



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**AVALIAÇÃO DO POTENCIAL PARA FORMAÇÃO DE
PLÁCERES DIAMANTÍFEROS NA REGIÃO DO DELTA
DO RIO JEQUITINHONHA E PLATAFORMA
CONTINENTAL ADJACENTE NO SUL DA BAHIA.**

ERISON SOARES LIMA

Salvador
2011

ERISON SOARES LIMA

**AVALIAÇÃO DO POTENCIAL PARA FORMAÇÃO DE
PLÁCERES DIAMANTÍFEROS NA REGIÃO DO DELTA
DO RIO JEQUITINHONHA E PLATAFORMA
CONTINENTAL ADJACENTE NO SUL DA BAHIA.**

Dissertação apresentada ao curso de Mestrado em Geologia da Universidade Federal da Bahia (UFBA), como requisito para obtenção do grau de Mestre.

Orientador: Prof. Dr. José Maria Landim Dominguez
Co-orientador: Dr. Francisco Valdir Silveira

Salvador
2011

ERISON SOARES LIMA

AVALIAÇÃO DO POTENCIAL PARA FORMAÇÃO DE
PLÁCERES DIAMANTÍFEROS NA REGIÃO DO DELTA DO
RIO JEQUITINHONHA E PLATAFORMA CONTINENTAL
ADJACENTE NO SUL DA BAHIA.

Dissertação aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Geologia, Universidade Federal da Bahia (UFBA), pela seguinte banca examinadora:

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. José Maria Landim Dominguez - Orientador

Dr. Augusto José de C. L. Pedreira da Silva

Prof. Msc. Abílio Carlos da Silva Pinto Bittencourt

DEDICATÓRIA

*A todas que de uma forma ou de outra, contribuíram
Para o sucesso deste trabalho
Luciana, Beatriz, Eliete, Elda, Danieli, Elise
Lourdes, Lilian, Verônica, Ana Clara .*

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a meu pai Jacó de Oliveira Lima (*in memoriam*) que me fez ver ainda menino a importância do conhecimento.

Ao prof. Dr. José Maria Landim Dominguez, em aceitar ser meu orientador neste projeto de pesquisa, por suas críticas, sugestões e acima de tudo, paciência.

Ao meu amigo e co-orientador Dr. Francisco Valdir Silveira pelas importantes sugestões a esta dissertação bem como por ser um professor de campo extraordinário e me mostrar os meandros da pesquisa do diamante.

A minha família, pelo apoio sempre presente em todas as horas.

Ao amigo Ivanaldo Vieira Gomes da Costa por todo apoio e incentivo e por tornar possível a realização deste curso de mestrado.

Ao amigo Roberto Campêlo de Melo pelo apoio, incentivo e cobranças ao longo do desenvolvimento deste trabalho.

Ao Chefe da Divisão de Geologia Marinha-CPRM Dr. Kaiser Gonçalves de Souza por permitir a utilização dos dados do projeto “Aluviões Diamantíferos da Foz dos Rios Pardo e Jequitinhonha”, neste projeto de pesquisa.

Ao amigo João Cardoso pelas sugestões e sempre de boa vontade ter ouvido todas as minhas idéias em relação a esta dissertação.

Aos amigos Leo Rodrigues e João Pedreira pelas críticas, sugestões e correções ortográficas.

A todos os colegas que com dedicação e empenho fizeram seu trabalho para tornar o meu possível: Isabel Matos, Giselia De Victa, Luciana Angélica, Lindaura Lucena, Gersonita Monteiro, Pedro Brás, Vânia Borges, Edvaldo Motta, Expedito Porto, Amilton Benicio, Helio de Carvalho, José Carlos, Miguel Teixeira, Miguel Augusto, Mabel Borges, Junia Mesquita, Itamar França, Valnice Castro, Conceição Rebouças, Rita Ferreira...

Ao Comte. Marcus Vinicius Almeida Silveira e a toda tripulação do Navio Hidrográfico “Amorim do Vale”.

Finalmente agradeço a CPRM – Serviço Geológico do Brasil pela oportunidade de realização desta pesquisa e pelo suporte financeiro e institucional oferecido.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
SUMÁRIO	iii
LISTA DE FIGURAS	vi
LISTA DE TABELAS	viii
LISTA DE FOTOGRAFIAS	ix
LISTA DE SIGLAS	xi
RESUMO	xii
ABSTRACT	xiii
1 – INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 OBJETIVOS	4
1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	4
1.4 LOCALIZAÇÃO	5
1.5 ASPECTOS FISIOGRÁFICOS	6
2 – GEOLOGIA REGIONAL	7
2.1 INTRODUÇÃO	7
2.2 CINTURÃO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇA	7
2.3 SUPERGRUPO ESPINHAÇO	11
2.4 GRUPO MACAÚBAS E COMPLEXO JEQUITINHONHA	12
2.5 BACIA DO RIO PARDO	13
2.6 FORMAÇÕES SUPERFICIAIS	16
3 – GEOLOGIA LOCAL	17
3.1 DEPÓSITOS COSTEIROS	17
3.2 EVOLUÇÃO DA PLANÍCIE COSTEIRA	19

3.3 PLATAFORMA CONTINENTAL	23
3.4 NEOTECTÔNICA	26
4 – PLÁCERES	28
4.1 DEFINIÇÃO	28
4.2 PLÁCERES MARINHOS	29
4.2.1 Geologia e Estrutura dos Pláceres Marinhos	30
4.2.2 Principais Tipos de Pláceres Marinhos	32
4.2.3 Ocorrências no Mundo	33
4.3 PLÁCERES MARINHOS DIAMANTIFEROS	33
4.3.1 Mineralogia dos Pláceres Marinhos Diamantíferos	34
5 – PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA	35
6 – METODOLOGIA	37
6.1 SELEÇÃO DE ÁREAS ALVO	37
6.2 AMOSTRAGEM DE MINERAIS PESADOS NO CONTINENTE	38
6.3 AMOSTRAGEM DE MINERAIS PESADOS NA PLATAFORMA CONTINENTAL	42
6.4 ANÁLISES MINERALÓGICAS SEMIQUANTITATIVAS	43
6.5 PROCESSAMENTO DOS DADOS ANALÍTICOS	44
7 – RESULTADOS	46
7.1 CONCENTRADOS DE MINERAIS PESADOS	46
7.2 ASSOCIAÇÕES DE MINERAIS PESADOS ENCONTRADOS	48
7.2.1 Granadas	51
7.2.1.1 <i>Cr-Piropo</i>	53
7.2.2 Ilmenitas	56
7.2.2.1 <i>Picroilmenita</i>	56
7.2.3 Cromitas	59
7.2.7 Piroxênios	61
7.2.7.1 <i>Cr-Diopsídio</i>	62

7.2.8 Diamantes	64
8 – DISCUSSÃO	67
8.1 FONTE DO DIAMANTE	67
8.2 FONTES PRIMÁRIAS	68
8.2.1 Kimberlitos	69
8.2.2 Lamproítos	72
8.3 FONTES SECUNDÁRIAS	73
8.3.1 Formação Salobro	73
8.3.2 Formação Sopa-Brumadinho	76
8.3.3 Formação Barreiras	77
8.3.4 Depósitos Aluvionares Recentes	84
9 – AVALIAÇÃO DO POTENCIAL METALOGENÉTICO	88
10 – CONSIDERAÇÕES FINAIS	92
11 – RECOMENDAÇÕES	93
REFERÊNCIAS	94
ANEXOS	
ANEXO 1 – AMOSTRAS DE SEDIMENTOS SUPERFICIAIS DA PLATAFORMA CONTINENTAL	102

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Gráfico mostrando capacidade de redeposição dos minerais formadores de plácer e possíveis distâncias de transporte além da sua área.	2
Figura 2 - Principais elementos para formação de um Mega-Placer Diamantífero.	3
Figura 3 - Mapa de localização da área de estudo.	5
Figura 4 - Mapa estratigráfico regional com destaque para o cráton do São Francisco, bacias hidrográficas dos rios Jequitinhonha e Pardo e províncias diamantíferas associadas.	8
Figura 5 - Mapa geológico simplificado da bacia hidrográfica do rio Jequitinhonha.	9
Figura 6 - Mapa geológico simplificado da bacia hidrográfica do rio Pardo.	10
Figura 7 - Distribuição do Supergrupo Espinhaço no Cráton do São Francisco.	11
Figura 8 - Coluna estratigráfica do Grupo Macaúbas.	12
Figura 9 - Mapa geológico da Bacia do Rio Pardo.	13
Figura 10 - Coluna Estratigráfica do Grupo Rio Pardo.	14
Figura 11 - Coluna estratigráfica da Formação Salobro.	16
Figura 12 - Mapa geológico da área estudada.	18
Figura 13 - Máximo transgressivo em 120.000 AP.	19
Figura 14 - Delta pleistocênico do rio Jequitinhonha.	20
Figura 15 - Última transgressão no Estado da Bahia.	21
Figura 16 - Primeiro delta holocênico.	21
Figura 17 - Segundo delta holocênico.	22
Figura 18 - Terceiro delta holocênico.	22
Figura 19 - Representação esquemática de uma plataforma continental de margem passiva.	23
Figura 20 - Modelo numérico da plataforma continental e região adjacente ao delta do rio Jequitinhonha.	24
Figura 21 - Mapa de Fácies da Plataforma Continental e Arcabouço Tectônico.	25
Figura 22 - Representação esquemática da localização de pláceres marinhos.	30
Figura 23 - Curva de variação do nível do mar.	31
Figura 24 - Esquema em perfil e planta mostrando locais relacionados a depósitos de plácer aluviais.	37
Figura 25 - Fluxograma da metodologia utilizada para concentração e análise dos minerais pesados.	45

Figura 26 - Distribuição dos minerais pesados na área estudada.	47
Figura 27 - Mapa com distribuição dos teores de granadas nos concentrados de minerais pesados.	52
Figura 28 - Mapa com distribuição dos teores de ilmenitas nos concentrados de minerais pesados.	57
Figura 29 - Mapa com distribuição dos teores de cromitas nos concentrados de minerais pesados.	59
Figura 30 - Diagrama ternário de nomenclatura dos piroxênios.	61
Figura 31 - Mapa com distribuição dos teores de piroxênios nos concentrados de minerais pesados.	63
Figura 32 - Principais formas cristalinas do diamante.	64
Figura 33 - Mapa com distribuição do teor de diamantes no concentrado de minerais pesados.	66
Figura 34 - Modelo da origem dos diamantes, mostrando acreção de uma faixa móvel contra um cráton arqueano.	68
Figura 35 - Modelo de <i>pipe</i> kimberlítico.	70
Figura 36 - Seção esquemática da geologia na região de Abrolhos.	71
Figura 37 - <i>Pipe</i> lamproítico, com indicação de fácies dos principais corpos australianos.	72
Figura 38 - Evolução da Formação Salobro com aporte sedimentar do embasamento a norte e da Formação Serra do Paraíso a sul.	74
Figura 39 - Estágio final da evolução da Formação Salobro, com a deposição do conglomerado Mascote.	75
Figura 40 - Modelo evolutivo das fácies continentais da Formação Barreiras no Sul da Bahia.	78
Figura 41 - Mapa com distribuição dos pontos coletados na Formação Barreiras.	79
Figura 42 - Seção esquemática dos depósitos diamantíferos no garimpo Bendengó.	81
Figura 43 - Seção transversal à calha do rio Jequitinhonha em seu médio curso, na região da lavra da Mineração Rio Novo.	87
Figura 44 - Mecanismos de transporte hidrodinâmico de grãos sedimentares.	88
Figura 45 - Representação esquemática de ambientes deposicionais dos depósitos litorâneos da Namíbia.	90

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Principais minerais formadores de plácer.	29
Tabela 2 - Estabilidade química dos minerais pesados.	46
Tabela 3 - Características físicas dos minerais mais importantes utilizados na pesquisa do diamante.	49
Tabela 4 - Proporção média dos cinco principais tipos de granada em diferentes tipos de rochas.	51
Tabela 5 - Distribuição dos minerais pesados na Formação Barreiras.	83
Tabela 6 - Equivalente hidráulico entre diamante e quartzo.	90

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Foto 1 - Vista panorâmica da planície costeira na região de estudo.	18
Foto 2 - Falha normal, observada na Formação Barreiras.	26
Foto 3 - Juntas em arenito pleistocênico na região de Canavieiras.	27
Foto 4 - Amostragem de sedimento para obtenção de minerais pesados.	38
Foto 5 - Amostragem em cordão arenoso pleistocênico	39
Foto 6 - Jogo de peneiras e batéia utilizada na concentração de minerais pesados.	40
Foto 7 - Cascalho retido na peneira de #4.	40
Foto 8 - Peneira de # 16 com concentrados de minerais pesados no centro.	41
Foto 9 - Concentrado de minerais pesados na fração entre 0,5 – 1,0 mm coletados para análise.	41
Foto 10 - Bateia utilizada para concentração de minerais pesados na fração entre 0,25 - 0,5 mm.	42
Foto 11 - Amostragem de sedimentos superficiais no mar, com auxílio de uma draga.	43
Foto 12 - Concentrado de minerais pesados.	48
Foto 13 - Granada piropo de coloração violeta e habito anedral.	53
Foto 14 - Granada piropo de coloração lilás.	54
Foto 15 - Granada piropo de coloração violeta, grãos entre 0,25-050 mm.	54
Foto 16 - Granada piropo de coloração lilás, apresentando habito anedral.	55
Foto 17 - Picroilmenita, com superfície corroída e fratura conchoidal.	56
Foto 18 - Picroilmenita, arredondada e com fratura conchoidal.	58
Foto 19 - Picroilmenita, com superfície corroídas.	58
Foto 20 - Cr-diopsídio recuperado em concentrado de minerais pesados.	62
Foto 21 - Diamante recuperado em concentrado de minerais pesados no garimpo Bendengó.	65
Foto 22 - Diamantes com habito octaédrico, garimpo Bendengó.	65
Foto 23 - Conglomerado Salobro, polimítico, sustentado por clastos variados de quartzo, <i>chert</i> , quartzito, rochas graníticas, gnáissicas e rocha vulcânica.	73
Foto 24 - Conglomerado Salobro alterado, encontrado na área do garimpo Bendengó.	75
Foto 25 - Conglomerado diamantífero da Formação Sopa-Brumadinho.	77
Foto 26 - Conglomerado diamantífero do Garimpo Bendengó.	80

Foto 27 - Facies de cascalho da Formação Barreiras na região de Canavieiras.	82
Foto 28 - Facies de cascalho com clastos de quartzo variando de 2 a 10 cm, da Formação Barreiras.	82
Foto 29 - Lavra de diamantes no garimpo Bendengó.	84
Foto 30 - Amostragem em depósito aluvionar do rio Salobro.	85
Foto 31 - Prospecção de diamante no depósito aluvionar do médio rio Jequitinhonha.	86

LISTA DE SIGLAS

AP	Antes do Presente
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil
Ct	Quilate (= 0,2 g)
#	Malha

RESUMO

Os depósitos de placeres diamantíferos representam aproximadamente 20% da produção mundial de diamante e são produtos da concentração mecânica deste mineral em ambientes fluviais e/ou costeiros. Na região do delta do rio Jequitinhonha e plataforma continental adjacente estão presentes os principais elementos que favorecem a formação de placeres diamantíferos marinhos, semelhante ao que ocorre na costa sudoeste africana: elevada energia de ondas e correntes, variações do nível do mar nos últimos 120.000 anos, e possíveis estruturas no assoalho marinho que podem servir de armadilhas para os diamantes. Entretanto este trabalho mostrou que os principais rios da região, o Jequitinhonha e o Pardo não apresentam capacidade hidráulica para transportar os sedimentos diamantíferos das áreas produtoras, encontradas no interior do Cráton do São Francisco até a linha de costa. Logo o potencial para formação destes depósitos na área estudada, considerando estes dois rios como os principais agentes, é baixo. Não foram identificadas fontes primárias do diamante (kimberlitos ou lamproitos) na região, embora tenha sido encontrados minerais satélites do diamante, como a granada piropo e picroilmenita, os quais exibem feições superficiais e texturais, que fornecem indícios de uma fonte próxima para estes minerais. A Formação Salobro, apesar de ser considerada historicamente como a principal fonte de diamantes secundários próximo a área pesquisada, não apresentou indícios da presença de diamantes. A principal fonte de diamantes na região são os cascalhos diamantíferos encontrados no distrito de Betânia, situados a 40 km noroeste da área estudada. A partir da distribuição do mineral ghanita foi possível correlacionar as fácies diamantíferas encontrados neste distrito, com outras fácies de cascalho presentes na Formação Barreiras, o que abre uma perspectiva nova para a exploração de diamantes nesta região.

Palavras Chave: diamante, minerais pesados, placeres diamantíferos, delta do rio Jequitinhonha, plataforma continental.

ABSTRACT

The diamondiferous placers represent 20% of the world production of diamond and are the product of the mechanical concentration of this mineral in fluvial and/or coastal environments. At the Jequitinhonha delta and adjacent continental shelf are present the major conditions that favor the formation of the marine diamantiferous placers, as found for example the southwest coast of Africa. The study area is characterized by high wave and current energy, sea-level changes during the last 120.000 years, and the presence of structures on the continental shelf that favor the development of traps for the diamonds. In spite of that the main rivers emptying into the area, the Jequitinhonha and Pardo, don't have adequate hydraulic capacity to transport the diamantiferous sediments from their producing area, at the São Francisco Craton to the coastal zone. Therefore the potential for formation of these deposits in the studied area, considering these two rivers as the major transporting agent, is small. Additionally no primary source rocks such as kimberlites or lamproites were found close to the study area, although diamond satellite minerals such as piropos and picroilmenites, exhibiting features indicative of the presence of a nearby diamondiferous source were found. The Salobro Formation, in spite of being considered historically as the main source of secondary diamonds close to the study area, did not exhibit any indication of the presence of diamonds. The main diamond source in the area are the diamondiferous gravels found in the district of Betânia, located 40 km northwest from the study area. The presence of ghanita both in these diamondiferous facies and in other gravelly facies found in the Barreiras Formation, opens a new perspective for diamond exploration at the this area.

Key Words: diamond, heavy minerals, diamondiferous placers, Jequitinhonha delta, continental shelf.

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

Pláceres diamantíferos representam aproximadamente 20% da produção mundial de diamantes, no entanto, a maior parte destes diamantes possui um valor agregado maior que os recuperados nas fontes primárias, uma vez que sofreram processos de seleção e qualificação ao longo de todo percurso na bacia sedimentar até a sua deposição final. Um dos maiores depósitos de plácere diamantífero do mundo se encontra no sudoeste do continente africano, abrangendo os países da Namíbia e África do Sul. São pláceres situados na região costeira e plataforma continental, explorados desde 1908, produzindo mais de 75 milhões de quilates de diamantes com alta qualidade gemológica (Spaggiari *et al.*, 2006) e tem suas reservas estimadas em torno de 80 milhões de quilatés.

Amaral (1979) avança a possibilidade da ocorrência de pláceres diamantíferos na região do delta do rio Jequitinhonha, tendo em vista que ao longo deste rio, mais precisamente no Estado de Minas Gerais, existem atividades extrativas de diamantes que remontam a época dos primeiros colonizadores. Trata-se de depósitos fluviais dispostos ao longo da planície de inundação do referido rio. Segundo Chaves & Chambel (2004), os conglomerados diamantíferos da Formação Sopa-Brumadinho, são supostamente, a fonte secundária para estes diamantes. Próximo ao delta do rio Jequitinhonha, também ocorrem depósitos diamantíferos, na localidade de Betânia, estando estes diamantes, tradicionalmente relacionados aos conglomerados do Ediacarano-Cambriano, preexistentes na Formação Salobro (Gonçalves *et al.*, 1977). Com a análise dos dados obtidos no decorrer desta pesquisa, também aventamos a possibilidade da Formação Barreiras ser uma possível fonte secundária para os diamantes na região.

Considerando-se a dispersão à qual são submetidos os detritos pesados, inclusive o diamante, ao longo do curso dos rios, Patik-Kara (2002), salienta que diamantes podem ser submetidos a vários ciclos de deposição e redeposição, podendo alcançar distâncias de transporte próximo a 1000 km da área fonte (Fig.1).

Desta forma a realização de pesquisas para avaliar a possibilidade de formação de pláceres diamantíferos, no baixo curso dos rios Pardo e Jequitinhonha, é motivada pelo fato da referida área constituir-se no destino final dos sedimentos detríticos trazidos à costa, e deste material sedimentar pertencer em parte à província diamantífera responsável por grande parte da produção de diamantes no País.

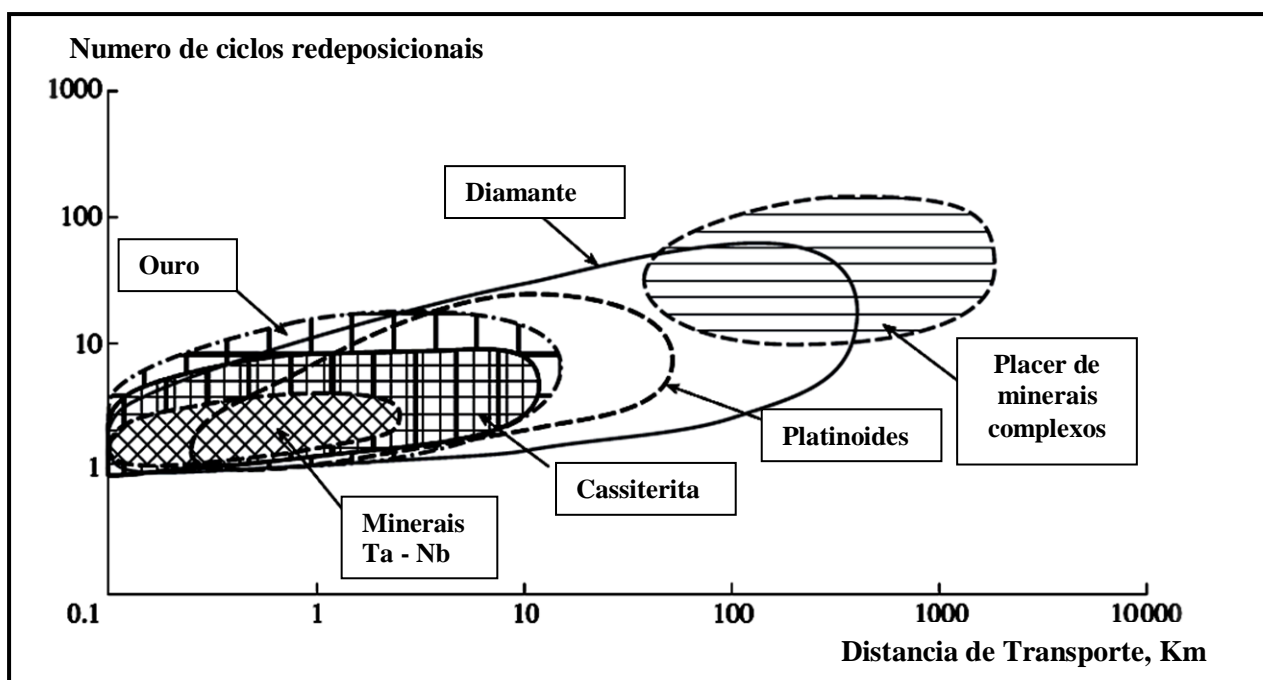


Figura-1 Gráfico mostrando capacidade de redeposição dos minerais formadores de plácer e possíveis distâncias de transporte além da sua área. Modificado (Patik-Kara, 2002).

Bluck *et al.*, (2005) descrevem os principais elementos para formação de mega pláceres diamantíferos, considerados pelos autores como sendo depósitos de pláceres com reservas maiores que 50 milhões de quilates, nos quais 95 % dos diamantes recuperados são de qualidade gemológica. Como exemplo cita os pláceres que estão associados à bacia de drenagem do sistema Orange-Vaal, destacando como fatores principais de controle da formação destes depósitos: um craton fértil em diamantes, a bacia de drenagem e o ambiente final da deposição dos sedimentos (Fig. 2).

Outro fator importante destacado por Spaggiari *et al.* (2006) são as variações relativas do nível do mar. A região da desembocadura do sistema fluvial Orange-Vaal apresenta uma dinâmica de ondas e correntes de alta energia que persiste desde o final do Eoceno e experimentou variações eustáticas do nível do mar com amplitudes de + 180 m a -120 m, originando depósitos litorâneos Plio-Pleistocênicos.

Este sistema de retrabalhamento dos sedimentos costeiros esteve atuante nos últimos 40 milhões de anos e deu origem a depósitos de submaré, intermaré e depósitos de praias. Os depósitos são constituídos por clastos de variados tamanhos, em uma matriz arenosa rica em diamantes, prolongando-se por mais de 150 km ao norte da desembocadura, gerando uma série de depósitos economicamente viáveis (Spaggiari *et al.*, 2006).

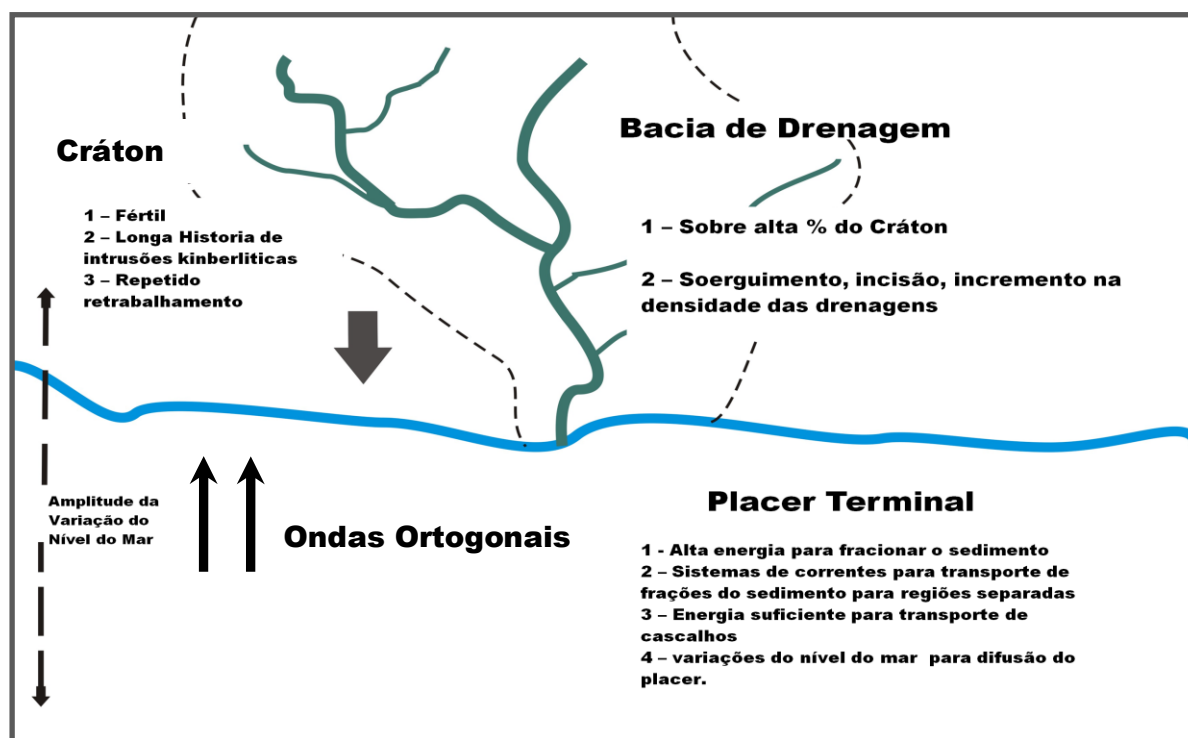


Figura – 2 Principais elementos para formação de um Mega-Placer Diamantífero (Modificado de Bluck *et al.*, 2005).

Em muitos destes pláceres seu embasamento rochoso apresenta ravinas e caldeirões, formados a partir de estruturas preexistentes. Estas ravinas formam verdadeiras armadilhas que promovem a concentração dos diamantes (Jacob *et al.*, 2006).

O litoral do sudoeste africano apresenta um dos sistemas costeiros mais enérgicos do mundo, com regime contínuo de ondas do tipo *swell*, originadas do cinturão de tempestade do atlântico sul, com energia suficiente para mobilização de cascalhos grosseiros até profundidades de 15 m (Bluck *et al.*, 2005). Comparado ao que ocorreu na costa sudoeste africana, a região da foz dos rios Jequitinhonha e Pardo apresenta uma dinâmica menos intensa, no entanto, possui ainda um sistema de alta energia, marcado por mudanças significativas nos padrões de ondas e correntes (Bittencourt *et al.*, 2000), que promovem o retrabalhamento constante dos sedimentos oriundos das províncias diamantíferas anteriormente citadas.

Deste modo, pode-se lançar a hipótese de que parte dos diamantes transportados pelas bacias de drenagem, dos rios Pardo e Jequitinhonha podem ter sido eventualmente carreados até o mar, formando pláceres marinhos diamantíferos, durante os períodos de variações do nível do mar que atuaram na costa sul da Bahia, nos últimos 120.000 anos (Dominguez *et al.*, 1982, Dominguez, 1987).

1.2. OBJETIVOS

O objetivo desta pesquisa é de realizar estudos paleogeográficos, geoquímicos e sedimentológicos, nas regiões continental e marinha situadas entre as desembocaduras dos rios Jequitinhonha e Pardo, no sul da Bahia, para determinar o potencial para a formação de pláceres diamantíferos marinhos e continentais nas mesmas.

1.3. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- a) Realizar prospeção geoquímica, continental e marinha, nos canais, paleocanais e planícies deltaicas dos rios Jequitinhonha e Pardo e na plataforma continental confrontante;
- b) Identificar as possíveis fontes primárias ou secundárias de diamante na região;
- c) Avaliar o potencial metalogenético para formação de pláceres diamantíferos na região do delta do rio Jequitinhonha e plataforma continental.

1.4. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está situada na região sul do Estado da Bahia (Fig. 3), compreendendo no continente, os baixos cursos dos rios Pardo-Salobro e Jequitinhonha e a planície costeira, e no mar, a região da plataforma continental adjacente, situada entre as desembocaduras dos referidos rios. Compreende uma área total de 4000 km² aproximadamente, abrangendo parte dos municípios de Belmonte, Canavieiras e Una.

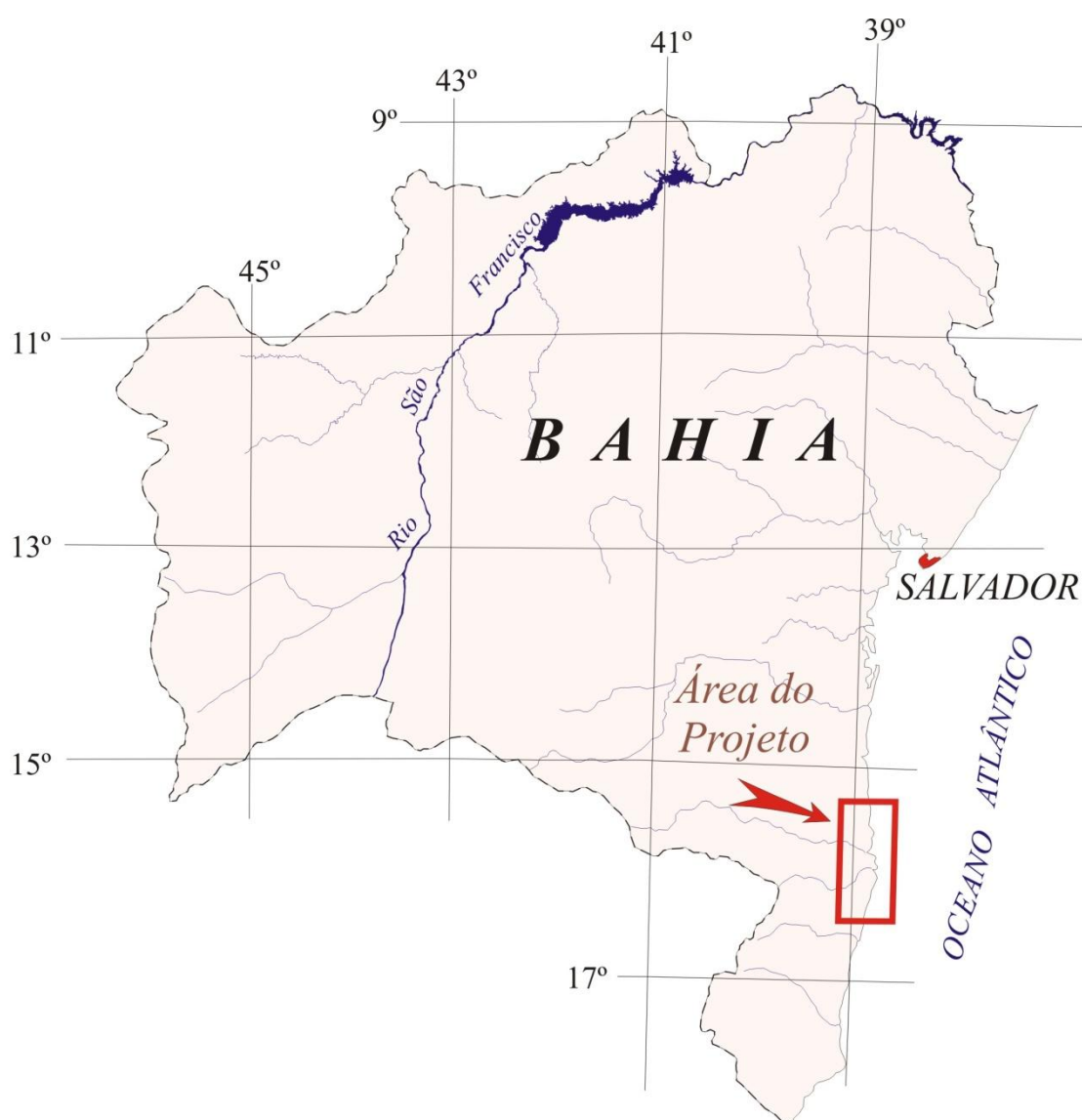


Figura 3 – Mapa de localização da área de estudo.

1.5. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

A área estudada é marcada por um clima quente e úmido, sem estação de seca, com chuvas mais intensas nos meses de março a julho e taxas pluviométricas em torno de 1500 mm anuais. Possui umidade relativa acima de 85 %, que decresce para o interior (BAHIA, 1997). A morfologia é característica da costa nordestina, notável por seus tabuleiros e planície costeira desenvolvida em ambientes com significativo aporte sedimentar.

As bacias hidrográficas dos rios Jequitinhonha e Pardo compreendem juntas uma área de 99.455 km² e estão situadas nos estados de Minas Gerais e Bahia.

O rio Jequitinhonha com 1082 km de extensão, tem suas nascentes na Serra do Espinhaço, Pico do Itambé no município de Serro em Minas Gerais e desemboca no oceano Atlântico, formando um delta dominado por ondas, onde está instalada a cidade de Belmonte. Sua bacia hidrográfica possui um clima com características de semi-árido a úmido, com pequenas variações anuais de temperatura entre 21 a 24°. Apresenta índices de pluviosidade anuais que variam de 600 a 1600 mm.

O rio Pardo com 565 km de extensão, tem suas nascentes no município de Rio Pardo a 750 m de altitude, em Minas Gerais e sua foz está localizada no município de Canavieiras, Bahia. Sua bacia hidrográfica apresenta uma variação de clima úmido na parte costeira a seco e sub-úmido à medida que se avança para o interior.

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1. INTRODUÇÃO

A área de estudo está situada, na borda leste do Cráton do São Francisco (Almeida, 1977; Alckmim *et al.*, 1993; Alckmim, 2004) e nordeste da Faixa Araçuaí (Almeida, 1977) (Fig. 4). Seu contexto geológico abrange três domínios distintos: i) o embasamento arqueano, representado pelo orógeno paleoproterozóico Itabuna-Salvador-Curaçá (Delgado *et al.*, 2003), individualizando-se nos Complexos Ibicaraí e Buerarema, presentes a noroeste da foz do rio Jequitinhonha; ii) a bacia metassedimentar do Rio Pardo (Pedreira *et al.*, 1969), de idade Neoproterózoica ocorre a oeste, incluindo as Formações Panelinha, Serra do Paraíso, Santa Maria Eterna, Água Preta, Camacan e Salobro e iii) as coberturas sedimentares cenozóicas, em sua maior parte representadas pela Formação Barreiras (Bigarella & Andrade, 1964) e depósitos da planície costeira.

Também de interesse desta pesquisa são as unidades geológicas que ocorrem nas bacias hidrográficas dos rios Pardo e Jequitinhonha (Figs. 5 e 6), uma vez que, alguns desses litotipos, podem ter servido como fonte do diamante para região estudada.

Estas rochas estão agrupadas no Complexo Jequitinhonha, Supergrupo Espinhaço (Formação Sopa-Brumadinho) e Grupo Macaubas (Formações Salinas, Ribeirão da Folha, Chapada Acauã, Nova Aurora, Serra do Catumi e Duas Barras). Ocorrem também rochas arqueanas graníticas gnáissicas que compõem o embasamento.

2.2 CINTURÃO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ

O Complexo Ibicaraí (Souza *et al.*, 2003), compõe-se de rochas granulíticas de composição charnockítica, enderbitica e tronhjemítica e subordinadamente noritica (Moraes Filho & Lima 2007). Na região de Una, os corpos charnockíticos, são de granulação fina e bandados, formados por mesopertita, quartzo, plagioclásio e hiperstênio e estão cortados por diques básicos.

De ocorrência muito restrita estão os litótipos do Complexo Buerarema (Souza *et al.*, 2003): são ortognaisses granulíticos, por vezes apresentando acentuada presença de biotita, o que sugere um retrometamorfismo localizado (Moraes Filho & Lima, 2007).

Nas regiões das bacias hidrográficas dos rios Jequitinhonha e Pardo, o embasamento cristalino é formado por terrenos neoarqueanos compostos por ortognaisses TTG (Tonalito Trondhjemitico e Granodiorito) e seqüências supracrustais, intrudidos por granitóides anorogênicos subalcalinos, granitóides alcalinos e suítes graníticas.

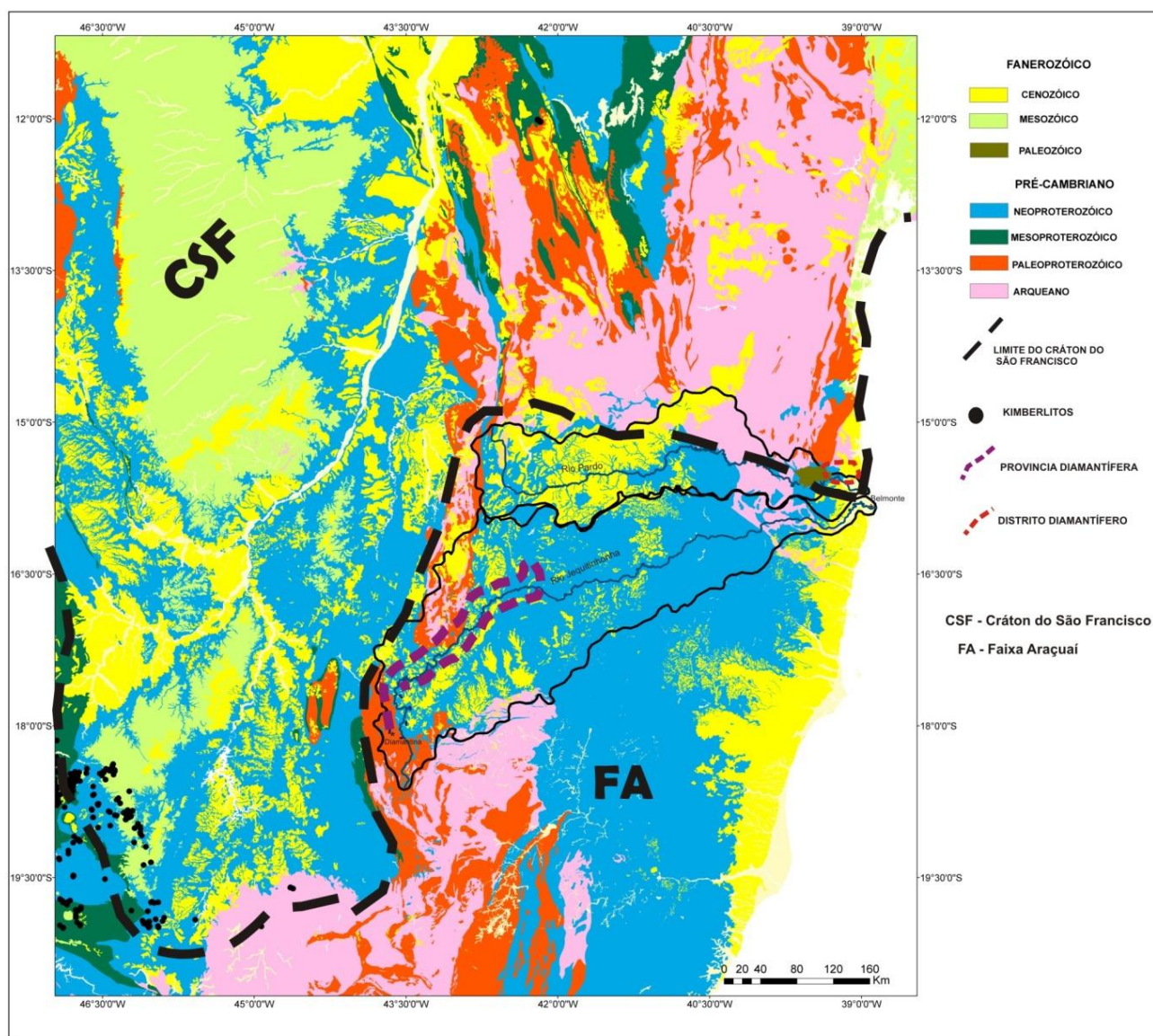


Figura – 4. Mapa geológico regional com destaque para o cráton do São Francisco, bacias hidrográficas dos rios Jequitinhonha e Pardo e províncias diamantíferas associadas (modificado de CPRM, 2004).

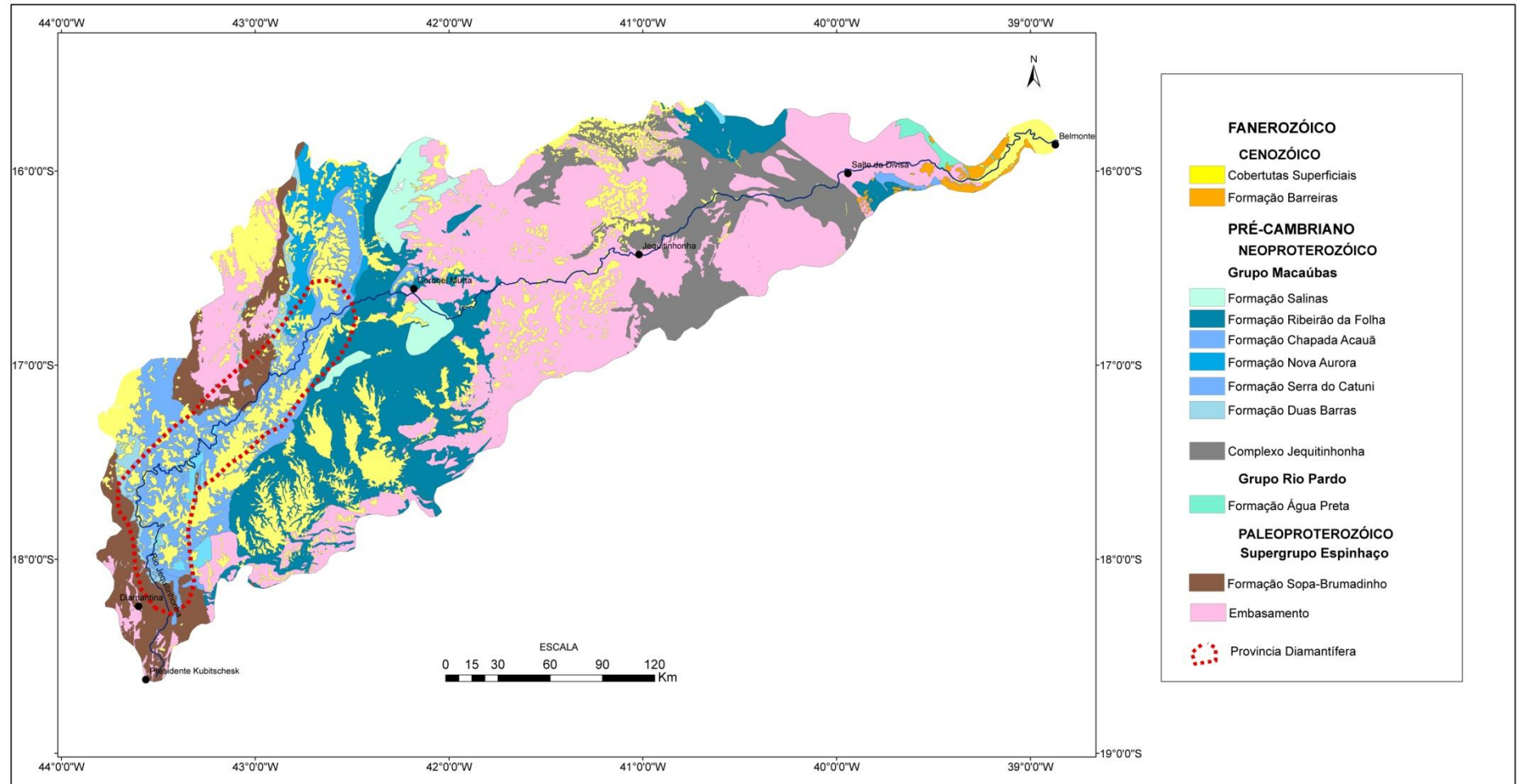


Figura – 5. Mapa geológico simplificado da bacia hidrográfica do rio Jequitinhonha e província diamantífera associada (modificado de CPRM, 2004).

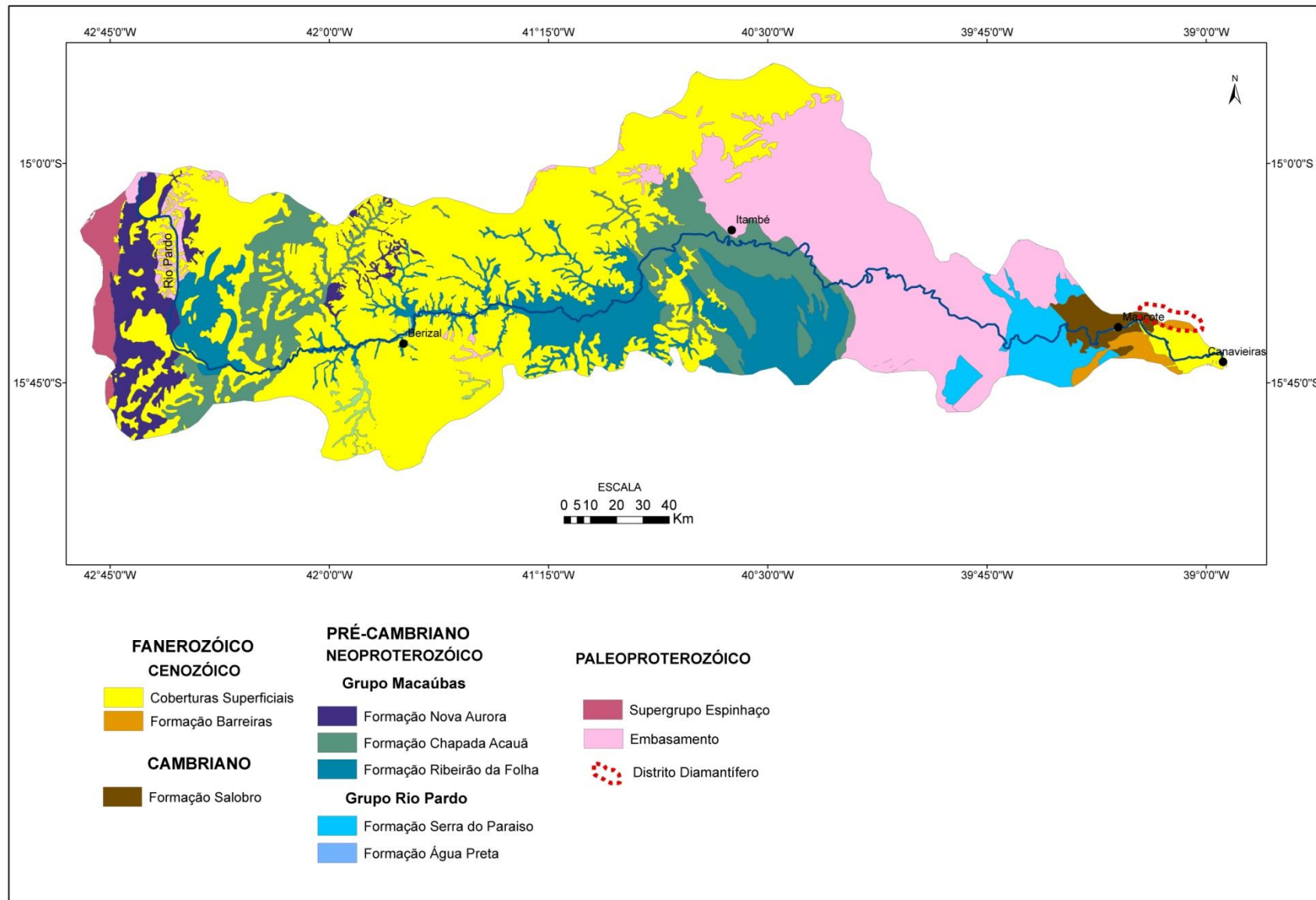


Figura – 6. Mapa geológico simplificado da bacia hidrográfica do rio Pardo e distrito diamantífero associado (modificado de CPRM, 2004).

2.3 SUPERGRUPO ESPINHAÇO

O Supergrupo Espinhaço (Bruni *et al.*, 1974) possui ampla distribuição no cráton do São Francisco (Fig. 7) é representado nas bacias hidrográficas dos rios Jequitinhonha e Pardo apenas pela Formação Sopa-Brumadinho (Pflug, 1968), de idade paleoproterozoica e possui litologias variadas, com predominância de filitos grafitosos e quartzitos de granulação fina a média com intercalações de conglomerado, estes, diamantíferos. A sequência encerra com metassiltitos e quartzitos finos, com baixos teores de diamante. Sua gênese está relacionada a depósitos de leques aluviais (Almeida Abreu, 1995).

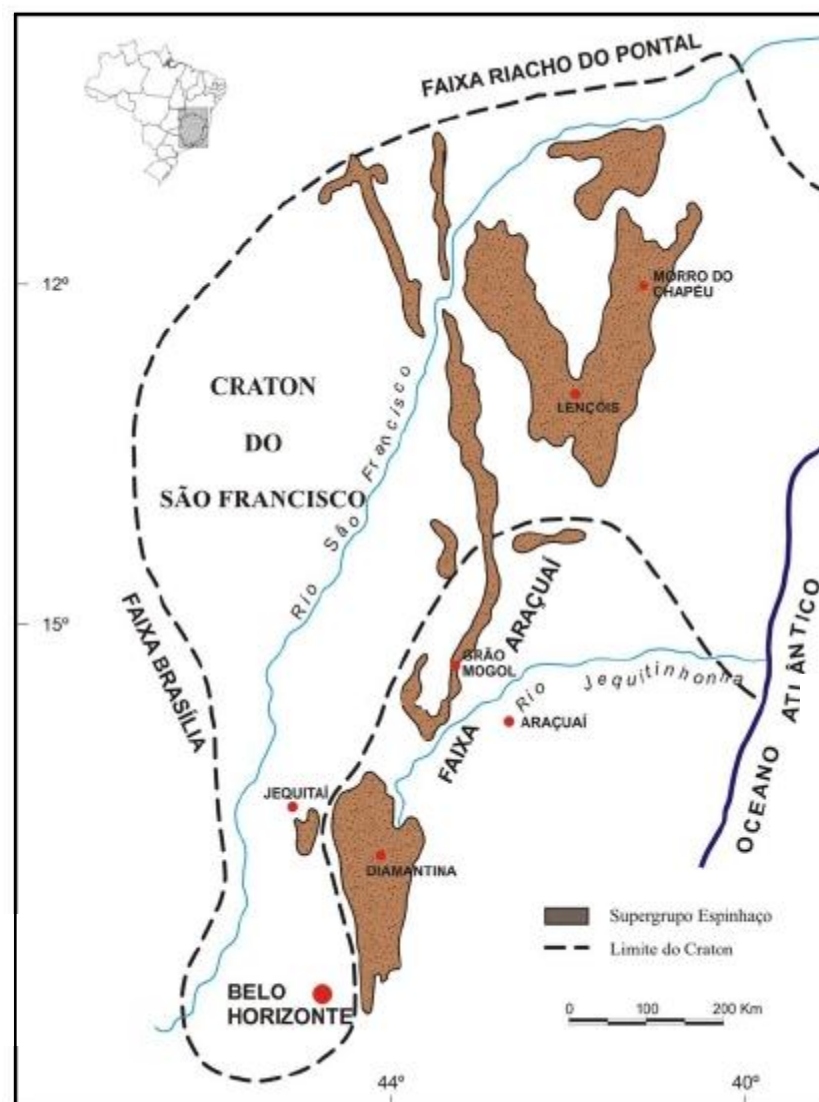


Figura 7 – Distribuição do Supergrupo Espinhaço no cráton do São Francisco (Martins, 2006)

2.4 GRUPO MACAÚBAS E COMPLEXO JEQUITINHONHA

O Grupo Macaúbas (Moraes e Guimarães, 1930) de idade neoproterozóica é representado nas bacias hidrográficas dos rio Jequitinhonha e Pardo. Da base para o topo (Fig. 8) ela compreende as formações Duas Barras, Serra do Catumi, Nova Aurora (Viveiros *et al.*, 1979), Chapada Acauã (Noce *et al.*, 1997) e Salinas.

A sequência pré-glacial do Grupo Macaúbas é representada pela Formação Duas Barras, composta predominantemente por quartzitos com lentes de conglomerado.

As formações Serra do Catumi, Nova Aurora e Chapada Acauã são glaciomarinhas, constituídas por quartzitos, metadiamicritos e metapelitos. Já a Formação Salinas, marinha, é composta por um pacote de quartzito micáceo, xistos bandados e rochas calciosilicáticas, constituindo um sistema turbidítico definido por Uhlein *et al.* (2007), incluindo fácies canalizadas (conglomerados lenticulares) e não canalizadas (arenitos, ritmitos e pelitos).

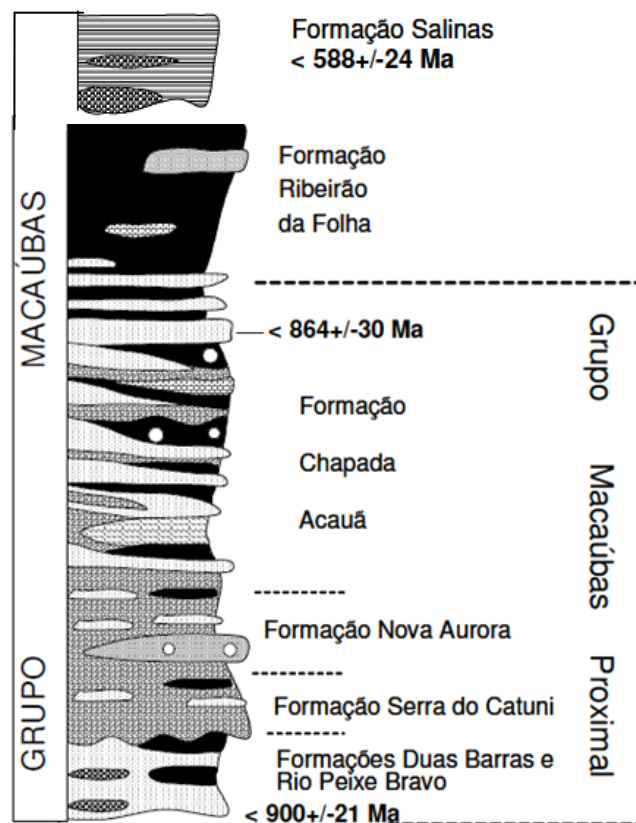


Figura 8 – Coluna estratigráfica do Grupo Macaúbas (modificado de Pedrosa-Soares, 2007)

O Complexo Jequitinhonha (Almeida & Litwinski, 1984) é formado principalmente por gnaisses kinzigíticos, originados do metamorfismo e migmatização dos sedimentos do Grupo Macaúbas. Segundo Moraes Filho & Lima, 2007 estes gnaisses são de granulação fina a grossa, com bandamentos milimétricos leucocráticos (quartzo, feldspato) e melanocráticos (quartzo, biotita, feldspato, cordierita, grafita e granada). Quartzitos e rochas calcissilicáticas compostas por calcita, diopsídio, horblenda e plagioclásio, também ocorrem nesta unidade.

2.5 BACIA SEDIMENTAR DO RIO PARDO

A bacia metassedimentar do Rio Pardo de idade Neoproterozóica (Fig. 9) compreende da base para o topo as formações Panelinha, Serra do Paraíso, Santa Maria Eterna, Água Preta, Camacan do Grupo Rio Pardo (Fig. 10) e Formação Salobro (Fig. 11).

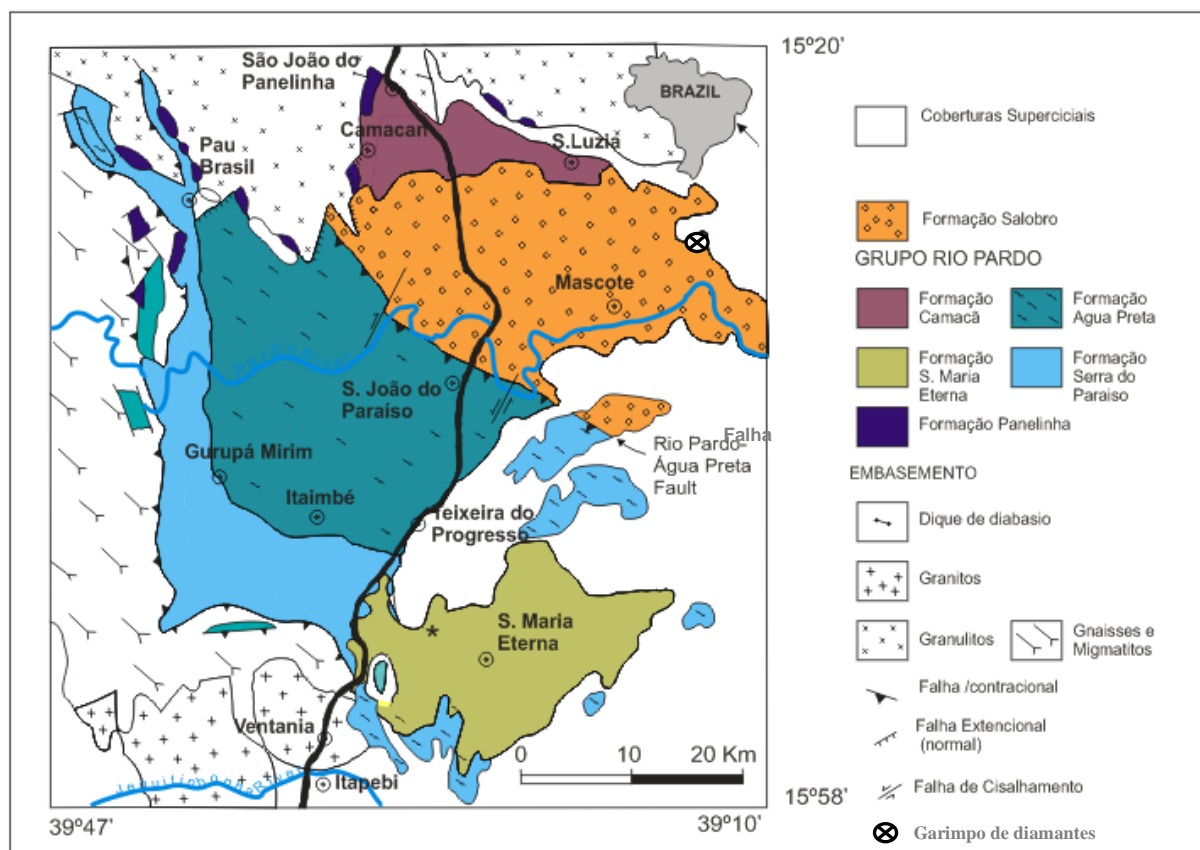


Figura 9 – Mapa geológico da Bacia do Rio Pardo (modificado de Pedreira, 1999)

Formalizada por Pedreira *et al.* (1969), a Formação Panelinha é composta por metaconglomerado polimítico, metagrauvaca, metarcóseo e metabrecha.

A formação Serra do Paraíso (Pedreira *et al.*, 1969). É composta por laminitos algais, metacalcário dolomítico, metadolomito, quartzito e filito. Tem sua origem relacionada a depósitos de águas rasas com formação de estromatólitos colunares e não colunares, com periódicas exposições subaéreas caracterizadas pela presença de *tepees* (Karmann, 1987).

Grupo Rio Pardo

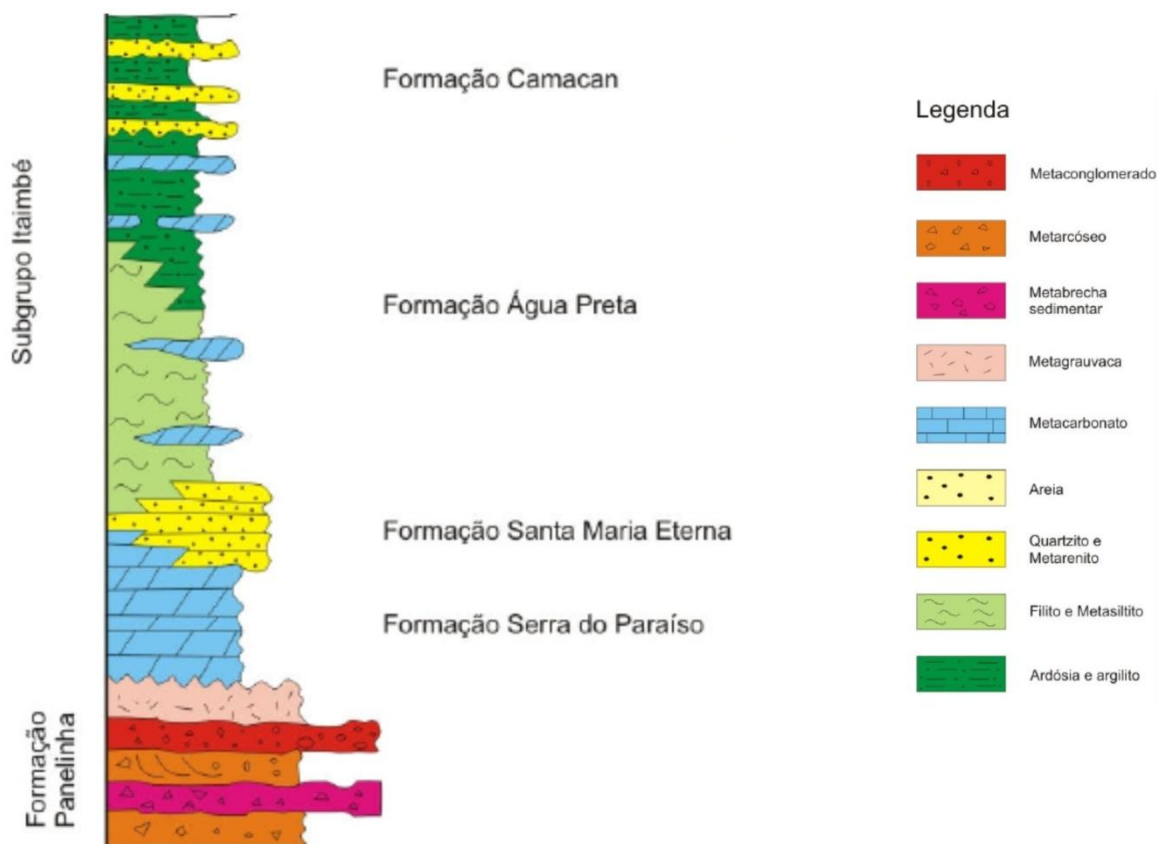


Figura 10 – Coluna estratigráfica do Grupo Rio Pardo (modificado de Xavier, 2009)

A Formação Santa Maria Eterna compõe-se de quartzitos médios a finos, com níveis de metaconglomerado e metacalcário dolomítico; *tepees* formados pelo ressecamento de tapetes algais e brechas intraformacionais nos carbonatos, como ocorre na Formação Serra do Paraíso, também estão relacionados a exposições subaéreas da bacia (Pedreira, 1996).

Composta principalmente por filitos, metassiltitos e metarenitos micáceos com níveis de metacalcário, a Formação Água Preta (Pedreira *et al.*, 1969) apresenta contatos transicionais com a Formação Santa Maria Eterna. Para Pedreira (1996) a deposição desta unidade se deu ao longo de uma margem continental em águas profundas, sendo as lentes de calcário associadas, depositadas em zonas rasas com reduzido aporte terrígeno.

Definida por Pedreira *et al.* (1969) a Formação Camacan é composta por metassilito, ardósia, metarenito, metagrauvaca, metadolomito, metacalcário e lentes de carbonato.

De interesse direto para esta pesquisa, uma vez que historicamente a Formação Salobro (Fig. 9) seria uma das principais fontes de diamante na região, esta formação teria se depositado em uma sub-bacia considerada por Pedreira (1999), como do tipo de antepaís, e tem sua gênese relacionada a convergência e colisão entre o cráton do São Francisco e o embasamento da faixa Araçuaí (Pedreira 1996; 1999). É composta predominantemente pela alternância de metagrauvaca litofeldspática, metarenito, quartzito, metassilito, metargilito laminado, ardósia e lentes de metaconglomerado polimítico, com marcas onduladas, estratificação plano-paralela e estratificações cruzadas acanaladas e planares. Uma caracterização mais detalhada da Formação Salobro será apresentada mais adiante.

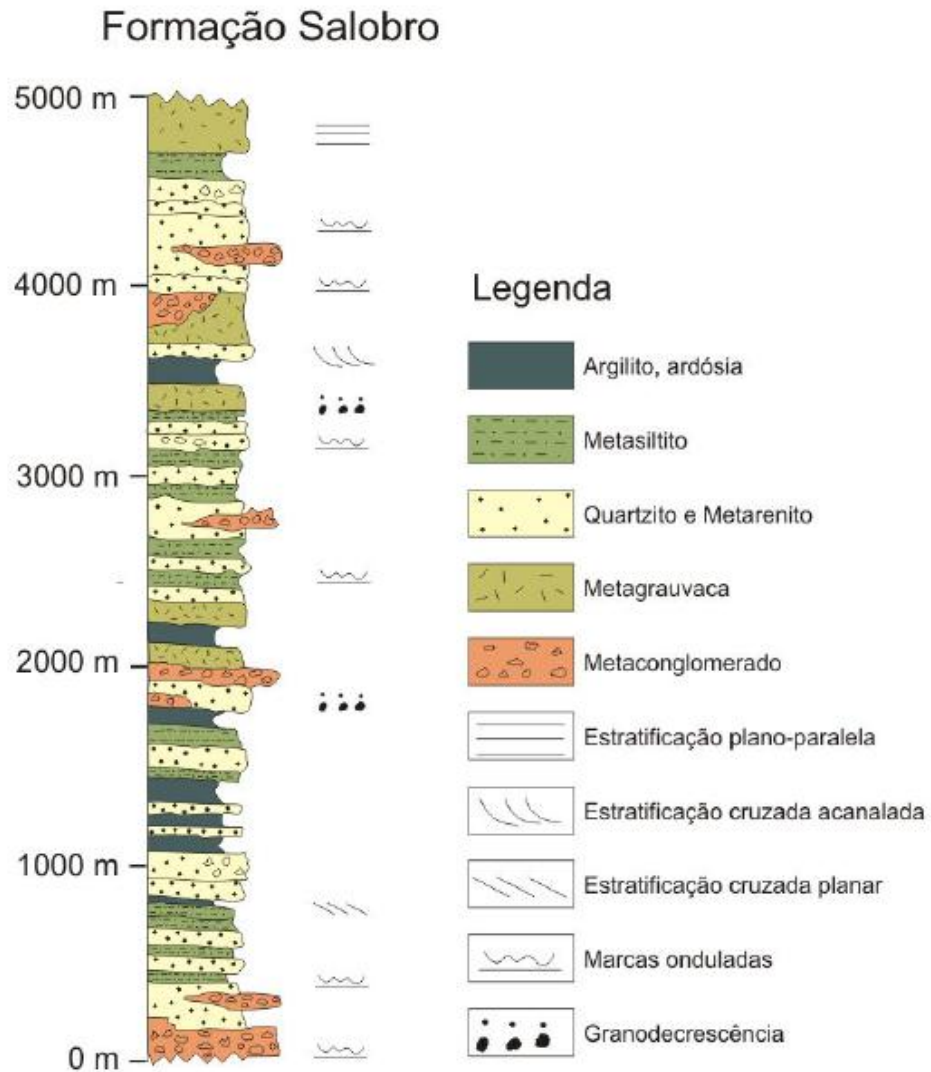


Figura 11 – Coluna estratigráfica da Formação Salobro (Xavier, 2009)

2.6 FORMAÇÕES SUPERFICIAIS

As coberturas superficiais cenozóicas formadas em grande parte pela Formação Barreiras (Moraes Rego, 1930), ocupam uma extensa área de relevo aplainado, e são constituídas principalmente por depósitos de leques aluviais amalgamados, associados a um sistema fluvial entrelaçado. Predominam arenitos com baixa maturidade textural e mineralógica intercalados com argilitos e conglomerados.

3 GEOLOGIA LOCAL

3.1 DEPÓSITOS COSTEIROS

A geologia local da área pesquisada (Fig. 12) inclui depósitos quaternários descritos por Moraes Filho & Lima (2007) como:

a) Depósitos litorâneos antigos – formados durante a penúltima transgressão, são caracterizados como terraços arenosos de antigos cordões litorâneos. Sua mineralogia consiste de areia fina a média bem selecionada, formada por quartzo, feldspato e minerais pesados, como ilmenita, monazita e granada, Martin *et al.*(1980) observou nesta unidade a presença de tubos fósseis de Callianassa, artrópode marinho que vive na parte inferior da zona de intermaré, atestando sua origem litorânea.

b) Depósitos litorâneos – caracterizados por terraços arenosos, formados por cristas de cordões arenosos litorâneos bem desenvolvidos, constituídos por areia, silte e argilas ricas em matéria orgânica e contendo conchas marinhas.

c) Depósitos flúvio-lagunares – são encontrados nas zonas baixas que margeiam rios e lagos. Segundo Martin *et al.*(1980) a sua deposição teve início na última transgressão, prosseguindo até os tempos atuais. Ocupa grande extensão na região do rio Jequitinhonha e são constituídos por areias, siltes e argilas, ricas em matéria orgânica.

d) Depósitos de Pântanos e Mangues – são localizados junto às margens protegidas de rios e riachos. Podem ser encontrados também em baías, nas zonas de influência das marés. São constituídos por materiais argilo-siltosos, ricos em matéria orgânica, geralmente associados a turfeiras.

e) Depósitos aluvionares – são depósitos arenosos e argilo-arenosos, distribuídos ao longo dos rios que drenam a área e que chegam a formar extensos depósitos de várzea. São constituídos por sedimentos arenosos, que passam em profundidade para sedimentos argilo-arenosos, sendo a base constituída por cascalhos.

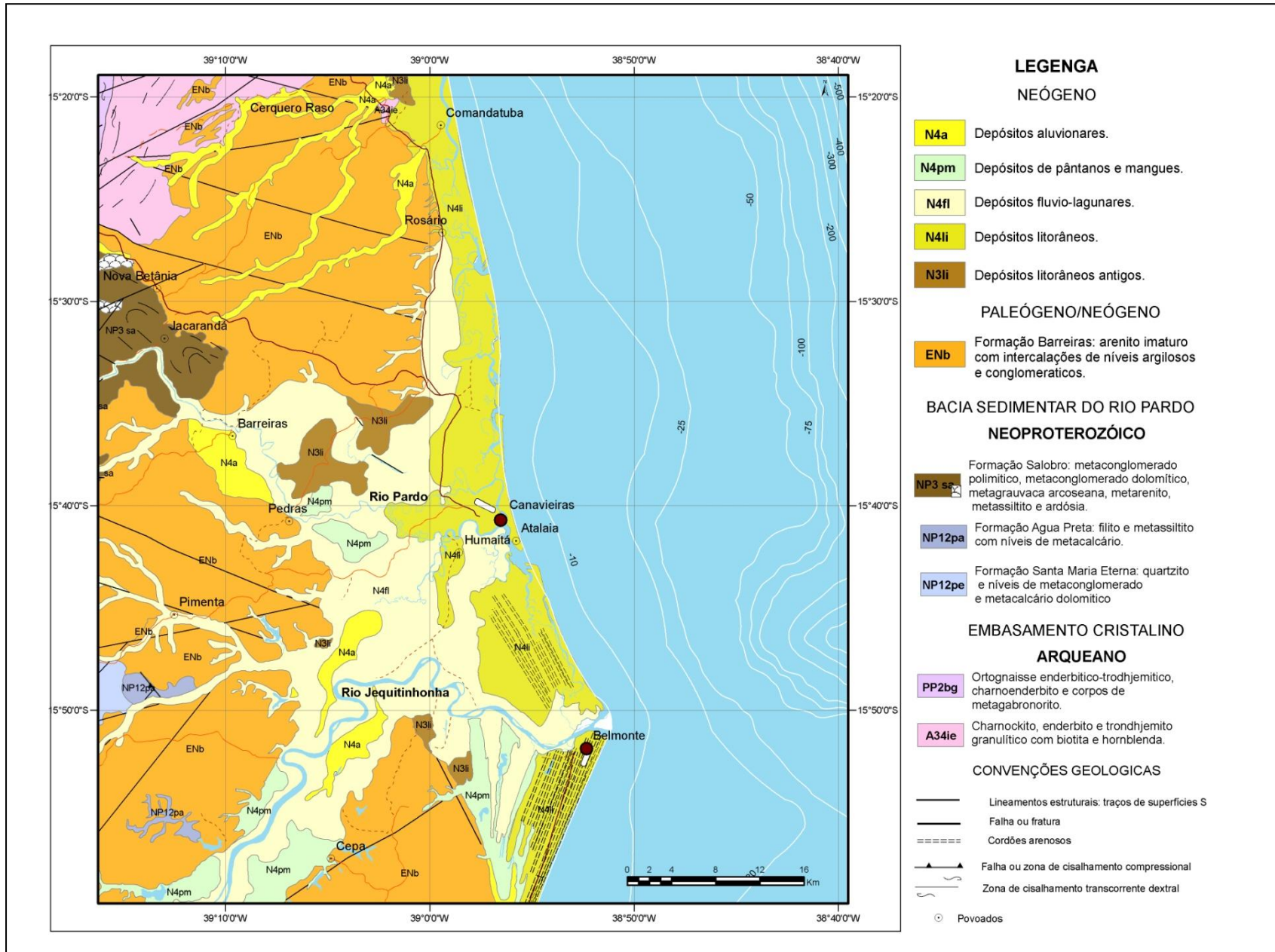


Figura 12 – Mapa geológico da área estudada (modificado de Moraes Filho & Lima, 2007)

3.2 EVOLUÇÃO DA PLANÍCIE COSTEIRA



Foto – 1 Vista panorâmica da planície costeira na região de estudo.

A história evolutiva da planície costeira na área de estudo (Foto 1), nos últimos 120.000 mil anos, apresenta seis etapas distintas descritas por (Dominguez 1982, 1987; Dominguez *et al.*, 2009).

Esta história tem início, no que ficou conhecida como penúltima transgressão marinha, que alcançou um máximo de $5 \text{ a } 8 \pm 2\text{m}$ em relação ao nível do mar atual 120.000 anos AP. Nesta fase ocorreu afogamento de toda região costeira, com formação de estuários e falésias na Formação Barreiras (Fig. 13).

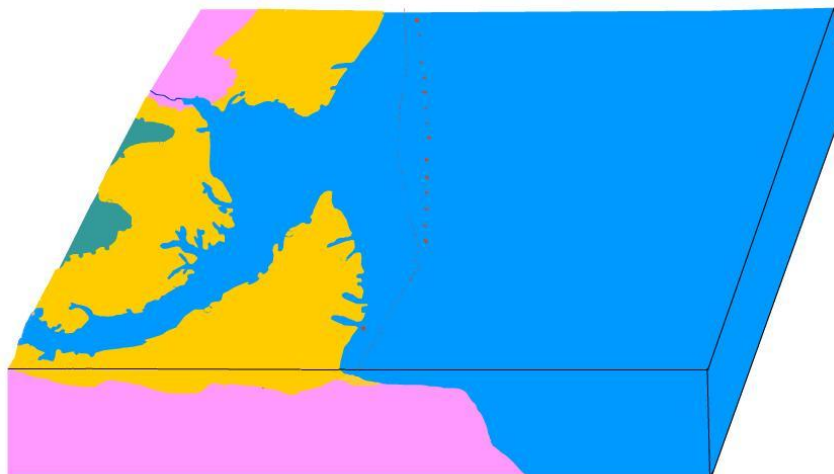


Figura 13 - Máximo transgressivo em 120.000 AP (modificado de Dominguez, 1982).

Após este episódio o nível do mar abaixou. No período intermediário entre o final da fase transgressiva e o início da regressão que se seguiu ocorre a construção de um delta pleistocênico (Fig. 14).

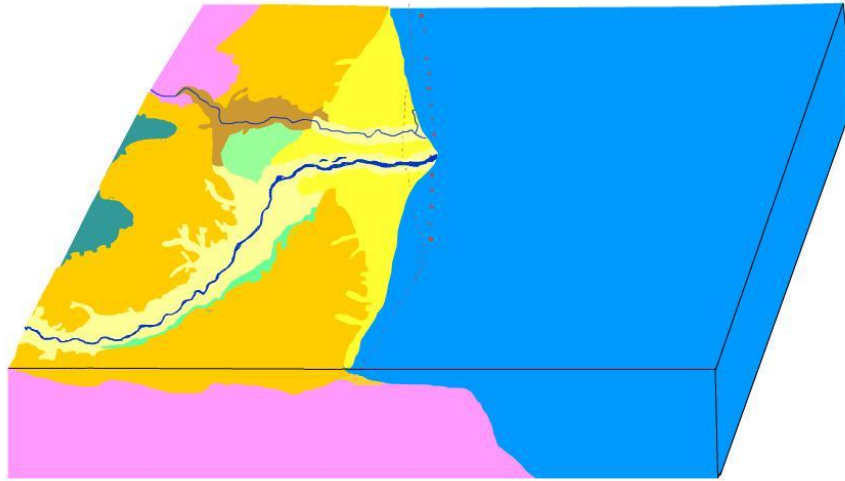


Figura 14 – Delta pleistocênico do rio Jequitinhonha (modificado de Dominguez, 1982).

O máximo regressivo ocorreu por volta de 19.000 anos AP, quando o nível do mar se posicionou 100-120 m abaixo do nível atual.

A partir de 17 000 anos AP, inicia-se uma nova subida do nível do mar, sendo seu máximo alcançado em 5.600 anos AP. Este episódio é conhecido como a última transgressão no Estado da Bahia (Dominguez *et al.*, 2009). No seu máximo o nível do mar se posicionou de 4-5 m acima do nível do mar atual. Neste episódio ocorreu o afogamento dos canais dos rios Jequitinhonha e Pardo e a formação de ilhas barreiras (Fig. 15).



Figura 15 – Última Transgressão no Estado da Bahia 5.600 AP (modificado de Dominguez, 1982).

Apos 5.200 anos AP, com o abaixamento do nível do mar ocorreu a progradação das ilhas barreiras. Neste período o rio Jequitinhonha construiu um delta próximo a cidade de Canavieiras (Fig. 16), sendo este considerado seu primeiro delta holocênico (Dominguez, 1982). Em datação de pedaços de madeira encontradas no paleocanal do rio Jequitinhonha o referido autor obteve idades inferiores a 5.500 anos AP. Ainda segundo o autor, o rio Pardo nesta época possuía pouca expressão no transporte de sedimentos.

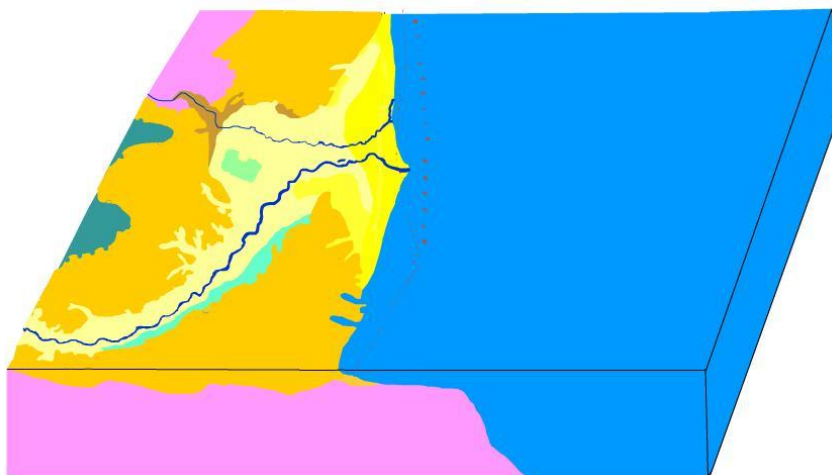


Figura 16 - Primeiro delta holocênico 5.200 AP (modificado de Dominguez, 1982).

Em 3.800 anos AP, ocorreu leve oscilação no nível do mar, tendo este se elevado em 3 m acima do nível atual, produzindo como resultado erosão do primeiro delta, e forçando o rio Jequitinhonha a mudar de curso ocupando uma nova desembocadura mais ao sul. Entre 3500 e 2700 anos AP, formou-se o segundo delta holocênico (Fig. 17) associado a essa nova desembocadura.

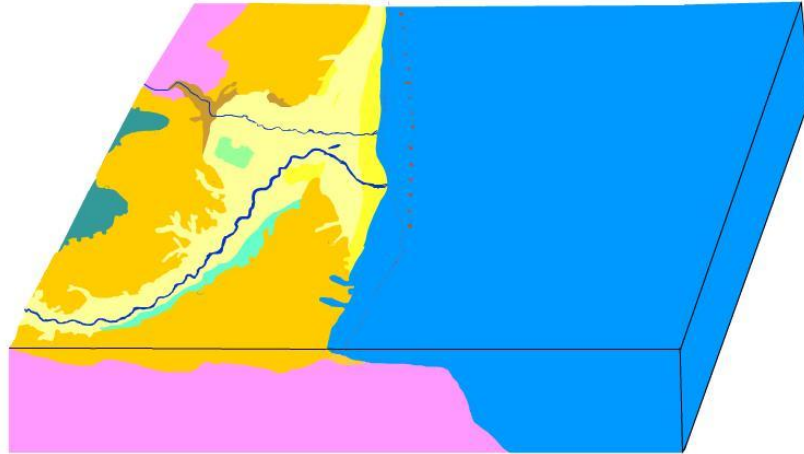


Figura 17 - Segundo delta holocênico 2.700 AP (modificado de Dominguez, 1982).

Em 2500 anos AP, novo pulso transgressivo afoga este segundo delta e novamente força o rio Jequitinhonha a mudar de desembocadura, também posicionada mais a sul, onde ocorreu a construção do terceiro delta holocênico deste rio (Fig. 18) com a linha de costa avançando a uma taxa de 2m/ano (Dominguez, 1982).

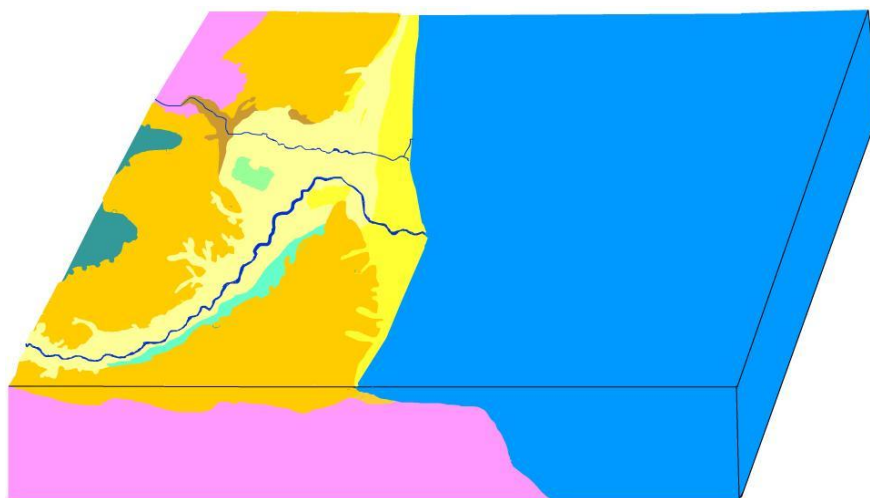


Figura 18 - Terceiro delta holocênico (modificado de Dominguez, 1982).

3.3 PLATAFORMA CONTINENTAL

A porção da plataforma continental adjacente a área do projeto, apresenta uma morfologia uniforme, típica de uma margem continental passiva (Fig.19) caracterizada por uma planície costeira, plataforma continental relativamente larga e elevação continental (Brink *et al.* 1992).

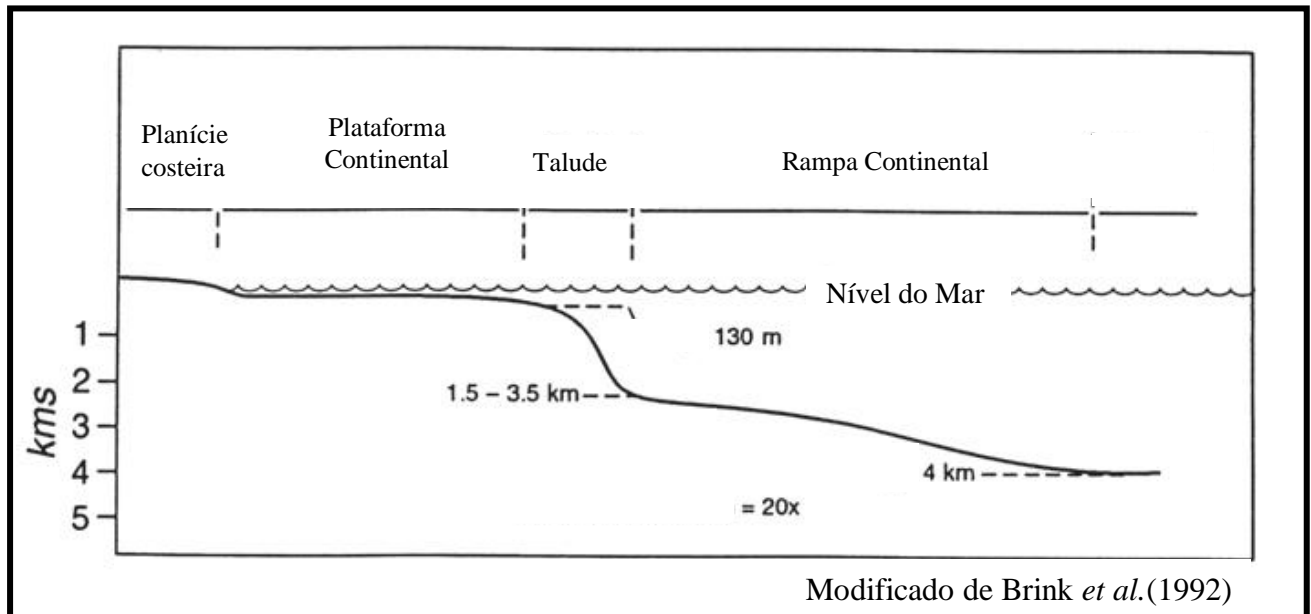


Figura 19 – Representação esquemática de uma plataforma continental de margem passiva.

Apresenta baixo gradiente batimétrico, da ordem de $0,002^\circ$, isto é, um aumento aproximado de 1 metro de profundidade a cada 500 metros de distância, estando de acordo com Assad *et al.* (2009) e o modelo numérico (Fig. 20), construído a partir dos dados disponibilizados pela Universidade de São Paulo ao Sistema de Informação Geográfico de Geologia Marinha da CPRM (2009). A plataforma continental nesta região apresenta em sua maior parte uma área estreita em média 30 km, no entanto, a sul de Belmonte tem sua área aumentada na região do banco Royal Charlotte, tendo uma largura de até 100 km. À profundidade de 70 m em média, inicia sua quebra.

A partir de dados obtidos do Projeto SIG Geologia Marinha da CPRM (2009) e de coleta pontual neste projeto, foi possível criar um mapa de fácies sedimentares da plataforma continental (Fig. 21). É importante ressaltar que as amostragens não seguiram uma malha defina.

Os sedimentos superficiais que compõem a plataforma continental são predominantemente biodetríticos, formados por areia carbonática muito fina a média e cascalho composto por restos de bivalves, gastrópodes e algas calcárias (Halimeda e Lithothamnium).

Ocorrem também, sedimentos siliciclásticos de granulação média a grossa, de quartzo, feldspato e minerais pesados como almandina, piropo, ilmenita, estauroлита e turmalina bem como grânulos de quartzo. Na região do talude os sedimentos são predominantemente silte e argila.

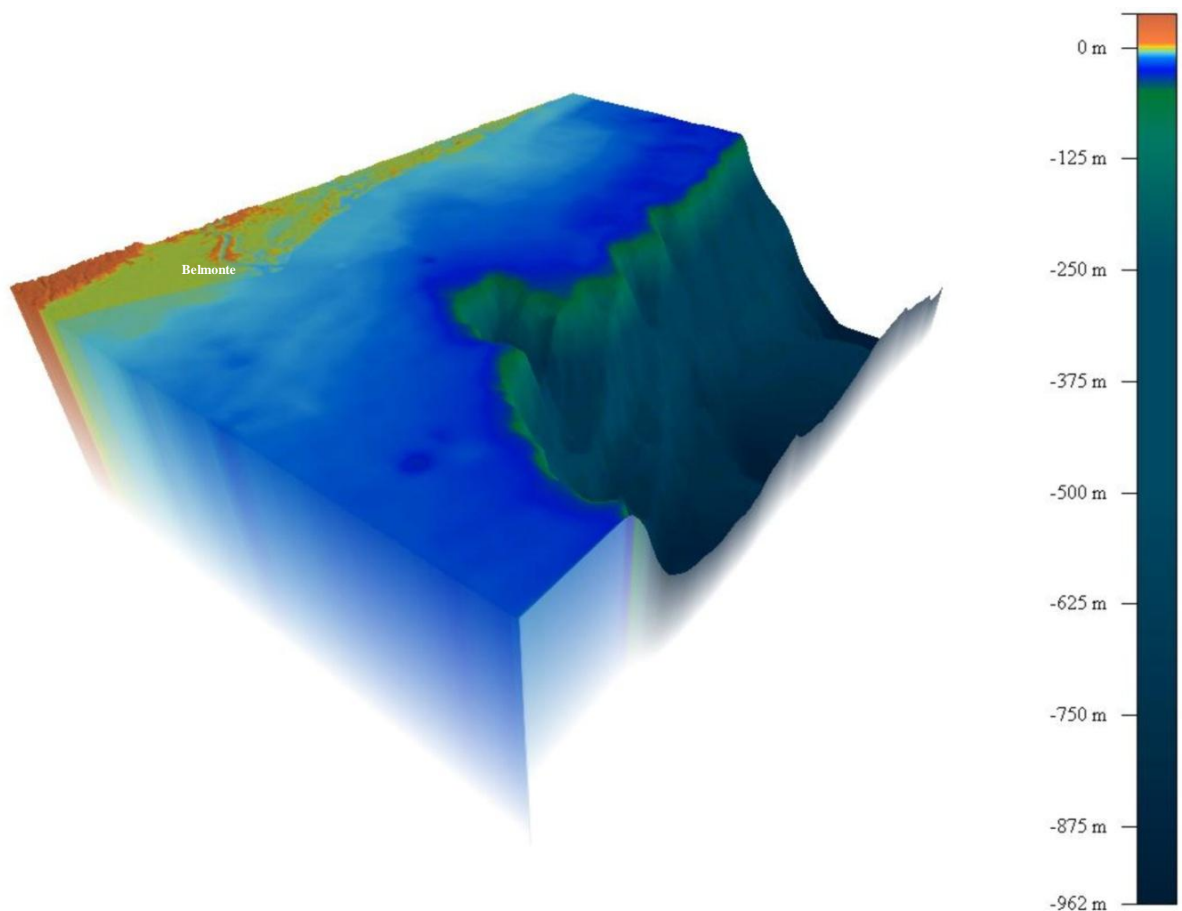


Figura 20 – Modelo numérico da plataforma continental e região adjacente ao delta do rio Jequitinhonha.

Bittencourt *et al.* (2000), definiram os principais padrões de dispersão de sedimentos e distribuição de energia de onda ao longo da costa do Estado da Bahia, no presente. Estas direções de transporte para área estudada são preferencialmente de sul para norte, onde ocorre uma fase de divergência na região da desembocadura do rio Jequitinhonha.

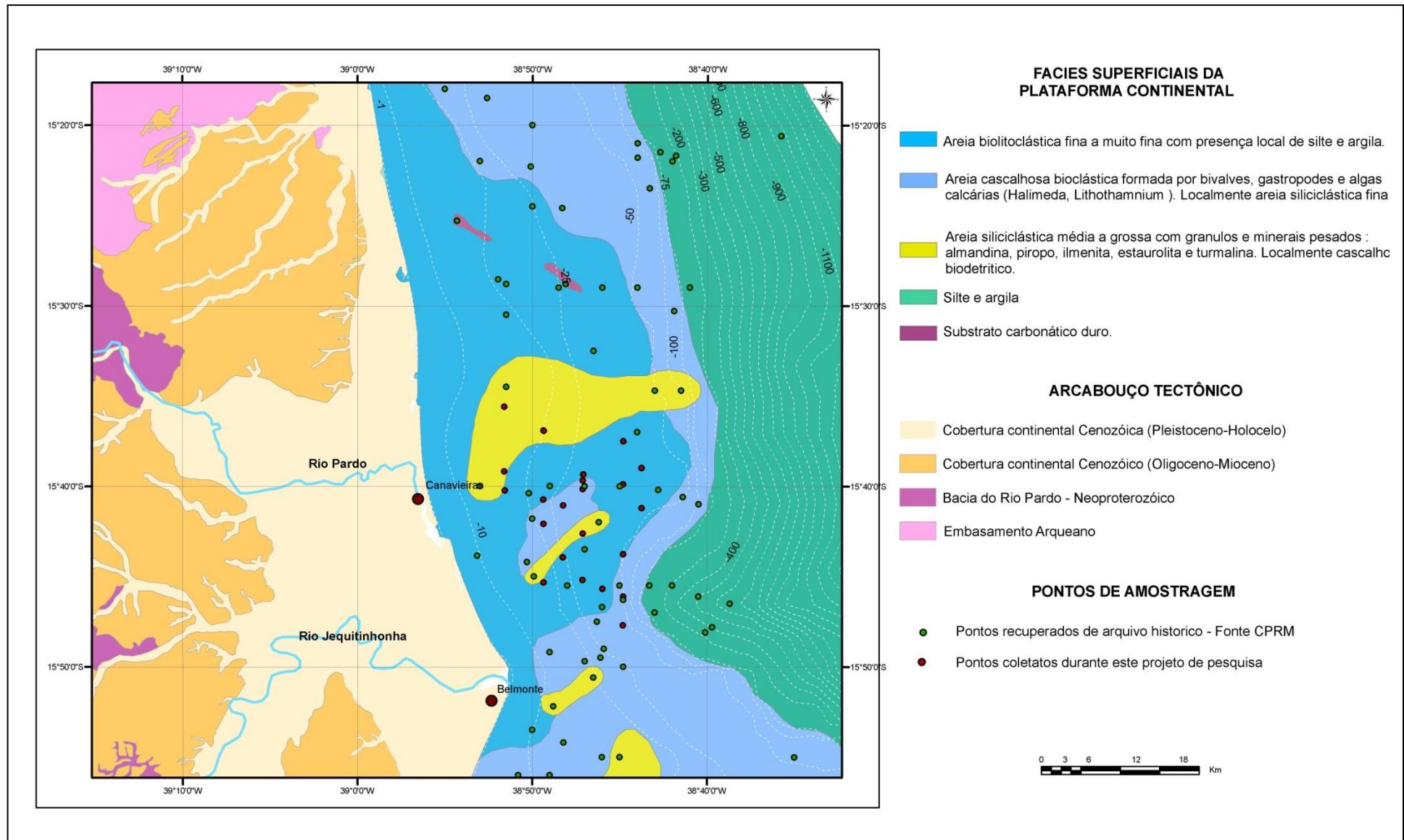


Figura 21 - Mapa de Fácies da Plataforma Continental e Arcabouço Tectônico.

3.4 NEOTECTÔNICA

Em grande parte da área são observadas evidências de atividades tectônicas em sedimentos recentes, que abrangem todo período Quaternário. Hasui (1990) descreve que estes processos geológicos, são produto da reativação de antigas falhas e outras linhas de fraqueza do embasamento, chamando esse processo de tectônica ressurgente; segundo o mesmo autor, estes processos estão relacionados a feições geológicas de abrangência regional.

As principais estruturas observadas são falhas normais (Foto 2) com direções preferenciais N40°W, afetando a Formação Barreiras. Estas direções coincidem com as observadas no embasamento, sugerindo que seria possível a reativação destas antigas estruturas.



Foto 2 – Falha normal, observada na Formação Barreiras, BA-001

Outras feições observadas foram sistemas de juntas em um arenito dos depósitos litorâneos pleistocênicos (Foto 3), com direções N75W, N40E, N70W, N45E. É possível observar também um leve arqueamento da camada de arenito, sendo a atitude do acamamento de N80E/15SE.

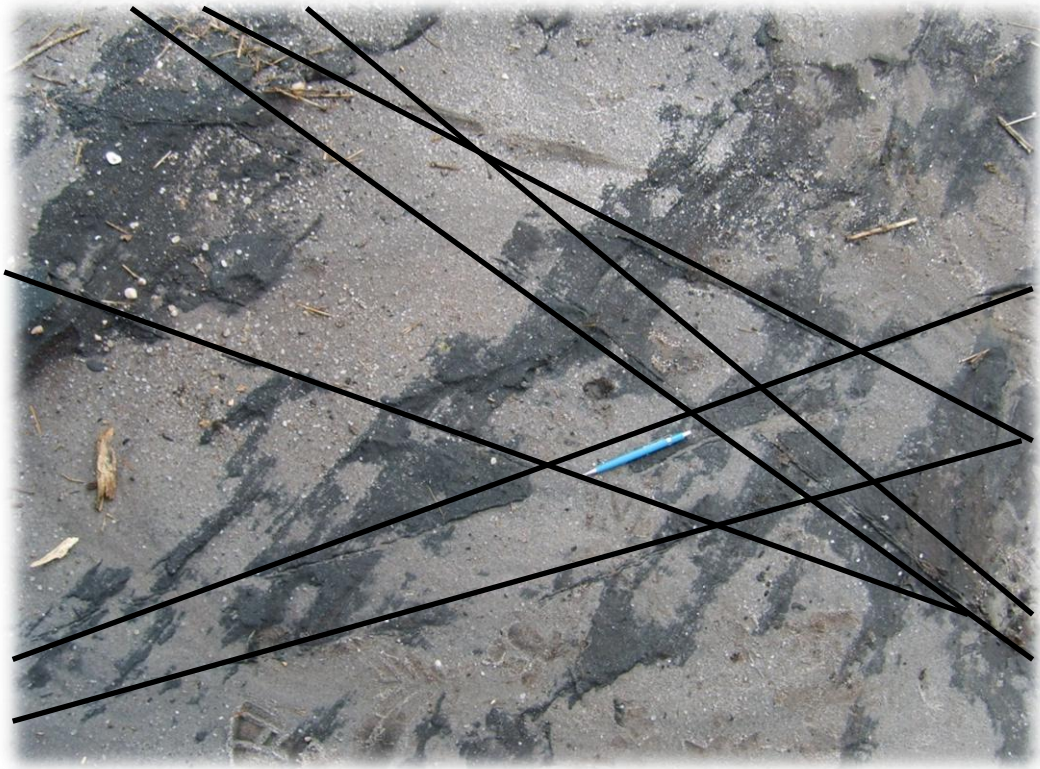


Foto 3 – Juntas em arenito pleistocênico na região de Canavieiras.

Saadi (1999) mostra a existência de atividade neotectônica ao sul da área estudada, entre a foz do rio Jequitinhonha e a Ponta de Corumbaú, abrangendo os municípios de Porto Seguro e Santa Cruz Cabrália. Nesta região a morfologia está controlada por processos estruturais que datam do início do Plioceno e as principais feições morfotectônicas são as falhas de direção NW-SE e NE-SW, o autor ressalta ainda que estas direções de falhas estão impressas no embasamento pré-cambriano que ocorre a oeste.

Essas reativações sugerem que antigas linhas de sutura do embasamento estiveram ativas do pré-cambriano ao quaternário, o que pode ter proporcionado a colocação de corpos magmáticos profundos como kimberlitos e lamproítos (White *et al.*, 1995).

A importância do tectonismo na região está relacionada também com a possibilidade da formação de armadilhas estruturais para deposição de sedimento diamantífero (Jacob *et al.*, 2006) na região da plataforma continental.

4. PLÁCERES

4.1 DEFINIÇÃO

De forma geral, pláceres podem ser descritos como sendo depósitos formados pela concentração mecânica de um grupo diverso de minerais detríticos resistentes economicamente importantes, resultantes da erosão de sua rocha fonte (Smirnov, 1982; Misra, 2000; Silva, 2000; Patik-Kara, 2002; 2008; Els & Eriksson, 2006; Carling & Breakspear, 2006; Patik-Kara, 2008).

Eles incluem diversos bens minerais metálicos e não metálicos (ouro, cassiterita, zircão, rutilo, ilmenita, magnetita, minerais do grupo da platina, cromita, monazita e pedras preciosas).

Depósitos de plácer geralmente estão associados a ambientes de alta energia, no entanto podem ocorrer em todos os sistemas deposicionais: eluvial, coluvial, fluvial (aluvial), eólico, glacial, lacustrino e marinho (Smirnov, 1982, Misra, 2000).

Entender os processos de formação destes depósitos, e sua inter-relação com a concentração dos minerais pesados é essencial para a localização dos pláceres e avaliação de seu potencial econômico (Carling & Breakspear, 2006).

É importante salientar que, não necessariamente a fonte do plácer é um corpo mineralizado de valor econômico: a concentração e reconcentração do mineral é que tornam o plácer economicamente viável.

Esses minerais detríticos geralmente são conhecidos como “minerais pesados”, em função de sua alta gravidade específica (entre 21 e 2,9 g/cm³), superior à do quartzo (2,65 g/cm³). Emery & Noakes (1968), classificam os “minerais pesados” conforme seu peso específico em minerais pesados “pesados” (gravidade específica entre 21 e 6,8 g/cm³), minerais pesados “leves” (gravidade específica entre 5,3 e 4,2g/cm³) e gemas (gravidade específica entre 4,1 e 2,9g/cm³).

Os minerais pesados “pesados” são transportados por curtas distâncias (15 a 20 km) e englobam principalmente o ouro, a platina e a cassiterita. Os pesados “leves” chegam mais comumente às zonas costeiras, concentrando-se em ambientes de deposição de alta energia. Compreendem principalmente a ilmenita, o rutilo, o zircão, a monazita e a magnetita. Entre as gemas destaca-se o diamante, que se concentra principalmente em aluviões, mas ocorre também em praias e na plataforma continental.

Minerais Formadores de Plácer	Peso Específico gcm⁻³	Principais elementos
Ilmenita	4,7	Fe, Ti
Diamante	3,5	C
Ouro	19,3	Au
Minerais do Grupo da Platina	> 21,5	Pt, Pd, Ir, Rh, Ru e Os
Cassiterita	7,0	Sn
Rutilo	4,2	Ti
Zircão	4,7	Zr
Monazita	4,9-5,3	(Ce, La, Nd, Th)PO ₄
Cromita	4,5	Cr
Pirita	5,0	Fe
Magnetita	5,2	Fe
Scheelita	6,0	W

Tabela-1 - Principais minerais formadores de plácer

4.2 PLÁCERES MARINHOS

Pláceres marinhos (Fig. 22) são formados principalmente através do retrabalhamento e deposição de sedimentos aluviais transportados por sistemas de drenagem continental até as zonas costeiras, onde sofrem ação de ondas e correntes marinhas. Apresentam um grande potencial para acumulação de depósitos economicamente viáveis e são alvos promissores para exploração mineral.

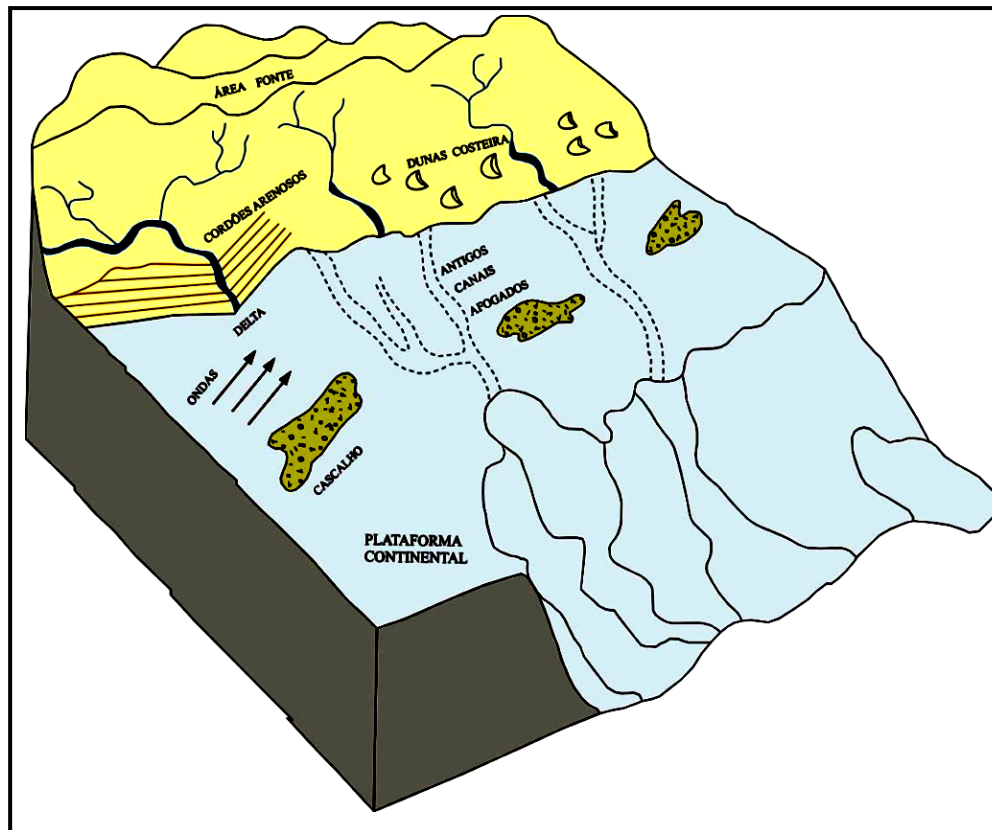


Figura 22 – Representação esquemática da localização de pláceres marinhos (modificado de MacDonald, 1983).

4.2.1 Geologia e Estrutura dos Pláceres Marinhos

Diretamente relacionados com a gênese dos pláceres marinhos estão as variações do nível do mar, que são mudanças na amplitude vertical dos oceanos, podendo estar relacionadas a regimes tectônicos, glaciações e aporte sedimentar. Estas variações são expressas em curvas (Fig. 23) geradas a partir de estudos isotópicos de oxigênio (Shackleton, 1987; Hearty, 1998) e datação de paleo-indicadores sedimentares, biológicos e arqueológicos (Martin 2003) e medidas de mares (Lisitzin, 1974; Harvey, *et al.* 2001).

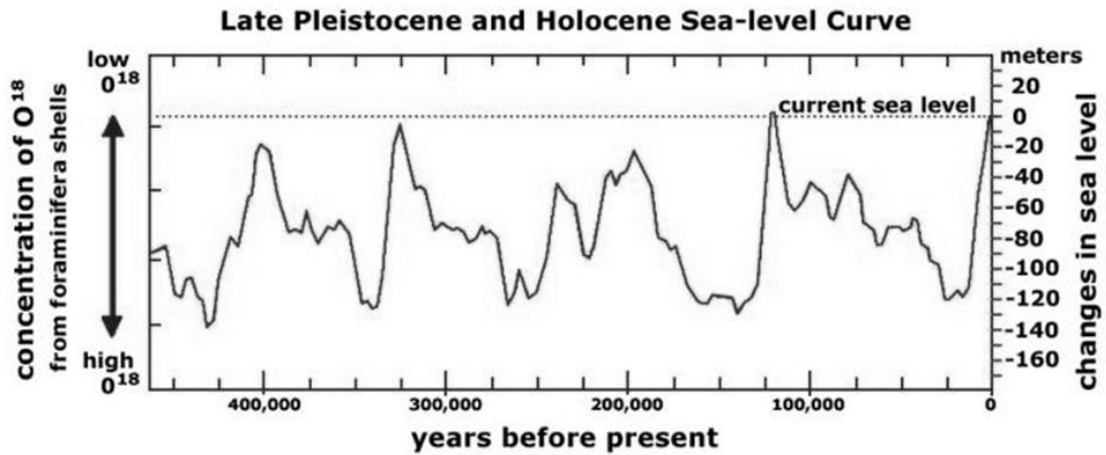


Figura 23 – Curva de variação do nível do mar (Imbrie & Imbrie,1979)

As variações eustáticas atuam expondo a plataforma continental à erosão em períodos regressivos, ou de mar baixo, o que possibilita o retrabalhamento de sedimentos costeiros (Dillenburg *et al.* 2004).

Em períodos transgressivos, ou de mar alto, antigos canais fluviais que cortavam a plataforma vão sendo cobertos pelo mar, o que gera novos depósitos marinhos resultantes da ação de ondas e correntes marinhas nestes sedimentos (Fig.22).

A capacidade de migração dos minerais formadores de pláceres varia conforme suas características físico-químicas, durante o transporte e posterior retrabalhamento (Patik-Kara, 2002; Ermery & Noaks, 1968). Devido ao alto peso específico dos minerais pesados “pesados”, estes não apresentam capacidade para longos deslocamentos, sendo facilmente presos nas armadilhas encontradas nos leitos fluviais. No entanto, os minerais pesados leves têm uma maior mobilidade, a qual possibilita seu transporte até as regiões costeiras, onde sofrem a ação das ondas na zona de surfe, que promovem o retrabalhamento dos sedimentos selecionando e concentrando os minerais mais pesados, formando os pláceres de praia. Os minerais menos densos são transportados para a plataforma continental (Komar & Wang, 1984).

A competência destes minerais em resistir a múltiplas redistribuições, promove em muitos casos o refinamento necessário para se adquirir as qualidades industriais fundamentais para sua exploração (Patik-Kara, 2002).

A existência de armadilhas, como mencionado acima, é também parte essencial na formação dos pláceres marinhos. A zona costeira é marcada por mudanças nos padrões de ondas e correntes, afetando o transporte e concentração dos minerais formadores de plácer. Há também as

armadilhas formadas a partir das estruturas antigas no leito rochoso, formando ravinas e caldeirões que servem para a concentração de minerais, como os depósitos diamantíferos na Namíbia (Jacob *et al.* 2006).

Ambientes de margem passiva são os locais mais favoráveis para formação de plácers marinhos. No entanto muitos plácers marinhos de importância econômica são formados em ambientes de intensa atividade tectônica como os depósitos de ouro em praias e aluviões afogados na Nova Zelândia (Youngson & Craw, 2006 ; Craw *et al.*, 2006).

4.2.2 Principais Tipos de Pláceres Marinhos

De acordo com Kudrass (2000) pláceres marinhos podem ser classificados como:

- a) Plácer de praia disseminado: contendo minerais pesados leves (rutilo, ilmenita, magnetita, monazita, zircão, granada) e gemas (diamante), concentrados por ondas em zonas de surfe mas também por correntes marinhas;
- b) Plácer de canais fluviais afogados: compostos por areia grossa e cascalho, contendo minerais pesados “pesados” (ouro, cassiterita, platina). Este tipo de plácer tem sua origem relacionada ao afogamento de antigos aluviões presentes na plataforma continental;
- c) Plácer eluvial ou tardio: formado pela erosão e retrabalhamento dos pláceres de canais afogados, contém também minerais pesados “pesados”.

Apesar da maioria dos pláceres marinhos estarem relacionados à praia ou zonas submersas da plataforma continental, ocorrem pláceres costeiros formados pela concentração eólica de minerais pesados, como os depósitos de ilmenita em Bojuru, Rio Grande do Sul, Brasil (Dillenburg *et al.* 2004).

Repetidas mudanças eustáticas, em associação com depósitos de canais afogados e erosão submarina, podem gerar grandes acumulações de minerais pesados, como os depósitos de Sunda, na Indonésia.

Quanto ao seu significado comercial, Patik-Kara (1999) define três tipos para os pláceres marinhos da plataforma ártica:

- a) Plácer comercial: todo aquele que está em produção;
- b) Plácer potencial: que apresenta condição para mineração, mas ainda não está em operação;
- c) Plácer prospectivo: todo aquele que não está suficientemente entendido quanto a sua estruturação, origem e posição. Nesta categoria se enquadram os possíveis pláceres diamantíferos na área pesquisada nesta dissertação.

4.2.3 Ocorrências no Mundo

Depósitos de pláceres marinhos ocorrem em plataformas continentais de todo o mundo, sendo os mais conhecidos os de diamantes (Namíbia, África do Sul e Austrália), ilmenita (Índia e Madagascar), cassiterita (Tailândia, Indonésia e Mianmar), ouro (Alaska) e cromita (Indonésia).

No Brasil, depósitos de pláceres marinhos têm sido estudados por diversos autores (Gillson, 1950; Santana, 1976; Amaral, 1979; Munaro, 1994; Martins & Santana, 1999; Dillenburg *et al.*, 2004), ocorrendo em toda zona costeira nas áreas emersas e submersas. São conhecidos depósitos de ilmenita, rutilo, monazita e zircão, sendo os mais importantes os depósitos de monazita em Itabapoana, Rio de Janeiro, explorados pela INB-Industrias Nucleares do Brasil e os depósitos de ilmenita, monazita e zircão em Cumuruxatiba, Bahia e Mataraca, Paraíba.

4.3 PLÁCERES MARINHOS DIAMANTÍFEROS

Pláceres marinhos diamantíferos são formados a partir do retrabalhamento e deposição de sedimentos contendo diamantes. As principais explorações de depósitos de plácer marinho diamantífero no mundo ficam na costa sudoeste do continente africano principalmente na África do Sul e Namíbia, que merecem destaque pelos altos investimentos e tecnologias envolvidas na exploração e exploração em áreas da plataforma continental e talude, atingindo lâmina d'água de até 200 m. (Garnett, 2000). A mineração de diamantes na Namíbia data de 1908, quando as primeiras descobertas de diamantes em antigos terraços de praia foram reportadas.

Em 1913 a produção de diamantes destes pláceres já representava 20% da produção mundial. Estes depósitos diamantíferos formaram-se a partir do retrabalhamento dos sedimentos oriundos de corpos kimberlíticos existentes no interior do continente (mais de 1000 km), transportados à costa, pela bacia de drenagem dos rios Orange e Vaal. Na porção terminal da bacia de drenagem, estes sedimentos foram submetidos a retrabalhamento por ondas e correntes marinhas, dando origem aos pláceres costeiros. Em períodos de nível de mar baixo os cursos fluviais estendiam-se até a borda da atual plataforma continental, dando origem aos depósitos atualmente submersos, que podem se situar em até profundidades de 200 m.

Os diamantes nos depósitos submersos concentram-se junto a cascalhos, que normalmente ocorrem sobrepostos ao embasamento rochoso. As principais ocorrências são associadas a irregularidades do fundo submarino, que serviram como armadilhas para concentração dos diamantes, como mostrado por Jacob *et al.* (2006) nos depósitos da Namíbia.

4.3.1 Mineralogia dos Pláceres Marinhos Diamantíferos

O conteúdo mineralógico dos pláceres marinhos diamantíferos, realça importantes informações a respeito de sua fonte, condições de migração e concentração. Estes pláceres são formados a partir do retrabalhamento e deposição de sedimentos contendo diamantes, minerais satélites indicadores de kimberlitos (granada, Cr-diopsídio, Mg-ilmenita, cromita e olivina) e minerais comuns em rochas ígneas, metamórficas e sedimentares (quartzo, granada, diopsídio, ilmenita, cromita, rutilo, zircão, apatita, olivina).

A partir da composição química destes minerais é possível classificá-los quanto a sua gênese (Schulze, 2003; Grutter *et al.*, 2004; Wyatt *et al.*, 2004 ; Fipke *et al.*, 1989), o que é essencial no processo de exploração destes pláceres, já que a presença de minerais indicadores de kimberlito, torna possível determinar seu potencial diamantífero.

5 - PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA

A prospecção geoquímica pode ser definida como sendo a medida sistemática de uma ou mais propriedades químicas de materiais de ocorrência natural, tendo como objetivo a exploração mineral (Rose *et al.*, 1979).

Os materiais naturais podem ser descritos como sedimentos de corrente, concentrados de minerais pesados, solo, rocha, vegetação, água, dentre outros, que visam identificar padrões químicos anormais ou anomalias geoquímicas relacionadas às mineralizações pesquisadas.

Os princípios gerais que regem uma investigação geoquímica estão relacionados ao ambiente geoquímico e seus ciclos envolvidos, a dispersão, a mobilidade e a associação dos elementos.

Quanto ao ambiente geoquímico, este pode ser dividido em ambientes primários, endógenos ou hipógenos, que estão relacionados a altas pressões e temperaturas e ocorrem em níveis mais profundos da crosta terrestre, onde há limitada circulação de fluidos e baixos níveis de oxigênio livre. Ambientes secundários, supergênicos, superficiais ou exógenos destacam-se por ser onde ocorre intemperismo, erosão e sedimentação, sendo a zona mais superficial da crosta, onde há movimentação livre de soluções, águas meteóricas, abundância de oxigênio, baixas pressões e temperatura.

A dispersão destes elementos na superfície do planeta está relacionada a dois grupos de agentes: químicos e mecânicos. Esta dispersão pode ser profunda ou superficial de acordo com o ambiente geoquímico em que ocorre e primária ou secundária se ocorrer durante a formação do depósito mineral ou em estágios tardios. O principal agente de dispersão primária são fluidos hidrotermais que percolam fissuras e espaços intergranulares de rochas em profundidade (Rose *et al.*, 1979). Os agentes atuantes nas dispersões secundárias estão relacionados a processos superficiais de intemperismo, erosão, transporte e deposição.

Intimamente relacionado à dispersão dos elementos está sua mobilidade geoquímica, que foi definida por Brim (1985) como a facilidade de um elemento se mover em um meio natural específico, dependendo de certos fatores, tais como, viscosidade dos magmas em ambientes primários e tamanho, forma e densidade dos grãos nos ambientes secundários, podendo ser considerados como altamente móveis, moderadamente móveis, pouco móveis ou muito pouco móveis.

As associações de certos elementos, em virtude de suas mobilidades relativas, tendem a se manter em um amplo espectro de condições geológicas, podendo mover-se juntos durante os processos endógenos. No entanto, estas associações podem ser desfeitas nos ciclos superficiais, dependendo de suas condições ambientais. Esse fator leva à identificação de elementos rastreadores (*pathfinders*), que são os elementos relativamente móveis de uma associação. Assim um membro da associação sugere a probabilidade da presença de outros que não foram identificados (Rose *et al.*, 1979).

Este trabalho de pesquisa está focado na prospecção geoquímica em ambientes superficiais, supergênicos, mais especificamente em sedimentos depositados sob certas condições, ideais para concentração de minerais pesados; estas condições serão melhor exemplificadas no capítulo seguinte.

6 METODOLOGIA

6.1 SELEÇÃO DE ÁREAS ALVO

Inicialmente foi feita a aquisição e processamento de dados de sensores remotos, preexistentes, como fotografias aéreas e imagens de satélite (Landsat TM), com intuito de identificar os possíveis repositórios de minerais pesados, como canais, barras, paleocanais, zonas de inundação e drenagens atuais de reconhecida ocorrência de diamantes, conforme ilustrado por Selley (2000) (Fig. 24).

Os depósitos fluviais da Formação Barreiras e depósitos quaternários, também foram alvos selecionados para amostragem.

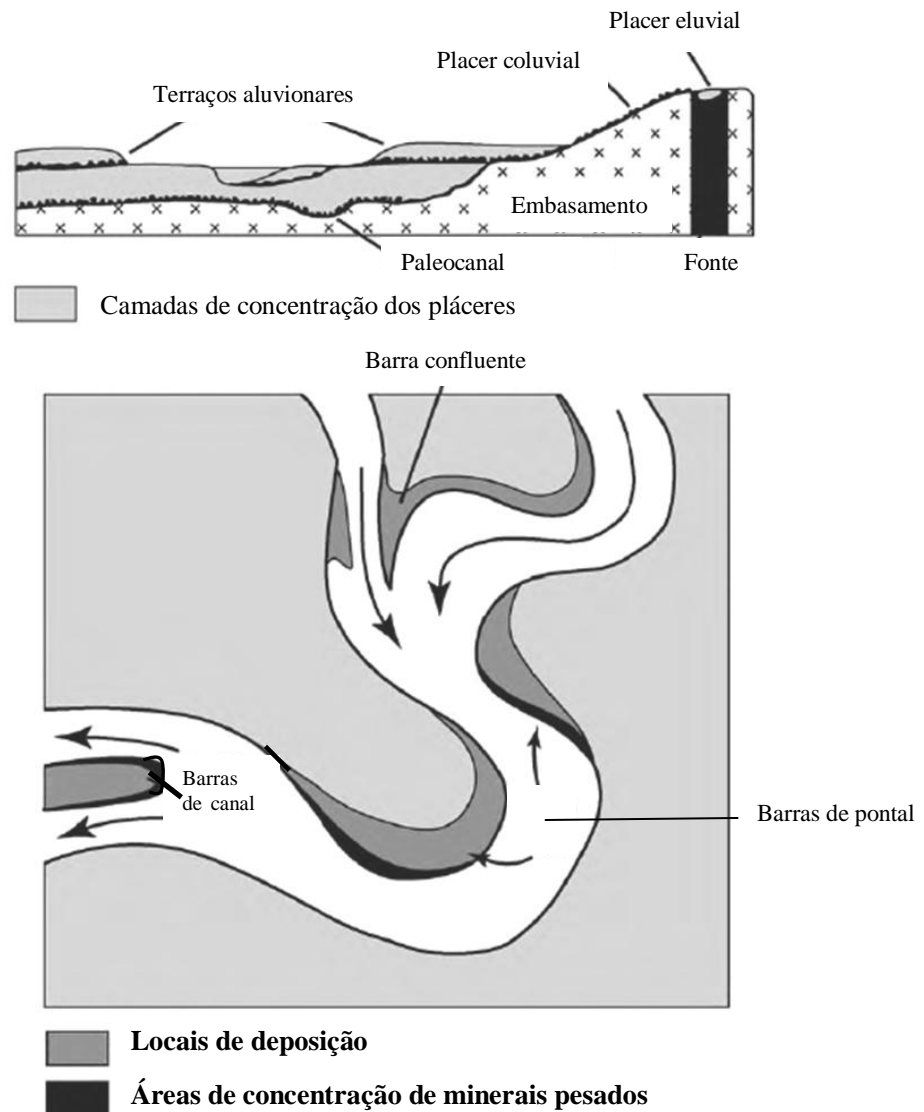


Figura 24 – Esquema em perfil e planta mostrando locais relacionados a depósitos de placer aluviais (modificado de Selley, 2000).

Foi ainda realizada uma análise dos dados batimétricos pré-existentes para confecção de um modelo numérico do fundo oceânico, com intuito de identificar possíveis locais favoráveis ao acúmulo de cascalho siliciclástico, que poderia conter diamante ou minerais indicadores.

6.2 AMOSTRAGEM DE MINERAIS PESADOS NO CONTINENTE

As amostragens foram executadas nos locais identificados na etapa anterior, como os mais apropriados para deposição de minerais pesados, com o intuito de recuperar minerais de filiação mantélica utilizados na pesquisa do diamante (Fotos 4 e 5).



Foto 4 – Amostragem de sedimento para obtenção de minerais pesados.



Foto 5 – Amostragem em cordão arenoso pleistocênico.

As amostras coletadas e tratadas deveriam ter volume suficiente para produzir significativa quantidade de concentrados de minerais pesados; em média 20 litros de sedimento foram tratados para cada amostra.

Os concentrados de minerais pesados foram recuperados no campo por concentração manual usando um conjunto de peneiras com malhas de 4#, 8#, 16#, 28# e batéia (Foto 6).

O material retido na peneira de 4# (Foto 7) e 8# é descartado após inspeção visual no local de amostragem. O primeiro concentrado da amostra é formado pela fração entre 0,5 e 1 mm, ou seja, tudo que passou na peneira de malha 16# (Foto 8) e ficou retida pela peneira de malha 28# (Foto9).

É importante destacar que em alguns pontos de amostragem foram coletadas mais de uma amostra, dependendo da capacidade de penetração do trado.



Foto 6 – Jogo de peneiras e batéia utilizada na concentração de minerais pesados



Foto 7 – Cascalho retido na peneira de #4



Foto 8 - Peneira de # 16 com concentrado de minerais pesados no centro.



Foto 9 – Concentrado de minerais pesados na fração entre 0,5 – 1,00 mm coletado para análise.

O segundo concentrado da amostra será formado pela fração entre 0,25 e 0,5 mm, ou seja, tudo que passou na peneira de malha 28# e ficou retida pela bateia (Foto 10). O excedente, frações >1mm são descartadas após verificação visual no próprio local de amostragem.



Foto 10 - Bateia utilizada para concentração de minerais pesados na fração entre 0,25 – 0,5 mm.

6.3 AMOSTRAGEM DE MINERAIS PESADOS NA PLATAFORMA CONTINENTAL

Com a finalidade de obtenção de material para concentração de minerais pesados em áreas da plataforma continental confrontante à desembocadura dos rios Jequitinhonha e Pardo, foram coletadas amostras de sedimento superficial com auxílio de uma draga adaptada, lançada ao fundo e arrastada por aproximadamente 20 metros e em seguida recolhida. O espaçamento era aleatório, de acordo com o material que retornava da draga (Foto 11).

Este levantamento fornece uma informação inicial a respeito da formação do substrato marinho nesta região e presta-se como auxiliar na execução de um mapa de fácies dos sedimentos superficiais da plataforma continental.



Foto 11 – Amostragem de sedimentos superficiais no mar, com auxílio de uma draga.

6.4 ANÁLISES MINERALÓGICAS SEMIQUANTITATIVAS

Os concentrados de minerais pesados obtidos foram enviados ao SGS Geosol, para análise semiquantitativa obedecendo o fluxograma mostrado na figura 25 (p.45). Após a limpeza com ácido, os concentrados foram tratados em meio denso, utilizando bromofórmio, que tem densidade igual a 2.89 g/cm^3 , retendo toda fração mais leve. Em seguida foi realizada a separação magnética (separador Frantz), separando os minerais pesados magnéticos daqueles não-magnéticos (diamante, granada, espinélio, ilmenita, diopsídio, rutilo, zircão etc).

Amostras que apresentaram minerais mantélicos (kimberlíticos), comuns na paragênese dos depósitos de pláceres diamantíferos, foram selecionadas para realização de análise química em microsonda.

O estudo foi focado principalmente nos minerais satélites do diamante, tais como: granada, ilmenita, espinélio, diopsídio e zircão. As diferentes populações destes minerais pesados foram separadas com auxílio de lupa binocular.

Os resultados foram classificados utilizando a convenção da CPRM para análises de minerais pesados. A recuperação dos minerais pesados permite a caracterização daqueles que supostamente se relacionam a intrusões ultrabásicas (ex: granadas), assim como outros minerais pouco estudados em termos regionais.

6.5 PROCESSAMENTO DOS DADOS ANALÍTICOS

Os dados obtidos foram processados utilizando-se de ferramentas digitais, como os aplicativos ArcMap e Excel, para análises espaciais.

Inicialmente foram criadas planilhas eletrônicas utilizando-se o aplicativo Excel, formando um extenso banco de dados com os resultados dos minerais pesados encontrados nas amostras analisadas. Posteriormente estas planilhas foram transformadas em arquivos geoespaciais vetoriais (*shapefiles*), para todos os pontos coletados, tanto no continente quanto na região da plataforma continental.

A partir dos *shapefiles* criados para cada um dos principais minerais pesados utilizados na avaliação do potencial diamantífero da região, foram gerados mapas de distribuição semiquantitativa. Estes mapas apresentam a distribuição geográfica dos minerais analisados. Foi feita também a distinção entre os minerais de origem crustal dos minerais de origem mantélica.

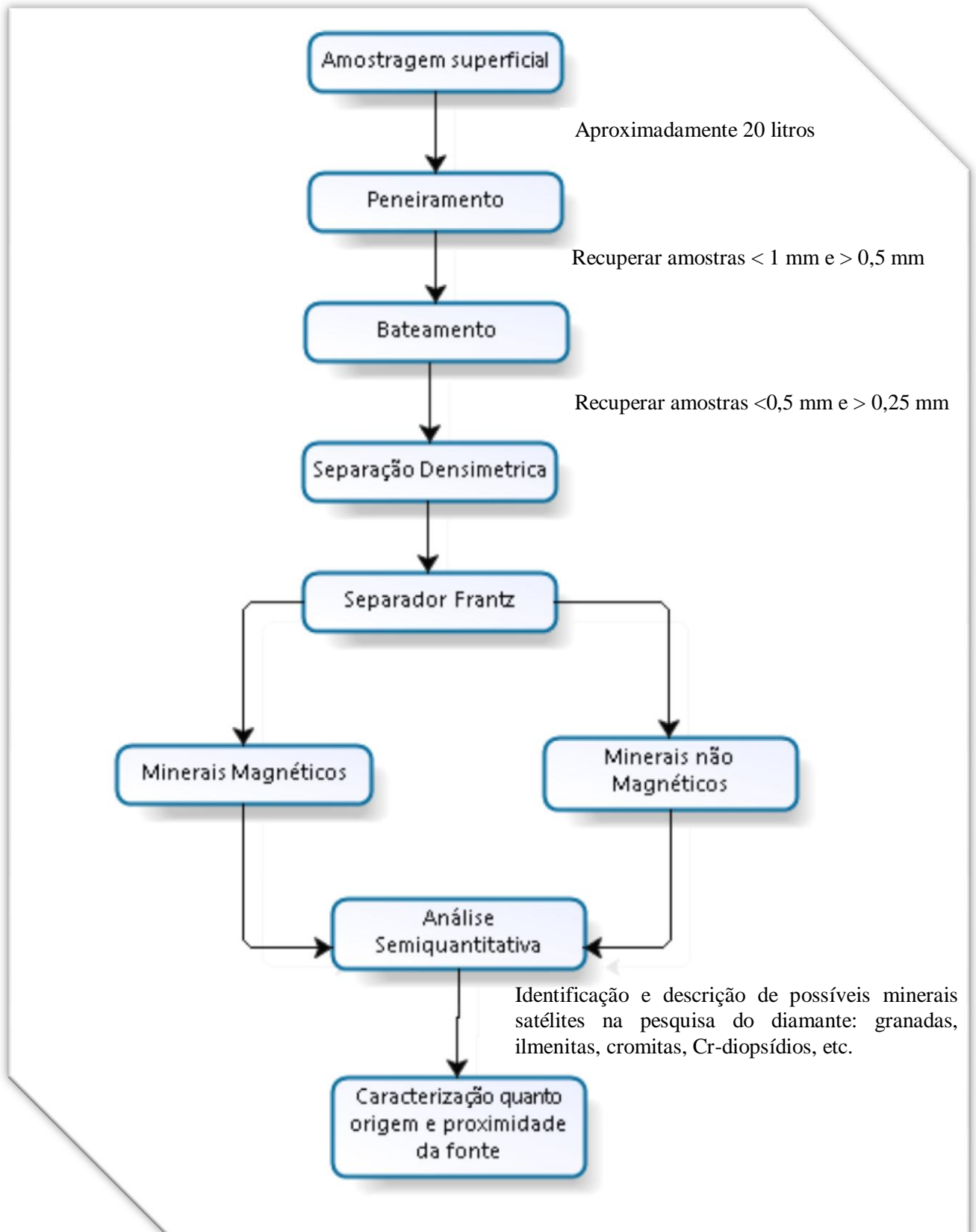


Figura 25 – Fluxograma da metodologia utilizada para concentração e análise dos minerais pesados.

7 RESULTADOS

7.1 CONCENTRADOS DE MINERAIS PESADOS

A utilização de concentrados de batéia é uma das técnicas mais utilizadas nas pesquisas de prospecção geoquímica de caráter regional (Licht, 1998). Ela se utiliza das propriedades gravimétricas e de estabilidade dos minerais (Tabela 2), permitindo a separação de conjuntos mineralógicos específicos relacionados ao ambiente original (Fig. 26)

Estes minerais resistentes são classificados de minerais pesados, conforme visto em Emery & Noakes (1968). Os principais constituintes de um concentrado de minerais pesados (Foto 12) podem ser ouro, diamante, ilmenitas, coríndon cassiterita, rutilo, granadas, etc.

Tabela 2 – Estabilidade Química dos Minerais Pesados

Grau de Estabilidade	Minerais
Ultra-estável	Rutilo, turmalina, zircão, anatásio
Estável	Apatita, granada (pobre em ferro), estauroлита, monazita, biotita, magnetita, ilmenita, limonita, pirita
Moderadamente estável	Epidoto, cianita, granada (rica em ferro), silimanita, esfeno, andalusita, leucóxeno
Muito instável	Olivina

Adaptado de Pettijohn *et al.*, 1987

Foram utilizados apenas os minerais pesados que sabidamente apresentem correlação com os minerais satélites utilizados nas pesquisas para diamantes, sendo estes; granada, ilmenita, cromita, Cr-diopsídio, olivina e o próprio diamante.

Estes minerais, enriquecidos em Cr e Mg, são formados em ambientes de alta pressão e temperatura e apresentam características visuais e composicionais que permitem sua distinção em relação aos seus equivalentes crustais.

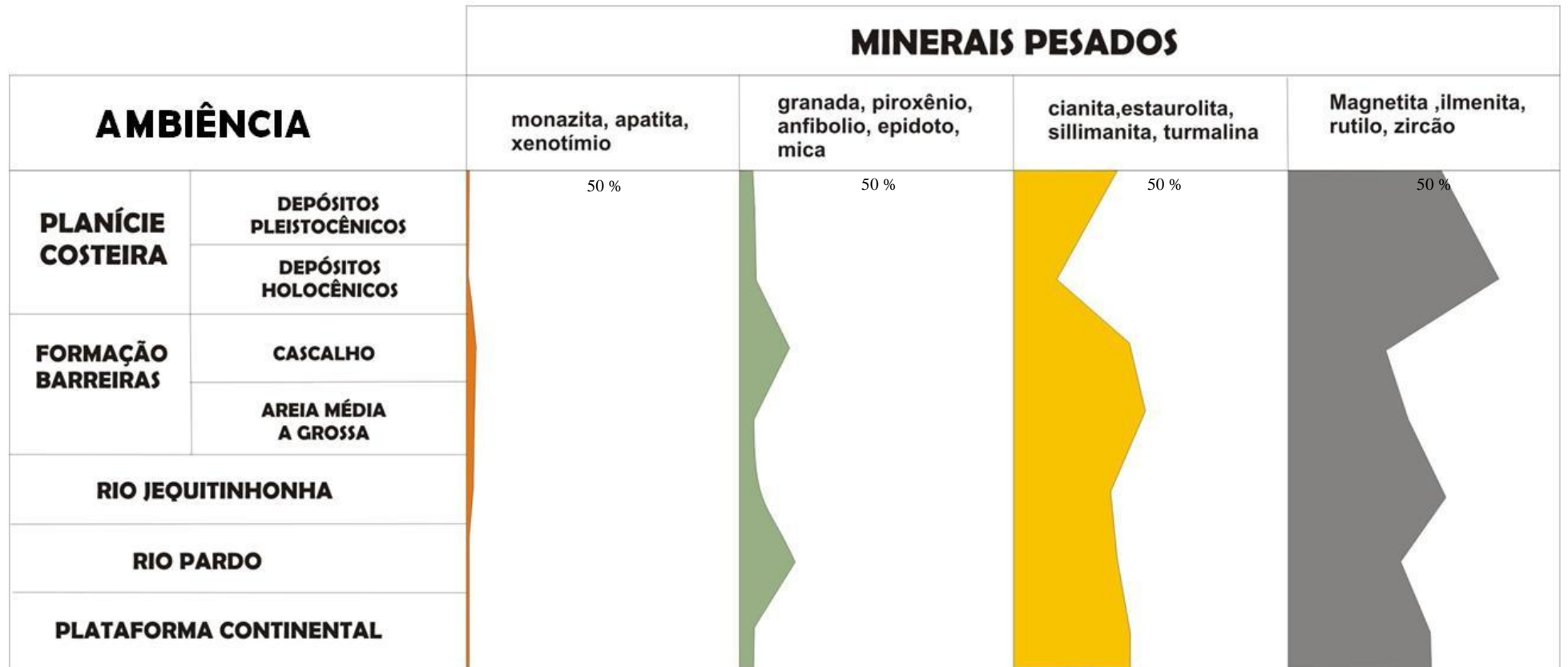


Figura 26 – Distribuição dos minerais pesados na área estudada.



Foto 12 – Concentrado de minerais pesados.

7.2 ASSOCIAÇÕES DE MINERAIS PESADOS ENCONTRADAS

Os minerais de filiação magmática de alta pressão e temperatura, cujas características tornam possível sua distinção dos demais minerais derivados da crosta, apresentam diferenças que são percebidas de forma visual e composicional como pode ser visto na tabela 3.

Estes minerais mantélicos, geralmente resistentes, distribuem-se em todo ambiente secundário, por processos sedimentares, tornando-se farejadores ideais na pesquisa do diamante, sendo os mais importantes: granadas, ilmenitas, cromita, Cr-diopsídios e o próprio diamante. Estes minerais são comumente descritos como minerais indicadores de kimberlito (MIK).

Em geral os minerais indicadores de kimberlito são caracterizados por suas composições ricas em Cr e Mg e apresentam uma variada gama de tamanhos, normalmente sendo recuperados na fração areia média a fina.

Tabela 3 – Características físicas dos minerais mais importantes utilizados na pesquisa do diamante (modificado de Mcclenaghan & Kjarsgaard, 2007)

Mineral	Composição^a	Sistema cristalino	Cor	Cor do traço	Tamanho típico do grão (mm) normal (raro)
Granada piropo	Mg Fe Ca Al Silicato, <i>Cr, Ti</i>	Isométrico	Violeta, magenta, vermelho, lilás		1 – 5 (até 100)
Granada almandina piropo	Mg Fe Ca Al Silicato, <i>Ti, Na</i>	Isométrico	Laranja		1 – 5 (até 25)
Mg-ilmenita (picroilmenita)	Mg Fe Ti oxido <i>Cr, Mn, Al</i>	Trigonal	Preta	Preta	1 – 20 (até 100)
Cr-diopsídio	Ca Mg Silicato, <i>Fe, Cr, Al, Na</i>	Monoclínico	Verde esmeralda		1 – 5 (até 50)
Cr-espinélio	Mg Cr Al Fe Oxido <i>Mn, Ti</i>	Isométrico	Preta, castanho avermelhado	Castanho escuro	0.5 – 1 (até 8)
Olivina (fosterítica)	Mg silicato, Fe, <i>Ni, Mn</i>	Ortorrômbico	Amarelo pálido a verde		2 – 10 (até 50)
Diamante	C nativo (<i>N, B</i>)	Isométrico	Incolor, cores pálidas (especialmente amarelo e castanho)		0.5 – 10 (até 30)

Tabela 3 – (continuação)

Resposta ao eletroímã (Paramagnetismo)	Densidade g/cm³	Dureza (Moh)	Feições diagnosticas visíveis	Principais rochas fonte
Não paramagnético até um paramagnetismo fraco	3.51	7.5	Anedral, borda kelifítica (coroa de reação), cores característica, superfície com casca laranja	Peridotito, kimberlito, lamprófito (certamente rochas vulcânicas básicas)
Não paramagnético até um paramagnetismo fraco	3.7 a 3.8	7.5	Anedral, borda kelifítica (coroa de reação), cores características, superfície com casca laranja	Eclogito
Fortemente paramagnético	4.5 a 5.0	5 a 6	Anedral, arredondado ou maciço com camada de leucoxênio, sobrecrescimento de perovskita, brilho lustroso, superfície corroída, fratura conchoidal	Kimberlito (certamente rochas vulcânicas básicas)
Não paramagnético até um paramagnetismo fraco	3.2 a 3.6	5 a 6	Anedral, maciço, clivagem em duas direções, cor característica	Peridotito, kimberlito (certamente rochas vulcânicas básicas)
Moderadamente paramagnético	4.3 a 4.57	5.5	Forma octaedral a irregular, castanho avermelhado, borda dos grãos corroída, superfície vítrea em grãos corroídos	Peridotito, kimberlito, lamproito, carbonatito, varias rochas plutônicas ultramáficas e rochas vulcânicas
Não paramagnético até um paramagnetismo fraco (grãos não kimberlíticos com inclusões de magnetita são fortemente paramagnéticos)	3.2 a 3.33	6 a 7	Cores características, cristais com vértices irregulares, impressões vermiformes	Peridotito, kimberlito, lamproito, carbonatito, varias rochas plutônicas ultramáficas e rochas vulcânicas
Não paramagnético	3.52	10	Brilho adamantino, forma cristalina, feições de reabsorção, camadas em degrau	Kimberlito, lamproito (certamente lamprófitos e rochas de alto grau metamórfico)

^a Elementos menores e traços listados em itálico

A forma, textura e o tamanho do grão, são características muito importantes para identificação de sua origem, tipo de transporte e distância da rocha fonte (Dill, 2007). Na pesquisa do diamante, estas feições, tornam-se uma ferramenta de grande interesse, tanto quanto a composição química destes minerais.

7.2.1 Granadas

São ortossilicatos cuja formula básica pode ser descrita como $X_3Y_2Z_3O_{12}$, apresentam seis membros principais reconhecidos: piropo ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$), almandina ($Fe_3Al_2Si_3O_{12}$), espessartina ($Mn_3Al_2Si_3O_{12}$), grossulária ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$), andradita ($Ca_3Fe^{+3}_2Si_3O_{12}$) e uvarovita ($Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$), podendo ser divididos em duas séries: (i) pirlspita, granadas aluminosas (piropo, almandina, espessartina) e (ii) ugrandita, granadas cálcicas (uvarovita, grossulária, andradita)

Estes minerais são característicos de rochas metamórficas, mas também podem ser encontrados em alguns tipos de rochas ígneas tais como peridotitos, kimberlitos, lamproítos, entre outras e como grãos detríticos em corpos sedimentares. Apresentam boa distribuição na região estudada (Fig. 27) sendo a maioria das granadas encontradas de filiação crustal. No entanto foram identificadas em quatro estações, ocorrências de granadas de filiação mantélica, estando estas distribuídas, na planície costeira, plataforma continental e na Formação Barreiras, na área do garimpo Bendengó.

Feições superficiais e texturais nas granadas podem também fornecer indícios da sua área fonte e o tipo de transporte.

Tabela 4 - Proporção média dos cinco principais tipos de granada em diferentes tipos de rochas (modificado de Deer et al., 1997)

Rochas	Piropo	Almandina	Grossulária	Andradita	Espessartina
Pegmatitos	-	41.8	-	-	47.1
Granitos	-	56.8	-	-	36.0
Biotita xisto	13.8	73.0	6.0	-	-
Anfibolitos	20.3	53.6	20.7	-	-
Eclogitos	37.4	18.5	39.1	-	-
Kimberlitos e Peridotitos	72.3	13.4	9.0	-	-
Rochas básicas	20.7	34.4	28.7	15.6	-

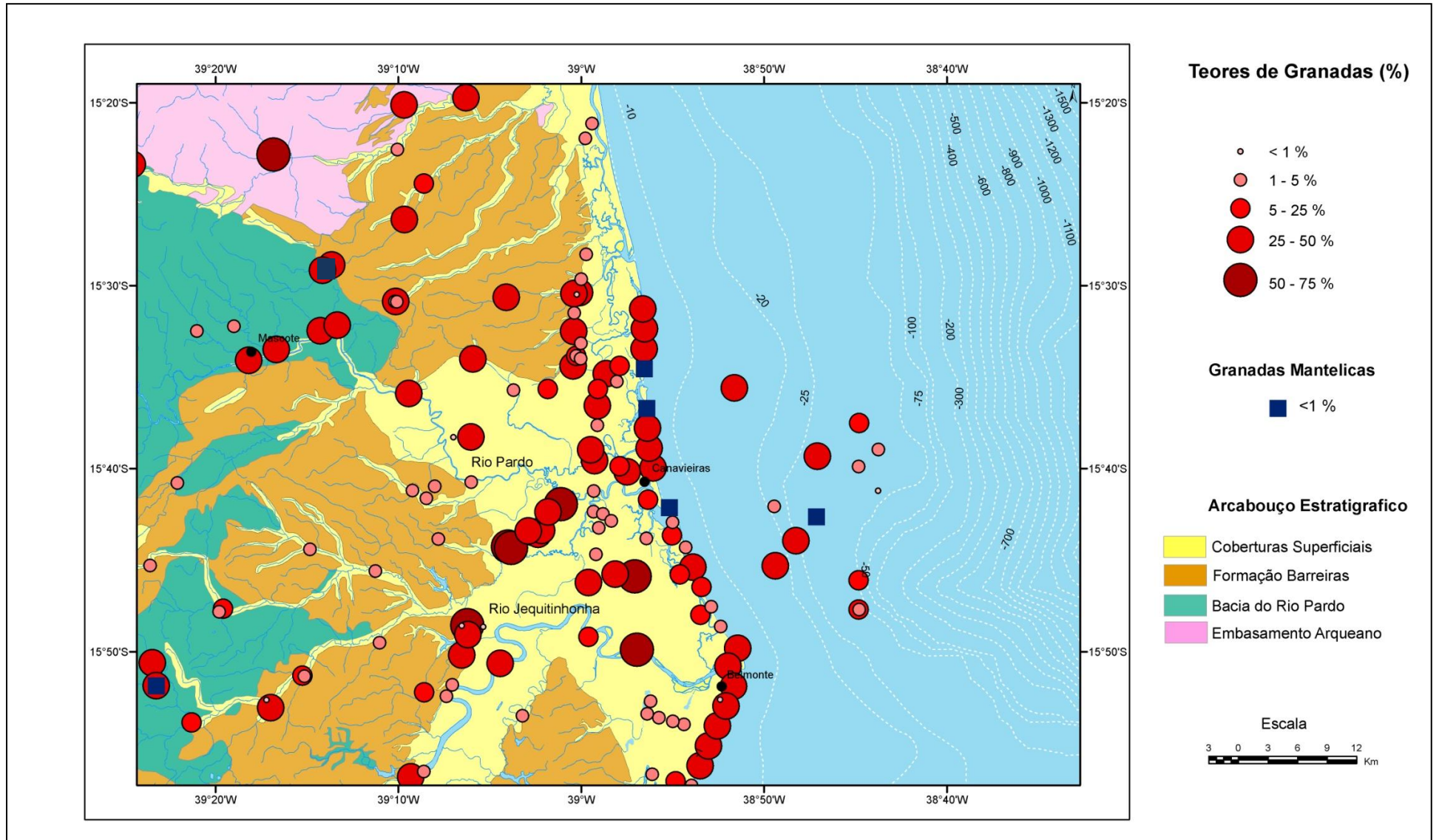


Figura 27 – Mapa com distribuição dos teores de granadas nos concentrados de minerais pesados.

7.2.1.1 Cr-Piropo

Essas granadas ricas em cromo, geralmente ocorrem como inclusões em diamantes e são típicas em rochas kimberlíticas, sendo um dos principais minerais utilizados em sua prospecção. Tem como característica principal sua cor violeta (Fotos 13, 14 e 15). No entanto na área de estudo foram encontradas também granadas piropo de coloração lilás, como pode ser observado na foto 16.

Apresentam superfície pouco retrabalhada, ainda com sinais de uma possível textura kelyfítica, sugerindo que sua fonte primária poderia estar próximo à região amostrada.

A química destas granadas pode ser um guia para avaliação do potencial diamantífero e da presença de possíveis corpos kimberlíticos na região. (Gurney, 1984; Gurney & Zweistra, 1995; Vasilenko, et *al.*, 2002).

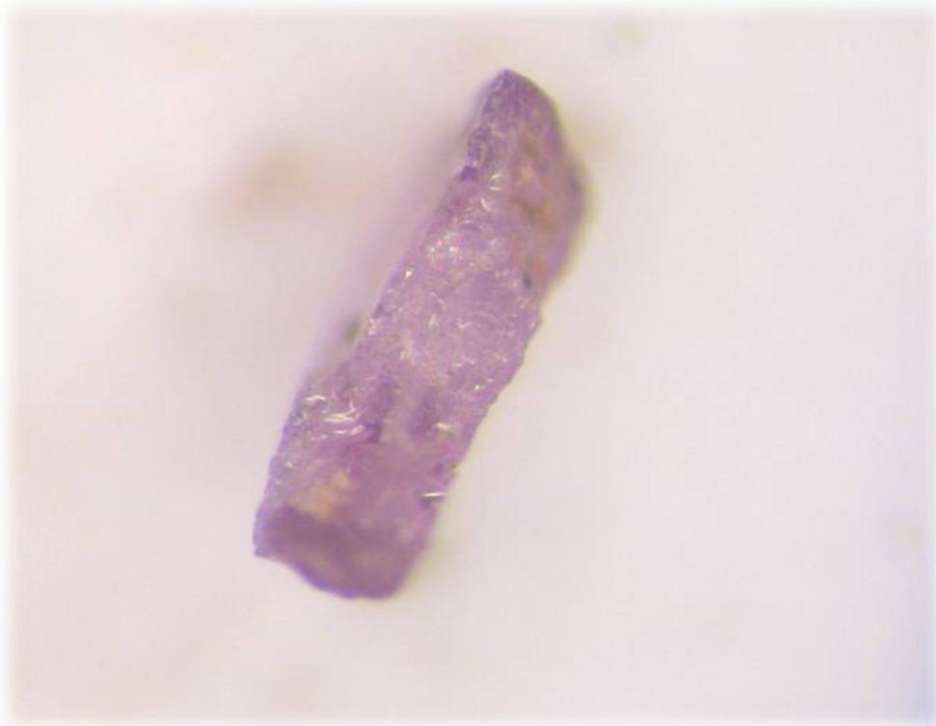


Foto 13 – Granada piropo de coloração violeta e habito anedral.

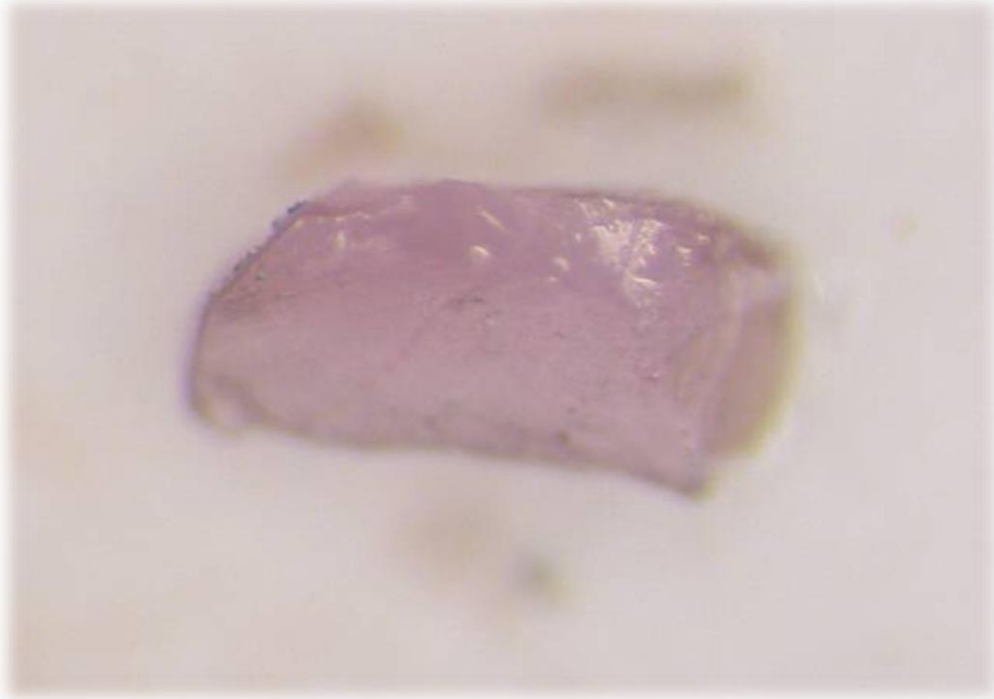


Foto 14 – Granada piropo de coloração lilás.

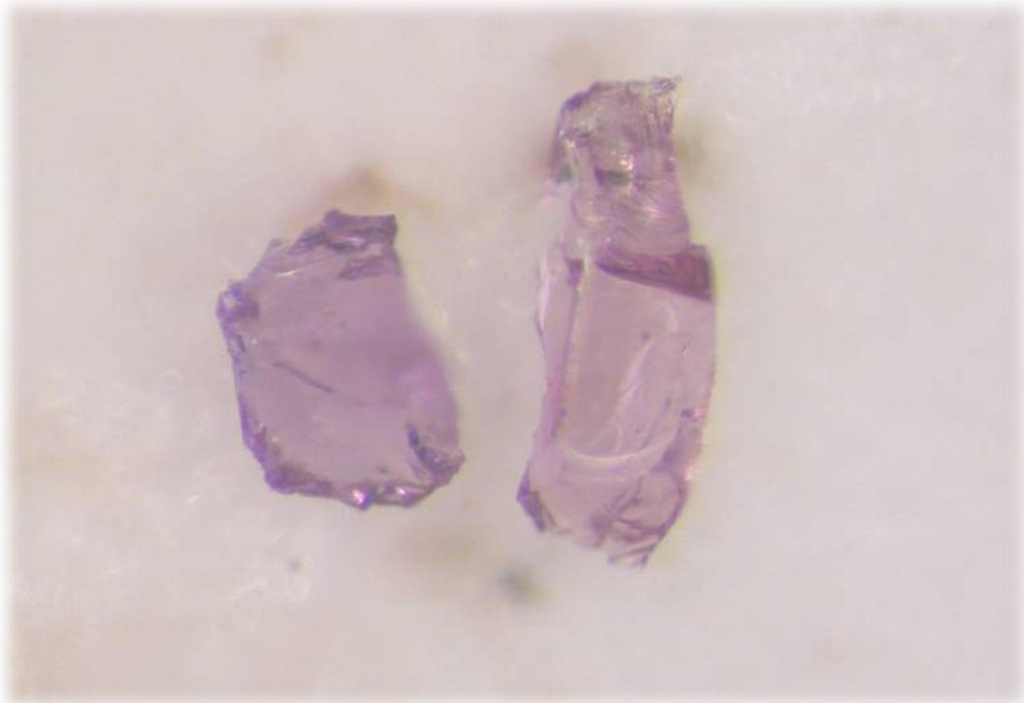


Foto 15 – Granada piropo de coloração violeta, grãos entre 0,25-0,50 mm.

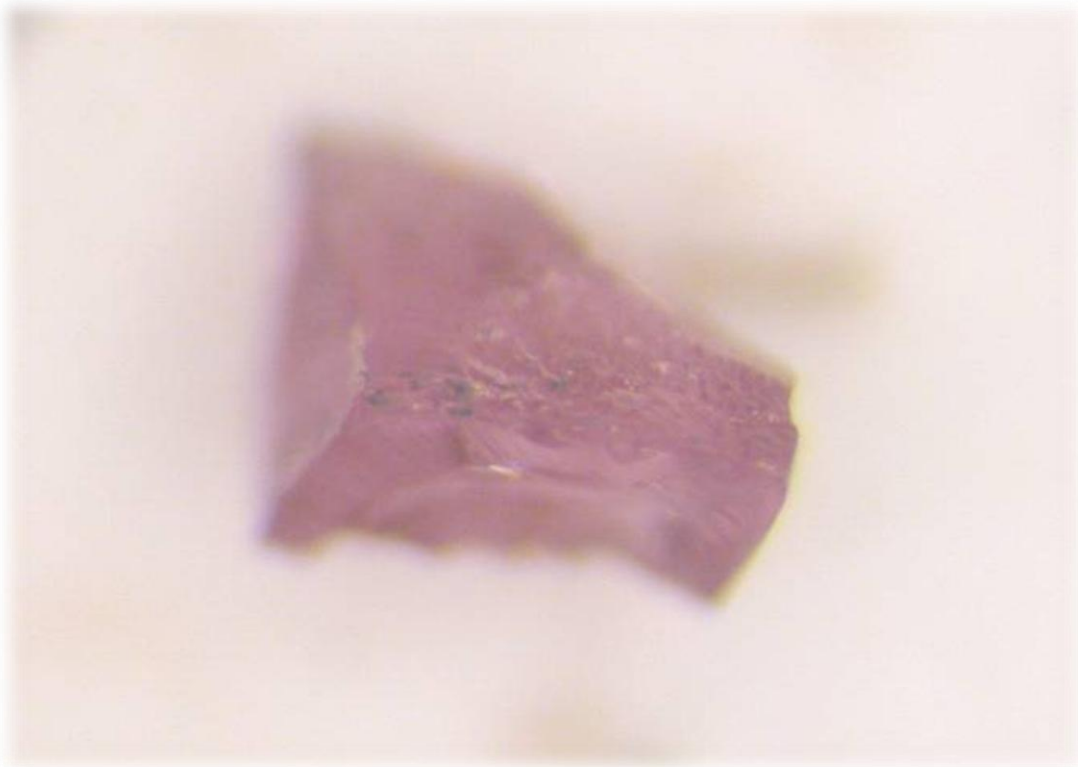


Foto 16 – Granada piropo de coloração lilás, apresentando habito anedral.

7.2.2 Ilmenita

Ilmenita é um óxido de ferro e titânio FeTiO_3 , seu sistema cristalino é trigonal, com hábito tabular, possui coloração preta e brilho metálico, com densidade entre 4,10 a 4,80 g/cm^3 . É o principal mineral minério de titânio, encontrada como mineral acessório em rochas ígneas e metamórficas variadas e como grãos detríticos em depósitos de pláceres do tipo “areia negra”.

Segundo Wyatt *et al.* (2004) “ilmenitas são um dos mais comuns minerais indicadores de kimberlito recuperados durante a exploração do diamante”

Na área do projeto (Fig. 28) sua maior concentração está relacionada aos depósitos cenozóicos sobre a bacia do Rio Pardo. No entanto, foram também cadastrados depósitos deste mineral na planície costeira pela Companhia Bahiana de Pesquisa Mineral.

Em dois pontos, na região da planície costeira, próximo a Canavieiras e a Belmonte, as ilmenitas encontradas foram classificadas como de origem mantélica, picroilmenita.

7.2.2.1 Picroilmenita

As ilmenitas magnesianas, ou picroilmenita, tem sua fórmula descrita como $(\text{Mg,Fe})\text{TiO}_3$. As encontradas na área de pesquisa apresentam cor preta, brilho lustroso com superfície corroída. Sua forma arredondada é característica (Fotos 17, 18 e 19), não estando assim relacionada a retrabalhamento, possuem ainda hábito anedral, e fratura conchoidal.

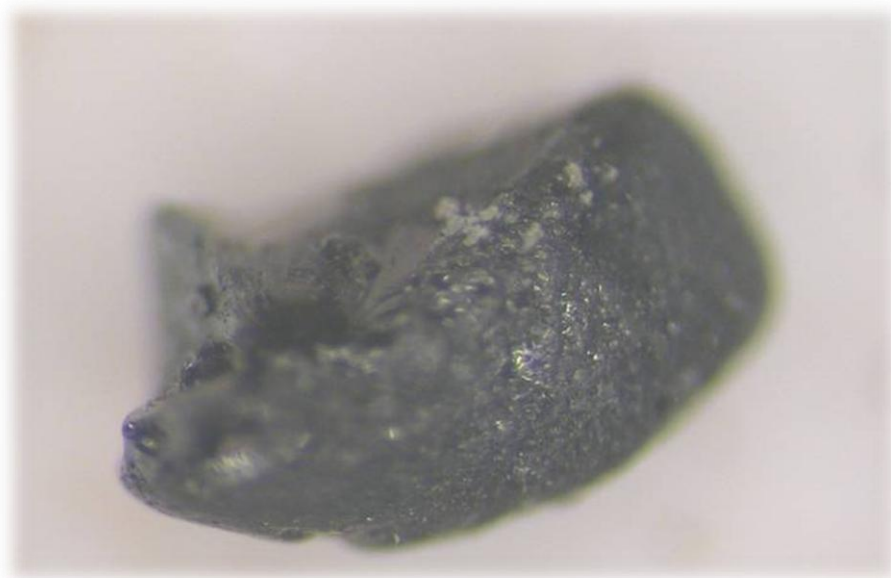


Foto 17 - Picroilmenita, com superfície corroída e fratura conchoidal.

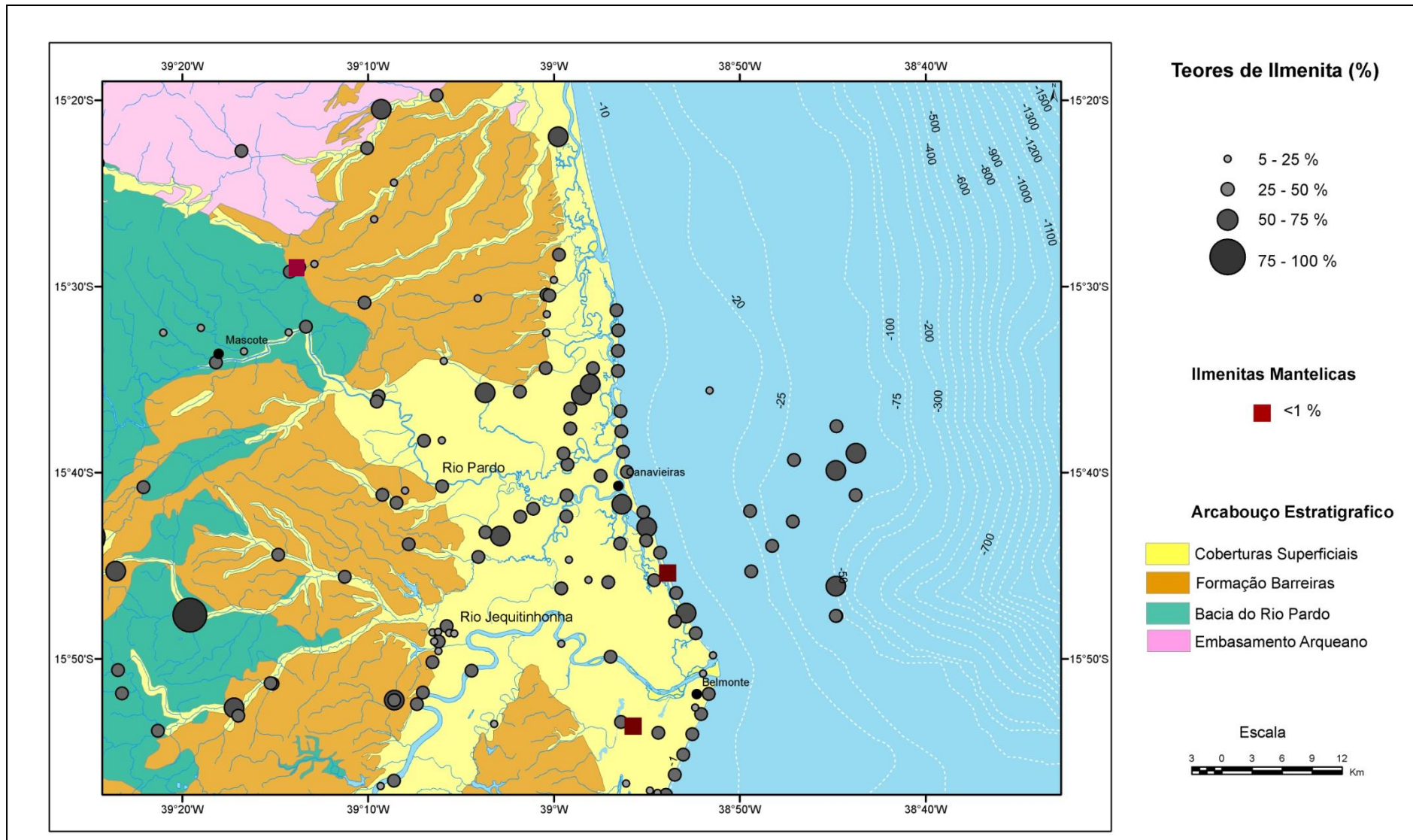


Figura 28 - Mapa com distribuição dos teores de ilmenitas nos concentrados de minerais pesados.

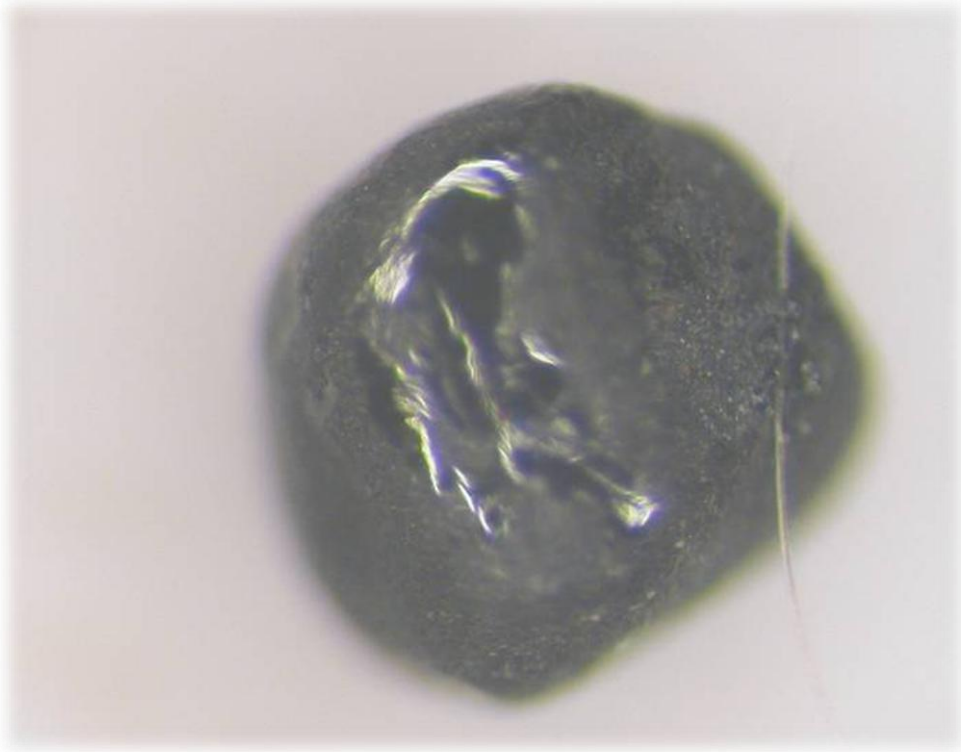


Foto 18 - Picroilmenita, arredondada e com fratura conchoidal.

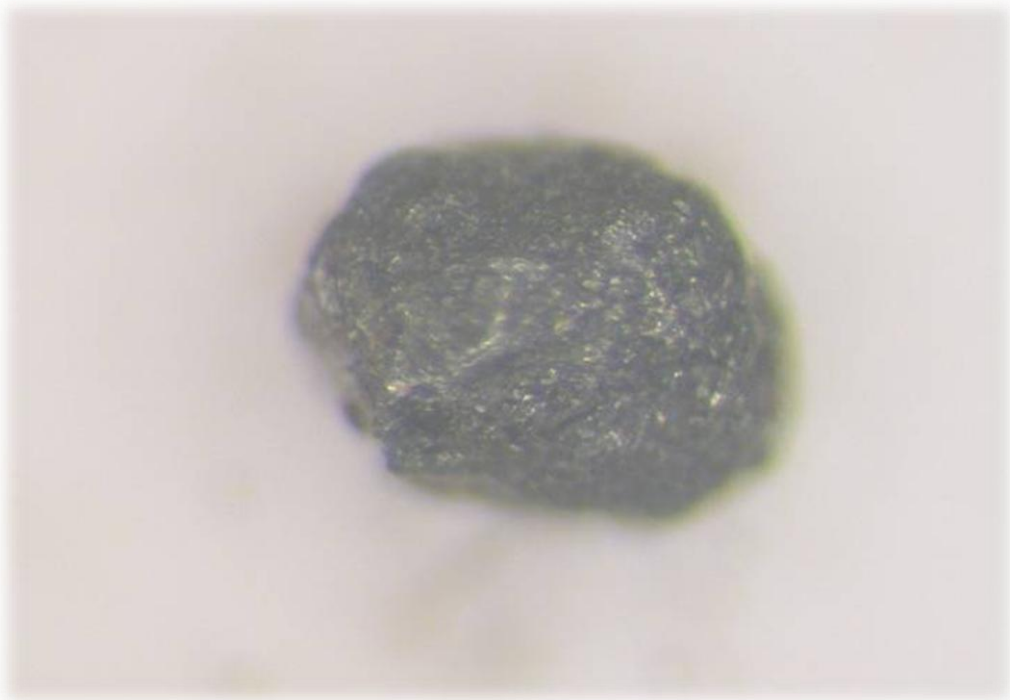


Foto 19 - Picroilmenita, com superfície corroídas.

7.2.3 Cromitas

Cromitas mantélicas apresentam composição semelhante às cromitas de filiação crustal (FeCr_2O_4), estando associadas a uma variada gama de rochas máficas e ultramáficas. A identificação destes minerais quanto sua origem é extremamente delicada. Griffin *et al.* (1997) propõem um método estatístico para separação de cromitas, utilizando elementos maiores, obtendo resultados promissores.

Apesar de não ser muito usual, vale ressaltar que as cromitas sendo minerais resistentes ao intemperismo, convertem-se em um importante mineral indicador na exploração do diamante em ambientes altamente intemperizados, onde minerais como piropo e ilmenitas foram a muito destruídos.

Na área do projeto (Fig. 29) foram identificados quatro pontos de ocorrência de cromita nos concentrados de minerais pesados; estes minerais não foram classificados quanto a sua gênese. No entanto são um importante indicador de magmatismo máfico/ultramáfico nesta região, tendo em vista que o embasamento é formado por rochas félsicas intermediárias, que não constituem fontes de cromita.

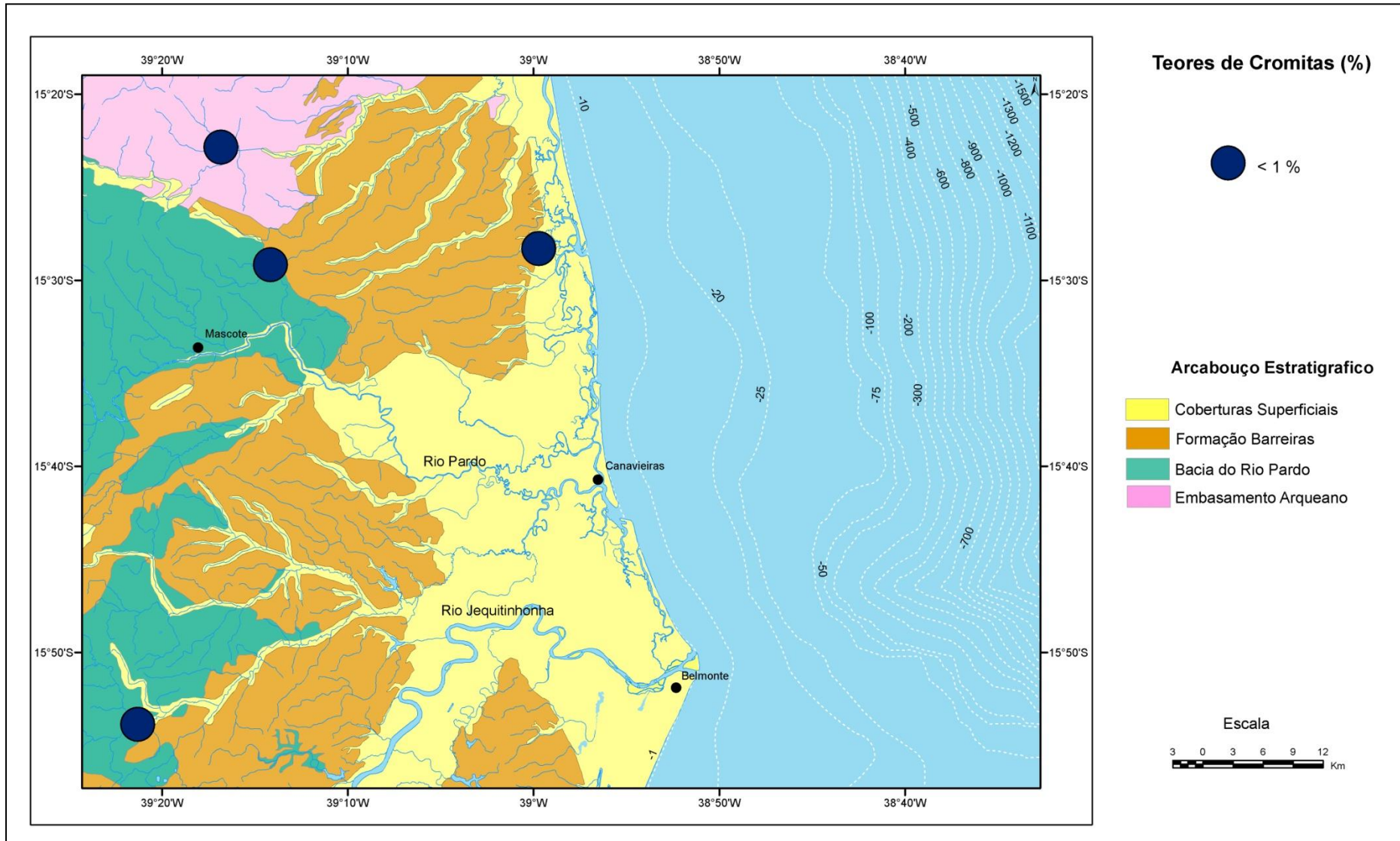


Figura 29 - Mapa com distribuição dos teores de cromita nos concentrados de minerais pesados.

7.2.3 Piroxênios

Piroxênios compõem um importante grupo de minerais ferromagnesianos, inossilicatos, formadores de rocha, presentes tanto em rochas ígneas como metamórficas, tendo como fórmula química geral $XY(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$, onde X: cálcio, sódio, ferro, magnésio, zinco, manganês e lítio; Y: cromo, alumínio, ferro, magnésio, manganês, escândio, titânio e vanádio. A maioria dos piroxênios podem ser representados pelo diagrama ternário (Fig. 30), Wollastonita(CaSiO_3) – Enstatita (MgSiO_3) – Clinoferrosilita (FeSiO_3). Estão divididos em dois grupos: clinopiroxênios representados por minerais monoclinicos e ortopiroxênios que são os minerais ortorrômbico da serie $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$ (Enstatita-Ferrosilita).

De forma geral rochas mantélicas são ricas em piroxênios (Nowicki *et al.*, 2007), sendo as mais comuns em eclogitos: enstatita (ortopiroxênio), onfacita e diopsídios (clinopiroxênios). Onfacita e enstatita são muito instáveis nas condições superficiais, sendo raramente usados como minerais indicadores. No entanto diopsídios ricos em cromo sobrevivem mais tempo e são importantes minerais utilizados na pesquisa do diamante.

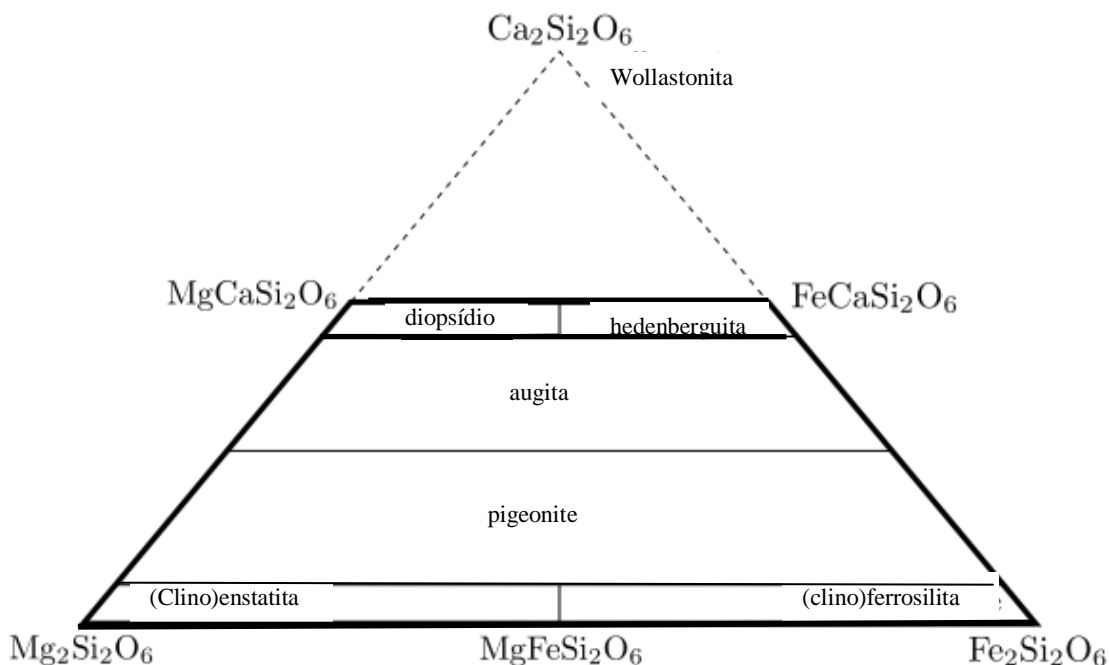


Figura 30 – Diagrama ternário de nomenclatura dos piroxênios (adaptado de Morimoto *et al.*, 1988).

7.2.4.1 Cr-Diopsídio

Cr-diopsídios são piroxênios muito enriquecidos em cromo, que refle em sua coloração verde característica, a qual pode ser utilizada como feição diagnóstica com relação aos outros minerais pesados encontrados nos concentrados.

Estes minerais são formados em condições de alta pressão e alta temperatura e não possuem mobilidade muito elevada, sucumbindo rapidamente no ambiente superficial. Por esta característica torna-se um importante indicador da proximidade de sua rocha fonte ± 5 km.

Na área estudada (Fig. 31), foi encontrado próximo ao povoado de Santa Maria Eterna. É anedral e possui coloração verde característica (Foto 20).

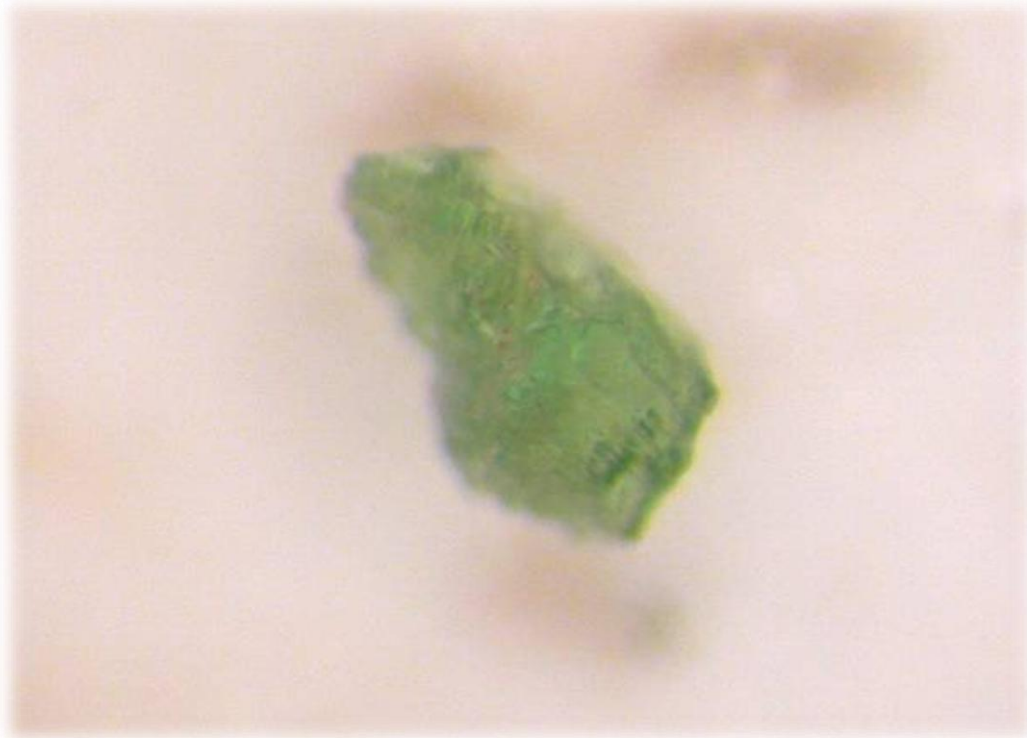


Foto 20 – Cr-diopsídio recuperado em concentrado de minerais pesados

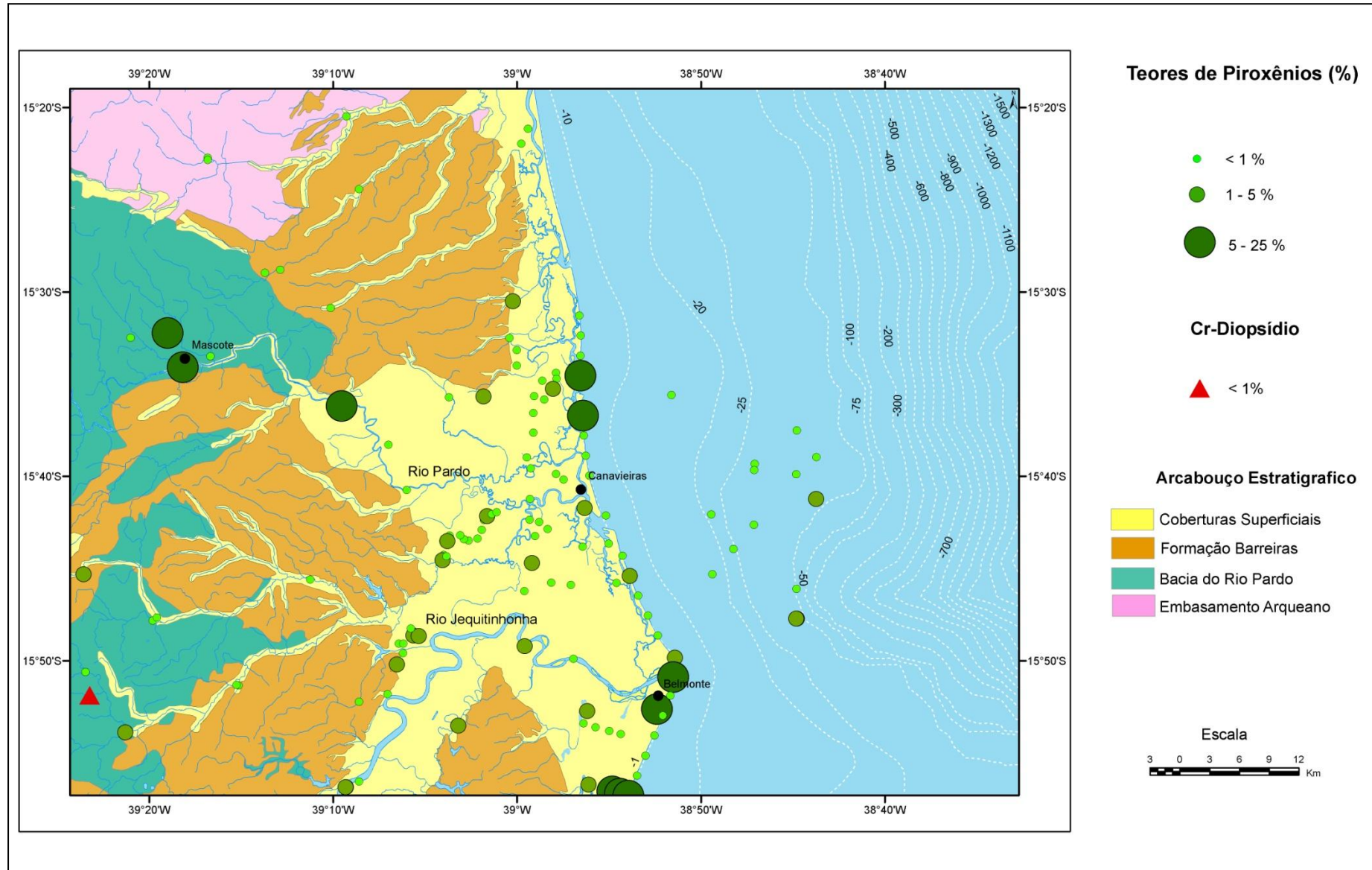


Figura 31 - Mapa com distribuição dos teores de piroxênios nos concentrados de minerais pesados.

7.2.5 Diamantes

Diamante é um cristal de carbono, polimorfo com grafita e lonsdaleíta, tem dureza 10 na escala de Mohs e densidade de $3,515 \text{ g/cm}^3$.

Sua morfologia primária inclui cristais octaédricos, cúbicos, cúbico-octaédricos ou cristais agregados (balas). Sua morfologia secundária apresenta uma variada faixa de formas resultante das formas primárias modificadas, formando dodecaedros, tetrahexaedros e formas anedrais, corroídas e com superfícies de sobrecrecimento (Fig. 32).

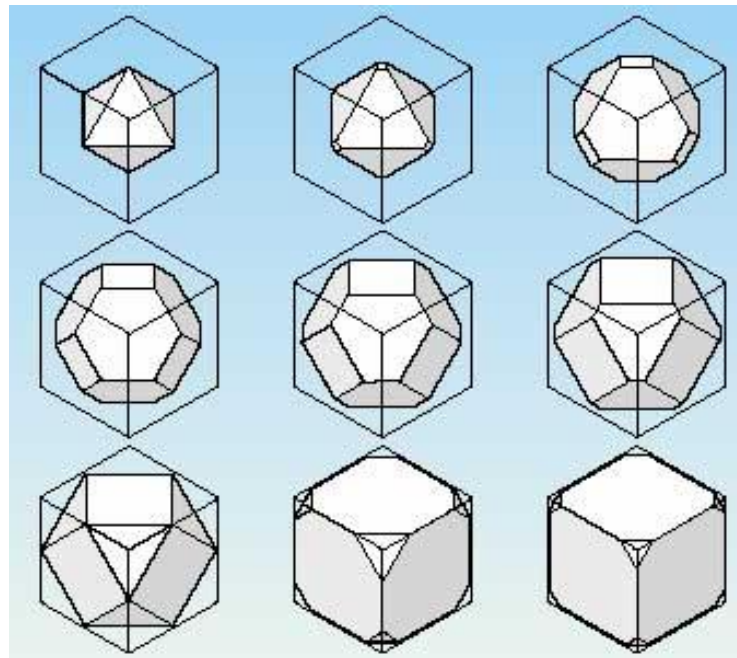


Figura 32 – Principais formas cristalinas do diamante

Geralmente os diamantes dos depósitos de placer, apresentam morfologia arredondada, sendo em sua maioria dodecaédricos, decorrentes do seu transporte no ambiente supergênico (Afanas'ev *et al.*, 2009).

Na área em estudo (Fig. 33) foram encontrados diamantes apenas no garimpo Bendengó (Fotos 21 e 22) distrito diamantífero de Betânia.



Foto 21 – Diamante recuperado em concentrado de minerais pesados no garimpo Bendengó

Estes diamantes com tamanhos entre 0,3 a 1 quilate, apresentam poucos sinais de rolamento, como já havia sido observado por Chaves (1987). São diamantes claros, predominando cristais octaédricos algo rolados e dodecaédricos bem formados. Diferente dos garimpos na Chapada Diamantina, na região de Betânia não ocorre carbonado ou diamante tipo bala (Chaves, 1987).



Foto 22 - Diamantes com habito octaédrico, garimpo Bendengó.

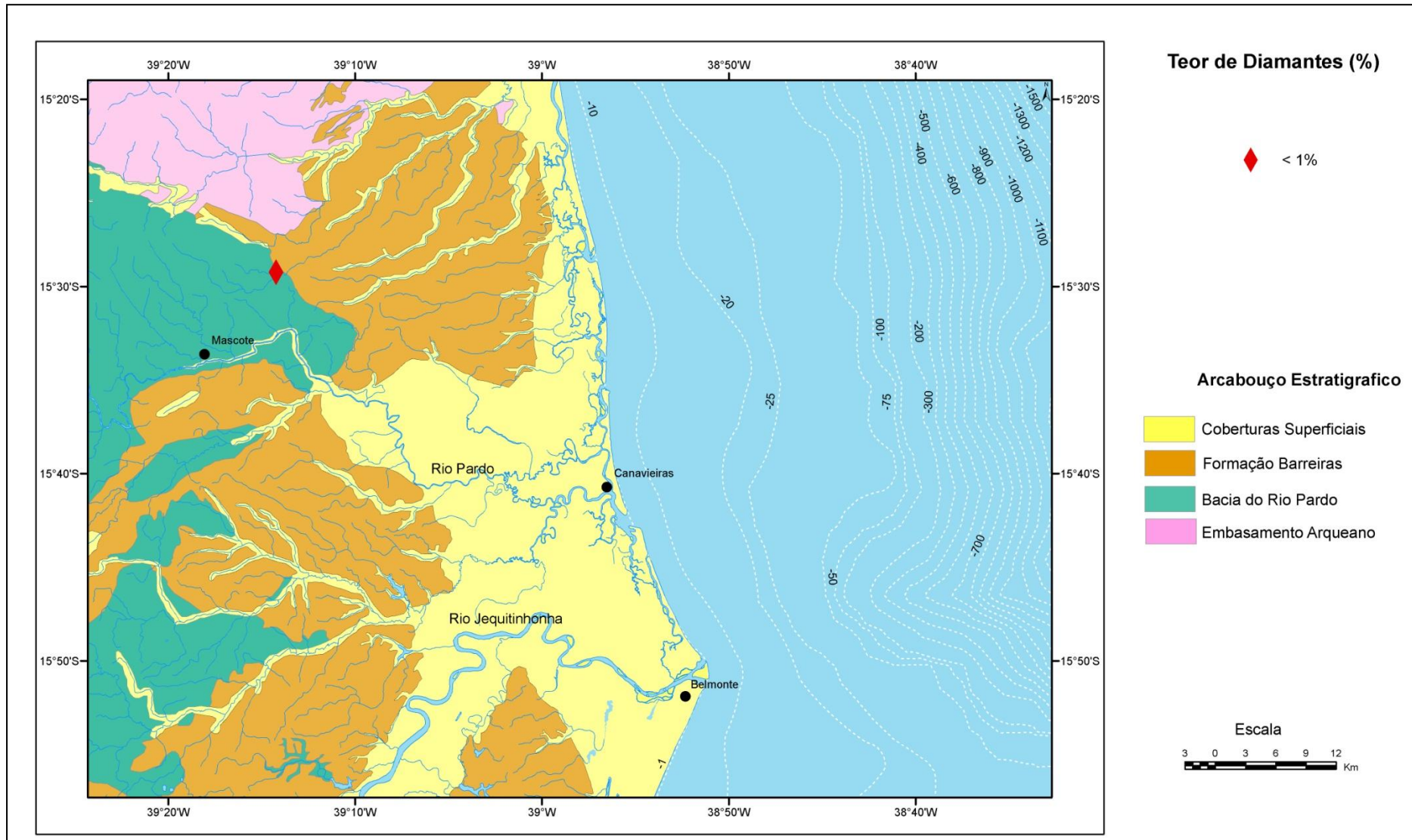


Figura 33 - Mapa com distribuição do teor de diamantes no concentrado de minerais pesados.

8 DISCUSSÃO

8.1 FONTE DO DIAMANTE

Diamantes são minerais formados em ambientes de altas pressões, que variam entre 4 a 7 GPa e altas temperaturas, maiores que 1000 °C (Bulanova, 1995; Sugano *et al.*, 1996; Izraeli *et al.*, 1999). Estas condições são encontradas na região limite entre a litosfera e a astenosfera, em profundidades superiores a 150 km (Fig. 34).

Os diamantes formados nestas situações são transportados à superfície por rochas mantélicas representadas principalmente por kimberlitos e lampróitos que se deslocaram em alta velocidade de ascensão (Strnad, 1991). Estas rochas são classificadas como fontes primárias dos diamantes.

Quando expostos no ambiente superficial, estes depósitos primários sofrem ação de intemperismo e erosão. Como resultado deste processo ocorre à formação dos depósitos sedimentares diamantíferos ou como são mais conhecidos, depósitos de pláceres diamantíferos, podendo ser classificados, dependendo da época em que foram formados, em depósitos de pláceres recentes ou depósitos de pláceres antigos (paleopláceres).

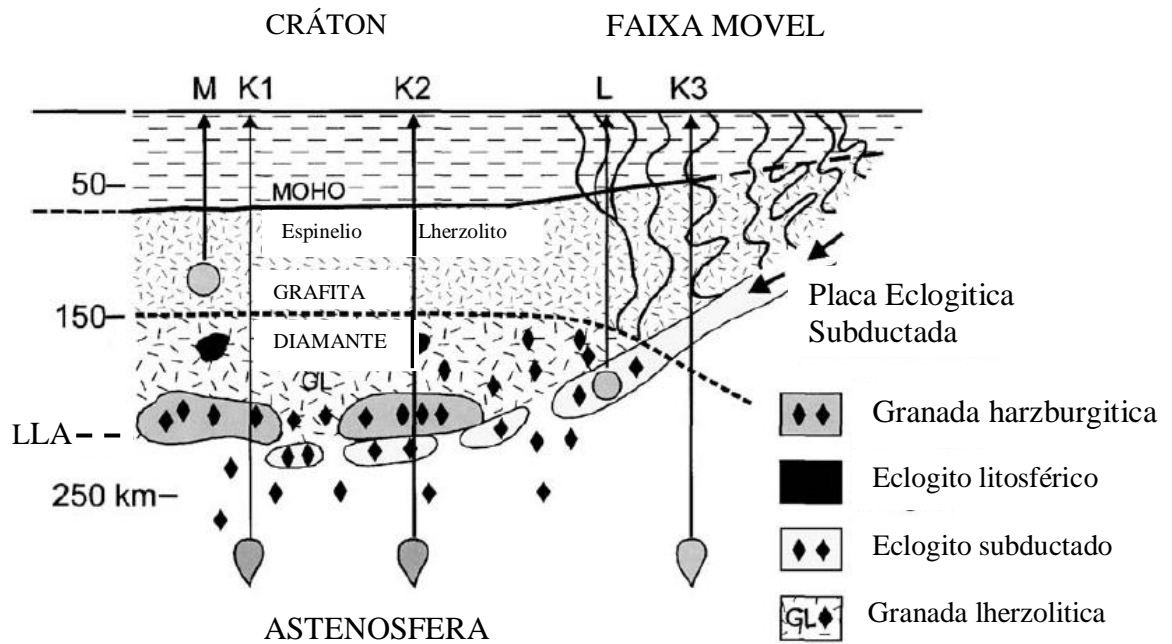


Figura 34 – Modelo da origem dos diamantes, mostrando acreção de uma faixa móvel contra um cráton arqueano. L – lamproito; M – magma melilitico; K – kimberlito; LLA – limite litosfera – astenosfera; K1 com granadas peridotíticas; K2 e L com granadas peridotítica e eclogítica e K3 estéril (modificado de Mitchell, 1991).

8.2 FONTES PRIMÁRIAS

Uma ampla gama de rochas ígneas derivadas do manto pode conter diamantes como xenólitos (Mitchell, 1986; Mitchell, 1991), no entanto até o momento, apenas duas apresentam quantidades significativas de diamantes para serem classificadas como depósitos primários ou fontes primárias, sendo estas kimberlitos e lamproítos.

8.2.1 Kimberlitos

Kimberlitos são um grupo de rochas ultramáficas, potássicas e ricas em voláteis, predominando CO₂. Apresentam uma textura inequigranular resultado da ocorrência de macro e megacristais de olivina, ilmenita magnésiana, Cr piropo, diopsídio, flogopita, enstatita e cromita pobre em Ti, em uma matriz afanítica constituída por flogopita, olivina, espinélio, perovisquita, apatita, carbonato e serpentinita. (Mitchell, 1986; Mitchell, 1996; Scott Smith, 1996).

Através do estudo isotópico de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (Scott Smith *et al.*, 1983; Fraser *et al.*, 1985) foram definidos dois grupos de rochas kimberlíticas. Grupo I – é caracterizado por rochas kimberlíticas típicas, como as encontrados na África do Sul, apresenta εNd = -0,5 a + 0,6 e ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 0,703 a 0,705. Neste grupo estão os serpentina kimberlito, monticelita kimberlito e calcita kimberlito (Gonzaga & Tompkins, 1991). Grupo II – inclui principalmente os kimberlitos micáceos sendo caracterizados pelos macrocristais de flogopita. Apresentam εNd = -7 a -12 e ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,707 a 0,711. Este grupo de rochas kimberlíticas possui mais afinidade com lamproítos do que com as rochas kimberlíticas do grupo I, sendo sugerida por diversos autores uma nova classe, que seriam os orangeítos (Mitchell, 1995; Mitchell, 1996; Woolley *et al.*, 1996).

As intrusões kimberlíticas apresentam uma morfologia interessante, com feição semelhante a um cone, sendo descritas em detalhe por Hawthorne (1975) (apud Gonzaga & Tompkins, 1991), quando analisava os kimberlitos da África do Sul. Mitchell (1986) apresenta um modelo atualizado, que é o mais utilizado atualmente. Estes corpos kimberlíticos ou *pipes* como também são conhecidos, possuem três fácies distintas: fácies cratera, fácies diatrema e fácies hipoabissal ou raiz (Fig. 35).

- i) A fácies cratera compõe-se de rochas piroclásticas, sendo que cada cratera possui uma geologia interna única, mais complexa que as fácies diatrema e raiz associadas (Scott Smith, 1996).
- ii) A fácies diatrema destes pipes é representada por kimberlitos tufáceos e brechas kimberlíticas tufáceas.
- iii) A fácies hipoabissal é formada por rochas magmáticas não fluidizadas que formam as intrusões kimberlíticas que não apresentam superfície brechada, ocorrendo como diques e soleiras (Gonzaga & Tompkins, 1991).

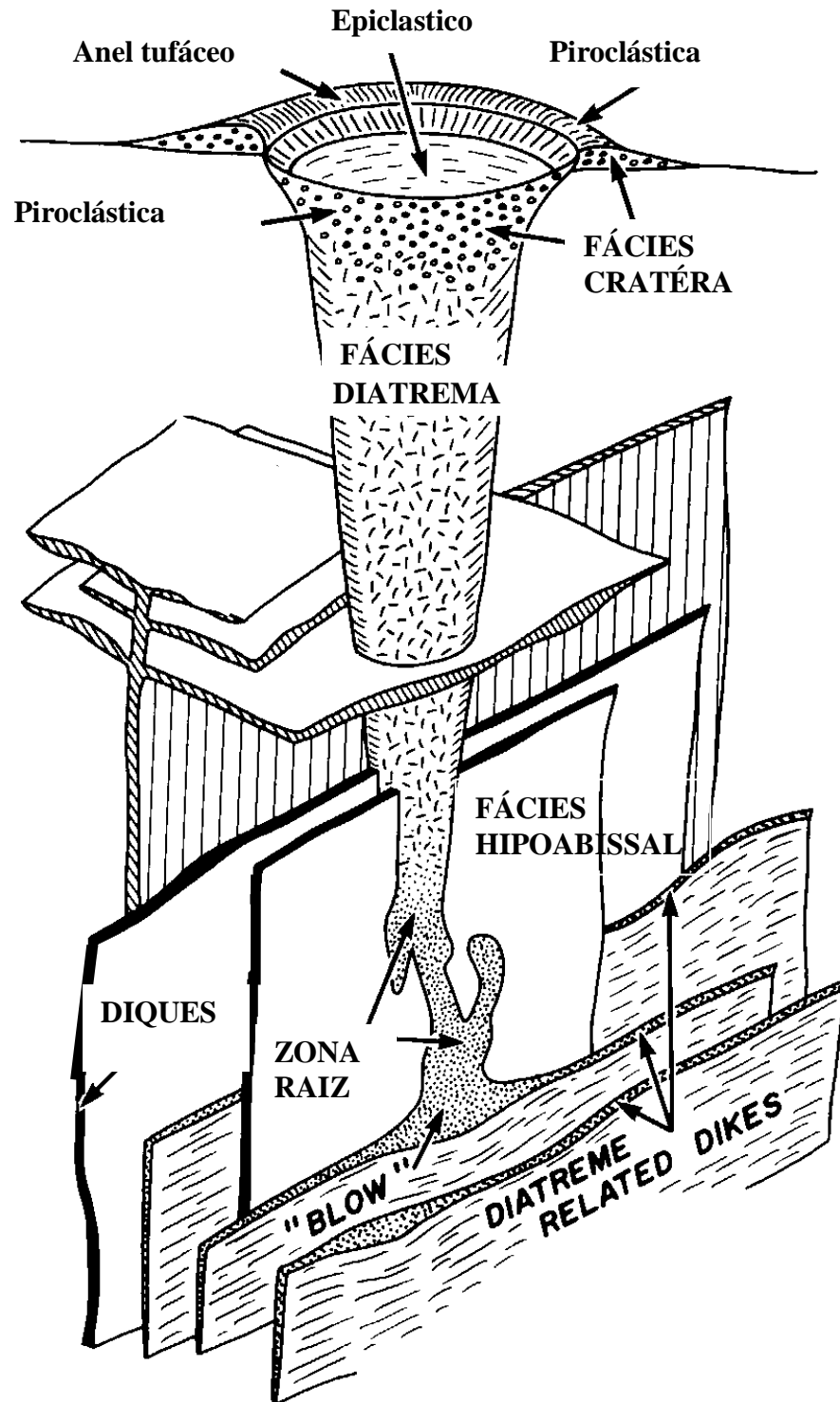


Figura 35 – Modelo de *pipe* kimberlítico (modificado de Mitchell, 1986)

Na área estudada não foi ainda evidenciada a presença de rochas kimberlíticas ou rochas associadas, no entanto foram encontrados minerais de filiação mantélica que apresentam algumas características que sugerem essa possibilidade.

Vale salientar que a sul da área de pesquisa, na região de Caravelas (Fig. 36), ocorrem rochas máficas alcalinas na plataforma continental que compõem o arquipélago de Abrolhos (Mohriak, 2006). Este magmatismo pode estar associado à reativação de antigas falhas do embasamento, como sugerido por Oreiro *et al.*, (2008) que apresentam um modelo genético para estes depósitos.

É importante destacar também que a reativação de falhas do embasamento seria um dos principais mecanismos para colocação de corpos kimberlíticos (Gonzaga & Tompkins, 1991; White *et al.*, 1995; Vearncombe & Vearncombe, 2002)

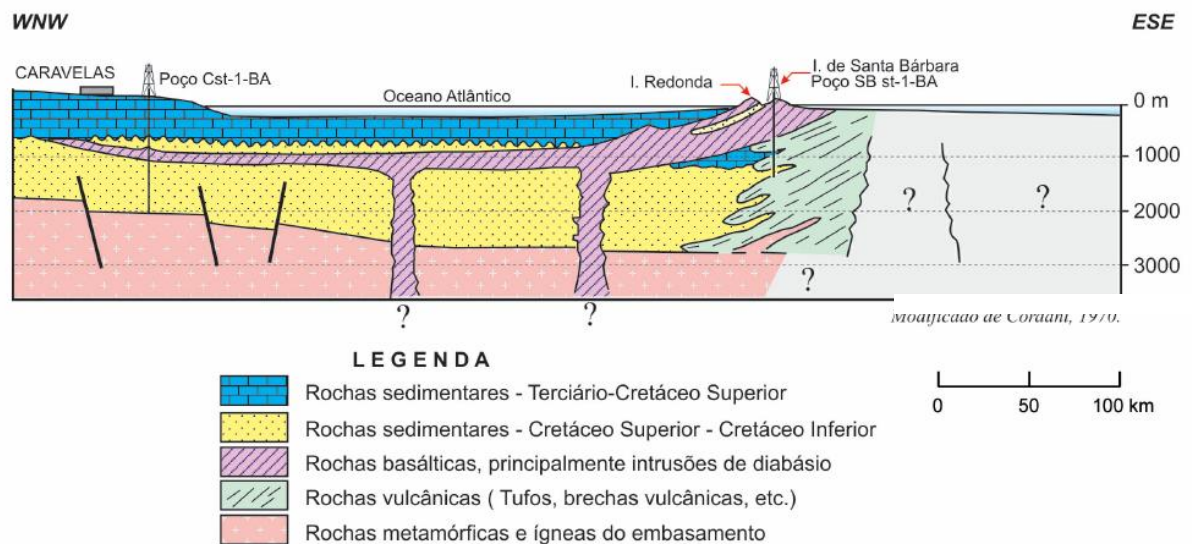


Figura 36 – Seção esquemática da geologia na região de Abrolhos (Mohriak, 2006).

8.2.2 Lamproítos

Com a descoberta de significativas quantidades de diamantes nos lamproítos australianos (Argyle; Ellendale) estas rochas passaram de mera curiosidade petrológica, para potenciais fontes primárias de diamante (Mitchell 1991).

Lamproítos (Fig. 37) são um grupo de rochas máficas ultrapotássicas, peralcalinas, ricas em magnésio e elementos incompatíveis, derivadas do manto e constituídas principalmente por flogopita titanífera pobre em Al, tetraferroflogopita titanífera, richerita, olivina fosterítica, diopsídio, sanidina e leucita. Como minerais acessórios ocorrem perovskita, cromita magnesiânica, priderita, apatita, wadeita, sendo menos comum ilmenita e enstatita.

Na área de estudo, também não há indícios da ocorrência de rochas lamproíticas, sendo esta possibilidade mais remota, devido a não ocorrência de minerais destas rochas nos concentrados de peneira e batéia e nos sedimento de corrente.

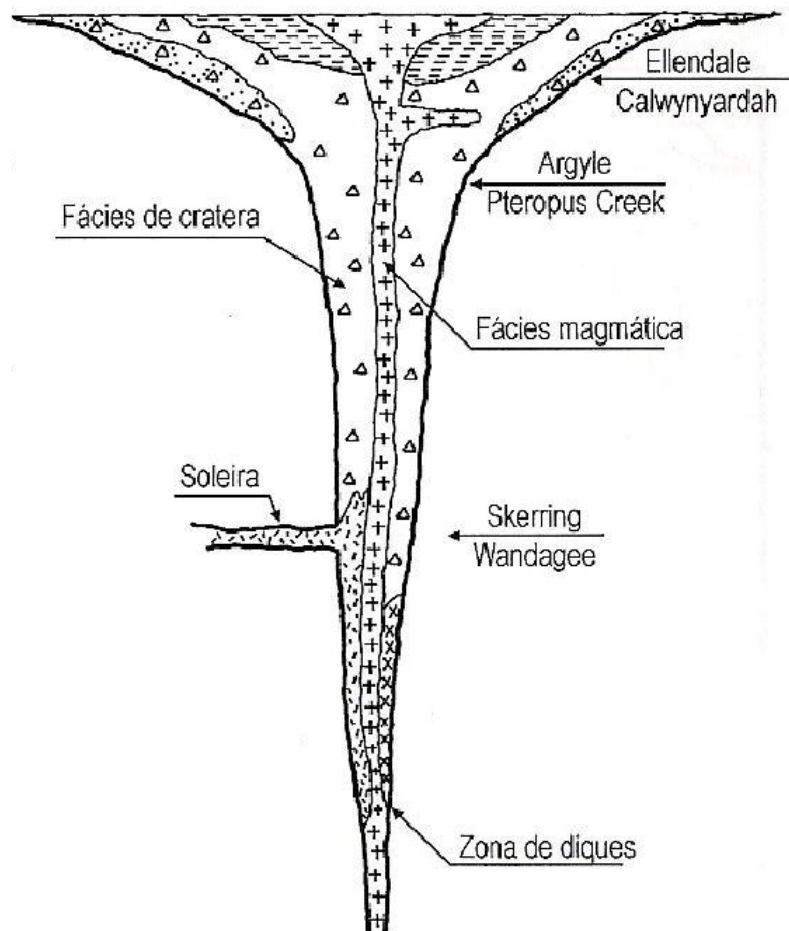


Figura 37 – Pipe lamproítico, com indicação de fácies dos principais corpos australianos (modificado de Atkinson *et al.*, 1984).

8.3 FONTES SECUNDÁRIAS

As possíveis fontes secundárias de diamante inicialmente consideradas neste projeto de pesquisa foram os conglomerados ediacaranos da Formação Salobro, os conglomerados paleoproterozóicos da Formação Sopa-Brumadinho e os depósitos aluvionares recentes.

No entanto com o desenvolvimento da pesquisa, foi observado que possivelmente os depósitos terciários da Formação Barreiras apresentam um potencial alvo para região, tendo em vista que no garimpo Bendengó, os diamantes recuperados estão em uma fácies conglomerática atribuído nesta pesquisa a esta formação.

8.3.1 Formação Salobro

Historicamente os diamantes encontrados na região de Betânia no sul da Bahia, estão correlacionados ao conglomerado da Formação Salobro (Foto 23), sendo as primeiras pedras encontradas em 1881 (Chaves, 1987; Barbosa, 1991).

Segundo Chaves (1987), o que atesta o potencial diamantífero do conglomerado é o trabalho executado por Derby em 1906, que lavrando 1,5 m³ do conglomerado alterado obteve um diamante de 0,75 ct., sendo este o único diamante sabidamente retirado do conglomerado até hoje.



Foto 23 – Conglomerado Salobro, polimítico, sustentado por clastos variados de quartzo, *chert*, quartzito, rochas graníticas, gnáissicas e rocha vulcânica.

A Formação Salobro, resultante da inversão da Bacia do Rio Pardo, apresenta três seqüências distintas (Pedreira, 1979; 1996; 1999; Pedreira & Xavier 2010). Da base para o topo podem ser descritos: (i) conglomerados polimíticos localmente diamantíferos (Conglomerado Salobro) formado por clastos arredondados a subarredondados de gnaisses, granito, quartzito, quartzos, *chert* e rocha vulcânica que variam de 5 a 50 cm de diâmetro; (ii) conglomerados com clastos de carbonato (Conglomerado Lapão) e (iii) conglomerados oligomíticos (Conglomerado Mascote) com clastos de gnaisses e migmatitos, arredondados e imbricados.

O modelo evolutivo proposto por Pedreira & Xavier (2010) para a Formação Salobro tem início com a deposição de sedimentos originados da erosão do alto flexural (*forebulge*) ao norte da Bacia do Rio Pardo, que formaram o conglomerado Salobro. A erosão da faixa dobrada (Faixa Araçuaí) dá início à segunda seqüência, com sedimentos carbonáticos da Formação Serra do Paraíso (Fig. 38) originando o conglomerado Lapão. Por fim, com clastos originados pela erosão do embasamento a sul, tem-se a formação da seqüência final, o conglomerado Mascote (Fig. 39).

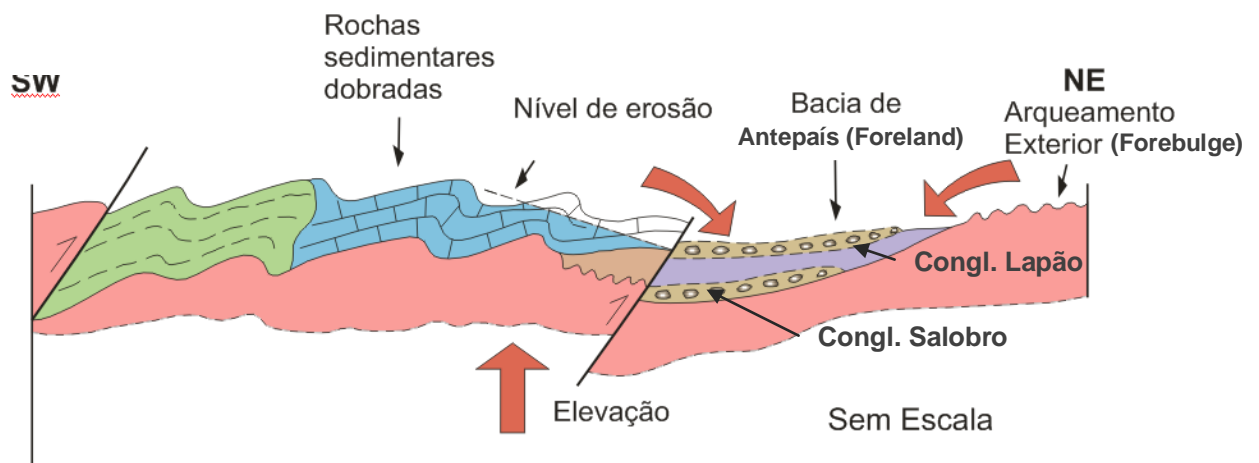


Figura 38 – Deposição da Formação Salobro com aporte sedimentar do embasamento a norte e da Formação Serra do Paraíso a sul (Pedreira & Xavier, 2010).

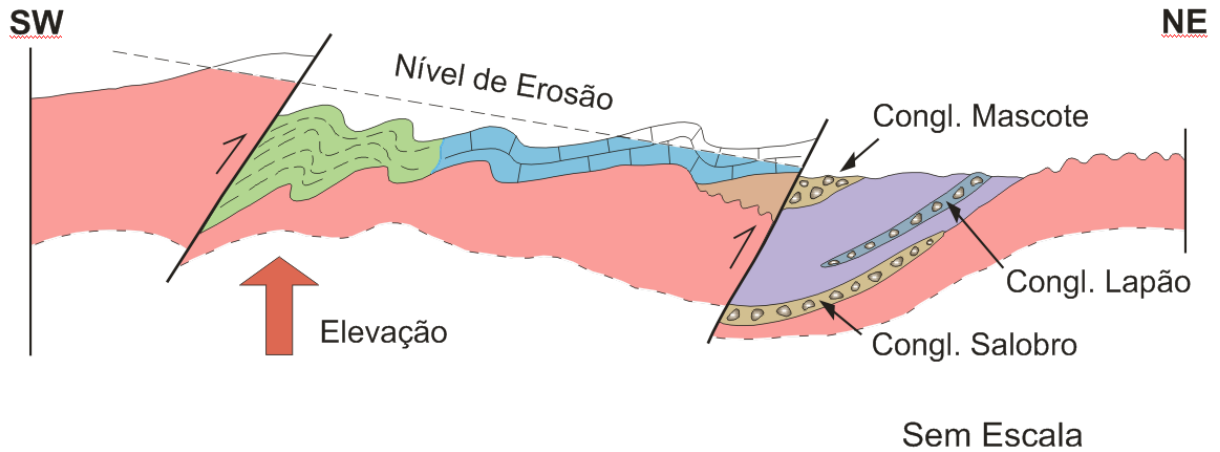


Figura 39 – Estagio final da deposição da Formação Salobro, com a deposição do conglomerado Mascote (Pedreira & Xavier, 2010).

Em 2008, foi realizado um desmote hidráulico de 30 m³ do conglomerado Salobro alterado (Foto 24) no garimpo Bendengó, todo material foi processado e não foi recuperado nenhum diamante.



Foto 23 – Conglomerado Salobro alterado, encontrado na área do garimpo Bendengó

8.3.2 Formação Sopa-Brumadinho

Benitez (2009) descreve a existência de quatro províncias diamantíferas no estado de Minas Gerais, que são: Província Serra do Espinhaço; Província Noroeste São Francisco; Província Alto Paranaíba e Província Serra da Canastra. De interesse para este trabalho de pesquisa é a província diamantífera da Serra do Espinhaço, que por sua vez abarca quatro importantes distritos diamantíferos: Diamantina; Jequitaiá; Itacambira e Grão Mogol. Os distritos diamantíferos de Diamantina, Itacambira e Grão Mogol estão inseridos na bacia hidrográfica do rio Jequitinhonha.

Até o presente, a fonte dos diamantes que ocorrem na bacia do rio Jequitinhonha está relacionada aos conglomerados paleoproterozóicos da Formação Sopa-Brumadinho (Benitez, 2009).

A Formação Sopa-Brumadinho integra o Grupo Guinda (Knauer, 1990) e tem sua deposição associada com a evolução de um rifte continental entre 1711 e 1700 Ma (Almeida-Abreu, 1995). Apresenta em sua maior parte, fácies conglomeráticas associadas a leques aluviais (Garcia e Uhlein, 1987) e localmente interdigitações com fácies lacustres (Almeida-Abreu, 1995). Ainda segundo Almeida-Abreu (1995), a colocação de corpos kimberlíticos e rochas associadas, estariam relacionadas à época de deposição da Formação Sopa-Brumadinho.

Os conglomerados que compõem a Formação Sopa-Brumadinho (Foto 25), são em sua maior parte polimíticos sustentados por clastos mal selecionados de quartzo, filito, filito hematítico, itabirito e rochas vulcânicas em uma matriz argilo arenosa (Chaves & Svisero, 1993). Sua granulação varia de clastos de 1 mm até 1 metro, sendo subarredondados a subangulares. Apresentam teor médio em diamantes de $0,030 - 0,045 \text{ ct/m}^3$, tendo sido no entanto encontrados diamantes de até 64,4 ct (Benitez, 2009).



Foto 25 - Conglomerado diamantífero da Formação Sopa-Brumadinho. Autor: M.L.S.C.Chaves.

8.3.3 Formação Barreiras

Definida inicialmente por Moraes Rego (1930) na Amazônia, a Formação Barreiras ocupa grande parte da área pesquisada. Lima *et al.* (2006), através da análise de fácies desta formação, no sul da Bahia, concluem que a mesma teve início com depósitos originados por pequenos rios, com fluxos hiperconcentrados e formação de lagos transitórios. A evolução do sistema ocorre com o surgimento de rios maiores com canais entrelaçados bem desenvolvidos, sendo este o ambiente final da sedimentação continental (Fig. 40).

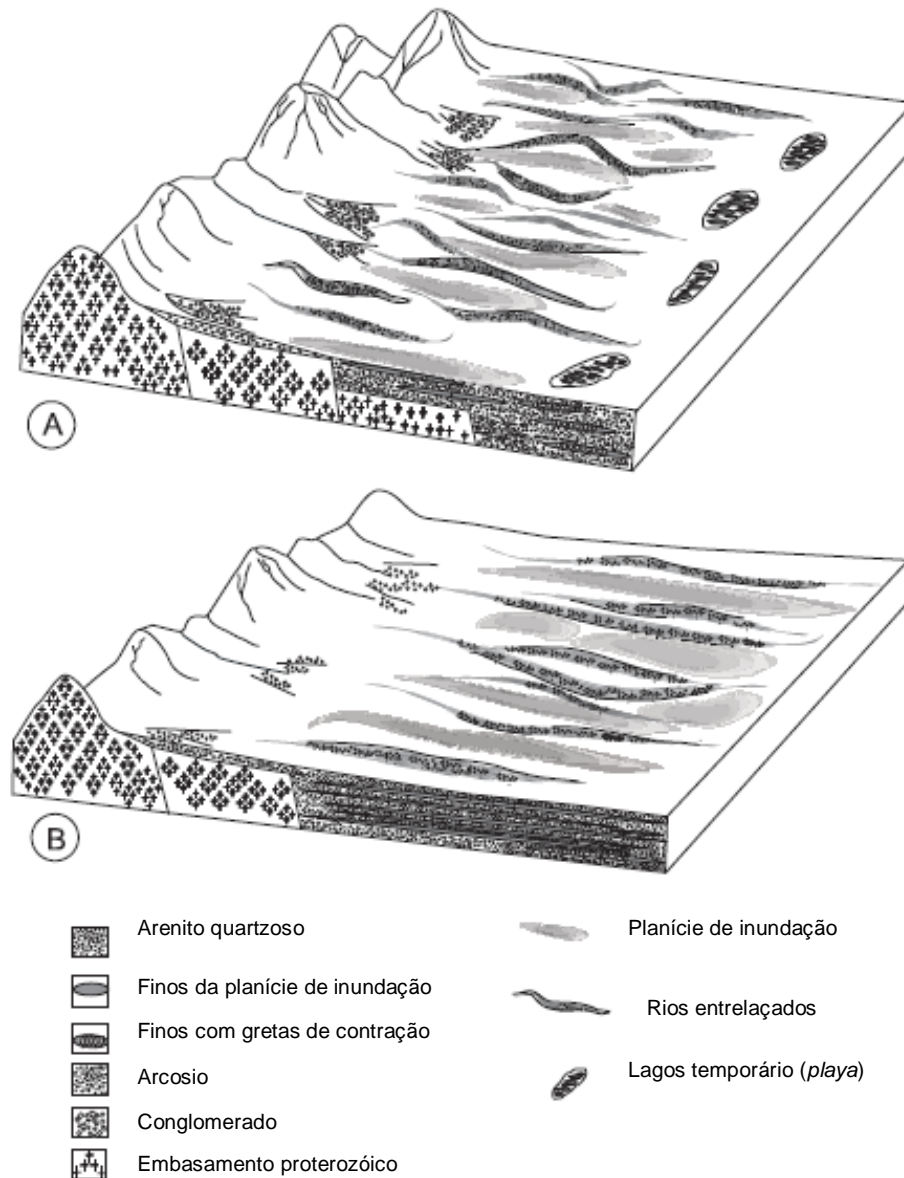


Figura 40 – Modelo evolutivo das fácies continentais da Formação Barreiras no Sul da Bahia. **A** - Fase inicial, com pequenos rios e lagos efêmeros, clima quente e seco. **B** - Fase onde predominaram canais entrelaçados maiores, com desenvolvimento de planícies de inundação (modificado de Lima *et al.*, 2006).

Segundo Arai (2006), as variações eustáticas no Mioceno contribuíram no processo de sedimentação da Formação Barreiras com a deposição de uma fácies marinha.

Esta formação ocorre em toda área estudada (Fig. 41) e foram coletados amostras em suas diferentes fácies com o intuito de entender a relação desta unidade geológica com possíveis depósitos diamantíferos na região.

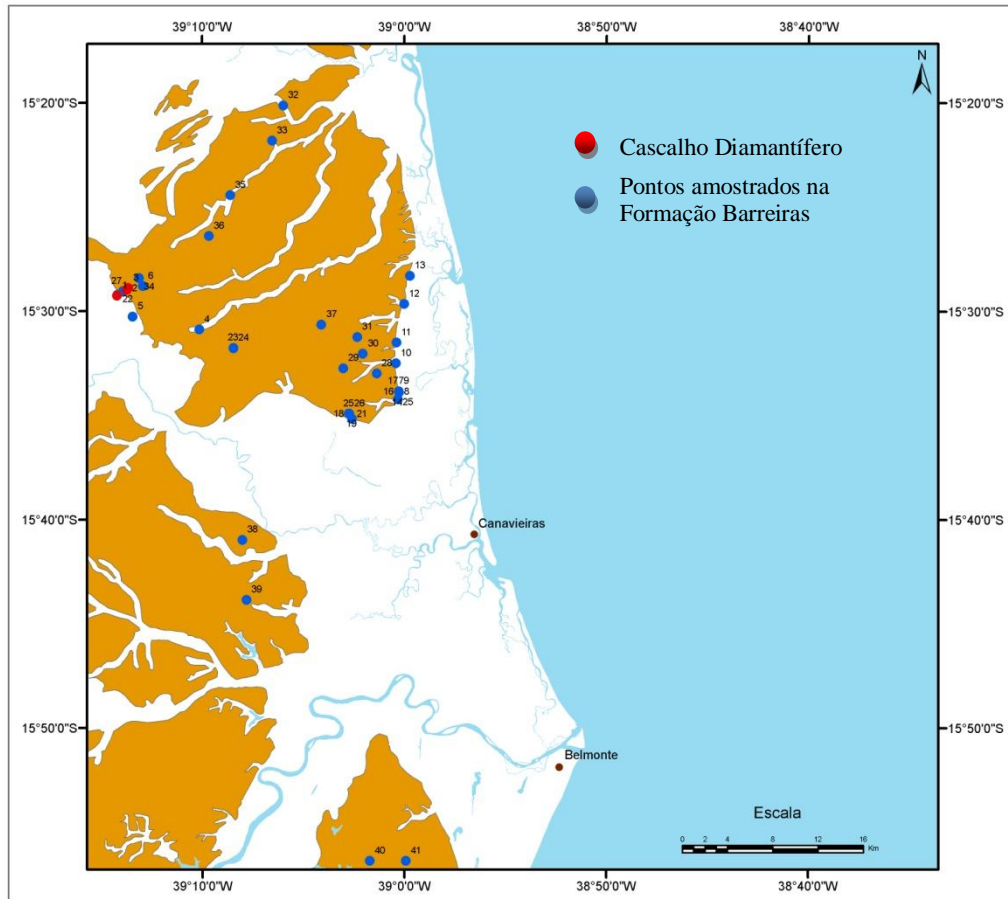


Figura 41 – Pontos amostrados no cascalho diamantífero e na Formação Barreiras.

No garimpo Bendengó situado próximo ao povoado de Betânia, ocorrem cascalhos diamantíferos cuja espessura varia de alguns centímetros a 2 metros, estando sua origem supostamente relacionada ao produto de alteração do conglomerado da Formação Salobro (Gonzaga & Tompkins, 1991; Pedreira, 1996). Chaves (1987) por outro lado interpreta este depósito como sendo terraços aluviais, produto do retrabalhamento do conglomerado Salobro.

Neste projeto de pesquisa uma terceira hipótese é sugerida, no qual esta fácies diamantífera faz parte da Formação Barreiras. Sua assembléia de minerais pesados, além do diamante, inclui almandina, piropo, ilmenita, zircão, cianita, estauroлита, espinélio, turmalina e clinopiroxênio e gahnita, estando estes minerais subarredondados a subangulosos. Seu arcabouço é formado por clastos de quartzo e *chert*, que variam de 1 a 15 cm, arredondados a subarredondados, possuindo uma matriz areno-argilosa pouco significativa (Foto 26), portanto muito diferente faciologicamente do conglomerado Salobro.



Foto 26 – Cascalho diamantífero do Garimpo Bendengó.

Para entender esta possível relação foi comparado o arcabouço dos cascalhos diamantíferos com o de outras fácies de cascalho, sabidamente pertencentes a Formação Barreiras (Fotos 27 e 28). Foi também comparada a assembléia de minerais pesados encontrados nestas fácies (Tabela 5).

Dos minerais pesados encontrados o que chamou nossa atenção foi o mineral Gahnita ($ZnAl_2O_4$) um mineral raro com densidade $4,5 \text{ g/cm}^3$ pertencente ao grupo do espinélio, que ocorre tanto nas fácies diamantíferas quanto nas fácies conglomeráticas da Formação Barreiras e não estão presente nos depósitos aluvionares do rio Salobro que corta a área do garimpo. Também não ocorrem nos depósitos holocênicos ou pleistocênicos da planície costeira, este aspecto sugere este mineral como um possível agente de correlação entre as fácies diamantíferas e as fácies conglomeráticas da Formação Barreiras.

No garimpo Bendengó, a distribuição vertical das fácies sedimentares ocorreria de acordo com o que esta representado na figura 42.

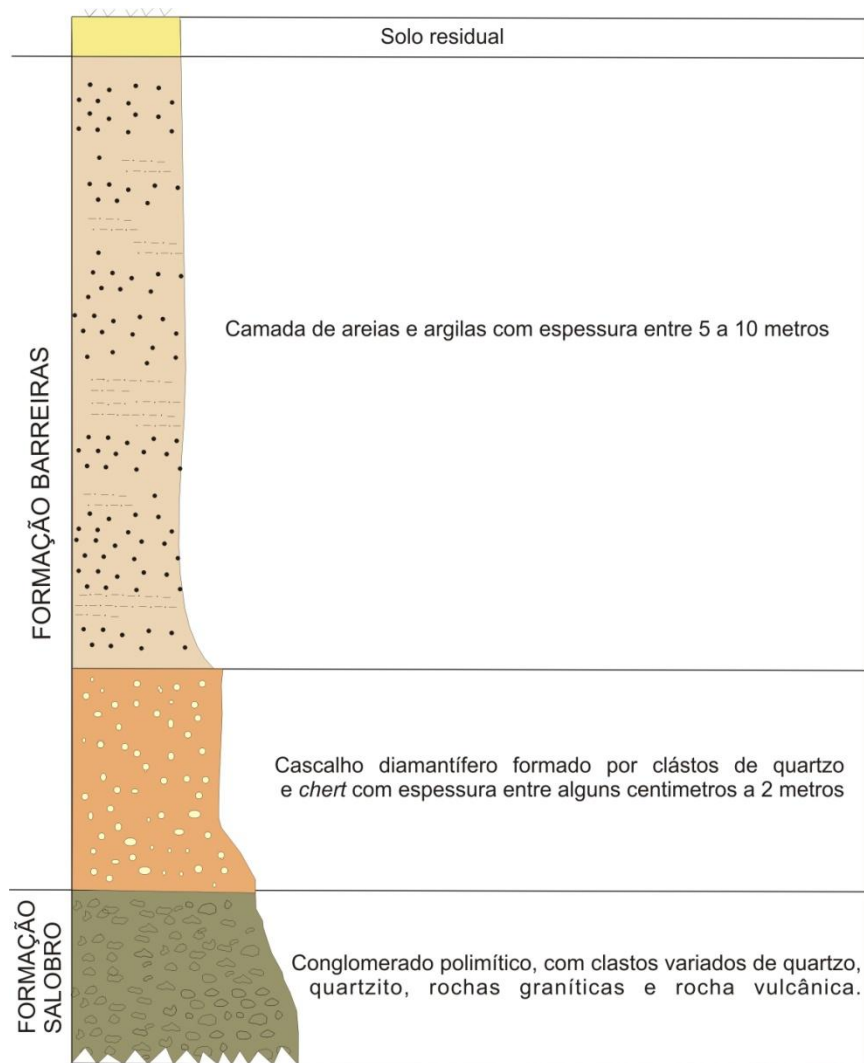


Figura 42 - Seção esquemática dos depósitos diamantíferos no garimpo Bendengó (modificado de Pedreira, 1996).

A produção de diamantes no garimpo Bendengó (Foto 29) atingiu cerca de 5500 ct em todo período de produção (Chaves, 1987). Barbosa (1991) cita que trabalhos geológicos indicaram teor de 30 pts/m^3 apresentando um volume total de diamantes recuperáveis de 500.000 ct. Ainda segundo o referido autor, o declínio da garimpagem do diamante nesta área estaria, inicialmente ligado a varíola que assolou a região no início do ano de 1900 e posteriormente, à cultura do cacau se apresentou mais vantajosa que o trabalho garimpeiro.



Foto 27 - Facies de cascalho da Formação Barreiras na região de Canavieiras.



Foto 28 - Facies de cascalho da Formação Barreiras com clastos de quartzo variando de 2 a 10 cm, Canavieiras.

Tabela 5- Distribuição dos minerais pesados na Formação Barreiras.

	Estação	Magnetita	Imenita	Limonita	Rutilo	Anatásio	Monazita	Zircão	Granada	Turmalina	Cianita	Estauroлита	Epidoto	Micas	Gahnita
Cascalho Diamantifero	1	1	40		1	1	1	40	1	15	15	15	1		1
	2	1	15	1	1	1	1	40	15	15	15	15	1		
	3	3	40	1	1		3	60	3	15	15	1	1	1	1
FORMAÇÃO BARREIRAS	4	1	15	3	1		1	15	15	15	15	40	1	1	
	5	1	40	1	1		1	60	3	1	15	15	1		
	6	1	40	1	1	1	1	60	1	3	3	15		1	
	7	1	15		3		1	40	15	15	15	40	1		
	8	1	15	1	1		1	40	3	15	15	40	1		
	9	1	15	15	1	1	1	15	15	15	15	40		1	1
	10	1	15	15	3			40		15	40	15			1
	11	1	40	1	1		1	40		1	40	15		1	1
	12	1	15		1			40	15	15	15	15		1	
	13	1	40	1	15		1	40	15	15	15	15	1		1
	14	1	40		15			15		15	40	40			
	15	1	40	1	3		3	40		1	15	15			
	16	1	60		1		1	40	15	1	15	15	1	1	1
	17	1	60	1	1		1	40	1	1	15	15			
	18	1	60	1	1	1		15	1	15	15	15			
	19	1	40	1	1		1	40	1	1	15	40		1	
	20	1	40		1			40	1	15	15	15		1	
	21	1	40		3		1	40	15	3	15	15			1
	22	1	40	1	1		1	15	1	15	40	40		1	
	23	1	40	1	1	1	1	40	15	15	15	15	1		1
	24	1	15		15		1	40	1	15	15	15		1	1
	25	1	40	1	1		1	40	15	15	15	15	1	1	1
	26	1	15	1	1	1	1	15	1	15	40	40			
	27	1	15	1	3		1	15	3	15	15	40			1
	28	1	15	40	1		1	15	3	15	15	40	1		1
	29	1	40	1	1			15	3	15	15	40	1	1	
	30	1	15	15	1	1	1	15	15	15	15	40			1
	31	1	15	15	15		1	15	1	15	40	40		1	1
	32	1	15	3	15		1	40	1	15	15	40		1	
	33	1	40	3	15	1	3	40	1	3	3	15			1
	34	1	15		3		1	60	1	15	15	15	1		1
	35	3	60	3	3			15	15	1	3	15	1	1	1
	36	1	40	1	1		1	15	3		40	40			
	37	1	40	15	1		1	15	1	15	15	40	1	1	
	38	1	15		15			40	1	15	15	15			
	39	1	40	1	1		3	15	1	15	15	40			
	40	1	40	3	15		15	15	1	15	15	15	1	3	
	41	1	40	1	1		40	15	1	15	1	15	1	1	1

CODIGO/TEOR %.

1 - < 1%
3 - 1-5%15- 5-25%
40 - 25-50%60 - 50-75%
85 - 75-100%



Foto 29 – Lavra de diamantes no garimpo Bendegó.

8.3.4 Depósitos Aluvionares Recentes

Os depósitos aluvionares recentes são produtos do retrabalhamento dos depósitos antigos anteriormente descritos. Relativo a este trabalho de pesquisa, foram considerados os depósitos da bacia do rio Jequitinhonha e depósitos aluvionares do rio Salobro que corta a Formação Salobro.

Na região de Betânia, os depósitos do rio Salobro (Foto 30) são as principais fontes aluvionares holocênicas de diamante da região, produto do retrabalhamento dos paleopláceres diamantíferos. Os diamantes recuperados nestes depósitos possuem tamanho variado da ordem de 0,1 a 1 Ct. (Silveira & Brito, 2005).



Foto 30 – Amostragem em depósito aluvionar do rio Salobro.

Os terraços aluvionares encontrados na bacia do rio Jequitinhonha (Fig. 43), são responsáveis pela maioria dos diamantes extraídos no estado de Minas Gerais, estando os principais depósitos localizados no alto e médio curso deste rio (Chaves & Uhlein, 1991; Chaves & Chambel, 2004; Benitez, 2009).

Trata-se de depósitos holocênicos, cuja fonte dos diamantes está relacionada aos conglomerados da Formação Sopa-Brumadinho, descrita anteriormente.

Chaves & Chambel (2004) apresentam uma estimativa de produção dos depósitos do médio Jequitinhonha (Foto 31), onde concluem que apesar do tamanho reduzido dos diamantes, em média 0,33 ct, e de sua produção ser da ordem de 100.000 Ct/ano (1% da produção mundial). Estes diamantes possuem valor histórico e comercial, já que a bacia do rio Jequitinhonha foi a maior produtora de diamantes do mundo no sec. XVIII e 82,2 % dos diamantes produzidos neste placer eram de qualidade gemológica.



Foto 31 – Exploração de diamante no depósito aluvionar do médio rio Jequitinhonha. (Chaves & Chambel, 2004).

É importante ainda destacar os depósitos aluvionares que ocorrem no rio Itacambiruçu, em Grão Mogol, uma vez que este é o principal depósito de diamantes da região, sendo também um afluente de primeira ordem do rio Jequitinhonha (Benitez, 2009).

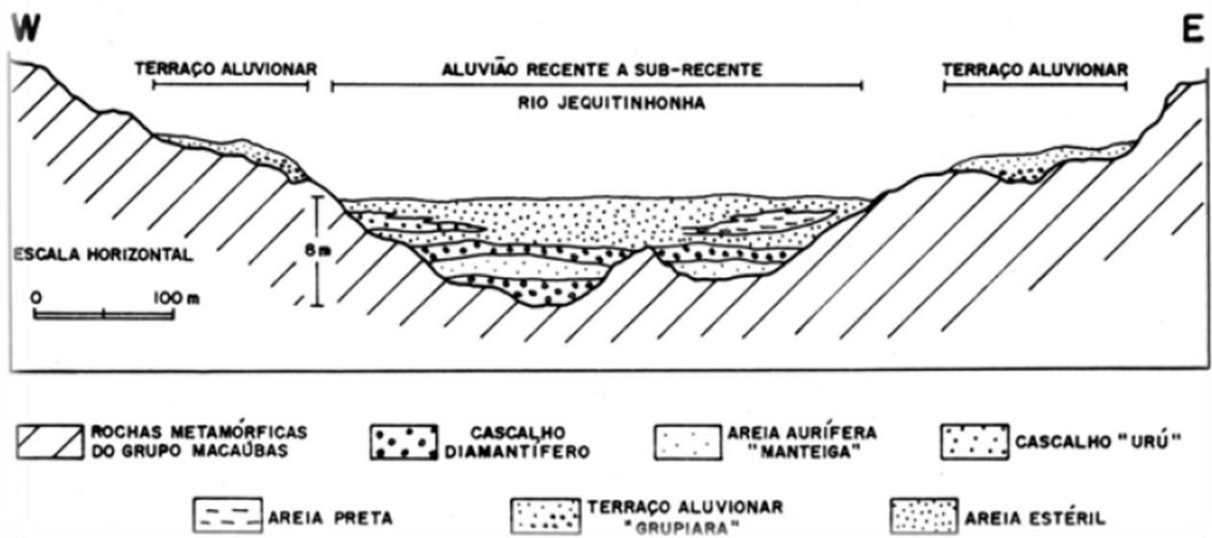


Figura 43 – Seção transversal à calha do rio Jequitinhonha em seu médio curso, na região da lavra da Mineração Rio Novo (Chaves & Uhlein, 1991).

9 AVALIAÇÃO DO POTENCIAL METALOGENÉTICO

Os processos hidrodinâmicos envolvidos na formação dos depósitos de minerais pesados são variados e complexos (Rubey, 1933; Smirnov, 1982; Robb, 2005). Diferentes mecanismos de transporte e sedimentação estão envolvidos em um único depósito de placer, como pode ser visto na figura 44, daí a grande dificuldade em se avaliar o seu potencial metalogenético.

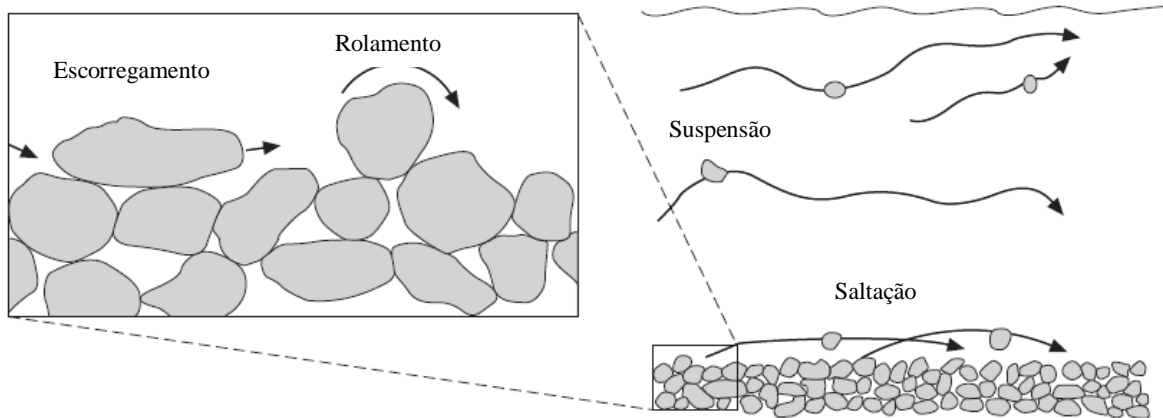


Figura 44 - Mecanismos de transporte hidrodinâmicos de grãos sedimentares (modificado de Robb, 2005)

Robb (2005) descreve os principais sistemas hidrodinâmicos que atuam na seleção dos grãos de minerais pesados para formação dos depósitos de pláceres (equivalente hidráulico, *entrainment*, seleção por transporte e *shear sorting*). Destes o equivalente hidráulico (Rubey, 1933) é o que desempenha o papel mais importante para o entendimento da formação de pláceres diamantíferos uma vez que descreve a relação entre minerais de densidades diferentes com a velocidade de deposição.

De acordo com a lei de Stokes podemos calcular o equivalente hidráulico entre o quartzo e o diamante segundo a seguinte equação (Robb, 2005).

$$V = [4(\delta_q - \delta_a)gdq/3\delta_a C_d]^{1/2} = [4(\delta_d - \delta_a)gdd/3\delta_a C_d]^{1/2}$$

V = velocidade de deposição

g = aceleração devido à gravidade

δ_q = densidade do quartzo

δ_d = densidade do diamante

δ_a = densidade da água

dq = diâmetro da partícula de quartzo

dd = diâmetro da partícula de diamante

C_d = coeficiente de arrasto

Logo:

$$dd = \frac{0,80 dq}{1} = 0,80 dq$$

Desta forma o equivalente hidráulico para um grão de diamante de 0,80 mm de diâmetro seria um grão de quartzo de 1 mm de diâmetro. Outros valores são mostrados na tabela 7.

Tabela 6 – Equivalente hidráulico entre diamante e quartzo.

Diâmetro (mm)	Escala de Wentworth (Quartzo)	Diamante	
		(mm)	Quilate
64	Bloco ou calhau	51,2	
32	Cascalho muito grosso	25,6	
16	Cascalho grosso	12,8	7
8	Cascalho médio	6,4	1
4	Cascalho fino	3,2	.10
2	Cascalho muito fino ou grânulo	1,6	< .03
1	Areia muito grossa	0,8	
0,5	Areia grossa	0,4	
0.25	Areia média	0,2	
0.125	Areia fina	0,1	
0.0625	Areia muito fina	0,050	

Na costa sudoeste africana, os depósitos diamantíferos costeiros ocorrem ao longo de mais de 150 km de litoral, com predomínio de sedimentos cascalhosos a norte da desembocadura do rio Orange. Estes depósitos estão associados à fácies de ilhas barreiras (Spaggiari *et al.*, 2006) e podem ser divididos em três zonas distintas (Fig. 46): (i) depósitos de submaré formados por areia, cascalho grosso e blocos, (ii) depósitos de intermaré caracterizados por cascalhos bem selecionados e (iii) depósitos de praia formados por cascalho, areia e argila.

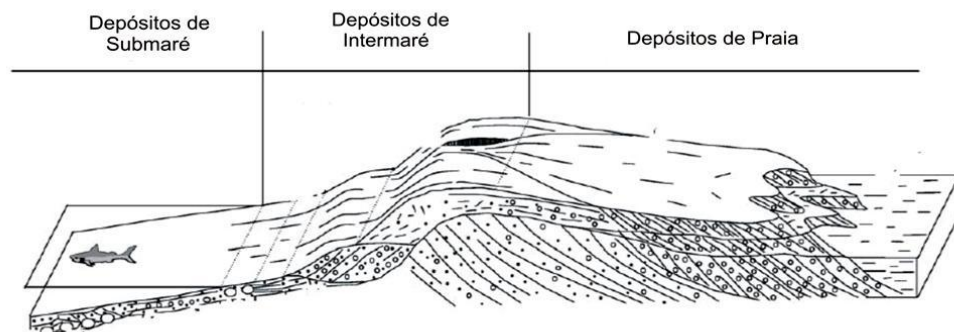


Figura 45 – Representação esquemática de ambientes deposicionais dos depósitos diamantíferos litorâneos da Namíbia. Modificado de Spaggiari *et al.* (2006).

Estes depósitos têm sua gênese relacionada à ocorrência de diamantes no interior do continente, onde um sistema de drenagem eficiente transportou sedimentos contendo diamantes até a região costeira, uma região com alta energia de ondas e correntes, o que possibilitou o retrabalhamento deste sedimento diamantífero. As variações relativas do nível do mar durante o Cenozóico proporcionaram as condições para a formação dos depósitos na zona costeira e na plataforma continental, e as estruturas no substrato rochoso serviram de armadilha para estes depósitos (Bluck *et al.*, 2005; Jacob *et al.*, 2006; Spaggiari *et al.*, 2006).

Encontramos na costa brasileira, região do delta do rio Jequitinhonha, os principais elementos identificados anteriormente para a formação dos pláceres diamantíferos da costa sudoeste africana: (i) uma região cratônica fértil em diamantes, incluindo depósitos de diamante próximos a região costeira (Distrito Diamantífero de Betânia), (ii) presença de minerais pesados satélites de diamante como granadas e ilmenitas na zona costeira e plataforma continental, que não ocorrem nos depósitos africanos (Stephen Haggerty informação verbal); (iii) ambiente de alta energia de ondas e correntes (Bittencourt *et al.* 2000); (iv) variações do nível do mar afetaram a região nos últimos 120.000 anos (Dominguez *et al.*, 1982, Domingues, 1987); (v) possível reativação de antigas estruturas do embasamento, que pode ter facilitado a formação de armadilhas estratigráficas nesta região.

Entretanto a eficiência de transporte dos principais rios da região, Jequitinhonha e Pardo, quando comparados a do sistema Orange/Vaal que transportou até a região costeira sedimentos de granulação variando de silte a cascalho grosso e calhau é baixa, uma vez que os sedimentos transportados pelos rios Jequitinhonha e Pardo até a zona costeira e plataforma continental, e recuperados neste projeto de pesquisa, apresentam tamanho que varia entre silte e cascalho muito fino (grânulos).

Embora um volume muito grande de sedimentos de granulação fina a grossa esteja presente na região do delta do Jequitinhonha e plataforma continental adjacente, verifica-se que a possibilidade de depósitos econômicos na planície costeira e plataforma continental é muito baixa, levando-se em consideração a equivalência hidráulica entre o diamante e o quartzo, (Tabela 7).

10 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A utilização da análise dos minerais pesados mostrou ser uma ferramenta importante na caracterização dos ambientes fontes destes minerais.

Apesar de possuir os elementos necessários a formação de pláceres diamantíferos, o potencial para formação destes depósitos na área estudada é baixo, devido principalmente a capacidade de transporte dos principais rios da região, Jequitinhonha e Pardo.

Não foi possível identificar fontes primárias (kimberlitos ou lamproítos) na região, no entanto foram encontrados minerais satélites do diamante, apresentando feições superficiais e texturais, que fornecem indícios de uma fonte próxima para estes minerais.

Com relação às fontes secundárias, os diamantes encontrados nos depósitos aluvionares no alto e médio curso do rio Jequitinhonha, não acontecem próximo a sua foz, o que corrobora o trabalho de Campos & Gonzaga (1999) sobre a capacidade de transporte do diamante a longas distancias neste rio.

Também não se verificaram indícios de que o rio Pardo tenha transportado diamantes para a área estudada.

A Formação Salobro, apesar de ser considerada no início deste trabalho como a principal fonte de diamantes secundários próxima a região pesquisada, não apresentou indícios da presença de diamantes, como ficou comprovado com o desmonte hidráulico e tratamento de 30 m³ deste conglomerado.

A principal fonte de diamantes da região são os cascalhos encontrados no distrito de Betânia, a 40 km da área estudada. Neste estudo, sugerimos que estes conglomerados diamantíferos pertencem à Formação Barreiras, com base na presença em ambos do mineral ghanita comum aos conglomerados diamantíferos encontrados no garimpo de Betânia e às fácies conglomeráticas encontradas na Formação Barreiras. Este mineral não ocorre em amostras coletadas nos sedimentos da planície costeira nem em amostras de aluviões recentes do rio Salobro.

De tudo que foi observado anteriormente a perspectiva que se apresenta para a área estudada são as fácies de cascalho da Formação Barreiras. Se realmente for comprovado que a fácies diamantífera dos garimpos do distrito de Betânia pertencem à Formação Barreiras, abre-se

uma grande possibilidade para região, já que em uma área de 600 hectares, a produção de diamantes em 2008 ficou em torno de 300 quilates. Segundo Barbosa (1991) os teores de diamante nestes depósitos seria de 30 pts/m³ com um volume total de diamantes recuperáveis de 500.000 quilates. Extrapolando isso para a área de ocorrência da Formação Barreiras nesta região o volume de diamantes seria considerável. Segundo esta possibilidade a região da plataforma continental também apresentaria condições de possuir depósitos de diamantes em paleocanais do rio Jequitinhonha que por ventura tivessem retrabalhado os cascalhos da Formação Barreiras na época em que sua foz situava-se na região de Canavieiras.

11 RECOMENDAÇÕES

É recomendável que sejam executadas investigações na Formação Barreiras com programação de sondagens para avaliação do seu real potencial diamantífero, e para testar mais adequadamente a hipótese levantada neste trabalho de pesquisa.

Sugerimos também que sejam realizados levantamentos de sísmica rasa na plataforma continental, com objetivo de localizar possíveis paleocanais do rio Jequitinhonha, caso se confirme o potencial diamantífero da Formação Barreiras estes depósitos seriam de grande interesse prospectivo.

Da mesma forma é desejável que sejam realizadas análises químicas nos minerais satélites do diamante, encontrados na região, tendo em vista a identificação de sua rocha fonte e se esta pode ser uma possível fonte primária de diamante para a área estudada.

REFERÊNCIAS

- AFANAS'EV, V. P., ZINCHUK, N. N., LOGVINOVA, A. M. 2009. Distribution of placer diamonds related to Precambrian sources. *Geology Ore Deposits*, vol. 51, 8, p. 675-683.
- ALKMIM, F. F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo In: MANTESSO NETO, A., BARTORELLI, A., DAL RÉ CARNEIRO, BRITO NEVES, B. B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Becca, p. 17-35.
- ALKMIM, F.F., NEVES, B. B. B., ALVES, J. A. C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: MISI, A. DOMINGUEZ, J. M. L. (ed.) *O Craton do São Francisco*. Salvador: SBG. p. 45-62.
- ALMEIDA, F. F. M de. 1978. A faixa de dobramentos Araçuaí na região do rio Pardo. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Recife. Anais... SBG, 1978. v. 1, p 270-283.
- ALMEIDA, F. F. M. 1977. O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, n. 4 p. 349-364.
- ALMEIDA, F. F. M DE, LITWISNKI, N. 1984. Província da Mantiqueira: setor setentrional. In: Almeida, F.F.M; Hasui, Y (Coord). *O pré-cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgard Blucher, 1984. 378 p. p.282-307.
- ALMEIDA-ABREU, P. A. 1995. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço, Minas Gerais: o rifte, a bacia e o orógeno. *Geonomos*, 3 (1), p.1-18.
- AMARAL, C. B. 1979. Recursos minerais da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. Projeto REMAC. Vol.10.
- ARAI, M. 2006. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. *Geologia-USP Ser.Cient. São Paulo*, vol.6, 2, p. 1-6.
- ASSAD, L. P. F., MANO, M. F., DECCO, H. T., JUNIOR, A. R. T., LANDAU. L. 2009. *Noções básicas de modelagem hidrodinâmica computacional e de dispersão de poluentes*. COPPE/UFRJ, 126 p.
- ATKINSON, W. J., HUGHES, F. E., SMITH, C. B. 1984. A review of the kimberlitic rocks of Western Australia. In: KORNPROBST, J. (eds.) *Kimberlites I: Kimberlites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam, 195-224.
- BARBOSA, O. 1991. *Diamante no Brasil: histórico, ocorrências, prospecção e lavra*. Brasília: CPRM, 136 p.
- BAHIA. 1997. *Plano Diretor de Recursos Hídricos: Bacias da Região Leste*. Superintendência de Recursos Hídricos. Salvador: Latin Consult,. 242 p.
- BENITEZ, L. 2009. *Provincias diamantíferas de Minas Gerais: uma proposta para a caracterização de populações de diamantes típicas como subsídio à Certificação Kimberley*. Tese (doutorado), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 254 p.
- BIGARELLA, J. J. 1975. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v.47, n.Suplemento, p. 365-393.

- BIGARELLA, J. J., ANDRADE, G. O. 1964. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Arq. Inst. Ciências da Terra, Recife*, n. 2, p. 2-4.
- BITTENCOURT, A. C. S. P., DOMINGUEZ, J. M. L., MARTIN, L., SILVA, I. R. 2000. Patterns of sediment dispersion coastwise the state of Bahia – Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Vol. 72, p. 271-287.
- BLUCK, B. J., WARD, J. D., DE WIT, C. J. 2005. Diamond mega-placers: southern Africa and Kaapvaal cráton in a global context. In: MCDONALD, I., BOYCE, A. J., HERRINGTON, R. J., POLYA, D. A. 2005. *Mineral Deposits and Earth Evolution*. Geological Society. London, Special Publications, 248, p. 213-245.
- BRIM, R. J. P. 1985. Prospecção Geoquímica. In: *Métodos e técnicas de pesquisa mineral*. Brasília MME/DNPM, p. 219-291.
- BRINK, K. H., BANE, J. M., CHURCH, T. M., *et al.* 1992. *Coastal Ocean Processes: a Science Prospectus*. Technical Report WHOI-92-18, Woods Hole Oceanographic Institute, 88 p.
- BRUNI, M. A. L., ALMEIDA, J.T. DE, BRUNI, E.C. 1974. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Rio São Francisco (SC.23)*. Brasília: DNPM, 1974. 56 p. 1 mapa.
- BULANOVA, G. P. 1995. The formation of diamond. *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 53, p. 1-23.
- CAMPOS, J. E. & GONZAGA, G. M. 1999. O transporte de diamantes por sistemas fluviais a longas distâncias: uma visão crítica. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 29, 2, p.113-118.
- CARLING, A. P., BREAKSPEAR, R. M. D. 2006. Placer formation in gravel-bedded rivers: A review. *Ore Geology Review* vol. 28 p. p.337-401.
- CHAVES, M. L. S. C. 1987. Conglomerados diamantíferos da região do rio Salobro, Canavieiras, BA. *SBG/MG, Boletim 6*, Sistemas deposicionais no Pré-cambriano, p. 155-162.
- CHAVES, M. L. S. C. & CHAMBEL, L. 2004. Diamantes do médio rio Jequitinhonha, Minas Gerais: qualificação gemológica e análise granulométrica *R. Esc. Minas, Ouro Preto*, 57 (4): p.267-275.
- CHAVES, M. L. S. C. & SVISERO, D. P. 1993. Características geológicas e origem dos conglomerados diamantíferos das regiões de Diamantina (Mesoproterozóico) e de Romaria (Cretáceo Superior), MG. *Boletim Instituto de Geociências/USP, Série Científica*, vol. 24 p. 49-57.
- CHAVES, M. L. S. C. & UHLEIN, A. 1991. Depósitos diamantíferos da região do Alto/Médio Rio Jequitinhonha, Minas Gerais. In: C. SCHOBENHAUS, E.T. QUEIROZ, C.E..S. COELHO (eds.), *Principais depósitos minerais do Brasil*, vol. IV-A. DNPM/CPRM, Brasília, 117-138.
- CORBETT, I. & BURRELL, B. 2001. The earliest Pleistocene(?) orange river fan-delta: an example of successful exploration delivery aided by applied Quaternary research in diamond placer sedimentology and palaeontology. *Quaternary International*. Vol. 82, p. 63-73
- CPRM, 2004. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*. CPRM. Brasília. CD-ROM.
- CPRM, 2009. CPRM. Brasília. CD-ROM
- CRAW, D., YOUNGSON, J. H., LECKIE, D. A. 2006. Transport and concentration of detrital gold in foreland basins. *Ore Geology Reviews*. Vol. 28, p. 417-430.

- DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J. 1997. *An Introduction to the Rock-forming Minerals*. Longman, 696 p.
- DELGADO, I. M., DALTON DE SOUZA, J., SILVA, L. C. *et al.* 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M., GONÇALVES, J. H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: CPRM; Editora da UNB. Cap. 5.
- DILL, H.G. 2007. Grain morphology of heavy minerals from marine and continental placer deposits, with special reference to Fe -Ti oxides. *Sedimentary Geology*. Vol. 198, p. 1-27.
- DILLENBURG, R. S., TOMAZELLI, L. J., E. G. BARBOZA. 2004. Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil. *Marine Geology*. Vol 203, p. 43–56.
- DOMINGUEZ, J. M. L. 1982. *Evolução quaternária da planície costeira associada à foz do Rio Jequitinhonha (BA): influência das variações do nível relativo do mar*. Dissertação (mestrado). Instituto de Geociências. Universidade Federal da Bahia.
- DOMINGUEZ, J. M. L. 1987. *Quaternary sea level changes and the depositional architecture of beach-ridge strandplains along the coast of Brazil*. Ph. D. Dissertation, University of Miami-Florida/USA, 288 p.
- DOMINGUEZ, J. M. L., ANDRADE, A. C. S., ALMEIDA, A. B., BITTENCOURT, A. C. S. P. 2009. The holocene barrier strandplains of the state of Bahia In: DILLENBURG, S. R. & HESP, P. (eds.) *Geology of the Brazilian Coastal Barriers*. Lect. Notes in Earth Sciences, 107, Springer-Verlag, Berlin.
- DOMINGUEZ, J. M. L., MARTIN, L., BITTENCOURT, A. C. S. P. 1982. Evolução paleogeográfica do delta do rio Jequitinhonha durante o quaternário influencia das variações do nível do mar. *Atas do IV Simpósio do quaternário no Brasil*, p. 69-92.
- ELS, G. & ERIKSSON, P. 2006. Placer formation and placer minerals. *Ore Geology Reviews*. Vol. 28, p. 373-375.
- EMERY K. O. & NOAKES L. C. 1968. Economic placer deposits of the continental shelf. In: *Technical bulletin*, Economic commission for Asia and Far East, p. 95 – 111.
- FIPKE, C. E., GURNEY, J. J., MOORE, R. O., NASSICHUK, W. W. 1989. The development of advanced technology to distinguish between diamondiferous and barren diatremes. Canada: Geological Survey of Canada, 1989. p.1175. (Open File, 2124)
- FRASER, K. J., HAWKESWORTH, C. J., ERLANK, A. J., MITCHELL, R. H., SCOTT-SMITH, B. H. 1985. Sr, Nd and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and kimberlites. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 76, p. 57–70.
- GARCIA, A. J. V. & UHLEIN, A. 1987. Sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). In: SBG, Simpósio de Sistemas Depositionais no Pré-cambriano., *Atas* 6, p. 113-136.
- GARNETT, R. H. T. 2000. Marine placer diamonds, with particular reference to Southern Africa. In: DAVID S. CRONAN (eds), *Handbook of Marine Mineral Deposits*, CRC Press, p.103– 141.
- GILLSON, J. L. 1950. Deposits of heavy minerals in the Brazilian Coast. *Mining Engineering*, N.Y., Vol. 187, p. 685-693.
- GONÇALVES, J. C., NEVES, J. P., BRUNI, D. C. 1977. *Projeto sulfetos do Grupo Rio Pardo*. Relatório final. Salvador: CPRM, 4 v. Convênio DNPM/CPRM.

GONZAGA, G. M. & TOMPKINS L. A. 1991. Geologia do Diamante. In: Principais Depósitos Minerais do Brasil., Vol. IV Parte A - *Gemas e Rochas Ornamentais*. DNPM/CPRM, Brasília, p. 56-88.

GRIFFIN, W. L., FISHER, N. I., FRIEDMAN, J. H., RYAN, C. G. 1997. Statistical techniques for the classification of chromites in diamond exploration samples. *Journal of Geochemical Exploration*. Vol. 59, p 233-249.

GRUTTER, H.S., GURNEY, J. J., MENZIES, A. H., WINTER, F. 2004. An updated classification scheme for mantle derived garnet, for use by diamond explorers. *Lithos*. Vol. 77, p. 841-857.

GURNEY, J. J. 1984. A correlation between garnets and diamonds in kimberlites. In: GLOVER, J. E. AND HARRIS P. G. *Kimberlite occurrence and Origin: A Basis for Conceptual Models in Exploration*, (eds.); University of Western Australia, Publication No. 8, p. 143-166.

GURNEY, J. J. & ZWEISTRA, P. 1995. The interpretation of the major element compositions of mantle minerals in diamond exploration. *Journal of Geochemical Exploration*. Vol. 53(1), p. 293–309.

HARVEY, N., BELPERIO, A. BOURMAN, R., MITCHELL, W. 2001. Geologic, isostatic and anthropogenic signals affecting sea level records at tide gauge sites in southern Australia. *Global and Planetary Change*. Vol. 32, p. 1-11.

HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozóica continental no sudeste brasileiro, 1, Belo Horizonte. *Boletim*. Belo Horizonte, SBG-MG, p.1-31.

HEARTY, P. J. 1998. The geology of Eleuthera Island, Bahamas: a rosetta stone of quaternary stratigraphy and sea-level history. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 17, p. 333-355.

IMBRIE, J. & IMBRIE, K. P. 1979. *Ice Ages: Solving the Mystery*. London: Macmillan, 224 p.

IZRAELI, E. S., HARRIS, J. W., NAVON, O. 1999. Raman barometry of diamond formation. *Earth Planet. Sci. Lett*. Vol. 173, p. 351-360.

JACOB, J., WARD, J.D., BLUCK, B. J., SCHOLZ, R. A., FRIMMEL, H. E. 2006. Some observations on diamondiferous bedrock gully trapsites on late Cainozoic, marine-cut platforms of the Sperrgebiet, Namibia. *Ore Geology Reviews*. Vol. 28, p. 493-506.

KARMANN, I. 1987. *O Grupo Rio Pardo (Proterozoico médio a superior): uma cobertura paraplataformal da margem sudeste do Craton do São Francisco*. Dissertação (mestrado). Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. 129 p.

KNAUER, L. G. 1990. *Evolução geológica do Precambriano da porção centro-leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada*. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências UNICAMP, 298p.

KOMAR, P.D. & WANG, C. 1984. *Processes of selective grain transport and the formation of placers on beaches*. *Journal of Geology*. Vol 92, p. 637–655.

KUDRASS, H. R. 2000. *Marine placer deposits and sea-level changes*. In: CRONAN, .S., *Handbook of Marine Mineral Deposits*. CRC Press, Boca Raton, FL, p. 3–26.

- LICHT, O. A. B. 1998. *Prospecção geoquímica: princípios, técnicas e métodos*. Rio de Janeiro: CPRM, 216 p.
- LIMA, C. C. U., VILAS BOAS, G. S., BEZERRA, F. H. R. 2006. Faciologia e análise tectônica preliminar da Formação Barreiras no litoral sul do Estado da Bahia, Brasil. *Geologia-USP Ser.Cient.* São Paulo, vol.6, 2, p. 71-80.
- LISITZIN, E. 1974. *Sea-level changes*. Elsevier. Oceanography Series. Elsevier, Amsterdam. Vol. 8, 295 p.
- MacDONALD, E. H. 1983 *Alluvial Mining: The Geology, Technology and Economics of Placers*. Chapman & Hall, London, 508 p.
- MARTIN, L. 2003. Holocene sea-level history along eastern-southeastern Brazil. *Anuário do Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio de Janeiro*. Vol. 26, p.13-24.
- MARTIN, L., BITTENCOURT, A. C. S. P., VILLAS BOAS, G. S. *et al.* 1980. *Mapa Geológico do Quaternário Costeiro do Estado da Bahia: texto explicativo*. Escala 1:250.000. Salvador: CPRM/SME, 60 p.
- MARTINS, M. S. 2006. *Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do Rio Macaúbas (MG)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 248 p.
- MARTINS, L. R. & SANTANA, C. I. 1999. *Non living resources of the Southern Brazilian coastal zone and continental margins*. Porto Alegre: OAS/UNESCO-IOC/MCT Special Publication, p.110.
- McCLENAGHAN, M. B. & KJARSGAARD, B. A. 2007. Indicator mineral and surficial geochemical exploration methods for kimberlite in glaciated terrain, examples from Canada. In: GOODFELLOW, W. D. (eds.) *Mineral Resources of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces and Exploration Methods*. Geological Association of Canada Special Publication, 4, p. 983-1006.
- MISRA K. C. 2000. *Understanding mineral deposits*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht. 845 p.
- MITCHELL, R. H. 1986. *Kimberlites – mineralogy, geochemistry and petrology*. New York: Plenum Press. 442 p.
- MITCHELL, R. H. 1991. *Kimberlites and lamproites: primary sources of diamonds*. Geoscience Canada, vol. 18, p. 1-16.
- MITCHELL, R. H. 1995. The role of petrography and litho-geochemistry in exploration for diamondiferous rocks. *Journal of Geochemical Exploration*. Vol.53, p. 339-350.
- MITCHELL, R. H., 1996. Classification of undersaturated and related alkaline rocks. In: Mitchell, R. H. (eds.), *Undersaturated alkaline rocks: mineralogy, petrogenesis, and economic potential*. Min. Assoc. Can. Short Course 24, p. 1-22.
- MOHRIAK, W. U. 2006. Interpretação geológica e geofísica da Bacia do Espírito Santo e da região de Abrolhos: petrografia, datação radiométrica e visualização sísmica das rochas vulcânicas. *Boletim de Geociências da Petrobras*. Vol. 14, p. 133-142.
- MORAES FILHO, J. C. R. & LIMA E.S. 2007. *Região de Itapetinga, Sul da Bahia (borda SE do craton do São Francisco): Geologia e Recursos Minerais*, Salvador, Série Arquivos Abertos 27, CBPM-CPRM, p. 72.

- MORAES, L. J. & GUIMARÃES, D. 1930. Geologia da região diamantífera do norte de Minas Geraes. *Ac. Bras. Cienc., Rio de Janeiro*, Tomo II, p. 153-186.
- MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A. K., GINZBURG, I. V. *et al.* 1988, Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*. Vol. 62, p. 53-62.
- MUNARO, P. 1994. *Geologia e mineralogia dos depósitos de minerais pesados de Bujuru*. Dissertação de Mestrado em Geociências – UFRGS, Porto alegre, 90 p.
- NOCE, C. M., PEDROSA SOARES, A. C., GROSSI SAD, BAARS J. H. *et al.* 1997. Nova divisão estratigráfica regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: o registro de uma bacia neoproterozóica. *Anais 9 Simpósio Geologia de Minas Gerais, SBG – MG, Bol. 14*, p. 29-31, Ouro Preto.
- NOWICKI, T. E., MOORE, R. O., GURNEY, J. J., BAUMGARTNER, M. C. 2007. Diamonds and associated heavy minerals in kimberlite: a review of key concepts and applications. *Developments in Sedimentology*. Vol. 58 (*Heavy Minerals in Use*). Elsevier, p. 1235-1267.
- OREIRO, S. G., CUPERTINO, J. A., SZATMARI, P., THOMAZ FILHO, A. 2008. Influence of pré-salt in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: An example of non-plume-related magmatismo. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 25, 1, p. 116-131.
- PATYK-KARA, N. G. 1999. *Cenozoic* placer deposits and fluvial channel systems on the Arctic shelf fo Siberia. *Economic Geology*. Vol. 94, p. 707–720.
- PATYK-KARA, N. G. 2002. Placers in the system of sedimentogenesis. *Lithology Mineral Resource*. Vol. 37, 5, p. 429–441.
- PATYK-KARA, N. G. 2008. Sedimentogenesis and placer formation. *Lithology Mineral Resource*. Vol. 43, 4, p. 354-363.
- PATYK-KARA, N. G., BYKHOVSKY, L. Z., SPASSKAYA, I. I. 2001. Economic deposits: geological history, demand today and environmental aspects. *Quaternary International*. Vol. 82, p. 117-127
- PEDREIRA, A. J., SOUTO, P. G., AZEVEDO, H. C. A. 1969. Metassedimentos do Grupo Rio Pardo, Bahia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG. p. 87-99.
- PEDREIRA, A. J. 1979. Bacia metassedimentar do Rio Pardo. In: Inda, H. A. V. (eds.) *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia*. Salvador: SME/CPRM p.3-21.
- PEDREIRA, A. J. 1996. *Geologia e Recursos Minerais da Bacia Metassedimentar do Rio Pardo, Bahia*. Salvador: CBPM, 18 p. Il.; 1 mapa anexo. (Arquivos Abertos, 11).
- PEDREIRA, A. J. 1999. Evolução sedimentar e tectônica da Bacia Metassedimentar do Rio Pardo: uma síntese. *Revista Brasileira de Geociências*. Vol. 29, 3, p.339-344.
- PEDREIRA, A. J., XAVIER, A. L. S. 2010. Sedimentation in a precambrian foreland basin: Salobro Formation, Rio Pardo basin, east Brazil. 18th. International Sedimentological Congress. Mendoza Argentina. *Abstracts Volume*, p. 683, CD-ROM.
- PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., ALKMIM, F. F. DE, SILVA, *et al.* 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977, *Geonomos*, 15(1) p. 01-16.
- PETTIJOHN, F. J., POTERR, P. E., SIEVER, R. 1987. *Sand and Sandstone*. Nova York, Springer 2ª ed. 553p.

- PFLUG, R. 1968. Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na Região de Diamantina. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Not. Prel. Est. 142, p. 1-20.
- ROBB, L.J. 2005, *Introduction to ore-forming processes*. Malden, MA: Blackwell. 373 p.
- ROSE, A. W., HAWKES, H. E. AND WEBB, J. S., 1979. *Geochemistry in Mineral Exploration*. 2. ed. London, Academic Press, 657 p.
- RUBEY, W. W. 1933. The size distribution of heavy minerals within a water-lard sandstone. *Journal of Sedimentary and Petrology*. Vol. 3, 1, p. 3-29.
- SAADI, A. 1999. Neotectônica. In: Moraes Filho, J. C. R. & Saadi, A. Projeto Porto Seguro – Santa Cruz Cabralia: geologia. Salvador: CPRM. Vol. 3 65 p.
- SANTANA, C. I. 1976. Anteprojeto aluviões diamantíferos dos rios Pardo-Salobro e Jequitinhonha. Superintendência de Recursos Minerais – DEGEO/DIGEOM/CPRM.
- SCHULZE, D. J. 2003. A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds. *Lithos*. Vol. 71, p. 195-213.
- SCOTT SMITH, B. H. 1996. Kimberlites. In: Mitchell, R. H. (eds.) *Undersaturated Alkaline Rocks: Mineralogy, Petrogenesis and Economic Potential*. Mineralogical Association of Canada, Short Course, Vol. 24, p. 217-244.
- SCOTT SMITH B. H., SKINNER E. M. W., CLEMENT C. R., 1983, Further data on the occurrence of pectolite in kimberlite. *Mineralogical Magazine*. Vol. 47, p. 75-78.
- SELLEY, R. C. 2000. *Applied Sedimentology*. New York, Academic Press, 521 p.
- SHACKLETON, N. J. 1987 . Oxigen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 6, p. 183-190
- SILVA, C. G. 2000. Pláceres Marinhos. *Revista Brasileira de Geofísica*. Vol. 18, 3, p. 327-336.
- SILVA, C. G., FIGUEIREDO JUNIOR, A. G. E. BREHME, I. 2000. Siliciclastic deposits. *Revista Brasileira de Geofísica*. Vol.18, 3, p.319-326.
- SILVEIRA, F. V., BRITO, R. S. 2008. Projeto diamante Brasil: prospecção aluvionar sistemática nas principais áreas diamantíferas do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44., Curitiba, PR. *Anais...* Curitiba, PR: SBG.
- SMIRNOV, V.I. 1982. *Geología de yacimientos minerales*. Editora Mir, Moscou 655 p.
- SOUZA, J. D. MELO, R. C., KOSIN, M. JESUS, J. D. A., RAMOS, A. M. B. 2003. *Geologia e Recursos Minerais da Bahia: Sistema de Informação Geográficas – SIG e Mapas*. Versão 1.1. Salvador, CPRM, 2003. 1 CD-ROM.
- SPAGGIARI, R. I., BLUCK, B. J., WARD, J. D. 2006. Characteristics of diamondiferous Plio-Pleistocene littoral deposits within the palaeo-Orange River mouth, Namibia. *Ore geology Reviews*. Vol. 28, p. 475-492.
- SUGANO, T., OHASHI, N., TSURUMI, T., FUKUNAGA, O. 1996. Pressure and temperature region of diamond formation in systems graphite and Fe containing alloy. *Diamond and Related Materials*. Vol. 5 ,1, p. 29-33.

- UHLEIN, A., TROMPETTE, R., EGYDIO-SILVA, M. & VAUCHEZ, A. 2007. A Glaciação Sturtiana (~750 Ma), a Estrutura do Rifte Macaúbas-Santo Onofre e a Estratigrafia do Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí. *Geonomos*, 15 (1) p. 45-60.
- VASILENKO, V. B., ZINCHUK, N. N., KRASAVCHIKOV, L. G. *et al.* 2002. Diamond potencial estimation based on kimberlite major element chemistry. *Journal of Geochemical Exploration*. Vol. 76 ,2, p. 93-112.
- VEARNCOMBE, S., & VEARNCOMBE, J. R. 2002. Tectonic controls on kimberlite location in Southern Africa. *Journal of Structural Geology*. Vol. 24, 10, p. 1619-1625.
- VIVEIROS, J.F.M., SÁ, E.L., VILELA, O.V., SANTOS, O.M. & MOREIRA, J.M.P. 1979. Geologia dos vales dos Rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, Norte de Minas Gerais. *Atas...* 1º. Simpósio de Geologia de Minas Gerais, SBG – Núcleo MG, Boletim. N.º. 1, p. 75-88, Diamantina (MG).
- WHITE, S. H., BOORDER, H. DE, SMITH, C.B. 1995. Structural controls of kimberlites and lamproite emplacement. *Journal of Geochemical Exploration*. Vol. 53, p. 245-264.
- WOOLLEY, A. R., BERGMAN, S. C., EDGAR, A.D., LE BAS, M. J., MITCHELL, R. H., *et al.* 1996. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. *Journal of The Mineralogical Association of Canada*. Vol. 34, p. 175-186.
- WYATT, B. A., BAUMGARTNER, M. ANCKAR, E. GRUTTER, H. 2004. Compositional classification of “kimberlitic” and “non-kimberlitic” ilmenite. *Lithos*. Vol. 77, p. 819-840.
- XAVIER, A. L. S. 2009 *Paleotectônica das áreas de proveniência e petrografia da Formação Salobro, Bacia do Rio Pardo – Bahia*. Trabalho Final de Graduação do curso de Geologia – Universidade Federal da Bahia, Salvador, 89 p.
- YOUNGSON, J. H. & CRAW, D. 2006 Falconer Evolution of Cretaceous–Cenozoic quartz pebble conglomerate gold placers during basin formation and inversion, southern New Zealand. *Ore Geology Reviews*. Vol. 28, p. 451–474

ANEXO I – AMOSTRAS DE SEDIMENTOS SUPERFICIAIS DA PLATAFORMA CONTINENTAL

CODIGO	NUMERO DA ESTACA	NUMERO DA AMOSTR	DATA	LATITUDE	LONGITUDE	PROFUNDIDA m	CLASSIFICAÇÃO DAS FACIES	NOME DA PLATAFORMA	OBSERVAÇÕES	CLASSIFICAÇÃO FINAL DAS FACIES
19149	2464028	19761290	14/5/1976	-16,0092	-38,8533	10	Areia grossa com cascalho	CANOPUS	Areia grossa com cascalho	Cascalho
19150	104556	19730552	26/3/1973	-16,0000	-38,7333	25	Areia grossa biodetrítica e quartzosa com cascalho	PROF BESNARD	Areia grossa com cascalho - biodetrítica quartzosa com fragmentos de *	Areia e cascalho biodetríticos
19151	104123	19730119	12/1/1973	-15,9833	-38,7517	23	Areia grossa carbonática com cascalho	PROF BESNARD	Areia grossa com cascalho-carbonática e fragmentos de recife	Cascalho
19152	107847	19750272	20/4/1975	-15,9667	-38,7000	25	Cascalho com coral	RIOBALDO	Cascalho - com coral	Areia e cascalho biodetríticos
19155	104558	19730554	26/3/1973	-15,9333	-38,8167	16	Areia grossa biodetrítica	PROF BESNARD	Areia grossa - biodetrítica	Areia e cascalho biodetríticos
19156	106212	19740067	31/7/1974	-15,9333	-38,8467	9	Areia grossa quartzosa e biodetrítica	PROF BESNARD	Areia grossa - quartzosa e biodetrítica	Areia e cascalho biodetríticos
19159	104555	19730551	26/3/1973	-15,9167	-38,7667	18	Areia grossa biodetrítica com cascalho e algas	PROF BESNARD	Areia grossa com cascalho - biodetrítica com fragmentos de algas	Areia e cascalho biodetríticos
19160	107846	19750271	20/4/1975	-15,9167	-38,4167	53	Cascalho	RIOBALDO	Cascalho	Cascalho
19161	107898	19750323	22/5/1975	-15,9167	-38,7500	23	Areia grossa com cascalho	RIOBALDO	Areia grossa com cascalho	Cascalho
19162	107899	19750324	22/5/1975	-15,9167	-38,5833	43	Cascalho	RIOBALDO	Cascalho	Cascalho
19163	107900	19750325	22/5/1975	-15,9167	-38,4000	45	Cascalho com biodetritos	RIOBALDO	Cascalho - com esponja e alga	Cascalho
19167	111790	19780764	9/6/1978	-15,9033	-38,8033	12	Areia grossa biodetrítica e quartzosa com cascalho	ALMIRANTE CAMARA	Areia grossa com cascalho - quartzosa e biodetrítica	Areia e cascalho biodetríticos
19168	106213	19740068	31/7/1974	-15,8917	-38,8333	17	Areia fina quartzosa e biodetrítica com lama	PROF BESNARD	Areia fina com lama - quartzosa e	Sedimento areno-lamoso

									biodestrítica	
19170	106211	19740066	31/7/1974	-15,8700	-38,8133	17	Cascalho biodestríticos	PROF BESNARD	Cascalho - biodestríticos	Cascalho
19171	106218	19740073	31/7/1974	-15,8433	-38,7750	20	Cascalho com areia grossa biodestrítica	PROF BESNARD	Cascalho com areia grossa - biodestríticos	Cascalho
19172	106219	19740074	31/7/1974	-15,8333	-38,7467	22	Areia grossa biodestrítica com cascalho	PROF BESNARD	Areia grossa com cascalho - biodestríticos	Biodestritos e lama
19173	104554	19730550	26/3/1973	-15,8283	-38,7833	18	Areia grossa biodestrítica com cascalho e algas	PROF BESNARD	Areia grossa com cascalho - biodestrítica com fragmentos de algas	Areia e cascalho biodestríticos
19174	2437830	19900240	1/12/1990	-15,8250	-38,7683	17	Areia fina com lama	VICTOR HENSEN	Areia fina com lama	Sedimento areno- lamoso
19176	106214	19740069	31/7/1974	-15,8200	-38,8167	18	Areia grossa biodestrítica e quartzosa com cascalho	PROF BESNARD	Areia grossa com cascalho biodestrítico	Areia e cascalho biodestríticos
19177	2437831	19900241	1/12/1990	-15,8167	-38,7650	11	Lama com areia fina	VICTOR HENSEN	Lama com areia fina	Sedimento lamoso
19178	106222	19740077	1/8/1974	-15,8017	-38,6683	62	Areia fina biodestrítica	PROF BESNARD	Areia fina - biodestrítica	Sedimento areno- lamoso
19179	106221	19740076	1/8/1974	-15,7967	-38,6617	46	Areia fina com lama	PROF BESNARD	Areia fina com lama	Sedimento areno- lamoso
19180	106210	19740065	31/7/1974	-15,7917	-38,7717	26	Areia grossa biodestrítica	PROF BESNARD	Areia grossa - biodestrítica	Areia e cascalho biodestríticos
19181	106208	19740063	31/7/1974	-15,7833	-38,7167	745	Areia fina biodestrítica com lama	PROF BESNARD	Areia fina com lama - biodestrítica	Sedimento areno- lamoso
19182	106220	19740075	31/7/1974	-15,7783	-38,7667	62	Lama com areia fina e biodestritos	PROF BESNARD	Lama com areia fina - biodestrítica	Sedimento lamoso
19183	105792	19731788	19/6/1973	-15,7750	-38,6450	898	Lama com areia fina	ROBERT CONRAD	Lama com areia fina	Sedimento lamoso
19184	106223	19740078	1/8/1974	-15,7717	-38,7467	132	Lama com areia fina e biodestritos	PROF BESNARD	Lama com areia fina - biodestrítica	Sedimento lamoso
19185	2449281	19910179	20/2/1991	-15,7683	-38,6750	730	Lama com areia fina	VICTOR HENSEN	Lama com areia fina	Sedimento lamoso
19186	106217	19740072	31/7/1974	-15,7583	-38,8000	29	Areia média quartzosa com lama	PROF BESNARD	Areia m+dia com lama - quartzosa	Sedimento areno- lamoso

19187	106209	19740064	31/7/1974	-15,7583	-38,7217	95	Lama com areia fina e biodetritos	PROF BESNARD	Lama com areia fina - biodetrítica	Sedimento lamoso
19188	111518	19780492	5/4/1978	-15,7583	-38,7000	82	Areia fina quartzosa com lama	ALMIRANTE CAMARA	Areia fina com lama - quartzosa	Sedimento areno-lamoso
19189	111520	19780494	5/4/1978	-15,7583	-38,7500	41	Areia fina quartzosa com lama, conchonifera	ALMIRANTE CAMARA	Areia fina com lama - fragmentos corais	Areia e cascalho biodetríticos
19190	104553	19730549	26/3/1973	-15,7500	-38,8317	16	Cascalho com areia grossa biodetrítica	PROF BESNARD	Cascalho com areia grossa - biodetrítica com fragmentos de algas	Cascalho
19191	106215	19740070	31/7/1974	-15,7367	-38,8383	18	Areia grossa quartzosa e biodetrítica	PROF BESNARD	Areia grossa - quartzosa e biodetrítica	Areia e cascalho biodetríticos
19192	109008	19760366	20/6/1976	-15,7308	-38,8858	23	Areia média carbonática com lama	CANOPUS	Areia m+dia com lama (silte) e conchas	Sedimento areno-lamoso
19193	104118	19730114	12/1/1973	-15,7250	-38,7833	42	Areia fina com lama	PROF BESNARD	Areia fina com lama	Sedimento areno-lamoso
19194	111521	19780495	5/4/1978	-15,7000	-38,7700	20	Areia grossa com cascalho	ALMIRANTE CAMARA	Areia grossa com cascalho	Cascalho
19195	106216	19740071	31/7/1974	-15,6967	-38,8333	29	Areia média quartzosa	PROF BESNARD	Areia m+dia - quartzosa	Areia média
19196	111526	19780500	5/4/1978	-15,6833	-38,6750	76	Areia fina	ALMIRANTE CAMARA	Areia fina	Areia fina
19197	111525	19780499	5/4/1978	-15,6767	-38,6900	64	Areia grossa quartzosa e biodetrítica com cascalho e lama	ALMIRANTE CAMARA	Areia grossa com cascalho e lama - presença de algas e corais	Areia e cascalho biodetríticos
19198	111522	19780496	5/4/1978	-15,6733	-38,8367	21	Areia fina biodetrítica com lama	ALMIRANTE CAMARA	Areia fina com lama - biodetritos	Sedimento areno-lamoso
19199	111524	19780498	5/4/1978	-15,6700	-38,7133	40	Areia grossa biodetrítica com cascalho	ALMIRANTE CAMARA	Areia grossa com cascalho - biodetritos	Biodetritos e lama
19200	104124	19730120	12/1/1973	-15,6667	-38,7833	29	Areia fina quartzosa	PROF BESNARD	Areia fina - quartzosa	Areia fina
19201	107850	19750275	21/4/1975	-15,6667	-38,8167	18	Areia fina com corais	RIOBALDO	Areia fina - com coral	Sedimento areno-lamoso

19202	107851	19750276	21/4/1975	-15,6667	-38,7833	29	Cascalho com coral	RIOBALDO	Cascalho - com coral	Areia e cascalho biodetríticos
19203	2463989	19751227	21/4/1975	-15,6667	-38,8833	10	Areia grossa quartzosa com cascalho	RIOBALDO	Areia grossa com cascalho - com pedras pequenas	Cascalho
19204	111523	19780497	5/4/1978	-15,6667	-38,7500	30	Areia fina biodetrítica	ALMIRANTE CAMARA	Areia fina - biodetritos	Sedimento arenolamoso
19205	100262	19610026	27/11/1961	-15,6167	-38,7333	39	Algas calcarias	CALYPSO	Fundo de algas calcarias	Algas calcarias
19206	111527	19780501	5/4/1978	-15,5783	-38,6917	78	Areia grossa com cascalho e lama	ALMIRANTE CAMARA	Areia grossa com cascalho e lama	Cascalho
19207	111528	19780502	5/4/1978	-15,5783	-38,7167	45	Areia grossa com cascalho	ALMIRANTE CAMARA	Areia grossa com cascalho	Cascalho
19208	104552	19730548	26/3/1973	-15,5750	-38,8583	10	Areia grossa quartzosa com cascalho	PROF BESNARD	Areia grossa com cascalho - quartzosa	Cascalho
19209	111529	19780503	5/4/1978	-15,5417	-38,7750	27	Areia grossa biodetrítica com lama, cascalho e algas	ALMIRANTE CAMARA	Areia grossa com lama e cascalho - fragmentos de algas e biodetritos	Sedimento arenolamoso
19210	111530	19780504	5/4/1978	-15,5083	-38,8583	15	Areia grossa biodetrítica com cascalho	ALMIRANTE CAMARA	Areia grossa com cascalho - biodetrítica	Biodetritos e lama
19212	2457439	20010340	18/11/2001	-15,5050	-38,6983	42	Areia média quartzosa e biodetrítica com cascalho e lama	ANTARES	Areia m+dia com cascalho e lama (silte)	Areia e cascalho biodetríticos
19213	111532	19780506	5/4/1978	-15,4833	-38,8083	25	Areia grossa biodetrítica com cascalho	ALMIRANTE CAMARA	Areia grossa com cascalho - biodetrítico	Biodetritos e lama
19214	111533	19780507	5/4/1978	-15,4833	-38,7667	35	Areia média biodetrítica com lama	ALMIRANTE CAMARA	Areia m+dia com lama - biodetrítica	Sedimento arenolamoso
19215	111534	19780508	5/4/1978	-15,4833	-38,7333	44	Areia fina	ALMIRANTE CAMARA	Areia fina	Areia fina
19216	111536	19780510	5/4/1978	-15,4833	-38,6833	88	Areia grossa biodetrítica com cascalho e lama	ALMIRANTE CAMARA	Areia grossa com cascalho e lama - biodetritos	Areia e cascalho biodetríticos
19217	1952261	19990029	23/2/1999	-15,4800	-38,8017	24	Corais	ALMIRANTE CAMARA	Com coral	Recife
19218	111531	19780505	5/4/1978	-15,4800	-38,8583	15	Areia grossa biodetrítica com	ALMIRANTE CAMARA	Areia grossa com cascalho -	Biodetritos e lama

							cascalho		biodetrítica	
19219	109009	19760367	21/6/1976	-15,4758	-38,8658	14	Areia fina com lama, conchonifera	CANOPUS	Areia fina com lama e conchas	Sedimento arenolamoso
19220	1952263	19990030	24/2/1999	-15,4217	-38,9053	15	Fragmentos líticos	ALMIRANTE CAMARA	Com pedra	Recife
19221	2437821	19900231	14/11/1990	-15,4100	-38,8050	21	Areia grossa com cascalho e biodetritos	SIRIUS	Areia grossa com cascalho - biodetrítica	Cascalho
19222	104125	19730121	12/1/1973	-15,4083	-38,8333	32	Areia fina com lama	PROF BESNARD	Areia fina com lama	Sedimento arenolamoso
19223	111515	19780489	5/4/1978	-15,3917	-38,7217	40	Areia grossa biodetrítica com cascalho	ALMIRANTE CAMARA	Areia grossa com cascalho - biodetritos	Biodetritos e lama
19224	109007	19760365	20/6/1976	-15,3717	-38,8350	30	Areia fina com silte, conchonifera	CANOPUS	Areia fina com lama (silte) e conchas	Areia e cascalho biodetríticos
19225	104551	19730547	26/3/1973	-15,3667	-38,8833	18	Areia média quartzosa conchonifera	PROF BESNARD	Areia média - quartzosa com conchas	Areia e cascalho biodetríticos
19226	111513	19780487	5/4/1978	-15,3667	-38,7000	100	Areia grossa biodetrítica com cascalho e lama	ALMIRANTE CAMARA	Areia grossa com cascalho e lama - biodetritos	Areia e cascalho biodetríticos
19227	111516	19780490	5/4/1978	-15,3633	-38,7333	50	Cascalho com areia grossa	ALMIRANTE CAMARA	Cascalho com areia grossa	Cascalho
19228	2449283	19910181	20/2/1991	-15,3617	-38,6967	78	Areia fina com lama	VICTOR HENSEN	Areia fina com lama	Sedimento arenolamoso
19229	111514	19780488	5/4/1978	-15,3583	-38,7117	70	Areia grossa biodetrítica com cascalho e lama	ALMIRANTE CAMARA	Areia grossa com cascalho e lama - biodetritos	Areia e cascalho biodetríticos
19230	107852	19750277	22/4/1975	-15,3500	-38,7333	43	Areia grossa com cascalho	RIOBALDO	Areia grossa com cascalho	Cascalho
19231	2449284	19910182	21/2/1991	-15,3433	-38,5967	1160	Lama com areia fina	VICTOR HENSEN	Lama com areia fina	Sedimento lamoso
19232	107853	19750278	22/4/1975	-15,3333	-38,8333	26	Areia grossa com cascalho, coralínea	RIOBALDO	Areia grossa com cascalho - com coral	Cascalho
19234	111517	19780491	5/4/1978	-15,3083	-38,8767	30	Lama com areia grossa	ALMIRANTE CAMARA	Lama com areia grossa e cascalho - biodetritos	Sedimento lamoso
19235	107854	19750279	22/4/1975	-15,3000	-38,9167	18	Cascalho com biodetritos	RIOBALDO	Cascalho - com pedras	Cascalho

