

GEOLOGIA APLICADA

Volume IV



Fabricia Benda de Oliveira

Calvin da Silva Candotti

Rodson de Abreu Marques

(Organizadores)

Fabricia Benda de Oliveira

Calvin da Silva Candotti

Rodson de Abreu Marques

(Organizadores)

GEOLOGIA APLICADA

VOLUME IV

CAUFES 2022

CCENS-UFES Centro de Exatas, Naturais e da Saúde, Universidade Federal do Espírito Santo, Alto Universitário, s/n, Caixa Postal: 16, Guararema, Alegre-ES Telefax: (28) 3552-8687
www.alegre.ufes.br

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
(Serviço de Biblioteca Setorial Sul da Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

G345 Geologia Aplicada [recurso eletrônico] / Fabricia Benda de Oliveira [et al], Organizadores. – Dados eletrônicos. - Alegre, ES : CAUFES, 2022.

126 p.: il. (Geologia Aplicada - v. 4)

ISBN: 978-65-86981-22-3

Modo de acesso: <http://geologia.ufes.br/e-book>

1. Geodinâmica. 2. Petrologia. 3. Placas tectônicas. 4. Águas subterrâneas. 5. Vulcanismo. I. Oliveira, Fabricia Benda de, 1978-.

CDU: 555.1/4

Elaborado por Samantha Alves Rodrigues dos Santos – CRB-6 ES-000959/O

Os textos apresentados nesse livro são de inteira responsabilidade dos autores. Os organizadores não se responsabilizam pela revisão ortográfica e gramatical dos trabalhos apresentados.

REITOR – UFES
PAULO SÉRGIO DE PAULA VARGAS

DIRETOR DO CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS, NATURAIS E DA SAÚDE – UFES
TAÍS CRISTINA BASTOS SOARES

ORGANIZADORES DESTA OBRA
FABRICIA BENDA DE OLIVEIRA
CALVIN DA SILVA CANDOTTI
RODSON DE ABREU MARQUES

APRESENTAÇÃO

A produção deste trabalho é independente e surgiu da ideia e colaboração de professores, alunos e ex-alunos do curso de Geologia do Centro de Ciências Exatas, Naturais e da Saúde, da Universidade Federal do Espírito Santo. Estão contidos neste livro 7 trabalhos apresentados na forma de capítulos e que abrangem temas relacionados à Geologia. O material contido nesta obra servirá de auxílio para estudantes, professores e profissionais da área das geociências em seus trabalhos e pesquisas.

LISTA DOS ORGANIZADORES

Fabricia Benda de Oliveira. Professora Adjunta do Departamento de Geologia, Universidade Federal do Espírito Santo / Centro de Ciências Exatas, Naturais e da Saúde, Alegre, ES, e-mail: fabricia.oliveira@ufes.br

Calvin da Silva Candotti. PPGGEO – UFAM, Manaus, AM, e-mail: calvindasilvacandotti@gmail.com

Rodson de Abreu Marques. Professor Adjunto do Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, MG, email: rodson.marques@ufop.edu.br

LISTA DE AUTORES

ADAM BARROS FERNANDES
ALESSANDRA CUNHA LOPES OLIVEIRA
ALEXANDRE ROSA DOS SANTOS
ANDRÉ DANDERFER FILHO
ANDRÉ VICTOR DA SILVA CORRADO
ARIADNE MARRA DE SOUZA
CAROLINA VALENTIM TELLES
CASSIANO GUSTAVO JUAN FRANCO NEVES BRAGANÇA
CLÁUDIA DOS SANTOS
CLAYTON RICARDO JANONI
EDGAR BATISTA DE MEDEIROS JUNIOR
FLÁVIA COMPASSI DA COSTA
GABRIEL GOMES DA SILVA
GABRIELI SANTOS BOULHOSA
GUILHERME RODRIGUES MARANGON
HEITOR DE FREITAS VALLE
IURI RODRIGUES LOBÃO
JENESCA FLORENCIO VICENTE DE LIMA
JÉSSICA REBELLO TEIXEIRA
KAROLINY GUSSO CONTE
RAMON MESSIAS MARTINS
RODSON DE ABREU MARQUES
YOLACIR CARLOS DE SOUZA SANTOS

Aos autores, os mais sinceros agradecimentos por contribuírem com mais esta obra. Aos leitores, espero que possam aproveitar bem o conteúdo e que o levem a sério, pois a Geologia é uma ciência fascinante. O conhecimento precisa ser trabalhado, processado, organizado e divulgado, para que o saber seja melhor aproveitado.

Sumário

Capítulo 1.....	9
Estudo da Legislação Brasileira e Chilena à Luz do Direito Minerário	
<i>Adam Barros Fernandes¹; Gabrieli Santos Boulhosa²; Yolacir Carlos de Souza Santos³</i>	
Capítulo 2.....	25
Petrografia e microtectônica das rochas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana – Superterreno Central da Faixa Ribeira – noroeste do estado do Rio de Janeiro	
<i>André Victor da Silva Corrado¹, Rodson de Abreu Marques², Karoliny Gusso Conte¹, Gabriel Gomes da Silva¹, Edgar Batista de Medeiros Junior³, Cláudia dos Santos², Guilherme Rodrigues Marangon¹, Heitor de Freitas Valle¹, Flávia Compassi da Costa²</i>	
Capítulo 3.....	43
Quadro litoestratigráfico e tectônico do arco magmático Rio Doce na porção oriental do Orógeno Araçuaí, entre as localidades de Divino das Laranjeiras e Tumiritinga, leste de Minas Gerais	
<i>Carolina Valentim Telles¹; Clayton Ricardo Janoni²</i>	
Capítulo 4.....	63
Análise da influência do uso da terra na qualidade da água subterrânea na cidade de Alegre, sul do Espírito Santo, Brasil	
<i>Cassiano Gustavo Juan Franco Neves Bragança¹; Alexandre Rosa dos Santos²; Ariadne Marra de Souza³; Jenesca Florencio Vicente de Lima⁴; Alessandra Cunha Lopes Oliveira⁵</i>	
Capítulo 5.....	81
Vulcanismo de rifte associado à plumas mantélicas: exemplos do sistema de riftes do leste africano (EARS) e do zona do rifte Baikal, SE da Rússia	
<i>Cláudia dos Santos¹; Ramon Messias Martins²; André Danderfer Filho³</i>	
Capítulo 6.....	95
Caracterização gemológica de esmeralda da região do município de Anagé, Bahia	
<i>Iuri Rodrigues Lobão¹; Edgar Batista de Medeiros Júnior²; Rodson de Abreu Marques³</i>	
Capítulo 7.....	107
Análise sedimentar da região costeira do Parque Estadual Paulo Cesar Vinha, Guarapari – Espírito Santo	
<i>Jéssica Rebello Teixeira¹; Flávia Compassi da Costa²; Ariadne Marra de Souza³</i>	

Capítulo 1

Estudo da Legislação Brasileira e Chilena à Luz do Direito Minerário

Adam Barros Fernandes¹; Gabrieli Santos Boulhosa²; Yolacir Carlos de Souza Santos³

RESUMO. O Chile é o maior produtor de cobre do mundo, com cerca de 30% da produção mundial. Além disso, o país possui relevante vocação mineral e importante participação da cadeia produtiva da mineração no PIB e no saldo positivo da balança comercial do país, como ocorre no Brasil. Tendo em vista a necessidade cada vez maior de analisarmos o direito da mineração de forma comparada e com uma abrangência global, considerando as especificidades de cada Estado ou região, pretende-se por intermédio desse estudo compreender os institutos jurídicos que constituem a base conceitual do direito minerário no Brasil e no Chile de forma comparativa. Dessa forma, o presente artigo permeia pelo direito minerário dos dois países, mais especificamente sobre os aspectos legais referentes a pesquisa e lavra mineral existentes na legislação de ambos. Logo, percebe-se que ambos possuem o mesmo entendimento que o direito do subsolo é distinto dos direitos sobre a superfície, sendo em ambos os Estados proprietários de todos os recursos minerais existentes no subsolo. Porém, no Chile a outorga é um ato do Poder Judiciário, já no Brasil é um ato administrativo da ANM ou MME. No que se refere aos regimes de aproveitamento, no Chile somente existe um duplo título, a Concessão Mineira e esta sendo distinguida apenas quanto a fase de exploração ou exploração, já no Brasil existem 5 regimes de acordo com a substância mineral e uso necessário.

PALAVRAS-CHAVE. Direito Comparado; Mineração; Outorga.

INTRODUÇÃO

No Brasil, é perceptível que os cursos de direito aplicado a mineração, em especial o direito comparado ainda não é amplamente difundido. Porém, vale destacar que mesmo quando não há o oferecimento formal da disciplina nos programas das faculdades e universidades, é percebido nos últimos anos um aumento significativo nos estudos do tema direito comparado por intermédio de teses e dissertações, mas não necessariamente aplicado as atividades mineiras.

¹ Doutorando no Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Rua Carlos Gomes, 250, CEP 13.083-855, Campinas, SP (adambarrosgeo@gmail.com);

² Mestranda no Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Av. 24 A, 1515, CEP 13.506-900, Rio Claro, SP (gabrieli.boulhosa@gmail.com);

³ Especialista em Recursos Minerais na Agência Nacional de Mineração, Av. César Hilal, 410, CEP 29.050-664, Vitória, ES (yolacir@yahoo.com.br).

Estudo da Legislação Brasileira e Chilena à Luz do Direito Minerário

Tendo em vista a necessidade cada vez maior da sociedade contemporânea em atividades econômicas que são interligadas por meio das “teias” da globalização, a confrontação jurídica entre doutrinas de diferentes países ou regiões se torna um importante indicador para a definição locacional dos grandes empreendimentos no mundo.

Dessa forma, na atualidade, é extremamente relevante analisarmos e levarmos em consideração o direito da mineração comparado de uma forma global, considerando as especificidades de cada Estado ou região, sendo essas um desdobramento direto da cultura local.

Vale destacar que o objetivo do presente trabalho é evidenciar a necessidade cada vez maior de compreender os institutos jurídicos que constituem a base conceitual do direito minerário dos países de forma comparativa. Dessa forma, o presente artigo permeia pelo direito minerário do Brasil e Chile, mais especificamente sobre os aspectos legais referentes a pesquisa e lavra mineral existentes nesses países. Dessa forma, o Chile foi selecionado para a presente pesquisa, tendo em vista a sua vocação mineral e pela importante participação da cadeia produtiva da mineração no Produto Interno Bruto (PIB) e no saldo positivo da balança comercial desse país, como ocorre no Brasil.

DIREITO MINERÁRIO - BRASIL

A atividade de mineração tem papel relevante no desenvolvimento econômico da história do Brasil desde a ocupação colonial pelos portugueses, no início do século XVIII, com produções praticamente restritas ao Ouro e Diamante, até os dias atuais com as mineradoras multinacionais de ferro, nióbio, manganês, ouro, bauxita, rochas ornamentais etc. (SION, 2020).

Conforme dados da Agência Nacional de Mineração (ANM), no ano de 2019, as substâncias da classe dos metálicos responderam por cerca de 80% do valor total da produção mineral brasileira, com destaque para o minério de ferro com 72,8% de participação das principais substâncias metálicas no valor de produção mineral comercializada, cuja produção é concentrada nos estados de Pará e Minas Gerais (ANM, 2020).

Vale destacar que a promulgação do Decreto Federal nº 9.406/2018 - novo regulamento do Código de Mineração, trouxe uma maior atratividade de investimentos para o Brasil, tendo em vista a atualização legal que foi promovida pelo mesmo no Código de Mineração de 1967 - Decreto Lei nº 227/1967.

Uma das principais alterações recentes no âmbito do Direito Minerário brasileiro foi promovida pela Lei nº 13.575/2017, que extinguiu o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) e criou a ANM. Além disso, de acordo com o exposto no Art. 4º do Regulamento do Código de Mineração (BRASIL, 2018), as principais atribuições da ANM são:

Art. 4º Compete à Agência Nacional de Mineração - ANM observar e implementar as orientações, as diretrizes e as políticas estabelecidas pelo Ministério de Minas e Energia e executar o disposto no Decreto-Lei nº 227, de 1967 - Código de Mineração, e nas normas complementares.

Conforme estabelecido pela Constituição da República Federativa do Brasil (CF) do Brasil de 1988 (BRASIL, 1988), a atividade de mineração deve ser desenvolvida no interesse nacional e a propriedade dos recursos minerais, inclusive os do subsolo pertence ao Estado brasileiro, além de prever a dualidade da propriedade, ou seja, a propriedade dos recursos minerais (União) é distinta da propriedade da terra (superficial), conforme exposto:

Art. 176. As jazidas, em lavra ou não, e demais recursos minerais e os potenciais de energia hidráulica constituem propriedade distinta da do solo, para efeito de exploração ou aproveitamento, e pertencem à União, garantida ao concessionário a propriedade do produto da lavra.

§ 1º A pesquisa e a lavra de recursos minerais e o aproveitamento dos potenciais a que se refere o "caput" deste artigo somente poderão ser efetuados mediante autorização ou concessão da União, no interesse nacional, por brasileiros ou empresa constituída sob as leis brasileiras e que tenha sua sede e administração no País, na forma da lei, que estabelecerá as condições específicas quando essas atividades se desenvolverem em faixa de fronteira ou terras indígenas.

No artigo supracitado, é prevista a garantia ao concessionário (minerador) do produto da lavra mineral. Além disso, é importante destacarmos que apesar do proprietário da terra (superficial) não ser proprietário dos recursos minerais, ele tem direito de receber participação nos resultados da lavra, conforme exposto pela alínea “b” do Art. 11 do Código de Mineração (BRASIL, 1967):

Art. 11 - Serão respeitados na aplicação dos regimes de Autorização, Licenciamento e Concessão:

a) o direito de prioridade à obtenção da autorização de pesquisa ou do registro de licença, atribuído ao interessado cujo requerimento tenha por objeto área considerada livre, para a finalidade pretendida, à data da protocolização do pedido no Departamento Nacional de Produção Mineral (D.N.P.M.), atendidos os demais requisitos cabíveis, estabelecidos neste Código; e,

b) o direito à participação do proprietário do solo nos resultados da lavra.

§ 1º - A participação de que trata a alínea "b" do "caput" deste artigo será de cinquenta por cento do valor total devido aos Estados, Distrito Federal, Municípios e órgãos da administração direta da União, a título de compensação financeira pela exploração de recursos minerais, conforme previsto no "caput" do art. 6º da Lei nº 7.990, de 29 de dezembro de 1989 e no art. 2º da Lei nº 8.001, de 13 de março de 1990.

§ 2º - O pagamento da participação do proprietário do solo nos resultados da lavra de recursos minerais será efetuada mensalmente, até o último dia útil do mês subsequente ao do fato gerador, devidamente corrigido pela taxa de juros de referência, ou outro parâmetro que venha a substituí-la.

Estudo da Legislação Brasileira e Chilena à Luz do Direito Minerário

§ 3º - O não cumprimento do prazo estabelecido no parágrafo anterior implicará correção do débito pela variação diária da taxa de juros de referência, ou outro parâmetro que venha a substituí-la, juros de mora de 1% ao mês e multa de 10% aplicada sobre o montante apurado.

Direitos minerários são atos administrativos unilaterais, outorgados pelo governo federal por meio da ANM ou do Ministério de Minas e Energia (MME), dependendo de suas respectivas competências. Apesar da recente reforma, que culminou com uma nova edição do Regulamento do Código de Mineração, as outorgas de direitos minerários permanecem unilaterais, sem a existência de contratos de concessão de direitos minerários no Brasil.

Outro ponto relevante, é que o Brasil adota o princípio da prioridade, ou seja, o primeiro indivíduo a requerer uma área terá prioridade na obtenção do direito minerário, desde que atendidos os requisitos legais. Assim, as áreas que ainda não foram requeridas e não estão sob direitos minerários já outorgados estão sujeitas ao direito de prioridade.

Em termos gerais, a aquisição de direitos minerários pode ocorrer de forma primária ou secundária. A aquisição primária ocorre mediante ao protocolo de requerimento por pessoa física ou jurídica, manifestando à ANM seu interesse por uma área livre, com a consequente instauração de processo administrativo e posterior outorga do direito minerário. A aquisição secundária diz respeito à cessão de um direito minerário existente por seu proprietário a um terceiro. Esse ato, entretanto, está sujeito à aprovação prévia da ANM ou do MME, dependendo do tipo de direito minerário. Por fim, em casos excepcionais de desistência, renúncia do direito minerário pelo seu titular ou de indeferimentos dos requerimentos ora protocolados é possível adquiri-lo por meio de leilões (disponibilidades).

Regimes de Aproveitamento de Recursos Minerais

No Brasil, o aproveitamento dos Recursos Minerais pode se dar por meio de 5 regimes distintos. Estes regimes são divididos conforme a substância mineral a ser explorada, o grau de dificuldade de aproveitamento, a destinação a ser dada aos recursos explorados e aos aspectos de caráter social.

Conforme prevê o Regulamento do Código de Mineração (BRASIL, 2018) em seu Art. 13, os regimes de aproveitamento das substâncias minerais são:

- Regime de Concessão;
- Regime de Autorização;
- Regime de Licenciamento;
- Regime de Permissão de Lavra Garimpeira;
- Regime de Monopolização;

Além dos regimes supracitados, existe uma excepcionalidade que é o registro de extração, é uma declaração fornecida pela ANM exclusivamente aos órgãos da administração direta ou autárquica da União, dos Estados, do Distrito Federal e dos Municípios.

O objetivo final de cada um dos regimes é a obtenção de um título minerário, sendo esse, um documento que autoriza o requerente a pesquisar ou explorar um determinado recurso

mineral, considerando o plano de aproveitamento econômico previsto e levando em consideração as condicionantes ambientais previstas no licenciamento ambiental vigente.

Regimes de Autorização e Concessão

O Regime de Autorização e Concessão é um sistema de título duplo, dividido em duas fases, cada uma com um título diferente (Alvará de Pesquisa e Concessão de Lavra).

O objetivo nesses regimes é, primeiramente, a obtenção do Alvará de Pesquisa (BRASIL, 2018), outorgado pela ANM; e posteriormente, a Concessão de Lavra (BRASIL, 2018), outorgado por Portaria do Ministro de Estado de Minas e Energia ou pelo Diretor Geral da ANM, a depender da substância. Os Regimes de Autorização e de Concessão se aplicam à todas as substâncias minerais, com exceção daquelas protegidas por monopólio (petróleo, gás natural e substâncias minerais radioativas).

O Alvará de Pesquisa terá validade de 1 a 3 anos consideradas as características especiais da situação da área e da pesquisa mineral objetivada, admitida prorrogação única, conforme exposto pelo Art. 21 do Decreto nº 9.406/2018. Além disso, com a conclusão dos trabalhos de pesquisa, o detentor do Alvará de Pesquisa deverá apresentar à ANM um relatório final de pesquisa. Já com relação a Concessão de Lavra, não existe previsão expressa quanto ao prazo da concessão, logo esse mantém a sua validade até a exaustão da jazida, com base nas informações fornecidas no Plano de Aproveitamento Econômico, Relatório Final de Pesquisa e Relatório de Reavaliação de Reservas aprovados pela ANM.

Com relação as áreas máximas permitidas para a outorga, temos limites de 2.000, 1.000, 50 ou 5 hectares, a depender da substância mineral e seu tipo de uso, conforme definido pela Portaria nº 155/2016 (DNPM, 2016), dessa forma temos:

Art. 42. Nos regimes de autorização e concessão o título ficará adstrito às seguintes áreas máximas:

I – 2.000 (dois mil) hectares:

- a) substâncias minerais metálicas;*
- b) substâncias minerais fertilizantes;*
- c) carvão;*
- d) diamante;*
- e) rochas betuminosas e piro betuminosas;*
- f) turfa; e*
- g) sal-gema;*

II – 50 (cinquenta) hectares:

- a) as substâncias minerais relacionadas no art. 1º da Lei nº 6.567, de 1978;*

Estudo da Legislação Brasileira e Chilena à Luz do Direito Minerário

- a) *substâncias adequadas ao emprego imediato na construção civil;*
- b) *águas minerais e águas potáveis de mesa;*
- c) *areia, quando adequada ao uso na indústria de transformação;*
- d) *feldspato;*
- e) *gemas (exceto diamante) e pedras decorativas, de coleção e para confecção de artesanato mineral; e*
- f) *mica.*
- g) *argilas, quando usadas no fabrico de cerâmica vermelha; e*
- h) *calcários, quando empregados como corretivo de solo na agricultura. (Nova redação dada pela Resolução nº 49, de 13 de novembro de 2020, publicada no DOU de 16/11/2020)*

III – 1.000 (mil) hectares:

- a) *rochas para revestimento; e*
- b) *rochas ornamentais e para revestimento; e*
- c) *demais substâncias minerais.*

§ 1º Nas áreas localizadas na Amazônia Legal definida no art. 2º da Lei nº 5.173, de 27 de outubro de 1966, o limite máximo estabelecido para as substâncias minerais de que trata o inciso I e para a substância mineral caulim, será de 10.000 (dez mil) hectares.

Além dos regimes supramencionados, há possibilidade de solicitar um Requerimento de reconhecimento geológico, sendo essa uma permissão para realização de prospecção aérea, visando obter informações preliminares regionais necessárias à formulação do requerimento de pesquisa.

Regime de Licenciamento

O Regime de Licenciamento é disposto, principalmente, através da Lei nº 6.567/1978 (BRASIL, 1978). Ele prevê o aproveitamento de substâncias minerais que tenham o emprego imediato na construção civil, são elas (Art. 1º da Lei 6.567/1978):

I - Areias, cascalhos e saibros para utilização imediata na construção civil, no preparo de agregados e argamassas, desde que não sejam submetidos a

processo industrial de beneficiamento, nem se destinem como matéria-prima à indústria de transformação;

II - Rochas e outras substâncias minerais, quando aparelhadas para paralelepípedos, guias, sarjetas, moirões e afins;

III - Argilas usadas no fabrico de cerâmica vermelha;

IV - Argilas para indústrias diversas;

V - Rochas, quando britadas para o uso imediato na construção civil e os calcários empregados como corretivos de solo na agricultura;

VI - Rochas ornamentais e de revestimento;

VII - Carbonatos de cálcio e de magnésio empregados em indústrias diversas.

Á área máxima permitida para o aproveitamento das substâncias minerais supraditas é de 50 hectares. Além do requerimento de registro de licença junto a ANM, é necessário obter uma autorização específica do proprietário do solo, caso o requerente não seja o legítimo proprietário, e licença específica, expedida pela autoridade administrativa do município onde está situada a jazida, para obtenção do título Registro de Licença.

Em relação ao prazo do título, este é definido pelo menor prazo estabelecido entre a Licença Específica e a autorização do proprietário do solo, em sendo o caso.

Regime de Permissão de Lavra Garimpeira – PLG

O Regime de Permissão de Lavra Garimpeira (PLG) é disposto, principalmente, através da lei nº 7.805/1989 (BRASIL, 1989). Esse regime prevê o aproveitamento de substâncias minerais garimpáveis, conforme disposto pelo art. 11 do Decreto nº 9.406/2018:

Art. 11. Considera-se lavra garimpeira o aproveitamento imediato de substância mineral garimpável, compreendido o material inconsolidado, exclusivamente nas formas aluvionar, eluvionar e coluvial, que, por sua natureza, seu limite espacial, sua localização e sua utilização econômica, possa ser lavrado, independentemente de trabalhos prévios de pesquisa, segundo os critérios estabelecidos pela ANM.

Á área máxima permitida para o aproveitamento das substâncias minerais garimpáveis é de 50 hectares, com exceção quando outorgada a cooperativa de garimpeiros (máximo 1.000 ha e 10.000 hectares na Amazônia Legal). Além disso, a permissão terá validade de 5 anos, podendo ser renovada sucessivamente. Outro ponto relevante é que, conforme previsto pelo art. 3 da Decreto nº 9.406/2018, a outorga da PLG pela ANM depende da prévia obtenção da Licença Ambiental.

Estudo da Legislação Brasileira e Chilena à Luz do Direito Minerário

Registro de Extração

O Registro de Extração é disposto especificamente para órgãos da administração direta e autárquica da União, dos Estados, do Distrito Federal e dos Municípios, principalmente, através do art. 13 do Decreto nº 9.406/2018. Esse registro prevê o aproveitamento de substâncias minerais que tenham o emprego imediato na construção civil, para uso específico em obras públicas, sendo vedada a comercialização delas. Além disso, a área máxima permitida para esse registro é de 5 hectares.

Regime de Monopolização

O Regime de Monopolização, diferentemente dos já explicados, dispõe sobre o aproveitamento de substâncias minerais que é exclusiva de execução direta ou indireta do Governo Federal. Além disso, as substâncias minerais contempladas por esse regime são: petróleo, gás natural e substâncias minerais radioativas, conforme disposto pelo art. 177 da CF de 1988 (BRASIL, 1988).

DIREITO MINERÁRIO – CHILE

O Chile tem uma longa tradição minerária e é conhecido por seus depósitos minerais de classe mundial. É o maior produtor e detém as maiores reservas de cobre do mundo e possui reservas significativas de molibdênio, lítio, prata e ouro. Além disso, o Chile tem uma das maiores taxas de investimento em exploração por área do mundo.

Segundo Galindo et al., (2020), atualmente, a indústria de mineração representa cerca de 10% do PIB do Chile e aproximadamente metade das exportações do país. O governo chileno tem tradicionalmente apoiado a indústria mineral e está constantemente fazendo um esforço para promover o setor e desenvolver políticas relevantes. No que diz respeito ao investimento estrangeiro, o Chile possui uma economia sólida e competitiva, sendo o primeiro país sul-americano da Organização para a Cooperação e Desenvolvimento Econômico (OCDE) e membro ativo do Mercosul e do Fórum de Cooperação Econômica Ásia-Pacífico.

De acordo com a Constituição chilena, o Estado tem propriedade absoluta, exclusiva, inalienável e imprescritível de todas as minas, independentemente dos direitos de propriedade sobre as terras superficiais em que essas minas estão localizadas, mas órgãos privados podem requerer judicialmente concessões para explorar ou explorar os minerais previstos em lei. Nesse sentido, a obtenção e manutenção da titularidade das concessões mineiras não está sujeita a decisão administrativa e é da competência exclusiva dos tribunais justiça. Conforme estabelecido pelo art. 24 da Constituição da República do Chile (CHILE, 1980), temos:

24° - El derecho de propiedad en sus diversas especies sobre toda clase de bienes corporales o incorporales.

Sólo la ley puede establecer el modo de adquirir la propiedad, de usar, gozar y disponer de ella y las limitaciones y obligaciones que deriven de su función social. Esta comprende cuanto exijan los intereses generales de la Nación,

la seguridad nacional, la utilidad y la salubridad públicas y la conservación del patrimonio ambiental.

El Estado tiene el dominio absoluto, exclusivo, inalienable e imprescriptible de todas las minas, comprendiéndose en éstas las covaderas, las arenas metalíferas, los salares, los depósitos de carbón e hidrocarburos y las demás sustancias fósiles, con excepción de las arcillas superficiales, no obstante, la propiedad de las personas naturales o jurídicas sobre los terrenos en cuyas entrañas estuvieren situadas. Los predios superficiales estarán sujetos a las obligaciones y limitaciones que la ley señale para facilitar la exploración, la explotación y el beneficio de dichas minas.

Corresponde a la ley determinar qué sustancias de aquellas a que se refiere el inciso precedente, exceptuados los hidrocarburos líquidos o gaseosos, pueden ser objeto de concesiones de exploración o de explotación. Dichas concesiones se constituirán siempre por resolución judicial y tendrán la duración, conferirán los derechos e impondrán las obligaciones que la ley exprese, la que tendrá el carácter de orgánica constitucional. La concesión minera obliga al dueño a desarrollar la actividad necesaria para satisfacer el interés público que justifica su otorgamiento. Su régimen de amparo será establecido por dicha ley, tenderá directa o indirectamente a obtener el cumplimiento de esa obligación y contemplará causales de caducidad para el caso de incumplimiento o de simple extinción del dominio sobre la concesión. En todo caso dichas causales y sus efectos deben estar establecidos al momento de otorgarse la concesión.

Será de competencia exclusiva de los tribunales ordinarios de justicia declarar la extinción de tales concesiones. Las controversias que se produzcan respecto de la caducidad o extinción del dominio sobre la concesión serán resueltas por ellos; y en caso de caducidad, el afectado podrá requerir de la justicia la declaración de subsistencia de su derecho.

El dominio del titular sobre su concesión minera está protegido por la garantía constitucional de que trata este número. (...)”.

As principais autoridades mineiras no Chile são o Ministério de Minas, responsável pela formulação, execução e avaliação das políticas públicas de mineração e promoção geral da indústria, o Serviço Nacional de Geologia e Mineração (Sernageomin), responsável por gerar, manter e divulgar informações básicas geologia e recursos geológicos e para regular e monitorar o cumprimento dos regulamentos de mineração em matéria de segurança, propriedade e planos de fechamento de mina. Outro órgão público relevante é a Comissão Chilena do Cobre, que assessora o governo em políticas, estratégias e ações que contribuem para o desenvolvimento da indústria e zela pelos interesses do Estado em suas mineradoras.

Concessões Mineiras

No Chile há dois tipos de concessões mineiras, exploração e exploração (ou *pertenencia*), e ambas são outorgadas por meio de um processo judicial, conforme previsto pelo art. 24 da Constituição do Chile, Código de Mineração e Regulamento do Código (CHILE, 1980). Além disso, o Chile, assim como o Brasil, utiliza o princípio da prioridade na concessão mineira, ou seja, tem prioridade pela concessão aquele que primeiro requerer, havendo exceção nos casos de sobreposição com outras concessões já requeridas ou outorgadas, não permitindo a intervenção de terceiros. Dessa forma, esse princípio é destacado pelo art. 41 do Código de Mineração do Chile (CHILE, 1983). Conforme segue:

Artículo 41 - Tendrá preferencia para constituir la pertenencia quien primero presente la manifestación. Cuando ésta se haga en uso del derecho que otorga una concesión de exploración vigente se expresará así en la manifestación, y sólo en tal caso se tendrá como fecha de presentación de ella la del pedimento respectivo.

Al titular de la manifestación que primero haya sido presentada, o de la manifestación que se tenga por presentada primero, se le presumirá descubridor, salvo que haya habido fuerza o dolo para anticiparse a presentar pedimento o manifestación o para retardar la presentación del que realmente descubrió primero.

Si una persona presenta pedimento o manifestación sobre terrenos respecto de los cuales ejecuta trabajos de minería por orden o encargo de otra, la presentación se entenderá hecha por ésta. Igual efecto se producirá en favor del que realmente descubrió primero, cuando se haya usado la fuerza o el dolo a que se refiere el inciso anterior.

A concessão de exploração se resume na execução da prospecção mineral em campo com o intuito de identificar os corpos mineralizados e converter recursos em reservas minerais. Após a definição da jazida, a sequência do rito processual prevê a outorga da concessão de exploração, sendo essa a extração do minério propriamente dita.

Com relação ao prazo de validade dos títulos minerários, as concessões mineiras de exploração têm um prazo legal de dois anos, podendo ser solicitada prorrogação pelo titular, antes de expirar o prazo de vigência, por no máximo mais dois anos com renúncia de metade da área. No caso das concessões de exploração, elas têm prazo indeterminado. Ambos os tipos de concessões devem pagar uma taxa anual de mineração regulamentada por lei. Se essa taxa não for paga pontualmente e integralmente, a concessão entra em processo judicial, no qual pode ser leiloada ou declarada vencida. Exceto pelo pagamento desta taxa, não há outro pagamento e nenhum investimento mínimo ou exigência de trabalho necessário para manter o título sobre as concessões de mineração no Chile.

De forma geral qualquer pessoa física ou jurídica, pode obter concessões para explorar ou explorar substâncias metálicas, não metálicas e fósseis localizadas na área da concessão em questão, com exceção para hidrocarbonetos líquidos ou gasosos, lítio, depósitos de qualquer

tipo localizados em águas marítimas sob jurisdição nacional chilena, que não podem ser acessados por túneis e depósitos de qualquer tipo total ou parcialmente localizados em áreas classificadas por lei de importância para a segurança nacional com efeitos de mineração, que possuem legislação específica (GALINDO et al., 2020). Essas concessões (exploração ou exploração) podem estar sujeitas a qualquer contrato válido e podem ser livremente transferidas, atribuídas e oneradas.

A exploração ou exploração de substâncias minerais que não podem ser objeto de concessão mineira podem ser executadas pelo Estado chileno, por suas empresas, podem ser objeto de concessões administrativas ou acordos especiais, nos termos e condições estabelecidos por Decreto.

As concessões são bens imóveis, distintos da propriedade do terreno, protegidos segundo a Constituição chilena por um direito de propriedade, que pode ser executado contra o Estado chileno ou qualquer terceiro, tendo seu titular todos os recursos legais disponíveis nos termos lei para proteger este direito de propriedade. Em algumas situações regulamentadas por lei, o estado pode expropriar concessões de mineração em um processo judicial, pagando uma compensação justa de mercado ao seu proprietário (CHILE, 1980).

No que se refere ao que foi supracitado com relação a dualidade de propriedade dos direitos minerários/superficial (solo) e tipos de concessões no Chile, conforme exposto pelo Código de Mineração chileno (CHILE, 1983), temos:

Art. 2º - La concesión minera es un derecho real e inmueble; distinto e independiente del dominio del predio superficial, aunque tengan un mismo dueño; Componible al Estado y a cualquier persona; transferible y transmisible; susceptible de hipoteca y otros derechos reales y, en general, de todo acto o contrato; y que se rige por las mismas leyes civiles que los demás inmuebles, salvo en lo que contraríen disposiciones de la ley orgánica constitucional o del presente Código.

La concesión minera puede ser de exploración o de explotación; esta última se denomina también pertenencia. Cada vez que este Código se refiere a la o las concesiones, se entiende que comprende ambas especies de concesiones mineras.

No que se refere a outorga dos títulos minerários, os arts. 34 a 40 do Código de Mineração do Chile (CHILE, 1983) especificam a forma que deve ser outorgadas as concessões mineiras pelo Poder Judiciário chileno. Dessa forma, temos:

Artículo 34 - Las concesiones mineras se constituyen por resolución judicial dictada en un procedimiento no contencioso, sin intervención decisoria alguna de otra autoridad o persona.

Al procedimiento de constitución de la concesión minera no le será aplicable lo dispuesto en los artículos 92 y 823 del Código de Procedimiento Civil, y toda cuestión que se suscite durante su tramitación se substanciará en juicio separado, sin suspender su curso. El juez, de oficio, podrá corregir los errores que observe en la tramitación, salvo que se trate de actuaciones

Estudo da Legislação Brasileira e Chilena à Luz do Direito Minerário

viciadas en razón de haberse realizado éstas fuera del plazo fatal indicado por la ley.

Lo dispuesto en el inciso anterior es sin perjuicio de lo establecido en los artículos 61 a 70 y en el artículo 84.

Artículo 35 - El procedimiento de constitución de la concesión minera se inicia con un escrito que para la concesión de exploración se denomina pedimento y, para la de explotación, manifestación.

Artículo 36 - No será necesario designar abogado patrocinante ni conferir mandato judicial en el pedimento, la manifestación y el escrito en que se subsanen los defectos a que se refiere el inciso primero del artículo 49, sin perjuicio de cumplirse tales exigencias en la primera presentación posterior a aquéllas.

Artículo 37 - Será competente para intervenir en la gestión de constitución de las concesiones el juez de letras en lo civil que tenga jurisdicción sobre el lugar en que esté ubicado el punto medio señalado en el pedimento, o el punto de interés indicado en la manifestación.

Artículo 38 - El error en que se incurra al presentar pedimento o manifestación ante un juez que sea incompetente en razón del territorio, no afectará su validez, siempre que en el punto medio indicado en el pedimento o en el punto de interés señalado en la manifestación, los respectivos territorios jurisdiccionales no estén clara y debidamente deslindados por líneas naturales u ostensibles.

Artículo 39 - Cualquiera podrá pedir o manifestar a nombre de otro aunque no sea su mandatario y sin que deba sujetarse a las disposiciones del inciso tercero del artículo 6° del Código de Procedimiento Civil; sin perjuicio de que el interesado deberá ratificar ante el secretario lo obrado por el agente, dentro del plazo de treinta días, contado desde la presentación del pedimento o la manifestación.

Artículo 40 - No afectará la validez de un pedimento o de una manifestación la circunstancia de comprender terrenos ya manifestados o ya pedidos, sin perjuicio de los derechos preferentes a que haya lugar.

Um outro ponto relevante com relação a outorga das concessões é que conforme art. 36 do Código de Mineração do Chile, mesmo sendo a outorga um procedimento que tramita junto ao Poder Judiciário, não será necessário designar advogado (CHILE, 1983).

No Chile os mineradores ao serem detentores de concessões devem pagar uma taxa anual por hectare, tanto no caso de concessões de exploração quanto no de concessões de exploração. O não pagamento pode acarretar perda da concessão por meio de leilão ou caducar em processo judicial (CHILE, 1983).

O Código de Mineração também regula sobre diferentes tipos de licenças que são necessárias para conduzir certas atividades de mineração em áreas sensíveis. Além dessas licenças, existem várias licenças municipais e setoriais que podem ser aplicadas às atividades de mineração, que dependerão de sua natureza e características. Porém, na maior parte dos casos, a principal licença exigida é a licença ambiental, também denominada no Chile de Resolução de Qualificação Ambiental. Essa licença é concedida pelo órgão ambiental após um processo de avaliação ambiental, no qual todos os entes públicos com competência ambiental participam de forma centralizada e são realizadas consultas a todas as comunidades relacionadas e indígenas, quando aplicável.

Os tribunais chilenos também reconhecem o direito indígena às terras, bem como o direito à água, com base na posse ancestral do território. Dessa forma, é muito importante para um projeto de mineração avaliar de forma prévia se o local onde está previsto o seu desenvolvimento está localizado em áreas com comunidades indígenas. Além disso, o Chile é membro do Sistema Interamericano de Proteção dos Direitos Humanos, portanto qualquer pessoa ou comunidade pode recorrer à Comissão e à Corte Interamericana para denunciar a violação de seus direitos pelo Estado chileno. Vale destacar que o Chile foi levado a este sistema por algumas comunidades indígenas, alegando que a autorização ambiental do Estado para projetos de mineração em seus territórios violava seus direitos humanos (GALINDO et al., 2020).

A falta de apoio da comunidade, principalmente no que se refere às questões ambientais, tem sido uma fonte de judicialização e atraso para projetos de mineração nos últimos anos no Chile. Como tal, a indústria de mineração tem dedicado esforços importantes na obtenção/manutenção de licenças sociais.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho tem o intuito de apresentar os aspectos mais relevantes no âmbito do direito minerário comparado das legislações de Brasil e Chile, sendo realizada uma revisão por meio do estudo comparado entre os dois Países.

Dessa forma, percebe-se que ambos os países possuem o mesmo entendimento sobre a dualidade de propriedade, ou seja, o direito do subsolo é distinto dos direitos sobre a superfície, sendo também os Estados proprietários de todos os recursos minerais existentes no subsolo. O aproveitamento das jazidas minerais nos dois países dá-se sob regime de concessão. Além disso, nos dois países a mineração é considerada atividade de utilidade pública e aderem ao regime de prioridade para os requerimentos. Outro ponto relevante é que como no Brasil, a balança comercial da mineração no Chile é extremamente relevante para a balança comercial do próprio país, sendo esse setor um grande gerador de empregos nos dois países. Vale destacar também que tanto no Brasil quanto no Chile, há uma “Taxa Anual por Hectare”, só que no Brasil essa taxa é cobrada apenas na vigência do Alvará de Pesquisa, já no Chile é cobrada tanto na vigência da concessão para exploração quanto para exploração.

No Brasil, o aproveitamento dos recursos minerais se dá em seis formas diferentes, a saber: Regime de Concessão, Regime de Autorização, Regime de Licenciamento, Regime de Permissão de Lavra Garimpeira, Registro de Extração e Regime de Monopolização, enquanto no Chile, somente existe um duplo título, a Concessão Mineira e este sendo distinguida apenas

Estudo da Legislação Brasileira e Chilena à Luz do Direito Minerário

quanto a fase de pesquisa ou de lavra (exploração e exploração, respectivamente), diferentemente do Brasil que necessita de uma autorização própria para efetivação das pesquisas minerais denominado de alvará de pesquisa.

Com relação a outorga dos títulos minerários, enquanto no Brasil os títulos são criados por atos da ANM ou MME, no Chile eles são gerados por intermédio de decisões do Poder Judiciário.

REFERÊNCIAS

ANM - Agência Nacional de Mineração. **Anuário Mineral Brasileiro: principais substâncias metálicas** / Agência Nacional de Mineração; coordenação técnica de Marina Dalla Costa. – Brasília: ANM, 2020. 30 p.

BRASIL. **Decreto-Lei nº 227, de 28 de fevereiro de 1967**. Dá nova redação ao Decreto-lei nº 1.985, de 29 de janeiro de 1940. (Código de Minas). Brasília, Casa Civil: Centro Gráfico, 1967.

BRASIL. **Lei nº 6.567, de 24 de setembro de 1978**. Dispõe sobre regime especial para exploração e o aproveitamento das substâncias minerais que especifica e dá outras providências. Brasília, Casa Civil: Centro Gráfico, 1978.

BRASIL. **Constituição da República Federativa do Brasil**. Brasília, DF: Presidência da República, 1988.

BRASIL. **Lei nº 7.805, de 18 de julho de 1989**. Altera o Decreto-Lei nº 227, de 28 de fevereiro de 1967, cria o regime de permissão de lavra garimpeira, extingue o regime de matrícula, e dá outras providências. Diário Oficial da União, Brasília, DF, 1989.

DNPM – Departamento Nacional da Produção Mineral. **Portaria nº 155, de 12 de maio de 2016**. Diário Oficial da União, Brasília, DF, 2016.

BRASIL. **Lei nº 13.575, de 26 de dezembro de 2017**. Cria a Agência Nacional de Mineração (ANM); extingue o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM); altera as Leis nº 11.046, de 27 de dezembro de 2004, e 10.826, de 22 de dezembro de 2003; e revoga a Lei nº 8.876, de 2 de maio de 1994, e dispositivos do Decreto-Lei nº 227, de 28 de fevereiro de 1967 (Código de Mineração). Diário Oficial da União, Brasília, DF, 2017.

BRASIL. **Decreto Federal nº 9.406/2018**. Regulamenta o Decreto-Lei nº 227, de 28 de fevereiro de 1967, a Lei nº 6.567, de 24 de setembro de 1978, a Lei nº 7.805, de 18 de julho de 1989, e a Lei nº 13.575, de 26 de dezembro de 2017. Brasília: Atos do Poder Executivo, 2018.

CHILE. **Constitución Política de la República de Chile**. Diario Oficial. Santiago, 1980. Disponível em: <https://www.bcn.cl/leychile/constituciones>. Acesso em: 07/03/21.

CHILE. **Lei nº 18.248, de 26 de setembro de 1983.** Código de Minería do Chile. Diário Oficial. Santiago, 1983. Disponível em: <<https://www.bcn.cl/leychile/navegar?idNorma=29668>>. Acesso em: 07/03/21.

GALINDO, I. B.; BARRUETO, J. T; GALINDO, M. B. Chile. In: LA FLÈCHE, E. R. **The Mining Law Review**. 9. ed. Derbyshire: Encompass Print Solutions. 2020. p. 304.

SION, A.O. Brazil. In: LA FLÈCHE, E. R. **The Mining Law Review**. 9. ed. Derbyshire: Encompass Print Solutions. 2020. p. 304.

Capítulo 2

Petrografia e microtectônica das rochas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana – Superterreno Central da Faixa Ribeira – noroeste do estado do Rio de Janeiro

André Victor da Silva Corrado¹, Rodson de Abreu Marques², Karoliny Gusso Conte¹, Gabriel Gomes da Silva¹, Edgar Batista de Medeiros Junior³, Cláudia dos Santos², Guilherme Rodrigues Marangon¹, Heitor de Freitas Valle¹, Flávia Compassi da Costa²

RESUMO. A área de estudo está inserida no Domínio Cambuci (Superterreno Central), Setor Central da Faixa Ribeira localizada, no município de Bom Jesus do Itabapoana (estado do Rio de Janeiro). O presente trabalho apresenta a caracterização petrográfica de metabasitos, mármores e granitoides do Domínio Cambuci. O estudo se torna importante devido à diversidade de litologias presentes e a escassez de dados petrográficos. As unidades descritas nesse trabalho são denominadas de: Granada-Biotita Gnaissé Milonítico, que possui características microtectônicas como a geração de subgrãos e separação por rotação em grãos de quartzo evidenciando metamorfismo dinâmico; Leucogranito Gnaissificado (diatexitó), o qual é resultado de um estágio avançado de anatexia e apresenta características de recristalização estática, tais como junções tríplexes. O mármore apresenta como paragênese mineral: calcita/dolomita + olivina + serpentina + diopsídio + clinohumita, a qual ocorre comumente associada a zonas de metamorfismo de contato entre dolomitos/calcários e rochas plutônicas félsicas; os metabasitos apresentam paragênese: paragênese: plagioclásio + hornblenda + clinopiroxênio + biotita + quartzo, e feições microtectônicas como extinção ondulante, grãos de quartzo estirados e junções tríplexes. Os Leucogranitos Gnaissificados, pertencem a Suíte São João do Paraíso, são granitoides sin-tectônicos, ou seja, metamorfisados em alto grau que atingiram estágios parciais de fusão. Observa-se para esta litologia que houve recristalização estática dos feldspatos formando agregados poligonais indicando que a deformação ocorreu sob condições de alta temperatura. Os dados petrológicos contribuem para o entendimento da evolução da Faixa Ribeira.

PALAVRAS-CHAVE. Domínio Cambuci; Faixa Ribeira; Microtectônica; Petrografia.

INTRODUÇÃO

A área de estudo localiza-se na região noroeste do estado do Rio de Janeiro, no município de Bom Jesus do Itabapoana, e está inserida no contexto geotectônico da Faixa Ribeira. A área alvo abrange uma diversidade litológica das rochas do Domínio Cambuci (Superterreno Central da Faixa Ribeira), mais especificamente as rochas paraderivadas e metabasitos associados do Grupo Bom Jesus do Itabapoana e leucocharnockitos da Suíte São João do Paraíso, além de granitoides cinzas, diques e stocks graníticos tardios, como relatados ^{1 2 3} **Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO/EM/UFOP) – Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil.**

Petrografia e microtectônica das rochas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana – Superterreno Central da Faixa Ribeira – noroeste do estado do Rio de Janeiro

por Tupinambá et al. 2007 e Duarte et al. 2012a. O estudo torna-se relevante pois ainda há escassez de dados geológicos para a região, principalmente de petrologia. O objetivo geral deste trabalho é auxiliar no entendimento dos processos de magmatismo, deformação e metamorfismo no contexto do Superterreno Central, no Domínio Cambuci, a fim de identificar as principais litologias, estruturas e ocorrências minerais. Na região de estudo, além da grande diversidade de litologias presentes há uma relação estrutural, litológica e geotectônica entre as Faixas Ribeira e Araçuaí. Tais características são referentes à complexa compartimentação tectônica e estratigráfica, durante o Neoproterozoico e relacionadas à orogenia Brasiliana-Panafricana juntamente aos processos de magmatismo e deformações envolvidos. Portanto, o estudo torna-se necessário pois os demais trabalhos da região são de escala regional ou com foco em outras áreas da geologia, com isso, ainda há uma escassez de dados geológico, sobretudo, com respeito a seus aspectos petrológicos e microtectônicos.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

Bom Jesus do Itabapoana é um município localizado no noroeste do estado do Rio de Janeiro, fazendo divisa com o estado do Espírito Santo. Segundo dados existentes no site da prefeitura municipal, suas coordenadas geográficas são: Latitude: 21° 8' 23" Sul, Longitude: 41° 39' 48" Oeste. O município possui uma altitude de 88 metros, e área de 598,84 quilômetros quadrados, subdividida em uma sede (Bom Jesus do Itabapoana) e seis distritos, Rosal, Calheiros, Carabuçu, Pirapetinga de Bom Jesus, e Serrinha. O município faz parte da Mesorregião do Noroeste Fluminense e microrregião de Itaperuna. As principais vias de acesso são pela RJ-210, RJ-230 e pela BR-393 (Figura 1).

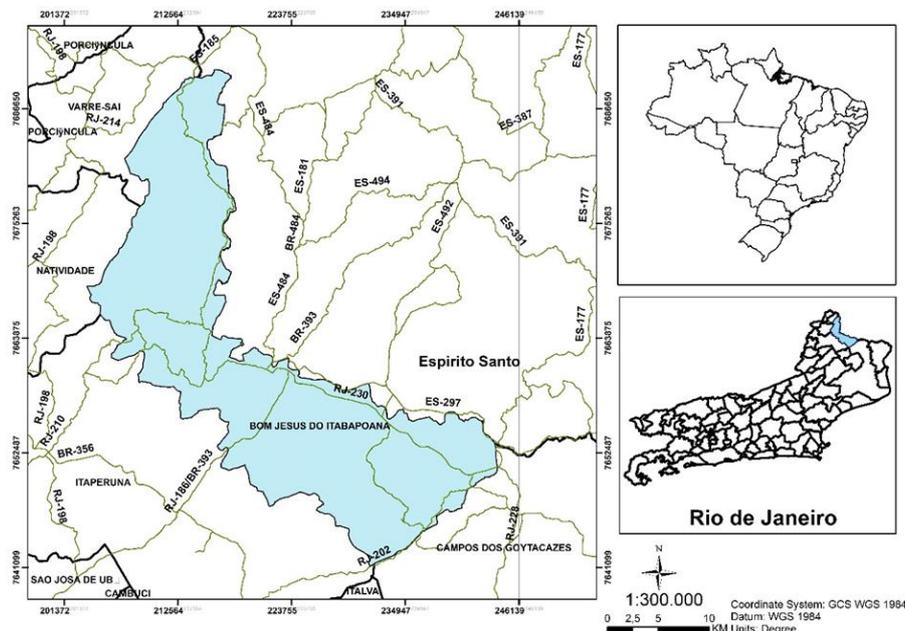


Figura 1. Mapa geopolítico do Estado do Rio de Janeiro destacando o município de Bom Jesus do Itabapoana e o limite da área de estudo (IBGE, 2018) e as principais vias de acessos ao mesmo (DNIT, 2015). Fonte: IBGE (2018) e DNIT (2015).

GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está localizada no noroeste do estado do Rio de Janeiro, e assim, como boa parte da região sudeste do Brasil, insere-se no Sistema Orogênico Araçuaí Ribeira, o qual é fruto da colisão entre os crátons São Francisco/Congo e o Cráton da Angola (ALMEIDA et al., 1981). A Faixa Ribeira, faz parte do contexto geotectônico da Província Mantiqueira (HEILBRON et al., 2004a,b, SILVA et al., 2005).

A Faixa Ribeira foi edificada durante a Orogenia Brasileira-Panafricana que ocorreu entre o Neoproterozóico e o Cambriano (ALMEIDA et al., 1981). Essa faixa compreende quatro terrenos tectonoestratigráficos em direção ao Cráton do São Francisco, Terreno Ocidental; Terreno Paraíba do Sul; Terreno Oriental; Terreno Cabo Frio (HEILBRON et al., 2004).

Dentre os terrenos da Faixa Ribeira, o de interesse neste trabalho era caracterizado como o Terreno Oriental que está dividido em três Domínios Tectônicos distintos (TUPINAMBÁ et al., 1998): Domínio Tectônico Cambuci; Domínio Tectônico Costeiro; Klippe Italva. Mais recentemente, Heilbron et al. (2020) propôs uma nova configuração para a Faixa Ribeira, na qual introduziu o Superterreno Central, que inclui o Domínio Cambuci e os Terrenos Paraíba do Sul e Embu. De acordo com os autores, o Superterreno Central representa o Arco magmático interno, cujo estágio de colisão se deu no Neoproterozoico (ca. 620-595 Ma).

A área de estudo está inserida no contexto do Superterreno Central, incluindo o Dminio Cambuci. Portanto, no presente estudo são de grande interesse: As rochas metapelíticas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana, mármore e rochas calciossilicáticas e metabásicas associadas; leucogranitos/charnockíticos e tonalitos/enderbitos pertencentes a Suíte São João do Paraíso.

Segundo Tupinambá et al. (2007), a Faixa Ribeira (Figura 2) corresponde ao segmento central da Província Mantiqueira, no qual evoluiu antes da abertura do Atlântico Sul, durante a formação de Gondwana Ocidental, ao decorrer do ciclo orogênico neoproterozóico Brasileiro/Pan-Africano (HEILBRON et al., 1995). Resultante do fechamento do Oceano Adamastor devido à convergência do Cráton São Francisco-Congo e parcialmente Rio de la Plata (HEILBRON et al., 1995). Além disso, ocorreu a amalgamação de diferentes terrenos menores como Apiaí, Curitiba ou Juiz de Fora (TUPINAMBÁ et al., 2007).

Os limites da Faixa Ribeira são descritos por vários autores (WIEDEMANN-LEONARDOS et al., 2000; PEDROSA-SOARES&WIEDEMANN-LEONARDOS et al., 2000; HEILBRON et al. 2004a), a norte da Faixa Ribeira se limita pelo Orogeno Araçuaí, mas ainda é bastante questionável e passível a mudanças devido a semelhanças nas unidades litoestratigráficas e falta de estruturas marcantes que demonstre diferentes evoluções tectônicas (ALKMIM et al. 2006; TUPINAMBÁ et al., 2007; PEDROSA-SOARES et al., 2007).

O Grupo Bom Jesus do Itabapoana (DUARTE et al., 2012a) era anteriormente descrito como Unidade Cambuci por Tupinambá et al., (2007). Esse Grupo é constituído pela Unidade Bom Jesus do Itabapoana, anfíbolitos e rochas metaultramáficas, mármore, gnditos, rochas calciossilicáticas, veios de quartzo e pegmatitos (DUARTE et al., 2012a).

Os gnaisses presentes na Unidade Bom Jesus do Itabapoana são caracterizados por serem heterogêneos, podendo ter estruturas, migmatíticas e associados a bandas e lentes de diversas composições, como por exemplo, de rochas calciossilicáticas (DUARTE et al., 2012a). Já os anfíbolitos ocorrem como corpos não mapeáveis e estão geralmente hospedados nos

Petrografia e microtectônica das rochas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana – Superterreno Central da Faixa Ribeira – noroeste do estado do Rio de Janeiro

gnaisse da Unidade Bom Jesus do Itabapoana ou como enclaves nas rochas da Suíte São João do Paraíso (DUARTE et al., 2012a).

As rochas metaultramáficas são predominantemente metapiroxenitos, cuja composição mineral é dada por clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda, mineral opaco e palgioclásio. Podendo ocorrer carbonato como fase secundária. (DUARTE et al., 2012a).

Os Gonditos ocorrem variando em duas cores distintas e ocorrendo em lentes de forma pontual, geralmente hospedadas em gnaisse da unidade Bom Jesus do Itabapoana (DUARTE et al., 2012a). O Mármore ocorre em lentes descontínuas hospedadas em gnaisse da Unidade Bom Jesus do Itabapoana e em camadas maiores. Os melhores afloramentos correspondem a pedreiras. (DUARTE et al., 2012a).

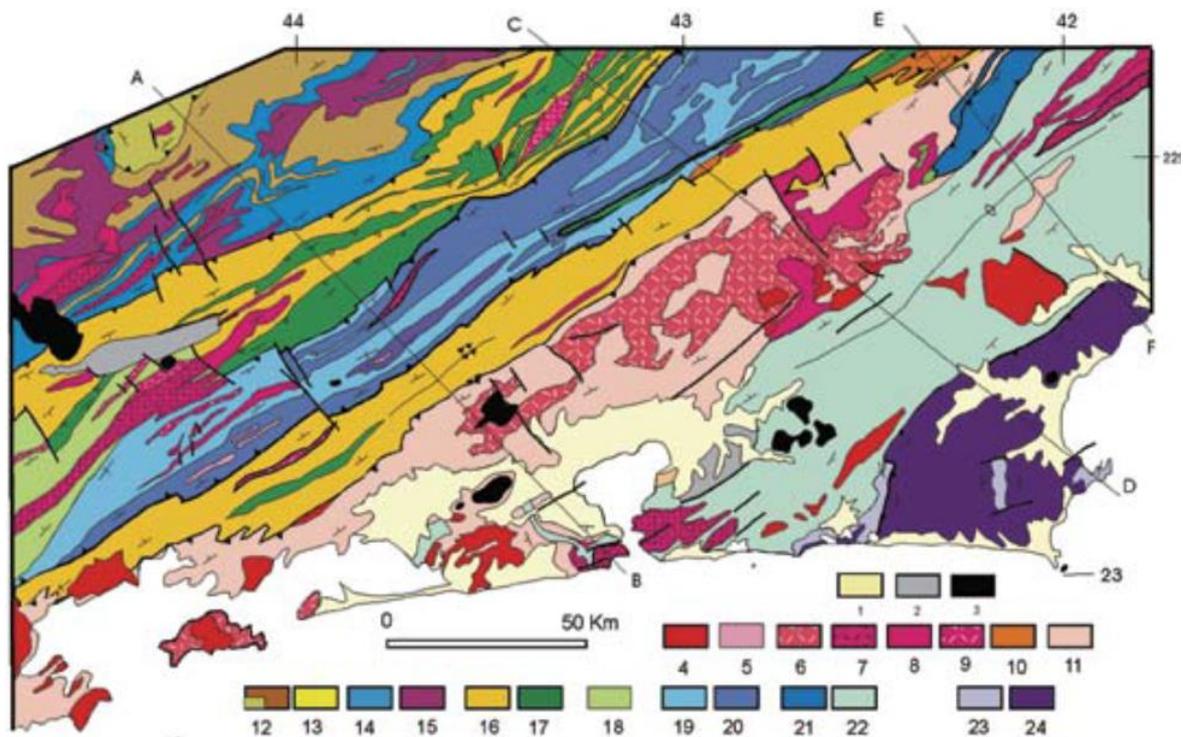


Figura 2. Mapa geológico simplificado da Faixa Ribeira: 1- Sedimentos quaternários, 2- Sedimentos terciários, 3- Rochas alcalinas cretáceas/terciárias, 4- Granitóide Brasileiro sin a pós-colisionais (4-9)- 4-Biotita granitos pós-colisionais (510-480 Ma, G5), 5-Granitos contemporâneos às ZCs D3 (535-520 Ma, G4), 6-granitos e charnockitos tardi-colisionais (ca. 560Ma, G3); 7-Granitos porfiróides sin-colisionais (590-560 Ma); 8-Leucogranitos e charnockitos tipo S ou híbridos sin-colisionais (ca. 580 Ma, G2); granitóides com idade indeterminada (9-10): 9- Hornblenda granito gnaisse; 10-Suítes Anta e São Primo; 11-Arco magmático Rio Negro (790-620 Ma); Terreno Ocidental (12-17): Megassequência Andrelândia (12-14): 12-Sequência Rio do Turvo em fácies granulito de alta P; 13-Sequência Rio do Turvo; 14-Sequência Carrancas; 15-Complexo Mantiqueira; 16-Fácies distais da Megassequência Andrelândia no Domínio Juiz de Fora; 17-Complexo Juiz de Fora; 18-Complexo Embu indiviso; Terreno Paraíba do Sul (19-20): 19- Grupo Paraíba do Sul; 20-Complexo Quirino; Terreno Oriental (21-22): 21-Sucessão metassedimentar Italva; 22-Sucessão metassedimentar Costeiro; Terreno Cabo Frio (23-24): 23-Sucessão Búzios e Palmital; 24-Complexo Região dos Lagos. Fonte: (HEILBRON et al., 2004).

Complexo Serra da Bolívia

As rochas estudadas no presente trabalho não fazem parte do Complexo Serra da Bolívia, que é definido como um complexo plutônico frequentemente gnaissificado, constituído por um conjunto de ortognaisses e ortogranulitos de composições variadas (hornblenda gabronoritos, dioritos e quartzo dioritos; tonalitos, monzodioritos e quartzo- -monzodioritos; e monzogranitos) e ocupa a posição tectono-estratigráfica inferior no Domínio Cambuci, (DUARTE et al., 2012a).

Suíte São João do Paraíso

A Suíte São João do Paraíso é constituída por leucocharnockitos/leucogranulitos charnockíticos a enderbíticos e leucogranitos/leucognaisses graníticos a tonalíticos e as maiores exposições dessas rochas estão na porção basal do Domínio Cambuci e apresentam estruturas prévias, como bandamento e foliação, descontínuas e rompidas, ocorrendo também enclaves de rochas de composições variadas, como por exemplo, anfibolitos, rochas calcissilicáticas, rochas metaultramáficas, biotita gnaisses e granada-biotita gnaisses. (DUARTE et al., 2012a).

O processo de migmatização dos gnaisses e metassedimentos correspondentes ao Grupo Bom Jesus do Itabapoana atingiu o grau de anatexia tão avançado que gerou uma rocha diatexítica contendo ortopiroxênio que foram denominadas de Leucocharnockito São João do Paraíso por Tupinambá et al., (2007) e que posteriormente, foram designados de Suíte São João do Paraíso, por Duarte et al., (2012a).

METODOLOGIA

A metodologia consistiu na consulta bibliográfica e cartográfica, por meio de artigos científicos, livros, dissertações, mapas, e relatórios técnicos. Sendo a Folha Bom Jesus do Itabapoana (SF-24-G-1-2) de escala 1:50000, disponibilizada pelo IBGE, a principal fonte cartográfica, e os trabalhos de (TUPINAMBÁ et al., 2007); (DUARTE et al., 2012a); (MARQUES, 2015) e (CONTE et al. 2018) as principais fontes bibliográficas, as quais auxiliaram no entendimento do contexto geológico da região. Foi realizado o levantamento do acervo de rochas da área alvo, remanescentes de trabalhos anteriores, vinculados a Universidade Federal do Espírito Santo para descrição macroscópica, confecção de lâminas delgadas e posterior descrição. O mapa geológico de Conte et al. (2018) e os pontos das amostras analisadas estão na figura 3.

A etapa de campo teve o intuito de caracterizar cada uma das unidades de interesse e estabelecer relações, coletando-se amostras das diversas litologias presentes. Por fim, as lâminas petrográficas macroscópica e microscopicamente das rochas coletadas. Na descrição de lâminas delgadas, a escala de granulação adotada foi baseada em Winter (2010): granulação fina: < 1 mm de diâmetro; granulação média: 1 – 5 mm de diâmetro; granulação grossa: 5 – 50 mm de diâmetro; granulação muito grossa: > 50 mm de diâmetro). Os aspectos texturais, hábitos e trama seguiram os padrões de rochas faneríticas, de acordo com Winter (2010). Já a definição do índice de cor baseado na quantidade de minerais máficos (hololeucocrática 0-10%, leucocrática 10-35%, mesocrática 35-65%, melanocrática 65-90% e

Petrografia e microtectônica das rochas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana – Superterreno Central da Faixa Ribeira – noroeste do estado do Rio de Janeiro

holomelanocrática 90-100%) é dada de acordo com Le Maitre (2002). A nomenclatura dos granitoides e metagranitoides seguiu o padrão com base nos diagramas QAP proposto por Strekeisen (1974) e as rochas metamórficas foram nomeadas segundo a nomenclatura proposta por Fettes e Desmons (2007).

RESULTADOS

A petrografia das unidades que ocorrem em Bom Jesus do Itabapoana foi descrita microscópica e macroscopicamente, a partir das composições mineralógicas, texturais e microestruturas. As unidades amostradas foram: Granada Biotita Gnaiss Milonítico, Leucogranito Gnaissificado, Mármore, Metabasito e enclaves máficos.

Mapa Geológico de semi-detulhe (1:25000) - Bom Jesus de Itabapoana - RJ

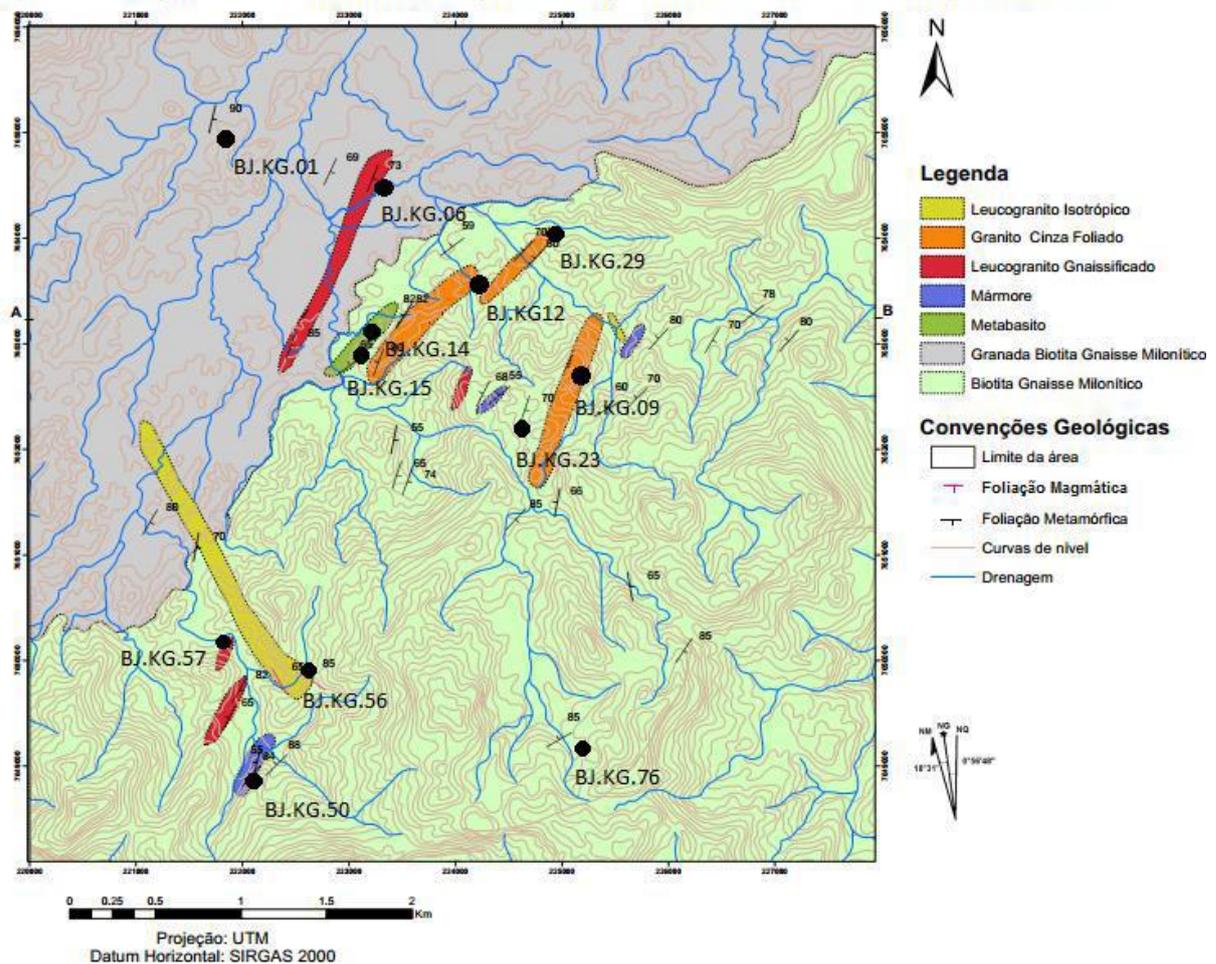


Figura 3. Mapa geológico e de pontos (amostragem em todas as unidades definidas por CONTE, 2015). Fonte: (CONTE, 2015)

Granada Biotita Gnaiss Milonítico

A estrutura da rocha é bandada, separada em níveis félsicos (quartzo-feldspáticos) e bandas máficas (Biotita-granada) de espessura variando entre centimétrica e milimétrica.

Apresenta também feições de milonitização. A composição mineralógica é de aproximadamente, 35 % de quartzo, 35 % de feldspato; 30 % de biotita.

Os grãos de granada são observáveis macroscopicamente. Em geral, a granulação varia entre fina e média, sendo os cristais de feldspatos chegando até 3 centímetros. Há também a ocorrência de quartzos xenoblásticos estirados.

As análises sob o microscópico petrográfico revelam que as amostras são de estrutura bandada, com matriz inequigranular variando de fina a média e porfiroclastos que atingem até 2mm (Figura 4A e 4B). No geral os grãos apresentam formas xenoblástica a idioblástica. A textura é predominantemente granolepidoblástica, evidenciada pelos cristais granulares de quartzo, plagioclásio, K-feldspatos e pela presença e biotita fortemente orientadas em uma direção preferencial (Figura 4C).

Ocasionalmente ocorrem grãos de granada estirada e levemente rotacionada (Figuras 4D e 4E). As microestruturas presentes são *ribbons* de quartzo e estruturas protomiloníticas, como a cominuição de alguns grãos em meio a porfiroclastos de feldspatos. Menos frequentemente observa-se a ocorrência de textura granofírica e mimerquitita (Figuras 04A e 04B), e algumas microestruturas particulares como subgrãos de quartzo, e quartzos estirados (Figuras 04F e 04G) granadas quebradiças e rotação de grãos, além de possuir feições protomiloníticas.

A amostras são compostas por: Quartzo (40%); K-feldspatos (35%); Biotita (10%), Clorita (4%), Granada (6%), Plagioclásio (4%) e minerais opacos (1%). Enquanto a lâmina BJ.KG.76 é composta por: Quartzo (42%); K-feldspatos (20%), Biotita (13%), Granada (7%), Plagioclásio (15%) e minerais opacos (3%). Como minerais acessórios observa-se Zircão e Apatita para ambas as amostras. Como produtos de alteração têm-se saussurita e Sericita.

Leucogranito gnaissificado (Diatextito)

Essa unidade é caracterizada pela heterogeneidade das exposições. Observa-se tanto porções leucocráticas quanto mesocráticas, melonocráticas e ainda por possuir notáveis feições migmatíticas. Essas características evidenciam que as rochas dessa unidade representam um estágio avançado de anatexia, correspondendo, portanto, a um Diatextito.

Em relação às descrições macroscópicas, porções leucocráticas das amostras podem ser descritas como uma rocha de granulação fina a média com porfiroblastos de feldspatos de até 1cm, de estrutura anisotrópica com bandamento composicional milimétrico a centimétrico e composta essencialmente por: Quartzo (35%); Feldspatos (35%) e Biotita (30%). As porções melanocrática são caracterizadas por uma matriz fina de biotita e porfiroblastos quartzo-feldspáticos. A estrutura é anisotrópica e com textura lepidoblástica.

Já a análise microscópica (Figura 5A e 5B) revela que os litotipos (porções leucocráticas) são porfiroblásticos e inequigranulares, com a seguinte composição mineralógica essencial: Quartzo (42%); K-feldspatos (30%); Plagioclásio (16%) e Biotita (12%). Como minerais acessórios foram encontrados, zircão, apatita e minerais opacos. Os Feldspatos da amostra ocorrem de duas formas na lâmina, a primeira como porfiroblastos geralmente plagioclásios ou cristais de ortoclásio triclinizado, ocorrendo em grãos subédricos de granulação média, podendo chegar até 3,5mm (Figura 5C). E na segunda forma, os feldspatos correspondem a matriz da rocha, com granulação fina (0,1 – 0,35mm), ocorrendo como resultado de uma recristalização estática,

Petrografia e microtectônica das rochas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana – Superterreno Central da Faixa Ribeira – noroeste do estado do Rio de Janeiro

evidenciada pelas junções tríplices poliedrais de 120°. O quartzo ocorre apresentando sinais de deformação, pois os mesmos aparecem em forma de ribbons e com extinção ondulante (Figuras 5A e 5B).

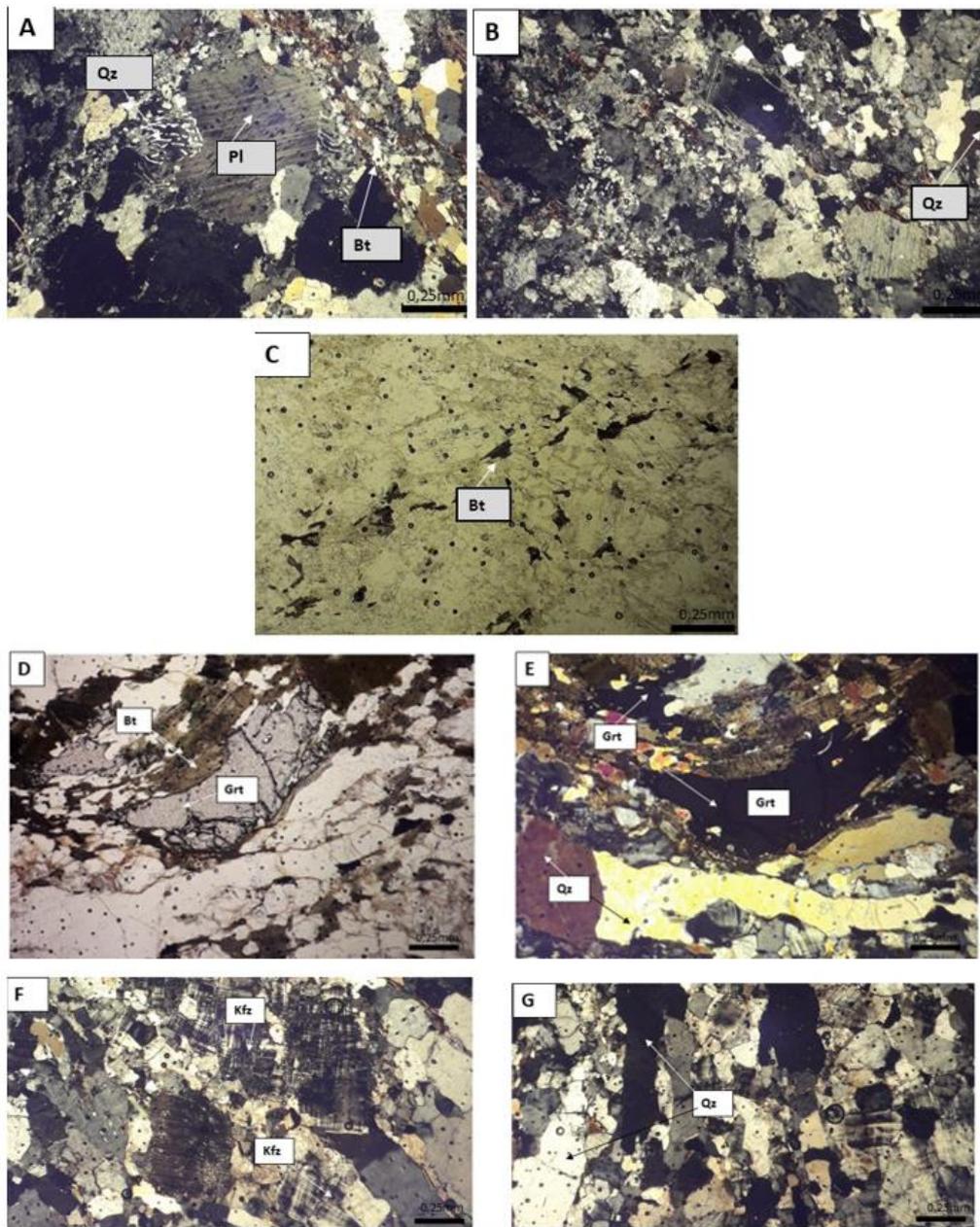


Figura 4. Fotomicrografia da Lâmina BJ.KG.76 (A, B e C) a nicóis cruzados e descruzados em (C), e lâmina BJ.KG.01 em (D), a nicóis descruzados, e (E, F e G), a nicóis cruzados, com objetiva de 4x, evidenciando em: A) Textura granofílica e mimerquitização em (Qz) foliação dada pela orientação da Biotita (Bt) e cristal de plagioclásio (Pl) com contatos interlobados com quartzo; B) ocorrência de grãos diminutos de quartzo (Qz); C) foliação dada pela orientação de biotita (Bt); D) foliação dada pela orientação da Biotita (Bt) a nicóis descruzados, a granada (Grt) apresentando-se fraturada; E) a extinção da granada (Grt) com nicóis cruzados, e o quartzo (Qz) estirado; F) apresenta cristal K-feldspato apresentando macla tartã; G) grão de quartzo (Qz) apresentando-se estirado e fazendo contatos retilíneos com seus adjacentes.

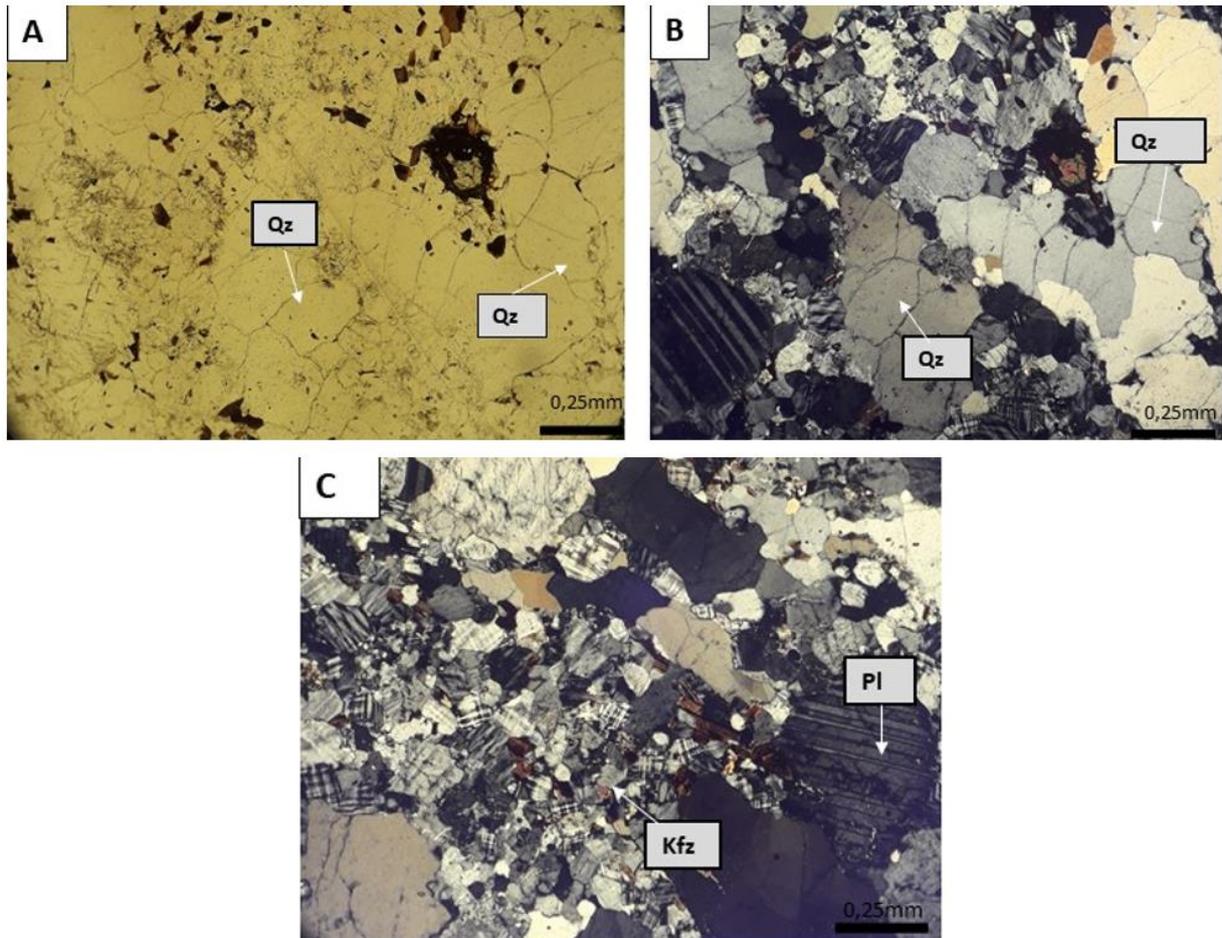


Figura 5. Fotomicrografia da amostra BJ.KG.57a em (A, B, C), objetiva 4x, evidenciando: A) Quartzo (Qz) em forma de Ribbons, a nicois descruzados; B) Quartzo (Qz) em formas de ribbons apresentando extinção ondulante, a nicois cruzados; C) presença da matriz composta principalmente por diminutos cristais de K-feldspatos (Kfz) e porfiblastos de plagioclásio (Pl).

Mármore

O mármore na região é caracterizado por uma rocha de cor branca, inequegranular, com pequenos minerais alaranjados, apresenta estrutura maciça e sua granulação varia de fina a média, e apresenta a textura granoblástica. O mineral constituinte é essencialmente o carbonato podendo ser dolomita e/ou calcita e, quanto aos minerais acessórios, existem finos grãos dispersos de coloração alaranjada, que opticamente foi classificada como clinohumita, um mineral da família das crondroditas. Tupinambá et al., (2007), cita a ocorrência de olivina, diopsído e/ou espinélio para a região de Italva.

Microscopicamente o mármore é inequigranular com granulação variando de fina a média, (0,15 – 3,25mm). Os grãos são idioblásticos a xenoblásticos, de textura invariavelmente granoblástica e estrutura maciça (Figura 6A e 6B). Os contatos entre os grãos minerais ocorrem em grande maioria sendo retilíneos ou lobados, sendo eles: Carbonatos (Caclita/dolomita) com (87%) da amostra, olivina (8%), clinopiroxênio (3%) da amostra e a serpentina ocorrendo no interior dos cristais de olivina, como mineral de alteração, representando 2% da lâmina (Figuras 6C e 6D).

Petrografia e microtectônica das rochas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana – Superterreno Central da Faixa Ribeira – noroeste do estado do Rio de Janeiro

Como mineral acessório, representando menos de 1% da composição mineralógica, pode-se confirmar a hipótese sobre a ocorrência da clinohumita (Figuras 6A e 6B). Ocorre na amostra com granulação fina, e cristais xenoblásticos e apresentam forte pleocroísmo variando entre matizes de laranja e amarelo claro, relevo moderado a alto, e em luz polarizada, apresenta birrefringência com cores de segunda ordem.

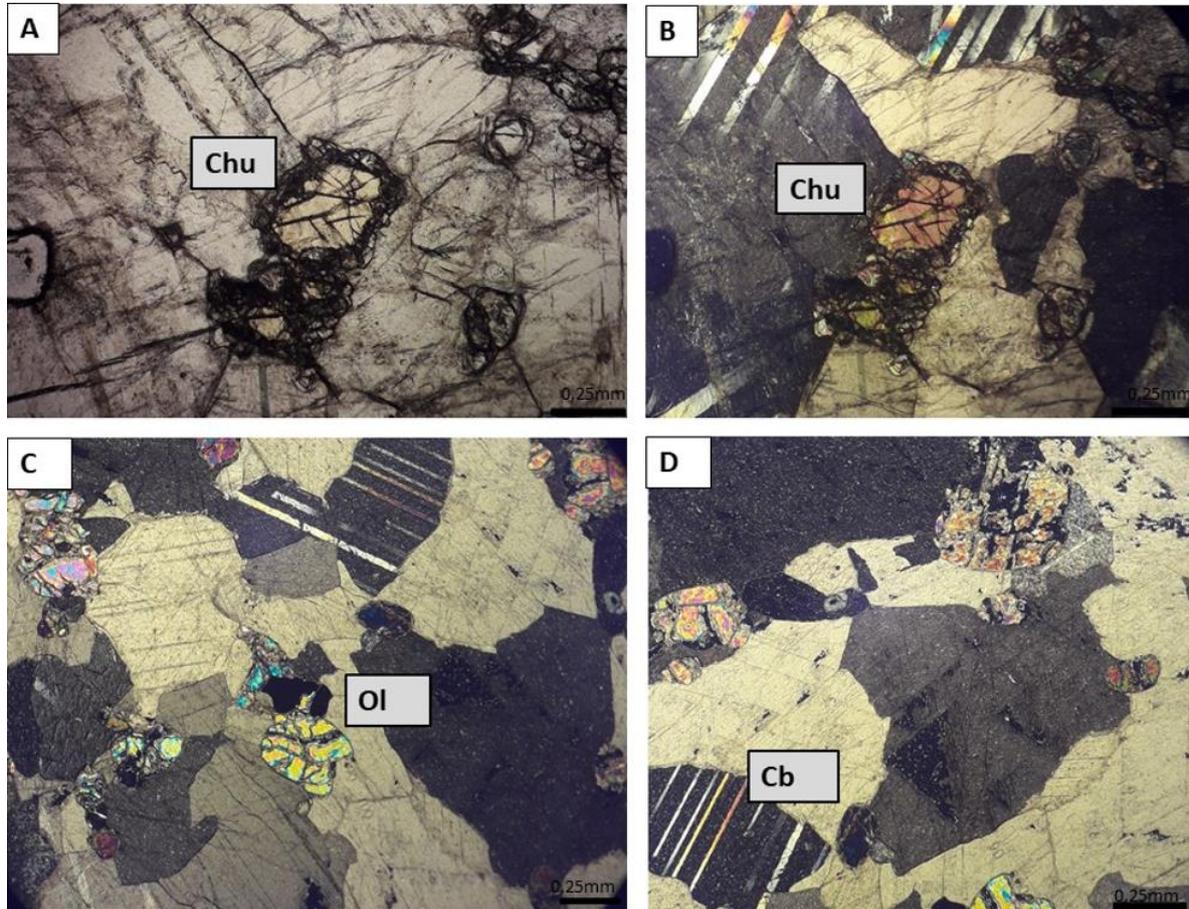


Figura 6. Fotomicrografia (objetiva de 4x), evidenciando: em A) cristal de clinohumita (Chu), a nicóis descruzados; B) cristal de clinohumita (Chu), a nicóis cruzados; C) cristal de olivina (Ol), a nicóis cruzados, e alterando-se para serpentina; D) carbonatos (Cb), a nicóis cruzados.

Metabasitos e Enclaves Máficos

Os metabasitos representam a maior parte dos enclaves estudados. Macroscopicamente são rochas de coloração verde escura a preta, normalmente equigranulares com granulação média. A estrutura é maciça e esporadicamente é pode ocorrer porções bandadas. Apresentam textura granolepidoblástica e nematoblástica. A mineralogia é composta essencialmente por: Anfibólios, feldspatos, biotita e, menos frequentemente, quartzo. Por vezes, ocorrem veios/venulações compostos exclusivamente de quartzo, seguindo a mesma direção preferencial da foliação. Na área de estudo há uma ocorrência de dois níveis: um de coloração verde clara e verde escura, apresentando granulação fina, estrutura maciça e ocorre como uma lente em meio a unidade Granada Biotita Gnaiss.

Associadas aos metabasitos, as rochas calciossilicáticas ocorrem como corpos ovalado de coloração verde escuro a preta com estrutura foliada, e presença de cristais de quartzo alongados. Raramente encontram-se lentes de rochas metaultramáficas.

Microscopicamente as lâminas BJ.KG.06, BJ.KG.14 e BJ.KG.15 são caracterizadas como rochas com porfiroblastos hornblenda e plagioclásio, com a matriz inequigranular variando de fina a média. Os grãos são em sua maioria subdioblásticos, menos frequentemente são xenoblásticos e idioblásticos. Nas amostras é possível observar a textura granolepidoblástica, nematoblástica e granoblástica, além de porções onde ocorre textura poiquilitica. É possível observar ocorrência de junções tríplices em cristais de plagioclásio, indicando recristalização estática a altas temperaturas (700°C), de acordo com Trouw (2005).

Como principal diferença mineralógica entre as amostras, tem se o fato de que apenas na lâmina BJ.KG.15 não foi encontrado clinopiroxênio. Outro fator em comum entre as amostras é o de alteração nos feldspatos, principalmente na lâmina BJ.KG.06, em que se observa nuvens saussuríticas substituindo os grãos. Portanto, a composição de cada lâmina dos metabasitos se deu da seguinte forma:

BJ.KG.06 (Figura 7 A, B, C e D): (27,8%) de Biotita, (24,2%) de Plagioclásio, (23,5%) de Clinopiroxênio, (7,8%) de Hornblenda, (7,8%) de K-feldspatos, (5,3%) de Quartzo, (3%) de minerais de alteração (Sericita) e (0,5%) de minerais acessórios (Titanita).

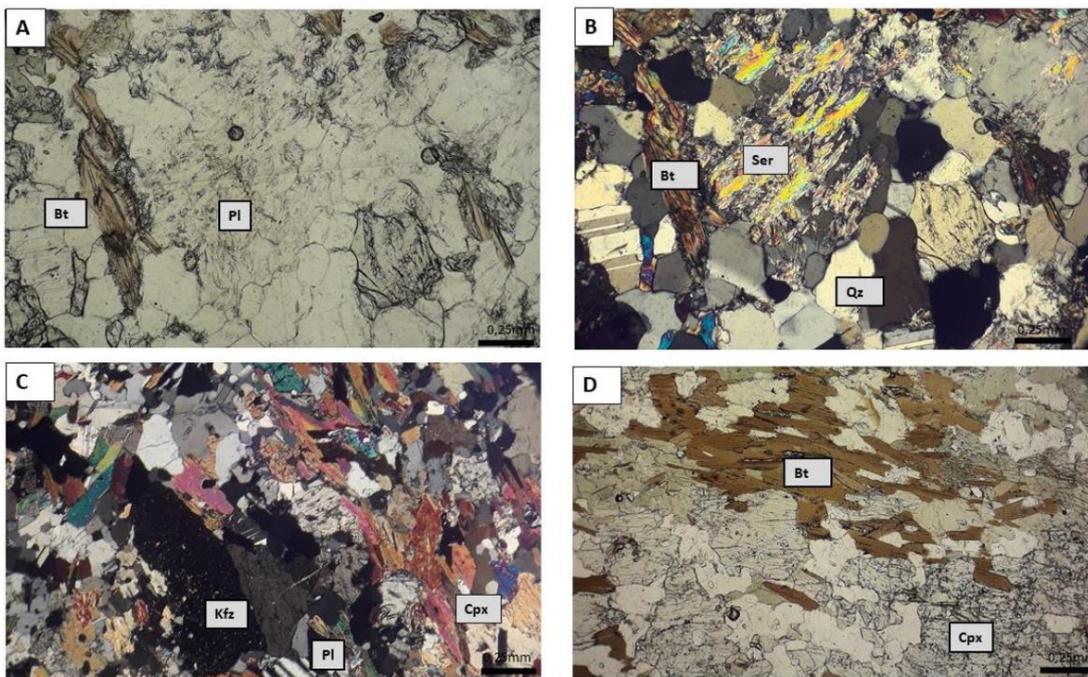


Figura 7. Fotomicrografia de lâmina delgada, amostra BJ.KG.06, evidenciando: A) Biotita (Bt) apresentando orientação preferencial resultando na textura lepidoblástica e o plagioclásio (Pl) rugoso por conta da alteração, a nicois descruzados e (objetiva de 10x; B) alteração avançada do plagioclásio para sericita (Ser), grãos de quartzo (Qz) apresentando-se indeformados, e biotita (Bt) apresentando-se orientada, com nicois cruzados e aumento de 100x; C) cristais clinopiroxênio (Cpx), pequenos cristais de plagioclásio (Pl) com macla polissintética e k-feldspato (Kfz) apresentando geminação carslbad, a nicois cruzados e aumento de 40x; D) grãos idioblasticos de biotita (Bt) com contatos retos, a nicois descruzados e objetiva de 4x.

Petrografia e microtectônica das rochas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana – Superterreno Central da Faixa Ribeira – noroeste do estado do Rio de Janeiro

BJ.KG.14 (Figura 8 A, B e C): Plagioclásio (44%), Hornblenda (18%), Biotita (10%), Clinopiroxênio (14,8%), Quartzo (5,5%), Opacos (5,2%), secundários (2,5%) e como minerais acessórios Titanita e Zircão.

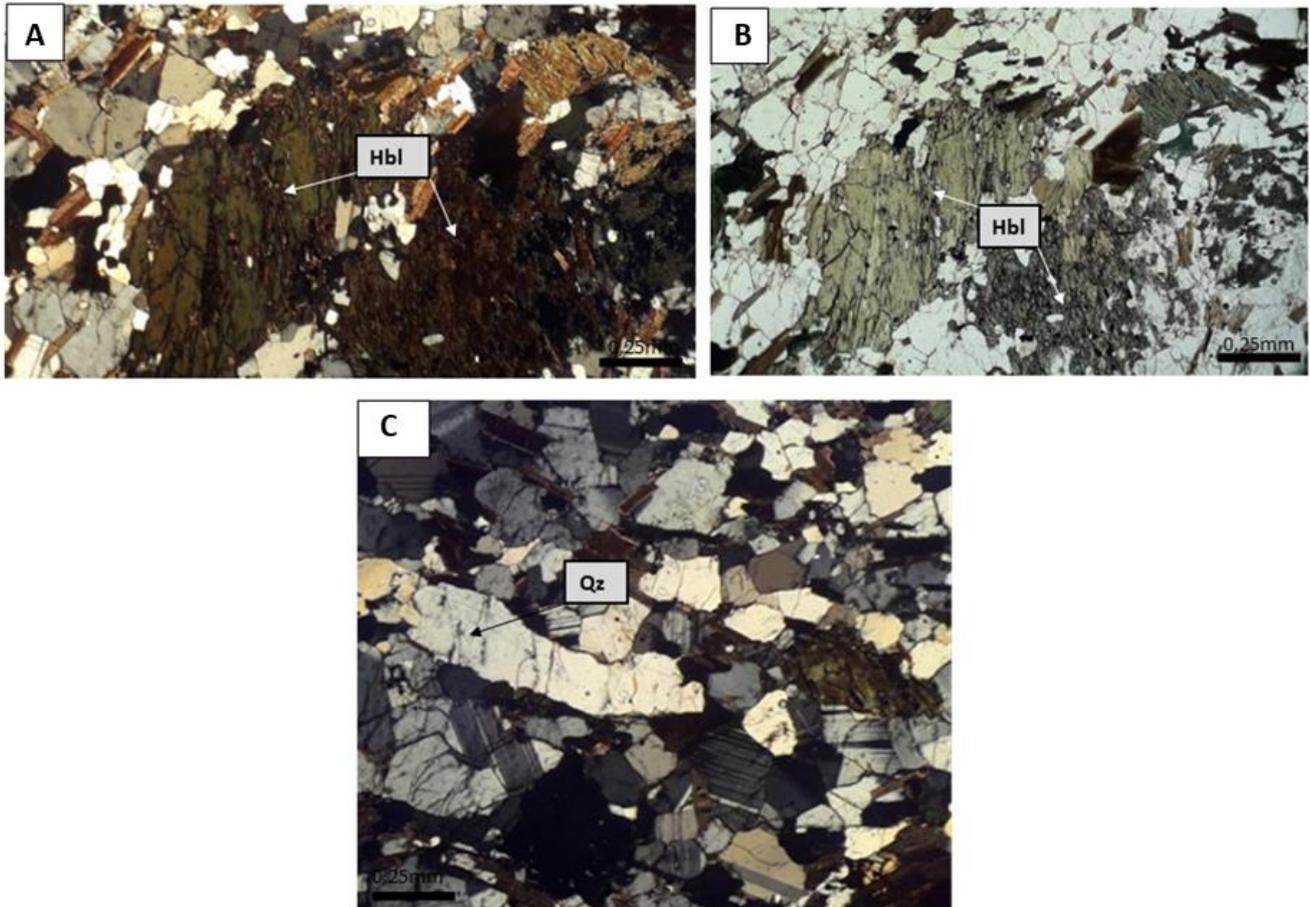


Figura 8. Fotomicrografia de lâmina delgada, amostra BJ.KG.14, evidenciando: E) ocorrência de hornblenda (Hbl) com baixa birrefringência e apresentando extinção oblíqua, a nicóis cruzados e objetiva de 4x, F) cristais de hornblenda (Hbl) com forte pleocroísmo visível pela diferença de cor entre seus próprios cristais, a nicóis descruzados e aumento de 40x; G) presença de quartzo (Qz) estirado e microfraturado sendo o resultado de esforços compressoriais.

BJ.KG.15 (Figura 9 A, B, C e D): Plagioclásio (45,7%), Hornblenda (19,7%), Biotita (18,5%), minerais opacos (9,5%), Quartzo (4,7 %), Titanita (2%). Alguns minerais ainda aparecem como acessórios na rocha, tais como a Apatita e o Zircão com menos de 1% da composição total da rocha.

Microscopicamente as lâminas BJ.KG.03 apresentam-se inequigranular com porfiroblastos de clinopiroxênio, e plagioclásio em estágio avançado de alteração, a amostra apresenta um contato abrupto onde, em um nível, há cristais de clinopiroxênio de granulação fina à média, e em outro, finos cristais de sericita resultado da alteração do plagioclásio. Como mineral acessório há também a ocorrência de titanita subdioblástica e granulação média.

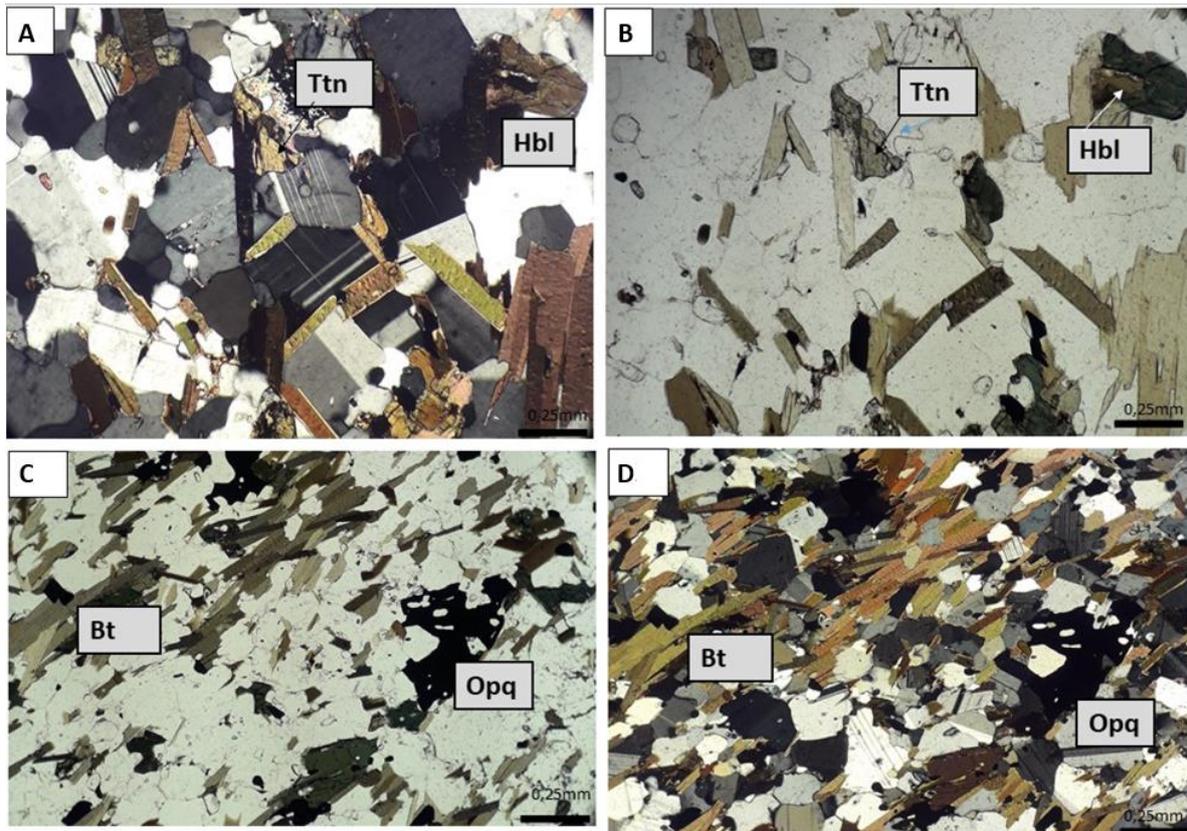


Figura 9. Fotomicrografia de lâmina delgada, amostra BJ.KG.15, evidenciando: H,I) Cristal xenoblástico de titanita (Ttn) e cristal de hornblenda (Hbl) com cores de interferência de segunda ordem, a nicois cruzados e descruzados, respectivamente e objetiva de 4x; J, K) tanto os cristais de biotita (Bt) quanto os minerais opacos (Opq) orientados resultando na textura granolepidoblastica, e os minerais opacos (Opq) ainda apresentam a textura poiquilítica por conta das inclusões de pequenos cristais de quartzo, a nicois descruzados e cruzados respectivamente e objetiva de 4x.

A amostra BJ.KG.29 apresenta-se inequigranular, com granulação fina a média, grãos subdioblásticos ou xenoblásticos com contatos interlobados. A rocha possui a textura nematoblástica por conta da orientação dos clinopiroxênios. Em algumas porções a rocha apresenta grãos de quartzo estirados e apresenta também Recristalização dinâmica por migração de borda de grão, onde a borda do cristal menos deformada forma uma protuberância.

DISCUSSÕES

Marques et al. (2017) e Marques et al. (2021) relataram a presença de rochas metamáficas e metaultramáficas na região que compreende Bom Jesus do Itabapoana (RJ) e São José do Calçado (ES). Os autores relatam a existência de duas paragêneses: (1) Clinopiroxênio Plagioclásio + Hornblenda + Biotita + Quartzo e (2) Clinopiroxênio + Ortopiroxênio + Plagioclásio + Quartzo + Granada (coronítica) + Hornblenda (coronítica). Tal fato concorda com o presente trabalho, que apresenta ocorrência de uma rocha metaultramáfica correspondente ao ponto BJ.KG.03 que apresenta a paragênese: Cinopiroxênio + Plagioclásio + Titanita.

Petrografia e microtectônica das rochas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana – Superterreno Central da Faixa Ribeira – noroeste do estado do Rio de Janeiro

Segundo Marques et al. (2021), utilizando geotermobarômetros convencionais, O Super Terreno Central (Domínio Cambuci) registrou dois eventos metamórficos: M0 (788oC), em metabasitos, e M1 (718-752oC) e 6.62 kbar (metabasitos e paragnaisses). Marques et al. (2017), utilizando o programa THERMOCALC, para as mesmas rochas, obteve resultados com valores de Pressão e temperatura mais elevados que o evento metamórfico principal (M1) do Domínio Cambuci: 858 ± 50 oC, 10.1 ± 1.4 Kbar e 844 ± 44 oC 11.5 ± 2.7 Kbar, se comparados aos geotermômetros convencionais utilizados por Marques et al. (2021).

Os metabasitos no presente estudo ocorrem em conformidade com os apresentados no trabalho do Conte et al. (2018). Trata-se de rochas de coloração verde escura a preta, normalmente equigranulares com granulação variando de fina a média. Estrutura maciça ou bandada e textura granoblástica a nematoblástica, tendo como: paragênese: Plagioclásio + Hornblenda + Clinopiroxênio + Biotita + Quartzo, condizente com a descrita por Marques et al. (2021) e Marques et al. (2017).

A Suíte São João do Paraíso é interpretada como o resultado do processo de migmatização dos gnaisses e metassedimentos do Grupo Bom Jesus do Itabapoana (TUPINAMBÁ et al. 2007 e DUARTE et. al. 2012), ou seja, são rochas geradas a partir da fusão parcial dos gnaisses devido ao metamorfismo de alto grau.

O Leucogranito Gnaissificado, pertencente a Suíte São João do Paraíso, são granitoides sin-tectônicos, ou seja, metamorfisados em alto grau que atingiram a fusão, gerando tais rochas ígneas. Essa unidade foi datada por Marques (2015) pelo método U-Pb laser ablation em zircão com idades por volta dos 610 – 595 Ma.

As unidades Granada Biotita Gnaissé Milonítico, Metabasitos e Mármore podem estar relacionadas ao Complexo Nova Venécia, pois esse complexo é constituído por paragnaisses peraluminoso metamorfismo na transição de fácies anfíbolito-granulito (NOCE et al. 2004, PEDROSA-SOARES et al., 2006, 2007).

A suíte G2 do Araçuaí, é composta por granito do tipo S, estágio sin-colisional que ocorreu entre 580 e 560 Ma. Esta suíte engloba granitos foliados, gnaissificados ou migmatizados (PEDROSA-SOARES et al., 2007, 2011). Esses granitos gnaissificados ou migmatizados podem ser correlacionados com a unidade Leucogranito Gnaissificado descrita por Conte et al. (2018) e entendida como um Diatexito por meio do presente trabalho.

CONCLUSÕES

O trabalho apresenta dados pertinentes que colaboram no entendimento do Superterreno Central da Faixa Ribeira, contribuindo com dados petrológicos e microtectônicos. Como dito anteriormente, a região apresenta uma grande diversidade de conjuntos litológicos como: Granada Biotita Gnaissé Milonítico, Mármore e enclaves de rochas metabásicas, relacionados ao Grupo Bom Jesus do Itabapoana; Leucogranito Diatexítico Gnaissificado, relacionado à Suíte São João do Paraíso.

Pode-se confirmar o alto grau de metamorfismo citado na literatura, facies anfíbolito - granulito, com a geração de rochas diatexíticas e paragênese típica de fácies anfíbolito alto - granulito nos paragnaisses: granada+kfeldspato+quartzo+biotita. Apesar disso tal paragênese por si, não confirma o metamorfismo em facies granulito, pois não foi encontrado sillimanita nem ortopiroxênio. Há também presença de texturas miloníticas e feições microestruturais

típicas de metamorfismo dinâmico, subgrãos e separação por rotação, evidenciadas pelo grande número de zonas de cisalhamento na região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F.F. et al. **Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana.** Precambrian Res., Amsterdã, v. 149, p. 43-64, 2006.

ALMEIDA, F.F.M. de. **O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco.** Simpósio sobre o cráton São Francisco e Faixas Marginais, Salvador, v. 1, p. 1-10, 1981.

CONTE, K. G et al. **Mapeamento geológico de detalhe das unidades graníticas e das rochas paraderivadas da Faixa Ribeira na região de Bom Jesus do Itabapoana, RJ.** In: Oliveira, F.P. et al. Mapeamento Geológico e Geologia Regional - volume 1, 1ed. Alegre: CAUFES, v. 1, p. 35-47. 2018.

DUARTE, B.P et al. **Unidades Litoestratigráficas. Nota explicativa da Folha Itaperuna (SF.24-V-C-I).** Programa Geologia do Brasil, Belo Horizonte: CPRM. 2012a.

DUARTE, B. P. et al. **Mapa Geológico e de Recursos Minerais da Folha Itaperuna 1:100.000 (SF 24-V-C-I).** Programa Geologia do Brasil, Belo Horizonte: CPRM. 2012b.

FETTES, D.; DESMONS, J. **Metamorphics Rocks: A Classification and Glossary of Terms,** Cambridge, Cambridge University Press. 2007. 244 p.

HEILBRON, M. **O Segmento Central da Faixa Ribeira: Síntese Geológica e Ensaio de Evolução Geotectônica,** Tese, Rio de Janeiro, UERJ. 1995. 115p.

HEILBRON, M. et al. **From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil.** In: Geology and Geophysics of Continental Margins, Special Number of International Geophysical Association, Washington DC, American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, v. 115, p. 1-34, 2000.

HEILBRON, M. et al. **Província Mantiqueira.** In: Mantesso Neto, V. et al. Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, São Paulo, Beca. 2004a. 647p.

HEILBRON, M. et al. **Brasiliano Belts in SE Brazil.** Journal of virtual explorer, v. 17, www.virtualexplorer.au. 2004b

HEILBRON, M. et al. **Proterozoic to Ordovician geology and tectonic evolution of Rio de Janeiro State, SE-Brazil: insights on the central Ribeira Orogen from the new 1:400.000 scale geologic map.** Brazilian Journal of Geology, São Paulo, v. 50(2), p. 1-25, 2020.

Petrografia e microtectônica das rochas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana – Superterreno Central da Faixa Ribeira – noroeste do estado do Rio de Janeiro

LE MAITRE, et al. **Igneous Rocks: a classification and Glossary of terms**, Cambridge University Press. 2002.

MARQUES, R.A. **Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geoquímica isotópica (Sr-Nd) dos graníoides do Domínio Cambuci (Terreno Oriental da Faixa Ribeira) na região de Itaperuna, noroeste do estado do Rio de Janeiro**, Tese, Rio de Janeiro, UERJ. 2015. 296 p.

MARQUES, R. A. et al. **Química Mineral e Geotermobarometria (THERMOCALC) de metabasitos do Terreno Oriental (Faixa Ribeira) na Região de Bom Jesus do Itabapoana - RJ**. In: Anais do XVI Congresso Brasileiro de Geoquímica, Armação de Búzios, 2017.

MARQUES, R. A. et al. **Contrasting P-T conditions of Oriental Terrane and Central Superterrane (Ribeira Belt), NW of Rio de Janeiro state, Brazil**. Pesquisas em Geociências (online), v. 48, p. 108-406, 2021.

NOCE, C. M. et al. **Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí orogen, Northern Espírito Santo state, Brazil: Zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data**. Rev. Bras. Geociên., São Paulo, v. 34, p. 587-592, 2004.

PEDROSA-SOARES, A. C.; WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M. **Evolution of the Araçuaí belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil**. In: CORDANI, U. G. et al. Tectonic Evolution of South America. International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 265-285. 2000.

PEDROSA-SOARES, A. C. et al. **Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo**. Geonomos, Minas Gerais, v.14 (2), p. 97-111, 2006.

PEDROSA-SOARES, et al. **Orógeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento 30 anos após Almeida**. Revista Geonomos, São Paulo, v. 15, p 1-16, 2007.

PEDROSA-SOARES, A.C. et al. **Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources**. In: Sial A.N. et al. Granite-Related Ore Deposits. Geological Society, London, Special Publications, v. 350, p. 25-51, 2011.

PEIXOTO, C. A. et al. **Tectonic evolution of the Juvenile Tonian Serra da Prata magmatic arc in the Ribeira belt, SE Brazil: Implications for early west Gondwana amalgamation**. Precambrian Research, Amsterdã, v. 302, p. 221-254, 2017.

SILVA, L.C. et al. **The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-PB geochronology subdivision for the Brasiliano/Pan-Africano systems of orogens.** Precambrian Res., Amsterdã, v. 136, 203-240, 2005.

STRECKEISEN, A. **Classification and nomenclature of plutonic rocks.** Geologische Rundschau, v. 63, p.773-786, 1974.

TROUW, R.A.J. et al. **The central segment of the Ribeira Belt.** In: Cordani, U.G. et al. Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro, p. 287-310, 2000.

TROUW, R.A.J. **Microtectonics,** Springer Science & Business Media, Science. 2005. 382 p. 2005.

TUPINAMBÁ, M. et al. **The Pan-African/Brasiliano arc-related magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geochronological and lithochemical data.** 14th International Conference on basement tectonics, Ouro Preto, p. 12-14, 1998.

TUPINAMBÁ, M. et al. **Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí.** Revista Geonomos, Minas Gerais, v.15 (1), p. 67-79, 2007.

WIEDEMANN-LEONARDOS, C.M. **Arquitetura de Plútons Zonados da Faixa Araçuaí-Ribeira.** Revista Geonomos, Minas Gerais, v. 8 (1), p. 25-38, 2000.

WINTER, J. D. **An introduction to igneous and metamorphic petrology.** 2010. 704 p.

Capítulo 3

Quadro litoestratigráfico e tectônico do arco magmático Rio Doce na porção oriental do Orógeno Araçuaí, entre as localidades de Divino das Laranjeiras e Tumiritinga, leste de Minas Gerais

Carolina Valentim Telles¹; Clayton Ricardo Janoni²

RESUMO. Na região entre os municípios de Tumiritinga e Divino das Laranjeiras, no Leste de Minas Gerais ocorrem rochas do Arco Magmático Rio Doce, que faz parte do Orógeno Araçuaí e tem vergência à oeste para o Cráton do Congo e à Leste para o Cráton São Francisco. O presente trabalho tem como objetivo a caracterização litoestratigráfica e estrutural das rochas das formações (Fm.) Tumiritinga e São Tomé, compostas por xistos provenientes da edificação do Arco e também granitoides que variam de pré- a pós-colisionais com feições de deformação e foliação de fluxo ocorrendo em toda extensão da área, além de gnaisses de Complexo Nova Venécia. Para a confecção do trabalho foi realizado um mapeamento preliminar do local em escala 1:100.000 e como resultados foram obtidos dados de petrografia e geologia estrutural para a geração de dados estatísticos, um mapa e um perfil geológico. Todas essas unidades possuem idade Neoproterozóica relacionadas ao ciclo de orogênese Brasiliana. As fases de deformação foram divididas em fase dúctil e rúptil, na fase dúctil (Dn') foram geradas as foliações, crenulações, bandamento gnáissico, empurrões e as zonas de cisalhamento. Já na fase rúptil (Dn'') foram geradas as fraturas e falhas que dão origem a cavalgamentos de corpos. Todas essas morfologias estruturam o Arco como é conhecido.

PALAVRAS-CHAVE. Grupo Rio Doce; Orógeno Araçuaí; Mapeamento Geológico.

INTRODUÇÃO

O trabalho tem como foco de estudos o contexto geológico do Arco Magmático Rio Doce, entre os municípios de Divino das Laranjeiras e Tumiritinga. A região de estudo abrange as rochas magmáticas pré- a pós-colisionais, denominadas por Pedrosa-Soares e Wiedemann-Leonardos (2000), em supersuítas G1, G2, G3, G4 e G5. Além dos estágios orogênicos, O Orógeno possui os produtos vulcanoclásticos derivados da edificação do arco que deram origem as rochas metavulcanossedimentares do Grupo Rio Doce (GRD), compostas pelas sequências Palmital do Sul, Tumiritinga, São Tomé e João Pinto. Essas rochas ocorrem intercaladas com plútons magmáticos G1 cálcio-alcálicos, derivados do Arco Magmático Rio Doce e provenientes de um estágio pré-colisional (630-580 Ma), no início do Ediacarano. Os produtos são interpretados como de origem de margem ativa. Estruturalmente o GRD apresenta-se deformado por eventos colisionais, tal deformação pode ser observada através de indicadores cinemáticos, foliações S-C, Sn e Sn+1, atitudes de camadas, entre outros componentes. É

Quadro litoestratigráfico e tectônico do arco magmático Rio Doce na porção oriental do Orógeno Araçuaí, entre as localidades de Divino das Laranjeiras e Tumiritinga, leste de Minas Gerais

importante destacar que, existe, na região do arco uma Zona de Inversão Tectônica (ZIT) apresentando vergência ora voltada a oeste ora voltada a leste (NOVO et al. 2018).

A região de interesse foi coberta por mapeamento geológico regional pelas Folhas Gov. Valadares (SE.24-Y-A-IV), Itabirinha de Mantena (SE.24-Y-A-V), Itanhomi (SE.24-Y-C-I) e Conselheiro Pena (SE.24-Y-C-II) em escala 1:100.000 por Oliveira (2000), sendo que a área se encontra na interseção dessas folhas. E, pelos mapas geológicos de Minas Gerais de 2003 pela COMIG-GERAIS, e o mapa do Estado de 2014 além do mapa gerado por Vieira (2007).

O objetivo principal do trabalho é a realização do mapeamento geológico das unidades litoestratigráficas na região de Divino das Laranjeiras até Tumiritinga com a caracterização litoestrutural do Orógeno Araçuaí, com destaque para o Arco Magmático. Entre os objetivos específicos há a realização do mapeamento 1:100.000 da área de estudo, realizar uma análise litológica e da sequência metavulcanossedimentar e propor um modelo tectono-estrutural evolutivo do Arco Magmático Rio Doce. Com isso, a carência por maiores estudos acerca destes compartimentos, segundo um viés tectônico, justifica o presente projeto na investigação quanto a caracterização litoestrutural dos componentes geotectônicos do arco magmático Rio Doce, presentes entre Divino das Laranjeiras e Tumiritinga, no leste do estado de Minas Gerais.

Dentre os trabalhos anteriormente realizados o primeiro registro de caracterização das rochas da região se deu por Barbosa (1960), determinando as rochas pertencentes a “Faixa do Rio Doce”. Após Barbosa, o GRD foi re-hierarquizado algumas vezes, sofrendo mudanças conceituais e litoestratigráficas. Destaca-se Barbosa (1964), Silva (1987), Nalini (1997), Vieira (2001, 2004 e 2007), sendo que em 2006 ocorre a descoberta de rochas metavulcânicas intercaladas nas rochas metassedimentares, permitindo a classificação do GRD como uma sequência metavulcanossedimentar. O trabalho mais recente que se tem como estudo do GRD é de Novo et al. (2018). Nele o GRD é descrito como parte do Arco Magmático Rio Doce, de idade Ediacarana e de margem ativa, além disso as rochas que compõe a supersuíte G1 seriam produtos anteriores ao estágio de sedimentação vulcânica desse Arco Magmático. Tal sedimentação dá origem ao GRD. Novo et al. (2018) classificam o grupo como uma sucessão metavulcanossedimentar e reagrupa as unidades, sendo as Fm. São Tomé e Tumiritinga unidades distais do arco e as Fm. Palmital do Sul e João Pinto unidades proximais do arco. Também é no trabalho do Novo et al. (2018) que se tem a descrição da Zona de inversão de vergência tectônica (ZIT) relacionada com a foliação regional, empurrões e dobras formadas durante o estágio colisional do orógeno Araçuaí. Portanto, o Orógeno Araçuaí é aproximadamente simétrico, com cinturão de dupla vergência na região estudada e transporte tectônico contra ambos os crátons São Francisco e Congo (NOVO et al. 2018).

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo situa-se entre os municípios de Tumiritinga e Divino das Laranjeiras, na região leste do Estado de Minas Gerais sendo também cortada pelo Rio Doce. Abrange uma área de 1029 km². A região fica à aproximadamente 60 Km de Gov. Valadares. Tendo Gov. Valadares como o ponto de referência o principal acesso se dá pela BR-259, sendo utilizada também a LMG-575 e outras estradas secundárias (Fig. 1).

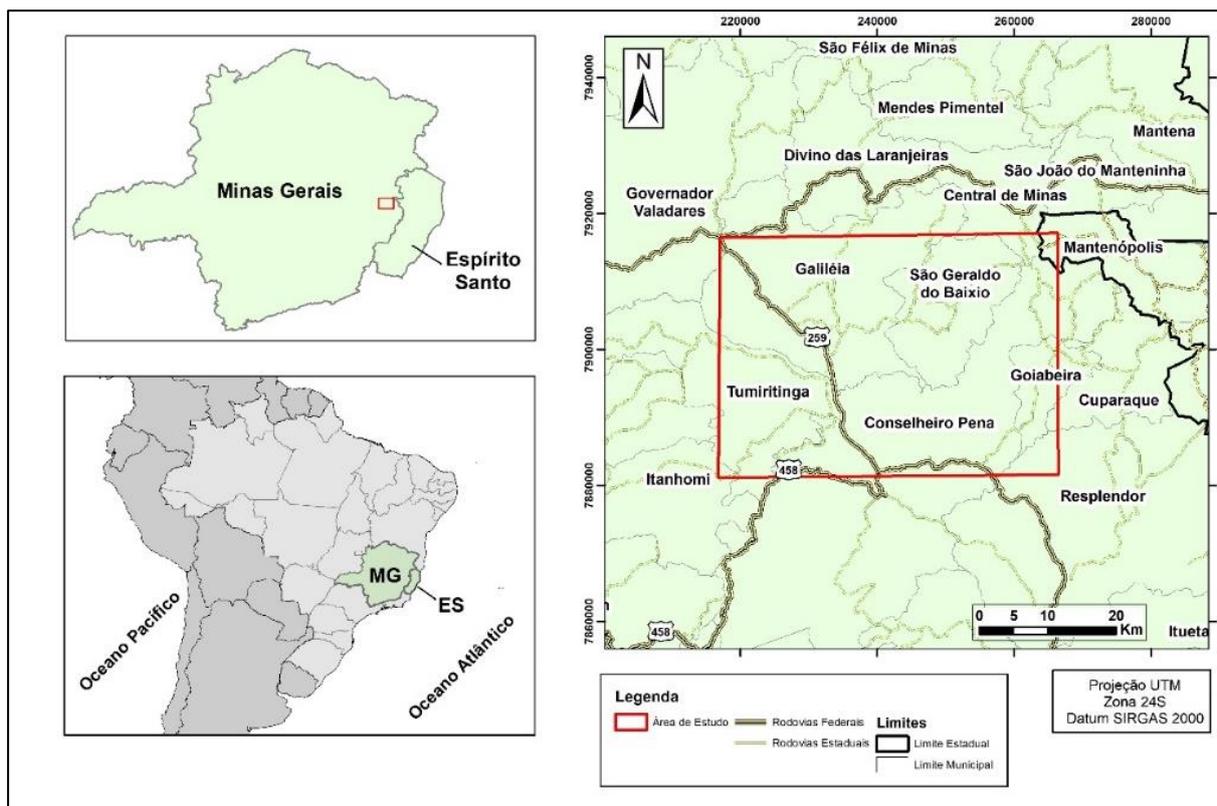


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo no leste de Minas Gerais.

GEOLOGIA REGIONAL

Geotectonicamente pertence ao contexto do Orógeno Araçuaí, compreendido na Província Mantiqueira, sendo importante destacar, na região, a presença de uma zona de inversão tectônica, observadas através de vergência a Oeste para o Cráton do Congo e a Leste para o Cráton São Francisco (NOVO et al. 2018).

A Província Mantiqueira se estende de Sul a Nordeste na Plataforma Sul-Americana, geograficamente encontra-se a Leste dos Crátons São Francisco e Paraná e abrange rochas com formação desde o Neoproterozóico ao início do Paleozoico (HEIBRON et al. 2004). As rochas que compõem a área de estudo estão inseridas no contexto regional do Arco Magmático Rio Doce, de idade Ediacarana, que inclui rochas plutônicas da supersuíte G1 (630-580 Ma) associadas espacialmente com a sucessão supracrustal denominada Grupo Rio Doce (GRD) (NOVO et al. 2018).

O Arco magmático Rio Doce tem como fase antecessora, a formação da bacia de Macaúbas, de margem passiva, formada em fase de divergência com o rifteamento do paleocontinente São Francisco-Congo. Posteriormente, foi dado o fechamento de tal bacia e início de formação do Arco Magmático. A etapa colisional se dá com a colisão das margens opostas da bacia, e é marcada por frentes de empurrão para as zonas cratônicas (PEDROSA-SOARES et al. 2007). É caracterizado como um arco magmático de margem ativa e pode ser subdividido em rochas infracrustais e supracrustais, dentre as rochas infracrustais se tem a supersuíte G1, como uma unidade plutônica do arco, originada no estágio pré-colisional do Orógeno Araçuaí. As unidades supracrustais abrangem os metassedimentos do Grupo Rio Doce

Quadro litoestratigráfico e tectônico do arco magmático Rio Doce na porção oriental do Orógeno Araçuaí, entre as localidades de Divino das Laranjeiras e Tumiritinga, leste de Minas Gerais

(Palmital do Sul, Tumiritinga, São Tomé e João Pinto) e plutonismo associado (NALINI et al. 2005, PEDROSA-SOARES e WIEDEMANN-LEONARDOS 2000, PEDROSA-SOARES et al. 2011, VIEIRA, 2007).

Os estágios Orogênicos revelam a evolução geotectônica, evidenciando os processos que vão desde o rifte continental até a consolidação das massas. O Orógeno Araçuaí registra cinco episódios magmáticos, desde o estágio pré-colisional ao estágio colisional (630 – 580 Ma) até o pós-colisional (530 – 490 Ma) (PEDROSA-SOARES et al. 2007).

O Grupo Rio Doce é uma unidade sedimentar representada por rochas metavulcanossedimentares, compostas por xistos, quartzitos e gnaisses de idade Proterozoica. É formado, da base para o topo, pelas formações: Palmital do Sul, Tumiritinga, São Tomé e João Pinto (VIEIRA, 2007).

A área de estudo compreende as formações Tumiritinga e São Tomé, além de rochas da suíte G1. As unidades inferiores (Palmital do Sul, Tumiritinga e São Tomé) compreendem uma sucessão de xistos pelíticos intercalados com metagrauvas, paragnaisses, rochas calcissilicáticas, e rochas metavulcânicas, seguidas por uma unidade superior principalmente compreendendo quartzitos (Formação João Pinto). Os xistos, são, de fato, rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas ricas em feldspato (VIEIRA et al. 2007).

As Unidades Palmital do Sul do Sul e Tumiritinga são representadas por rochas paraderivadas intercaladas com rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas. Interpretadas como a porção mais proximal do arco. Já a formação São Tomé é formada por rochas mais pelíticas intercaladas com lentes de composições cálcicas, revelando ser de depósitos mais distais. A unidade de João Pinto representa os depósitos fluviais a continentais relacionados aos estágios finais da sedimentação do GRD (NOVO et al. 2018).

A estruturação evidencia duas fases de deformação progressiva, na primeira está impressa a foliação regional e é responsável pelo dobramento centrifugo e a vergência de empurrões predominantemente para oeste. Já a segunda fase deformacional forma zonas de cisalhamento dextrais dúcteis (NOVO et al. 2018).

A compilação dos perfis expõe a Zona de Inversão Tectônica (ZIT) que marca a transição da vergência, de oeste em direção ao Cráton São Francisco e leste em direção ao Cráton do Congo. A ZIT marca a inversão da vergência associada a foliação regional e resulta, como uma resposta do empurrão sin-colisional e empurrão e dobramento ocasionados por uma colisão (NOVO et al. 2018).

A partir do mapeamento realizado na região de Divino das Laranjeiras e Tumiritinga foram individualizadas dez unidades litoestratigráficas, dentre elas uma unidade gnáissica relacionada ao Complexo Nova Venécia, três unidades xistosas pertencentes as formações do Grupo Rio Doce, e seis unidades graníticas pré- a pós-colisionais.

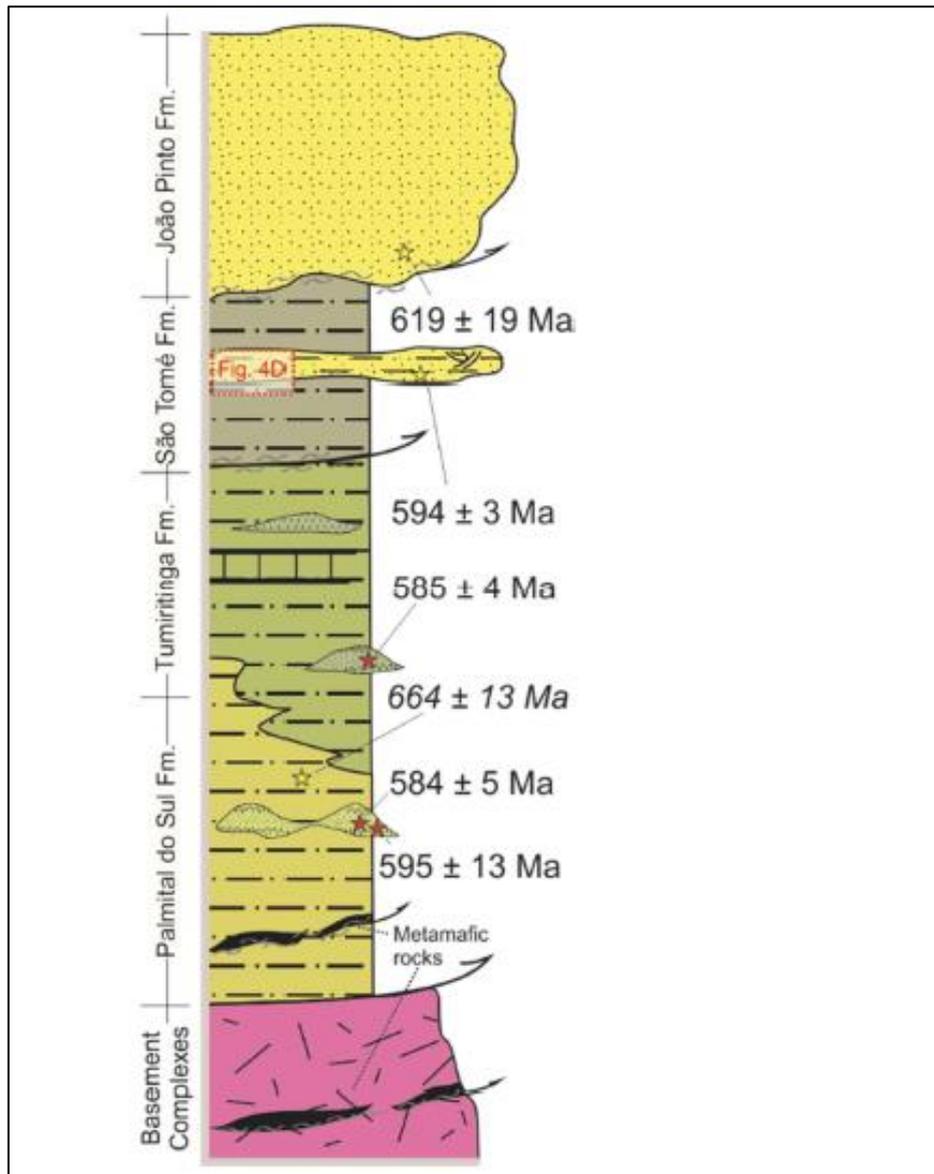


Figura 2. Coluna estratigráfica exemplificando o Grupo Rio Doce (NOVO et al. 2018).

METODOLOGIA

Para a confecção do trabalho a metodologia fundamentou-se na consulta bibliográfica e cartográfica, confecção da base de dados em SIG, mapeamento preliminar do local em escala 1:100.000, e como resultado tem-se a geração de dados estatísticos e mapa e perfil geológico. A realização do trabalho se deu em três etapas distintas, sendo elas:

1) Etapa pré-campo: Levantamento e estudo do acervo bibliográfico; Fotointerpretação; Elaboração de mapas preliminares de suporte em escala 1:50.000, que serão utilizados no trabalho de campo. Nesta etapa ocorreu a aquisição de material cartográfico contando com a aquisição dos mapas topográficos, fotografias aéreas e produtos de sensoriamento remoto que configurou uma etapa importante no que se refere ao planejamento para a execução das etapas seguintes.

Quadro litoestratigráfico e tectônico do arco magmático Rio Doce na porção oriental do Orógeno Araçuaí, entre as localidades de Divino das Laranjeiras e Tumiritinga, leste de Minas Gerais

Foi obtida a imagem orbital da região de Governador Valadares em escala 1:800.000, através do catálogo de imagens do USGS (*United States Geological Survey*), denominado *Earth Explorer*. A imagem escolhida foi obtida através do sensor Sentinel-2.

Ao que se refere a fotointerpretação foi realizada através de análises de drenagem e lineamentos identificados na imagem de satélite. Em síntese, nesta fase foi realizada a revisão bibliográfica de detalhe sobre o contexto geológico e geotectônico regional, com ênfase nos aspectos litoestratigráficos do Arco Mágmatco Rio Doce, com abrangência do Grupo Rio Doce, as Suítes magmáticas e rochas do Complexo Nova Venécia.

2) Etapa de campo: Nesta etapa foi realizada a visita à área planejada, com a realização do mapeamento geológico 1:100.000 com foco no Arco Mágmatco Rio Doce. A descrição dos afloramentos, litologia e estruturas e a coleta de amostras para confecção de lâminas. Os materiais utilizados nesta etapa são: automóvel, EPI, marreta e martelo para retirada de amostras, caderneta de campo, GPS e bússola e o caminhamento e registro de coordenadas realizado com auxílio do aplicativo *ViewRanger*.

Coordenadas retiradas em formato de sistemas de coordenadas Universal Transversa de Mercator (UTM) utilizando o Datum *World Geodetic System 1984* (WGS84). As medidas estruturais foram obtidas com auxílio de Bússola tipo *Brunton*.

O mapeamento geológico foi realizado em 7 dias, iniciando-se no dia 27/07/2020 até o dia 29/07/2020 e 10/08/2020 até 13/08/2020.

3) Etapa pós-campo: Foi realizada a análise e descrição macroscópica das rochas e, análise estrutural através de estereogramas de projeção e de frequência de dados. Além da interpretação dos dados estruturais obtidos, com a produção de um mapa geológico, na escala 1:100.000, estabelecendo comparações ou possíveis contestações com as informações da literatura e lançando novas contribuições litoestratigráficas à geologia do oeste do Orógeno do Araçuaí.

O tratamento estatístico dos dados estruturais foi executado com emprego do software *OpenStereo* e *Orient*; Elaboração de ilustrações e gráficos utilizando-se do software *CorelDraw X8*.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Através do mapeamento realizado, foi possível a elaboração de um mapa geológico da área de estudo (Figura 3). De acordo com o mapeamento foram individualizadas dez unidades.

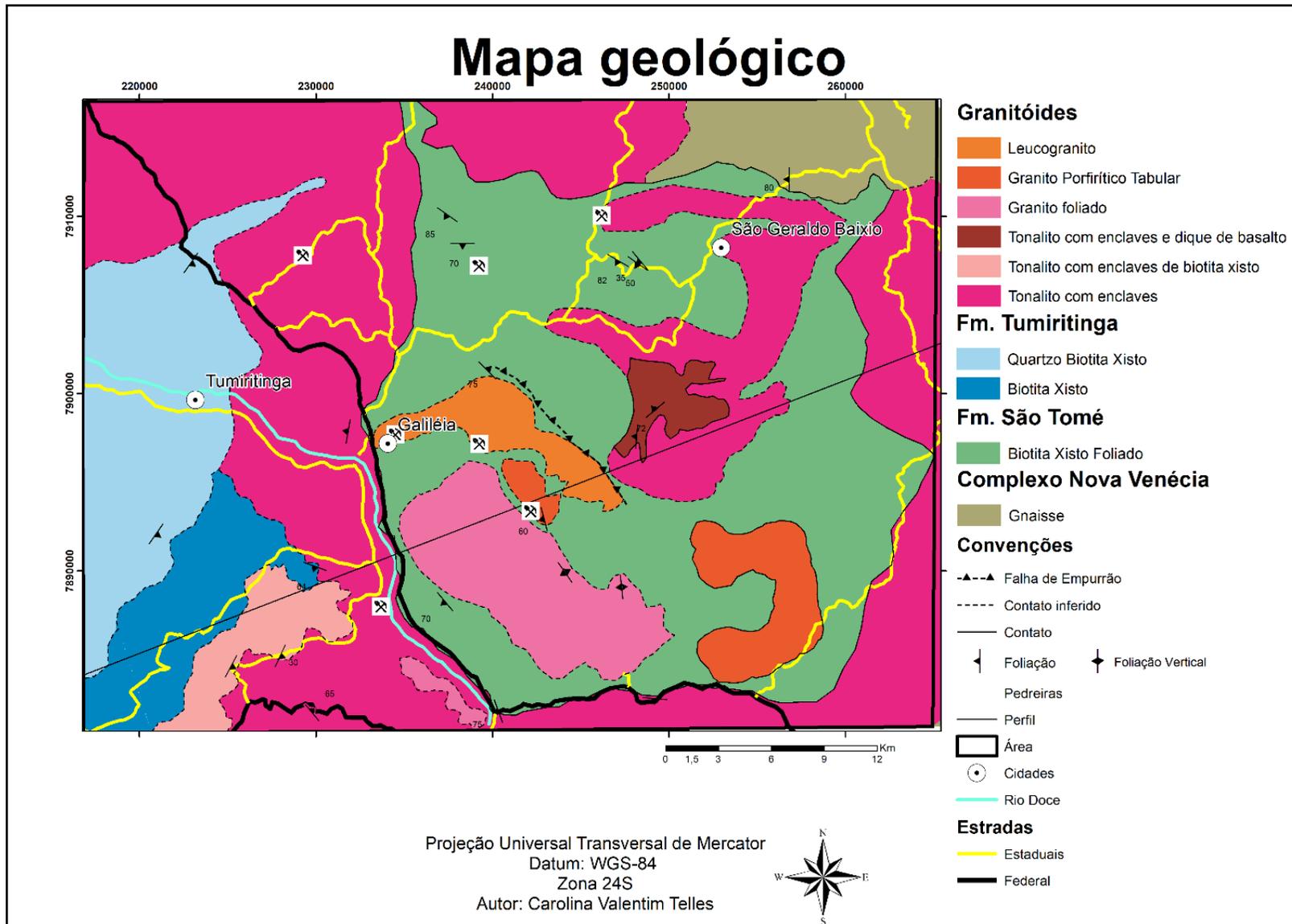


Figura 3. Mapa Geológico da região de Divino das Laranjeiras e Tumiritinga no leste de Minas Gerais.

Quadro litoestratigráfico e tectônico do arco magmático Rio Doce na porção oriental do Orógeno Araçuai, entre as localidades de Divino das Laranjeiras e Tumiritinga, leste de Minas Gerais

A unidade gnáissica é leucocrática de coloração cinza com bandamento gnáissico. O bandamento possui direção NW a N-S marcado pela biotita (245/54 e 270/80 *dip direction/dip*). Mineralogicamente é composta por quartzo (40%), biotita (35%), feldspato (23%) e granada (2%). A rocha é bem alterada e fraturada preenchida por diques (Fig 4).

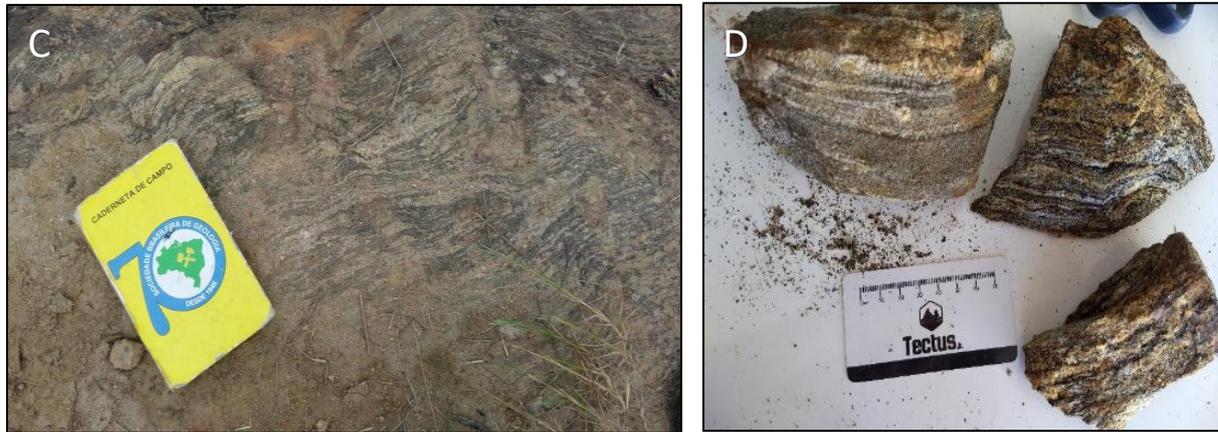


Figura 4. Rocha Gnáissica, paragneisse do Complexo Nova Venécia

As rochas do Grupo Rio Doce são as três unidades xistosas. O Biotita xisto Foliado (Fig 5, 6 e 7) apresenta grande presença de diques pegmatíticos, compostos principalmente por quartzo e feldspato, porém é muito frequente a presença de muscovita, granada, turmalina, espodumênio e berilo. A rocha é escura e apresenta deformações observadas através de dobras pitgmáticas, dobras, veios estirados e crenulações. As direções obtidas geral foram: foliação do xisto NW-SE, lineação de crenulação NW, crenulação NW-SE e WNW-ESSE e dobras isoclinais fechadas com vergência para N-NW. Sendo registrada uma foliação S_n de acamamento da rocha e uma foliação S_{n+1} a deformação. A foliação do xisto muitas vezes tem mergulhos entre 70 e 90° de zona de cisalhamento. Esse xisto ocorre em fácies estaurolitas e com ou sem granada. O xisto pode apresentar indicadores cinemáticos. A rocha é de granulação fina, sendo um xisto composto basicamente por quartzo (30-60%), plagioclásio (5-30%), biotita (20-50%), muscovita (0-10%), granada (0-10%) e estaurolita (0-15%) além de traços de turmalina. Essa unidade é relacionada a unidade São Tomé.



Figura 5. (A) Biotita xisto cisalhado na parte central da área.

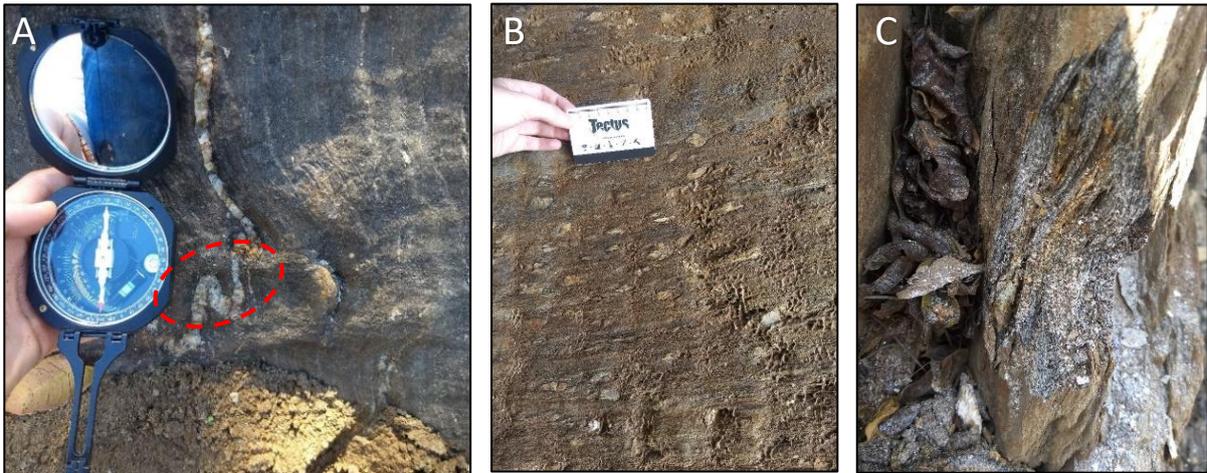


Figura 6. (A) Veios dobrados em xisto; (B) Xisto com indicadores cinemáticos dextrais de grãos de quartzo; (C) Xisto com granada de granulação mais grossa e coloração mais clara.

O Quartzo-Biotita xisto é bastante quartzoso, possui estrutura xistosa e clivagem de crenulação, textura granolepidoblástica com granulação variando de média a grossa. A foliação apresenta-se de forma sigmoidal anastomosada marcada pelos cristais de feldspatos e biotita. Ocorre uma inversão da direção de crenulação, formando uma dobra. Mineralogicamente é composta por biotita (40%), quartzo (30%), plagioclásio (25%) e K-feldspato (15%). Há presença de uma lineação mineral para SE (140°). A foliação da rocha foi medida para NE-SW (50°) e a crenulação com uma direção para NNE-SSW (190°).

Quadro litoestratigráfico e tectônico do arco magmático Rio Doce na porção oriental do Orógeno Araçuai, entre as localidades de Divino das Laranjeiras e Tumiritinga, leste de Minas Gerais

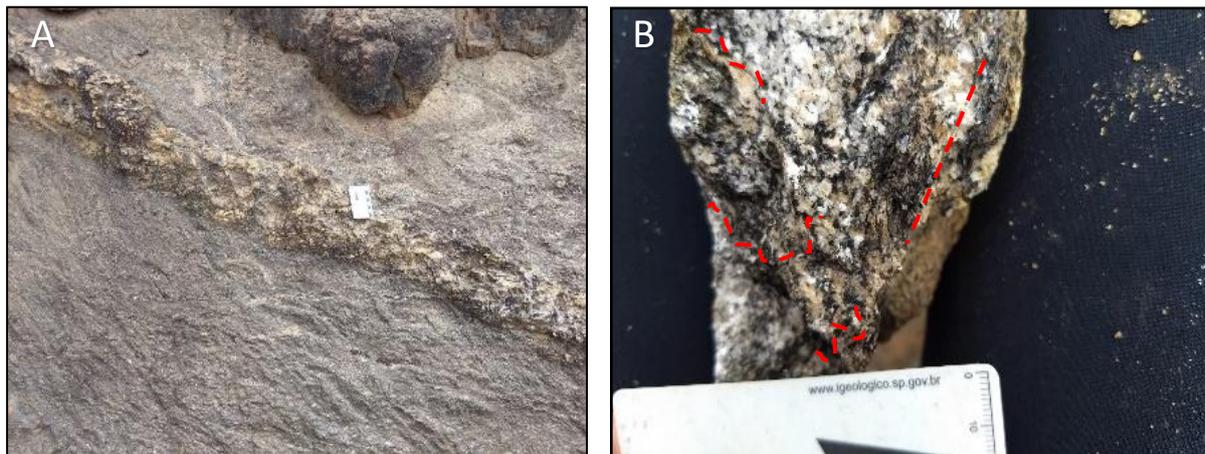


Figura 7. (A) Quartzo-Biotita Xisto com estrutura xistosa e crenulação; (B) Inversão da direção de crenulação formando uma dobra em V.

O Biotita xisto (Fig 8) ocorre topograficamente em relevos muito baixos. Destaca-se a presença de dobras pitgmáticas de composição quartzosa. Essas dobras têm direção de charneira para N- NE. Há também a foliação da rocha NE-SW. A unidade é caracterizada por estrutura xistosa e textura granolepidoblástica com granulação variando de muito fina a fina. A rocha apresenta acúmulos de formato arredondadas pretos compostos por de biotita (70%) e muscovita (30%). Em geral sua mineralogia é dada por biotita (50%), muscovita (20%), quartzo (10%), plagioclásio (10%), cristais de granada (10%) e estauroilitas (<1%) observadas no contato com os veios cortados pelas dobras. Os maiores cristais de granada ocorrem próximos aos diques de pegmatito que cortam a rocha. Essas duas últimas unidades são relacionadas a unidade Tumiritinga do GRD.

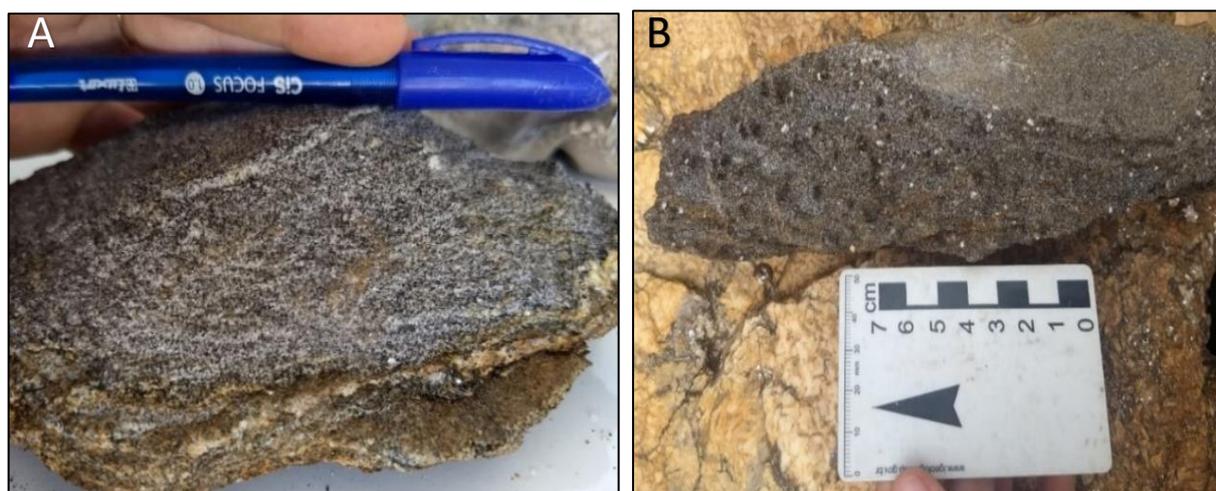


Figura 8. (A) xistos granolepidoblásticos a lepidoblásticos, de granulação muito fina; (B) Ocorrem diques e veios que cortam a rocha.

As seis unidades graníticas são diferentes entre si, havendo por vezes algumas deformadas e outras não. As mais antigas e interpretadas como G1, de fase pré- a sin-colisional, são os tonalitos com enclaves do tipo Galileia e enclaves de biotita xisto (denominado como

São Vitor), tais unidades seguem uma foliação regional e apresentam sinais de deformação. Há também o granito leucocrático foliado (antes denominado Palmital) e tonalito com enclaves e dique de basalto (Rapa), sendo unidades deformadas, com sinais de deformação sin- a tardi-colisionais G2, e G4), por fim ocorre granito porfirítico tabular (Urucum) e leucogranito sem sinais de deformação, relacionadas as rochas pós-colisionais (G5). Em toda a área ocorre a presença de grandes diques pegmatíticos, com maiores expressões na unidade do Biotita Xisto Cisalhado.

Quanto a estrutural, é possível considerar dois eventos deformacionais, o primeiro ligado a tectônica dúctil brasileira (Dn') e o segundo progressivo associado a tectônica rúptil brasileira (Dn''). As unidades do GRD possuem um *strike* NW-SE diferenciando entre si a orientação de caimento principal de suas camadas, assim as unidades a oeste: Quartzo-Biotita xisto e Biotita xisto tem uma tendência a vergência para leste. Enquanto o Biotita xisto cisalhado uma vergência principal para oeste com planos foliação máximo NNW-NW N340-N290 e plano de dobra: 115/65. Tais unidades também apresentam crenulações, e quando próximo de granitos tardi a pós tectônicos ocorrem deformadas. No Biotita xisto foram obtidas medida de dobras pitgmáticas de charneira N-NE, já no Quartzo-Biotita xisto lineações minerais de N140 com dique concordante para N160. No Biotita xisto foliado há presença de lineação mineral de caimento concordante ao plano e *boudins* de quartzo e pórfiros sigmoidais de feldspatos dextrais. Também de alto grau de mergulho.

As medidas de foliação Sn apontaram o máximo dos planos *strike/dip* com valores de N045/43SE e N348/30NE. Os planos de foliação representam uma foliação Sn, sugerindo que a trajetória da foliação indica uma deformação com vergência para NW atribuída a tectônica brasileira de caráter Dn'. As unidades possuem alto grau de mergulho, sendo em parte zonas de cisalhamento. Ocorre um encurtamento NW/SE, interpretado com base nas direções dos planos, indicando uma estrutura isoclinal de direção NNE/SSW e NE/SW, interpretado como um sinforme-antiforme com vergência para NNW que teria caimento para leste, associados empurrões, nas proximidades do Tonalito Galileia e Formação Tumiritinga e a oeste a partir das proximidades da cidade de Galileia. No Orógeno Araçuaí ocorrem empurrões NW com componente oblíquo, que passa para uma transcorrência NW de cinemática dextral, como ocorre na área. Os empurrões, cavalgamentos e zona de cisalhamento garantem a estruturação do Arco Magmático Rio Doce.

Em relação ao registro rúptil, foram obtidas medidas de fraturas e estas são geralmente verticais a subverticais, com máximo dos planos *strike/dip* 305/72NE e 54/69SE, onde possivelmente representam pares conjugados. Foram obtidas medidas de fraturas horizontais ao longo do magmatismo presente. O padrão de fraturas presente neste compartimento é preferencialmente o máximo dos planos *strike/dip* 47/69SE e 278/85NE.

É importante ressaltar a orientação dos diques que apresentam um alongamento com direção preferencial NE-SW, com máximas de 0/75NE e 315/30SE. Os diques quando intrudidos nas unidades apresentam, por vezes, no contato ocorre a formação de granadas e feições de fusão da rocha com formação de veios de composição diorítica. O basalto pós-tectônico tem uma direção N-S com fraturas posteriores ortogonais entre si para 90/90E e 50/90NE. A área de estudo que engloba todo complexo encaixante e, principalmente, o Arco Magmático Rio Doce, foi atingido por um evento deformacional progressivo principal de idade Neoproterozóica. Esta, reflete particularmente num campo de encurtamento segundo a direção

Quadro litoestratigráfico e tectônico do arco magmático Rio Doce na porção oriental do Orógeno Araçuaí, entre as localidades de Divino das Laranjeiras e Tumiritinga, leste de Minas Gerais

NW/SE, tendo sido responsável pela configuração estrutural das sequências atualmente, configurando de leste a oeste da área as unidades de base ao topo, respectivamente.

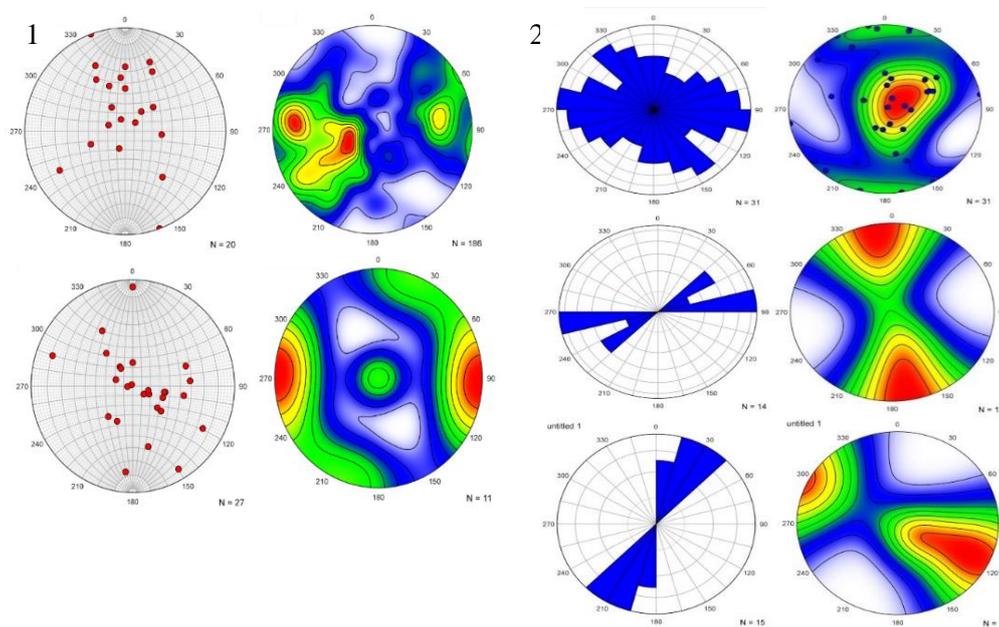


Figura 9. (1) Estereograma com os planos (esquerda) e densidade de polos (direita) das medidas de foliações Sn das unidades litoestratigráficas presentes. (2) Estereograma com planos de fraturas nos compartimentos neoproterozoicos (esquerda) e estereograma representando a densidade de polos de fraturas nos compartimentos neoproterozoicos (direita).

Perfil e Quadro evolutivo da área

Integrando todos os elementos estruturais descritos anteriormente, é proposta a seção geológica da área de trabalho em questão (Fig 10), configurando as relações estruturais, cinemáticas e tectônicas dos compartimentos geológicos presentes, nesta porção integrada do Arco Mágmatco Rio Doce. O registro da foliação nos compartimentos apontou como aqui descrito, um regime compressional principal, responsável pelo dobramento regional das unidades com vergência para NW.

Com a análise estrutural, pode-se dizer que possivelmente a área foi submetida por pelo menos dois eventos deformacionais, sendo uma deformação dúctil de idade Neoproterozóica e outra rúptil de forma progressiva com caráter dúctil/rúptil no evento Brasileiro Neoproterozóico, demonstrada em duas fases.

A trajetória da foliação indica uma estrutura geral com vergência para NW, arquitetando todo o compartimento do Arco Mágmatco Rio Doce, segundo uma foliação Sn. Todos os compartimentos na área de pesquisa foram submetidos no evento Brasileiro, ao encurtamento representados por empurrões de ESE-WNW, configurando um sistema de cavalgamentos frontais, onde as medidas de foliações Sn, apontaram o máximo dos planos *strike/dip* em direções N051/29SE e N348/45SE, concordantes com a foliação impressa nas rochas do Arco

Magmático Rio Doce, além das fraturas verticais com o máximo dos planos *strike/dip* em N060/80SE e N290/78NE.

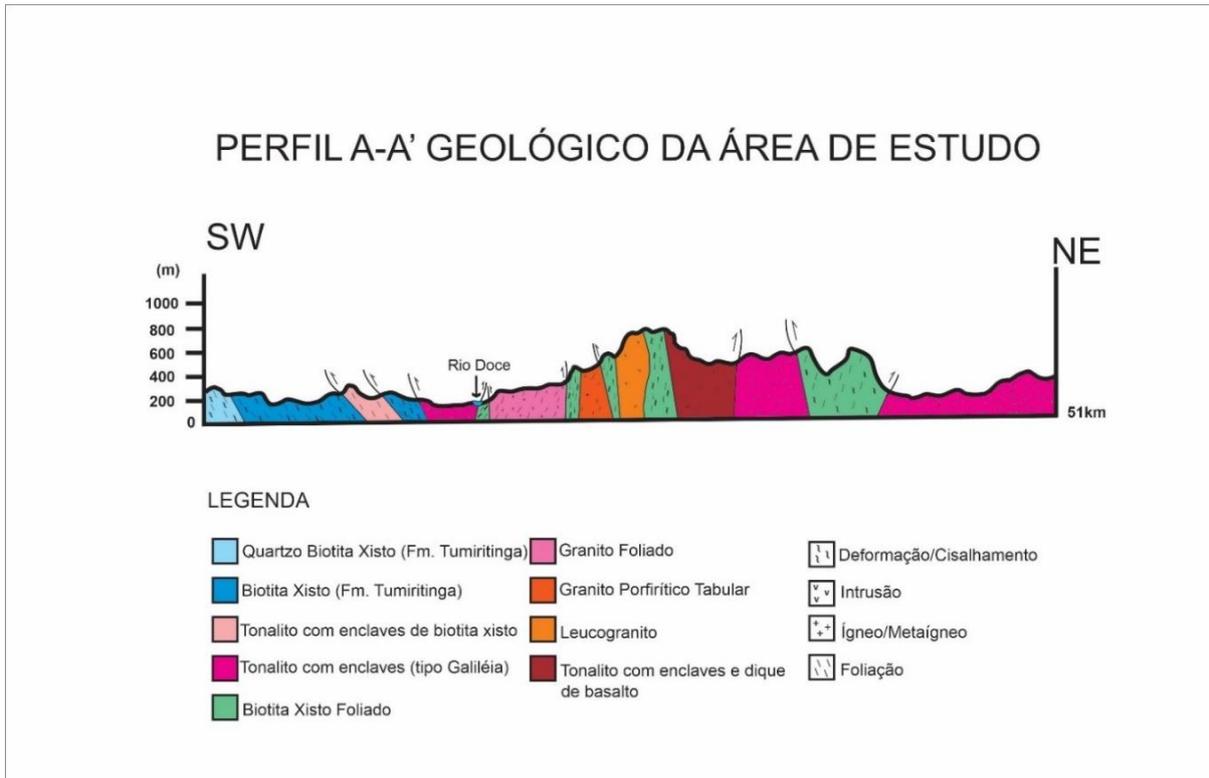


Figura 10. Seção geológica e relações estruturais do Arco Magmático Rio Doce na região de Tumiritinga e Divino das Laranjeiras, no leste do estado de Minas Gerais.

Evolução Geológica-Geotectônica do Arco Magmático Rio Doce

A evolução da área se inicia com a formação de sua bacia precursora, caminha pelas fases orogênicas com gerações das duas rochas granitoides, que ocorre em paralelo à convergência do Orógeno. A bacia precursora denominada Macaúbas é uma bacia de margem passiva, formada em uma fase de rifteamento, por volta de 880 Ma.

A fase de convergência se dá em uma margem ativa, comparada ao modelo quebrado, com o fechamento da bacia, consumo da sua litosfera e geração de magmatismo cálcio-alcalino relacionado a subdução. A etapa colisional se dá entre 580 e 560 Ma., e entre 560-535 Ma. tem-se a formação de zonas de transcorrência dextrais. Na fase de colapso gravitacional ocorrem as formações dos plútons G4 e G5.

A formação da bacia se dá em fase rifte, onde nessa fase são gerados basaltos típicos e, rochas sedimentares e carbonáticas provenientes da deposição nessa primeira fase de abertura da bacia, associado ao rifte continental. A fase de abertura da bacia consiste em uma fase com formação de rochas sedimentares de margem passiva.

No estágio acrescionário, pré-colisional, de margem ativa, são formadas as rochas graníticas G1, aqui representados pelos tonalitos com enclaves (autólitos) do tipo Galileia e tonalitos com enclaves de biotita xisto. Nessa fase se tem a edificação do arco magmático e como consequência a formação das rochas do GRD. Essas rochas são formadas por sedimentos detríticos provenientes de rochas vulcânicas do Arco Magmático Rio Doce.

Quadro litoestratigráfico e tectônico do arco magmático Rio Doce na porção oriental do Orógeno Araçuaí, entre as localidades de Divino das Laranjeiras e Tumiritinga, leste de Minas Gerais

As rochas G1 são batólitos e stocks formados em paralelo as rochas do GRD, o soerguimento do arco se dá através colisão de placas Continental e Oceânica, gerando magmatismo vulcânico que dão origem as rochas vulcânicas da região, enquanto isso há a geração de batólitos e magmas graníticos com contribuições de magmas mantélicos e crustais.

A formação do tipo Galiléia, é caracterizada pela presença de autólitos e tem correlação lateral com a formação de tonalitos com enclaves de biotita xisto, que por sua vez, pode ser interpretada como uma fase tardia onde se tem a maior influência de magmas crustais, onde a transição dessas unidades é caracterizada pela grande presença de granadas. Esse tonalito é formado posteriormente as rochas do Grupo Rio Doce, e vem como um pulso em que carrega xenólitos.

As formações Tumiritinga e São Tomé são interpretadas como xistos de protólitos vulcanoclásticos. A primeira, caracterizada no trabalho como Quartzo-Biotita xisto e Biotita xisto é interpretada como sedimentos vulcanoclásticos de cinzas e tufos, formados em bacias de ante- e intra-arco, interpretados como depósitos marinhos proximais. Já a segunda, denominada como Biotita xisto foliado como sedimentos mais finos com menor contribuição vulcânica e como depósitos marinhos distais, formado em ambiente de retro-arco. As formações do GRD foram preenchidas ao decorrer do desenvolvimento do arco e geradas através de turbiditos.

Tem-se também os paragnaissees do Complexo Nova Venécia, formados por rochas aluminosas com intercalações calcissilicáticas de origem sedimentar, com influência do Arco. São rochas formadas concomitantes ao GRD, em ambiente de retro-arco mais estável e calmo do que o anterior.

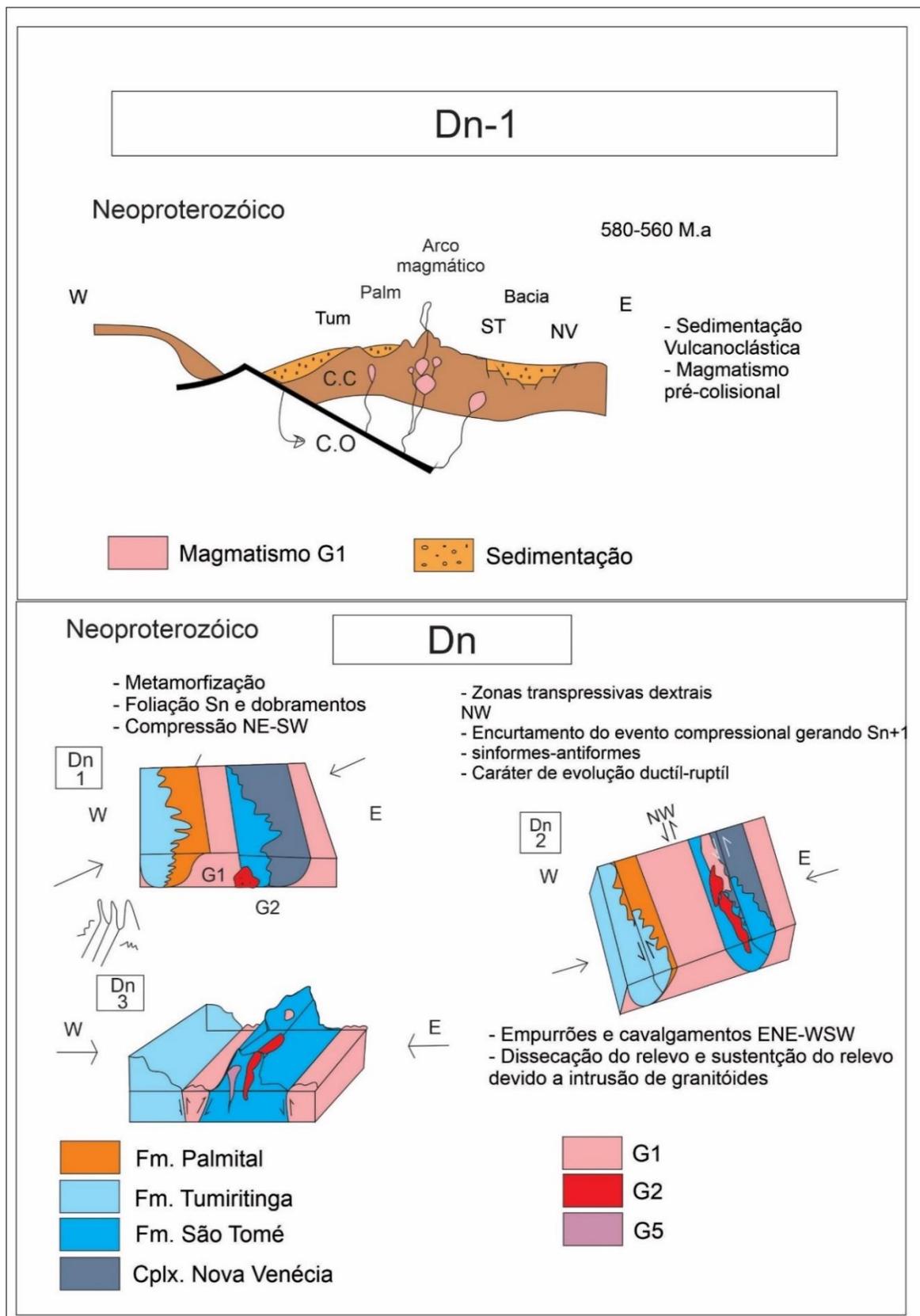
Na fase colisional foi gerada a foliação regional S_n nos granitos G1, observados bastante pela orientação dos enclaves. Foram formadas as deformações e metamorfismo das rochas vulcanoclásticas formando os xistos e a gnaissificação das rochas aluminosas. Nessa fase ocorrem dobramentos e empurrões das rochas com vergência para Oeste em direção ao Cráton São Francisco, e Leste, para o Cráton do Congo.

Na fase sin-colisional é formado o Granito Foliado, interpretado aqui devido a foliação e vergência para Oeste, além do Granito Porfirítico Tabular, que apresenta uma foliação de fluxo magmático, e *roof pedants*, essa unidade ocorre deformando os xistos foliados, com muita crenulação em várias direções. Além disso, tem-se o Tonalito com enclaves de basalto, uma rocha tonalítica, macroscopicamente parecida com as formações G1, apresenta a presença de enclaves de Biotita xisto, da formação São Tomé, sendo esses enclaves carregados pelo magma no momento da colisão, deformando os xistos encaixantes.

A fase pós-colisional é marcada por granitos que não apresentam feição de deformação, são, em geral batólitos e na área foi interpretado como pertencente a essa unidade G5 o Leucogranito, proveniente de um magma bastante evoluído e interpretado como encaixado em frentes de empurrões que atingiram o Arco.

É muito marcante na área feições de deformação transcorrente, que causam verticalização das camadas, empurrões, estruturação e alojamento de corpos no arco, são observadas também através de sigmoides dextrais. Essas estruturas também encaixam o Rio Doce. Por final tem-se a deformação rúptil brasileira, de strikes ENE-WSW, visualizadas através de fraturas, preenchidas ou não, por diques pegmatíticos.

Um esquema do modelo de evolução é demonstrado na figura 11.



Quadro litoestratigráfico e tectônico do arco magmático Rio Doce na porção oriental do Orógeno Araçuaí, entre as localidades de Divino das Laranjeiras e Tumiritinga, leste de Minas Gerais

CONCLUSÃO

A contento o objetivo principal do trabalho foi atingido com a realização do mapeamento geológico das unidades litoestratigráficas na região de Tumiritinga até Divino das Laranjeiras, com a caracterização litoestrutural do Orógeno Araçuaí, com destaque para o Arco Magmático Rio Doce.

O mapeamento realizado teve como referenciais importantes como Vieira (2007), NOVO et al. (2018), o mapa geológico de Minas Gerais (2014), além das folhas geológicas de Governador Valadares, Itabirinha, Conselheiro Pena/São Gabriel da Palha, Itanhomi e Mantena. Sendo analisado inclusive dados estruturais das folhas geológicas.

Comparando o mapa confeccionado com os mapeamentos preexistentes, o resultado é bastante similar sob a ótica tectônica associado com as versões anteriores. As conclusões finais são listadas a seguir:

- Formação Tumiritinga é dividida em duas unidades (Quartzo-Biotita xisto e Biotita xisto) demonstrando um enriquecimento para leste da área com feições de oceanização.

- Granito Palmital, descrito como porfirítico, porém em campo foi encontrado um tonalito foliado, com foliação de direção NW-SE caindo levemente para SW, devido a foliação, esse granito é interpretado, não como G5 a exemplo do mapa de 2014, definido assim por Vieira (1997), mas G2 (Vieira 2007). Foi encontrado também tal litologia em mais uma área, uma pequena porção em meio ao Tonalito Galiléia.

- Foi individualizado em mapa também um Leucogranito localizado no interior da área.

- Outras unidades não obtiveram diferenças significativas se comparadas com a literatura. Foram descritas e mapeadas estando presente também na seção de Resultados.

- As litologias foram separadas de acordo com sua textura e mineralogia descritas macroscopicamente.

- Estruturalmente a área apresenta uma foliação Sn regional expressa nos tonalitos, gnaisses e xistos da área com eixo NW-SE.

- A trajetória da foliação indica uma vergência principal para NW

- Conforme descrito anteriormente por Novo et al. (2018) foi possível observar uma Zona e Inversão Tectônica ZIT, com vergências determinadas pela colisão na formação do Orógeno, com vergências contrárias, formando sinformes-antiformes.

- Ocorrem zonas de cisalhamento transpressivas de eixo NW, na qual se instalou o Rio Doce e corpos magmáticos e diques pegmatíticos. São evidenciadas pela foliação, sigmoides de feldspato dextrais, e empurrões ESE-WNW, configurando um sistema de cavalgamentos frontais.

- Os pegmatitos alojam-se principalmente nos xistos da formação São Tomé, e mostram feições tanto de regime rúptil quanto dúctil, indicando várias etapas de injeção, por vezes controlados por transcorrências e empurrões.

- A área foi afetada por diversos magmatismos G1, G2 e G5, representadas pela Supersuíte Galiléia e Urucum, e o Leucogranito.

Para investigações futuras, há possibilidade de estudos petrográficos para real certificação composicional e respectivas classificações, buscando uma análise mais detalhada em termos evolutivos. Como resultado tem-se um mapa geológico 1:100.000 e perfil de seção

NE-SW da região de Divino das Laranjeiras e Tumiritinga associado ao Arco Magmático Rio Doce.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M. 1977. **O Cráton do São Francisco**. Revista Brasileira de Geociências, 7: 349-364.

ALMEIDA, F. D., HASUI, Y., BRITO NEVES, B. D., & FUCK, R. A. **Províncias estruturais brasileiras**. Simpósio de Geologia do Nordeste, 8(1977), 363-391.

BARBOSA, A.L.M, 1960 3 1964 *et al* OLIVEIRA, M. J. R. **Projeto Leste-MG. Folha Conselheiro Pena (SE. 24-YC-II)**, Belo Horizonte. SEME/COMIG/CPRM, escala 1: 100.000, 2000.

BRITO NEVES, B. B. D., CAMPOS NETO, M. D. C., & FUCK, R. A. (1999). **From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage**. Episodes-News magazine of the International Union of Geological Sciences, 22(3), 155-166.

CASTAÑEDA, C. et al. **Geologia da Folha Ecoporanga 1: 100.000**. Rio de Janeiro, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, UFMG-Programa Geologia do Brasil, 2006.

CLARK, R. N., SWAYZE, G. A., WISE, R. A., LIVO, K. E., HOEFEN, T. M., KOKALY, R. F., & SUTLEY, S. J. 2007. USGS digital spectral library splib06a (No. 231). US Geological Survey.

CONDIE, Kent C. **Earth as an evolving planetary system**. Academic Press, 2015.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL
CODEMIG, **Mapa Geológico do estado de Minas Gerais em escala 1:100.000**. RIGeo, 2014.
<https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/20786>

DNIT - Departamento Nacional de Infraestrutura e Transportes. 2012. **Mapa Rodoviário de Minas Gerais**. Brasília.

GRADIM, C.T. **Complexo Nova Venécia e magmatismo associado no Orógeno Araçuaí**. Estado do Espírito Santo. 2013.

HEILBRON, M, *et al*. "Província Mantiqueira." **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida (2004): 203-235**

MELLO, C. L, RODRIGUES, H. B, HATUSHIKA R. S. **Tectônica quaternária e anomalias de drenagem na região centro-norte do Espírito Santo**. Congresso da ABEQUA– Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Vol. 10. 2005.

Quadro litoestratigráfico e tectônico do arco magmático Rio Doce na porção oriental do Orógeno Araçuaí, entre as localidades de Divino das Laranjeiras e Tumiritinga, leste de Minas Gerais

NALINI JÚNIOR, H. A. **Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia** (Minas Gerais, Brésil), Saint Etienne: Ecole Nationale Supérieure de Mines de Paris et de Saint Etienne, 1997, 237p (Ph.D Thesis).

NALINI JÚNIOR, HERMÍNIO ARIAS; MACHADO, RÔMULO; BILAL, ESSAID. **Geoquímica e petrogênese da Suíte Galiléia: exemplo de magmatismo tipo-I metaluminoso pré-colisional Neoproterozóico da região do médio Rio Doce (MG)**. 2005.

NALINI JÚNIOR, H. A., MACHADO, R., ENDO, I., & BILAL, E. **A importância da tectônica transcorrente no alojamento de granitos pré a sincolisionais na região do vale do médio Rio Doce: o exemplo das suítes graníticas Galiléia e Urucum**. 2008

NOCE, C. M., PEDROSA-SOARES, A. C., PIUZANA, D., ARMSTRONG, R., LAUX, J. H., CAMPOS, C. M. & MEDEIROS, S.R.. **Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late Orogenic thermal episode in the Araçuaí orogen, northern Espírito Santo State, Brazil: Zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data**. *Revista Brasileira de Geociências*, 349: 587-592. 2004.

NOCE, C. M., PEDROSA SOARES, A. C., SILVA, L. C. D., & ALKMIN, F. F. D. **O embasamento arqueano e paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí**. 2007.

NOVO, T. A.; PEDROSA-SOARES, A. C.; VIEIRA, V. S.; DUSSIN, I.; SILVA, L. C. 2018. **The Rio Doce Group revisited: An Ediacaran arc-related volcano-sedimentary basin, Araçuaí orogen (SE Brazil)**. *Journal of South American Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jsames.2018.05.013. 2018.

OLIVEIRA, M. J. R. **Projeto Leste-MG. Folha Conselheiro Pena (SE. 24-YC-II)**. Belo Horizonte. SEME/COMIG/CPRM, escala 1: 100.000, 2000.

PEDROSA-SOARES, A.C. & WIEDEMANN-LEONARDOS, C.M. **Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil**. In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho & D. A. Campos (eds), *Tectonic Evolution of South America*. Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265-285, São Paulo, 2000.

PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., ALKMIN, F. F., SILVA, L. C., BABINSKI, M., CORDANI, U., CASTAÑEDA, C. **Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977**. *Geonomos*, v.15, p.1-16, Minas Gerais, 2007.

PEDROSA-SOARES, A. C. *et al.* **Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources**. Geological Society, London, Special Publications, v. 350, n. 1, p. 25-51, 2011.

QUEIROGA, G. N., PEDROSA-SOARES, A. C., RONCATO JÚNIOR, J. G., DIAS, P. H. A., GUIMARÃES, H. A., COUTINHO, M. O. G., ... & NOVO, T. A. **Geologia e recursos minerais da folha Nova Venécia SE. 24-YB-IV.** 2012.

SILVA, J.M.R, LIMA, M.I.C, CERONESE, V.F., *et al* **RADAMBRASIL, Folha SE.24 Rio de Doce.** Rio de Janeiro: IBGE, 1987, v.34, p.512-544.

SILVA L.C., ARMSTRONG R., NOCE C.M, CARNEIRO M.A., PIMENTEL M.M., PEDROSA-SOARES A.C., LEITE C.A., VIEIRA V.S., SILVA M.A., PAES V.J.C., CARDOSO-FILHO J.M. 2002. **Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional.** Rev. Bras. Geociênc., 32:513-528.

VIEIRA, V. S. **Folha SE. 24-YAV, Itabirinha de Mantena, Estado de Minas Gerais, escala 1: 100.000. Projeto Leste.** Texto e mapa geológico, 1997.

Vieira V.S. 2001. Projeto Leste – MG, **Folha Itabirinha de Mantena (SE.24-Y-A-V). Escala 1:100.000.** Belo Horizonte, SEME/COMIG/CPRM.

VIEIRA V.S., PEDROSA-SOARES A.C., SILVA L.C., CASTAÑEDA C. 2004. **Relações entre o Grupo Rio Doce, Complexo Kinzigítico e Granitogêneses Associadas no Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo.** In: Congr. Bras. Geol., 42, Araxá, Anais, p. 42.

VIEIRA, VALTER SALINO. **Significado do grupo Rio Doce no contexto do Orógeno Araçuaí.** 2007.

VIEIRA, V. S.; MENEZES, R. G. **Geologia e recursos minerais do estado do Espírito Santo: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais.** Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM/Serviço Geológico do Brasil. Belo Horizonte: CPRM, 2015.

WINGE,M. et al. 2001 – 2020 2019. **Glossário Geológico Ilustrado.** Disponível na Internet em 16 de maio de 2020 no site <http://sigep.cprm.gov.br/glossario/>

Capítulo 4

Análise da influência do uso da terra na qualidade da água subterrânea na cidade de Alegre, sul do Espírito Santo, Brasil

Cassiano Gustavo Juan Franco Neves Bragança¹; Alexandre Rosa dos Santos²; Ariadne Marra de Souza³; Jenessa Florencio Vicente de Lima⁴; Alessandra Cunha Lopes Oliveira⁵

RESUMO. A distribuição dos recursos hídricos no Brasil apresenta diferentes cenários, parte dessa situação ocorre pela dimensão do território e a desigualdade social existente. Como forma de auxiliar no abastecimento, os recursos hídricos subterrâneos têm sido amplamente utilizados para diversas finalidades. O crescimento demográfico de forma desordenada pode ocasionar problemas socioambientais envolvendo a água subterrânea, entre eles está a escassez da qualidade devido à contaminação da água disponível, resgatando a necessidade de serem realizados projetos de monitoramento da qualidade da água obtida por meio dessas fontes de abastecimento. Dessa forma, o objetivo do presente estudo foi avaliar a qualidade da água subterrânea, e correlacionar esses parâmetros com os diferentes tipos de uso da terra na cidade de Alegre, Sul do estado do Espírito Santo, Brasil. Foi realizado um levantamento dos poços de abastecimento localizados na cidade de Alegre, e em seguida houve a coleta das amostras que foram analisadas em laboratório. Com o auxílio do Sistema de Informações Geográficas (SIG), foram delimitadas zonas de proteção para os poços estudados, e dentro desses limites foram fotointerpretados os diferentes usos da terra presentes nessas zonas. A correlação dos dados de qualidade da água com o uso da terra foi feita utilizando a técnica de correlação de Pearson por meio do aplicativo computacional STATISTICA. Os resultados obtidos apontaram que as amostras analisadas são impróprias para consumo humano, e que dentre as classes de uso e ocupação da terra, a área edificada demonstrou correlação positiva com todos os parâmetros de qualidade da água, tendo maior intensidade em alguns casos, podendo ser reflexo das atividades na superfície do local de estudo. O estudo realizado pode amparar na gestão de recursos hídricos na esfera governamental, contemplando planos estratégicos para assegurar a disponibilidade de água potável para a população, e combater problemas de escassez e degradação da qualidade desses recursos.

PALAVRAS-CHAVE. Poços de Abastecimento; Sistema de Informações Geográficas (SIG); Correlação de Pearson.

¹Mestrando do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo (PPGEA-UFES);

²Departamento de Engenharia Rural da Universidade Federal do Espírito Santo (ERU-UFES) – Alegre, ES, Brasil;

^{3,4}Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS-UFES) – Alegre, ES, Brasil;

⁵Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Espírito Santo (IFES).

Análise da influência do uso da terra na qualidade da água subterrânea na cidade de Alegre, sul do Espírito Santo, Brasil

INTRODUÇÃO

A disponibilidade de recursos hídricos no território brasileiro apresenta destaque no cenário internacional, mas essa posição é incompatível com o desequilíbrio na distribuição desses recursos, sofrendo interferência de fatores demográficos, climáticos e socioeconômicos (GONÇALVES, 2007). Nesse contexto, a água subterrânea é um recurso importante para o desenvolvimento da sociedade, contribuindo de maneira representativa para a correção no abastecimento de grandes cidades e regiões áridas (TEIXEIRA et al., 2009).

Grotzinger e Jordan (2013) relataram que a água subterrânea é gerada no momento em que as gotas de chuva se infiltram no solo, podendo alcançar outros materiais que se encontram fraturados, contemplando as rochas e os depósitos sedimentares. De acordo com Giampá e Gonçalves (2006), torna-se necessário avaliar a existência de relações entre as características essenciais da água subterrânea e os integrantes do sistema hídrico no globo, incluindo a litosfera, atmosfera e a biosfera.

O aumento do crescimento populacional em conjunto com a contaminação dos recursos hídricos vem diminuindo cada vez mais o suprimento de água potável e de boa qualidade em determinadas regiões (FILIZOLA et al., 2002). Essa qualidade pode ser comprometida por diversos fatores, sendo possível mencionar: a disposição inadequada de resíduos, destinação do esgoto doméstico, presença de postos de combustível e de lavagem, entre outras atividades (SILVA; ARAÚJO, 2003).

A aplicação do Sistema de Informações Geográficas (SIG) pode amparar na gestão de recursos hídricos, expondo as características qualitativas envolvendo os parâmetros de qualidade das águas subterrâneas em uma determinada região, possibilitando várias maneiras de gerenciar dados hidroquímicos de forma prática (GOMES et al., 2011).

Este trabalho busca contribuir com informações a respeito da influência do uso e ocupação da terra na qualidade da água subterrânea da cidade de Alegre, Sul do estado do Espírito Santo, Brasil.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O trabalho foi realizado por meio da coleta e análise da água de sete poços de abastecimento nas imediações da cidade de Alegre, na região Sul do estado do Espírito Santo, apresentando latitude de 20°45'49" e longitude de 41°31'57".

Segundo a classificação de Köppen, o clima que impera na área é do tipo Cwa, em outras palavras, tropical quente e úmido, tendo inverno frio e seco. Durante o ano, a precipitação média é de 1341 mm, e a temperatura está na faixa de 23,1 °C (LIMA et al., 2008).

Os solos na região são de baixa profundidade, bem drenados, pouco erodíveis, com porosidade acentuada, e ocorrem associados à Cambissolos e Latossolos, além de variações de Nitossolos e Argissolos (CRUZ; CELESTINO; CABANÊZ, 2013). A localização dos poços de abastecimento estudados pode ser verificada na Figura 1.

CARACTERIZAÇÃO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA E DO CICLO HIDROLÓGICO

A definição tradicional de água subterrânea remete à água em subsuperfície, localizada abaixo do nível freático em formações geológicas e solos saturados, mas ao mesmo tempo necessitando de um entendimento mais amplo, adentrando na sua importância para o ciclo hidrológico (FREEZE; CHERRY, 2017). Esse ciclo consiste no sistema em que a água percorre do oceano para a atmosfera, em seguida para a terra, retornando ao oceano de forma subterrânea e superficial (FEITOSA; MANOEL FILHO, 2000).

O ciclo hidrológico apresenta os fluxos de entrada e de saída, sendo que o primeiro ocorre por meio da precipitação, abastecendo os cursos d'água na forma de escoamento superficial em canais tributários, ou utilizando rotas de fluxo subterrâneo. O fluxo de saída acontece sob a forma de escoamento e evapotranspiração, ou seja, ação conjunta da evaporação de diferentes sistemas (FREEZE; CHERRY, 2017).

Os mecanismos dinâmicos de recarga e descarga se relacionam com as características geológicas e os sistemas de fluxo, podendo interferir na composição físico-química das águas subterrâneas, pois as mesmas são resultantes do enriquecimento mineral de águas geradas no ciclo hidrológico e do tempo de residência na rocha hospedeira (RIBEIRO et al., 2007).

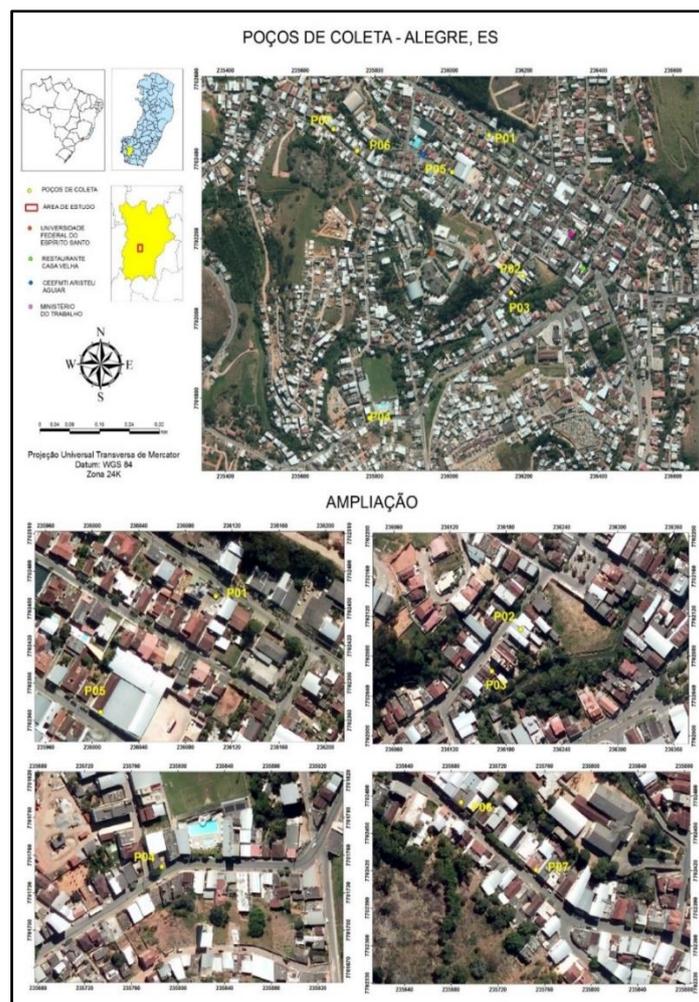


Figura 1. Poços de coleta na cidade de Alegre, Sul do estado do Espírito Santo, Brasil. Base cartográfica: IBGE/GEObases, 2020.

Análise da influência do uso da terra na qualidade da água subterrânea na cidade de Alegre, sul do Espírito Santo, Brasil

Proteção dos recursos hídricos subterrâneos

As estratégias para proteger os recursos hídricos subterrâneos são muito importantes, tendo em vista as dificuldades nas técnicas na remediação dos aquíferos, e os custos atrelados. Essas atividades estão vinculadas com as atividades antrópicas, resgatando a necessidade de serem realizadas juntamente com os planos diretores que envolvem o uso e ocupação do solo (ZOBY, 2008). Segundo Foster et al. (2006), dentre as metodologias que podem ser implementadas, a delimitação dos perímetros de proteção dos poços de abastecimento de água subterrânea consta como uma das alternativas viáveis, sendo realizada por meio das zonas de captura, e tornando-se possível avaliar a vulnerabilidade dos aquíferos à contaminação, e a carga de contaminantes que atuam nas áreas delimitadas.

Outros métodos podem ser utilizados para facilitar a delimitação dos perímetros de proteção dos poços de abastecimento, ou mesmo contribuir em estudos preliminares, um deles é conhecido como “Raio Fixo Arbitrário”, sendo caracterizado por delimitar uma área circular ao redor do ponto de captação, e o raio desse círculo é definido de forma arbitrária, considerando que essa distância será suficiente para proteger a captação (ITGE, 1991).

Quando as análises dos poços nos perímetros de proteção possuem caráter preliminar, pode ser necessário implementar modelos mais complexos, como métodos numéricos. Essa decisão é baseada em vários fatores, entre eles: a importância que um determinado poço apresenta para o abastecimento público, ou o risco de contaminação dele, além de atividades nas adjacências, como grandes empreendimentos (CARVALHO; HIRATA, 2012).

Sistema de Informações Geográficas (SIG)

A utilização de informações geográficas por meio de uma base de dados possibilita a integração de vários tipos de variáveis, considerando que o espaço geográfico é composto por diversos fatores que se comportam de forma distinta. Nesse contexto, o Sistema de Informações Geográficas (SIG) destaca-se como um instrumento que trata as informações espaciais e permite abstrair o mundo real, representando dados geográficos reais usando os meios digitais (DORNELLES, 2003).

O planejamento dos recursos naturais vem utilizando os SIG na aquisição, análise e divulgação de informações espaciais. É possível verificar essa prática em estudos que envolvem a adequação do uso e ocupação do solo, aliando ferramentas de precisão com conhecimentos técnicos-científicos dos recursos naturais, resultando em dados que podem subsidiar o planejamento rural e urbano de forma racional (DELMANTO JUNIOR, 2003).

Análise estatística

A estatística objetiva coletar, analisar e interpretar dados que podem ter caráter qualitativo ou quantitativo. Os avanços no campo da informática viabilizaram a realização de estudos mais complexos, incluindo a confecção de gráficos e modelos para analisar o comportamento das variáveis (FAVERO; BELFIORE, 2017).

Os fenômenos que envolvem as atividades humanas podem requerer a análise e correlação de diversas variáveis. Um dos métodos que pode auxiliar nessas situações é a

correlação de Pearson, sendo utilizada para associar dados de diferentes contextos, inclusive sob o ponto de vista ambiental (FIGUEIREDO FILHO; SILVA JÚNIOR, 2009).

METODOLOGIA

Coleta e análise da água subterrânea

Foi realizado um levantamento da localização dos poços de abastecimento situados na cidade de Alegre – ES (APÊNDICE A), essas informações foram obtidas por meio do Serviço Autônomo de Água e Esgoto (SAAE). A coleta das amostras de água ocorreu no mês de fevereiro de 2020, contemplando sete poços, e foram destinadas para a realização de análises físicas, químicas e biológicas no Instituto Federal do Espírito Santo – Campus de Alegre.

As amostras foram armazenadas em garrafas de vidro âmbar com volume de 1000 ml e devidamente higienizadas, onde momentos antes da coleta, foi feita tríplice lavagem dos recipientes. Os poços escolhidos apresentavam mecanismos próprios de bombeamento.

Os parâmetros determinados foram: Sólidos em Suspensão (SS), Sólidos Totais Dissolvidos (STD), turbidez, temperatura, pH, Condutividade Elétrica (CE), P total, Fe^{+3} , Ca^{+2} , K^+ , Na^+ , Mg^{+2} , NO_2^- , NO_3^- e coliformes totais.

Delimitação das zonas de proteção e do uso e ocupação da terra

Foram delimitados os buffers das zonas de proteção dos poços utilizando os shapefiles (shp) dos pontos coletados em campo. Sendo definido um raio de 200 metros em relação a esses pontos, obtendo-se as áreas de interesse para o estudo segundo a metodologia do “Raio Fixo Arbitrário”(ITGE, 1991).

Utilizando ortofotomosaicos referentes ao período de 2012 – 2015, disponibilizados pelo Instituto Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos do Espírito Santo (IEMA), e a base cartográfica cedida pelo “Sistema Integrado de Bases Georreferenciadas do Estado do Espírito Santo – GEOBASES”, foi possível fotointerpretar em tela na escala 1:1.000 as classes de uso e ocupação da terra.

A definição das classes de uso e ocupação da terra foi baseada em técnicas de análise visual das ortofotos e inspeções em campo. Por meio desses dados, foram confeccionados os mapas de uso e ocupação da terra no aplicativo computacional ArcGIS[®], versão 10.3.

Estatística Descritiva

A análise e organização dos dados obtidos nas etapas anteriores foi realizada inicialmente por meio de aplicações da estatística descritiva, adequando os dados hidroquímicos na forma de gráficos e tabelas.

Os dados hidroquímicos foram correlacionados com as classes de uso e ocupação da terra que possuem maior influência no contexto ambiental. Essas classes e os parâmetros de qualidade da água utilizados foram agrupados nos conjuntos de valores X e Y. A técnica utilizada foi a correlação de Pearson no aplicativo computacional STATISTICA[®] versão 13.3.

Análise da influência do uso da terra na qualidade da água subterrânea na cidade de Alegre, sul do Espírito Santo, Brasil

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Uso e ocupação da terra nas zonas de proteção

A etapa de fotointerpretação apontou para a existência de seis classes de uso e ocupação da terra: área edificada, estrada pavimentada, vegetação densa, vegetação rasteira, solo exposto e corpo d'água. Algumas dessas classes podem apresentar uma relação maior com os impactos aos recursos hídricos. A classe que ocupou a maior porcentagem de área nas zonas de proteção foi a área edificada.

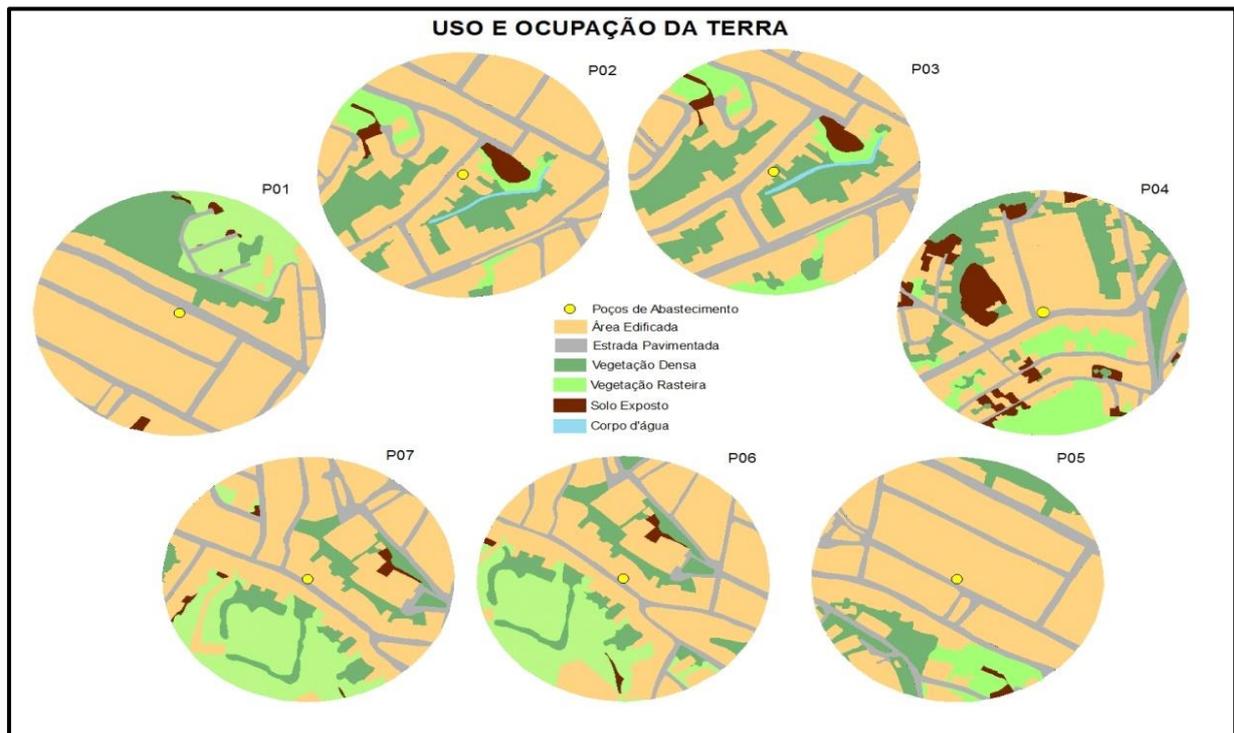


Figura 2. Fotointerpretação das classes de uso e ocupação da terra nos limites das zonas de proteção

Caracterização física, química e biológica da água subterrânea

Os conjuntos de variáveis estatísticas dos parâmetros de qualidade da água e os padrões de potabilidade são representados na Tabela 1 (BRASIL, 2011; WHO, 2006). Sendo possível verificar que a qualidade não está própria para o consumo humano em função do parâmetro de turbidez.

Tabela 1. Conjunto de variáveis estatísticas dos parâmetros de qualidade da água e os padrões de qualidade, exigidos segundo a Portaria 2914/2011.

Parâmetros	Unidade	Mínimos	Média	Desvio Padrão	Máximos	Portaria (2914/2011)
Temperatura	°C	22,000	22,500	0,500	23,000	NDP
Turbidez	UNT	15,000	21,929	9,440	42,800	5,000uT
Sólidos em Suspensão	mg/L	36,700	51,371	17,676	89,300	NPD
Condutividade Elétrica	dS/m	0,150	0,219	0,151	0,560	NPD
pH		6,500	7,157	0,454	7,900	6,000– 9,500
Sólidos Totais Dissolvidos	mg/L	54,400	67,414	15,732	102,300	1000,000
Na ⁺	mg/L	10,200	12,400	4,227	21,900	200,000
K ⁺	mg/L	3,400	4,257	0,640	5,300	55,000*
Ca ⁺²	mg/L	0,000	0,016	0,011	0,030	75,000*
Mg ⁺²	mg/L	0,210	0,359	0,183	0,760	50,000*
Fe ⁺³	mg/L	0,000	0,023	0,035	0,100	0,300
NO ₂ ⁻	mg/L	0,010	0,012	0,004	0,020	1,000
NO ₃ ⁻	mg/L	0,020	0,049	0,071	0,210	10,000
P Total	mg/L	0,120	0,150	0,031	0,210	NPD
Coliformes Totais	NMP	<100,000	<100,000	-	<100,000	Ausência em 100ml

*Classificação segundo WHO (2006); Notas: UNT – Unidade Nefelométrica de Turbidez, NMP – Número Mais Provável em 100 ml, NPD – Não Possui Definição. Os valores para cada poço encontram-se no Apêndice B.

Os valores de desvio padrão dos Sólidos em Suspensão (SS), Sólidos Totais Dissolvidos (STD) e turbidez foram acentuados em relação aos obtidos nos outros parâmetros. Esse fato pode refletir o regime de chuvas mais intenso no mês de coleta.

A análise da concentração média dos parâmetros de qualidade da água em mg/L (Figura 3) demonstra a predominância de alguns íons (Na⁺ e K⁺) em relação a outros (Ca⁺², Mg⁺², Fe⁺³, NO₂⁻, NO₃⁻ e P Total), sendo possível obter informações sobre a água subterrânea e o local em que ela se encontrava no reservatório.

A presença acentuada de Na⁺ e K⁺ pode ter relação com a dissolução de minerais como feldspatos e plagioclásios, além das condições climáticas dominantes. Os outros íons apresentaram quantidades bem menores em relação aos que foram citados, tendo concentração abaixo de 1 mg/L, são eles: Ca⁺², Mg⁺², Fe⁺³, NO₂⁻, NO₃⁻ e P Total.

Análise da influência do uso da terra na qualidade da água subterrânea na cidade de Alegre, sul do Espírito Santo, Brasil

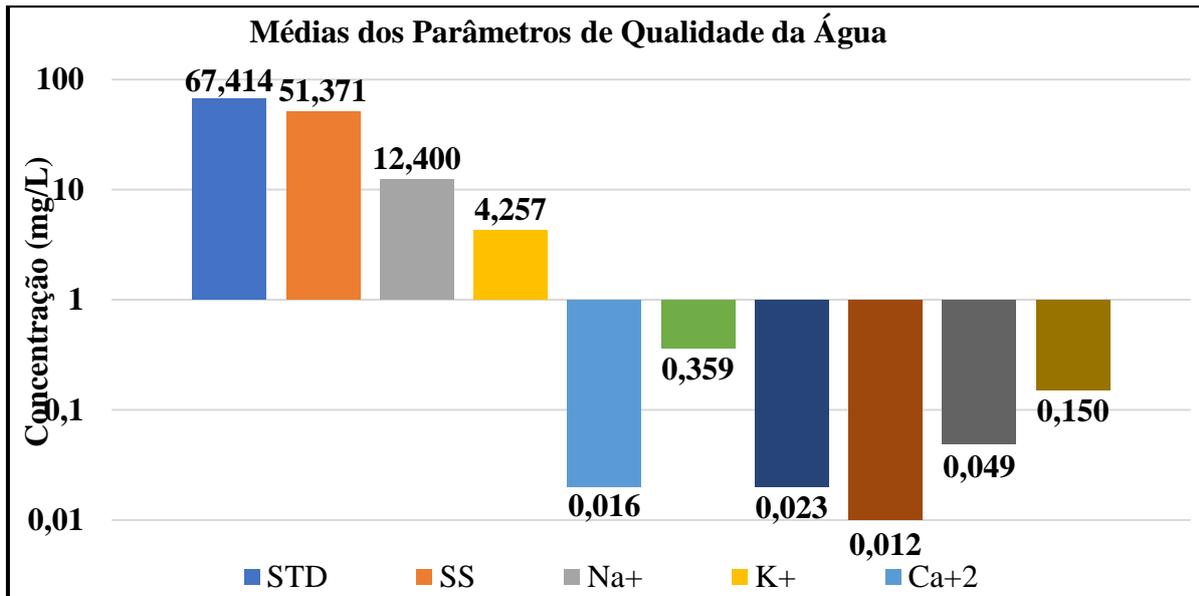


Figura 3. Médias das concentrações dos parâmetros de qualidade da água em mg/L.

Os resultados das análises individuais dos poços demonstraram o contraste nos padrões dos dados do Poço 2 em relação aos outros locais de coleta, podendo ser até o dobro da concentração de vários parâmetros estudados. Esse fato pode estar associado com a ação antrópica no local, e também pelas características das rochas nas proximidades, que podem liberar seus constituintes na água de forma natural, ou mesmo a declividade na região.

A turbidez das águas corresponde ao grau de diminuição de intensidade que um feixe de luz sofre ao atravessá-la, e também pode indicar a qualidade estética das águas para abastecimento público (PIVELI, 2001). Esse parâmetro variou de 15,000 a 42,800 UNT (Figura 4), apresentando valor médio de 21,929 UNT. Dentre as amostras analisadas, todas demonstraram estar fora dos padrões de potabilidade estabelecidos pelo Ministério da Saúde (BRASIL, 2011). Essa condição pode ser ocasionada por problemas no processo de filtragem, permitindo a passagem de partículas (silte, argila etc.).

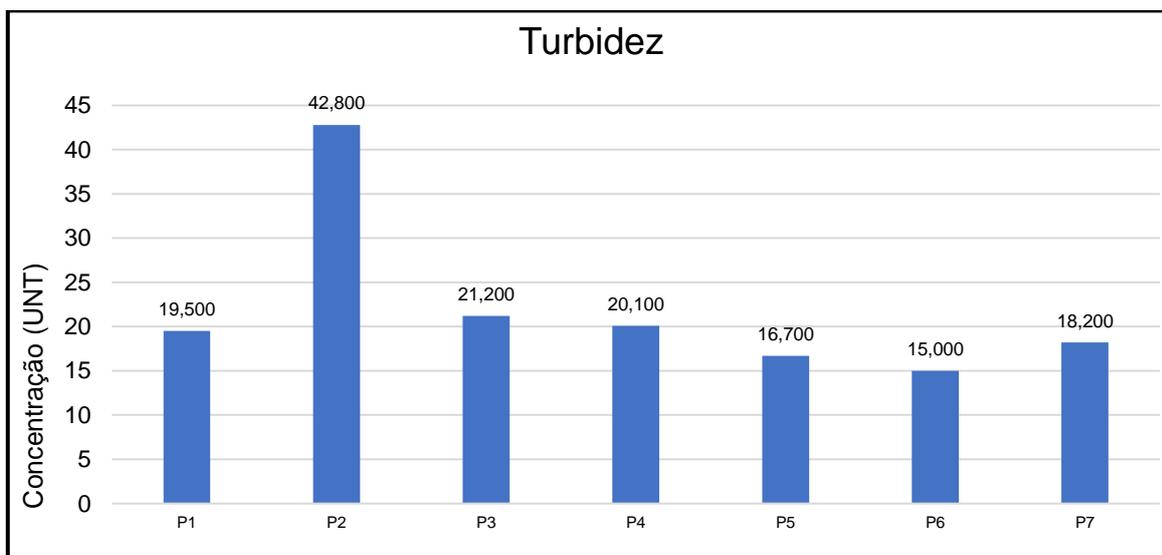


Figura 4. Turbidez nas amostras dos poços de abastecimento.

A temperatura pode mudar consideravelmente devido a profundidade dos poços, e sofrer a interferência de fenômenos naturais e antrópicos (FEITOSA; MANOEL FILHO, 2000). Esse parâmetro variou de 22,000 a 23,000 °C (Figura 5), e sua média foi 22,500 °C. Essa baixa variabilidade pode representar as condições locais sob o ponto de vista climático na cidade de Alegre - ES.

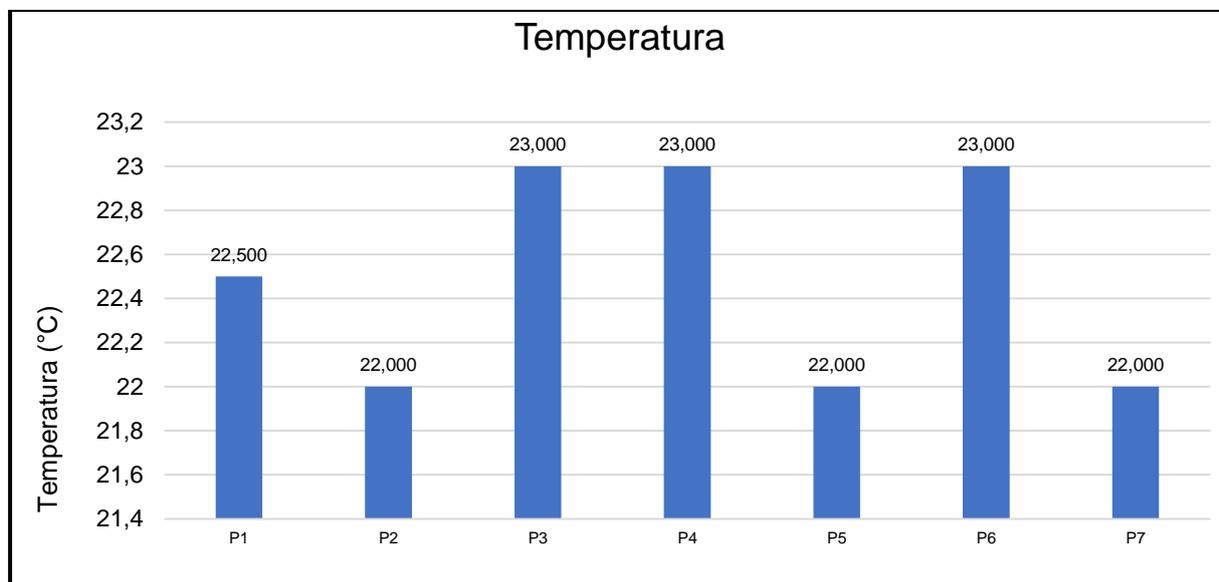


Figura 5. Temperatura das amostras dos poços de abastecimento.

A Condutividade Elétrica (CE) consiste na medida da facilidade de uma água conduzir a corrente elétrica, e seus valores podem crescer de acordo com a temperatura (FEITOSA; MANOEL FILHO, 2000). Ela variou entre 0,150 e 0,560 dS/m (Figura 6), tendo valor médio de 0,219 dS/m. Esses valores podem ser um indicativo de baixa concentração de sais dissolvidos, pela quantidade não ser acentuada.

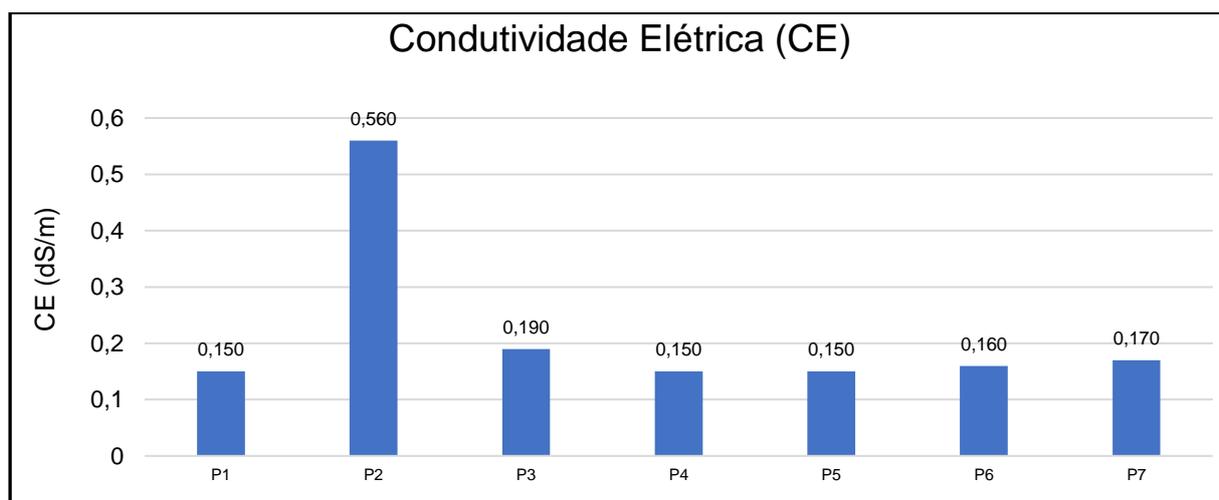


Figura 6. Condutividade Elétrica (CE) das amostras dos poços de abastecimento.

A quantidade de Sólidos em Suspensão (SS) variou de 36,700 a 89,300 mg/L (Figura 7), e a média foi de 51,371 mg/L. Esse parâmetro corresponde à carga sólida em suspensão

Análise da influência do uso da terra na qualidade da água subterrânea na cidade de Alegre, sul do Espírito Santo, Brasil

depois de seca e pesada. Apesar de não serem definidos valores máximos permitidos, as altas quantidades na água subterrânea podem representar problemas na construção dos poços de abastecimento (FEITOSA; MANOEL FILHO, 2000). A quantidade desse parâmetro também pode ser reflexo dos Sólidos Totais Dissolvidos (STD) presentes.

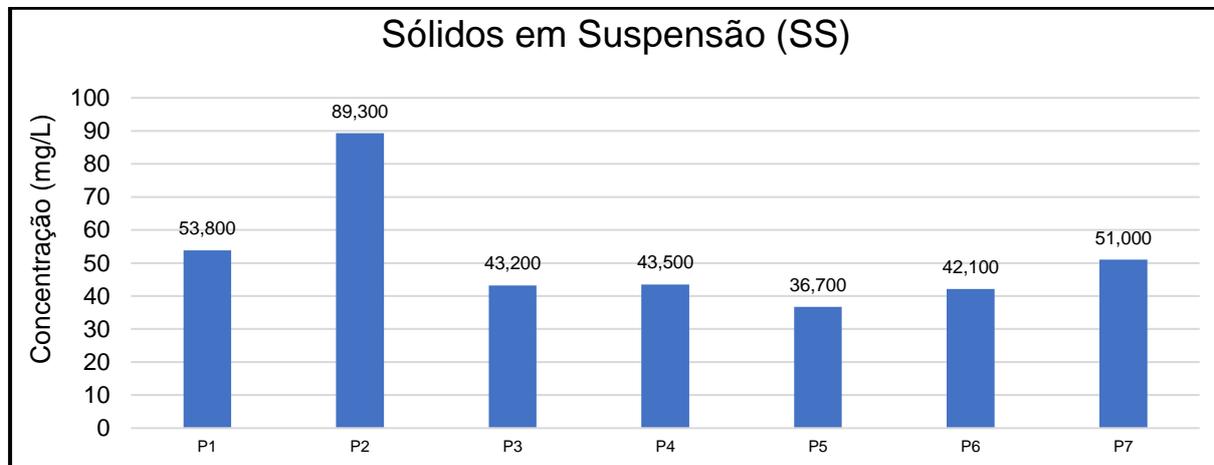


Figura 7. Sólidos em Suspensão (SS) nas amostras dos poços de abastecimento.

Os Sólidos Totais Dissolvidos (STD) correspondem ao peso total dos constituintes minerais presentes na água, sendo medido por unidade de volume (FEITOSA; MANOEL FILHO, 2000). Esses constituintes minerais incluem os sais inorgânicos, tendo a sua concentração natural influenciada pela formação geológica da região. Espera-se que a concentração de sais seja baixa para terrenos com rochas cristalinas, onde existem as mínimas condições de interação da água com a rocha. A concentração desse parâmetro variou entre 54,400 mg/L e 102,300 mg/L (Figura 8), e sua média foi de 67,41 mg/L, em todas as amostras os limites estavam adequados para consumo humano segundo o Ministério da Saúde (BRASIL, 2011).

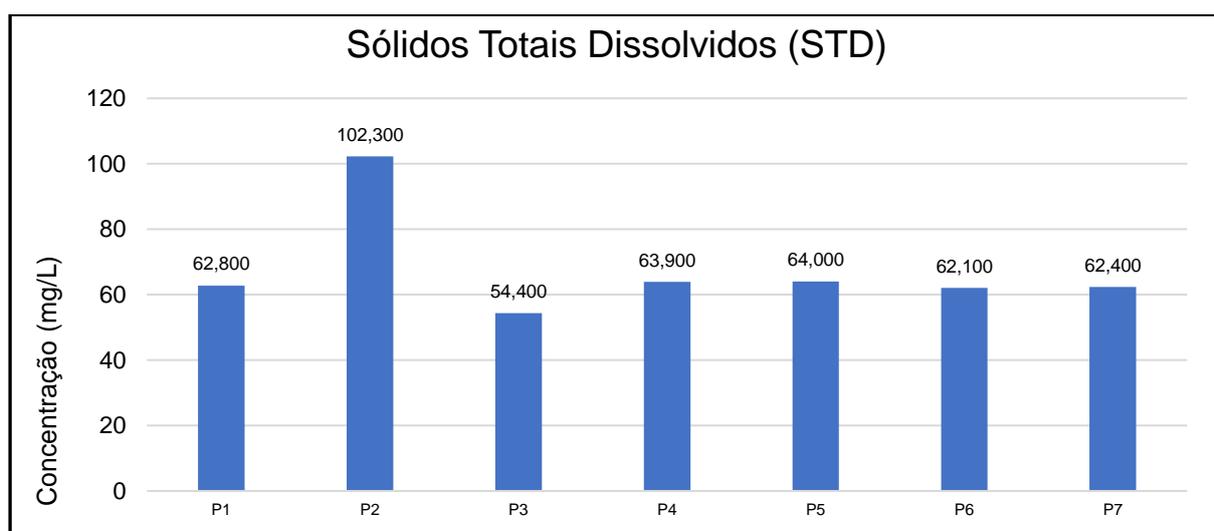


Figura 8. Sólidos Totais Dissolvidos (STD) nas amostras dos poços de abastecimento.

O pH pode ser definido como a atividade do íon hidrogênio na água, sendo representado de forma logarítmica (PIVELI, 2001). Foi constatada uma variação do pH entre 6,500 e 7,900 (Figura 9), assumindo a média de 7,157, indicando que as águas variaram de ácidas a básicas, influenciando nos processos de dissolução de minerais.

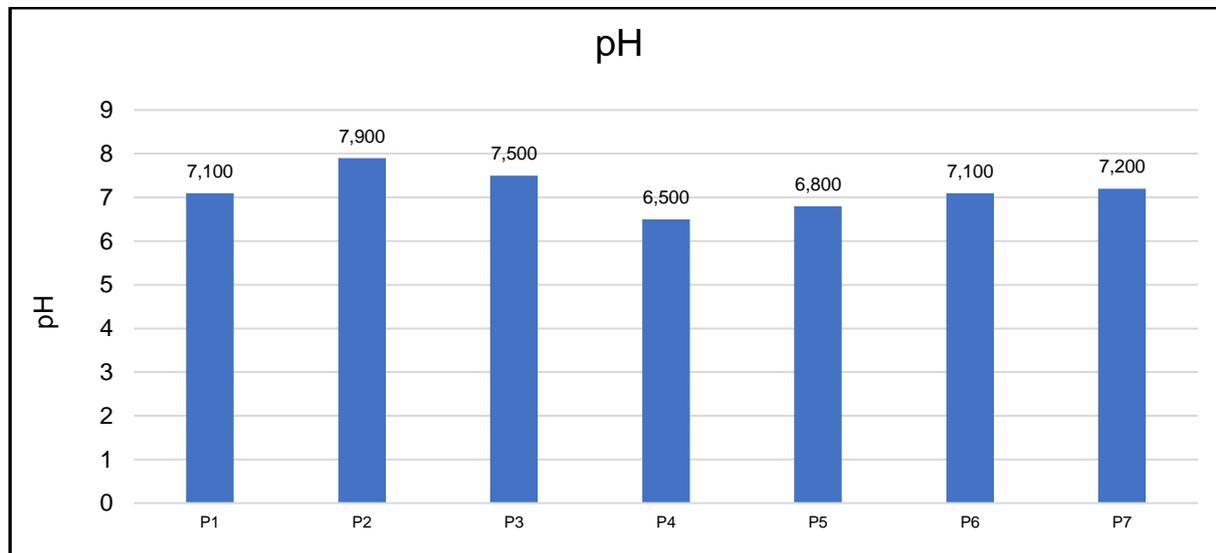


Figura 9. pH presente nas amostras dos poços de abastecimento.

O Na^+ ocorre frequentemente nas águas subterrâneas, entre os motivos para sua presença está a sua solubilidade elevada, e as dificuldades envolvendo a sua precipitação (FEITOSA; MANOEL FILHO, 2000). A quantidade desse cátion variou de 10,200 a 21,900 mg/L (Figura 10), com média de 12,400 mg/L.

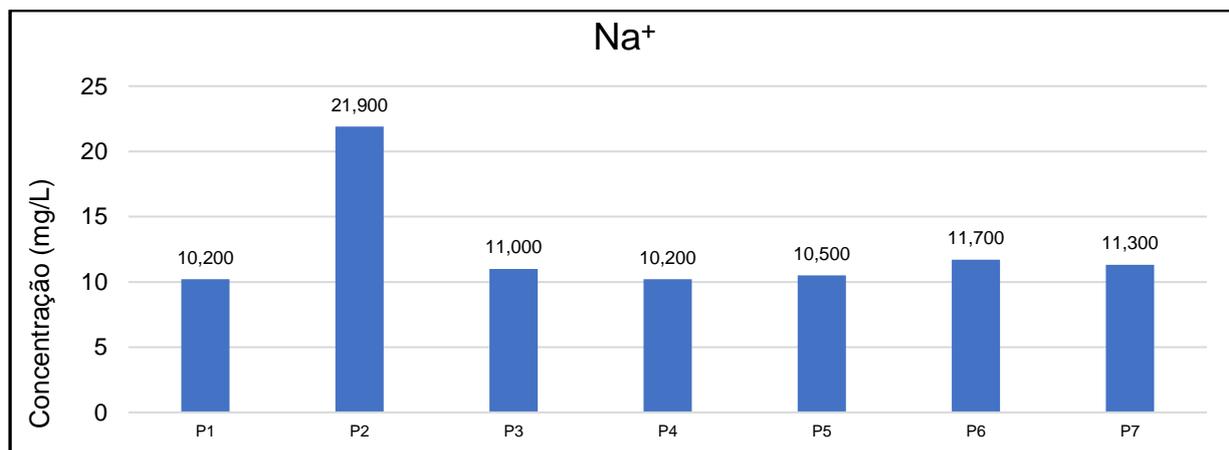


Figura 10. Concentração de Na^+ nas amostras dos poços de abastecimento.

O K^+ costuma ocorrer em pequenas quantidades nas águas subterrâneas, fato que reflete a sua participação nas trocas iônicas, e também a possibilidade de ser adsorvido por minerais de argila. Além disso, costuma ocorrer em minerais como o feldspato e as micas (FEITOSA; MANOEL FILHO, 2000). A quantidade desse cátion variou de 3,400 a 5,300 mg/L (Figura 11), com média de 4,257 mg/L.

Análise da influência do uso da terra na qualidade da água subterrânea na cidade de Alegre, sul do Espírito Santo, Brasil

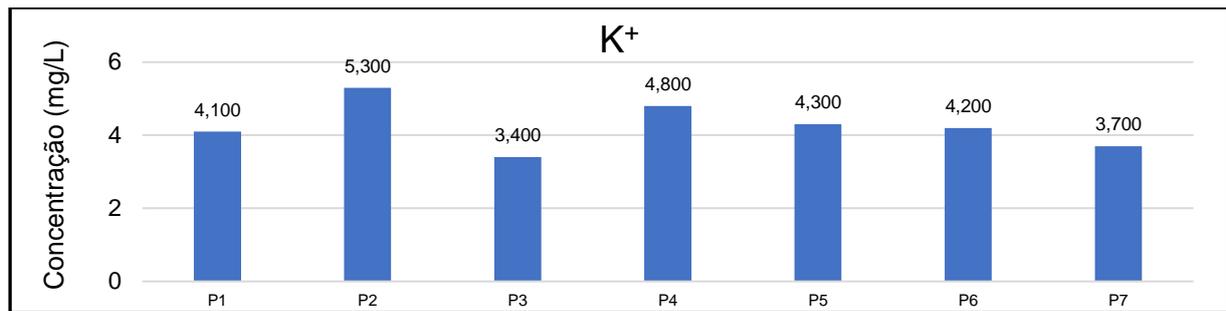


Figura 11. Concentração de K^+ nas amostras dos poços de abastecimento.

O Ca^{+2} possui solubilidade moderada a alta, precipitando na forma de $CaCO_3$. Alguns dos minerais que podem ocorrer são: calcita, aragonita e dolomita (FEITOSA; MANOEL FILHO, 2000). A quantidade desse cátion variou de 0,000 a 0,030 mg/L (Figura 12), apresentando a média de 0,016 mg/L, valores que podem ser considerados baixos no contexto do estudo.

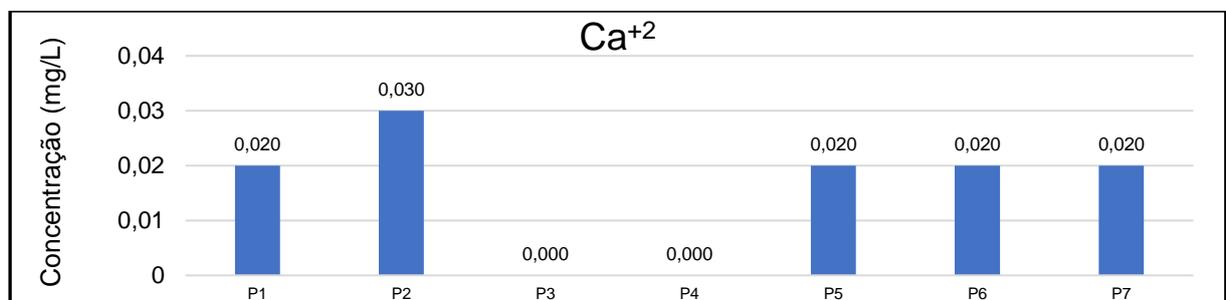


Figura 12. Concentração de Ca^{+2} nas amostras dos poços de abastecimento.

O Mg^{+2} apresenta solubilidade considerável, porém dificilmente precipita, e possui a tendência de permanecer em solução. Sua presença pode estar associada a minerais como a biotita (FEITOSA; MANOEL FILHO, 2000). Esse cátion nas amostras variou de 0,210 a 0,760 mg/L (Figura 13), e sua média foi de 0,359 mg/L.

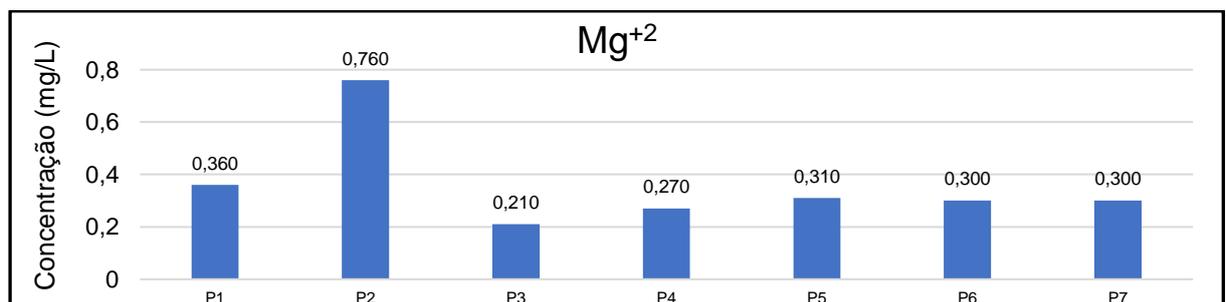


Figura 13. Concentração de Mg^{+2} nas amostras dos poços de abastecimento.

No estudo em questão, as análises evidenciaram a existência do íon férrico (Fe^{+3}), entretanto, as quantidades registradas não representam problema para o abastecimento público (BRASIL, 2011). A presença desse íon pode estar relacionada com processos de oxidação (PIVELI, 2001). Foi detectada uma variação de 0,000 a 0,100 mg/L (Figura 14), e a média foi de 0,020 mg/L.

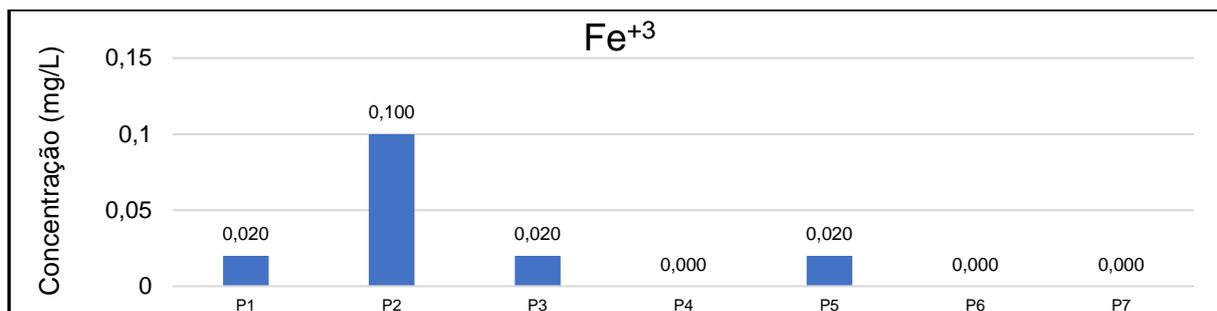


Figura 14. Concentração de Fe^{+3} nas amostras dos poços de abastecimento.

O nitrogênio pode ser encontrado nas águas subterrâneas de diversas formas, os ânions NO_3^- e NO_2^- representam as formas oxidadas possíveis (PIVELI, 2001). O NO_3^- (Figura 15) costuma ocorrer no estágio final de oxidação da matéria orgânica, e sua presença em níveis acima do permitido pode indicar a ação de processos de contaminação antrópica (FEITOSA; MANOEL FILHO, 2000).

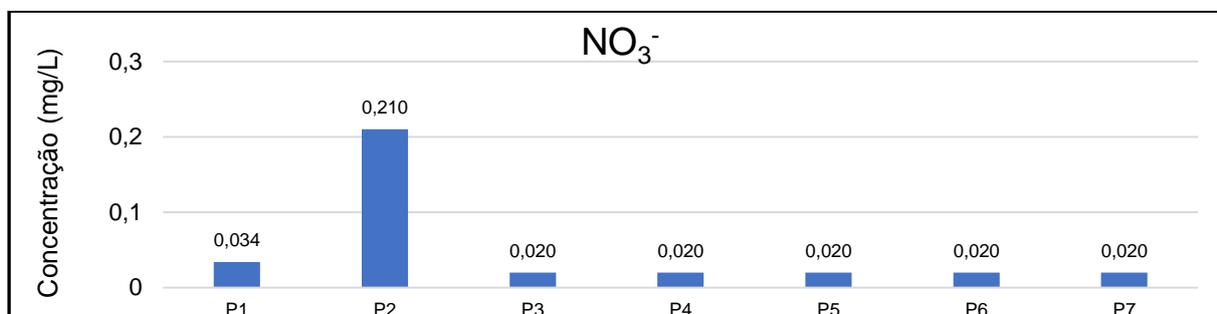


Figura 15. Concentração de NO_3^- nas amostras dos poços de abastecimento.

A quantidade de NO_2^- variou de 0,010 a 0,020 mg/L (Figura 16), e sua média foi de 0,012 mg/L, por outro lado, os teores de NO_3^- demonstraram uma variação de 0,020 a 0,210 mg/L, e sua média foi de 0,049 mg/L. Esses valores não comprometem a qualidade da água para o consumo humano.

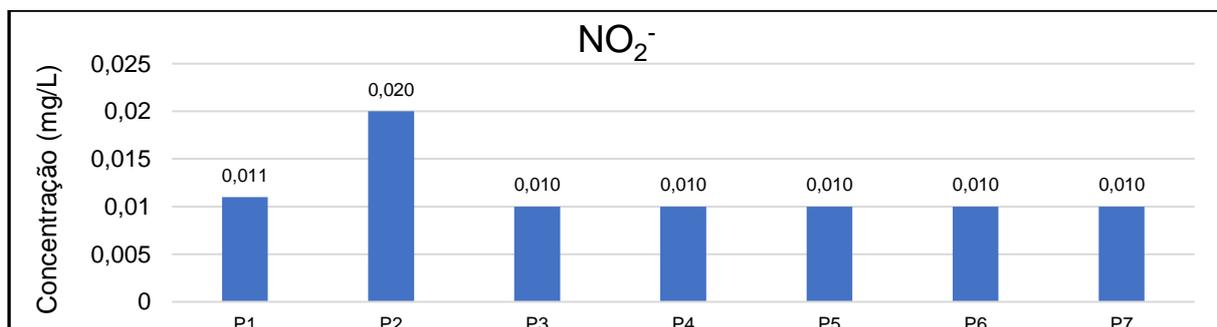


Figura 16. Concentração de NO_2^- nas amostras dos poços de abastecimento.

O P Total costuma atingir as águas naturais por meio da descarga de esgoto, ou utilização de pesticidas nas adjacências, sua ocorrência pode estar relacionada aos níveis de matéria orgânica no sistema estudado (PIVELI, 2001). Os valores de P total variaram entre 0,120 e 0,210 mg/L (Figura 17), e a média foi de 0,150 mg/L.

Análise da influência do uso da terra na qualidade da água subterrânea na cidade de Alegre, sul do Espírito Santo, Brasil

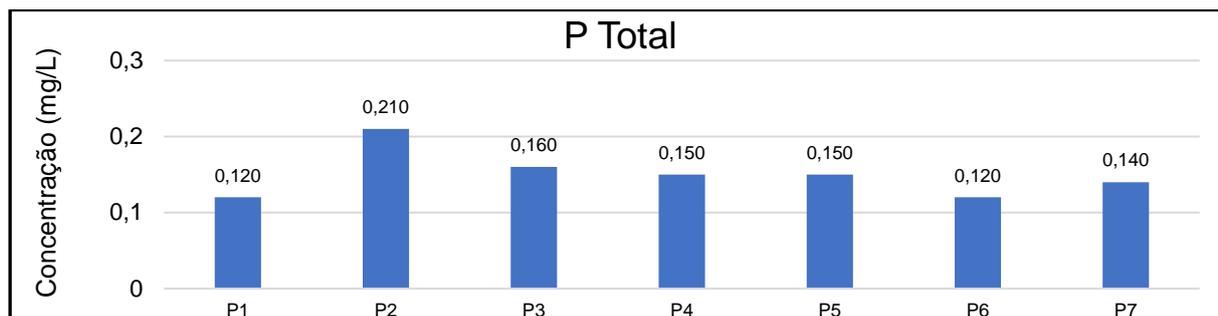


Figura 17. Concentração de P Total nas amostras dos poços de abastecimento.

Os microrganismos indicadores são comumente utilizados para avaliar condições de salubridade, um dos métodos mais utilizados é a contagem de coliformes, onde a sua presença pode ser um dos indícios de contaminação (SOUSA, 2006). Os dados de todas as amostras coletadas demonstraram ausência de coliformes totais em 100 ml, estando de acordo com os padrões de potabilidade (BRASIL, 2011).

Correlação de Pearson

A correlação entre o uso e ocupação da terra e os parâmetros de qualidade da água (Tabela 2) demonstra alguns padrões, como o fato de a área edificada possuir correlação positiva com todos os parâmetros, e a vegetação rasteira apresentar correlação negativa com quase todos, exceto o Ca^{+2} , o que pode representar um *outlier*, ou mesmo a maior influência desse parâmetro na classe. O parâmetro que apresentou a maior correlação positiva foi o Fe^{+3} , mesmo com a sua baixa concentração nas amostras.

Tabela 2. Análise de correlação entre os parâmetros de qualidade da água e as classes de uso e ocupação da terra.

Parâmetro	Área Edificada	Solo Exposto	Vegetação Rasteira
STD	0,3088	0,1027	-0,3597
pH	0,1988	-0,3355	-0,2511
Na^{+}	0,2759	0,0460	-0,3659
K^{+}	0,1812	0,4376	-0,3114
Fe^{+3}	0,4963	-0,0394	-0,6179
Ca^{+2}	0,4086	-0,5983	0,0700
Mg^{+2}	0,3360	-0,0170	-0,3537
NO_2^{-}	0,3079	0,0609	-0,4314

NO ₃ ⁻	0,3069	0,0682	-0,4295
P Total	0,3841	0,2718	-0,6298

Os íons Ca⁺² e Mg⁺² costumam ter comportamento similar, e ambos apresentaram valores relevantes de correlação positiva com a área edificada, 0,4086 e 0,3360 respectivamente, esse fato pode estar vinculado com as taxas de erosão hídrica na região, e que podem acometer solos com maior disponibilidade desses nutrientes, afetando a qualidade da água.

A correlação positiva do solo exposto e da área edificada com os Sólidos Totais Dissolvidos (STD) pode indicar que esses locais sejam fontes de sedimentos, gerando maior quantidade desse parâmetro. Esse fenômeno pode explicar os valores de correlação negativos entre o pH e a vegetação rasteira, pois o carreamento de sólidos proporciona o acúmulo da matéria orgânica nos mananciais, e com a liberação do CO₂ ocorre redução no pH da água.

A correlação negativa da vegetação rasteira com a maior parte dos parâmetros reforça o papel importante desses locais na conservação da qualidade das águas, tendo em vista que os valores máximos permitidos nos parâmetros de qualidade têm maiores chances de estarem em conformidade com a legislação nessas localidades.

As porcentagens das classes de uso e ocupação da terra impactaram menos do que o previsto no estudo, considerando que o solo exposto foi uma das classes que menos cobriu as zonas de proteção em sua totalidade, mas que apresentou valores de correlação positiva e negativa consideráveis quando comparados com as outras classes estudadas.

CONCLUSÃO

As amostras de água subterrânea estudadas estão impróprias para consumo humano segundo a legislação, considerando que os valores de turbidez estão acima dos níveis permitidos. Além disso, o poço 2 demonstrou discrepâncias nos padrões dos resultados obtidos nos outros locais de coleta, alcançando concentrações maiores em diversos parâmetros, o que pode apontar para alguma condicionante de maior impacto na degradação da qualidade da água desse poço, como as rochas, a declividade do local ou a ação antrópica.

As características do poço 2 fazem com que ele esteja ainda mais inadequado nos padrões de potabilidade do que os outros, apesar de todos os poços estarem fora dos padrões por causa da turbidez. E conseqüentemente, o tratamento da água desse poço em específico necessita de maiores esforços para ser realizado.

A análise dos dados da correlação de Pearson apontou a possível ação de processos naturais e antrópicos nos limites das zonas de proteção, influenciando nos valores que associam os parâmetros de qualidade da água com as classes de uso e ocupação da terra. Esse fato reflete a necessidade de compreender a dinâmica do uso e ocupação da terra, com o intuito de mitigar possíveis impactos negativos na qualidade da água subterrânea.

O trabalho desenvolvido pode contribuir na gestão de recursos hídricos em diferentes cenários, associando-se com outras etapas de um planejamento estratégico para assegurar a disponibilidade de água em quantidade e qualidade suficiente para atender a população, e ao

Análise da influência do uso da terra na qualidade da água subterrânea na cidade de Alegre, sul do Espírito Santo, Brasil

mesmo tempo conscientizar a sociedade sobre os riscos que as atividades potencialmente poluidoras podem representar para a água subterrânea.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BRASIL, Ministério da Saúde. Portaria nº 2.914, de 12 de dezembro de 2011. Dispõe sobre os procedimentos de controle e de vigilância da qualidade da água para consumo humano e seu padrão de potabilidade. 2011.

CARVALHO, A. M.; HIRATA, R. Avaliação de métodos para a proteção dos poços de abastecimento público do Estado de São Paulo. **Geologia USP. Série Científica**, v. 12, n. 1, p. 53–70, 2012.

CRUZ, E. A.; CELESTINO, R. C.; CABANÊZ, P. A. Análise da significância de impactos pela extração de areia no leito do Rio Braço Norte Esquerdo no município de Alegre-ES. **Revista Enciclopédia Biosfera**, v. 9, n. 16, p. 114–124, 2013.

DELMANTO JUNIOR, O. **Determinação da capacidade de uso da terra do município de São Manuel (SP), obtido por meio do sistema de informações geográficas (SIG)-IDRISI**. Tese (Doutorado em Agronomia/Irrigação e Drenagem) - Faculdade de Ciências Agrônômicas, Universidade Estadual Paulista. Botucatu, 2003.

DORNELLES, T. F. **Análise da alteração do uso do solo em bacias hidrográficas**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Pesquisas Hidráulicas Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2003.

FAVERO, L. P.; BELFIORE, P. **Manual de análise de dados: estatística e modelagem multivariada com Excel®, SPSS® e Stata®**. Elsevier Brasil, 2017.

FEITOSA, F. A. ;; MANOEL FILHO, J. **Hidrogeologia: conceitos e aplicações**. 2. ed. Fortaleza, CE: CPRM, 2000.

FIGUEIREDO FILHO, D. B.; SILVA JÚNIOR, J. A. Desvendando os mistérios do coeficiente de correlação de Pearson (r). **Revista Política Hoje**, v. 18, n. 1, p. 115–46, 2009.

FILIZOLA, H. F. et al. Monitoramento e avaliação do risco de contaminação por pesticidas em água superficial e subterrânea na região de Guaíra. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 37, n. 5, p. 659–667, 2002.

FOSTER, S. et al. Proteção da qualidade de águas subterrâneas - Guia para empresas de água, autoridades municipais e agências ambientais. **Banco Mundial**, Washington/EUA, p. 104, 2006.

FREEZE, R. A.; CHERRY, J. A. **Águas Subterrâneas**. Tradução Everton de Oliveira et al.

São Paulo: Everton de Oliveira, 2017. 698p.

GIAMPÁ, C. E. Q.; GONÇALES, V. G. **Águas subterrâneas e poços tubulares profundos**. 1. ed. São Paulo: Signus Editora, 2006.

GOMES, M. C. R. et al. SIG como ferramenta aplicada a qualidade das águas subterrâneas: alternativa de gerenciamento. **Águas Subterrâneas**, p. 1–4, 2011.

GONÇALVES, T. D. **Geoprocessamento como ferramenta de apoio à gestão dos recursos hídricos subterrâneos do Distrito Federal**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 2007. 88p.

GROTZINGER, J.; JORDAN, T. **Para Entender a Terra**. 6. ed. Porto Alegre: Bookman Editora, 2013.

ITGE. Guía Metodológica para la Elaboración de Perímetros de Protección de Captaciones de Aguas Subterrâneas. dez. 1991.

LIMA, J. S. S. et al. Variabilidade temporal da precipitação mensal em Alegre – ES. **Revista Ciência Agrônômica**, v. 39, p. 327–332, 2008.

PIVELI, R. P. Curso Qualidade das Águas e Poluição: Aspectos Físico-Químicos. EEUSP, 2001.

RIBEIRO, M. L. et al. CONTAMINAÇÃO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS POR PESTICIDAS: AVALIAÇÃO PRELIMINAR. **Química Nova**, v. 30, n. 3, p. 688–694, 2007.

SILVA, R. C. A.; ARAÚJO, T. M. Qualidade da água do manancial subterrâneo em áreas urbanas de Feira de Santana (BA). **Ciência & Saúde Coletiva**, v. 8, p. 1019–1028, 2003.

SOUSA, C. P. Segurança alimentar e doenças veiculadas por alimentos: utilização do grupo coliforme como um dos indicadores de qualidade de alimentos. **Revista APS**, v. 9, n. 1, p. 83–88, 2006.

TEIXEIRA, W. et al. **Decifrando a Terra**. 2. ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2009.

WHO. Nitrate and Nitrite in Drinking Water. **Background Document for Development of WHO Guidelines for Drinking-water Quality**, 2006.

ZOBY, J. L. G. Panorama da qualidade das águas subterrâneas no Brasil. **Revista Águas Subterrâneas**, 2008.

Capítulo 5

Vulcanismo de rifte associado à plumas mantélicas: exemplos do sistema de riftes do leste africano (EARS) e do zona do rifte Baikal, SE da Rússia

Cláudia dos Santos¹; Ramon Messias Martins²; André Danderfer Filho³

RESUMO. Os Riftes do Leste Africano (EARS) constituem um sistema de rifteamento continental relacionado a ação de uma ou mais plumas mantélicas, o qual exibe um magmatismo predominantemente máfico, alcalino e ultrabásico, retratando o ambiente extensional. Esse sistema é constituído, ao norte, pelo rifte da Etiópia e, na extremidade sul, por dois segmentos denominados riftes Ocidental e Gregory. O rifte da Etiópia apresenta um vulcanismo basáltico com características geoquímicas e isotópicas de Sr, Nd e Pb que sugerem o envolvimento de componentes da pluma, manto e assimilação crustal em sua gênese. O rifte Ocidental apresenta um vulcanismo insaturado em sílica, ultrapotássico e ultrasódico e é explicado, a partir de características geoquímicas e isotópicas, por ter sido gerado pela fusão parcial de diferentes partes de uma pluma do manto heterogêneo em diferentes profundidades. O rifte Gregory é caracterizado por um vulcanismo máfico com assinatura geoquímica semelhantes a basaltos de ilhas oceânicas (*OIB*). O rifte Baikal, localizado ao sul da Sibéria, Rússia, é um exemplo da interação entre esforços remotos relacionados a tectônica de placas e a ação de pluma mantélica. A partir de dados geoquímicos e isotópicos, é interpretado três eventos tectônicos na geração do rifte Baikal. O primeiro ocorreu em resposta ao *far field stress* gerado pela extensão da Ásia Central, o segundo correspondeu ao episódio de *far field stress* gerado pela colisão Índia-Eurásia e o terceiro, caracterizou a mudança do rifteamento, estando associado a ação de pluma mantélica.

PALAVRAS-CHAVE. Geoquímica; Rifteamento; Sítios Tectônicos;

INTRODUÇÃO

A geoquímica de rochas vulcânicas em riftes continentais fornece importantes informações sobre as fontes e mecanismos de geração de magma durante o rifteamento. Rochas vulcânicas de riftes associados a pluma mantélica podem apresentar composição basáltica alcalina a toleítica com associação de derrames silicáticos, como riolitos (GIL 2014). A caracterização litogeoquímica da existência de uma pluma mantélica em um processo de rifteamento é de difícil interpretação, pois além da assinatura da pluma, estão presentes componentes do manto depletado e assimilação crustal. Além disso, tanto os riftes associados a pluma quanto aqueles gerados por processo passivo apresentam vulcanismo com características geoquímicas semelhantes a basaltos de ilhas oceânicas (*OIB*). Portanto, este capítulo traz uma compilação bibliográfica sobre dados geoquímicos e isotópicos de riftes

^{1 2 3} Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO/EM/UFOP), Ouro Preto, MG, Brasil.

Vulcanismo de rifte associado à plumas mantélicas: exemplos dos sistema de riftes do leste africano (EARS) e da zona do rifte Baikal, SE da Rússia

associados a plumas mantélicas com o objetivo de contribuir para essa área do conhecimento em que os registros disponíveis estão dispersos e são raros na língua portuguesa.

O Sistema de Riftes Leste Africano (EARS) é um exemplo clássico de rifteamento continental relacionado a atividade de uma ou mais plumas mantélicas, o qual exibe um magmatismo predominantemente máfico, alcalino e ultrabásico, retratando o ambiente extensional (CHAKRABARTI et al. 2009, Figura 1). Esse sistema é constituído, ao norte, próximo ao triângulo de Afar, pelo rifte da Etiópia e, na extremidade sul, por dois segmentos com menor grau de extensão crustal (Furman 2007), denominados riftes Ocidental (porção sudoeste) e Gregory (porção sudeste).

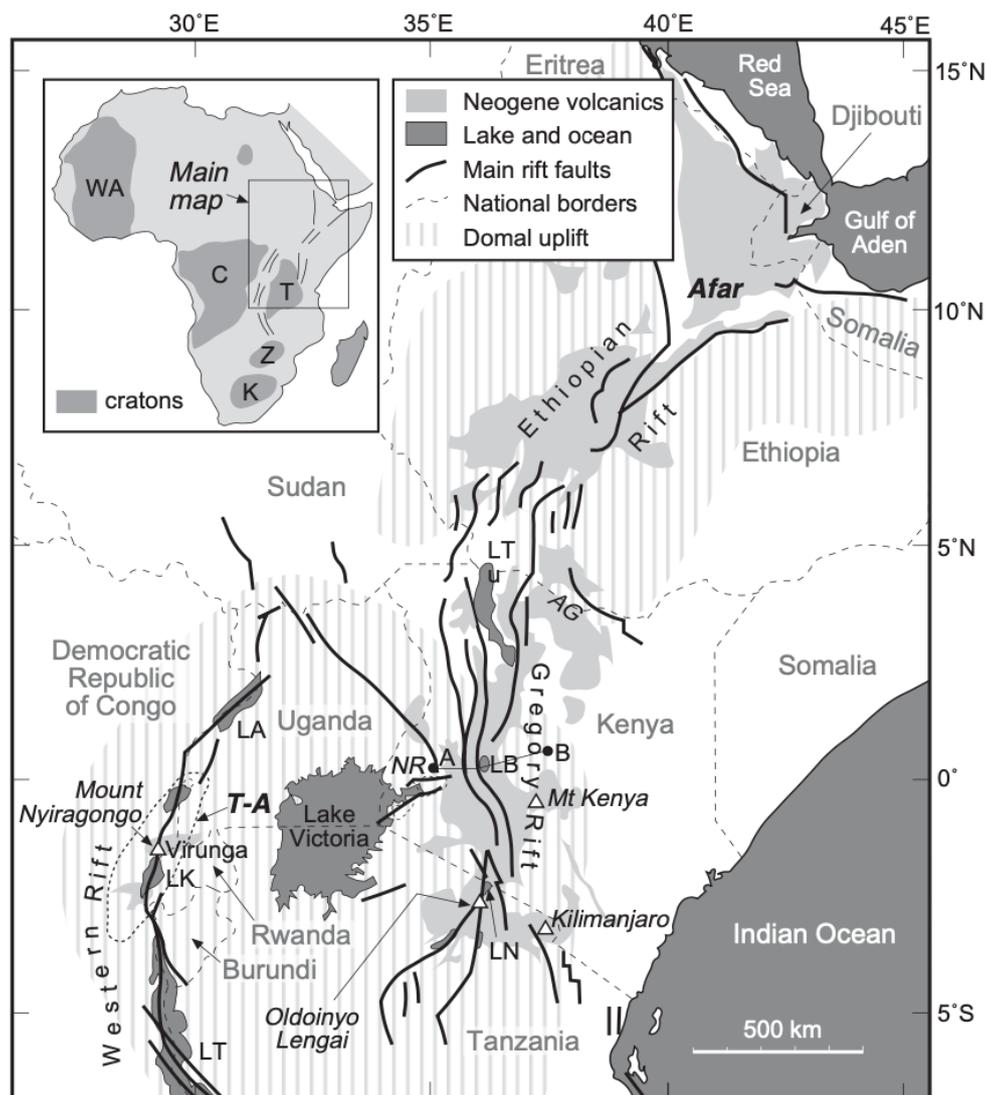


Figura 1. Sistema de rifte do leste da África, em destaque os riftes do leste (Gregory), do oeste e da Etiópia conforme Gill (2014). As linhas espessas em preto indicam as principais falhas extensionais, as áreas em cinza claro representam a distribuição das rochas vulcânicas neógenas associadas à riftes. As hachuras verticais em cinza claro indicam a extensão do soergimento do domo acima de 1200 m (platôs Etíope e do leste da África). T-A, província vulcânica de Toro Ankole; AG, Grabem de Anza; NR, rifte de Nyanza; LA, Lago Albert; LB, Lago Baringo; LK, Lago Kivu; LN, Lago Natron; LT, Lago Tanganika; LTu, Lago Turkana.

O vulcanismo neógeno do EARS foi associado ao desenvolvimento de duas “elevações” topográficas amplas – regiões de soerguimento em domo – (Figura 1), uma no limite com o rifte da Etiópia (domo da Etiópia) e outra centralizada no lago Vitória (domo do Quênia), as quais são separadas pela depressão de Turkana (GILL 2014). De acordo com Gill (2014) essas “elevações” topográficas compreendem ao soerguimento de aproximadamente 3000 m de altitude acima do nível do mar, o que, devido a amplitude da região soerguida, implica o apoio dinâmico fornecido por uma coluna de densidade anormalmente baixa, a qual permite o soerguimento do manto sob essas elevações. Além disso, Baker (1997) afirma que, durante o Neógeno, cerca de 10^5 a 10^6 Km³ de produtos vulcânicos foram derramados ao longo do rifte Gregory, e um volume semelhante está associado ao rifte da Etiópia (ROGERS 2006). Segundo Gill (2014), essa larga escala de produção vulcânica, considerando o grande volume correspondente de magma de alta densidade também inserido na crosta ao longo do rifte Gregory, observado no perfil gravimétrico de Gill (2014), indica temperaturas potenciais elevadas no manto subjacente. Gill (2014) ainda afirma que, considerados em conjunto, o soerguimento e o volumoso magmatismo apontam para a presença de uma pluma mantélica convectiva quente em ascensão sob o leste da África.

A caracterização litogeoquímica da existência de uma pluma mantélica em um processo de rifteamento é de difícil interpretação, pois além da assinatura da pluma, estão presentes componentes do manto depletado e assimilação crustal. Além disso, tanto os riftes associados a pluma quanto aqueles gerados por processo passivo apresentam vulcanismo com características geoquímicas semelhantes a basaltos de ilhas oceânicas (*OIB*). A astenosfera é empobrecida em elementos incompatíveis e elementos terras raras leves, estando conectada a produção de basaltos de cadeias meso-oceânicas (*MORB*). No entanto, o vulcanismo semelhante ao *OIB* presente nas rochas vulcânicas de rifteamento ativo é interpretado na literatura como produto da fusão da pluma sublitosférica enriquecida, semelhante ao que ocorre sob ilhas oceânicas associadas a hot spots (MACDONALD et al. 2001). Já a geração de vulcanismo semelhante ao *OIB* em riftes passivos é complexo e ainda apresenta muitas controvérsias.

Diante do exposto, a interpretação da ação de uma pluma na gênese de riftes continentais deve ser feita com critério, levando-se em conta não apenas sua assinatura geoquímica, mas também indícios de domeamento e evidências geofísicas.

Rifte da Etiópia

O rifte da Etiópia é caracterizado por grande volume de magma basáltico que foi extrudido na fase pré-rifte, durante o oligoceno, relacionado com a quebra continental entre as placas Africana e Arábica. Pik et al. (1998) e Pik et al. (1999) separaram os basaltos em dois grupos com características geoquímicas e isotópicas distintas: os grupos HT1 e HT2, caracterizados com altos teores de Ti e o grupo LT, caracterizado por baixo teor de Ti. A discrepância entre os dados geoquímicos e comportamentos isotópicos (Sr, Nd e Pb) entre os grupos LT e HT2 obtidos por esses autores, permitiram a interpretação de que ambos foram originados de diferentes magmas parentais e evidenciam que os basaltos do rifte da Etiópia apresentam petrogênese formada pelo envolvimento de vários componentes mantélicos e crustais.

Vulcanismo de rifte associado à plumas mantélicas: exemplos dos sistema de riftes do leste africano (EARS) e da zona do rifte Baikal, SE da Rússia

Pik et al. (1998) e Pik et al. (1999) afirmam que os basaltos HT2 preservaram a assinatura geoquímica e isotópica da pluma, os basaltos LT apresentam forte influência da litosfera em sua composição e os basaltos HT1 apresentam características intermediárias entre os dois grupos.

O grupo HT2 é caracterizado por basaltos transicionais com forte afinidade alcalina. Esse grupo possui altos conteúdos de elementos terras raras (*REE*), exibindo um forte fracionamento com enriquecimento dos elementos terras raras leves (*LREE*) em relação aos pesados (*HREE*). Juntamente com altos teores de *LREE*, os basaltos do grupo HT2 exibem padrões de elementos traço incompatíveis semelhantes aos basaltos de ilhas oceânicas (*OIB*; Figura 2), sendo enriquecidos nestes elementos, apresentando conteúdo moderado de elementos litófilos (*LILE*) e um maior enriquecimento de elementos de alto campo (*HSFE*), comparado com o manto primitivo e *MORB*. Contrastando com o grupo LT, o grupo HT2 apresenta altos teores de TiO_2 (2,6 - 5%), $Fe_2O_3^*$ (13,1 - 14,7%), CaO/Al_2O_3 (0,9 - 1,43%), Nb/La (1,1 - 1,4%), MgO (7 - 16,5%) e baixos conteúdos de SiO_2 (44 - 48,6%). Também são observadas pelos autores depleções em Rb, Sr e K.

O grupo LT é caracterizado como basalto transicional, porém com afinidade toleítica e exibindo baixos teores de elementos incompatíveis (Figura 2) e *REE*, o qual apresenta um padrão aproximadamente plano observado em um spider-diagrama normalizado para o manto primitivo. O grupo apresenta depleção em Rb, Th, U, Ta e Nb e proeminentes picos de Ba, K, Pb e Sr. Também são observados por Pik et al. (1998) baixos conteúdos de TiO_2 (1 - 2,6%), $Fe_2O_3^*$ (10,5 - 14,8%), CaO/Al_2O_3 (0,4 - 0,75%), Nb/La (0,55 - 0,85%) e, relativamente, teores de SiO_2 mais elevados (47 - 51%). Os grupos LT e HT1 apresentam baixos conteúdos de MgO (4,3 - 6,3%).

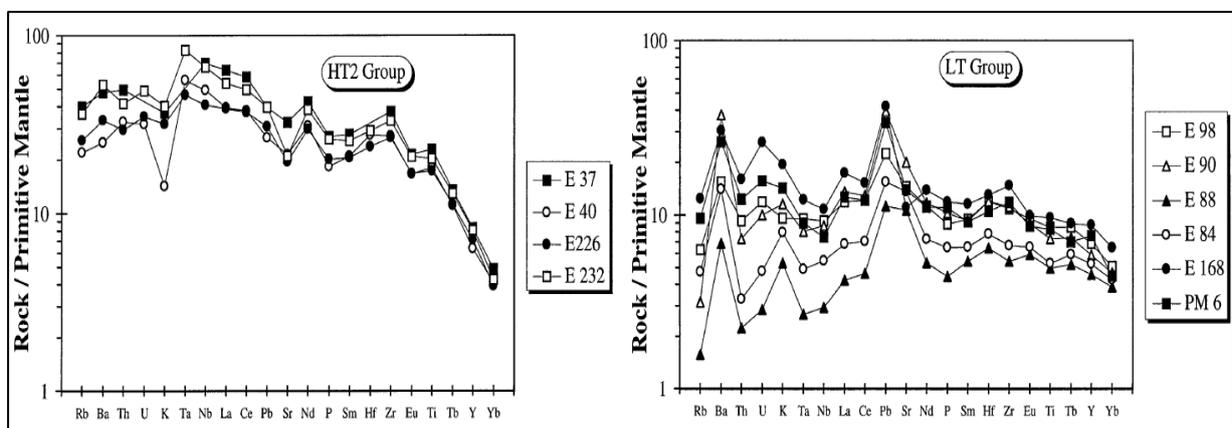


Figura 2. Padrões dos elementos incompatíveis normalizados com o manto primitivo pertencentes às rochas vulcânicas do rifte da Etiópia. O padrão a esquerda pertence às rochas do grupo HT2 e exibe um padrão semelhante ao OIB. O padrão a direita pertence aos basaltos LT. Adaptado de Pik et al. 1999.

As propriedades químicas dos basaltos HT2 descritas acima e os valores das razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0,704$, $^{143}Nd/^{144}Nd \sim 0,51295$, $^{206}Pb/^{204}Pb \sim 18,8$ e $^3He/^4He \sim 19,6$ indicam que essas rochas são derivadas de componente mantélico com características semelhantes a *OIB*

(Figura 3), o que corresponde ao material primitivo da pluma de Afar (PIK et al. 1998, PIK et al. 1999).

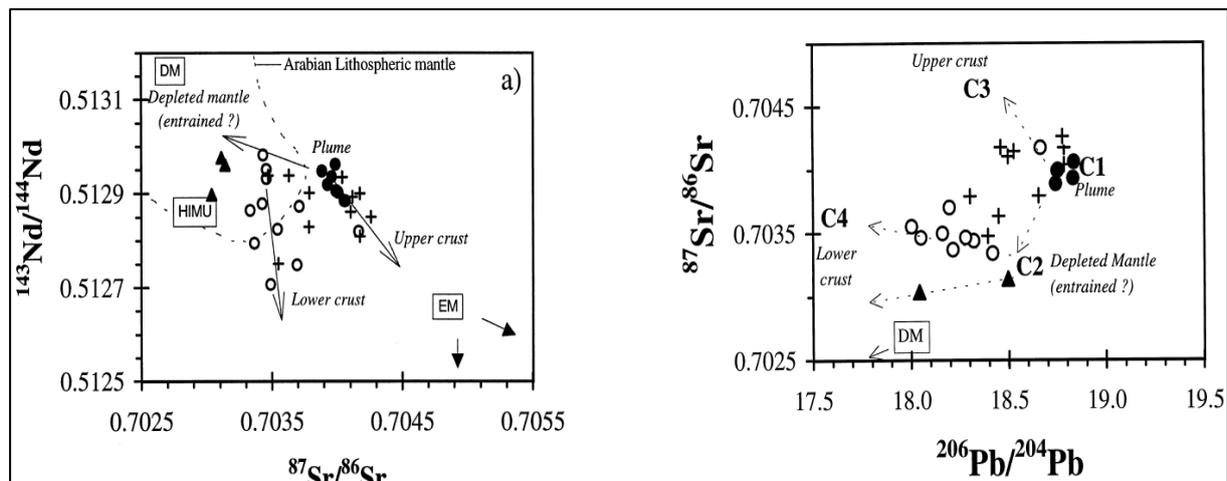


Figura 3. Composição dos isótopos de Sr, Nd e Pb dos basaltos do rifte da Etiópia. Os círculos preenchidos correspondem aos basaltos HT2, os círculos vazios aos basaltos HT1 e as cruzes aos basaltos LT. Adaptado de Pik et al. 1999.

As propriedades geoquímicas dos basaltos LT exibem uma forte assinatura litosférica caracterizada, principalmente, pela relativa depleção em Nb, Ta, Th e Rb comparada a de basaltos oceânicos, a qual está diretamente relacionada com contaminação crustal (PIK et al. 1999). As razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,7033$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0,5130$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18,6$ observadas nesse grupo (Figura 3) são resultantes da fusão de um componente do manto mais empobrecido (PIK et al. 1999).

De acordo com Pik et al. (1999), os basaltos do rifte da Etiópia originaram inicialmente da fusão derivada diretamente da pluma de Afar. A influência da litosfera, deduzida a partir da composição dos basaltos LT, foi resultado da contaminação magmática posterior, devido ao tempo de residência crustal. Segundo Pik et al. (1998), os basaltos HT2 preservaram a assinatura original da pluma pois, diferente dos outros grupos, foram extrudidos em locais de tectonismo ativo. Esses locais favorecerem a rápida ascensão do magma em direção a superfície, minimizando o tempo de residência na crosta.

Rifte Gregory

De acordo com MacDonald et al. (2001), as rochas vulcânicas do rifte Gregory, ou rifte do Quênia, são classificadas como nefelinitos, basanitos, álcali-olivina basaltos e hiperstênio-normativo basaltos. Essas rochas são máficas, com conteúdo de sílica menor que 51% e Mg - valores entre 40 a 80. Essas rochas são quimicamente semelhantes ao OIB, e mostram enriquecimento em elementos incompatíveis (Figura 4), já que os elementos de alto campo (HSFE), incluindo o Nb, estão presentes em níveis tão elevados quanto os elementos litófilos de íons grande (LILE).

É observada significativa depleção em K, interpretada por Spath et al. (2001), como resultado da presença de anfibólio residual durante a fusão da fonte que gerou essas rochas. Em relação aos REE normalizados com o manto, é observado um enriquecimento de LREE em

Vulcanismo de rifte associado à plumas mantélicas: exemplos dos sistema de riftes do leste africano (EARS) e da zona do rifte Baikal, SE da Rússia

relação aos *HREE* (Figura 5). De acordo com MacDonal et al. (2001), os isótopos de Sr-Nd apresentam valores $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0,51275$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,7035$, os quais se enquadram dentro do intervalo de valores semelhantes ao *OIB*.

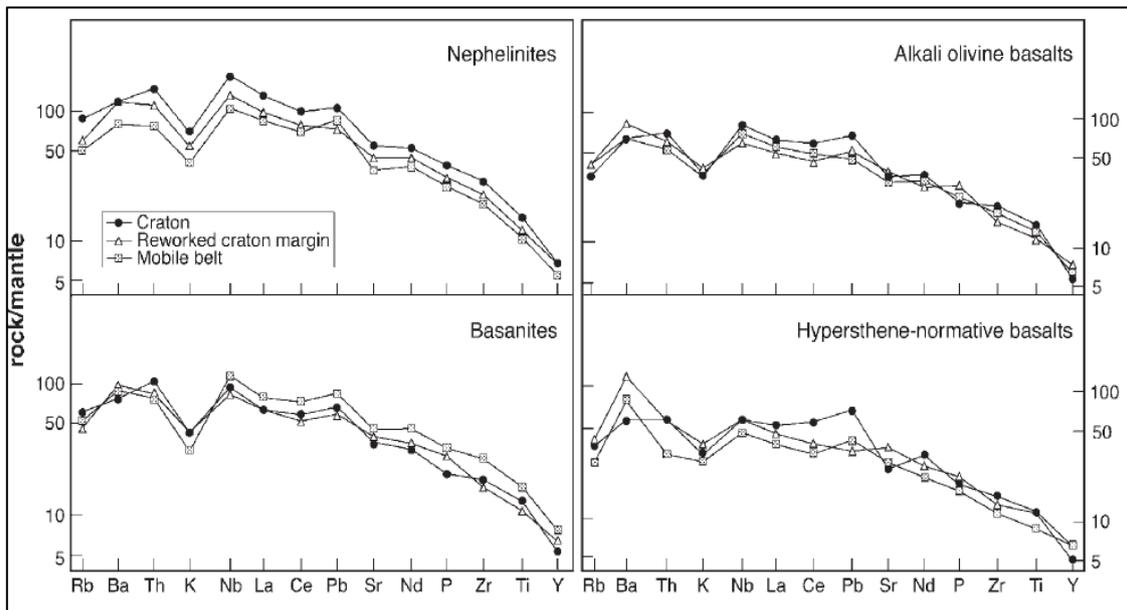


Figura 4. Padrões dos elementos incompatíveis normalizados com o manto primitivo pertencentes às rochas vulcânicas do rifte Gregory. O padrão exibido é semelhante ao *OIB* conforme Macdonald et al. 2001.

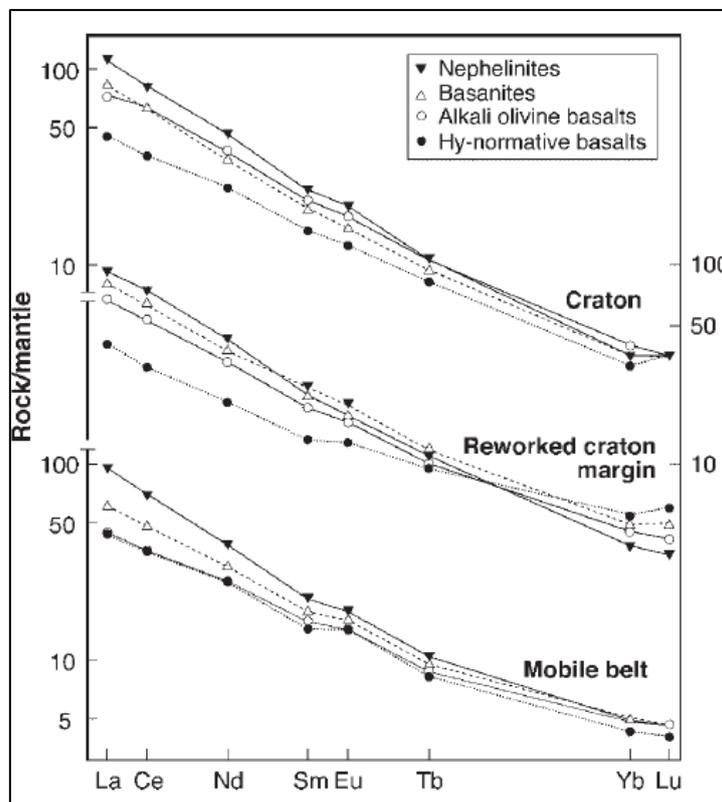


Figura 5. Padrões dos *REE* normalizados com o manto primitivo pertencentes às rochas vulcânicas do rifte Gregory conforme Macdonald et al. 2001.

Rifte Ocidental

Chakrabarti et al. (2009) caracterizaram geoquímica e isotopicamente rochas providas dos vulcões Nyiragongo e Nyamuragira pertencentes a província vulcânica Virunga, localizada no rifte Ocidental do *EARS* (Figura 1). As rochas do vulcão Nyiragongo consistem em foiditos, enquanto que as do vulcão Nyamuragira compreendem basaltos, basanitos e tefritos. Essas rochas são insaturadas em sílica e apresentam afinidade alcalina.

Em relação a composição dos elementos maiores, as rochas do Nyiragongo são ultrapotássicas (K_2O - 5,7%) e ultrasódicas (Na_2O - 6,0%), e apresentam conteúdo máximo de SiO_2 de 36,6%. Em contrapartida, as rochas do Nyamuragira apresentam teores baixos de K_2O (1,6%) e Na_2O (1,5%), com teor máximo de SiO_2 de 45,2%. Em relação aos elementos traço, as rochas vulcânicas de Nyiragongo e Nyamuragira apresentam enriquecimento de *LREE*, *LILE* e *HSFE*. As maiores concentrações de *REE* e o maior fracionamento dos *LREE* (média de $La_N/Yb_N = 41,0$) são observados nas lavas Nyiragongo, enquanto que as lavas Nyamuragira exibem concentrações menores de *REE* e um menor fracionamento dos *LREE* (média de $La_N/Yb_N = 19,2$) em relação as lavas Nyiragongo.

A composição dos elementos maiores e traço das rochas vulcânicas de Nyiragongo e Nyamuragira sugerem que elas foram formadas por fusão parcial de uma fonte rica em carbonato metassomatizado (razões *Zr/Hf* elevadas: máxima 79) e flogopita (baixos índices de *K/Rb*: 231 - 356), com presença de granada residual, caracterizada pelas altas razões *Dy/Yb*, porém com ausência de anfibólio. A presença de granada residual e flogopita sugere uma fusão derivada de profundidades entre 80 e 150 km.

A composição dos elementos traço evidencia a ausência de contaminação crustal e sugere origem sub-litosférica e sub-astenosférica. Os autores interpretam as composições altamente sódicas e potássicas das lavas de Nyiragongo como derivadas da fusão parcial de uma fonte com mineralogia original, possivelmente, providas do manto inferior.

Em relação aos isótopos *Nd-Sr-Pb*, as rochas vulcânicas de Nyiragongo e Nyamuragira mostram correlações semelhantes ao *OIB*. No diagrama $^{207}Pb / ^{206}Pb$ versus $^{208}Pb / ^{206}Pb$, essas rochas plotam no campo de kimberlitos do Tipo I, sugerindo uma origem manto sublitosférica. Além disso, a composição isotópica de He relacionada ao *MORB* das lavas Nyiragongo são nitidamente superiores aos do manto litosférico subcontinental.

A composição química e isotópica dessas rochas vulcânicas sugere que as lavas de Nyiragongo foram derivadas de maiores profundidades por baixo grau de fusão parcial de uma fonte mantélica rica em flogopita e carbonato metassomatizado. As lavas Nyamuragira são produtos de maior grau de fusão parcial desta fonte, porém em profundidades relativamente rasas. O vulcanismo simultâneo dos vulcões Nyiragongo e Nyamuragira, que se encontram adjacentes espacialmente, com magmas sendo derivados de maiores profundidades em Nyiragongo em comparação com Nyamuragira, é devido à fusão parcial de diferentes partes de uma pluma do manto heterogêneo em diferentes profundidades, presente abaixo da cráton Tanzania (Figura 6). Os autores também sugerem que os isótopos de He semelhantes ao *MORB* observados nas lavas Nyiragongo são um resultado da interação desta pluma com a astenosfera. O relativamente baixo grau de fusão desta pluma heterogênea do manto pode explicar o vulcanismo menos volumoso do rifte Ocidental em comparação com o rift Gregory, a leste.

Vulcanismo de rifte associado à plumas mantélicas: exemplos dos sistema de riftes do leste africano (EARS) e da zona do rifte Baikal, SE da Rússia

Rifte Baikal

O rifte Baikal está localizado ao sul da Sibéria, Rússia, dentro do cinturão de dobramento paleozoico Sayan Baikal, próximo ao limite do cráton siberiano (JOHNSON et al. 2005). Muitos autores como Molnar & Tapponnier (1975), Zonenshain & Savostin (1981) e Lesne et al. (1998) atribuem a gênese desse rifteamento como resposta ao *far field stress* gerado pela colisão das placas da Índia com a Euroasiática e da subducção da placa do Pacífico ao longo do limite ocidental. No entanto, Mats & Perepelova (2011) apresentam uma nova perspectiva para a formação e evolução do rifte Baikal, caracterizando três eventos tectônicos: o primeiro, responsável pela gênese do rifteamento, precedeu a colisão Índia-Eurásia e ocorreu em resposta ao *far field stress* gerado pela extensão da Ásia Central, o segundo correspondeu a um episódio de *far field stress* gerado pela colisão Índia-Eurásia e o terceiro, caracterizou a mudança do rifteamento passivo para ativo, estando associado a ação de pluma mantélica.

O rifte Baikal não possui vulcanismo na região do vale, mas estão presentes centro vulcânicos localizados a sul e a leste do rifte. Johnson et al. (2005) descrevem as características geoquímicas do centro vulcânico Vitim, à leste do rifte Baikal, e evidencia a presença de uma pluma mantélica. Segundo os autores, as lavas do Vitim são classificadas como basaltos subalcalinos, basaltos alcalinos, basaltos toleíticos, basanitos, melanefelinitos e nefelinitos (Figura 7). Essas rochas apresentam ampla variação nas composições dos elementos maiores ($\text{SiO}_2 = 43 - 53\%$, $\text{CaO} = 7,7 - 11,6\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3^* = 9,7 - 14,7\%$, MgO - basaltos toleíticos = $3,3 - 10,6\%$, MgO - basanitos = $7,5 - 12\%$, MgO - nefelinitos = $6,5 - 10,1\%$, Al_2O_3 - basaltos toleíticos = $13,4 - 16,3\%$, Al_2O_3 - basanitos, nefelinitos, melanefelinitos = $12,2 - 15,3\%$, $\text{TiO}_2 = 1,8 - 3,3\%$,

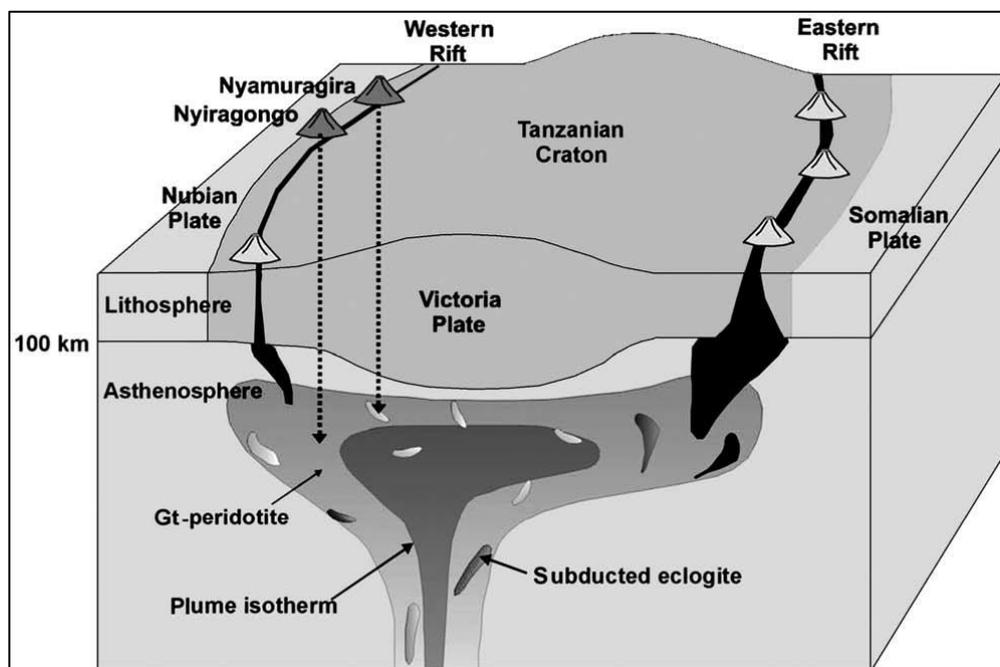


Figura 6. Modelo proposto por Chakrabarti et al. 2009, para a gênese das rochas vulcânicas de Virunga, no rifte Ocidental.

$\text{Na}_2\text{O} = 3,7 - 5,4\%$, $\text{K}_2\text{O} = 1,7 - 3,0\%$ e $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,5 - 1,1\%$) e altas concentrações de elementos compatíveis, como Ni e Cr, nos basanitos (106 - 279 ppm e 82 - 394 ppm, respectivamente) e baixas concentrações nos basaltos alcalinos (39 - 238 ppm e 55 - 403 ppm, respectivamente).

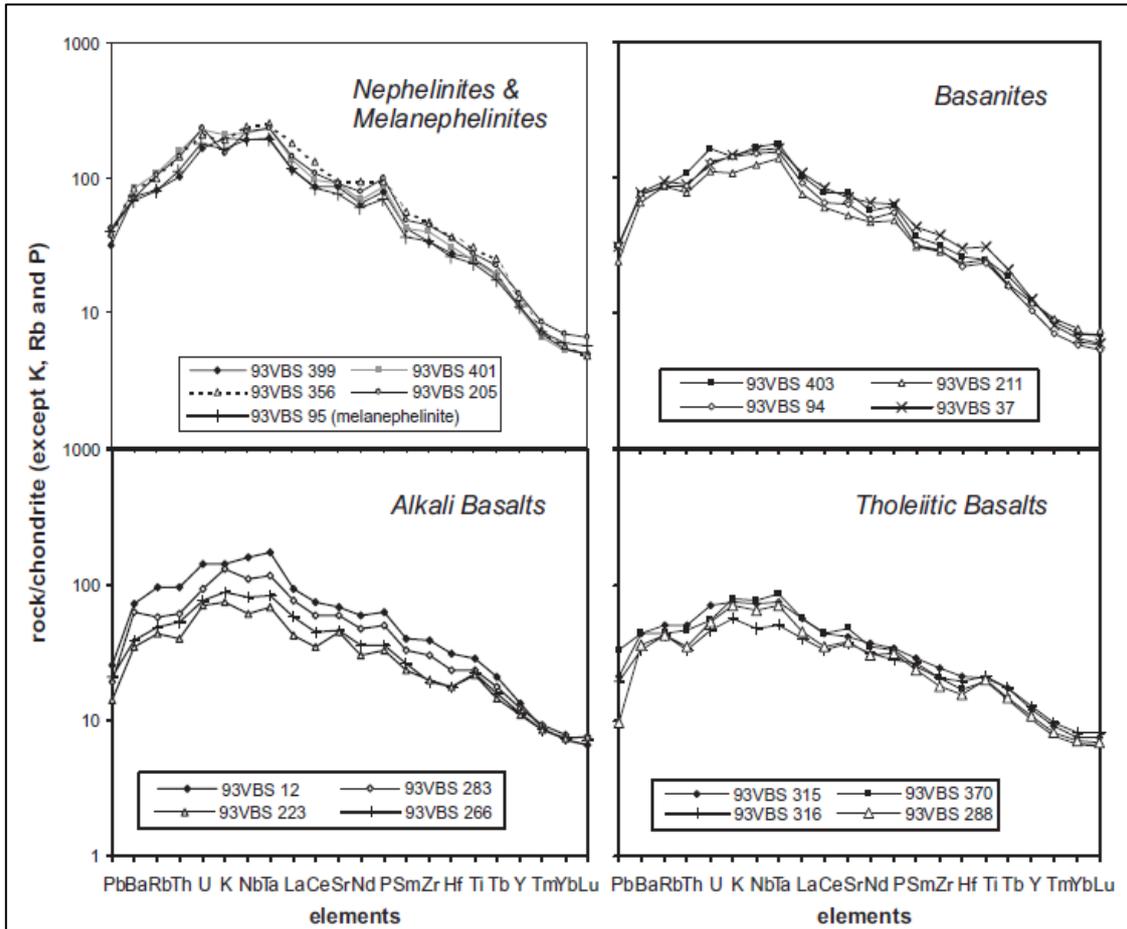


Figura 7. Padrão de elementos traço normalizados com o condrito das rochas vulcânicas de Vitim conforme Johnson et al. 2005.

A abundância dos elementos incompatíveis aumenta dos basaltos toleíticos aos nefelinitos (Figura 7): Rb (9 - 52 ppm), Th (1,41 - 6,59 ppm), Nb (18,4 - 83,7 ppm), Ta (1,01 - 5,07 ppm), Sr (385 - 1248 ppm), Zr (118 - 337 ppm), Hf (3,02 - 7,38 ppm), Pb (1,8 - 5,0 ppm). As rochas mais enriquecidas em elementos incompatíveis (relativo ao condrito) são os nefelinitos e melanefelinitos e apresentam picos positivos de Nb e Ta (Figura 7).

São observados altos valores de *LREE* em relação aos *HREE* (normalizados com o condrito), principalmente nos nefelinitos (Figura 8). Em relação a composição isotópica, as vulcânicas de Vitim exibem pouca variação dos isótopos de Sr e Nd ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7039 - 0,7049$ e $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd} = 0,51272 - 0,51287$) e, no diagrama de ϵNd versus ϵHf , as rochas definem uma correlação positiva e plotam dentro do campo dos *OIB* (Figura 9).

De acordo com Johnson et al. (2005), a abundância dos elementos maiores, traço e *REE*, além das características isotópicas Sr-Nd-Hf, indicam que a fonte que originou o vulcanismo Vitim é predominantemente do manto litosférico. Além disso, os autores concluíram que a variação mínima dos isótopos Sr-Nd-Hf indica que o magma parental foi derivado do manto

Vulcanismo de rifte associado à plumas mantélicas: exemplos dos sistema de riftes do leste africano (EARS) e da zona do rifte Baikal, SE da Rússia

convectivo com enriquecimento da base da litosfera. A razão Ba/Sr combinada com a depleção relativa em K observada em diagramas multi-elementares (Figura 7) sugerem que a flogopita foi a fase residual no processo de fusão da fonte dos melanefelinitos, nefelinitos e basanitos.

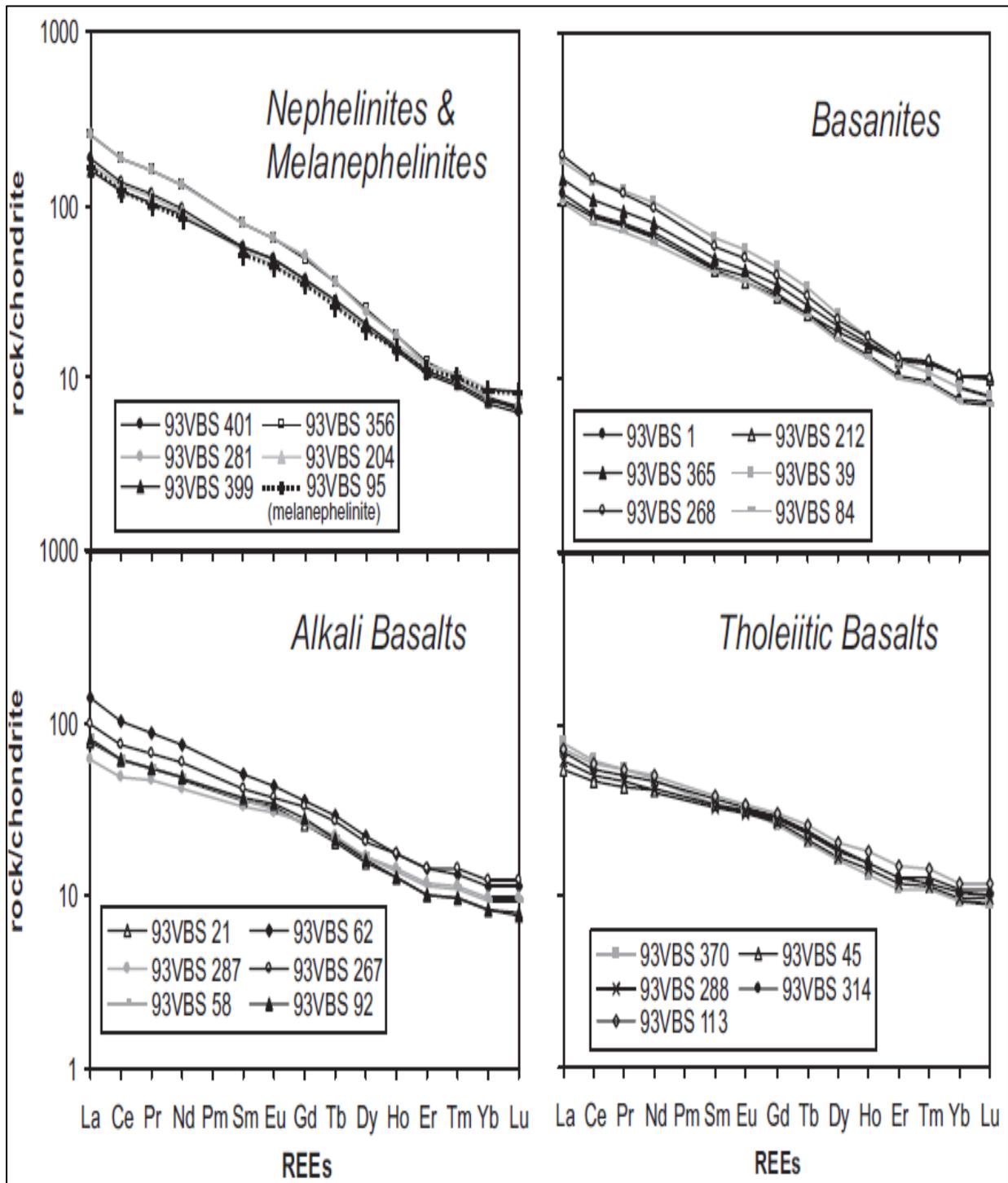


Figura 8. Padrão dos REE normalizados com o condrito das rochas vulcânicas de Vitim conforme Johnson et al. 2005.

A presença de flogopita residual na fonte mantélica sugere que essas vulcânicas foram geradas a uma temperatura menor que 1300°C, em uma região entre a base da camada limite

Vulcanismo de rifte associado à plumas mantélicas: exemplos dos sistema de riftes do leste africano (EARS) e da zona do rifte Baikal, SE da Rússia

convectivo. A presença de manto anormalmente quente abaixo da zona do rifte Baikal é explicada pela ação de uma pluma mantélica. Este conceito é suportado pelos dados tomográficos e telessísmicos de Petit et al. (1998).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BAKER, B.H. et al. Geochemistry and petrogenesis of a basalt-benmoreite-trachyte suite from the Southern part of the Gregory rift, Kenya. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, Cambridge, v. 64, p. 303-332, 1997.

CHAKRABARTI, R. et al. Isotopic and geochemical evidence for a heterogeneous mantle plume origin of the Virunga volcanics, western rift, east African rift system. **Chemical Geology**, Amsterdã, v. 259, p. 273-289, 2009.

GILL, R. **Rochas e Processos ígneos**, 1 ed. Porto Alegre: Bookman, 2014. 427p.

JOHNSON, J.S. et al. Volcanism in the Vitim volcanic field, Siberia: geochemical evidence for a mantle plume beneath the Baikal rift zone. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 46, p. 1309-1344, 2005.

LANGMUIR, C.H. et al. Petrological systematic of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: Morgan, J.P. et al. **Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges**, 1 ed. American Geophysical Union: Geophysical Monograph, v. 71, p. 183-280, 1992.

LANGMUIR, C.H. et al. Chemical systematics and hydrous melting of the mantle in back-arc basin. In: Christie, D.M. et al. **Back-arc Spreading Systems, Geological, Biological, Chemical and Physical Interations**, 1 ed. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, v. 166, p. 87-146, 2006.

MACDONALD, R. et al. Plume-lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya rift, east Africa. **Journal Petrology**, Oxford, v. 42, p. 877-900, 2001.

MACKENZIE, D.; O'NIONS, R.K. Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 32, p. 1021-1091, 1991

MATS, V.D.; PERPELOVA T.I. A new perspective on evolution of the Baikal rift. **Geoscience Frontiers**, Amsterdã, v. 2, p. 349-365, 2011.

MOLNAR, P.; TAPPONNIER, P. Cenozoic tectonics of Asia, effects of a continental collision. **Science**, New York, v. 189, p. 419-426, 1975.

PETIT, C. et al. Velocity structure around the Baikal rift zone from teleseismic and local earthquake traveltimes and geodynamic implications. **Tectonophysics**, Amsterdã, v. 296, p. 125-144, 1998.

PIK, R. et al. The northwestern Ethiopian plateau flood basalts: classification and spatial distribution of magmas types. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdã, v. 81, p. 91-111, 1998.

PIK, R. et al. Isotopic and trace element signatures of Ethiopian flood basalts: evidence for plume-lithosphere interactions. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdã, v. 63, p. 2263-2279, 1999.

ROGERS, N.M. Basaltic magmatism and the geodynamics of the east African rift system. In: Yirgu, G. et al. **The Afar Volcanic Province within the East African Rift System**, 1 ed. London, Geological Society of London, Special Publication, p. 77-93, 2006.

SPATH, A. et al. Plume-lithosphere interaction and the origin of continental rift-related alkaline volcanism - the Chyulu Hills volcanic province, southern Kenya. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 42, p. 765-787, 2001.

WHITE, R.S. et al. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, p. 19683-19715, 1992.

ZONENSHAIN, L.P.; SAVOSTIN, L.A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia. **Tectonophysics**, Amsterdã, v. 76, p. 1-45, 1981.

Capítulo 6

Caracterização gemológica de esmeralda da região do município de Anagé, Bahia

Iuri Rodrigues Lobão¹; Edgar Batista de Medeiros Júnior²; Rodson de Abreu Marques³

RESUMO. A área estudada situa-se no município de Anagé, Bahia. Tectonicamente está localizada na porção setentrional do Craton do São Francisco e no extremo sudeste do Bloco Gavião. O objetivo principal deste trabalho é realizar a caracterização gemológica e o estudo das inclusões das esmeraldas da região. Para isso, realizaram-se estudos com refratômetro, espectroscópio, microscópio petrográfico e espectrometria Raman. Com base nas observações no microscópio petrográfico foram descritas as seguintes características das inclusões: morfologia, tamanho, densidade e número de fases. Por meio da espectrometria Raman foi possível caracterizar a química e as inclusões presentes nos grãos de esmeralda. As inclusões encontradas são sólidas e fluidas bifásicas, sendo estas últimas compostas por líquido + gás. As sólidas são constituídas por palhetas de flogopita. As inclusões líquidas são compostas por H₂O de baixa salinidade e as gasosas são constituídas por vapor de água. As inclusões fluidas primárias ocorrem de forma alongada, frequentemente obedecendo o eixo-c cristalográfico e as pseudo-secundárias preenchendo, com uma maior densidade, linhas de fraturas cicatrizadas dos minerais. As características descritas no presente trabalho para as esmeraldas da região de Anagé fornecem elementos importantes na distinção dessa ocorrência em relação a esmeraldas gemológicas oriundas da Colômbia, da Zâmbia, do Zimbábue, da Índia e da Austrália.

PALAVRAS-CHAVE. Esmeralda; Anagé; Gemologia; Inclusões Fluidas.

INTRODUÇÃO

Os cristais de esmeralda encontrados no município de Anagé-BA possuem um grande potencial gemológico. Entretanto carece de análise quanto a sua origem, caracterização mineralógica e de suas inclusões. Sabe-se que esse tipo de estudo em minerais com potencial gemológico é de suma importância para a distinção de gemas advindas de diferentes localidades bem como na separação de espécimes naturais e sintéticas. As informações obtidas podem fazer com que gemas de uma determinada localidade não sejam confundidas com outras similares e situadas em outras regiões. Deste modo, pode-se dizer que são graduadas diante dos atributos de outras gemas conhecidas, de maneira que garanta sua legitimidade e sua fonte de origem.

O objetivo geral deste trabalho é a caracterização gemológica e o estudo das inclusões das esmeraldas da Serra dos Pombos, região do município de Anagé-BA. Com isso, obteve-se

¹Geólogo da Kimberli Geologia e Meio Ambiente – Cacoal, RO, Brasil;

²Departamento de Solos da Universidade Federal Viçosa (DPS/CCA-UFV) – Viçosa, MG, Brasil;

³Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO/Escola de Minas - UFOP) – Ouro Preto, MG, Brasil

Caracterização gemológica de esmeralda da região de Anagé, Bahia

uma série de informações que enaltece as peculiaridades da ocorrência de esmeralda na região estudada.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área estudada situa-se na região do município de Anagé, estado da Bahia. Corresponde a uma área de aproximadamente 30 km², onde se concentram as atividades de exploração e exploração de esmeralda. As coordenadas que limitam a região estudada são: (UTM) 276930m E e 8381470m S; 274615m E e 8379600m S, 275985m E e 8382260m S; 273600m E e 8380640m S, localizados na zona 24L com base no elipsóide de referência WGS-84.

MINERAL BERILO NA VARIEDADE ESMERALDA

Seu nome deriva do grego "smaragdos" que significa pedra verde, sendo a pedra mais valiosa do grupo do berilo. Sua coloração verde é incomparável, e, portanto, é chamado de "verde esmeralda". A Esmeralda tem seu valor estimado segundo sua profunda cor verde brilhante, transparência e alta dureza. Cristais maiores são geralmente translúcidos a opacos. As esmeraldas são muitas vezes repletas de inclusões, não sendo classificadas como defeitos, mas tem um importante papel, pois podem ajudar a diferenciar entre pedras naturais das sintéticas (Jolyon e Ralph, 1993).

Trata-se de um Silicato de Alumínio e Berílio $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$. Sua cristalografia é hexagonal da classe bipiramidal-dihexagonal, da família dos berilos, sendo esta variedade de coloração verde. Possui hábito fortemente prismático. Dispõe de propriedades físicas 7,5-8 de dureza, 2,75-2,80 de densidade. Possui brilho vítreo, fratura conchoidal e cor variando em tons de verde a verde-azulada, sendo esta causada pela variação dos elementos traço Cr^{3+} e/ou V^{3+} em coordenações octaédricas (Dana e Hurlbut, 1981).

As propriedades ópticas das esmeraldas segundo Lazzarelli (2019) são: índice de refração 1,565-1,602 (1.568-Colômbia; 1.565-Brasil; 1.580-Zâmbia / Zimbábue; 1.578-Afeganistão / Paquistão / Índia; 1.565-Austrália; 1.577-Ural; 1.580-Madagascar); sinal óptico uniaxial (-); birrefringência 0,004-0,010, sendo esses valores encontrados em diferentes ocorrências pelo mundo (0.005-Colômbia; 0.005-Brasil; 0.007-Afeganistão/Paquistão/Índia; 0.005-Austrália; 0.006-Ural; 0.006-Madagascar); pleocroísmo forte em tons de verde, amarelo-verde azulado.

Esmeraldas são formadas por processos hidrotermais associados a magma e também pelo metamorfismo. Depósitos são encontrados em biotita xistos, xistos argilosos, em calcários e pegmatitos. A mineração é quase da rocha hospedeira, onde a esmeralda tem crescimento em pequenos veios ou nas paredes das cavidades. Depósitos aluviais são muito improvável de acontecer devido a densidade de esmeralda ser próxima a do quartzo. Por razão disto, os depósitos secundários formadas por agentes atmosféricos são essencialmente raros (Schumann, 2006).

METODOLOGIA

A caracterização gemológica das esmeraldas da Serra dos Pombos - Anagé, Bahia realizou-se com base no tripé da gemologia, sendo eles: o uso do refratômetro, uso do espectroscópio e utilização de microscópio petrográfico para o estudo das inclusões. Também se fez uso do RAMAN no estudo de inclusões fluidas.

O refratômetro utilizado é de propriedade do professor Rodson de Abreu Marques, e a fonte de luz empregada no aparelho foi uma lanterna de bolso. A utilização de espectroscópio, que também é de propriedade do professor citado anteriormente, ocorreu para se examinar o campo de absorção no espectro do visível, ou seja, quais partes da luz branca incidida são absorvidas pelo mineral. No microscópio petrográfico fez-se a caracterização de inclusões fluidas, sua composição (para as fases sólidas), sendo elas fluidas e/ou sólidas, trifásicas, bifásicas e/ou monofásicas, sua densidade (número de inclusões), suas regularidades e orientações ou a falta delas. Este equipamento também foi empregado para a captura de imagens, utilizadas para demonstrar as características que foram levantadas durante as diversas análises e os estudos das inclusões fluidas e sólidas. Diante dos resultados observados nesta etapa, notou-se a potencialidade na definição da natureza química das inclusões fluidas. Assim sendo, houve a necessidade da preparação das amostras para garantir a eficácia da nova etapa de análise, consistindo no polimento de algumas faces cristalográficas e a demarcação com caneta, nas posições dos minerais em que foram observados o maior e mais representativos números de inclusões fluidas. A preparação das amostras macroscópicas foi realizada no laboratório de laminação, localizado no prédio de Geologia do Centro de Ciências Exatas, Naturais e Saúde (CCENS) da UFES, onde buscou-se atingir uma espessura média de 0,5 cm dos exemplares. A utilização do RAMAN ocorreu para análise da composição do mineral, bem como das inclusões. As amostras macroscópicas do mineral seguiram para investigação no Centro de Tecnologia Mineral (CETEM) do Rio de Janeiro - RJ. Para o tratamento e interpretação dos dados, foi utilizado o programa RRUFF.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

As amostras de esmeralda utilizadas para caracterização gemológica encontram-se dispostas na figura 1. É possível observar que os grãos apresentam coloração verde, que é típica dessa variedade de berilo, frequentemente estão associados a quartzo e são bastante translúcidos. Os resultados obtidos pelo refratômetro mostram que as esmeraldas da Serra dos Pombos apresentam os seguintes índices de refração: 1,569; 1,570; 1,571; 1,579; 1,581; e 1,585. Os valores estão de acordo com o esperado para o mineral berilo. Na figura 2A verifica-se uma das respostas obtidas a partir do refratômetro analógico, com valor aproximado de 1,571. Com o uso do espectroscópio foi possível observar as absorções nas regiões do violeta e do azul, do laranja e do vermelho, conferindo a transmissão na região verde resultando na cor verde-esmeralda (Figura 2B).

Caracterização gemológica de esmeralda da região de Anagé, Bahia

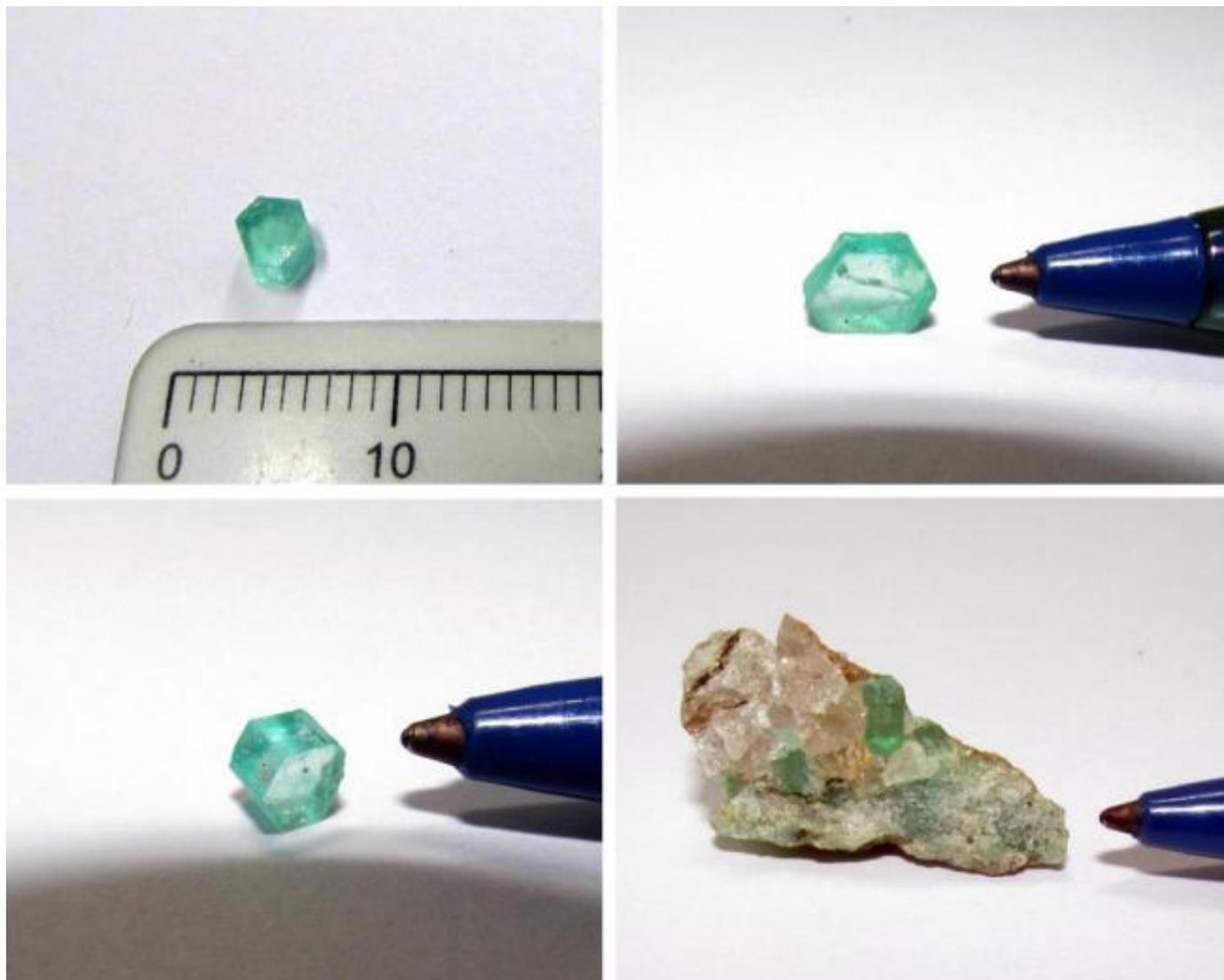


Figura 2. Amostras de esmeraldas da Serra dos Pombos, Anagé-BA obtidas para o estudo de caracterização gemológica.

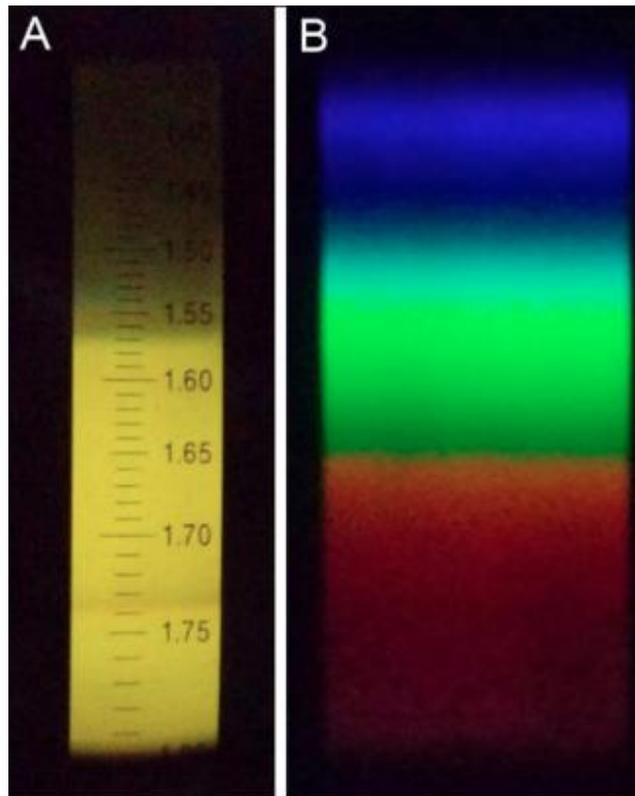


Figura 2. A: Índice de refração obtido por meio de refratômetro analógico. B: Observação dos campos de maior absorção dos grãos de esmeraldas estudados.

Por meio do microscópio petrográfico foi possível identificar e descrever as inclusões presentes na esmeralda. Durante a identificação e descrição das inclusões nos cristais foi possível observar a presença de inclusões sólidas e fluidas. Com base nas figuras 3A e 3B verifica-se a seção basal hexagonal do berilo e a ocorrência de inclusões de sólidas de flogopita na esmeralda. Essas inclusões não estão orientadas e podem ser representar uma mineral pré-existente que foi aprisionada pela esmeralda durante o seu crescimento.

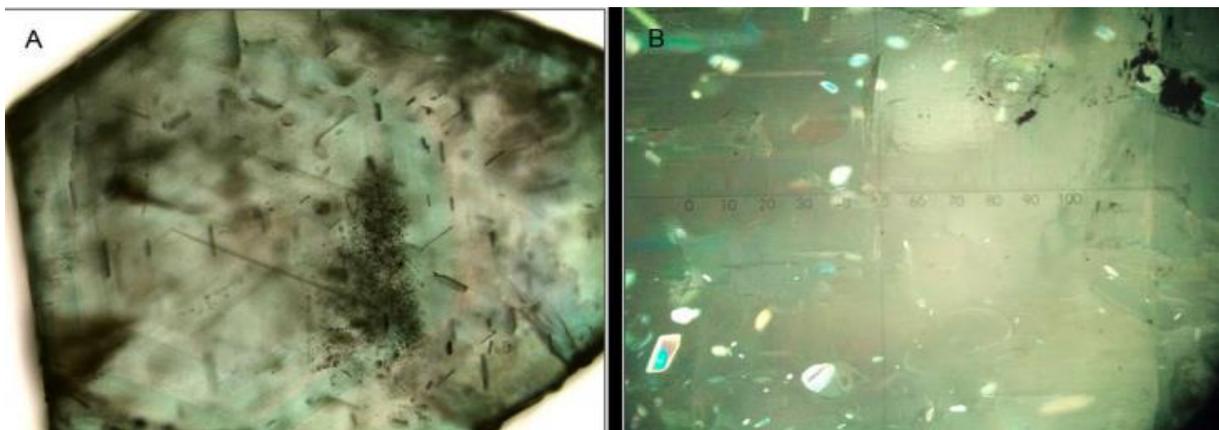


Figura 3. A: Observação em microscópio petrográfico do zoneamento de cores em matizes verde, bem como o arranjo cristalino caracterizado pela seção basal hexagonal do berilo (Luz polarizada plana – aumento linear de 400 vezes). B: Observação em microscópio petrográfico de inclusões sólidas de flogopita em berilo (Luz polarizada cruzada – aumento linear de 400 vezes).

Caracterização gemológica de esmeralda da região de Anagé, Bahia

Com relação às inclusões fluidas foram realizadas três visadas com auxílio do microscópio petrográfico que deu origem a três esboços dos padrões de inclusão (Figuras 4, 5 e 6). A partir desses esboços foi possível caracterizar morfologia, tamanho, quantidade e número de fases das inclusões encontradas. Com base na figura 4 verifica-se que a morfologia das inclusões é dada, na sua maioria, em formas tubulares/prismáticas com leves variações no comprimento e na largura. O tamanho delas varia de 0,01 a 0,6mm. A quantidade é de 268/visada. O número de fases indica que as inclusões são bifásicas (Líquida + Gás).

Na segunda visada (Figura 5) o padrão de inclusões é bastante semelhante ao que foi observado na primeira visada (Figura 4), mas com uma densidade menor de inclusões. As inclusões primárias são alongadas, isoladas e seguem uma direção cristalográfica do mineral (eixo-C). As pseudo-secundárias ocorrem como aglomerados e/ou ao longo de supostas fraturas preenchidas.

Na terceira visada (Figura 6) foram observadas inclusões bifásicas (Líquida + Gás) com tamanhos variando de 0,01 a ~ 0,2mm, que em sua maioria, são equidimensionais em formas menos alongadas, mas com leves variações no comprimento e sobretudo na largura. Representa um padrão de inclusões um pouco distinto das outras visadas, pois possui uma maior densidade de inclusões (347/visada) e uma concentração maior ao longo de uma linha, que supostamente representa uma fratura cicatrizada.

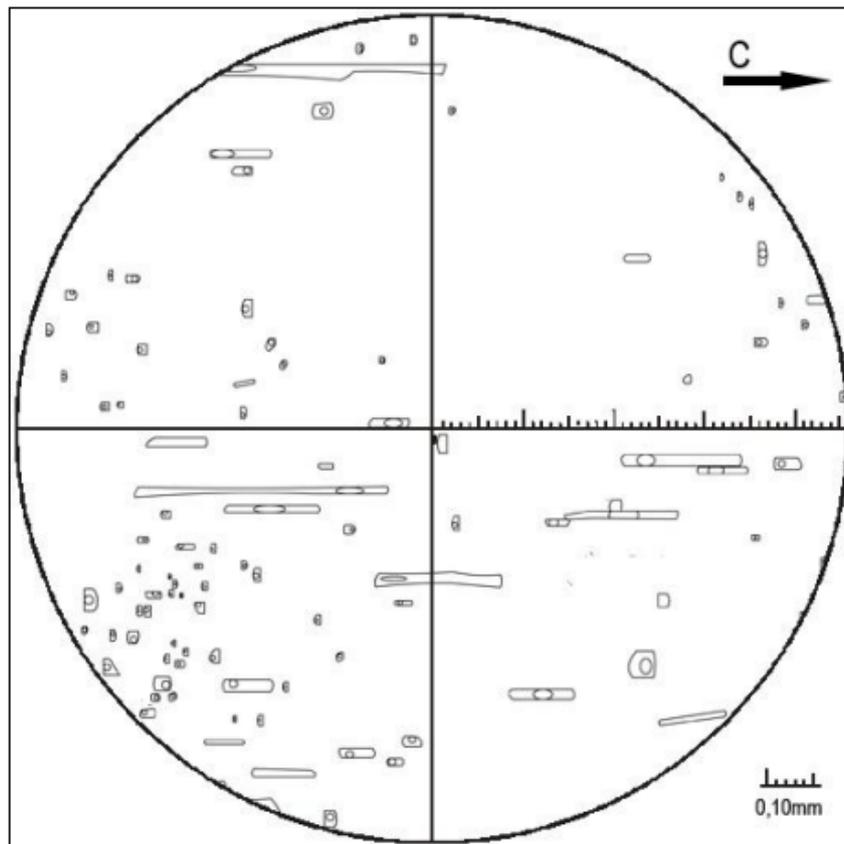


Figura 4. Imagem ilustrativa, visada 01, das inclusões fluidas observadas no mineral, com uso do microscópio petrográfico com aumento linear 100 vezes.

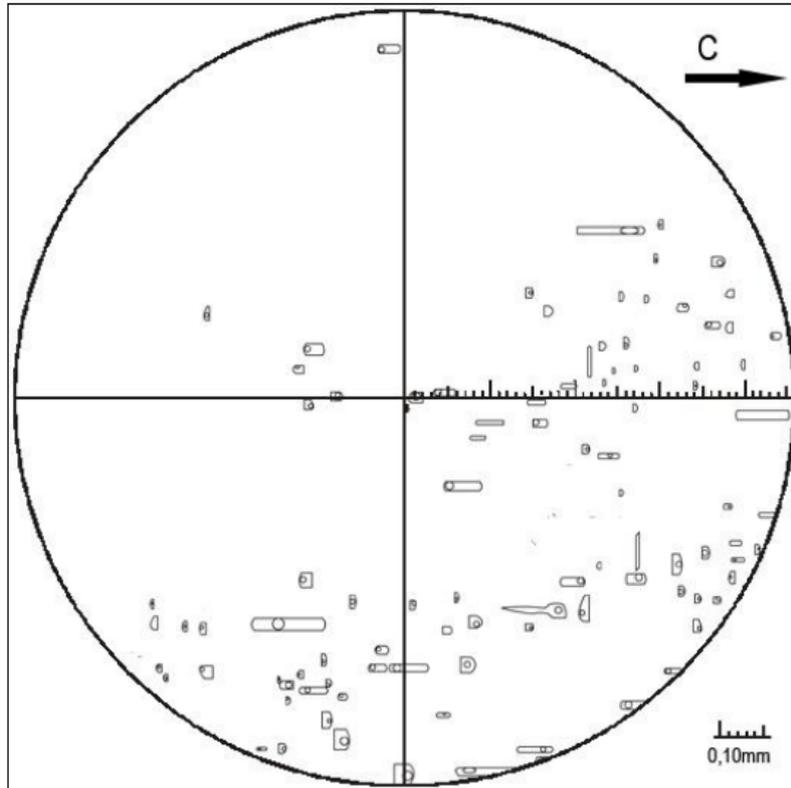


Figura 5. Imagem ilustrativa, visada 02, das inclusões fluidas observadas no mineral, com uso do microscópio petrográfico com aumento linear 100 vezes.

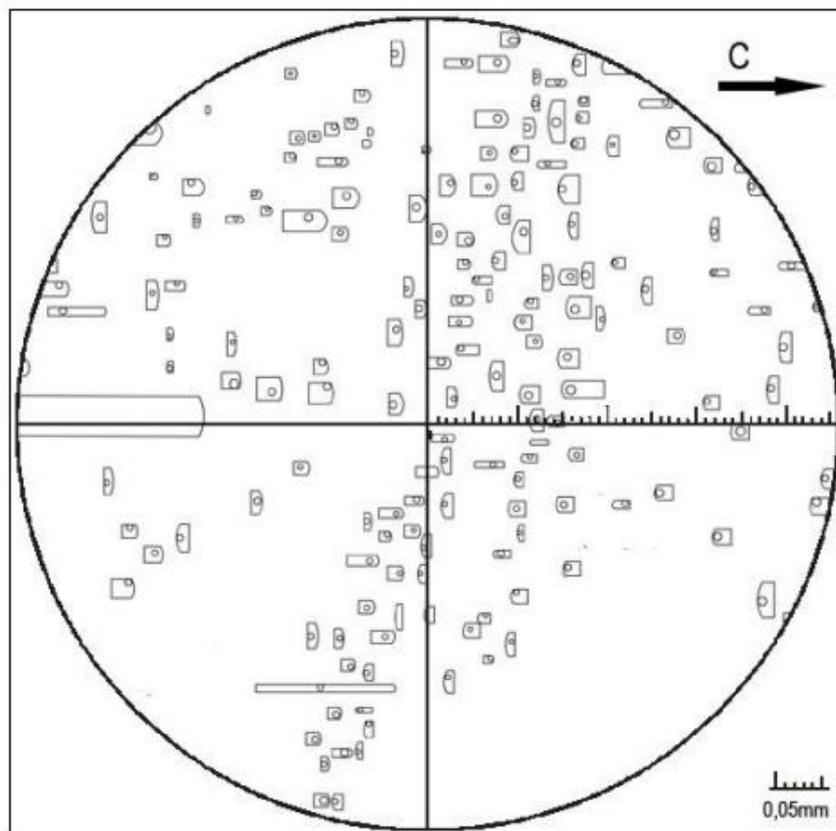


Figura 6. Imagem ilustrativa, visada 03, das inclusões fluidas observadas no mineral, com uso do microscópio petrográfico com aumento linear 100 vezes.

Caracterização gemológica de esmeralda da região de Anagé, Bahia

A origem das inclusões é dos dois tipos: por aprisionamento no crescimento do mineral e em cicatrização de fraturas. As primárias são alongadas (Figuras 4 e 5), com leves variações nos comprimentos e na largura. Geralmente possuem formas tubulares, e se encontram isoladas e acompanhando as direções cristalográficas do mineral (eixo-C) (Figura 7). As pseudo-secundárias aparecem na maioria dos casos aglomeradas e/ou acompanhando uma região retilínea (fraturas) em locais específicos da amostra (Figura 6). Na figura 8 podemos observar uma zona de sutura fechada (possível fratura no mineral) e com alta densidade de inclusões, também bifásicas, denotando, assim, a não estabilidade tectônica durante o crescimento do mineral e a alta permeabilidade de fluidos no decorrer do tempo de crescimento da fase mineral.

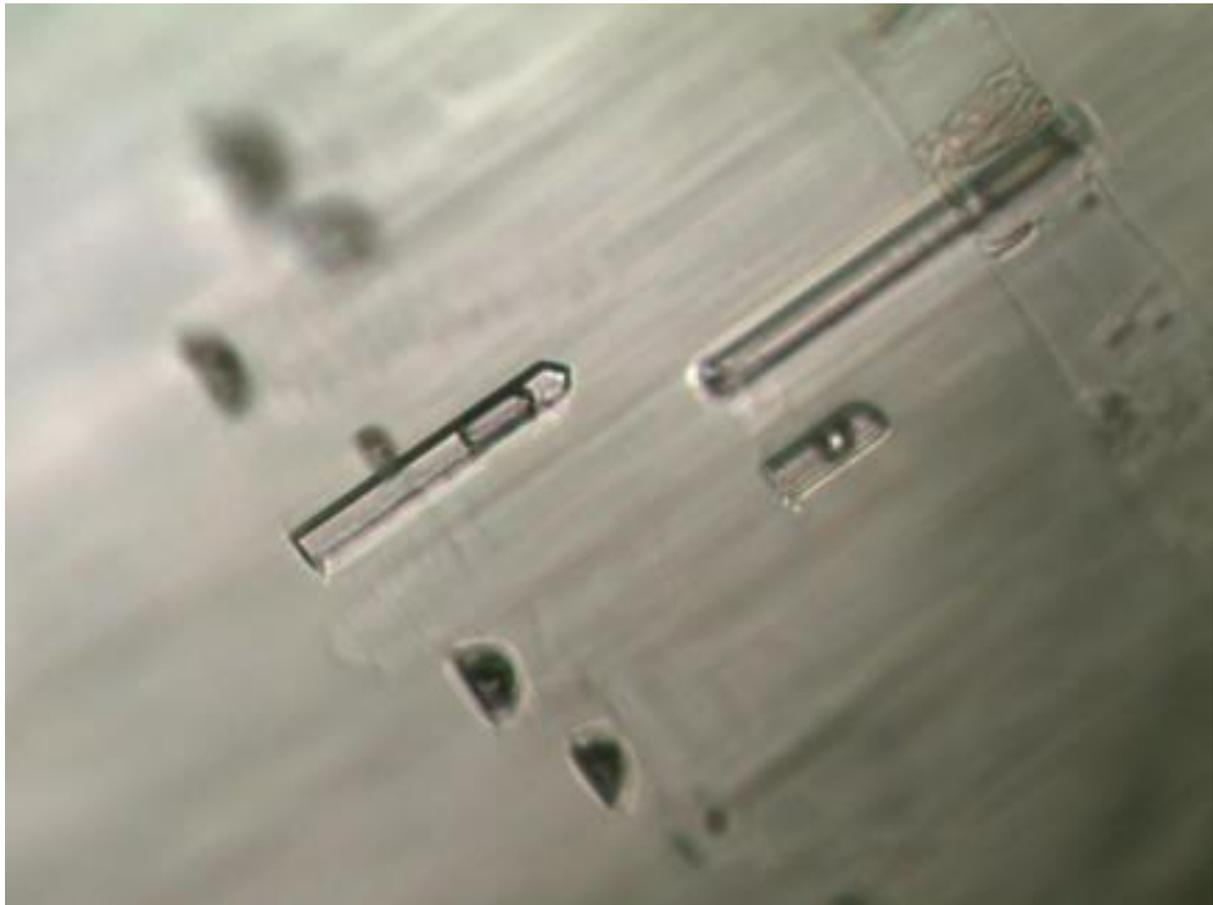


Figura 7. Fotomicrografia representativa do padrão das inclusões primárias, bifásicas das esmeraldas da localidade da Serra dos Pombos no município de Anagé-BA (Luz polarizada plana – aumento linear de 400 vezes).

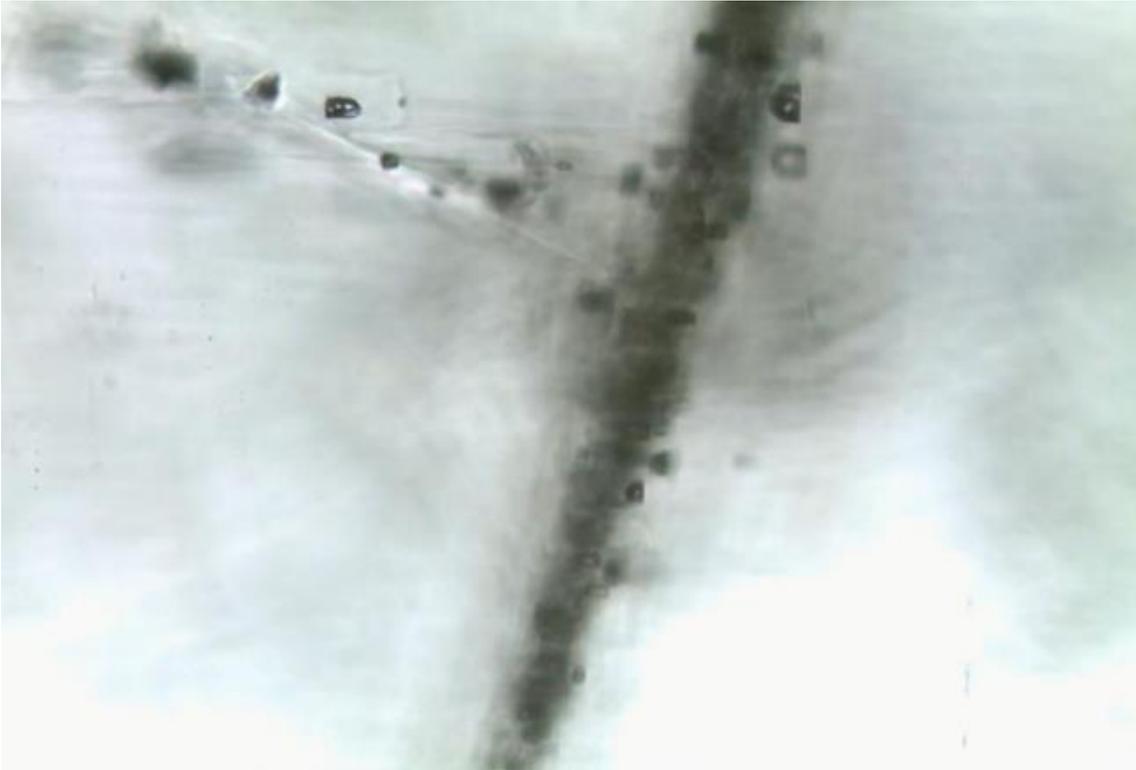


Figura 8. Fotomicrografia representativa uma zona de sutura fechada e com alta densidade de inclusões bifásicas (Luz polarizada plana – aumento linear de 200 vezes).

A interpretação dos espectros de fases cristalinas é muitas vezes complicada, por conta da intensidade de dispersão Raman dependendo da orientação cristalográfica do mineral. O conhecimento da orientação dos principais eixos cristalográficos, e/ou a repetição da análise após rotações angulações de 90° , para obter orientações aleatórias, é de fundamental importância para a identificação mineral (Nasdala et al., 2004).

A intensidade da dispersão de Raman pode variar em muitas ordens de magnitude, dependendo da natureza das moléculas. Para a interpretação dos dados de dispersão coletados pelo microspectrômetro, foi utilizado o software CrystalSleuth v2008, bem como seu banco de dados para a identificação mineral. Na Figura 9, nota-se o padrão de dispersão característico do berilo em A. O espectro Raman da H_2O líquida, é constituído por várias grandes bandas sobrepostas na região que se estende desde 2750 até 3900 cm^{-1} como podemos observar em B. Em C fica evidenciado o padrão de dispersão típico das inclusões fluidas contendo fase gasosa composta por vapor de água, demonstrado como um grande pico no dado. Também podemos notar em D o padrão de dispersão típico de água líquida de baixa salinidade, com distribuição mais simétrica dos dados, enquanto em situações em que a solução é de alta salinidade, esta dispersão é irregular apresentada de forma mais pontiaguda (Frezzotti et al. 2012). Ao consultar o bando de dados do software CrystalSleuth, que por sua vez tem como fonte a biblioteca localizada no site RRuff.info, constatou-se que o padrão de resposta para o berilo da região de Serra dos Pombos mais se assemelha aos exemplares de Conselheiro Pena - MG, correspondendo a 89% de semelhança.

Caracterização gemológica de esmeralda da região de Anagé, Bahia

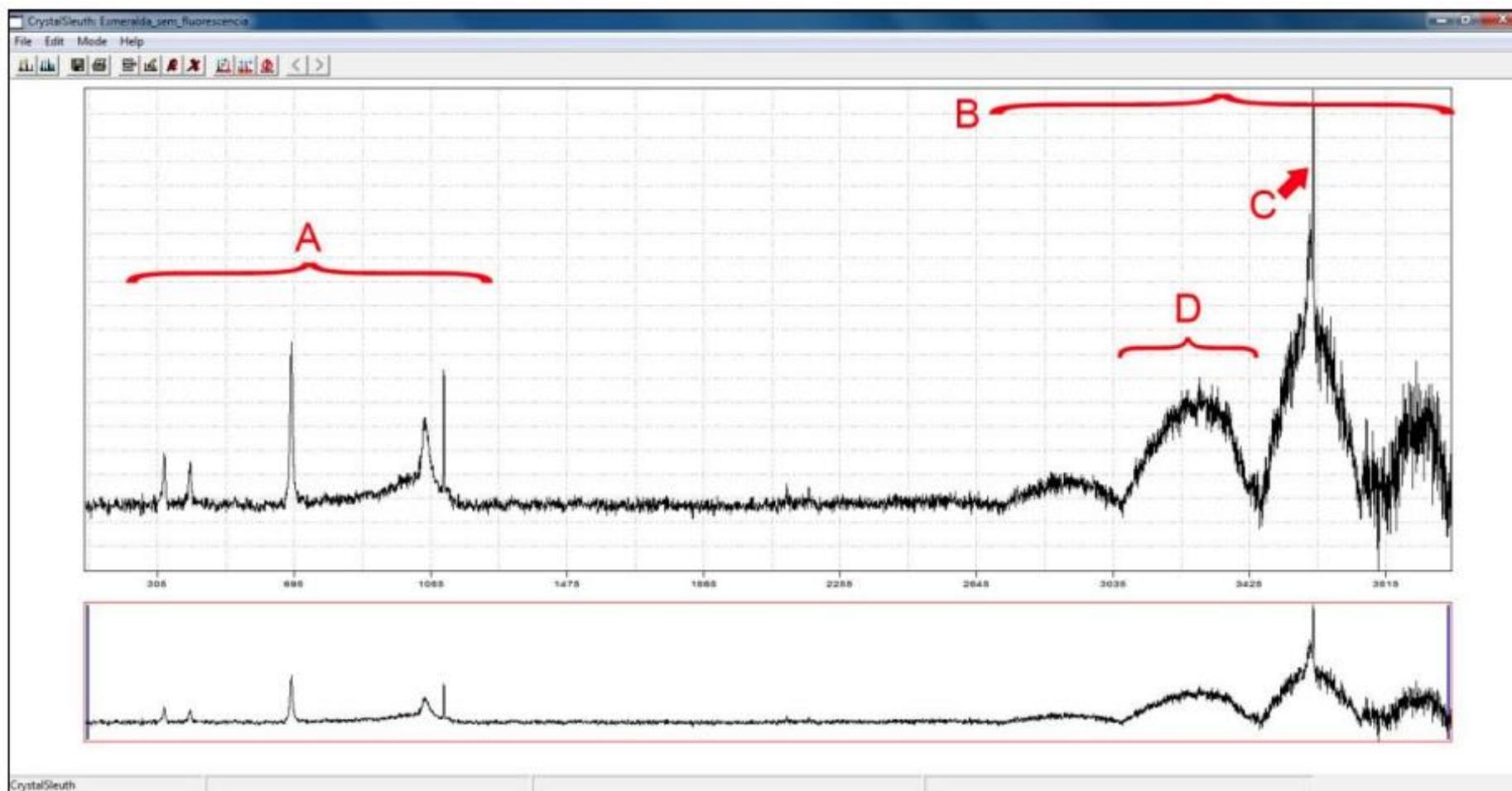


Figura 9. Imagem do software CrystalSleuth v2008, onde são identificados os modelos de dispersão Raman coletados pelo microespectrômetro. Em A destaca-se o padrão típico do berilo e em B observa-se o perfil característico para inclusões fluidas composta por $H_2O+NaCl$ de baixa concentração.

CONCLUSÃO

As inclusões fluidas das esmeraldas de Serra dos Pombos, município de Anagé-BA, são caracterizadas pela sua natureza essencialmente primária, geradas durante o crescimento mineral. Além disso, encontram-se, subordinadamente, inclusões pseudo-secundárias preenchendo fraturas cicatrizadas. As formas primárias são frequentemente alongadas tubulares a prismáticas, bifásicas (fase líquida composta por H₂O de baixa salinidade + gás vapor de H₂O). O volume de vapor de água não excede 20% do total da inclusão. As inclusões mais curtas, equidimensionais e localizadas de forma alinhada são pseudo-secundárias e estão associadas a possíveis zonas de cicatrização de fraturas. As inclusões sólidas são representadas por palhetas de flogopita que foram englobadas durante o crescimento do mineral.

Com base nessas características pode-se distinguir a esmeralda da região de Anagé-BA daquelas encontradas na Colômbia, no Zimbábue, na Índia, na Austrália e nos Montes Urais. Para isso, é só observar as características listadas por Lazzarelli (2019) para essas ocorrências: as esmeraldas da Colômbia são trifásicas (por vezes irregular), minerais de pirita (Chivor), calcita e albita; no Zimbábue costumam ter longas agulhas retas e curvas de anfibólio (tremolita) inclusos; as da Índia possuem inclusões retangulares de 2 fases em forma de "vírgula"; as da Austrália apresentam inclusões tubulares de 2 fases, paralelas ao eixo óptico, de 2 fases em fraturas secundárias, com tremolita acicular, biotita, cassiterita e outros cristais; nos Montes Urais possuem minerais de actinolita (tremolita) no padrão de "cana de bambu", películas finas de líquidos e flocos de mica; e as de Madagáscar caracterizam-se por tubos finos de crescimento alongado, cristais de quartzo alongados, cristais isométricos com 2 fases, inclusões líquidas finas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

DANA, J. D.; HURLBUT, C. S. Jr. **Manual de mineralogia**. Livros Técnicos e Científicos Ed., 3ª Edição, p.996, 1981.

FREZZOTTI, M. L.; TECCE, F.; CASAGLI, A. **Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis**. Journal of Geochemical Exploration, v.(112), (1–20), 2012.

JOLYON; RALPH, K. **Gemdat.org – Esmeralda**. c1993. Disponível em: <http://www.gemdat.org/gem-1375.html>. Acesso em 30 de setembro de 2021.

LAZZARELLI, H. N. **Bluechart Gem Identification**. Geneva, c2019. Disponível em: www.gembluechart.com. Acesso em 30 de setembro de 2021.

NASDALA, L., SMITH, D.C., KAINDL, R., ZIEMAN, M.A. **Raman spectroscopy: analytical perspectives in mineralogical research**. In: Beran, A., Libowitzky, E. (Eds.), Spectroscopic methods in mineralogy: EMU Notes in Mineralogy, v.(6), (281–343), 2004.

SCHUMANN, W. **Gemas do mundo**. Disal Editora, 9ª Edição, p.279, 2006.

Capítulo 7

Análise sedimentar da região costeira do Parque Estadual Paulo Cesar Vinha, Guarapari – Espírito Santo

Jéssica Rebello Teixeira¹; Flávia Compassi da Costa²; Ariadne Marra de Souza³

RESUMO. O Parque Estadual Paulo César Vinha (PEPCV) encontra-se na região Norte do município de Guarapari (ES) em uma faixa costeira onde afloram sedimentos quaternários, em destaque os terraços arenosos holocênicos, pleistocênicos e depósitos flúvio-marinhos e, rochas pré-cambrianas, sendo composto por dunas e corredores ecológicos inseridos em uma plataforma costeira. O objetivo do trabalho consiste no entendimento da evolução sedimentar ao longo do período Quaternário no Parque Paulo César Vinha, visando a caracterização sedimentar dos depósitos. A metodologia fundamentou-se na consulta bibliográfica e cartográfica, com posterior levantamento de campo, com a finalidade de observar os atributos texturais dos sedimentos, para analisar transporte e deposição de sedimento. Percebeu-se que ocorre uma variação nos padrões sedimentológicos ao longo da linha de costa e nos terraços da porção oeste do Parque, onde os fatores intempéricos atuantes hoje nos terraços são menores do que na linha de praia. Dessa maneira, pode-se afirmar que a linha de praia se apresenta com maior dinâmica e com menor maturidade textural e composicional.

PALAVRAS-CHAVE. Areias; Dunas; Maturidade Textural; Terraços Marinheiros.

INTRODUÇÃO

O interesse em trabalhar com os sedimentos do Parque Estadual Paulo César Vinha (PEPCV) se deve à carência de conhecimento geológico acerca da sedimentologia do Parque, e da caracterização dos terraços marinhos e sua relação com o sistema biótico da região, apesar de haver um estudo preliminar sobre a geologia e geomorfologia no seu plano de manejo.

Esse parque é caracterizado como um ecossistema de alta biodiversidade e faz parte de uma Unidade de Conservação de grande destaque no cenário ecológico do Estado do Espírito Santo, onde a proposta do estudo é complementar o plano de manejo já existente.

O PEPCV localiza-se em uma área de Mata Atlântica com 1.500 hectares, no Município de Guarapari (ES). É composto por diversos ambientes como dunas e corredores ecológicos inseridos em uma plataforma costeira. O PEPCV localiza-se em uma faixa costeira onde

¹Bacharel em Geologia, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS-UFES) – Alegre, ES, Brasil;

²Doutoranda no Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto - Ouro Preto, MG, Brasil;

³Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS-UFES) – Alegre, ES, Brasil

Análise sedimentar da região costeira do Parque Estadual Paulo Cesar Vinha, Guarapari – Espírito Santo

afloram sedimentos quaternários e rochas pré-cambrianas . Em relação aos sedimentos do Quaternário encontrados na área do PEPCV, podemos destacar os terraços arenosos holocênicos e pleistocênicos (cordões litorâneos) e depósitos flúvio-marinhos holocênicos (CEPEMAR, 2007).

A região costeira apresenta ambientes que passam por mudanças constantes devido aos processos costeiros marinho e continental e que, provocando erosão, transporte e deposição dos sedimentos, renova a configuração morfológica do litoral (Guerra e Cunha, 1994).

Devido à ação dos processos costeiros atuantes no litoral, pode ocorrer a preservação de estruturas sedimentares que auxiliam na compreensão do ambiente. Uma morfologia que registra os últimos eventos no Período do Quaternário são os terraços marinhos formados pelo recuo da falésia marinha por erosão, acompanhada de solapamento seguido de colapso de blocos (Guerra e Cunha, 1994). Os terraços marinhos são compostos por material sedimentar arenoso que, devido ao seu destaque no mercado da construção civil, pode ocasionar uma extração excessiva que resultará em impacto ambiental.

Sendo assim, este trabalho teve por objetivo geral realizar um estudo sedimentológico da região costeira no PEPCV, visando o entendimento sedimentar da área de estudo ao longo do período Quaternário. Dentre os objetivos específicos tem-se a caracterização mineralógica e textural dos sedimentos que compõem os terraços marinhos e linha de praia e entender os processos de distribuição sedimentar dentro da região costeira do Parque.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O PEPCV situa-se no limite sul do município de Vila Velha e a norte do município de Guarapari, no estado do Espírito Santo, Brasil (Figura 1). Pertence à Área de Proteção Ambiental (APA) de Setiba. A sede do Parque tem como vias de acesso a BR-101 e a Rodovia do Sol (BR-060), e localiza-se no km 36 sentido Vila Velha – Guarapari.

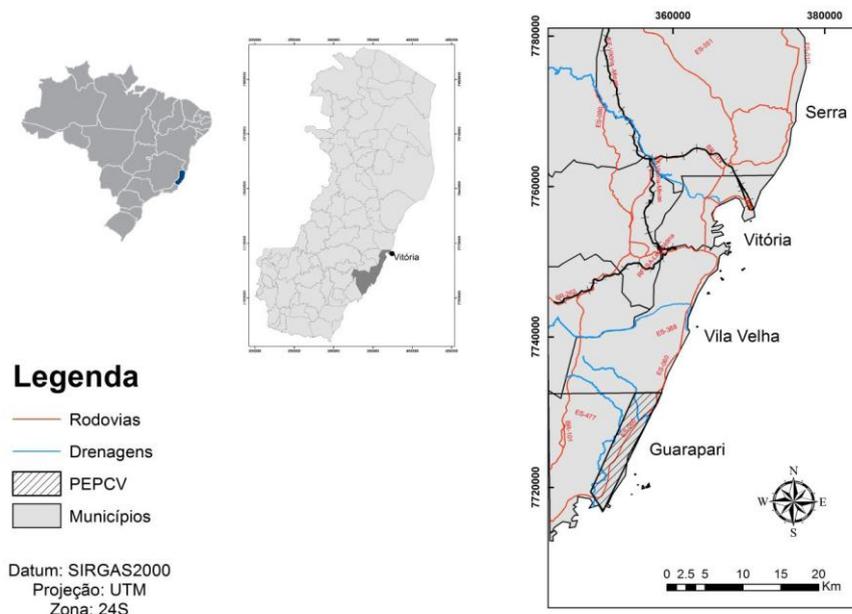


Figura 3. Mapa de localização e vias de acesso do Parque Estadual Paulo César Vinha (Fonte: Base cartográfica Geobases, 2001).

GEOLOGIA REGIONAL

A região delimitada pelo PEPCV é caracterizada por rochas do embasamento cristalino do Orógeno Araçuaí, associadas a sedimentos e rochas sedimentares cenozoicas do Grupo Barreiras e sedimentos quaternários. Tais unidades estão descritas a seguir.

Embasamento Cristalino

A Província Mantiqueira apresenta-se paralela à costa atlântica do sudeste e sul do Brasil, projetando-se a partir de uma faixa de direção NE-SW (Heilbron et al., 2004). Segundo esses autores, a Província Mantiqueira foi formada por um sistema orogênico Neoproterozoico-Cambriano diacrônico, que se deu durante a Orogênese Brasileira – Pan Africana. Inclui os orógenos Ribeira, Dom Feliciano, São Gabriel e Araçuaí.

A área de estudo (Figura 2) está inserida no Orógeno Araçuaí, o qual se localiza na porção setentrional da Província Mantiqueira (Heilbron et al., 2004). Este orógeno passou por quatro estágios orogênicos sendo eles as fases pré-colisional, sin-colisional, tardi-colisional e pós-colisional, achando-se composto por rochas graníticas e de alto grau metamórfico (Pedrosa-Soares et al., 2007).

Segundo Pedrosa-Soares et al. (2007), o estágio pré-colisional é representado pela suíte G1, a qual é composta por tonalitos e granodioritos marcados por foliação regional. O segundo estágio orogênico, denominado sin-colisional, é constituído pela suíte G2, identificada pela deformação e metamorfismo regional, associada a formação de granitos peraluminosos. Subsequente ao estágio sin-colisional, encontram-se o estágio tardi- a pós-colisional. Neste estágio há a formação da suíte G3 com leucogranitos com granada e/ou cordierita sem foliação regional. Por fim, com o cessar dos esforços deformacionais no orógeno, encontra-se o estágio pós-colisional, caracterizado pela formação das suítes G4 e G5, constituídas de granito a duas micas e charnockitos, respectivamente.

Sobre a suíte G5 estão depositados os sedimentos continentais neogenos e paleogenos da Formação Barreiras, e as planícies flúvio-marinhas do Quaternário (Albino et al., 2006).

Grupo Barreiras

Os depósitos da Formação Barreiras se estendem desde o Amapá ao Rio de Janeiro, ao longo de uma estreita faixa litorânea que, atualmente, ocorrem nas formas de falésias e terraços de formação marinha (Albino et al., 2006). Arai et al. (1994), a partir de dados palinológicos, atribuíram a esse grupo o intervalo de tempo entre Mioceno até o Plioceno.

Segundo Arai et al. (1994), a subdivisão da estratigrafia do Grupo Barreiras foi determinada a partir da erosão no evento de Discordância Tortoniana. Segundo os autores, a porção inferior do grupo sedimentos continentais foram depositados em áreas de baixa topografia, o que favoreceu o *onlap* continente adentro. A partir da erosão no Tortoniano, a faixa de extensão dos sedimentos torna-se restrita, sendo sobreposta por uma transgressão marinha e recoberta por um novo material denominado de Barreiras Superior.

Segundo Arai et al. (1994) e Albino et al. (2006), após a deposição do “Barreiras

Análise sedimentar da região costeira do Parque Estadual Paulo Cesar Vinha, Guarapari – Espírito Santo

Superior”, a queda eustática Pós-Zancleana e o soerguimento epirogenético pós-pleiocênico ocasionaram uma nova erosão, a qual esculpiu o revelo, sendo de possível visualização devido ao soerguimento associado ao arqueamento crustal.

Cobertura Cenozoica e Quaternária

Os depósitos pré-holocênicos tiveram sua deposição no começo do Cenozoico e são atuantes até o presente. Segundo Souza et al. (2005), as fácies associadas a esse sistema deposicionais ocorrem nas porções internas das planícies costeiras, no sopé das terras altas. Suas porções mais distantes foram retrabalhadas por processos marinhos e lagunares durante os eventos transgressivos e, esses retrabalhamentos produziram o terraciamento destes depósitos e interdigitação com fácies de origem marinha, eólica, lagunar e fluvial.

Segundo Souza et al. (2005), as areias das praias atuais são quartzosas, com uma granulação fina a muito fina e, em alguns locais, apresentam concentrações de minerais pesados. O campo de dunas é bem desenvolvido ao longo de toda linha de costa. Os sedimentos acumulados na depressão e nos terraços lagunares são arenosos a areno-siltico-argilosos, com ocorrência de matéria orgânica.

No Espírito Santo, as planícies sedimentares quaternárias encontram-se pouco desenvolvidas no litoral (Albino et al., 2006). De acordo com estes autores, a evolução geológica destas planícies é associada às flutuações do nível do mar e à disponibilidade de sedimentos fluviais. As áreas mais representativas ocorrem nas adjacências da desembocadura do Rio Doce, São Mateus, Piraquê-Açu, Reis Magos, Jucu, Itapemirim e Itabapoana. Nos outros segmentos litorâneos, as planícies costeiras são estreitas ou inexistentes, com as praias limitadas pelos tabuleiros de Formação Barreiras e pelos promontórios rochosos.

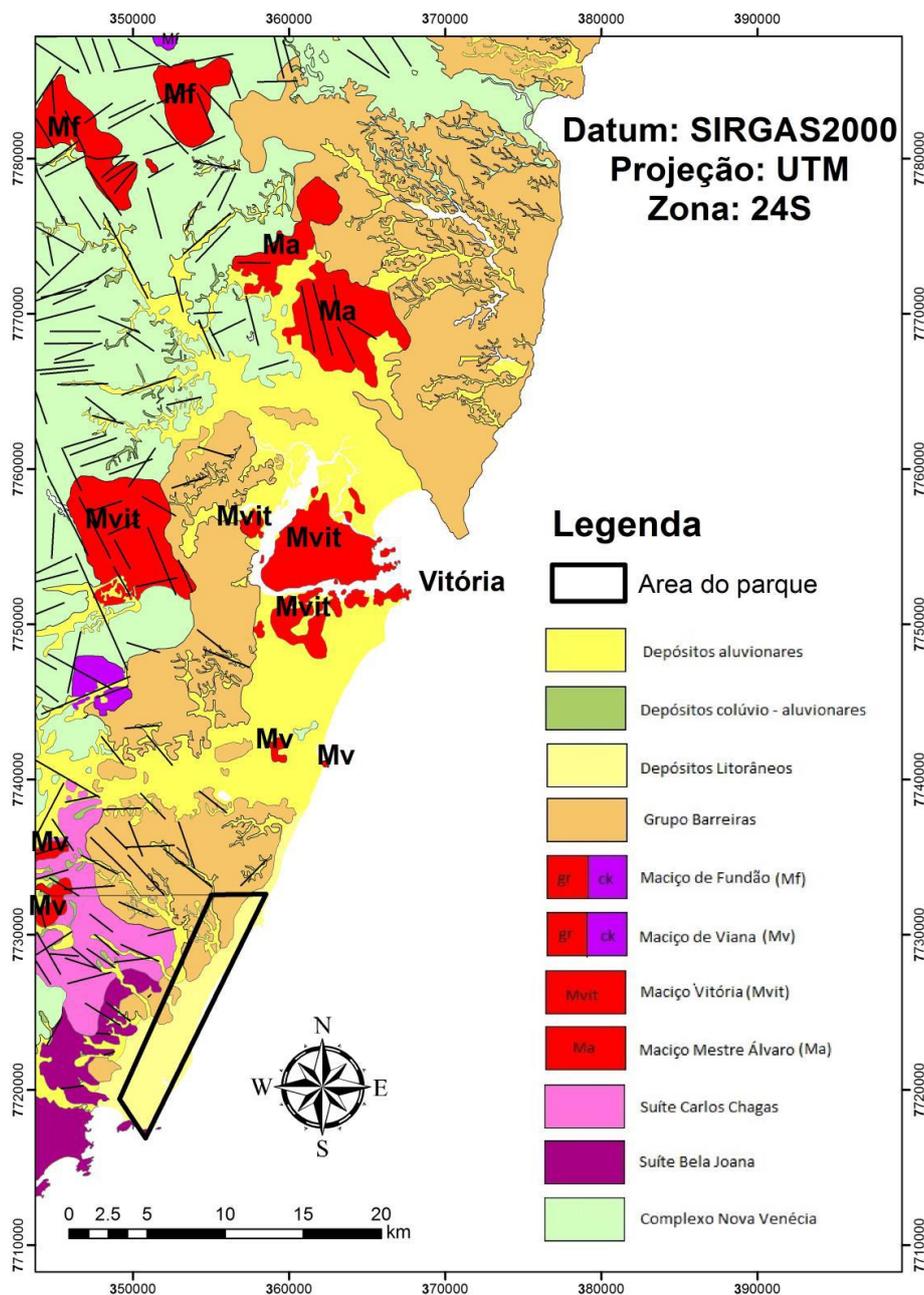


Figura 4. Mapa geológico simplificado do Orógeno Araçuá na região de estudo (Modificado de Fortes, 2015).

METODOLOGIA

A metodologia utilizada no desenvolvimento do presente trabalho envolveu levantamento de dados, atividades de campo, laboratório e tratamento de dados. Foram compilados dados vetoriais do banco de dados GEOBASES como vias de acesso, drenagens e limites dos municípios, onde pôde ser confeccionado mapas de localização, em escala regional e de semidetalhe. Os dados de litologia foram extraídos das Folhas Guarapari e Vitória, de autoria de Fortes et al. (2015).

A atividade de campo consistiu na descrição e amostragem dos sedimentos dos cordões litorâneos e dunas situadas no interior do Parque. Foram realizadas 3 visitas ao campo, com

Análise sedimentar da região costeira do Parque Estadual Paulo Cesar Vinha, Guarapari – Espírito Santo

uma coleta total de 16 pontos distribuídos ao longo de toda a linha de costa e na região oeste do PEPCV, onde localiza-se os campos de dunas. A profundidade de coleta de cada ponto foi de aproximadamente de 2 metros, sendo armazenado 500g de material em sacola de plástico. O espaçamento entre pontos visitados foi de aproximadamente 1km de distância. Houve, porém, maior adensamento da malha de pontos na porção oeste, a qual abrange a Rodovia do Sol, para fim de uma coleta na porção dos sedimentos cenozoicos. Nesta etapa foi adotado um caminhamento longitudinal a área do Parque, sendo então realizadas análises sedimentológicas, além de aspectos como morfologia dos cordões e uma caracterização de aspectos, como vegetação local.

Posteriormente ocorre a preparação das amostras no laboratório de sedimentologia do departamento de Geologia da UFES. A primeira etapa consistiu na pesagem em balança de precisão. Após este processo levou-se os sedimentos para estufa em temperatura de 60°C no tempo de 24h. Após este procedimento pesou-se novamente os sedimentos. A metodologia empregada seguiu no quarteamento dos sedimentos e obtenção de no mínimo 50g de amostra, pois segundo Folk (1980), este é o mínimo necessário para análise na fração areia ou superior. As amostras foram então peneiradas durante 10 minutos, na frequência de 15 Hz, no agitador, com a seguinte configuração de peneiras da marca Bertel®: 2000, 1000, 0,500, 0,250, 0,125 e 0,062mm, que representam respectivamente as classes: cascalho muito fino/grânulo, areia muito grossa, areia grossa, areia média, areia fina, areia muito fina, silte e argila. As frações peneiradas foram pesadas para posterior processamento no *software* Gradistat® Blott e Pye (2001), que ao se inserir os pesos obtidos calculam-se alguns parâmetros texturais como o tamanho médio, a seleção, assimetria e curtoses, utilizando como base os parâmetros definidos por Folk e Ward (1957). A caracterização mineralógica consistiu no uso da lupa binocular de marca Coleman®. Nesta etapa, buscou-se identificar todas as fases minerais presentes nas frações previamente peneiradas. Para estudar a distribuição granulométrica das partículas é necessária a utilização de uma escala. A primeira utilizada foi à aritmética, em que se constatou não ser a mais apropriada para os sedimentos, pois a distribuição é assimétrica, isto é, a maior parte das partículas concentra-se nas dimensões menores. Com esse tipo de representação, os sedimentos muito diferentes ficam com aspectos semelhantes e, assim, não é o estudo mais apropriado para a determinação das suas verdadeiras diferenças (Dias, 2004). Desta maneira foi utilizada a escala granulométrica dos sedimentos clásticos de Wentworth (1922). O grau de arredondamento foi analisado a partir da classificação de Pettijohn (1975).

Por fim, foram gerados mapas temáticos em que as variáveis foram inseridas no *software* ArcGIS® com suas respectivas coordenadas XY para cada ponto amostral. Assim realizou-se a interpolação pelo método IDW (*Inverse Distance Weighted*). Esse método foi escolhido, pois usa-se um limitador (área do parque). Além disso, apresenta pouco erro com o desvio padrão.

RESULTADOS

Neste trabalho, optou-se por compartimentar a área de estudo com base nos critérios intrínsecos aos ambientes sedimentares em questão. A distribuição espacial dos pontos pode ser observada por meio da Figura 3. Nesse sentido, a área abarcada pelo PEPCV pode ser subdivida em Prisma Praial (pontos 1, 3, 4, 5, 13, 14, 15 e 16) situada a leste da mesma, Região

de Interface entre Rio Una e Lagoa Caraís (ponto 2), situados mais a sul da área, e Linha das Dunas (pontos 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12), alocada na região oeste do PEPCV. Esses ambientes gradam um para o outro, sem um limite bem definido entre eles.

Com base na compartimentação dos terrenos sedimentares supracitados, buscou-se, para cada setor, realizar os levantamentos texturais, mineralógicos e de parâmetros estatísticos estabelecidos por Folk e Ward (1957) e, posteriormente compilados por Blott e Pye (2001) no *software* GRADISTAT®, pois são formas descritivas que se relacionam com as características dos sedimentos.

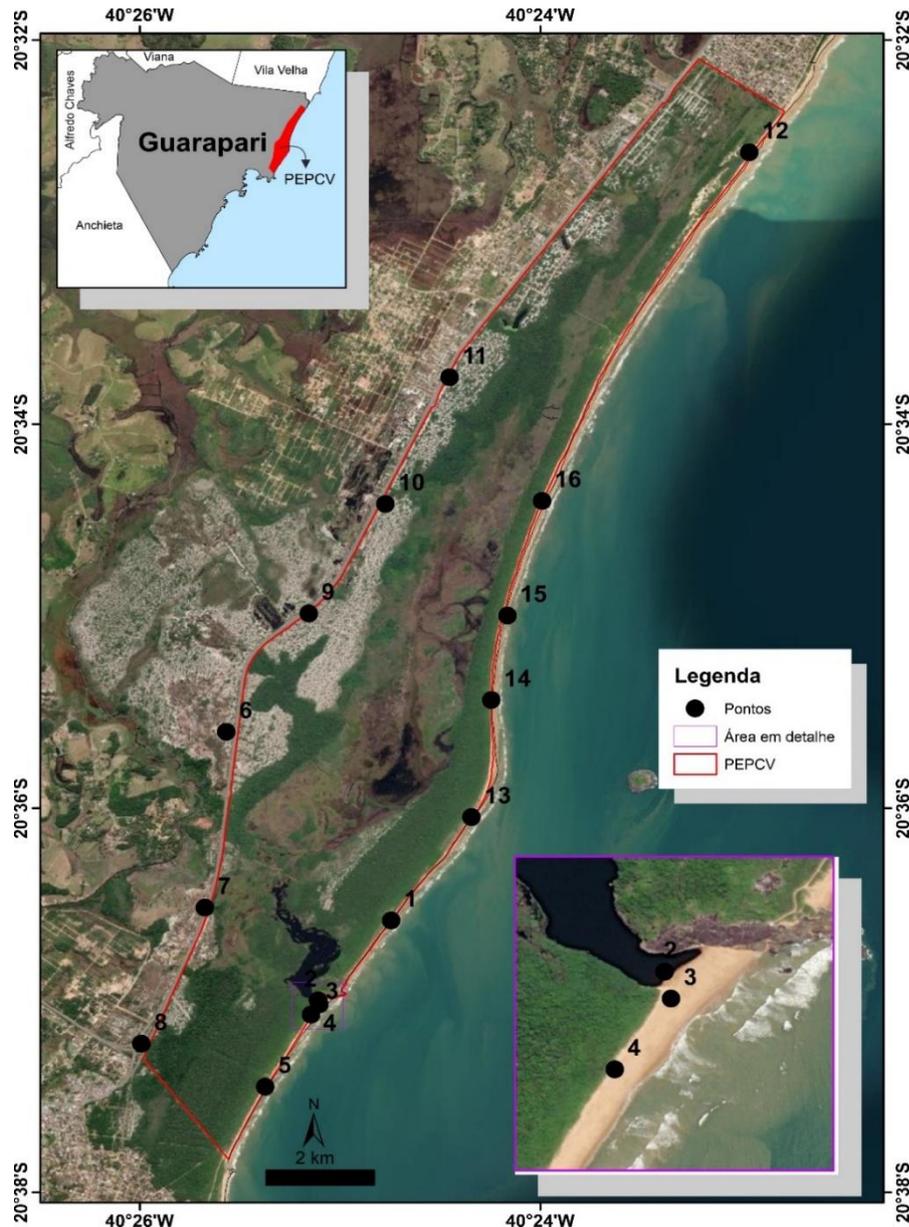


Figura 5. Distribuição espacial dos pontos coletados no Parque Estadual Paulo Cesar Vinha (PEPCV).

Prisma Praial

Os pontos da região do prisma praial foram coletados na base da crista praial, os quais apresentavam um comprimento de proporção métrica e uma espessura que variava de

Análise sedimentar da região costeira do Parque Estadual Paulo Cesar Vinha, Guarapari – Espírito Santo

centimétrica a métrica. É comum observar que os terraços estudados frequentemente são cobertos no topo pela vegetação de restinga (Figura 4A e 4C).

Há locais em que ocorreu a formação de sequências de terraços escalonados que, segundo Suguio (1998), corresponde a diferentes fases de transgressão e regressão marinha (Figura 4B) e, deposição de sedimentos segundo a orientação dos ventos, delimitando as formas de *ripples* junto aos terraços marinhos (Figura 4D).

Nos sedimentos foram encontrados cerca de 60% em volume de quartzo, 15% em volume de monazita e 15% em volume de sílex. Os 10% restante correspondem a ilmenita, granada do tipo almandina, foraminíferos e conchas.

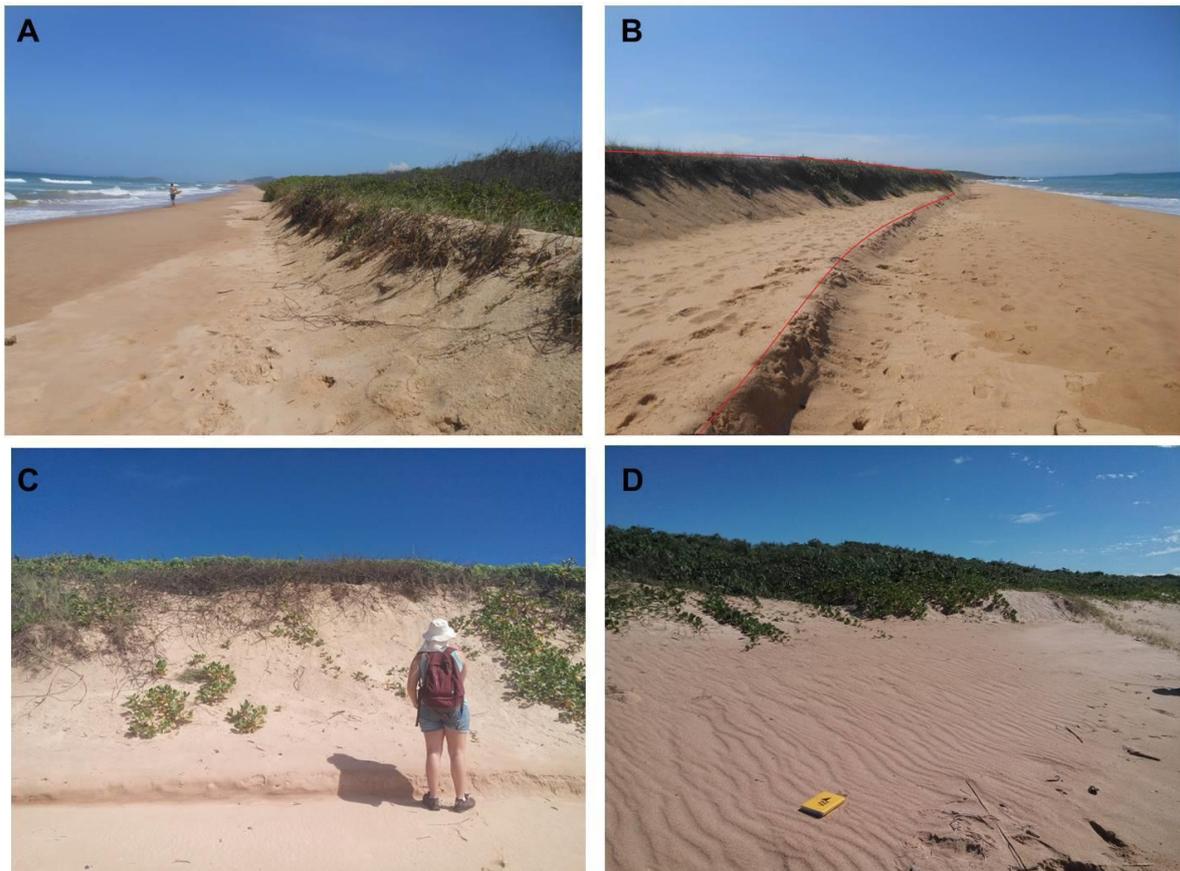


Figura 6. Identificação dos terraços marinhos do PEPCV. A. Terraço Marinho com espessura decimétrica. B. Terraço Marinho com diferentes fases de transgressão e regressão marinha. C. Terraço Marinho com espessura métrica. D. Ripples à frente de terraços marinhos.

O Quartzo possui granulometria que varia entre areia fina a média. Ocorre como grãos com alta esfericidade, sub-arredondados a arredondados. Exibe colorações brancas, alaranjada, translúcida e possui brilho vítreo. A Monazita apresenta uma granulometria que varia entre areia média e fina. Ocorre como grãos com alta esfericidade, sub-angulosos a arredondados. As cores encontradas são laranjadas e vermelhas. Sílex acontece na faixa de granulometria areia média a fina, com grãos de alta esfericidade. Estão sub-arredondados a arredondados e alguns apresentavam fragmentados. Sua coloração era alaranjada e vermelha, com brilho vítreo. Ilmenita ocorre na faixa da granulometria areia média a fina, com baixa esfericidade. Seu arredondamento é sub-anguloso e identificado na cor preta e estriamento. Almandina ocorre na

granulometria areia média, com alta esfericidade, sendo sub-anguloso, na cor rosada. As carapaças são encontradas diversas espécies de organismos, encontra-se junto às frações de areia grossa até areia fina, sendo estas fragmentadas e oblatas. Os foraminíferos são do tipo miliolídeos de coloração alaranjada e estão presente nas frações areia grossa até areia muito fina.

Os sedimentos coletados no prisma praial apresentam um selecionamento que mostram duas tendências, moderadamente bem selecionados e bem selecionados. A assimetria variou desde muito negativa a muito positiva. As amostras no qual apresentaram assimetria muito negativa, P01,P02,P03 e P16, evidenciam a ocorrência de depósitos fluviomarinhos. Nesses pontos a curtose variou de muito platicúrtica a muito leptocúrtica. Nos histogramas a seguir (Figura 5) é possível visualizar que a moda dos diâmetros dos grãos se encontra na fração areia média, com 50% de peso nessa classe. As amostras no qual apresentaram assimetria muito positiva, P05,P13,P14 e P15, que segundo modelo de Folks e Ward (1957) são grãos com tendência a serem mais finos. Nesses pontos a curtose variou de muito platicúrtica a muito leptocúrtica. Nos histogramas a seguir (Figura 6) é possível visualizar que a moda dos diâmetros dos grãos se encontra na fração areia média, com 50% de peso nessa classe.

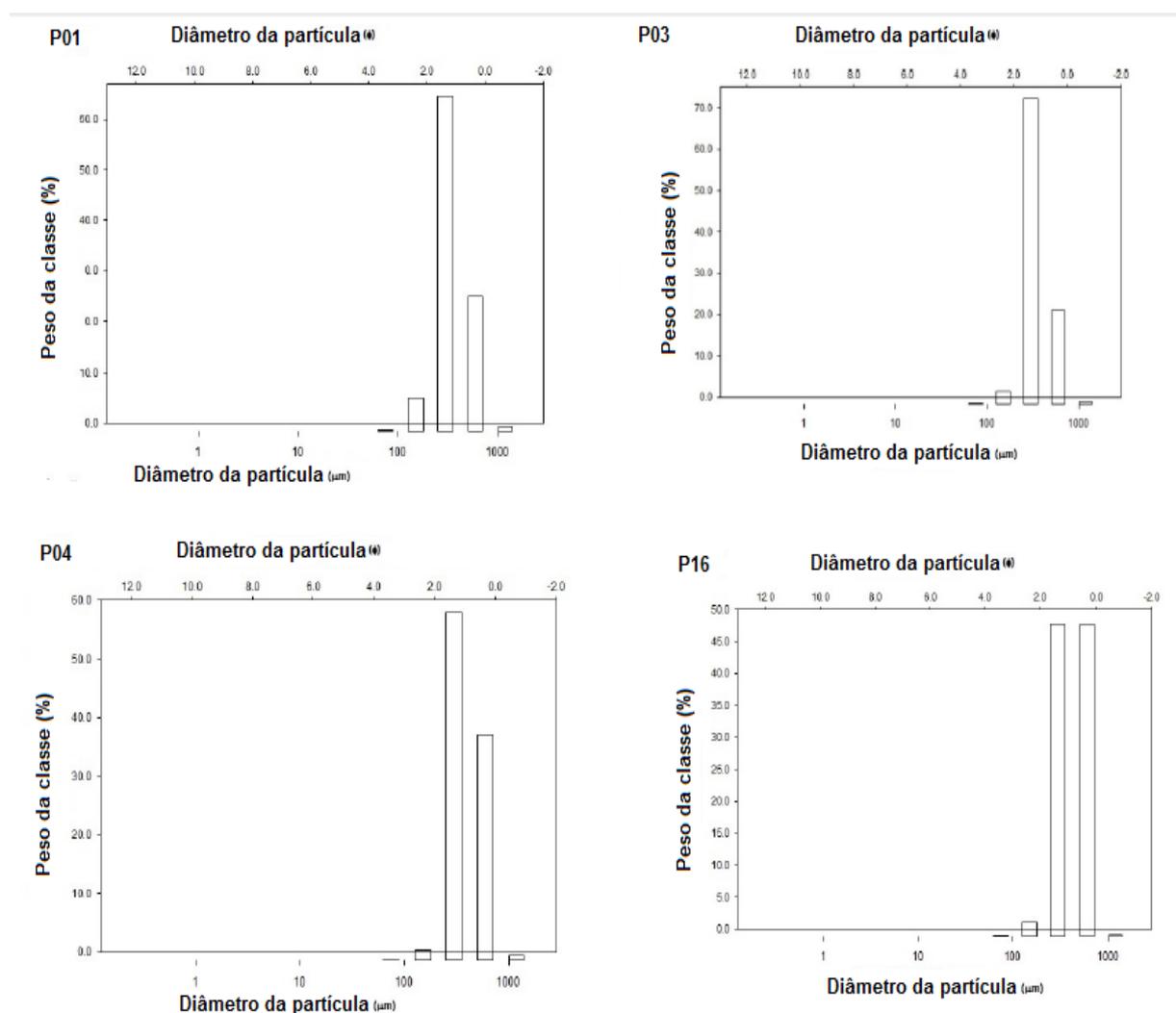


Figura 7. Histogramas dos pontos 01, 03, 04 e 16.

Análise sedimentar da região costeira do Parque Estadual Paulo Cesar Vinha, Guarapari – Espírito Santo

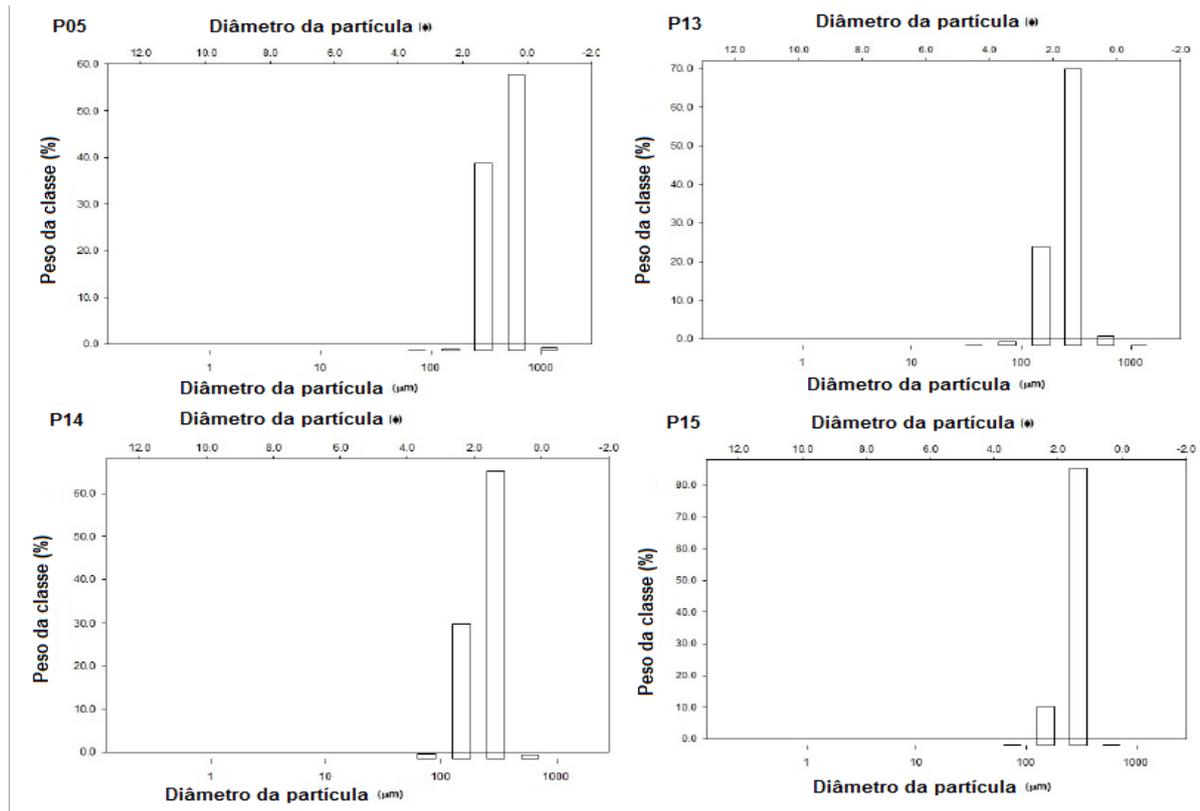


Figura 8. Histogramas dos pontos 05,13,14 e 15.

Lagoa Caraís

A coleta ocorreu na barra de desembocadura entre a Lagoa Caraís e o mar. Como o solo do Parque é em grande parte arenoso, favorece a interligação de corpos d'água superficiais através do lençol freático, tornando a água da lagoa com uma cor “Coca-Cola”, como é conhecida pelos visitantes do Parque (Figura 7A), segundo CEPEMAR (2007). O ponto de coleta próximo à beira da lagoa (Figura 7B).



Figura 9. A. Lagoa Caraís com sua água de cor escura. B. Coleta de sedimentos à beira da lagoa.

Análise sedimentar da região costeira do Parque Estadual Paulo Cesar Vinha, Guarapari – Espírito Santo

Nos sedimentos foram encontrados cerca de 60% em volume de quartzo, 15% em volume de monazita e 15% em volume de sílex. O 10% restante compõem carapaças e foraminíferos. As características dos minerais são: quartzo presente na faixa de granulometria areia média e com alta esfericidade, cujo arredondamento varia entre anguloso a sub-arredondado, sendo translúcido e com brilho vítreo; monazita com granulometria areia média com baixa esfericidade, ocorre sub-anguloso e com cor alaranjada; sílex com granulometria areia média, alta esfericidade, bem arredondado e com coloração alaranjada; carapaças estão fragmentadas e concentrou-se na fração cascalhosa e; foraminíferos são do tipo miliolídeos de coloração alaranjada. A amostra deste ambiente apresenta-se moderadamente bem selecionado, com uma assimetria muito positiva. Com relação a curtose o ambiente apresenta-se muito platicúrtica, o que pode evidenciar a mistura de populações devido a interferência do rio e do mar neste ambiente. No histograma dessa amostra (Figura 8) é possível compreender que a moda dos sedimentos se encontra na classe de areia grossa, tendo o segundo pico do gráfico sendo de areia muito grossa.

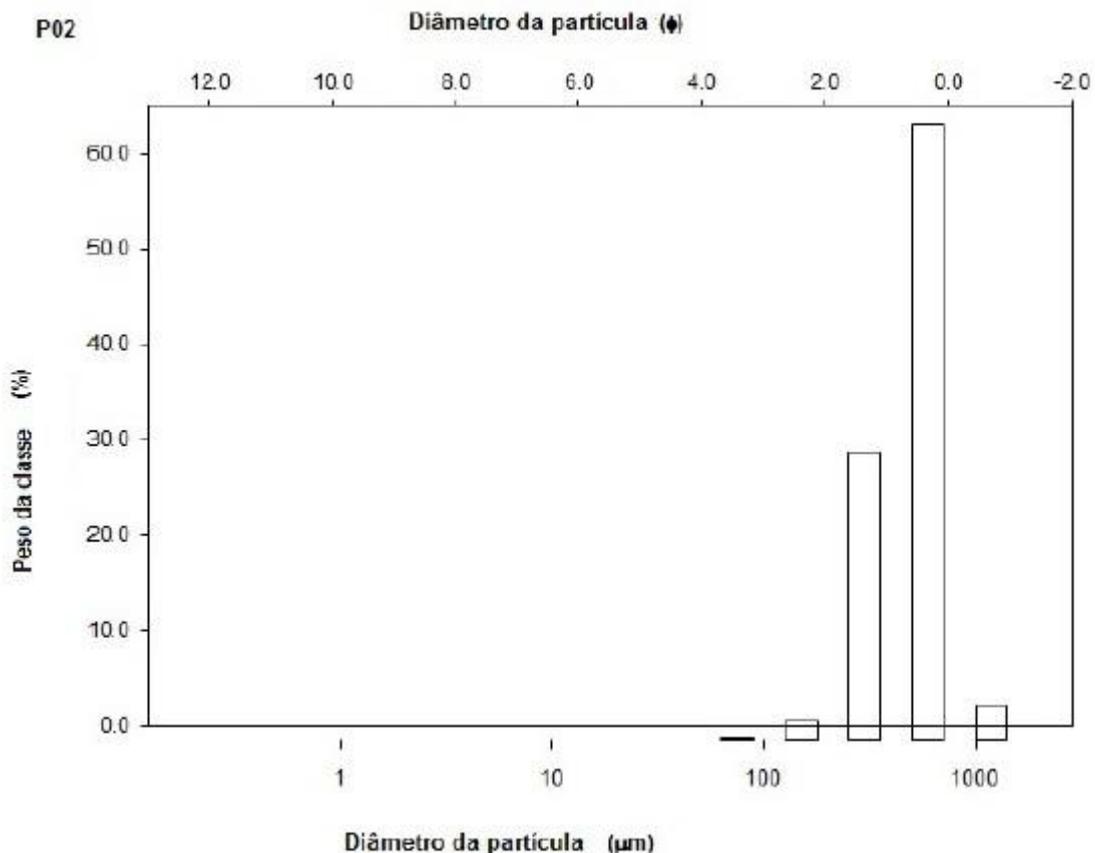


Figura 10. Mineralogia composta no sedimento na Lagoa de Carais.

Região de Dunas

A região de dunas ocorre ao Norte e Oeste do Parque com dunas semifixas de tamanhos variando entre decímetros a metros, sendo cobertos por vegetação de restinga, visualizado na Figura 9.

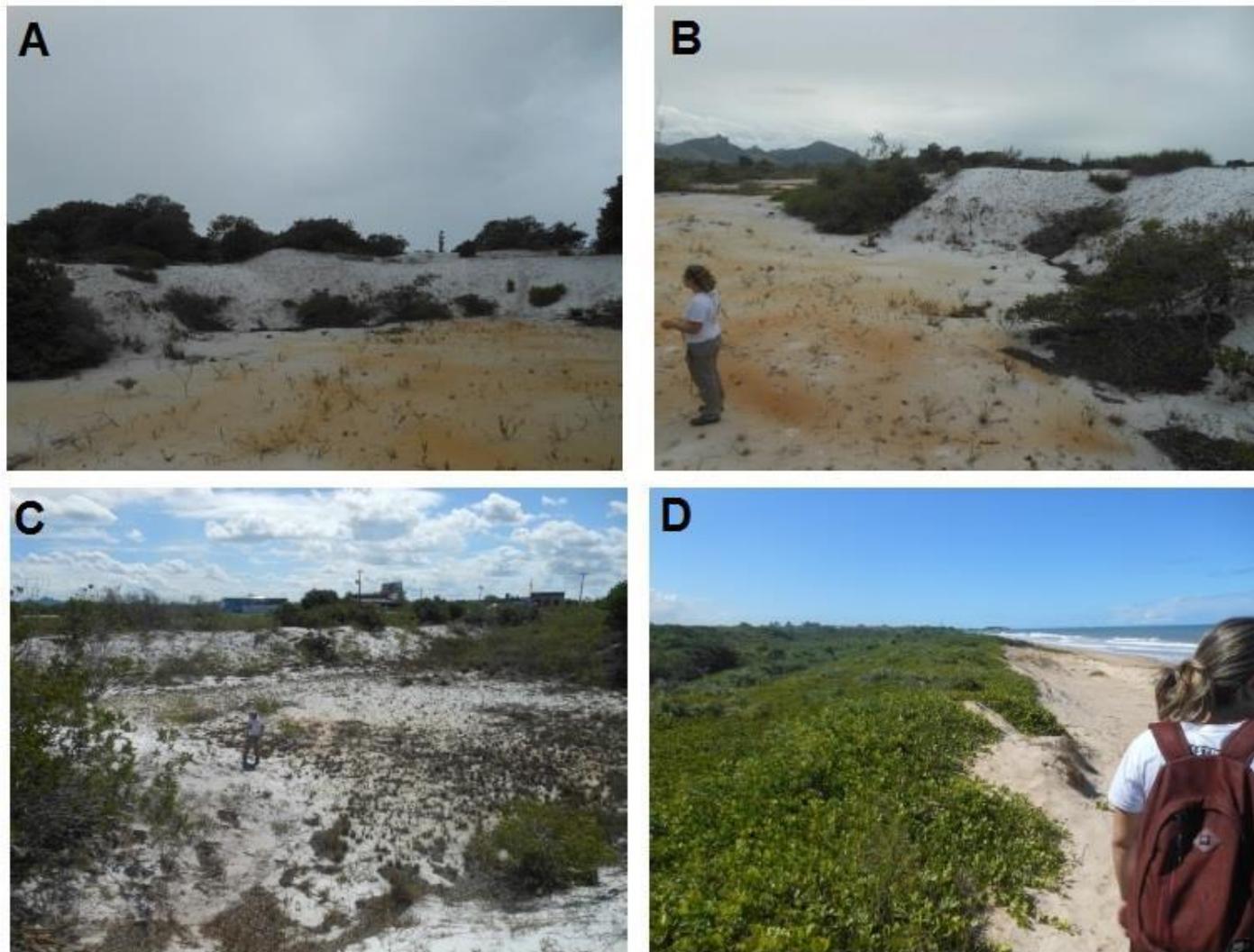


Figura 11. Disposição das Dunas no PEPCV. A. Duna do na porção Oeste do Parque. B. Duna disposta na porção Oeste do Parque. C. Dunas na porção oeste do Parque sendo cortadas pela Rodovia do Sol. D. Dunas da porção Norte do Parque

Análise sedimentar da região costeira do Parque Estadual Paulo Cesar Vinha, Guarapari – Espírito Santo

Nas dunas da porção Oeste do Parque, no qual a Rodovia do Sol passa por esse ambiente, foram encontrados cerca de 80% em volume de quartzo, 10% em volume de monazita e 10% em volume de minerais pesados, ilmenita e magnetita, e biotita. Há uma grande quantidade de fuligem associada aos minerais de quartzo. As características dos minerais são apresentadas a seguir.

O quartzo com granulometria variando entre areia grossa a areia fina, com alta esfericidade, sendo sub-anguloso a sub-arredondado, com coloração branca leitosa e com ausência de brilho, ou seja, fosco. Monazita encontra-se nas frações areia fina e muito fina, de alta esfericidade, sub-angulosa e na cor alaranjada. Ilmenita concentra-se nas frações mais finas, areia fina e muito fina, com baixa esfericidade, sub-angulosa na cor preta. Magnetita concentra-se nas frações areia muito fina, de coloração preta, identificada através do uso de imã de mão. Biotita está presente na fração areia fina, no seu hábito tabular e cor preta.

A duna na porção Norte do Parque apresenta 70% em volume de quartzo, 15% em volume de ilmenita, 10% em volume de monazita e 5% em raízes e carapaças. Quartzo com granulometria areia fina, sendo sub-anguloso a arredondado, com alta esfericidade e sendo translúcidos. Ilmenita concentra-se nas frações areia fina e muito fina, com alta esfericidade, sub-anguloso a sub-arredondado com coloração preta. Monazita com granulometria areia fina, sendo sub-anguloso a sub-arredondado, com alta esfericidade nas cores laranjas e vermelhas. Após a coleta de 8 amostras nesse ambiente, 3 amostras apresentaram granulometria areia média (Ponto 09,10 e 11), três com granulometria areia grossa (Ponto 06,07 e 08) e uma com granulometria areia fina (Ponto 12). Com relação a assimetria, duas amostras são assimétricas positivas e platicúrticas, três assimétricas muito positivas e platicúrticas, duas amostras com assimetria negativa e platicúrtica e mesocúrtica e uma simétrica muito leptocúrtica. Os histogramas das áreas de dunas são apresentados abaixo (Figura 10).

A tabela 1 apresenta as características de granulometria, selecionamento, assimetria e curtose para as amostras coletadas.

DISCUSSÕES DOS RESULTADOS

No ambiente do Parque ocorrem três tendências para o grau de seleção, sendo elas amostras moderadas a bem selecionadas na porção central e a sul do Parque, amostras bem selecionadas na porção sudeste e o norte do Parque e uma amostra (ponto 15) muito bem selecionada na porção sudeste do Parque. A amostra 15 encontra-se numa área depois de uma quebra de relevo, na qual pode ter deposição dos sedimentos vindos devido à direção NE-E, que é uma das direções preferências dos ventos atuantes na costa da região. Esta quebra de relevo funciona como um anteparo para o transporte do sedimento. As regiões onde as areias são bem selecionadas, e que ocorrem no percurso da linha de praia, podem ter a interferência das correntes oceânicas (NE-SW) que atuam nessa área e uma possível acumulação de sedimentos no ponto 13, em que foi coletado numa porção de engorda da praia.

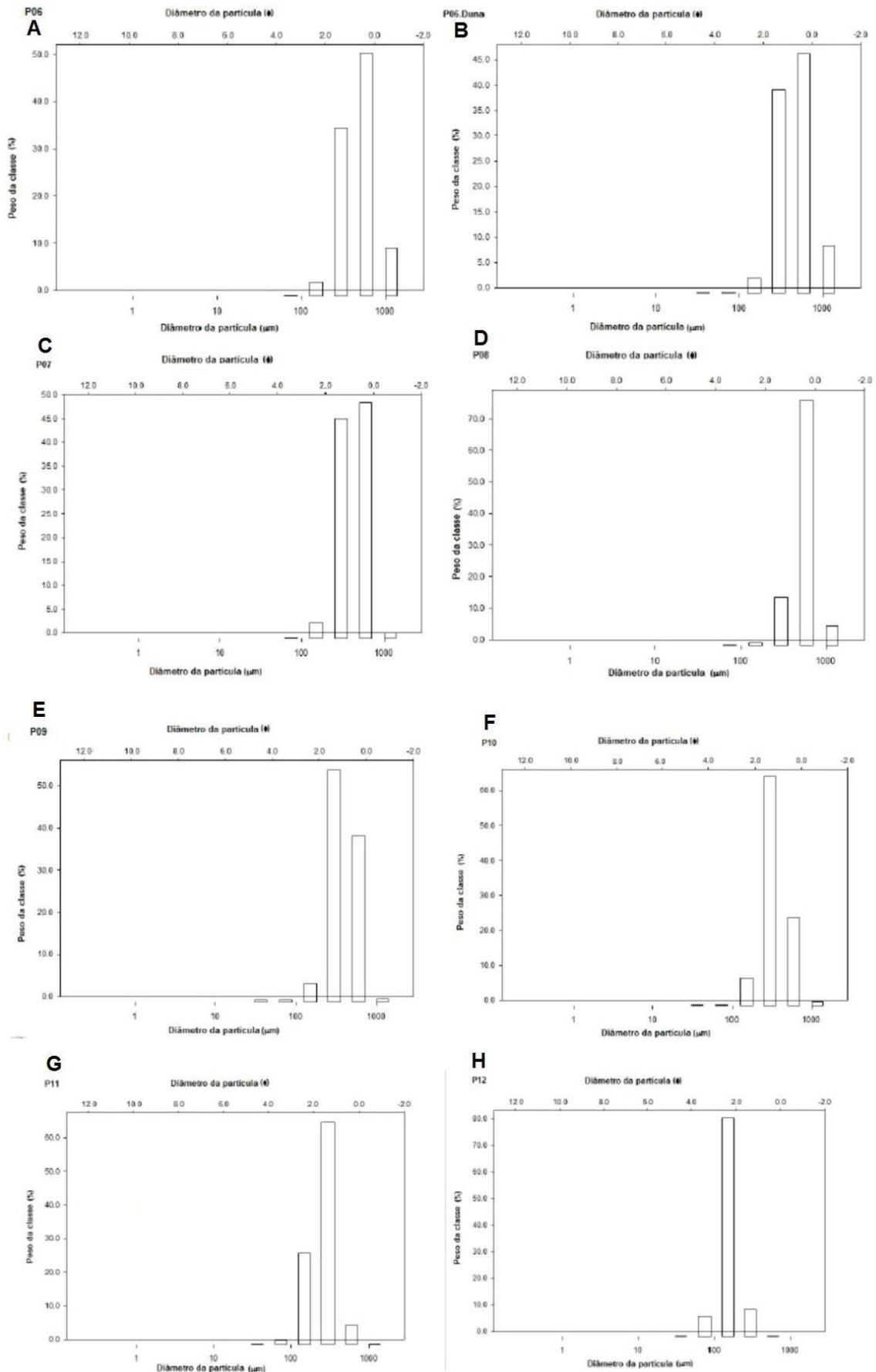


Figura 12. Histogramas referentes aos pontos de amostragem nas Dunas do Parque.

Análise sedimentar da região costeira do Parque Estadual Paulo Cesar Vinha, Guarapari – Espírito Santo

Tabela 3. Resultados obtidos a partir do software GRADISTAT®.

AMOSTRA	GRANULOMETRIA MEDIANA	SELECIONAMENTO	ASSIMETRIA	CURTOSE	AMBIENTE
P01	Areia Média	Moderadamente Bem Selecionado	Assimetria muito negativa	Mesocúrtica	Linha de Praia
P02	Areia Grossa	Moderadamente Bem Selecionado	Assimetria muito positiva	Muito Platicúrtica	Lagoa
P03	Areia Grossa	Bem selecionada	Assimetria muito negativa	Muito Leptocúrtica	Linha de Praia
P04	Areia Média	Moderadamente Bem Selecionado	Assimetria muito negativa	Muito Platicúrtica	Linha de Praia
P05	Areia Grossa	Moderadamente Bem Selecionado	Assimetria muito positiva	Muito Platicúrtica	Linha de Praia
P06	Areia Grossa	Moderadamente Bem Selecionado	Assimetria positiva	Platicúrtica	Duna
P07	Areia Grossa	Moderadamente Bem Selecionado	Assimetria muito positiva	Muito Platicúrtica	Duna
P08	Areia Grossa	Moderadamente Bem Selecionado	Assimetria muito positiva	Muito Leptocúrtica	Duna
P09	Areia Média	Moderadamente Bem Selecionado	Assimetria negativa	Platicúrtica	Duna
P10	Areia Média	Moderadamente Bem Selecionado	Assimetria negativa	Mesocúrtica	Duna
P11	Areia Média	Moderadamente Bem Selecionado	Assimetria muito positiva	Platicúrtica	Duna
P12	Areia Fina	Bem selecionada	Simétrico	Muito Leptocúrtica	Duna
P13	Areia Média	Bem selecionada	Assimetria muito positiva	Muito Leptocúrtica	Linha de Praia
P14	Areia Média	Moderadamente Bem Selecionado	Assimetria muito positiva	Muito Platicúrtica	Linha de Praia
P15	Areia Média	Muito Bem Selecionada	Assimetria positiva	Muito Leptocúrtica	Linha de Praia
P16	Areia Média	Moderadamente Bem Selecionado	Assimetria muito negativa	Muito Platicúrtica	Linha de Praia

Com relação à distribuição das granulações retidas nas peneiras, há uma variação entre areia fina, média e grossa, tendo na porção norte predomínio da fração areia fina, essa fração pode ter influência do rio Jucu que está ao norte desta área, em especial do ponto 12, ocasionando uma deposição de sedimentos de mais fácil transporte e melhor retrabalhamento. Nesta mesma área (norte) se observa uma maior variedade mineralógica, em que os grãos de granada apareciam bem arredondados e com baixa esfericidade, ressaltando o bom retrabalhamento, uma vez que a granada é um mineral que resiste muito ao transporte.

Nos sedimentos coletados na porção sudeste do Parque havia uma predominância a serem sub-angulosos, o que pode indicar que não estavam longe da área de proveniência. Algumas das possíveis fontes são as três ilhas que estão à frente desta área, sendo trazido pela ação das ondas e dos ventos.

Na região de Dunas nas áreas oeste do Parque, as dunas apresentam grau de seleção moderado a bem selecionado, em que os grãos apresentavam sub-angulosos a sub-arredondados e com alta esfericidade, caracterizando que o ambiente apresenta uma maior maturidade textural comparado à região da linha de costa e da lagoa. Comparando-se ambas as porções do parque (oeste e norte), observa-se que as dunas da porção norte apresentam maior variedade de minerais pesados na fração areia fina, ao passo que no campo de Dunas da porção oeste há uma mineralogia mais constante, especificamente quartzo, o que pode ser devido à direção do vento (NW-SE) na época da coleta das amostras, em que carrega grandes volumes de areia e são acumulados em campos de dunas continente adentro.

Na região da Lagoa Carais o arredondamento dos grãos variava entre anguloso a arredondado, sugerindo que os sedimentos tiveram tempos diferentes e de diferentes fontes de retrabalhamento e sofreram ação de transporte por tração devido ao predomínio da fração areia grossa.

Com base no método proposto por Folk e Ward (1957), foi observado um aumento na representatividade das amostras na fração areia média e uma diminuição das amostras na fração areia grossa em relação a real representação sedimentar que ficou retida nas peneiras em laboratório. Com isso, pode-se assumir que o método aplicado, apesar de ser o mais usado, não foi o melhor para representação da granulação de nossos ambientes, o que indica que se trata de um ambiente complexo (Figura 11 A e B).

Com relação à assimetria não há um padrão de distribuição ao longo da área do parque, contudo se observa uma variação desde uma assimetria muito negativa na porção sudeste, onde ocorre uma engorda da praia, a uma assimetria muito positiva na porção nordeste do Parque que apresenta uma característica de maior homogeneidade. Essas diversidades de assimetria podem ser devido à ação dos ventos atuantes nas regiões das Dunas em conjunto a influência da Lagoa com os sedimentos da linha de praia, devido à ação das correntes de marés na região de linha de praia (Figura 11C).

O critério de classificação segundo o fator Curtose indicou que na porção central do Parque há uma predominância do padrão platicúrtica, o que segundo Ponçano (1976) pode indicar mistura de populações diferentes o que pode ser embasado pela assimetria, assim como a variabilidade de mineralogia. Essa opção é válida, pois há a presença fluvial na porção centro-sul do Parque, que é responsável pelo padrão de distribuição dos sedimentos na porção sudeste. As porções onde há padrão leptocúrtica, segundo Ponçano (1976), podem estar sob ação de remoção de alguma fração por meio de correntes de fundo ou outros forçantes deposicionais.

Análise sedimentar da região costeira do Parque Estadual Paulo Cesar Vinha, Guarapari – Espírito Santo

Essa hipótese é válida, pois ocorre nos locais de “engorda” da praia e no parque de Dunas do norte e oeste do Parque, favorecido pelo alto grau de selecionamento do ambiente.

A presença de foraminíferos de diferentes morfologias na amostra da Lagoa Carais (ponto 2) pode estar relacionada com a salinidade atuante no ambiente, pois segundo Souza et al. (2005), a descarga fluvial com as correntes de maré possibilitam a formação de um ambiente gradual confinante, assim, há substituição gradativa das espécies calcárias pelas aglutinantes, onde tal evidência foi encontrada nos sedimentos deste ambiente, em que havia foraminíferos calcários e aglutinantes.

Comparando os dados dos pontos coletados na linha de praia, em relação aos dados dos pontos coletados nos terraços, observa-se que nos terraços existe uma menor variação quanto à mineralogia, pois na linha de costa se observa maior ocorrência de minerais e pesados. Também se verifica que os sedimentos do terraço apresentam maior arredondamento do que os encontrados na linha de praia, isso deve-se a maturidade dos depósitos, onde os fatores intempéricos atuantes hoje no terraço são menos atuantes do que na linha de praia, ainda assim, sendo este um depósito mais antigo passou por maior retrabalhamento. Dessa forma, pode-se afirmar que a linha praia se apresenta como mais dinâmica e com menor maturidade textural e composicional.

CONCLUSÃO

A utilização de técnicas de caracterização sedimentológicas e a análise estatística em conjunto permitiram traçar tendências de distribuição dos sedimentos que ocorrem na região do Parque Estadual Paulo César Vinha, em Guarapari, Espírito Santo.

O trabalho de campo mostrou-se efetivo, pois a análise dos dados demonstra que a região de dunas na porção oeste do Parque apresenta uma maior estabilidade na bacia e conseqüentemente, seus sedimentos têm uma maior maturidade textural comparada as dunas da porção norte e a linha de costa em que sofre ações constantes do mar.

A dinâmica da sedimentação está progressivamente sendo alterada e com a ação do encontro das águas do mar com a da Lagoa Carais em algumas épocas do ano, ocorre um maior retrabalhamento dos sedimentos devido a ação fluvial com a marinha. Os principais agentes que influenciam no regime deposicional são: correntes marinhas, ventos e a dinâmica fluvial/lagunar.

Comparando os ambientes do parque a porção oeste apresenta uma maior maturidade textural que a porção leste, em que os sedimentos da porção leste passam por uma dinâmica mais atuante. E relação aos terraços, pode-se afirmar que a linha de costa tem maturidade textural menor, apesar da esfericidade baixa.

Os objetivos propostos para o trabalho foram satisfeitos, considerando que foi possível o entendimento sedimentar da área, a caracterização mineralógica dos sedimentos e a compreensão sobre os processos de distribuição sedimentar dentro a região costeira do Parque. Sendo assim, a mineralogia predominante na linha de costa do parque é: quartzo, monazita, sílex e ilmenita, apresentando menor proporção de granada e organismos (foraminíferos e carapaças). Enquanto nos terraços observa-se principalmente quartzo, com menor ocorrência de monazita, biotita e magnetita.

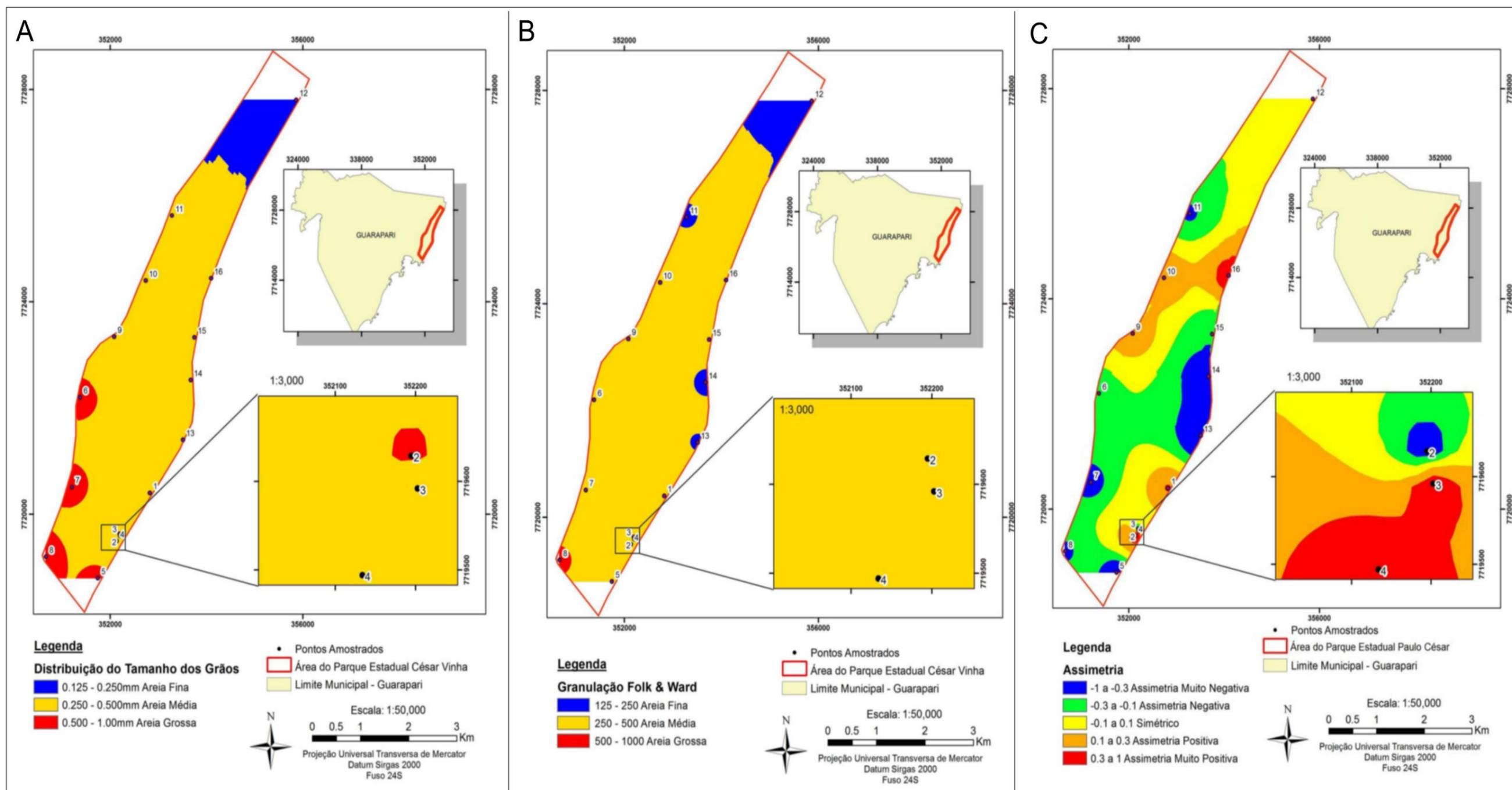


Figura 13. Figuras de distribuição espacial dos resultados apresentados. A. Distribuição do tamanho real dos grãos. B. Distribuição dos grãos segundo o método de Folk e Ward (1987). C. Distribuição da assimetria dos grãos, segundo sua assimetria. Base Cartográfica Geobases, 2016.

Análise sedimentar da região costeira do Parque Estadual Paulo Cesar Vinha, Guarapari – Espírito Santo

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBINO, J.; GIRARDI, G.; NASCIMENTO, K. A. **Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2006. v. 1 Disponível em: <https://iema.es.gov.br/Media/iema/CQAI/FIGURAS/COGEST/2016.10.25 - COGEST - Erosao progradacao ES.pdf>.

ARAI, M.; TRUCKENBRODT, W.; NOGUEIRA, A. C. R.; GOES, A. M.; ROSSETTI, D. F. **Novos dados sobre estratigrafia e ambiente deposicional dos sedimentos Barreiras, NE do Pará**. 4. ed. Belém: SBG, 1994.

BLOTT, Simon J.; PYE, Kenneth. Gradstat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. **Earth Surface Processes and Landforms**, [S. l.], v. 26, n. 11, p. 1237–1248, 2001. DOI: 10.1002/ESP.261.

DIAS, J. A. **A Análise Sedimentar e o Conhecimento dos Sistemas Marinhos**. [s.l.] : Universidade do Algarve, 2004.

FOLK, Robert L. Petrology of Sedimentary Rocks. **Image (Rochester, N.Y.)**, [S. l.], n. 1974, p. 3–4, 1980. Disponível em: <https://repositories.lib.utexas.edu/handle/2152/22930>.

FOLK, Robert Louis; WARD, William C. Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Research**, [S. l.], v. 27, n. 1, p. 3–26, 1957. DOI: 10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D.

FORTES, P. T. F. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo SF.24 Vitória - Conjuntos de dados - Portal Brasileiro de Dados Abertos**, 2015. Disponível em: https://dados.gov.br/dataset/sf_24_vitoria. Acesso em: 6 set. 2021.

GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 15^a ed. [s.l.] : Bertrand Brasil, 1994. Disponível em: https://www.lojaofitexto.com.br/geomorfologia-uma-atualizacao-de-bases-e-conceitos/p?gclid=Cj0KCQjwNaJBhDsARIsAAja6dPWjpO_RLKcT8yTKJA3265Z1sf99pgylukCMSml7kT7EXrfKCFcCdIaAhpiEALw_wcB.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. Província Mantiqueira. *In: Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 203–234.

PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; ALKMIM, F. F.; SILVA, L. C.; BABINSKI, M.; CORDANI, U.; CASTAÑEDA, C. Orógeno Araçuaí: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. **Geonomos**, [S. l.], v. 15, n. 1, 2007. DOI: 10.18285/geonomos.v15i1.103. Disponível em: <https://periodicos.ufmg.br/index.php/revistageonomos/article/view/11628>.

PETTIJOHN, F. J. **Sedimentary rocks**. 3^a Ed. ed. New York: Harper and Row, 1975.

PONÇANO, W. L. **Descrição: Sedimentação atual na Baía de Sepetiba, Estado do Rio de Janeiro: um estudo para a avaliação da viabilidade geotécnica de implantação de um porto**. 1976. Universidade de São Paulo, São Paulo, 1976. Disponível em: http://bdtd.ibict.br/vufind/Record/USP_8e41c793821711637cb2967cb10d55e4.

SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005.

SUGUIO, K. **Dicionário de Geologia Sedimentar e áreas afins**. Rio de Janeiro: Ed. Bertrand, 1998.

WENTWORTH, C. K. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. **The Journal of Geology**, [S. l.], v. 30, n. 5, p. 377–392, 1922. DOI: <https://doi.org/10.1086/622910>.

