Sítios Geológicos e Mineiros do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - Brasil

Organizadores:
José Adilson Dias Cavalcanti – SGB/CPRM
Marilda Santana da Silva - UFMG

Belo Horizonte-MG

Sociedade Brasileira de Geologia – SBG
Núcleo Minas Gerais

Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM
Superintendência Regional de Belo Horizonte - SUREG-BH
Gerência de Geologia e Recursos Minerais - GEREMI

Organizadores:
José Adilson Dias Cavalcanti – SGB/CPRM
Marilda Santana da Silva - UFMG

Colaboradores:
Claudia de Cássia Pessoa - UFOP
Cláudio Maurício Teixeira da Silva – Consultor Independente
Daniel Atencio - USP
Flávio Afonso Ferreira Filho – UFOP
Francisco de Assis Silva – Consultor Independente
Frederico Moreira Freitas – SGB/CPRM
Hernani Mota Lima - UFOP

Revisão Final:
Joana Reis Magalhães - SBG-Núcleo Minas Gerais - SGB/CPRM
Marco Aurélio Piacentini Pinheiro - SBG-Núcleo Minas Gerais - SGB/CPRM
Luís Filipe Ribeiro - SBG-Núcleo Minas Gerais - UFMG

Sumário

1. Introdução 4
2. Localização e Vias de Acesso 4
3. Contexto Geológico 6
4. Geomorfologia 7
5. Aspectos Históricos da Mineração 10
6. Roteiro de Sítios Geológicos e Mineiros 12
6.1. Rota do Homoclinal da Serra do Curral 13
6.6.1. Serra do Curral em Belo Horizonte 14
6.6.2. Serra do Rola Moça 17
6.6.3. Centro de Memória da Mina de Morro Velho 20
6.6.4. Museu do Ouro 23
6.6.5. Serra da Piedade 26
6.2. Rota do Sinclinal Moeda 29
6.2.1. Serra dos Andaimes 30
6.2.2. Falha e Mina da Cata Branca 32
6.2.3. Pico de Itabirito 35
6.3. Rota do Anticlinal de Mariana 38
6.3.1. Mina do Chico Rei 39
6.3.2. Morro Santo Antônio 42
6.3.3. Mina da Passagem 45
6.3.4. Lapa de Nossa Senhora de Antônio Pereira 48
6.4. Rota do Sinclinal Dom Bosco 51
6.4.1. Gruta da Igrejinha 52
6.4.2. Estromatólitos do Cumbi 55
6.5. Rota da Nappe Itacolomi 58
6.5.1. Pico do Itacolomi 59
6.6. Rota do Sistema de Falhas Cambotas – Fundão 62
6.6.1. Serra do Caraça – Gruta do Centenário 63
6.6.2. Bicame de Pedra 66
6.6.3. Komatiítos Quebra Osso 68
6.6.4. Mina de Gongo Soco 71
6.6.5. Bacia do Fonseca 75
6.7. Rota do Sinclinório de Itabira 78
6.7.1. Pico do Cauê 79
7. Considerações Finais 82
Referências 85

1. Introdução

O roteiro de sítios geológicos e mineiros do Quadrilátero Ferrífero é o resultado de uma compilação de dados das publicações da Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), da plataforma GEOSSIT do Serviço Geológico do Brasil, de artigos, teses e dissertações realizadas na Universidade Federal de Ouro Preto e a Universidade Federal de Minas Gerais além das pesquisas e publicações realizadas pelos autores. As principais áreas de interesse dos sítios são: sedimentologia, estratigrafia, geologia estrutural, tectônica, mineralogia, metalogenia, história da mineração, paleontologia e espeleologia (Tabela 1).

Os sítios descritos nesse roteiro têm sido estudados desde o século XIX e contribuem para a formação de profissionais dos cursos de Geologia e Engenharia de Minas da Escola de Minas de Ouro Preto, da Universidade Federal de Minas Gerais e de outras instituições de ensino e pesquisa do Brasil e do exterior. Nas últimas décadas inúmeras publicações foram geradas em torno dos temas "patrimônio geológico e mineiro" e "geoconservação" como resultado dos projetos de iniciação científica, mestrado e doutorado realizados em diversas instituições de ensino. Essas pesquisas possibilitaram um aumento considerável do conhecimento na região e destacaram a importância de preservar o patrimônio geológico e mineral.

Outras iniciativas consolidadas na região são os roteiros educacionais realizados por escolas de todo o Brasil e da região, que utilizam as antigas minas de ouro, sítios arqueológicos, parques naturais, igrejas coloniais que guardam parte do ouro extraído na região e obras de arte do Barroco Mineiro, o artesanato e a arte em padra-sabão (esteatito); lapidação e joalheria do topázio imperial; e festas tradicionais, tais como, a Semana Santa e a Folia de Reis, o Dia de Tiradentes (mártir da Inconfidência Mineira) e a festa do aniversário da Escola de Minas no dia 12 de outubro.

2. Localização e Vias de Acessos

O Quadrilátero Ferrífero localiza-se na porção central de Minas Gerais, sudeste do Brasil, e ocupa uma área de 7000 km^2 (Fig. 1). Seus limites configuram um polígono, estando os vértices em Ouro Preto/Mariana, Congonhas, Caeté e Brumadinho. Cerca de 30 municípios estão inseridos nessa área, inclusive grande parte da região metropolitana de Belo Horizonte, a capital de Minas Gerais.

Os sítios geológicos e mineiros do Quadrilátero Ferrífero possuem acessos fáceis devido a sua grande infraestrutura rodoviária e sua conectividade, o que propicia uma maior acessibilidade aos cientistas, estudantes e turistas que utilizam a área.

O Acesso principal ao Quadrilátero Ferrífero pode ser feito por via aérea para a capital de Minas Gerais, Belo Horizonte, com pouso no Aeroporto Internacional de Confins. A partir do aeroporto existem diversos meios de transporte para chegar a Belo Horizonte incluindo ônibus expresso e de linha, táxi e Uber. O acesso também pode ser por meio de rodovias usando carro ou ônibus que chegam a rodoviária na região central de Belo Horizonte. A partir da capital, os roteiros podem ser realizados no sentido horário, indo em direção a Caeté, passando por Nova Lima e Sabará; ou no sentido anti-horário, seguindo em direção a Itabirito, passando por Ouro Preto, Mariana; ou ainda em direção a Congonhas, passando por Ouro Branco, até chegar em Ouro Preto (Fig. 2).

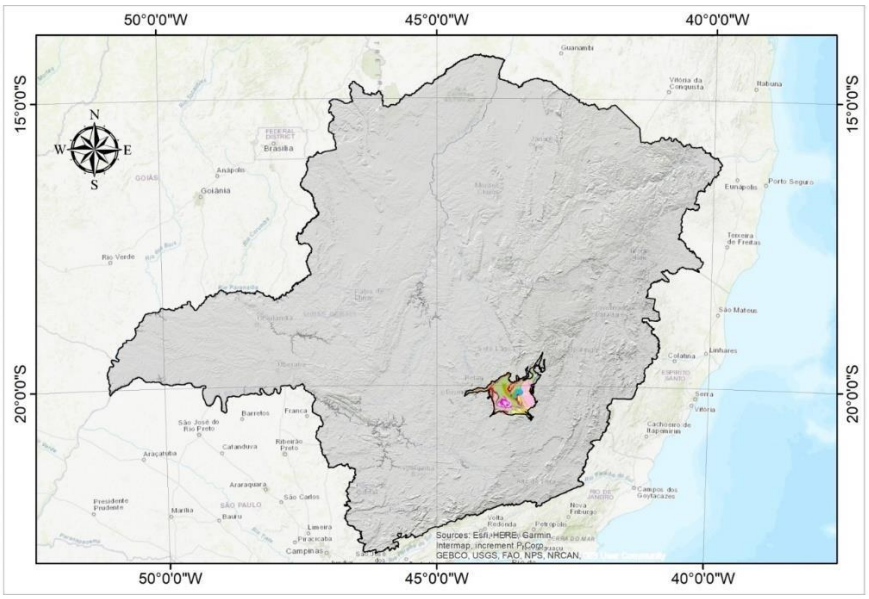


Figura 1 – Mapa de localização do Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais.

Figura 2 – Mapa rodoviário com os acessos as cidades históricas, que são as principais referências para hospedagem durante a realização dos roteiros, com a localização dos sítios geológicos e mineiros (compilado do DER-MG, 2021). Os nomes dos sítios estão na tabela 1.

3. Contexto Geológico

O Quadrilátero Ferrífero (QF) localiza-se no extremo sul do Cráton São Francisco. Esse terreno é uma porção da crosta estabilizada desde o início do Fanerozoico, mas que no Arqueano fazia parte de um bloco mais extenso denominado de Cráton Paramirim (Heilbron *et al.* 2017, Almeida 1977). A crosta arqueana é constituída por complexos granito-gnáissicos e pelo *greenstone belt* Rio das Velhas e está recoberta parcialmente por duas sequências metavulcanossedimentares paleoproterozoicas dos supergrupos Minas e Estrada Real (Dorr 1969, Alkmim & Marshak 1998, Endo *et al.* 2019) (Fig. 2 e Fig. 3).

Os complexos granito-gnáissicos arqueanos são compostos por TTG´s, granitos ricos em potássio, fragmentos de rochas máficas-ultramáficas acamadadas e diques máficos. Estes complexos exibem estruturas e metamorfismo que são correlacionados a três episódios de acreção crustal que ocorreram nos intervalos entre 3,21-3,10 Ga, 2,93-2.90 Ga e 2,80-2,77 Ga (Lana *et al*. 2013). Durante o evento Neoarqueano, datado entre 2,79-2,70 Ga, atribuído à orogênese Rio das Velhas, o *greenstone belt* Rio das Velhas e os complexos granito-gnaissicos coexistiram como uma margem continental ativa (Teixeira *et al*. 2017, Noce *et al*. 2005, Machado et al. 1992).

A sequência vulcanossedimentar arqueana do *greenstone belt* Rio das Velhas, hospeda depósitos de ouro de classe mundial (como por exemplo, Morro Velho e Cuiabá). O Supergrupo Rio das Velhas é dividido em três unidades litoestratigráficas, da base para o topo, Grupo Quebra Osso, Grupo Nova Lima e Grupo Maquiné. O grupo Quebra Osso é composto por rochas metavulcânicas ultramáficas komatiíticas, metamorfisadas na fácies xisto verde a anfibolito baixo, com raras intercalações de formações ferríferas do tipo Algoma, metchertes e metatufos, com espessura de 600 a 800m (Acken *et al*. 2016). O grupo Nova Lima foi subdividido em três unidades por Ladeira (1980): vulcânica (basal), sedimentar química (intermediária) e sedimentar clástica (topo). Posteriormente, Baltazar & Zucchetti (2007) subdividiram o grupo Nova Lima em unidades informais baseado no modelo de associações de litofácies de Eriksson *et al.* 1994. Idades U-Pb em zircões definiram pelo menos três episódios de vulcanismo félsico que teriam ocorrido juntamente com a deposição dos sedimentos do grupo Nova Lima (2792 ± 11 Ma; 2773 ± 7 Ma; 2751 ± 9 Ma), sugerindo um intervalo de vulcanismo de 40 Ma (Machado *et al.* 1992, Noce *et al.* 2005, Teixeira *et al*. 2017). O Grupo Maquiné é constituído pela Formação Palmital (basal) composta por quartzitos e filitos; e pela Formação Casa Forte (topo), composta por quartzitos maciços, xistosos, sericíticos, cloríticos e conglomerados (Dorr 1969). Os zircões detríticos mais jovens encontrados nas rochas do grupo Maquiné indicam uma idade máxima de sedimentação em 2718 ± 17 Ma (Moreira *et al*. 2016).

O Supergrupo Minas foi interpretado como uma sequência rifte, que posteriormente evoluiu para uma bacia de margem passiva (Dopico *et al.* 2017). Seus litotipos englobam espessas camadas de quartzitos, filitos, xistos, formações ferríferas bandadas, dolomitos, grauvacas e rochas metavulcânicas (Dorr 1969). Na base, o Grupo Caraça é composto por metaconglomerados e metarenitos aluviais e metapelitos marinhos, agrupados nas formações Moeda e Batatal, respectivamente. Estudos isotópicos recentes nos metaconglomerados e quartzitos auríferos da Formação Moeda (U-Pb em zircão e xenotima) indicaram idade máxima de deposição em 2,62 Ga (Koglin *et al.* 2014). O Grupo Itabira é uma sequência composta por formações ferríferas do tipo "Lago Superior", xistos carbonáticos e mármores ferruginosos agrupados na Formação Cauê e uma sequência essencialmente carbonática denominada de Formação Gandarela (2,42 Ga, idade isocrônica Pb/Pb – Babinsky *et al.* 1995). Separado por uma discordância erosiva, no topo, o Grupo Piracicaba é composto por metaconglomerados e quartzitos

ferruginosos, metadolomitos, que gradam para metapelitos e xisto carbonosos, no topo, representando as formações Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões e Barreiro. Idades U-Pb em zircões detríticos do Grupo Piracicaba apontam padrões semelhantes ao do Grupo Caraça, com idades entre 3353-2275 Ma (Machado *et al.* 1996), indicando terrenos gnáissicos como fonte comum dos sedimentos.

O Supergrupo Estrada Real é formado pelos grupos Sabará e Itacolomi (Endo *et al.* 2019). O Grupo Sabará é composto por filitos, quartzitos, metagrauvacas e rochas metavulcânicas. Esses litotipos foram interpretados como pertencentes a uma sequência de turbiditos, tufos, rochas vulcanoclásticas, conglomerados e diamictitos, sin-orogênenicos (tipo *flysch*). A idade máxima de sedimentação desta unidade é 2125 ± 4 Ma (U-Pb em zircão, Machado *et al*. 1992). O Grupo Itacolomi é composto por quartzitos, metaconglomerados polimíticos, os quais contêm clastos de BIF, provavelmente derivados da Formação Cauê. Datações realizadas em zircões detríticos apontam idade mínima de sedimentação em 2059 Ma (Pb/Pb em zircão, LA-ICPMS; Machado *et al.* 1996).

Em relação ao arcabouço estrutural, o QF é composto por grandes estruturas sinclinais em sua maioria, além de anticlinais, blocos do embasamento de geometria dômica, e um grande homoclinal. Seus limites são assinalados a norte pelo Homoclinal Serra do Curral; a oeste pelo Sinclinal Moeda; a sul pelo Sinclinal Dom Bosco; e a sudeste pelo Anticlinal de Mariana, e a lestes pelo Sistema de Falhas Cambotas-Fundão, onde se encontram os sinclinais Santa Rita e Gandarela. Outras estruturas importantes são o Anticlinal da Conceição, Sinclinal Vargem do Lima, Sinclinal dos Andaimes e os complexos granito-gnaissico-migmatíticos Belo Horizonte, Bação, Caeté, Bonfim e Santa Bárbara (Alkmim & Marshak 1998).

A evolução tectônica desta província mineral apresenta elevado grau de complexidade, sendo considerado um terreno polideformado. Estudos dedicados a compreensão do seu arcabouço tectônico foram desenvolvidos por Dorr (1969), Schorscher (1992), Endo *et al.* (1992), Chauvet *et al.* (1994), Corrêa Neto *et al.* (1994), Corrêa Neto & Baltazar (1995), Endo (1997), Alkmim &Marshak (1998), Baltazar & Zucchetti (2007), Lana *et al*. (2013), Farina *et al*. (2015) e Endo *et al.* 2020, dentre outros (Fig. 4).

4. Geomorfologia

A evolução da paisagem no Quadrilátero Ferrífero sempre foi motivo de grandes controvérsias e tem sido estudado desde os trabalhos de Hader & Chamberlin (1915), que consideravam que o relevo da região era fruto da sua estrutura e da erosão diferencial, onde os quartzitos e itabiritos constituem o substrato das terras altas, os xistos-filitos são o substrato das terras de altitude mediana e as terras baixas estão moldadas sobre os granitos-gnaisses (Varajão *et al.* 2009). Os platôs de canga representam testemunhos esparsos de uma antiga superfície de erosão, que remonta ao intervalo Cretáceo Superior/Paleógeno, desenvolvida em um clima de savanas com uma importante estação seca (Barbosa & Rodrigues 1967).

Uma das formas de explicar o relevo atual do Quadrilátero Ferrífero é baseando-se na teoria das superfícies de erosão criadas pela atuação de processos erosivos por períodos prolongados e separados por episódios de soerguimento tectônico. Baseando nesse modelo, King (1956) reconheceu superfícies de aplainamento no Quadrilátero Ferrífero remanescentes de quatro ciclos de erosão que teriam atuado no modelamento do relevo entre o Cretáceo Inferior e o Mioceno. As superfícies mais antigas foram denominadas de Gondwana (entre 1500 e 200m) e Pós-Gondwana (entre 1100 e 1400m).

Essas superfícies estariam preservadas em platôs e serras cobertas por canga e quartzito. Outra superfície, a Sul Americana (entre 850 e 1000m) teria se formado entre o final do Cretáceo e início do Mioceno (Monteiro 2011). A quarta superfície, conhecida como "Superfície Velha" (com cotas inferiores a 750m) é encontrada ao longo do Rio das Velhas e nas áreas mais baixas no Quadrilátero Ferrífero.

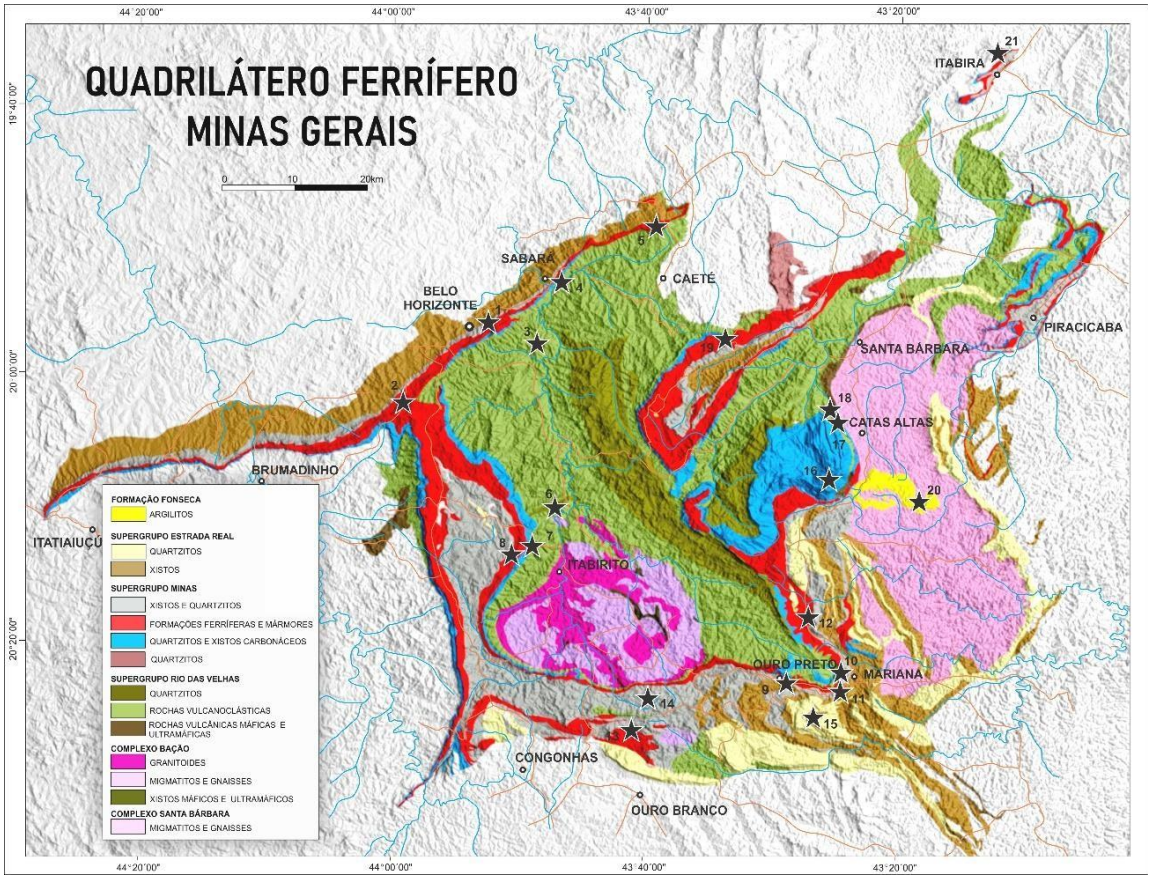


Figura 2 – Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero com a localização dos geossítios (baseado em Dorr 1969 e Endo *et al.* 2020).

Tabela 1 – Lista dos sítios geológicos e mineiros descritos no roteiro.

ORDEM	GEOSSÍTIO	SIGEP	GEOSSIT	SITUAÇÃO	INTERESSES PRINCIPAIS	LONGITUDE	LATITUDE
1	Serra do Curral		GEOSSIT	Proposta	Estratigrafia, Sedimentologia, Geologia Estrutural e Geomorfologia	-43,908283	-19,955251
2	Serra do Rola Moça		GEOSSIT	Proposta	Paleoambiental e Geomorfologia	-44,033279	-20,060295
3	Centro de Memória da Mina de Morro Velho			Proposta	História da Mineração	-43,852847	-19,978570
4	Museu do Ouro			Proposta	História da Mineração	-43,807210	-19,888915
5	Serra da Piedade	SIGEP	GEOSSIT	**Publicado**	Paleoambiental, Estratigrafia, Geologia Estrutural	-43,675617	-19,822778
6	Metarenitos da Serra dos Andaimes			Proposta	Paleoambiental, Sedimentologia e Estratigrafia	-43,822051	-20,180219
7	Falha de Cata Branca		GEOSSIT	Proposta	História da Mineração, Metalogenia e Geologia Estrutural	-43,844313	-20,217947
8	Pico de Itabira (ou Itabirito)	SIGEP	GEOSSIT	**Publicado**	Metalogenia, Estratigrafia, História da Mineração e Geomorfologia	-43,867516	-20,240751
9	Mina Chico Rei		GEOSSIT	Proposta	Metalogenia e História da Mineração	-43,499408	-20,386388
10	Morro Santo Antônio		GEOSSIT	Proposta	História da Mineração, Metalogenia e Estratigrafia	-43,442001	-20,384000
11	Mina da Passagem		GEOSSIT	Proposta	Metalogenia, Paleoambiental e História da Mineração	-43,439873	-20,390956
12	Lapa de Antônio Pereira			Proposta	Espeleologia, Sedimentologia e Estratigrafia	-43,519746	-20,305276
13	Gruta da Igrejinha		GEOSSIT	Proposta	Espeleologia, Sedimentologia, Estratigrafia e Geologia Estrutural	-43,704178	-20,450102
14	Estromatólitos da Pedreira do Cumbi			Proposta	Paleontologia, Paleoambiental, Sedimentologia e Estratigrafia	-43,691905	-20,413111
15	Pico do Itacolomi		GEOSSIT	Proposta	Sedimentologia, Estratigrafia, Geologia Estruturla e Geomorfologia	-43,473652	-20,428129
16	Gruta do Centenário, Pico do Inficionado, Serra do Caraça	SIGEP	GEOSSIT	**Publicado**	Espeleologia, Sedimentologia, Estratigrafia e Geologia Estrutural	-43,452060	-20,134229
17	Bicame de Pedra			Proposta	História da Mineração	-43,439931	-20,047052
18	Pillow Lavas do Grupo Quebra Osso			Proposta	Vulcanismo e Paleoambiental	-43,444132	-20,042299
19	Gongo Soco		GEOSSIT	Proposta	História da Mineração, Metalogenia e Mineralogia	-43,583366	-19,960146
20	Bacia do Fonseca	SIGEP	GEOSSIT	**Publicado**	Paleontologia, Sedimentologia e Estratigrafia	-43,333000	-20,166668
21	Pico do Cauê		GEOSSIT	Proposta	Mineralogia, Sedimentologia, Estratigrafia e Geologia Estrutural	-43,223434	-19,597867

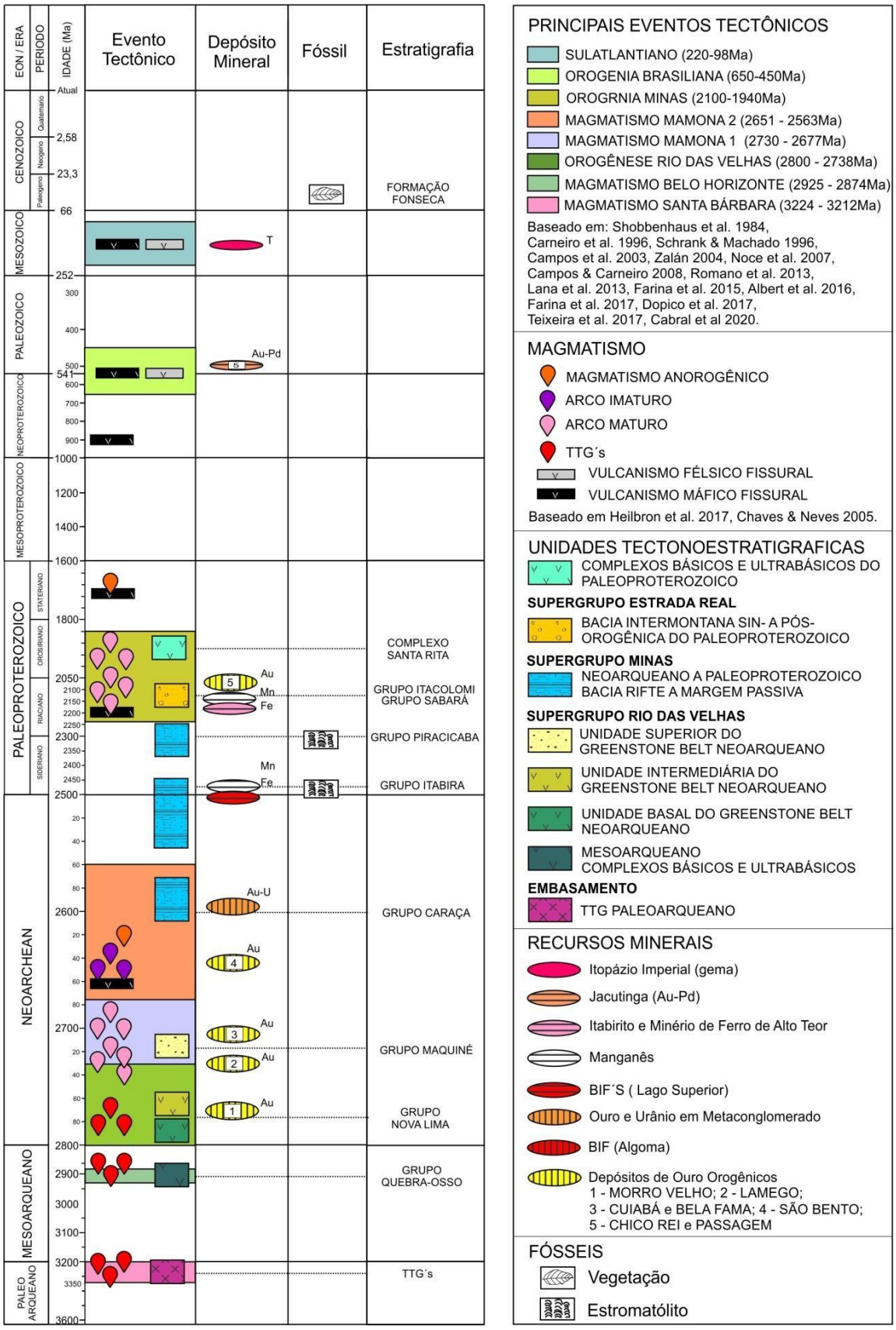


Figura 3 – Relações tectono-estratigráficas e recursos minerais do Quadrilátero Ferrífero (compilado de Cavalcanti *et al.* 2021).

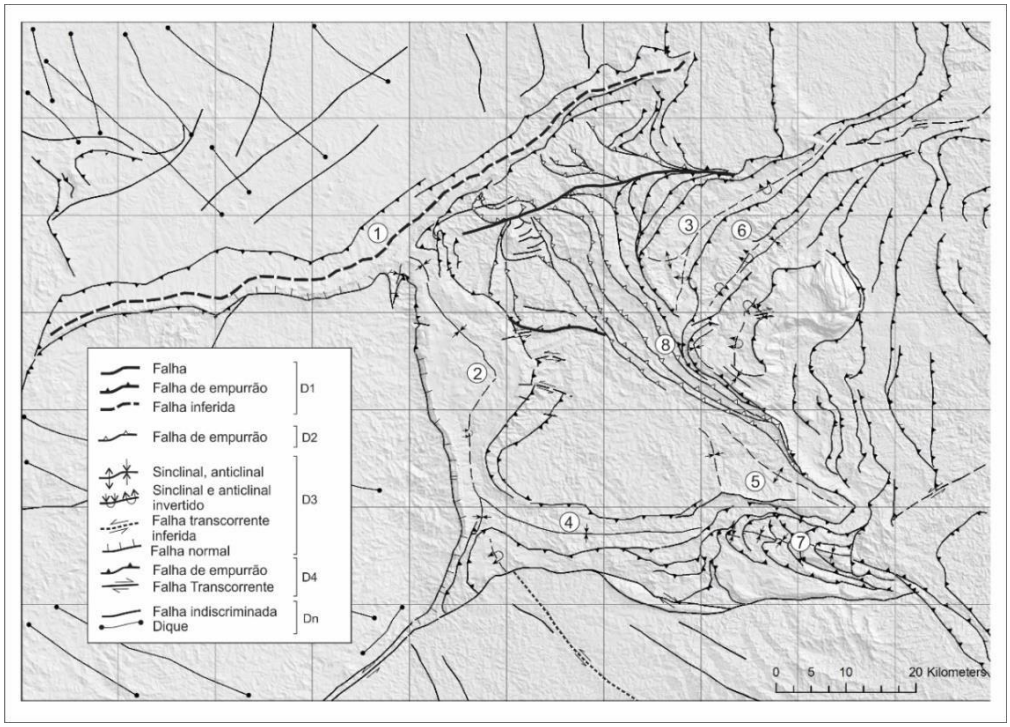


Figura 4 – Mapa da região do Quadrilátero Ferrífero com as principais estruturas. (1) Homoclinal da Serra do Curral; (2) Sinclinal Moeda; (3) Sinclinal do Gandarela; (4) Sinclinal Dom Bosco; (5) Anticlinal de Mariana; (6) Sinclinal da Conceição; (7) *Nappe* Itacolomi; (8) Sistema de Falhas Cambotas-Fundão. Mapa baseado em Chemale Jr. *et al.* (1994) e Baltazar & Zucchetti (2007), compilado de Cavalcanti *et al.* (2021).

5. Aspectos Históricos da Mineração

A mineração no Brasil está intimamente relacionada com o processo de ocupação territorial. A produção de ouro em Minas Gerais iniciou nas últimas décadas do século XVII, quando centenas de jazidas aluvionares foram descobertas nas cercanias de Ouro Preto, Mariana, Sabará e Caeté (Souza & Reis, 2015). O ouro dos depósitos de aluviões e filões de quartzo era encontrado em estado livre e a lavra do mesmo era realizada a céu aberto, utilizando estruturas de tabuleiros e um sistema de catas. Nesse período histórico, era raramente utilizada a lavra subterrânea, e todos os processos eram muito rudimentares.

A mineração do ouro foi a atividade econômica mais absorvente da Capitania das Minas Gerais durante os primeiros setenta anos do século XVIII. As cidades de Mariana e Ouro Preto foram o palco das principais descobertas e durante o Ciclo do Ouro e também responsável por mais de 50% da produção aurífera do Quadrilátero Ferrífero (Oliveira, 1977). A contribuição mineira (brasileira) era de 700 toneladas (Lanari, 1977), ou seja, foram retiradas 350 toneladas de ouro da região do Anticlinal de Mariana.

A extração do ouro na região ocorreu tanto no leito dos rios, como nas vertentes das serras e no interior dos maciços (através da abertura de talhos a céu aberto) e mais raramente por meio de minas subterrâneas (Sobreira 2014). O ouro em aluviões, paleoaluviões (grupiaras) e nas camadas mais superficiais foram se esgotando com o tempo, provocando a decadência da mineração em Minas Gerais. A falta do emprego de técnicas avançadas de lavra nesse período foi descrita por diversos naturalistas europeus que visitaram as minas da região com a principal causa desse declínio. E somente, no Brasil Império com a abertura para empresas estrangeiras explorar o ouro e outros metais

é que foram implantadas técnicas mais avançadas de lavra nas minas subterrâneas, criando um novo fôlego para a mineração do ouro em Minas Gerais.

No século XIX, as minas de ouro de Passagem de Mariana, Gongo Soco e Morro Velho estiveram sob o comando de companhias mineradoras inglesas. No início desse século, a produção de ouro se encontrava em pleno declínio. Somente com a vinda dos ingleses é que houve uma transferência de tecnologia, sendo incorporados novos métodos de lavra e de tratamento do minério de ouro, provocando um novo *rush* na mineração de ouro no estado de Minas Gerais.

A extração de minério de ferro foi muito limitada durante o século XVIII. O minério de ferro era usado em pequenas forjas para produzir ferramentas que seriam utilizadas na mineração do ouro. As forjas eram construídas principalmente por escravos através da tecnologia do "cadinho" trazida da África. De acordo com Gonsalves (1932), quase todo o ferro utilizado na construção neste período era importado e a sua produção era proibida no Brasil. Só com a chegada de D. João VI foi permitida a implementação de fábricas de ferro. A primeira fábrica de ferro foi construída em Sorocaba, estado de São Paulo, em 1801. Só em 1808, mediante um alvará real, foi permitida a organização de uma empresa encarregada da extração de minério de ferro em Minas Gerais, e assim, em 1809, foi estabelecida a fundação da Fábrica de Ferro Gaspar Soares, em Minas Gerais. Em 1811, o Barão de Eschwege chegou a Minas Gerais com o objetivo de produzir ferro industrialmente na região de Congonhas do Campo. Foi então criada a "Fábrica Patriótica" que produzia, em 1812, a primeira barra de ferro. Mais tarde, o processo de produção direta de ferro foi trazido da Europa pelo Sr. Monlevade, que construiu a Fábrica de São Miguel de Piracicaba, em 1825. Com a formação dos primeiros engenheiros de minas, na Escola de Minas de Ouro Preto, houve um grande aumento dos estudos na área da metalurgia no Brasil. Em 1888, foi fundada a Fábrica Esperança em Itabira do Campo (hoje Itabirito) no sopé do Pico de Itabirito.

Nos anos 1910, a indústria siderúrgica foi favorecida devido aos estudos realizados pelos estudantes e professores da Escola de Minas que confirmaram a existência de enormes reservas de minério de ferro de alta qualidade no Brasil, cerca de 10 mil milhões de toneladas. Estes estudos foram divulgados num congresso de Estocolmo, organizado por grandes empresas siderúrgicas da Europa e dos Estados Unidos da América. Com isto, o Governo Federal começou a incentivar a produção interna de ferro e aço, encorajando empresas e indivíduos brasileiros ou estrangeiros que desejavam criar empresas siderúrgicas no Brasil. E assim começou a corrida do ferro em Minas Gerais, na região do Quadrilátero Ferrífero, com a fundação do *Brazilian Hematite Syndicate* com sede em Londres, que mais tarde se transformou na Companhia de Minério de Ferro de Itabira (Vale 2012).

Nos anos 40, a Companhia Vale do Rio doce (CVRD) e a Companhia Siderúrgica Nacional (CSN) foram criadas para abastecer o mercado internacional devido à procura de ferro durante a Segunda Guerra Mundial. Depois, entre os anos 1946 e 1964 foi assinado um acordo entre o Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) e o Departamento Nacional de Pesquisa Mineral (DNPM), quando 42 mapas geológicos foram mapeados à escala 1:25.000 e a integração resultou no mapa geológico do "Quadrilátero Ferrífero, de Dorr (1969), à escala 1:150.000 (Zapparoli *et al.* 2020). O nome "Quadrilátero Ferrífero" foi proposto e aceite pela comunidade científica em 1969, quando a produção de minério de ferro atingiu 100 Mt/ano e duas décadas mais tarde atingiu 250 Mt/ano (Lima *et al.* 2019).

6. Roteiro de Sítios Geológicos e Mineiros do Quadrilátero Ferrífero

O roteiro é composto por 21 sítios geológicos e mineiros localizados no Quadrilátero Ferrífero e que estão agrupados em sete (7) rotas relacionadas com as grandes estruturas do Quadrilátero Ferrífero: Homoclinal da Serra do Curral, Sinclinal Moeda, Sinclinal Dom Bosco, *Nappe* Itacolomi, Anticlinal de Mariana, Sistema de Falhas Cambotas – Fundão e Sinclinório de Itabira. Além dos sítios geológicos e mineiros descritos nesse roteiro, existem diversos locais de interesse geológico (Tabela 2) que podem ser visitados e cidades históricas que podem ser usadas para hospedagem e para apreciar a arte, a cultura e a gastronomia local.

Um fator importante a ser observado é a acessibilidade aos sítios no Quadrilátero Ferrífero que é muito variável. Alguns sítios habitualmente visitados por turistas, estudantes e pesquisadores são de fácil acesso, como por exemplo, as minas turísticas da Passagem e Chico Rei. Sítios esporadicamente utilizados em pesquisa científica, tais como, a Mina de Gongo Soco e Komatiítos Quebra Osso. Sítios localizados em áreasde preservação, tais como, parques estaduais, municipais, reservas ecológicas e RPPN´s, que possuem fácil acesso, por exemplo, o Parque das Mangabeiras, o Parque da Serra do Curral, e o Parque da Serra do Rola Moça. Os Sítios localizados em áreas de mineração ou em áreas particulares com acesso restrito, dependendo de autorização, por exemplo, os sítios do Pico de Itabirito e a Mina Gongo Soco. E, também, tem sítios que são turísticos que exigem o pagamento de uma taxa para poder acessá-los, como o caso das minas da Passagem e Chico Rei.

Também é importante observar o tipo de acesso aos sítios, se é realizado por estrada pavimentada, estrada de terra, trilha ou situado em área urbana. A Serra da Piedade é acessível por estrada pavimentada. A Pedreira do Cumbi tem acesso por estrada de terra. O Pico do Itacolomi é acessado por meio de trilhas. A Mina do Chico Rei está localizada em área urbana.

6.1. Rota do Homoclinal da Serra do Curral

6.1.1. Serra do Curral

A Serra do Curral é um "*hogback*" com aproximadamente 100 km de extensão, formado a partir do resto de uma dobra sinclinal invertida das rochas do Supergrupo Minas sobre as rochas graníticas da região de Belo Horizonte, conhecida como Depressão Periférica (Medina *et al.* 2007). A serra é sustentada por formações ferríferas bandadas e quartzitos das formações Cauê e Caraça, respectivamente, pertencentes ao Supergrupo Minas. Ao longo de toda a sua extensão, existem inúmeras minas de minério de ferro, e ao mesmo tempo, pode ser considerada um grande reservatório de água subterrânea que está contida principalmente nos itabiritos da Formação Cauê.

A Serra conserva parte do nome original do arraial "*Curral Del Rey"* que se estabeleceu sua base e que hoje é a cidade de Belo Horizonte (Ruchkys *et al.* 2012). Recebe diversas denominações ao longo de sua estrutura: a) Serra Azul, localizada no extremo sudoeste até o Pico do Itatiaiuçu; b) Serra do Itatiaia, entre o Pico do Itatiaiuçu e a Garganta da Conquistinha onde é interceptada pela Rodovia Fernão Dias (BR 381); d) Serra das Farofas, entre a Garganta da Conquistinha e a Garganta do rio Paraopeba, que também é conhecida como Fecho do Funil; e) Serra dos Três Irmãos, entre o Fecho do Funil e o Pico dos Três Irmãos; f) Serra do Rola Moça, entre o Pico dos Três Irmãos e a região onde a serra é cortada pela rodovia BR-040; g) Serra do Curral, entre Belo Horizonte e Nova Lima, um pequeno trecho entre a rodovia BR-040 e o Pico de Belo Horizonte; h) Serra do Taquaril, localizada entre o Pico de Belo Horizonte e o vale do rio das Velhas; i) e Serra da Piedade, entre o vale do rio das Velhas e o extremo nordeste da serra (Amorin 2021).

A sua configuração morfológica é diversificada, destacando-se a linha de cumeada sustentada por itabiritos da Formação Cauê e francamente dissecada com formas de anfiteatros conchoidais suspensos. A crista proeminente apresenta vertentes muito íngremes com declividades superiores a 50º, podendo mesmo apresentar paredões subverticais e desnivelamentos variando entre 150 e 300m acima dos patamares litoestruturais embasados pelos filitos da Formação Batatal e pelos dolomitos da Formação Gandarela (Barbosa, 1967).

Proponente do Sítio (GEOSSIT)
José Adilson Dias Cavalcanti - SGB

Acesso

O acesso à Serra do Curral é pelo Bairro Mangabeiras, próximo a Praça do Papa, em Belo Horizonte, onde estão às entradas dos parques da Mangabeira e da Serra do Curral. Ao longo de toda a estrutura do homoclinal existem outros sítios geológicos que podem ser visitados.

Valor Científico

A Serra do Curral, com mais de 100 km de extensão, é um relevo do tipo "*hogback*" gerado sobre uma estrutura homoclinal invertida pelo evento tectônico Brasiliano entre 650 e 500 Ma. A sua configuração morfológica é diversificada, destacando-se a linha de cumeada sustentada por itabiritos da Formação Cauê e francamente dissecada na forma de anfiteatros conchoidais suspensos. Possui diversos locais de interesse geológico com várias áreas de proteção que são importantes no contexto histórico, cultural, religioso, ambiental e científico. Os seus principais atrativos são o Conjunto Natural da Pedra Grande, Serra dos Três Irmãos, Serra do Rola Moça, Mirante Três Pedras, Parque Municipal da Serra do Curral, Parque Municipal das Mangabeiras, Mirante das Mangabeiras, Chafariz Kaquende de Sabará e a Serra da

Piedade. Apesar das diversas áreas de proteção ao longo de toda a sua extensão, convive com inúmeras de áreas de extração de minério de ferro em franca operação, minas esgotadas e abandonadas, gerando um grande impacto sobre a sua geodiversidade.

Interesses Principais
Estratigrafia, Sedimentologia e Geomorfologia

Link para o GEOSSIT
https://www.sgb.gov.br/geossit/geossitios/ver/2350

Referências
Amorin, L.Q. 2021. Estudo Ambiental para fins de Emissão de Autorização para Licenciamento Ambiental Parque Estadual da Serra do Rola Moça, Taquaril Mineração S.A. - TAMISA, ART, CREA-MG, Belo Horizonte, 72p.
Cavalcanti, J.A.D.; Ribeiro, J.H.; Tuller, M.P.; Signoreli, N. 2020. Mapa geológico da folha Belo Horizonte, escala 1:25.000. Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Programa Geologia do Brasil. Formato digital.
Dorr II, J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. USGS Professional Paper, 641-A, 110p.
Medina, A.I.M.; Dantas, M.E.; Saadi, A. 2007. Geomorfologia. Projeto APA SUL RMBH. Estudos do Meio Físico. Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, volume 6, 60p.
Silva, F.R. 2007. A paisagem do Quadrilátero Ferríferro, MG: potencial para o uso turístico da sua geologia e geomorfologia. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geografia da UFMG, Belo Horizonte, 144p.
Varajão, C.A.C. 1991. A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Revista Brasileira de Geociências, 21 (2): 138-145.

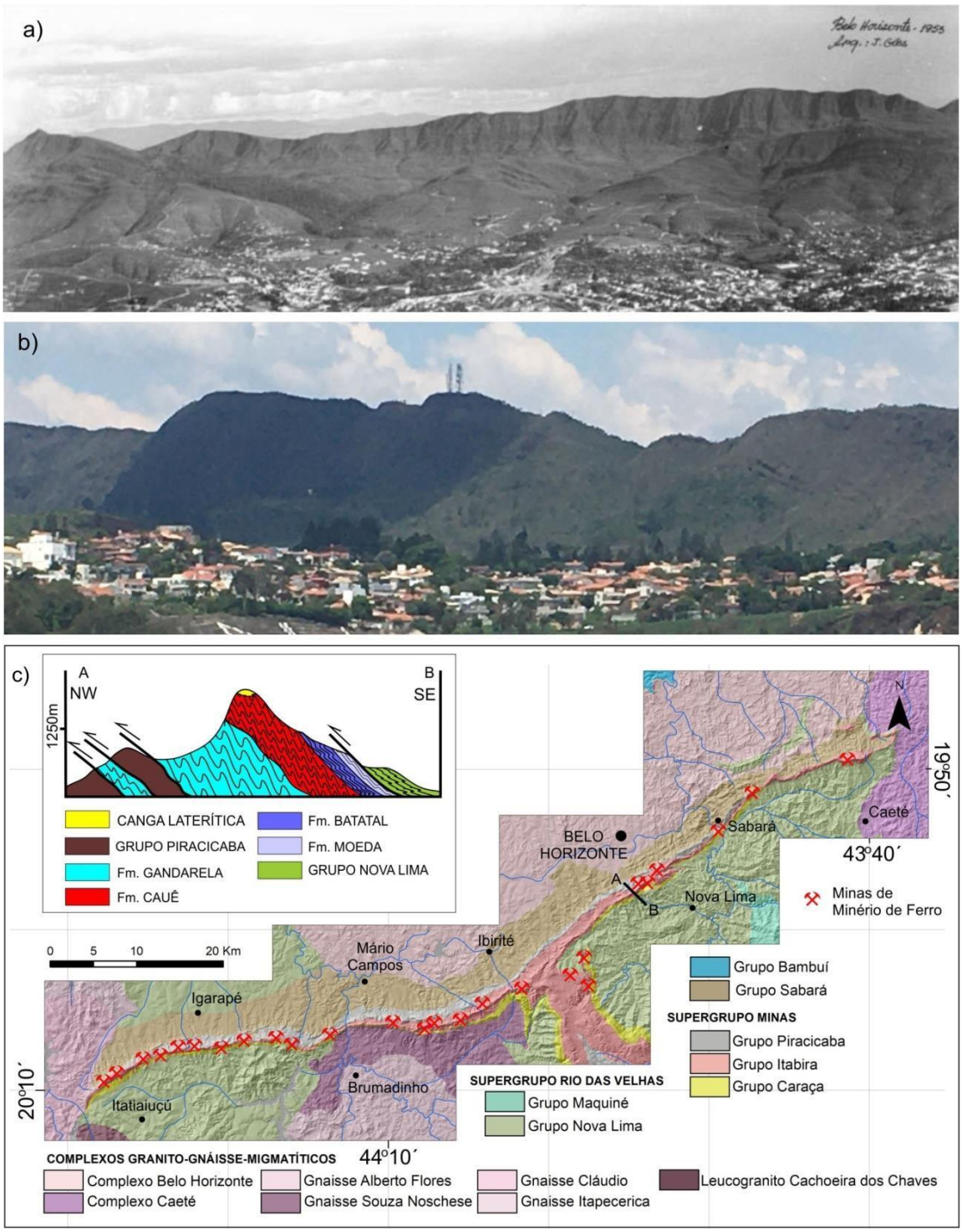


Figura 5 – a) Foto da Serra do Curral em 1955, acervo do IPHAN; b) Serra do Curral nos tempos atuais, foto do autor; c) mapa geológico simplificado da Serra do Curral com as principais minas de minério de ferro (baseado em Pinto & Silva 2014). Compilado de Cavalcanti *et al.* (2023).

6.1.2. Serra do Rola Moça

Na Serra do Rola Moça afloram itabiritos da Formação Cauê e a cobertura laterítica cenozoica de canga. O termo "canga" foi utilizado, inicialmente, por Eschwege (1833), para designar um conglomerado composto por fragmentos angulosos, raramente arredondados, da especularita xisto e hematita magnética com cimento ferruginoso de limonita vermelha ou amarela e marrom. A canga pode se formar *in situ* ou ser transportada e depositada. A canga *in situ* ocorre sobre os itabiritos intemperizados e podem alcançar até 30 m de espessura, mas mais comumente, a espessura varia entre 1 e 5m. A canga transportada é formada a partir da cimentação por óxidos e oxi-hidróxidos de Fe do material erodido das serras, podendo formar extensas coberturas. As datações realizadas pelo método (U-Th)/He por Monteiro (2011) indicaram idades entre 43,75 ± 8,75 Ma e 0,37 ± 0,07 Ma. Esses resultados mostraram que as cangas são mais jovens do que os saprolitos e originaram de repetidas fases de dissolução e precipitação dos oxi-hidróxidos de Fe responsáveis pelo seu rejuvenescimento próximo à superfície.

A evolução da paisagem no Quadrilátero Ferrífero sempre foi motivo de grandes controvérsias e tem sido estudada desde os trabalhos de Hader & Chamberlin (1915), que consideravam que o relevo da região era fruto de sua estrutura e da erosão diferencial. Onde os quartzitos e itabiritos constituem o substrato das terras altas, os xistos e filitos são o substrato das terras de altitude mediana e as terras baixas estão moldadas sobre os granito-gnaisses (Varajão *et al.* 2009). Os platôs de canga representam testemunhos esparsos de uma antiga superfície de erosão que remonta ao intervalo Cretáceo Superior/Paleógeno desenvolvida em um clima de savanas com uma importante estação seca (Barbosa, 1967).

Proponente do Sítio (GEOSSIT)
José Adilson Dias Cavalcanti - SGB

Acesso

O acesso principal é pelo Bairro Jardim Canadá. Partindo de Belo Horizonte em direção a Ouro Preto pela BR-040, após, cerca de, 15 km, chega ao Bairro Canadá, depois segue em diração a Casa Branca por mais 6 km. A entrada do parque está a 3 km e para chegar ao sítio segue por mais 3 km. Todo o acesso é em estrada pavimentada.

Valor Científico

A Serra do Rola Moça é moldada por uma cobertura ferruginosa cenozoica conhecida pelo nome de "Canga", que resultou do intemperismo das formações ferríferas bandadas do Paleoproterozoico, em condições paleoambientais muito diferentes dos tempos atuais. Os platôs de canga representam testemunhos esparsos de uma antiga superfície de erosão que remonta ao intervalo Cretáceo Superior/Paleógeno.

A Serra está situada em uma zona de transição entre o Cerrado e a Mata Atlântica, com predominância de campos ferruginosos de altitude com topografia acidentada, onde se destaca a beleza cênica das serras, moldando os horizontes para contemplação da natureza. A importância da sua preservação está relacionada com a sua biodiversidade e geodiversidade, como também, por se tratar de uma área de mananciais responsáveis pelo abastecimento de água de várias cidades da região metropolitana de Belo Horizonte.

Interesses Principais
Paleoambiental, Geomorfologia, Hidrogeologia

Link para o GEOSSIT
https://www.sgb.gov.br/geossit/geossitios/ver/2371

Referências

Alkmim, F.F.; Amorim, L.Q.; Souza, K.; Cavalcanti, J.A.D.; Lanfranchi, R.A.; Santos, J.H.; Oliveira, F.M.; Barbosa, V.C. 1996. A junção entre o Sinclinal da Moeda e o Homoclinal da Serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Anais 39º Cong. Bras. Geol., Salvador. Soc. Bras. Geol., Vol. 1, pp. 337–340.

Barbosa, G.V. 1967. Características Geomorfológicas. In: Barbosa, G.V.; Rodrigues, D.M. 1967. Quadrilátero Ferrífero. Belo Horizonte/MG, Instituto de Geociências/UFMG, p. 46-60.

Dutra, G. 2015. Gênese e desenvolvimento de cavernas naturais subterrâneas em formações ferríferas. In: Ruchkys *et al*. 2015, Patrimônio Espeleológico em Rochas Ferruginosas, Sociedade Brasileira de Espeleologia, p. 160-173.

Pereira, M.C.; Stávale, Y.O.; Salgado, A.A.R. 2012. Estudo da Gênese das Cavidades e Depressões em Minério de Ferro – quadrilátero Ferrífero/MG: Serras do Rola Moça e Gandarela. Revista Brasileira de Geomorfologia, 13(3): 245-253.

Reis, D.L.R.; Machado, M.M.M. 2019. Modelagem do Potencial Geoturístico do Parque Estadual do Rola Moça-MG. Revista Rá e Ga – O Espaço Geográfico em Análise. 46 (2): 171-184.

Varajão, C.A.C.; Salgado, A.A.R.; Varajão, A.F.D.C.; Braucher, R.; Colin, F.; Naline Jr., H.A. 2009. Estudo da Evolução da paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (^{10}Be) e da pedogênese. Revista Brasileira Ciências do Solo, 33:1409-1425.

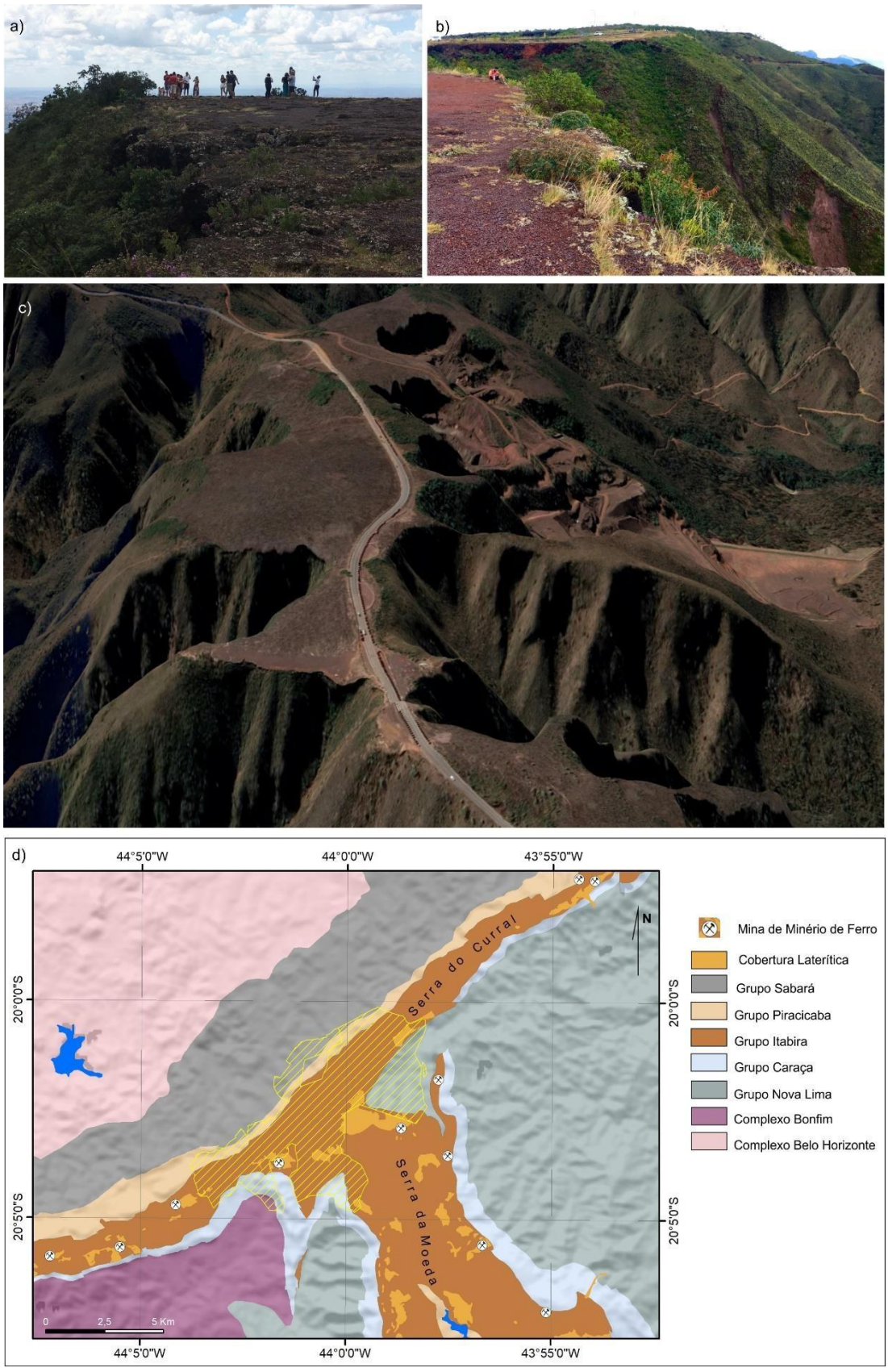


Figura 6 – Serra do Rola Moça. a) e b) Vista parcial do topo da serra; c) imagem do Google Earth em 3D do platô da Serra; d) mapa geológico simplificado com a área do Parque Estadual da Serra do Rola Moça. Compilado de Cavalcanti *et al.* (2023).

6.1.3. Centro de Memória da Mina de Morro Velho

O depósito de ouro da Mina Morro Velho foi classificado como orogênico (Groves *et al*. 1998). Ele possui associação temporal e espacial com a orogênese Rio das Velhas, ocorre em rochas metamórficas da fácies xisto-verde, o pico da mineralização é tardi-tectônico a pós-metamórfico, possui a associação Au-Ag-As e alteração hidrotermal proximal é caracterizada pela associação mica-carbonato-sulfeto de Fe (Vial *et al.* 2007). De acordo com Vial (*op. cit*), no depósito de Morro Velho existe um grupo de rochas hidrotermais conhecida como Lapa Seca que é dominante que podem ser maciças e xistosas. Essas rochas foram dobradas isoclinalmente, metamorfisadas antes da mineralização de ouro e estão envolvidas por rochas pelíticas carbonáceas. Uma das principais características do depósito de Morro Velho é a sua continuidade por mais de 2450m e alteração hidrotermal intensa por carbonato, sulfeto, clorita, mica branca +biotita, albita e quarto.

O investimento inglês na mineração de ouro na Mina do Morro Velho data de 1834, ano de fundação da *Saint John Del Rey Mining Company*. A presença inglesa no empreendimento perdurou até 1957, ano em que se iniciou a transferência do controle para acionistas brasileiros. Tal processo culminou em 1960 com a criação da Mineração Morro Velho, quando teve a formação de corpo técnico e gerencial composta por brasileiros, inclusive no nível de cargos executivos. Com o acúmulo de significativa defasagem tecnológica em mineração subterrânea na década de 1970, a empresa buscou novas metodologias e tecnologias de ponta na África do Sul associando-se em 1975 com a Anglo American Corporation. Essa parceria promoveu uma nova onda de investimentos e de transferência de tecnologias de mineração subterrânea. Atualmente é marcante a participação de capital canadense e sul-africano. Em consequência seu nome mudou para Anglogold (Couto & Costa 2003).

Proponentes do Sítio
José Adilson Dias Cavalcanti – SGB
Marilda Santana da Silva - UFMG

Acesso

O acesso ao Centro de Memória é pela área urbana de Nova Lima. É necessário entrar em contato com a administração para agendar visita, que pode ser feita de quarta-feira a domingo. O Centro de Memória está localizado na Rua Enfermeiro José Caldeira Brant, N^0 7, Bairro Retiro, Nova Lima-MG.

Valor Científico

O centro de memória foi inaugurado em 29 de junho de 1994 com a denominação de Centro de Memória da Mina Morro Velho (Fig. 7). Recentemente o nome foi mudado para "Centro de Memória AngloGold Ashanti". O Centro de Memória é um espaço que além de preservar a história da mineração do ouro, também retrata a evolução tecnológica mineração subterrânea a partir do século XIX. O espaço abriga quase 3 mil objetos, 6 mil livros, 7 mil fotos e 20 mil documentos que recontam a história da mineração de ouro nas regiões das operações da empresa, em Minas Gerais e também em Goiás, narrando usos e costumes desde 1834, quando a empresa iniciou suas atividades no país (AngloGold Ashanti 2023).

Interesse Principal
História da Mineração do Ouro, Patrimônio *Ex-Situ*

Referências

AngloGold Ashanti. 2023. Centro de Memória da Anglo Gold Ashanti. Disponível em: https://www.anglogoldashanti.com.br/sobre/centro-de-memoria/

Burton, R. 1868. Viagem do Rio de Janeiro a Morro Velho. Tradução de David Jardim Junior. 2001. Editora do Senado Federal. 504p.

Couto, E.P.; Costa, A.D. 2003. Trajetória histórica da empresa Mineração Morro Velho. Revista História Econômica e História de Empresas, 6(2):1-15.

GROSSI, Y.S. 1981. Mina de Morro Velho: a extração do homem. Rio, Paz e Terra.

Ladeira, E.A. 1988. Metalogenia dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Principais Depósitos Minerais do Brasil. P. 301 – 351.

Pires, A.S. *et al.* 1996. Morro Velho, história, fatos e feitos. 205p.

Vial, D.S.; DeWitt, E.; Lobato, L.M.; Thorman, C.H. 2007. The Geology of the Morro Velho gold deposit in the Archean Rio das Velhas greesntone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. Ore Geology Review, 32: 511-542.

Figura 7 – a) Faixada do Centro de Memória da Mina Morro Velho; b) modelo da mina de Morro Velho exposto no Centro de Memória.

6.1.4. Museu do Ouro

O Museu do Ouro funciona na antiga Casa de Fundição de Sabará que entrou em funcionamento em 1734. Em 1736 passou a ser denominada de Real Intendência do Ouro em Sabará. O museu foi criado em 1945, por intermédio do então presidente da República Getúlio Vargas, através do Decreto n° 7.483, sendo inaugurado já no ano seguinte (Rosa *et al.* 2017). O prédio foi tombado como Patrimônio Nacional somente em 1950.

Atualmente o museu possui diversas exposições, entre as quais há um circuito de exposição que mostra a funções originais da Casa de Intendência e Fundição do Ouro de Sabará; as principais técnicas e processos utilizados na extração do ouro século XVIII, uma coleção de minerais, rochas e minérios de ouro extraídos na região, além de maquetes de algumas antigas minas de ouro, como por exemplo, da Mina de Morro Velho.

O acervo museológico começou a ser constituído em meados da década de 40 do século XX. Inicialmente foram adquiridos, por meio de compras e doações de famílias tradicionais do Estado de Minas Gerais, objetos relacionados às tipologias de História e Religião, sendo em sua maioria peças de mobiliário, armas, porcelanas e objetos ligados à prática da mineração, datados entre os séculos XVIII e XIX (Rosa *et al.* 2017). O acervo museológico é composto por 879 itens, 54% estão em exposição e 46% em reserva técnica.

Proponentes do Sítio

José Adilson Dias Cavalcanti – SGB
Marilda Santana da Silva - UFMG

Acesso

O acesso é pela área urbana da cidade Sabará que está localizada a 21 km de Belo Horizonte pela BR-381 ou passando por Nova Lima que possui uma estrada não pavimentada que liga a cidade a Sabará com 16 km de extensão. O museu está localizado na Rua da Intendência, S/N, Centro – Sabará-MG.

Valor Científico

A cidade de Sabará com seus rios e lavras riquíssimas é um dos núcleos de mineração da província de Minas Gerais que mais forneceu ouro à Coroa portuguesa (Dinnouti, 2009). Com isso, em 1719, a Coroa portuguesa determinou que o governador da Capitania de São Paulo e Minas Gerais deveriam instalar quatro casas de fundição a sua escolha e assim foi feito em Ouro Preto (Vila Rica), Sabará, São João Del Rey e no Serro (Vila do Príncipe) (Souza 1984). Nessas casas o ouro em pó era transformado em barras e, posteriormente, marcado com o brasão real. Também era subtraído o quinto e emitido um certificado que comprovava o pagamento do imposto.

A casa de fundição de Sabará foi uma das primeiras casas de Intendência construídas no Brasil Colônia, além de servir como local de fundição do ouro servia como residência e escritório do Intendente, que era o representante da metrópole na região (Dinnouti, 2009). A casa funcionou até 1833, quando foi extinta pelo imperador D. Pedro I, em consequência da decadência da exploração aurífera na região.

O Museu do Ouro de Sabará guarda em seu acervo uma parte importante da história da mineração de ouro e dos costumes na Capitania de Minas Gerais, durante o século XVIII. Está instalado na antiga Casa da Intendência, em uma das regiões do Quadrilátero Ferrífero que mais produziram e ainda hoje produz ouro em Minas Gerais. Além do museu, o centro histórico de Sabará possui uma bela paisagem, sendo uma viagem ao passado colonial do Brasil, através das suas ruas estreitas com casarios e igrejas coloniais.

Interesse Principal
História da Mineração do Ouro, Patrimônio *Ex-Situ*

Referências
Couto, J.V. 1799. Memória sobre a Capitania de Minas Gerais, seu território, clima e produções metálicas. Coleção Mineiriana. Estudo crítico, transcrição e pesquisa histórica, Júnia Ferreira Furtado (1994). Fundação João Pinheiro. Belo Horizonte, p. 51-92.

Dinnouti, T.H. 2009. Museu do Ouro: a formação de um patrimônio como mediador da identidade nacional. Dissertação de Mestrado, Escola de Arquitetura da UFMG. Belo Horizonte, 147p.

IBRAM, 2020. Museu do Ouro. In: https://museudoouro.museus.gov.br (Acesso em 25/06/2020).

IPHAN, 2020. Casa da Intendência (Sabará, MG). In: http://portal.iphan.gov.br (Acesso em 25/06/2020).

Oliveira, T.B. 1977. Ouro nas Minas Gerais. Simpósio sobre o Ouro. XVII Semana de Estudos Geológicos da SICEG. Escola de Minas. Ouro Preto, p.17-56.

Porto, C.G.; Palermo, N.; Pires, F.R.M. 2002. Panorama da exploração e produção do ouro no Brasil. In: Extração de ouro: princípios, tecnologia e meio ambiente. Cap.1. Rio de Janeiro, CETEM/MCT, 2002. p. 1-22.

Rosa, R.A.C.; Menezes, I.C.; Figueredo, A.N. 2017. O museu do Ouro. Coleção Museus do IBRAM. Instituto Brasileiro de Museus – IBRAM, Brasília. 35p.

Russell-Wood, A.J.R. 1984. O Brasil Colonial: o Ciclo do Ouro (1690-1750). Parte II, Capítulo 11. In: Leslie Bethell (Ed.), The Cambridge History of Latin America, Cambridge University Press. Tradução: Barros, M.A.L. & Lopes, M. (1999), Edusp, São Paulo-SP, p. 471-526.

Souza, W.A. 1984. Guia dos bens tombados: Minas Gerais. Belo Horizonte: IEPHA.

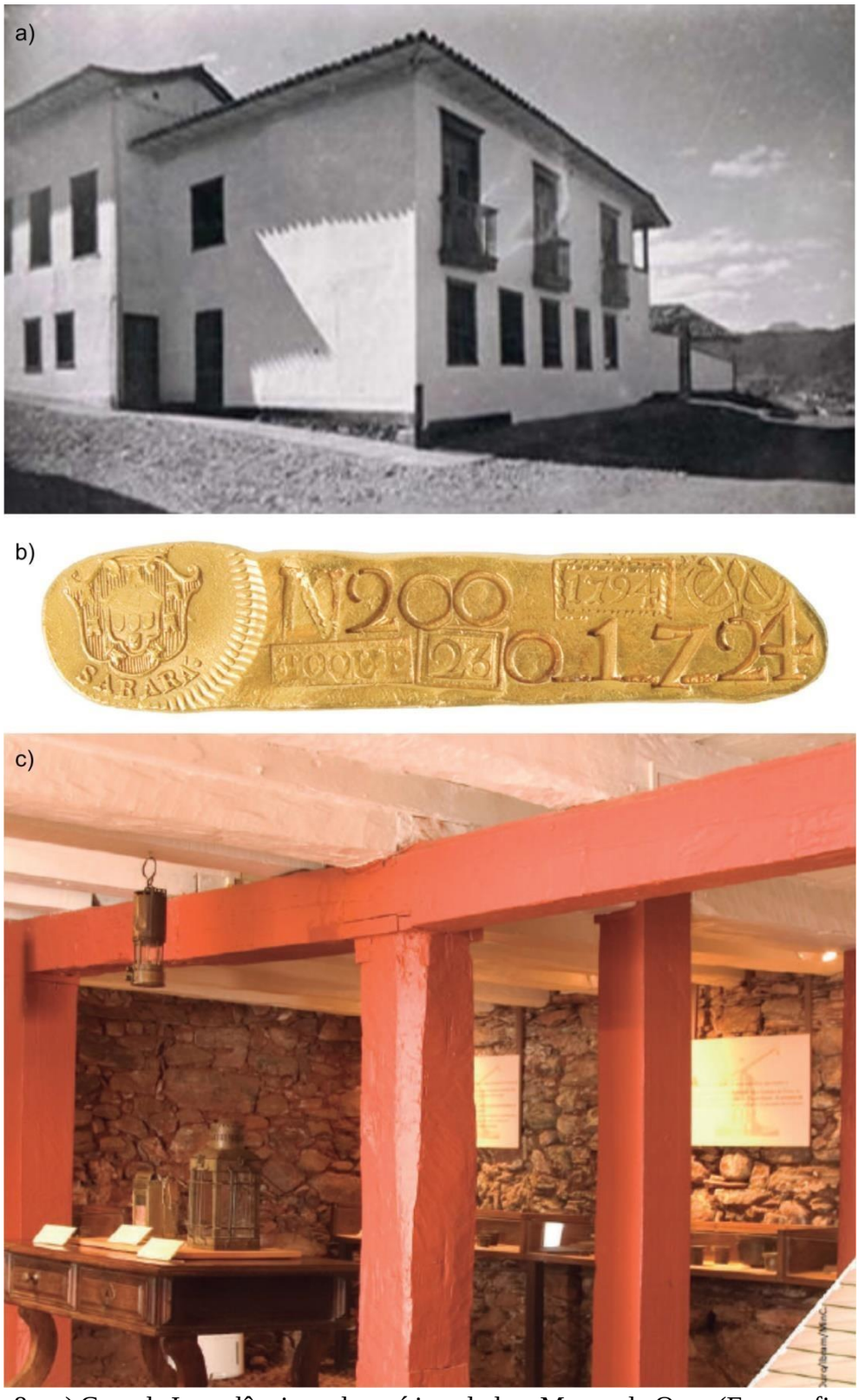


Figura 8 – a) Casa da Intendência onde está instalado o Museu do Ouro (Fotografia cedida pelo Museu do Ouro, 1945, compilada de Dinnouti 2009); b) barra de ouro do século XVIII, com o cunho da Coroa Portuguesa e timbre da Vila Real de Sabará, marcação feita com o brasão da Coroa Portuguesa, autenticando a fundição como uma repartição oficial (Foto de Daniel Mansur, compilado de Rosa *et al.* 2017; c) sala de exposição dos métodos de extração do ouro (Foto de Sylvana Lobo, compilada de Rosa *et al.* 2017)

6.1.5. Serra da Piedade

A Serra da Piedade é parte do conjunto da Serra do Curral, que se estende por cerca de 100 km e que recebe denominações locais como Serra Azul, Fecho do Funil, Itatiaiuçu, Três Irmãos, Serra do Rola Moça, Serra da Piedade, dentre outras. A Serra da Piedade marca o limite setentrional do Quadrilátero Ferrífero, sustentada morfologicamente por itabiritos da Formação Cauê (Fig. 9). A sequência é composta por sedimentos clásticos e químicos, os últimos constituem a formação ferrífera da Formação Cauê e os mármores da Formação Gandarela (Renger *et. al.*, 1994). Devido à abundância de recursos minerais, a região do Quadrilátero Ferrífero tornou-se, há muito tempo, alvo de estudos e mapeamentos geológicos, sendo o mapa de Peter Claussen, de 1841, o primeiro a ser impresso.

No início do século XIX, a Serra da Piedade teve seu reconhecimento científico e paisagístico nos relatos do viajante Auguste de Saint-Hilaire, dos naturalistas alemães J.B. von Spix e C.F.P. von Martius e do Barão de Eschwege. Este último publicou, em 1832, suas contribuições sobre a geologia do Brasil que inclui um mapa topográfico e a primeira descrição geológica da Serra da Piedade, vislumbrando o fornecimento de minério de ferro durante séculos para o mundo inteiro (Ruchkys *et al.* 2009).

A região da Serra da Piedade é considerada, também, de extrema importância biológica, com espécies da flora ameaçadas de extinção. As características físicas da serra proporcionam o desenvolvimento de vários tipos de vegetação que ainda estão bem preservadas. À medida que subimos a serra, a vegetação diminui de porte. No sopé, tem-se a mata fechada de encosta, remanescente da floresta tropical; a partir desse nível, a vegetação torna-se mais aberta e de menor porte. No topo, áreas cobertas pela canga, tem-se uma cobertura do tipo campo rupestre que se desenvolve tipicamente sobre as formações ferríferas. As plantas crescem sobre um solo composto de fragmentos muito duros (canga nodular) ou sobre rochas com fendas onde as raízes podem penetrar.

Proponentes do Sítio (SIGEP)
Úrsula Azevedo Ruchkys - UFMG
Frederick Ewald Renger (*in memoriam*) - UFMG
Carlos Maurício Noce (*in memoriam*) - UFMG
Maria Márcia M. Machado - UFMG

Acesso

A Serra da Piedade localiza-se a 52 km de Belo Horizonte. A partir de Belo Horizonte, pela BR-381, em direção a Caeté. No trevo das Bananas segue pela MG-435 em direção a Caeté. A entrada do Santuário é bem sinalizada. Todo o acesso é por estrada pavimentada. A partir da entrada são mais 5 km de subida da serra que pode ser feito de carro ou a pé.

Valor Científico

A Serra da Piedade, localizada na divisa dos municípios de Sabará e Caeté, no Quadrilátero Ferrífero, região centro-leste de Minas Gerais, constitui um importante sítio geológico associado à história da exploração do interior do Brasil pelos bandeirantes e à evolução geoecológica da Terra. Apresenta ótimas exposições de itabiritos da Formação Cauê (Supergrupo Minas) que indicam mudanças na composição da atmosfera iniciadas na transição do Arqueano para o Proterozoico. Seu valor científico e paisagístico foi reconhecido ainda no século XIX através dos relatos de viajantes. A partir de 1760, a Serra tornou-se também um referencial religioso com a construção de uma capela. Em 1956, o Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional (IPHAN) tombou o

conjunto paisagístico e arquitetônico da Serra da Piedade. Já, o seu tombamento com um perímetro maior foi concluído pelo Instituto Estadual do Patrimônio Histórico e Artístico (IEPHA-MG) em 2005.

Interesses Principais
Estratigrafia, Sedimentologia e Paleoambiental

Link para o GEOSSIT
http://www.sgb.gov.br/geossit/geossitios/ver/1961

Referências

Alves, B.P. 1969. Mapa Geológico da Quadrícula de Serra da Piedade, Minas Gerais, Brasil. USGS-DNPM. Bueno, M.E.T. 1992. Geografia da Serra da Piedade. In: Duarte, R.H. (org.) Serra da Piedade. Belo Horizonte: CEMIG, 136 p.

Duarte, R.H. 1992. História da Serra da Piedade. In: Duarte, R.H. (org.) Serra da Piedade. Belo Horizonte: CEMIG, 136 p.

Renger, F.E.; Noce, C.M.; Romano, A.W.; Machado, N. 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Geonomos, v. 2/1: 1-11.

Ruchkys, U.A.; Machado, M.M.M.; Castro, P.T.A.; Renger, F.E.; Trevisol, A.; Beato, A.C. 2007. Geoparque Quadrilátero Ferrífero – Proposta. In: Schobbenhaus & Silva, 2012. Geoparques do Brasil – Propostas. Volume 1, CPRM, p.183-220.

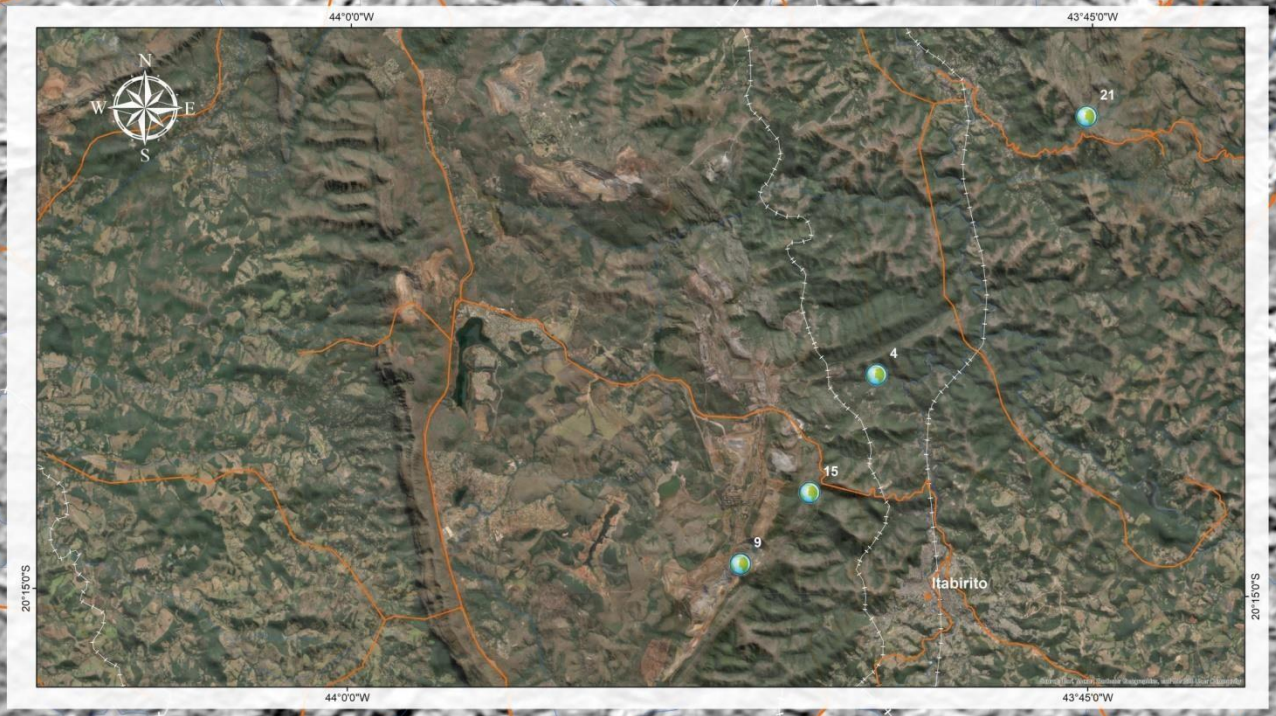
Ruchkys, U.A.; Renger, F.E.; Noce, C.M.; Machado, M.M.M. 2009. Serra da Piedade, Quadrilátero Ferrífero, MG - Da lenda do Sabarabuçu ao patrimônio histórico, geológico, paisagístico e religioso. SIGEP - 129. In: Winge et al. 2009 (Eds.), Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil, Volume 2. SIGEP-DNPM-CPRM, p.203-212.

Santos-Pires, A.O. 1902. A Serra da Piedade. Rev. Arquivo Público Mineiro. vol. 7: 813-826.

Scliar, C. 1992. Geologia da Serra da Piedade. In: Duarte, R.H. (org.) Serra da Piedade. Belo Horizonte: CEMIG, 136 p.

Figura 9 – a) Vista parcial do santuário da Serra da Piedade com afloramentos de itabirito; b) e c) detalhe do itabirito (foto compilada de Ruckys *et al.* 2007); e) vista parcialda serra; f) igreja do santuário de Nossa Senhora da Piedade.

6.2. Rota do Sinclinal Moeda



6.2.1. Serra dos Andaimes

A Serra dos Andaimes está inserida no contexto do *greenstone belt* Rio das Velhas ou Supergrupo Rio das Velhas é composto pelos grupos Quebra Osso, Nova Lima e Maquiné. Os dados geocronológicos e geoquímicos das rochas vulcânicas e sedimentares sugerem pelo menos duas fases deposicionais datadas em 2900 e 2780 Ma. Baltazar & Zucchetti (2007) identificaram sete associações litofácies no greesntone belt, da base para o topo: (1) vulcânicas maficas-ultramáficas; (2) vulcano-química-sedimentar; (3) clástico-químico-sedimentar, (4) associação vulcaniclástica com quatro litofácies: monomítico e brechas polimíticas, conglomerado-cinza, grauvaca-arenito, grauvaca-argilito; (5) associação resedimentada, incluindo três sequências de ggrauvaca-argilito, no norte e no leste, em fácies xisto verde e no sul, em fácies anfibolito; (6) associação costeira com quatro litofácies: arenito com estratificação cruzada de médio a grande porte, arenito com marcas de ondas (*ripple marks*), arenito com estratificação tipo espinha de peixe (*herringbone*); (7) associação não marinha com as litofácies: conglomerado-arenito, arenito de grão grosso e arenito de grão fino a médio. Os metarenitos da Serra dos Andaimes é parte do Grupo Maquiné, no contexto da associação de fácies (6) que representa um ambiente deposicional costeiro de praia.

Proponentes do Sítio
José Adilson Dias Cavalcanti – SGB
Frederico Moreira Freitas - SGB

Acesso

A Serra dos Andaimes está localizada a 67 km de Belo Horizonte. Pode ser acessada por estrada não pavimentada a partir da entrada de Itabirito na BR-356. A partir daí toma-se a estrada não pavimentada em direção a Rio Acima por mais 7 km.

Valor Científico

A associação de fácies de praia presente na Serra dos Andaimes é restrita a uma pequena área localizada a noroeste do Complexo da Bação, e possui quatro litofácies: (1) arenito com estratificação cruzada de médio a grande porte; (2) arenito com marcas de ondas; (3) arenito com estratificação espinha de peixe, e (4) arenito-siltito (Fig. 10). Os arenitos da litofácies (1) possui estratificação planar e cruzada relacionadas com o tipo Xi de Allen (1963), com terminações cuneiformes, que foram interpretadas como duna do tipo barcana, segundo Pedreira & Silva (1996). O ambiente eólico foi sugerido por Pedreira & Silva (1996) por possuir granulometria bimodal, aparentemente sem laminação cruzada interna, com ondulação de pequena amplitude, grande comprimento de onda e índice de ondulação mais elevado que 10 (Tucker, 1996). A litofácies (2) possui marcas de ondas assimétricas com cristas retas (Allen, 1968), o comprimento de onda em relação à amplitude proporciona uma ondulação com índice de cerca de 5. Estas características sugerem depósito em águas pouco profundas e a proximidade com a litofácies (3) indica que foram sujeitas a influência de correntes de marés. A litofácies (3) indica fluxo bidirecional com variações dos ciclos de maré em ambiente subaquoso (Pedreira & Silva 1996; Baltazar & Pedreira 1996, 1998). Na litofácies (4), os arenitos foram provavelmente depositados em um ambiente marinho pouco profundo, fácies de planície de maré com estratificação cruzada e planar, onde o quartzo e o feldspato preservam características vulcanogênicas (Féboli & Signorelli, 1996).

Interesses Principais
Sedimentologia, Estratigrafia, Paleoambiental.

Referências

Baltazar, O.F.; Pedreira, A.J.; 1996. Associações de litofácies. In: CPRM–Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Projeto Rio das Velhas – Texto Explicativo do Mapa Geológico Integrado, escala 1:100.000. Departamento Nacional de Produção Mineral/CPRM–Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, p. 43–48.

Baltazar, O.F.; Pedreira, A.J. 1998. Associações litofaciológicas. In: Zucchetti & Baltazar (Eds.), Projeto Rio das Velhas - Texto Explicativo do Mapa Geológico Integrado, escala 1:100.000. 2ª Edição, Departamento Nacional de Produção Mineral/CPRM–Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, p. 43–47.

Baltazar, O.F.; Zucchetti, M. 2007. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. Ore Geology Reviews, 32: 471-499.

Féboli, W.L.; Signorelli, N. 1996. Sinopse Geológica da Folha Itabirito: Projeto Rio das Velhas. Departamento Nacional da Produção Mineral/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Belo Horizonte, p. 34-43.

Ruchys, U.A.; Machado, M.M.M.; Castro, P.T.A.; Renger, F.E.; Trevisol, A.; Beato, D.A.C. 2009. Geoparque Quadrilátero Ferrífero: proposta. Serviço Geológico do Brasil. p. 184-220.

Figura 10 – a) e b) Vista parcial do afloramento do metarenito com marcas de ondas; c) detalhe do painel com marcas de ondas; d) detalhe do painel com estratificação cruzada tipo espinha de peixe. Fotos de Frederico Moreira.

6.2.2. Falha e Mina da Cata Branca

A Falha e a Mina de Cata Branca estão localizadas na região central do Quadrilátero Ferrífero, próximo ao Pico de Itabirito e a Mina do Pico (de minério de ferro). Nessa região afloram quartzitos e filitos das formações Moeda e Batatal, do Supergrupo Minas, xistos do Grupo Nova Lima e, na terminação sudeste da falha, intercepta as rochas do Complexo Bação.

As primeiras descobertas de ouro na região de itabirito foram no Córrego Seco e Cata Branca do Aredes (Wallace 1965). As atividades de lavra de ouro no período colonial na região Itabirito-MG, mais especificamente no entorno do povoado Aredes, se concentrou na zona de falha onde funcionou a Mina de Cata Branca. Essa área guarda importantes vestígios das atividades relacionadas à lavra e beneficiamento de minério de ouro. Entre os vestígios destacam-se catas a céu aberto, áreas escavadas e com cortes, galerias, tanques ou açudes, canais para conduzir de água, estrutura para encabeçamento de bicame, mundéus, montes de rejeito e abrigos em rocha. Na área ainda é possível ver ruínas de edificações, de currais, de uma capela, de uma possível senzala, e de uma estrada carroçável. Essa região também possuía uma posição geográfica estratégica entre os limites das comarcas de Vila Rica, Rio das Velhas e Rio das Mortes (Guimarães *et al.* 2010).

Assim como ocorreu em outras regiões de Minas Gerais, a mineração do ouro em Aredes começou com a lavra em aluviões, seguida pela lavra em grupiaras localizadas nas encostas dos morros. Esse estilo de minerar em aluviões era muito rudimentar e utilizava ferramentas simples que logo se esgotavam. Já, a lavra nas encostas dos morros exigia a construção de canais para a circulação de água utilizada no desmonte e na apuração do ouro. Em Aredes, foi descrita uma rede de canais que possivelmente distribuía água em diferentes locais de lavra que envolvia o abandono onde o ouro se esgotava e a construção de novos à medida que se iniciava novas lavra (Guimarães *et al.* 2010). Nessa região também foram identificadas várias galerias que remetem ao início da atividade de lavra subterrânea em decorrência do esgotamento das lavras a meia encosta em talho aberto.

A mina subterrânea de Cata Branca operou entre 1833 e 1844, como propriedade da empresa *Brazilian Company Ltda* e produziu, cerca de, 1,18 toneladas de ouro (Souza 2004). As operações mineiras terminaram quando ocorreu um grande desmoronamento da galeria principal que matou dezenas de trabalhadores. Após esse acidente a mina foi fechada e vendida para *St. John d'El Rey Mining Company,* que retirou todos os seus equipamentos e escravos e os enviou para a Mina de Morro Velho, em Nova Lima.

Proponentes do Sítio (GEOSSIT)

José Adilson Dias Cavalcanti - SGB
Frederico Moreira de Freitas - SGB
Flávio Afonso Ferreira Filho – UFOP
Hernani Mota Lima - UFOP

Acesso

A mina de Cata Branca está a 57 km de Belo Horizonte com acesso pela BR-356, em direção a Itabirito. Partindo de Belo Horizonte pela BR-040 em direção ao Rio de Janeiro, próximo a Lagoa dos Ingleses há o trevo para Ouro Preto. A partir daqui segue pela BR-356 em direção a Ouro Preto. A entrada do sítio está localizada na Serra da Santa, onde tem uma placa do IPHAN sobre o tombamento da área. A partir desse ponto, segue-se a pé por uma estrada não pavimentada por cerca de 700 metros, depois uma trilha à direita por mais 100 metros.

Valor Científico

A Falha de Cata Branca foi descrita inicialmente por Wallace (1965) como uma falha transcorrente sinistral que corta transversalmente o Siclinal Moeda em sua porção central se estendendo por cerca de 7 km até atingir as rochas do Complexo Bação, com deslocamento de aproximadamente 500 metros (Fig. 11). Em sua porção WNW, promove o contato os quartzitos e conglomerados da Formação Moeda (do supergrupo Minas), com os xistos da unidade Córrego Paina (do Grupo Nova Lima), e na sua terminação ESE coloca a unidade Córrego Paina em contato com os gnaisses do Complexo Bação, onde também houve a intrusão de diques máficos. Ao longo da falha, principalmente próximo a sua terminação WNW existem várias ocorrências de ouro onde a principal é a Mina Cata Branca (Burton 1869, Wallace 1965, Freitas *et al.* 2020, Oliveira 2018, Oliveira *et al.* 2018).

Braga *et al.* (2006) através de estudos de magnetometria identificaram uma nova falha na região, que corta o Sinclinal Moeda transversalmente dando continuidade ao sistema de falhas Cata Branca e Bonga, a qual foi denominada de falha da Codorna. Esses autores também observaram que essa falha não corta as rochas da Formação Sabará, o que levou a interpretação de que a falha seja anterior ao brasiliano e que a mesma foi reativada durante esse evento. Os estudos realizados por Oliveira *et al.* (2018) utilizou dados de magnetometria mostraram que existe uma grande concentração de minerais com alta suscetibilidade magnética na falha, sendo que a profundidade da mesma pode variar entre 420 e 1250 metros. Essas interpretações podem indicar que a mineralização aurífera pode ter ocorrido durante o evento Brasiliano, após a nucleação do Sinclinal Moeda e intrusão do Domo do Bação, gerada pela tectônica de "Domos e Quilhas" no evento Transamazônico (Marshak *et al*. 1997, Alkmim & Marshak 1998).

Interesses Principais

Metalogenia, Geologia Estrutural e História da Mineração

Link para o GEOSSIT

https://www.sgb.gov.br/geossit/geossitios/ver/2148

Referências

Burton, R. 1869. Viagem do Rio de Janeiro a Morro Velho. Coleção o Brasil Visto por Estrangeiros. Tradução de David Jardim Júnior, 2001. Editora do Senado Federal. 504p.

Freitas, F.M.; Dias, P.H.A.; Signorelli, N., Tuller, M.P., Ribeiro, J.H. 2020. Carta Geológica e de Recursos Minerais da Folha Itabirito – SF.23-X-A-III-1-SE. Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Disponível em: http://rigeo.cprm.gov.br/.

Guimarães, C.M.; Assis, A.P.A.; Veloso, G.P.; Campos, L.C.M.; Moreira, M.G. 2010. Pesquisa Histórico-Arqueológica sobre Aredes – Município de Itabirito/MG. Relatório Final. Cooperativa dos Empreendedores em Ações Culturais – Cooperativa Cultural e Laboratório de Arqueologia da Fafich/UFMG. 166p.

Oliveira, M.J.C.; Barbosa, M.S.C.; Assis, V.S.R.; Abreu, J.S.; Fernandes, T.G.; Soares, A.L.F.; Oliveira, L.R.; Caixeta, J.M.P. 2018. Geophysical analysis of Cata Branca fault, Central-North Moeda Syncline, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. 16th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brazil, p.1-6.

Souza, T.M.F. 2004. Onde o Sol Nunca Brilha: investimentos britânicos e mudança tecnológica nas minas de Gongo Soco, Passagem e Morro Velho. Anais do XI Seminário

sobre a Economia Mineira, in: João Antônio de Paula *et al.* (Ed.), Cedeplar, Universidade Federal de Minas Gerais. 27p.

Wallace, R.M. 1965. Geology and Mineral Resources of the Pico de Itabirito District Minas Gerais, Brazil. Geology and Mineral Resources of parts of Minas Gerais, Brazil. Geological Survey Professional Paper 341-F. 73p.

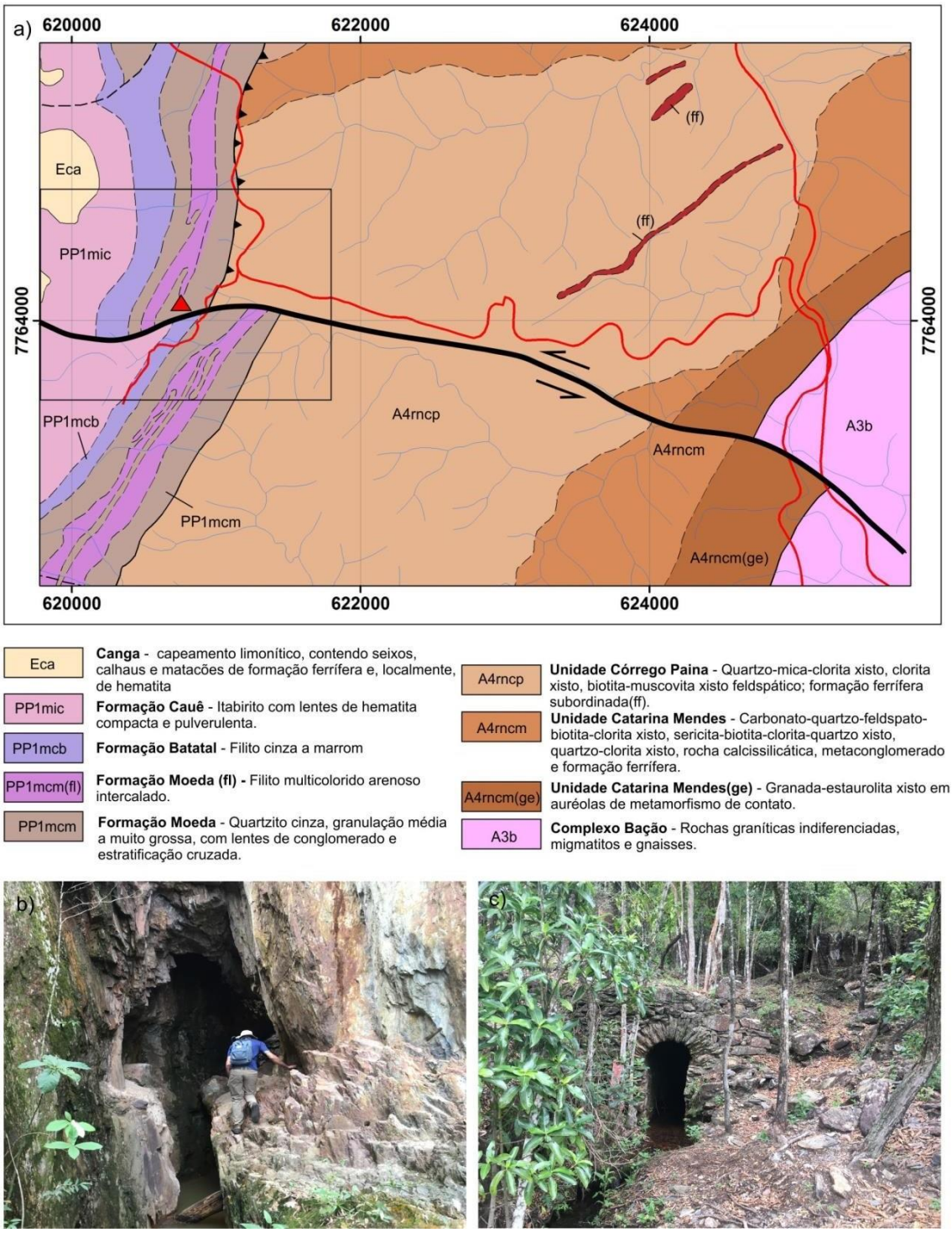


Figura 11 – a) Recorte do mapa geológico da folha Itabirito (Baltazar *et al.* 2005); b) detalhe da entrada da Mina de Cata Branca; c) ruinas da antiga infraestrutura da mina.

6.2.3. Pico de Itabira (ou Itabirito)

O Pico de Itabirito é um importante marco dos diversos períodos de ocupação do Estado de Minas Gerais. Inicialmente, denominado de Pico de Itabira, serviu como referência geográfica aos bandeirantes na busca do ouro das Gerais, devido ao seu ressalto topográfico de formato inconfundível, retratado por Eschwege (1822, 1833) no seu mapa da Capitania das Minas Gerais e em perfil topográfico-geológico.

O Pico é formado por rochas do Supergrupo Minas, de idade paleoproterozoica, caracterizado por sequências plataformais de mar raso e profundo com formações ferríferas, distribuídas em estruturas sinclinais do Quadrilátero Ferrífero. Os itabiritos são formações ferríferas bandadas metamórficas e oxidadas, constituídas principalmente de quartzo e óxidos de ferro, existindo ainda variedades com anfibólios e dolomita, embora sua ocorrência seja subordinada no depósito do Pico. O minério de ferro de alto teor foi interpretado inicialmente (Dorr, 1965) como produto de substituição metassomática sin-metamórfica e por Guild (1957) como produto de alteração hidrotermal. Rosière & Rios (2004) propuseram origem hidrotermal desenvolvida em duas fases: uma de mineralização em magnetita e outra oxidante, com mineralização em hematita. De acordo com Rosière & Rios (2004), o minério foi gerado por enriquecimento da rocha ferrífera sedimentar (teor original 30- 45% Fe), através de reações e processos químicos, envolvendo fluidos quentes (hidrotermais). No Quadrilátero Ferrífero diversos corpos semelhantes são comumente explotados.

Proponentes do Sítio (SIGEP)

Carlos Alberto Rosière - UFMG
Friedrich Ewald Renger - UFMG
Danielle Piuzana - UFVJM
Carlos Alberto Spier - Queensland University

Acesso

O acesso é pela entrada da Mina do Pico, a 49 km de Belo Horizonte. O acesso precisa que ser autorizado pela Vale. A Mina do Pico localiza-se em Itabirito e o acesso por estrada pavimentada é pela BR-356 ou pela BR-040, próximo à estação de pedágio Itabirito.

Valor Científico

O Pico de Itabira é uma importante referência geológica, histórica e econômica de Minas Gerais. É conhecido também pelo nome de Pico de Itabirito, em razão do nome da cidade ter mudado de "Itabira do Campo" para "Itabirito". Nos séculos XVII e XVIII, serviu como marco geográfico dos bandeirantes, desbravadores das Gerais. Hoje sua importância está nas suas características metalogenéticas e geológicas como testemunho-símbolo da riqueza mineral da região. O minério de origem hidrotermal está hospedado na Formação Cauê, Grupo Itabira do Supergrupo Minas, e formou-se durante o evento tectônico Transamazônico, no Paleoproterozoico. A verticalização do corpo, juntamente com a de toda a sequência, que resultou em sua morfologia peculiar, ocorreu no final do evento Transamazônico, concomitante à estruturação do Sinclinal de Moeda.

O Pico de Itabirito é um cenário singular no contexto geológico do Quadrilátero Ferrífero. Em função dessa realidade, o IPHAN tombou, em 1962, este marco geológico e seu entorno como um conjunto paisagístico, onde a ocupação do território foi a justificativa central. É a localidade-tipo do termo “itabirito”, retirado da língua indígena e introduzido no vocabulário geocientífico pelo geólogo e metalurgista alemão W. L. von Eschwege, no início do século XIX.

Interesses Principais
História da Mineração, Metalogenia, Estratigrafia

Link para o GEOSSIT
https://www.sgb.gov.br/geossit/geossitios/ver/2003

Referências
Baars, F.; Rosière, C. A. 1997. Geological map of the Quadrilátero Ferrífero, *in* De Witt, M. J. & Ashwal, L. A., Eds. Greenstone belts: Oxford Monographs on Geology and Geophysics Series, Oxford University Press, p. 529 - 557.

Burton, R. F. 1869. Explorations of the highlands of the Brazil, London: Tinsley Brothers, 2 vol. – trad. português de D. Jardim Jr.: Viagem do Rio de Janeiro a Morro Velho. Belo Horizonte/São Paulo (Itatiaia/Ed. USP) 366p, 1976.

Guild, P. W. 1957. Geology and mineral resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil: U. S. Geological Survey Professional Paper 290, 90p.

Rosière, C.A. 1981. Strukturelle und texturelle Untersuchungen in der Eisenerzlagerstaette "Pico de Itabira" bei Itabirito, Minas Gerais, Brasilien: Clausthaler Geowissenschaftliche Dissertationen, 9, 302p.

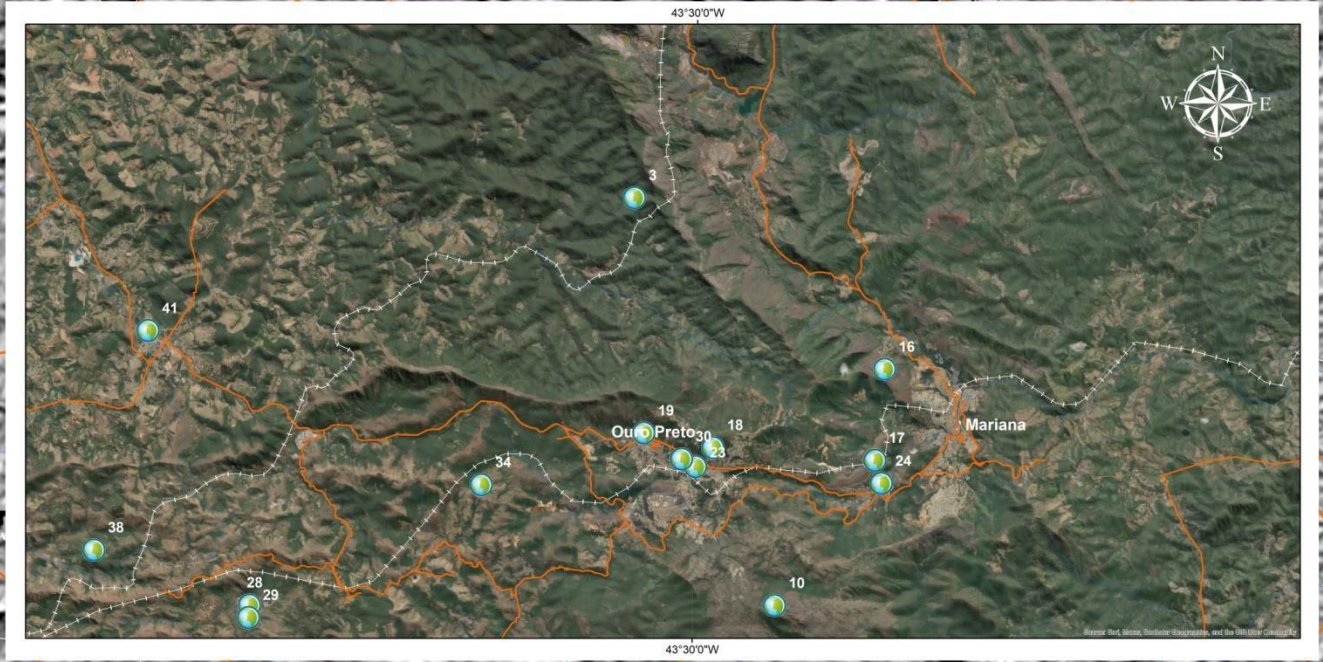
Rosière, C.A.; Rios, F.J. 2004. The origin of hematite in high grade iron ores based on infrared microscopy and fluid inclusion studies: the example of the Conceição mine, Quadrilátero Ferrífero, Brazil, Economic Geology, vol. 99, 611- 624.

Rosière, C.A.; Renger, F.E.; Piuzana, D.; Spier, C.A. 2009. Pico de Itabira, MG: Marco estrutural, histórico e geográfico do Quadrilátero Ferrífero. SIGEP - 042. In: Winge *et al.* 2009, Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil, Volume 2. SIGEP-DNPM-CPRM, p.193-202.

Santos, C.E.L.; Franca, P.R.B. 2004. Plano de reabilitação de áreas impactadas: monumento natural do Pico de Itabirito, Complexo do Pico. Minerações Brasileiras Reunidas S.A. – MBR, 13p.

Figura 12 – a) Vista parcial do Pico de Itabira ou Pico de Itabirito (foto compilada de Rosière *et al.* 2009); b) Pico de Itabira segundo Martius (1906); c) itabirito caracterizado pela alternância de bandas de quartzo e óxido de ferro (foto compilada de Rosière *et al.* 2009).

6.3. Rota do Anticlinal de Mariana



6.3.1. Mina do Chico Rei

A Mina Chico Rei possui grande extensão, com inúmeras galerias entrecruzadas e sobrepostas e na maioria o acesso quase é impossível devido a desabamentos e alagamentos. Os setores usualmente visitados são quatro galerias com seções predominantemente em forma de ogiva e, mais raramente, quadrangulares de alturas inferiores a 1,80 metros com larguras inferiores a 1,50 metros (Cavalcanti, 1999). O único salão que ocorre na mina apresenta forma circular com aproximadamente 7 metros de diâmetro. A mina está posicionada na altitude de 1070 metros e possui as seguintes coordenadas UTM: 656.637 E - 7.745.067 N.

A lapa da mineralização é o quartzito sericítico e a capa é o itabirito. Na zona mineralizada principal, os filitos carbonosos estão constantemente dobrados e crenulados, de tal forma que não se tem o controle da trama da foliação principal. Os xistos bandados intemperizados são marrons e possuem espessura máxima de 2 metros. A formação pirrotítica bandada é uma unidade comumente descrita nas outras minas da Serra de Ouro Preto. Os itabiritos silicosos ocorrem intercalados com itabiritos anfibolíticos e filitos hematíticos.

A mineralização está associada principalmente a veios de quartzo-sulfetos (arsenopirita, pirita e calcopirita) e, secundariamente, a turmalinitos. Nos locais onde aparecem os corpos mineralizados a foliação principal Sn está quase sempre obliterada. Os veios possuem direção 230°/subverticais com caimento para SW e representam veios de tensão praticamente perpendiculares à lineação mineral descrita na mina (146º/subhorizontal). O veio bandado a quartzo-arsenopirita está associado ao fraturamento hidráulico conjugado numa zona de cisalhamento com movimento normal para SE.

Proponentes do Sítio (GEOSSIT)
José Adilson Dias Cavalcanti - SGB
Marilda Santana da Silva – UFMG
Hernani de Mota Lima - UFOP

Acesso

A Mina do Chico Rei se localiza na área urbana de Ouro Preto, na Rua Dom Silvério, 108, Bairro Antônio Dias. Ouro Preto está localizado a 100 km de Belo Horizonte. A partir da Praça Tiradentes, em direção a Igreja do Antônio Dias, depois da igreja, segue-se a esquerda pela rua Dom Silvério até a mina.

Valor Científico

A mina do Chico Rei é uma das raras minas subterrâneas abertas ao turismo que testemunha a atividade mineradora ocorrida durante o período colonial em Minas Gerais. Na mina podem ser observadas as técnicas utilizadas na extração do ouro e também indícios das atividades hidrotermais envolvidas no processo de mineralização aurífera nas formações ferríferas bandadas do Supergrupo Minas, do Paleoproterozoico. Ao longo das galerias da mina, além de observar as rochas encaixantes da mineralização e suas estruturas, podem ser vistos veios de quartzo-arsenopirita e veios de quartzo-pirita-calcopirita de grandes dimensões. Este é um raro exemplo de mineralização de ouro em veios de quartzo-sulfeto hospedados nos itabiritos da Formação Cauê.

Interesses Principais
Metalogenia, História da Mineração

Link para o GEOSSIT
https://www.sgb.gov.br/geossit/geossitios/ver/2122

Referências

Cavalcanti, J.A.D. 1999. Mineralização Aurífera de Lages-Antônio Dias, Ouro Preto – MG: Controles Lito-estratigráficos e Estruturais. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da Unicamp.

Cavalcanti, J.A.D.; Schrank, A. 1999. Controles litoestratigráficos dos turmalinitos auríferos da região de Ouro Preto, quadrilátero Ferrífero-MG. Revista da Escola de Minas - REM, 52(2): 100-108.

Cavalcanti, J.A.D. 2003. Origem dos turmalinitos auríferos do sudeste do Quadrilátero Ferrífero-MG: evidências de campo, petrografia, química mineral e isótopos de Nd e Sr. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Unicamp. 172p.

Cavalcanti, J.A.D.; Xavier, R.P. 2006. Origem dos turmalinitos auríferos da região sudeste do Quadrilátero Ferrífero-MG: geologia, petrografia, química mineral e isótopos de Nd. Revista Brasileira de Geociências, RBG, 36(4): 635-647.

Cavalcanti, J.A.D.; Crispi, M.; Lima, H.M. 1997. Ocupação urbana em áreas de mineração do período colonial. ln: *Espeleologia.* Sociedade Excursionista Espeleológica. Ouro Preto- MG. 8 (8): 14-21.

Ferrand, P. 1892. L'Or a Minas Gerais. Imprensa Oficial do Estado de Minas Gerais, vol. II, p. 22-39.

Fleischer, R.; Routheir, P. 1973. The "consanguineous" origin of a tourmaline bearing gold deposit: Passagem de Mariana (Brazil). Economic Geology, v. 68. p. ll-22.

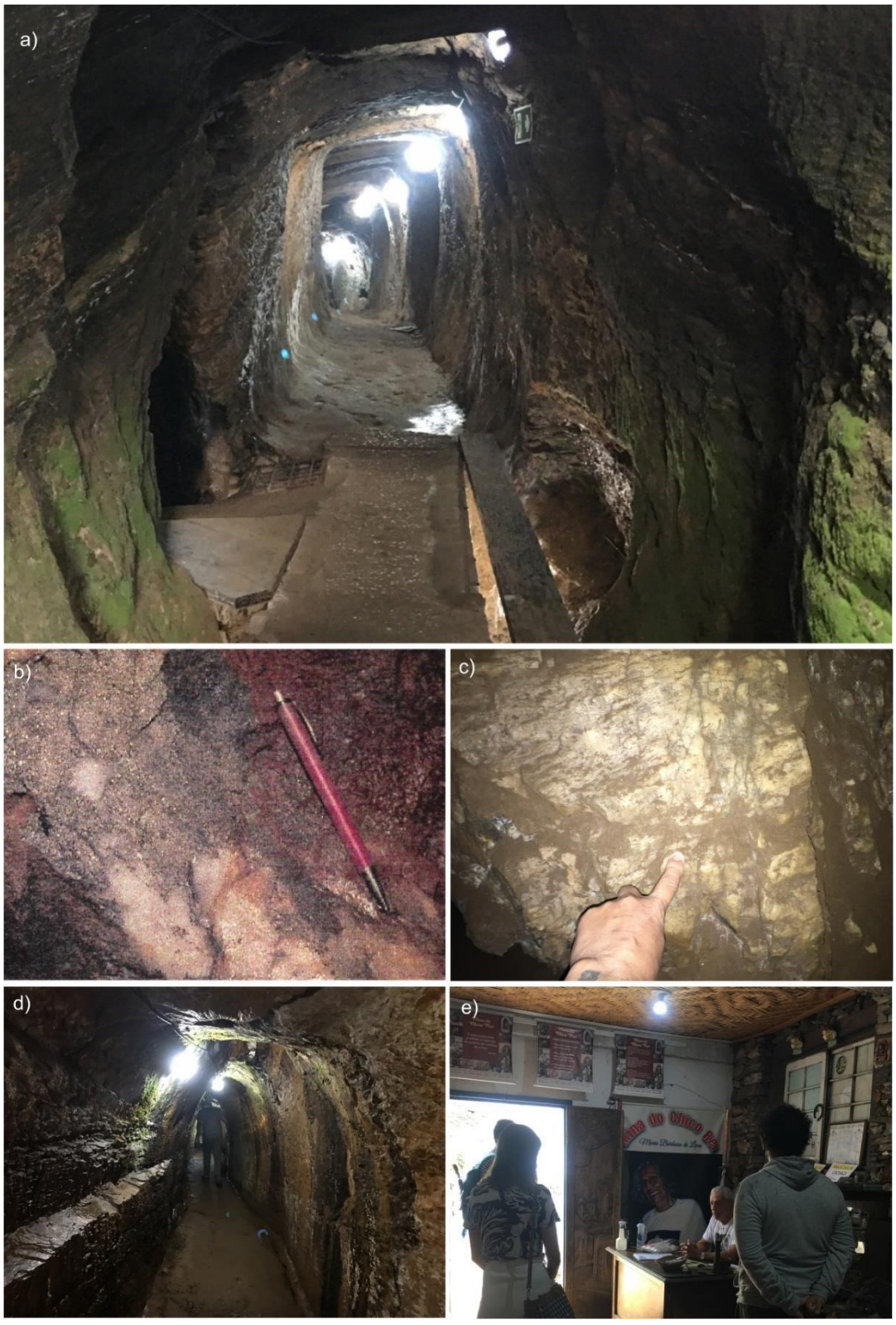


Figura 13 – a) Galeria principal da mina; b) veio mineralizado de quartzo-arsenopirita; c) veio de quartzo; d) galeria secundária da mina; e) recepção para entrada na mina. Compilado de Cavalcanti *et al.* (2023).

6.3.2. Morro Santo Antônio

O Morro Santo Antônio localiza-se próximo à zona de charneira do Anticlinal de Mariana, sudeste do Quadrilátero Ferrífero. Está inteiramente recoberto por canga laterítica, que é uma rocha que resulta da ação do intemperismo sobre as formações ferríferas bandadas pertencentes a Formação Cauê. No processo de formação da canga, todo o quartzo é lixiviado. A hematita é mais resistente a dissolução e apenas uma pequena porção é lixiviada. A maior parte permanece no perfil, preenchendo fissuras e cavidades na forma de goetita. Assim, os óxidos originados da dissolução/precipitação dos óxidos primários apagam as texturas e estruturas da rocha primária, gerando uma estrutura maciça, e muitas vezes, com fragmentos preservados da rocha matriz. A canga é muito resistente mecanicamente e, geralmente, ocupam posição de destaque nos topos dos morros e serras (Varajão *et al.* 2009).

No fundo do vale, na vertente norte do Morro Santo Antônio, afloram as rochas do *greesntone belt* Rio das Velhas. Algumas galerias foram escavadas no contato entre os itabiritos, os xistos e os quartzitos, onde o nível mineralizado é visível. Essa sequência de rochas representa toda a geologia da área. Na base têm-se os quartzitos sericíticos da Formação Moeda, na porção intermediária ocorrem xistos e filitos carbonosos da Formação Batatal e no topo aparecem os itabiritos da Formação Cauê. A mineralização de ouro ocorre no nível dos xistos e filitos, sendo composta por veios de quartzo-turmalina-ouro.

Proponentes do Sítio (GEOSSIT)
José Adilson Dias Cavalcanti - SGB
Francisco de Assis Silva – Consultor Independente
Claudia de Cássia Pessoa – UFOP
Marilda Santana da Silva - UFMG
Hernani Mota Lima - UFOP

Acesso

O Morro Santo Antônio está localizado no distrito de Passagem de Mariana, localizada a 10 km de Ouro Preto, em direção a Mariana. O morro pode ser acessado na linha estrada de ferro, no cruzamento da Rua do Calvário, ou pela Travessa Coronel João Paulo. No final da travessa tem uma trilha que dá acesso ao morro. Todo o percurso é realizado em trilhas a pé.

Valor Científico

O Morro Santo Antônio é um importante sítio geomineiro, localizado no anticlinal de Mariana, especificamente na vila da Passagem, região sudeste do Quadrilátero Ferrífero. Nesse sítio é possível conhecer as técnicas utilizadas na lavra do ouro no século XVIII, além do contexto geológico em que se insere a mineralização aurífera e a própria mineralização. Os corpos de minério são veios de quartzo-turmalina-ouro que estão hospedados em uma camada composta por filitos sericíticos e carbonosos da Formação Batatal, situados entre os quartzitos da Formação Moeda (lapa) e os itabiritos da Formação Cauê (capa). Além das estruturas da mineração (represas, poços, canais de condução de água, pilões, canoas e pilhas de rejeito), há na área abundância de ruínas da antiga vila mineradora construída ainda no século XVIII.

Interesses Principais
Metalogenia, História da Mineração

Link para o GEOSSIT
https://www.sgb.gov.br/geossit/geossitios/ver/2228

Referências

Cavalcanti, J.A.D. 2003. Origem dos turmalinitos auríferos do sudeste do Quadrilátero Ferrífero-MG: evidências de campo, petrografia, química mineral e isótopos de Nd e Sr. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Unicamp. 172p.

Chauvet, E.; Dossin, I.I.; Faure, M.; Charvet, J. 1994. A three-stage structural evolution of the Quadrilátero Ferrífero: consequenses for the Neoproterozoic age and the formation of gold concentrations of the Ouro Preto area, Minas Gerais, Brazil. Precambrian Research, 6: l39-167.

Derby, O. 1899. Os Primeiros Descobrimentos do Ouro em Minas Gerais. Revista do Instituto Histórico de São Paulo. vol. 5, p. 240-278.

Ferrand, P. 1892. L'Or a Minas Gerais. Imprensa Oficial do Estado de Minas Gerais, vol. II, p. 22-39.

Fleischer, R.; Routheir, P. 1973. The "consanguineous" origin of a tourmaline bearing gold deposit: Passagem de Mariana (Brazil). Economic Geology, v. 68. p. ll-22.

Heineck, CA.; Ribeiro, J.H.; Francescato, JA.; Silva, E.S. 1986. As mineralizações auríferas de Mata Cavalo, Minas da Passagem, Mariana, MG. ln: Anais do 34° Congresso Brasileiro de Geologia. SBG. Goiânia- GO. Vol.5: 1932-1937.

Miranda, J.F.; Curi, A. 2017. Uso turístico da mina subterrânea brasileira de ouro de Passagem (MG). Revista de Medio Ambiente y Mineria, 3: 35-43.

Oliveira, F.R., 1998. Contribuição ao estudo da geologia estrutural e da gênese do depósito aurífero de Passagem de Mariana - MG. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da Unicamp. Campinas-SP. 127p.

Vial, D.S.; Duarte, B.P.; Fuzikawa, K.; Vieira, M.B.H. 2007. An epigenetic origin for the Passagem de Mariana gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Ore Geology Reviews, 32: 596-613.

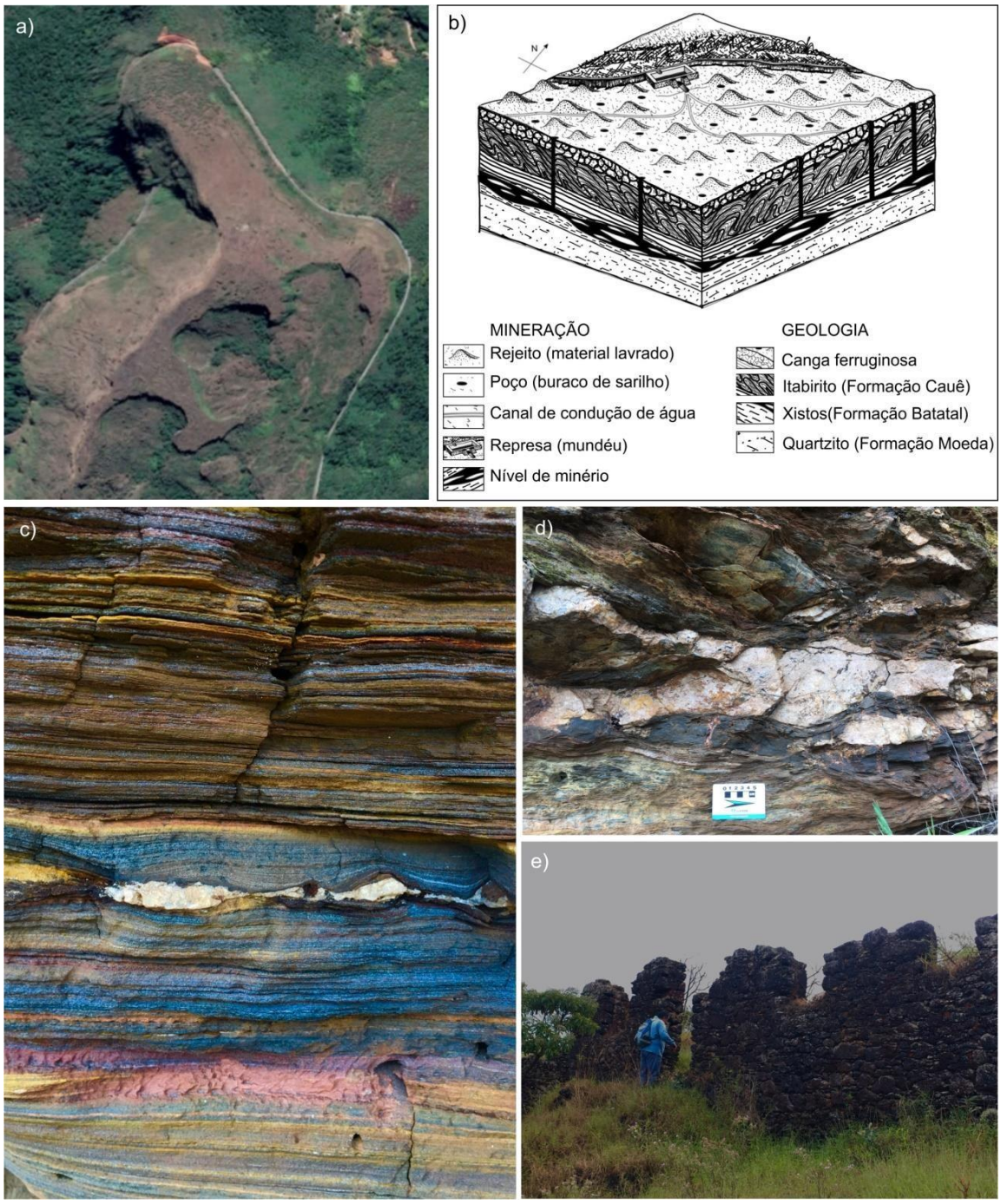


Figura 14 – a) Imagem de satélite de parte do Morro Santo Antônio mostrando a área de lavra a céu aberto (Google Earth); b) bloco diagrama mostrando a estruturação de parte da atividade mineradora no morro; c) itabirito friável com veio de quarto boudinado; d) veio de quartzo-turmalinito encaixado no contato entre o itabirito e o filito carbonoso; e) ruina de antigas construções feitas em canga, da vila do Morro Santo Antônio.

6.3.3. Mina da Passagem

O depósito da Mina da Passagem é do tipo veio de ouro-quartzo-turmalina. Os corpos de minério são compostos de quartzo branco (60% do volume), carbonato (ankerita), turmalina, sericita e sulfetos (Vial et al. 2007). O sulfeto principal é a arsenopirita, que está quase sempre acompanhada de pirita e pirrotita, e em menores proporções, ocorrem calcopirita, galena, lollingita bertierita e maldonita. Os tipos mais comuns de alteração hidrotermal são silicificação, sulfetação, e turmalinização e, em minoria, ocorrem sericitização e carbonatação. A porção mineralizada está confinada em uma zona tabular, descrita por Chauvet et al. (l994) como contato principal mineralizado. De acordo com esse autor os minérios são, principalmente, veios de quartzo-turmalina-arsenopirita, quartzo-carbonato-turmalina-arsenopirita e turmalinito estratiforme. O turmalinito estratiforme ocorre com dimensões que variam de poucos centímetros até 3 metros de espessura, como também na forma de brechas nos veios mineralizados.

Fleischer & Routhier (1973) e Ladeira (1991) consideraram que a mineralização ocorre na Formação Batatal, onde predominam filito carbonáceo com biotita, dolomito ferruginoso e metacherte. Esses autores assumiram que o itabirito da Formação Cauê, a capa da mineralização e o quartzito da Formação Moeda é a lapa, com o turmalinito estratiforme sendo o principal minério, com teores que podem atingir até 200g/ton. Para Vial (1988), as rochas encaixantes da mineralização podem representar um complexo imbricado de rochas pertencentes a diferentes formações, sendo que o quartzito sericítico pode pertencer tanto da Formação Moeda quanto do Grupo Maquiné; o filito cinza-prateado, filito sericítico grafitoso, rocha carbonática e quartzo-carbonato-biotita xisto podem ser correlacionados ao Grupo Nova Lima. Esse autor considera que são raras as ocorrências de rochas pertencentes às formações Batatal e Moeda sendo que os principais minérios são os veios de quartzo-turmalina-sulfeto e o anfibólio xisto pirrotítico.

Cavalcanti (2003) descreveu as sucessões litológicas em perfis geológicos levantados nos níveis 125, 175 e 265. Em cada perfil, as sucessões litológicas são bem diferentes, mas a mineralização é constituída essencialmente por veios de quartzo-turmalina-sulfeto, veios de quartzo-carbonato-turmalina-sulfeto e turmalinito estratiforme. No perfil do nível 125, a formação ferrífera é a capa já o sericita-quartzo xisto é a lapa. Entre estas unidades, ocorre um complexo imbricado de litologias onde se encontra o turmalinito estratiforme. Este complexo imbricado é composto de biotita xisto carbonáceo, rocha carbonática contendo níveis de turmalinito e o turmalinito estratiforme. A formação ferrífera contém, no topo, um nível de *metachert* sulfetado muito intemperisado. A rocha carbonática apresenta *boudinage* assimétrica e feições de cisalhamento interestratal.

Proponentes do Sítio (GEOSSIT)
José Adilson Dias Cavalcanti - SGB
Hernani de Mota Lima – UFOP
Marilda Santana da Silva - UFMG

Acesso

A Mina da Passagem localiza-se na urbana de Passagem de Mariana. O acesso poder ser feiro a partir de Ouro Preto ou Mariana. A mina está localizada na Rua Eugênio E. Rapallo, 192, Passagem de Mariana, Mariana-MG.

Valor Científico

A Mina da Passagem é uma das maiores minas subterrâneas abertas ao turismo atualmente no Brasil. Sendo também o primeiro empreendimento minerário do Brasil Império,que persistiu por mais de 200 anos, passando por diversos períodos da história brasileira.Está situada no Quadrilátero Ferrífero que é a região que mais produziu ouro no Brasil nos últimos 300 anos. É utilizada por estudantes de ensino superior, médio, fundamental, por turistas brasileiros e estrangeiros.

Interesses Principais

Metalogenia, História da Mineração

Link para o GEOSSIT

https://www.sgb.gov.br/geossit/geossitios/ver/2123

Referências

Cavalcanti, J.A.D. 2003. Origem dos turmalinitos auríferos do sudeste do Quadrilátero Ferrífero-MG: evidências de campo, petrografia, química mineral e isótopos de Nd e Sr. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Unicamp. 172p.

Chauvet, E.; Dossin, I.I.; Faure, M.; Charvet, J. 1994. A three-stage structural evolution of the Quadrilátero Ferrífero: consequenses for the Neoproterozoic age and the formation of gold concentrations of the Ouro Preto area, Minas Gerais, Brazil. Precambrian Research, 6: l39-167.

Fleischer, R.; Routheir, P. 1973. The "consanguineous" origin of a tourmaline bearing gold deposit: Passagem de Mariana (Brazil). Economic Geology, v. 68. p. ll-22.

Miranda, J.F.; Curi, A. 2017. Uso turístico da mina subterrânea brasileira de ouro de Passagem (MG). Revista de Medio Ambiente y Mineria. 3: 35-43.

Trumbull, R.B.; Garda, G.M.; Xavier, R.P.; Cavalcanti, J.A.D.; Codeço, M.S. 2019. Tourmaline in the Passagem de Mariana gold deposit (Brazil) revisited: major-element, trace-element and B-isotope constraints. Mineralium Deposita, 54: 395-414.

Vial, D.S.; Duarte, B.P.; Fuzikawa, K.; Vieira, M.B.H. 2007. An epigenetic origin for the Passagem de Mariana gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Ore Geology Reviews 32: 596-613.

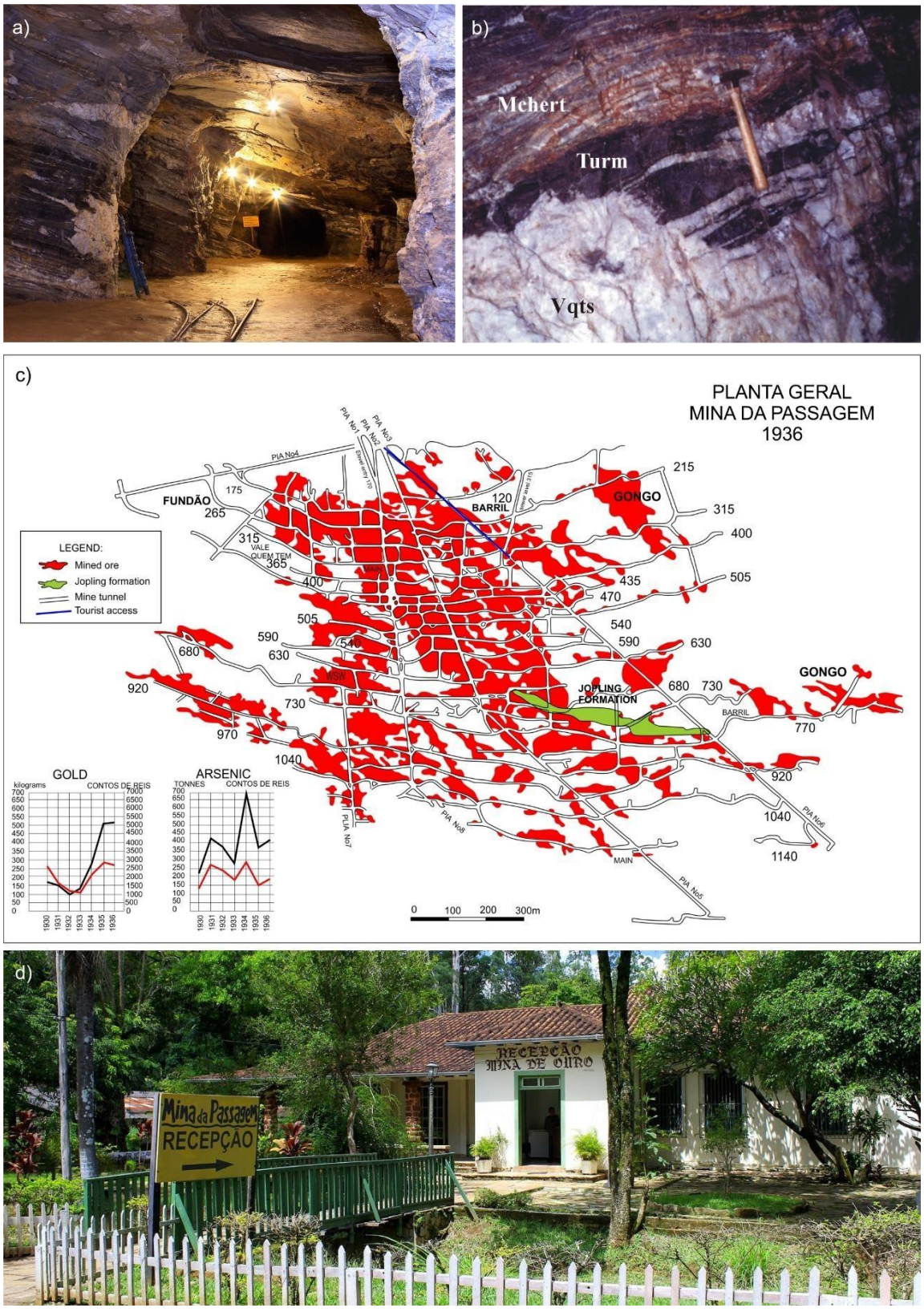


Figura 15 – a) Interior da mina com pilares contendo minério; b) detalhe de um dos pilares mostrando o nível mineralizado; c) planta da mina da passagem mostrando o trajeto turístico (compilado de Campos 1938); d) área da recepção da mina. Compilado de Cavalcanti *et al.* (2021).

6.3.4. Lapa de Nossa Senhora de Antônio Pereira

A Gruta de Nossa Senhora da Conceição da Lapa se formou nos mármores da Formação Gandarela (2,45Ga). A formação é composta por mármores dolomíticos ferruginosos, manganesíferos, itabiritos dolomíticos e filitos. O piso da caverna é formado por sedimentos argilo-ferruginosos gerados a partir de processos geológicos cenozoicos. A entrada da caverna fica em uma encosta com um afloramento de mármore dolomítico ferruginoso. A caverna possui iluminação, o que facilita todo o percurso através dos seus salões e condutos. O interior do salão principal foi transformado em uma igreja, composta por um altar Mor, um patamar suspenso e um pequeno oratório construído com quartzito da Formação Moeda (Paula *et al.* 2007).

Todas as alterações antrópicas acabaram por tornar o local um importante exemplo para estudos microclimáticos em cavernas. Recentemente, o sítio foi objeto de uma tese de doutorado de Couto (2021), sobre o microclima em ambientes cavernosos, que inclusive envolve os aspectos da fauna presente na caverna. É um exemplo didático que pode ser usado em estudos do meio ambiente sobre os usos e a preservação dos ambientes cársticos.

Proponentes do Sítio

Luiz Eduardo Panisset Travassos - PUCMinas
Alice de Bessa Silva - PUCMinas
Rose Lane Guimarães - PUCMinas

Acesso

A Lapa de Nossa Senhora está localizada no distrito de Antônio Pereira. O acesso é a partir de Mariana em direção a Catas altas, pela MG-129. A partir de Mariana, pela Rodovia Samarco-Mariana, por cerca de 12 km, o acesso se da pela direita na Rua da Lapa e segue-se por mais 700 metros. A caverna está situada no fim da Rua. Todo o a estrada pavimentada.

Valor Científico

A Gruta de Nossa Senhora da Conceição da Lapa de Antônio Pereira é um exemplar raro de cavernas desenvolvidas em mármores dolomíticos ferruginosos do paleoproterozoico, localizada na província mineral do Quadrilátero Ferrífero. Outra caverna com características semelhantes é a Gruta da Igrejinha. A característica peculiar dessa caverna é o seu uso religioso desde o século XVIII. Em contrapartida, apesar das modificações antrópicas que a transformaram em uma igreja, a caverna se encontra em bom estado de preservação, sendo atualmente protegida por uma lei municipal na forma de “Monumento Natural Gruta de Nossa Senhora da Lapa” sendo administrada pela Paróquia Sagrado Coração de Jesus de Mariana-MG.

A Caverna está inserida na aba norte do Anticlinal de Mariana, porção sudeste do Quadrilátero Ferrífero. Ao longo da estrutura ocorrem vários sítios geológicos, mineiros e arqueológicos que contam parte da história da mineração do ouro no estado de Minas Gerais. Entre os sítios importantes estão a Mina da Passagem, os morros Santana, Santo Antônio, da Queimada e a Serra de Ouro Preto. A região onde se insere a Lapa de Antônio Pereira ocorre uma das principais jazidas de topázio imperial, que é uma gema que ocorre especificamente nessa região do Brasil.

Interesses Principais
Espeleologia, Geologia Estrutural e Estratigrafia

Referências
Couto, L.C.O. 2021. Microclima da lapa de Antônio Pereira (Ouro Preto, MG): monitoramento espeleoclimatológico e zoneamento termohigrométrico cavernícola. Programa de Pós-Graduação em Geografia, PUC-Minas, Belo Horizonte, 311p.

Mendes, C.A.; Silva, C.F.A.; Machado, H.A. 2020. Impactos ambientais decorrentes do turismo religioso na Gruta de Nossa Senhora da Conceição da Lapa, Ouro Preto-MG. Revista Meio Ambiente, Paisagem e Qualidade Ambiental, 24, e51.

Meyer, B.O. 2014. Análise das cavidades naturais subterrâneas na porção sudeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, sob as óticas das técnicas da geoconservação e da legislação espeleológica. Monografia (Bacharel em Engenharia Geológica), Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 142 p.

Paula, H.C.; Silva, C.M.T.; Santos, T.F.; Matteo, D.E.G.; Gontijo, A.A. 2007. Caracterização, diagnóstico e cadastramento da Lapa de Antônio Pereira. 29º Congresso Brasileiro de Espeleologia, Anais..., Ouro Preto-MG, p. 221-229.

Prefeitura Municipal de Ouro Preto. 2021. Tricentenário das aparições de Nossa Senhora da Lapa. Notícia publicada por Vanência Magela. Disponível em: https://ouropreto.mg.br.

Silva, R.F.; Paula, S.F.; Fonseca Filho, R.E.F. 2021. Atrativos geoturísticos em duas unidades de conservação em Minas Gerais: potencialidades do Pico do Itacolomi e da Gruta de Nossa Senhora da Lapa. Ecoturismo & Conservação, 2(1): 11-28.

SEE, 2007. Mapa Espeleológico da Lapa de Antônio Pereira. Ouro Preto.

Travassos, L.E.P. 2010. A importância cultural do carste e das cavernas. Tese de doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geografia, PUC-Minas, Belo Horizonte, 373p.

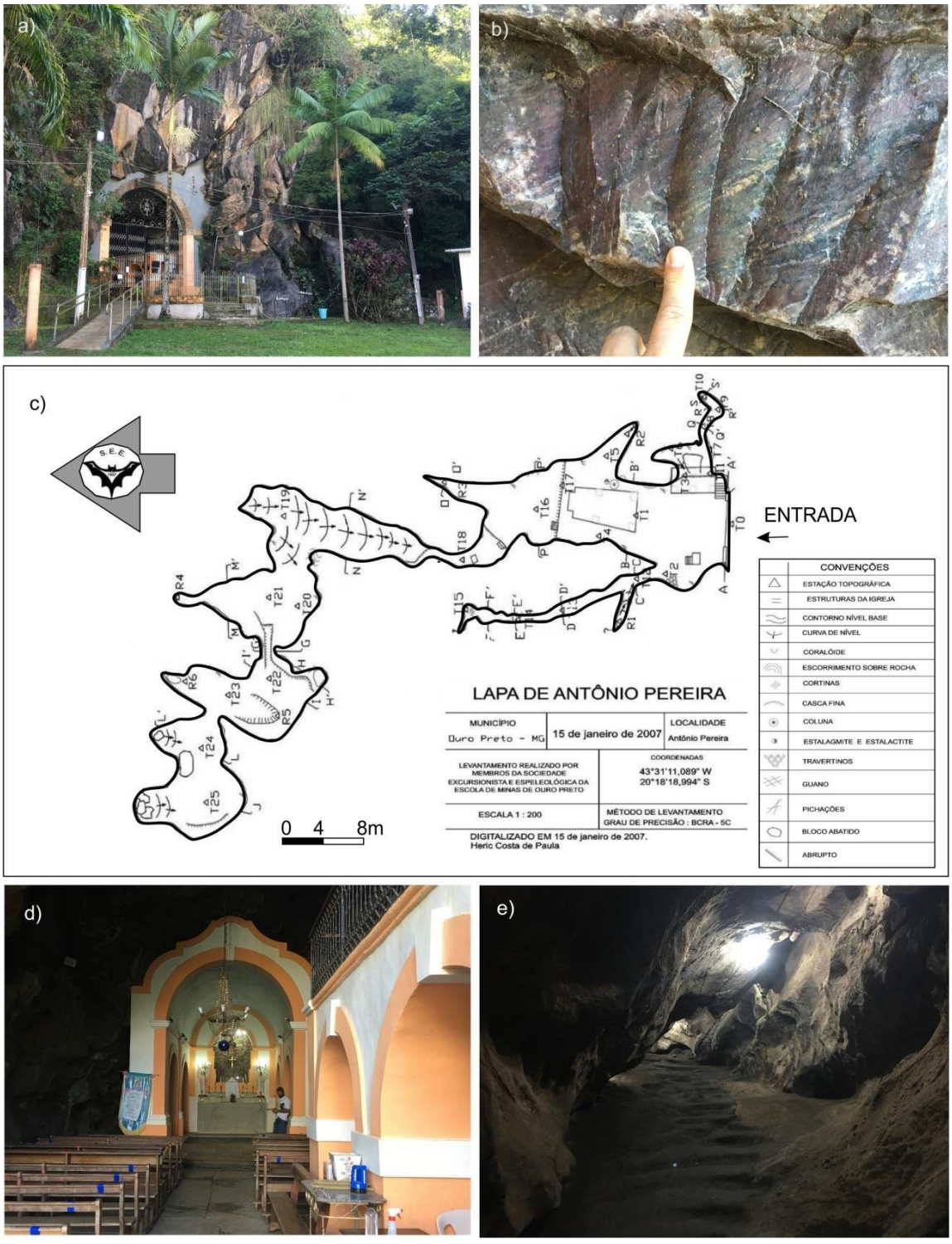
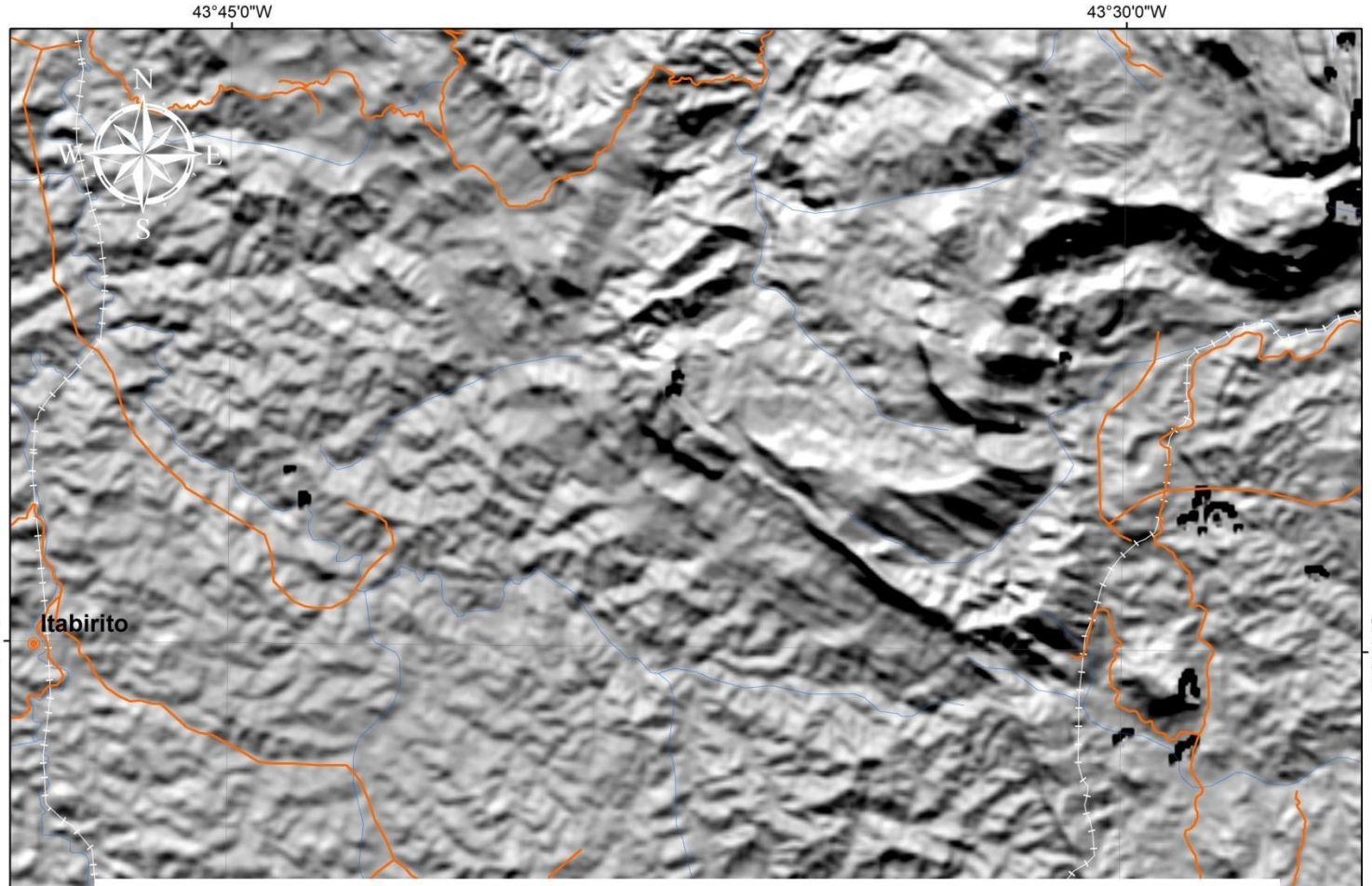
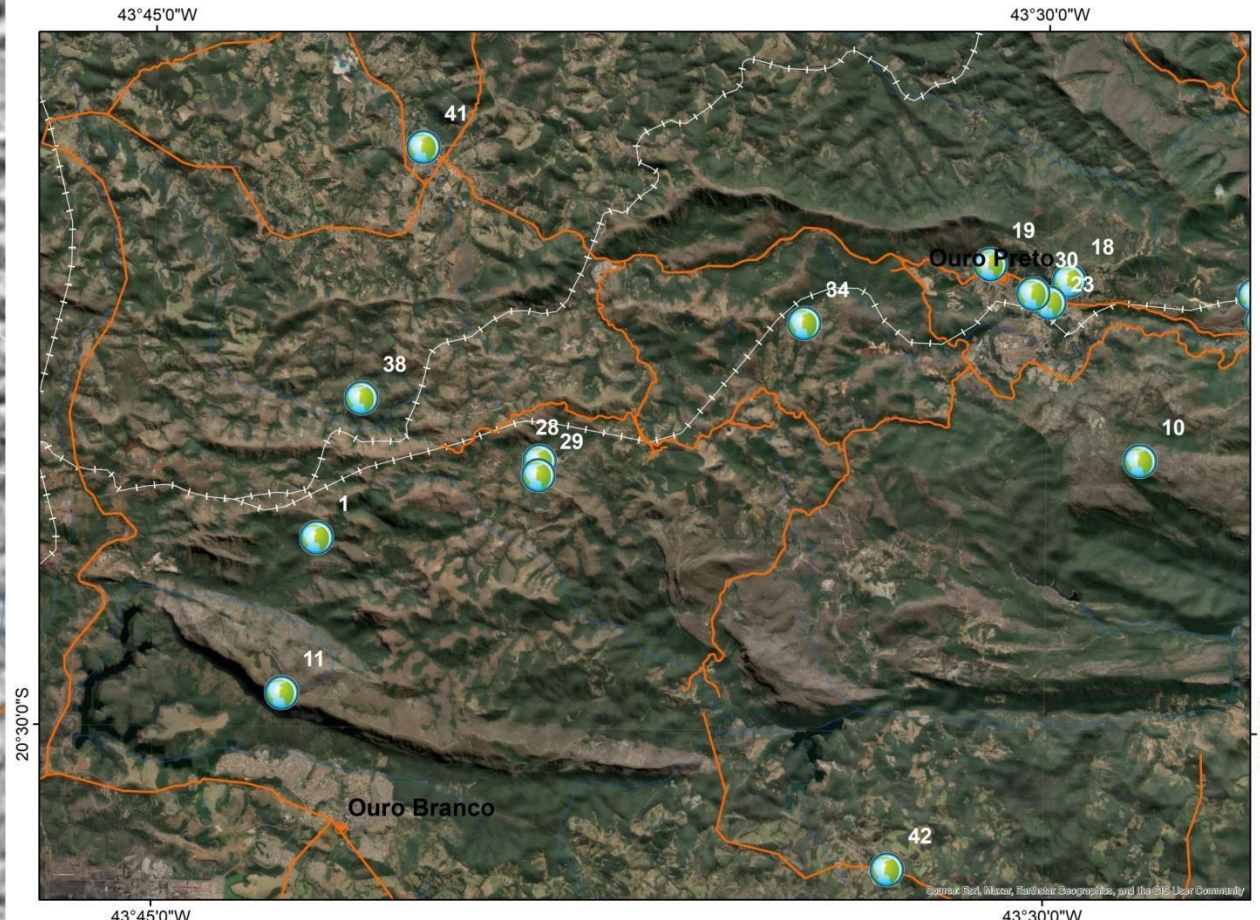


Figura 16 – a) Vista da entrada da Lapa de Antônio Pereira; b) detalhe do mármore dolomítico ferruginoso da Formação Gandarela; c) mapa espeleológico realizado pela SEE (2007), compilado de Travassos (2010); d) altar principal da caverna; e) subida para o último salão da caverna.



6.4. Rota do Sinclinal Dom Bosco



6.4.1. Gruta da Igrejinha

A Gruta da Igrejinha se formou nos mármores dolomíticos da Formação Gandarela, Grupo Itabira, Supergrupo Minas. Essa formação é constituída principalmente de rochas dolomíticas, sendo sotoposta pelos itabiritos da Formação Cauê (Salgado, 1964). Na região Hargreaves, onde se localiza a caverna, a Formação Gandarela é composta por dolomitos, dolomitos ferruginosos, manganesíferos, itabiritos puros,filitos e xistos, podendo atingir espessura máxima de 400 metros. Na caverna afloram dolomitos puros, variedades altamente silicosas e ferruginosas. O maciço de dolomito onde se encontra a caverna possui afloramentos que exibem intercalações de mármores rosa e branco, gradando para um mármore cinza, ferruginoso e sericítico, com lentes de itabirito além de itabirito dolomítico (Zeferino *et al.*, 1986).

Os principais controles estruturais da caverna são falhas reversas, falhas normais e duas famílias de fraturas correlacionadas ao evento Brasiliano, ao relaxamento crustal pós-Brasiliano e/ou Cretáceo. Os maiores condutos da caverna possuem alinhamento principal ESE-WNW e os menores em direção NNE-SSW.

Apesar da obstrução da entrada principal da caverna, que modificou as características do ambiente, ainda são registradas atividades de circulação de água e precipitação de espeleotemas, tais como, cortinas, escorrimentos, travertinos, pérolas, estalactites e estalagmites. A atividade biológica na caverna ficou prejudicada com a diminuição da presença de seres vivos no interior da caverna.

Proponentes do Sítio (GEOSSIT)

Cláudio Maurício Teixeira da Silva – Consultor Independente
Kenji de Sousa - Consultor Independente
José Adilson Dias Cavalcanti - SGB
Frederico Moreira Freitas - SGB

Acesso

A caverna está localizada próxima à antiga estação ferroviária de Hargreaves, distrito de Miguel Burnier, município de Ouro Preto. O acesso, a partir de Ouro Preto, é pela rodovia dos Inconfidentes, no sentido Belo Horizonte. As opções de acesso são via Dom Bosco ou Santo Antônio do Leite, por estradas não pavimentadas. Pela estrada de Dom Bosco (11 km) chega-se ao Morro do Gabriel (18 km), a direita da capela e segue-se até a estação de Hargreaves (21 km). A outra forma de acessar a caverna é por Santo Antônio do Leite (6 km), passando por Engenheiro Correia (17 km) até chegar a Miguel Burnier (30 km). A parti daí segue-se a estrada a esquerda e a pós 2 km, toma a esquerda novamente percorrendo mais 7 km até a estação de Hargreaves. Depois há uma trilha por cerca de 3 km para leste da estação. A entrada fica a norte da surgência (Silva & Souza 1997).

Valor Científico

A Gruta da Igrejinha está inserida em uma sequência composta, principalmente, por mármores dolomíticos ricos em Fe e Mn pertencentes à Formação Gandarela do Grupo Itabira, porção média da bacia Minas. Em escala regional a caverna é condicionada por uma megaestrutura sinformal, com eixo aproximado E-W, denominada de Sinclinal Dom Bosco, nucleada durante o evento Transamazônico. Os principais controles estruturais da caverna são falhas reversas, falhas normais e duas famílias de fraturas correlacionadas ao evento Brasiliano, ao relaxamento crustal pós-Brasiliano e/ou Cretáceo. Os maiores condutos da caverna possuem alinhamento principal ESE-WNW e os menores em direção NNE-SSW.

Interesses Principais
Espeleologia, Geologia Estrutural, Estratigrafia

Link para o GEOSSIT
https://www.sgb.gov.br/geossit/geossitios/ver/2147

Referências
Dutra, G.; Corrêa, T.; Frigo, F.; Dell'Antonio, R.; Brandi, I. 2020. Avanços da Espeleologia no Quadrilátero Ferrífero. In: Castro *et al.* 2020, Quadrilátero Ferrífero: avanço do conhecimento nos últimos 50 anos. 3i Editora, UFOP, p. 216-235.

IEF - Instituto Estadual de Florestas. Parque Estadual Serra de Ouro Branco. Minas Gerais: IEF, 2009. Disponível em: http://www.ief.mg.gov.br/component/content/article/1411. Acesso em: 02 abr. 2013.

Rosada, T.R.; Meyer, B.O.; Lucon, T.N. 2013. Valoração da Gruta da Igrejinha, Ouro Preto (MG) para seu possível enquadramento dentro dos novos limites do Parque Estadual Serra do Ouro Branco proposto pelo Projeto de Lei nº 3.405/2012. Revista Espelotema, Sociedade Brasileira de Espeleologia – SBE, Campinas-SP. 24(1): 5-17.

Salgado, F.S. 1964. Gruta da Igrejinha, Ouro Preto - MG. Rev. da Escola de Minas, 22(4): 179-184.

SEE – Sociedade Excursionista e Espeleológica. 2020. A contribuição da Sociedade Excursionista e Espeleológica para os avanços do conhecimento espeleológico no Quadrilátero Ferrífero. In: Castro *et al.* 2020, Quadrilátero Ferrífero: avanço do conhecimento nos últimos 50 anos. 3i Editora, UFOP, p. 440-447.

Teixeira-Silva, C.M.; Sousa, K. 1997. Geoespeleologia da Gruta Igrejinha. 24º Congresso Brasileiro de Espeleologia, Anais..., Ouro Preto-MG, p. 89-98.

Zeferino, J.; Silva, J.C.M.; Neto, L.S.B.; Amoré, L.; Lima, M.T.; Brunetto, W.J. 1986. Gruta da Igrejinha, Ouro Preto - MG. Rev. da Escola de Minas, 39(3): 45-50.

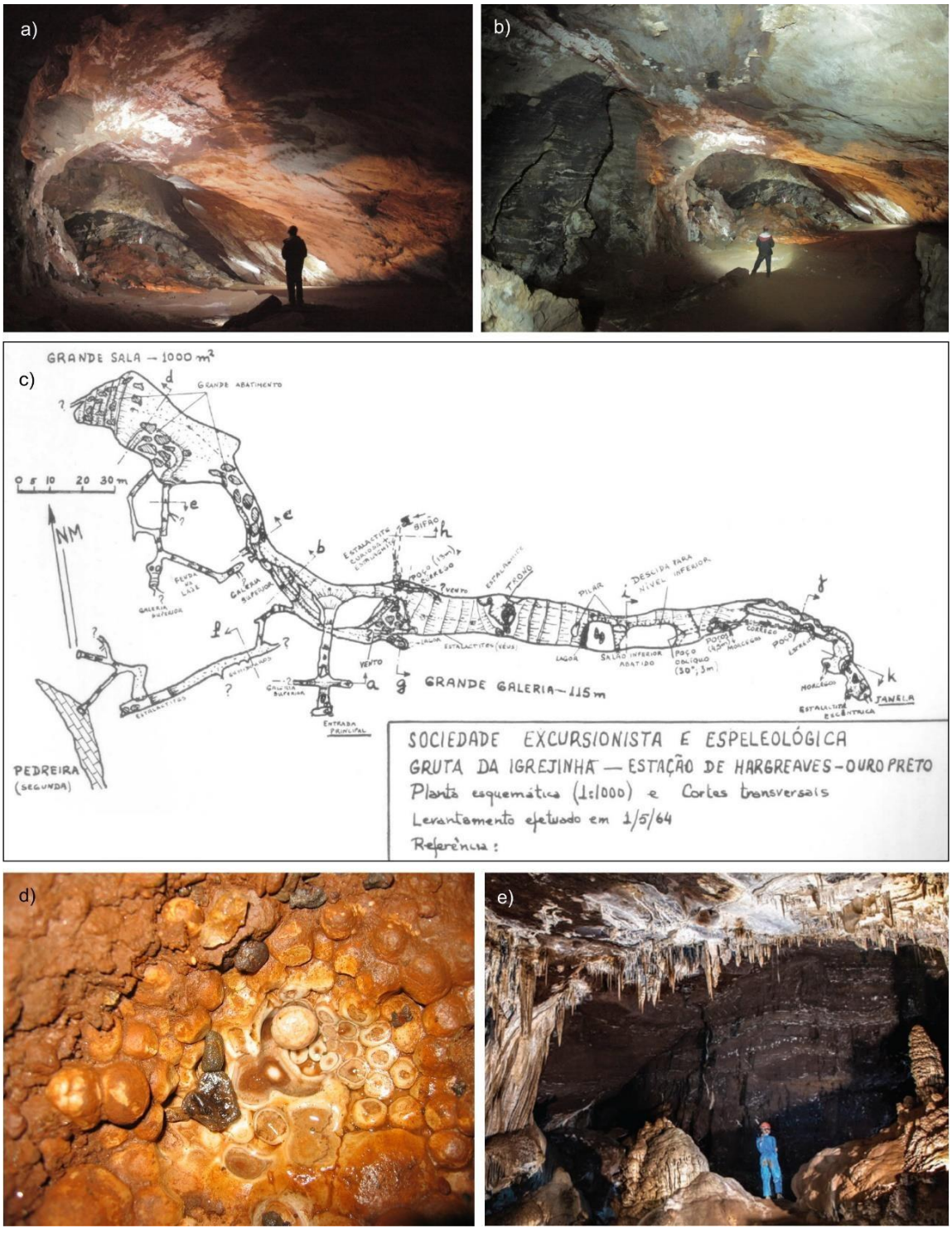


Figura 17 – a) e b) Salões da gruta Igrejinha; c) mapa espeleológico realizado pela SEE em 1964; d) ninho de pérolas; e) detalhe de um dos salões com cortinas. Fotos do acervo da SEE (Sociedade Excursionista e Espeleológica da Escola de Minas de Ouro Preto-MG).

6.4.2. Estromatólitos do Cumbi

Os estromatólitos do Cumbi ocorrem nos mármores da Formação Fecho do Funil do Grupo Piracicaba, no topo do Supergrupo Minas. Região Sul do Quadrilátero Ferrífero, no extremo sudeste do Cráton São Francisco (Dardenne & Campos Neto 1975).

A Formação Fecho do Funil é composta por filitos dolomíticos marrom-escuro e cinza-escuro, dolomito argiloso e silicoso. O contato inferior com os quartzitos ferruginosos da Formação Cercadinho é gradacional. Esse mármore estromátolítico, era conhecido como "mármore pele de onça", que foi extraído no período entre 1935 e 2005 para serem usados em diversas construções no Brasil como rocha ornamental ((Kuchenbecker *et al.* (2015).

Os estromatólitos são maciços e apresentam colorações muito distintas: cinza-claro (na base), bege onde as colunas podem ser evidenciadas por uma fina película de mica brilhante e vermelho arroxeado a rosa alternando com bege. Dardenne & Campos Neto (1977) descreveram estromatólitos com laminações convexas que formam colunas separadas de dois tipos: o tipo "A" com colunas finas e estreitas (de 0,5 a 3 cm), formas circulares, ovais, angulosas, ligeiramente onduladas e inclinadas paralelamente a clivagem de fratura; do tipo "B" que ocorre na base dos dolomitos onde predomina o vermelho, com colunas mais largas (de 4 a 5 cm) e curtas (de 20 a 50cm) contendo ramificações.

Proponentes do Sítio (GEOSSIT)

Lúcia Maria Fantinel – Instituto de Geociências, UFMG
Matheus Kuchenbecker – Instituto de Ciência e Tecnologia, UFVJM
Thomas R. Fairchild – Instituto de Geociências, USP
Rosemarie Rohn – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP

Acesso

A Pedreira do Cumbi localiza-se no município de Ouro Preto, a 12 km a sudeste da sede do distrito de Cachoeira do Campo. A partir da BR-356, no trevo de Cachoeira do Campo, toma-se a estrada não pavimentada para sul, antes da ponte sobre o Rio Maracujá. Segue-se por 10 km até ver a placa com indicação de Guarniere, que é a empresa detentora dos direitos minerários da área da pedreira.

Valor Científico

Os estromatólitos da Pedreira do Cumbi ocorrem nos metadolomitos da Formação Fecho do Funil, do Paleoproterozoico e atualmente são considerados os mais antigos estromatólitos conhecidos no Brasil. Dardenne & Campos Neto (1977) foram os primeiros a interpretar os bio-hermas de origem algal característicos da sedimentação em águas rasas e calmas, conforme atesta a ausência de intraclástos de feições erosivas.

Uma das principais características dos estromatólitos da Formação Fecho do Funil é a coexistência de *Conophyton* e *Jacutophyton*, sendo formandos por uma associação específica onde a característica principal se dá pela falta de fornecimento de sedimentos externos, o que reflete no preenchimento entre as colunas por micrito. A ausência de feições de dissecação e de brechas, com lama carbonática, indica uma posição de submaré baixa, um sistema costeiro protegido de ondas, mas dominado pelo avanço da maré (Castro *et al.* 2016).

A idade mínima para a sedimentação dos estromatólitos da Formação Fecho do Funil é de 2,11 ± 0,11 Ga. Essa idade foi obtida por Babinski *et al.* (1995) pelo método Pb-Pb em amostras do metadolomito da Pedreira do Cumbi. De acordo com Kuchembecker *et al.* (2015), os valores dos isótopos estáveis de Carbono (^{12}C e ^{13}C) do

metadolomitos são muito altos, entre +5,6 e +7,4‰, compatíveis com os valores atribuídos a anomalia Lomagundi em carbonatos depositados entre 2,1 e 2,2 Ga, uma época crítica para o planeta, um pouco depois que o oxigênio se tornou um componente estável na atmosfera (ca. 2,3Ga).

Interesses Principais
Paleontologia, Paleoambiental, Estratigrafia

Link para o GEOSSIT

Referências
Bittencourt, J.; Kuchenbecker, M.; Vasconcelos, A.G.; Meyer, K.E.B. 2015. O registro das coberturas sedimentares do cráton são Francisco em Minas Gerais. Geonomos, 23(2): 39-62).

Castro, B.V.M.; Novais, E.A.; Castro, L.V.M.; Barbosa, L.S.; Moraes, S.B.; Vieira, R.S.A.; Oliveira, V.A.; Marques, M.R.; Kraemer, B.M. 2016. Cianobactérias: dos primórdios da vida à formação de um substrato atual, o minério de ferro. Revista Geologia, 29(1): 113-123.

Dardenne, M.A.; Campos Neto, M.C. 1975. Estromatólitos colunares na Série Minas (MG). Revista Brasileira de Geociências, 5: 99-105.

Kuchenbecker, M.; Fantinel, L.M.; Fairchild, T.R.; Rohn, R. 2015. Microbialitos da Formação Fecho do Funil (Paleoproterozoico) na Pedreira Cumbi, Quadrilátero Ferrífero (MG), In: Fairchild, T.R.; Rohn, R.; Dias-Brito, D. (Eds.), Microbialitos do Brasil do Pré-Cambriano ao Recente: Um Atlas. UNESP, IGCE, UNESPetro, Rio Claro, pp. 76-89.

Nogueira, L.B. 2018. Estudo geoquímico e isotópico de rochas carbonáticas das formações Gandarela e Fecho do Funil – Quadrilátero Ferrífero – Brasil. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia da Escola de Minas de Ouro Preto – UFOP, Ouro Preto, 145p.

Simmons, G.C. 1958. Fecho do Funil Formation. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia. Symposium on the Stratigraphy of the Minas Series in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil, p. 65-66.

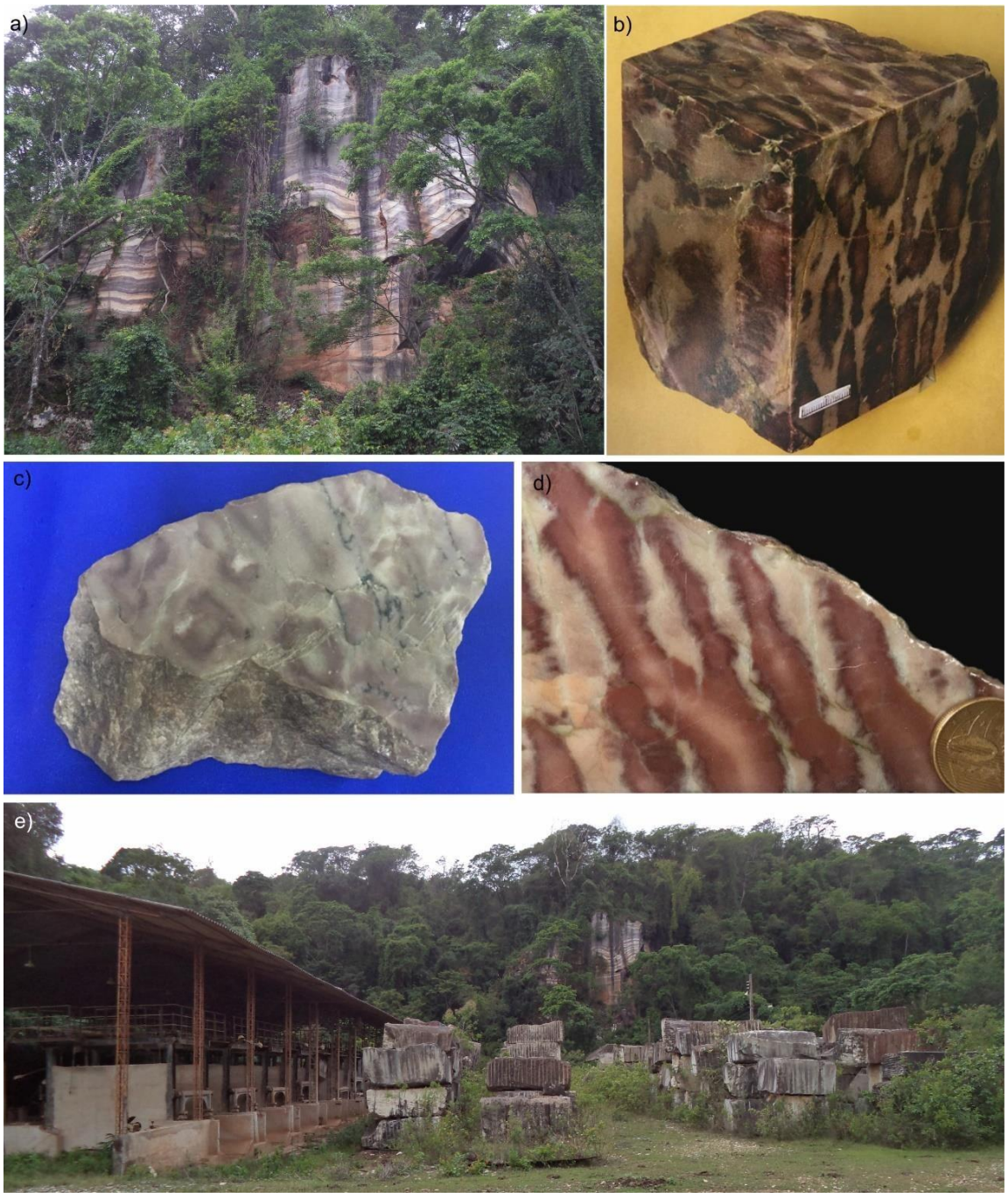
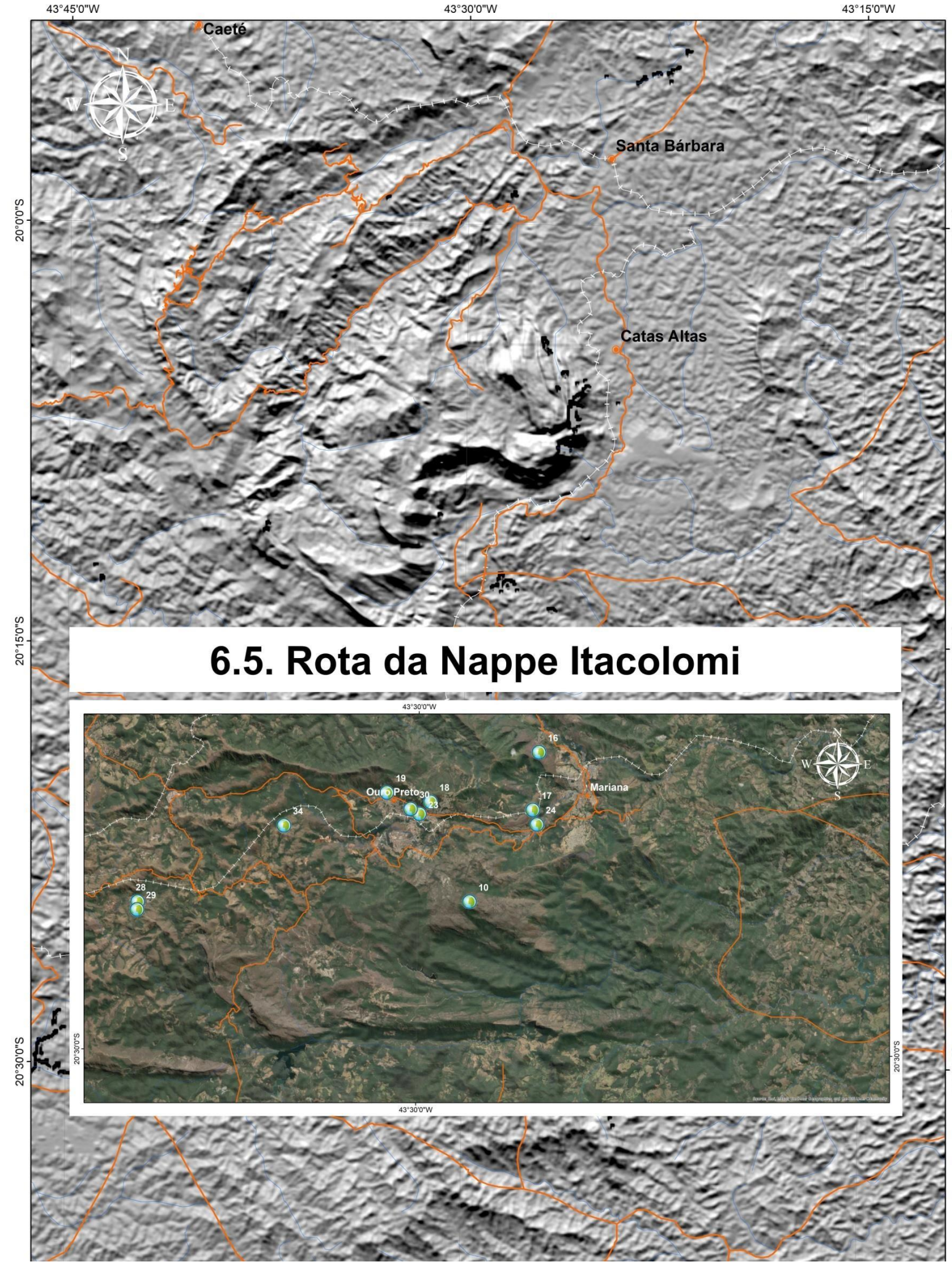


Figura 18 – a) Detalhe da frente de lavra abandonada mostrando o mármore dolomítico bandado; b) bloco em três dimensões de uma amostra de estromatólito (foto compilada de Kuchenbecker *et al.* 2015); c) corte no topo de uma amostra de estromátólito; d) corte lateral de uma amostra de estromatólito (foto compilada de Gonçalves & Uhlein 2022); e) blocos de mármore abandonados na área da mineração.



6.5. Rota da Nappe Itacolomi

6.5.1. Pico do Itacolomi

No Pico do Itacolomi aflora o Quartzito Itacolomi, que foi descrito por Harder & Chamberlein (1915), como uma camada de quartzito não muito diferente daqueles que ocorrem na Serra do Caraça, mas que se posiciona acima das formações ferríferas bandadas na região central de Minas Gerais. Guimarães (1931) definiu a "Série Itacolomi" como uma unidade independente localizada na posição superior em relação a "Série Minas", sendo composta por quartzitos, filitos e conglomerados baseado na discordância angular descrita na sua base, e ao mesmo tempo, fez uma correlação com outras sequências a nível regional.

O termo "Itacolomito", foi usado em alusão as rochas que afloram na região do Pico do Itacolomi pelo Barão de Eschwege em seu livro "*Pluto Brasiliensis*", publicado em 1833. Apesar de aflorar na região, ao descrever essa rocha, na maioria das vezes associada a mineralização de ouro, o Barão de Eschwege estava descrevendo os quartzitos da Formação Moeda, que ocorre em um nível estratigráfico inferior. Nesse momento da história, o Barão de Eschwege ainda não havia separado os quartzitos da Série Itacolomi (Guimarães 1931), dos quartzitos pertencentes a Série Minas (Harder & Chamberlin 1915). De acordo com Harder & Chambelin (1915), a Série Minas era composta, da base para o topo, pelo Quartzito Caraça, Xisto Batatal, Formações Ferríferas Itabira, Xistos Piracicaba e Quartzitos Itacolomi. Posteriormente, Guimarães (1931) foi quem identificou uma discordância angular na base do Quartzito Itacolomi e assim excluindo-o da Série Minas e individualizando-o como "Série Itacolomi".

A localidade-tipo do Grupo Itacolomi está inserida na área do Parque Estadual do Itacolomi, que é um importante sítio geológico e natural, localizado dentro dos limites dos municípios de Ouro Preto e Mariana. Além da sua importância geológica como localidade-tipo de uma importante unidade litoestratigráfica do Quadrilátero Ferrífero está no contexto da Nappe Itacolomi que é uma megaestrutura relacionada ao Evento Brasiliano. Na área, também ocorre relevo cárstico em quartzito rico em cavernas e dolinas (Ostanello *et al.* 2013).

Proponentes do Sítio (GEOSSIT)
José Adilson Dias Cavalcanti - SGB

Acesso

A partir de Belo Horizonte, seguindo pela BR 040 no sentido do Rio de Janeiro, por cerca de 30 km até o trevo de acesso à BR 356, segue-se pela Rodovia dos Inconfidentes até o trevo que dá acesso à Ouro Preto ou Mariana. No trevo, segue-se em direção à Mariana por aproximadamente 7 km até o trevo do hospital Santa Casa Misericórdia, que também dá acesso a portaria do Parque Estadual do Itacolomi. O percurso total é de aproximadamente 110 km. A partir da portaria do parque até o centro de visitantes são mais 5 km de estrada não pavimentada. A partir daí por trilhas até o Pico.

Valor Científico

O Pico e Serra do Itacolomi é a localidade do Grupo Itacolomi onde é composto, predominantemente, por quartzitos que tem como protólitos sedimentos arenosos, areno-argilosos e conglomeráticos depositados em um sistema fluvial entrelaçado, associado a leques aluviais. Em termos geotectônicos, esses sistemas deposicionais faziam parte de um *graben* intermontano, desenvolvido durante o Paleoproterozoico.

O Pico do Itacolomi serviu de ponto de referência para os antigos viajantes da Estrada Real durante o século XVIII, por exemplo, o bandeirante paulista Antônio Dias,

que o chamava de “Farol dos Bandeirantes”. Isso devido a sua altitude de 1772 metros de altitude, o que o torna visível a grandes distâncias, por exemplo, da Serra do Curral em Belo Horizonte. A origem da palavra *itacolomy* é de origem tupi, significando “pedra menino” (IEF, http://www.ief.mg.gov.br/).

Interesses Principais
Estratigrafia, Sedimentologia, Geomorfologia e Espeleologia

Link para o GEOSSIT
https://www.sgb.gov.br/geossit/geossitios/ver/2231

Referências

Duque, T.R.F. 2018. O Grupo Itacolomi em sua área tipo: estratigrafia, estrutura e significado tectônico. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia da Escola de Minas de Ouro Preto – UFOP. 152p.

Ferreira Filho, F.A.; Lazarin, H.A. 1993. Caracterização Litoestrutural e Geomorfológica da Região do Pico do ltacolomi, Ouro Preto. Trabalho Geológico DEGEO/UFOP. (Inédito)

Glockner R. H. 1981. Lithostratigraphie, Sedimentologie, Tektonik und Metamorphose der proterozoischen Itacolomi-Serie bei Ouro Preto, Minas Gerais, Brasilien. Clausth. Geowiss. Diss. 221p.

Harder, E.C.; Chamberlin, R.T. 1915a. The geology of Central Minas Geraes, Brazil. J. Geol., Chicago, 23 (4): 341-78; (5): 385-424.

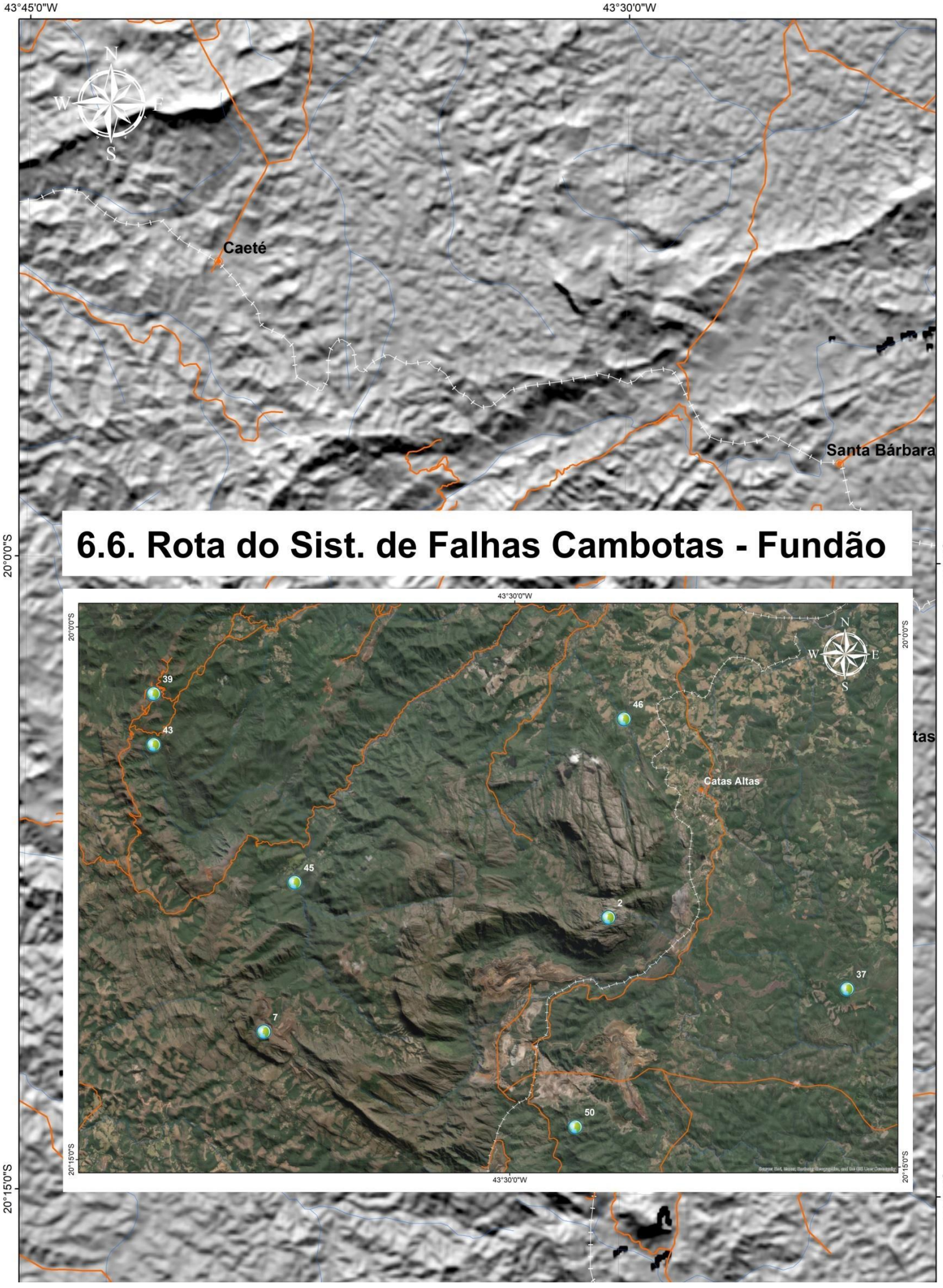
Harder, E.C.; Chamberlin, R.T. 1915b. The geology of Central Minas Geraes, Brazil. J. Geol., Chicago, 23 (5): 385-424.

Lima, M.T. 1987. Considerações preliminares sobre o cárste em quartzitos da Serra do ltacolomi e espeleotemas associados. REM – Revista da Escola de Minas, Ouro Preto-MG, 40(4): 31- 32.

Ostanello, M.C.P.; Danderfer, A.; Castro, P.T.A. 2013. Caracterização de lugares de interesse geológico e trilhas geoturísticas no Parque Estadual do Itacolomi – Ouro Preto e Mariana, Minas Gerais. Revista Geociências da UNESP, 32 (2): 286-297.

Pereira Filho, M.; Cruz, L.V. 1999. O carste em quartzitos no Parque Estadual do Itacolomi, Sertão de Cima - Mariana – MG. Revista Espeleologia, Sociedade Excursionista e Espeleológica, Ouro Preto-MG, p.7-13.

Figura 19 – a) Vista panorâmica da Serra do Itacolomi; b) e c) morfologias características dos quartzitos da Serra do Itacolomi; d) quartzitos da litofácies com estratificação cruzada acanalada (**mAca)** e estratificação plano-paralela (**mApp)** com estratificação cruzada acanalada e no retângulo em destaque encontram-se as estratificações plano-paralelas.; e) afloramento típico da litofácies metaconglomerado (**mCpc)** que apresenta granodecrescência ascendente em pelo menos três ciclos. Fotos cedidas por Tiago Duque.


43°45'0"W
43°30'0"W
N
W
E
S
Caeté
Santa Bárbara
20°0'0"S
20°15'0"S
6.6. Rota do Sist. de Falhas Cambotas - Fundão
43°30'0"W
20°0'0"S
20°15'0"S
39
43
46
Catas Altas
45
2
37
7
50
tas

6.6.1. Gruta do Centenário da Serra do Caraça

A Gruta do Centenário se desenvolveu nos quartzitos da Formação Moeda. Possui 3790 m de desenvolvimento e um desnível total de 481 m, sendo que a entrada superior se encontra à 2051 m de altitude, quase no cume do Pico do Inficionado. A caverna possui várias entradas, quase sempre em forma de abismos, exceção feita à entrada clássica. As altitudes destas entradas são variáveis, como por exemplo: a entrada superior a 2051 metros; a entrada clássica a 1.958 metros; o Abismo da Velózia a 1944 metros; e o Abismo do Inficionado a 1881 metros. Os condutos são estreitos, com larguras variando cerca de 0,30 metros a 10,0 metros nos salões, com a média em torno de 1 metro. As alturas das galerias chegam a dezenas de metros, onde é raro os locais onde é possível observar o teto. O piso é de rocha, mas em certos locais planos ou onde os fluxos de agua nào estão ativos é comum encontrar sedimentos arenosos depositados. As seções da caverna são retangulares verticais onde a morfologia típica é a labiríntica quadrática, na qual os condutos principais possuem direção aproximada leste-oeste e os condutos secundários possuem direção norte-nordeste. A gruta possui alguns salões que se formam onde os condutos se cruzam. O desenvolvimento da gruta é essencialmente vertical até a profundidade de 400 m, onde se observa uma brusca mudança, iniciando galerias horizontalizadas ou com pequenas inclinações.

Os quartzitos da Serra do Caraça, em termos litoestratigraficos e geocronológicos são correlatos a Formação Moeda e possuem idade máxima de sedimentação, em torno, de 2520 ± 13 Ma (Nunes, 2016). De acordo com esse autor, os quartzitos estão relacionados com os seguintes ambientes deposicionais: i) sistema fluvial entrelaçado proximal; ii) sistema fluvial entrelaçado proximal com retrabalhamento; e iii) um sistema fluvial entrelaçado com formação de linha de costa em porção restrita. Estes ambientes são característicos de uma fase de tectônica extensional, com início da deposição dos sedimentos em ambientes continentais (fluviais/eólicos) que, com o tempo, evoluíram para um ambiente marinho-litorâneo a plataformal. A sequência foi interpretada como parte de um rifte intracontinental que evoluiu para margem passiva (Dopico *et al*. 2015).

Estruturalmente, a Serra do Caraça está inserida no contexto do Sistema de Falha Cambotas-Fundão, com diversos domínios menores dentre os quais se destacam os Sinclinais Conta História, Alegria e Fazendão, a Falha da Água Quente e o Soerguimento Conceição-Caraça. A espessura dos quartzitos observada na Serra do Caraça deve-se a dobramentos com repetição dos horizontes estratigráficos. Trata-se de um sistema de falhas com estruturação controlada por altos e baixos estruturais que funcionaram como anteparos. O sistema de falhas do Caraça se formou durante o evento Brasiliano, aproveitando as estruturas pretéritas (Ribeiro-Rodrigues, 1992).

Proponentes do Sítio (SIGEP)

Georgete Macedo Dutra - Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas - GBPE
Ezio Luiz Rubbioli - Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas - GBPE
Lília Senna Horta - Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas - GBPE

Acesso

O acesso preferencial é feito pelo Santuário do Caraça, situado a 120 km de Belo Horizonte. A partir de Belo Horizonte pega-se a rodovia BR-262 até o trevo de Barão de Cocais, onde segue-se à direita na BR-365, por 5 Km. Novamente segue-se à direita até os portões do Santuário do Caraça, posteriormente, até as edificações do antigo colégio. Apartir daí o acesso é feito a pé, através de uma trilha longa e acidentada. A parte inicial do trajeto possui uma altitude média de 1.200 metros e é caracterizada por um vale amplo drenado pelo rio Caraça. A dificuldade maior do percurso fica por conta de dois trechos

íngremes onde são vencidos quase 900 metros de desnível. A base para as explorações é montada próximo do Pico, a 2.068 metros de altitude. O acesso para as porções leste e sul do Pico pode ser feito por meio de uma estrada não pavimentada em direção a Catas Altas (Dutra*et al.* 2002).

Valor Científico

A Gruta do Centenário está localizada na Serra do Caraça, porção leste do Quadrilátero Ferrífero, região central de Minas Gerais. No Pico do Inficionado estão inseridas diversas cavernas, entre as quais se destaca a Gruta do Centenário, considerada a caverna mais profunda do mundo em quartzito. Os condutos da caverna formam uma rede labiríntica quadrática que atingem 484m de desnível vertical e 3790 m de extensão em projeção horizontal, totalizando 4.700m de desenvolvimento linear. A sua evolução está relacionada com a erosão mecânica dos quartzitos e condicionada estruturalmente por falhas. A Serra do Caraça é a localidade tipo dos Quarzitos Caraça, definidos por Harder & Chamberlin (1915) e que hoje faz parte da Formação Moeda, uma subdivisão do Grupo Caraça.

Interesses Principais

Espeleologia, Estratigrafia, Geologia Estrutural

Link para o GEOSSIT

https://www.sgb.gov.br/geossit/geossitios/ver/2004

Referências

Auler, A.S.; Sauro, F., 2019. Quartzite and quartz sandstone caves of South America, Chapter 102. In: White *et al*. 2019, Eds., Encyclopedia of Caves, p.850-860.

Dutra, G. 1996 - Geologia informal da região do Pico do Inficionado. O Carste. Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas. 8(3): 55.

Dutra, G. 1997 - O maior desnível do mundo em quartzito. O Carste. Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas. 9(3): 62-66.

Dutra, G.M.; Rubbioli, E.L.; Horta, L.S. 2002. Gruta do Centenário, Pico do Inficionado (Serra da Caraça), MG: A maior e mais profunda caverna quartzítica do mundo. SIGEP - 020. In: Schobbenhaus *et al.* 2002, Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil, Volume 1. SIGEP-DNPM-CPRM, p.431-441.

Harder, E.C.; Chamberlin, R.T. 1915. The Geology of Central Minas Geraes, Brazil. J. Geol., Chicago, 23 (4): 341-78; (5): 385-424.

Horta, L. 1996 - Os habitantes do inficionado. O Carste. Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas, 8(3): 55.

Nunes, F.S. 2016. Contribuição à estratigrafia e geocronologia U-Pb de zircões detríticos da Formação Moeda (Grupo Caraça, Supergrupo Minas) na Serra do Caraça, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia – UFOP. 136p.

Rubbioli, E.; Auler, A.; Menin, D.; Brandi, R. 2019 – Cavernas – Atlas do Brasil Subterrâneo. Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas. 257 – 273.

Rubbioli, E. 1996 - O Pico do Inficionado: a exploração da gruta mais profunda do Brasil. O Carste. Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas. 8(3): 46-54.

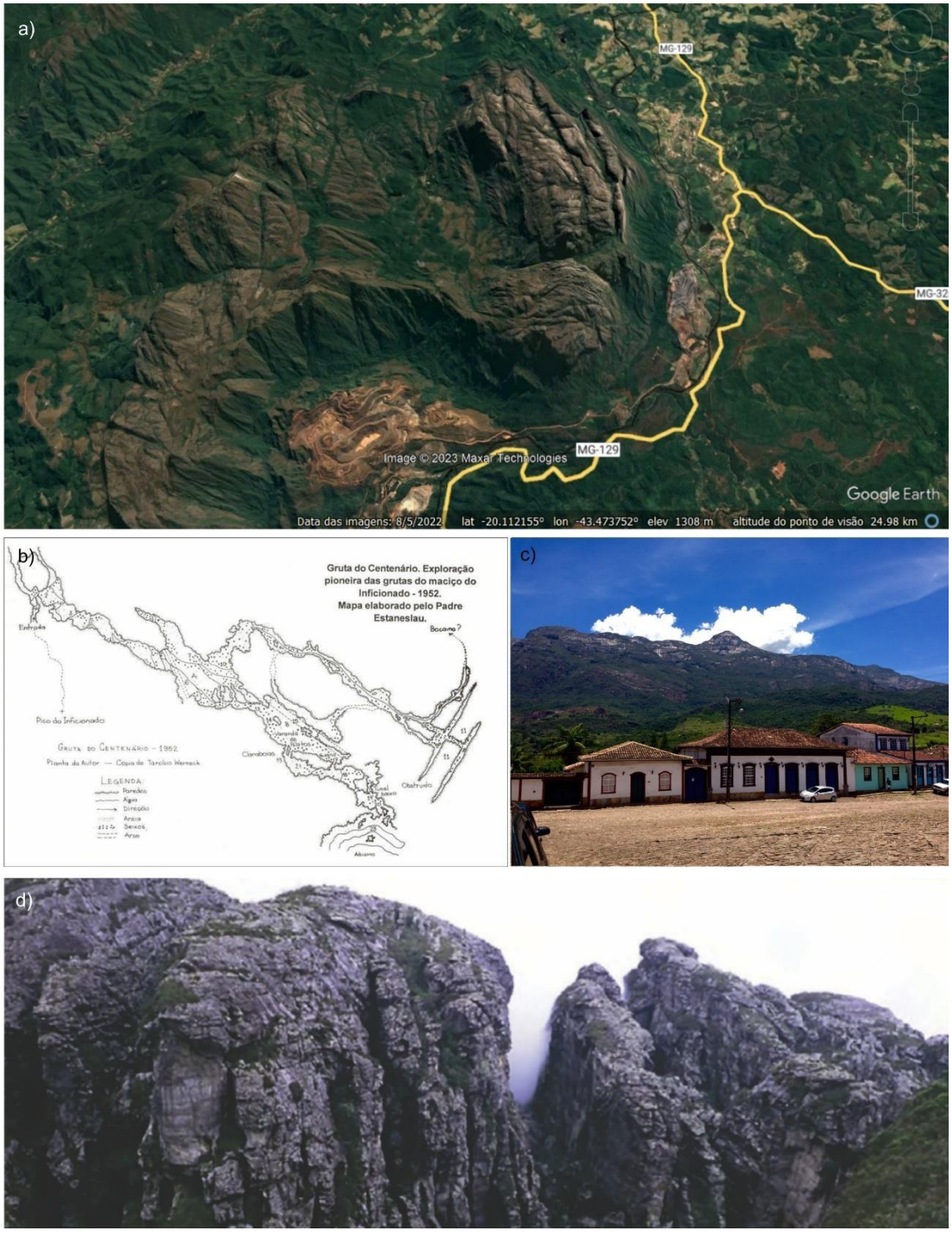


Figura 20 – a) Imagem da Serra do Caraça, extraída do Google Earth (2023); b) mapa da Gruta do Centenário, realizado em 1952 pelo padre Estanislau; c) vista parcial da Serra do Caraça a partir do centro histórico de Catas altas; d) vista do Pico do Inficcionado (foto de Augusto Euler, 2019).

6.6.2. Bicame de Pedra

O bicame foi construído utilizando blocos de quartzito da Formação Moeda. Muitas lavras na região de Catas Altas dependiam de água para a lavagem dos cascalhos e rochas mineralizadas da região. Este aqueduto, conhecido como Bicame de Pedra, abastecia não somente as lavras, mas também as fazendas da região. Na região existem diversas lavras auríferas abandonadas em formações ferríferas, xistos do Grupo Nova Lima e também em aluviões. Os registros do Projeto Rio das Velhas (DNPM-CPRM) totalizam 14 ocorrências de minas e pequenas lavras de ouro, tais como: Mina do Encontro, Jataí, do Meio e Morcego; e as lavras Ápis, Besouro, Brumadinho, Candeias, Córrego do Ramo, Dona Naná, Lajinha, Pedra do Judeu, Tanque Preto e Terra Caída (Malouf & Raposo, 1996). Também há na região lavras ativas e abandonadas de rochas ultramáficas associadas ao Grupo Quebra Osso, localizadas próximas a Catas Altas.

Proponente do Sítio
José Adilson Dias Cavalcanti – SGB
Marilda Santana da Silva - UFMG

Acesso

O acesso ao Bicame de Pedra, a partir de Catas Altas, é por rodovia pavimentada por 3 km em direção a Santa Bárbara. Segue-se a esquerda por uma estrada não pavimentada por mais 4 km, até próximo ao sítio. Depois a pé por estrada não pavimentada por mais 100m.

Valor Científico

Aqueduto Quebra Osso, conhecido também como “Bicame de Pedra” ou “Andaime de Pedra”, é uma edificação do século XVIII, tombado pelo município de Catas Altas por meio do Decreto n° 75/98 de 14 de abril de 1998. Localiza-se a aproximadamente 9 Km da sede do município de Catas Altas e a 4 Km de distância da estrada que liga a fazenda Quebra-Osso à MG-129. O aqueduto representa um patrimônio geológico construído relacionado com a história da mineração do ouro em Minas Gerais. Foi construído, possivelmente no ano de 1792, originalmente com 18 km de extensão. Captava águas do córrego Quebra-Osso e nascentes na Serra do Caraça, a oeste da cidade, levando água até Brumado, onde o ouro era lavrado. Restam apenas cerca de 200m da construção. Provavelmente as pedras foram reaproveitadas nos alicerces de casas em propriedades rurais e nos calçamentos de Catas Altas das vilas da região. A parte preservada do aqueduto situa-se na divisa das fazendas “Arco da Pedra” e “Ouro Verde”, propriedade de Clementino Irmão Teixeira, com a fazenda “Quebra-Osso” de Francisco de Paula Castro. Provavelmente, a construção desse monumento foi concluída nos ultimos anos do século XVIII, período no qual o ciclo do ouro em Minas já se encontrava em decadência. No meio da edificação foi construído um portal em forma de arco, medindo 2,3 metros de altura e 2,8 metros de vão central. A edificação foi constituída usando a técnica de empilhamento de pedras com juntas secas. De acordo com o Dossiê de Tombamento, o monumento mede aproximadamente 200 metros de comprimento, 2,5 metros de largura, e possui uma altura máxima de 5,10 metros.

Interesse Principal
História da Mineração do Ouro, Patrimônio Construído

Referências

Albuquerque, A.P.; Paula, F.L.; Rocha, A.C. 20??. Diagnóstico e diretrizes de preservação do patrimônio cultural histórico e paisagístico do Aqueduto Quebra Ossos, Serra do Caraça – Minas Gerias, 12p.

Secretaria de Estado de Turismo de Minas Gerais.

IEPHA 2021. Lista de bens protegidos. 130p.

Prefeitura Municipal de Catas Altas. Patrimônio Protegido no município. 35p.

Figura 21 – a) Detalhe do arco no Bicame de Pedra a partir da estrada que dá acesso ao sítio; b) vista parcial do bicame; c) vista parcial da Serra do Caraça a partir do Bicame de Pedra.

6.6.3. Komatiítos Quebra Osso

O Grupo Quebra Osso ocorre na base do Supergrupo Rio das Velhas, com espessura de 600 a 800m e possui idade neoarqueana (Schorscher 1978, 1979, 1990, 1992; Schobbenhaus *et al.* 1981; Inda *et al.* 1984, Ferreira 2020, Ferreira *et al.* 2020). As rochas vulcânicas metaultramáficas do Grupo Quebra Osso são komatiítos metamorfisados desde a fácies xisto verde até anfibolito baixo, com intercalações de formações ferríferas tipo algoma, metachertes e tufos. Os metakomatiítos ocorrem na forma de lavas almofadadas, *sills* e rochas piroclásticas derivadas de magmas ricos em voláteis. A espessura dos fluxos magmáticos não excede 1,5m. De acordo com Schorscher (1992), a evolução do O Supergrupo Rio das Velhas começou, possivelmente, com um rift em uma crosta siálica tipo TTG, que desencadeou o vulcanismo komatiítico.

Schorscher *et al.* (1990) detalhou as rochas do Grupo Quebra na escala 1:10.000, e o subdividiu em derrames individuais e conjuntos de derrames ultramáficos, separados por níveis de piroclásticas ultramáficas finas, metachertes ferruginosos e formações ferríferas. Os tipos principais de derrames incluem os maciços, com níveis peridotíticos (com teores de MgO > 40% em peso), textura spinifex em lavas almofadadas e lavas brechadas. Em termos mineralógicos e geoquímicos são classificados como metakomatiitos peridotíticos e piroxeníticos, localmente com alterações hidrotermais, tais como, cloritização, magnetitização, turmalinização e piritização. Os metachertes e as formações ferríferas intercaladas aos derrames apresentam anomalias geoquímicas e mineralizações de ouro. No perfil geológico, acima do Grupo Quebra Osso ocorre a sequência vulcano-sedimentar do Grupo Nova Lima e a sequência clástica do Grupo Maquiné, com contatos normais. A sequência supracrustal arqueana encontra-se inteiramente em posição invertida com caimento para E-NE.

Proponente do Sítio
José Adilson Dias Cavalcanti - SGB

Acesso

O acesso aos Komatiítos Quebra Osso, a partir de Catas Altas, é por rodovia pavimentada por 3 km em direção a Santa Bárbara. Depois, segue a esquerda por uma estrada não pavimentada por mais 5 km até o sítio.

Valor Científico

O Grupo Quebra Osso é considerado o principal segmento do magmatismo ultrabásico do Quadrilátero Ferrífero (Schorscher 1978, 1979, 1990, 1992; Schobbenhaus *et al.* 1981; Inda *et al.* 1984, Ferreira 2020, Ferreira *et al.* 2020). O levantamento estratigráfico e os estudos petrográficos realizados por Ferreira (2020) permitiram a autora subdividir os derrames komatiíticos em fácies vulcânicas coerentes (maciças, acamadadas e almofadadas) e autoclásticas (autobrechas e hialoclastitos), formadas por derrames efusivos; e fácies piroclásticas (metatufos e metalápili-tufos), associadas a derrames explosivos. As texturas vulcânicas estão preservadas, apesar da obliteração dos minerais primários (olivina e piroxênio), os quais foram pseudomorfizados para serpentina e/ou clorita.

De acordo com Acken *et al.* (2016), a partir do reconhecimento de que lavas ultramáficas são geradas por altos graus de fusão de manto, os komatiítos têm sido extensivamente estudados para compreender a dinâmica do manto Arqueano e seu estado térmico (por exemplo, Herzberg *et al.* 2010). Isso porque eles são formados em graus de fusão parcial de 30% e também registram as assinaturas geoquímicas da fonte mantélica permitindo realizar estimativas da composição precoce do manto terrestre (Viljoen &

Viljoen 1969, Arndt *et al.* 1977, Sun & Nesbitt 1977, Herzberg 1992). A origem dos komatiítos pode estar relacionada com plumas mantélicas semelhantes ao vulcanismo moderno intraplaca (Campbell *et al.* 1989, Herzberg 1995), ou por fusão em plumas de manto hidratado (Inoue *et al.* 2000, Asahara & Ohtani 2001), ou ainda pela cristalização fracionária relacionada com a fusão parcial de alto grau de rochas ultramáficas parentais (Shimizu *et al.* 2005).

Interesses Principais
Vulcanismo, Estratigrafia, Paleoambiental.

Referências

Acken, van D.; Hoffmann, J.E.; Schorscher, J.H.D.; Schulz, T.; Heuser, A.; Luguet, A. 2016. Formation of high-Al komatiites from the Mesoarchean Quebra Osso Group, Minas Gerais, Brazil: Trace elements, HSE systematics and Os isotopic signatures. Chemical Geology, 422: 108-121.

Ferreira, R.C.R. 2020. Caracterização químico-faciológica dos derrames komatiíticos do Grupo Quebra Osso, *greenstone belt* Rio das Velhas, no setor leste do Quadrilátero Ferrífero/MG. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da UFMG. Belo horizonte, 189p.

Ferreira, R.C.R.; Pinheiro, M.A.P.; Magalhães, J.R.; Novo, T.A.; Schorscher, J.H.D.; Queiroga, G. 2020. Physical volcanology and petrogenesis of the Archean Quebra Osso komatiite flow field, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero (Brazil). Lithos, 370-371, 105626. doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105626.

Ferreira, R.C.R.; Pinheiro, M.A.P.; Magalhães, J.R.; Novo, T.A. 2022. Komatiite lavas from the Quebra Osso Group (Rio das Velhas greenstone belt, southeast Brazil): a field guide to an Archean flow field. Estudos Geológicos, 32(2): 3-20.

Schorscher, H.D. 1978. Komatiítos na estrutura "*Greenstone Belt*" Serie Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, Abstracts, p. 292–293.

Schorscher, J.H.D. 1979. Evolução geotectônica e petrogenética do embasamento Arqueano do Quadrilátero Ferrífero. An. Acad. Bras. Cienc. Rio de Janeiro 51 (4): 767-768.

Schorscher, J.H.D. 1992. Arcabouço Petrográfico e Evolução Crustal de Terrenos Precambrianos do Sudeste de Minas Gerais, Quadrilátero Ferrífero, EspinhaçoMeridional e Domínios Granito-Gnáissicos Adjacentes (Tese de Livre Docência) USP, São Paulo, 394p.

Schorscher, J.H.D.; Luchesi, I.; Abreu, G.C.; Tamura, R.M. 1990. Evolução precambriana da região do Quebra Osso, Quadrilátero Ferrífero-MG. 34º Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos, p.331-332.

Figura 22 – a) Detalhe das *pillow* lavas; b) textura *spinifex* (foto compilada de Ferreira 2020); c) zona de cumulatos (foto compilada de Ferreira 2020); d) afloramento principal com as *pillow* lavas.

6.6.4. Mina de Gongo Soco

O minério de ouro, da Mina de Gongo Soco, é a jacutinga que ocorre nas formações ferríferas bandadas metamorfizadas da Formação Cauê (Grupo Itabira), do Paleoproterozoico. O termo "jacutinga" é de origem indígena, sendo normalmente utilizado para descrever um tipo de itabirito pulverulento rico em manganês (Ladeira 1988). A mineralização está localizada próximo ao contato entre as rochas das formações Cauê e Gandarela.

A jacutinga forma de bolsões e lentes condicionadas por superfícies de transposição que possuem a mesma direção da foliação principal, porém com mergulhos diferentes (mais acentuados de 10 a 20º), sendo controladas pela lineação mineral de estiramento. Cabral (1996) considerou o depósito de origem hidrotermal proximal com duas assembleias minerais características: hematita especular-talco-caulinita e goetita-pirolusita. A precipitação do ouro estaria relacionada com a presença de magnetita nos itabiritos e o seu desaparecimento na zona aurífera é marcada pela cristalização de hematita especular ("especularita"). O fluido oxidante carreava ouro (e o paládio) na forma de complexo clorado que reagiu com a fase mais reduzida (magnetita) provocando a precipitação dos metais (Au-Pd). Isto explica a associação entre ouro e hematita. As datações realizadas por Cabral *et al.* (2014) em grãos de monazita do minério da Mina de Conceição de Itabira-MG indicaram idade de 495,6 ± 2,2Ma. Essa idade da mineralização de Au-Pd foi correlacionada a um evento hidrotermal, em escala regional, ocorrido nos estágios finais do Brasiliano.

Atualmente, a Mina de Gongo Soco é dedicada a extração de minério de ferro. A cava da mina está localizada ao lado da antiga mina de ouro e acabou por favorecer a exposição de vários corpos de minério aurífero, o que proporcionou um novo olhar para a compreensão da gênese do depósito de Au-Pd de Gongo Soco e de outras regiões do Quadrilátero Ferrífero (Cabral 1996).

Proponentes do Sítio (GEOSSIT)

José Adilson Dias Cavalcanti – SGB
Marilda Santana da Silva – UFC-UFMG
Hernani de Mota Lima – UFOP
Daniel Atencio – USP

Acesso

A Mina de Gongo Soco está localizada no município de Barão de Cocais, a 80 km de Belo Horizonte e 13 km a sudeste da sede municipal. O acesso local é pela estrada que liga a cidade de Barão de Cocais ao povoado de Venda Velha, seguindo através do vale do rio Socorro. Um dos acessos à Mina de Gongo Soco pode ser feito pela BR-262, a partir da cidade de Belo Horizonte, no sentido de Vitória, até o entroncamento com a rodovia estadual MG-435 chegando a cidade de Caeté. A partir de Caeté são necessários mais 14 km em estrada não pavimentada até Gongo Soco.

Valor Científico

Na Mina de Gongo Soco foram utilizadas novas técnicas trazidas pelos ingleses da Cornuália, em uma época que a produção do ouro de aluvião, no Brasil e se encontrava em pleno declínio, durante a primeira metade do século XIX. Ao longo de trinta anos (1826 - 1856) a *Imperial Brazilian Mining Association* produziu, cerca de, 12.887 kg de ouro. Na segunda metade do século XX, a mineração de ferro ocupou parte da área onde atualmente se insere o sítio arqueológico de Gongo Soco, chegando a produzir anualmente 8,3 milhões de toneladas de minério de ferro.

O ouro de Gongo Soco ocorre em uma importante tipologia de depósito Au-Pd hidrotermal. Que está hospedada nas formações ferríferas bandadas do Paleoproterozoico, da Formação Cauê, conhecida como Jacutinga, de idade cambriana (496 Ma). É a localidade tipo do mineral "paladinita" que consta na lista da *International Mineralogical Association* (IMA) como um mineral questionável.

Interesses Principais
História da Mineração, Metalogenia, Mineralogia

Link para o GEOSSIT
https://www.sgb.gov.br/geossit/geossitios/ver/2368

Referências
Alves, D.B. 2013. Ernst Hasenclever em Gongo-Soco: exploração inglesa nas minas de ouro em Minas Gerais no século XIX. História, Ciências, Saúde – Revista Manguinhos, Rio de Janeiro, p.1-18.

Cabral, A.R. 1996. Mineralização de ouro paladiado em itabiritos: a jacutinga de Gongo Soco, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da Unicamp, Campinas-SP. 129p.

Cabral, A.; Lehmann, B.; Kwito, R.; Jones, D.; Pires, F.; Rocha Filho, O.G.; Innocentini, M. 2001. Palladium-oxygenated compounds of the Gongo Soco mine, Quadrilátero Ferrífero, central Minas Gerais, Brazil. Mineralogical Magazine, 65: 169-179.

Cabral, A.R.; Zeh, A.; Galbiatti, H.F.; Lehmann, B. 2014. Late Cambrian Au-Pd mineralization and Fe enrichment in the Itabira District, Minas Gerais, Brazil, at 496 Ma: Constraints from U-Pb monazite dating of a jacutinga lode. Ecomomic Geology, 110(1): 263-272.

Neto, S.E. 2008. Avaliação minero-geoambiental da mina de Gongo Soco para fins de descomissionamento – Propostas. Dissertação de Mestrado. NUGEO, Escola de Minas da UFOP. 202p.

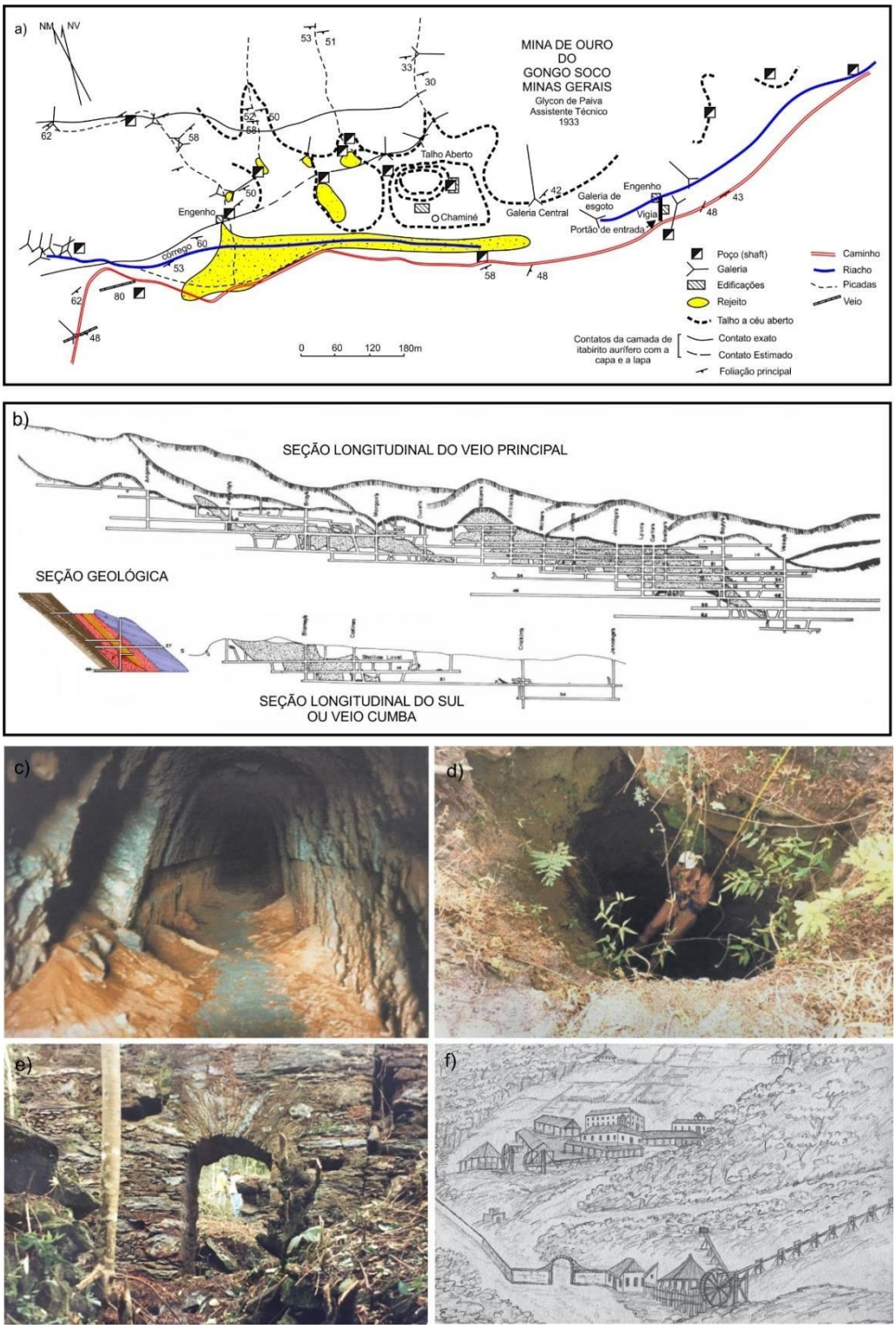


Figura 23 – a) Planta da mina de Gongo Soco (redesenhado de Paiva 1963); b) seções longitudinais dos corpos de minério de Gongo Soco segundo Henwood (1871), redesenhado por Ladeira (1988); c) galeria em arco; d) *shaft* Nº13 de forma circular com 17m de profundidade; e) arco de pedra (fotos "d" e "e" compiladas de IEPHA, 1998); f) desenho a lápis de Ernst Hasenclever (1839), pertencente ao acervo de Regina Harlfinger, compilado de Alves (2013).

6.6.5. Bacia do Fonseca

Maxwell (1972) foi quem definiu a Formação Fonseca e descreveu sua "seção-tipo", próximo à vila homônima. De acordo com esse autor, a formação teria 86 m de espessura, sendo composta por sedimentos argilo-arenosos depositados em ambiente flúvio-lacustre. Esses sedimentos estão recobertos parcialmente por depósitos rudáceos ferruginosos (canga), incluídos nesta unidade e interpretados como remanescentes da sedimentação que ocorreu na borda da bacia. Maxwell (1972) também apresentou o primeiro mapa geológico da bacia de Fonseca, na escala aproximada 1:100.000, ocupando uma área com cerca de 35 km^2.

Proponentes do Sítio (SIGEP)
Claudio Limeira Mello – UFRJ
Lílian Paglarelli Bergqvist – UFRJ
Lucy Gomes Sant'Anna – USP

Acesso

O acesso à área pode ser a partir da cidade de Santa Bárbara, distante 107 km de Belo Horizonte, pela Rodovia MG-326 (não pavimentada), em direção a Catas Altas e Santa Rita Durão. A vila de Fonseca localiza-se 15 km a sudeste de Catas Altas e 12 km a leste de Santa Rita Durão. A circulação na área se faz somente por estradas secundárias, não pavimentadas, sendo as principais aquelas que ligam Catas Altas a Fonseca e Catas Altas a Santa Rita Durão, ambas situadas, respectivamente, nos limites norte e oeste da área.

Valor Científico

A bacia de Fonseca é bastante rica em fósseis vegetais. Com poucas exceções, os trabalhos sobre a paleoflora da bacia restringiram-se à descrição morfológica do material, com especial ênfase no padrão das nervuras principais e secundárias. Uma grande variedade de famílias de Angiospermas já foi registrada na Formação Fonseca, tais como; Annonaceae, Bignoniaceae, Bombacaceae, Combretaceae, Euphorbiaceae, Lauraceae, Leguminosae, Malphighiaceae, Melastomataceae, Meliaceae, Menispermaceae, Mimosaceae, Monimiaceae, Myrsinaceae, Myrtaceae, Rutaceae, Sapindaceae, Sapotaceae, Theaceae e Tiliaceae.

Interesses Principais
Paleontologia, Sedimentologia, Estratigrafia

Link para o GEOSSIT
https://www.sgb.gov.br/geossit/geossitios/ver/2002

Referências

Berry, E.W. 1935. Tertiary plants from Brazil. Proc. Amer. Phil., Soc., 75 (7): 565-590.

Costa Lima, A. 1944. Sobre dois fósseis da bacia terciária de Fonseca (Alvinópolis-Minas Gerais). An. Acad. bras. Ciênc., 16(4): 291-292.

Dolianite, E. 1949. Contribuição à flora pliocênica de Fonseca, Minas Gerais. An. Acad. bras. Ciênc., 21 (3): 239-244.

Duarte, L. 1956. Melastomataceae fósseis da bacia terciária de Fonseca, Minas Gerais. D.N.P.M., Bol. Div. Geol. Miner, 161: 7-32.

Duarte, L. 1958. Annonaceae fósseis da bacia terciária de Fonseca, Minas Gerais. D.N.P.M., Bol. Div. Geol. Miner., 178: 7-33.

Duarte, L. 1974. Sobre uma Flor de Bombacaceae, da Bacia Terciária de Fonseca, MG. An. Acad. Bras. Ciênc., 46(3/4): 407-411.

Gorceix, H. 1884. Bacia Terciária d'agua doce nos arredores de Ouro Preto (Gandarela e Fonseca) Minas Geraes - Brasil. Anais da Escola de Minas, 3: 75-92.

Inda, H.A.V.; Schorsch, J. H. D.; Dardenne, M. A.; Schobbenhaus, C.; Haralyi, N. C. E.; Branco, P. C. A.; Ramalho, R. 1984. O cráton do São Francisco e a faixa de dobramentos Araçuaí. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (coords.), Geologia do Brasil. DNPM, Div.Geol.Mineral., Brasília, 501p.

Lima, R.L.; Salard-Cheboldaeff, M. 1981. Palynologie des Bassins de Gandarela et Fonseca (Eocene de l'etat de Minas Gerais, Bresil). Boletim IG, Instituto de Geociências, USP, v. 12: 33-54

Maxwell, C.H. 1972. Geology and ore deposits of the Alegria District, Minas Gerais, Brasil. USGS Prof. Pap., 341-J, 72p.

Mello, C.L.; Bergqvist, L.P.; Sant'Anna, L.G. 2002. Bacia do Fonseca: Vegetais Fósseis do Terciário Brasileiro. SIGEP – 86. In: Schobbenhaus et al. 2002, Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil, volume 1, SIGEP-DNPM-CPRM, p.73-80.

Sant'Anna, L.G.; Schorsch, H.D. 1997. Estratigrafia e mineralogia dos depósitos cenozoicos da região da Bacia de Fonseca, Estado de Minas Gerais, Brasil. An. Acad. bras. Ciênc., 69(2): 211-226.

Sant'Anna, L.G. 1994. Mineralogia das argilas e evolução geológica da Bacia de Fonseca, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 151p.

Sant'Anna, L.G.; Schorsch, H.D.; Riccomini, C. 1997. Cenozoic tectonics of the Fonseca Basin region, Eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 10(3/4): 275-284.

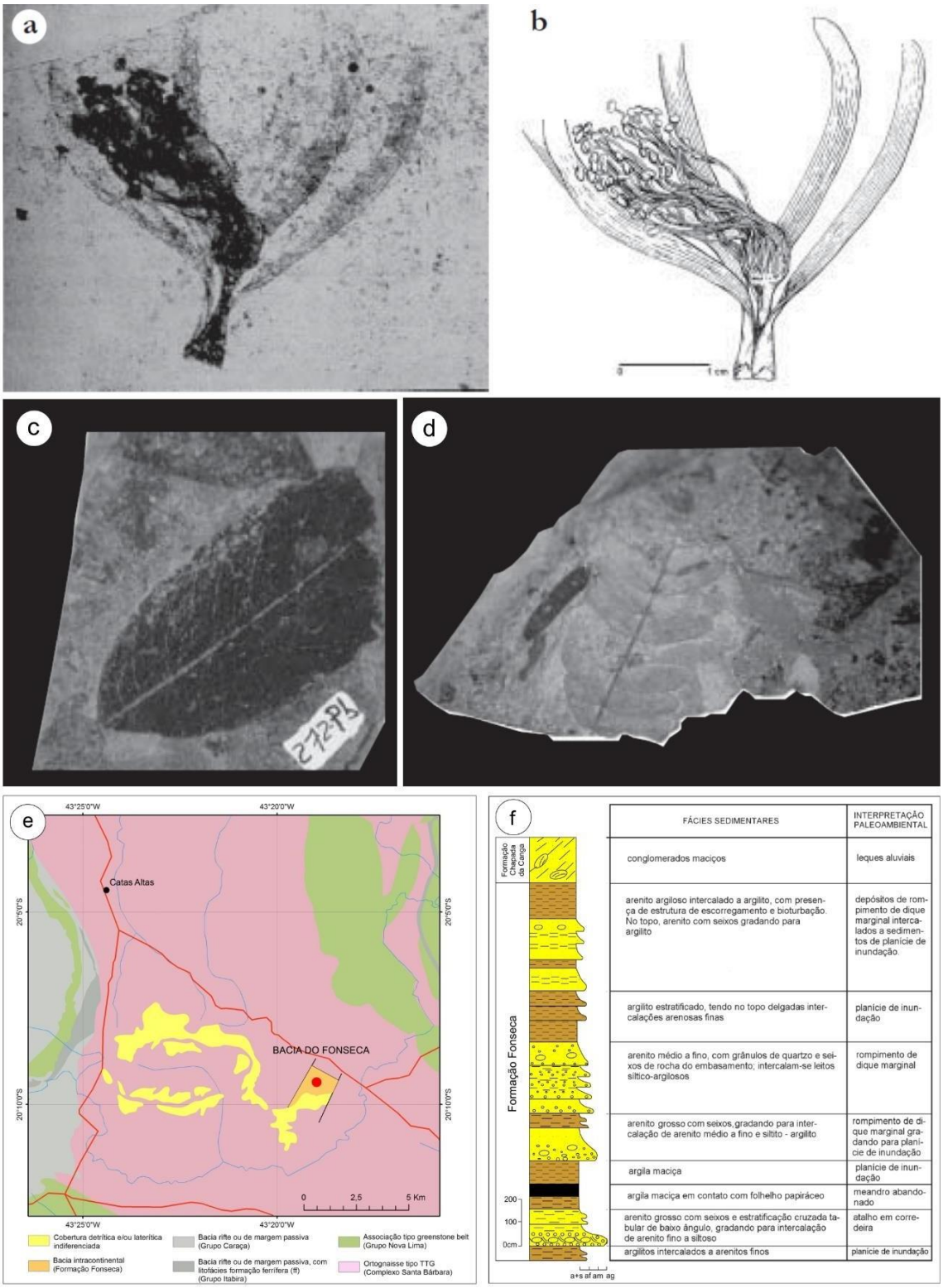
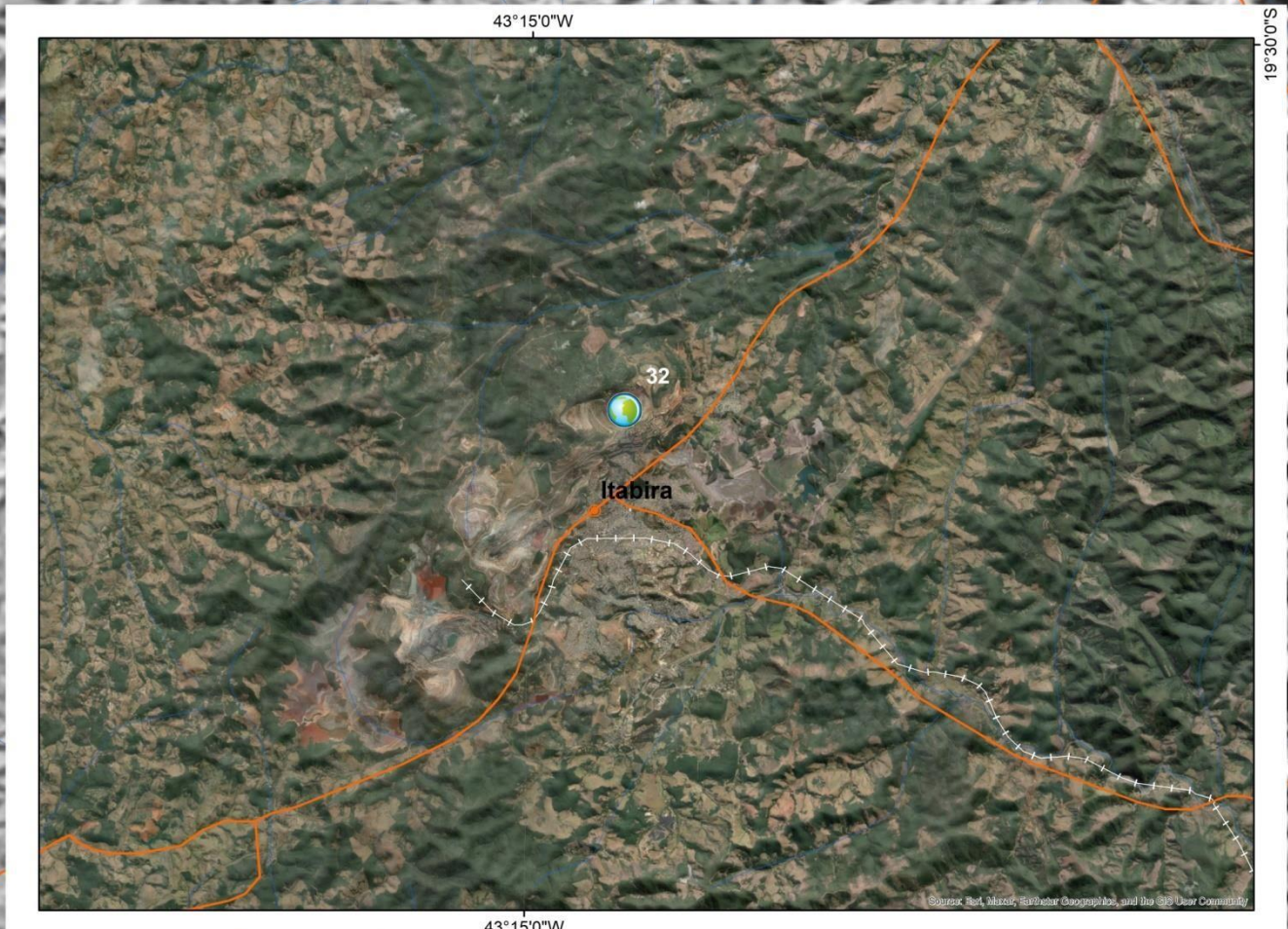


Figura 24 – a) Flor fóssil procedente da Formação Fonseca - Eriotheca prima, Família Bombacaceae (DGM 1436 Pb); b) reconstituição ilustrativa de Duarte (1974); c) Exemplar de Oxandra emygdiana, Família Annonaceae, procedente da Formação Fonseca (UFRJ-DG 272 Pb). (d) Exemplar de Caesalpinia echinataformis, Família Leguminosae, procedente da Formação Fonseca (UFRJ-DG 278Pb); fotos de Alex Wey. e) Geologia da região da Bacia de Fonseca (Sant'Anna & Schorscher 1997); f) seção-tipo da Formação Fonseca (Sant'Anna & Schorscher 1997).

6.7. Rota do Sinclinório de Itabira



6.7.1. Pico do Cauê

O Pico do Cauê é a localidade tipo do Grupo Itabira (Harder & Chamberlin, 1915) e da Formação Cauê (Door II, 1958). Durante o século XVIII as atividades mineradoras na região de Itabira eram voltadas para a lavra de ouro nas formações ferríferas. A mineralização de Au-Pd era conhecida como Jacutinga. O nome Jacutinga é em alusão a ave que habitava a região, o Jacú, uma ave preta e branca, assim como a aparência do minério.

As lavras de minério de ferro tiveram início em 1909, com a fundação da primeira mineradora, a *Brazilian Hematite Syndicate* que foi sucedida pela *Itabira Iron Ore Company*. Em 1941, Getúlio Vargas assinou o decreto-lei nº 4.352 que criou a Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), uma empresa de economia mista, com sede administrativa em Itabira. A primeira sede administrativa da Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) foi em Itabira. Já no início da década de 50, o governo brasileiro assumiu o controle definitivo do sistema operacional da CVRD, tornando-se a maior exportadora de minério de Ferro do Brasil. Em 1997, a empresa foi privatizada durante o governo de Fernando Henrique Cardoso. Atualmente, a VALE é considerada uma das maiores empresas mineradoras do mundo. Devido à exaustão da jazida, na última década do século XX, a cava da mina passou a ser utilizada para a disposição de estéril e rejeito (Galbiatti, 2006). A atividade de lavra de minério de ferro perdurou ao longo de quase todo o século XX (1909 - 2003).

Vários minerais foram descritos pela primeira vez em Itabira. Esses minerais ocorrem associados com a mineralização de Au-Pd. A arsenopaladnita, atheneíta e a isomertieíta foram descritas por A.M. Clark, A.J. Criddle e E.E. Fejer, do Departamento de Mineralogia do Museu de História Natural de Londres e registrados na IMA em 1973. A atheneíta e a isomertieíta foram encontradas intercrescidas com a arsenopaladinita (Clark *et al.* 1974). A paladiseíta também foi encontrada nos concentrados da lavagem de ouro e foi registrada na IMA em 1975 por R.J. Davis, A.M. Clark e A.J. Criddle. Já, a jacutingaíta foi registrada na IMA em 2010 por Anna Vymazalová *et al.* (2012) e a sua descrição foi publicada pelos mesmos autores no Canadian Mineralogist.

Proponentes do Sítio (GEOSSIT)
José Adilson Dias Cavalcanti - SGB
Daniel Atencio - USP

Acesso

A cidade Itabira está distante de 105 km de Belo Horizonte. A partir de Belo Horizonte, segue-se pela BR-381 por 66 km até Bom Jesus do Amparo. Toma-se a MG-434 e a MG-129 até Itabira por mais 39 km. Chegando a Itabira pela MG-129, o acesso se dá pela Avenida João Soares Silva, por 3 km, e então chegará a Mina Cauê.

Valor Científico

O Pico do Cauê, localizado no Sinclinório de Itabira-MG, nordeste do Quadrilátero Ferrífero, é a localidade tipo da Formação Cauê que é uma sequência plataformal rica em formações ferríferas, responsável por toda produção de minério de ferro do Quadrilátero Ferrífero. Nesse local foram descobertos cinco novos minerais associados com a mineralização de Au-Pd, conhecida como "Jacutinga". Esses minerais (arsenopaladinita, atheneíta, isomertieíta, paladseíta e jacutingaíta) compõem a lista da IMA (*International Mineralogical Association*). É também onde foi criada a primeira mineração de minério de ferro do Quadrilátero Ferrífero, a *Brazilian Hematite Syndicate*, em 1909, e que mais tarde se tornou a Companhia Vale do Rio Doce.

Interesse Principal
Metalogenia, Estratigrafia, Mineralogia e História da Mineração

Link para o GEOSSIT
https://www.sgb.gov.br/geossit/geossitios/ver/2129

Referências

Cabral, A.R.; Lehmann, B.; Kwitko, R.; Galbiatti, H.F.; Pereira, M.C. 2002. Palladseite and its oxidation: evidence from Au-Pd vein-type mineralization (jacutinga), Cauê iron-ore mine, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Mineralogical Magazine*, 66: 327-336.

Cabri, L.J.; Clark, A.M.; Chen, T.T. 1977. Arsenopaladinite from Itabira, Brazil, and from the Stillwater Complex, Montana. Canadian Mineralogist, 15: 70-73.

Clark, A.M.; Criddle, A.J.; Fejer, E.E. 1974. Palladium arsenide-antimonides fromItabira, Minas Gerais, Brazil. Mineralogical Magazine. 39: 528-543.

Costa, J.C.V. 2013. Caracterização do itabirito dolomítico da Mina de Conceição, visando aproveitamento como matéria-prima na siderurgia. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 90p.

Dorr II, J. van N. 1958. The Cauê Itabirite. B. Soc. Bras. Geol., São Paulo, 7(2): 61-62.

Dorr II, J. van N.; Barbosa, A.L.M. 1963. Geology and ore deposits of the Itabira District, Minas Gerais, Brazil, Washington, USGS 110 p. (Prof. Paper 341C).

Galbiatti, H.F.; Fonseca, M.A.; Pereira, M.C.; Polônia, J.C. 2007. Structural control of Au–Pd mineralization (Jacutinga): An example from the Cauê Mine, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. Ore Geology Reviews 32: 614-628.

Karimova, O.; Zolotarev, A.; Johanson, B.; and Evstigneeva, T. 2020. The crystal structure of arsenopalladinite, $Pd_8As_2.5Sb_{0.5}$, and its relation to mertieite-II, $Pd_8Sb_2.5As_{0.5}$. Mineralogical Magazine, 1-26. doi:10.1180/mgm.2020.65.

Olivo, G.R.; Gauthier, M.; Bardoux, M.; De Sá, E.L.; Fonseca, J.T.F.; Santana, F.C. 1995. Palladium-Bearing Gold Deposit Hosted by Proterozoic Lake Superior-Type Iron-Formation at the Cauê Iron Mine, Itabira District, Southern Sâo Francisco Craton, Brazil: Geologic and Structural Controls. Economic Geology. 90: 118-134.

Vymazalová, A.; Laufek, F.; Drábek, M.; Cabral, A.R.; Haloda, J.; Sidorinová, T.; Lehmann, B.; Galbiatti, H.F.; Drahokoupil, J. 2012. Jacutingaite, Pt_2HgSe_3, a new platinum-group mineral species from the Cauê iron-ore deposit, Itabira District, Minas Gerais, Brazil. Canadian Mineralogist. 50 (2): 431-440.

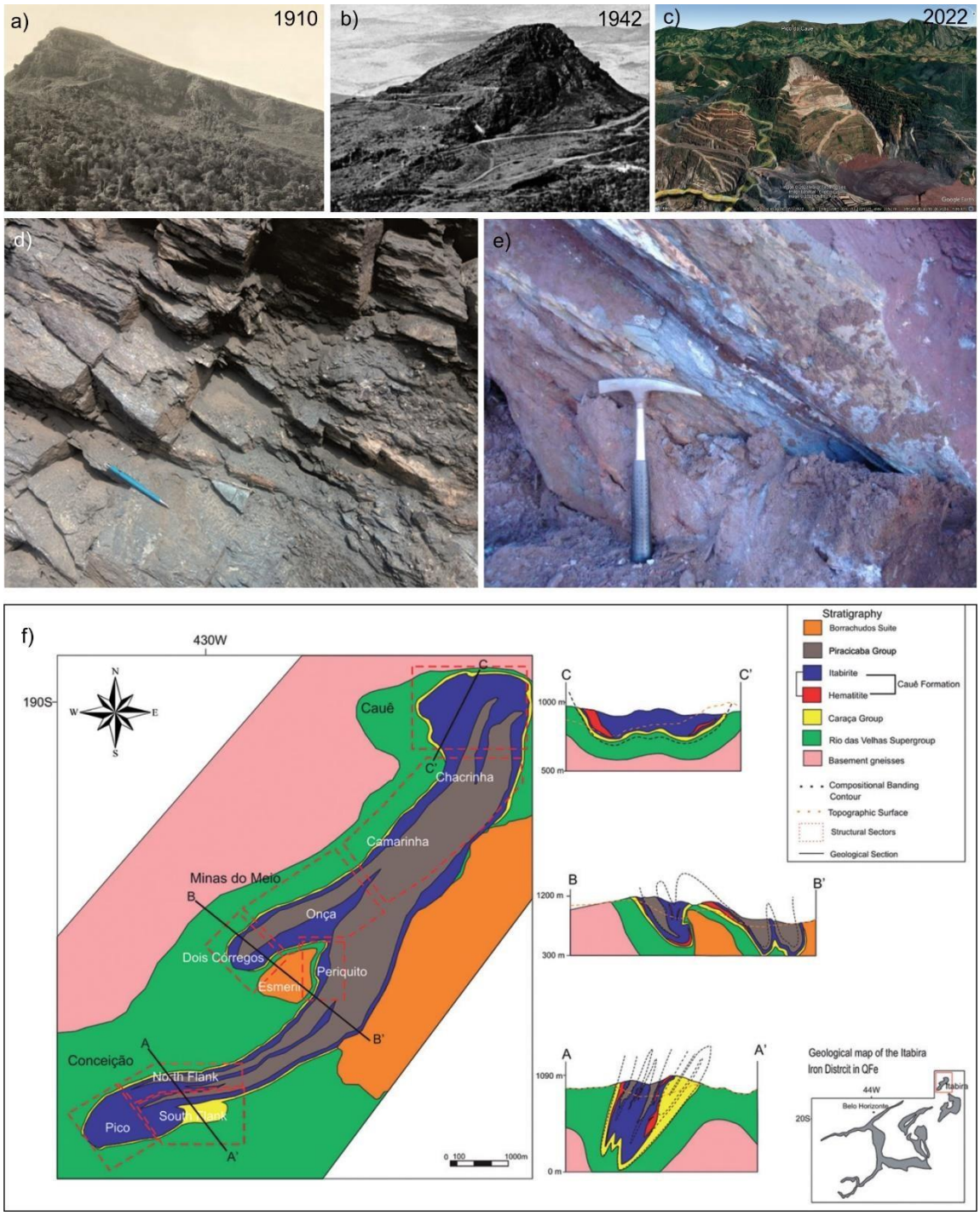


Figura 25 – a) Pico do Cauê em 1910 (Foto compilada de Vale: Nossa História, 2012); b) Pico do Cauê nos primeiros anos de extração do minério entre 1942 e 1945 (Foto compilada de Vale: Nossa História, 2012); c) imagem de satélite do ano de 2022, obtida do Goofle Earth; d) itabiritos da Formação Cauê, Mina da Conceição (foto compilada de Rossi *et al*. 2019); e) itabirito dolomítico da Mina da Conceição (foto compilada de Costa, 2013); f) mapa geológico do distrito minerador de Itabira (compilado Rossi *et al*. 2019).

7. Considerações Finais

O Quadrilátero Ferrífero é uma das mais importantes províncias minerais do Brasil e também berço da história econômica, social e religiosa de Minas Gerais e do Brasil. Ao visitar a região, pesquisadores, estudantes e turistas podem vivenciar as mais diversas experiências científicas, históricas, culturais, artísticas e gastronômicas. O potencial geocientífico do Quadrilátero Ferrífero é muito maior do que os 21 geossítios descritos no roteiro apresentado. São apenas fragmentos da história do nosso planeta que está em contínua mutação, sofrendo com as mudanças climáticas e alterações provocadas pelo homem na sua paisagem e no regime das águas que circulam na superfície terrestre e na atmosfera.

Os roteiros propostos são apenas algumas trilhas entre os mais diversos caminhos que podemos seguir para conhecer o Quadrilátero Ferrífero. Ainda há muito por fazer quando pela preservação dos sítios geológicos e mineiros do Quadrilátero Ferrífero. Na figura 26 e na tabela 2, estão plotados e listados mais umas dezenas de locais de interesse geológico que precisam ser estudados com o enfoque do patrimônio geológico para que possam ser preservados, visitados e utilizados como ferramenta de ensino e disseminação das Ciências da Terra. Nos caminhos entre os geossítios existem dezenas de locais que podem atrair a atenção do viajante, tais como, museus, monumentos históricos, vilas, cidades, trilhas, cachoeiras, serras e outras paisagens incríveis que tornam a região muito especial em todos os sentidos.

No Homoclinal da Serra do Curral, além dos geossítios descritos, há outros locais de interesse geológico que podem ser visitados, tais como, Morro dos Três Irmãos, Pedra Grande, Pico do Topo do Mundo, Chafariz de Kaquende em Sabará, Parque Mangabeiras, Parque da Serra do Curral, Museu das Minas e do Metal, Museu de História Natural da PucMinas, Inhotin (museu de arte contemporânea) e também as cidades históricas Sabará e Caeté, e as vilas de Casa Branca, Macacos e Piedade de Paraopeba.

No Sinclinal Moeda, além dos geossítios, podem ser visitados a Serra da Calçada, Lagoa dos Ingleses, Estação Ecológica de Aredes, o Morro do Cristo da Serra de Itabirito e as vilas Moeda e Piedade de Paraopeba.

No Sinclinal Dom Bosco podem ser visitados, além dos geossítios descritos, os garimpos de topázio imperial em Rodrigo Silva, as cachoeiras e vilas de Lavras Novas, Chapada e Itatiaia, Serra de Ouro Branco, e os monumentos e esculturas em pedra-sabão do Aleijadinho expostas no Santuário do Senhor Bom Jesus de Matozinhos em Congonhas.

Na *Nappe* do Itacolomi, onde está o Parque Estadual do Itacolomi, há diversas trilhas, cachoeiras, cavernas em quartzito, a Casa do Bandeirante e a represa do Custódio.

No Anticlinal de Mariana é onde se localizam as cidades históricas Mariana e Ouro Preto, as vilas da Passagem e Antônio Pereira. São as mais variadas opções de roteiros relacionados com a geologia e a história da mineração do ouro. Há uma abundância de minas turísticas, garimpos de topázio imperial, museus e monumentos históricos, parques, cachoeiras e reservas naturais que podem ser visitados.

Na região do Sistema de Falhas Cambotas-Fundão podem ser realizados diversos roteiros. O mais interessante é a Serra do Caraça e seu entorno, repleta de cachoeiras, trilhas e cavernas em quartzito; as cidades históricas Catas Altas e Santa Bárbara e Barão de Cocais, as vilas de Cocais e da Água Quente e o sítio arqueológico da Pedra Pintada.

Na região de Itabira podem ser vistos o memorial Carlos Drummond de Andrade, o Museu do Tropeiro, o Poço da Água Santa de águas termais, os vilarejos Serra dos

Alves, Ipoema e Nossa Senhora do Carmo, onde estão a Cachoeira Alta de Ipoema, Gruta do Turvo, Morro Redondo, Parque Estadual Mata do Limoeiro, Cachoeira do Bongue, Complexo de Cachoeiras Elvira, Ponte de Pedra, Mirante dos Alves e o Cânion Boca da Serra.

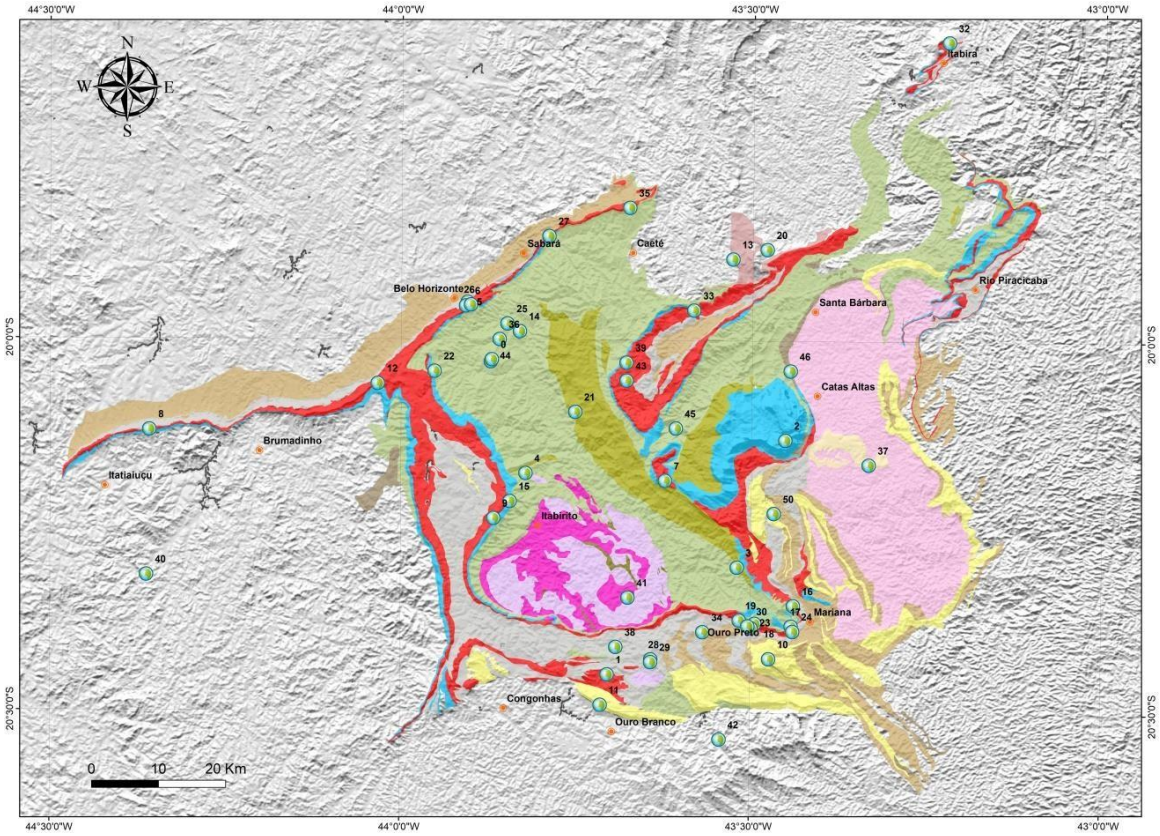


Figura 26 – Mapa simplificado do Quadrilátero Ferrífero com os principais sítios geológicos e mineiros, e locais de interesse geológico (ver tabela 2).

Tabela 2 – Lista de sítios geológicos e mineiros, e locais de interesse geológico na região do Quadrilátero Ferrífero.

ORDEM	GEOSSÍTIO	INTERESSE	LONGITUDE	LATITUDE
1	Gruta da Igrejinha	Espeleologia	-43,704178	-20,450102
2	Gruta do Centenário, Pico do Inficionado, Serra do Caraça	Espeleologia	-43,452060	-20,134229
3	Lapa de Antônio Pereira	Espeleologia	-43,519746	-20,305276
4	Metarenitos da Serra dos Andaimes	Estratigrafia	-43,822051	-20,180219
5	Parque das Mangabeiras	Estratigrafia	-43,905792	-19,950472
6	Serra do Curral	Geologia Estrutural	-43,908283	-19,955251
7	Sinclinório de Ouro Fino	Geologia Estrutural	-43,623067	-20,189318
8	Pedra Grande de Igarapé	Geomorfologia	-44,358471	-20,122929
9	Pico de Itabira ou Itabirito	Geomorfologia	-43,867516	-20,240751
10	Pico do Itacolomi	Geomorfologia	-43,473652	-20,428129
11	Serra de Ouro Branco	Geomorfologia	-43,713688	-20,491165
12	Serra do Rola Moça	Geomorfologia	-44,033279	-20,060295
13	Serra das Cambotas	Geomorfologia	-43,528225	-19,891055
14	Lapa Seca, encaixante da mineralização da Mina Morro Velho	Hidrotermalismo	-43,831327	-19,989422
15	Falha de Cata Branca	História da Mineração	-43,844313	-20,217947
16	Morro Santana	História da Mineração	-43,439117	-20,356422
17	Morro Santo Antônio	História da Mineração	-43,442001	-20,384000
18	Morro da Queimada	História da Mineração	-43,493888	-20,380590
19	Mina Du Veloso	História da Mineração	-43,516064	-20,376357
20	Pedra Pintada	História Natural	-43,479444	-19,878055
21	Conglomerado aurífero da base do Grupo Maquiné	Metalogenia	-43,751787	-20,097416
22	Conglomerados Au-U da Formação Moeda	Metalogenia	-43,952438	-20,043452
23	Mina Chico Rei	Metalogenia	-43,499408	-20,386388
24	Mina da Passagem	Metalogenia	-43,439873	-20,390956
25	Mina do Morro Velho	Metalogenia	-43,848991	-19,979217
26	Mina de Águas Claras	Metalogenia	-43,901247	-19,953801
27	Mina Córrego do Meio	Metalogenia	-43,790161	-19,861419
28	Mina Capão do Lana de topázio imperial	Metalogenia	-43,641901	-20,429419
29	Euclasio dos Garimpos de Rodrigo Silva	Mineralogia - IMA	-43,642139	-20,433168
30	Joseíta-A de Furquim	Mineralogia - IMA	-43,503926	-20,384096
32	Minerais do Pico do Cauê	Mineralogia - IMA	-43,223434	-19,597867
33	Gongo Soco	Mineralogia - IMA	-43,583366	-19,960146
34	Minerais da Estação Ecológica do Tripuí	Mineralogia - IMA	-43,568012	-20,392423
35	Serra da Piedade	Paleoambiental	-43,675617	-19,822778
36	Formação Ferrífera Tipo Algoma do Arqueano	Paleoambiental	-43,859988	-20,000351
37	Bacia do Fonseca	Paleontologia	-43,333000	-20,166668
38	Estromatólitos da Pedreira do Cumbi	Paleontologia	-43,691905	-20,413111
39	Paleotoca da Serra do Gandarela	Paleontologia	-43,679251	-20,030986
40	Estruturas Spinifex do Morro do Onça	Petrografia	-44,362383	-20,318176
41	Gnaisse Arqueano do Complexo Bação	Petrografia	-43,675137	-20,346683
42	Pedra-Sabão de Santa Rita de Ouro Preto	Petrografia	-43,543559	-20,536632
43	Bacia do Gandarela	Sedimentologia	-43,678932	-20,054922
44	Bombas vulcânicas do Morro do Pires	Vulcanismo	-43,872355	-20,030075
45	Metabassalto de Vigário da Vara	Vulcanismo	-43,608274	-20,119020
46	Pillow lavas do Grupo Quebra Ossos	Vulcanismo	-43,455000	-20,041111
50	Sítio Arqueológico Mirandinha (Camargos, LOC-0140)		0,000000	0,000000
51	Morro do Pires	geomorfologico	-43,872355	-20,030075

Referências

Acken, van D.; Hoffmann, J.E.; Schorscher, J.H.D.; Schulz, T.; Heuser, A.; Luguet, A. 2016. Formation of high-Al komatiites from the Mesoarchean Quebra Osso Group, Minas Gerais, Brazil: Trace elements, HSE systematics and Os isotopic signatures. Chemical Geology, 422: 108-121.

Alkmim, F.F.; Marshak, S. 1998. Transamazonian orogeny in the Southern São Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrıfero. Precambrian Research, 90(1): 29-58.

Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural Privinces: An Introduction. Earth Science Reviews, 17(1-2): 1-21.

Babinsky, M., Chemale, F., & Van Schumus, W. R. (1995). The Pb/Pb age of the Minas supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. Precambrian Research,72: 235-245.

Baltazar, O.F; Zucchetti, M. 2007. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. Ore Geology Reviews, 32(3): 471-499.

Barbosa, G.V. 1967. Características Geomorfológicas. In: Barbosa, G.V.; Rodrigues, D.M. 1967. Quadrilátero Ferrífero. Belo Horizonte/MG, Instituto de Geociências/UFMG, p. 46-60.

Barbosa, G.V.; Rodrigues, D.M. 1967. Quadrilátero Ferrífero. Instituto de Geociências. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 120p.

Cavalcanti, J.A.D.; Silva, M.S.; Schobbenhaus, C.; Atencio, D.; Lima, H.M. 2023. Geoconservation of geological and mining heritage related to banded iron formation of Itabira Group, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: a challenging issue. International Journal of Geoheritage and Parks, 11: 118-148.

Cavalcanti, J.A.D.; Silva, M.S.; Schobbenhaus, C.; Lima, H.M. 2021. Geo-Mining heritages of the Mariana Anticline region, southeast of Quadrilátero Ferrífero-MG,Brazil. Geoheritage, 13:98.

Chauvet, E.; Dossin, I.I.; Faure, M.; Charvet, J. 1994. A three-stage structural evolution of the Quadrilátero Ferrífero: consequenses for the Neoproterozoic age and the formation of gold concentrations of the Ouro Preto area, Minas Gerais, Brazil. Precambrian Research, 6: l39-167.

Corrêa Neto, A.V; Baltazar, O.F. 1995. Compartimentação estrutural do greenstone belt Rio das Velhas no interior do Quadrilátero Ferrífero (MG). 5th Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Sociedade Brasileira de Geologia, Gramado, pp. 15–17.

Corrêa Neto, A.V; Baltazar, O.F; Silva, S.L. 1994. Evolução estrutural do setor setentrional do Greenstone Belt Rio das Velhas (MG). 38th Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, Camboriú, p. 69-70.

Dopico, C.I.M.; Lana, C.; Moreira, H.S.; Cassino, L.F.; Alkmim, F.F., 2017. U-Pb ages and Hf-isotope data of detrital zircons from the late Neoarchean-Paleoproterozoic Minas Basin, SE Brazil. Precambrian Research, 291: 143-161.

Dorr II, J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: U.S. Geological Survey, Professional Paper 641-A, 110p.

Endo, I. 1997. Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozoico no interior da placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Tese de doutoramento, IG-USP, 383p.

Endo, I.; Machado, R.; Galbiatti, H.F.; Rossi, D.Q.; Zapparoli, A.C.; Delgado, C.E.R.; Castro, P.T.A.; Oliveira, M.M.F. 2020. Estratigrafia e evolução estrutural do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Quadrilátero Ferrífero: avanços do conhecimento nos últimos 50 anos, Castro, P.T.A., Endo, I., Gandini, A.L. (Org.), 3i Editora, p.70-113.

Endo, I.; Rosière, C.A.; Chemale Jr. 1992. Roteiro de Excursão geológica no quadrilátero Ferrífero e regiões adjacentes. Adendo, Revista da Escola de Minas – REM, 56(45): 69p.

Ericksson, K.A.; Krapez, B.; Fralick, P.W. 1994. Sedimentology of Archean greenstone belts: signatures of tectonic evolution. Earth Science Reviews, 37: 1-88.

Farina, F; Albert, C.; Dopico, C.M.; Gil, C.A.; Moreira, H.; Hippertt, J.P.; Cutts, K.; Alkmim, F.F.; Lana, C. 2015. The Archean Paleoproterozoic evolution of the Quadrilatero Ferrífero (Brasil): Current models and open questions. Journal of South American Earth Sciences, p.1-18.

Gonsalves, A.D. 1932. Ferro no Brasil - História, Estatística e Bibliografia. Boletim 61, Serviço Geologico e Mineralógico do Brasil, Ministério da Agricultura, Rio de Janeiro, 181p.

Heilbron, M.; Cordani, U.G.; Alkmim, F.F. 2017. The São Francisco craton and its margins. In: Heilbron *et al.* 2017, Craton São Francisco, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature continente, Springer, 3-13.

King, L.C.A. 1956. Geomorfologia do Brasil oriental. Revista Brasileira de Geografia, Rio de Janeiro, 18: 147-265.

Koglin, N.; Zeh, A.; Cabral, A. R.; Gomes, A.A.S.; Neto, A.V.C.; Brunetto, W.J.; Galbiatti, H. 2014. Depositional age and sediment source of the auriferous Moeda Formation, Quadrilátero Ferrífero of Minas Gerais, Brazil: new constraints from U-Pb-Hf isotopes in zircon and xenotime. Precambrian Research, 255: 96-108.

Lana, C; Alkmim, F.F; Armstrong, R; Scholz, R; Romano, R; Nalini, H.A. 2013. The ancestry and magmatic evolution of Archaean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. Precambrian Res. 231: 157-173.

Lanari, C. 1977. A mineração do ouro. In: SICEG/Sociedade de Intercâmbio Cultural de Estudos Geológicos, Semana de Estudos, Simpósio sobre o Ouro, 17, Ouro Preto-MG, Atas, p. 21-52.

Lima, N.P.; Ferreira, M.T.S.; Ruffei, M.; Ferreira, R.F.; Piret, W.; Galbiatti, H.F. 2020. Quadrilátero Ferrífero: cinco décadas de histórias, descobertas, importância econômica e tecnológica e novas Fronteiras para a mineração de ferro. In: Castro, P.T.A.; Endo, I.; Gandini, A.C., quadrilátero Ferrífero: avanços do conhecimento nos últimos 50 anos. 3i Editora, p.318-340.

Machado, N.; Noce, C.M.; Ladeira, E.A.; Belo de Oliveira, O. 1992. U–Pbgeochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. Geological Society American Bulletin, 104: 1221-1227.

Machado, N.; Schrank, A.; Noce, C.M.; Gauthier, G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean–Paleoproterozoic 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.

Monteiro, H. S. (2011). Geocronologia de intemperismo por (U-Th)/He em goethitas e hematitas supergênicas das cangas do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil.

Moreira H.; Lana C.; Nalini Jr., H.A. 2016. The detrital zircon record of an Archaean convergent basin in the Southern São Francisco Craton, Brazil. Precambrian Research 275: 84-99.

Noce, C.M.; Zuccheti, M.; Baltazar, O.F.; Armstrong, R.; Dantas, E.; Renger, F.E.; Lobato, L.M. 2005. Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoarchean Rio das Velhas Greenstone Belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U-Pb zircon dating of volcaniclastic graywackes. Precambriam research, 141: 67-82.

Oliveira, T.B. 1977. Ouro nas Minas Gerais. In: SICEG, Semana de Estudos, 27o Simpósio sobre o Ouro, p. 17-58.

Schorscher, J.H.D. 1992. Arcabouço Petrográfico e Evolução Crustal de Terrenos Precambrianos do Sudeste de Minas Gerais, Quadrilátero Ferrífero, EspinhaçoMeridional e Domínios Granito-Gnáissicos Adjacentes (Tese de Livre Docência) USP, São Paulo, 394p.

Sobreira, F.G. 2014. Mineração do ouro no período colonial: alterações paisagísticas antrópicas na Serra de Ouro Preto. Minas Gerais. Quaternary and Environmental Geosciences, 5(1): 55-65.

Souza, T.M.F.; Reis, L. 2015. Técnicas mineratórias e escravidão nas Minas Gerais dos séculos XVIII e XIX: uma análise comparativa introdutória. Anais do 12º Seminário sobre Economia de Minas Gerais. Cedeplar, Universidade Federal de Minas Gerais.

Teixeira, W.; Oliveira, E.P.; Marques, L.S., 2017. Nature and evolution of the Archean crust of São Francisco Craton. In: Heilbron et al. 2017, Craton São Francisco, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature continente, Springer, p.29-56.

Vale. 2012. Nossa História. Vale S.A, 416p.

Varajão, C.A.C.; Salgado, A.A.R.; Varajão, A.F.D.C.; Braucher, R.; Colin, F.; Naline Jr., H.A. 2009. Estudo da Evolução da paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (^{10}Be) e da pedogênese. Revista Brasileira Ciências do Solo, 33: 1409-1425.

Zapparoli, A.C.; Oliveira, M.F.; Delgado, C.E.R.; Carlos, D.U.; Pereira, W.R.; Fonseca, L.; Alves, M.L.P.; Figlie, R.; Lima, R.P.; Assis, L.M.; Moreira, G.M.; Moura, L.G.B.; Galbiatti, H.F.; Endo, I. 2020. Minério de Ferro. In Castro, P.T.A., Endo, I.; Gandini, A.L. (Eds.), Quadrilátero Ferrífero: Avanços do conhecimento nos últimos 50 anos, 3i Editora, p. 288-317.