofísicos correlacionados com os domínios previamente definidos com a bibliografia; Eles estão sobrepostos a imagem ternária RGB: R- fontes profundas maiores que 16 km, G- 9 km de profundidade e B- fontes rasas aproximadamente 1,2km de profundidade. M- Intrusões alcalinas, N- Enxame de diques; L – Limites tectônicos: I- Domínio Apiaí (A- Batólito Cunhaporanga; B- Batólito Três Córregos; C- Fm. Águas Claras; D - Fm. Votuverava, E- Batólito Agudos Grandes, F- Grupo São Roque); 2-A e B - Domínio Curitiba; 3A- Domínio Luis Alves; 4A- Domínio Serra do Mar; 6A-B - Nappes Socorro-Guaxupé superior e inferior, respectivamente.

A estruturação ordinária a estruturação NE é demarcada por uma intensa concentração de lineamentos com direção preferencial NW-SE. Esta estruturação de caráter predominante rúptil está

associada, em sua maioria, a espessos enxames de diques de diabásio e a um intenso processo distensivo responsável pela tafrogênese ocorrida no Gondwana que culminou na formação das atuais placas continentais Sul Americana e Africana e suas margens continentais Atlânticas.

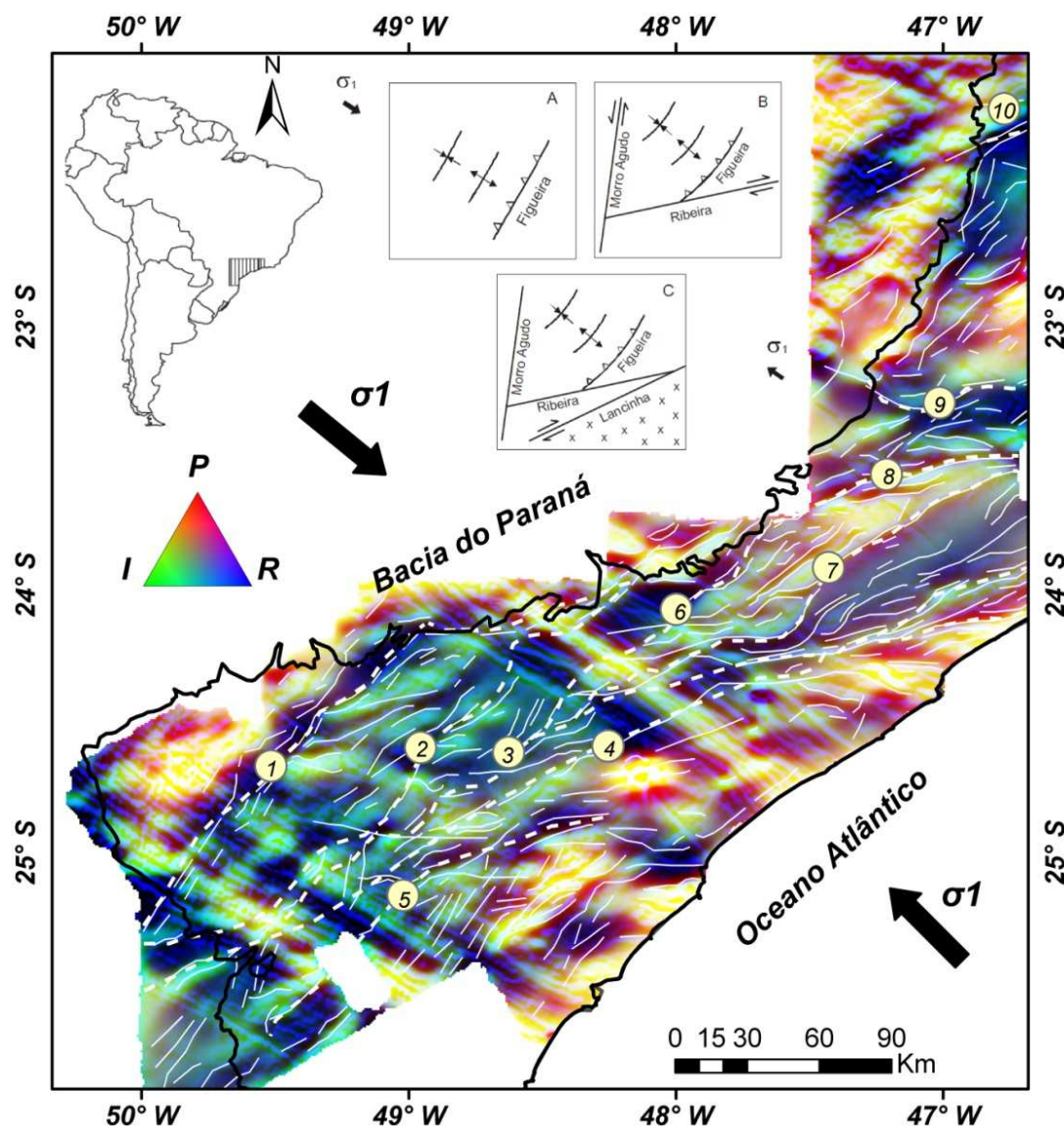


Figura 6.2: Principais estruturas tectônicas identificadas por meio dos dados geofísicos (linhas cinza) associadas ao modelo evolutivo proposto por Faleiros (2003) e modificado de Campanha (2002). Elas estão sobrepostas a imagem ternária RGB: R- fontes profundas representadas por profundidades maiores que 16 km, G- fontes intermediárias aproximadamente 9 km de profundidade e B- fontes rasas 1,2km de profundidade. Estruturas NE: Zona de Cisalhamento Itapirapuã (ZCI/1), Zona de Cisalhamento Morro Agudo (ZCMA/2), Zona de Cisalhamento Ribeira (ZCR/3), Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão (ZCLC/4), Zona de Cisalhamento Atuba (ZCA/5), Zona de Cisalhamento Figueira-Agudos Grandes (ZCFAG /6), Zona de Cisalhamento Caucaia (ZCC/7), Zona de Cisalhamento Taxaquara (ZCAG /8), Zona de Cisalhamento Jundiuvira-Boiquira (ZCJB/9), Zona de Cisalhamento Jacutinga – Ouro Fino (ZCJO/10).

Essa estruturação dispõe-se em duas grandes faixas, uma na porção Sul com aproximadamente 120 km de largura e outra localizada na porção central com aproximadamente 90 km de largura. A primeira compõe o enxame de diques que definem os principais lineamentos responsáveis pela delimitação do Arco de Ponta Grossa.

Esse resultado demonstra que o embasamento continental foi amplamente afetado pela deformação tectônica ativa durante o rifteamento, gerando estruturas rúpteis de direção NE-SW, independente da estruturação pretérita. A deformação tectônica associada ao processo de extensão crustal dessa fase teria sido principalmente controlada pelo arranjo dos tensores durante a fase rifte e pela reologia da litosfera.

Uma análise da estrutura crustal em profundidade revelou que os lineamentos, as falhas e diques associados à estruturação NW possuem expressão na porção superficial da crosta predominando profundidades inferiores a 2 km. Entretanto, admite-se que antes da fase rúptil que permitiu a injeção de diques, a crosta tenha sido submetida a um processo dúctil por conta de feições mapeadas a profundidades superiores a 16 km.

Ao longo da margem continental sudeste, nota-se predomínio de lineamentos de anomalias geofísicas positivas, orientados segundo a direção geral NE-SW e NW-SE. Esse padrão é coerente com a configuração da linha de costa, das principais falhas e da zona de flexura da bacia de Santos. Isso implica em uma correlação direta com as feições formadas no rifteamento Mesozóico, evidenciando a segmentação tectônica da margem sudeste.

O padrão de anomalias gravimétricas regionais apresenta uma configuração que é coerente com o arcabouço estrutural da margem, exibindo *trends* estruturais associados à tectônica do rifteamento. Além disso, foi identificado um adelgaçamento crustal no sentido SE com valores na ordem de 38 km na borda da Bacia do Paraná, valores médios de 34 km para a porção Meridional da Faixa Ribeira e espessuras crustais da ordem de 24 km na porção costeira da Bacia de Santos. Resultando em valores de estiramento e afinamento crustal de, $\beta = 1,52$ e $\gamma = 0,342$, respectivamente. Os dados mostram um afinamento crustal na direção NW-SE vinculada ao Arco de Ponta Grossa (APG) na ordem de 2 km.

Em função do intenso processo de extensão crustal no qual o APG foi submetido, determinou-se através de diversos parâmetros um estiramento crustal (horizontal) médio de aproximadamente 11 km. Indicando assim para essa região valores de fator de estiramento, $\beta = 1,10$, e deformação por cisalhamento, $\gamma = 0,091$. Os valores de extensões crustais obtidos neste trabalho de aproximadamente 10 % vão ao encontro dos resultados de Portela Filho & Ferreira (2003).

Essa feição tectônica caracterizada como APG configura uma paleo junção Tríplice denominada Junção Tríplice do Paraná (JTP), no qual os outros braços da Junção evoluíram para a margem costeira leste do continente Sul-Americano e a margem oeste do continente Africano (Figura 6.3).

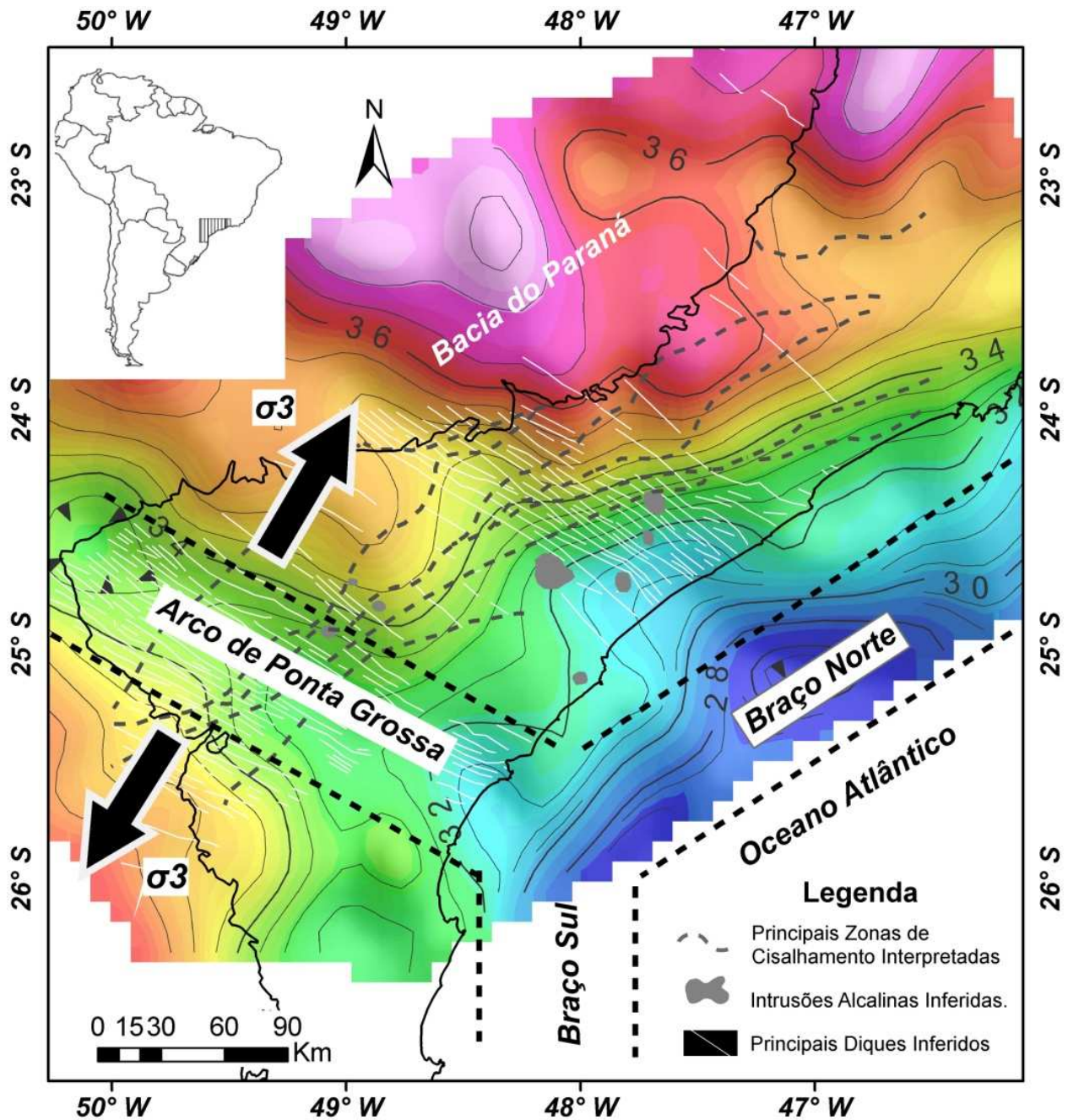


Figura 6.3: Concepção da Junção Tríplice do Paraná feição pretérita e prévia ao rifte do Atlântico Sul integrada aos resultados obtidos com a espessura crustal e com o exame de diques que demarcam o Arco de Ponta grossa (APG). Observar o sentido do estiramento crustal no Arco de Ponta Grossa (APG) e feições relacionadas às intrusões alcalinas inferidas e principais zonas de cisalhamento.

Acredita-se que essa distensão esteja relacionada ao impacto da pluma mantélica de Tristão da Cunha, durante o mesozóico, na base da litosfera sob a plataforma sul-americana resultando em *underplating* da litosfera,

As evidências marcantes desse procedimento podem ser observadas: (i) no conjunto e orientação dos enxames de diques mapeados na literatura e confirmados neste trabalho, (ii) no adelgaçamento da crosta continental de 13 km rumo ao oceano; (iii) na interpretação espectral dos dados gravimétricos que estima uma descontinuidade a aproximadamente 85 km para o topo da astenosfera; (iv) adelgaçamento da crosta na região do Arco de Ponta Grossa em relação aos terrenos contíguos, seguido pela grande densidade de intrusão de diques que configuram a junção tríplice do Paraná (**JTP**) (Figura 6.3); (v) acentuadas anomalias gravimétricas positivas, orientada segundo a direção N30E, interpretado nesse trabalho como SDRs.

A partir desses resultados e somado a ocorrência de feições tectônicas encontradas na região tais como;

- (i) presença de uma *LIP (Large Igneous Province)* materializada na área pela presença de volumoso derrame de basaltos de natureza tholeiítico da Província Paraná, Formação Serra Geral;
- (ii) presença de complexos alcalinos intrudidos há cerca de 130 Ma (e.g. Jacupiranga e Anitápolis) que têm composições compatíveis com derivação a profundidades entre 60 e 100 Km (Bizzi & Vidotti, 1994),
- (iii) presença de intenso magmatismo na base das bacias sedimentares margens sul e leste brasileira (Figura 6.4)

caracterizam um acentuado processo magmático em diferentes estágios da evolução do rifte do sudeste brasileiro sustentando assim a classificação da Margem Continental Brasileira como uma Margem Passiva do tipo Vulcânica (Menzies *et al.*, 2002; Geoffroy, 2005).

Com relação à Bacia de Santos a estruturação interpretada implica em uma correlação direta dos lineamentos de estruturação NE com a configuração das estruturas da margem continental e assim sugere que as anomalias gravimétricas regionais reflitam o próprio arcabouço estrutural da Faixa Ribeira.

Na região *offshore*, ao longo da porção rasa da Bacia de Santos ocorre uma zona de acentuadas anomalias gravimétricas positivas, orientada segundo a direção N30E, interpretada como a anomalia G. Essa anomalia faz parte de uma grande feição anômala regional que abrange a costa leste da Argentina, sul do Brasil e oeste da África. Essa feição coincide com os SDR's que

representam início da fase drifte, representando uma etapa dentro da dinâmica de evolução de bacias de margem passiva.

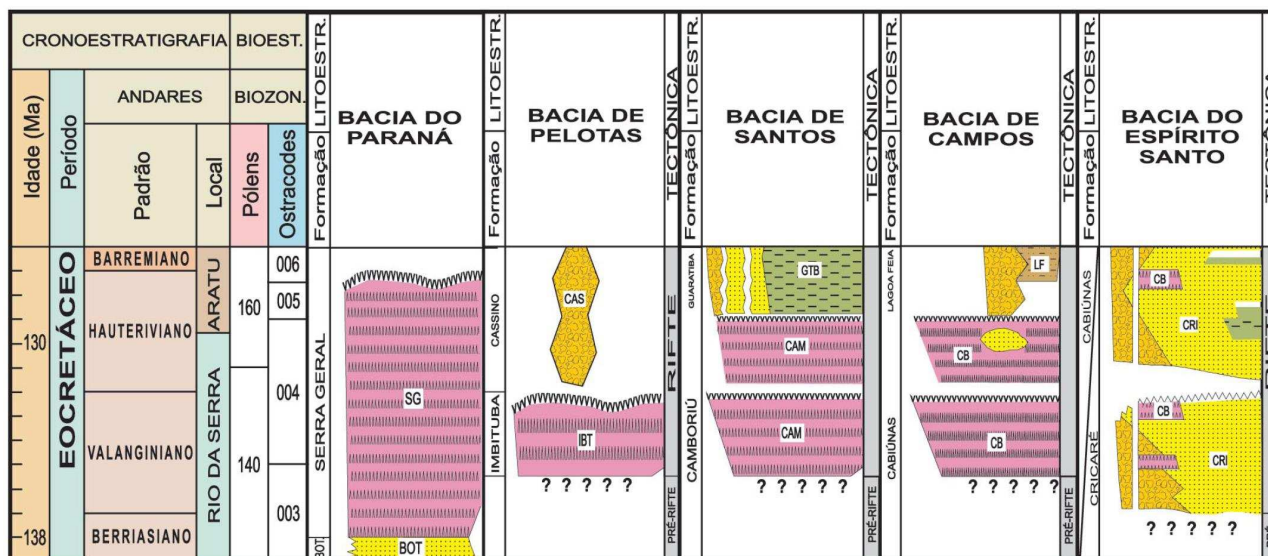


Figura 6.4: Correlação estratigráfica entre as rochas vulcânicas das margens sul e leste brasileira e a associação destas aos estágios evolutivos do processo de rifteamento, situando as rochas mais antigas do vulcanismo Paraná no estágio pós-rifte e as mais novas na transição para a fase rifte (Bueno, 2004).

6.2. RECOMENDAÇÕES

O modelo geofísico-geológico deve ser validado por meio de campanhas de mapeamento geológico básico, aliados a levantamentos de dados geoquímicos isotópicos e geocronológicos, com o intuito de avaliar a individualização dos diversos blocos crustais propostos neste trabalho.

Dados aeromagnéticos e aerogravimétricos com alta densidade de amostragem, complementados com dados aerogamaespectrométricos, espaçadas de 500m ou com uma resolução espacial maior, permitirão uma melhor avaliação do arcabouço geofísico da porção Meridional da Faixa Ribeira. Seria possível reavaliar melhor os segmentos crustais e as diversas discontinuidades propostas neste trabalho.

Aumento da densidade de resultados dos métodos de investigação profunda da interface crosta manto, a exemplo de função do receptor, juntamente com levantamento de transectas geolétricas, são fundamentais para entender o comportamento crustal. Essas ferramentas analisadas em conjunto com modelagens de dados magnéticos e gravimétricos, são recomendadas para melhor compreensão do comportamento físico em profundidade dos blocos e discontinuidades crustais presentes na área de estudo.

"Existem momentos na vida onde a questão de saber se se pode pensar diferentemente do que se pensa, e perceber diferentemente do que se vê, é indispensável para continuar a olhar ou a refletir."

Michel Foucault

VII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- Almeida, F. F. M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira, Rio de Janeiro, DNPM-DGM, *Boletim* 241, 36 p.
- Almeida, F. F. M. 1976. The System of Continental Rifts Bordering the Santos Basin, Brazil. *An. Acad. Brasil. Ciênc.*, 48(Supl.), 15-26.
- Almeida, F. M. M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, *Anais*, pp. 29-46.
- Almeida, F. F. M., Amaral, G., Cordani, U. G. & Kawashita, K. 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. In: A. E. M. Nairn, & F. G. Stehli (Eds.). *The Ocean Basin and Margins*. (Plenum Publ.1), pp. 411-446.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Neves, B. B. B., & Fuck, R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.* 17, 1-29.
- Almeida, F. F. M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(3), 139-158.
- Almeida, F. F. M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4), 325-349.
- Almeida, F. F. M., Carneiro, C. D. R., & Misuzaki, A. M. P. 1996. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*. (26), 125-138.
- Almeida, F. F. M., & Carneiro, C. D. R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(2), 135-150.
- Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., & Carneiro, C. D. R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Sci. Rev.*, 50, 77-111.
- Almeida, S. H. S. 2002. *Tectônica e gravimetria do Cinturão Ribeira na divisa entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro*. Tese de doutorado. IG/UNESP, Rio Claro-SP, 230 p.
- Alsop, G. I., & Holdsworth, R. E. 2004. Shear zones - an introduction and overview. In: G. I. Alsop, R. E. Holdsworth, K. J. W. McCaffrey, & M. Hand. *Flow Processes in Faults and Shear Zones. Geological Society Special Publication*, 224 (vii), 379 p.
- Anderson, E. M. 1951. *The dynamics of faulting and the dyke formation with applications to Britain*. (2nd ed.). Edinburgh. Oliver and Boyd. 206p.
- Anderson, D. L. 1962. The plastic layer of the Earth's Mantle, *Scientific American*.
- Asmus, H. E. 1975. Controle estrutural de deposição mesozoica nas bacias da margem continental brasileira. *Revista Brasileira de Geociências* 5, 160-175.
- Asmus, H. E. 1984. Geologia da margem continental brasileira. In: C. Schobbenhaus, D. A. Campos, G. R. Derze, & H. E. Asmus (Eds.). *Geologia do Brasil*, MME/DPNPM, Brasília, pp. 443-472.

- Assumpção, M., Heintz, M., Vauchez, A., Egydio-Silva, M., Barbosa, J. R., & Benevides, T. 2001. Upper mantle anisotropy in SE and Central Brazil from SKS. In: Congresso Brasileiro de Geofísica, Salvador, 2001. *Anais...* SBGf, 1-4.
- Assumpção, M., James, D., & Snoke, A. 2002. Crustal thicknesses in SE Brazilian Shield by receiver function analysis: Implications for isostatic compensation. *Journal of Geophysical Research*, 107.
- Baranov, V. 1957. A new method for the interpretation of aeromagnetic maps: pseudogravimetric anomalies. *Geophysics*, 22, 359-383.
- Baranov, V., & Naudy, H. 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29, 67-79.
- Bally, A. W., & Smelson, S. 1980. Realmsos Subsidence. In: C. S. P. G.: Fact and Principles of World Petroleum Ocurrence. Canadá, 1003p.
- Barbosa, V. C. F., & Silva, J. B. C. 2005. Deconvolução de Euler: passado, presente e futuro – um tutorial. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23(3), 243-250.
- Bartorelli, A. 2004. Origem das grandes cachoeiras do Planalto Basáltico da Bacia do Paraná: evolução quaternária e geomorfologia. In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. B. Neves (Orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. (pp. 95-103). Editora Beca, São Paulo.
- Basei, M. A. S., Siga Jr., M. A.; Machiavelli, A., & Mancini, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2), 216-221.
- Basei, M. A. S. 2000 *Geologia e modelagem geotectônica dos terrenos Pré-Cambrianos das regiões Sul-Oriental brasileira e uruguiaia*: possíveis correlações com províncias similares do sudeste africano. São Paulo, 124 p. Tese (Livre-Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Basei, M. A. S., Siga Jr., O. S., Masquelin, H., Harara, O. M., Reis Neto, J. M., & Preciozzi, F. 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de la Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. In: U. G. Cordani, E. J. Milani; D. A. Campos. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 311-334.
- Basei, M. A. S., Frimmel, H. E., Nutman, A. P., & Preciozzi, F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and a comparison with coeval sequences from southwestern Africa. In: R. J. Pankhurst, R. A. J. Trouw, B. B Brito Neves, & M. J. De Witt (Eds.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. (pp. 239-256). Geological Society, London, Special Publications, 294.
- Bassini, A. M. 1986). *Levantamento sismográficos na região sudeste do Brasil*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas/USP. São Paulo, SP, Brasil, 163p.
- Bizzi, A. L & Vidotti, R. M. 1994. Condicionamento do magmatismo pós-Gondwana in: *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H Gonçalves (Eds) CPRM, Brasil.

- Blakely, R. J., & Simpson, R.W. 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51, 1494-1498.
- Blakely, R. J. 1996. *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*. Cambridge University Press, 441p.
- Blum, M. L. B. 1999. *Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral*. Tese de Doutorado, 30, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 229 p.
- Briggs, I. C. 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39, 39-48.
- Brito Neves, B. B., & Cordani, U. G. 1991. Tectonic Evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53, 23-40.
- Brito Neves, B. B., Campos Neto, M. C., & Fuck, R. A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22, 155-166.
- Brito Neves, B. B. 2011. *Glossário de geotectônica – São Paulo: Oficina de Textos*.
- Bueno, G. V. 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. 12 (2), 203-229.
- Burke, K., Ashwal, L. D., & Webb, S. J. 2003. New way to map old sutures using deformed alkaline rocks and carbonatites. *Geology*. 31(5), 391-394.
- Campanha, G. A. C., Bistrichi, C. A., Almeida, M. A. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia. Curitiba, 1987. *Atas*, 2, 725-742.
- Campanha, G. A. C. 1991. *Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. Tese de doutorado. Instituto de Geociências Universidade de São Paulo. 296 p, anexos.
- Campanha, G. A. C., & Sadowski, G. R. 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*, 98, 31-51.
- Campanha, G. A. C., & Brito Neves, B. B. 2001. Frontal and oblique tectonics in the Brazilian Shield (Abs.). *Gondwana Research*, 4(4), 587-588.
- Campanha, G. A. C. 2002. *O sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira*: unpublished associate professor thesis, Universidade de São Paulo.
- Campos Neto, M. C.; Figueiredo, M. C. H. 1995. The Rio Doce Orogeny, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(2), 143-162.
- Campos Neto, M. C. 2000. Orogenic systems from Southwestern Gondwana, an approach to Brasiliano- Pan African cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, & D. A. Campos (Eds.). *Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, pp. 335-365.

- Castro, L. G., Ferreira, F. J. F., & Ângulo, R. J. 2008. Modelo gravimétrico-magnético do Gráben de Paranaguá. *Revista Brasileira de Geofísica*, 26, 273-292.
- Chakraborty, K., Agarwal, B. N. P. 1992. Mapping of crustal discontinuities by wavelength filtering of gravity field: *Geophysical Prospecting*, 40, 801-822.
- Chang, H. K., & Kowsman, R. O. 1984. Subsidência térmica e espessura crustal na Bacia de Santos. Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais... Rio de Janeiro, 2, 1602-1614.
- Chang, H. K., Kowsman, R., Figueiredo, A. M. F., & Bender, A. A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the east Brazil rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213, 97-138
- Comin-Chiaramonti P., Gomes C. B., De Min, A., Ernesto, M., Marzoli, A., & Riccomini, C. 2007. Eastern Paraguay: an overview of the post-Paleozoic magmatism and geodynamic implications. *Atti della Accademia Nazionale dei Lincei, Scienze Fisiche e Naturali*, série IX, vol. XVIII, 139-192.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). 2001. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na escala 1:2.500.000*. 4 CD-ROM.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Recuperado em 20 junho, 2012, de <http://www.cprm.gov.br>.
- Cordani, U. G., Neves, B. B., Fuck, R. A., Porto, R., Thomaz Filho, A., & Cunha, F. M. B. 1984. Estudo Preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica Petróleo*. (pp. 1-70).
- Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponnier, P., & Besse, J. 1999. On casual links between flood basalts and continental break up. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 166, 177-195.
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., & Stock, J. 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 205, 295-308.
- Coutinho, J. M. V. 2008. Dyke swarms of the Paraná Triple Junction, Southern Brazil. *Revista do Instituto de Geociências – USP (Série Científica)*, 8(2), 29-52.
- Cowan, D. R., & Cowan, S. 1993. Separation filtering applied to aeromagnetic data. *Exploration Geophysics*, 24, 429-436.
- Davis, J. C. 2002. *Statistics and data analysis in geology*. (3rd ed.). John & Wiley Sons, USA, 646p.
- Demenitskaya, R. M. 1958. Planetary structures and their reflection in Bouguer anomalies. *Sov. Geol.*, 8.
- Demenitskaya, R. M., & Belyaevsky, N. A. 1969. The relation between the earth's crust, surface relief and gravity field in the USSR. In: *The Earth's Crust and Upper Mantle*. Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 13, 312-319.
- Dias, M. S. 1997. *Significado tectônico da topografia do sudeste do Brasil e suas prováveis relações com a margem continental adjacente*. Tese de Doutorado, MCT-ON, Rio de Janeiro, RJ, 169 p.

- Eirado Silva, L. G., Heilbron, M., & Almeida, J. C. H. 2006. Os terrenos tectônicos da Faixa Ribeira central na baía da Ilha Grande e Serra da Bocaina, SE, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 36, 426-436.
- Faleiros, F. M. 2003. *Zona de Cisalhamento Ribeira: deformação, metamorfismo e termobarometria de veios sin-tectônicos*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 146p.
- Faleiros, F. M. 2008. *Evolução de terrenos tectono-metamórficos da serra da Ribeira Planalto Alto Turvo (SP, PR)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 302p.
- Fernández, M., Afonso, J. C., Ranalli, G. 2010. The deep lithospheric structure of the Namibian volcanic margin, *Tectonophysics*, 481(1-4): 68–81.
- Ferreira, F. J. F., Algarte, J. P. 1979. O comportamento aeromagnetométrico-cintilométrico das principais rochas alcalinas dos estados de São Paulo e Paraná. In: Simp. Reg. Geol., 2, Rio Claro, 1979. *Atas...* Rio Claro, SBG. 2, 195-208.
- Ferreira, F. J. F., Moraes, R. A. V., Ferrari, M. P., & Vianna, R. B. 1981. Contribuição ao estudo do Alinhamento Estrutural do Guapiara. In: Simpósio Regional de Geologia. Curitiba. *Atas...* Curitiba: SBG, 226-240.
- Ferreira, F. J. F. 1982. *Geologia da Bacia do Paraná - alinhamentos estruturais-magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico*. IPT. 143-166p. (Public. Especial 1207).
- Ferreira, F. J. F., Monmar, R., Campanha G. A. C., Galli V. L. 1989. An estimate of the degree of crustal extension and thinning associated with the Guapiara Lineament based on aeromagnetic and gravimetric modelling. *Bol. IG-USP (Série Científica)*, 20, 69-70.
- Fiori, A. P. 1985. Aplicação do modelo de cisalhamento simples na análise da deformação de alguns granitos paranaenses. *Boletim Paranaense de Geociências*, (36), 31-40.
- Fiori, A. P. 1990. *Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba*. 261 f. Tese Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Fiori, A. P. 1992. O sistema de dobramento Apiaí, Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 23, 5-17.
- Fiori, A. P. 1997. *Introdução à análise da deformação*. Curitiba, UFPR. 249 p.
- Fossen, Haakon 2012. *Geologia Estrutural*, tradução Fábio R. D. de Andrade – São Paulo: Oficina de Textos.
- Fragoso César, A. R. S. 1980. O cráton do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio – Sul Rio-grandense. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 31. Balneário de Camboriu. *Anais...* Balneário de Camboriu: SBG, 2677-2683.
- França, G. S. L., & Assumpção, M. 2004. Crustal structure of the Ribeira fold belt, SE Brazil, derived from receiver functions. *J. South Am. Earth Sci.*, 16, 743-758.
- Fries, M. 2003. *Estudo das feições estruturais e tectônicas do nordeste do Estado de São Paulo e sudoeste do Estado de Minas Gerais através da gravimetria*, Dissertação de mestrado, IG/UNESP, Rio Claro-SP, 117 p.

- Fries, M. 2008. *Estudo das feições estruturais e tectônicas do nordeste do Estado de São Paulo e sudoeste do Estado de Minas Gerais através da gravimetria*, Dissertação de mestrado, IG/UNESP, Rio Claro-SP, 117 p.
- Fuck, R. A., Brito Neves, B. B., & Schobbenhaus, C. 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research* 160, 108-126.
- Geosoft. 2009. *OASIS Montaj 7.1*. GEOSOFT, Inc., Toronto.
- Geoffroy, L. 2005. Volcanic passive margins. *C. R. Geoscience*. **337** (16): 1395–1408
- Gibson, S. A., Thomposon, R. N., Day, S. E., Humphris, A. P., & Dickin, A. P. 2005. Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: Constraints on the origin of EM-1. *Earth and Planetary Science Letters*, 237, 744-767.
- Godoy, D. F. 2006. *Termotectônica por traços de fissão em apatitas dos altos estruturais de Pitanga, Pau D'Álho e Jibóia – Centro do Estado de São Paulo*. Dissertação de mestrado. Universidade Estadual de São Paulo campus Rio Claro.
- Grant, F.S., & Dodds, J. 1972. MAGMAP FFT processing system development notes, Paterson Grant and Watson Limited.
- Guimarães, P. P. D., Almeida, H. P., Kowsmanm, R. O., Costa M. P. A., & Boa Hora, M. P. 1982. Modelagem gravimétrica na porção sul do platô de São Paulo e suas implicações geológicas. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 32, Salvador. Anais. Salvador, 5, 1570-1575.
- Gunn, P. J. 1975. Linear transformations of gravity and magnetic fields. *Geophysical Prospecting*, 23, 300-312.
- Gunn, P. J. 1997. Quantitative methods for interpreting aeromagnetic data: A subjective review.
- Guspi, F., & Introcaso, B. 2000. A sparse spectrum technique for gridding and separating potential field anomalies: *Geophysics*, 65, 1154-1161.
- Hackspacher, P. C., Juliani, C., Fetter A., & Dantas E. L. 2001. Evolution of the Central Ribeira Belt, Brazil: Implications for the Assembly of West. *Gondwana. Gondwana Research*, 4(4), 626-627.
- Hackspacher P.C., Ribeiro L. F. B., Ribeiro M. C. S., Fetter A. H., Hadler Neto J. C., Tello, C. E. S., & Dantas, E. L. 2004. Consolidation and break-up of the South America Platform in Southeastern Brazil: tectonothermal and denudation histories. *Gondwana Research*, 7(1), 91-101.
- Hamza, V. M., Dias, F. J. S. S., Gomes, A. J. L., & Terceros, Z. G. D. 2005. Numerical and Functional representations of regional heat in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152, 223-256.
- Hartmann, L. A., Silva, L. C., & Orlandi, V. 1979. O complexo granulítico de Santa Catarina: descrição e implicações genéticas. *Acta Geol Leop*, 6, 93-112.

- Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., & Coimbra, A. M. 1975. The Ribeira folded belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5, 257-266.
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Kelley, S., Mantovani, M. Peate, D.W., Regelous, M., & Rogers, N.W. 1999. Parana-magmatism and the opening of South Atlantic. In: B.C. Storey, T. Alabaster, R. J. Pankhurst (Eds.). *Magmatism and the causes of continental break-up. Geological Society of London. Special Publication*, 68, 1-8.
- Heilbron, M., Mohriak, W. U., Valeriano, C. M., Milani, E., Almeida, J. C. H. & Tupinambá, M. 2000. From collision to extension: the roots of the south-eastern continental margin of Brazil. In: M. Talwani, & W. Mohriak (Eds.) *Atlantic Rifts and Continental Margins. American Geophysical Union, Geophysical Monographs*, 115, 1-34.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A. C., Campos Neto, M., Silva, L. C., Trouw, R. A. J., & Janasi, V. C. 2004. A Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, & B. B. Brito Neves (Eds.). *O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, 203-234.
- Heilbron, M., Valeriano, C. M., Tassinari, C. C. G., Almeida, J. C. H., Tupinamba, M., SIGA, O. & Trouw, R. A. J. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: R. J. Pankhurst, R. A. J. Trouw, B. B. Brito Neves, & M. J. de Wit (Eds.). *West gondwana: pre-cenozoic correlations across the South Atlantic Region*. Geological Society, London. Special Publications, 294, 211-238.
- Herz, N. 1977. Timing of spreading in South Atlantic: information from Brazilian alkalic rocks. *Geological Society American Bulletin*, 88, 101-112.
- Hinz, K. 1981. A hypothesis on terrestrial catastrophes: wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins. *Geologisches Jahrbuch*, Hannover, E22, 3-28.
- Hinz, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Roeser, H. A., Block, M., Gonzalez de Souza, K. & Meyer, H. 1999. The Argentine continental Margin north of 48°S: Sedimentary successions, volcanic activity during breakup. *Mar. Petrol. Geol.*, 16, 1-25.
- Jackson, M. P. A., Cramez, C. & Fonk, J. M. 2000. Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks. *Marine and petroleum geology*, Guildford, 17, 477-498.
- Jacobsen, B. 1987. A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps, *Geophysics*, 52, 1138-1148.
- Kaul, P. F. T. 1980. O cráton de Luiz Alves. In: *Congresso Brasileiro de geologia*, 31. Balneário de Camboriú. *Anais...* Balneário de Camboriú: SBG, 2677-2683.
- Li X. 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*, 71(2), L13-L16.
- Macedo, J. M. 1989. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro 3(3), 159-173.

- Macedo, J. M. 1990. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. In: G. P. Raja Gabaglia, & E. J. Milani. *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobrás, 361-376.
- Machado Jr., D. L. 2000. *Condicionamento estrutural e contexto tectônico do “Alinhamento de Guapiara”*. São Paulo, Tese Doutorado. IG/USP, São Paulo, SP. 143 p.
- Machado, R., & Endo, L. 1993. Cinturão de cisalhamento Atlântico; um exemplo de tectônica transpressional Neoproterozóica. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 4. Belo Horizonte. *Boletim...* Belo Horizonte: SBG, 189-191.
- Macleod, I. N., Vierra, S. & Chaves, A. C. 1993. Analytic signal and reduction-to-the-pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. In: SBGf, 3th Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, *Anais...*, 830-835.
- Mantovani, M. S. M., & Brito Neves, B. B. 2005. Geophysical boundaries of Paranapanema Proterozoic block: its importance for the Rodinia to Gondwana evolutionary theories. *Gondwana Research*, 8, 18-22.
- Marini, O. J., Trein, E. & Fuck, R. A. 1967. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. *Bol. Paran. Geoc.*, 23(25), 23-104.
- Marques, L. S. & Ernesto, M. 2004. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. Brito Neves (Ed.). *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 245-263.
- Marzoli, A., Melluso, L., Morra, S., Renne, P. R., Sgrosso, I., D’Antonio, M., Duarte Morais, L., Morais & E. A. A., Rici, G. 1999. Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola), and relationship with the Parana-Etendeka continental fold basalt province. *Journal of Geodynamics*, 28(4/5), 341-356.
- Maus, S., Dimri, V. 1996. Depth estimation from the scaling power spectrum of potential fields?, *Geophysics. j. Int.* 124, 113-120.
- Max, M. D., Guidella, M., Kovacs, L. Paterlini, M. & Valladares, J. A. 1999. Geology of the Argentine continental shelf and margin from aeromagnetic survey. *Marine and Petrol. Geol.* 16, 41-64.
- Mckenzie, D. 1978. Some Remarks on the Developement of Sedimentary Basin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 40, 25-32.
- Meisling, K. E., Cobbold, P. R., & Mount, V. S. 2001. Segmentation of an Obliquely Rifted Margin, Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, 85(11), 1903-1924.
- Mello, A. C., Santos, R. B., Carlos, D. U., Ponte Neto, C. F., Barbosa, V. C. F. 2011. Filtro de Redução ao Polo: Potencialidades e Limitações. In: SBGf, 12th Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica.
- Melo, M. S., Riccomini, C. Hasui, Y., Almeida, F. F. M. & Coimbra, A. M. 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*, 15, 193-201.

- Menzies, M. A., Klemperer, S. L., Ebinger, C.J., Baker, J.. Characteristics of volcanic rifted margins. In: Menzies, M. A., Klemperer, S. L., Ebinger, C.J., Baker, J. (Ed.) *Volcanic Rifted Margins. Geological Society of America Special Paper*, 2002. n. 362, p. 1-14.
- Milani, E. J. 1990. Estilos estruturais em bacias sedimentares. Revisão conceitual. In: G. P. Raja Gabaglia, & E. J. Milani. *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobrás, 75-96.
- Milani, E. J. 1992. Intraplate tectonics and the evolution of the Paraná Basin, Brazil. In: M. J. De Wit, & I. D. Ransome (Eds.) *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of Southern Africa*. Balkema, 101-108.
- Milani, E. J., & Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary basins of South America. In: U. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. Campos, D. A. (Ed.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 389-445.
- Milani, E. J., Brandão, J. A. S. L., Zalán, P. V., & Gamboa, L. A. P. 2001. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Brazilian Journal of Geophysics*, 18(3), 46 p.
- Milligan P. R., & Gunn P. J. 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO - Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2), 63-75.
- Minty, B. R. S. 1991. Simple Micro-Levelling for Aeromagnetic Data. *Expl. Geoph.* 22, 591-592.
- Mio, E. 2005. *Modelagem crustal da Bacia de Santos pela Integração de métodos geofísicos*. Dissertação de Mestrado, IG/UNESP, Rio Claro-SP, 94 p.
- Mizusaki, A. M. P., & Thomaz Filho, A. 2004. O Magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. In: V. Mantesso-Neto, V.; A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. Brito-Neves (Eds.) *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. SBG-SP, Editora Beca, 281-291.
- Mohriak, W. U., Hobbs, R., Dewey, J. F. 1990. Basin-Forming processes and deep structure of the Campos Basin, offshore Brazil. *Marine and Petroleum Geology*. 7(2): 94-122.
- Mohriak, W. U., Rosendahl, B. R., Turner, J. P., & Valente, S. C. 2002. Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins. In: M. A. Menzies, S. L. Klemperer, C. J. Ebinger, J. Baker (Org). *Volcanic Rifted Margins. Bolder: Geological Society of America*, 131-151.
- Mohriak, W. U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira in: *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H Gonçalves (Eds) CPRM, Brasil.
- Mohriak, W. U., & Fainstein, R. 2012. Phanerozoic Passive Margins, *Cratonic Basins and Global Tectonic Maps*. Amsterdam Elsevier B. V. 1200p.
- Mutter, J. C., Talwani, M., & Stoffa, P. L. 1982. Origin of Seaward-Dipping Reflectors in Oceanic Crust off the Norwegian Margin by "Subaerial Sea-Floor Spreading": *Geology* 10, 353-357.
- Nabighian, M. N. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37, 507-517.

- Nabighian, M. N. 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, 39, 85-92.
- Nabighian, M. N., Grauch, V. J. S., Hansen, R.O., LaFehr, T. R., Li Y., Peirce, J. W., Phillips, J. D., & Ruder M. E. 2005. The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70(6), 33-61.
- Oliveira, R. G. 2008. *Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil)*. Tese de Doutorado, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN.
- Paula, O. B., & Vidotti, R. M. 2001. Estimativa da descontinuidade de Mohorovicic a partir de dados de gravimétricos – Costa Leste Brasileira. In: *VII Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*. Salvador, BA.
- Pavie, G. 2004. *Análise geofísica-geológica da porção emersa da Bacia de Campos através de uma metodologia integrada*. Dissertação de mestrado, LENEP/CCT/UENF, Macaé, RJ, 183 p.
- Pedersen, L. B. 1991. Relations between potencial fieldsand some equivalent sources. *Geophysics*, 56, 961-971.
- Pereira, M. J., Barbosa, C. M., Agra, J., Gomes, J. B., Aranha, L. G. F., Saito, M., Ramos, M. A., Carvalho, M. D., Stamato, M., & Bagni, O. 1986. Estratigrafia da Bacia de Santos. Análise das sequências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica. In: Congresso Brasileiro de geologia, 34, Goiânia. *Anais...* Goiânia: SBG, 65-79.
- Peternel, R., Trouw, R. A. J., & Schmitt, R. S. 2005. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, Volume 35(3), 297-310.
- Petri, S., Fúlfaro, V. J. 1983. *Geologia do Brasil: Fanerozóico*. Ed. USP, São Paulo, 631p.
- Phillips, J. D.1997. Potential Field Geophysical Software for the PC, version 2.2. U.S. Geological Survey Open File Report, pp. 97-725.
- Phillips, J. D.2000. Locating magnetic contacts: A comparison of the horizontal gradiente, analytic signal, and local wavenumber methods. In: 70th Annual Meeting, SEG, *Expanded Abstracts*, 402-405.
- Phillips, J. D. 2001, Designing matched bandpass and azimuthal filters for the separation of potential-field anomalies by source region and source type: 15th Geophysical Conference and Exhibition, *Australian Society of Exploration Geophysicists*, Expanded Abstracts, CD-ROM.
- Phillips J. D. 2007. Geosoft e Xecutables (GX's) developed by U.S Geological Survey, version 2.0, with notes on GX development from Fortran code: U.S. Geological Survey Open-File Report, 1355p.
- Portella Fiho, C. V., & Ferreira, F. J. F. 2003. Estimativas das taxas de extensão crustal da região central do Arco Ponta Grossa Bacia do Paraná com base em modelagens aeromagnéticas. In: *VIII Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*. Rio de Janeiro, RJ.
- Prazeres Filho, H. J., Harara, O. M., Basei, M. A. S., Passarelli, C. R., & Siga Júnior, O. 2003. Litoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e

- Três Córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, estado do Paraná. *Geologia USP-Série Científica*, 3, 51-70.
- Rabinowitz, P. D., & Labrecque, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and the evolution of its continental margins. *Journal Geophysics Research*, Washington, 84, 5973-6002.
- Ramsay, J. G., & Graham, R.H. 1970. Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7, 786-813.
- Raposo, M. I. B., & Ernesto, M. 1989. Rochas intrusivas básicas do Arco de Ponta Grossa: resultados páleo magnéticos preliminares. *Revista Brasileira de Geociências*, 19, 393-400.
- Reeves, C. 2005. *Aeromagnetic Surveys. Principles, Practice & Interpretation*. Geosoft., 155p.
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. J., & Somerton, I. W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution, *Geophysics*, 55, 80-91.
- Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen J., Prevot M., & Perrin M. 1992. The age of Parana flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, 258:975-979.
- Riad, S., Refai, E., & Ghalib, M. 1981. Bouguer anomalies and crustal structure in the eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 71, 253-256.
- Riccomini, C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado. 256p.
- Riccomini, C., Pellogia, A. U. G., Saloni, J. C. L., Kohenke, M. W., & Figueira, R. M. 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (Southeastern Brazil). *J. South Am. Earth Sci.*, 2,191-197.
- Richards, M. A., Duncan, R. A., Courtillot, V. E. 1989. Flood basalts and hot spot tracks: plume heads and tails. *Science*, 246,103-107.
- Rodrigues, I. F. 2007. *Estrutura Termal das Bacias Tafrogênicas e da Crosta Subjacente, de Idade pós Mesozóica na Região Sudeste*. Dissertação de Mestrado, Coordenação de Pós-Graduação do Observatório Nacional/MCT, 220p.
- Roest, W. R., Verhoef, & J., Pilkington M. 1992. Magnetic interpretation using 3D analytic signal. *Geophysics*, 57, 116-125.
- Rostirolla, S. P., Assine, M. L., Fernandes, L. A., & Artur, P. C. 2000. Reativação de Paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – o exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4), 639-648.
- Sá, N. C., Ussami, N., & Molina, E. C. 1993. Gravity Map of Brazil. 1. Representation of Free-Air and Bouguer Anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 98, 2187-2197.
- Sadowski, G. R., & M. J. Motidome. 1987. Brazilian Megafaults. *Rev. Geol. Chile*, 31, 61-75.

- Sadowski, G. R. 1991. A megafalha de Cubatão no Sudeste Brasileiro. *Boletim do Instituto de Geociências da USP* (Série Científica), 22, 15-28.
- Sadowski, G. R., & Campanha, G. A. 2004. Grandes falhas no Brasil continental. In: Virgínio Mantesso Neto, Andrea Bartorelli, Celso Dal Ré Carneiro, Benjamin Bley Brito Neves. (Org.). *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. (1a ed.). São Paulo: Beca, pp.407-421.
- Salem, A., & Ravat, D. 2003. A combined analytic signal and Euler method (AN-EUL) for automatic interpretation of magnetic data, *Geophysics*, 68, 1952-1961.
- Schmitt, R. S., Trouw, R. A. J., & Pimentel, M. M. 2004. 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*, 133, 29-61.
- Sheriff, S. D. 2010. Matched Filter separation of magnetic anomalies caused by scattered surface debris at archaeological sites. *Near Surface Geophysics*, 8(2), 145-150.
- Siga Júnior, O., Basei, M. A. S., Reis Neto, J. M., Machiavelli, A., & Harara, O. M. 1995. O Complexo Atuba: um cinturão paleoproterozóico intensamente retrabalhado no neoproterozóico. *Geologia USP* (Série Científica), 26, 69-98.
- Silva A. M. 1999. *Integração de dados geológicos e geofísicos utilizando-se uma nova técnica estatística para seleção de alvos para exploração mineral, aplicada ao Greenstone Belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero*. Tese de Doutorado, 29, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 195 p.
- Simeoni, O., & Brückl, E. 2009. The effect of the gravity stripping on the resolution of deep crustal structures in the eastern Alps and surrounding regions. *Australian Journal of Earth Sciences*, 102(2), 157-169.
- Soares, J. E. P., Berrocal, J., & Antunes, J. A. 2001. The Cavalcane and Minaçu-Brasília deep seismic refraction lines: a travel time interpretation of crustal structure in Central Brazil. *Resumos expandidos do 7º Congresso Internacional da SBGf, Salvador*, pp. 1341-1344.
- Soares, P. C., & Fiori, A. P., Carmignani, L., Rostirolla S. P. 2000. A geotectonic view of the Ribeira and Dom Feliciano belts. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 130-134.
- Souza, I. A., Ebert, H. D., Castro, J. C., Soares Jr., A. V. Silva, G. H. S., & Benvenuti, C. F. 2008, novembro/ 2009, maio. Caracterização das falhas de transferência na porção norte da Bacia de Santos a partir da integração de dados geológicos e geofísicos. *Boletim Geociências. Petrobrás*, Rio de Janeiro, 17(1), 109-132.
- Spaid-Reitz, M., & Eick, P. M. 1998. HRAM as a tool for petroleum system analysis and trend exploration: A case study of the Mississippi Delta survey, southeast Louisiana, *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 34, 83-96.
- Spector, A., & Grant, F. S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2), 293-302.

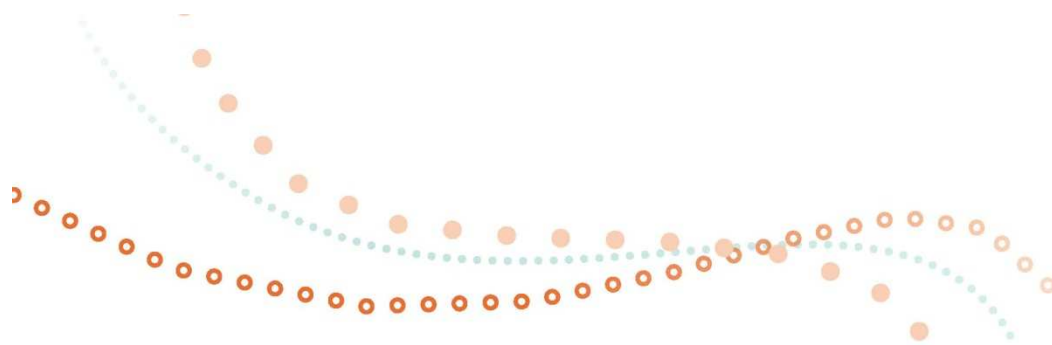
- Stanton, N. 2009. *Caracterização crustal da margem sudeste brasileira através de magnetometria e suas implicações tectônicas*. Tese de doutorado, FGEL/UERJ, RJ, 138 pp.
- Syberg, F. J. R. 1972. A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields: *Geophysical Prospecting*, 20, 47-75.
- Talwani, M., & Abreu, V. 2000. Inferences regarding initiation of oceanic crust formation from the U. S. East Coast Margin and Conjugate South Atlantic Margins. *Washington: American Geophysical Union*, 211-233.
- Tassinari, C. C. G., Munha, J. M. U., Ribeiro A. A., & Correia, C. T. 2001. Neoproterozoic oceans in the Ribeira Belt (Southeastern Brazil): The Pirapora do Bom Jesus Ophiolitic complex. *Episodes* 24(4), 245-252.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. 1990. *Applied Geophysics*. (2nd ed., 770 p.). Cambridge.
- Tello Saenz, C. A., Hackspacher, P. C., Hadler Neto, J. C., Iunes, P. J., Guedes, S., Ribeiro, L. F. B., & Paulo, S. R. 2003. Recognition of Cretaceous, Paleocene and Neogene tectonic reactivation through apatite fission - track analysis in precambrian areas of southeast Brasil, association with the opening of the South Atlantic Ocean. *J. South Am. Earth Sci.*, 15, 765-774.
- Thompson, D. T. 1982. EULDPH - A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data, *Geophysics*, 47, 31-37.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C. J., & Mantovani, M. S. M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision geochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, 121, 333-348.
- Unrug, R. 1996. The assembly of Gondwana land. *Episodes*, 19(1-2), 11-20.
- Ussami, N., Kolisnyk, A., Raposo, M. I. B., Ferreira, F. J. F., Molina, E. C., & Ernesto, M. 1991. Detectabilidade magnética de diques do Arco de Ponta Grossa: um estudo integrado de magnetometria terrestre/aérea e magnetismo de rocha. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(4), 317-327.
- Ussami, N., Sá, N. C., & Molina, E. C. 1993. Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 159(3/4), 117-132.
- Vasconcelos, R. M., Metelo, M. S., Mota, A.C., & Gomes, R. D. 1990. *Geofísica em levantamentos geológicos*. Rio de Janeiro, DIGEOF-CPRM.
- Vidotti, R. M. 1997. *Lithospheric Structure beneath the Paraná and Parnaíba Basins, from regional gravity analyses*. (109p.). School of Earth Sciences, The University of Leeds, Leeds, England, Tese PhD.
- White R., & McKenzie, D. J. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.*, 94(B6), 7685-7729.
- White R., & McKenzie D. J. 1995. Mantle plumes and flood basalts. *J. Geophys. Res.*, 100, 17543-17585.

- Woollard, G. P., & Strange, W. E. 1962. Gravity anomalies and crust of the earth in the Pacific Basin. In: The Crust of the Pacific Basin. Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 6, 60-80.
- Zalán, P. V., Wolff, S., Conceição J. C. J., Vieira, I. S., Astolfi, M. A. M., Appi, V. T., & Zanotto, O. A. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: *SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 3, Curitiba, Atas..., Curitiba, 1, 441-477.
- Zalán, P. V., Wolff, S., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. S., Conceição, J. C. J., Appi, V. T., et al. 1990. The Paraná Basin, Brazil. In: M.W. Leighton, D.R. Kolata, D.S. Oltz, J. J. Eidel (Eds.), *Interior Cratonic Basins*, AAPG Memoir 51, pp. 681-701.
- Zalán, P. V., & Oliveira, J. A. B. 2005. Origem e evolução estrutural do sistema de riftes cenozóicos do sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13(2), 269-300.

"A alegria está na luta, na tentativa, no sofrimento envolvido e não na vitória propriamente dita."

Mahatma Gandhi

VIII. ANEXOS.



34th International
Geological Congress
AUSTRALIA 2012

www.34igc.org

Congress Secretariat
Carillon Conference Management Pty Limited
PO Box 177 RED HILL
QLD 4059 AUSTRALIA

Office 14, 152 Musgrave Road,
RED HILL QLD 4059 - AUSTRALIA

T: 61 7 3368 2644
F: 61 7 3369 3731

20 April 2012

Ref: 5390

Mr Saulo Alves Carreiro-Araujo
Petrobras - Petroleo Brasileiro S.A.

Dear Mr Saulo Alves Carreiro-Araujo,

Invitation to present at the 34th IGC World Congress 2012

Thank you for submitting your abstract to be considered for presentation at the 34th International Geological Congress to be held in Brisbane, Australia, 5 – 10 August 2012.

We are pleased to advise you that the abstract(s) below has/have been selected for presentation as follows:

Abstract title: *Potentials fields and crustal structure in the southeast Brazil, continental margin of Santos Basin.*

Presentation status: *This abstract has been **accepted as an oral presentation***

Symposium: 14.4 Passive to hyper-extended continental rift margins ...

Please note, there have been changes to the Scientific Program and your abstract may have been accepted in a different symposium than you had submitted it into. The updated Scientific Program is listed on the Congress website.



"Gerir os recursos naturais para gerar recursos sociais"

Santos, 30 de setembro a 05 de outubro de 2012

São Paulo, 05 de Julho de 2012,

A(o)

Sr(a). **Saulo Alves Carreiro-Araújo**

PETROBRAS - Petróleo Brasileiro S.A. / Universidade de Brasília

Prezado(a) Autor(a),

Como é de seu conhecimento, o trabalho intitulado **"Potentials methods and crustal structure in the southeast Brazil, continental margin of Santos Basin."**, PAP011251 foi aprovado para apresentação no **46º Congresso Brasileiro de Geologia e 1º Congresso de Geologia dos Países de Língua Portuguesa**, a ser realizado de 30 de setembro a 05 de outubro de 2012, no Mendes Convention Center, em Santos – SP.

Seu trabalho foi selecionado para apresentação **ORAL** no(a) **STC14 - Evolução do Atlântico sul e norte, áreas continentais adjacentes e margens continentais passivas e ativas em geral**, no dia **02 de outubro de 2012**, das **14h50 - 15h10**.