









# **FERRO**

#### **Fabrício Caxito**

Diretor do CPMTC (Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa) Geologia - Instituto de Geociências Universidade Federal de Minas Gerais facaxito@yahoo.com.br

#### **Tatiana Gonçalves Dias**

tati\_gdias@yahoo.com.br

# SUMÁRIO

1. ASPECTOS GERAIS	1
1.1. Mineralogia	1
1.2. Aplicações	4
2. GEOLOGIA	5
2.1. Principais tipos de depósitos de ferro	5
2.2. Formações ferríferas bandadas	5
2.2.1. Alteração hidrotermal das Formações Ferríferas Bandadas	10
2.3. DEPÓSITOS DE ALTERAÇÃO SUPERFICIAL (LATERÍTICOS)	
2.4. DEPÓSITOS RELACIONADOS À ATIVIDADE MAGMÁTICA (KIRUNA E LAHN-DILL)	
2.5. DEPOSITOS DE METAMORFISMO DE CONTATO (TIPO SKARN)	13
2.0. FORMAÇÕES FERRIFERAS OOLITICAS (TIPO CLINTON-IVIINETTE)	
3. PRINCIPAIS DEPÓSITOS DE FERRO DE MINAS GERAIS	14
3.1. O Quadrilátero Ferrífero	
3.2. Província Ferrífera Conceição do Mato Dentro	
3.3. Província Ferrífera Nova Aurora (Porteirinha)	
4. HISTÓRICO DA MINERAÇÃO DE FERRO EM MINAS GERAIS	
4.1. Aspectos geometalúrgicos	23
5. ASPECTOS ECONÔMICOS	25
5.1. Produção interna	25
5.2. Comércio Exterior	27
5.3. Consumo interno	
	29
5.4. PROJETOS EM ANDAMENTO E/OU PREVISTOS	<i>L</i> J

## **1. ASPECTOS GERAIS**

O minério de ferro possui importância crucial para o desenvolvimento histórico do estado de Minas Gerais. É um dos mais importantes bens minerais para o desenvolvimento industrial da nação, uma vez que é parte essencial da indústria do aço, onde mundialmente cerca de 98% de todo o minério de ferro extraído é utilizado, sendo que o restante é utilizado em indústrias de ferro-liga e cimentos.

Os principais depósitos de ferro no mundo localizam-se no Brasil, Austrália, Canadá, África do Sul e Rússia (Figura 1). O Brasil e a Austrália dominam a produção mundial de ferro, cada um com cerca de um terço das exportações totais no mundo (USGS 2017). Além de possuir cerca de 13% das reservas mundiais, o minério de ferro brasileiro geralmente apresenta alto teor, acima de 62%, em comparação com a média mundial de cerca de 51,6% (BDMG 2002). As principais regiões produtoras de minério de ferro no Brasil são o Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais, a Província Mineral de Carajás no Pará e a região de Corumbá (Urucum) no Mato Grosso do Sul (Figura 1). Destacam-se ainda em Minas Gerais os depósitos de ferro da região de Nova Aurora (Porteirinha) e da região de Conceição do Mato Dentro.

O ferro é um dos elementos mais abundantes na Terra, correspondendo a cerca de 30% da composição química do planeta. Porém, apenas cerca de 4% da crosta superior é composta por ferro (Taylor & McLennan 1985). Esta discrepância entre a composição da crosta superior e a composição total da Terra é explicada pela presença de um núcleo rico em ferro e níquel no interior do planeta.



**Figura 1.** Principais depósitos de minério de ferro no mundo. Fonte: Adaptado de Bekker *et al.* (2010) e Hagemann *et al.* (2015).

## 1.1. Mineralogia

Existem aproximadamente 300 minerais que possuem o ferro como componente essencial, mas destes, apenas os óxidos apresentam concentrações suficientes para serem tratados como minério. O ferro nativo (fora da estrutura de algum mineral) é raro na natureza. O minério de ferro consiste de óxidos de ferro (Figura 2), cujas formas primárias

são a magnetita (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>) e a hematita (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), substâncias que, quando aquecidas na presença de um agente redutor, liberam ferro em sua forma metálica (Fe). Além destes óxidos, o ferro ocorre ainda naturalmente na forma de hidróxidos (p. ex. goethita e limonita), sulfetos (pirita, calcopirita e pirrotita), carbonatos (p.ex. siderita e ankerita) e em silicatos (greenalita e anfibólios como riebeckita e grunerita).



Figura 2. Exemplos dos principais minerais que contêm ferro. A) Hematita (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), variedade especularita. B) Hematita (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) com iridescência. C) Magnetita (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>) octaédrica. O cristal maior tem cerca de 1,8 centímetro de comprimento. D) Agregado de piritas (FeS<sub>2</sub>) cúbicas. E) Limonita (FeO(OH)·nH<sub>2</sub>O), um pseudomorfo hidratado da pirita. F) Siderita de Redruth, Cornuália. O espécime tem 4,3 cm de comprimento. Fotos gentilmente cedidas por: A) e D) Leandro Amaral, Luiz Menezes Minerais; B) e E) Henrique Borgatti, HB Minerais. C) Rob Lavinsky & iRocks.com– CC-BY-SA-3.0 (Wikimedia Commons. Acesso em 13/7/2018); F) Didier Descouens (Wikimedia Commons. Acesso em 13/7/2018).

A hematita (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) (Figura 2A e 2B) apresenta cor preta, cinza metálico ou vermelho sangue, brilho metálico, hábito romboédrico, tabular, granular, laminar, botrioidal, compacto, ou terroso, com dureza 5,5-6,5, e densidade relativa 4,9-5,3 g/cm<sup>3</sup>. A principal característica diagnóstica é o traço vermelho deixado em placas de porcelana. Apresenta 70% de ferro. Sob condições de fugacidade de oxigênio crescente, a magnetita pode se transformar em hematita que preserva seu hábito original (pseudomorfose), que recebe neste caso o nome de martita.

A magnetita (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>) (Figura 2C) apresenta cor preta, brilho metálico, hábito octaédrico, dodecaédrico, cúbico, maciço ou granular, sem clivagem distinta, com dureza 5,5-6, e densidade relativa 5,1 g/cm<sup>3</sup>. As principais características diagnósticas para a sua identificação são o seu forte magnetismo e o traço preto deixado em placas de porcelana. Apresenta 72% de ferro, sendo composta por 31% de FeO e 69% de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

A goethita (FeO(OH)) é um óxido de ferro hidratado, com 90% de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e 10% de H<sub>2</sub>O, por vezes apresentando-se inconsistente e de textura porosa, com brilho opaco a adamantino. Pode apresentar hábito prismático, fibroso, maciço, radial, botrioidal ou estalactítico, com dureza de 5 a 5,5 e densidade relativa 3,3 a 4,3 g/cm<sup>3</sup>. Forma-se tipicamente sob condições oxidantes como um produto do intemperismo dos óxidos de ferro.

A pirita (FeS<sub>2</sub>) (Figura 2D) e a pirrotita (FeS) são sulfetos de ferro. A pirita apresenta cor amarelo latão e brilho metálico, hábito cúbico, octaédrico, ou dodecaédrico pentagonal, dureza 6,0 a 6,5, densidade relativa 4,95 a 5,10 g/cm<sup>3</sup>, com 53,4% de S e 46,6% de Fe. A pirrotita apresenta cor bronze, amarelo ou vermelho cobre, brilho metálico, clivagem basal perfeita, hábito prismático, tabular ou piramidal, dureza 3,5 a 4,5 e densidade relativa 4,5 a 4,87 g/cm<sup>3</sup>, com 39,6% de S e 60,4% de Fe. Apresenta fraco magnetismo, em grau variável. A oxidação superficial da pirita e da pirrotita pode produzir depósitos de ferro secundários, gerando por exemplo a limonita (Fe(OH)<sub>3</sub>.nH<sub>2</sub>O) que pode preservar o hábito original da pirita (pseudomorfo) (Figura 2E). Em meio aos sulfetos de ferro, destaca-se ainda a calcopirita (CuFeS<sub>2</sub>), de cor amarelo latão e brilho metálico, hábito maciço, compacto ou tetraédrico, dureza 3,5 a 4, e densidade relativa 4,1-4,3 g/cm<sup>3</sup>. É composta por 34,5% Cu, 30,5% Fe, e 35,0% S. Os sulfetos de ferro diferenciam-se entre si pela dureza, densidade, cor e traço.

A siderita (FeCO<sub>3</sub>) (Figura 2F) é um carbonato de ferro com 62,1% de FeO e 37,9% de CO<sub>2</sub>, de cor castanha clara a escura, transparente e de brilho vítreo, com dureza 3,5 a 4 e densidade relativa 3,7-3,9 g/cm<sup>3</sup>, e clivagem romboédrica perfeita. O conteúdo de ferro da siderita pura pode chegar a até cerca de 48%, mas na maioria das sideritas o ferro é substituído parcialmente por manganês, magnésio ou cálcio. A siderita é um componente comum em algumas formações ferríferas bandadas pré-cambrianas, principalmente as da fácies carbonato de James (1954). Outro carbonato de ferro que pode ocorrer nestas rochas é a ankerita (Ca(Fe,Mg,Mn)(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>), com 27,2% CaO; 5,9% MgO; 20,9% FeO; 3,4% MnO e 42,6% CO<sub>2</sub>. A ankerita apresenta hábito romboédrico, às vezes colunar e fibroso; clivagem perfeita em duas direções com ângulo de 73°45′, dureza 3,0-4,0, densidade relativa 2,86-2,93 g/cm<sup>3</sup>, brilho vítreo a perláceo e diversas cores (branco, incolor, verde, amarelo, marrom, rosa).

#### 1.2. Aplicações

A principal aplicação do minério de ferro (cerca de 98% de todo o minério extraído no mundo) é na indústria do aço, que é, basicamente, uma liga de ferro e carbono. O aço encontra-se presente como uma matéria-prima básica utilizada em diversos produtos e aspectos da vida moderna, com aplicações na engenharia civil, na indústria de transportes e automobilística, na produção de aparelhos eletroeletrônicos, e em vários outros setores de produção.

A produção do aço é realizada em três fases (Jesus 2009):

1) **Redução** do minério de ferro: é feita nos altos-fornos carregados com granulados ou aglomerados de minério de ferro, calcário e coque ou carvão vegetal. Nesta fase, o oxigênio é retirado dos óxidos de ferro e a carga é fundida, produzindo o ferro gusa, uma liga de ferro e carbono contendo silício, manganês, fósforo e enxofre;

2) **Refino**, quando o ferro gusa é transferido para as usinas de aço, onde este é transformado em aço através da queima das impurezas e adições. O refino é feito em fornos a oxigênio ou elétricos, onde o ferro gusa é transformado em aço líquido, que é então solidificado em equipamentos de lingotamento;

3) **Laminação**, onde os semiacabados, lingotes e blocos produzidos no lingotamento são deformados mecanicamente e transformados em produtos finais da siderurgia, como chapas grossas e finas, vergalhões, bobinas, etc., para então serem encaminhados para o uso industrial.

## 2. GEOLOGIA

## 2.1. Principais tipos de depósitos de ferro

Os maiores e mais importantes depósitos de minério de ferro do mundo encontramse hospedados em Formações Ferríferas Bandadas (FFBs), rochas de origem sedimentar química. A alteração hidrotermal destas rochas, que contam geralmente com cerca de 30 a 35% de Fe em sua composição, pode elevar o seu teor em Fe para acima de 60%, gerando os chamados depósitos de alto teor, a mais importante fonte de ferro no mundo. Além da alteração hidrotermal hipogênica, os depósitos de ferro hospedados em FFBs podem ainda sofrer alteração supergênica, gerando os depósitos do tipo laterítico. Os outros tipos de depósitos de ferro (Kiruna / Lahn-Dill, Skarn, Clinton-Minette) apresentam importância secundária em relação aos depósitos hospedados em FFBs.

#### 2.2. Formações ferríferas bandadas

As FFBs foram classicamente definidas por James (1954) como rochas sedimentares químicas, tipicamente bandadas ou laminadas, contendo 15% ou mais de ferro de origem sedimentar. Comumente, as bandas ou lâminas alternadas apresentam espessura de alguns milímetros até poucos centímetros (Figura 3), intercalando bandas avermelhadas ou escuras ricas em óxidos de ferro (magnetita e hematita) com bandas claras compostas quase exclusivamente por sílica microcristalina (chert).



**Figura 3.** Exemplos de Formações Ferríferas Bandadas. A) FFB dobrada paleoproterozoica da Formação Cauê, Quadrilátero Ferrífero. B) FFB com clasto caído da Formação Santa Cruz, distrito de Urucum, Corumbá - MS, depositada sob influência glacial no Neoproterozoico. Fotos: Acervo particular de F. Caxito.

De acordo com o mineral de ferro predominante, James (1954) sugeriu ainda uma divisão em quatro fácies principais: fácies óxido (magnetita e hematita), carbonato (ricas em ankerita e siderita), silicato (ricas em stilpnomelana, greenalita e riebeckita) e sulfeto (ricas em pirita, calcopirita e outros sulfetos de ferro), sendo que a última fácies não é mais considerada atualmente como FFB e sim como folhelho carbonáceo rico em pirita (Bekker *et al.* 2010). Essas fácies normalmente apresentam passagens gradacionais uma para a outra e possuem termos intermediários entre si, de acordo com as proporções relativas de cada mineral em uma FFB.

A deposição de uma FFB é um evento geológico dependente da interação complexa entre diversos fatores geoquímicos, biológicos, tectônicos e magmáticos (Bekker *et al.* 2010). Por isto, apesar de ocorrer em todo o registro geológico, a deposição das FFBs é altamente concentrada em períodos específicos (Figura 4), sendo que mais de 90% das FFBs no mundo foram depositadas entre 2,0 e 2,5 bilhões de anos atrás (James & Trendall 1982).



**Figura 4.** Principais períodos de deposição de FFBs no tempo geológico. As curvas vermelhas representam a quantidade relativa de FFBs depositadas em cada intervalo. A linha azul representa a quantidade relativa de oxigênio na atmosfera (pO<sub>2</sub>, em%) no tempo geológico até os dias atuais, em que perfaz cerca de 21% de sua composição. GOE = *Great Oxygenation Event* ou Grande Evento de Oxigenação; NOE = *Neoproterozoic Oxygenation Event* ou Evento Neoproterozoico de Oxigenação. Os principais períodos de deposição de FFBs do tipo Algoma, Lago Superior e Rapitan são indicados, assim como os principais depósitos de Minas Gerais.

Desde os trabalhos clássicos de Cloud (1965, 1973), considera-se que, para depositar uma FFB, é necessário oxidar o Fe(II), solúvel na água do mar, em Fe(III), insolúvel, que desta forma precipita-se no fundo oceânico formando os depósitos sedimentares (Figura 5A). Durante o Arqueano e até o início do Paleoproterozoico (cerca de 4 a 2,5 bilhões de anos atrás), uma grande quantidade de Fe(II) pôde ser acumulada em solução nos oceanos do planeta, por que a atmosfera era basicamente livre de oxigênio (Figura 4). Este Fe(II) vinha principalmente da atividade vulcânica submarina, especialmente em períodos de alta fertilidade magmática devido a alterações mantélicas, quando as Grandes Províncias Ígneas (*Large Igneous Provinces*) foram desenvolvidas (Klein & Beukes 1989; Beukes *et al.* 1990; Bekker *et al.* 2010).

O surgimento de organismos fotossintéticos (cianobactérias) gerou uma grande quantidade de O<sub>2</sub> como subproduto de seu metabolismo, que eventualmente acumulou-se na atmosfera, ocasionando a catástrofe do oxigênio que eliminou grande quantidade de microorganismos que não possuíam proteção contra um ambiente rico nesse reagente. Dessa forma, o principal período de deposição de FFBs, através da oxigenação do Fe(II)

dissolvido pelo oxigênio produzido pelas cianobactérias, é considerado como uma forte evidência para um Grande Evento de Oxigenação (*Great Oxygenation Event* – GOE), há aproximadamente 2,4 bilhões de anos atrás (Figura 4). Este evento é também sugerido por diversas linhas de evidência geoquímicas e biológicas (p. ex. Canfield 1998, Bekker *et al.* 2004, Scott *et al.* 2008, Frei *et al.* 2009, Farquhar *et al.* 2011).

Modelos alternativos foram propostos para a deposição das FFBs. Um modelo inteiramente abiológico foi proposto por Cairns-Smith (1978) e Braterman *et al.* (1983), onde a oxidação do Fe(II) em águas superficiais seria causada por um efeito fotoquímico através da interação com a radiação ultravioleta, uma vez que o planeta não possuía ainda a camada de ozônio protetora (Figura 5B). Tosca *et al.* (2016) propõem que a falta de organismos que utilizam a sílica como matéria-prima para a fabricação de esqueletos no Arqueano pode ter promovido uma variedade de reações entre o Fe(II) e a sílica dissolvida, e sugerem que mudanças no pH da água do mar poderiam promover estas reações e a deposição das FFBs.



**Figura 5.** Modelos de deposição das FFBs. A) A oxigenação da atmosfera causa uma estratificação do oceano, com uma camada superior oxigenada e uma camada profunda anóxica. O oxigênio livre pode ter sido gerado como subproduto da fotossíntese realizada por cianobactérias, que permitiu a acumulação de quantidade suficiente para realizar a oxidação em grande escala do Fe(II) para Fe(III) há cerca de 2,4 bilhões de anos. B) Modelo alternativo onde a oxidação do Fe(II) em águas superficiais seria causada por um efeito fotoquímico através da interação com a radiação ultravioleta, devido à ausência da camada protetora de ozônio na atmosfera arqueana / paleoproterozoica. Nesse modelo não é necessário um oceano estratificado em relação à quantidade de oxigênio dissolvido.

De qualquer maneira, o período principal de deposição das FFBs é seguido por quase um bilhão de anos em que as FFBs se tornam extremamente raras, o chamado "Boring Billion", entre cerca de 1,8 e 0,8 bilhões de anos atrás (Figura 4). Então, durante o Neoproterozoico, o planeta Terra viveria as maiores e mais extremas variações climáticas, biológicas, tectônicas e químicas de sua história, incluindo períodos de glaciação extrema (Snowball Earth) e de extremo efeito estufa (Greenhouse Earth), a quebra de um supercontinente (Rodínia) e a dispersão dos seus fragmentos até a sua reunião em um novo supercontinente (Gondwana), um novo evento global de oxigenação (NOE – Neoproterozoic Oxygenation Event) e, na culminação do período Ediacarano, a enorme diversificação de formas de vida complexas que resultou na explosão cambriana que se seguiu. O Neoproterozoico marca também o retorno da deposição de grandes quantidades de FFBs no registro geológico, após o Boring Billion (Figura 4).

Recentemente, o papel da vida microbial na precipitação e alteração pós-deposicional das FFBs vêm ganhando bastante atenção, uma vez que minerais portadores de Fe(II) tais como magnetita e carbonatos ricos em ferro são produtos finais comuns da redução dissimilatória do ferro, um tipo de metabolismo comum para algumas bactérias e Archaea (Walker 1984, Lovley *et al.* 1987, Teixeira *et al.* 2017).

De acordo com as características geológicas e o ambiente de deposição e tectônico inferido, Gross (1980, 1983) dividiu as FFBs em duas categorias: Algoma e Lago Superior. Um terceiro tipo, o tipo Rapitan (Young 1976, Klein & Beukes 1993), com influência glaciogênica no Neoproterozoico, foi também sugerido (Figura 6).

As FFBs do tipo Algoma são associadas a rochas vulcânicas, folhelhos, grauvacas e sequências turbidíticas, tipicamente formando parte de *greenstone belts* (cinturões de rochas verdes) de idade principalmente Arqueana e Paleoproterozoica. São, dessa forma, unidades formadas nas proximidades de centros vulcânicos, e com grande influência destes em sua deposição. Em comparação a FFBs do tipo Lago Superior, apresentam, em geral, menor volume e distribuição espacial mais restrita.





As FFBs do tipo Lago Superior estão associadas a espessas camadas de rochas sedimentares depositadas em plataformas continentais marinhas e em bacias do tipo rifte, em ambiente de margem passiva, principalmente no Paleoproterozoico. Nesses ambientes

encontram-se associadas a dolomitos, quartzitos, folhelhos negros e, em menores quantidades, tufos e outras rochas de origem vulcânica. As FFBs desse tipo abrigam alguns dos maiores e mais potentes depósitos de minério de ferro do mundo. A instalação dos primeiros continentes e supercontinentes no final do Arqueano, através da amalgamação de blocos continentais menores, permitiu o desenvolvimento pela primeira vez, no início do Paleoproterozoico, de extensas áreas de plataforma continental onde grandes bacias de margem passiva puderam ser desenvolvidas. A disponibilidade desse espaço de acomodação foi importantíssima para a deposição das grandes quantidades de FFBs do tipo Lago Superior entre 2,5 e 2,0 Ga.

As FFBs do tipo Rapitan tipicamente apresentam forte influência de sedimentação glacial (Figura 3B e Figura 7), e ocorrem, dessa forma, associadas a litotipos glaciogênicos, como diamictitos e camadas com clastos caídos de icebergs, além de conglomerado, grauvaca, arenito e argilito (Klein 2005). São formadas normalmente em bacias do tipo rifte intracontinental ou bacias sobre blocos falhados ao longo de margens continentais. Estas FFBs representam um pico adicional de deposição há cerca de 740-630 milhões de anos, após um hiato de mais de um bilhão de anos sem deposição de FFBs (Figura 4).



**Figura 7.** Modelo de deposição das FFBs do tipo Rapitan no Neoproterozoico (Criogeniano). O desenvolvimento de capas de gelo que cobriram os oceanos durante as glaciações globais (*Snowball Earth*) permitiu que grandes quantidades de Fe(II) insolúvel se acumulassem novamente nas águas oceânicas, que se tornaram temporariamente redutoras devido ao bloqueio da troca geoquímica de oxigênio entre a atmosfera e os oceanos. Quando as capas de gelo foram derretidas, o contato súbito do oxigênio atmosférico com a água do mar causou a estratificação do oceano e a deposição de FFBs após um hiato de mais de um bilhão de anos (o chamado *Boring Billion*). FFBs do tipo Rapitan são caracterizadas pela associação com sedimentos glaciogênicos e a presença de clastos caídos (*dropstones*) provenientes dos icebergs em processo de derretimento. Normalmente são depositadas em bacias do tipo rifte intracontinental ou sobre blocos falhados do embasamento.

Nessa época, os registros das mais intensas glaciações encontram-se preservados em estratos rochosos de todo o planeta, incluindo em regiões que estariam próximas ao Equador, o que pode sugerir que praticamente todo o planeta se encontrou temporariamente glaciado, um estado conhecido como Terra Bola de Neve ou *Snowball Earth* (Hoffman *et al.* 1998). A camada de gelo que cobriu então a superfície do oceano interrompeu a troca geoquímica de oxigênio entre a atmosfera e as águas oceânicas e

permitiu que grandes quantidades de Fe(II) se acumulassem novamente dissolvidas nestas últimas, que se tornaram momentaneamente redutoras. A brusca deglaciação ocasionada pela acumulação de CO<sub>2</sub> de origem vulcânica na atmosfera terrestre (causando efeito estufa ou *Greenhouse Earth*), uma vez que o ciclo de intemperismo, que consome CO<sub>2</sub>, ficou temporariamente interrompido devido à falta de água líquida na superfície terrestre, ocasionou o derretimento das capas de gelo e a rápida oxigenação da grande quantidade de Fe(II) dissolvida nos oceanos, formando assim os depósitos do tipo Rapitan. Nesse tipo de depósito, fragmentos da crosta continental que foram raspados pelas geleiras podem se desprender dos icebergs em derretimento, causando uma chuva de detritos que pode ocasionar a formação de clastos caídos (*dropstones*), fragmentos de rochas exóticas (raspados de diferentes porções do continente pelas geleiras) que, ao se desprenderem dos icebergs e caírem sobre o leito oceânico, deformam a laminação plana dos sedimentos ferríferos depositados no fundo do mar (Figura 3B e Figura 7).

De acordo com a textura e a composição, as formações ferríferas podem ainda ser classificadas em outro tipo, as Formações Ferríferas Granulares (FFG). As FFGs são ricas em detritos, predominantemente de granulometria tamanho areia e apresentam estratificação cruzada e marcas de onda, indicando ambiente raso de alta energia. São consideradas como equivalentes rasos das FFBs depositadas em ambientes mais profundos. Ao serem depositadas em ambientes mais rasos, as FFGs podem ser retrabalhadas por ondas e correntes de tração, que não chegam aos ambientes profundos. FFBs são dominantes nas sucessões de idade Arqueana ao começo do Paleoproterozoico, enquanto as FFGs são muito mais comuns em sucessões Proterozoicas posteriores ao GOE (Trendall 2002, Bekker *et al.* 2010).

#### 2.2.1. Alteração hidrotermal das Formações Ferríferas Bandadas

Em geral, para que um depósito de ferro seja viável economicamente, é preciso que tenha ocorrido a reconcentração do ferro nas FFBs por processos pós-deposicionais, geralmente hidrotermalismo associado a grandes estruturas como falhas e dobras. Nesses processos hidrotermais a sílica é lixiviada, concentrando o ferro que pode ocorrer na forma de minerais neoformados, tais como a hematita especularítica (Figura 2A). Através dos processos hidrotermais, FFBs que apresentam quantidades razoáveis de Fe, entre 30 e 35% (Klein 2005) podem chegar a concentrações acima de 60% de ferro, dessa forma caracterizando os depósitos de alto teor (Hagemann *et al.* 2015).

O chamado sistema de minério de ferro hospedado em FFB (Hagemann *et al.* 2015) representa os maiores depósitos e de mais alto grau de minério de ferro no mundo. Esse sistema é normalmente controlado estruturalmente, principalmente através de sistemas de falhas quilométricos, que permitem que grandes volumes de fluidos hidrotermais circulem entre as FFBs durante eventos deformacionais tardios ou mesmo durante eventos extensionais relacionados à formação das bacias. Fluidos supergênicos também podem acessar estas estruturas durante o Cenozoico, gerando uma segunda remobilização dos elementos e os depósitos do tipo laterítico (discutidos adiante).

A transformação das FFBs para depósitos de minério de ferro é controlada pela permeabilidade estrutural e pela alteração hipogênica causada por fluidos profundos

(magmáticos ou bacinais) e por águas meteóricas antigas, além do enriquecimento supergênico que pode se seguir. Na maioria dos grandes depósitos, três estágios hipogênicos principais e um estágio supergênico são observados (Hagemann *et al.* 2015): 1) lixiviação da sílica e formação de magnetita e localmente carbonato; 2) oxidação da magnetita para hematita (martitização), continuação da dissolução do quartzo e formação de carbonato; 3) continuação da martitização, substituição de silicatos de Fe por hematita, microtabular ou especularítica, e dissolução dos carbonatos; e 4) substituição da magnetita e dos carbonatos remanescentes por goethita e magnetita e formação de minerais fibrosos de quartzo e argilominerais.

## 2.3. Depósitos de alteração superficial (lateríticos)

São formados pelo intemperismo e alteração superficial das rochas ricas em ferro, especialmente as FFBs, através da lixiviação preferencial das camadas ricas em sílica e acumulação secundária de minerais ricos em ferro. Os minerais de ferro são geralmente hidratados, o que apresenta um problema em termos geometalúrgicos por apresentarem altos teores de outros elementos em sua estrutura cristalina (Santos & Brandão 2003). As cangas lateríticas que se desenvolvem no topo das paisagens do Quadrilátero Ferrífero são exemplos de depósitos de alteração superficial (Figura 8). Normalmente formam capas duras e escuras que são mais resistentes aos processos de erosão e por isto podem ser encontradas em topos de serra e relevos preservados.



**Figura 8.** Canga, uma capa laterítica avermelhada desenvolvida através do intemperismo das FFBs da Formação Cauê, que capeia os topos das serras no Quadrilátero Ferrífero. Localidade: Serra da Moeda. Foto gentilmente cedida pelo geólogo Felipe Moreira.

O modelo clássico de evolução das crostas lateríticas (Ramanaidou & Morris 2009) explica o grande volume de minério supergênico, com até 200 metros de espessura, que ocorre tanto no Brasil (por exemplo, no Quadrilátero Ferrífero e em Carajás) como em outras regiões do mundo como nos distritos de Hamersley, na Austrália, e Simandou, em Guiné (Hagemann *et al.* 2015). Estes depósitos ocorrem em morros e platôs onde as camadas de FFBs formam topos resistentes à erosão, que foram sujeitos a períodos de soerguimento e infiltração de águas meteóricas cenozoicas, de acordo com as condições climáticas e geomorfológicas. A sílica e os carbonatos são lixiviados pelas águas meteóricas frias, e o

ferro é concentrado sob condições oxidantes tanto como minerais residuais (hematita, magnetita) quanto como minerais neoformados (hematita, maguemita e goethita), localmente com gibbsita, kaolinita e fosfatos ricos em Al e Fe e oxi-hidróxidos de Mn.

A lateritização causa a formação de minérios friáveis e pulverulentos, e localmente pode causar a preservação de corpos de minério primário rico em hematita/magnetita. Para que o enriquecimento supergênico seja efetivo, as camadas de FFBs devem funcionar como um aquífero confinado ou parcialmente confinado por unidades impermeáveis, como folhelhos, rochas máficas maciças, ou zonas milonitizadas. O fluxo das águas meteóricas recentes é controlado pela permeabilidade estrutural das FFBs causada por fraturamento e pelo colapso de estruturas devido à lixiviação de carbonatos e quartzo. O fósforo, um dos principais elementos contaminantes do minério de ferro, é sujeito à rápida remobilização durante a supergênese, devido à dissolução de apatita de granulação fina nas FFBs (Hagemann *et al.* 2015).

Estudos geocronológicos utilizando os sistemas <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar e (U-Th)/He em crostas lateríticas (canga) do Quadrilátero Ferrífero (Spier *et al.* 2006; Monteiro *et al.* 2014) mostram que a dissolução e precipitação dos oxi-hidróxidos de ferro começou no Paleógeno, há cerca de 48.1 ± 4.8 Ma, e continua até o presente, sendo menos efetiva durante o Neógeno. Essas idades são consistentes também com a formação de crostas lateríticas ricas em Fe na região de Carajás e na África Oriental, com a maioria das idades acumulando-se entre 46-47 Ma, embora algumas idades mais antigas mostrem que a evolução das crostas lateríticas ricas em Mn pode ter começado ainda no Cretáceo Superior (Hagemann *et al.* 2015).

#### 2.4. Depósitos relacionados à atividade magmática (Kiruna e Lahn-Dill)

Os depósitos do tipo Kiruna (localidade na Suécia) ocorrem associados a rochas ígneas cálcio-alcalinas a alcalinas, típicas de arcos magmáticos tais como os Andes, e por isto alguns pesquisadores sugerem que o minério é gerado no processo de diferenciação magmática, embora a interpretação de sua gênese seja ainda controversa (Nystrom & Henriquez 1994; Frietsch & Perdahl 1995). Este tipo de minério é formado basicamente por magnetita de granulação fina com apatita finamente disseminada, com alguns minerais acessórios como actinolita, biotita, calcita, quartzo, titanita, diopsídio e albita (Chemale Jr. & Takehara 2013). O depósito forma corpos tabulares ou diques, como massas concordantes a subconcordantes e na forma de lentes e *pods* de minério maciço a submaciço.

Depósitos do tipo Kiruna ocorrem espalhados no tempo geológico, do Proterozoico ao Recente. Na localidade-tipo na Suécia, estão encaixados nas rochas magmáticas do *Greenstone belt* de Kiruna, com idade entre 1,93 Ga e 2,2 Ga, que foram hidrotermalizadas em cerca de 1,8 Ga (Cliff *et al.* 1990; Romer *et al.* 1994). Esse tipo de depósito é também comum na Cordilheira dos Andes no Chile, onde ocorrem ao longo do Cinturão Ferrífero, alongado por cerca de 500 km na direção N-S, com reservas estimadas de 2.000 Mt a 60% Fe (Oyarzún *et al.* 2003). Os corpos estão encaixados nas lavas andesíticas da Formação Bandurrias, extrudidas no Cretáceo Inferior (Espinoza 1990).

Já os depósitos do tipo Lahn-Dill ocorrem em sequências vulcano-sedimentares do Devoniano e do Carbonífero Inferior do Orógeno Variscano na Europa Central (Quade 1976).

Os corpos de minério formam pequenos horizontes singenéticos ricos em hematita, limitados por rochas vulcânicas submarinas, e desenvolvidos sobre o topo dos antigos centros de extrusão de lava. Os teores são variáveis, mas podem atingir as maiores concentrações de ferro conhecidas em ambientes sedimentares, em corpos de hematita pura. A reserva de minério de um depósito individual destes é geralmente pequena, da ordem de 5 Mt; no entanto, em um só distrito com vários centros de erupção podem atingir até cerca de 100 Mt.

#### 2.5. Depósitos de metamorfismo de contato (tipo Skarn)

Os depósitos do tipo Skarn se formam pelo metamorfismo de contato de um conjunto de rochas encaixantes carbonáticas devido ao calor resultante de uma intrusão ígnea. A mineralização predominante é de magnetita, associada com minerais de ganga cálcicos ou magnesianos. Esse tipo de depósito apresenta formas variáveis, como corpos estratiformes, canais verticais, camadas controladas por falhas, lentes e veios maciços, ou zonas de minério irregulares ao longo das margens das intrusões. Os minérios podem apresentar textura do tipo hornfels, granoblástica, e a magnetita ocorre maciça ou disseminada em veios (Chemale Jr. & Takehara 2013).

*Skarns* de Fe podem ocorrer em ambientes de arcos de ilha ou em margens continentais adelgaçadas por processo de rifting, devido às intrusões de diques de gabros, sienitos, e gabro-dioritos nas camadas calcárias da sequência sedimentar sobrejacente, ou ainda ao longo de margens ativas do tipo cordilheirana, onde granodioritos e granitos que intrudem rochas sedimentares dolomíticas ou calcárias na pilha sedimentar.

## 2.6. Formações ferríferas oolíticas (tipo Clinton-Minette)

O minério de ferro do tipo Clinton-Minette é composto por pequenos oólitos, que são grãos arredondados de tamanho areia (0,25 a 2,00 mm) formados por camadas concêntricas de minerais de ferro (limonita, siderita, chamosita, goethita, magnetita, hematita, greenalita e pirita em menor quantidade). As formações ferríferas oolíticas são também chamadas de ironstones. Os dois principais períodos de deposição dos ironstones são no Ordoviciano-Siluriano e no Devoniano (Petranek & Van Houten 1997), em ambientes marinhos rasos de plataforma continental. A gênese dos depósitos de ferro oolíticos é ainda bastante discutida, sendo que alguns autores postulam uma relação direta entre atividade vulcânica e esses depósitos, enquanto outros sugerem que o decréscimo de aporte de material continental às bacias marinhas pode propiciar as condições para sua formação.

Esses depósitos são denominados do tipo Minette na Europa, onde se encontram intercalados em rochas de plataforma continental ordovicianas como folhelho carbonoso, argilito e calcário. Ocorrem na Inglaterra, França, Bélgica e Luxemburgo, com cerca de até 35% de ferro. Em geral não são economicamente viáveis, tendo sido utilizados apenas em períodos de escassez. Na América do Norte, são denominados do tipo Clinton e ocorrem nas sequências plataformais silurianas encontras nos Apalaches do sul do Canadá até o Alabama (Chemale Jr. & Takehara 2013).

## 3. PRINCIPAIS DEPÓSITOS DE FERRO DE MINAS GERAIS

Em Minas Gerais, os principais depósitos de ferro (Figura 9, Tabela 1) ocorrem em três províncias (Figura 10): O Quadrilátero Ferrífero, que apresenta importância mundial, e as províncias Conceição do Mato Dentro e Nova Aurora (Porteirinha).



**Figura 9.** Principais ocorrências de ferro no estado de Minas Gerais. A numeração se refere aos itens da Tabela 1. Mapa geológico modificado de Pinto & Silva 2014.

## 3.1. O Quadrilátero Ferrífero

O Quadrilátero Ferrífero (Figura 11) corresponde a uma área de aproximadamente 7.000 km<sup>2</sup> ao sul de Belo Horizonte, e é uma das regiões mais intensamente estudadas do Brasil no que diz respeito à cartografia geológica, devido à intensa atividade mineradora de ouro e ferro que se estende por mais de três séculos na região. O Quadrilátero Ferrífero foi mapeado na escala 1:25.000 por pesquisadores do serviço geológico dos Estados Unidos (USGS – United States Geological Survey) e pelo Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), em um trabalho clássico cujos resultados foram compilados e publicados em um relatório (Dorr 1969) que até hoje é utilizado como referência para os trabalhos geológicos na região.

**Tabela 1.** Principais depósitos de minério de ferro em Minas Gerais – Localização, descrição e situação das minas. Fonte dos dados: Pinto & Silva (2014) - Mapa de recursos minerais do estado de Minas Gerais.

		mapa de recuisos minere			
	Depósito/ Toponímia	Município	Latitude	Longitude	Situação
1	Serra de Itatiaiuçu	Itatiaiuçu	-20,158155	-44,458729	Ativa
2	Serra de Itatiaiuçu	Itatiaiuçu	-20,148333	-44,444722	Ativa
3	Córrego Fundo, Serra de Itatiaiuçu	Mateus Leme / Itatiaiuçu	-20,13369	-44,417267	Ativa
4	Serra de Itatiaiuçu, Lagoa das Flores	Mateus Leme / Itatiaiuçu	-20,123611	-44,381944	Ativa
5	Serra de Igarapé	Brumadinho / Igarapé	-20,116073	-44,316096	Ativa
6	Serra da Farofa (Serra de Igarapé)	Brumadinho / Igarapé	-20,112945	-44,281606	Ativa
7	Bocaina, Serra Três Irmãos	Brumadinho / Mário Campos	-20,098065	-44,161313	Ativa
8	Jangada	Brumadinho	-20,105757	-44,128591	Ativa
9	Fazenda Santa Maria, Córrego do Feijão, Mineração Ibirité	Brumadinho	-20,122222	-44,102778	Ativa
10	Serra da Jangada	Brumadinho / Sarzedo	-20,094379	-44,091617	Ativa
11	Serra do Rola Moça, Casa Branca	Sarzedo	-20,078172	-44,069176	Inativa
12	Serra do Rola Moça	Brumadinho	-20,061947	-44,027363	Ativa
13	Fazenda Vila Nova, Pau Branco	Brumadinho	-20,150737	-43,97934	Ativa
14	Fazenda da Mutuca, Serra do Curral	Nova Lima	-20,029774	-43,962745	Ativa
15	Serra do Curral, Jardim Canadá	Nova Lima	-20,058889	-43,958889	Ativa
16	Serra da Moeda	Belo Vale / Congonhas	-20,471505	-43,953205	Ativa
17	Várzea do Lopes	Itabirito	-20,289772	-43,944104	Ativa
18	Capitão do Mato	Nova Lima	-20,120012	-43,930181	Ativa
19	Retiro das Almas II	Itabirito	-20,379	-43,927	Ativa
20	Mina Viga	Congonhas	-20,492083	-43,921167	Ativa
21	Tamanduá	Nova Lima	-20,118872	-43,918641	Ativa
22	Capitão do Mato, Fazenda Tamanduá, Morro do Gama	Nova Lima	-20,118552	-43,918578	Ativa
23	Casa de Pedra, Batateuri	Congonhas	-20,472115	-43,917439	Ativa
24	Parque Mangabeiras	Belo Horizonte	-19,952635	-43,90628	Inativa
25	Águas Claras, Serra do Curral	Nova Lima	-19,953309	-43,899786	Inativa
26	Serra do Curral	Belo Horizonte	-19,940736	-43,889056	Inativa
27	Fazenda da Fábrica - Ribeirão da Prata	Ouro Preto	-20,409	-43,887	Ativa
28	Complexo do Pico, Mina Sapecado	Itabirito	-20,25	-43,881944	Ativa
29	Serra da Moeda, Abóboras	Nova Lima	-20,154507	-43,87294	Ativa
30	Vigia	Ouro Preto / Congonhas	-20,431497	-43,871285	Ativa
31	Serra de Itabirito	Itabirito	-20,2375	-43,8675	Ativa
32	Serra de Itabirito	Itabirito	-20,198687	-43,852609	Ativa
33	Córrego Pires Velho, Córrego Água Santa	Ouro Preto	-20,434409	-43,843151	Ativa
34	Santo Antônio (Roça Grande)	Sabará	-19,899084	-43,825092	Inativa
35	Fazenda da Vigia	Ouro Preto	-20,435	-43,825	Inativa
36	Serra da Piedade, Córrego do Meio	Sabará	-19,861584	-43,791481	Inativa
37	Brumado	Sabará	-19,821959	-43,691059	Inativa
38	Serra da Gandarela	Santa Bárbara	-20,112723	-43,651665	Inativa
39	Capanema	Santa Bárbara	-20,187116	-43,620088	Ativa
40	Serra Ouro Fino	Santa Bárbara	-20,193056	-43,614444	Ativa
41	Timbopeba	Ouro Preto	-20,258846	-43,516096	Ativa
42	Fazenda Germano, Sinclinal Ouro Fino	Ouro Preto	-20,207112	-43,509892	Ativa
43	Fazenda Fábrica Nova	Mariana	-20,207125	-43,444399	Ativa
44	Fazenda Maquiné	Mariana	-20,340023	-43,42178	Inativa
45	Morro da Água Quente	Mariana / Catas Altas	-20,124444	-43,415833	Ativa
46	Brucutu I	São Gonçalo do Rio Abaixo	-19,861172	-43,381489	Ativa
47	Morro do Pilar - Conceição do Mato Dentro	Morro do Pilar	-19,238846	-43,380989	Ativa
48	Complexo Mineiro de Itabira	Itabira	-19,661788	-43,272213	Ativa
49	Vale das Cancelas - Distrito Ferrífero Nova Aurora	Fruta de Leite	-16,248664	-42,740610	Não explotado



Figura 10. Mapa esquemático com a localização das principais províncias portadoras de minério de ferro em Minas Gerais: A) Quadrilátero Ferrífero (Figura 11); B) Conceição do Mato Dentro (Figura 12); e C) Nova Aurora (Figura 13).

Quadrilátero Geologicamente, Ferrífero 0 é composto sequências por paleoproterozoicas (Supergrupo Minas) que sustentam quatro serras mutuamente perpendiculares, enquanto as terras baixas entre elas são compostas principalmente por rochas arqueanas. Estas sequências pré-Cambrianas podem ser divididas em quatro unidades principais: 1) Complexos metamórficos argueanos, compostos por gnaisses, migmatitos e granitóides (suítes TTG e granitos de alto-K); 2) Supergrupo Rio das Velhas, uma típica seguência do tipo greenstone belt de idade argueana (ca. 2,7 Ga); 3) O Supergrupo Minas, de idade paleoproterozoica, que consiste em um pacote metassedimentar predominantemente clástico com intercalações de importantes rochas sedimentares químicas (FFBs e carbonatos), metamorfizadas em baixo a médio grau; 4) O Grupo Itacolomi, uma sequência clástica composta por conglomerados e arenitos. Diques e soleiras máficas cortam todo o pacote e foram datadas em torno de 1,7 Ga utilizando o método U-Pb em badeleíta (Silva et al. 1995), fornecendo assim uma idade limite para a deposição dos pacotes sedimentares proterozoicos do Quadrilátero Ferrífero.

O Supergrupo Minas apresenta aproximadamente 8 km de espessura, com características de margem passiva na base que passam para sedimentação sin-orogênica no topo (Barbosa 1968, Dorr 1969, Chemale Jr. *et al.* 1994, Renger *et al.* 1994, Alkmim & Marshak 1998, Alkmim & Noce 2006). A Formação Cauê do Grupo Caraça é a principal unidade portadora de minério de ferro do Quadrilátero Ferrífero, composta por uma sequência de aproximadamente 200 metros de espessura de FFBs do tipo Lago Superior, incluindo itabiritos, mármores dolomíticos, e largos corpos de minério de ferro supergênico de alto teor. Babinski *et al.* (1995) obtiveram uma idade deposicional de 2.420 ± 19 Ma para os carbonatos da Formação Gandarela, estratigraficamente superior à Formação Cauê, utilizando o método isocrônico Pb-Pb em rocha total. Essa idade é coerente com os dados

de zircão detrítico das unidades subjacentes (Machado *et al.* 1996, Hartmann *et al.* 2006, Martínez Dopico *et al.* 2017) e coincide com o principal evento deposicional de FFBs do tipo Lago Superior no mundo (Holland 1984).



**Figura 11.** Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero, com a localização das principais minas e municípios. Figura original com o traçado da geologia do Quadrilátero Ferrífero, em linhas gerais, baseado em Dorr (1969).

Alkmim (2004) considera o Quadrilátero Ferrífero como parte do domínio de antepaís do cinturão orogênico paleoproterozoico conhecido como Cinturão Mineiro (Teixeira & Figueiredo 1991) que ocorre no limite sul do Cráton do São Francisco e engloba deformação, metamorfismo e magmatismo ocorridos ao redor de 2,0-2,1 Ga (Chemale Jr. *et al.* 1994, Noce 1995, Machado *et al.* 1996, Endo 1997, Alkmim & Marshak 1998, Brueckner *et al.* 2000, Teixeira *et al.* 2000). Como um todo, o Quadrilátero Ferrífero encontra-se parcialmente no extremo sul do Cráton do São Francisco (Almeida 1977), e parcialmente na borda extremo sudoeste da Faixa Araçuaí. Dessa forma, parte das sequências arqueanas e paleoproterozoicas podem ter sofrido deformação e metamorfismo de baixo grau no Ediacarano / Cambriano, nos estágios finais da Orogênese Brasiliana, como sugerido pela idade U-Pb em xenotima (SHRIMP) de 518.5  $\pm$  9 Ma, obtida na mina de ouro Cuiabá por Martins *et al.* (2016).

## 3.2. Província Ferrífera Conceição do Mato Dentro

As FFBs da região de Conceição do Mato Dentro, borda leste da Serra do Espinhaço Meridional, localizada a cerca de 150 km a nordeste de Belo Horizonte, são conhecidas desde o século XVIII e foram descritas por Couto (1801). O minério de ferro desta região foi usado para alimentar o primeiro alto forno da América do Sul, instalado em 1814 em Morro do Pilar (Rolim 2016).

A partir de 2005, com o aumento do preço do minério de ferro no mercado internacional, houve um renovado interesse na região por empresas como a Anglo American, com intenso mapeamento geológico, geofísico e campanhas de sondagem rotativa. O interesse acadêmico também foi renovado, com a tese de doutorado de Rolim (2016), que trouxe novos dados estratigráficos, estruturais, geoquímicos e geocronológicos para a compreensão da gênese e evolução geológica das FFBs da região.

Rolim (2016) propõe uma subdivisão em duas sequências metassedimentares portadoras de FFBs na região de Conceição do Mato Dentro (Figura 12).



Figura 12. Mapa geológico simplificado da Província Ferrífera Conceição do Mato Dentro. Fonte: adaptado e modificado de Rolim (2016).

O Grupo Serra da Serpentina tem idade máxima de deposição orosiriana, de acordo com dados U-Pb SHRIMP em zircões detríticos, e foi depositado em uma bacia intracratônica sem atividade tectônica sindeposicional. É dividido, da base para o topo, nas formações Meloso (metapelitos, com espessura média de 300 metros) e Serra do Sapo (FFBs e metadolomitos, com 100 metros em média mas localmente atingindo até 700 metros de espessura). As principais FFBs da região fazem parte da Formação Serra do Sapo, e na feição orográfica homônima desenvolve-se a principal mina da Anglo American na área (Figura 12).

O Grupo Serra de São José apresenta idade máxima de deposição estateriana e foi depositado em um rifte continental na base (metapsamitos e metaruditos da Formação Lapão, com cerca de 200 metros de espessura máxima) que evoluiu para uma sequência marinha transgressiva no topo (formações Itapanhoacanga, com metapsamitos e metaruditos com 350 metros de espessura média, e Jacém, com metapelitos de cerca de 150 metros de espessura média). As FFBs da Formação Canjica, unidade que aflora descontinuamente, com cerca de 20 a 40 metros de espessura, compõem a unidade de topo do Grupo Serra de São José. O contato entre os grupos Serra da Serpentina, na base, e Serra de São José, no topo, ocorre por meio de uma discordância erosiva.

Toda a sequência metassedimentar foi afetada por um evento tectônico compressivo que gerou falhas de empurrão e dobras relacionadas com transporte de massa de leste para oeste. Dados U-Pb SHRIMP em grãos de zircão e xenotima revelam pulsos de hidrotermalismo entre 628 e 466 Ma (Rolim 2016). Portanto, a deformação, metamorfismo e o hidrotermalismo tardios provavelmente estão relacionados à Orogênese Brasiliana na região.

Os três principais corpos de FFBs na região são o da Serra do Sapo, o da Serra da Serpentina e o de Morro do Pilar (Figura 12).

O corpo da Serra do Sapo, a norte de Conceição do Mato Dentro e de direção NNW, tem 15 km de extensão, e abriga camadas de itabirito com até cerca de 300 metros de espessura, que mergulham suavemente (cerca de 20°) para ENE.

O corpo da Serra da Serpentina tem cerca de 32 km de comprimento, entre Conceição do Mato Dentro a norte e Santo Antônio do Rio Abaixo a sul, na direção NW a WNW, com mergulho suave para NE. Ocorrem duas camadas de itabirito na Serra da Serpentina, devido à duplicação tectônica gerada por falhas de empurrão. A principal camada, a leste, tem espessura máxima de 100 metros e se interrompe a norte de Santo Antônio do Rio Abaixo. A camada a oeste é descontínua, com espessura média de 30 metros.

O corpo de Morro do Pilar se inicia a sul de Conceição do Mato Dentro, com cerca de 22 km de extensão na direção N-S, e inflete bruscamente para leste no seu extremo sul. A espessura do itabirito varia muito neste trecho, atingindo cerca de 250 metros ao sul de Morro do Pilar e variando de 10 a 50 metros a norte.

As FFBs da Formação Serra do Sapo são formadas por lâminas milimétricas a centimétricas quartzosas intercaladas a lâminas escuras e negras ricas em especularita, hematita e, localmente, magnetita. Os teores médios, em peso, das FFBs são de cerca de 32,5% Fe total, 51,8% SiO<sub>2</sub> e 1,24% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Quando intemperizadas, as FFBs são enriquecidas em Fe total em até cerca de 43,86%, com 38,78% de SiO<sub>2</sub> e 1,55% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Rolim 2016). Corpos

hidrotermalizados associados às grandes falhas de empurrão apresentam teores médios em peso de 66,93% Fe total, 3,13% SiO<sub>2</sub>, e 0,85% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Esses corpos enriquecidos ocorrem descontinuamente, apresentam xistosidade bem marcada e composição especularítica, com 100 a 300 metros de comprimento e espessura variando de 10 a 30 metros (Rolim 2016).

#### 3.3. Província Ferrífera Nova Aurora (Porteirinha)

Metadiamictitos ferruginosos são descritos no Grupo Macaúbas desde a década de 1920, porém os primeiros estudos detalhados na região entre os vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, no norte de Minas Gerais, só vieram a ser realizados no período entre 1973 e 1978, pela CVRD, hoje VALE, por meio do Projeto Porteirinha. Os resultados destes estudos foram publicados por Viveiros *et al.* (1978), que quantificaram 3,5 bilhões de toneladas de minério com teor médio de 35% de ferro, em uma área de 575 km<sup>2</sup>. Nesta área (Figura 13), o Grupo Macaúbas, unidade metassedimentar neoproterozoica da Faixa Araçuaí cuja deposição apresenta influência glaciogênica, foi subdividido em duas unidades litoestratigráficas, da base para o topo: a Formação Rio Peixe Bravo e a Formação Nova Aurora (Viveiros *et al.* 1978, Grossi-Sad *et al.* 1997, Noce *et al.* 1997, Pedrosa-Soares *et al.* 2011). Nesta última foi individualizado o Membro Riacho Poções, portador dos depósitos de ferro em metadiamictitos, interpretados como do tipo Rapitan. O Grupo Macaúbas foi depositado entre 900 e 630 Ma atrás, de acordo com os dados U-Pb disponíveis (idades de zircões detríticos e de intrusões graníticas do Orógeno Araçuaí; Pedrosa-Soares *et al.* 2011, Kuchenbecker *et al.* 2015).

Após a disponibilização dos resultados do Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais – Programa 2005/2006, realizado pela CODEMIG, a expressão regional do Membro Riacho Poções foi reinterpretada, despertando um renovado interesse de várias empresas, como a Sul Americana de Metais S/A (SAM), e na dissertação de mestrado de Vilela (2010).

O Membro Riacho Poções é composto essencialmente de metadiamictito hematítico com intercalações de quartzito e filito hematítico (Viveiros *et al.* 1978), que compõem a base da Formação Nova Aurora, seguida por metadiamictito não ferruginoso. A espessura da Formação Nova Aurora já foi estimada entre 1000 e 3000 m, mas este valor deve ser interpretado com cautela devido à intensa deformação regional (Viveiros *et al.* 1978; Grossi-Sad *et al.* 1997, Uhlein *et al.* 1999, Vilela 2010). Ainda segundo Viveiros *et al.* (1978), a espessura do Membro Riacho Poções chega a até cerca de 600 metros.

Os metadiamictitos do Membro Riacho Poções são compostos por clastos de tamanho grânulo a matação (até 1 metro de diâmetro) de quartzo, quartzito, filito, rocha carbonática, granitoide, xisto e filito carbonoso que flutuam em uma matriz com quartzo, quantidades inversamente proporcionais de muscovita e hematita e/ou magnetita, além de clorita, biotita, epidoto, plagioclásio, apatita, granada e turmalina (Vilela 2010). Os clastos encontram-se geralmente estirados no plano de foliação, mas localmente, em zonas de menor deformação, estes clastos são angulares a perfeitamente arredondados. O contato entre os metadiamictitos não ferruginosos da Formação Nova Aurora e o Membro Riacho Poções é gradacional, com aumento na quantidade de hematita/magnetita na matriz.



**Figura 13.** Mapa geológico simplificado da região da Província ferrífera Nova Aurora. Compilado e modificado a partir das seguintes fontes: Viveiros *et al.* (1978); Mourão & Grossi-Sad (1997); Roque *et al.* (1997); Vilela *et al.* (2014).

Vilela (2010) interpreta o ferro do Membro Riacho Poções como de origem sedimentar química, incorporado nos metadiamictitos na forma de hidróxidos de ferro durante episódios de fluxo de detritos, ou precipitado quimicamente como Fe(III) simultaneamente aos demais componentes de origem clástica. Os metadiamictitos são então deformados e metamorfizados em pelo menos duas fases: D1 e D2. Durante D1 o hidróxido de ferro recristalizou-se como hematita fina, enquanto hematita especular formou-se em zonas de cisalhamento. Na fase D2, a hematita especular foi reconcentrada pelo processo de dissolução por pressão que originou uma foliação de crenulação e removeu os minerais solúveis de ganga.

## 4. HISTÓRICO DA MINERAÇÃO DE FERRO EM MINAS GERAIS

A história do próprio estado de Minas Gerais é intimamente ligada à história da mineração no estado, principalmente concentrada, primeiramente, na província do Quadrilátero Ferrífero. Considerado patrimônio geológico e mineiro, o Quadrilátero Ferrífero remonta uma história de cerca de 300 anos de exploração mineral, principalmente de ouro e ferro.

Os trabalhos geológicos pioneiros realizados em Minas Gerais foram consequência da necessidade da busca por depósitos de novos recursos minerais, visto que a extração de ouro entrou em declínio, entre os séculos XVIII e XIX. As pesquisas científicas foram conduzidas por pesquisadores estrangeiros, com destaque para os naturalistas Barão de Eschwege, Spix, Martius, Peter Claussen, Virgil von Helmreichen, importantes ícones do desenvolvimento da geologia no Brasil (Machado 2009). A fundação da Escola de Minas de Ouro Preto, em 1875, sob a direção do francês Claude Henri Gorceix (1842-1919), instigou as pesquisas científicas sobre o Quadrilátero Ferrífero (Ruchkys 2007).

No ínicio do século XX, importantes pesquisadores, tais como Orville Adelbert Derby (1851-1915), Edmund Cecil Harder (1882-?) e Rollin Thomas Chamberlin (1881-?) realizaram importantes trabalhos que impulsionaram a descoberta e exploração de consideráveis reservas de ferro e manganês na região (Machado 2009). Como consequência, até 1920, um grande número de jazidas de minério de ferro foi adquirido por países produtores de aço, principalmente a Inglaterra (Ruchkys & Machado 2013).

Com o crescente destaque internacional da província mineral, a designação Quadrilátero Ferrífero, hoje amplamente utilizada, foi adotada pela literatura geológica em 1952 no XVIII Congresso Internacional de Geologia (Machado 2009).

John Van N. Dorr II, em 1946, em conjunto com os geólogos do DNPM, geólogos e topógrafos do USGS, idealizou um projeto de mapeamento geológico na região central de Minas Gerais, na escala 1:25.000, o que gerou os trabalhos de referência sobre a geologia do Quadrilátero Ferrífero em 1959 e 1969: "Esboço Geológico do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais - Brasil" e "Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil" (Machado 2009).

A Companhia Siderúrgica Nacional e a Companhia do Vale do Rio Doce foram fundadas em 1942, no contexto da Segunda Grande Guerra Mundial, durante período no qual o Brasil abasteceria as aciarias aliadas com seu minério de ferro de alto teor, recebendo assim apoio financeiro para construção de terminal marítimo, modernização de ferrovia, instalação de mina na bacia do Rio Doce e implantação de indústria siderúrgica em Minas Gerais (Silva 1995). Atualmente a Vale, anteriormente designada Companhia Vale do Rio Doce, é a principal mineradora do país, com produção anual de 181,1 milhões de toneladas de minério bruto nas principais minas do Quadrilátero Ferrífero.

Dentre os representantes do minério de ferro hoje reconhecidos como patrimônio geológico do Quadrilátero Ferrífero, destacam-se a Serra da Piedade, próxima à cidade de Caeté, com expressivos afloramentos de itabiritos (rocha hospedeira do minério de ferro), a Serra do Curral, que constitui o limite norte do Quadrilátero Ferrífero e o Pico do Itabirito,

um corpo verticalizado de minério de ferro compacto. No patrimônio mineiro do Quadrilátero Ferrífero, estão inclusos importantes sítios tais como a Fábrica Patriótica, instalada pelo alemão Barão de Eschwege em Congonhas do Campo, estrutura responsável pela produção pioneira de ferro, em escala industrial, em 12 de dezembro de 1812 (Ruchkys & Machado 2013).

#### 4.1. Aspectos geometalúrgicos

O minério de ferro é a fonte primária para as indústrias siderúrgicas. Da produção de minério de ferro utilizável no mundo, em torno de 98% é consumida em altos-fornos no processo de fabricação de ferro gusa e ferro esponja, para a produção de aço (USGS 2017). As minas instaladas no Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais, atraíram as siderúrgicas que constituem o "Vale do Aço".

Para ser considerado comercialmente utilizável, o minério deve ser beneficiado, visando teores e granulometrias adequadas. Como exemplo, tem-se a necessidade do processo de concentração quando utilizado o minério de ferro de baixo teor. Na indústria siderúrgica, o teor de ferro adequado deve ser superior a 58% (USGS 2017). Com exceção de alguns importantes depósitos em países como o Brasil e Austrália, a maioria dos depósitos de minério de ferro é de baixo teor e exige beneficiamento.

Os diversos tipos de minério de ferro variam em função dos teores (*high-grade*, *low-grade*), mineralogia, características físicas e gênese (hipogênico, supergênico, entre outras). Tais características são importantes na definição das rotas de beneficiamento do minério, embora os parâmetros e terminologias possam variar de acordo com a região, distrito ferrífero, país, preço do ferro, entre outros. Em geral, os depósitos brasileiros são considerados de alto teor de ferro, com baixos teores de impurezas. No Quadrilátero Ferrífero, o minério de ferro explorado comercialmente é comumente descrito como hematitas, itabiritos, *blue dust* e canga (Takehara 2004).

O minério de ferro bruto (ROM – *Run-of-Mine*) é o material obtido direto da lavra. Nas usinas de beneficiamento, o minério de ferro bruto passa pelos processos de preparação (britagem, peneiramento e lavagem) e classificação. A classificação do minério de ferro é baseada em sua granulometria: Granulados ou *Lump Ore* (6,3 mm a 31,7mm), *Sinter Feed* (0,15 mm a 6,3 mm) e *Pellet Feed* (abaixo de 0,15 mm). Os minérios de ferro beneficiados através dos processos de preparação e classificação nas usinas das minerações são posteriormente transportados para pátios de estocagem das usinas siderúrgicas ou, em caso de exportação, direcionados aos portos. Para uso em altos-fornos, o minério fino deve ser aglomerado, em usina siderúrgica, por processos de sinterização, que utiliza minérios com granulometrias entre 12,5 mm a 0,15 mm (produção de sínter), ou pelotização, aplicado a minérios abaixo de 0,15 mm (produção de pelotas). O minério granulado é diretamente utilizado em altos-fornos e fornos de redução direta na produção de ferro gusa e ferro esponja, utilizados na fabricação do aço (Figura 14).

O processo de aglomeração de finos por sinterização e pelotização constitui uma importante inovação em termos de tecnologia mineral, atribuída no Brasil ao Centro de

Tecnologia Mineral (CETEM). Dessa forma, recursos de minério de ferro contidos em frações finas passam a constituir volumes de reservas.

No Brasil, as usinas siderúrgicas de pelotização estão localizadas em Minas Gerais, no Espírito Santo e no Maranhão. Em 2008, a capacidade de produção de pelotas atingiu cerca de 55,0 Mt (Jesus 2009).



Figura 14. Fluxograma simplificado de rota do minério de ferro a partir da lavra até a fabricação do aço, com destaque para os produtos intermediários.

## 5. ASPECTOS ECONÔMICOS

#### 5.1. Produção interna

Os dados de produção de minério de ferro podem ser relatados em termos de minério bruto, minério utilizável ou minério contido. O minério bruto é obtido diretamente da lavra, sem sofrer qualquer tipo de beneficiamento. Os produtos gerados após os processos de beneficiamento, geralmente com teor de ferro entre 58% a 65%, representam a produção de minério utilizável. O minério de ferro contido é a quantidade de metal existente na reserva ou nas produções bruta e beneficiada (USGS 2017).

As reservas mundiais de minério de ferro são estimadas na ordem de 800 bilhões de toneladas, sendo que 230 bilhões de toneladas apresentam viabilidade econômica de exploração. A produção de minério de ferro mundial concentra-se no Brasil, Austrália, China, Índia, Rússia e Estados Unidos, onde estão localizadas as maiores jazidas (Tabela 2).

**Tabela 2.** Principais países produtores de minério de ferro utilizável e evolução da produção entre 2000 e2015 em milhões de toneladas métricas (t).

	Fonte dos dados. USGS (2017) - Global from Ore Production Data.							
Ano	Austrália	Brasil	China	Índia	Rússia	Estados Unidos	Outros	Total Global
2000	168	213	112	76	87	63	251	969
2001	182	202	108	79	83	46	237	937
2002	188	215	115	86	84	52	242	982
2003	213	231	127	99	92	49	270	1.080
2004	234	262	156	121	97	55	275	1.200
2005	262	282	186	152	97	54	287	1.320
2006	275	318	237	177	102	53	309	1.470
2007	299	355	345	207	105	53	318	1.680
2008	342	351	339	214	100	54	331	1.730
2009	394	299	374	218	92	27	306	1.710
2010	433	372	371	207	95	50	344	1.870
2011	488	398	442	169	104	56	377	2.030
2012	556	401	420	137	104	55	399	2.070
2013	683	387	417	152	102	53	436	2.230
2014	774	411	410	129	102	56	445	2.330
2015	817	397	375	156	101	46	390	2.280

Fonte dos dados: USGS (2017) - Global Iron Ore Production Data.

A produção de minério de ferro constitui a principal atividade mineral no Brasil, considerando a movimentação de recursos financeiros envolvida. Em 2015, dentre as substâncias metálicas (76%), o ferro responde por 61,7% de participação no valor da produção mineral comercializada (Figura 15).

As principais empresas brasileiras produtoras de minério de ferro são a Vale, Samarco Mineração S/A, Companhia Siderúrgica Nacional - CSN, V & M Mineração Ltda., Usinas Siderúrgicas de Minas Gerais (USIMINAS), Anglo American Minério de Ferro Brasil S.A. e Gerdau Açominas S.A. A Vale, maior produtora mundial de minério de ferro e pelotas, possui complexos de mineração no estado do Pará, em Minas Gerais e no Mato Grosso do Sul. Em Minas Gerais, é responsável pela operação das principais minas do estado: Água Limpa,

Alegria, Brucutu, Cauê e Conceição, Córrego do Feijão, Fábrica, Fazendão, Gongo Soco, Timbopeba e Fábrica Nova. A produção anual dessas minas atinge 181,1 milhões de toneladas de minério bruto e 143,6 Mt de minério beneficiado nas usinas correspondentes (Tabela 3). Para exportação, o minério de ferro produzido é direcionado ao Complexo Portuário de Tubarão, em Vitória (ES), através da Estrada de Ferro Vitória a Minas (EFVM), e ao Porto de Itaguaí, no Rio de Janeiro, pela MRS Logística. O transporte para o mercado interno é também ferroviário, mas utiliza ainda o transporte rodoviário.



**Figura 15.** Participação do Ferro e das principais substâncias metálicas no valor da produção mineral comercializada no Brasil em 2015. Fonte dos dados: Pinheiro *et al.* (2016) – Anuário Mineral Brasileiro.

**Tabela 3.** Capacidade instalada de produção nas minas/usinas operadas pela Vale em Minas Gerais. Dadosem toneladas/ano. Fonte dos dados: Jesus (2009) - Economia Mineral do Brasil.

Mina	Município(s)	Capacidade Instalada	Capacidade Instalada
Água Limpa	Santa Bárbara - Rio Piracicaba	8.500.000	4.000.000
Alegria	Mariana	15.300.000	18.840.140
Brucutu	São Gonçalo do Rio Abaixo	29.000.000	29.000.000
Cauê e Conceição	Itabira	65.000.000	46.000.000
Córrego do Feijão	Brumadinho	10.000.000	8.500.000
Fábrica	Ouro Preto/Congonhas/Belo Vale	19.000.000	12.000.000
Fazendão	Catas Altas	3.000.000	-
Gongo Soco	Barão de Cocais	8.300.000	8.300.000
Timbopeba	Ouro Preto	23.000.000	16.500.000
Fábrica Nova	Mariana	28.500.000	-
	TOTAL	181.128.500	143.625.140

A Vale é responsável ainda por minas de grande importância histórica e econômica, operadas até 2008 pela MBR (Minerações Brasileiras Reunidas S/A), tais como a Mina de Jangada (capacidade instalada de produção de 6,5 Mt/ano – ROM), em Brumadinho, a Mina do Pico (22,0 Mt/ano), em Itabirito, a Mina de Capão Xavier (17,5 Mt/ano) e a Mina de Tamanduá (31,0 Mt/ano), em Nova Lima (Jesus 2009).

A Samarco Mineração S/A, da qual a Vale responde por 50% de participação no capital social, e a BHP Bilinton do Brasil nos 50,0% restantes, opera a lavra de minério de ferro na Mina de Alegria (Mariana/Ouro Preto/MG), com capacidade instalada de 26,0 Mt/ano

(ROM). O minério é beneficiado na Usina de Germano (Mariana/MG), com capacidade de 15,5 Mt/ano. A Companhia Siderúrgica Nacional - CSN é responsável pela lavra e beneficiamento do minério de ferro da Mina Casa de Pedra, em Congonhas (MG), com capacidade instalada de produção de 21,0 Mt/ano de minério bruto e de 20,0 Mt/ano de minério beneficiado. As minas de Pau Branco, em Brumadinho, e Mina 3 em Nova Lima são operadas pela V & M Mineração Ltda, com produção total de 5,0 Mt/ano, considerando o minério bruto e o beneficiado. Em Itatiaiuçu e Mateus Leme (MG), a Usiminas é responsável pela produção de total de 13,0 Mt/ano.

Dados recentes de produção total no estado de Minas Gerais apontam uma produção de 440.563.389 t de minério de ferro bruto, com teor médio de 51,69% (227.746.258 t de ferro contido). Em termos de produção beneficiada, o estado produziu 294.954.065 t, com teor médio de 63,64% (187.707.612 t de ferro contido). O valor da produção mineral comercializada foi de R\$ 32.844.041.805 (Pinheiro *et al.* 2016).

#### 5.2. Comércio Exterior

O minério de ferro é o bem mineral de maior peso nas exportações no Brasil. A partir do ano de 2000, as exportações aumentaram em mais de 100%. O valor das exportações atingiu, em 2017, 17,7 bilhões de dólares. Foram exportadas 350,8 milhões de toneladas de minério bruto e beneficiado (Figura 16), das quais 46% tiveram origem no estado de Minas Gerais, 42% no Pará, 6,6% no Espírito Santo e 3,4% no Rio de Janeiro. O restante das exportações que somam 1% teve origem nos estados de Mato Grosso do Sul, Amapá e São Paulo (Figura 17; MDIC 2017). Os principais países de destino do minério de ferro brasileiro (Figura 18) são a China (58,6%), o Japão (6,5%), Malásia (6,3%), Países Baixos (4,9%), Coréia do Sul (2,7%), Omã (2,6%) e França (2,3%).

As operações de importação de minério de ferro no Brasil não apresentam valores significativos e constituem apenas 0,01% do valor total de importações de substâncias metálicas (MDIC 2017).



**Figura 16.** Exportação de minério de ferro no Brasil. Dados em milhões de toneladas (t), no período entre 2001 e 2017. Fonte dos dados: Ministério da Indústria, Comércio Exterior e Serviços (MDIC 2017).



**Figura 17.** Mapa esquemático com a distribuição das exportações de minério de ferro no Brasil em 2017. Fonte dos dados: Ministério da Indústria, Comércio Exterior e Serviços (MDIC 2017).



**Figura 18.** Principais países de destino das exportações brasileiras de minério de ferro. Fonte dos dados: Ministério da Indústria, Comércio Exterior e Serviços (MDIC 2017).

#### 5.3. Consumo interno

A indústria siderúrgica, representada pelas usinas integradas e produtores independentes de ferro-gusa, e as usinas de pelotização são responsáveis pelo consumo

interno efetivo do minério de ferro. No período entre 1996 e 2008, os valores de consumo interno apresentaram valores crescentes, de 70,0 Mt a 118,5 Mt (Tabela 4).

Ano	Consumo efetivo de minério de ferro (1.000 t )
1996	70.000
1997	71.472
1998	77.100
1999	79.606
2000	91.732
2001	86.384
2002	92.353
2003	103.404
2004	112.470
2005	113.147
2006	109.082
2007	119.100
2008	118.493

**Tabela 4.** Consumo efetivo interno de minério de ferro no Brasil Fonte dos dados: Jesus (2009) - EconomiaMineral do Brasil.

#### 5.4. Projetos em andamento e/ou previstos

O cronograma de exaustão das minas da Vale em Minas Gerais é subdividido nos sistemas de operação integrada das minas Sudeste e Sul (Tabela 5), e é construído a partir de informações sobre planos de produção e operação nas minas e usinas de processamento, considerando a viabilidade econômica das reservas de minério de ferro e as constantes mudanças no setor.

**Tabela 5.** Cronograma de exaustão dos sistemas de minas da Vale em Minas Gerais.Fonte dos dados: VALE (2017).

	Minas	Início de operação	Exaustão
<u>Sistema Sudeste</u>			
Itabira	Conceição/ Minas do Meio	1957	2029
Minas Centrais	Brucutu/ Água Limpa	1994	2056
Mariana	Alegria/ Fábrica Nova/ Fazendão	1976	2104
<u>Sistema Sul</u>			
Minas Itabirito	Sapecado/ Galinheiro/ João Pereira/ Abóboras	1942	2105
Vargem Grande	Tamanduá/ Capitão do Meio/ Abóboras	1993	2055
Paraopeba	Jangada/ Capão Xavier/ Córrego do Feijão/ Mar Azul	2001	2032

Os dados relativos às operações da Samarco em Alegria estão sendo reavaliados, como parte da revisão geral para suas reservas e recursos de minério de ferro em face da recente ruptura da barragem de Fundão. Em função desse acidente, a Fundação Renova foi implantada em junho de 2016, com o objetivo de desenvolver e implementar programas de recuperação e compensação ao longo dos próximos anos.

Até o ano de 2019, a Companhia Siderúrgica Nacional (CSN) pretende investir R\$ 440 milhões em projetos voltados ao aumento da produção de minério de ferro, que em 2016 atingiu 32 milhões de toneladas (Nogueira 2017).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. *In:* Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 17-35. ISBN: 8587256459
- Alkmim F.F. & Marshak S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton, Minas Gerais, Brazil: Evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, **90**:29-58. doi: 10.1016/S0301-9268(98)00032-1
- Alkmim F.F. & Noce C.M. (eds.). 2006. *The Paleoproterozoic Record of the São Francisco Craton*. IGCP 509 Field workshop, Bahia and Minas Gerais, Brazil. Field Guide & Abstracts, 114 p.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**(4):349-364.
- Babinski M., Chemale Jr. F., Van Schmus W.R. 1995. The Pb/Pb age of the Minas Supergoup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research*, **72**:235-245. doi: 10.1016/0301-9268(94)00091-5
- Barbosa A.L.M. 1968. *Contribuições recentes à geologia do Quadrilátero Ferrífer*o. Ed. Escola de Minas, Ouro Preto, 47p.
- BDMG BANCO DE DESENVOLVIMENTO DE MINAS GERAIS S.A. 2002. *Minas Gerais do Século XXI. Consolidando posições na mineração / Banco do Desenvolvimento de Minas Gerais*. Editora Rona. Belo Horizonte, v 5, 159 p.
- Bekker A., Holland H.D., Wang P.-L., Rumble III D., Stein H.J., Hannah J.L., Coetzee L.L., Beukes N.J. 2004. Dating the rise of atmospheric oxygen. *Nature*, **427**:117-120. doi: 10.1038/nature02260
- Bekker A., Slack J.F., Planavsky N., Krapez B., Hofman A., Konhauser K.O., Rouxel O.J. 2010. Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic oceanic, and biospheric processes. *Economic Geology*, **105**:467–508. doi: 10.2113/gsecongeo.105.3.467
- Beukes N.J., Klein C., Kaufman A.J., Hayes J.M. 1990. Carbonate petrography, kerogen distribution, and carbon and oxygen isotope variations in an early Proterozoic transition from limestone to iron-formation deposition, Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, **85**:663–690. doi: 10.2113/gsecongeo.85.4.663
- Braterman P.S., Cairns-Smith A.G., Sloper R.W. 1983. Photo-oxidation of hydrated Fe<sup>2+</sup> significance for banded iron formations. *Nature*, **303**:163–164. doi: 10.1038/303163a0
- Brueckner H.K., Cunningham D., Alkmim F.F., Marshak S. 2000. Tectonic implications of Precambrian Sm–Nd dates from the southern São Francisco craton and adjacent Araçuaí and Ribeira belts, Brazil. *Precambrian Research*, **99**:255-269. doi: 10.1016/S0301-9268(99)00065-0
- Cairns-Smith A.G. 1978. Precambrian solution photochemistry, inverse segregation, and banded iron formations. *Nature*, **276**:807-808. doi: 10.1038/276807a0
- Canfield D.E. 1998. A new model for Proterozoic ocean chemistry. Nature, 396:450-453. doi: 10.1038/24839
- Chemale Jr. F., Rosière C.A., Endo I. 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, **65**:25-54. doi: 10.1016/0301-9268(94)90098-1
- Chemale Jr. F. & Takehara L. 2013. *Minério de Ferro: Geologia e Geometalurgia*. São Paulo, Editora Blucher, 202 p. ISBN 9788521207412
- Cliff R.A., Rickard D., Blake K. 1990. Isotope systematics of the Kiruna magnetite ores, Sweden; Part 1, Age of the ore. *Economic Geology*, **85**(8):1770-1776. doi: 10.2113/gsecongeo.85.8.1770
- Cloud P. 1965. Significance of the Gunflint (Precambrian) microflora. Science 148:27–35.
- Cloud P. 1973. Paleoecological significance of the banded iron formations. *Economic Geology*, **68**(7):1135–1143. doi: 10.2113/gsecongeo.68.7.1135

- Couto J.V. 1801. *Memória sobre a Capitania de Minas Gerais: seu território, clima e produções metálicas*. Belo Horizonte, Fundação João Pinheiro, 1994. 104p.
- Dorr J.V.N. II 1969. *Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.* U.S.Geological Survey Professional Paper, 641-A, 117 p.
- Endo I. 1997. *Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozoico no interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 382 p.
- Espinoza S. 1990. The Atacama-Coquimbo ferriferous belt, Northern Chile. *In:* Fontbote L., Amstutz G.C., Cardozo M., Cedillo E., Frutos J. (eds.). *Stratabound ore deposits in the Andes*. Berlin: Springer-Verlag, p. 353, 364. ISBN 9783642882821
- Farquhar J.F., Zerkle A.K., Bekker A. 2011. Geological constraints on the origin of oxygenic photosynthesis. *Photosynthesis Research*, **107**:11–36. doi: 10.1007/s11120-010-9594-0
- Frei R., Gaucher C., Poulton S.W., Canfield D.E. 2009. Fluctuations in Precambrian atmospheric oxygen recorded by chromium isotopes. *Nature*, **461**:250-253. doi:10.1038/nature08266
- Frietsch R. & Perdahl J.A. 1995. Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types. *Ore Geology Reviews*, **9**:489-510. doi: 10.1016/0169-1368(94)00015-G
- Gross G.A. 1980. A classification of iron-formation based on depositional environments. *Canadian Mineralogist*, **18**:215-222.
- Gross G.A. 1983. Tectonic systems and the deposition of iron-formation. *Precambrian Research*, **20**(2-4):171–187. doi: 10.1016/0301-9268(83)90072-4
- Grossi-Sad J.H., Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C., Soares-Filho B.S. (eds.). 1997. Projeto Espinhaço em CD-ROM (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG Companhia Mineradora de Minas Gerais.
- Hagemann S.G., Angerer T., Duuring P., Rosière C.A., Figueiredo e Silva R.C., Lobato L., Hensler A.S., Walde D.H.G. 2015. BIF-hosted iron mineral system: A review. *Ore Geology Reviews*, **76**:317-359. doi: 10.1016/j.oregeorev.2015.11.004
- Hartmann L.A., Endo I., Suita M.T.F., Santos J.O.S., Frantz J.C., Carneiro M.A., McNaughton N.J., Barley M.E. 2006. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U Pb isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, **20**:273-285. doi: 10.1016/j.jsames.2005.07.015
- Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P. 1998. A Neoproterozoic snowball Earth. *Science*, **281**:1342–1346. doi: 10.1126/science.281.5381.1342
- Holland H.D. 1984. *The chemical evolution of the atmosphere and oceans*. Princeton University Press, Princeton, NJ. ISBN 9780691023816
- James H.L. 1954. Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology*, **49**:235-293. doi: 10.2113/gsecongeo.49.3.235
- James H.L. & Trendall A.F. 1982. Banded Iron Formation: Distribution in Time and Paleoenvironmental Significance. *In:* Holland H.D., Schidlowski M. (eds.). *Mineral Deposits and the Evolution of the Biosphere*. Dahlem Workshop Report, v. 3. Springer, Berlin, Heidelberg. doi: 10.1007/978-3-642-68463-0\_11
- Jesus C.A.G. 2009. Minério de Ferro e Aço. *In:* Rodrigues A.F.S. (coord.). *Economia Mineral do Brasil.* Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM). Brasília, p. 99-116.
- Klein C. 2005. Some precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist* **90**:1473–1499. doi: 10.2138/am.2005.1871
- Klein C. & Beukes N.J. 1989. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to ironformation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, 84:1733-1774. doi: 10.2113/gsecongeo.84.7.1733

- Klein C. & Beukes N.J. 1993. Sedimentology and Geochemistry of the Glaciogenic Late Proterozoic Rapitan Iron-Formation in Canada. *Economic Geology*, **88**(3):542-565. doi: 10.2113/gsecongeo.88.3.542
- Kuchenbecker M., Pedrosa-Soares A.C., Babinski M., Fanning M. 2015. Detrital zircon age patterns and provenance assessment for pre-glacial to post-glacial successions of the Neoproterozoic Macaúbas Group, Araçuaí orogen, Brazil. *Precambrian Research*, **266**:12-26. doi: 10.1016/j.precamres.2015.04.016
- Lovley D.R., Stolz J.F., Nord G.L., Phillips E.J.P. 1987. Anaerobic production of mag-netite by a dissimilatory iron-reducing microorganism. *Nature*, **330**:252–254.
- Machado M.M.M. 2009. *Construindo a imagem geológica do Quadrilátero Ferrífero: conceitos e representações.* Tese de doutorado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 256 p.
- Machado N., Schrank A., Noce C.M., Gauthier G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleproterozoic sequences: Implications for greenstone belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil: evidence from zircon ages by laser ablation ICP-MS. *Earth and Planetary Science Letters*, **141**:259-276. doi: 10.1016/0012-821X(96)00054-4
- Martínez Dopico C.I., 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. doi: 10.1016/j.precamres.2017.01.026
- Martins B.S., Lobato L.M., Rosière C.A., Hagemann S.G., Santos J.O.S., Villanova F.L.S.P., Silva R.C.F, Lemos L.H.A.
  2016. The Archean BIF-hosted Lamego gold deposit, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero:
  Evidence for Cambrian structural modification of an Archean orogenic gold deposit. Ore Geoogy Reviews,
  72(1):963-988. doi: 10.1016/j.oregeorev.2015.08.025
- MDIC Ministério da Indústria, Comércio Exterior e Serviços, SECEX Secretaria de Comércio Exterior. 2018. Sistema de Análise das Informações de Comércio Exterior. Disponível em http://comexstat.mdic.gov.br/pt/home/. Acesso em 17/7/2018.
- Monteiro H.S., Vasconcelos P.M., Farley K.A., Spier C.A., Mello C.L. 2014. (U–Th)/He geochronology of goethite and the origin and evolution of Cangas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **131**:267–289 doi: 10.1016/j.gca.2014.01.036
- Mourão M.A.A. & Grossi-Sad J.H. 1997. Geologia da Folha Padre Carvalho. *In:* Grossi-Sad J.H., Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C., B.S. Soares-Filho (eds.). *Projeto Espinhaço*, CODEMIG.
- Nystrom J.O & Henriquez F. 1994. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: ore textures and magnetite geochemistry. *Economic Geology*, **89**:820-839. doi: 10.2113/gsecongeo.89.4.820
- Noce C.M. 1995. *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.* Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 128 p.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Grossi-Sad J.H., Baars F.J., Guimarães M.L.V., Mourão M.A.A., Oliveira M.J.R., Roque N.C. 1997. Nova Divisão Estratigráfica Regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: O registro de uma bacia neoproterozoica. *Boletim Núcleo Minas Gerais da SBG*, **14**:29-31.
- Nogueira B. 2017. CSN reitera contratação de dois mil trabalhadores e novos investimentos. *In:* Revista Mineração e Sustentabilidade. Disponível em http://revistamineracao.com.br/2017/05/16/csn-anuncia-contratacao-de-dois-mil-trabalhadores-e-novos-investimentos/ Acesso em 8/12/2017.
- Oyarzún R., Oyarzún J., Ménard J.J., Lillo J. 2003. The Cretaceous iron belt of northern Chile: role of oceanic plates, a superplume event, and a major shear zone. *Mineralium Deposita*, **38**(5):640-646. doi: 10.1007/s00126-003-0359-y
- Pedrosa-Soares A.C., Babinski M., Noce C.M., Martins M., Queiroga G., Vilela F. 2011. The Neoproterozoic Macaúbas group, Araçuaí orogen, SE Brazil. *In:* Arnaud E., Halverson G.P., Shields-Zhou G. (eds.). The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. London, Geological Society, *Geological Society of London*, *Memoirs*, **36**:523-534. doi.: 10.1144/M36.0

- Petranek J. & Van Houten F.B. 1997. Phanerozoic Ooidal Ironstones: Contribution to the International Geological Correlation Programme, Project 277. *Czech Geological Survey Special Papers* 7, 71 p. ISBN 8070752459
- Pinheiro W.F., Ferreira Filho, O.B., Neves, C.A.R. (coords). 2016. *Anuário Mineral Brasileiro: Principais Substâncias Metálicas*. Brasília, Departamento Nacional de Produção Mineral, 31 p.
- Pinto C.P. & Silva M.A. 2014. *Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, Escala 1:1.000.000*. Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais, CODEMIG e Serviço Geológico do Brasil, CPRM.
- Quade H. 1976. Genetic problems and environmental features of volcano-sedimentary iron ore deposits of the Lahn-Dill type. *In:* Wolf K.H. (ed.). *Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits. Vol. 7.* Amsterdam: Elsevier, p. 255-294. eBook ISBN: 9780444599438. doi: 10.1016/B978-0-444-41407-6.50009-X
- Ramanaidou E.R. & Morris R.C. 2009. Comparison of supergene mimetic and supergene lateritic iron ore deposits. *In:* AusIMM (ed.). Iron Ore Conference 2009, 27–29 July 2009, Perth, Western Australia, *Proceedings*, p. 243–246. doi: 10.1179/037174510X12853354810589
- 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, Brasil. *Geonomos*, **2**(1):1-11. doi: 10.18285/geonomos.v2i1.227
- Rolim V.K. 2016. As formações ferríferas da região de Conceição do Mato Dentro MG: Posicionamento estratigráfico, evolução tectônica, geocronologia, características geoquímicas e gênese do minério. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, UFMG, Belo Horizonte, 215 p. + anexos.
- Romer R.L., Martinsson O., Perdahl J.A. 1994. Geochonology of the Kiruna iron ores and hydrothermal alterations. *Economic Geology*, **89**(6):1249-1261. doi: 10.2113/gsecongeo.89.6.1249
- Roque N.C., Grossi-Sad J.H., Noce C.M., Fonseca E. 1997. Geologia da Folha Rio Pardo de Minas. *In:* Grossi-Sad J.H., Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C., Soares- Filho B.S. (eds.). *Projeto Espinhaço*, CODEMIG.
- Ruchkys U.A. 2007. *Patrimônio geológico e geoconservação no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: potencial para a criação de um geoparque da UNESCO*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 211p.
- Ruchkys U.A. & Machado M.M.M. 2013. Patrimônio geológico e mineiro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Caracterização e iniciativas de uso para educação e geoturismo. *Boletim Paranaense de Geociências*, **70**:120-136. doi: 10.5380/geo.v70i0.31541
- Santos L.D. & Brandão P.R.G. 2003. Morphological varieties of goethite in iron ores from Minas Gerais, Brazil. *Minerals Engineering*, **16**:1285-1289. doi: 10.1016/j.mineng.2003.07.007
- Scott C., Lyons T.W., Bekker A., Shen Y., Poulton S.W., Chu X., Anbar A.D. 2008. Tracing the stepwise oxygenation of the Proterozoic ocean. *Nature*, **452**:456-459. doi: 10.1038/nature06811
- Silva O. P. 1995. A mineração em Minas Gerais: passado, presente e futuro. Geonomos, 3(1):77-86
- Silva A.M., Chemale Jr. F., Kuyjimian R., Heaman L. 1995. Mafic dyke swams of the Quadrilátero Ferrífero and Espinhaço range, MG, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**:124-137. doi: 10.25249/0375-7536.1995124137.
- Spier C.A., Vasconcelos P.M., Oliveira S.M.B. 2006. 40Ar/39Ar geochronological constraints on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Chemical Geology*, 234:79–104. doi: 10.1016/j.chemgeo.2006.04.006
- Takehara L. 2004. *Caracterização geometalúrgica dos principais minérios de ferro brasileiros fração sinter feed.* Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 419 p.
- Taylor S.R. & McLennan S.M., 1985. *The continental crust: Its composition and evolution*. Blackwell, Oxford. ISBN 0632011483

- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. *In:* Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31° International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 101-137.
- Teixeira W. & Figueiredo M.C.H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco region, Brazil: a review. *Precambrian Research*, **53**:1-22. doi: 10.1016/0301-9268(91)90003-S
- Teixeira N.L., Caxito F.A., Rosière C.A., Pecoits E., Vieira L., Frei R., Sial A.N., Poitrasson F. 2017. Trace elements and isotope geochemistry (C, O, Fe, Cr) of the Cauê iron formation, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: Evidence for widespread microbial dissimilatory iron reduction in the Archean/Paleoproterozoic transition. *Precambrian Research*, **298**:39-55. doi: 10.1016/j.precamres.2017.05.009
- Tosca N.J., Guggenheim S., Pufahl P.K. 2016. An authigenic origin for Precambrian greenalite: implications for iron formation and the chemistry of ancient seawater. *GSA Bulletin* **28**(3-4):511–530. doi: 10.1130/b31339.1
- Trendall A. F. 2002. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, **33**:33-66. doi: 10.1002/9781444304312.ch3
- Uhlein A., Trompette R., Alvarenga C. 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: The Jequitaí-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **12**:435-451. doi: 10.1016/S0895-9811(99)00032-2
- USGS United States Geological Survey, 2017. *Global iron ore production data*. Disponível em https://minerals.usgs.gov/.../iron\_ore/global\_iron\_ore\_data.pdf Acesso em 5/12/2017.
- VALE. 2017. Relatório Form 20-F: Relatório anual, de acordo com a seção 13 ou 15(d) da lei de mercado de capitais de 1934. Disponível em http://www.vale.com/brasil/PT/aboutvale/reports/Paginas/default.aspx Acesso em 5/12/2017.
- Vilela F.T. 2010. Caracterização de metadiamictitos ferruginosos da Formação Nova Aurora (Grupo Macaúbas, Orógeno Araçuaí) a oeste de Salinas, MG. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, UFMG, Belo Horizonte, 135 p.
- Vilela F.T., Pedrosa-Soares A.C., Carvalho M.T.N., Arimatéia R., Santos E., Voll E. 2014. Metalogênese da Faixa Araçuaí: O Distrito Ferrífero Nova Aurora (Grupo Macaúbas, Norte de Minas Gerais) no contexto dos recursos minerais do Orógeno Araçuaí. *In:* Silva M.G., Rocha-Neto M.B., Jost H., Kuyumjian R.M. (orgs.). *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*. 1ed. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, v. único, p. 415-430. ISBN 9788574992211
- Viveiros J.F.M., Sá E.L., Vilela O.V., Santos O.M., Moreira J.M.P., Holder-Neto F., Vieira V.S. 1978. Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, norte de Minas Gerais. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. SBG, *Anais...*, v. 1, p. 243-254.
- Walker J.C.G. 1984. Suboxic diagenesis in banded iron formations. Nature, 309:340–342. doi: 10.1038/309340a0
- Young G.M. 1976. Iron-formation and glaciogenic rocks of the Rapitan Group, Northwest Territories, Canada. *Precambrian Research*, **3**(2):137-178. doi: 10.1016/0301-9268(76)90030-9