

# QUADRILÁTERO FERRÍFERO E PROGRAMA GEOPARQUES DA UNESCO – SELEÇÃO DE SÍTIOS DE INTERESSE GEOECOLÓGICO

---

Neste capítulo é apresentada a seleção de alguns sítios de interesse geocológico abarcando a maioria das unidades litoestratigráficas do Quadrilátero Ferrífero. Sua localização e vias de acesso são apresentadas no mapa do anexo 4.

## 7.1. Sítio geológico do complexo granito-gnáissico-migmatítico

### 7.1.1. GNAISSE ALBERTO FLORES

#### *Localização*

O sítio está localizado no município de Brumadinho (coordenadas UTM 585.242/7.769.069). O acesso à área pode ser feito a partir de Belo Horizonte, pela Rodovia Fernão Dias, BR 381, em direção a São Paulo. Segue-se até o trevo para Mário Campos e Sarzedo, de onde se toma a direção para Brumadinho. O sítio localiza-se a aproximadamente 4,5 km desta cidade, na margem da estrada não pavimentada que segue para Bonfim.

#### *Importância do sítio*

Os gnaisses de composição tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG), juntamente com seqüências do tipo greenstone belt, são os constituintes mais característicos dos crátons arqueanos. As primeiras crostas continentais da Terra e os primeiros núcleos protocratônicos que começaram a se formar em quatro bilhões de anos eram compostos por gnaisses desse tipo. Os modelos de geração de gnaisses TTG, e conseqüentemente da crosta continental primitiva da Terra, foram apresentados no capítulo 6.1.2. Um dos modelos mais difundidos pressupõe um processo de geração desses magmas em zonas de subducção, sugerindo que a tectônica de placas já operava nessa época da história da Terra, ainda que não necessariamente da mesma forma que opera atualmente. Assim, o estudo desses gnaisses pode fornecer informações sobre a origem das primeiras crostas continentais da Terra e sobre a dinâmica do planeta nas etapas iniciais de sua história.

No Quadrilátero Ferrífero, as rochas mais antigas de composição TTG são agrupadas no complexo granito-gnáissico-migmatítico constituído por uma grande variedade de tipos petrográficos, sendo dividido em complexos que recebem denominações locais diferentes: Complexo Bação; Complexo Bonfim; Complexo Belo Horizonte; Complexo Caeté; Complexo Santa Bárbara.

Bons afloramentos do complexo granito-gnáissico-migmatítico são escassos devido à ocupação de várias áreas e localidades tipo por construções urbanas ou exposições muito afetadas pelos processos intempéricos. Alguns dos melhores afloramentos encontram-se no complexo Bonfim, que aflora na região entre a Serra da Moeda, a leste, e a Serra do Curral, a norte.

Os primeiros estudos sobre o Complexo Bonfim se devem a Herz (1970); posteriormente, esse complexo foi pesquisado em detalhe por Carneiro (1992). Com base nos resultados de sua tese de doutorado, Carneiro (1992) reconheceu na porção setentrional deste complexo oito unidades litostratigráficas constituídas por vários tipos de rochas ígneas ou metamórficas: (1) diabásios Santa Cruz; (2) metadiabásios Conceição do Ingá; (3) granitos Brumadinho; (4) anfibolitos Candeiais; (5) tonalitos Samambaia; (6) gnaisses Souza Noschese, (7) anfibolitos Paraopeba; (8) gnaisses Alberto Flores.

Uma das exposições ainda bem preservadas do Complexo Bonfim refere-se aos gnaisses Alberto Flores, que têm composição química, predominantemente, trondhejemítica e são a unidade mais antiga do Complexo Metamórfico Bonfim setentrional (Carneiro 1992), constituindo-se em um registro da primeira crosta siálica arqueana da porção meridional do Craton do São Francisco.

### *Descrição do sítio*

Os gnaisses Alberto Flores são encontrados em vários locais do Complexo Metamórfico Bonfim, mas as melhores exposições encontram-se no sítio proposto, em uma pedreira desativada (Figura 7.1).

O afloramento é caracterizado por rochas de coloração acinzentada, apresentando textura fanerítica, granulação média a grossa e estrutura bandada. Localmente, apresenta-se migmatizado e intrudido por rochas félsicas (Figura 7.2). Machado & Carneiro (1992) obtiveram pelo método U-Pb idade de  $2.772 \pm 6$  Ma para o Gnaisse Alberto Flores interpretado como idade do metamorfismo associado ao Evento Rio das Velhas. O protólito magmático do gnaisse tem uma idade mínima de 2920 Ma, e o veio granítico visto na Figura 7.2, cortando discordantemente a estrutura gnáissica, foi datado em  $2703 \pm 20$  Ma (Machado & Carneiro 1992).



*Figura 7.1 (A e B) – (A) Vista geral do lajedado do gnaiss Alberto Flores; (B) Vista geral do afloramento do gnaiss Alberto Flores em pedreira abandonada*



*Figura 7.2 (A) – Detalhe do gnaiss Alberto Flores*



*Figura 7.2 (B) – Detalhe do gnaiss Alberto Flores com intrusão de granito cinza*

### *Medidas de proteção*

O sítio encontra-se em área privada e se constitui de uma pedreira desativada utilizada na construção civil. Atualmente, a área é utilizada para pastagem, sendo que o sítio não sofre nenhum tipo de ameaça aparente. Como já foi dito, são poucos os bons afloramentos desses gnaisses; neste sentido, é importante a manutenção da área que pode ser direcionada a pesquisa científica e a atividades educativas para escolas que se encontram no município de Brumadinho.

O proprietário poderia ser consultado sobre a possibilidade de utilização do sítio com fins educativos e científicos. Neste sentido, sugere-se o desenvolvimento de um programa de educação ambiental que possibilite diferentes tipos de experiência à comunidade escolar, de modo que compreendam as relações ambientais entre o passado e o presente. Este programa pode considerar aspectos como: conceito de rochas e minerais; as rochas de composição granítica e sua distribuição; a importância e o significado de rochas tão antigas como o gnaisse Alberto Flores.

## 7.2. Sítios geológicos do Supergrupo Rio das Velhas

### 7.2.1. META-KOMATIÍTOS DO MORRO DO ONÇA

#### *Localização*

Os meta-komatiíitos do Morro do Onça estão localizados no município de Crucilândia, cerca de 100 km a sudoeste de Belo Horizonte (coordenadas UTM 566.564/ 7.753.180), a sul da Serra do Curral. O acesso à área pode ser feito a partir de Belo Horizonte, pela Rodovia Fernão Dias, BR 381, em direção a São Paulo, até o posto de gasolina (Alto Posto Vale Verde), de onde se segue por uma estrada de terra em bom estado de conservação que dá acesso ao sítio, a aproximadamente 16 km.

#### *Importância do sítio*

Os komatiíitos têm sido estudados em muitas áreas cratônicas arqueanas associados a cinturões de rochas verdes como, por exemplo: Pilbara (Austrália); Província Superior (Canadá); Kaapval (África). Segundo Pinheiro (1998), nestas áreas, os komatiíitos geralmente estão restritos a níveis estratigráficos basais de ciclos vulcano-sedimentares, representados por seqüências de derrames de lavas com dezenas a centenas de metros de espessura, alternando-se com seqüências toleíticas de espessura similar ou maior.

Rochas komatiíticas são praticamente exclusivas dos greenstone belts arqueanos, fornecendo informações importantes sobre as condições termais e sobre a composição do manto nessa época. Arndt (1994) considera os komatiíitos como uma das características mais distintivas do Arqueano, sendo uma importante fonte de informação sobre as condições geodinâmicas e físico-químicas da geração de magmas nesse período. O magma komatiítico tinha temperaturas elevadas (1700°C), e seu rápido resfriamento gera uma estrutura típica para os komatiíitos denominada de spinifex, que se caracteriza pela orientação aleatória de cristais esqueléticos de olivina ou piroxênio. A diminuição e o desaparecimento dos komatiíitos no registro geológico indicam uma mudança nos regimes termais do manto.

No Quadrilátero Ferrífero, os komatiíitos foram inicialmente descritos no Greenstone Belt Rio das Velhas no Córrego do Quebra Osso, região de Santa Bárbara (Schorscher 1978; Sichel & Valença 1983); Córrego dos Boiadeiros (Padilha 1984; Padilha et al. 1985); Congonhas (Schrank et al. 1984). A ocorrência do Morro da Onça (Noce et al. 1990; Pinheiro 1998) é particularmente expressiva por suas dimensões e por encontrar-se bastante preservada da deformação.

### Descrição do sítio

Na região, a seqüência metassedimentar do Supergrupo Minas, no prolongamento da Serra do Curral, intercepta uma extensa faixa de rochas supracrustais do tipo greenstone belt, pertencente ao Grupo Nova Lima, incluindo meta-komatiítos (Noce et al. 1990).

No Morro da Onça, ocorrem komatiítos de estrutura maciça sob a forma de pequenos corpos de dimensões métricas, isolados e espaçados, metamorfizados, que localmente preservam textura *spinifex* (Figuras 7.3 e 7.4). Esta é caracterizada por feixes de cristais de anfibólio dispostos em um arranjo paralelo e radial imersos em uma matriz fina. O desenvolvimento desta textura nas partes superiores dos corpos komatiíticos é devido à rápida cristalização da lava ultramáfica. Pinheiro (1998) descreve um processo de serpentinização dos cristais alongados de olivina primária e um zoneamento textural marcado pela variação no comprimento dos agregados de cristais de tremolita, serpentina e, subordinadamente, clorita, pseudomórficos sobre os cristais laminares-placoides de olivina primária.

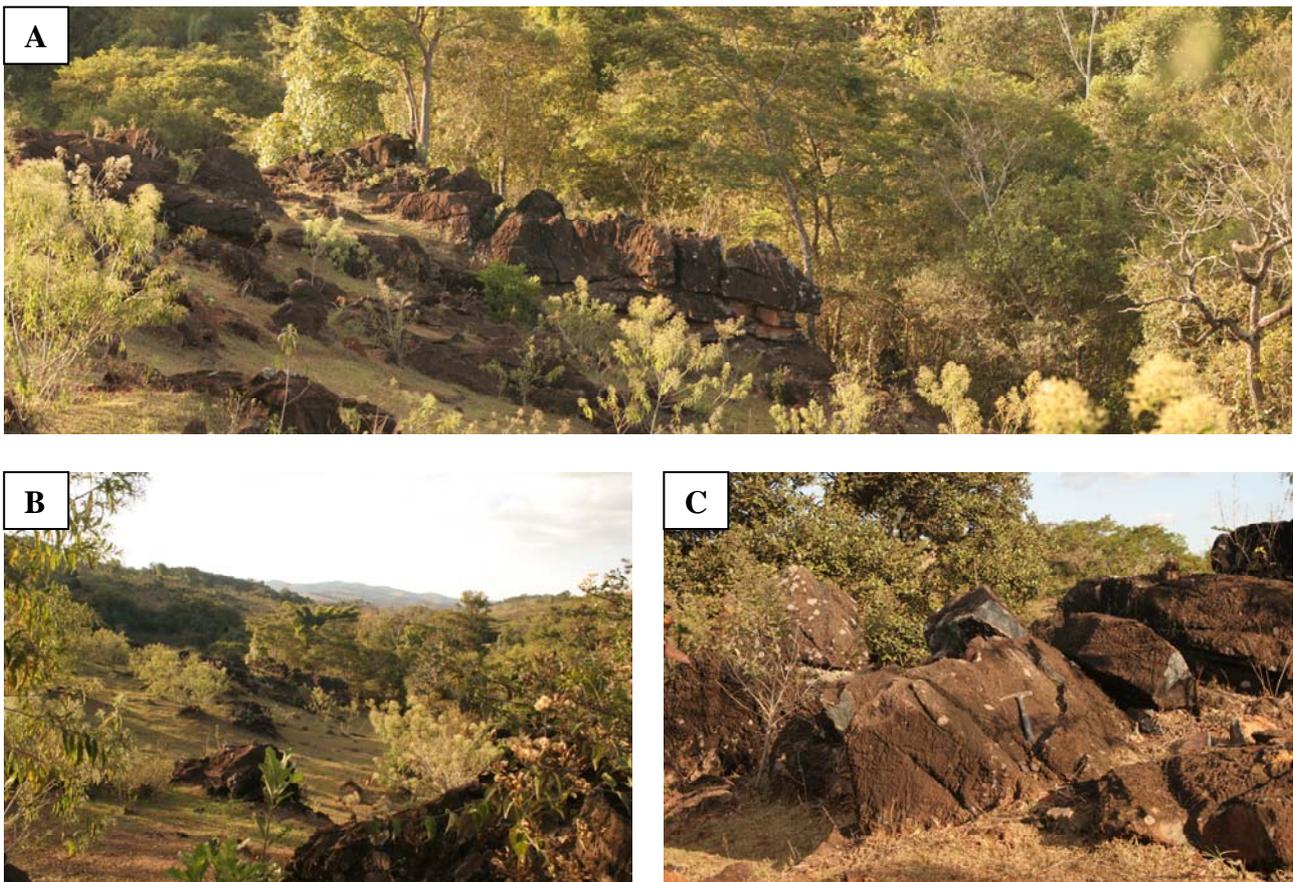


Figura 7.3 (A, B e C) – Vista geral do afloramento com corpos isolados de komatiítos

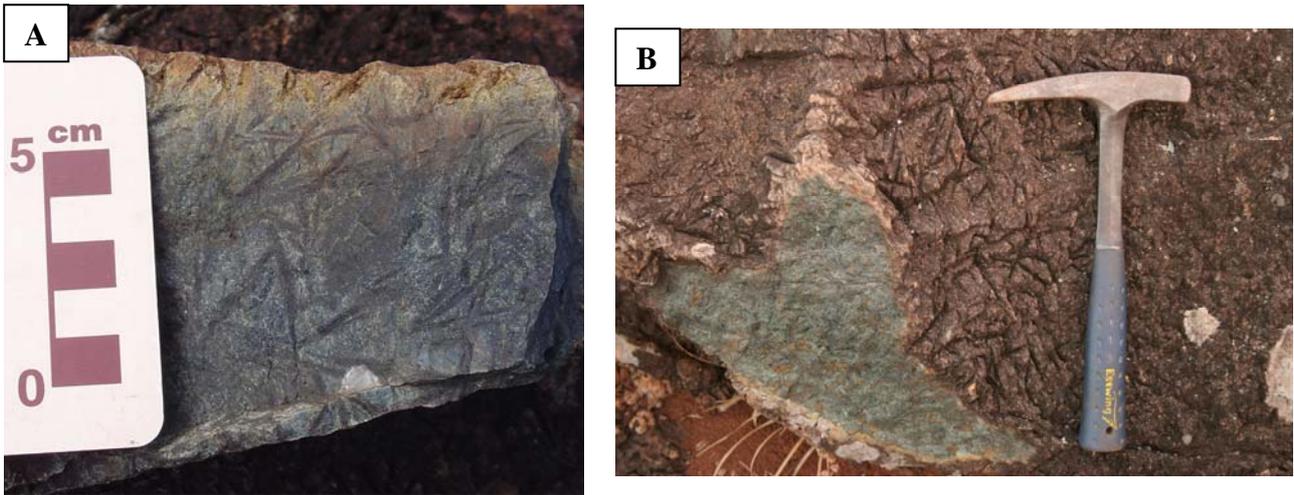


Figura 7.4 (A e B)- Detalhes da textura spinifex

Estruturas em almofadas evidenciando derrames subaquáticos estão presentes nos afloramentos do Morro da Onça. Estas rochas apresentam estrutura maciça e granulação fina; a identificação da estrutura em almofada é facilitada pela presença de material *interpillow* que mostra coloração mais clara. De maneira geral, as estruturas em almofadas apresentam formas circulares a elipsoidais com pedúnculos nem sempre bem definidos, provavelmente devido a um empacotamento mais acentuado (Figura 7.5). Para Wilson & Versfeld (1994), vários são os fatores que controlam o tamanho das almofadas, podendo-se destacar: o volume e a composição da lava expelida, a temperatura e a viscosidade do magma. Pinheiro (1998) atribui a ocorrência de almofadas pequenas no Morro da Onça a uma composição altamente magnésiana da lava original como salientado por Nisbet et al. (1977).

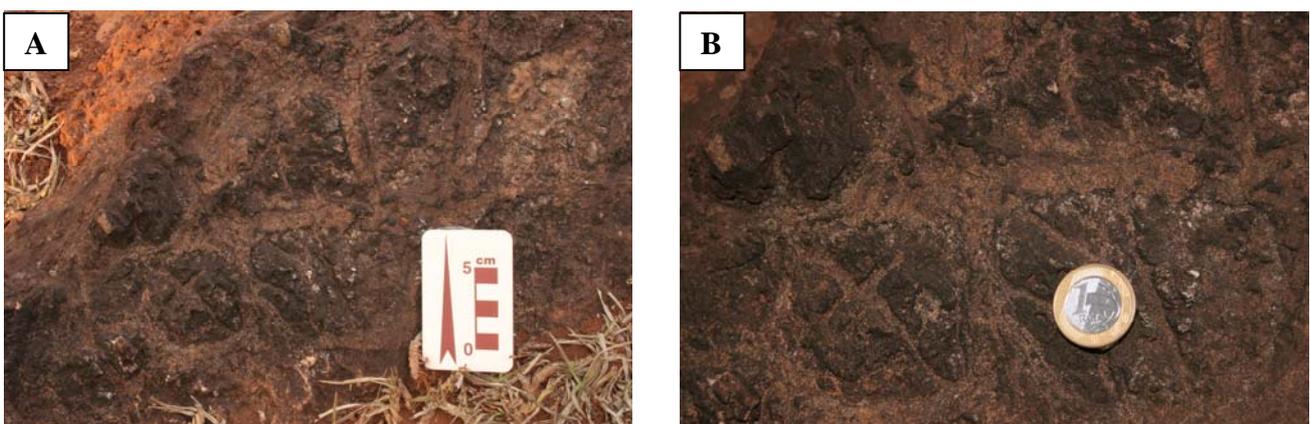


Figura 7.5 (A e B) – Detalhes da estrutura em almofada. Observar o material *interpillow* de coloração mais clara

### *Medidas de proteção*

O contexto geológico do Morro da Onça, que se constitui em uma ótima exposição de rochas komatiíticas arqueanas com textura spinifex e estrutura em almofada preservada, torna este sítio importante do ponto de vista didático e educativo para alunos de áreas associadas às ciências da Terra, além de uma importante fonte para pesquisa em nível de pós-graduação sobre a evolução crustal no Arqueano.

O afloramento encontra-se em área privada de fazenda, mas em bom estado de conservação. A área é utilizada atualmente como pasto não sendo observado nenhum outro tipo de atividade que coloque em risco a integridade do afloramento.

O uso da área para prática de campo com alunos de graduação já é utilizado pela Universidade Federal de Minas Gerais, Universidade Federal de Ouro Preto e Universidade de São Paulo. Os trabalhos de campo na região podem constituir-se em ameaça ao sítio com destruição parcial ou total dos afloramentos existentes. Neste sentido, devido à importância do sítio do ponto de vista didático e científico, sugere-se que sejam adotadas medidas de sensibilização da comunidade geocientífica, considerando a retirada de material somente quando estritamente necessária para análise em laboratório.

Também seria interessante o desenvolvimento de programas de visitas guiadas para grupos específicos que pudessem ter interesse em conhecer a ocorrência. Se considerarmos a criação de um geoparque no QF, é importante que mesmo os sítios geológicos não direcionados à atividade geoturística tenham um programa específico para esta finalidade.

## 7.2.2. META-ARENITOS DA SERRA DO ANDAIME

### *Localização*

Para caracterização geocológica do sítio, meta-arenitos da Serra do Andaime foram selecionados três afloramentos próximos um dos outros. O sítio está localizado no município de Itabirito na Serra do Andaime, cerca de 65 km a sudeste de Belo Horizonte, porção sudeste do Quadrilátero Ferrífero (UTM 623.130/ 7.768.184; UTM 622.750/ 7.768.684; UTM 625.065/ 7.769.664). O acesso à área pode ser feito a partir de Belo Horizonte, pela Rodovia BR 040, em direção ao Rio de Janeiro, até o trevo para Ouro Preto (km 351), de onde se segue pela Rodovia dos Inconfidentes (BR 356) até a primeira entrada para a cidade de Itabirito. Em frente a esta entrada, toma-se a antiga estrada de terra Itabirito-Rio Acima; a aproximadamente 8,3 km, entrar à esquerda, os dois primeiros pontos estão a aproximadamente 3 km desta entrada. Para o terceiro ponto, retornar a estrada principal (Itabirito-Rio Acima) e seguir em direção a Rio Acima por aproximadamente 5 km; o afloramento fica do lado direito, na beira da estrada.

### *Importância do sítio*

Segundo Eriksson et al (1998), no Arqueano, o registro de rochas sedimentares está associado à própria dinâmica de placas que permitiu o desenvolvimento de terrenos greenstone a partir das rápidas colisões entre microplacas e atividade vulcânica concomitante. Condie & Mueller (1998) baseados em vários autores, sugerem que a principal fonte de quartzo para os primeiros arenitos arqueanos foram rochas granitóides fortemente intemperizadas pelas condições da atmosfera.

A interpretação de paleoambientes e de processos sedimentares dos registros de rochas mais antigas preservadas em greenstone arqueanos é difícil devido às mudanças dinâmicas que ocorreram no sistema oceano-atmosfera, na biosfera e na tectônica de placas. Os paleoambientes mais prováveis de deposição estão associados a ambientes fluviais entrelaçados e marinho raso. A deposição em ambiente marinho raso pode ser dominada pela ação de marés ou tempestades. Condie & Mueller (1998) salientam que, no Arqueano, os ambientes marinhos rasos podem ter sido caracterizados por sistemas mais uniformes de circulação já que provavelmente a plataforma era mais larga e com inclinação mais suave do que as plataformas atuais. Rochas sedimentares arqueanas depositadas nesses ambientes são arenitos bem classificados e maduros. Conservam muitas estruturas sedimentares como estratificação cruzada, marcas de onda e laminação paralela.

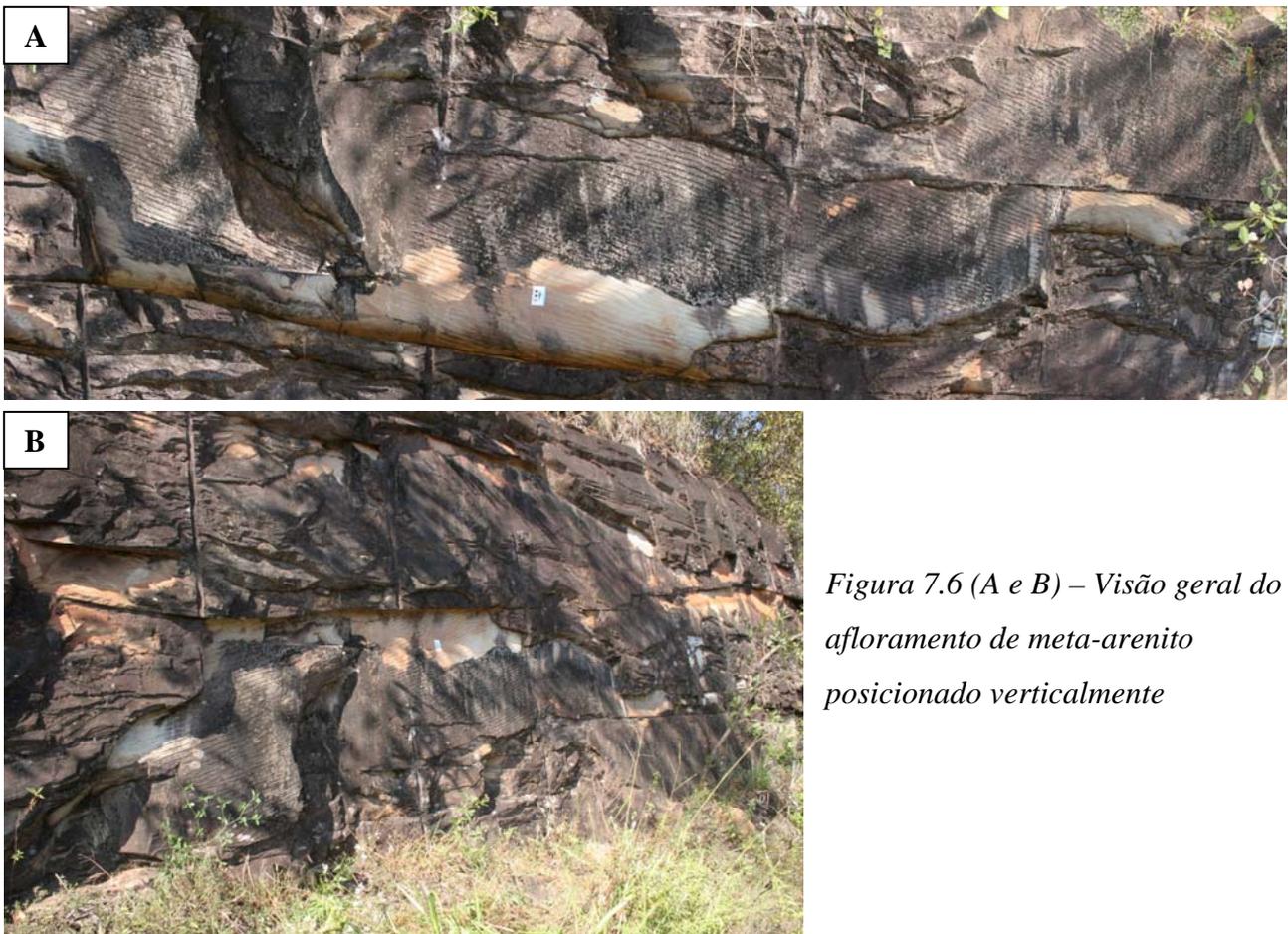
As estratificações cruzadas, normalmente, são interpretadas como dunas que migraram nos diferentes subambientes em resposta a ação de correntes.

Os meta-arenitos da Serra do Andaime são interpretados por Pedreira (1995) e Baltazar & Pedreira (2000) como uma associação litorânea originados em ambiente marinho raso no Arqueano, sendo, portanto, um registro de uma das primeiras praias do Brasil. Os afloramentos indicam as litofácies desse ambiente: água rasa com influência de maré e dunas costeiras.

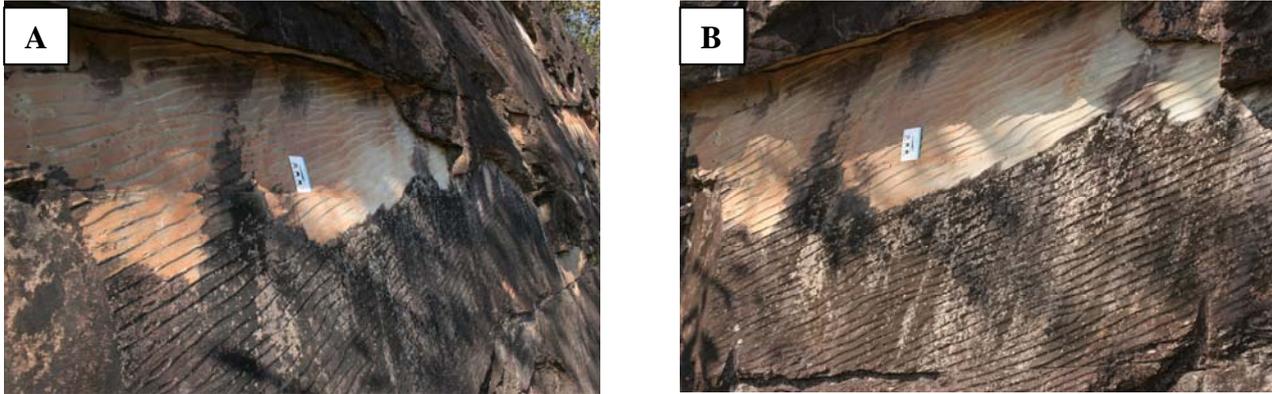
#### *Descrição do sítio*

Os meta-arenitos da Serra do Andaime foram mapeados por Wallace (1965) na quadrícula Pico de Itabirito. No mapeamento do autor, os meta-arenitos foram descritos como pertencentes à Formação Cercadinho e, no mapa síntese de Dorr (1969), foram incorporados ao Grupo Nova Lima. No mapeamento em detalhe do Supergrupo Rio das Velhas feito pela CPRM em 2000, os meta-arenitos foram mapeados no Grupo Maquiné (Formação Palmital – Unidade Andaimés).

O primeiro afloramento consiste de um meta-arenito micáceo de coloração cinza-clara, com granulação fina e marcas de onda centimétricas preservadas em camadas posicionadas verticalmente (Figuras 7.6 e 7.7).



*Figura 7.6 (A e B) – Visão geral do afloramento de meta-arenito posicionado verticalmente*



*Figura 7.7 (A e B) – Detalhe das marcas de onda preservadas no meta-arenito*

O segundo afloramento, aproximadamente a 600 metros do primeiro, é um meta-arenito de coloração cinza-escuro, com granulação mais grosseira que o primeiro. Apresenta estruturas preservadas, como estratificações cruzadas tabulares tipo espinha de peixe com cerca de 50 cm de espessura e pequenas ondulações (Figuras 7.8 e 7.9). Na interpretação de Pedreira (1995), as marcas de onda indicam deposição em água rasa sujeita à influência de maré, com regime de fluxo bidirecional refletido nas estratificações cruzadas tipo espinha de peixe.



*Figura 7.8 – Estratificações cruzadas no meta-arenito*



*Figura 7.9 - Detalhe das estratificações cruzadas tipo espinha de peixe*

O terceiro afloramento consiste de meta-arenito com estratificação cruzada tabular de grande porte em conjuntos alternados com espessuras centimétricas e milimétricas (Figura 7.10). Baltazar & Pedreira (2000) interpretam a ocorrência dessas mega-estratificações como terminações de dunas do tipo barcanas associadas a processos de maré. As dunas do tipo barcanas ocorrem em áreas onde o suprimento de areia é limitado, as superfícies regionais são relativamente planas e onde existe uma limitada ou ausente cobertura vegetal.

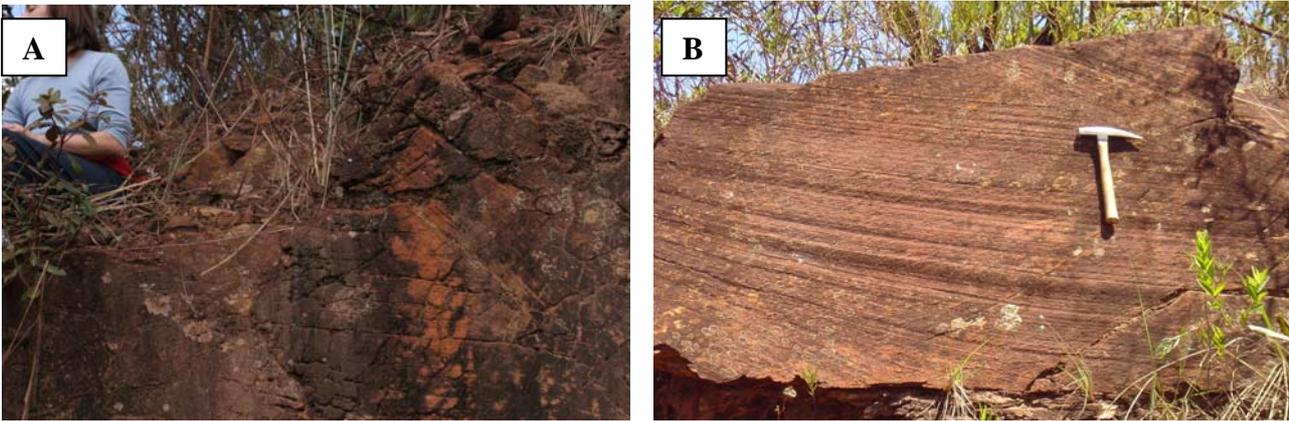


Figura 7.10 (A e B) – *Mega-estratificações cruzadas interpretadas por Baltazar & Pedreira (2005) como terminações de dunas*

### *Medidas de proteção*

Os dois primeiros sítios estão localizados na beira de uma estrada secundária praticamente sem utilização visível e conservam as mesmas características de quando foram descritos pela primeira vez por Wallace em 1965. O terceiro sítio está localizado em uma estrada com utilização um pouco mais intensa, mas também não corre nenhum risco de descaracterização. Devido à proximidade destes sítios com a Rodovia dos Inconfidentes, que leva a Ouro Preto, sugere-se que o sítio seja utilizado para atividades educativas e também para o geoturismo. Uma idéia interessante seria desenvolver uma sinalização interpretativa para o local por meio de placas ou painéis que poderiam ser posicionados na Rodovia dos Inconfidentes em frente ao acesso da estrada de terra.

A sinalização interpretativa poderia explicar a dinâmica nas praias atuais mostrando as diferenças e semelhanças com as praias arqueanas. Mediante esta comparação, os visitantes poderiam aprender sobre a dinâmica da sedimentação e sobre as estruturas geradas e preservadas que podem ser observadas nos afloramentos. O mesmo conteúdo poderia ser adaptado para visitas guiadas com escolas dos municípios próximos.

### 7.3. Sítio geológico do Supergrupo Minas

#### 7.3.1. QUARTZITOS E CONGLOMERADO BASAL DA FORMAÇÃO MOEDA

##### *Localização*

O sítio está localizado na Serra da Moeda, cerca de 17 km ao sul de Belo Horizonte (coordenadas UTM 605.694/ 7.775.225). O acesso pode ser feito a partir de Belo Horizonte pela BR 040, no sentido Rio de Janeiro, até a entrada do Condomínio Retiro das Pedras; neste ponto, vira-se para sul de onde se segue por uma estrada de terra por cerca de 6 km.

##### *Importância do sítio*

O limite Arqueano-Proterozóico marca a cratonização dos primeiros blocos continentais arqueanos em nível global, cuja algutinação gerou largas áreas estáveis. Esse período é caracterizado também por uma relativa quiescência tectônica em grande parte influenciada, segundo Windley (1995), pela mudança dramática nos regimes de energia da crosta e do manto superior.

O crescimento e espessamento da crosta continental durante o Arqueano permitiram que, no início do Paleoproterozóico, as placas respondessem a processos de deposição e deformação tais como se observa atualmente. Devido à rigidez, dimensões e à espessura da crosta formada, as rochas sedimentares adquiriram maior preponderância e se acumularam em grandes bacias, caracterizando depósitos muito espessos onde o registro sedimentar foi controlado por mudanças no tipo de ambiente tectônico, na composição da atmosfera e hidrosfera, no desenvolvimento da vida e na contribuição de áreas-fonte, dentre outras.

Segundo Condie (1997), as rochas supracrustais Paleo e Mesoproterozóicas podem ser classificadas em assembléias litológicas. Uma destas assembléias é constituída por quartzitos maciços ou com estratificação cruzada, conglomerados que indicam área-fonte de terrenos granito-gnáissicos, podendo apresentar formações ferríferas e chert; um exemplo de seqüência supracrustal com essas características é o Supergrupo Transvaal da África do Sul correlato ao Supergrupo Minas. Comparando essa assembléia com sucessões equivalentes do Fanerozóico, o autor sugere que elas podem se desenvolver em plataformas tectonicamente estáveis.

Nesse contexto de relativa quiescência global e existência de uma plataforma arqueana recém-consolidada, foi implantada a proto-bacia Minas com sedimentação inicialmente continental e posteriormente marinha. Para Alkmim & Marshak (1998), o Supergrupo Minas começou a se depositar em aproximadamente 2.5Ga, ao longo de uma bacia de margem passiva desenvolvida na

plataforma continental preexistente. A Formação Moeda marca o início desta deposição sendo as características de suas rochas um reflexo das condições ambientais e tectônicas vigentes durante esse período.

### *Descrição do sítio*

A Formação Moeda representa uma seqüência clástica principalmente arenosa; as mais típicas e acessíveis exposições estão na serra homônima. A subdivisão da Formação Moeda foi proposta por Wallace (1965) em três membros da base para o topo: Membro 1 – constitui-se de uma camada lenticular do conglomerado basal e uma espessa seqüência de quartzito de granulação média a grosseira, puro ou sericítico. O conglomerado apresenta fragmentos do Grupo Nova Lima, uma evidência para a natureza de não conformidade do contato do Supergrupo Minas com o Supergrupo Rio das Velhas; Membro 2 – constitui-se de quartzito muito fino, quartzito-sericítico, com lentes de filito de várias dimensões; Membro 3 – constitui-se de quartzito médio com lentes de conglomerado (Figura 7.11).



*Figura 7.11 – Visão geral do sítio mostrando o contato basal da Formação Moeda e sua divisão em níveis 1,2 e 3. Ao fundo observar a mina de ferro do Pau Branco*

O primeiro registro da abertura dessa bacia é marcado pelos metaconglomerados piríticos, auríferos e uraníferos que se encontram na parte basal da Formação Moeda. A presença de pirita detrítica é indicativa da natureza não oxidante da atmosfera no período de deposição dos conglomerados. Acredita-se que essa unidade tenha sido depositada em ambiente fluvial, onde os conglomerados basais representam o preenchimento de antigos vales cavados nas rochas mais antigas. Renger et al (1994) sugerem que a protobacia Moeda seria alimentada pela erosão das rochas dos domos gnáissicos adjacentes em processo de soerguimento por duas áreas-fonte distintas: o Complexo Bonfim e o Complexo Belo Horizonte. Pires (2005), considerando os aspectos deposicionais dos metaconglomerados auríferos, acredita que se trata ou de *paleoplácers*

fortemente modificados pela atuação de processos hidrotermais ou de depósitos hidrotermais típicos onde zonas de cisalhamento paralelas ao acamamento tiveram importante papel na precipitação do ouro. Em ambas as situações, o ouro poderia ser proveniente tanto do Supergrupo Rio das Velhas quanto dos próprios conglomerados da Formação Moeda. Os depósitos tipo *placers* são importantes do ponto de vista econômico e podem ocorrer em canais fluviais onde, em determinadas condições de fluxo de correntes, ocorre uma concentração mecânica de minerais pesados, sendo esse processo controlado por fatores que envolvem, dentre outros, a composição química da fonte de sedimentos, o clima e o gradiente topográfico.

Para Dorr (1969), a fácies mais fina (Membro 2) representa os *silts* mal selecionados depositados em águas mais tranquilas em torno de um depósito deltáico. No topo, Membro 3, a Formação Moeda mostra recorrência de sedimentação conglomerática, o que pode ser interpretado como um reflexo sedimentológico de perturbações tectônicas da bacia (Renger et al 2004). Assim, o Grupo Caraça foi depositado em um sistema fluvial-deltáico (Formação Moeda) em uma plataforma que foi lentamente afundando com deposição de sedimentos pelíticos e químicos (Formação Batatal) com evolução para ambiente de mar raso (Grupo Itabira).

Esse sítio foi escolhido por permitir uma visão panorâmica dos três membros da Formação Moeda. O pacote está sobreposto aos filitos do Grupo Nova Lima. O conglomerado basal é caracterizado por matriz sericítica com seixos de quartzo, quartzito e xisto com dimensões variáveis desde alguns centímetros a decímetros (Figuras 7.12 e 7.13).



*Figura 7.12 – Visão geral do afloramento de conglomerado basal da Formação Moeda*



*Figura 7.13 – Detalhe do conglomerado com seixos de quartzo*

*Medidas de proteção*

Os afloramentos da Formação Moeda encontram-se em bom estado de conservação sendo bastante expressivos no QF. O sítio é adequado para utilização pelo geoturismo já que esta formação pode ser vista em vários trechos de estradas que ligam cidades turísticas facilitando sua observação. Sugere-se o desenvolvimento de um programa interpretativo com colocação de placas ou painéis em pontos estratégicos de observação. A interpretação para este sítio pode incluir uma explicação sobre a atuação da tectônica de placas, a formação de bacias sedimentares, os ambientes de sedimentação e ainda a importância econômica dos metaconglomerados auríferos e sua relação com outras ocorrências mundiais.

### 7.3.2. ITABIRITOS DA SERRA DA PIEDADE

#### *Localização*

O maciço da Serra da Piedade está localizado na divisa dos municípios de Sabará e Caeté, MG, cerca de 50 km a nordeste de Belo Horizonte (coordenadas UTM 638.700/ 7.807.700; altitude 1746 m). O acesso ao pico pode ser feito a partir de Belo Horizonte pela BR 262 até o trevo de Caeté, de onde se segue por uma estrada asfaltada com aproximadamente 6 km de extensão, que sobe a serra.

#### *Importância do sítio*

Além da importância associada à história da mineração como referencial paisagístico, a Serra da Piedade é importante do ponto de vista geológico apresentando boas exposições de itabiritos da Formação Cauê, que representa a seqüência mais espessa de formações ferríferas do Quadrilátero Ferrífero.

A deposição das camadas conhecidas como BIF's (Banded Iron Formation) foi feita, principalmente, entre 2600 e 1800Ma, correspondendo a aproximadamente 15% do volume total das rochas sedimentares do Proterozóico. As BIF's do Paleoproterozóico são do tipo Lago Superior constituídas de rochas com laminação milimétrica a centimétrica. A maioria das BIF's, são das fácies silicatada e carbonatada, raramente contêm material clástico e são associadas faciologicamente com chert, dolomito, quartzito, argilito e rochas vulcânicas. A presença dessas rochas no registro Pré-Cambriano, em especial no Paleoproterozóico, é indicativa de mudanças na composição química da paleoatmosfera. Estes depósitos são o resultado da oxidação do ferro pelo aumento do oxigênio no ambiente.

Segundo Spier (2005), no Quadrilátero Ferrífero as BIFs são regionalmente conhecidas como itabiritos e, com base em sua composição mineralógica, são descritos três tipos principais dessas rochas que representam variações faciológicas laterais e verticais: quartzo itabirito (*fácies quartzosa*), itabirito dolomítico (*fácies carbonática*) e itabirito anfíbolítico (*fácies argilosa*). O autor sugere que variações laterais e verticais no ambiente de sedimentação da Formação Cauê, causadas por transgressões e regressões do mar, seriam responsáveis por mudanças na composição da água durante sua deposição propiciando a formação desses diferentes tipos de itabiritos.

Além da importância geoecológica para compreensão dos fenômenos que levaram à evolução da vida, dos oceanos e da atmosfera no Pré-Cambriano, os itabiritos apresentam grande importância econômica e, no Quadrilátero Ferrífero, há várias minas de ferro hospedadas dentro de

formações ferríferas bandadas onde a lixiviação de minerais de ganga (principalmente quartzo e dolomita) promoveu o enriquecimento residual em ferro na rocha.

### *Descrição do sítio*

Eschwege publicou em 1832 a primeira descrição geológica da Serra da Piedade, vislumbrando o fornecimento de minério de ferro durante séculos para o mundo inteiro:

Da Vila de Caeté vale bem a pena subir a vizinha Serra da Piedade, cuja crista principal é extensa de cerca de uma légua, dirigindo-se de leste para oeste para o Rio das Velhas, e reunindo-se por sua base a leste com as serras de São João [das Cambotas] e da Lapa [Serra do Cipó]. Sem parar, passando pelos arraiais de Mondéos e de N. S. da Penha, se chega após uma hora de viagem ao alto da serra, onde foi erguida a pequena capela de Piedade. Perto da ponte sobre o Rio Sabará e perto do arraial de Mondéos até o da Penha, a rocha predominante é o gnaisse, cujas camadas são dirigidas na 12<sup>a</sup> hora [Az 180°]. O gnaisse é de granulação muito grossa, apresentando em sua superfície um feldspato muito alterado e a mica com uma cor prateada. Sobre esta rocha primitiva estende-se o xisto argiloso avermelhado, sobre o qual, aqui e ali, arrancados da parte mais alta da serra, se espalham blocos das diversas variedades de minério de ferro do itabirito. O xisto argiloso continua até os pontos mais elevados e íngremes da serra, e por baixo dele se acha o itacolumito, apresentando, porém, uma passagem tão rápida ao ferro especular, ao especularita xisto e ao ferro magnético (a formação do itabirito) que o itacolumito logo desaparece, vindo então um minério puro de ferro em camadas verticais segundo a 3<sup>a</sup> hora [Az 45°]. As camadas deste minério são freqüentemente estriadas pelo quartzo em listras, e o quartzo apresenta-se ora muito compacto e intimamente ligado ao minério de ferro, ora em grãos isolados, que se desagregam sobre a superfície das rochas, dando a estas assim um aspecto corroído. Nas vertentes da serra aparece também, por vezes, a tapanhoa canga, formando uma capa sobre as rochas ferruginosas. A espessura total do minério de ferro até sua maior altura, que se acha a 5460 pés ingleses, não é inferior, segundo meus cálculos, a mais ou menos 1000 pés, espessura esta jamais ainda observada em nenhuma parte do mundo. As propriedades magnéticas dessas massas de minério de ferro se comportam como no Pico de Itabira. Embora não tivesse chovido aqui há quase um mês, e estivesse a serra completamente limpa de nuvens e neblinas, contudo gotejava sem cessar dos rochedos mais altos uma água cristalina, que em sua base se perdia de novo entre as fendas, mas para, a cerca de 100 passos mais abaixo, jorrar em uma fonte abundante que oferece, sem nenhuma partícula de minério, a água mais deliciosa aos moradores do hospício e aos peregrinos que vão em visita à capela.

Na descrição de Eschwege, o termo itabirito já é utilizado pelo autor para designar uma rocha maciça, às vezes, com textura xistosa a granular, composta de especularita, hematita e, por

vezes, magnetita. Em nota no *Pluto Brasilenses*, Eschwege, que também utiliza o termo xisto hematítico para a mesma rocha, esclarece que denominou essa rocha de xisto hematítico e não de xisto especular, devido à predominância da hematita. Burton afirma que Eschwege criou a palavra *itabirito* a partir do nome *Itabira*. De fato, Rosière et al (2005) salientam que o Pico de Itabira foi considerado por Eschwege o *locus typicus* do itabirito.

Na Serra da Piedade, os afloramentos de itabiritos atingem uma seqüência espessa e bem expressiva em termos didáticos e científicos (Figura 7.14). Podem ser facilmente observadas as alternâncias de bandas milimétricas a centimétricas, ricas em hematita, com bandas ricas em quartzo, localmente apresentando lentes de hematita compacta (Figura 7.15). Os afloramentos estão bastante oxidados com meso e micro-dobramento (Figura 7.16). Cobrindo as formações ferríferas, desenvolveu-se uma cobertura de canga.



*Figura 7.14 – Vista geral da Serra da Piedade com espesso pacote de itabiritos da Formação Cauê  
Foto de M.M. Machado*



*Figura 7.15 – Detalhe do itabirito caracterizado pela alternância de bandas ricas em quartzo com bandas ricas em hematita*



*Figura 7.16 – Afloramento de itabirito dobrado*

### *Medidas de proteção*

O “Conjunto Arquitetônico e Paisagístico do Santuário de Nossa Senhora da Piedade” foi tombado pelo IPHAN em 26/09/1956, o que levou segundo Scliar (1992), frei Rosário Joffily, responsável pelo Santuário da Serra da Piedade, a escrever ao Diretor do Patrimônio Histórico Nacional, pedindo a suspensão das atividades minerárias para extração do ferro:

(...) desde que fiquei responsável pela Serra da Piedade, empenhei-me com quantas forças tenho em zelar por essa jóia das montanhas mineiras. Nem era possível aceitar de boa mente fosse prejudicado o pico singular que a 600 quilômetros do litoral tem um passado histórico remontando a Gandavo; que um século mais tarde foi meta primordial da bandeira de Fernão Dias, está em pleno cenário das bandeiras, ligada à Guerra dos Emboabas, etc.; além de ser, na humildade, o mais antigo santuário da região.

O Departamento Nacional da Produção Mineral acolheu o pedido do Patrimônio Histórico Nacional, em ofício de 15 de julho de 1957 a frei Rosário, comunicando que:

(...) relativo à inscrição das terras de propriedade deste Santuário no Livro do Tombo e dos estragos que os trabalhos de mineração... vêm causando à referida propriedade, comunico V.Sa. que o aludido concessionário foi intimado a paralisar imediatamente os trabalhos que vem realizando (...)

Em 2005, o Instituto Estadual do Patrimônio Histórico e Artístico (IEPHA-MG) concluiu o tombamento da Serra da Piedade como monumento natural, arqueológico, etnográfico e paisagístico com uma área de cerca de 2000 hectares. A área abrange além do Santuário de Nossa Senhora da Piedade, o Observatório Astronômico da UFMG e os radares do Cindacta, que controlam o espaço aéreo da região. A delimitação do monumento natural abrange mais de 80 nascentes, com mananciais que garantem abastecimento das populações de Sabará, Caeté e Ribeirão Vermelho.

Embora o tombamento tenha levado à desativação e à proibição de atividades minerárias na área determinada, a Serra ainda convive com a falta de educação ambiental de seus visitantes — que, muitas vezes, coletam espécies decorativas ou jogam lixo — e das queimadas intencionais ou acidentais.

Neste sentido, acredita-se que medidas de proteção devem incluir programas de interpretação ambiental e geoecológica para os turistas e de educação ambiental para as comunidades do entorno. Para os turistas, sugere-se que o patrimônio da Serra associado aos aspectos geológicos, religiosos, biológicos, dentre outros, seja apresentado de forma interpretativa, para que, entendendo o valor científico e histórico desse rico patrimônio, os visitantes possam apreciá-lo e contribuir de forma efetiva para sua conservação.

### 7.3.3. CARBONATOS DO SINCLINAL DO GANDARELA

#### *Localização*

O sítio, composto por dois afloramentos, está localizado a aproximadamente 70 km de Belo Horizonte (coordenadas UTM 639.272/ 7.781.062; 639.331/ 7.781.478). O acesso pode ser feito a partir de Belo Horizonte, pela MG 030, em direção a Nova Lima e Rio Acima. A partir desta cidade, segue-se por estradas vicinais durante aproximadamente 28 km até a Serra do Gandarela. Os afloramentos localizam-se em um local conhecido como Fazenda Gandarela.

#### *Importância do sítio*

A ocorrência de carbonatos no registro Proterozóico é um dos indícios da mudança paleoambiental: a dissolução dos gases atmosféricos nas águas conduz à formação do ácido carbônico ( $H_2CO_3$ ) que é fixado sob a forma de carbonato de cálcio ou de magnésio. Toda a história do Proterozóico é caracterizada pela presença de eventos tectônicos, ambientais e biológicos notáveis que levaram à modificação da composição de isótopos de carbono na água do mar. A análise de isótopos de carbono a partir de carbonatos vem sendo utilizada para reconstrução da composição química da água do mar e da atmosfera bem como para estudos de correlação climática global. São vários os processos que podem levar ao fracionamento dos isótopos, sendo que os valores de  $\delta^{13}C$  variam ao longo do tempo geológico, em função de mudança na taxa de troca gasosa entre a atmosfera e oceano, de mudanças no balanço do carbono devido à variação na sua quantidade nos diferentes reservatórios (atmosfera, oceano, litosfera e biosfera). Segundo Bekker et al. (2003), os aumentos positivos do isótopo de carbono na composição da água do mar são geralmente interpretados como indicativos de altas taxas de deposição de matéria orgânica acompanhada pelo aumento na produção de oxigênio enquanto a diminuição nos valores de  $\delta^{13}C$  pode estar associada a períodos glaciais ou períodos de extinção em massa.

A produção de sedimentos carbonáticos envolve três ambientes deposicionais com diferentes subambientes: a planície de maré, a plataforma e a bacia. São vários os fatores que podem influenciar na sua formação podendo-se destacar, dentre outros, o clima e a tectônica, que juntos controlam as variações do nível do mar. Tucker (1990) afirma que um dos principais requisitos para a produção de rochas carbonáticas está associado à baixa atividade tectônica que leva à ausência de significativos fluxos de sedimentos siliciclásticos no ambiente deposicional; a produção máxima dessas rochas ocorre em águas rasas, condição presente nos interiores e bordas de plataformas, onde a produtividade orgânica promove elevada produção biogênica e abiogênica de

carbono. Os ambientes modernos de deposição de rochas carbonáticas são isolados da influência de grandes descargas de sedimentos siliciclásticos: Bahamas, Caribe, oeste da Austrália, Indonésia e atóis do Pacífico, e sua origem é basicamente orgânica.

A deposição de rochas carbonáticas no Proterozóico, embora exija também ambientes associados à baixa atividade tectônica, parece não ter sido basicamente orgânica. Knoll & Sweet (1990), sugerem que no Proterozóico havia uma concentração de carbonato de cálcio relativamente maior do que o nível atual; dessa forma, qualquer desequilíbrio químico levaria à precipitação inorgânica que também poderia ser promovida de forma indireta, por bioindução, na qual cianobactérias retiram  $\text{CO}_2$  da água, favorecendo a precipitação de  $\text{CaCO}_3$ . Para Veizer et al (1989), as rochas carbonáticas proterozóicas foram influenciadas pela composição química da água do mar que tinha suas propriedades químicas modificadas por sua interação com rochas vulcânicas e sedimentares. No registro Pré-Cambriano, os dolomitos são abundantes, mas sua origem é bastante discutida, Bekker et al. (2003), analisando a composição isotópica de carbono em dolomitos do Paleoproterozóico, acreditam que sua origem está associada a uma possível dolomitização diagenética sin-sedimentar influenciada pela composição de soluções na água do mar.

As rochas carbonáticas constituem uma importante ferramenta para auxiliar no entendimento de fenômenos geológicos pretéritos, já que registram mudanças ambientais como variação do nível do mar, mudanças climáticas e evolução de determinados grupos de seres vivos, os quais podem ser analisados a partir da composição isotópica do carbono presente nessas rochas. Bekker et al (2003) salientam a importância paleoecológica da Formação Gandarela onde os dados de  $\delta^{13}\text{C}$  dos carbonatos podem fornecer um registro da composição do isótopo do carbono da água do mar antes dos eventos glaciais que marcaram o Paleoproterozóico; tal composição não tem outras evidências pesquisadas e analisadas no Brasil. Esses dados são importantes para entender os motivos da diminuição dos níveis de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$  atmosféricos necessários para uma condição de glaciação global. Os carbonatos da Formação Gandarela (mais antiga que os eventos glaciais) têm valores de  $\delta^{13}\text{C}$  variando de -1.6 a 1.4‰. Os dados sugerem que a água do mar do período anterior ao evento glacial não era altamente enriquecida em  $^{13}\text{C}$  o que não confirma a hipótese de que o período glacial foi decorrente da alta taxa de deposição de carbono orgânico ou resultante da oxidação do metano. Os autores associam as primeiras glaciações do Paleoproterozóico a um processo de rifteamento de um supercontinente posicionado a baixa e média latitude. Esta posição contribuiu para mudanças climáticas.

### *Descrição do sítio*

Os dois afloramentos encontram-se na localidade-tipo, próximo à antiga Fazenda Gandarela, conforme definido por Dorr (1969). Nesta área, a formação é espessa e com excelente exposição o que permitiu sua individualização em três membros, realizada por O'Rourke (1957) com base diferença de coloração: mármore dolomítico vermelho, cinza e branco. Esta divisão somente é válida para a localidade-tipo onde os membros são separados por finas lentes de itabirito parcialmente dolomíticos.

O primeiro afloramento é um mármore de cor cinza clara com lâminas plano-paralelas brancas contendo oncólitos, que são grãos não esqueléticos carbonáticos com laminação micrítica irregular ao redor de um núcleo, os quais derivam do crescimento de bactérias ou cianobactérias em associação com processos de mineralização inorgânica. Também podem ser observados estromatólitos colunares preservados (Figuras 7.17, 7.18 e 7.19). Amostras coletadas neste afloramento fornecem uma idade isocrônica Pb-Pb de  $2419 \pm 19$  Ma (Babinski et al 1995). Devido à preservação de estruturas orgânicas e à pouca deformação, os autores interpretaram esta idade como sendo a da deposição da unidade.

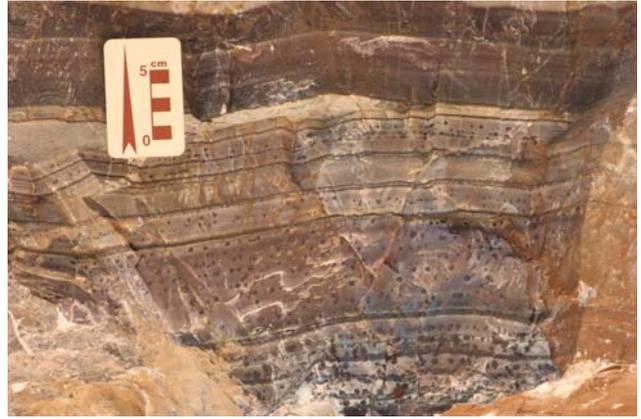


*Figura 7.17 – Visão geral do afloramento de mármore da Formação Gandarela*

A segunda exposição fica situada na mina da EXTRAMIL, corresponde a dolomitos laminados e maciços vermelhos (Figura 7.21) com maior conteúdo de ferro ou manganês que os outros dois tipos. Na porção superior do afloramento, pode ser observado um horizonte de brechas com fragmentos de metachert e carbonato, em uma matriz que é rica em hematita e dolomita (Figura 7.22).



*Figura 7.18 – Detalhe dos estromatólitos*



*Figura 7.19 – Detalhe dos oncólitos*



*Figura 7.20 – Visão geral do afloramento de dolomito com coloração avermelhada constituindo uma dobra fechada com os dois flancos mergulhando para o mesmo sentido (inversa)*



*Figura 7.21 – Detalhe do dolomito vermelho laminado*



*Figura 7.22 – Horizonte de brecha com fragmento de metachert*

Segundo Dorr (1969), foram feitas várias análises químicas que indicam que a maior parte da Formação Gandarela é constituída por mármore dolomítico, sendo localmente mármore calcítico. Souza & Muller (1984) identificam uma rocha calcária laminada branca, na porção inferior do pacote. Para Dorr, não é possível saber a composição dos sedimentos originais, mas a distribuição irregular do mármore calcítico indica que ocorreu dolomitização. É evidência inegável da atividade biológica vigente à época da deposição a existência de estruturas oncolíticas originadas por algas encontradas nos mármore de cor cinza.

Embora o Grupo Itabira seja dividido em uma unidade inferior, a Formação Cauê e uma superior, Formação Gandarela, não existe uma nítida separação entre elas, ao invés disso, dolomitos e itabiritos ocorrem intercalados. O Grupo Itabira é um registro de uma transgressão regional com deposição química ou bioquímica típica de plataforma estável de margem continental passiva (Dorr 1969). A relação entre as unidades é enfatizada por Rosière & Chemale Jr. (2000) que salientam a existência de uma diminuição progressiva no aporte de Fe na bacia associado à diminuição de espessura da lâmina de água e ao desenvolvimento da plataforma carbonática (Formação Gandarela). Para Bekker et al (2003), a presença de estromatólitos e oncólitos bem preservados nos carbonatos da seqüência indicam deposição em ambientes rasos de elevada energia.

### *Medidas de proteção*

O acesso ao sítio é bastante difícil devido a várias bifurcações ao longo do trecho de estrada de terra; assim, sugere-se que o sítio seja utilizado principalmente para pesquisa científica e trabalhos de campo com alunos de cursos de graduação em áreas afins com a geologia. Os afloramentos que não estão sendo lavrados atualmente encontram-se em bom estado de conservação, no entanto, a operação da mina pode ser uma ameaça na medida em que desestabiliza o terreno podendo levar à queda de blocos e à descaracterização das ocorrências.

Considerando a importância do sítio no contexto geológico global, é importante o desenvolvimento de estratégias de uso compartilhado entre a mineração (uso atual do sítio) e as atividades de pesquisa científica. Uma sugestão é que parte da ocorrência não seja utilizada para fins econômicos, mas que seja resguardada para uso científico e de investigação. Para isto, é necessário que a empresa seja sensibilizada sobre a importância dos afloramentos. O governo também poderia ter um papel fundamental neste sentido, incentivando, por meios fiscais ou associados à responsabilidade ambiental, as empresas do setor mineral a conservarem parte de suas exposições rochosas para pesquisa, educação ambiental e/ou turismo, dependendo de cada contexto.



### 7.3.4. ESTROMATÓLITOS DA PEDREIRA DO CUMBI

#### *Localização*

O sítio está localizado em Cachoeira do Campo, na Fazenda do Cumbi, (coordenadas UTM 636.482/ 7.742.259), a aproximadamente 79 km de Belo Horizonte. O acesso à área pode ser feito a partir de Belo Horizonte, pela Rodovia BR 040, em direção ao Rio de Janeiro, até o trevo para Ouro Preto (km 351), de onde se segue pela Rodovia dos Inconfidentes, no sentido Ouro Preto (BR 356). Após Cachoeira do Campo, antes da ponte sobre o Ribeirão Maracujá, virar a direita e seguir por aproximadamente 11 km em estrada não pavimentada.

#### *Importância do sítio*

O registro fóssil das rochas pré-cambrianas é muito escasso em comparação ao que está presente em rochas mais jovens, no entanto, é bastante rico em estruturas sedimentares resultantes da atividade de cianobactérias – os estromatólitos. Os estromatólitos fossilizados são encontrados em todos os continentes, em rochas sedimentares de todas as idades, mas sua principal ocorrência é em rochas pré-cambrianas, onde atingiram o máximo de diversidade e desenvolvimento. Devido à relativa abundância de estromatólitos em rochas pré-cambrianas, esse período é denominado por Hoek et al (1998) como “era dos estromatólitos” ou “idade das cianobactérias”. Os estromatólitos, embora raramente preservem a comunidade microbiana que lhe deu origem, correspondem a indícios indiretos da vida pretérita e podem fornecer uma idéia sobre o ambiente em que esta se desenvolveu. Depósitos modernos que ainda não foram litificados podem ser vistos em crescimento na Austrália, Brasil, Golfo do México e Flórida. Devido à lenta taxa de mudança evolutiva das cianobactérias, cujas inovações evolutivas ocorreram em nível bioquímico e intracelular, Schopf (1995) as considera como *fósseis vivos* e atribui seu sucesso à sua flexibilidade ecológica, à sua facilidade de distribuição (por correntes marinhas, vento e furacão, por exemplo), ao seu modo de reprodução (assexuado) e ao desenvolvimento de populações de grande tamanho e extraordinária resistência.

A palavra estromatólito é de origem grega e significa *stroma* (manta, tapete) e *lithos* (pedra). Schopf (1995) define estromatólitos como estruturas biossedimentares megascópicas, tipicamente finamente laminadas, produzidas pelas atividades metabólicas e de crescimento de comunidades microbianas bentônicas, sobretudo cianobactérias, e processos físico-químicos do meio-ambiente relacionados à sedimentação, erosão, insolação, imersão/emersão, etc. Dessa forma, essas estruturas

são produzidas pela associação de processos sedimentológicos e biológicos que resultam da interação de cianobactérias e bactérias com o meio em que vivem.

A maioria dos estromatólitos formam-se, comumente, em ambiente marinho-raso-carbonático, podendo ser preservados em calcários. Seu desenvolvimento depende de vários fatores ambientais e biológicos. Sirvastava (2004) enumera as condições favoráveis à formação de estromatólitos: presença de um substrato sobre o qual os estromatólitos podem se desenvolver; sistema aberto contendo água; presença de componentes químicos que satisfaçam o metabolismo de uma microbiota; fonte de energia (luz, temperatura) para possibilitar a atividade metabólica; população de organismos bentônicos ou outros organismos; matéria mineral de pequeno tamanho que possa ser aprisionada e/ou precipitada; processos de litificação e diagênese para garantir a preservação dos recém-formados.

Assim, o desenvolvimento e a morfologia dos estromatólitos estão condicionados a fatores ambientais e biológicos. Fairchild & Sallun Filho (2004) explicam o processo de formação dos estromatólitos que se inicia quando uma comunidade de microrganismos consegue se fixar a um substrato e proliferar formando uma esteira microbiana de cianobactérias que secretam uma substância pegajosa protegendo as células e mantendo a população unida e aderida ao substrato. Com o tempo, a acumulação de sedimentos depositados obriga a comunidade a criar uma nova esteira logo acima. Enquanto as cianobactérias e os demais organismos conseguem captar a luz e evitar soterramento, as lâminas vão se sucedendo. O sucessivo empilhamento de esteiras microbianas e sua subsequente litificação comumente resultam na formação de estromatólitos.

Os estromatólitos desempenharam um importante papel em relação à transformação da Terra no planeta habitável que é hoje, quando, no Pré-Cambriano, as cianobactérias se estabeleceram como os produtores primários de oxigênio dominantes no ecossistema sendo responsáveis pela elevação da taxa de oxigênio na água do mar e, posteriormente, pelo oxigênio presente na atmosfera. Segundo Schopf (1995), evidências fósseis sugerem que determinadas cianobactérias já existiam há aproximadamente 3.5 Ga. Baseado na premissa de Knoll (1985) segundo a qual “a constituição biológica de comunidades de esteiras microbianas (proterozóicas) foi, provavelmente, bastante semelhante à de comunidades modernas de ambientes comparáveis”, Schopf sugere que a linhagem inicial das cianobactérias era adaptada ao ambiente primordial rico em CO<sub>2</sub>, deficiente em oxigênio e sem uma camada de ozônio capaz de absorver luz UV.

Segundo Santos et al (1995), vários autores apóiam a existência de fotossíntese desde 3.5 Ga baseados nos baixos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  próximos a - 26‰ encontrados em rochas carbonosas arqueanas. Os dois principais reservatórios de carbono na crosta terrestre são os de carbono orgânico, com valores de  $\delta^{13}\text{C}$  próximos a - 26‰ e os de carbono de origem em sedimentos carbonáticos, com valores de  $\delta^{13}\text{C}$  próximos a 0‰. A grande diferença na composição isotópica de

carbono desses dois reservatórios se deve principalmente ao processo da fotossíntese, que favorece significativamente o  $^{12}\text{C}$  em detrimento ao  $^{13}\text{C}$ .

Esses dados indicam a existência de carbono orgânico desde o Arqueano, provavelmente produzido por um ancestral das cianobactérias. Muito provavelmente, a pequena quantidade de oxigênio presente no Arqueano produzido por essas cianobactérias foi consumida localmente para oxidar o ferro. Com a oxidação das rochas da superfície, mais oxigênio pôde ser mantido livre na atmosfera. Assim, os estromatólitos pré-cambrianos constituem um importante registro de mudanças climáticas, paleogeográficas e ambientais além de serem a evidência indireta mais antiga da vida; foram os primeiros produtores primários de oxigênio e os primeiros recicladores de carbono, permitindo a proliferação e o desenvolvimento de outras formas de vida.

### *Descrição do sítio*

A Formação Fecho do Funil é composta por filitos dolomíticos, dolomitos argilosos e filitos. Na descrição de Dorr (1969), ocorrem lentes de mármore dolomítico quase puro com 30 metros ou mais de espessura. Para esse autor a deposição da Formação Fecho do Funil indica elevação gradual do nível do mar. No Cumbi, o dolomito aparece na forma de três lentes intercaladas dentro de filitos carbonáticos e cinzentos, a seqüência é capeada por filitos carbonosos da Formação Barreiro.

Na pedreira do Cumbi (Figura 7.23), os mármore são de coloração rosada, branca e cinza-clara e abrigam belas exposições preservadas de oncólitos e estromatólitos colunares. Os estromatólitos apresentam formas entre circulares e elípticas densamente agrupadas e faixas paralelas não uniformes. A laminação interna foi quase toda destruída pela recristalização da rocha (Figura 7.24).



*Figura 7.23 – Visão geral da pedreira do Cumbi com duas frentes de lavra atualmente desativadas*

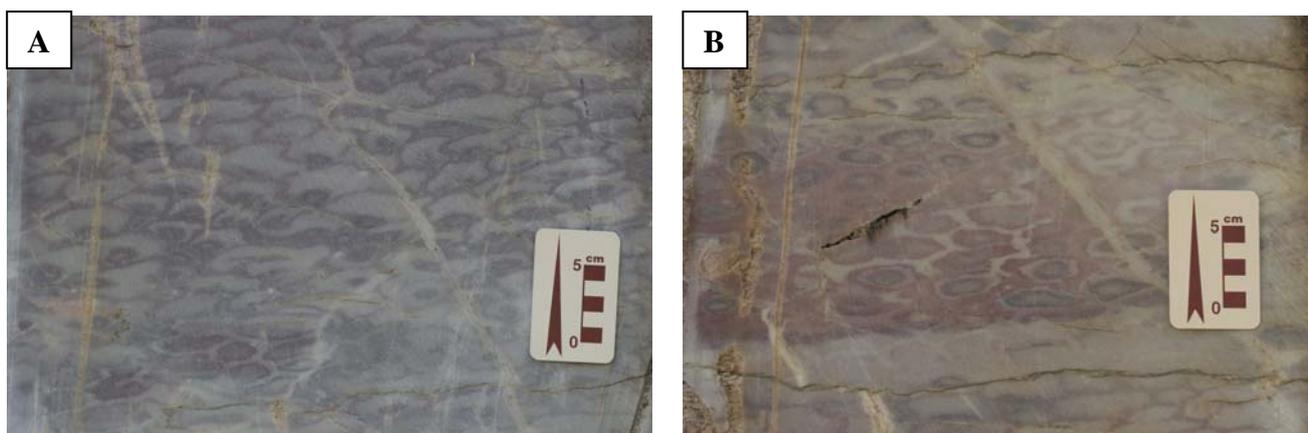


Figura 7.24 (A e B) – Detalhes dos estromatólitos preservados na pedra do Cumbi

Babinski et al (1995) dataram os mármore dolomíticos do Cumbi pelo método Pb-Pb obtendo idade de  $2110 \pm 110$  Ma. Esse resultado é interpretado como idade de um evento metamórfico associado ao Evento Transamazônico que causou perturbação no sistema isotópico. Segundo Bekker et al. (2003), os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  para amostras da Formação Fecho do Funil variam de  $+ 5.6\text{‰}$  a  $+ 7.4. \text{‰}$ ; esses valores elevados são similares àqueles encontrados nos carbonatos depositados entre 2.22 e 2.10 Ga e fornecem uma evidência adicional para uma anomalia biogeoquímica global nesse período, o “fenômeno Lomagundi”, ocorrido no intervalo entre 2.33 e 2.06 Ga. Para Bekker et al. (2003), os valores relativamente altos de  $\delta^{13}\text{C}$  são uma evidência de que a época glacial foi sucedida por uma melhora climática com uma atmosfera rica em oxigênio.

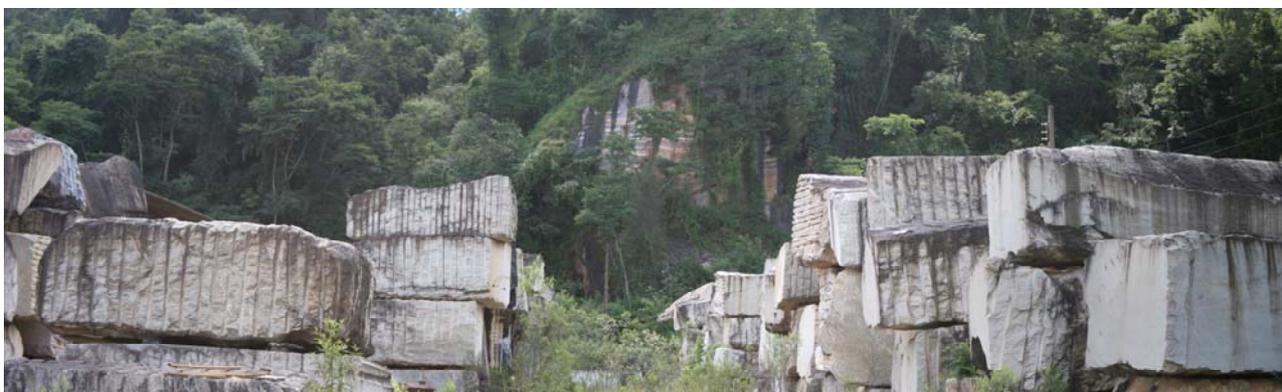
Sial et al (2006) afirmam que essa anomalia isotópica é interpretada de diversas maneiras: (a) seqüestro em grande escala ou soterramento de  $^{12}\text{C}$  orgânico no compartimento inferior de um oceano estratificado que gradualmente elevou seu complemento pesado em águas superficiais; (b) íntima associação de carbonatos ricos em  $^{13}\text{C}$  com abundantes estromatólitos, o que corresponde a uma substancial elevação do nível de oxigênio atmosférico.

### *Medidas de proteção*

Os estromatólitos são uma das fontes mais importantes de documentação paleontológica pré-cambriana, representam um momento único da história geológica da vida na Terra. A pedra do Cumbi é um importante afloramento de construções biossedimentares que apresenta valiosas exposições de estromatólitos. As análises de isótopos de carbono provenientes desse afloramento permitem correlações globais com carbonatos do Paleoproterozóico. A pedra é explorada pela Empresa Minas Pérola para aplicação como rocha ornamental onde recebe denominações comerciais como mármore aurora pérola vermelho ou aurora pérola prateado. A pedra está

momentaneamente desativada tendo sido todo o afloramento tomado por mato com presença de vários blocos dispostos no local (Figura 7.25).

Dada a sua importância científica, sua proteção é essencial para uma compreensão da evolução geocológica do Quadrilátero Ferrífero no contexto global do Pré-Cambriano. Segundo Carmo & Carvalho (2004), está prevista uma reestruturação da legislação sobre o setor mineral que deveria considerar uma harmonização entre a atividade mineira e a preservação de fósseis, quando estes últimos ocorrem em áreas de lavra. Esse é o caso da lavra do Cumbi; sugere-se que seja reservada uma parte do afloramento onde os estromatólitos estejam bem preservados para pesquisa científica e mesmo educação ambiental com visitas guiadas direcionadas a Universidades ou escolas de Ensino Médio presentes no Quadrilátero Ferrífero.



*Figura 7.25 – Situação atual do sítio em pedra momentaneamente desativada da Empresa Minas Pérola. No primeiro plano, blocos dos mármore abandonados; no segundo plano, afloramento tomado pela vegetação*

Devido à proximidade do sítio com a cidade de Ouro Preto, também seria interessante sua utilização para o geoturismo com visitas interpretativas guiadas e agendadas. Uma outra alternativa interessante é a implantação de sinalização interpretativa próxima da rodovia para que os turistas que estão em trânsito possam visitar e compreender a importância dos estromatólitos na evolução da vida na Terra. A linguagem pode utilizar comparações com os ambientes atuais onde estão se formando estromatólitos e até mesmo mostrar o uso destas ocorrências como rocha ornamental.

## 7.4. Sítio geológico do Grupo Sabará

### 7.4.1. XISTOS DE IBIRITÉ

#### *Localização*

O sítio está localizado no município de Ibirité (coordenadas UTM 599.145/ 7.785.552). O acesso à área pode ser feito a partir de Belo Horizonte, pela Rodovia Fernão Dias, BR 381, em direção a São Paulo, até o trevo para Mário Campos e Sarzedo, de onde se segue em direção a Ibirité. O afloramento fica no centro de Ibirité próximo à Rua Pedro Narciso Campos no Bairro Central Park; o acesso é feito por uma trilha de terra ao lado da casa de número 229. O sítio se encontra em um corte da linha férrea.

#### *Importância do sítio*

A história da crosta da Terra é marcada por processos contínuos de ciclos tectônicos que envolvem quebra de massas continentais, dispersão, abertura de oceanos, deriva, fechamento de oceanos, acreção com aglutinação de massas ou fragmentos da litosfera. Segundo Campos Neto et al (2004), um ciclo tectônico pode envolver grande intervalo de tempo e a contemporaneidade entre episódios tafrogênicos (extensão, acreção de litosfera e construção de cadeias de montanhas submarinas) e episódios mais curtos de convergência de placas e soerguimento continental de cadeia de montanhas (orogênese). O continente sul-americano foi partícipe de vários processos de acreção que estão documentados por sucessivos depósitos sin-orogênicos (*flysh*) e tardi/pós-tectônico (molassa).

Os processos maiores de aglutinação com junção de vários orógenos entre diferentes placas e terrenos podem formar supercontinentes que influenciam na composição isotópica da água do mar, glaciações, picos em atividade ígnea, dentre outras na dinâmica global. Segundo Evans (2006), o registro geológico contém amplas evidências para aglutinação de cratons, com um ou mais supercratons ou supercontinentes durante o Paleoproterozóico. Na América do Sul, um processo importante de colagem aconteceu durante o Evento Transamazônico (2,2 – 1,9Ga). Segundo Alkmim & Marshak (1998), o Evento Transamazônico apresenta o registro das fases de colisão e colapso de um ciclo de Wilson, comparável, em termos tectônicos, aos eventos de colisão e colapso do Fanerozóico. O Evento Transamazônico foi responsável pela aglutinação de diversos blocos crustais arqueanos em uma massa continental de grandes dimensões da qual o embasamento do Cráton do São Francisco é um remanescente (Alkmim & Noce 2005).

No Quadrilátero Ferrífero, o Evento Transamazônico levou ao desenvolvimento do cinturão orogênico Mineiro (Teixeira *et al.* 2000). Segundo Alkmim & Marshak (1998), o Cinturão Mineiro foi criado em resposta a uma contração com vergência para NW, relacionada com a acreção de um arco de ilha e/ou terrenos exóticos nas margens leste e sudeste do Cráton do São Francisco. Neste evento, pode ter ocorrido o consumo de crosta oceânica e geração de tonalitos de origem mantélica e trondhjenitos (2,162 – 2,124 Ga), seguido por intrusões de granitos crustais sin a pós-colisionais (Teixeira *et al.* 2000). O conhecimento da natureza, idade e distribuição de orógenos antigos é importante para o entendimento da evolução tectônica e paleogeográfica continental. O Quadrilátero Ferrífero preserva a bacia de antepaís de direção ENE-WSW associada ao evento Transamazônico que limita o cinturão Mineiro (Alkmim & Noce 2006).

As características dos processos sedimentares do Grupo Sabará indicam instabilidade tectônica com soerguimento de novas áreas-fonte, aumento da erosão e do gradiente de transporte, contribuições de sedimentos vulcanoclásticos; muitas rochas turbidíticas e ocorrência de três tipos de conglomerados que são portadores, pela primeira vez, de seixos de granito e gnaiss. Essas características permitiram que vários autores associassem o paleoambiente deposicional do Grupo Sabará a seqüências do tipo *flysh* depositada em uma bacia do tipo antepaís (Renger *et al.* 1994; Noce 1995; Alkmim & Marshak 1998). A deposição dessa unidade, com idade máxima de 2125Ma (Machado *et al.* 1992), é contemporânea aos processos orogênicos afetando o QF. Reis *et al.* (2002) a partir de um estudo multidisciplinar, integrando dados petrográficos, petrológicos, litoquímicos, de fácies sedimentares, estratigráficos e tectônicos, sugerem um modelo deposicional de leques submarinos para o Grupo Sabará.

Durante o Paleoproterozóico, a aglutinação de terrenos por episódios orogênicos podia resultar no desenvolvimento de províncias do tipo domos-e-quilhas que podem ser observadas em vários terrenos crustais dessa idade em todo o mundo. Essas províncias constituem-se de rochas supracrustais em forma de quilhas cercadas por domos circulares e elípticos de gnaisses, migmatitos, e/ou granitóides, e eram geradas devido à estrutura crustal paleoproterozóica: a crosta podia apresentar gradientes térmicos mais elevados e era rica em seqüências supracrustais muito densas (devido ao elevado conteúdo de ferro das rochas sedimentares), podendo sua arquitetura final ser desenvolvida em quatro estágios: 1) O desenvolvimento de um orógeno compressional envolvendo uma densa seqüência supracrustal que é espessada provocando uma sobrecarga do embasamento que começa a se aquecer; 2) Durante o colapso orogênico, ocorre uma fase extensional inicial que promove transporte de calor para níveis crustais mais rasos devido à depressurização; 3) As quilhas de rochas supracrustais deslizam entre os blocos do embasamento ao longo de zonas de cisalhamento extensionais profundas; 4) Durante o estágio final da extensão, as partes mais altas dos domos tornam-se localmente invertidas. Finalmente, o movimento

continuado ao longo das zonas de cisalhamento soergue as quilhas de rochas supracrustais que se aqueceram em profundidade (Marshak et al 1997).

Este processo causou o desenvolvimento de uma auréola metamórfica ao longo do contato entre os domos gnáissicos e as rochas supracrustais, feição descrita por Herz (1970). A auréola metamórfica é particularmente bem desenvolvida no contato entre o domo gnáissico de Belo Horizonte e os filitos do Grupo Sabará, seguindo a vertente norte da Serra do Curral.

#### *Descrição do sítio*

A Formação Sabará foi nomeada por Gair (1962) e elevada a categoria de Grupo por Renger et al (1994). Sua localidade-tipo é no vale do Rio das Velhas ao norte da cidade de Sabará. As rochas dominantes são grauvacas-subgrauvacas-xistos–metatufos-filitos-metarenitos-metachert, subordinadamente podem ocorrer metachert ferruginoso, metadiamicititos e formações ferríferas.

O sítio proposto está localizado no centro da cidade de Ibirité em corte da estrada de ferro da MRS Logística SA. O afloramento é constituído por xistos de coloração arroxeadada com porfiroblastos de estaurólita em uma matriz fina composta por quartzo, feldspato e mica (Figuras 7.24 e 7.25). Este afloramento situa-se dentro da auréola metamórfica descrita anteriormente, que nesta região de Ibirité exibe cerca de 3 km de largura (Jordt-Evangelista et al 1992). Bruekner et al (2000) obtiveram das amostras coletadas neste local uma idade de  $2095 \pm 65\text{Ma}$  (Sm-Nd), considerada como idade de geração da auréola de metamorfismo associada ao Evento Transamazônico.



*Figura 7.26 – Visão geral do afloramento de xisto do Grupo Sabará*



*Figura 7.27 – Detalhe do xisto característico da região de Ibirité*

*Medidas de proteção*

A localização do sítio não permite nenhum tipo de degradação embora o afloramento esteja tomado por mato. A utilização mais adequada é para pesquisa científica e realização de trabalhos de campo com alunos de geologia e áreas afins. Pode-se considerar também o uso para educação ambiental direcionada a escolas de Ensino Médio do município de Ibitité e municípios vizinhos. Neste caso, é aconselhável que o acesso ao sítio seja mantido em bom estado de conservação e que as visitas sejam feitas de forma orientada, visando à contemplação: do contexto geológico do QF e sua evolução; da tectônica de placas e a formação de supercontinentes; dos processos metamórficos. O potencial educativo do sítio poderia assim ser utilizado como forma de sensibilização da comunidade local sobre a importância do patrimônio geológico.

## 7.5. Sítios geológicos do Grupo Itacolomi

### 7.4.1. QUARTZITOS ITACOLOMI

#### *Localização*

Para caracterização geocológica do Grupo Itacolomi foram selecionados três sítios: a localidade-tipo no Pico de Itacolomi em Ouro Preto (UTM 656.181/ 7.746.408); corte na estrada de acesso a Lavras Novas (UTM 650.341/7.738.486); afloramento na Serra de Ouro Branco (UTM 646.502/ 7.734.413). O acesso aos sítios pode ser feito a partir de Belo Horizonte seguindo para Ouro Preto. O primeiro sítio está localizado no Parque Estadual do Itacolomi, cuja entrada fica a aproximadamente três quilômetros depois do primeiro acesso a Ouro Preto. Para acessar o segundo e o terceiro sítio deve-se utilizar a estrada que liga Ouro Preto a Ouro Branco (Estrada Real), a partir do trevo de Saramenha.

#### *Importância dos sítios*

Da mesma forma que o sítio do Grupo Sabará, o Grupo Itacolomi também tem sua importância global associada ao registro do Evento Transamazônico desenvolvido em duas fases, uma compressional e outra extensional. A primeira fase, compressional, gerou a bacia *foreland* com deposição da seqüência tipo *flysh*, que caracteriza o Grupo Sabará. Já na fase extensional ocorre deposição de sedimentos do tipo molassa, que são produzidos por erosão de montanhas. Para Alkmim & Marshak (1998), o registro da deposição da fase extensional do orôgeno Transamazônico no Quadrilátero Ferrífero está representado pelo grupo Itacolomi. Machado et al (1996) obtiveram, pelo método U-Pb em zircões detríticos dos quartzitos Itacolomi, valores entre 2059 a 2157 Ma, sugerindo que a deposição dessa unidade foi posterior à etapa colisional do Evento Transamazônico.

Além da importância associada ao ciclo orogênico, o Grupo Itacolomi representa uma deposição típica de ambiente fluvial do Proterozóico. Alkmim (1987) analisou a seqüência sedimentar da Serra de Ouro Branco (correlacionada pelo autor ao Grupo Itacolomi) e, a partir de um mapeamento litofaciológico e estrutural em escala 1:10000, interpretou o ambiente deposicional como um sistema fluvial entrelaçado com leques aluviais em bacias intermontanas estreitas. Os leques aluviais são feições deposicionais que ocorrem tipicamente adjacentes às áreas montanhosas. O ambiente deposicional proposto por Alkmim (1987) é condizente com as características esperadas

para sistemas fluviais no Proterozóico; segundo Mueller & Miall (1998) após o aparecimento de áreas cratônicas, e com a possibilidade de supercontinentes pré-cambrianos, os continentes dessa época foram provavelmente caracterizados por grandes sistemas entrelaçados perenes.

O estilo fluvial entrelaçado deve ser considerado como o mais provável em tempos sem vegetação, já que nesta situação os processos mecânicos e químicos do intemperismo produziam muitos detritos, desenvolvendo sistemas fluviais muito maiores do que os conhecidos na atualidade. Com ausência da ação de raízes, o material detrítico seria rapidamente removido, e a estabilidade do canal seria baixa, tendo por resultado um preponderante alargamento dos canais com abundante carga. Um exemplo é o Grupo Pretoria do Supergrupo Transvaal da África do Sul, que se desenvolveu em vastos sistemas entrelaçados de delta em uma bacia lacustre distal (Mueller & Miall 1998). O Supergrupo Transvaal foi correlacionado às rochas supracrustais paleoproterozóicas do Quadrilátero Ferrífero por Renger et al (1994).

### *Descrição dos sítios*

A primeira descrição dos quartzitos do Itacolomi se deve a Eschwege que os considerava como uma nova rocha em vista de sua grande distribuição e características próprias, sendo denominada por ele de itacolumito ou quartzito itacolomi:

Sua massa principal é constituída de quartzo de estrutura xistosa, finamente granulada. Raramente possui granulação grosseira. Nos grandes membros dessa formação nunca se encontra aquela camada delgada, mas sobressaem-se sempre poderosos bancos, de granulação fina e também grosseira, e às vezes, tão espesso, que muitas vezes não se pode perceber a direção da camada.

Tschudi (1866) reproduziu a descrição do geólogo suíço Dr. Heusser que escalou o pico do Itacolomi em 1859:

O itacolumito, a rocha da qual o Itacolomi é formado, é um arenito friável com textura xistosa. O afloramento das camadas forma as incontáveis pontas já mencionadas, que apontam, todas, para o oeste ou para o nordeste. A inclinação para leste é de 5° a 10°. É provável que esse ângulo tenha sido originariamente maior. Esse baixo mergulho deve ser atribuído à erosão e à conseqüente separação das camadas. Nos planos de xistosidade, vê-se uma corrosão peculiar que lembra o fenômeno do *karste*, só que em uma escala bem menor. A diferença da rocha pode contribuir também, em parte, para a diversidade do intemperismo.

Dorr (1969) salienta que a unidade estratigráfica Série Itacolomi (Guimarães 1931) não deve ser confundida com uma rocha conhecida como o itacolumito — um quartzito micáceo flexível

nomeado originalmente no Quadrilátero Ferrífero, mas de ocorrência conhecida em muitas partes do mundo. A localidade-tipo da Série Itacolomi de Dorr é o pico do Itacolomi que foi descrito por Eschwege e Heusser, além de afloramentos ao sul de Ouro Preto (Figura 7.28).

A localidade-tipo está na porção central do Sinclinal Dom Bosco e compreende uma espessura aproximada de 1800 metros. O pacote é dominado por quartzitos sericíticos com ocorrência acentuada de conglomerado na parte oriental do Pico do Itacolomi, interpretados por Alkmim (1987) como a porção proximal dos deltas aluviais. O quartzito basal apresenta grãos grosseiros de quartzo em uma matriz de granulação fina composta de quartzo, sericita e moscovita, podendo ocorrer estratificação cruzada. Nessa localidade-tipo, o Grupo Itacolomi repousa em discordância erosiva e angular sobre xistos e filitos do Grupo Sabará.



*Figura 7.28 – Vista geral do Pico do Itacolomi no segundo plano localizado no Parque Estadual homônimo, localidade-tipo do Grupo Itacolomi. No primeiro plano vista da cidade de Ouro Preto considerada patrimônio da humanidade pela UNESCO*

O segundo afloramento está localizado na margem da estrada de terra que vai para Lavras Novas, na área conhecida como Chapada. Consiste de uma seqüência espessa de quartzito e conglomerados. Os quartzitos apresentam coloração esbranquiçada e granulação fina à média, com estruturas sedimentares preservadas caracterizadas por estratificações cruzadas de médio porte (Figura 7.29). A terceira exposição corresponde aos quartzitos da Serra de Ouro Branco que foram caracterizados e mapeados em detalhe por Alkmim (1987), caracterizados por granulação média a grosseira (Figura 7.30).



*Figura 7.29 – Detalhe das estratificações cruzadas do quartzito Itacolomi na região de Lavras Novas*



*Figura 7.30 – Aspecto geral da ocorrência dos quartzitos Itacolomi na Serra de Ouro Branco*

#### *Medidas de proteção*

Os sítios estão em bom estado de conservação, localizados em regiões de grande apelo turístico sendo o geoturismo a utilização mais indicada. Para este fim, sugere-se o desenvolvimento de um amplo programa interpretativo associando diferentes meios como: guia de campo, placas, painéis, folder; que poderiam estar disponíveis aos visitantes em pontos turísticos de Ouro Preto e Mariana. Nestes pontos, a história geocológica do QF pode ser contada com maior ênfase para o modelo deposicional do Grupo Itacolomi; além disso, pode-se aproveitar a associação da Serra de Ouro Branco e do Pico do Itacolomi com a história da mineração.

## 7.6. Sítio geológico Cenozóico

### 7.6.1. CANGA DA SERRA DO ROLA MOÇA

#### *Localização*

O Parque Estadual do Rola Moça está localizado na Região Metropolitana de Belo Horizonte nos municípios de Belo Horizonte, Nova Lima, Ibirité e Brumadinho, com sede administrativa no município de Nova Lima (coordenadas UTM 601.103/ 7.781.528). O acesso pode ser feito a partir de Belo Horizonte, pela BR 040, no sentido Rio de Janeiro, até Bairro Jardim Canadá, de onde se segue por uma estrada asfaltada por aproximadamente 3 km até a portaria do Parque. O sítio fica localizado a aproximadamente 4 km da entrada do Parque.

#### *Importância do sítio*

Eschwege e Burton analisaram o significado do termo canga, derivado do tupi *tapanhoacanga* onde *acanga* significa cabeça sendo a palavra comumente utilizada para denominar locais, por exemplo: caia-acanga (cabeça de macaco) e tapanhu-acanga (cabeça de negro). Eschwege (1822) acredita que o termo *tapanhoacanga* foi inicialmente utilizado pelos mineradores locais, em virtude da morfologia crespada com desenvolvimento de estruturas botrioidais, no terreno onde essa crosta predomina.

Na definição de Dorr et al (1952), a canga é um manto superficial que capeia outras rochas, com cimento limonítico, variando de fragmentos de minério compacto cimentados por limonita (67% Fe) até material terroso cimentado por limonita (35% Fe). A canga pode ser considerada como semelhante à laterita ferruginosa.

A formação da canga ou laterita ferruginosa se deve ao processo de intemperismo do itabirito, que, em regiões tropicais, pode promover um enriquecimento de ferro no topo do perfil, que depende essencialmente da dissolução da sílica por intermédio das águas pluviais. Segundo Bigarella et al (1996), a formação de couraças ferruginosas é consequência da ação de soluções ferruginosas descendentes que procedem da lixiviação dos solos situados mais acima, sendo que sua cimentação deve-se primordialmente ao ferro.

Os processos de laterização e a consequente formação de canga são relativamente recentes, estando comumente relacionados a processos de aplainamento do relevo gerados por atuação de processos tectônicos. No caso das cangas do Quadrilátero Ferrífero, vários autores associam a formação de lateritas ao desenvolvimento da superfície de aplainamento Sul-Americana definida

por King (1956), considerada Paleógena. Segundo Varjão (1991), trata-se de uma superfície de erosão, tangenciando o topo das colinas.

Dorr et al (1952) acreditam que a erosão das rochas do Quadrilátero Ferrífero foi lenta, com a formação de um extenso peneplano, desde pelo menos o fim do Paleozóico até o Terciário. No fim do Terciário, a região foi consideravelmente elevada e canais profundos e escarpados vêm sendo cavados pela erosão. Tanto no período de peneplanação quanto em períodos posteriores de formação de terraços do Terciário, formaram-se grandes lençóis de canga.

Spier (2005) fez um estudo geocronológico do perfil de intemperismo dos itabiritos do Quadrilátero Ferrífero. Neste estudo, ele datou os minerais de manganês presentes em amostras das minas de Sapecado e Andaime e obteve idades variando de  $61,5 \pm 1,2$  Ma a  $14,2 \pm 0,18$  Ma, sendo a maior parte entre 51 e 41 Ma, com pico em 46,7 Ma. Os resultados obtidos pelo autor sugerem uma prolongada história de intemperismo na região com o atual estágio de desenvolvimento já atingido há 50 Ma, no Paleógeno. No Neógeno, o avanço da frente de alteração foi limitado uma vez que as soluções intempéricas devem ter se tornado ineficientes na promoção desse avanço.

Ao longo da evolução da paisagem do QF, o intemperismo — que atuou de forma diferencial nas rochas — favoreceu a formação de um relevo particular e distinto das áreas adjacentes. A canga, considerada como solo fóssil, testemunha várias mudanças climáticas refletindo condições paleoambientais diferentes das atuais. Segundo Bigarella et al (1996), as condições para o desenvolvimento de lateritas incluem: clima quente; precipitação abundante; longo período de estabilidade geológica; topografia uniforme; altitude adequada. O clima atual do QF caracteriza-se pela alternância anual de estações úmida e seca, com precipitação média anual de 1725 mm. Estas não seriam necessariamente as condições reinantes na época da laterização.

### *Descrição do sítio*

Eschwege, no Pluto Brasilienses, descreve a camada de canga, também denominada pelo autor de conglomerado ferrífero, em uma região próxima a Ouro Preto, sendo sua descrição válida para outras coberturas de canga do Quadrilátero Ferrífero que apresentam as mesmas características embora com espessuras distintas:

Essa grande camada, que propriamente deve ser considerada camada de rocha ferrífera, compõem-se de seixos, raramente rolados, de xisto hematítico (itabirito), de especlarita e de magnetita e limonita, os quais estão ligados uns aos outros, desordenadamente, por um cimento ferruginoso. O cimento é, em alguns sítios, tão escasso, que apenas pode ser distinguido, misturando os fragmentos de hematita e deixando, às vezes, entre um e outro fragmento, pequenas cavidades.

Spix e Martius também fazem observações sobre a ocorrência de canga no Morro de Vila Rica e descrevem a canga da seguinte maneira:

A camada de jazida de minério de ferro, aqui chamada de tapanhoacanga, ou só canga, é uniformemente espalhada sobre grande parte da superfície (...). (...) A massa da jazida consiste em argila mais ou menos avermelhada por óxido de ferro, e sobretudo, de caulinita (...). (...) Nessa massa, encontra-se grande porção, em pedaços de ângulos obtusos, de uma limonita compacta, ora em fragmentos pequenos, ora do tamanho de um pé e mais.

Na Serra do Rola Moça é possível observar a camada de canga nas partes altas da serra, onde adquire aspecto variado, na maioria das vezes, nodular e brechoso, caracterizando-se por uma coloração vermelho-castanha e dureza elevada (Figuras 7.31 e 7.32). A canga cobre, à semelhança de uma crosta, o itabirito e, por ser quimicamente estável e muito resistente à erosão, sustenta o relevo. Devido a essas características, em alguns pontos é possível observar o recuo paralelo das encostas ao redor de perfis capeados pela canga (Figura 7.33).



*Figura 7.31 – Vista geral da canga*



*Figura 7.32 – Detalhe da canga com aspecto brechoso*

As áreas cobertas pela canga suportam uma cobertura de campo rupestre — também denominado de campo ferruginoso, típico do Quadrilátero Ferrífero. Nestas áreas, a vegetação cresce sobre um solo composto de fragmentos muito duros (canga nodular) ou sobre rochas com fendas onde as raízes podem penetrar



*Figura 7.33 – Visão geral do recuo das encostas provocado pela erosão da canga que cobre o itabirito*

### *Medidas de proteção*

Embora o sítio esteja em bom estado de conservação e esteja localizado na área do Parque Estadual do Rola Moça, criado em setembro de 1994 pelo Decreto Estadual 36.071/94, algumas ameaças — dentre as quais, o turismo predatório e os incêndios criminosos — são comuns no local, e podem afetar o sítio proposto. O uso mais indicado para o sítio é o geoturismo sendo importante também o desenvolvimento de um programa de sensibilização ambiental direcionado aos problemas associados ao turismo predatório e aos incêndios criminosos.

Sugere-se o desenvolvimento de um programa interpretativo salientando a importância geoecológica da canga, suas características e processos de formação e sua relação com a vegetação. Nas áreas cobertas pela canga, desenvolve-se uma cobertura de campo rupestre denominada de campos ferruginosos, que são típicos do Quadrilátero Ferrífero e considerados os maiores atrativos do Parque Estadual do Rola Moça. Além desses elementos, o programa deve abarcar também: o significado geomorfológico da canga e sua importância como indicador climático e o interesse despertado por esse tipo de ocorrência em vários viajantes naturalistas que estiveram no QF.

Podem ser utilizados vários meios interpretativos, mas os mais indicados são as placas e painéis em locais estratégicos de observação.