

GEOLOGIA APLICADA

VOLUME III



ORGANIZADORES

FABRICIA BENDA DE OLIVEIRA

RODSON DE ABREU MARQUES

CALVIN DA SILVA CANDOTTI

Fabricia Benda de Oliveira
Rodson de Abreu Marques
Calvin da Silva Candotti
(Organizadores)

GEOLOGIA APLICADA

Volume III

CAUFES

2020

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)
(Seção da 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, 2020.
98 p.: il. – (Geologia Aplicada – v. 3)

Inclui bibliografia

ISBN: 978-65-86981-00-1

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

1. Geodiversidade. 2. Geotecnologias. 3. Mineração. 4. Ensino. I. Oliveira, Fabricia Benda de, 1978 -.

CDU: 551.1/4

Bibliotecário: Raniera Barros Barreto – CRB-6 ES-0008611/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
REINALDO CENTODUCATTE

DIRETOR DO CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS, NATURAIS E DA SAÚDE – UFES
NEUZA MARIA BRUNORO COSTA

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

APRESENTAÇÃO

Este trabalho dá continuidade à série de E-books lançados pelo curso de Geologia do Centro de Ciências Exatas, Naturais e da Saúde (CCENS) da Universidade Federal do Espírito Santo. É o terceiro volume da coletânea “GEOLOGIA APLICADA” e nele estão contidos seis (6) trabalhos que servem de consulta a estudantes, profissionais da área, professores, empresários e demais setores da sociedade, incluindo, a população em geral. Cada trabalho representa um capítulo do livro.

O Capítulo 1 apresenta um levantamento quali-quantitativo de elementos traços nas águas presentes no Ribeirão Santa Marta, região do Caparaó, sul do estado do Espírito Santo. Foram utilizadas as técnicas de fluorescências de raios-X em rocha e espectrometria por plasma indutivamente acoplado em amostras de água do ribeirão. Os resultados mostram que existe uma correlação entre as rochas e as águas, evidenciando a influência do substrato rochoso na disponibilidade de elementos químicos como Al, Fe, Mn, Sr, Ba e Zn.

No Capítulo 2 é apresentada a importância das metodologias geofísicas no reconhecimento do substrato local e determinação do nível de água de uma região. São apresentados os resultados de levantamentos por GPR e resistividade elétrica na cidade de Vitória, capital do ES. Neste caso, os levantamentos mostraram-se úteis na determinação de contatos litológicos entre as unidades Pré-Cambrianas e recentes, existência de estruturas antigas e a ocorrência do nível de água local.

Com o objetivo de abordar aspectos relacionados à Geodiversidade capixaba, o Capítulo 3 trata sobre a importância de se identificar, reconhecer e tomba sítios geológicos. O trabalho foi realizado na Gruta do Limoeiro, município de Castelo, sul do ES. Esse geossítio ocorre nos mármores do Complexo Paraíba do Sul e foi tombado em 1986, através da Resolução 01/84. No interior da gruta são encontrados diversos espeleotemas, além da intrínseca dependência do desenvolvimento do geossítio associada à evolução geológica da região.

O Capítulo 4 destina-se a apresentar, ainda que de forma básica e inicial, um procedimento prospectivo realizado pela empresa USIMINAS em uma região na porção oeste no Quadrilátero Ferrífero. Através de dois furos de sondagem recentemente realizados campanha (2018/2019), foram descritos aproximadamente 65 metros de amostras de rochas, entre elas, materiais friáveis e compactos. O objetivo foi definir novas campanhas e estabelecer locais para expansão da atividade mineradora.

O Capítulo 5 apresenta uma adaptação da utilização de drones no processo de determinação e classificação geomecânica RMR (Rock Mass Rating) de maciços rochosos. A análise foi feita em uma pedreira de mármore abandonada no distrito de Itaoca, município de Cachoeiro de Itapemirim, ES. A análise foi apoiada com a utilização de ferramentas digitais para considerações estatísticas sobre a ocorrência e distribuição de fraturas no maciço. As geotecnologias mostram-se cada vez importantes nos estudos geológicos.

Por fim, o Capítulo 6 mostra uma proposta para roteiro didático de campo para a disciplina de Petrologia Sedimentar do curso de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo. O roteiro estabelecido abrange rochas metassedimentares da Serra do Espinhaço, haja vista o elevado grau de preservação de estruturas sedimentares e registros de eventos deformacionais. A definição do roteiro também levou em consideração aspectos logísticos e a representatividade em âmbito regional dos afloramentos visitados.

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

Rodson de Abreu Marques. Professor Adjunto do Departamento de Geologia, Universidade Federal do Espírito Santo / Centro de Ciências Exatas, Naturais e da Saúde, Alegre, ES, email: rodson.marques@ufes.br

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

LISTA DE AUTORES

**ADAM BARROS FERNANDES
ARIADNE MARRA DE SOUZA
DANIEL TONINI PETERLE
DANIEL VALE
DIEGO SILVA DA ROCHA
GABRIELI SANTOS BOULHOSA
JERUZA LACERDA BENINCÁ BARBOSA
JOSÉ AUGUSTO GONÇALVES
LARA DE PAULA CUNHA HERCOLANO
LAURA ULIANA WISNIOWSKI
LEONARDO BOA MATOS
LUIZA LEONARDI BRICALLI
MARCOS EDUARDO HARTWIG
MARCOS VINÍCIUS PERDONÁ
PATRÍCIO JOSÉ MOREIRA PIRES**

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
Fontes de elementos traços no Ribeirão de Santa Marta: Parque Nacional do Caparaó <i>Lara de Paula Cunha Hercolano; Ariadne Marra de Souza</i>	
Capítulo 2	17
GPR (<i>GROUND PENETRATING RADAR</i>) aplicado a identificação do nível d'água em subsuperfície <i>Diego Silva da Rocha¹; Luiza Leonardi Bricalli; Patrício José Moreira Pires</i>	
Capítulo 3	29
A geodiversidade da Gruta do Limoeiro, Castelo-ES <i>Daniel Vale; José Augusto Costa Gonçalves</i>	
Capítulo 4	43
Caracterização geológica de testemunhos pertencentes à Mina Oeste - extremo oeste do Quadrilátero Ferrífero <i>Gabrieli Santos Boulhosa; Adam Barros Fernandes; Marcos Vinícius Perdoná</i>	
Capítulo 5	57
Levantamento estrutural e estudo de classes geomecânicas de maciço utilizando o sistema RMR e imagens de drone: aplicação em uma mina de mármore inativa em Itaoca, ES <i>Gabrieli Santos Boulhosa; Marcos Eduardo Hartwig; Adam Barros Fernandes; Daniel Tonini Peterle</i>	
Capítulo 6	79
Proposta para roteiro de Campo Didático de Petrologia Sedimentar para Geologia na Região do Município de Diamantina, Minas Gerais <i>Jeruza Lacerda Benincá Barbosa; Leonardo Boa Matos; Laura Uliana Wisniowski</i>	

Capítulo 1

Fontes de elementos traços no Ribeirão de Santa Marta: Parque Nacional do Caparaó

Lara de Paula Cunha Hercolano¹; Ariadne Marra de Souza²

RESUMO. Elementos traços estão presentes nas águas superficiais em concentrações inferiores a 0,01 mg. L⁻¹, mas podem se apresentar em concentrações indevidas trazendo danos ao ecossistema. A entrada desses elementos se dá de forma natural por meio das rochas, vegetação e solo; e por meio de ações antrópicas. Para melhor caracterização das concentrações destes elementos na água é preciso saber a fonte, seja ela antrópica ou natural. Para isso, o presente trabalho visa estudar a contribuição das rochas para composição química da água, em especial os elementos traço. Por intermédio da fluorescência de raio-x (FRX) e Espectrometria por plasma indutivamente acoplado (ICP-MS e ICP-OES) foi feito um estudo comparativo entre a química da rocha e da água. Os resultados mostraram que as rochas contribuíram efetivamente para os elementos traço presentes na água (Al, Fe, Mn, Sr, Zn, Ba), porém de forma equilibrada. O estudo foi feito no Ribeirão de Santa Marta, uma importante bacia de drenagem que alimenta a região de Ibitirama, e que aflui em rios maiores como o Rio Itapemirim, Rio Doce e Rio Itabapoana. O Ribeirão de Santa Marta nasce dentro do Parque Nacional do Caparaó, uma importante unidade de conservação localizada entre os municípios de Minas Gerais e Espírito Santo.

PALAVRAS-CHAVE. Geoquímica Ambiental, Hidrogeoquímica, Parque Nacional do Caparaó.

INTRODUÇÃO

Segundo Gaillardet e colaboradores (2003), elementos traços são introduzidos na bacia por intermédio de intemperismo das rochas, da deposição seca e úmida da atmosfera e por atividades antrópicas.

Alguns elementos traços são considerados indispensáveis para a manutenção da vida dentro do ecossistema, dentre estes elementos, estão os chamados micronutrientes, que incluem metais como: Cu, Zn e Fe. No entanto, quando estes estão presentes nos alimentos em concentrações elevadas, podem ser absorvidos e acumular-se nos tecidos (OMS, 1998). Portanto, é visível a necessidade do estudo das características da água e sua interação com as rochas, já que esta carrega nutrientes derivados da decomposição química e física das rochas dos locais por onde percorre.

Não se faz necessária a ação antrópica para que a composição da água apresente níveis tóxicos de substâncias químicas, isto pode ser parte do *background* natural da região onde se encontra, tornando-se necessário os dados analíticos das águas mesmo que não exista ação antrópica no local.

Deste modo, utilizando-se de técnicas analíticas elementares, pretende-se entender as fontes da hidrogeoquímica fluvial do ribeirão Santa Marta e sua relação com o substrato. Esta bacia de drenagem é uma importante cabeceira de rios maiores como o Rio Itapemirim, responsável pelo abastecimento de água de uma larga região do Espírito Santo.

A bacia do ribeirão Santa Marta vem sendo monitorada desde janeiro de 2018, por meio do projeto de pesquisa “Balanço hidrogeoquímico e geoquímica de solos em microbacias

¹Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES) – Alegre, ES, Brasil

Fontes de elementos traços no Ribeirão de Santa Marta: Parque Nacional do Caparaó

montanhosas de Mata Atlântica: base para avaliação da influência de grandes empreendimentos”, financiado pelo CNPq, da Chamada CNPq/ICMBio/FAPs No 18/2017, Pesquisa em Unidades de Conservação da Caatinga e Mata Atlântica (421340/2017-7), por ser um importante representante de processos biogeoquímicos da Mata Atlântica e está encaixado em rochas gnáissicas de grande expressão no Sudeste Brasileiro.

O presente trabalho colabora para o projeto nos âmbitos que tangem a contribuição do intemperismo de rochas granito-gnáissicas na hidrogeoquímica fluvial de pequenas bacias montanhosas florestais no sudeste brasileiro, assim como determinar metais-traço como Cr, Pb, Cd (e outros potencialmente tóxicos como Ni, Fe, Al, Ba, Sr, Cu, Zn; e elementos ultra traço tais como os ETR - Elementos Terra Raras) em águas pluviais e fluviais provenientes de bacias de drenagem florestais no Parque do Caparaó associados às influências antrópicas.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo localiza-se no Parque Nacional do Caparaó (PNC), na área municipal de Ibitirama, no distrito de Santa Marta, Estado do Espírito Santo. Encontra-se contida na zona 24K, sendo delimitada pelos pares de coordenadas UTM 213871m E e 7732319m N, 215871m E e 7730171m N (Figura 1), utilizando *Datum* WGS 84.

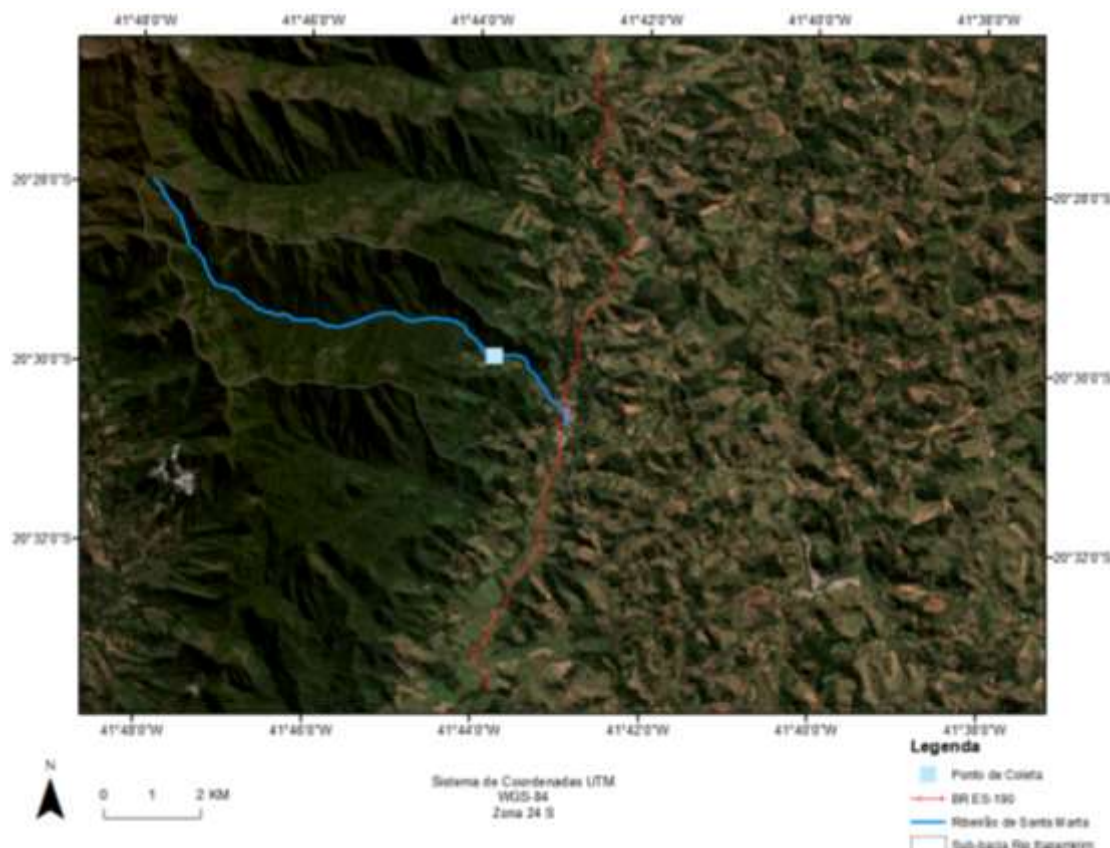


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo. Fonte. Autora (2019).

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

A Região do Parque Nacional do Caparaó configura uma cadeia montanhosa que se eleva a 2.892 m do nível do mar e é um dos poucos remanescentes de Mata Atlântica nesta região e um dos poucos registros de campos de altitude do Brasil (GOBBO, 2013; ICMBIO, 2015). Apresenta duas estações distintas, verão chuvoso e inverno seco, com temperaturas

amenas durante todo o ano, especialmente em função das altas altitudes, com médias entre 19°C e 22°C (ICMBIO, 2015).

A área de estudo está inserida na Província Estrutural Mantiqueira que corresponde a um sistema orogênico de direção geral NE-SW, sendo controlada por grandes zonas de cisalhamento, que se estende do sul da Bahia até o Uruguai, a Leste dos crátons São Francisco e La Plata/Paraná. O contexto da Província Mantiqueira é constituído pelos Orógenos Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel (ALMEIDA, 1977). A Serra do Caparaó está inserida na região meridional do Orógeno Araçuaí que, por sua vez, constitui o setor norte da Província Mantiqueira (PEDROSA SOARES et al. 2001, 2007; HEILBRON et al. 2004; SILVA et al. 2005).

O embasamento do Orógeno Araçuaí tem composição de complexos arqueanos e paleoproterozóicos, que foram retrabalhados em diversas intensidades durante a Orogenia Brasileira (NOCE et al. 2007a, b). Desta forma, a Suíte Caparaó representa uma parte do embasamento ortoderivado, de idade riaciana (2,19 Ga), da região sudeste do Orógeno Araçuaí. (NOVO et al. 2011)

Na Serra do Caparaó, podem ser individualizadas três unidades maiores com relativa homogeneidade litológica: o embasamento, a cobertura metassedimentar neoproterozóica e os granitóides neoproterozóico-cambrianos (NOCE et al. 2003, 2007a).

O embasamento é constituído pelos gnaisses granulíticos e migmatitos da Suíte Caparaó, os quais sustentam a serra homônima e, geralmente, mostram contatos tectônicos com a cobertura metassedimentar neoproterozóica. A cobertura metassedimentar neoproterozóica é, essencialmente, constituída de paragnaisses migmatizados. Os granitóides foliados a gnaissificados são correlacionados com os estágios pré-colisional e sincolisional do Orógeno Araçuaí. Os granitóides livres da deformação regional são do tipo I e se correlacionam ao plutonismo tardio, cambriano, do Orógeno Araçuaí (PEDROSA-SOARES et al. 2011).

METODOLOGIA

Foram coletadas cinco amostras de rocha às margens da bacia de drenagem de Santa Marta, com média de 1,5 kg cada. As amostras recolhidas foram de blocos rolados da bacia, a fim de obter representatividade dos pontos mais altos. Essas amostras foram utilizadas para análise petrográfica por meio de lâmina delgada e química por fluorescência de raio x.

Também foram coletadas, em sistema de triplicata, amostras de água no córrego Santa Marta no mês de agosto de 2018, que foram coletadas em frascos de plástico de 500 mL previamente lavados com solução detergente *Extran* e ácido (HCl) ultra-puro dissolvidos na proporção de 5% em água deionizada.

Antes de se coletar a amostra de água, houve a rinsagem dos frascos com a água do rio três vezes, sendo que na quarta vez, submergiu o frasco e preencheu até que estivesse completamente cheio. Depois deste procedimento, os frascos foram armazenados em um isopor com gelo. Para que houvesse um controle das análises, as amostras foram filtradas no mesmo dia da coleta em filtro de acetato e acidificadas com ácido (HNO₃) ultra-puro. Estas foram encaminhadas para análise química em ICP-MS e ICP-OES.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Análise Petrográfica

Foram observadas três unidades litológicas a saber: Gnaisse Charnokítico, Gnaisse charno-enderbítico e Granada Granulito. A caracterização da rocha se deu através do diagrama

Fontes de elementos traços no Ribeirão de Santa Marta: Parque Nacional do Caparaó

Q, A e P para rochas que possuem ortopiroxênio como mineral máfico principal segundo Streckeiser (1974).

De acordo com o trabalho de Souza (2011), as rochas apresentadas acima, contribuem com as concentrações naturais de elementos traços na bacia: K-feldspato (Al, Fe, Ba, Pb e Sr); piroxênio (Pb, Cr, Ni, Cu, Fe, Co, Sr e V); plagioclásio (Cu, Al, Pb e Sr); granada (Cu e Sr); biotita (Co, Ba, Fe, Cu, Cd, Ni, Sr, e Zn).

Análise química da rocha por FRX

Os resultados das análises por FRX foram separadas em duas categorias, a primeira refere-se àqueles elementos que aparecem como principais na composição química das rochas (como o Al e Fe)(Figura 2); e a segunda referente aos elementos que são traços na composição química das rochas e água (Mn, Sr, Zn, Ba)(Figura 3).

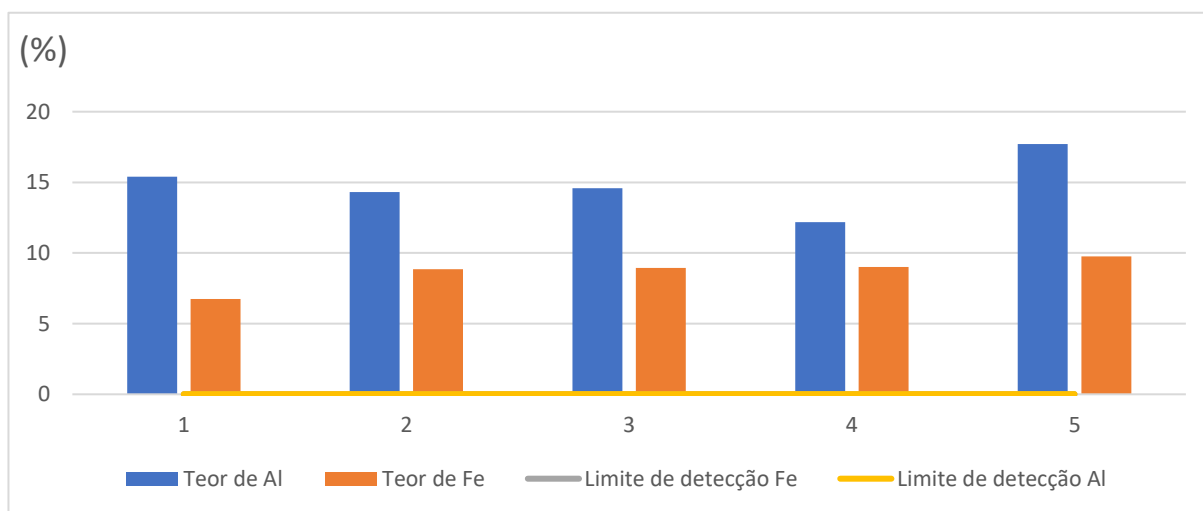


Figura 2. Gráfico com os valores obtidos do Fe e Al pela FRX.

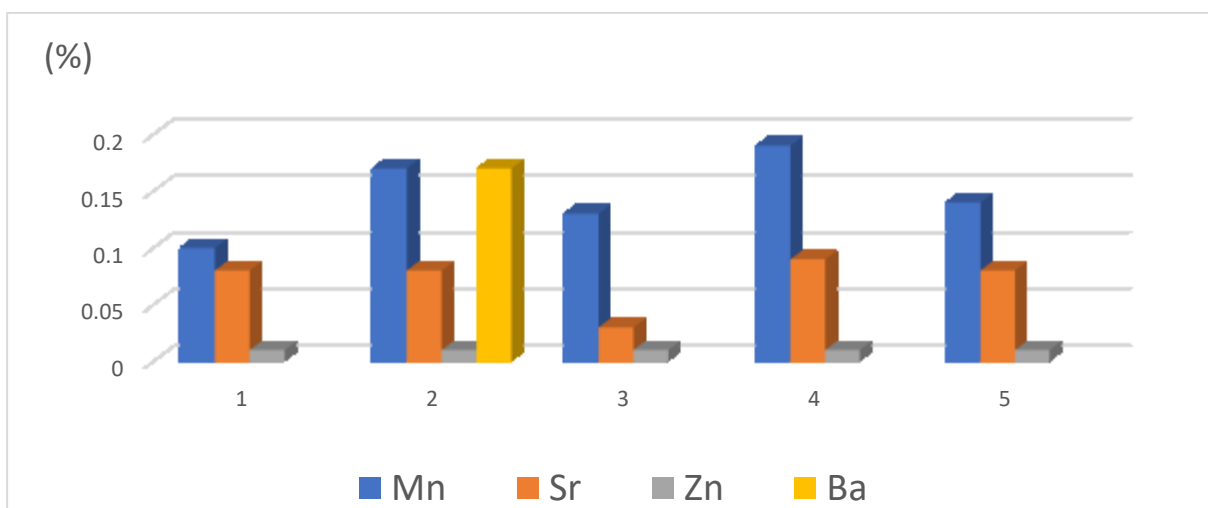


Figura 3. Gráfico com os valores obtidos do Mn, Sr, Zn e Ba obtidos pela FRX

Análises química da água por ICP- OES e ICP-MS

O método analítico usado para cada elemento foi escolhido de acordo com a capacidade de detecção do método, sendo assim, o ICP-OES foi usado para os elementos traços com

concentrações maiores como o Fe e Al (Figura 4); e o ICP-MS para concentrações menores como o Mn, Sr, Zn e Ba (Figura 5). Os resultados são dados em partes por bilhão (ppb).

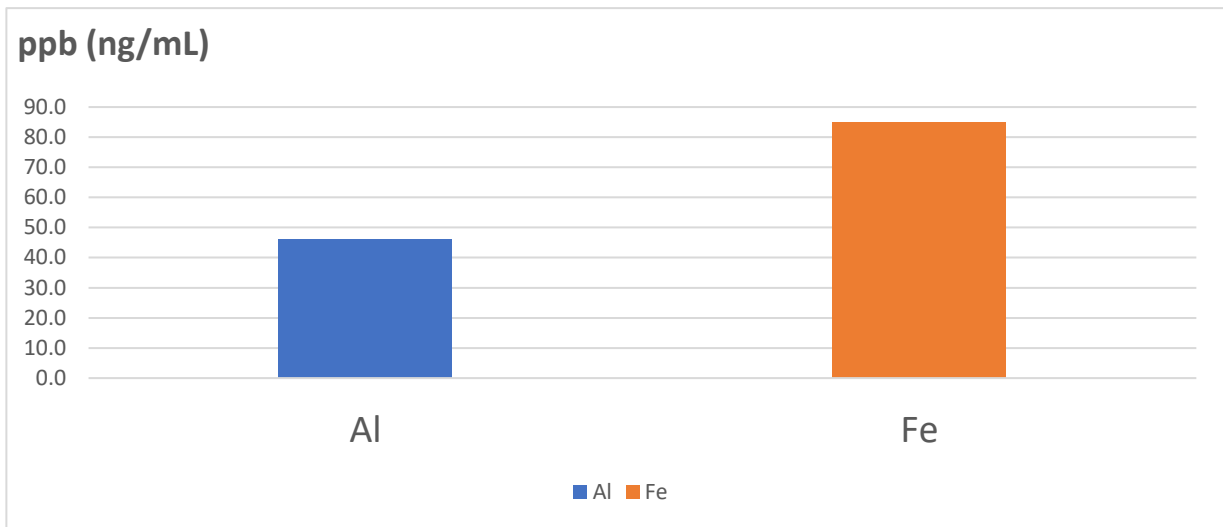


Figura 4. Gráfico com os valores obtidos do Fe e Al pela FRX.

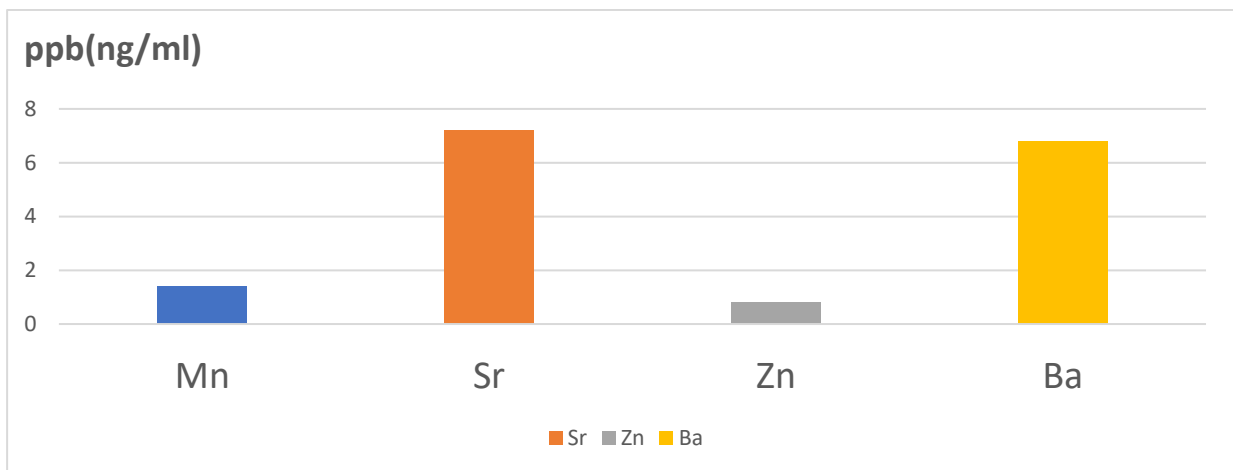


Figura 5. Gráfico com os valores obtidos do Mn, Sr, Zn e Ba pela FRX.

As unidades estudadas podem ser enquadradas nas unidades da literatura descritas a saber (IBGE, 2016. NOVO et al. 2011): Granada-granulito se correlaciona às rochas Gnaiss granulíticas da suíte Caparaó, enquanto gnaiss Charnokítico e gnaiss Charno-enderbitito podem ser enquadradas na unidade gnaiss Migmatíticos da suíte Caparaó.

Na análise da rocha por FRX destaca-se a abundância dos elementos Al e Fe, que é observada também no ICP da química da água, onde esses elementos também são abundantes (Fe mais que Al). Com base em Souza (2011) pode-se assumir que os possíveis minerais provedores destes elementos se encontram dispostos na Tabela 1.

Tabela 1. Possíveis minerais fontes dos elementos traços Fe e Al.

Elemento	Mineral fonte
Fe	K-Feldspato; Piroxênio; Biotita
Al	K-Feldspato; Plagioclásio

Fontes de elementos traços no Ribeirão de Santa Marta: Parque Nacional do Caparaó

Observa-se de que análise por FRX constata teores de Mn, Sr, Zn e Ba nas amostras rochosas, vê-se que estes elementos estão também presentes na química da água. Todavia, a correlação não é direta totalmente, o elemento com maior abundância (Mn) na rocha, na água se apresenta em concentração baixa comparado aos outros elementos. Em contrapartida, o Zn se apresenta em baixa quantidade na rocha e na água. Os possíveis minerais provedores destes elementos estão dispostos na Tabela 2, pois segundo Souza (2011) esses elementos ocorrem com impureza na estrutura de alguns minerais essenciais.

Tabela 2. Possíveis minerais fontes dos elementos traços Mn, Sr, Zn e Ba.

Elemento	Mineral fonte
Mn	K-Feldspato; Piroxênio; Biotita
Sr	K-Feldspato; Plagioclásio; Piroxênio; Biotita; Granada
Zn	Biotita
Ba	K-Feldspato; Biotita

CONCLUSÃO

As rochas da região contribuem com a hidrogeoquímica fluvial da bacia de drenagem do ribeirão Santa Marta fornecendo os elementos Al, Fe, Mn, Ba, Zn e Sr. O *background* natural do local apresenta concentrações variando de 0,1 a 85,0 ppb para os elementos traços, com maior concentração do Fe (85,0 ppb).

A composição mineralógica das rochas da bacia é feldspato, piroxênio, granada, biotita e quartzo, contidos nas unidades litológicas caracterizadas como Gnaisses Migmatíticos e Granulíticos. Sendo assim, os minerais fonte mais prováveis de fornecer elementos, com base na alterabilidade frente ao intemperismo, são o feldspato e o piroxênio. A vazão no momento da coleta foi de 282 L/s o que demonstra que a vazão permite maior tempo de contato com as rochas, aumento da taxa de intemperismo químico e menor diluição dos elementos em água.

Embora existam variáveis que detêm controle sob a abundância dos elementos traços na água, de forma geral é possível afirmar pelos dados obtidos que as rochas da região de Santa Marta detêm controle sob a composição química da água.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M., 1977. **O Craton do São Francisco**. Revista Brasileira de Geologia. 7:349–364.
- BEUCHAT, Larry. Surface decontamination of fruits and vegetables eaten raw: a review. In: **Surface decontamination of fruits and vegetables eaten raw: a review**. OMS, 1998.
- GAILLARDET, J.; VIERS, J.; DUPRÉ, B. **Trace elements in river waters**. Treatise on geochemistry, v. 5, p. 605, 2003.
- GOBBO, S. D. A. et al. **Caracterização sociocultural das propriedades rurais do entorno do Parque Nacional do Caparaó**. Enciclopédia Biosfera, v. 11, n. 22, p. 83-99, 2015.

HEILBRON, M.L., PEDROSA-SOARES A.C., CAMPOS NETO M.C., SILVA L.C., TROUW R. & JANASI V.A. 2004. **Província Mantiqueira**. In: V.M. Mantesso-Neto A. Bartorelli C.D.R. Carneiro, Brito-Neves, B.B. (orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano*, Editora Beca, p. 203-234.

ICMBIO. **Plano de Manejo do Parque Nacional do Caparaó Doc. Téc.** Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade, Brasília, 2015.

NOCE C.M., COSTA A.G., PIUZANA D., VIEIRA V.S. & CARVALHO C. 2007b. **Geologia da Folha Manhauçu 1:100.000**. Rio de Janeiro, CPRM/UFMG - Programa Geologia do Brasil.

NOCE, C.M., PEDROSA-SOARES, A.C., SILVA, L.C. & ALKMIM, F.F. 2007a. **O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí**. *Geonomos*, 15(1):17-23.

NOCE, C.M., PEDROSA-SOARES, A.C., SILVA, L.C. & ALKMIM, F.F. 2007a. **O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí**. *Geonomos*, 15(1):17-23.

NOVO T.A., NOCE C.M., PEDROSA-SOARES A.C. & BATISTA G.A.P. 2011. **Rochas granulíticas da Suíte Caparaó na região do Pico da Bandeira: embasamento oriental do Orógeno Araçuaí**. *Geonomos*, 19(2): p70-77

NOVO, T.A., NOCE, C.M., PEDROSA-SOARES, A.C., BATISTA, G.A.P. 2011. **Rochas granulíticas da Suíte Caparaó na região do Pico da Bandeira: embasamento oriental do Orógeno Araçuaí**. *Geonomos*, 19(2):70-77.

PEDROSA-SOARES, A. C. et al. **Late Neoproterozoic-Cabrian 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.

PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE C.M., WIEDEMANN C.M., PINTO C.P. 2001. **The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly**. *Precambrian Res.*, 110:307-323.

SILVA, L.C., PEDROSA-SOARES, A.C. & TEIXEIRA, L.R. 2007. **Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: new evidences for the breakup stage of the São Francisco-Congo Palecontinent**. *Gondwana Research* (no prelo), v. 6, 2019.

SOUZA, A.M. **Caracterização ambiental da bacia hidrográfica do rio São Domingos a partir da análise geoquímica e isotópica Pb/Pb**. Dissertação (Mestrado em Geologia) -UERJ. Rio de Janeiro, p 70-72. 2011.

Capítulo 2

GPR (*GROUND PENETRATING RADAR*) aplicado a identificação do nível d'água em subsuperfície

Diego Silva da Rocha¹; Luiza Leonardi Bricalli¹; Patrício José Moreira Pires²

RESUMO. Este estudo tem como objetivo definir, através do emprego do GPR e resistivímetro, o nível d'água em subsuperfície em uma área da UFES, campus de Goiabeiras. Objetivo secundário visa investigar litotipos e estruturas geológicas no embasamento Pré-Cambriano. A área de estudo corresponde a parte noroeste do Campus de Goiabeiras, que pertence a unidade Maciço Vitória sotoposta a depósitos tecnogênicos. Foram realizados 2 (dois) perfis geofísicos, em diferentes orientações, de forma que as diferentes características de subsuperfície fossem abordadas e representadas no radargrama. A aquisição de GPR foi realizada com antena de 270 MHz (duzentos e setenta megahertz), o caminhamento foi realizado utilizando o método do afastamento constante aonde as antenas permanecem a uma distância constante uma da outra. Os perfis de GPR foram processados através do programa RADAN7®, utilizando processamento avançado de dados até que a imagem obtida apresentasse refletores e anomalias bem demarcados. Os dados dos radargramas mostraram dois aspectos geológicos importantes: limite de unidades geológicas bastante delimitados e presença de estruturas geológicas. Além do nível d'água foram demonstrados também estruturas NE-SW que podem estar associadas a controles litoestruturais e tensões neotectônicas. O método demonstrou uma fácil e rápida aplicação, destacando-se aqui uma otimização de tempo e custo para análise de material em subsuperfície.

PALAVRAS- *Ground Penetrating Radar*, Fraturamento, Geofísica

INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas foram realizados trabalhos em escalas regionais (SILVA *et al.*, 1987; CPRM, 2015) objetivando o desenvolvimento do conhecimento geológico e científico capixaba, no entanto o Espírito Santo ainda carece de informações geológicas e geofísicas em uma escala que represente suas unidades litológicas e características estruturais em detalhe.

A cidade de Vitória, capital do estado, possui um contexto geológico pouco explorado do ponto de vista científico, com estudos de subsuperfície realizados geralmente através de sondagens SPT (*Standard Penetration Test*) sendo em sua maioria direcionados para a indústria da construção civil, já que o município possui diversos tipos de empreendimentos imobiliários. Existe uma necessidade do emprego de técnicas que viabilizem a delimitação das unidades geológicas e suas respectivas estruturas com uma maior precisão. Devido a existência de pavimentação, aterros e impermeabilização do solo é importante a utilização de técnicas indiretas de investigação em subsuperfície através da geofísica, a mais utilizada em áreas urbanas é o GPR (*Ground Penetrating Radar*).

O GPR é um equipamento geofísico utilizado em pesquisas das área de ciências da terra que emprega o método eletromagnético, o mesmo é baseado na propagação de ondas eletromagnéticas em subsuperfície. O GPR vem sendo aplicado na ciência já a algumas

¹Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Espírito Santo (PPGG/UFES) – Vitória, ES, Brasil

²Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal do Espírito Santo (PPEC/UFES) – Vitória, ES, Brasil

GPR (*GROUND PENETRATING RADAR*) aplicado a identificação do nível d'água em subsuperfície

décadas, mas apenas nos últimos anos existiu um desenvolvimento substancial para diversos campos de aplicações, alguns desses campos são: i) Geotecnia; ii) Meio Ambiente; iii) Hidrogeologia; iv) Investigações Forenses; v) Estudos Costeiros; vi) Geomorfologia; e vii) Geologia (NEAL *et al.*, 2000).

O território capixaba proporciona o emprego da técnica em diversos campos das Geociências, sendo que se destacam principalmente as áreas de Geotecnia, Mapeamento Geológico, Geologia Sedimentar e Hidrogeologia, a deficiência em utilização da técnica reside principalmente na quase que inexistência de equipamentos e de mão-de-obra especializada na utilização de métodos geofísicos.

No Brasil diversas universidades (UFRJ, UERJ, USP, UFPA, UFC, UnB, ON-RJ entre outras) desenvolvem trabalhos em geofísica rasa, utilizando o GPR, buscando caracterizar estruturas geológicas e litologias nos mais diversos ambientes geológicos (PORSANI, 1999).

Desta forma, essa pesquisa aborda a utilização da técnica de GPR em diferentes ambientes geológico-geomorfológicos do estado do Espírito Santo, tais como embasamento cristalino e zonas de aterro, propondo delimitar o nível d'água na zona de aterro e o comportamento da mesma nas fraturas da unidade de embasamento.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O ponto de estudo está localizado no município de Vitória, estado do Espírito Santo, região Sudeste do Brasil. O estado do Espírito Santo faz fronteira com os estados da Bahia a norte, Minas Gerais a oeste e noroeste, Rio de Janeiro a sul e ao oceano Atlântico a leste. As principais vias de acesso para a área de estudo são as rodovias federal BR-101, estadual ES-010 e a avenida Fernando Ferrari. A Avenida Fernando Ferrari é uma importante via do município de Vitória, sendo responsável por interligar bairros como Goiabeiras, Jardim da Penha e Jabour, e a rodovia estadual ES-010 conecta o município de Vitória a fração litorânea do município da Serra. No ponto estudado (Figura 1) foram realizados 2 (dois) perfis na direção SW-NE com comprimento de cinquenta e dois metros.



Figura 1. Mapa de localização dos transectos da área da Pedra da Cebola.

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

A geologia do estado da área de estudo (Figura 2) pode ser dividida em dois compartimentos principais: i) Embasamento pré-cambriano constituído basicamente de rochas ígneas e metamórficas; e ii) Depósitos sedimentares cenozoicos, constituídos pela Formação Barreiras e por depósitos quaternários da bacia do Espírito Santo (BRICALLI, 2011).

A rochas correspondentes ao embasamento Pré-Cambriano da área de estudo foram geradas durante o Ciclo Brasileiro e estão ligadas a uma complexa associação de rochas ígneas e metamórficas da Província Mantiqueira. No estado do Espírito Santo predominam os orógenos Araçuai e Ribeira (TUPINAMBÁ *et al.*, 2013).

O Orógeno Araçuai se estende do Cráton São Francisco até o litoral atlântico e está localizado entre os paralelos 15° e 21°, sendo que, no paralelo 21° se observa uma transição do Orógeno Araçuai para o Orógeno Ribeira. Essa mesma transição tem como característica a mudança da estruturação de direção NNE, a norte, para NE, a sul (HEILBRON, *et al.*, 2004).

GPR (GROUND PENETRATING RADAR) aplicado a identificação do nível d'água em subsuperfície

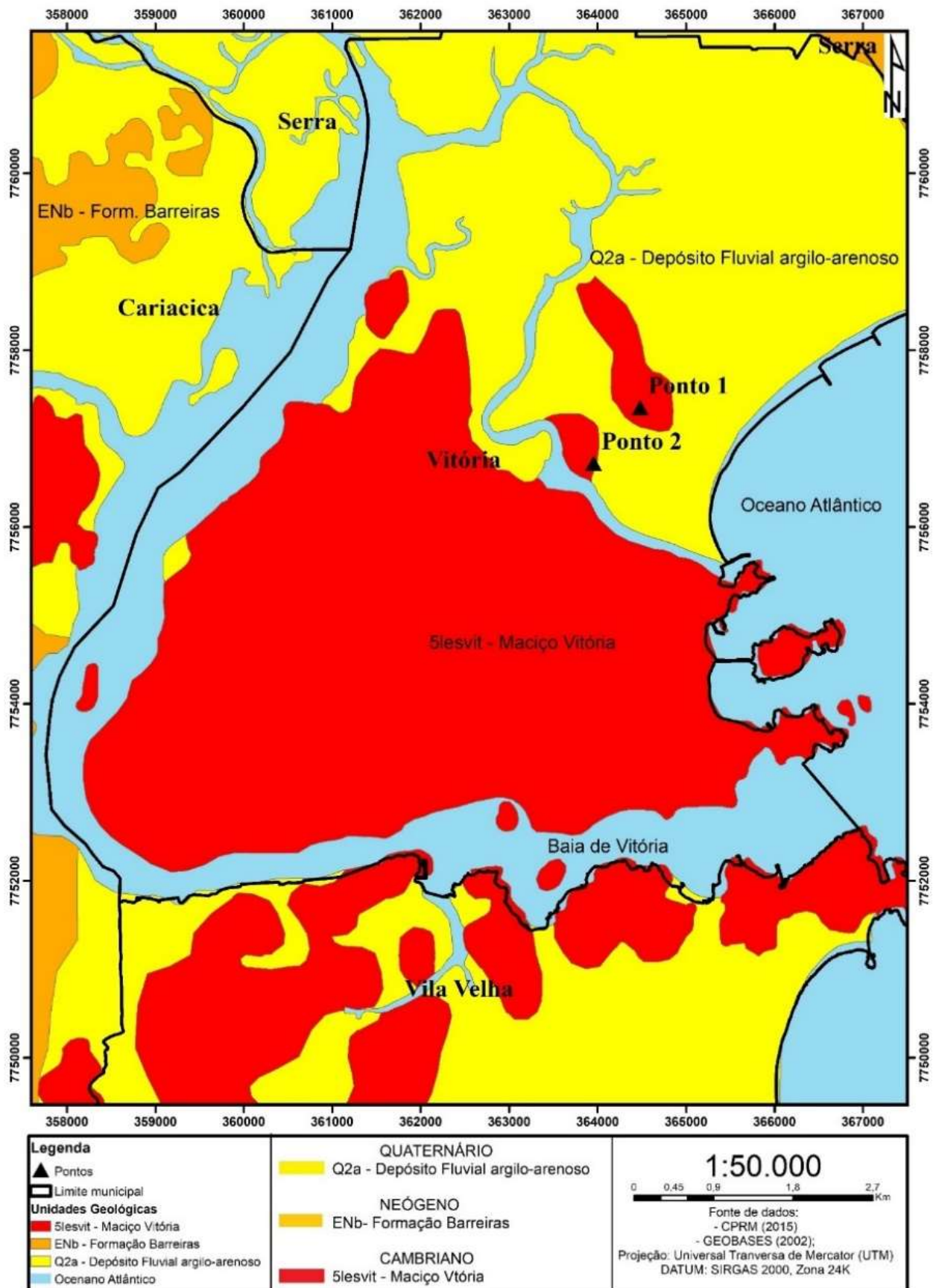


Figura 2. Mapa geológico da área de estudo.

Segundo Pedrosa-Soares *et al.*, (2013) o Orógeno Araçuaí é caracterizado como um conjunto orogênico neoproterozoico-cambriano, que é parte pertencente da reentrância originada pelos crátons do Congo e São Francisco, seus componentes geotectônicos evidenciam um sistema orogênico colisional que sucede um sistema orogênico acrescionário de margem ativa. O Orógeno possui uma característica intrínseca que é o seu confinamento a reentrância, implica na ligação parcial dos crátons São Francisco e Congo durante a táfogênese tafoniana (2 Ga) até a abertura do Atlântico Sul por meio da ponte Gabão.

Machado *et al.*, (1996) caracterizou a gênese da faixa como originada durante a orogenia brasileira e identifica que as suas estruturas de larga escala resultam de uma compressão contra o cráton São Francisco no norte e na parte mais central. A área é composta por séries de pulsos empilhados, sob condições metamórficas de grau anfíbolito, em escala crustal.

Tupinamba *et al.*, (2013) aborda que grande parte do Estado do Espírito Santo está contido dentro do Domínio Cambuci, ou seja, no Terreno Oriental. Segundo o autor esse terreno consiste em uma sucessão metavulcano-sedimentar metamorfizada em fácies anfíbolito alto e granulito, invadida por diversas gerações de rochas granitoides.

Machado *et al.*, (1996) aborda que a parte central do Orógeno Ribeira, que constitui uma parte significativa do Espírito Santo, é dividido em domínios litotectônicos: i) Domínio costeiro, domínio responsável pelas feições litotectônicas na parte costeira do Espírito Santo; ii) Domínio Paraíba do Sul; iii) Domínio Juiz de Fora; e iv) Domínio Andrelândia. O domínio costeiro tem como principais litotipos uma variedade de rochas ígneas e metamórficas com uma predominância de ortognaisses com lentes máficas e monzogranitos. O Domínio Costeiro é caracterizado como em grande parte resultado da remobilização crustal que ocorreu durante a orogenia Brasileira.

METODOLOGIA

Para elaboração deste trabalho foram consideradas 2 (duas) etapas essenciais: i) análise de gabinete e; ii) análise de campo.

A etapa de análise de gabinete consiste no processamento dos dados de campo.

A etapa de análise de campo consistiu nas investigações de radar de subsuperfície (Figura 3) objetivando a realização dos perfis geofísicos e na coleta de dados geológicos.

O equipamento GPR utilizado corresponde ao modelo SIR3000 (Figura 3) da empresa GSSI (*Geophysical Survery Systems Inc.*) pertencente ao Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGG) da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES).

O equipamento é formado por uma unidade de controle digital e uma unidade de antena que por sua vez é formada por duas antenas, antena transmissora e antena receptora, blindadas por um invólucro de resina. Nessa pesquisa o equipamento foi utilizado em um suporte de transporte, uma das rodas do mesmo contém um odômetro que, conectado a unidade de controle, é responsável pela mensuração da distância percorrida nos perfis levantados. A coleta de dados foi realizada de duas formas concomitantes, a realização dos perfis geofísicos e a descrição de litologias e estruturas nos pontos estudados.

GPR (GROUND PENETRATING RADAR) aplicado a identificação do nível d'água em subsuperfície



Figura 3. GPR GSSI3000 com a antena de 270MHZ, 1) Equipamento completo, vista do operador; 2) Equipamento em perfil; 3) Unidade de controle; 4) Antena de 270 MHz.

Os perfis geofísicos foram realizados no modo Common-offset (Figura 4), sendo que o mesmo é o método mais convencional de levantamento e tem por característica o posicionamento da antena de forma perpendicular à linha de levantamento, detalhadamente ele é descrito como:

Perfil de Reflexão com Afastamento Constante (*Common-offset*)

Essa técnica consiste em uma geometria que mantém a distância fixa entre antena transmissora (Tx) e receptora (Rx) ao longo de um perfil, dessa forma se obtém uma imagem aonde o eixo horizontal representa a posição das antenas e o eixo vertical as variações das propriedades dielétricas em subsuperfície (BORGES, 2004). O tempo entre transmissão, reflexão e recepção da onda é mensurado em nanossegundos (10^{-9} s) e denominado de *two-way-travel* (TWT). O primeiro pulso de onda recebido é denominado de *airwave* e o segundo *ground wave*, esses dois pulsos foram desprezados já que não representam a subsuperfície e mascaram os primeiros refletores (ROCHA, 2013).

A localização do perfil respeitou o levantamento de dados prévios da área e o reconhecimento de campo, dessa forma ele foi disposto em uma direção que facilitaria a obtenção do melhor radargrama possível. Os dados de campo foram processados no programa RADAN7, desenvolvido também pela GSSI e licenciado para o Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGG) da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES), o programa oferece uma interface prática e didática para o processamento dos dados considerando as propriedades geofísicas do meio.

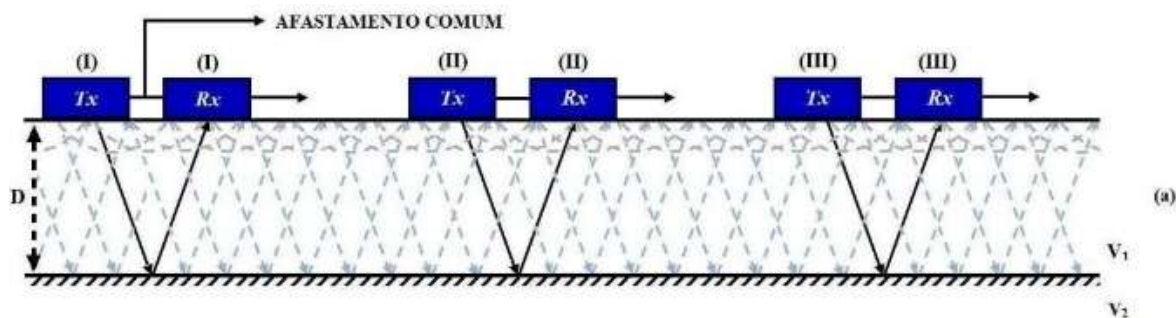


Figura 4. Técnica de aquisição de perfil de reflexão com afastamento constante. Fonte: Furtado (2010).

A etapa de processamento de dados se inicia na verificação dos parâmetros de aquisição de campo. Para Jol (2008) a transformação dos dados em informação pode seguir dois caminhos: i) o primeiro é correlacionado a métodos geofísicos aonde a resposta do GPR é representada em seções, planilhas ou volumes indicando alvos anômalos e ii) o segundo caminho consiste em extrair quantitativamente variáveis correlacionadas as propriedades das ondas (velocidade, atenuação e impedância) e depois traduzir as mesmas propriedades em dados quantitativos.

O processamento de dados da presente pesquisa consistiu em: i) edição dos dados; ii) processamento básico; iii) processamento avançado; e iv) visualização/interpretação do processamento (JOL, 2008). Para se alcançar o nível de interpretação necessário desta pesquisa foi necessário a utilização de métodos avançados de processamento, para tanto foram empregadas técnicas de filtros temporais, filtros de profundidade, ganhos de sinal, migração e correção do tempo zero.

Segundo Jol *et al.*, (2003) os radargramas são interpretados a partir da observação dos princípios da sísmica de reflexão (Figura 5), ou seja, essa interpretação se faz através do conceito que as reflexões obtidas no radargrama são resultados de superfícies de acamamento e inconformidades em subsuperfície.

A partir a configuração dos refletores obtidos no radargrama é possível associar os mesmos entendimento da resposta da técnica GPR aos diferentes meios é um instrumento facilitador, é importante com diferentes tipos de substratos, sejam eles litológicos, artificiais ou até mesmos litoestruturais se considerarmos substratos rochosos afetados por estruturas como fraturas, falhas, juntas, estruturas de dissoluções, diques e veios.

O bom saber diferenciar os tipos de respostas possíveis quando se trabalha em meios muito fraturados ou maciços. Maciços fraturados terão um padrão de reflexão mais caótico enquanto reflexões ligadas a camadas sedimentares apresentam padrões laminados, sub-horizontais, concordantes e coerentes (XAVIER NETO, 2006). Segundo a classificação de Haeni (1988) os padrões de reflexão encontrados com mais frequência são os de reflexão livre, livre com difrações, onda, oblíquo e caótico.

GPR (GROUND PENETRATING RADAR) aplicado a identificação do nível d'água em subsuperfície

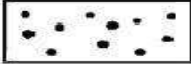

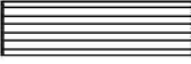






TIPOS DE CONFIGURAÇÕES DE REFLEXÃO			INTERPRETAÇÃO	
Configuração de Reflexão Livre	Reflexão Livre		1) Atenuação de Energia 2) Sedimentos Lacustrinos Siltosos 3) Areia, acamamento espesso ou maciço 4) Til, maciço, alguns matacões	
	Reflexão Livre com Difrações		1) Sedimentos, maciço e matacões	
Configuração de Reflexão de Acamamentos	Acamamento Simples	Paralelo		1) Silte e laminações finas 2) Areia e laminações espessas
		Onda		1) Silte e Areia, acamamento 2) Areia e acamamento
		Hummockv		1) Areia e acamamento 2) Areia e cascalho e acamamento
	Acamamento Complexo	Obliquo		1) Areia e acamamento delgado a espesso
		Sigmóide		1) Silte e acamamento delgado 2) Areia e acamamento delgado
Configuração de Reflexão Caótica	Caótico		1) Areia e Cascalho e estratigrafia cruzada	
	Caótico com Difrações		1) Areia, estratigrafia cruzada e matacões 2) Til, maciço e numerosos matacões	

Figura 5. Tipos de reflexões encontradas em litologias diversas. Fonte: Haeni (1988, apud Furtado, 2010).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

O transecto foi realizado na direção SW-NE e possui cinquenta e dois metros (52 metros) de comprimento, e uma profundidade de 6 (seis) metros.

O radargrama (Figura 6) apresenta 2 (duas) zonas: i) a primeira vai até cerca de 70 ns e apresenta refletores horizontais e subhorizontais; ii) a segunda zona ocorre de 70 ns até 120 ns e é constituída basicamente de ruído de sinal e alguns refletores subhorizontais. Na primeira zona, os refletores horizontais, podem ser interpretados como a unidade de aterro seguida de um refletor horizontal muito bem demarcado, o mesmo é interpretado como o nível d'água na zona de aterro, até o contato com a unidade de embasamento aos 27 (vinte e sete) metros de distância esse mesmo refletor ocupa a faixa que vai de 30 ns a 34 ns. Na unidade de aterro os refletores são bem demarcados e completamente horizontais, sendo que próximo aos 40 ns podemos observar o contato entre refletores horizontais e um outro tipo de refletor caótico, podendo ser interpretado como uma zona de alteração da rocha, podensio ser interpretado pela presença de argilominerais e a formação inicial dos horizontes de um paleossolo. O radargrama apresenta um refletor subhorizontal que demarca o contato entre o embasamento cristalino e as unidades sobrepostas ao mesmo (aterro e paleossolo). Esse mesmo refletor demarca também o mergulho do afloramento exposto sob a unidade de aterro.

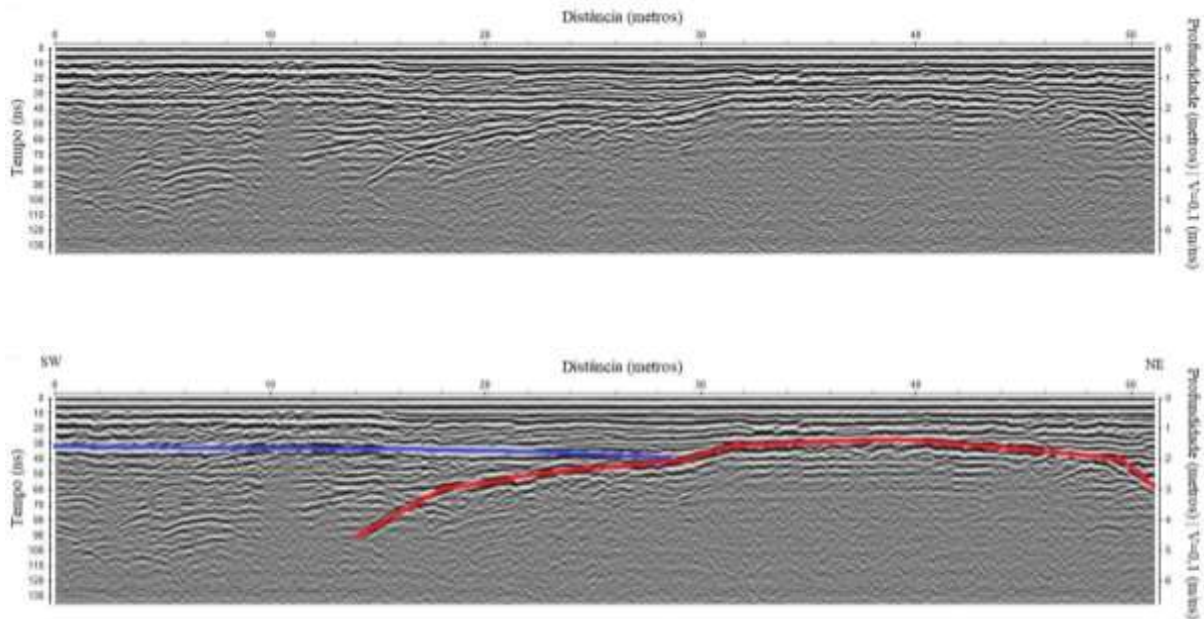


Figura 6. Radargrama da área da UFES (Campus Goiabeiras) antiga Petrobrás demonstrando as três unidades descritas (unidade de aterro, unidade de embasamento e unidade de paleossolo) demarcadas. Elaboração: Diego Silva da Rocha.

Litotipos e estruturas geológicas em subsuperfície

O radargrama não reflete com clareza estruturas litológicas como fraturas e autólitos observados em campo, no entanto, a partir de um perfil de eletroresistividade (Figura 7), possuindo a mesma orientação do radargrama, e em, aproximadamente, nas profundidades de 2 (dois) e 6 (seis) metros, pode-se interpretar que as porções que variam de 20 (vinte) a 35 (trinta e cinco) metros e 40 (quarenta) a 55 (cinquenta e cinco) metros de comprimento, respectivamente, exista um maior conteúdo de água, ou seja, locais onde possivelmente existem fraturas preenchidas por solo húmido ou até mesmo água, devido a menor resistividade apresentada (Figura 7).

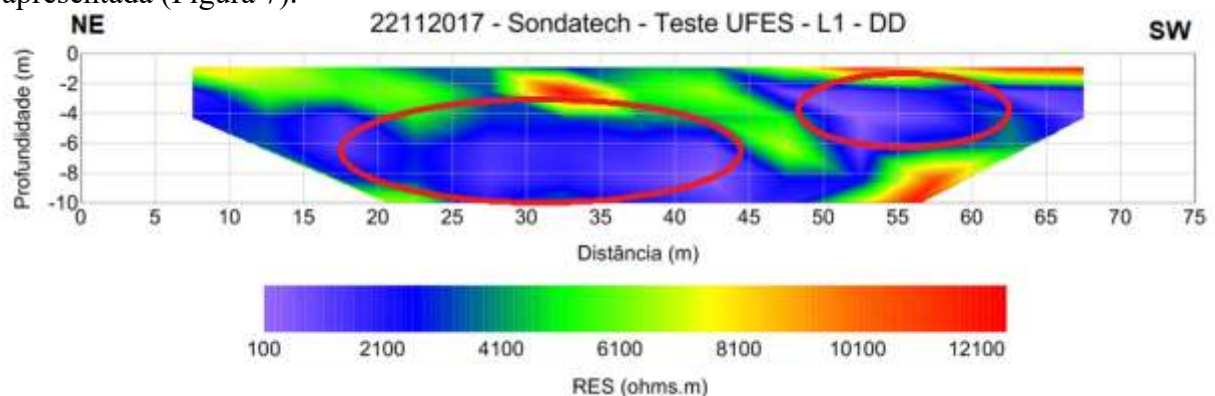


Figura 7. Perfil de eletroresistividade realizado na mesma direção do radargrama 01. Fonte: Rocha et al., (2018)

Contato entre rochas do embasamento pré-cambriano e os depósitos tecnogênicos

Esse radargrama tem como principal característica a observação nítida do contato entre o embasamento pré-cambriano e a área que abrange os depósitos tecnogênicos em quase toda

GPR (*GROUND PENETRATING RADAR*) aplicado a identificação do nível d'água em subsuperfície

a sua extensão. Esse mesmo contato é caracterizado por um refletor forte e concavo que abrange o perfil entre 30 e 90 ns (Figura 6) e se demonstra nítido no radargrama entre 12 e 52 metros aproximadamente. Devido a presença de água, e possivelmente a presença de um material desagregado mais argiloso, a partir do início do perfil até os 38 metros de extensão, o contato entre a rocha do embasamento pré-cambriano e os depósitos tecnogênicos desaparece no radargrama, ou seja, os refletores subhorizontais passam a caóticos até desaparecerem nessa região, esse comportamento é típico de regiões aonde existe uma mudança composicional evidente do material.

CONCLUSÃO

A utilização da técnica de GPR para a obtenção de imageamento de alta resolução de subsuperfície mostrou-se eficaz. A qualidade dos produtos está diretamente ligada as características composicionais dos materiais em subsuperfície e a disposição dos mesmos no meio e o processamento de dados. Devido a predominância de pesquisas com GPR na área sedimentar, já que a mesma proporciona uma maior qualidade nos padrões de reflexão, essa pesquisa apresenta diferentes formas de identificação e interpretação de refletores em terrenos ígneos apresentando intensa estruturação.

Os dados dos radargramas mostraram três aspectos geológicos importantes: o limite de unidades geológicas bem marcantes, a presença de estruturas geológicas e a presença do nível d'água tanto na unidade tecnogênica quanto no embasamento cristalino.

A mudança abrupta de composição do material demonstra refletores fortemente demarcados nas zonas limítrofes das unidades estudadas, observa-se também que devido a variação composicional característica dos Depósitos Tecnogênicos a área de aterro apresenta refletores com padrão caótico, pode se esperar em determinadas áreas a presença de difrações nesse tipo de material, ou seja, a presença de blocos rochosos inseridos no material de aterros o que possivelmente proporcionaria refletores de padrão caóticos com hipérbolos.

Foram observados radargramas com refletores interrompidos em determinados regiões o que evidencia o forte controle estrutural presente na área.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BORGES, W. R. **Investigações geofísicas na borda da Bacia Sedimentar de São Paulo, utilizando-se GPR e Eletrorresistividade.** Revista Brasileira de Geofísica, v. 22, n. 1, p. 91-91, 2004.

BRICALLI, L. L.; MELLO, C. L. 2011. **Padrões de lineamentos relacionados a litoestrutura e fraturamento neotectônico (Estado do Espírito Santo, SE do Brasil).** Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 14, n. 3, p. 301-311.

CPRM, Serviço Geológico do Brasil. Mapa geológico do estado do Espírito Santo. **Ministério de Minas e Energia. Secretaria de geologia, mineração e transformação mineral,** 2015.

FURTADO, C. P. Q. et al. **Gpr-Processamento e Modelagem.** In: IV Simpósio Brasileiro de Geofísica. 2010.

HAENI, F.P. **Evaluation of the continuous seismic-reflection method for determining the thickness and lithology of stratified drift in the glaciated northeast,** In: RANDALL, A.D.; JOHNSON, A.I. (Eds.) Regional aquifer systems of the United States – the northeast glacial aquifers. [S.l.] American Water Resources Association, 1988. (Monograph, 11)

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

JOL, H. M. (Ed.). **Ground penetrating radar theory and applications**. elsevier, 2008.

JOL, H. M.; BRISTOW, C. S. **GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide**. Geological Society, London, Special Publications, v. 211, n. 1, p. 9-27, 2003.

MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C.M.; GAUTHIER, G. 1996. **Ages of detrital zircon from ArcheanPaleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil**. Earth and Planetary Science Letters, 141:259-276.

NEAL, A.; ROBERTS, C. L. **Applications of ground-penetrating radar (GPR) to sedimentological, geomorphological and geoarchaeological studies in coastal environments**. Geological Society, London, Special Publications, v. 175, n. 1, p. 139-171, 2000.

PEDROSA-SOARES, A. C. et al. **Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977**. Revista Geonomos, v. 15, n. 1, 2013.

PORSANI, J. L. **Ground penetrating radar (GPR): proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado-SP**. 1999. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, 30.03. 99.

ROCHA, D. S. et al. **Caracterização geofísica do Maciço Vitória (Campus UFES-Goiabeiras), Espírito Santo, Sudeste do Brasil**. 49º Congresso Brasileiro de Geologia, 2018, Rio de Janeiro.

ROCHA, T. B. **A planície costeira meridional do complexo deltáico do rio Paraíba do Sul (RJ): arquitetura deposicional e evolução da paisagem durante o Quaternário Tardio**. 2013. Tese de Doutorado. Instituto Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 178p.

SILVA, J. M. R. da et al. Projeto Radambrasil. **Folha SE-24 Rio Doce**. Rio de Janeiro, v. 34, p. 23-174, 1987.

TUPINAMBÁ, M. et al. **Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí**. Revista Geonomos, v. 15, n. 1, 2013.

XAVIER NETO, P. **Processamento e interpretação de dados 2D e 3D de GPR: aplicações no imageamento de feições cársticas e estruturas de dissolução no campo de petróleo de Fazenda Belém-CE**. 2006.

Capítulo 3

A geodiversidade da Gruta do Limoeiro, Castelo-ES

Daniel Vale¹; José Augusto Costa Gonçalves²

RESUMO. A Gruta do Limoeiro, em Castelo/ES, está inserida em um ambiente de rochas calcissilicáticas do Complexo Paraíba do Sul, circundado por rochas plutônicas e metamórficas constituintes da Suíte Muniz Freire. Na gruta são observadas formações diversas como o travertino, colunas, estalactites, estalagmites, helectites, formas concêntricas, concreções e preservação de conchas de gastrópodes e bioturbações. A gruta apresenta uma geodiversidade única, mostra também uma diversidade de espeleotemas que despertam um grande interesse por parte de visitantes, pesquisadores e autoridades locais, no que diz respeito a estudo, preservação e visitação pública. Neste contexto, a Gruta do Limoeiro insere-se no conceito de Patrimônio Geológico, tendo em vista sua importância quanto ao seu valor científico, didático, turístico e especialmente dada pela elevada relevância, em previa classificação estabelecida de acordo com a Normativa nº 2 do Ministério do Meio Ambiente.

PALAVRAS-CHAVE. Gruta do Limoeiro, Espeleotemas, Geodiversidade

INTRODUÇÃO

O território brasileiro apresenta um dos mais complexos registros da evolução do planeta Terra, de acordo com Silva (2008), com expressivos testemunhos geológicos das primeiras rochas preservadas, do Arqueano Inferior, datando de mais de 3 bilhões de anos e, de forma quase ininterrupta, até os dias atuais.

No estado do Espírito Santo, o destaque relativo à geodiversidade, são os domínios dos mares-de-morros úmidos tropicais da Mata Atlântica, onde predominam os padrões morfológicos como as planícies litorâneas, os tabuleiros do Grupo Barreiras, os alinhamentos serranos da Fachada Atlântica.

O município de Castelo, localizado no estado do Espírito Santo, apresenta como geossítio a Gruta do Limoeiro, que foi tombada em 1984 como Patrimônio Histórico do Estado do Espírito Santo pelo conselho Estadual de Cultura (CEC), através da Resolução 01/84, publicado no Diário Oficial da União, inscrita no livro de Tombo Paisagístico Científico.

O objetivo deste trabalho é a identificação e interpretação dos aspectos geológicos do patrimônio geológico Gruta do Limoeiro, visando uma melhor compreensão quanto a sua importância na geodiversidade do estado do Espírito Santo.

LOCALIZAÇÃO, VIAS DE ACESSO E ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

O município de Castelo está localizado ao sul do estado do Espírito Santo, com uma área de 669 km², com uma altitude de 100 metros. A região é caracterizada pelas terras frias, totalizando 61,8% do seu território, com temperaturas amenas e chuvoso, com terreno acidentado. As terras quentes, cerca de 16,3% do território, com clima de transição chuvosa/seca, e relevo acidentado. E, 21,9% do território, terras quentes, secas e terreno acidentado. A temperatura varia entre 9,4° a 11,8°C nos meses mais frios do ano e de 27,8° a 30,7° C nos meses mais quentes (Celin & Machado, 2011).

¹Professor “EBTT” do IFES, Cachoeiro de Itapemirim, ES – Brasil

²Professor associado da UNIFEI, Itabira, MG - Brasil

A geodiversidade da Gruta do Limoeiro, Castelo-ES

A Gruta do Limoeiro encontra-se no distrito do Limoeiro, inserido na propriedade da Família Camporez, no interior do município de Castelo-ES, com localização geográfica de latitude 20°28'999'' sul e longitude 41°10'305'' oeste, distando 15 km da sede da cidade de Castelo. O acesso ao Patrimônio Histórico Gruta do Limoeiro é realizado pela Rodovia Pedro Cola (ES-166).

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

O município de Castelo/ES encontra-se inserido no contexto geológico da Província Mantiqueira, dentro da Faixa de Dobramento Ribeira, uma faixa marginal ao Cráton do São Francisco (Silva *et. Al.*, 2013). Litologicamente, a região é composta por domínios metavulcânicos-sedimentar pertencente ao Complexo Paraíba do Sul, do Proterozóico Médio a Superior, com rocha ácidas gnaissificadas e alguns depósitos quaternários (Vieira, 1997).

As unidades que compõem o Complexo Paraíba do Sul, foram agrupadas em dois domínios, de acordo com Vieira (1997). O primeiro, trata-se de rochas metassedimentares constituído por gnaisses aluminosos, granada e silimanita com níveis de quartzitos, anfíbolitos e calciossilicáticas. O segundo, é representado por rochas metavulcanossedimentar, com presença frequente de biotita anfíbólio gnaisse, bandado, de coloração cinza, granulação fina a grossa, contendo níveis anfíbolito, quartzito, rochas calciossilicáticas e mármore. Esse último representa a área estudada.

O mármore é expressivo na região de Itaóca, distrito de Cachoeiro de Itapemirim – ES, onde apresenta-se como uma lente quilométrica caracterizada por uma grande variação composicional, ora mármore puramente calcítico/dolomítico, ora com níveis calciossilicáticos e presença de intrusões de rochas máficas e rochas graníticas, onde os graníticos são mais jovens e metamorfisados, gerando, assim, zonas de escarnitos centimétricos nos mármore (Jordt-Evangelista & Viana, 2000).

A região estudada estruturalmente, teve evolução policíclica, de acordo com Almeida (1981), dentro do qual se inclui um domínio brasileiro denominado Cinturão Móvel Ribeira (CMR). O Domínio do Arco Magmático é o que engloba a região da Gruta do Limoeiro, tendo em vista a subdivisão por Vieira (1997), que encontra-se entre duas zonas de cisalhamento contracional de direção NE/SW, uma na porção leste, separando os Domínios do Arco Magmático Oriental, e a outra porção a oeste, separando os Domínios do Arco Magmático Ocidental. Ambos representam uma fase de deformação acompanhada de metamorfismo regional e migmatização, posterior à que gerou o bandamento metamórfico regional de baixo ângulo. Além do mais, pode-se observar algumas falhas de direção NW/SE.

As definições de Geodiversidade começaram a ser expressivas em meados da década de 90, com o intuito de descrever a variedade do meio físico, esse, com relação íntima ao meio biótico e dando suporte para o desenvolvimento do mesmo. Com isso, ao se efetuar intervenções no território, deve-se adotar uma visão mais abrangente possível, não só considerando a geodiversidade que compõem o meio, mas também considerar a biodiversidade, as questões sociais, culturais e econômicas. A partir desses fatores, pode-se entender a necessidade da preservação desse meio, que além de ser fundamental para qualquer forma de vida, seu entendimento tem um caráter preditivo, e conseqüentemente preventivo aos desastres naturais (Silva, 2008).

As cavidades naturais podem ser definidas de acordo com o Decreto nº 6.640 de 7 de novembro de 2008, como:

“Art. 1º Parágrafo único: entenda-se por cavidade natural subterrânea todo e qualquer espaço subterrâneo acessível pelo ser humano, com ou sem abertura identificada, popularmente conhecido como caverna, gruta, lapa, toca, abismo, furna ou buraco,

incluindo seu ambiente, conteúdo mineral e hídrico, a fauna e a flora ali encontrados e o corpo rochoso onde os mesmos se inserem, desde que tenham sido formados por processos naturais, independentes de suas dimensões ou tipo de rocha encaixante.”

Estão vinculadas aos princípios de preservação e conservação ambiental, prescritos pela Política Nacional do Meio Ambiente, sendo considerados como bens da União, e compoem o cultural brasileiro (Decreto 99.556/1990), ainda, como patrimônio espeleológico nacional (resolução CONAMA nº 347/2004).

METODOLOGIA

O presente trabalho foi realizado em três etapas, sendo a primeira destinada a pesquisas e levantamentos bibliográficos, definição da área de estudo, preparação de bases cartográficas, fotointerpretação de imagens aéreas. A segunda etapa consistiu em trabalhos de campo para identificação das litologias, estruturas e rede de drenagem, em um contexto regional. Na terceira realizou-se o tratamento dos dados coletados na etapa de campo, bem como a confecção e atualização de mapas, onde foram usados softwares como o ArcGis 9.3, Global Mapper 10.01 e Surfer 10.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A geodiversidade das paisagens naturais

As paisagens naturais que compõe o entorno da Gruta do Limoeiro apresentam feições geomorfológicas características do domínio Mares de Morro, constituído por meias laranja e pães-de-açúcar, com cotas variando de 500 metros a 760 metros de altitude (Figuras 1a, 1c, 1d).

A área apresenta grande variedade de tipos de solos, destacando-se nas regiões de relevo montanhoso os latossolos vermelho-amarelo e os cambissolos. Além desse, podem aparecer solos podzólicos vermelho-amarelo e os solos orgânicos, nas várzeas.

O relevo apresenta-se como produto dos importantes eventos tectono-estruturais, dos tipos litológicos e fatores paleoclimáticos. Deste modo, está inserido no contexto geomorfológico Mantiqueira Setentrional, representado pela Faixa de Dobramentos remobilizados (RADAM, 1983). De acordo com Vieira (1997), a área em estudo apresenta predominantemente rochas gnáissicas paraderivadas do Complexo Paraíba do Sul, que geram um relevo ondulado rebaixado e ortognaisse de composição granítica a granodiorítica, associados aos relevos típicos de dissecação tropical em meias-laranjas de vertentes convexas e manto de alteração profundo, além de escarpas e vários corpos arredondados. Também é comum encontrar nesta região relevo característicos de maciços de rochas granitoides, originando saliências topográficas com ocorrência de vales estreitos, fortemente encaixados, e vertentes abruptas, onde ocorrem depósitos gravitacionais de encosta.

A entrada da Gruta do Limoeiro tem-se um paredão superior a 30 metros de altura com uma garganta de 40 metros de largura e 6 metros de altura (Figura 1d); em seu interior aparecem vários salões, sendo que em alguns, por motivos de segurança, é proibida a visitação. A figura 1f demonstrar parte do sistema plúvio/fluvial da região, onde ocorre drenagem perene e alguns depósitos de tálus, formados por ação da gravidade e da chuva. Ainda, na frente da entrada da gruta ocorre um vale, que nesse apresenta uma lagoa (Figura 1a), provável dolina, que em sua margem oposta ocorre a continuidade lateral do mármore (figura 1e).

A geodiversidade da Gruta do Limoeiro, Castelo-ES

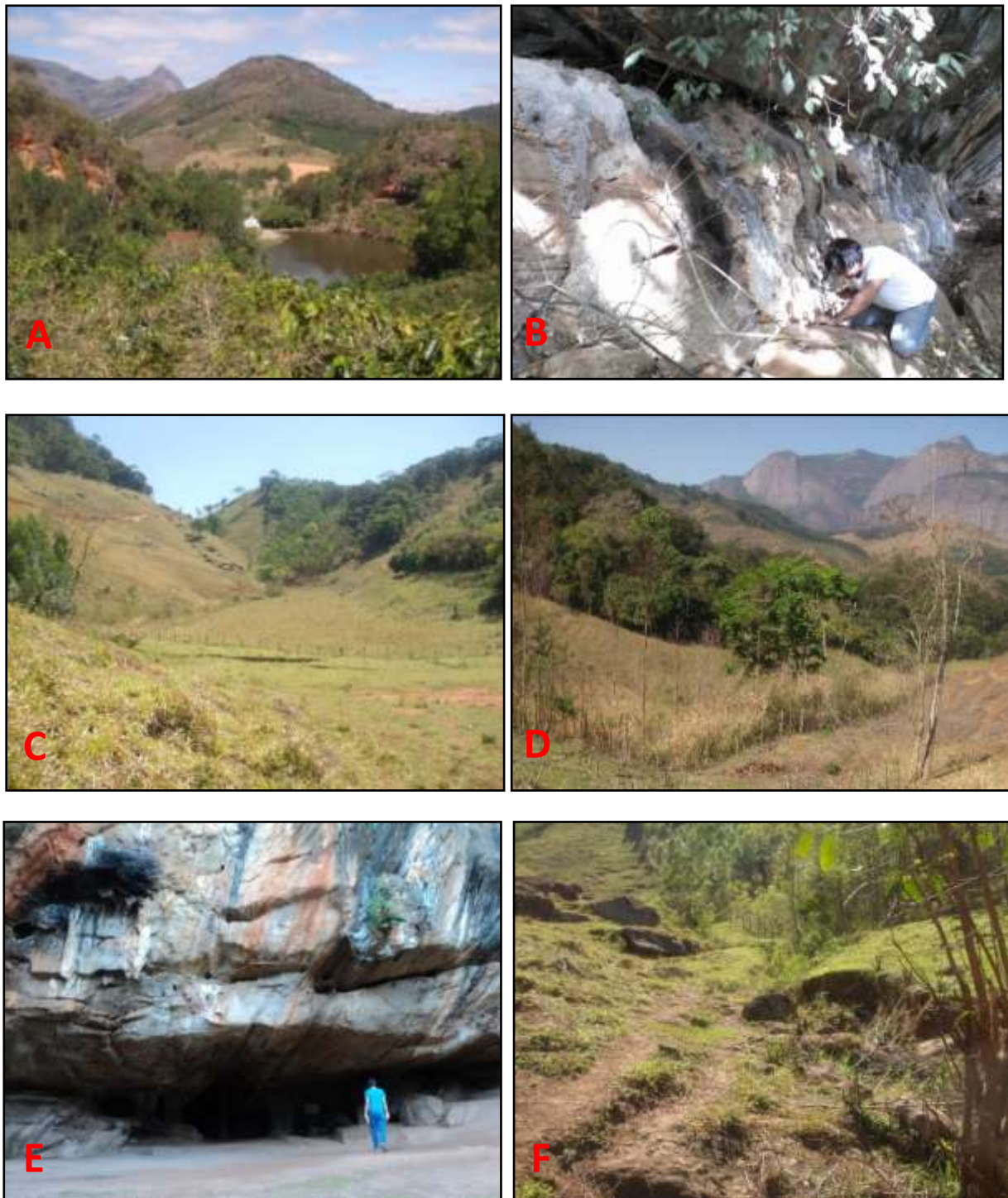


Figura 1. A) Feição característica da região do Limoeiro, ressaltando as meias laranjas e o lago na entrada da gruta; B) Feição característica do mármore da região do Limoeiro; C) e D) Geomorfologia da região do Limoeiro e Castelo; E) Escarpa de mármore, na margem oposta do lago; F) Drenagem perene em vale dissecado, e alguns depósitos de tálus.

No mapa hipsométrico (Figura 2), modelo digital de elevação, observa-se todo o cenário onde a gruta está localizada, a partir de uma altitude de 520 metros, circundada por diversos morros. No mapa clinométrico (Figura 3), pode-se observar a variação da declividade das formas de relevo, onde na região que compreende a gruta está para 5° a 20° da inclinação. Ambos os mapas, ajudam a caracterizar a morfologia da região da gruta e em seu entorno.

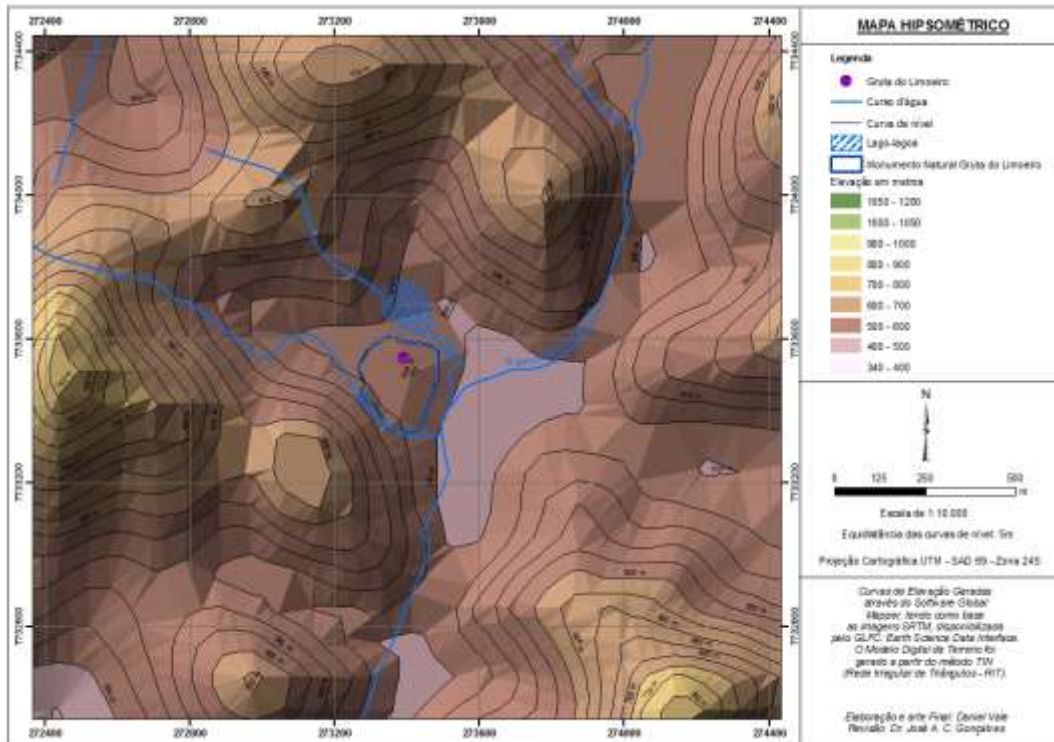


Figura 2. Mapa hipsométrico da área estudada.

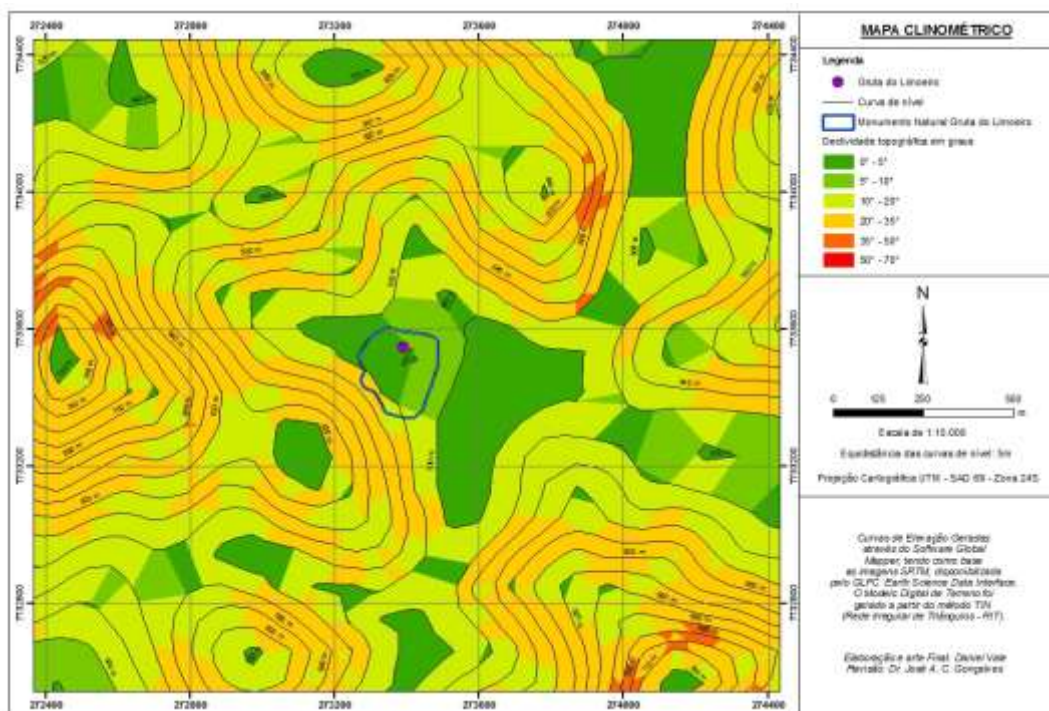


Figura 3. Mapa clinométrico da área estudada.

A godiversidade dos aspectos geológicos e recursos hídricos

No interior da gruta observa-se uma relação de padronização e paralelismo entre o teto e o piso da gruta, observado através de aclaves e declives em alguns pontos. O caimento observado entre o teto e o piso ocorrem seguindo a foliação da rocha, assim, pode-se dizer que

A geodiversidade da Gruta do Limoeiro, Castelo-ES

há um controle dessa estrutura no desenvolvimento da gruta. As paredes apresentam-se angulares e côncavas, mostrando feições geradas devido à ação das águas subterrâneas.

O piso da gruta é coberto por sedimentos inconsolidados, de granulometria fina, caracterizando assim uma cobertura de sedimentos detriticos areno-argilosos, de coloração vermelho acastanhado (Figura 4a). Além disso, verifica-se a presença de blocos isolados, provenientes de abatimento do teto da gruta e/ou das paredes mobilizados pela circulação das águas.

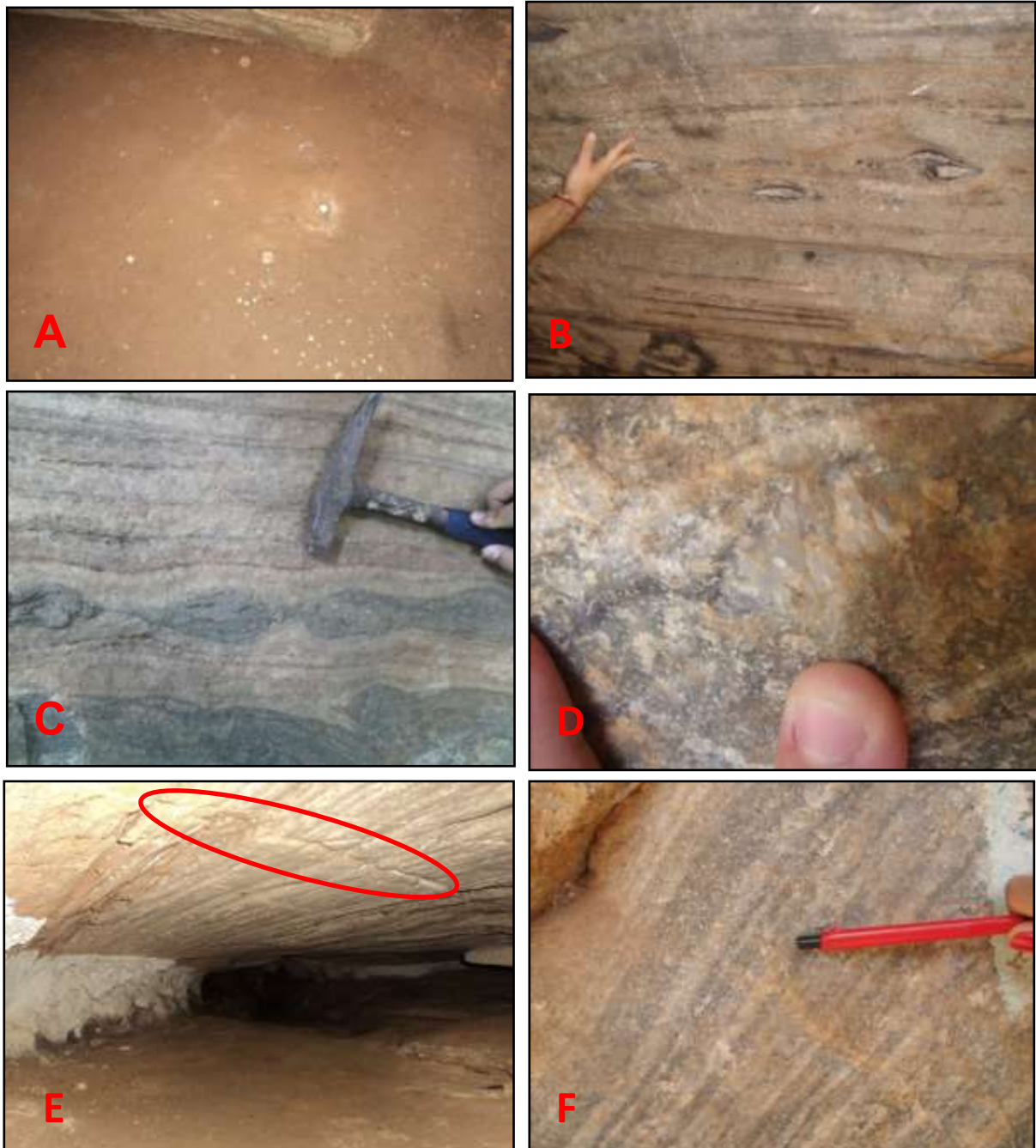


Figura 4. a) Piso da gruta, evidenciando o sedimento areno-argiloso, b) xenólitos anfibolíticos, c) acamamento e Boudins no mármore, d) sigmóide junto ao acamamento do mármore, e) fratura discordante ao acamamento do mármore, f) acamamento do mármore.

O mármore encontrado na gruta apresenta-se com bandamento metamórfico (Figura 4be 4f), com fraturas (Figura 4e) com direções variadas e dobramentos com direção preferencial de N165°E. Além do mais, pode-se observar estruturas como xenólitos anfibolíticos, acamamento, boudins e sigmoides (figuras 4b, 4c, 4d e 4f), como registro história geológica e estrutural da formação do mármore que compõe a gruta, ainda pretérita à escavação pela água.

Os espeleotemas encontrados na gruta são observados durante à visitação da gruta, pelos acessos possíveis que estão representados pelo “Mapa de Espeleotemas” (Figura 5). Eles originam-se a partir de processos de retirada e deposição do carbonato, que ocorrem em muitos pontos da gruta, notadamente controlado pela percolação das águas através dos bandamentos, fraturas existentes e qualquer porosidade secundária característica desse tipo de ambiente geológico.

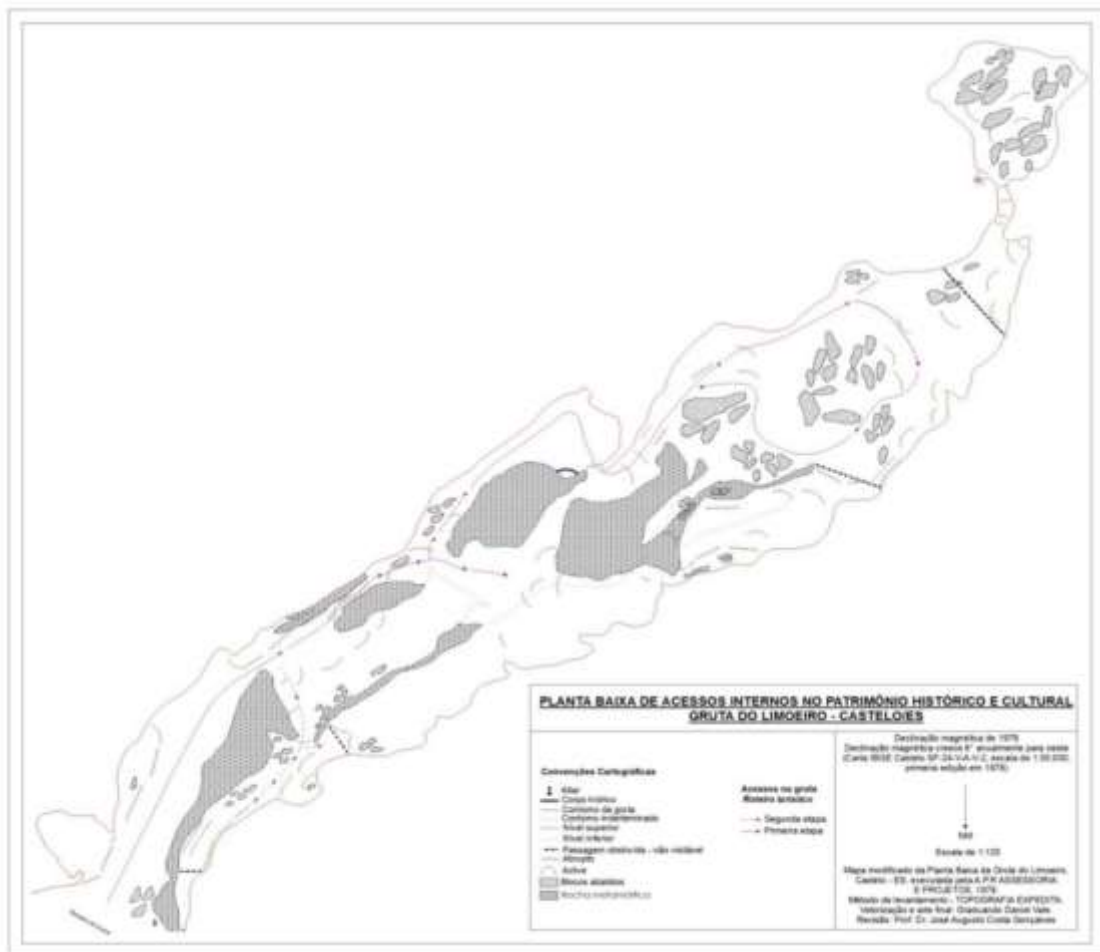


Figura 5. Planta baixa de acesso à gruta, representando os caminhos passíveis de visitação.

Os principais espeleotemas existentes na gruta são: estalactites, estalagmites e colunas, helectites, travertino, cortina, cascata e algumas formas concêntricas (pérola de gruta, concreções e oólitos/psólitos).

As estalactites e as estalagmites, espeleotemas projetados verticalmente do teto e do piso da gruta, são de médias e pequenas dimensões (Figuras 6b e 6e), assim como as colunas (Figura 6a), vistas ao longo de vários pontos da gruta. Esses espeleotemas mencionados, em alguns lugares, apresentam-se quebrados (6b), devido a ação antrópica ocorrente antes do tombamento da gruta como patrimônio, mas como a formação da gruta é dinâmica, observa-se reconstrução natural de alguns, além da formação de novos (Figura 6d). Na figura 6c, pode-se

A geodiversidade da Gruta do Limoeiro, Castelo-ES

observar o gotejamento de água rica em carbonato de cálcio, assim, iniciando-se o processo de formação de uma estalagmite.

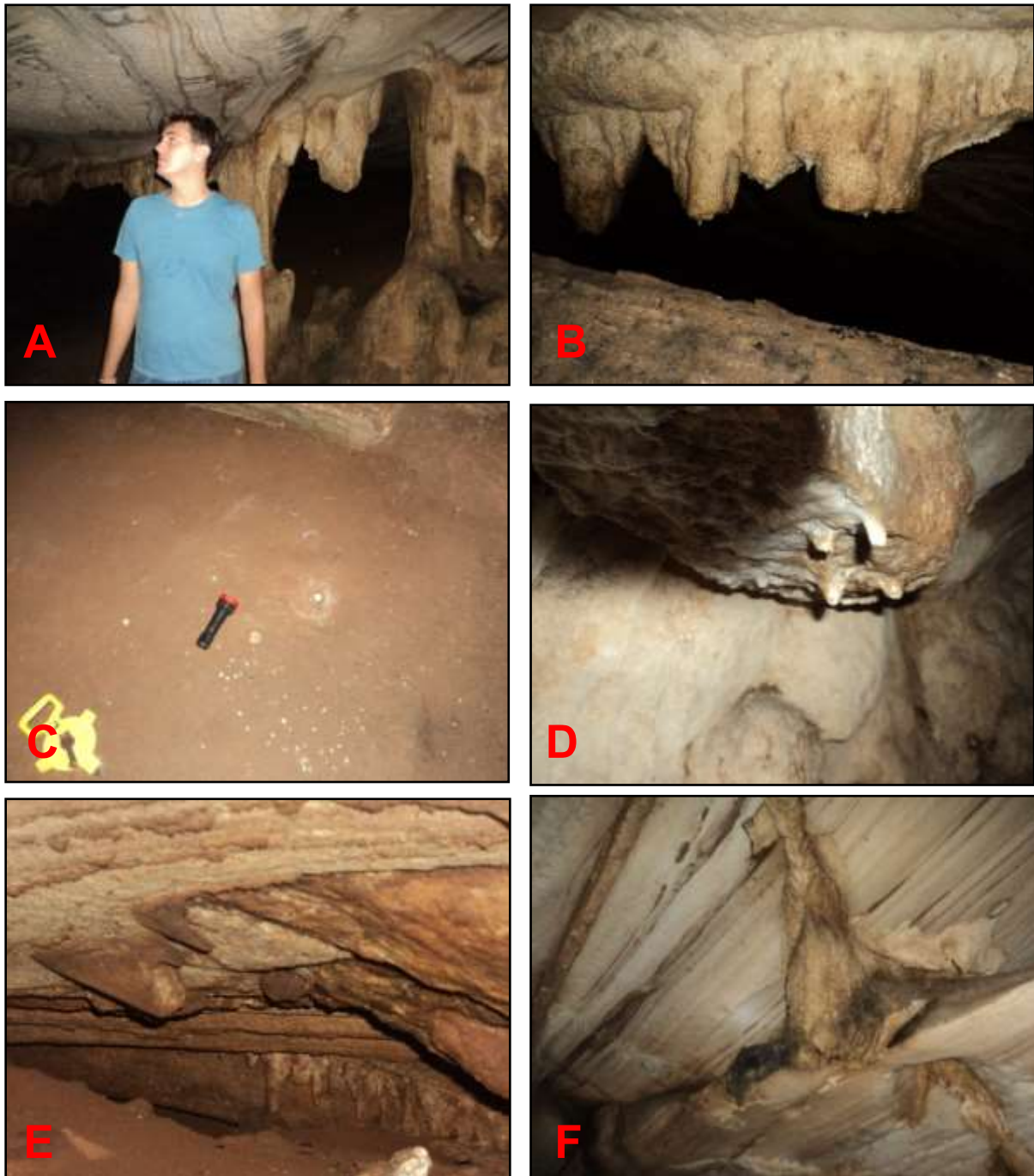


Figura 6. a) formação de colunas, estalactite e estalagmite, b) estalactite quebrada devido à ação antrópica, c) formação de nova estalagmite, d) formação novas estalactites, e) formação estalactites e colunas de pequeno porte, não ultrapassando os 20 cm, f) formação de cortina no teto da gruta, controlada pelo acamamento e/ou fratura da rocha.

As cortinas apresentam-se evidentemente controladas pelas fraturas e acamamento da rocha (Figura 6a e 6f), caracterizadas por projetarem-se a partir do teto da gruta, de cima para baixo, de forma tabular. As cascatas (Figura 7c), situam-se nas paredes da gruta, recobrimdo-as, tendo a sua formação semelhante às cortinas, devido à remobilização do carbonato de cálcio a partir da percolação de água corrente e saturação da mesma, assim precipitando a calcita.

Os travertinos encontrados em alguns pontos da gruta apresentam-se em formas de bacias de acúmulo de água, como também em forma de diques nas paredes da gruta (Figura 7b), formando uma espécie de “canaleta” de circulação de água.

Os outros espeleotemas que ocorrem em menor frequência apresentam-se concêntricos, arredondados, em torno de um núcleo, de ocorrência isolada ou agrupada (Figura 7d). Estes recebem o nome de oólitos/psólitos, pérola de gruta e concreções.

Além dos espeleotemas apresentado anteriormente, também, são encontrados bem preservados conchas e moldes de gastrópodes (Gastropoda) (Figura 7f) e ocorrência de recristalização do carbonato de cálcio em moldes de bioturbação (Figura 7e).



Figura 7. A) Formação de cortina, controlada pelo acamamento da rocha; B) formação de travertino na parede da gruta; C) formação de cascata; D) formação de espeleotemas concêntricos agrupados, E) recristalização de carbonato de cálcio em bioturbação; F) preservação de concha de gastrópode.

A geodiversidade da Gruta do Limoeiro, Castelo-ES

Para o entendimento e compreensão da circulação das águas subterrâneas na gruta bem como no entorno foi traçado um mapa da superfície potenciométrica (Figura 8) da área de estudo e a direção do fluxo das águas é preferencialmente das regiões de maior elevação altimétrica para as regiões de menor elevação, convergindo para um mesmo ponto, tendo como o nível de base a lagoa localizada em frente a gruta do Limoeiro (Figura 1c).

É relevante destacar, que a direção dos corredores e salões da gruta seguem as mesmas direções dos fluxos, com isso, torna-se compreensível a formação da gruta a partir da circulação preferencial das águas subterrâneas.

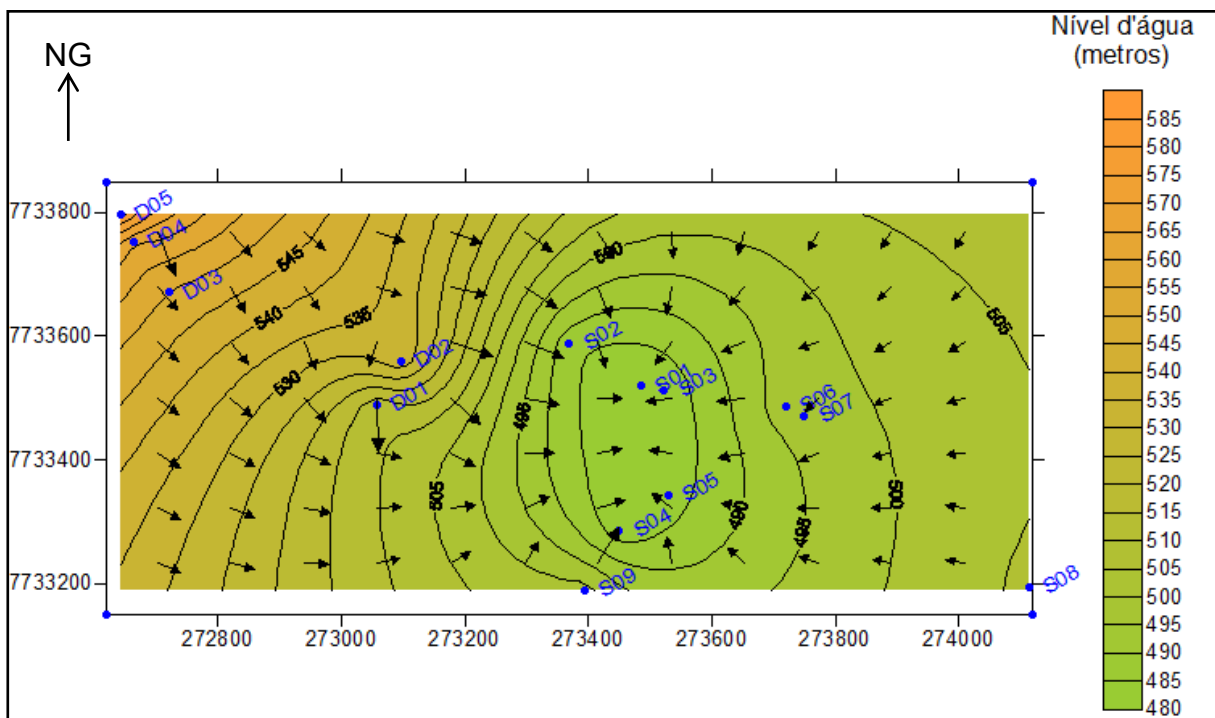


Figura 8. Mapa da Superfície Potenciométrica.

A geodiversidade das limitações do uso e ocupação do solo

A área circundante a gruta do Limoeiro apresenta-se bem preservada, tendo em vista que a gruta foi tombada em 1984 como Patrimônio Histórico do Espírito Santo pelo Conselho Estadual de Cultura (CEC), através da Resolução 01/84 (Prefeitura Municipal de Castelo, 2011).

Na figura 9 pode-se observar a poligonal que limita a área do patrimônio. Em volta desta poligonal ocorre o uso do solo no que diz respeito a edificações civis, estrada pavimentada ou não pavimentada, cultura cafeeira e pastagem. Isto ocorre devido à comunidade que reside na localidade do Limoeiro ter como base monetária a cultura cafeeira e a cultura de gados de leite e corte. Esta figura, que tem como base a imagem aérea de 2007, apresenta-se satisfatória para ilustrar o que foi descrito em relação ao uso e ocupação do solo, porque não ocorreram mudanças significativas na área.

Nesta área preservada apresenta grande importância para a comunidade que reside em seu perímetro, onde o turismo mostra-se significativo. Com o turismo crescendo vem a necessidade de colaboradores/moradores que se organizem e preservem o patrimônio

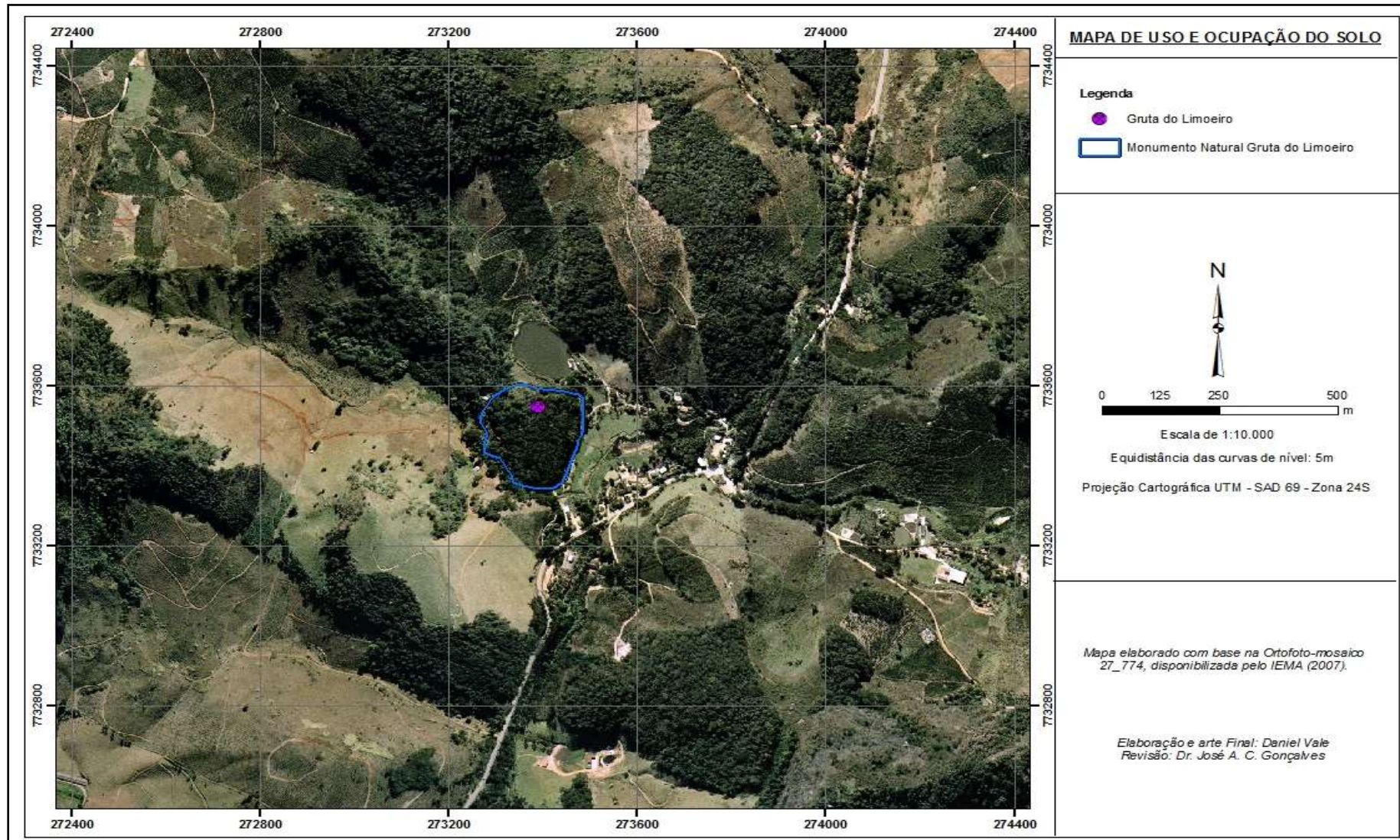


Figura 9. Mapa de uso e ocupação do solo.

A geodiversidade da Gruta do Limoeiro, Castelo-ES

A geodiversidade do turismo, patrimônio geológico e preservação

Inicialmente, a gruta do Limoeiro foi tombada como Patrimônio Turístico devido à presença de ossos de indígenas encontrados no local, o que gerou grande interesse por parte de pesquisadores e turistas que frequentaram o local. Entretanto a própria gruta apresenta uma beleza cênica muito particular, assim, levando a população e a Prefeitura Municipal de Castelo a se organizarem para manter o local preservado e seguro.

A gruta apresenta elementos e estruturas geológicas muito importantes, o que leva a ser considerada como um Patrimônio Geológico, tais como os diversos e peculiares espeleotemas. Essas estruturas despertam interesse em toda comunidade científica devido aos processos dinâmicos formadores dos ambientes cársticos. A beleza cênica observada por toda a gruta é um fator de suma importância também, tendo em vista que desperta interesse por um número grande de turistas em visita-la e preserva-la, para que suas futuras gerações tenham a oportunidade de conhecer um ambiente tão rico em informações geológicas bem como de civilizações pretéritas que habitaram o sul do estado do Espírito Santo.

Além do exposto, a gruta tem uma importância significativa quanto a biota encontrada na região do Limoeiro, servindo como uma espécie de abrigo. Isto ocorre não apenas nos dias atuais, mas em tempos passados recentes, como foi observada pela presença de conchas de gastrópodes preservadas no carbonato de cálcio remobilizado e recristalizado na entrada da gruta.

Com isso, percebe-se a importância da Gruta do Limoeiro, não só como valor científico e cultural, mas como preservação de espécimes que depende do local para sua sobrevivência.

A Instrução Normativa MMA Nº 2, de 20 de Agosto de 2009 (Anexo 4), que estabelece critérios sobre o grau de relevância das cavidades naturais subterrâneas, quando comparada e estudada através de dados abióticos dá devida importância a gruta em decorrência da sua gênese e morfologia únicas, dimensões notáveis em área e extensão, espeleotemas existentes, isolamento geográfico e destacada relevância histórico-cultural.

CONCLUSÃO

A Gruta do Limoeiro, devido a sua geodiversidade, é considerada um Patrimônio Geológico, tendo em vista sua importância científica e cultural, que contribuem para uma interpretação de processos geológicos que modelam regionalmente o sul do estado do Espírito Santo, bem como a observância da dinâmica constante no processo natural de meteorização e deposição/recristalização, geradores de estruturas geológicas únicas e significativas.

Além do mais, todos os aspectos referentes aos recursos geológicos que compõe a gruta, como os cursos hídricos superficiais e subterrâneos, o relevo, a constituição litológica e estrutural do interior e entorno da Gruta do Limoeiro, tem sua importância, por fazer-nos compreender uma parte da história da formação do nosso planeta e sua dinâmica superficial.

REFERÊNCIAS

Brasília: CONAMA, 2004. Disponível em: <http://www.mma.gov.br/port/conama/res/res04/res34704.xml>. Acessado em 18 dez 2012.

Castelo. Disponível em: [http://pt.wikipedia.org/wiki/Castelo_\(Esp%C3%ADrito_Santo\)](http://pt.wikipedia.org/wiki/Castelo_(Esp%C3%ADrito_Santo)). Acessado em: 18 dez 2012.

Celin E. & Machado L. R. 2011. **Programa de Assistência Técnica e Extensão Rural – PROATER 2011-2013.** Castelo, 28 pp. Acessado em: <https://incaper.es.gov.br/media/incaper/proater/municipios/Caparao/Castelo.pdf>

Geodiversidade do Brasil – **Sobre a Construção das Geociências Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral**, 40 pp.2005

IJSN–Instituto Jones dos Santos Neves. Mapas da Comunidade de Castelo, Espírito Santo. Disponível em: http://www.ijsn.es.gov.br/index.php?option=com_wrapper&view=wapeer&Itemid=198 Acessado em 10 de dez. 2012.

IJSN – Instituto Jones dos Santos Neves. Consulta de mapas. Disponível em: <http://www.ijsn.es.gov.br/Mapas/Consulta/>. Acessado em 10 de dez. 2012.

JORDT-EVANGELISTA H. & VIANA D.J. Mármore da região de Itaóca (ES) e Escarnitos no Contato dos Diques Máficos e Félsicos: Mineralogia e Petrogênese. **Geonomos**. Belo Horizonte 8 (2): 61-67 Julho 2000.

NASCIMENTO M.A.L., RUCHKYS U.A., MANTESSO NETO V. & MANSUR K. 2006. **O trinômio Geodiversidade, geoconservação e geoturismo: conceitos necessários para a divulgação do patrimônio geológico.** In: SBG/Núcleo BA-SE, Cong. Bras. Geol., 43, Aracaju/SE, 90-90

Prefeitura Municipal de Castelo. Disponível em: http://www.castelo.es.gov.br/site/tur_gruta_limoeiro.asp. Acessado em 18 dez 2012.

RADAMBRASIL 1993. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Cachoeiro de Itapemirim, Espírito Santo.** Folha SF.24-V-A-V. Escala 1:100.000.

Resolução CONAMA 347/2004. Dispõe sobre a proteção do patrimônio espeleológico.

Surfer 8. **Contouring and 3D surface mapping for scientists and engineers.** User's Guide. Golden Software Inc. 2004. Versão 8. Colorado 15: 67 - 79.

VIEIRA CPRM - Serviço Geológico do Brasil 1997. **Folha Cachoeiro de Itapemirim SF-24-V-A-V.** Carta geológica Cachoeiro do Itapemirim, escala 1:250.000.

Capítulo 4

Caracterização geológica de testemunhos pertencentes à Mina Oeste - extremo oeste do Quadrilátero Ferrífero

Gabrieli Santos Boulhosa¹; Adam Barros Fernandes²; Marcos Vinícius Perdoná¹.

RESUMO. A mineração é uma atividade essencial para uma sociedade moderna e consumista. Dessa forma, com o intuito de descobrir novas reservas/ampliar e/ou reavaliar as reservas minerais existentes em determinada região, é necessário realizar a execução de furos de sondagem para caracterização do subsolo e definir a jazida mineral. A partir desses dados é possível caracterizar geologicamente o depósito mineral. O objetivo do presente trabalho é descrever os aspectos geológicos de dois furos de sondagem executados na mina Oeste, Serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero, pertencente à empresa Mineração Usiminas, com o intuito de verificar a possibilidade de expansão da jazida mineral encontrada nesse local. A metodologia do trabalho é dividida basicamente em três etapas: primeira etapa – revisão bibliográfica; segunda etapa – execução dos furos de sondagem; terceira etapa – descrição dos testemunhos de sondagem e elaboração dos boletins. Os dois furos de sondagem foram executados na mina Oeste em Itatiaiuçu/MG. Através da descrição geológica dos testemunhos é possível verificar que no Furo FDW 01 há um predomínio do Itabirito Friável, já no Furo FDW 02 ocorre majoritariamente o Itabirito Compacto/Semicompacto, sendo possível verificar também que em ambos há bandas de hematita. Propõe-se para futuros estudos a caracterização geotécnica conciliada com a geológica, com o propósito de determinar as características geomecânicas dos maciços rochosos da Mina Oeste.

PALAVRAS-CHAVE. Minério de Ferro; prospecção; Formação Cauê.

INTRODUÇÃO

O Brasil sempre teve uma economia ligada com a atividade minerária. Desde os tempos de colônia, a mineração é um dos setores mais atraentes da economia nacional. Dentre as substâncias minerais encontradas no território nacional, destacam-se o nióbio, minério de ferro, ouro, manganês, minérios não metálicos, rochas ornamentais, entre outros. Atualmente a corrida pelo minério de ferro leva-nos a uma atenção aos trabalhos relacionados a entender quais rochas e como elas estão condicionadas a estabilidade, principalmente na região do Quadrilátero Ferrífero, onde a atividade de mineração é intensa, a topografia é acidentada, o clima apresenta estação chuvosa marcante, e a densidade demográfica é elevada.

O estudo geológico de um maciço rochoso constitui-se do levantamento de parâmetros litológicos, isolada ou conjuntamente, que condicionam o seu comportamento. A natureza de suas características varia de local para local, em função da história geológica da região estudada. No presente trabalho, são considerados os litotipos, texturas, modificadores, contatos litológicos, compacidade, hidratação, cor, bandamento, granulometria, dentre outros atributos, para caracterizar as rochas pertencentes a área de estudo.

¹ Discente do curso de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo – Alegre, ES, Brasil

² Geólogo e mestrando em Geotecnia da Universidade Federal de Ouro Preto – Ouro Preto, MG, Brasil

Caracterização geológica de testemunhos pertencentes à Mina Oeste - extremo oeste do Quadrilátero Ferrífero

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo constitui uma faixa de aproximadamente 3,5 km de largura e com orientação variável entre NE-SW e E-W. Se estende por aproximadamente 30 km nos municípios de Itatiaiuçu, Igarapé e Brumadinho (Figura 1). As áreas mineradas são controladas pela empresa Mineração Usiminas, denominadas Mina Oeste, Mina Central, Mina Leste e depósito do Pau Vinho as quais se distribuem ao longo da serra e dividem os títulos minerários com outras empresas da região como: Minerita, London Mine, Ferrous e MMx.

A região é localizada na região Centro Oeste do Estado de Minas Gerais, a cerca de 100 km de distância a Sudoeste da capital Belo Horizonte, por meio da rodovia Fernão Dias (BR 381) que é interligada à MG 431 e estradas vicinais que levam a distritos de Itatiaiuçu, Igarapé e Brumadinho além das minas supracitadas.

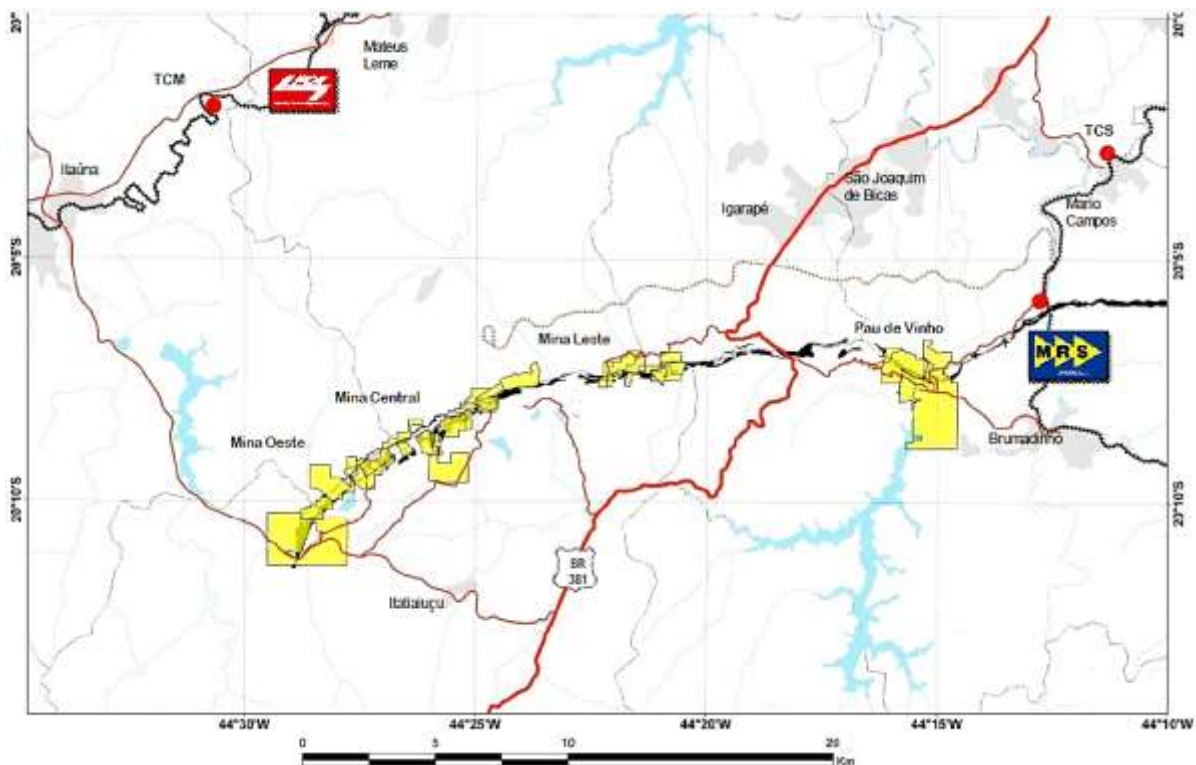


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo no segmento oeste da Serra do Curral.

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está inserida geotectonicamente na região do Quadrilátero Ferrífero, porção sul do Cráton São Francisco. As rochas que afloram na região de interesse são pertencentes ao Supergrupo Minas, porém o Supergrupo Rio das Velhas também será estudado, uma vez que está em contato com o Supergrupo Minas.

Cráton São Francisco

O Cráton do São Francisco representa o núcleo antigo com maior número de estudos da Plataforma Sul-Americana, cujas rochas distribuem-se em um intervalo maior que 3.5 Ga no tempo geológico (Cordani, 2017). Representa a porção ocidental do Cráton do Congo, separado deste após a separação do Gondwana Ocidental pela abertura do Oceano Atlântico no Cretáceo Inferior (Trompette et al., 1992).

Sua ocorrência geográfica se dá principalmente nos Estados da Bahia e Minas Gerais, mas também nos Estados de Goiás e Sergipe (Duarte, 1998). Delimita-se por faixas de dobramentos desenvolvidas durante o Ciclo Brasileiro, responsáveis por seccionar em vários ângulos as estruturas pré-brasílicas de seu embasamento. A norte ocorrem as Faixas Móveis Riacho do Pontal e Sergipana; a noroeste, Rio Preto; a oeste, Brasília; e a sul Araçuaí (Almeida, 1977).

O Cráton do São Francisco caracteriza-se por uma gama de recursos minerais valiosos como ouro e minério de ferro. O ouro ocorre associado a sequências vulcanossedimentares como os greenstone-belt de Serrinha e Rio das Velhas. O minério de ferro, por sua vez, ocorre em grande parte no Quadrilátero Ferrífero, localizado na porção sul do Cráton São Francisco e que será melhor investigado a seguir (Duarte, 1998).

Quadrilátero Ferrífero

Como mencionado anteriormente, o Quadrilátero Ferrífero localiza-se geotectonicamente na porção sul do Cráton São Francisco e estende-se por uma área aproximada de 7.000 km², na região central do Estado de Minas Gerais. Seu estudo é muito relevante pelas riquezas minerais que concentra, tais como ouro, manganês e ferro (Portal “as minas gerais”). A Figura 2 mostra as principais unidades litoestratigráficas pertencentes ao Quadrilátero Ferrífero.

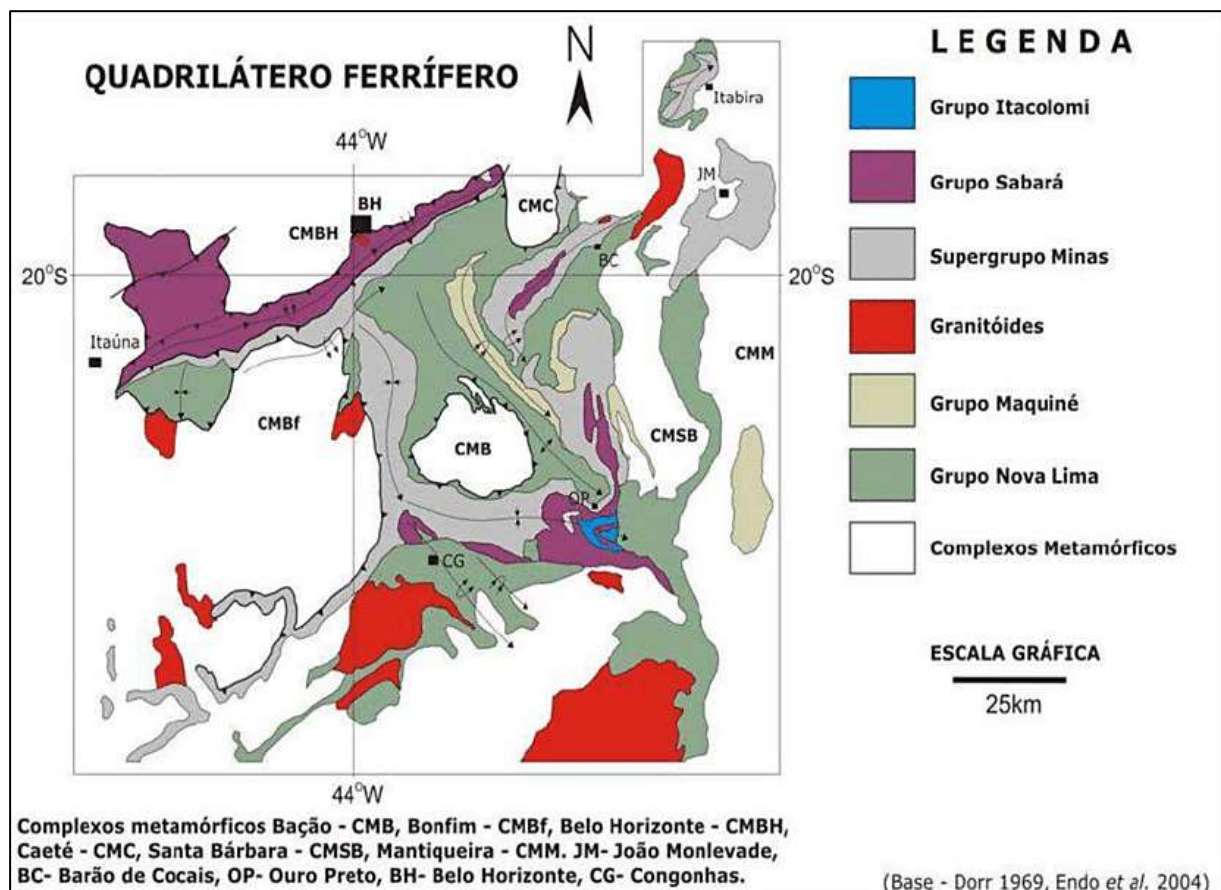


Figura 2. Principais unidades litoestratigráficas do Quadrilátero Ferrífero. Fonte: (modificado de Dorr 1969, Endo et al. 2005).

Caracterização geológica de testemunhos pertencentes à Mina Oeste - extremo oeste do Quadrilátero Ferrífero

A história geológica do Quadrilátero Ferrífero remonta às atuações de pelo menos dois grandes eventos deformacionais. O primeiro, de caráter extensional, teria ocorrido no Paleoproterozoico e seria o responsável pela geração de megassinclinais interconectadas como as de Santa Rita, Dom Bosco, Serra do Curral e Moeda. Além disso, teria sido o motivo pelo qual existem domos granito-gnáissicos como os de Bação e Belo Horizonte que configuram o formato do Quadrilátero. O segundo, de caráter compressional, teria ocorrido no Neoproterozóico e teria sido o responsável por ampliar as megassinclinais por meio do reaproveitamento de suas estruturas anteriormente formadas, além de gerar novas, provenientes da deformação (Duarte, 1998).

As unidades litoestratigráficas pertencentes ao Quadrilátero Ferrífero são referentes ao Embasamento Cristalino, Supergrupo Rio das Velhas, Supergrupo Minas e Grupo Itacolomi. Também ocorrem pontualmente bacias terciárias como as de Fonseca e Gandarela (Portal “as minas gerais”) (Dorr 1969).

Embasamento Cristalino

O embasamento cristalino do Quadrilátero Ferrífero compreende complexos metamórficos arqueanos, que afloram sob a forma de estruturas dômicas. Estes complexos metamórficos podem ser divididos em: Complexo Belo Horizonte a noroeste, Complexo Caeté, ao norte, Complexo Santa Bárbara a leste, Complexo Bação na região central e Complexo Bonfim, a oeste, sendo este o mais próximo à Mina Oeste da Usiminas (Rossi, 2014).

Os complexos metamórficos correspondem a gnaisses polideformados de composição variada tonalítica a granítica, e subordinadamente, granodiorítica, anfibolítica e intrusões de rochas máficas a ultramáficas (Herz 1970, Cordani et al. 1980, Carneiro 1992). O metamorfismo ocorrido refere-se ao regional, cujas condições chegaram à fácies anfibolito médio a superior, com posterior metamorfismo retrógrado na fácies xisto verde (Rossi, 2014). Datações geocronológicas evidenciaram que as principais etapas de formação do embasamento ocorreram durante o Neo-Arqueano (Machado et al. 1989, Machado e Noce 1993, Carneiro et al. 1995), embora existam evidências de herança crustal proveniente do Meso-Arqueano (Teixeira et al. 2000).

Supergrupo Rio das Velhas

O supergrupo Rio das Velhas é composto por rochas metavulcânicas e metassedimentares que caracterizam greenstone-belt arqueanos (e.g. Dorr 1969, Schorscher 1978, Ladeira 1980, Schorscher et al. 1982, Machado et al. 1989). As rochas desta unidade são catalogadas em toda extremidade sudeste-leste do Cráton São Francisco (Rossi, 2014).

O Supergrupo Rio das Velhas está disposto tectonicamente sobre as rochas do Embasamento Cristalino, e sua estratigrafia, da base para o topo, é composta pelos grupos Quebra Osso, Nova Lima e Maquiné (Rossi, 2018). Apenas o Grupo Nova Lima será discutido aqui, uma vez que somente este ocorre relativamente próximo à Mina Oeste.

O Grupo Nova Lima caracteriza-se por apresentar uma sucessão de formação ferrífera bandada (BIF), micaxistos, quartzitos, grauvacas, metavulcânicas, filitos grafíticos, xistos, dentre outras rochas (Dorr II et al. 1957). Sua subdivisão consiste em três unidades: metavulcânicas, Metassedimentar clástica e Metassedimentar Química, de acordo com Ladeira (1980). Atividade intrusiva básica-ultrabásica também é marcante no Grupo Nova Lima, e de acordo com Costa et al. (1992) refere-se ao Complexo Córrego dos Boiadeiros, que aflora ao sul da cidade de Belo Horizonte.

Supergrupo Minas

Entende-se por Supergrupo Minas, a sequência metassedimentar datada do Paleoproterozoico e constituída por sedimentos de origem plataformar, cuja origem pode ser química ou clástica (e.g. Dorr 1969, Babinski et al. 1991, Alkmim e Marshak 1998). Perfaz contato discordante com o Supergrupo Rio das Velhas (Dorr, 1969).

De acordo com o proposto por Harder e Chamberlain (1915), a estratigrafia do Supergrupo Minas contempla da base para o topo: quartzito Caraça, xisto Batatal, formação ferrífera, xisto e quartzito Piracicaba. Neste trabalho serão abordados os Grupos Caraça, Itabira e Piracicaba.

De acordo com Dorr et al. (1957), o Grupo Caraça é constituído por rochas clásticas discordantes sobre as unidades vulcanossedimentares do Supergrupo Rio das Velhas. Subdivide-se nas formações Moeda e Batatal. A primeira é composta primordialmente por metaconglomerados, filitos e quartzitos de granulação variada e sericita em proporções variáveis (Dorr, 1969). Os filitos possuem maior representatividade na Formação, cuja coloração é variada e, por vezes, mostra-se interestratificado com xisto, filito arenoso, ferruginoso, quartzito, itabirito e metachert (Simmons, 1968). De acordo com Maxwell (1958), a Formação Batatal é composta por filitos sericíticos e grafitosos, formações ferríferas e metacherts.

O Grupo Itabira é o de maior importância para a Mina Oeste, uma vez que compreende, da base para o topo, as formações Cauê, de onde é extraído o minério de ferro, e a Gandarela. A Formação Cauê, de acordo com Dorr (1958) é caracterizada por conter itabiritos de composições variadas, além de mármore, filitos dolomíticos e hematita-filitos. Dorr II (1969) e Rosière & Chemale Jr. (2000), relatam que a presença de camadas lenticulares de hematita compacta e hospedeira de grandes concentrações de minérios de alto teor também é típica. Segundo Alkmim (2014), a sua espessura pode variar entre decímetros até mais de 1000 metros. O contato subjacente com a Formação Batatal e sobrejacente com a Formação Gandarela é de natureza transicional.

Os itabiritos da Formação Cauê foram fruto do metamorfismo de Formações Ferríferas Bandadas (BIFs) do tipo Lago Superior e mostram hematita como óxido predominante, encontrada na forma granoblástica, de martita e de especularita. Magnetita também ocorre, por vezes, no interior de cristais de hematita. Nas bandas não ferríferas destacam-se os cristais de quartzo, dolomita e anfibólios (Alkmim, 2014).

A Formação Gandarela, que ocorre no topo do Grupo Itabira, é composta por rochas carbonáticas, filitos e formações ferríferas bandadas em menor volume. Esta formação apresenta espessura aparente até em torno de 1000 metros (Dorr, 1958).

Dorr et al. (1957) dividem o Grupo Piracicaba, da base para o topo, nas formações Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões e Barreiro. A Formação Cercadinho é caracterizada por apresentar quartzito (ferruginoso ou não), filito (ferruginoso, prateado ou dolomítico) e dolomito (Dorr, 1969). De acordo com Simmons (1968), a Formação Fecho do Funil é formada por filito dolomítico, filito e dolomito. A Formação Taboões, segundo Pomerene (1958a), é composta primordialmente por ortoquartzitos finos e equigranulares. Pomerene (1958b) entende que a Formação Barreiro é formada essencialmente por filito (grafitoso ou não) e xisto.

Geologia Local

As unidades expostas no setor da Serra Azul (Figura 3) (Sanglard et al., 2014).

- O embasamento, representado pelos complexos metamórficos arqueanos de Bonfim e de Itaúna;

Caracterização geológica de testemunhos pertencentes à Mina Oeste - extremo oeste do Quadrilátero Ferrífero

- O Supergrupo Rio das Velhas, representado por sua unidade basal o Grupo Nova Lima de idade arqueana;
- O Supergrupo Minas, de idade paleoproterozoica, principalmente a Formação Ferrífera (Cauê) e as unidades recentes pertencente ao grupo Piracicaba e Sabará;
- Diques, *sills* e *stocks* de gabro e diabásio que cortam todas as unidades;
- Cobertura de canga e brechas sedimentares;
- Cobertura recente (paleógena, neógena e quaternária) compreendendo os depósitos de colúvio e alúvio.

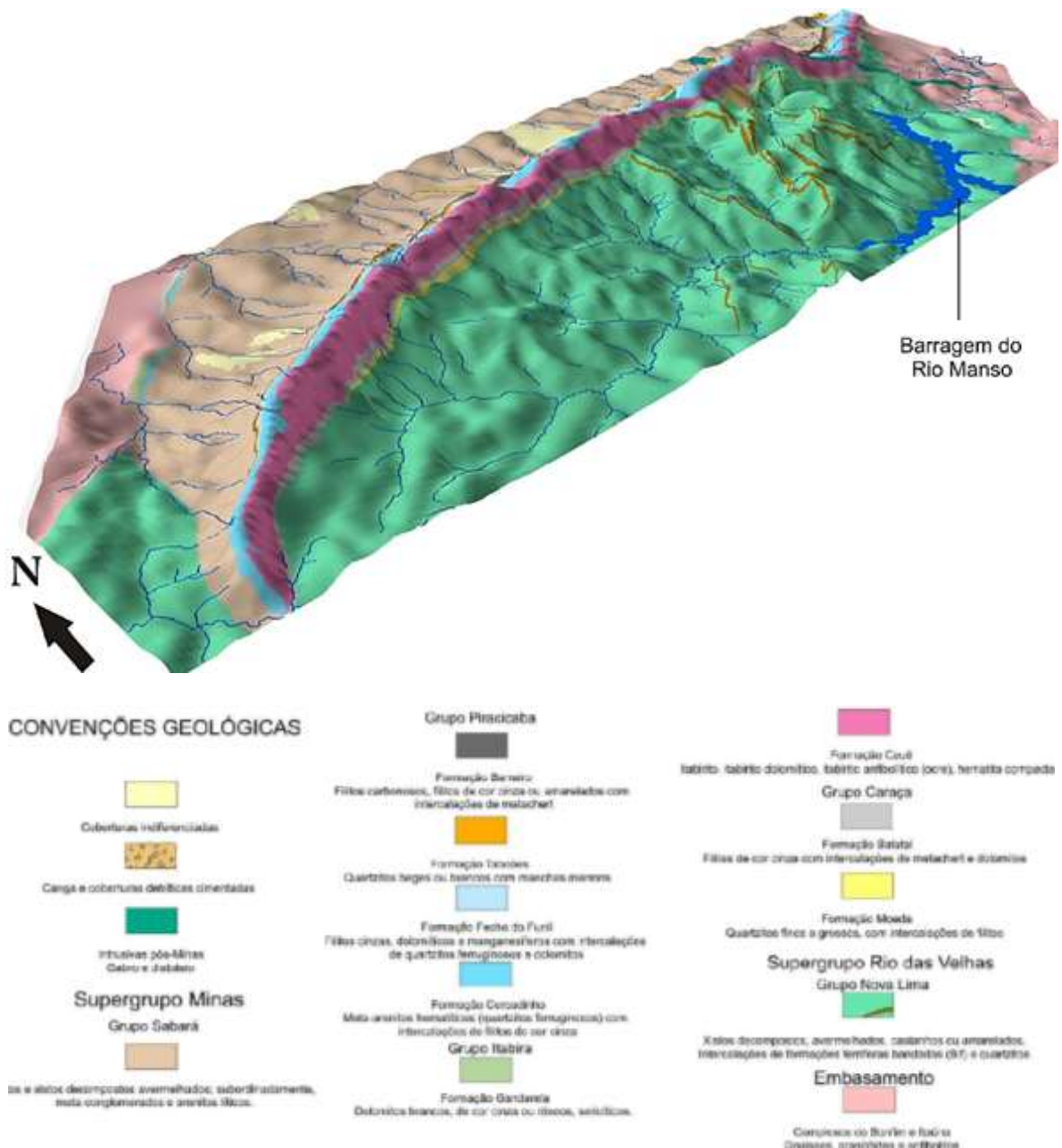


Figura 3. Mapa geológico da Serra Azul. Fonte: (Usiminas, 2012).

METODOLOGIA

O trabalho foi dividido em 3 etapas principais, descritas abaixo:

Na primeira etapa ocorreu a revisão sobre os aspectos geológicos de forma regional e local, envolvidos na gênese das rochas da região de estudo. Bem como, sobre a disposição das

unidades, características estruturais e o contexto geotectônico. O estudo aplicado a testemunhos de sondagem, direcionando as características geológicas e geotécnicas. Além disso, nessa fase foram realizadas a programação dos furos.

A segunda etapa consistiu na atividade de campo, propriamente dita, onde foram feitos os furos de sondagem, cedidos pela Mineração Usiminas, na Mina Oeste pertencente ao complexo minerador da porção extremo oeste da Serra do Curral, mais precisamente no distrito de Itatiaiuçu-MG. Os furos foram realizados na mina no projeto de campanha de sondagem 2018/2019. Além disso, os furos cedidos para o presente estudo foram destinados para servir como piezômetros e como objeto de estudo prospectivo. Os materiais utilizados para a realização dessa etapa foram: GPS (coordenadas da boca do furo), caderneta de campo, automóvel, caminhão de sondagem rotativa diamantada, caixa de madeira para armazenamento dos testemunhos e boletim de sondagem.

A terceira etapa consistiu na coleta dos dados da descrição geológica dos testemunhos de sondagem (Figura 4) para observação dos aspectos a seguir:

- Descrição Geológica: litotipos, texturas, modificadores, contatos litológicos, compacidade, hidratação, cor, bandamento e granulometria.



Figura 4. Descrição de testemunhos de sondagem com auxílio do geólogo responsável pela equipe de sondagem da exploração mineral.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Descrição Geológica:

FURO FDW 01

SL (Solo) – 0 a 3.30 m

Caracterização geológica de testemunhos pertencentes à Mina Oeste - extremo oeste do Quadrilátero Ferrífero

Solo areno argiloso de coloração marrom alaranjada com matriz avermelhada apresenta fragmentos de itabirito de tamanho areia/cascalho imersos na matriz. Pouco ou nenhuma susceptibilidade magnética, não apresenta reação a água oxigenada e HCl.

IF (Itabirito Friável) – 3.30 m a 14.00 m

Itabirito friável a semicompacto de coloração acinzentada com matriz avermelhado-amarronzada, composicionalmente apresenta minerais como: quartzo (sílica) e camadas de goethita intercalados com bandas de hematita, milimétricas a centimétricas. Apresenta média a forte susceptibilidade magnética, não reage ao HCl e peróxido de hidrogênio. A sílica é liberada por toda a extensão do furo analisado.

IF (Itabirito Friável) – 14.00 a 17.75 m

Itabirito friável de coloração predominantemente alaranjada apresenta composição rica em minerais hidratados como goethita. Ocorre pouca a média susceptibilidade magnética. Há pouca reação ao H₂O₂. O bandamento ocorre de forma milimétrica a centimétrica. O bandamento composicional é marcado por quartzo, hematita e goethita.

IF (Itabirito Friável) – 17.75 a 22.60 m

Itabirito friável de coloração acinzentada, esbranquiçada com matriz pontuais amarelada. Composicionalmente a rocha apresenta quartzo, que ocorre de forma liberada por toda sua extensão. O bandamento ocorre milimétrico a centimétrico por toda extensão da rocha. A susceptibilidade magnética é fraca a moderada. Não reage a H₂O₂ e HCl.

FL (Filito) – 22.60 a 25.30 m

Transição entre itabirito e filito cercadinho que ocorre de forma gradual, na porção predominantemente a susceptibilidade magnética é maior e composicionalmente a rocha apresenta caulinita, quartzo e argilominerais. No filito predominam minerais caulínicos e argilosos, o bandamento composicional ocorre de forma milimétrica a centimétrica. Não apresenta reação a H₂O₂ e HCl.

FL (Filito) – 25.30 a 30.50 m

Filito de coloração branco-avermelhado apresenta foliação com bandas intercaladas de argilominerais e pontualmente sílica. Por vezes o filito ocorre acinzentado, possivelmente ferruginoso. O quartzito ocorre de coloração esbranquiçada, foliação típica que apresenta bandas centimétricas entre quartzo, mica e óxidos de coloração escura. Não reage ao H₂O₂ e HCl.

FURO FDW 02

SL (Solo) – 0 a 3.30 m

Solo/aterro drenado argiloso de coloração marrom, com clastos centimétricos de diversos materiais como itabirito compacto, filito e hematita. Não se observa estrutura preservada. Não há reação a H₂O₂. O magnetismo é médio.

IFG (Itabirito Friável Goethítico) – 3.30 a 5.30 m

Itabirito friável goethilizado de coloração marrom. O bandamento encontra-se milimétrico a centimétrico. As bandas de sílica apresentam-se na cor laranja e liberam-se ao golpe do martelo. O magnetismo é médio a forte. Não há reação a H_2O_2 .

IC (Itabirito Compacto) – 5.30 a 12.00 m

Itabirito compacto de coloração cinza alaranjado, marrom. Apresenta alta compacidade, composicionalmente é construída de bandas centimétricas de quartzo intercalado com bandas centimétricas de hematita. Ocorre intercalação de material manganésífero, pontualmente com habito dendrítico. Apresenta fraca susceptibilidade magnética. A sílica não é liberada.

ISC (Itabirito Semicompacto) – 12.00 a 14.95 m

Itabirito semicompacto de coloração laranja-amarronzada apresenta pontualmente caulinita. Mineralogicamente é composta por quartzo, hematita e material argiloso com goethita. Não apresenta reação ao H_2O_2 . Não apresenta susceptibilidade magnética.

IC (Itabirito Compacto) – 14.95 a 20.40 m

Itabirito compacto silicoso, coloração acinzentada e por vezes esbranquiçada. O bandamento composicional é marcado por quartzo milimétrico a centimétrico, hematita milimétrica e por vezes materiais goethíticos intercalado nas bandas. Apresenta baixa reação ao H_2O_2 . Ocorre moderada a forte susceptibilidade magnética.

ISC (Itabirito Semicompacto) – 20.40 a 22.65 m

Itabirito semicompacto de coloração cinza laranja e pontualmente esbranquiçada. Composicionalmente apresenta: quartzo, hematita e goethita, que ocorrem em bandas centimétricas a milimétricas. Não reage ao H_2O_2 e apresenta pouca (muito baixa) susceptibilidade magnética. Por vez o itabirito compacto ocorre como lentes, a sílica é pouco liberada nessas porções.

ISC (Itabirito Semicompacto) – 22.65 a 25.10 m

Itabirito semicompacto de coloração amarela laranja acinzentado escuro, apresenta minerais como: quartzo, hematita, goethita e magnetita. Alta susceptibilidade magnética e alta reação a H_2O_2 . A foliação varia de centimétrica a milimétrica. O preenchimento de argilominerais ocorreu por toda extensão da amostra, assim como os minerais manganésíferos.

FL (Filito) – 25.10 a 26.75 m

Filito de coloração esbranquiçada avermelhada, foliação marcada pela intercalação de argilominerais e material ferruginoso, essas bandas ocorrem milimetricamente por toda extensão da rocha. Apresenta baixa susceptibilidade magnética e não apresenta reação ao H_2O_2 .

QT (Quartzito) – 26.75 a 33.45 m

Caracterização geológica de testemunhos pertencentes à Mina Oeste - extremo oeste do Quadrilátero Ferrífero

Quartzito de coloração clara e matriz alaranjada apresenta alta compacidade nos pontos onde ocorrem fraturas, há o preenchimento de material manganêsífero. Mineralogicamente ocorre predominantemente quartzo e material micáceo secundariamente. Não ocorre susceptibilidade magnética por toda a extensão da rocha.

CONCLUSÃO

O metamorfismo regional pelo qual as formações ferríferas bandadas (BIFs) foram submetidas transformaram-nas nos pontos altos das explorações econômicas da Mina Oeste da Mineração Usiminas por meio dos itabiritos. Estes são encontrados com frequência na Formação Cauê, cuja composição contempla teores variados de ferro no próprio itabirito, além de mármores e filitos. Nos furos de amostragem realizados, percebe-se, de forma geral, a presença de Itabiritos Friáveis (IF), Itabiritos Compactos (IC), Itabiritos Semicompactos (ISC) e Itabirito Friável Goethítico (IFG). Além disso, ocorrem como estereis camadas de solo, filito e quartzito.

No testemunho FMW_01 predomina o IF. Esta litologia é encontrada por quase 20 metros de profundidade, sendo composta por bandas de hematita milimétricas a centimétricas intercaladas com goethita e quartzo. A susceptibilidade magnética é baixa ou média.

No testemunho FMW_02 ocorrem outros itabiritos, a saber: IFG, ISC e IC, este predominante. O IFG possui bandamento milimétrico a centimétrico de itabirito goethítico, além de bandas de sílica alaranjadas. O magnetismo é médio a forte. O ISC possui coloração que marca nos matizes de laranja, tendo cores acinzentadas ou amareladas associadas. O bandamento varia de milimétrico a centimétrico e é constituído por quartzo, hematita, goethita e por vezes magnetita, conferindo variáveis susceptibilidades magnéticas. O IC, por sua vez, possui intercalação de bandas milimétricas ou centimétricas de quartzo e hematita e, algumas vezes, material manganêsífero e goethítico. A susceptibilidade magnética é baixa ou nula.

O teor de ferro que ocorre no itabirito é diretamente proporcional à presença de hematita, logo quanto maior a representatividade deste mineral, maior o percentual de lucro a partir da lavra. Sob esta ótica, percebe-se que, de modo geral, o maior teor de ferro encontra-se no IF, pois suas bandas ocorrem centimétricas em composições que a sílica é liberada e o ferro é de alto teor.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida F. F. M. 1977. **O Cráton de São Francisco**. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 7(4): 349-364.

As Minas Gerais. **O Quadrilátero Ferrífero**. Disponível em: <http://www.asminasgerais.com.br/?item=ALBUM&codAlbum=119>>. Acesso em: 01 abr. 2019.

Alkmim F. F. & Marshak S. 1998. **Transamazonian Orogeny in Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brasil: Evidence for Paleoproterozoic Collision and Colapse in the Quadrilátero Ferrífero**. Precambrian Research, 90: 29-58.

Alkmim, A.R. 2014. **Investigação Geoquímica e estratigráfica da Formação Ferrífera Cauê na porção centro-oriental do Quadrilátero Ferrífero, MG..** Dissertação (Mestrado em Ciências Naturais)- Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto.

Babinski M., Chemale F. Jr., Schumus W. R. 1991. **Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 3. São Paulo, 1991. Anais. São Paulo, SBGq. 2, p.628-630.

Carneiro M. A. 1992. **Metamórfico Bonfim Setentrional - Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: Litoestratigrafia. O Complexo e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano.** Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 233p.

Carneiro M. A., Noce C. M., Teixeira W. 1995. **Evolução policíclica do Quadrilátero Ferrífero: uma análise fundamentada no conhecimento atual da geocronologia U/Pb e geoquímica isotópica Sm/Nd.** Esc. Minas, 48(4): 264-273.

Cordani U. G., Kawashita K., Muller G., Quade H.; Reimer V., Roeser H., 1980 a. **Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento na borda sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG.** Academia Brasileira De Ciências, 52(4): 785-799.

Cordani, U. G., 2017. **O Cráton do São Francisco e as faixas brasileiras: meio século de avanços.**

Costa, A.F. 1992. **Estudo microestrutural das rochas do Complexo granito-gnaissico de Caeté, na região do contato com o Grupo Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Belo Horizonte.** 121p. (Dissertação de Mestrado, UFMG).

Dorr, J. V. N. 1958. **The Caue Itabirite:** Soc. Brasileira Geologia Bol., v. 7, no. 2, p. 61-62.

Dorr, J. V. N., 2d, 1958b. **The Gandarela Formation:** Soc. Brasileira Geologia Bol., v. 7, no. 2, p. 63-64.

Dorr, J. V. N. II., Gair J. E., Pomerene J. B., Rynearson G. A. 1957. **Revisão Estratigráfica Pré-Cambriana do Quadrilátero Ferrífero.** Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. Avulso. 81. 36p.

Dorr J. V. N. II. 1969. **Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.** USGS/DNPM. Professional Paper 641-A. 110p.

Duarte, M. I. M; 1998. **Análise integrada de dados aplicada à geologia do Supergrupo Rio das Velhas (NE do Quadrilátero Ferrífero).** Dissertação (Mestrado em Geociências)-Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas.

Harder, E. C. & Chamberlin R. T. 1915. **The geology of central Minas Gerais, Brazil.** Jour. Geol., 23(4): 341-378

Herz, N. 1970. **Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.** USGS/DNPM. Professional Paper 641-B. 57p.

Ladeira, E. A. 1980. **Metallogenesis of gold at the Morro Velho mine and in the Nova Lima district, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.** University of Western Ontario, Canadá, Ontario, PhD. Thesis, 272p.

Caracterização geológica de testemunhos pertencentes à Mina Oeste - extremo oeste do Quadrilátero Ferrífero

Machado, N.; Noce C. M., Feng R. 1993. **Idades Pb207/Pb206 de zircões detríticos de rochas meta-sedimentares da região do Quadrilátero Ferrífero, sul do Cráton São Francisco. Considerações sobre as áreas fontes e idades de sedimentação.** In: Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco, 2. Salvador, Anais Salvador, SBG/SGM, 149- 151.

Machado N., Noce C. M., Oliveira O. A. B. de, Ladeira, E. A. 1989. **Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior, com base em geocronologia U-Pb.** In: SIMPÓSIO GEOLOGIA MINAS GERAIS 5 E SIMPÓSIO GEOLOGIA BRASÍLIA 1, Belo Horizonte, 1989. Anais Belo Horizonte, SBG/NMG. p.1-5.

Maxwell C. H. 1958. **The Batatal Formation.** Sociedade Brasileira de Geologia, Bol. vol. 7 nº2, p. 60-61.

Pomerene J. B. 1958a. **The Cercadinho Formation.:** Sociedade Brasileira de Geologia, Bol. vol.7, nº2, p.64-65.

Pomerene J. B. 1958b. **The Barreiro Formation:** Sociedade Brasileira de Geologia, Bol. vol. 7, nº2, p. 67-68.

Rosière C. A. & Chemale Jr. F. 2000. **Itabiritos e minérios de ferro de alto teor do Quadrilátero Ferrífero - uma visão geral e discussão.** Geonomos, 8(2): 27-43

Rossi, D. Q., 2014. **Estratigrafia e arcabouço estrutural da região de Fábrica Nova, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.** 2014. Dissertação (Mestrado em Ciências Naturais) - Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto.

Sanglard J. C. D.; Rosière C. A.; Santos J. O. S.; McNaughton N. J.; Fletcher I. R.; **A estrutura do segmento oeste da Serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero, e o controle tectônico das acumulações compactas de alto teor em Fe.** Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, v. 14, n. 1, p. 8-95, março 2014.

Schorscher H. D. 1978. **Komatiitos na estrutura greenstone belt da Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Recife, 1978. Anais Recife, SBG. 1, p.292-293.

Schorscher H.D., Carbonari F.S.; Polonia J.C., Moreira J. M. P. 1982. **Quadrilatero Ferrífero - Minas Gerais State: Rio das Velhas Greenstone Belt and Proterozoic Rocks.** In: International Symposium on Archean And Early Proterozoic Crustal Evolution And Metallogensis - ISAP - Excursion Guide (Annex.). CPM-SME. Salvador, Bahia, 46 p.

Simmons, G.C. 1968. **Geology and mineral resources of the Barão de Cocais area, Minas Gerais, Brazil.** U.S. Geol.Survey Prof. Paper 341-H, p. 1-48.

Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C. M., Carneiro M. A. 2000. **Archean and paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Cráton, Brazil.** Tectonic Evolution of South America. Ed. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro. p101-137.

Trompette, R.R.; Uhlein, A.; Silva, M.E.; Karmann, I.; 1992. **O Cráton São Brasiliano do São Francisco- Uma revisão**. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.22, n.4, p. 481-486.

Capítulo 5

Levantamento estrutural e estudo de classes geomecânicas de maciço utilizando o sistema RMR e imagens de drone: aplicação em uma mina de mármore inativa em Itaoca, ES

Gabrieli Santos Boulhosa¹; Marcos Eduardo Hartwig¹; Adam Barros Fernandes²; Daniel Tonini Peterle¹

RESUMO. A classificação geomecânica RMR (Rock Mass Rating) é um método empírico de avaliação das condições mecânicas de maciços rochosos para fins de análise de estabilidade de taludes e dimensionamento do sistema de contenção, amplamente utilizado em mineração e empreendimentos civis de infraestrutura. No presente estudo, aplicou-se a classificação geomecânica RMR nos taludes de uma mina de mármore inativa, localizada no distrito de Itaoca, sul do estado do Espírito Santo. Para tanto, utilizou-se o método de levantamento das linhas de varreduras (*scanlines*), com pontos de amostragem a cada 5 metros. Foram avaliadas as condições mecânicas do maciço em 186 estações de observação. Adicionalmente, com o objetivo de se avaliar o padrão de fraturamento do maciço e do seu efeito nos valores de RMR, realizou-se a interpretação estrutural de imagens frontais e de alta resolução espacial dos taludes, adquiridas por drone. Os resultados mostraram que: (1) predominam em média maciços de boa qualidade geomecânica (RMR = 76 | classe II) e há um ganho geral de resistência do maciço com a profundidade, já que a porção mais superior do mesmo se encontra alterada (quimicamente) e mais relaxada mecanicamente; (2) A bancada 3 do talude NE apresenta em média os menores valores de RMR; (3) cada um dos oito parâmetros que compõem a classificação RMR contribui aproximadamente de forma similar em todos os taludes analisados, não havendo valores discrepantes; (4) os mapas de densidade de fraturas mostram que a maior concentração de fraturas na porção superior dos taludes afeta os valores de RMR, que são normalmente levantados na base dos taludes.

PALAVRAS-CHAVE. Classificação RMR; estrutural; drone, mármore.

INTRODUÇÃO

Lavras a céu aberto estão intrinsecamente sujeitas a instabilidades, que podem causar perdas de vidas humanas e prejuízos econômicos e ambientais. Uma das formas de se obter a qualidade, estabilidade e até mesmo os tratamentos de estabilização de maciços rochosos é por meio do emprego de classificações geomecânicas. Existem diversos sistemas de classificação geomecânica de maciços rochosos, dentre eles, destaca-se o sistema RMR - Rock Mass Rating (SERRA JÚNIOR e OJIMA, 1998; BIENIAWSKI, 1989).

Neste sistema de classificação, o valor do RMR varia de 0 a 100, e é determinado pela soma ponderada de seis (6) fatores, como: 1) resistência da matriz rochosa; 2) Rock Quality Designation (RQD); 3) espaçamento das descontinuidades; 4) condições das descontinuidades; 5) percolação de água subterrânea; e 6) orientação das descontinuidades. Valores de RMR

¹Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES) – Alegre, ES, Brasil.

²Núcleo de Geotecnia (NUGEO) da Escola de Minas – Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) – Ouro Preto, MG, Brasil.

Levantamento estrutural e estudo de classes geomecânicas de maciço utilizando o sistema RMR e imagens de drone: aplicação em uma mina de mármore inativa em Itaoca, ES

próximos a 0 indicam maciços de baixa qualidade, enquanto maciços com valores RMR próximos a 100, maciços de boa qualidade (ou autoportantes).

Usualmente, em minas a céu aberto, faz-se uso de explosivos para o desmorte do maciço, em bancadas, que variam em altura entre 10 e 12 m e apresentam inclinação praticamente vertical. O desmorte por explosivos, além de danificar o maciço, não permite que as porções mais superiores da bancada sejam avaliadas, já que os levantamentos geomecânicos são normalmente realizados nos primeiros dois metros de bancada.

Neste sentido, o objetivo do presente trabalho é aplicar a classificação geomecânica RMR nos taludes de uma antiga mina de mármore localizada no distrito de Itaoca-ES. Para tanto, serão utilizadas fotografias aéreas frontais e de alta resolução das bancadas, adquiridas a partir de drones, no intuito de se avaliar o padrão do fraturamento do maciço rochoso, sobretudo, em sua porção mais superior e de difícil acesso.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo está situada no distrito de Itaoca, pertencente ao município de Cachoeiro de Itapemirim no estado do Espírito Santo, localizado a 167 km da capital Vitória (Figura 1). O acesso à área a partir do município de Vitória é realizado pelas rodovias ES-486, ES-482, BR-101 e BR-262.

Trata-se de uma mina de mármore inativa com área de lavra de 0,3 km² e profundidade de 55 m, que foi explotada para a produção de materiais para a construção civil e siderurgia. A mina pode ser dividida em três setores com base na orientação média de seus taludes: NW, NE e SE. Está constituída por cinco (5) bancadas separadas por taludes de aproximadamente 10 metros de altura (Figura 1). A porção mais profunda da mina encontra-se submersa praticamente o ano todo. O primeiro talude da mina (o mais superficial) está constituído por solo laterítico vermelho. Por esta razão, estes taludes não foram avaliados no presente estudo. O flanco sudeste da mina é constituído por um único talude de aproximadamente 40 metros de altura. Escombros de escavação de pequenas proporções são observados praticamente em todos os taludes da mina.

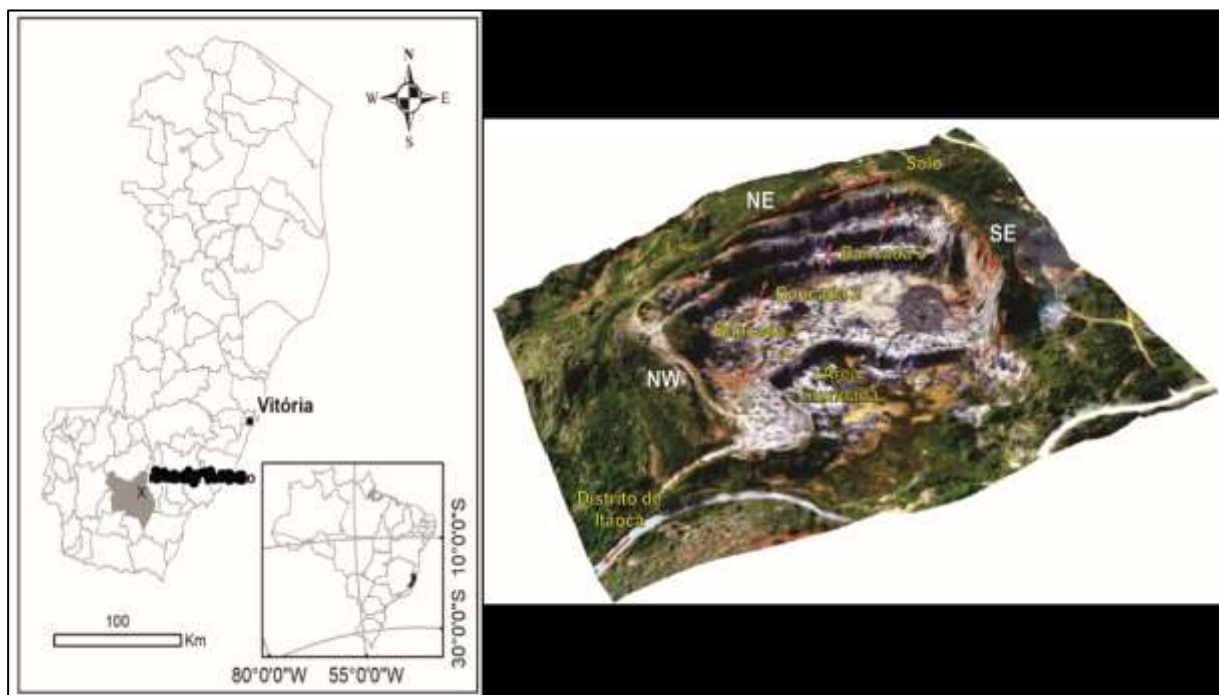


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo. Fonte: Autor.

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

Província Mantiqueira

Segundo Heilbron (2004), a Província Mantiqueira, definida por Almeida et al. (1977, 1981), é paralela à costa atlântica do sudeste e sul do Brasil, delineando uma faixa de direção NE-SW. É uma unidade geotectônica de idade neoproterozoica formada na Orogênese Brasileira. Faz limite com as províncias Tocantins, São Francisco e Paraná, e é bordejada, a leste, pela margem continental e pelas bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas. O Sistema Orogênico Mantiqueira se estende do sul da Bahia ao Uruguai, totalizando uma área em torno de 700.000 km². Este sistema é constituído pelos Orógenos Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel, e pela zona de interferência entre os Orógenos Ribeira e Brasília desenvolvidos por amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental (HEILBRON, 2004) (Figura 2).

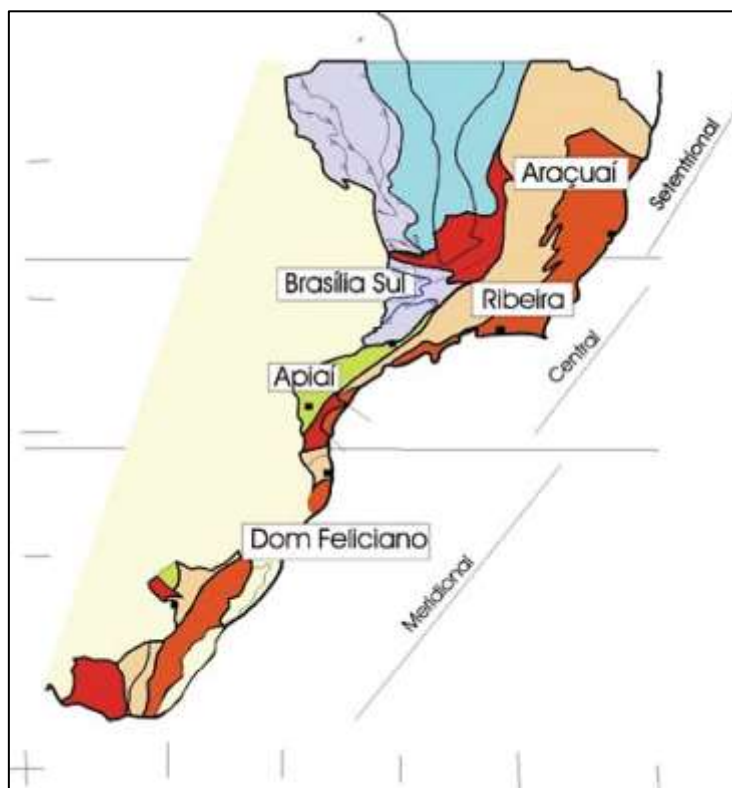


Figura 2. Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira: o segmento setentrional corresponde ao Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os Orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os Orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. Fonte: HEILBRON et al., (2004).

Orógeno Araçuaí

O Orógeno Araçuaí situado entre os paralelos geográficos 15°S e 21°S corresponde ao segmento norte da Província Mantiqueira que se estende com trend N-S (ALKMIM et al., 2007), com vergência para oeste e transporte tectônico para o Cráton São Francisco (Figura 3). As unidades litoestratigráficas fundamentais são representadas pelo embasamento, de idade arqueana a paleoproterozoica, os metassedimentos paleo/mesoproterozoicos do Supergrupo Espinhaço, o Supergrupo São Francisco, de idade neoproterozoica, rochas graníticas providas do estágio colisional Brasileiro e unidades fanerozoicas (UHLEIN, 1991).

Levantamento estrutural e estudo de classes geomecânicas de maciço utilizando o sistema RMR e imagens de drone: aplicação em uma mina de mármore inativa em Itaoca, ES

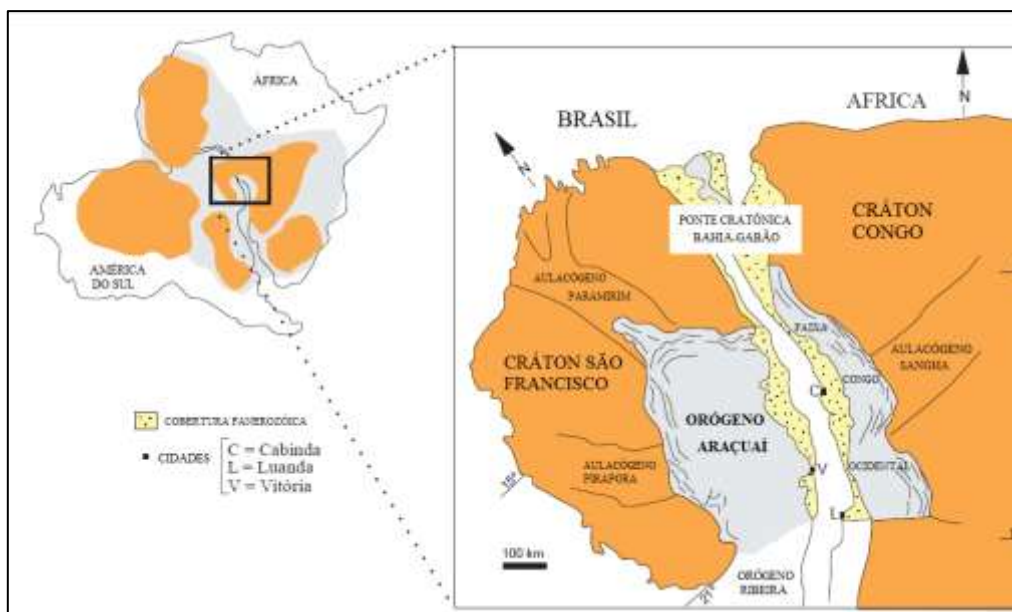


Figura 3. Localização dos Orógenos do Sistema Orogênico Mantiqueira no contexto do Gondwana Ocidental (Modificado de Alkmim et al., 2006). Fonte: Modificado de MELO, (2016).

Almeida em 1977 definiu o conceito do Orógeno Araçuai, sendo base fundamental para os estudos sobre o Cráton São Francisco. Anos depois, Pedrosa-Soares & Noce (1998) foram os cientistas que realizaram a conceituação e a definição do Orógeno Araçuai–Congo Ocidental, mas o estudo detalhado sobre o Orógeno foi implementado nos trabalhos de Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000), caracterizando o Orógeno colisional resultante da convergência do Cráton São Francisco e Congo, e do fechamento da bacia marinha anterior (Macaúbas), na forma de um grande golfo articulado, ao norte, com os aulacógenos Paramirim e Sangha, ao sul com o oceano Adamastor (PEDROSA-SOARES et al., 2001). Nesta análise, o Orógeno Araçuai–Congo Ocidental é identificado como um Orógeno colisional, sucessor de um Orógeno acrescionário de margem continental ativa (VIEIRA, 1995, 1997, 2007).

Modelo de evolução crustal

O modelo de evolução crustal do Orógeno Araçuai pode ser dividido em cinco estágios (ALKMIM et al. 2006, PEDROSA-SOARES et al., 2007). Mostrando a configuração do orógeno desde a bacia precursora Macaúbas de 660 Ma até a arquitetura orogênica e mais uma vez a tafrogênese meso-cenozoica que formou o Oceano Atlântico.

Alkmim et al. (2006 e 2007), apresentam um modelo para explicar a evolução tectônica do Orógeno Araçuai, esse modelo se recorda a um funcionamento de quebra nozes, haja vista a sua forma singular e peculiar de ser.

O modelo de evolução crustal do Orógeno Araçuai pode ser dividido em cinco estágios (ALKMIM et al. 2006) (Figura 4):

- a) Estágio I - Formação da bacia precursora Macaúbas;
- b) Estágio II – Convergência inicial;
- c) Estágio III - Fase colisional;
- d) Estágio IV- Escape lateral da porção sul;
- e) Estágio V - Colapso gravitacional.

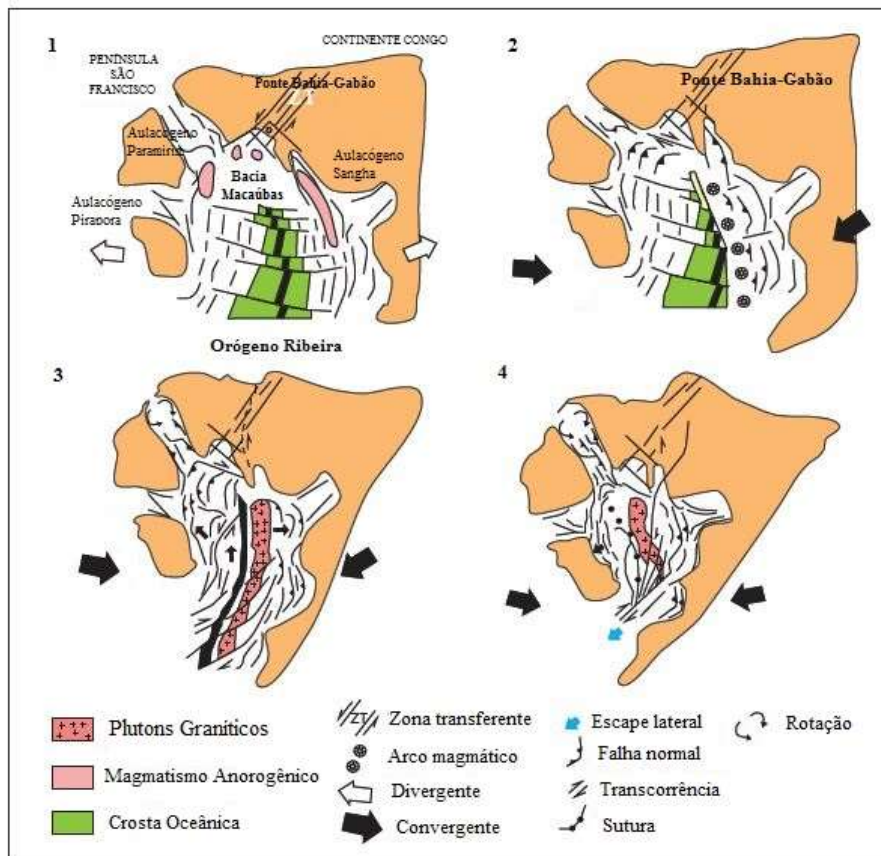


Figura 4. A Tectônica Quebra-Nozes como um modelo evolutivo crustal para o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (modificada de ALKMIM et al., 2004, 2006). Fonte: Modificado de MELO, (2016).

O primeiro estágio está relacionado com a bacia precursora Macaúbas de 660 Ma (Figura 4-1), ocorre na fase pré-orogênica, onde se iniciou o rifteamento do paleocontinente São Francisco- Congo, entre 1.0 Ga a 880 Ma (Evento Brasileiro) (PEDROSA-SOARES et al. 2001, 2007). Durante o processo de rifteamento, a porção norte do paleocontinente permaneceu unida, formando assim a ponte cratônica Bahia-Gabão (ALKMIM et al. 2006, 2007).

O segundo estágio representa o fechamento da bacia Macaúbas (Figura 4-2), no qual promove a colisão das margens opostas da bacia e a propagação de frentes de empurrão para as zonas cratônicas, em rotações, respectivamente, anti-horária e horária, da península São Francisco e do continente Congo. Esse estágio marca o início da fase orogênica, pré-colisional, representado pela Suíte G1 e rochas vulcânicas do Grupo Rio Doce (VIEIRA, 2007).

No estágio três, ocorre a colisão das margens opostas da bacia (Figura 4-3). Nessa região o processo de colisão ocorre de norte para sul, gerando uma extensa cadeia de montanhas, que proporcionou a formação da Suíte G2 da fase sin-colisional em 580 a 560 Ma aproximadamente, além disso, essa fase marca um intenso processo metamórfico regional, dando origem a cavalgamentos e cinturões de dobramentos, associados à extensa granitogênese do tipo S (PEDROSA-SOARES, et al., 2001; 2007; ALKMIM et al., 2006; 2007).

O quarto estágio trata-se de escape lateral da porção sul do núcleo cristalino onde, pelo menos, quatro grandes zonas transcorrentes destrais se formaram no intervalo entre 560 e 535 Ma, após a propagação das frentes de empurrão em direção aos Crátons. Esse estágio é representado pela formação da Suíte G3, composta por granitos do tipo S (PEDROSA-SOARES et al., 2007).

Levantamento estrutural e estudo de classes geomecânicas de maciço utilizando o sistema RMR e imagens de drone: aplicação em uma mina de mármore inativa em Itaoca, ES

O quinto estágio é relacionado ao colapso gravitacional do orógeno (Figura 4-4), instituída no estágio pós-colisional (530 – 490 Ma), que se dá pelo fato do aumento da espessura da litosfera, atingindo alto potencial gravitacional e entra em regime distensional (ALKMIM et al., 2007). Essa mecânica leva ao fluxo lateral da porção basal e abatimento das porções superiores seriam geradas as suítes plutônicas G4 e G5 (PEDROSA-SOARES & WIEDEMANN-LEONARDOS 2000).

Geologia estrutural

O Orógeno Araçuai é separado em dez compartimentos tectônicos, sendo nove compartimentos localizado na Faixa Araçuai, e um localizado na Faixa Oeste Congoleza. Essa divisão de compartimentos é fundamentada em função da sua orientação espacial, cinemática e história de nucleação das estruturas dominantes (ALKMIM et al., 2007). São eles: Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional, Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã, Zona de dobramentos de Salinas, Corredor Transpressivo de Minas Novas, Saliência do Rio Pardo e sua zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim, Bloco de Guanhões, Zona de Cisalhamento de Dom Silvério e estruturas associadas, Zona de Cisalhamento de Itapebi e estruturas associadas, Núcleo cristalino (ALKMIM et al., 2007) (Figura 5).

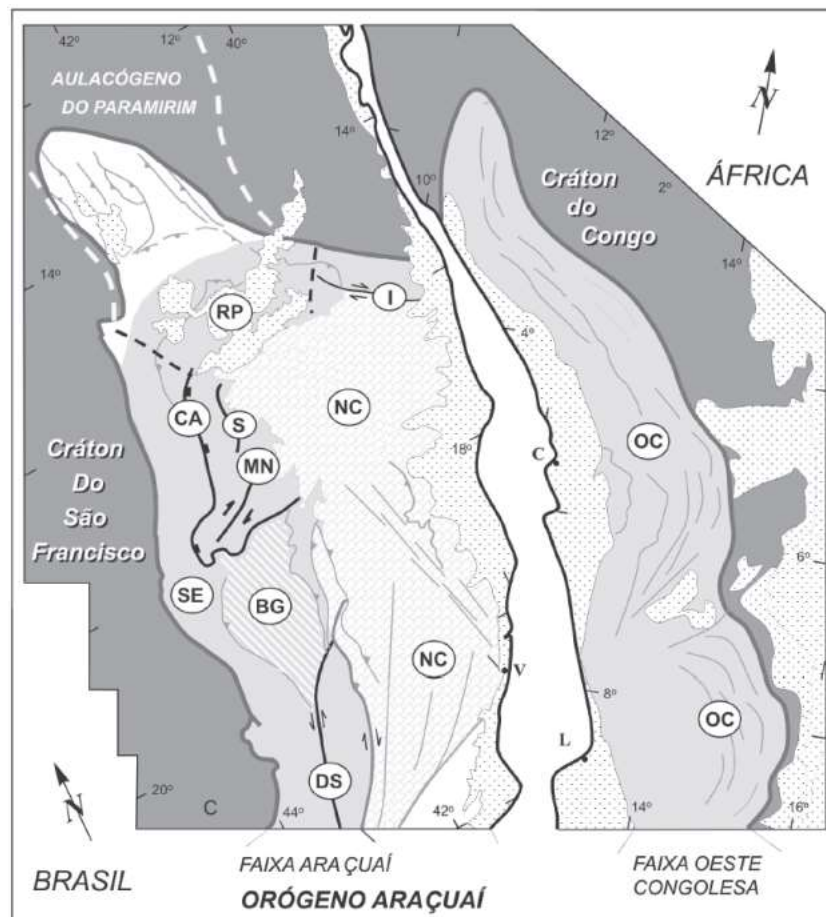


Figura 5. Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuai-Congo Ocidental. Legenda - SE: Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; CA: Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; S: Zona de dobramentos de Salinas; MN: Corredor Transpressivo de Minas Novas; RP: Saliência do Rio Pardo e zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; BG: Bloco de Guanhões; DS: Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; I: Zona de Cisalhamento de Itapebi; NC: Núcleo Cristalino; OC: Faixa Oeste-Congoleza. Fonte: ALKMIM et al., (2007).

A região sul do Espírito Santo está inserida na porção meridional do núcleo cristalino, onde houve um intenso metamorfismo (fácies anfibolito alto a granulito) durante o estágio colisional, resultando na formação de um sistema transpressivo formado por falhas de empurrão de baixo a alto ângulo com vergência para W, truncadas por zonas de cisalhamento destal de alto ângulo (BAYER et al., 1987) (Figura 6).

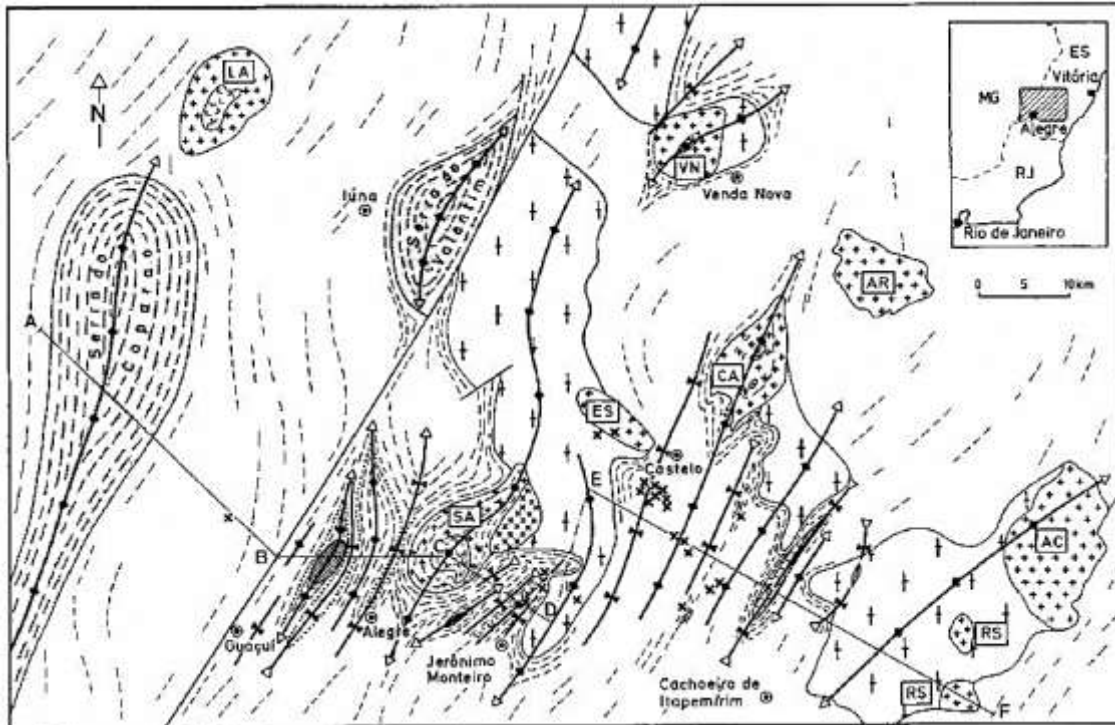


Figura 6. Mapa e perfil esquemático das principais estruturas da região de estudo. Legenda: 1 - rocha granítica de granulação fina; 2 - rocha granítica de granulação grossa, gabro e granodiorito; 3 - metagranodiorito e quartzito; 4 - mármore e metadiorito; 5 - gnaisses e migmatitos (Complexo Juiz de Fora e Complexo Paraíba do Sul); 6 - rochas granulíticas das Serras do Caparaó e Valentim; 7 - trend da foliação, 8- eixo de sinclinal; 9 - eixo de anticlinal; 10 - corte do perfil geológico; AC- Alfredo Chaves, AR- Araçuaí, CA- Castelo, ES- Estrelado, LA- Lajinha, RS - Rio Novo do Sul, SA- Santa Angélica, VN- Venda Nova. Fonte: BAYER et al., (1987).

Na Folha Geológica Cachoeiro de Itapemirim (SILVA, 1993), na qual a área de estudo está inserida, foram reconhecidas três fases deformacionais: D1, D2 e D3. A deformação de âmbito regional, D1, está presente em todas as unidades Pré-Cambrianas, e é marcada por uma foliação (St), dobras intrafoliais de flancos rompidos ou não, e estruturas em *Boudinage*. A deformação D2 representa extensas zonas de cisalhamento de alto ângulo, com direção preferencial para NE, resultado de intenso processo de transposição da foliação St com baixo ângulo de mergulho (D1). A fase deformacional D3, é marcada por uma foliação incipiente com baixo ângulo, dobras abertas e paralelas com eixos fortemente orientados para E-W, caimentos fracos a moderados e planos axiais subverticais.

De acordo com estudos mais recentes (HORN et al., 2007), as fases de deformação geralmente reconhecidas na área são:

- D0 - Fase deformacional em alto grau metamórfico do Evento Brasiliano;
- D1 - Formação de um dobramento apertado a isoclinal, com a intrusão do Tonalito Estrela (HORN et al., 2007) ou Ortogneisse Estrela (Py1) (SILVA, 1993), também reconhecido como Suíte G1;

Levantamento estrutural e estudo de classes geomecânicas de maciço utilizando o sistema RMR e imagens de drone: aplicação em uma mina de mármore inativa em Itaoca, ES

- D2 - Formação de dobras (apertadas a isoclinais) de grande abrangência, com superfícies axiais vergentes para oeste e eixos erguidos;
- D3 - Formação de dobras isoclinais, em função do avanço da deformação compressiva rumo ao Cráton do São Francisco;
- D4 – Logo após a última fase termal do Evento Brasileiro sucedeu-se um soerguimento rápido da região, como é indicado pelos gradientes de resfriamento dos plútons;
- D5 - Reativação e/ou neoformação de fraturas com a presença de intrusões de diques de diabásio mesozoico-cenozoicos.

CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO

De acordo com Silva (1993), a área do presente estudo apresenta uma grande lente de mármore intercalada com paragnaisses, associada ao domínio de rochas metavulcanossedimentares e metassedimentar do Complexo Paraíba do Sul, granitóides sin a tardi-tangenciais e diques de rochas ácidas e máficas (Figura 7).

Complexo Paraíba do Sul

O Complexo Paraíba do Sul, denominado por Silva (1993) na Folha Cachoeiro de Itapemirim, corresponde ao conjunto de sequências sedimentares marinhas associadas a magmas básicos que sofreram metamorfismo na fácies anfibolito/granulito durante o estágio sincolisional (600 – 575 Ma) do Orógeno Araçuaí. Segundo Noce et al. (2004), os sedimentos que deram origem ao Complexo Paraíba do Sul depositaram-se entre 2.1 Ga a 630 Ma. Pedrosa et al. (2007) em seu trabalho reconhece a unidade como Complexo Nova Venécia, assim como também em outros trabalhos o Complexo Paraíba do Sul é descrito como Complexo Paragnaíssico: Jequitinhonha, Nova Venécia e Indiviso.

Silva (1993) subdivide a unidade em nove domínios (Pps1 a Pps9), sem conotação cronoestratigráfica e independente do ambiente geotectônico. No entanto, na região de estudo ocorrem as unidades Pps1, Pps2, Pps3, Pps8 e Pps9 (Tabela 1). As rochas pertencentes as unidades Pps1 e Pps2, englobam rochas paraderivadas, enquanto as unidades Pps3, Pps8 e Pps9 foram cartografadas como rochas ortoderivadas.

Tabela 1. Divisão das unidades pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul descritas na Folha Cachoeiro de Itapemirim (Silva, 1993) e que ocorrem na região de estudo. Fonte: Silva (1993).

Unidades	Litologia
Pps1	Grafita-cordierita-granada-sillimanita-biotita gnaiss, com anfibolitos quartzitos.
Pps2	Biotita gnaiss, com níveis de quartzito associados a granada-sillimanita gnaiss.
Pps3	Biotita-anfibólio gnaiss, com intercalações de calciossilicáticas, anfibolitos, quartzitos e mármore.
Pps8	Anfibólio-biotita gnaiss, com subordinações de sillimanita-granada gnaiss.
Pps9	Anfibólio-biotita gnaiss.

A unidade Pps3, na qual a área de estudo está inserida, é subdividida em três faixas, conforme sua distribuição espacial. Uma inicia-se ao sul do Maciço Castelo e estende para o sul numa pequena faixa com direção N-S. A segunda tem direção N-S e tem início na Serra de Concórdia. A terceira faixa, se expressa a NE de Cachoeiro de Itapemirim, continua para o norte e encerra a Oeste de Itaoca (SILVA, 1993). Essa unidade detém gnaisses de coloração cinza-claro a cinza-escuro, com granulação variando de fina a média e estruturas bandadas de composição tonalítica, por vezes granatíferos e com estruturas dobradas. Os mármores são agrupados em: Pps3mm - caracterizada como um mármore dolomítico puro, com presença de minerais ferromagnesianos, bolsões de calcita, e, localmente, bandas de flogopita, muscovita e tremolita; e Pps3mm1 – caracterizada como mármore mais impuro, silicoso, com intercalação de rochas anfibolíticas, gnáissicas e calcissilicáticas de coloração esverdeada.

Granitóides sin a tardi-tangenciais

Silva (1993) descreve esta unidade como corpos individualizados de gnaisses granitóides de composição granítica a tonalítica com natureza calcioalcalina com contexto geotectônico pré-colisional de Pedrosa-Soares et al. (2007, 2011). Para facilitar a cartografia, os corpos rochosos foram denominados por sua localização, sendo dividido em seis, são eles: Ortognaisse Estrela (Py1), Ortognaisse Cachoeiro (Py1a), Ortognaisse Muniz Freire (Py1a), Ortognaisse Santa Helena (Py1a), Ortognaisse Limoeiro (Py1a) e Ortognaisse tipo Virgínia Velha (Py1b).

A) Diques Máficos

Diques máficos associados aos mármores foram caracterizados por Jordt-Evangelista & Viana (2000) como anfibolitos a anfibólio-biotita xistos. O contato destes diques com o mármore é marcado pela presença de escarnitos, sendo produto resultante da interação entre os dois tipos litológicos (metamorfismo de contato), quimicamente distintos. Os diques têm ocorrência preenchendo juntas e falhas, estruturados geralmente na direção N-NW (SILVA, 1993).

B) Diques Félsicos

Diques máficos associados aos mármores foram caracterizados por Jordt-Evangelista & Viana (2000) como anfibolitos a anfibólio-biotita xistos. O contato destes diques com o mármore é marcado pela presença de escarnitos, sendo produto resultante da interação entre os dois tipos litológicos (metamorfismo de contato), quimicamente distintos. Os diques têm ocorrência preenchendo juntas e falhas, estruturados geralmente na direção N-NW (SILVA, 1993).

Levantamento estrutural e estudo de classes geomecânicas de maciço utilizando o sistema RMR e imagens de drone: aplicação em uma mina de mármore inativa em Itaoca, ES

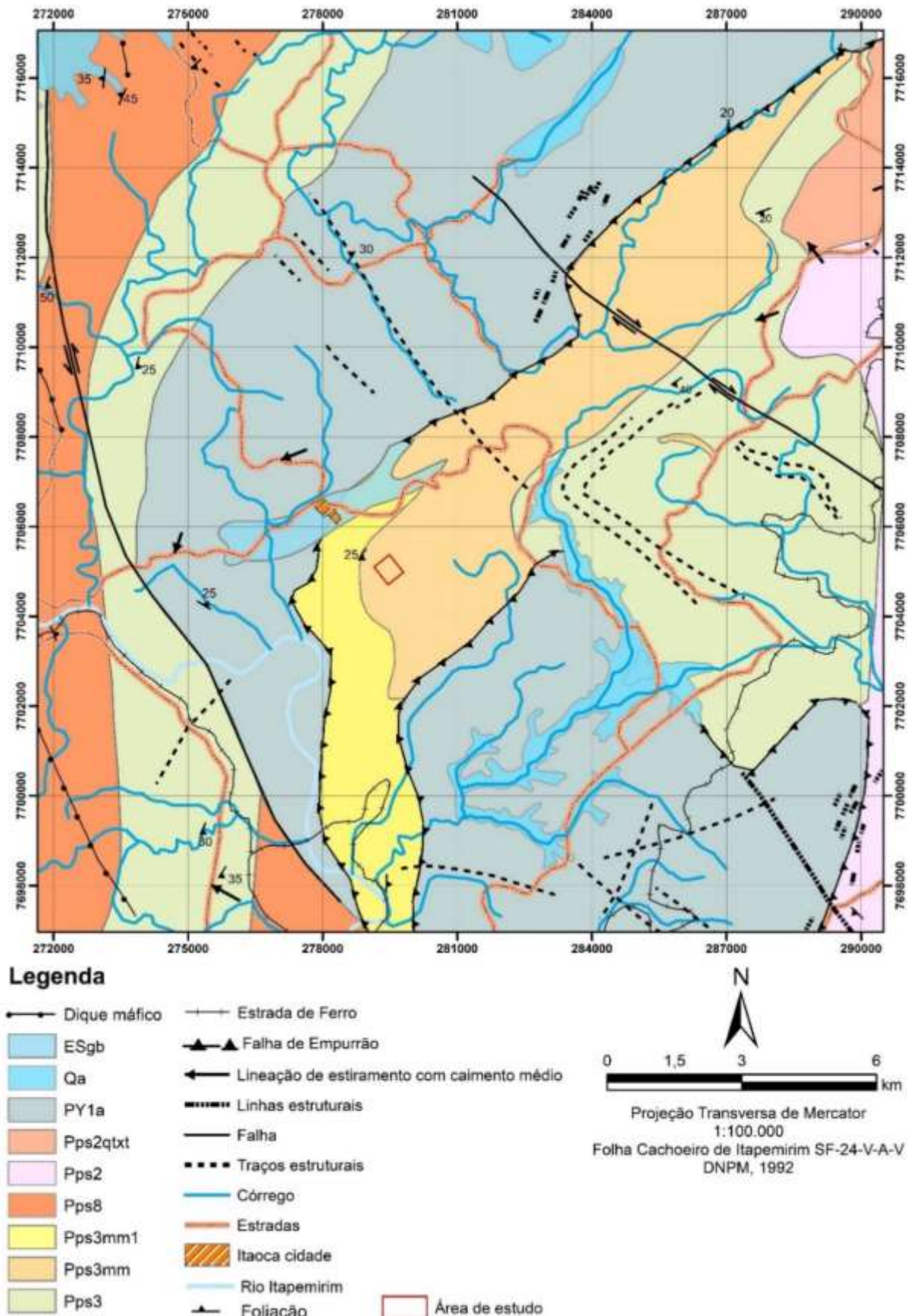


Figura 7. Mapa geológico com as unidades geológicas definidas por Silva (1993). Fonte: Modificado da Folha Cachoeiro de Itapemirim SF.24-V-A-V.

METODOLOGIA

A metodologia está dividida em três etapas principais: pré-campo, campo e pós-campo, conforme descrito abaixo.

A etapa pré-campo compreende a revisão bibliográfica sobre os aspectos geológicos da área de estudo, bem como sobre classificações geomecânicas de maciços rochosos voltadas à caracterização de taludes de escavação, análise geoestatística pelo método da krigagem ordinária e utilização de fotos aéreas de drone para a caracterização estrutural de maciços rochosos (TZIAVOU et al. 2018; ARCANJO, 2011). Para o levantamento dos dados de campo foi confeccionada uma ficha de campo. As fotografias aéreas e o Modelo Digital de Elevação (MDE) da área da mina foram adquiridos em 03/07/2018 e disponibilizadas via FTP pela empresa INOVA. Foi utilizado um Drone Multicóptero (Phantom 4 - Professional) equipado com Gimbal estabilizador, câmera de 20 Megapixels e rádio controle. O voo foi realizado de forma autônoma a uma altura de 120 metros com tempo de voo aproximado de 8 minutos, sobreposição frontal (*overlap*) de 80% e sobreposição lateral (*sidelap*) 70% das imagens, totalizando 117 fotos. Os dados levantados foram processados no *software Agisoft Photoscan*. O Datum Horizontal utilizado foi o SIRGAS 2000.

A etapa de campo teve duração de três dias (09/07/18 a 11/07/18) e consistiu na classificação geomecânica dos taludes da mina pelo método RMR. Para a aquisição dos dados foi utilizado o método das linhas de varredura ou scanlines (SOARES et al, 2014), com 50 metros de extensão, e com coleta de dados a cada 5 m. Para a avaliação do fator RQD (Rock Quality Designation), uma vez que dados de sondagem não estão disponíveis, utilizou-se a seguinte equação (PALMSTROM, 1982):

$$RQD = 113 - 3,3J_v$$

Sendo que o índice J_v corresponde ao número de descontinuidades por volume unitário de maciço (descontinuidades/m³). Para a avaliação do grau de resistência da rocha intacta utilizou-se os critérios definidos na Tabela 2. Quando da aplicação da classificação RMR em taludes, os parâmetros relativos às condições da água subterrânea e a orientação das descontinuidades são desconsiderados. Neste caso, adota-se o valor de 15 para o primeiro (maciço drenado) e zero (0) para o segundo.

Tabela 2. Classificação de campo para o grau de resistência da rocha intacta e correlação com a resistência a compressão uniaxial. Fonte: ISRM, (1981).

Grau	Denominações	Identificação de campo	Resistência (MPa)
R0	Rocha extremamente fraca	Marcada pela unha.	0,25 - 1,00
R1	Rocha muito fraca	Esmigalha-se sob o impacto do martelo de geólogo, pode ser raspada por canivete.	1,00 - 5,00
R2	Rocha fraca	Pode ser raspada por canivete com dificuldade, marcada por firme pancada com a ponta do martelo.	5,00 - 25,00
R3	Rocha com resistência média	Não pode ser raspada por canivete, amostras podem ser fraturadas com um único golpe do martelo.	25,00 - 50,00

Levantamento estrutural e estudo de classes geomecânicas de maciço utilizando o sistema RMR e imagens de drone: aplicação em uma mina de mármore inativa em Itaoca, ES

R4	Rocha resistente	Amostras requerem mais de um golpe de martelo para fraturar-se.	50,00 - 100,00
R5	Rocha muito resistente	Amostras requerem muitos golpes de martelo para fraturar-se.	100,00 - 250,00
R6	Rocha extremamente resistente	Amostras podem apenas ser lascadas com o martelo de geólogo.	> 250,00

Para a avaliação do parâmetro rugosidade utilizou-se os critérios definidos na Tabela 3. A rugosidade é descrita como uma ondulação e/ou irregularidades na superfície das juntas (ISRM, 1981), sendo um dos fatores controladores na resistência ao cisalhamento das descontinuidades (Hoek, 2000). Serra Junior e Ojima (1998) destacam a dificuldade de se avaliar este parâmetro, tendo em vista a sua ampla variação em diferentes escalas. A alteração das paredes das descontinuidades foi avaliada segundo a Tabela 4.

Tabela 3. Avaliação da rugosidade de pequena escala das juntas. Fonte: PALMSTROM, (1995).

Termo	Descrição
Muito rugosa	Degraus aproximadamente verticais e cristas ocorrem na parede da junta e exibem um efeito de “engrenagem” na superfície da mesma.
Rugosa	Algumas cristas e degraus são visíveis; a aspereza da superfície é claramente visível; a superfície da descontinuidade é bem abrasiva ao tato.
Levemente rugosa	Asperezas na superfície das descontinuidades são distinguíveis e podem ser sentidas ao tato.
Lisa	Superfície lisa ao tato.
Polida	Evidencia de uma superfície polida, ou de uma superfície muito lisa, como frequentemente observado quando existem películas de clorita e talco.
Estriada	Superfície polida e frequentemente estriada relacionada a uma falha geológica.

Tabela 4. Descrição das classes de alteração de rocha. Fonte: ISRM, (1981).

Sigla	Designação	Descrição
W1	Rocha Sã	Alteração nula ou incipiente. Minerais preservam brilho original e cor. Resistência original da rocha.

W2	Rocha Pouco Alterada	Descoloração na matriz rochosa e nas discontinuidades. Alteração evidente e perda de brilho. Resistência original da rocha parcialmente atingida pela alteração
W3	Rocha Moderadamente Alterada	Matriz descolorida, tendo potencial de ocorrer material mais alterado nas discontinuidades. Resistência afetada pelo intemperismo.
W4	Rocha Muito Alterada	Matriz totalmente oxidada e cores muito descoloridas. Foliação ressaltada pelo Intemperismo. Resistência muito afetada pela alteração.
W5	Rocha Completamente Alterada	Material rochoso é decomposto em solo com estruturas reliquiares. A estrutura do solo ainda é intacta.
W6	Solo Residual	Material totalmente transformado em solo. Estruturação da rocha matriz totalmente destruída.

A etapa pós-campo consistiu na integração e interpretação dos dados de campo e interpretação estrutural visual de imagens frontais dos taludes capturadas pelo drone. Adotou-se neste trabalho a definição de O’Leary et al. (1976) para o termo “lineamento”. Como os lineamentos interpretados foram traçados a partir de planos de corte verticais (taludes), não foi possível determinar a direção preferencial exata destas feições. Estes dados foram tabulados e tratados nos programas *ArcGIS* (ESRI), *CorelDraw X7* e *Microsoft Excel*. A análise geoestatística dos valores RMR com interpolação pelo método da krigagem (ordinária) foi realizada no software *Surfer* e *GS+*. Os mapas de densidade de fraturas interpretados a partir das imagens de drone foram preparados no software *ArcGIS* por meio da ferramenta *kernel density*. Para a geração destes mapas utilizou-se raio de busca de 100 metros.

A etapa pós-campo consistiu na integração e interpretação dos dados de campo e interpretação estrutural de imagens frontais dos taludes capturadas pelo drone. Estes dados foram tabulados e tratados nos programas *ArcGIS* (ESRI), *CorelDraw X7*, *Surfer*, *GS+* e *Microsoft Excel*.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Caracterização estrutural a partir de imagens de drone

A Figura 8 representa a interpretação estrutural de imagens frontais obtidas por drone para os taludes NW, NE e SE da mina. Algumas áreas não foram interpretadas devido à presença de escombros de escavação, presença de vegetação densa e/ou solo de alteração.

O talude NW pode ser dividido grosseiramente em duas regiões: acima e abaixo da rampa de acesso. Em geral, as fraturas são retilíneas e possuem persistências que variam de 0,1 a 1 m. Na porção do talude acima da rampa de acesso predominam feições com mergulho N-NE, que coincidem com a orientação da foliação metamórfica dos mármore bandados. Na porção inferior à rampa, as discontinuidades possuem um padrão aleatório e uma maior densidade relativa (número de estruturas por unidade de área).

O talude NE é dividido em três bancadas. A bancada 1 (inferior) pode ser subdividida em duas regiões principais: centro-esquerda e direita. A primeira apresenta-se com maior densidade de discontinuidades com respeito à segunda. Adicionalmente, nota-se que na porção inferior do talude, especialmente mais à esquerda, a densidade de estruturas é menor que na

Levantamento estrutural e estudo de classes geomecânicas de maciço utilizando o sistema RMR e imagens de drone: aplicação em uma mina de mármore inativa em Itaoca, ES

porção superior. Extensos traços de descontinuidades (5 - 20 m) são observados nesta região. A porção direita apresenta uma densidade de estruturas bem menor que a outra região. Ademais, os traços parecem constituir três famílias de descontinuidades: vertical, horizontal e inclinada com caimento (de aproximadamente 30 - 45°) para à direita. A bancada 2 (intermediária) pode ser dividida em três regiões: extrema esquerda (talude de pequena altura), centro-esquerda e centro-direita. A porção centro-esquerda apresenta menor densidade de descontinuidades. A região centro-direita possui porções mais intensamente fraturas separadas por porções medianamente fraturadas. Nesta região, ocorrem grandes traços curvilíneos sub-horizontais (> 20 m). Alguns deles coincidem com a ocorrência de diques de rocha metamáfica. A bancada 3 (superior) de menor extensão, possui uma região central moderadamente fraturada, separada por duas regiões adjacentes mais intensamente fraturadas. Na porção central são marcantes lineamentos verticais.

O talude SE (de grande altura) apresenta-se bastante heterogêneo no que se refere ao mergulho dos traços. Há uma porção mais intensamente fraturada na região superior esquerda do mesmo. Em geral, a densidade de fraturamento é moderada, apresentando grandes traços (> 20 m) com mergulhos ora para à esquerda e ora para a direita se fazem presentes.

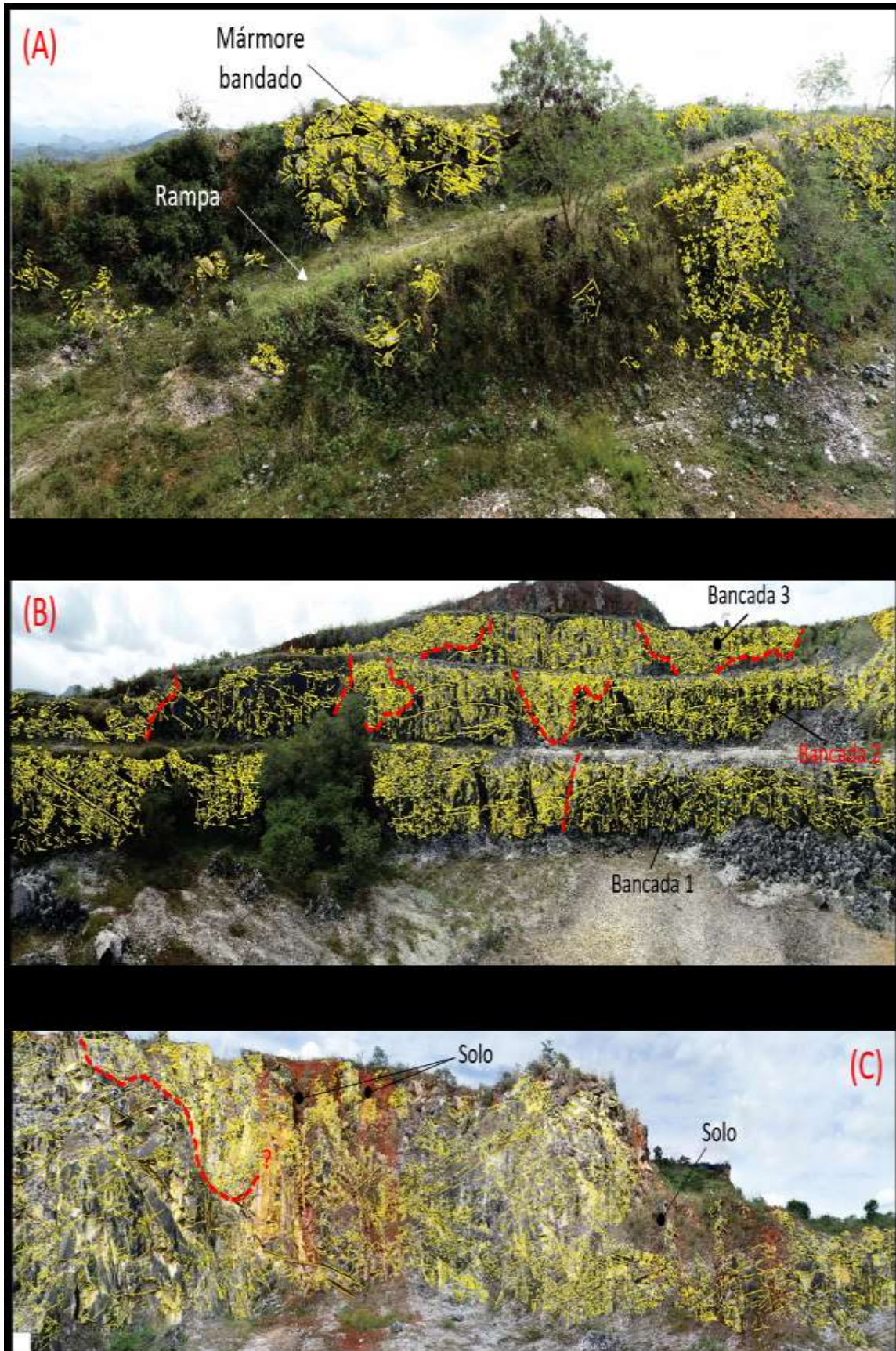


Figura 8. Interpretação estrutural dos taludes a partir de imagens frontais levantadas por drone: (A) talude NW. Notar que o mesmo é seccionado por uma rampa de aesso; (B) talude NE; e (C) talude SE. Fonte: Autor.

Levantamento estrutural e estudo de classes geomecânicas de maciço utilizando o sistema RMR e imagens de drone: aplicação em uma mina de mármore inativa em Itaoca, ES

No intuito de melhor compreender o efeito do fraturamento interpretado a partir das imagens de drone nos valores de RMR, gerou-se mapas de densidade de fratura para cada um dos taludes da mina. A Figura 9 retrata o mapa de densidade de fraturas para o talude NW. Conforme esta figura, as porções acima e abaixo da rampa de acesso possuem densidades de fratura similares.

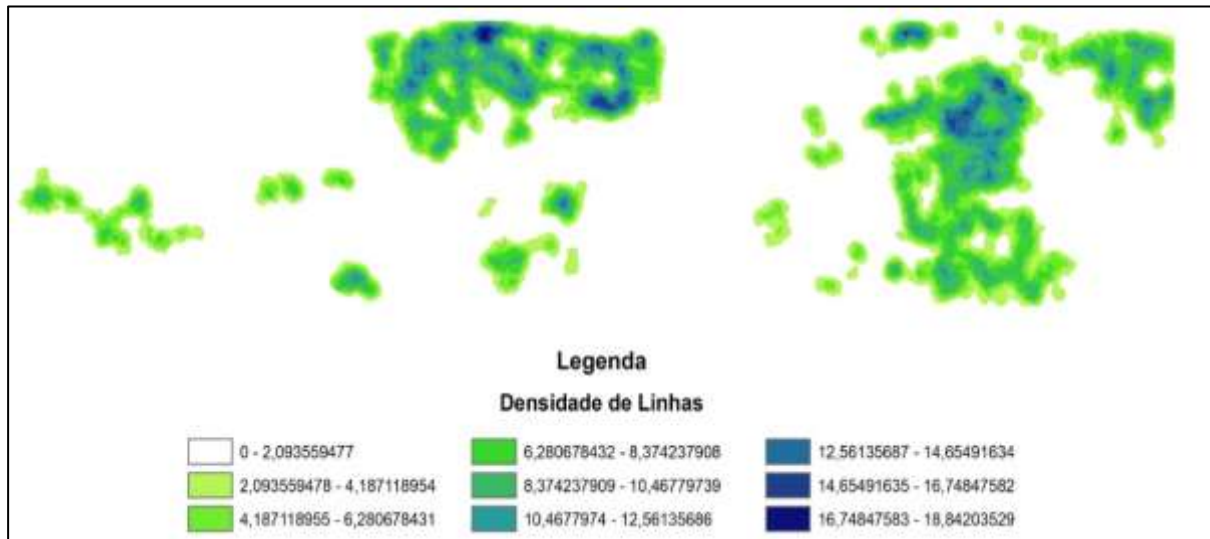


Figura 9. Mapa de densidade de fraturas para o talude NW. Fonte: Autor.

O mapa de densidade de fraturas da Figura 10 para o talude NE revela uma boa aderência com os domínios estruturais identificados visualmente na Figura 8B. O mapa também mostra que existe uma tendência de maior concentração de fraturas na porção superior de alguns taludes, especialmente na região à esquerda da bancada 1.

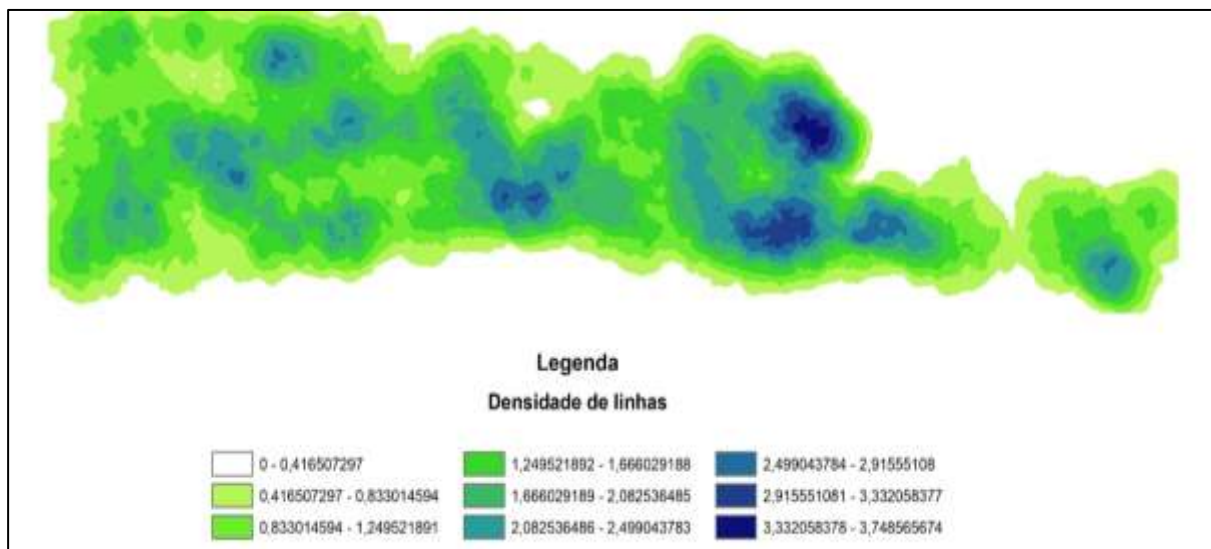


Figura 10. Mapa de densidade de fraturas para o talude NE. Fonte: Autor.

O mapa de densidade de fraturas da Figura 11 para o talude SE revela uma dispersão na densidade de fraturas ao longo de todo o talude, com uma maior concentração na porção à direita.

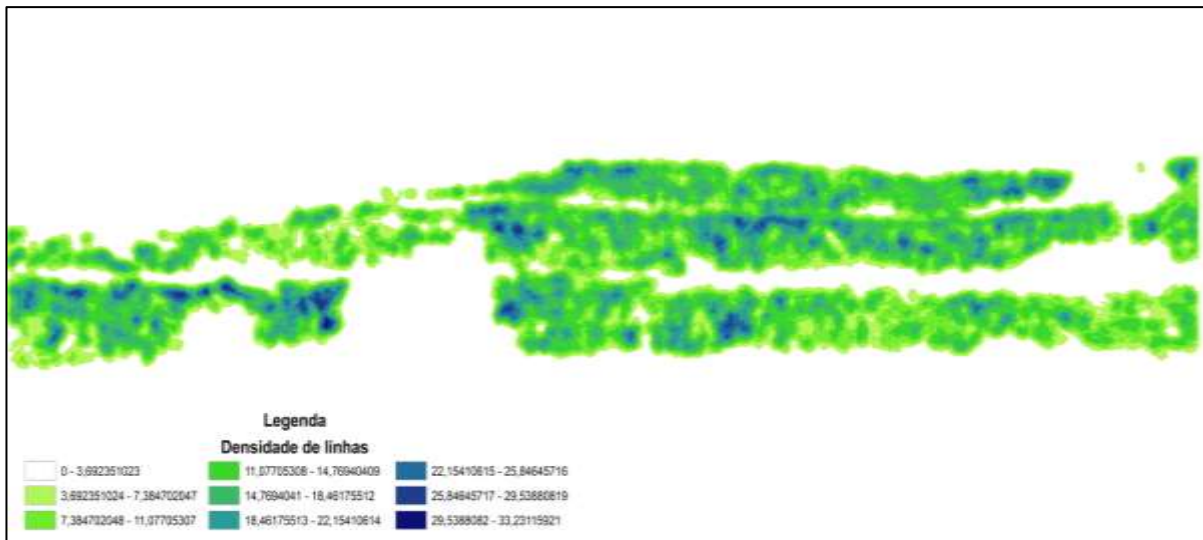


Figura 11. Mapa de densidade de fraturas para o talude SE. Fonte: Autor.

Caracterização geomecânica de campo

A classificação geomecânica RMR foi avaliada em 186 pontos de coleta de dados, espaçados a cada 5 metros em 3 bancadas diferentes (Figura 12).

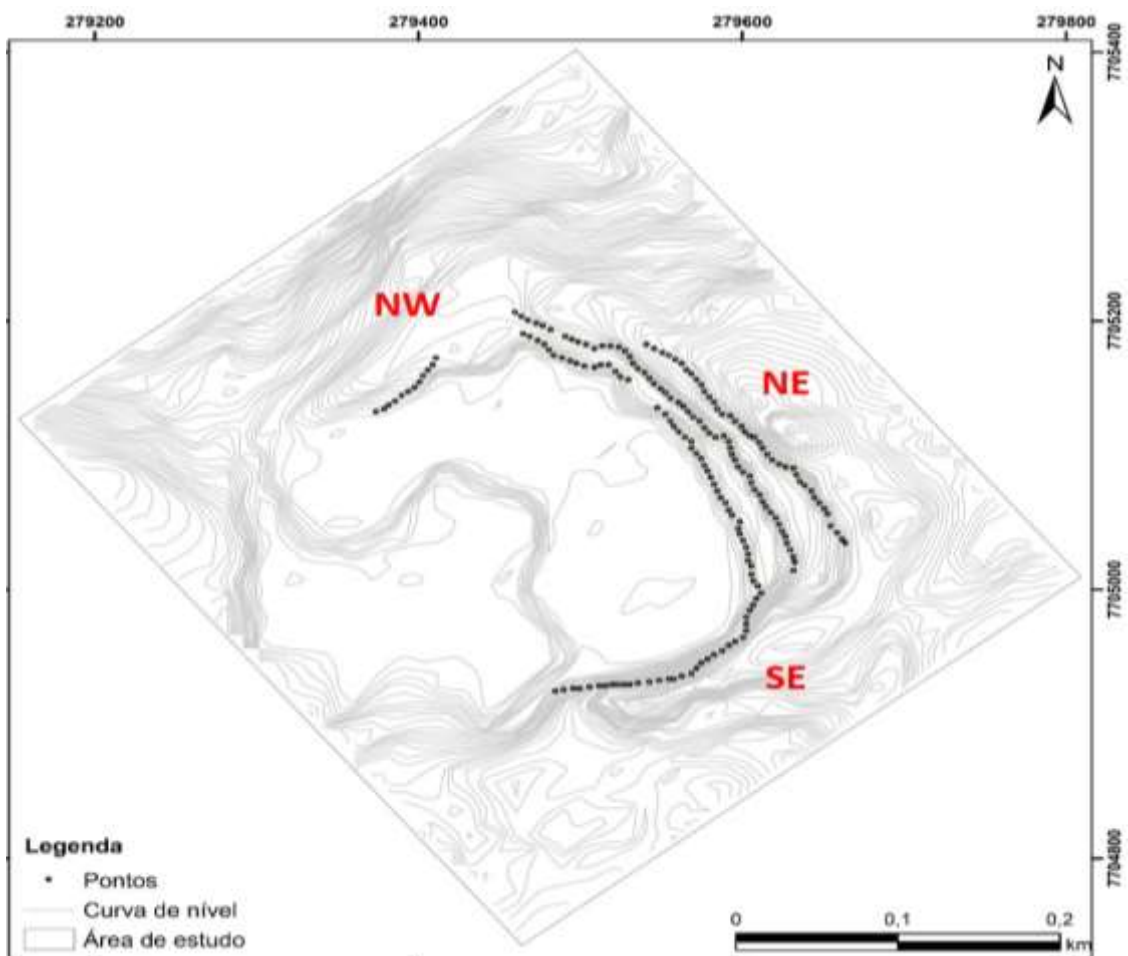


Figura 12. Mapa de localização das *scanlines* com os pontos de caracterização geomecânica da área de estudo. Fonte: Autor.

Levantamento estrutural e estudo de classes geomecânicas de maciço utilizando o sistema RMR e imagens de drone: aplicação em uma mina de mármore inativa em Itaoca, ES

O talude NW pode ser dividido em dois domínios. O domínio à esquerda apresenta valores RMR entre 51 a 64, correspondente às classes de maciço II e III (maciço bom a moderado). O domínio à direita apresenta valores RMR variando entre 69 a 93, correspondente as classes de maciço I e II (maciço muito bom a bom). A porção acima da rampa da Figura 8 (A) não foi objeto de caracterização geomecânica por tratar-se de um talude periférico e de pequena altura.

Na bancada 1 do talude NE, é possível separar dois domínios principais. À esquerda predomina valores RMR entre 70 a 85 (maciços classe I e II). Na porção centro-direita há predominância de valores RMR entre 90 a 85 (maciço classe I). Pontualmente, na porção extrema direita desta bancada, observa-se valores RMR de 70 (maciço classe II). Na bancada 2, predominam valores RMR entre 70 a 80 (maciço classe II). Alguns valores mais elevados (RMR = 90) são verificados na porção centro-direita. Na bancada 3, ocorre uma ampla variação nos valores de RMR, sendo que na sua porção esquerda, os valores encontram-se na faixa de 35 a 60 (maciços classe III a IV). Os valores RMR para o talude NE revelam que há uma melhora nas classes geomecânicas do maciço, com o aumento da profundidade da pedreira, o que é de se esperar, tendo em vista os efeitos de alteração (química) e de relaxamento do maciço, serem mais intensos próximos à superfície.

O talude SE (de grande altura) possui valores RMR variando entre 55 a 75 (maciços classe II e III), não sendo possível a separação do mesmo em domínios geomecânicos.

A Figura 13 ilustra o contraste geomecânico existente entre um maciço classe II e outro classe IV/V.



Figura 13. Classes de maciço rochoso: (A) maciço classe I (RMR > 81); e (B) maciço classe IV/V (RMR > 40). Notar em (A) a ausência de fraturas e em (B) um maciço todo fraturado e “afrouxado”, com presença de solo de preenchimento nas fraturas. Fonte: Autor.

CONCLUSÃO

Os dados apresentados permitem tecer os seguintes comentários:

- O padrão de descontinuidades interpretado a partir das imagens frontais adquiridas por drone é majoritariamente aleatório e há predominância de porções moderadamente fraturadas. Os grandes traços estruturais observados (> 10 m) estão relacionados ao bandamento dos mármores e aos diques de rocha metamáfica;
- Predominam maciços de boa qualidade geomecânica (RMR = 76 | classe II) e há um ganho geral de resistência com a profundidade, já que a porção mais superior do maciço se encontra alterada (quimicamente) e mais relaxada mecanicamente. Os dados também revelam que a bancada 3 do talude NE apresenta em média os menores valores de RMR;
- Os oito parâmetros que compõem a classificação geomecânica RMR (aplicação para taludes) exibem contribuições aproximadamente similares em todos os taludes analisados;
- Os mapas de densidade de fraturas mostram uma maior concentração de fraturas na porção superior de alguns taludes, e este efeito pode afetar os valores de RMR, que são normalmente levantados na base dos taludes.

REFERÊNCIAS

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

ALMEIDA, F. F. M. 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: **Anais do Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais**. SBG, Salvador, 1-10.

ALKMIM F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimita-lo. In: **Mantesso-Neto et al. (eds) Geologia do Continente Sul Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Becca, pp.: 17-35.

ALKMIM, F.F., MARSHAK, S., PEDROSA-SOARES, A.C., PERES, G.G., CRUZ, S.C.P. & WHITTINGTON, A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. **Precambrian Research**. 149: 43-63.

ALKMIM, F. F. et al. 2007. Sobre A Evolução Tectônica Do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. **Geonomos**. 15(1), p. 25-45.

ARCANJO, J. B. A. 2011. **Fotogeologia: conceitos, métodos e aplicações**. Salvador, Brasil.

Levantamento estrutural e estudo de classes geomecânicas de maciço utilizando o sistema RMR e imagens de drone: aplicação em uma mina de mármore inativa em Itaoca, ES

BARTON N. 2013. Shear strength criteria for rock, rock joints, rockfill and rock masses: Problems and some solutions, **Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering**, 5(4), 249–261.

BIENIAWSKI, Z. T. 1989. **Engineering rock mass classification – A complete manual for engineers and geologists in mining, civil and petroleum engineering**. Nova York, Wiley Interscience, p. 251.

BIENIAWSKI Z.T. 1993. Classification of Rock Masses for Engineering: The RMR System and Future Trends. In: **Comprehensive Rock Engineering: Principles, Practice & Projects**. Editor: John A. Hudson. Imperial College of Science, Technology & Medicine, London, UK, vol 3, cap 22, p.: 553-573.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.C. 2004. A Província Mantiqueira: In MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R. & BRITO NEVES, B.B. (Eds). **O Desvendar de Um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. p. 203-234.

HOEK, E. 2000. **Practical rock engineering**. Edition. 328p. Disponível em: <http://www.rocscience.com/roc/Hoek/Hoek.htm>. Acessado em 27/08/2018.

INTERNATIONAL SOCIETY FOR ROCK MECHANICS – ISRM. 1981. **Rock characterization, testing and monitoring – ISRM suggested methods**. Pergamon, London, 211 p.

O'LEARY W.; FRIEDMAN J. D.; POHN, H. A. 1976. Lineament, linear, lineation, Some proposed new standards for old terms: **Geological Society of America**. v. 87, p. 1463-1469.

PALMSTROM A., 1982. The volumetric joint count - A useful and simple measure of the degree of rock mass jointing. **IAEG Congress**. New Delhi, p. V.221 – V.228.

PALMSTROM A. 1995. **RMI - a rock mass characterization system for rock engineering purposes**. Ph.D thesis, University of Oslo, Norway, p. 409.

PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M. 1998. Where is the suture zone of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogen? In: **Conference on Basement Tectonics**. 14, Ouro Preto. UFOP, Extended Abstracts, p. 35-37.

PEDROSA-SOARES, A.C.; WIEDEMANN-LEONARDOS, C.M. 2000. 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**. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265-285.

PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; WIEDEMANN, C.; Pinto, C. P. 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. **Precambrian Research**. Amsterdam, 110 (1): 307-323.

PEDROSA-SOARES A.C.; NOCE C.M.; ALKMIM F.F. de; SILVA L.C.; BABINSKI M.; CORDANI U.; CASTAÑEDA C. 2007. Orógeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento 30 Anos Após Almeida 1977. **Geonomos**. 15 (1): 1 – 16.

PEDROSA-SOARES A. C., De CAMPOS C. P., NOCE C., SILVA L. C., NOVO T., RONCATO J., MEDEIROS S., CASTAÑEDA C., QUEIROGA G., DANTAS E., DUSSIN I., ALKMIM F. 2011. Late Neoproterozoic–Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. **Geological Society of London**. 350: 25–51.

MELO, M.G. 2016. **Repeated partial melting events in polymetamorphic Carlos Chagas batholith: implications for tectono-metamorphic evolution of the Araçuaí orogen, southeastern Brazil**. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Ouro Preto, 227 p.

NOCE, C.M., PEDROSA-SOARES, A.C., SILVA, L.C., ARMSTRONG, R., PIUZANA, D. 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen, based on U-Pb SHRIMP data: Implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. **Precambrian Res. (in press)**.

SILVA, J. N. D. 1993. **Cachoeiro de Itapemirim: Folha SF. 24-VAV**. Escala 1:100.000. CPRM. p. 27-134.

SOARES, A. 2006. **Geoestatística para as ciências da terra e do ambiente**. Lisboa: IST Press, 2ª Edição, 214 p.

SOARES, G.B.; PISSATO, E.; LIMA, L.R. 2014. Utilização de método gráfico para classificação geomecânica pelo sistema slope mass rating (SMR) – aplicação na mina de Santa Luz (BA). **Revista Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental**. v. 4, n. 2. p. 65 – 93.

TZIAVOU, O.; PYTHAROULI, S.; SOUTER, J. 2018. Unmanned Aerial Vehicle (UAV) based mapping in engineering geological surveys: Considerations for optimum results. **Engineering Geology**. 232. p 12-21.

UHLEIN, A. 1991. **Transição cráton-faixa dobrada: um exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais: Aspectos stratigráficos e estruturais**. São Paulo, IG-USP, Tese de Doutorado.

VIEIRA, V.S. 1995. **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Carta Geológica Cachoeiro do Itapemirim, Folha SF24ZV- A**. Escala 1:250.000, Brasília, CPRM.

VIEIRA, V.S. 1997. **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Cachoeiro do Itapemirim, Folha SF24Z-V-A, Estado do Espírito Santo**. Escala 1:250.000, Brasília, CPRM, 110 p.

VIEIRA V.S. 2007. **Significado Do Grupo Rio Doce No Contexto Do Orógeno Araçuaí**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 129 p.

Capítulo 6

Proposta para roteiro de Campo Didático de Petrologia Sedimentar para Geologia na Região do Município de Diamantina, Minas Gerais.

Jeruza Lacerda Benincá Barbosa 1; Leonardo Boa Matos 2; Laura Uliana Wisniowski 3

RESUMO. As integrações da atividade de campo para estudantes de Geologia, em sua maioria, se definem como uma iniciativa de extrema importância para a construção do saber e formação de um bom profissional. O Brasil é constituída por uma infinidade de formações geológicas que compreendem grande parte da história evolutiva do planeta, de forma com que a diversidade de localidades com carácter didático para a introdução de disciplinas possa ser explorada em diversas regiões, assim, para a introdução de feições geomorfológicas, características petrográficas de rochas sedimentares e uma breve introdução de estruturas estratigráficas. Este roteiro indica um curto caminhamento realizado na região de Diamantina, em Minas Gerais, onde as paradas foram definidas anteriormente ao campo, de forma com que tivessem fácil acesso e geologia objetiva para a introdução dos assuntos desejados em uma curta distância, transpassando formações como o Supergrupo Espinhaço superior e inferior, e sequências metavulcanossedimentares, os quais possuem afloramentos de fácil acesso e didática ideal.

PALAVRAS-CHAVE. Atividade de campo; Formações geológicas; Geologia; Rochas sedimentares; Supergrupo Espinhaço.

INTRODUÇÃO

A relação entre o homem e meio ambiente desperta a curiosidade em torno dos diversos processos naturais, assim como a formação do planeta e evolução das paisagens no decorrer do tempo. Ao buscar compreender a história de origem e evolução da terra através de estudos geológicos compreendem uma infinidade de análises minuciosas para o entender do todo, como análise de minerais, rochas, fósseis, estudos geoquímicos, paleoambientais e geocronológicos. Junker, em 1971 definiu o “trabalho de campo” como sendo a observação “das pessoas *in situ*”, ou seja, define a atividade de campo como uma realização de estudos fora da sala de aula, sendo no âmbito das ciências sociais, ambientais e outras áreas. No contexto de exploração e entendimento da área de geologia, as atividades realizadas objetivam maior compreensão dos assuntos teóricos ministrados em sala de aula, possibilitando aos alunos uma maior competência prática, com real interação com as formações geológicas, onde o foco principal é a vivencia do aluno com o meio extraclasse.

As Diretrizes Curriculares propostos pelo Ministério da Educação CNE/CES nº 413/2015, aprovado em 7 de outubro de 2015 e o Projeto Político do Curso de Graduação em Geologia (PPCG), da Universidade Federal do Espírito Santo os trabalhos de campo devem corresponder à aproximadamente 20% (vinte por cento) da carga horária mínima do curso equivalente a 3.600 (três mil e seiscentas) horas, ou seja, 720 (setecentas e vinte) horas no total, levando em conta que a atividade de campo é apontado como o principal laboratório da **1Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES) – Alegre, ES, Brasil**

Proposta para roteiro de Campo Didático de Petrologia Sedimentar para Geologia na Região do Município de Diamantina, MG.

Geologia. Assim sendo, estas saídas de campo são administradas em locais que ofereçam aspectos geológicos didáticos e esclarecedores quanto ao conteúdo da disciplina alvo.

Dentre as diversas áreas de estudo as quais integram a evolução geológica, pontuamos a grande importância do estudo das rochas sedimentares, sendo grandes provedoras de elementos indispensáveis para o entendimento e compreensão do contexto geológico local, regional e em maiores escalas. As rochas sedimentares são uma importante ferramenta de pesquisa para solucionar registros morfológicos e climáticos ao longo da história da Terra. Uma exposição de rocha sedimentar, hoje emersa, pode conter fósseis e estruturas que revelam sua formação em um ambiente marinho, por exemplo, sendo estas muito utilizadas nos estudos de paleoambientes. Em função de suas características e peculiaridades as rochas sedimentares podem prover uma gama de recursos minerais como: fosfatos, minério de ferro e hidrocarbonetos.

O estudo de rochas sedimentares em campo, permite compreender processos geológicos e morfoclimáticos que ocorreram desde a formação da rocha, até os eventos atuais, considerando a composição/mineralogia tamanho dos grãos, a origem e o ambiente de formação, as rochas podem ser classificadas e/ou agrupadas em quatro grupos distintos de acordo com (Maurice E.Turker, 2014), sendo estes: clásticas terrígenas, as quais englobam predominantemente grãos detríticos, incluindo os arenitos, lamitos, conglomerados e brechas; bioquímicas/biogênicas, abrangendo depósitos orgânicos, calcários, dolomitos, carvão, fosforitos e chertes; precipitados químicos, as quais contém rochas ferríferas e evaporitos, além de rochas vulcanoclásticas as quais apresentam compostos de Tefra.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área em que o trabalho de identificação de possíveis pontos de interesse para o desenvolvimento de trabalho de campo da disciplina de Petrologia sedimentar foi localizado na região do município de Diamantina (Figura 01), localizada na Mesorregião do Jequitinhonha, estado de Minas Gerais, a cerca de 294 km de Belo Horizonte. A região de Diamantina está incluída dentro de um contexto de bacias do tipo rifte, em sua grande parte no Supergrupo Espinhaço, onde graças a composição predominantemente quartzosa das rochas, as características deposicional e estrutural estão mantidas após a fase de deformação final das bacias, de forma que o estudo da Petrologia Sedimentar na região seja incrivelmente didático.

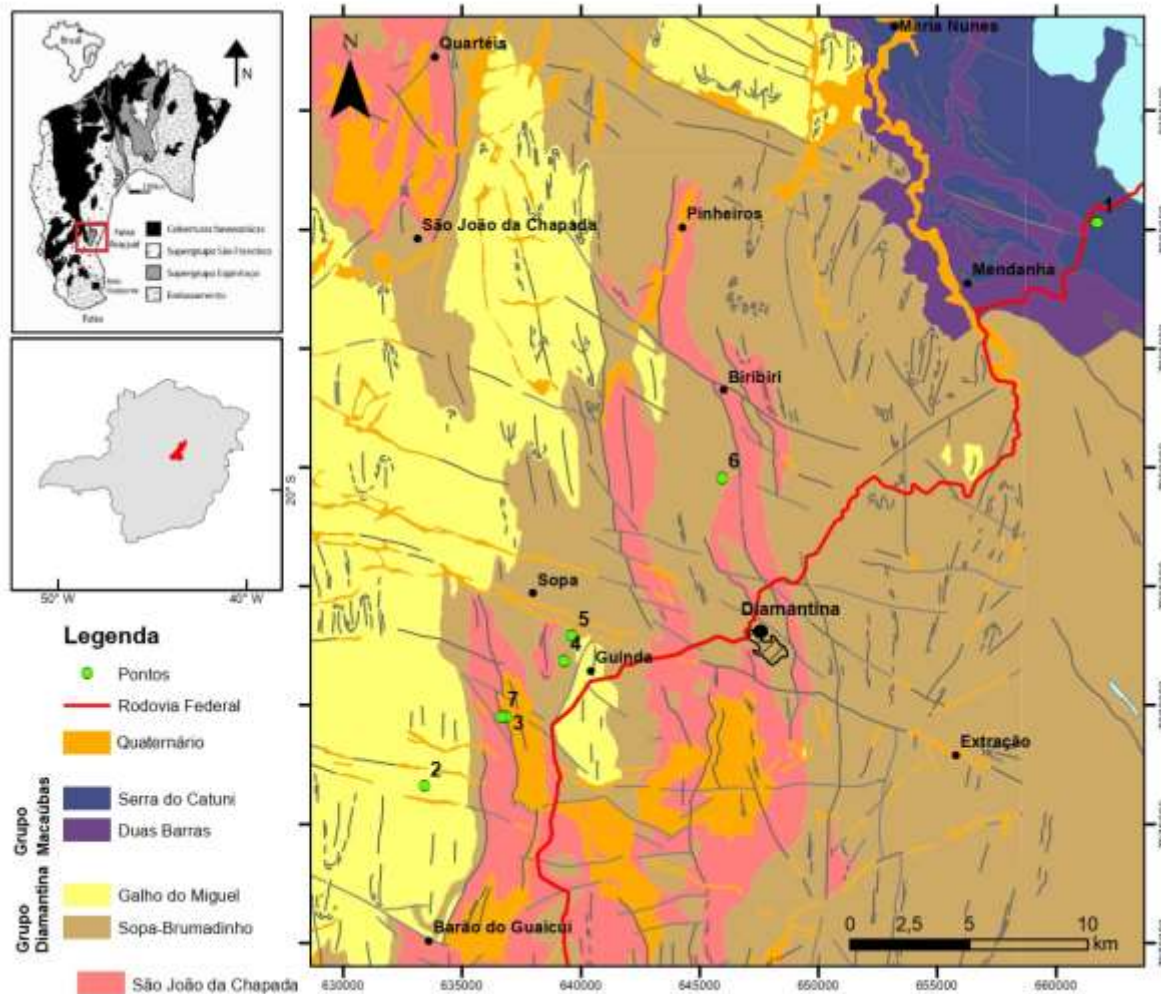


Figura 01. Mapa de localização da área de estudo.

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

A Serra do Espinhaço é separada em dois setores: o Meridional e Setentrional. A evolução geológica do Supergrupo Espinhaço, principalmente os fatores formadores da serra homônima, ainda é controversa. Algumas vertentes de estudo consideram o início de desenvolvimento via processos de riftamento na época do Estateriano (e.g. Brito-Neves et al. 1995).

A Serra do Espinhaço Meridional (Figura 02) está inserida na Faixa Araçuaí, que borda a margem sudeste do Cráton São Francisco, retrabalhada durante o Ciclo Brasileiro (Uhlein 1991, Brito Neves & Cordani 1991, Trompette et al. 1992, Schobbenhaus 1993, 1996, Alkmim et al. 1993). O Super Grupo Espinhaço, unidade que domina na porção meridional da Serra do Espinhaço aflora nas porções centrais e ocidentais da mesma, cobrindo rochas granito-gnáissicas do Complexo Basal arqueano e rochas supracrustais Vulcano sedimentares do Supergrupo Rio Paraúna, de idade arqueana a paleoproterozóica (Pflug 1965, Fogaça et al. 1984, Pedrosa-Soares et al. 1994). O Supergrupo Espinhaço é recoberto pelo também Supergrupo São Francisco, de idade neoproterozóica por meio de uma discordância erosiva (Pflug & Renger 1973, Dossin et al 1984, 1990, Uhlein 1991, Dupont 1996, Espinoza 1996, Martins-Neto et al 1997a, 1997b).

Proposta para roteiro de Campo Didático de Petrologia Sedimentar para Geologia na Região do Município de Diamantina, MG.

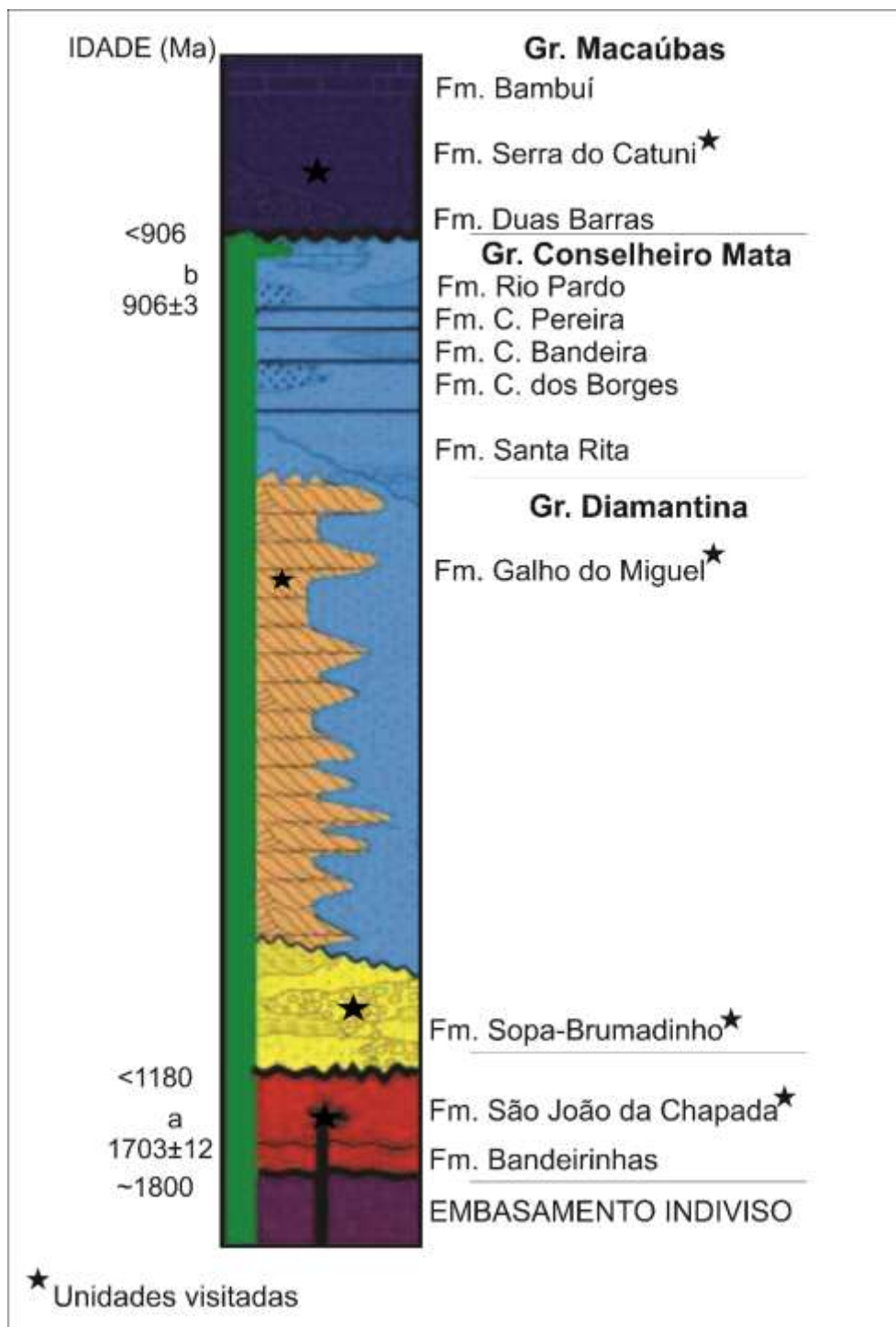


Figura 02. Litoestratigrafia da Serra do Espinhaço Meridional (Modificado de Chemale Jr. et al., 2011).

A primeira grande inversão positiva acompanhada de metamorfismo que afetou a Serra do Espinhaço meridional deu-se no fim do Ciclo Brasileiro entre 650 - 500 Ma (Marshak & Alkmim 1989, Uhlein 1991, Schobbenhaus 1993, 1996, Dussin & Dussin 1995), neste período, um episódio colisional teria gerado o cinturão de cavalgamento e dobramento, com vergência para Oeste, hoje exposto ao longo de toda a Serra do Espinhaço.

O Supergrupo Espinhaço, com espessura estratigráfica preservada maior que 3000 m, é composto predominantemente por rochas metassedimentares siliciclásticas, subordinadamente por rochas metavulcânicas, contendo no topo algumas ocorrências de rochas carbonáticas. De

acordo com Pflug (1986), esta sucessão foi dividida em oito formações: São João da Chapada, Sopa-Brumadinho, Galho do Miguel, Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande. Dossin et al. (1984) agruparam as três inferiores no Grupo Diamantina e as cinco superiores no Grupo Conselheiro Mata. Posteriormente, Almeida Abreu & Pflug (1992) incorporaram à base do Supergrupo Espinhaço uma nona formação, a Formação Bandeirinha de Fogaça et al. (1984).

Posteriormente, através de estudos sedimentológicos, paleogeográficos e estratigráficos de detalhe demonstraram que a evolução estratigráfica da Bacia Espinhaço foi basicamente controlada pela sua história de subsidência, levando Martins-Neto (1995b) a abandonar a litoestratigrafia e a dividir o Supergrupo Espinhaço, ou Megassequência Espinhaço, em seis tectonossequências (TS): Olaria, Natureza, São João da Chapada, Sopa-Brumadinho, Galho do Miguel e Conselheiro Mata.

Tecnossequência Olaria

Esta tecnossequência corresponde tecnicamente à metade inferior da formação Bandeirinha, que aflora de forma restrita em área, e cuja espessura pode atingir 115m. Segundo Silva (1995), os conglomerados que cobrem a superfície erosiva basal correspondem a mantos de pedimento. O restante da unidade é composto por arenitos finos e impuros que exibem predominantemente laminações e estratificações plano-paralelas e subordinadamente estratificações cruzadas e ripples de corrente. Metapelitos ocorrem também associados aos arenitos de forma bastante subordinada. Embora de difícil caracterização, os arenitos da tecnossequência Olaria devem ter-se acumulado em contexto continental, devido à falta de evidências indicativas de deposição marinha, imaturidade textural das fácies de alta energia e predominância de arenitos exibindo intensa oxidação sedimentar. (MARTINS-NETO, Marcelo A., 2014).

Tecnossequência Natureza

Esta tecnossequência aflora de forma restrita em área, a oeste e sudoeste da cidade de Diamantina com espessuras de até 140m (cf. Silva 1995), sendo separada da sotoposta TS Olaria por uma discordância angular e erosiva. O caráter angular desta discordância indica o basculamento de blocos crustais condicionados por falhas, envolvendo a sucessão pré-rifte. Sobre a descontinuidade basal ocorrem conglomerados com paleocorrentes para S-SE interpretados como depósitos de um sistema fluvial entrelaçado longitudinal. Associados a estes nas porções mais proximais da bacia ocorrem produtos de leques aluviais progradantes na direção E-NE. Estes depósitos são recobertos por uma sucessão arenítica fluvial com paleocorrentes para E-NE, que por sua vez é recoberta por arenitos de origem eólica (Silva 1995).

Tecnossequência São João da Chapada

A Tecnossequência São João da Chapada aflora ao longo de uma expressiva área na Serra do Espinhaço Meridional, mostrando uma expansão em área significativa e o desenvolvimento pleno do Rifte Espinhaço. Com espessuras que ultrapassam 200m, a tecnossequência mostra contatos inferiores marcados por discordância erosiva/angular e superiores gradacionais. Schöll & Fogaça (1979) propuseram três níveis informais, cujas características indicam ambientes continentais. O nível mais basal (“A”), descontínuo, mostra o predomínio de termos quartzíticos sobre metaconglomerados polimíticos e metabrechas quartzíticas. O “Nível B”, com contatos bruscos e espessuras de até 50 metros, é representado

Proposta para roteiro de Campo Didático de Petrologia Sedimentar para Geologia na Região do Município de Diamantina, MG.

por filitos hematíticos (usualmente com predomínio de sericita e hematita) e rochas associadas. Intercalam-se xistos verdes (com quem apresentam contatos gradacionais), além de rochas compostas por mais de 70% de cloritóide e, muito raramente, turmalinitos finos. (MARTINS-NETO, Marcelo A., 2014).

Tecnosequência Sopa-Brumadinho

É composta por metassedimentos siliciclásticos e metavulcânicas ácidas e básicas, atingindo espessuras da ordem de 300 m, sendo limitada na base por proeminente discordância angular e erosiva e no topo por uma superfície transgressiva.

As fácies na Tecnosequência Sopa-Brumadinho encontram-se usualmente agrupadas em intervalos tectono-deposicionais (sensu Da Silva 1993). As espessuras dos intervalos tectono-deposicionais da área trabalhada variam entre 40 e 80 m. Cada intervalo tectono-deposicional representa um evento deposicional que começa com pelitos de provável origem lacustre na base. O surgimento de camadas turbidíticas (Fácies Sg) intercaladas nos pelitos marca o início de um evento progradacional. Com a instalação gradativa de condições cada vez mais proximais, arenitos das fácies Sm, Sh, St e Sp ocorrem na sucessão, sendo sucedidos então por conglomerados. Com o fim da sedimentação rudítica, arenitos ocorrem novamente na sucessão, caracterizando assim o final dos intervalos tectono-deposicionais. (MARTINS-NETO, Marcelo A., 2014).

Tecnosequência Galho do Miguel

A Tecnosequência Galho do Miguel, corresponde volumetricamente à maior parte da unidade (várias centenas de metros de espessura), estando o sistema marinho, nesta etapa, provavelmente confinado à porção axial da bacia. É caracterizada por quartzitos puros e finos que constituem mais de 90% da unidade. Os outros 5 ou 10% estão representados por quartzitos finos micáceos e por finas intercalações de metargilitos acinzentados ou esverdeados. A capacidade de preservação de estruturas nos quartzitos é excepcionalmente boa, incluindo estratificações planoparalelas e cruzadas (acanaladas, tabulares e tangenciais a base, com portes métricos até decamétricos). Marcas onduladas também são comuns, e o conjunto de características indica ambiente predominantemente eólico para sua deposição (Dossin et al. 1987).

Tecnosequência Conselheiro Mata

A Tectonosequência Conselheiro Mata, com espessuras em torno de 900m aflora nas porções ocidentais da Serra do Espinhaço Meridional constituído, na base, por quartzitos, filitos e restritos metaconglomerados da Formação Santa Rita, que gradam verticalmente para os quartzitos (finos a médios) da Formação Córrego dos Borges, que pode apresentar intercalações de metabrechas quartzíticas e de metaconglomerados. (MARTINS-NETO, Marcelo A., 2014).

METODOLOGIA

Para a obtenção das melhores localidades da região de Diamantina-MG, indicado para o estudo de rochas sedimentares, foi realizada uma expedição onde foram visitados os possíveis pontos de interesse anteriormente escolhidos, graças a bibliografia presente da área, assim como interpretação geológica de imagens e pesquisas em imagens aéreas. Estes aproximados sete locais de interesse deveriam expressar com majestade cada unidade visitada, assim como possuir características preservadas que fizessem com que o estudo teórico fosse aplicado na saída de campo, de forma com que toda conhecimento obtido anteriormente com os estudos em

sala fosse aplicada em paisagens que possuíssem cunho didático e fácil entendimento. Assim, durante os cinco dias de campo, foram visitados e escolhidos os pontos com os quais melhor fossem aproveitados e evidenciados os aspectos relevantes.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Com a atividade de campo, os pontos foram visitados e ordenados de acordo com a unidade geológica em que estão contidos, desta forma, dos doze pontos previamente definidos, apenas seis foram escolhidos como localidades ideais para a realização de aulas de campo. Assim, foram produzidas descrições faciológicas e estruturais dos locais e organizadas em uma tabela resumo (Tabela 1.)

Tabela 1. Tabela resumo dos pontos escolhidos para o roteiro de campo.

Ponto	Coordenadas	Unidade	Características
1	661749mE/8000290mN	Formação Serra do Catuni	Rochas de formação glacial com seixo pingado.
2	633411mE/7976575mN	Formação Galho do Miguel	Dunas eólicas com diversas formas de estratificação e pinturas rupestres.
3	636880mE/7979482mN	Formação Galho do Miguel	Marcas de onda, quartzitos, conglomerados, filitos e basculamento de camadas.
4	639307mE/7981857mN	Formação Sopa-Brumadinho	Brechas sedimentares intemperizadas com grandes clastos..
5	639631mE/7982880mN	Formação Sopa-Brumadinho	Antigo depósito de diamantes, zona de calha de uma paleocorrente.
6	645950mE/7989522mN	Formação Sopa-Brumadinho e Formação São-João da Chapada	Grande quantidade de marcas de onda preservadas e quedas d'água.
7	636651mE/7979490mN	Formação São João da Chapada	Conglomerados com seixos arredondados em sua matriz.

Ponto de interesse 1

Coordenadas: UTM zona 23K; 636780mE/7979482mN; 1452 m

O afloramento é encontrado dentro do Supergrupo Espinhaço Superior, Grupo Diamantina, Formação Galho do Miguel, onde em sua totalidade é formado por quartzitos, filitos e metaconglomerados, onde é possível observar claramente a região de contato entre estas litologias. Este quartzito é encontrado com aparições de moscovitas e grão de quartzo de

Proposta para roteiro de Campo Didático de Petrologia Sedimentar para Geologia na Região do Município de Diamantina, MG.

coloração rósea. É possível a observação de marcas de onda (Figura 3) próximas ao local do afloramento, o que indica deposição em ambiente sedimentar aquático e comprova a localização dentro da Formação, já que a mesma tem formação em sistema marinho de deposição. Afloramento o qual possui claro mergulho de camadas com direção preferencial de 30/30 NE (Figura 4) e estratos bem definidos, o que marca o basculamento das camadas.

Neste ponto, foi possível realizar descrições de estruturas sedimentares primárias, como estratificações planares e marcas de onda, além da descrição petrográfica de rochas como quartzitos e conglomerados de trato de sistema marinho.



Figura 3. Marcas de onda preservadas em partes do afloramento.



Figura 4. Inclinação preferencial das camadas.

Ponto de interesse 2

Coordenadas: UTM zona 23K; 636651mE/7979490mN; 1440 m

O segundo local definido como uma zona didática está localizado bem próximo ao primeiro ponto, topograficamente em uma região mais baixa, possuindo continuação com a sequência depositada logo acima. A rocha que se apresenta nos afloramentos (Figura 5) possui carácter conglomerático, com feições que indicam a presença de clastos muito arredondados (Figura 6) e esféricos. O afloramento está localizado no Supergrupo Espinhaço inferior, Formação São João da Chapada, onde características como suas litologias descritas na Geologia Regional podem ser correspondentes com o depósito. Além disso, podemos ter a interpretação de que essa litologia faça parte da Tecnossequência (Formação) Olaria, onde se classifica como um metacglomerado; paraconglomerado/quartzito que pode ter sido formado próximo ao ciclo transamazônico (2,5Ga).

Neste local, é possível retirar medidas estruturais de acamamento S_{n+1} , que acaba valores relacionados a deformação sofrida graças aos eventos metamórficos de locais do tipo rift.



Figura 5. Afloramento contendo as rochas do ponto 2.

Proposta para roteiro de Campo Didático de Petrologia Sedimentar para Geologia na Região do Município de Diamantina, MG.



Figura 6. Exemplificação dos clastos encontrados nas rochas do ponto 2.

Ponto de interesse 3

Coordenadas: UTM zona 23K; 661749mE/8000290mN; 727 m

Este ponto está localizado no Grupo Macaúbas, Formação Serra do Catuni de acordo com o mapa Geológico da região, onde observa-se diversos clastos mal selecionados e muito angulosos (Figura 07), com matriz pelítica de origem de geleiras, onde o escorregamento do gelo raspa o plano sedimentar abaixo dela, descongela e “pinga” clastos de tamanhos sortidos na matriz fina, formando os famosos seixos pingados, que são rochas com extrema raridade. Alguns clastos possuem sinal de oxidação. É possível notar uma pequena orientação dos clastos com direção de estiramento dos mesmo E-W. Neste local, por ser um corte de estrada, é possível notas a presença de falhas normais em sua extensão (Figura 08), as quais as mesmas podem ter sido geradas tanto nos eventos metamórficos de abrimento ou fechamento do rift, assim como por neotectônica.



Figura 7. Seixos deformados por arraste encontrados em rochas do afloramento do ponto de interesse 3.



Figura 8. Falhas que podem ser encontradas no ponto de interesse 3.

Ponto de interesse 4

Coordenadas: UTM zona 23K; 639631mE/7982880mN; 1361 m

O ponto a ser visitado desta vez, está localizado no Supergrupo Espinhaço Superior, Grupo Diamantina, Formação Sopa-Brumadinho, onde pode ser visitado em dois locais distintos, os subdividindo, por estarem localizados com uma distância relativamente pequena,

Proposta para roteiro de Campo Didático de Petrologia Sedimentar para Geologia na Região do Município de Diamantina, MG.

fazendo parte de duas sequências litológicas diferentes. Desta forma, uma pequena caminhada é o suficiente para que se visite duas diferentes.

Em primeiro momento, pode ser visitado uma antiga lavra de Diamantes (Figura 9), que foi abandonada devido a resultado inviável da continuidade da retirada, onde pode-se observar a formação de uma rocha secundária, onde se possui conglomerado e metabrecha. O ambiente de formação provável ocorre na abertura da bacia do espinhaço, onde era predominante a direção de paleocorrentes na direção W-E. Pode-se notar a presença de clastos grandes e arredondados, pouco esféricos, com presença de intraclastos referentes a um ambiente deposicional de alta energia. Esta região de lavra diamantífera se encontrava em uma calha abandonada de uma paleocorrente (Figura 10), a qual contia os diamantes em sua matriz.



Figura 9. Afloramento em lavra abandonada de Diamantes.



Figura 10. Calha da paleocorrente em que se encontrava a lavra.

Ponto de interesse 5

Coordenadas: UTM zona 23K; 639307mE/7981857mN; 1383 m

O segundo desenvolvimento, ponto de interesse 5, se localiza alguns minutos de caminhada do ponto de interesse 4, onde é possível a observação de rochas em afloramento bastante intemperizado e friável, como brechas sedimentares formada através da deposição de clastos muito grandes em uma rocha que se intemperizou por completo (Figura 11), onde os clastos ficaram bem arredondados, poucos esféricos. Estes possuíam características muito friáveis e podem ser consideradas como saprólito.

Proposta para roteiro de Campo Didático de Petrologia Sedimentar para Geologia na Região do Município de Diamantina, MG.



Figura 11. Clastos em matriz arenosa friável encontrada no ponto de interesse 5.

Ponto de interesse 6

Coordenadas: UTM zona 23K / 0645950 7989522 / 1080 m

Este afloramento escolhido está localizado na zona de interface entre o Supergrupo Espinhaço inferior, Grupo Diamantina, Formação Sopa-Brumadinho e a Formação São-João da Chapada (Figura 16), em uma zona de conservação pertencente ao Parque Estadual BiriBiri onde as rochas possuem presença de Ripples marks (Figura 12). assimétricas (provavelmente formada no paleoproterozóico) muito basculado (vertical). Além disso, as rochas ali presentes são basicamente classificadas como quartzitos e existe a colocação de um curso hídrico que forma quedas d'água em todo o seu percurso pelo parque.



Figura 12. Ripples marks assimétricas pertencentes ao quartzito.

Ponto de interesse 7

Coordenadas: UTM zona 23K; 0633411mE/ 7976575mN; 1321 m

O último ponto de interesse é um afloramento o qual apresenta a formação Galho do Miguel, onde apresenta estruturas que afirmam ser dunas eólicas, como a formação de estratificação cruzada em rochas quartzíticas (Figura 13). Este local possuía uma incrível variedades de estratificações (Figura 14), marcadas pela mudança de fluxo do vento com o passar do tempo de construção da formação, além do movimento de migração da mesma. Também é possível observarmos a relação reliquiar entre barlavento e sotavento das dunas ali formadas.

Ainda, é possível desfrutar da presença de pinturas rupestres nas rochas mais elevadas do depósito.

Proposta para roteiro de Campo Didático de Petrologia Sedimentar para Geologia na Região do Município de Diamantina, MG.



Figura 13. Dunas eólicas com estratificações.



Figura 14. Estratificações cruzadas em detalhe.

CONCLUSÃO

O roteiro de campo desenvolvido a partir deste trabalho tem como objetivo levar em considerações aspectos que vão além da simples atividade de campo. Assim, características como a didática dos afloramentos visitados, a facilidade de transporte (logística) e a possibilidade de conhecer diferentes formações da Supersequência Espinhaço, leva consigo o peso de estabelecer ligação entre o conhecimento prático e teórico obtido. Interligando os dados recolhidos em campo, assim como o conhecimento da Geologia Regional, foi formalizado uma tabela, contendo não apenas a localização, como também o litotipo a ser visitado e suas

principais características. Além disso, foi confeccionado um mapa de pontos com interposição ao mapa geológico de escala 1:1000000 da CPRM.

REFERÊNCIAS

ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S.; FONSECA, M. A. **Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: clues from the Sao Francisco craton region, Brazil.** *Geology*, v. 29, n. 4, p. 319-322, 2001.

ALMEIDA ABREU, P. A. 1993. **A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil.** Tese Dout., Univ. Freiburg, 150 pp.

ALMEIDA ABREU, P. A. 1995. **O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional Minas Gerais : o rifte, a bacia e o orógeno.** *Geonomos* 3(1) : 1-18

ALMEIDA ABREU, P. A. & PFLUG, R. 1994. **The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil.** *Zbl. Geol. Paläont., Teil I*, 1994 1/2 : 21-44

CHEMALE JR, F. et al. **Nova abordagem tectono-estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em sua porção meridional (MG).** *Geonomos*, v. 19, n. 2, p. 173-179, 2011.

DE BRITO NEVES, B. B. et al. **A tafrogênese estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos.** 1995.

DOSSIN, I. A.; UHLEIN, A.; DOSSIN, T. M. **Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua porção meridional, MG.** XXXIII Cong. Bras. Geol., Anais, v. 7, p. 3118-3134, 1984.

ESPINOZA, J. A. A. 1996. **Sistemas deposicionais e relações estratigráficas da Tectonossequência Conselheiro Mata, na borda leste da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil** Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 66 p.

FOGAÇA, A. C. C.; Almeida Abreu, P. A. & Schorscher, H. D. 1984. **Estratigrafia da sequência supracrustal arqueana na porção mediana central da Serra do Espinhaço, M.G..** In: SBG, Cong. Brás. Geol, 33, Rio de Janeiro, Anais, 2:2652-2667.

FOGAÇA, A. C. C.; Martins-Neto, M. A. & Costa, N. B. O. R. 1985. **Comportamento faciológico das rochas quartzíticas e conglomeráticas da Formação Sopa-Brumadinho (Nível E) na região de Costa Sena, M.G..** *Boi Soe. Brás. Geol, Núcleo Minas Gerais*, 5: 112-124.

HERRGESELL, G.; PFLUG, R. **The thrust belt of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil.** *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, p. 1405-1414, 1986.

JUNKER, B. H. **A Importancia do trabalho de campo.** introd. de everett. c. hughes. trad. por jose gurjão neto, rev. e copy-desk edilson alkmin cunha. Lidador, 1971.

Proposta para roteiro de Campo Didático de Petrologia Sedimentar para Geologia na Região do Município de Diamantina, MG.

KNAUER, L. G. **O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural.** Revista Geonomos 15.1 (2013).

PEDROSA-SOARES, A. C. et al. **Toward a new tectonic model for the late proterozoic Araçuaí (SE Brazil)-West Congolian (SW Africa) belt.** Journal of South American Earth Sciences, v. 6, n. 1-2, p. 33-47, 1992.

PFLUG, R. **A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais.** Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, 1965.

SANTOS, M N., **Evolução sedimentológica e paleogeográfica do sistema de riftes do Espinhaço Meridional.** 2011.

NEVES, B. B. L. B. **América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino.** Revista Brasileira de Geociências, v. 29, n. 3, p. 379-392, 2017.

CODEMIG **Mapa Geológico da Folha de Diamantina, Minas Gerais, Brasil 1.:100.000,** 2012.

MARTINS-NETO, M.A.; Castro, P.T.A. & Hercos, C.M. 1997a. **O Supergrupo São Francisco (Neoproterozóico) no Cráton do São Francisco em Minas Gerais.** In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 9, Ouro Preto. Anais... Ouro Preto. Sociedade Brasileira de Geologia, p.22-24.

MARTINS-NETO, M.A.; Castro, P.T.A.; Ramos, M.L.S.; Murta, C.R. 1997b. **A pseudo discordância angular entre os Supergrupos Espinhaço (Mesoproterozóico) e São Francisco (Neoproterozóico), na região entre Santa Bárbara e Curimataí, Serra Mineira (MG).** Boi. Soe. Brás. Geol. Núcleo Minas Gerais, 14: 25-26.

MARTINS-NETO, M.A. 1998. **Tectonics and sedimentation in a Paleo/Mesoproterozoic rift-sag basin: the Espinhaço basin, southeastern Brazil.** Basin Rés., no prelo. Martins-Neto, M.A.; Gomes, N.S.

HERCOS, C.M. & Reis, L.A. 1998. **Fácies glaciocontinentais (outwash plairi) na Megassequência Macaúbas, norte da Serra da Água Fria (MG).** Em preparação.

MARSHAK, S.; ALKMIM, F. F. **Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil.** Tectonics, v. 8, n. 3, p. 555-571, 1989.

Ministério da Educação. **Diretrizes Curriculares - Cursos de graduação, CNE/CES nº 413/2015.**

RENGER, F. E.; KNAUER, L. G. **Espinhaço-quo vadis?(onde está?-aonde vai?) a evolução dos conhecimentos sobre a Cordilheira do Espinhaço meridional em Minas Gerais entre 1979 e 1995.** Revista Geonomos, v. 3, n. 1, 1995.

SILVA, R.R. 1993. **Sequências estratigráficas da fase rifte do Supergrupo Espinhaço, Diamantina, Minas Gerais.** II Simp. do Cráton do São Francisco, Salvador, Anais, 154-157.

SILVA, R.R. 1994. **Depositional sequences of the rift phase of the Proterozoic Espinhaço Supergroup, in the área between Diamantina and Gouveia, Minas Gerais, Brazil.** 14^o Intern. Sedimen. Congr., Abstracts, G: 75-76.

SCHOBENHAUS, C. **As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, estado da Bahia: Revisão e novas propostas.** Revista Brasileira de Geociências, v. 26, n. 4, p. 265-276, 2017.

SCHÖLL, W. U.; FOGAÇA, A. C. C. **Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina.** SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, v. 1, p. 276-290, 1979.

TUCKER, M. E. **Rochas Sedimentares-4.** Bookman Editora, 2014.

UHLEIN, A. **Transição cráton-faixa dobrada: Exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (ciclo Brasileiro) no estado de Minas Gerais: Aspectos estratigráficos e estruturais.** 1991. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

