

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

Evolução do perfil laterítico e geração de depósitos de bauxita associados a rochas charnockíticas, Zona da Mata Mineira, porção centro leste de Minas Gerais.

João Pedro Prado de Oliveira

Prof.Dr. Nelson Angeli

Rio Claro (SP)
2021

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

João Pedro Prado de Oliveira

Evolução do perfil laterítico e geração de depósitos de bauxita associados a rochas charnockíticas, Zona da Mata Mineira, porção centro leste de Minas Gerais.

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Instituto de Geociências e
Ciências Exatas – Câmpus de Rio Claro,
da Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, para obtenção do grau de
Geólogo.

Rio Claro – SP

2021

Agradecimentos

Aos meus pais, Rosa de Fátima Prado da Silva e João Edis de Oliveira, que me deram todo apoio necessário. A confiança e o incentivo foram fundamentais nessa etapa da minha vida. Vocês foram a base para alcançar meus objetivos. Aos meus irmãos, Gabriela Prado de Oliveira, Henri Elis de Oliveira e Lara Queiroz de Oliveira pelo companheirismo e por sempre acreditarem em mim. Aos meus padrinhos Paulo Prado e Jane Siliano pelo suporte. A minha tia Regina por ter me ajudado nos estudos. As famílias Prado e Oliveira pelo carinho e conselhos. Amo vocês!

Ao meu avô Sebastião, que foi o maior homem que já conheci, trabalhador, integro, foi um exemplo de vida e de superação.

Ao meu orientador professor Dr. Nelson Angeli, que acreditou e confiou em mim, sempre me orientando na minha vida acadêmica, dando total suporte e incentivando nos estudos.

A todos meus colegas e amigos de graduação, que me ajudaram, incentivaram e dividiram os momentos de dificuldades. Um agradecimento especial aos meus parceiros de mapeamento Enrico Marchi e Nadine Chiosini. Aos amigos João Carlos Porcel, Gabriel Pompeu, João Guilherme, Renato Franscischet, Pedro Henrique e Jéssica Finardi pela parceria. E aos amigos Matheus Barbosa e Dayvison Garcia pela companhia.

Aos meus amigos do Qwan Ki Do, Pedro Prates, Vanessa Landim, Gabriel e Miguel, essa arte marcial que foi fundamental na minha evolução.

A Moradia Estudantil da UNESP Rio Claro, que possibilitou a minha formação, eu tenho um carinho muito grande por esse espaço.

A Deus, por ter me dado uma família e amigos maravilhosos, vocês são tudo na minha vida. Muito Obrigado!

SUMÁRIO

1.	Introdução.....	6
1.1	Objetivo	7
1.2	Justificativa	7
2.	Localização da Área de Estudo e Aspectos Fisiográficos	8
2.1	Localização da Área de Estudo.....	8
2.2	Aspectos Fisiográficos	10
3.	Materiais e Métodos	12
3.1	Etapa de Sondagem.....	12
3.2	Etapa Laboratorial	12
3.3	Etapa de Levantamento Bibliográfico – I	13
3.4	Descrição e Classificação do Material – II	13
3.5	Análises químicas – III	13
3.6	Elaboração do Perfis Representativos – IV	13
3.7	Análises Mineralógicas e Petrográficas – V.....	14
3.8	Elaboração de seção e mapas: Geológico e Geomorfológico – VI	14
3.9	Etapa Final - VII.....	14
4.	Geologia Regional	15
4.1	Complexo Juiz de Fora	15
4.2	Faixa Araçuaí	17
4.3	Zonas de Cisalhamento	19
5.	Geomorfologia e Bauxita	21
5.1	Geomorfologia.....	21
5.2	Laterização e Bauxita.....	23
6.	Resultados.....	25
6.1	As Rochas Parentais.....	25
6.1.1	Charnockito (Complexo Juiz de Fora)	25
6.1.2	Ortognaisse (Complexo Juiz de Fora).....	30
6.2	O Perfil de Alteração	33
6.2.1	Isalterita Caulínica (Ic)	35
6.2.2	Isalterita Gibbsítica (Ig).....	37
6.2.3	Bauxita Isalterítica (Bi).....	39
6.3	Análises Químicas.....	43
6.3.1	Difratometria por Raios X	45
6.4	Mapa Geológico, Seção Geológica e Mapa Geomorfológico	46
6.5	Estudo comparativo entre os furos de sondagem.....	47
7.	Discussão	49
8.	Considerações Finais	50
9.	Referências Bibliográficas.....	51

Resumo

Na região centro leste de Minas Gerais, próximo aos municípios de Simonésia e Manhuaçu, ocorrem importantes depósitos de bauxita, eles estão relacionados com as rochas metamórficas e magmáticas pertencentes ao Complexo Juiz de Fora. O objetivo deste trabalho é compreender os fenômenos evolutivos causadores desta ampla concentração de minério de alumínio na região, fazendo correlações geológicas com as rochas charnockíticas sotopostas aos depósitos. Foram realizadas descrições macroscópicas e microscópicas das amostras retiradas a partir de 15 furos de sondagens. O perfil laterítico tem espessura entre 2 à 10 metros (depósito tipo manta), alguns locais contem até 47% de Al_2O_3 . A mineralogia observada é composta por gibbsita [$\text{Al}(\text{OH}_3)$], diásporo [AlOOH], bayerita [$\alpha\text{Al}(\text{OH})_3$], goethita, quartzo e caulinita. O teor médio de Al_2O_3 nas amostras variam entre 42,1 % e 36,5% nos níveis mineralizados, o teor de óxidos de silício (SiO_2) varia entre 24,2% e 17,4%, com sílica reativa em média menor que 8%. Os dados obtidos pelas análises químicas à base calcinada mostram um grande potencial metalúrgico para este minério. A partir de características físicas, mineralógicas e químicas se propôs uma classificação das fácies bauxíticas, da base pro topo em: Isalterita Caulínítica, Isalterita Gibbsítica e Bauxita Isalterítica.

Palavras-Chave: Bauxita. Perfil Laterítico. Rochas Charnockíticas. Gibbsita.

1. Introdução

Na porção centro leste do estado de Minas Gerais, próximo aos municípios de Manhuaçu e Simonésia, na região conhecida como Zona da Mata, encontram-se várias ocorrências de bauxita. Para entender a causa da ampla concentração desse minério, é necessário fazer correlações e análises com as rochas charnokíticas sotopostas aos depósitos.

A evolução do perfil laterítico e o forte grau de intemperismo químico sobre as rochas, influenciam a concentração de altos teores de alumínio, esse tipo de depósito é classificado como supergênico. Segundo Carvalho (1989), são depósitos autóctones resultado da alteração intempérica das rochas magmáticas e metamórficas, classificados como Bauxita Laterítica de Cobertura.

Os três parâmetros mais significativos na formação da bauxita são, o clima, o relevo e a rocha subjacente. O Brasil é um país com um enorme potencial para formar depósitos do tipo residual, pois ele está localizado geograficamente entre as latitudes de 30 graus. Nessa faixa as condições climáticas são muito favoráveis, dentre elas se destaca a grande pluviosidade e a alta temperatura. Esses dois fatores intensificam os processos intempéricos, acelerando as reações químicas e incorporando o alumínio em argilominerais.

O relevo regula a velocidade de escoamento das águas pluviais, portanto controla o volume de água que se infiltra nos perfis. Assim, dependendo do tipo de relevo e da composição química desse fluido há a possibilidade de acúmulo de elementos de interesse, como ferro e alumínio, a partir da eliminação dos componentes solúveis.

A região pesquisada está em um domínio de rochas metamórficas e magmáticas, que passaram por vários eventos tectônicos. O Complexo Juiz de Fora é correlacionado com a Orogênese Transamazônica e a Faixa Araçuaí se relaciona ao Ciclo Brasileiro. Esses eventos modificaram a disposição original das rochas, dificultando o reconhecimento de suas condicionantes estratigráficas. A foliação regional NNE-SSW da Faixa Araçuaí pode ter sido um fator que corroborou no controle da disposição dos depósitos (Lopes, 1987).

1.1 Objetivo

O objetivo desta pesquisa é compreender os fenômenos evolutivos que geraram e concentraram os hidróxidos de alumínio, os quais ocorrem a partir da alteração de rochas charnockíticas, na porção centro leste de Minas Gerais. Para isso, se almejou analisar os aspectos genéticos, mineralógicos, químicos, estruturais e morfológicos da área pesquisada.

1.2 Justificativa

O alumínio é um elemento químico classificado como um metal de pós transição segundo a USGS (2020), devido às suas propriedades físico-químicas como: baixa densidade, maleabilidade, ductilidade e resistência a corrosão, possui grande valor para a indústria. Pode ser utilizado na fabricação de diversos produtos, principalmente refratários e ligas metálicas.

Essa relevância para a indústria faz com que esse elemento seja valorizado pelo mercado mundial. A partir de 2020 houve uma alta dos preços do Alumínio, vide o anexo 1 que trata de forma mais detalhada o contexto econômico atual. Com esse cenário, o estudo de depósitos de bauxita se torna importante para o desenvolvimento do país e principalmente para as regiões próximas a eles.

Depósitos de bauxita sobrepostos a rochas metamórficas e granitóides possuem um grande potencial para os estudos acadêmicos e são possíveis alvos econômicos. Existem dúvidas a respeito da gênese, variação vertical, continuidade lateral e a forma de distribuição sobre a superfície da região localizada na porção centro leste de Minas gerais. Assim, esse trabalho visa fomentar os estudos científicos nessa área da geologia econômica.

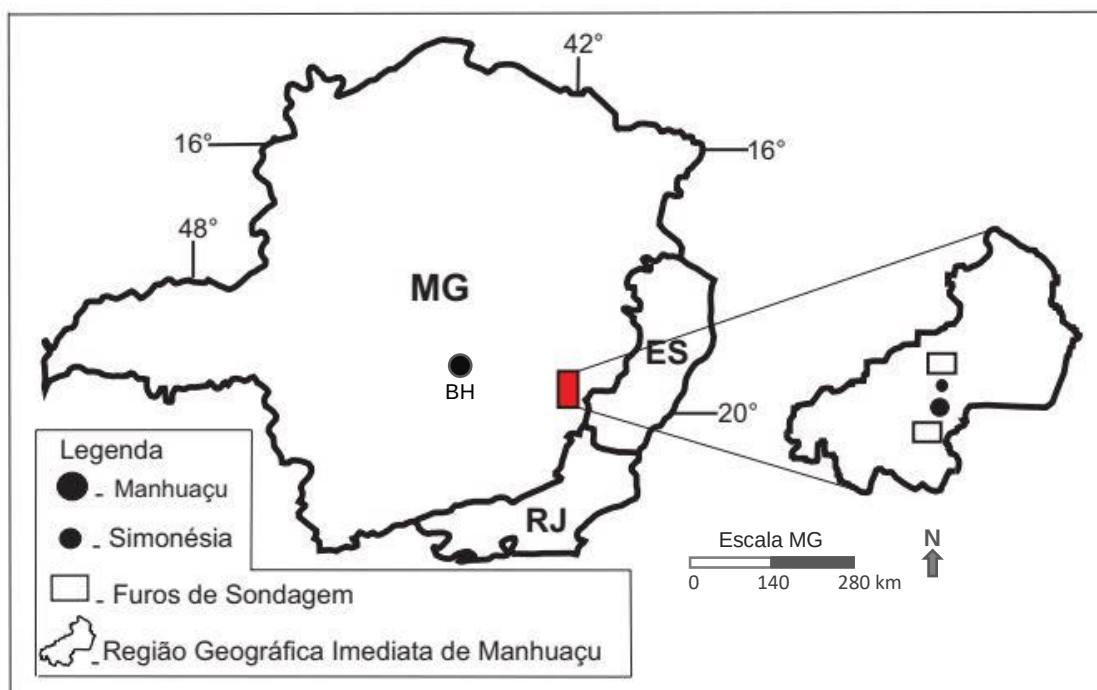
2. Localização da Área de Estudo e Aspectos Fisiográficos

2.1 Localização da Área de Estudo

A área onde foi realizada a pesquisa localiza-se próximo aos municípios de Manhuaçu e Simonésia, está inserida na mesorregião conhecida como Zona da Mata Mineira, classificação vigente pelo IBGE entre 1989 e 2017. Sua formação inicial era composta pelas microrregiões Cataguases, Juiz de Fora, Manhuaçu, Muriaé, Ponte Nova, Ubá e Viçosa.

Atualmente essas microrregiões correspondem a nova classificação do IBGE, chamada de Região Geográfica Intermediária de Juiz de Fora. A Região Geográfica Imediata de Manhuaçu é uma das 70 regiões imediatas do Estado de Minas Gerais, uma das 10 regiões imediatas que compõem a Região Geográfica Intermediária de Juiz de Fora (IBGE, 2017) (Figura 1).

Figura 1: Localização da área onde foi realizado o estudo no mapa de Minas Gerais e dos locais onde foram feitas as sondagens no mapa da Região Imediata de Manhuaçu.

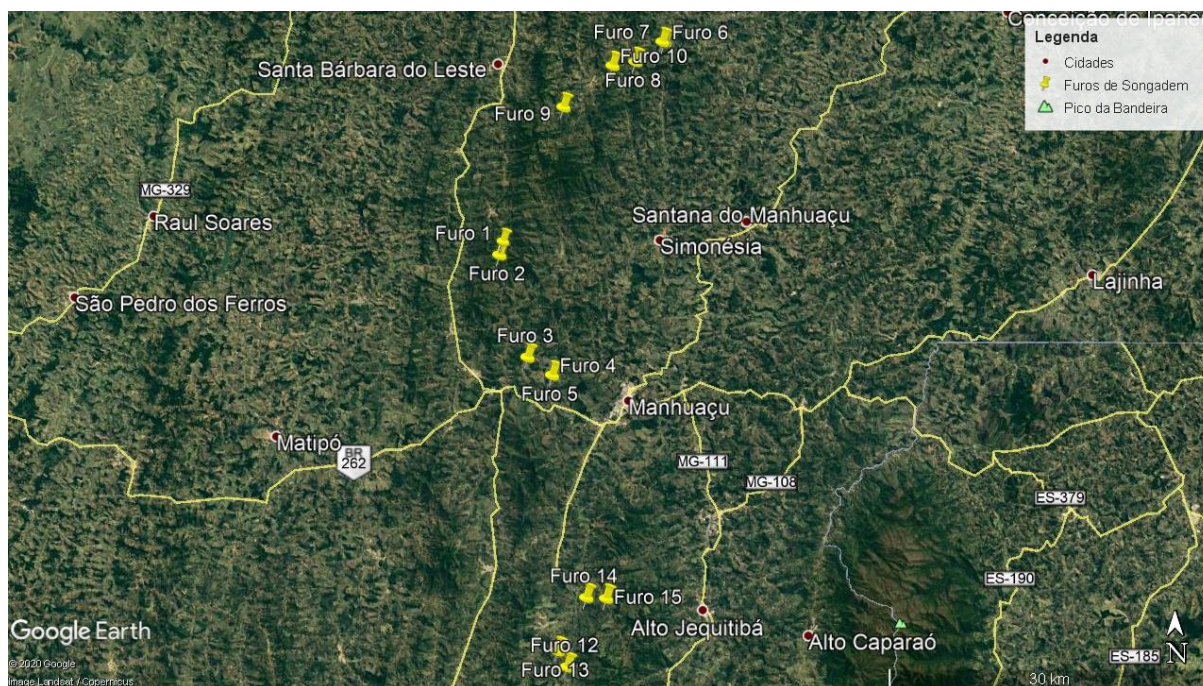


Fonte: Elaborado pelo autor.

O maior município da região analisada é Manhuaçu, o acesso até ele partindo de Rio Claro -SP, pode ser feito por duas rotas, uma que passa pelo estado do Rio de Janeiro e a outra que passa por Minas Gerais. Pelo Rio de Janeiro a melhor rota se dá através da BR-116 (Rio-Bahia), passando por São José dos Campos-SP, Volta Redonda-RJ, Três Rios-RJ, Leopoldina-MG, Muriaé-MG, Realeza-MG. O outro acesso por Minas, passa pela BR- 267, passando por Mogi Mirim-SP, Pouso Alegre, Juiz de Fora, Leopoldina, Muriaé, Realeza-MG.

As áreas em que foram realizadas as sondagens se concentram em três regiões principais. Ao norte do município de Simonésia, próximo à Santa Bárbara do Leste. Na região central e ao sul de Manhuaçu, próximo a Alto Jequitibá (Figura 2). Os acessos aos locais de pesquisa foram feitos principalmente pela rodovia MG-425 que liga Santa Barbara do Leste à Manhuaçu e pela rodovia MG-111, que liga Simonésia até Alto Jequitibá.

Figura 2: Localização dos municípios onde foi realizado os furos de sondagem



Fonte: Imagem retirada do Google Earth Pro.

2.2 Aspectos Fisiográficos

A Zona da Mata Mineira de acordo com a classificação de Ab'Saber (1997), se insere no domínio morfoclimático de Mares de Morros. São áreas de relevos mamelonares, com formações convexas em configuração de meia laranja.

Valverde (1958) caracteriza o relevo da Zona da Mata como heterogêneo formado por regiões onduladas, planas e montanhosas, as configurações morfológicas os morros são convexos e com vales abertos, em algumas localidades se encontra cristas alinhadas na direção NNE (Figura 3).

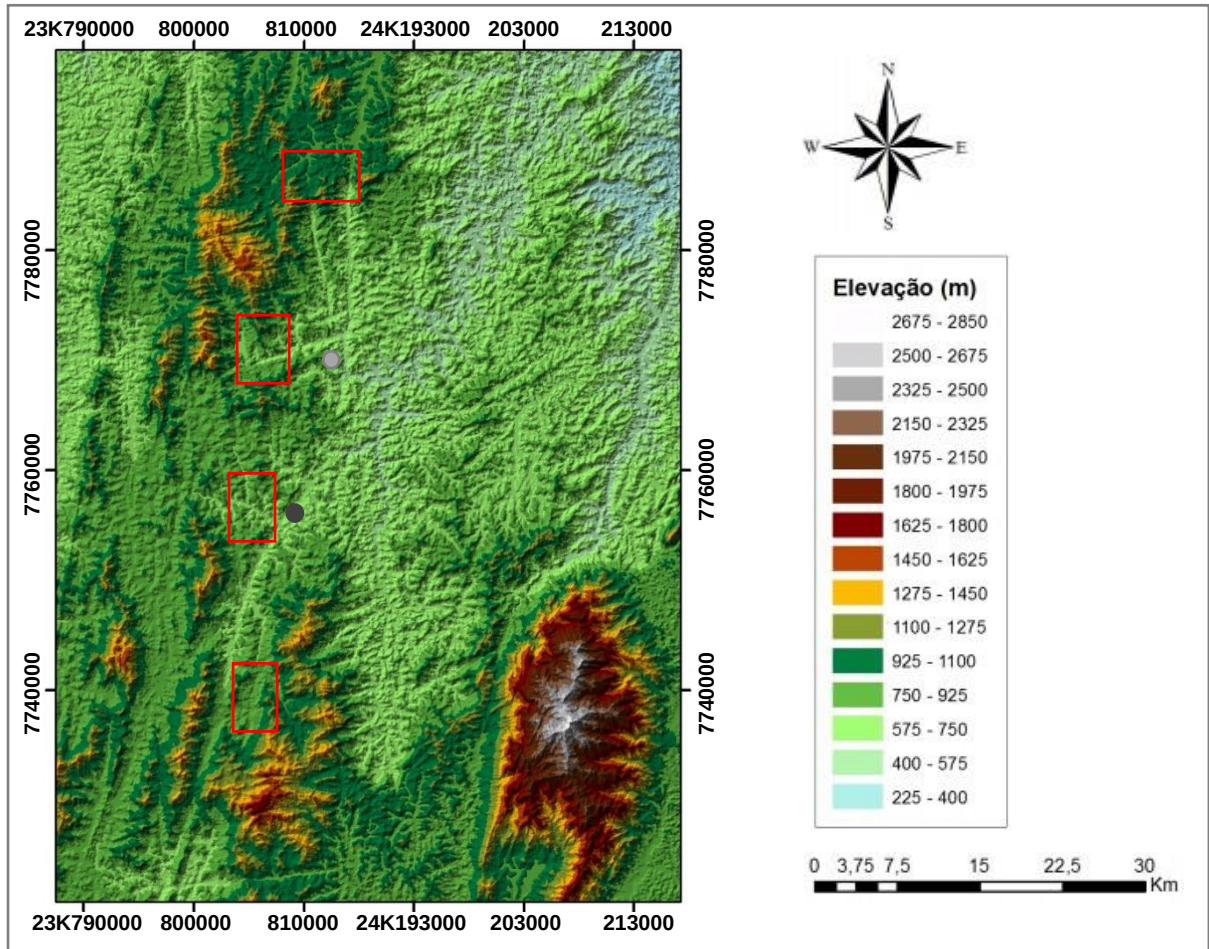
Segundo a classificação climática proposta por Köppen-Geiger (1936), a região se enquadra no tipo Cwa: temperatura média do ar dos três meses mais frios inferior a 18 °C, temperatura média do mês mais quente superior a 22 °C tem estação verão e inverno bem definida, com clima tropical de altitude com verões quentes e chuvosos.

Vegetação original da região se enquadrava no domínio da Mata Atlântica, composta por formações florestais nativas (Floresta Ombrófila Densa; Floresta Ombrófila Mista, também denominada de Mata de Araucárias; Floresta Ombrófila Aberta; Floresta Estacional Semidecidual; e Floresta Estacional Decidual). Atualmente estima-se que resta somente cerca de 29% de sua cobertura original (MMA, 2020).

Nessa região o processo de uso e ocupação ocorreu ao longo dos vales, deixando os altos e partes das encostas cobertas de mata. Assim, nas áreas de campos naturais o padrão da vegetação é justamente o inverso: os campos ficam nos altos e as florestas ocupam os vales, formando matas ciliares e capões nas nascentes (Valverde, 1958).

O ponto mais alto dessa região é o Pico da Bandeira, localizado na Serra do Caparaó, ele é o terceiro pico mais alto do Brasil com 2850 metros de altitude (Figura 2). A Suíte Caparaó é formada por gnaisses e migmatitos de alto grau, de idade de aproximadamente 2,19 Ga, de composição diorítica a granítica. Essa suíte pode ser relacionada ao Complexo Juiz de Fora (Novo, 2011).

Figura 3: Modelo Digital do Terreno (MDT) da região de estudo, o ponto cinza escuro indica o município de Manhauçu e o cinza claro Simonésia. Os quadrados vermelhos indicam os locais onde foram realizados os furos de sondagem.



Fonte: Elaborado pelo autor por meio de imagem do satélite Alos Palsar.

3. Materiais e Métodos

Este capítulo discorre sobre as etapas dos trabalhos que foram realizadas durante o desenvolvimento da pesquisa. As duas primeiras etapas foram realizadas pela Mineração Curimbaba no ano de 2012. As demais etapas desenvolvidas foram divididas em 7 fases:

3.1 Etapa de Sondagem

Esta etapa foi realizada por geólogos e técnicos da Mineração Curimbaba. Consistiu primeiramente na definição dos alvos prospectivos e posteriormente no processo de perfuração de 15 furos. As sondagens foram realizadas utilizando trado mecânico rotativo com diâmetro de 5 polegadas e as amostras coletadas foram armazenadas em sequência estratigráfica nos sacos plásticos contendo etiquetas com as coordenadas, numeração de cada ponto e suas respectivas metragens.

3.2 Etapa Laboratorial

As análises químicas foram realizadas pelos técnicos do laboratório da Mineração Curimbaba, foram elaboradas três tipos de análises: Análise Química-Base Seca, Análise Química-Base Calcinada e Análise mineralógica. Desse modo a amostra preparada foi adicionada ao equipamento de Fluorescência de Raios X (FRX) para se obter os valores das porcentagens dos óxidos.

O método BAYER foi utilizado para determinação de Al_2O_3 e SiO_2 reativo. Consiste na digestão do Al_2O_3 do minério de bauxita. O início desse processo corresponde à digestão do minério por solução alcalina em meio alcalino (NaOH).

Na etapa da digestão é feita a adição de CaO para promover a precipitação dos íons carbonato e fosfato distribuídos neste meio. A segunda etapa (clarificação) consiste na separação dos resíduos sólidos muito ricos em óxidos de ferro (lama vermelha) da solução composta por aluminato de sódio $\text{Na}[\text{Al}(\text{OH})_4]$. O material, que passa nesta etapa, é resfriado e o $\text{Al}(\text{OH})_3$ é precipitado pela adição das partículas de $\text{Al}(\text{OH})_3$.

A partir daí, os íons hidroxila são removidos de $\text{Al}(\text{OH})_3$, e o álcali filtrado é concentrado por evaporação é retornado à etapa de digestão. A maior parte do hidróxido de alumínio é calcinada para a produção de alumina, e uma pequena parcela é submetida à secagem e pronta para uso (Abal, 2020).

3.3 Etapa de Levantamento Bibliográfico – I

Nesta etapa foi realizado a compilação bibliográfica das áreas pesquisadas para desenvolver o capítulo de Geologia Regional. A partir desse ponto, foi planejado a elaboração da descrição e classificação das amostras.

3.4 Descrição e Classificação do Material – II

As descrições das amostras foram realizadas no Departamento de Geologia da Universidade Estadual Paulista (UNESP), campus de Rio Claro-SP. As amostras foram descritas a vista desarmada, utilizando lupa de mão. Foi baseada principalmente em propriedades físicas e químicas como: cor, estrutura, resistência e mineralogia. A nomenclatura utilizada como base para a classificação das amostras foi a de Chatelin (1974), baseada na preservação de estrutura, assim dividiu-se em três categorias: Isalterita, tem sua estrutura preservada, Aloterítica, não tem a estrutura preservada e Isalterítica, tem a estrutura preservada, porém já na fácies bauxíticas. O termo Bauxita foi relacionado com a porcentagem química de Al_2O_3 , maior que 40% foi chamada de Bauxita (Bardossy, 1963).

3.5 Análises químicas – III

Nesta fase foram realizadas as interpretações a respeito das análises químicas, utilizando os dados obtidos por meio da Fluorescência de Raios X. Esses resultados foram fornecidos em tabelas e gráficos das porcentagens de óxidos de alumínio, silício, ferro, titânio, fósforo, cálcio, magnésio e manganês.

3.6 Elaboração do Perfis Representativos – IV

Com as descrições finalizadas, se elaborou um perfil de alteração representativo para a área pesquisada, contendo todos os horizontes de alteração da rocha parental até a superfície. Para possibilitar entender o processo de transformação da rocha parental até a formação dos níveis bauxíticos. Também foi realizado perfis mais simplificados de todos os furos de sondagem, com a espessuras de cada nível no intuito de compará-los.

3.7 Análises Mineralógicas e Petrográficas – V

Foram selecionadas 11 amostras para se fazer as lâminas petrográficas. São 5 amostras de rochas e 6 dos horizontes do perfil de alteração. Com a análise microscópica e com a análise da Difração de raios X (DRX), se identificou os principais minerais pretéritos a formação da bauxita e a forma de ocorrência dos minerais de alumínio nos horizontes mineralizados.

3.8 Elaboração de seção e mapas: Geológico e Geomorfológico – VI

Utilizando os dados de três mapas geológicos feitos pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), em conjunto com tratamento de imagens do satélite Alos Palsar disponíveis pela NASA, foram elaborados um mapa geológico e um geomorfológico para a área. As folhas utilizadas foram Manhauçu (SF.23-X-B-III), Manhumirim (SF.24-V-A-I) e Caratinga (SE.23-Z-D-VI). Nos mapas foram plotados 14 furos, pois o furo 11 não havia coordenadas, ele foi utilizado somente nas descrições das amostras.

3.9 Etapa Final - VII

Esta etapa consiste na finalização do trabalho de conclusão de curso, reunindo e interpretando todos os dados obtidos nas etapas anteriores.

Tabela 1: Cronograma das Atividades

Etapas	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar
I	X	X	X	X	X								
II				X	X	X	X	X					
III						X	X	X					
IV							X	X	X				
V										X	X		
VI										X	X		
VII											X	X	X

Fonte: elaborado pelo autor

4. Geologia Regional

As ocorrências de bauxita analisadas na região da Zona da Mata Mineira foram inicialmente estudadas nos anos oitenta por Carvalho & Lopes (1987) e Lopes & Branquinho (1988). Elas estão situadas em uma faixa NE-SW, com extensão de aproximadamente 160 km por 30 km de largura, partindo do sudeste de Minas Gerais, próxima as divisas com os estados de Espírito Santo e Rio de Janeiro.

No contexto regional os depósitos de bauxita estão localizados sobre as rochas charnockíticas do Complexo Juiz de Fora e sobre as suítes magmáticas neoproterozoicas de composição granítica, pertencentes a Faixa Araçuaí. Essas intrusões se originaram durante os grandes eventos tectônicos causados pela Orogênese Brasileira. A Faixa Araçuaí foi definida por Almeida (1981) como um extenso cinturão de dobramentos com orientação preferencial NE-SW, que faz limite com o sudeste do Cráton do São Francisco.

4.1 Complexo Juiz de Fora

O termo Complexo Juiz de Fora (Figura 4), refere-se à vasta faixa de rochas granulíticas com direção NE-SW, que aflora na região limítrofe entre os estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro e Espírito Santo.

Oliveira (1983) divide a sequência de rochas do Complexo Juiz de Fora em duas faixas, uma com rochas charnockíticas e granulitos (Faixa Juiz de Fora), e outra com migmatitos, anfibolitos, quartzitos e rochas cálcio-silicáticas (Faixa Paraíba do Sul). Ambas se estendem em corpos por centenas de quilômetros, com larguras médias de 20 quilômetros.

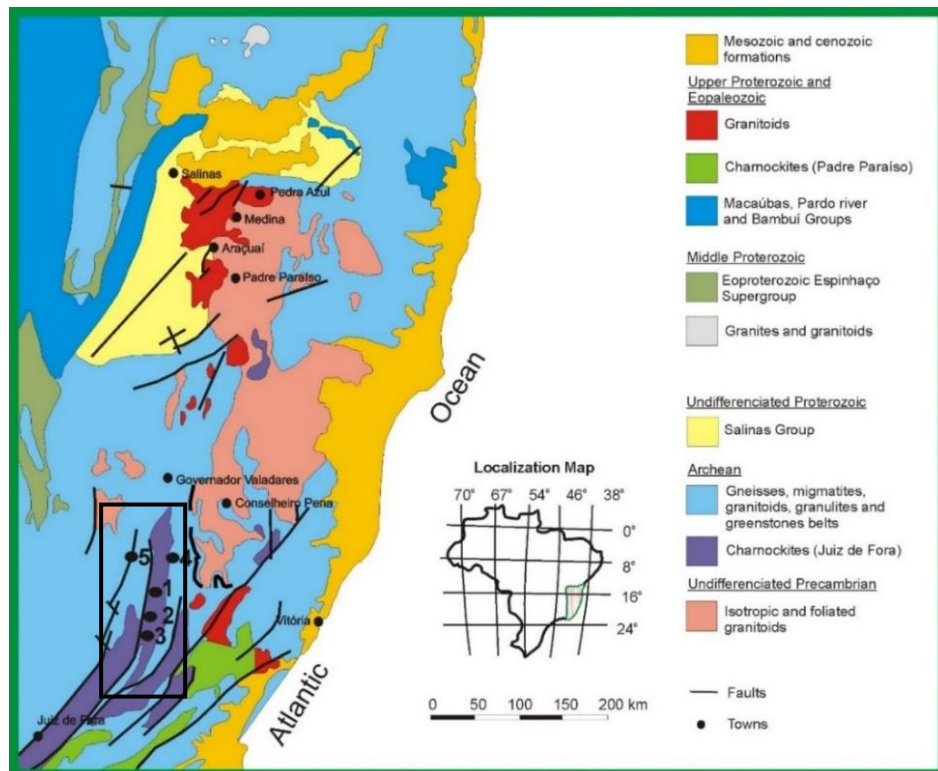
Os litotipos encontrados na Faixa Juiz de Fora pertencem à série de rochas charnockíticas. São representados por charnockitos, charno-enderbitos, enderbitos e noritos. As rochas apresentam uma textura primária que é granular hipidiomórfica, mascarada quase sempre pela cataclase e recristalização (Oliveira, 1983).

Heibron (1993) divide o Complexo Juiz de Fora separando os granulitos ortoderivados que constituem o embasamento de idade pré 1,7 Ga, dos granulitos paraderivados de idade Neoproterozóica, colocados no Grupo Andrelândia. Assim Heibron (1993) defini o Complexo como sendo um conjunto heterogêneo de rochas, constituído por ortognaisses e metabasitos com paragêneses da fácies granulito, que apresenta localmente retrometamorfismo, com formação dos minerais hornblenda e biotita a partir de piroxênios. As intercalações metassedimentares, foram interpretadas

como camadas tectônicas da cobertura neoproterozóica. Cordani et al (1973), fundamentado em dados geocronológicos, mostrou que os gnaisses granulíticos e granulitos da Formação Paraíba do Sul, tem isócronas com idades Rb-Sr de 2070 Ma, que seria correlacionado ao ciclo Transamazônico.

Machado et al (1996) utilizando a geocronologia e o método de datação U-Pb, dataram uma rocha charnockítica do Complexo Juiz de Fora e chegou a idade de cristalização de 2134 Ma, podendo se caracterizar também como uma unidade de associação magmática ao ciclo transamazônico. Duarte (1998) interpretou que o primeiro evento metamórfico a afetar as rochas do complexo, responsável pela formação de paragêneses diagnósticas da fácies granulito em arranjo granoblástico, é anterior à formação da foliação regional, relacionada à Orogênese Brasileira.

Figura 4: Mapa geológico mostrando as rochas pertencentes ao Complexo Juiz de Fora. Os pontos indicam os municípios (1-Simonésia), (2-Manhuaçu), (3-Luisburgo), (4-Ipanema), (5-Caratinga).



Fonte: Pedrosa Soares et al 2001.

4.2 Faixa Araçuaí

A área pesquisada localiza-se na Província Estrutural Mantiqueira, ela se situa ao longo da costa atlântica sul, estendendo-se até a fronteira com o Uruguai, é caracterizada por ser uma região montanhosa e abrange uma área de aproximadamente 450.000 km² (Almeida, 1981).

No contexto geotectônico da Província Mantiqueira está inserida na Faixa Araçuaí (Figura 2), definida primeiramente por Almeida et al (1981) e posteriormente por Pedrosa Soares et al (2001), como sendo uma região orogênica situada na borda sudeste do Cráton São Francisco, que se desenvolveu no Ciclo Brasileiro, na era Neoproterozoica.

Segundo Pedrosa Soares et al (2007) o Orógeno Araçuaí se originou devido a colisão dos Crátons São Francisco e Congo, sendo formado por meio de grandes eventos tectônicos que ocorreram, datados pelo método U/Pb, por volta de idades entre 630 e 490 Ma. Esses grandes eventos metamórficos foram divididos em fases deformacionais:

- Estágio pré-colisional (acrescionário), caracterizado pelo arco magmático do Orógeno, tendo como principal litologia rochas vulcânicas do Grupo Rio Doce e rochas menos evoluídas como tonalitos e granodioritos (630-585 Ma).

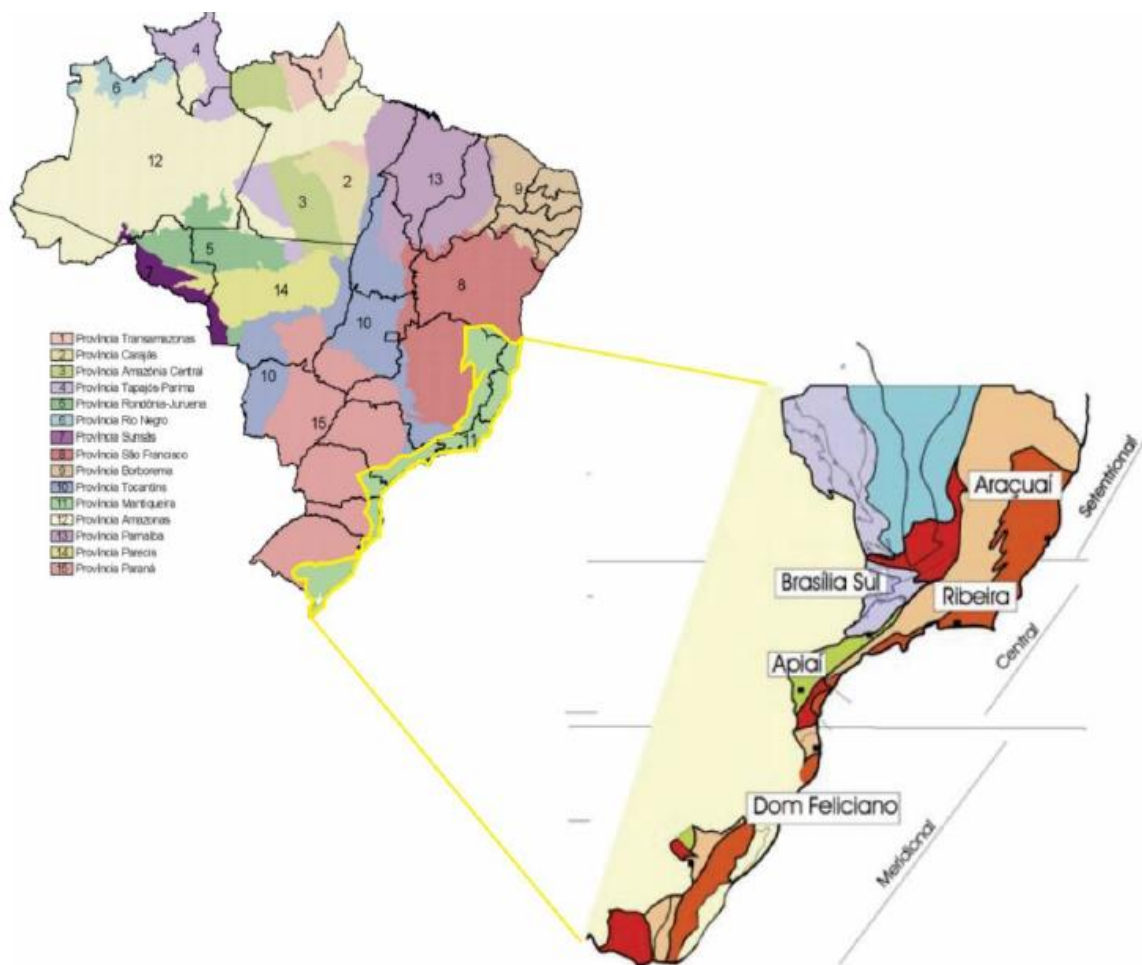
- Estágio sin-colisional é evidenciado por ser o ápice metamórfico que gerou expressiva granitogênese tipo S, rochas paraderivadas, principalmente granitos e paragneisses, essa fase é relacionada ao Grupo Andrelândia (582-560 Ma).

- Estágio pós-colisional gerou plutonismo tipo I, cálcio-alcálico rico em potássio e ferro, as intrusões dessa fase geraram os batólitos de composições graníticas e/ou charnockíticas (520-490 Ma).

Tupinanbá et al (2007), para o setor setentrional da Faixa Ribeira em conexão com a Araçuaí e divide as unidades litológicas em domínios e compartimentos tectônicos. O Domínio Juiz de Fora é constituído, pelo embasamento, representado por heterogêneos ortogranulitos, denominado Complexo Juiz de Fora (2,4 – 1,7 Ga). Pela Megassequência Andrelândia composta por gnaisses pelíticos e gnaisses bandados com quartzitos, de idade neoproterozoica. As rochas granulíticas presentes no Complexo Juiz de Fora foram formadas no paleoproterozoico pelo Ciclo Transamazônico (2 Ga). Contudo os eventos tectônicos neoproterozoicos (630-490 Ma), relacionados à Orogênese Araçuaí, alteraram a estratigrafia original da região e geraram intrusões graníticas.

Na porção leste da Faixa Araçuaí, à altura do paralelo 20°00'S estão localizados os depósitos de bauxita. As principais rochas parentais para formação desses depósitos foram as rochas do Complexo Juiz de Fora e as rochas do Grupo Andrelândia. O primeiro associado principalmente aos charnockitos e aos gnaisses migmatíticos de composição enderbítica. E o segundo relacionado aos paragneisses, de composição mais félsica (Noce et al, 2006).

Figura 5: Localização da Faixa Araçuaí no contexto geotectônico da Província Mantiqueira.



Fonte: Modificado de Hasui 2012 e Heilbron et al. 2004.

4.3 Zonas de Cisalhamento

A área analisada é cortada por várias zonas de cisalhamentos. As ocorrências de bauxita estão relacionadas com esses lineamentos, eles condicionaram sua formação e acumulação, por meio da incisão das drenagens, essas zonas cisalhantes representam os últimos estágios da evolução tectônica da Faixa Araçuaí (Figura 6).

A Zona de Cisalhamento Manhuaçu - Santa Margarida (Figura 7) ocorrem em uma faixa de direção preferencial norte-sul, com inflexões para NE nas suas porções terminais. Compreende uma área entre as cidades de Governador Valadares, ao norte, e de Juiz de Fora, ao sul. O segmento sul envolve rochas das unidades Juiz de Fora, Quirino e Paraíba do Sul, além de granitóides neoproterozóicos. Caracteriza-se por um conjunto de zonas transcorrentes subparalelas de direção NE-SW, com espaçamentos que variam entre 1 a 7 km e cuja largura média fica em torno de 30 km (Silva et al, 2009).

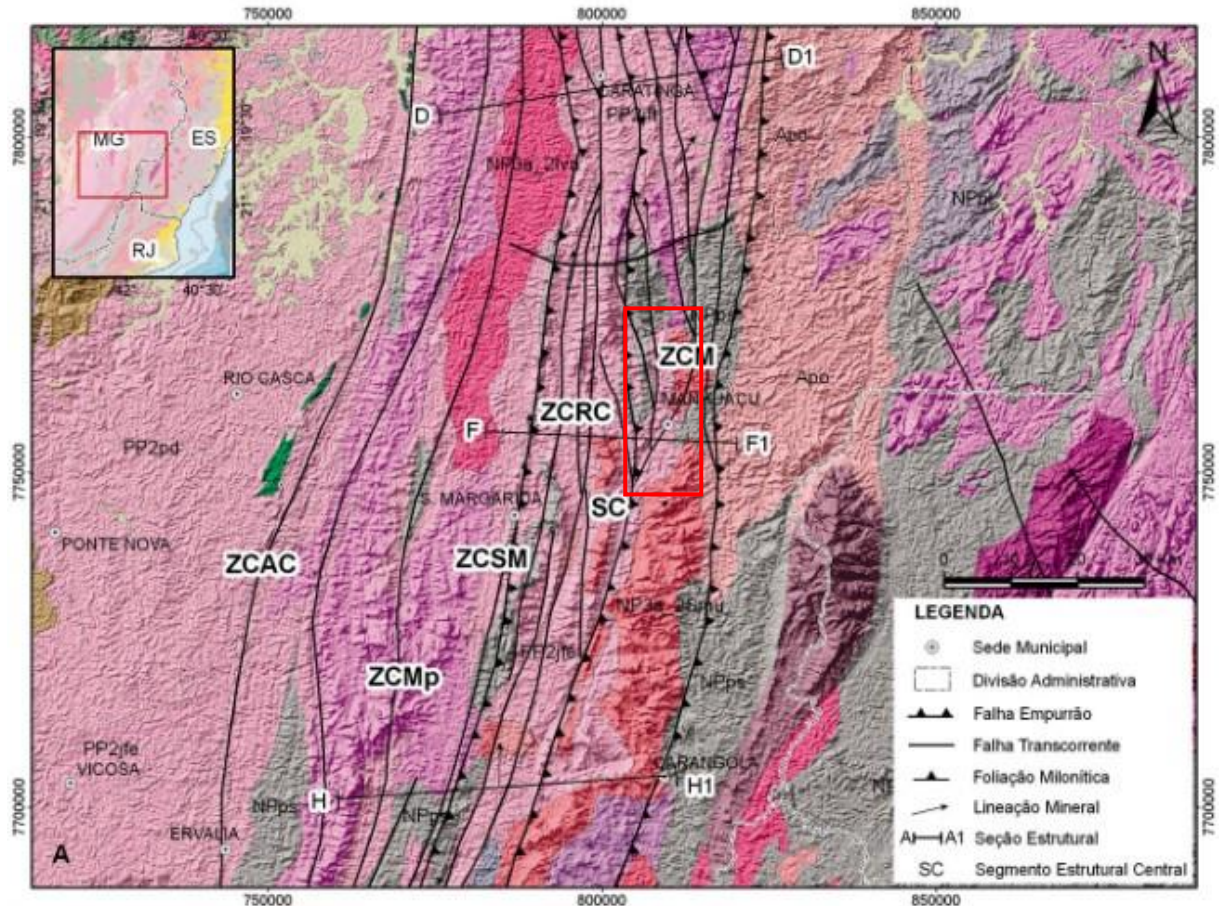
Segundo Silva et al (2019), a Zona de Cisalhamento Manhuaçu - Santa Margarida é constituída por um conjunto de zonas dúcteis de empurrão e transcorrências dextrais e sua evolução deu-se em quatro fases. A sua nucleação como um conjunto de zonas dúcteis de empurrão deu-se durante etapa colisional principal do Orógeno Araçuaí, entre 585 e 560 Ma e foi acompanhada de metamorfismo regional e produção de granitos anatéticos nas condições da fácies anfíbolito e granulito.

Figura 6: Características do relevo associado a Zona de Cisalhamento Manhuaçu-Santa Margarida. a) Paisagem de hogbacks vista de NW, correspondente à porção norte do feixe. b) Espigões em dorso de peixe ("fishbacks"), alinhados na direção NNE-SSW.



Fonte: Imagens retiradas de Silva et al, (2009).

Figura 7: Mapa geológico e seções do segmento central (SC) do Feixe de Zonas de Cisalhamento Manhuaçu - Santa Margarida, onde: Apo = Complexo Pocrane, PP2pd = Complexo Mantiqueira/Piedade, PP2jft = Complexo Juiz de Fora (unidade tonalítica), PP2jfe = Complexo Juiz de Fora (unidade enderbítica), NPps = Complexo Paraíba do Sul, NPpl = Formação Palmital do Sul, NP3a-1lbg/Sga = tonalito Bom Jesus do Galho (Suíte Galiléia), NP3a-2lvn = tonalito Vermelho Novo e NP3a-Smu = Suíte Muriaé. Zonas de Cisalhamento: Abre Campo (ZCAC), Matipó (ZCMp), Santa Margarida (ZCSM), RealezaCaratinga (ZCRC) e Manhuaçu (ZCM). O retângulo vermelho indica a área de estudo.



Fonte: Mapa geológico retirado de Silva et al. (2009).

5. Geomorfologia e Bauxita

5.1 Geomorfologia

Os fenômenos geomorfológicos como a evolução das vertentes, ciclos erosivos, distribuição das drenagens, em conjunto com as oscilações climáticas, são condicionantes importantes na geração de depósitos originados a partir do enriquecimento supergênico.

King (1956) atribui como elemento controlador do desenvolvimento da paisagem brasileira a sequência de ciclos de denudação que, por meio da regressão de escarpas e pedimentação, agiram sobre a região durante o Mesozoico Superior e o Terciário. Esses aplainamentos são resultantes de uma série de soerguimentos tectônicos, separado por longos períodos de estabilidade tectônica. O autor propõe o seguinte modelo de divisão para os ciclos de erosão:

1) Após o soerguimento do continente Sul-Americano ocorreu um longo período erosivo que produziu um nivelamento do relevo a uma vasta peneplanação, denominada de Superfície Sul Americana. Esse vasto aplainamento foi desenvolvido durante o Cretáceo e o Terciário Médio.

2) O ciclo que sucedeu o Sul Americano foi denominado de Velhas, que atingiu o nível de base no Terciário Superior. Esse ciclo se encontra na forma de vales que dissecam o planalto Sul Americano.

3) A erosão cíclica quaternária foi denominada de Paraguaçu, ela é representada na área adjacente a costa. São ciclos de vales recentes que margeiam o continente e que não produziram a fase de aplainamento vasto.

Segundo King (1956) o desenvolvimento de superfícies planas, mal drenadas, combinada com a alta velocidade de evaporação, pode produzir muitos acúmulos residuais de canga e bauxita.

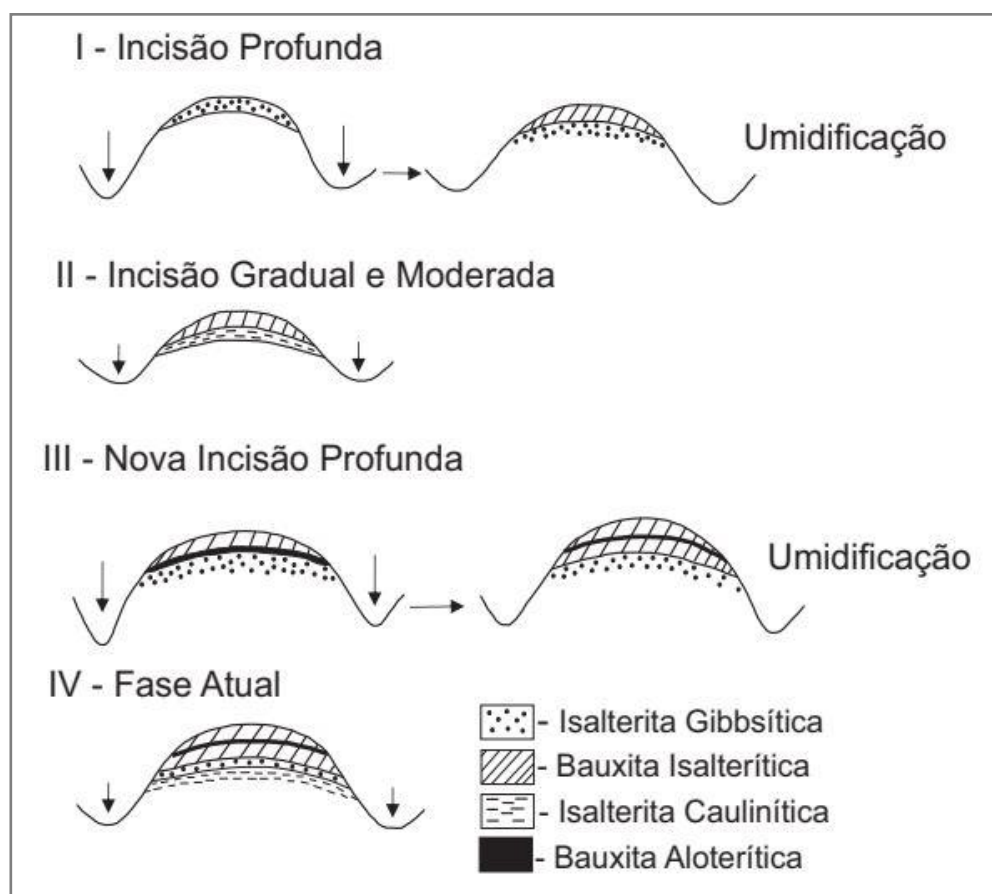
Lopes (1987) analisando os perfis lateríticos das bauxitas da Zona da Mata na região de Miraí, versa que a sucessão de fáceis mostram uma complexa história evolutiva na qual variaram as condições dos meios de alteração, gerando distintas fácies e imprimindo aos perfis um caráter polifásico (Figura 8). As fáceis revelaram uma mudança de clima úmido para seco, a partir de uma superfície aplainada.

Para Lopes & Branquinho (1988) a gênese das bauxitas estaria relacionada com a evolução geomorfológica da superfície erosiva Sul americana durante as pediplanações terciárias e quaternárias.

Romano & Castañeda (2006) apontam que além da geração ligada a um extenso pediplano eoterciário, o evento mais significativo para a gênese destes depósitos foi a atuação de uma tectônica pós-mesozóica. Com caráter regionalmente distensivo, que se desenvolveu na costa brasileira a partir da abertura do Atlântico, com geração de estruturas tipo horst e hemigrabens alinhados e paralelos à atual costa continental.

Mesmo com essa hipótese de uma tectônica distensiva, não se exclui o fato de que o alinhamento regional neoproterozoico e as zonas de cisalhamentos com orientação preferencial NNE-SSW, também possa ter condicionado a disposição das ocorrências de bauxita durante sua formação.

Figura 8: Modelo de formação da bauxita na região da Zona da Mata, a nordeste de Miraf- MG.



Fonte: Modificado de Lopes (1987)

5.2 Laterização e Bauxita

Segundo Villar (2002), a história do nome bauxita tem sua origem ligada a uma cidade francesa chamada Les Baux, onde esse minério foi identificado pela primeira vez pelo geólogo Pierre Berthier, em 1821.

Os primeiros depósitos conhecidos se localizavam no sul da França e na Europa central, eram associados a rochas carbonáticas que foram considerados rochas mães da bauxita. Posteriormente foi descoberto nas regiões tropicais materiais ricos em alumínio sobre rochas ígneas e metamórficas e na forma de depósitos sedimentares. Desse modo o termo bauxita também foi utilizado para os produtos sedimentares e lateríticos ricos em alumínio. Os autores dividem os tipos de bauxita de acordo com a gênese em: bauxita laterítica, bauxita de carst e bauxita sedimentar (Carvalho, 1989).

As ocorrências de bauxita localizadas da Zona da Mata são do tipo laterítica de cobertura, onde os processos atuantes na sua formação são similares as lateritas de ferro. Schellman (1981) propõe uma definição de laterita como sendo acumulações superficiais e subsuperficiais de produtos originados do intenso intemperismo de rochas em condições favoráveis a mobilização de elementos alcalinos, alcalinos terrosos e sílica, além de acumulação de alumínio e ferro.

Boulangé et al (1987) definem laterita como formações frequentemente endurecidas geradas a partir de acúmulos residuais de alteração e pedogênese. São constituídas de óxidos e hidróxidos metálicos e caulinita, que produzem couraças, ferruginosas, bauxíticas, manganésíferas, níquelíferas ou cupríferas.

Segundo Sampaio (2008), os depósitos de alumínio são gerados através do produto residual final da alteração de rochas alumino-silicosas, em condições extremas de lixiviação. Para isso, é necessária uma alternância climática entre estações secas e úmidas.

O fenômeno de degradação da matéria orgânica de acordo com Soares (2013), é determinante na gênese da bauxita. Em climas frios a decomposição não é total e formam os ácidos orgânicos que reduzem o pH das águas a valores menores que 5, o que propicia o processo de acidólise. Em faixas de pH características de ambientes tropicais e equatoriais (5 e 9), ocorre outro processo denominado de hidrólise.

Nesse mecanismo químico, na qual uma molécula de água quebra as ligações químicas, permite a solubilização e mobilização da sílica. Os elementos alcalinos e alcalinos terrosos são lixiviados, possibilitando o acúmulo de elementos imóveis como

ferro e alumínio no manto de alteração. A alitização é um processo químico que ocorre nos estágios finais da hidrólise, quando se tem a hidrólise total, é caracterizada pela total lixiviação de sílica, cálcio e sódio e consequente relativa acumulação dos elementos imóveis (Pedro et al. 1979).

Além das características químicas, climáticas e morfológicas específicas para a formação da bauxita, é fundamental também a presença de um substrato rochoso que contenha minerais com a presença desse elemento em sua composição e que sejam instáveis ao intemperismo químico. Os minerais mais comuns na origem dos depósitos são, o feldspato potássico e os plagioclásios, quanto mais cálcicos, mais ricos em alumínio (Romano & Castañeda, 2006).

Boulangé et al (1987) propõe um método de alteração sobre rochas graníticas. Os feldspatos se alteram de maneira diferencial, os ortoclásios e as albitas alteram se em primeiro lugar. Daí é formado um produto opticamente isótropo, constituído de haloisita, que por dessilificação completa, transforma se em gibbsita. Posteriormente o microclínio forma um produto amorfo que evolui para gibbsita. A alteração nas biotitas se inicia pela exsudação do ferro que se cristaliza como goethita. As lamelas formam estruturas interestratificadas de biotita-vermiculita, que se transformam primeiro em caulinita e depois em gibbsita.

Figura 9: As filiações mineralógicas nas diferentes fácies de alteração

		ALTEROPLASMA			ESQUELETO
	Aloterfítica	Gibbsita via caulinita	Gibbsita via caulinita	Goethita	Quartzo, em parte dissolvido
	Isalterfítica	Gibbsita	Caulinita Gibbsita ↖ ↗	Goethita	quartzo, em parte dissolvido
	Isalterita gibbsítica	Gibbsita	Caulinita	Goethita	Quartzo
	Isalterita caulinitica	Material isotrópico (caulinita nascente)	Caulinita	Goethita	Quartzo
Zonas de alteração		↑	↑	↑	
Minerais		Feldspato	Biotita	Hornblenda Hiperstênio	Quartzo

Fonte: Retirado de Lopes & Carvalho (1989).

6. Resultados

Para compreender a forma como os depósitos de bauxita são gerados a partir de rochas de composição granítica, se faz necessário a elaboração de alguns produtos geológicos, que permitem uma análise e interpretação mais qualitativa sobre os dados obtidos durante a pesquisa.

Neste capítulo serão analisados os resultados obtidos a partir de testemunhos de sondagem, das amostras coletadas e análises químicas. Os resultados obtidos na pesquisa foram divididos nos capítulos de rochas parentais, perfil de alteração, análises químicas, mapas geológicos e geomorfológicos e estudos comparativos entre os furos de sondagens.

6.1 As Rochas Parentais

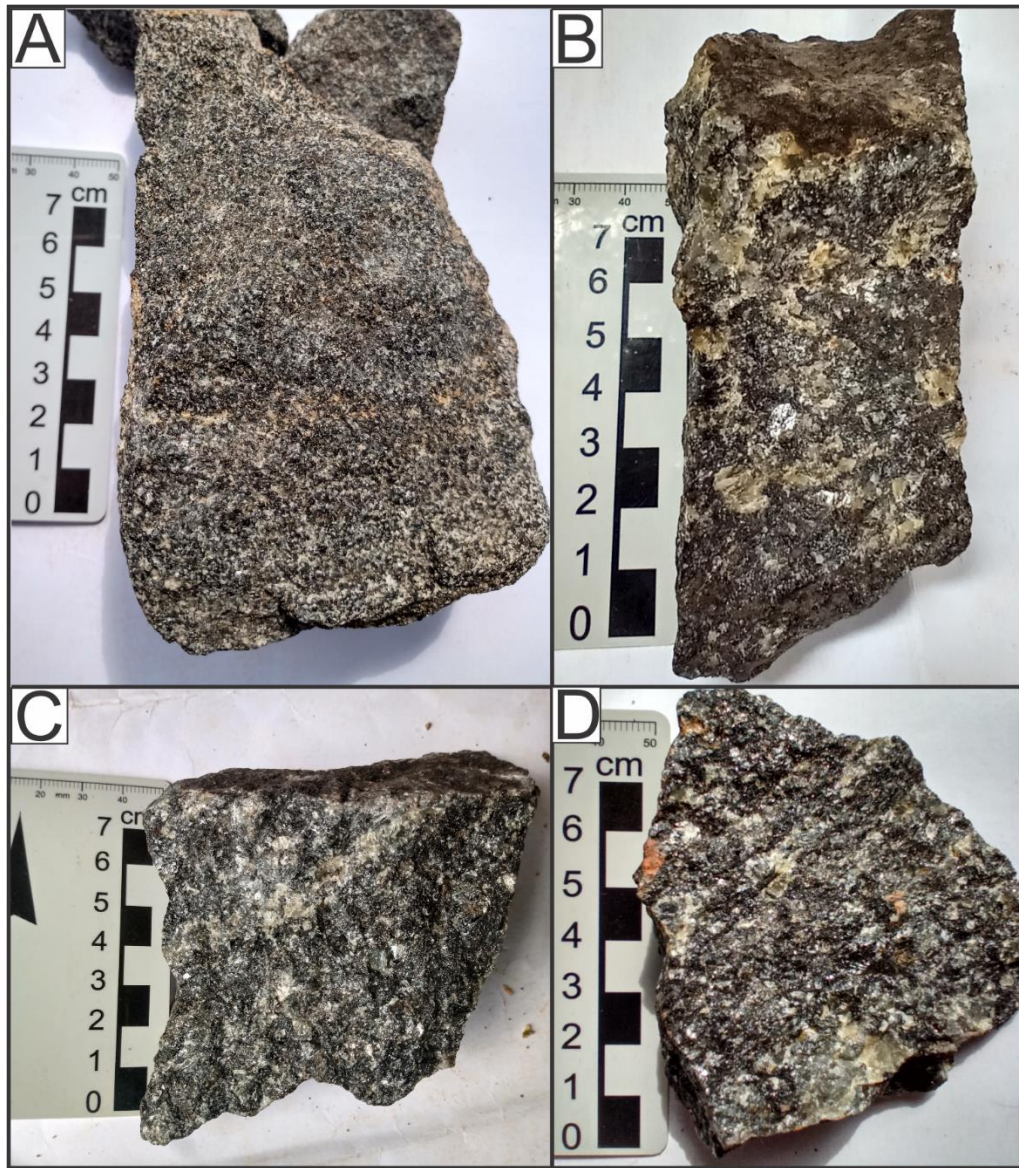
Na área pesquisada os depósitos de bauxita ocorrem sobrepostos a dois tipos de grupos de rochas. A primeira e mais expressiva que será o foco deste trabalho, são as rochas magmáticas e metamórficas ortoderivadas de paragênese de fácies granulito, de composição charnockítica e charno-enderbítica do Complexo Juiz de Fora. A segunda são os gnaisses paraderivados do Grupo Andrelândia. Segundo Noce et al (2006), estas unidades gnáissicas ocorrem na forma de escamas tectônicas interdigitadas. O anexo 2 possibilita observar essas unidades.

6.1.1 Charnockito (Complexo Juiz de Fora)

As rochas possuem coloração cinza escuro esverdeada, tem estrutura isotrópica, apresentam textura equigranular com granulação média (Figura 10-A) e inequigranular com granulação grossa (Figura 10-B, C e D). Algumas amostras possuem fenocristais de feldspato de coloração esverdeada dispersos na matriz (Figura 10-B).

A maioria das amostras apresentam em sua borda uma leve camada de alteração intempérica, podendo ser relacionada com o córtex de alteração. Essa camada é o início do processo de modificação mineral que a rocha está sendo submetida, os primeiros minerais a se alterar são os piroxênios seguido pelos anfibólios, modo que se inicia o processo da formação do hidróxido de ferro.

Figura 10: Amostras de rochas parentais da área estudada de composição charnockítica. A- Apresenta Textura Equigranular, B- Presença de fenocristais de feldspato (coloração esverdeada), C e D- Possuem textura inequigranular.



Fonte: Elaborado pelo autor

Na análise microscópica se observou que a relação de contatos entre os cristais é irregular, apresenta geometria hipidiomórfica e possui textura maculada. A rocha apresenta cerca de 73% de minerais félsicos e 27% de minerais máficos. Os félsicos são: plagioclásio (30%), quartzo (25%), feldspato potássico (18%). Os minerais máficos são: hiperstênio (12%), hornblenda (6%), augita (4%), biotita (3%) e minerais opacos (2%).

O plagioclásio constitui cristais menores que 0,2 milímetros, possui duas geminações, tipo Lei da Albite gerando estrias de repetição e Carlsbad. Por associação mineral é possível interpretar como sendo plagioclásios da série sódico/cálcica $An \leq 50$: oligoclásio e andesina.

O quartzo tem a maioria dos cristais entre 0,1 - 0,4 milímetros, porém tem alguns fenocristais de até 1,5 milímetro. Os cristais são anedrais, possuem extinção ondulante e ocorrem em contato irregular com o plagioclásio e feldspato.

O Microclínio apresenta a maioria dos cristais menores que 0,3 milímetros, porém algumas rochas exibem fenocristais maiores que 2,5 milímetros (Figura 11 E e F). Possuem geminação em grade e ocorrem em contato com o quartzo e o plagioclásio.

O hiperstênio exibe a maioria dos cristais com dimensões entre 0,2 e 0,5 milímetros, contudo tem alguns fenocristais de até 1 milímetros. Os cristais são subhedrais, com hábito retangular alongado, é incolor, possui fraco pleocroísmo de cor salmão e cor e interferência de primeira ordem.

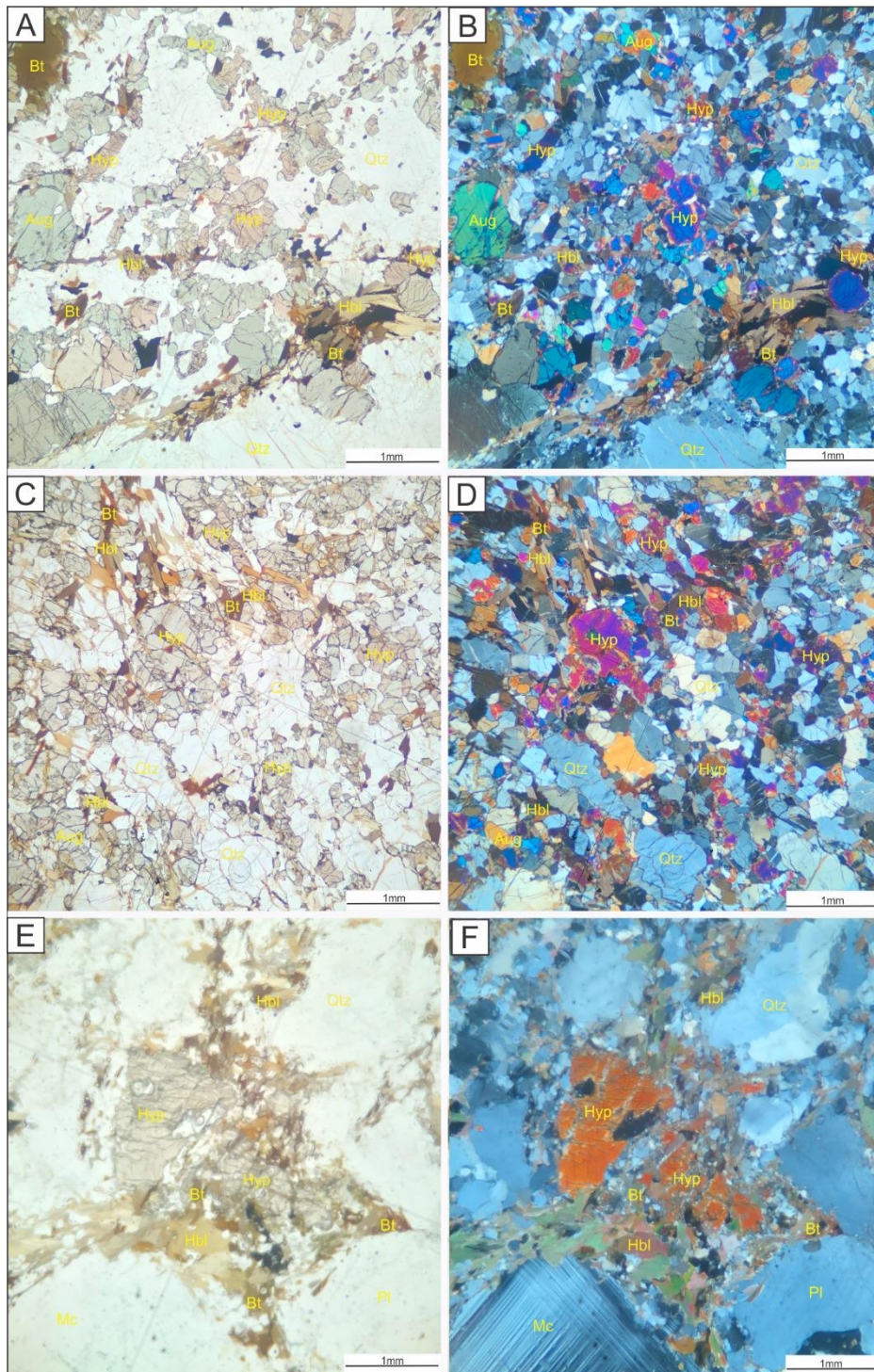
A hornblenda exibe cristais menores que 0,5 milímetros, são subhedrais, com hábito tabular de cor marrom claro, relevo alto e forte pleocroísmo de coloração marrom. Ocorrem como agregados em conjunto com a biotita.

A augita apresenta cristais menores que 0,2 milímetros, são subhedrais, com hábito retangular. Possuem baixo pleocroísmo de cor verde, tem relevo forte, e cor de interferência de segunda ordem.

A biotita possui a maioria dos cristais menores que 0,2 milímetros e alguns chegam a 0,5 milímetros. Tem hábito lamelar, com coloração marrom-esverdeada, relevo moderado e apresenta extinção tipo Bird's eye.

Os minerais opacos apresentam forma anédrica, compreendem ilmenita e pirita. Como mineral acessório identificado ocorre a titanita, tem forma losangular, cor marrom, não pleocróico e relevo alto.

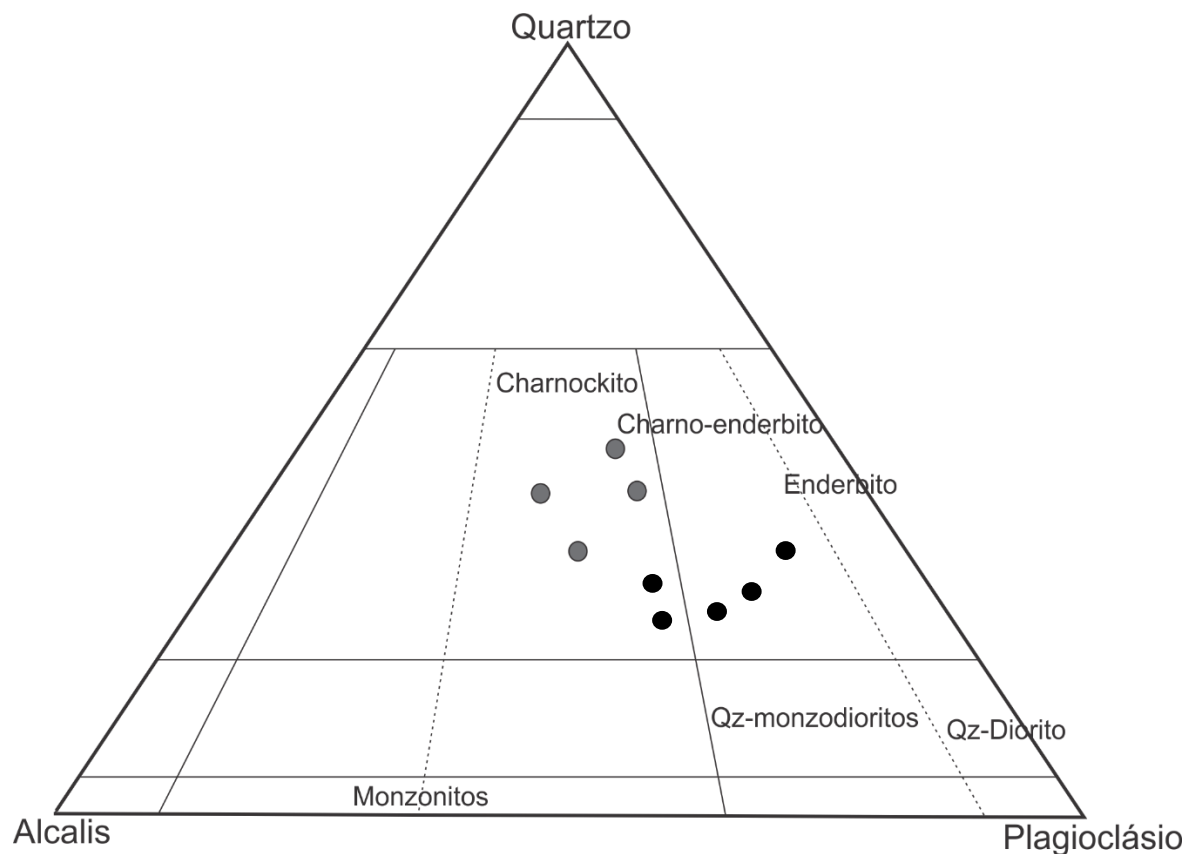
Figura 11: Fotomicrografias das rochas parentais. A e C: Fotos indicando a mineralogia presente, com destaque para os piroxênios (Augita e Hiperstênio), a nicóis descruzados; B e D a nicóis cruzados. E e F: representam fenocristais de plagioclásio e microclínio.



Fotos: Acervo do autor

Das 5 rochas descritas, 4 foram plotadas no diagrama QAPF para rochas plutônicas com hiperstênio (Strekeisen 1976), a maioria das amostras caíram no campo dos charnockito. Foram plotadas 5 amostras de rochas da região elaborados por Angeli (2012), os resultados mostram que que a série de rochas variam entre charnockito e charno-enderbito.

Figura 12: Diagrama QAPF, em cinza as amostras do autor e em preto as analisadas por Angeli (2012).



Fonte: Elaborado pelo autor com base em Strekeisen (1976)

6.1.2 Ortognaisses (Complexo Juiz de Fora)

As rochas possuem coloração cinza, com regiões em processo de alteração que exibem cor amarelada, tem estrutura orientada, sendo um bandamento gnássico milimétrico, o bandamento é mineralógico, marcado pela alternância de bandas de minerais félsicos e minerais máficos. A maioria das amostras também apresentam em sua borda uma camada de alteração intempérica, podendo ser relacionada com o córtex de alteração, que nestas amostras está mais evidente.

Figura 13: Fotos dos Ortognaisses. A e C- Orientação tipo bandamento gnássico. B-Cortex de alteração nas bordas. D-Minerais estirados.



Fotos: Acervo do autor

Microscópicamente, os cristais são equigranulares, com granulação fina a média, relação de contatos entre os cristais é irregular. Apresenta geometria xenomórfica, textura granular e um bandamento milimétrico mal desenvolvido. A composição mineralógica é: quartzo (30%), plagioclásio (28%), feldspato (24%), hornblenda (8%), biotita (5%), mineiras opacos (3%), hiperstênio (2%).

O quartzo exibe a maioria dos cristais menores que 0,1 milímetro e alguns fenocristais entre 0,3-0,5 milímetros, possui extinção ondulante, tem a ocorrência de cristais achatados alongados, tipo Ribbon.

O plagioclásio tem cristais menores que 0,1 milímetro, possui duas geminações, tipo Lei da Albita, gerando estrias de repetição e Carlsbad. Por associação mineral é possível interpretar como sendo plagioclásios $An < 50$: Oligoclásio e Andesina.

O feldspato potássico (Microclínio) apresenta cristais menores que 0,1 milímetros e alguns fenocristais maiores que 0,5 milímetro com geminação em grade. Ocorrem em contato irregular com o quartzo e o plagioclásio.

A hornblenda possui cristais menores que 0,2 milímetros, os cristais são subhedrais, com hábito tabular alongado de cor marrom claro com forte pleocroísmo. Ocorrem em contato com os piroxênios.

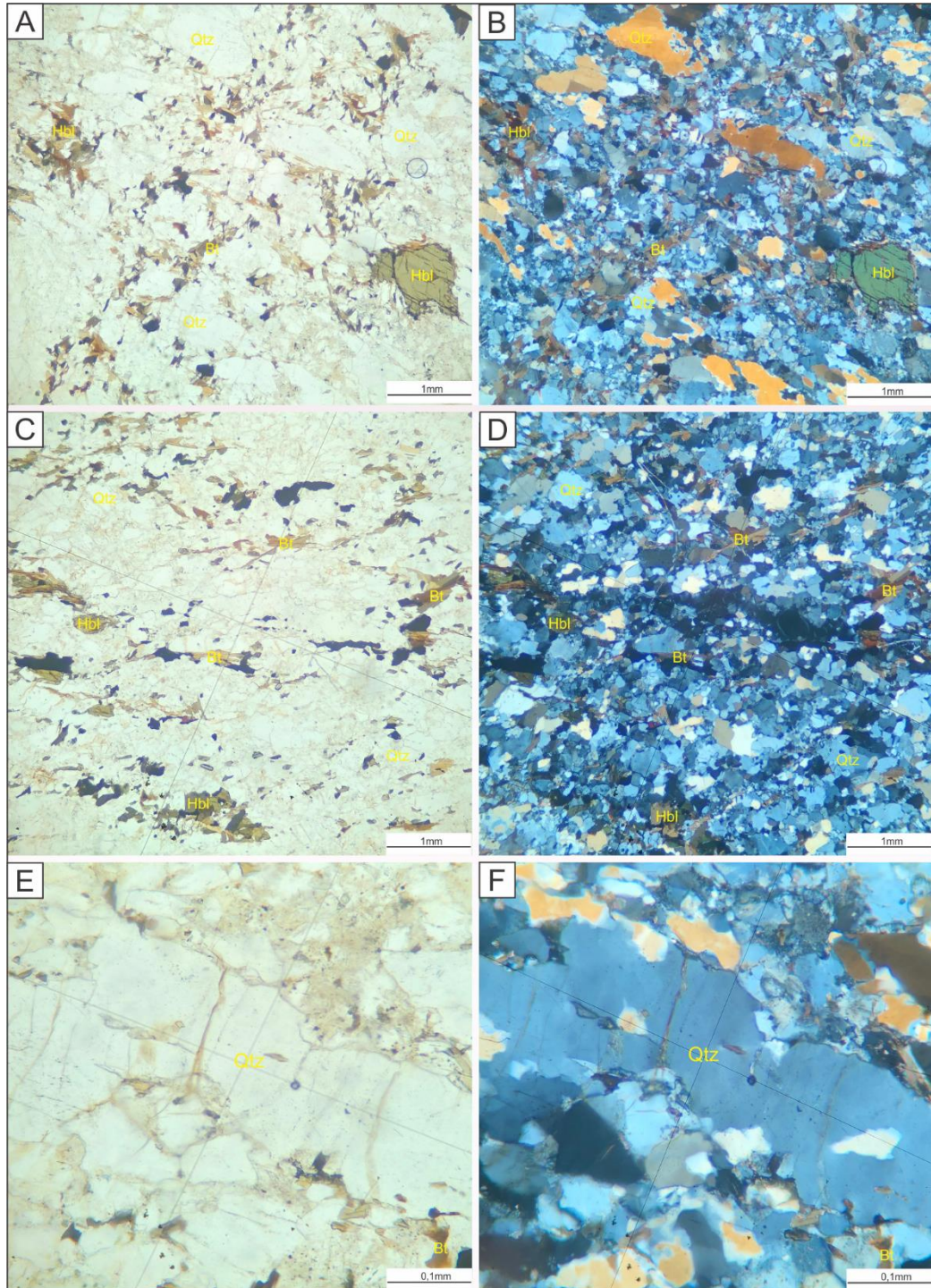
A biotita apresenta cristais menores que 0,3 milímetros, os cristais tem hábito lamelar alongado, com coloração marrom-esverdeada e moderado pleocroísmo, ocorrem nas bordas dos cristais de hornblenda. Os minerais opacos apresentam forma anédrica, são ilmenita e pirita.

O hiperstênio exibe cristais menores que 0,2 milímetros, os cristais são subhedrais, com hábito retangular alongado, é incolor, possui alto relevo e baixa cor de interferência.

A semelhança entre as duas rochas parentais é sua composição química. Muitos minerais são comuns, mas a diferença está em sua estrutura, uma sem orientação (charnockito) e outra com orientação preferencial (Ortognaisse). Ambas as rochas tem associação magmática e metamórfica, segundo Novo (2011) essa rocha orientada pertence unidade dos gnaisses granulíticos.

O principal mineral formador da bauxita são os plagioclásios (oligoclásio e andesina) e feldspatos potássicos (microclínio), nota-se que ambas as rochas são ricas nesses minerais, o charnockito tem somados 48% e o ortognaisse exibe 52% dessa classe de feldspatos.

Figura 14: Fotomicrografias das rochas parentais. A e C: Destaque para os minerais máficos, hornblenda, biotita a nicóis descruzados. B e D: Destaque para os minerais félsicos orientados a nicóis cruzados, principalmente quartzo e feldspatos, nota-se que o quartzo está recrystalizado. E e F: Quartzo tipo Ribbon.



Fotos: Acervo do autor

6.2 O Perfil de Alteração

O perfil de alteração representativo para a área, se baseou na descrição das amostras coletadas a partir de quinze furos de sondagem. As descrições foram baseadas nas propriedades físicas e químicas das amostras, como cor, resistência, porosidade, estrutura e composição mineralógica (Tabela 2).

O perfil de alteração foi dividido em três horizontes, da base para o topo: Isalterita Caulinítica, Isalterita Gibbsítica e Bauxita Isalterítica. O solo orgânico não foi considerado um horizonte bauxítico, por ter concentrações menores de alumínio. Ele é rico em matéria orgânica e exibem raízes. As rochas parentais de composição charnockítica foram representadas na base do perfil (Figura 15).

A espessura dos perfis varia conforme sua disposição no relevo, sendo de 10 a 2 metros de horizontes de alteração. A Bauxita Isalterítica que é o minério de interesse, tem em média 5 metros nos perfis mais espessos. Ela se destaca dos demais níveis devido à grande presença de Gibbsita. Desse modo, o nível fica mais enriquecido em alumínio, sendo o horizonte mais importante do perfil.

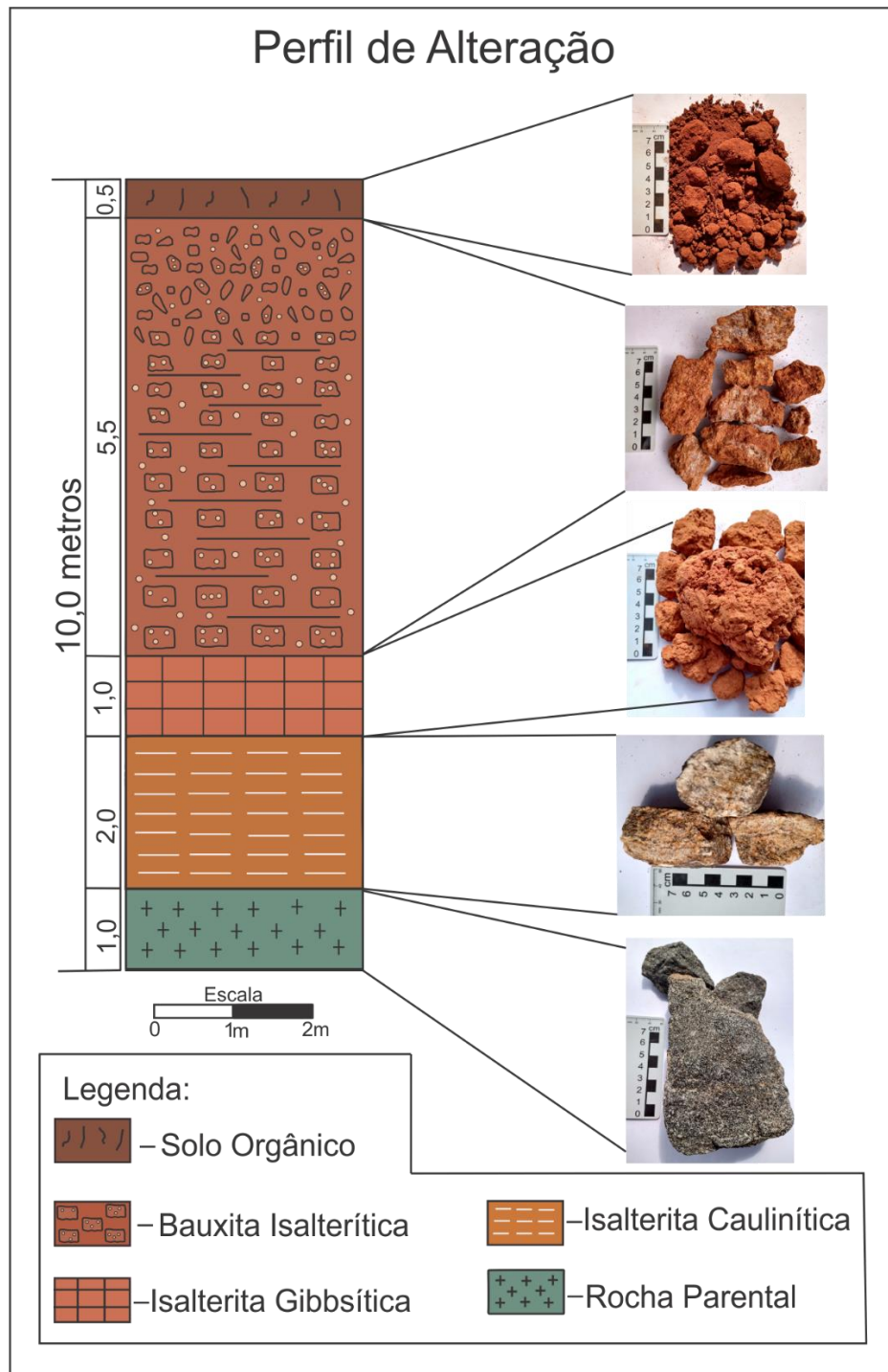
Tabela 2: Propriedades físicas analisadas nos horizontes

Fácies	Cor	Resistência	Porosidade	Estrutura	Mineralogia
Solo Orgânico	Marrom Escuro	Muito Baixa	Granular	Não Conservada	X
Bauxita Isalterítica	Marrom Avermelhado	Média	Fissural	Conservada	>>Gb >Goe <Qtz <Caul
Isalterita Gibbsítica	Ferrugem Avermelhado	Baixa	Fissural	Pouco Conservada	>Gb >Goe <Qtz <Caul
Isalterita Caulinítica	Bandas amareladas e brancas	Média	Fissural	Conservada	>>Caul <Gb <<Qtz >>Goe >Bio >Grd

Fonte: Elaborado pelo autor

A nomenclatura Isalterítica foi baseada em Chatelin (1974), sendo relacionado com a preservação da estrutura da rocha parental. O termo Bauxita foi relacionado com a porcentagem química de Al_2O_3 , como proposto por Bardossy (1963), onde níveis maiores que 40% foram chamados de Bauxita. Os demais nomes são relacionados também com as composições químicas e minerais presentes.

Figura 15: Perfil de alteração representativo da área pesquisada



Fonte: Elaborado pelo autor

6.2.1 Isalterita Caulinítica (Ic)

A isalterita caulinítica ocorre logo acima da rocha charnockítica, sendo considerado o primeiro horizonte de alteração para a formação dos níveis bauxíticos. Ela tem espessura média de 2 metros, tem coloração formada por bandas branco amareladas e camadas pretas mais escuras (Figura 16). A primeira composta por minerais como caulinita, gibbsita e pouco quartzo e a segunda pelo mineral goethita. Sua resistência é média, possui estruturas da rocha parental conservada, devido à proximidade com a rocha sã. A porosidade é fissural, desenvolvida através de um micro bandamento, presente nas rochas parentais.

O principal mineral observado é a caulinita, ela é classificada como um filosilicato de alumínio, representa as porções mais brancas e amareladas (figura 16). Segundo Luz et al (2008) a caulinita é um silicato de alumínio hidratado, cuja fórmula química é expressa por $\text{Al}_4(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8$, que é o principal composto do caulim. Esse mineral provem da hidratação de um silicato anidro de alumínio, seguida de remoção de álcalis. A variação climática das regiões tropicais é propícia para a alteração dos feldspatos (FK) e plagioclásios em caulim, através do processo de monossilitização.

Figura 16: Forma de ocorrência da isalterita caulinítica



Fotos: Acervo do autor

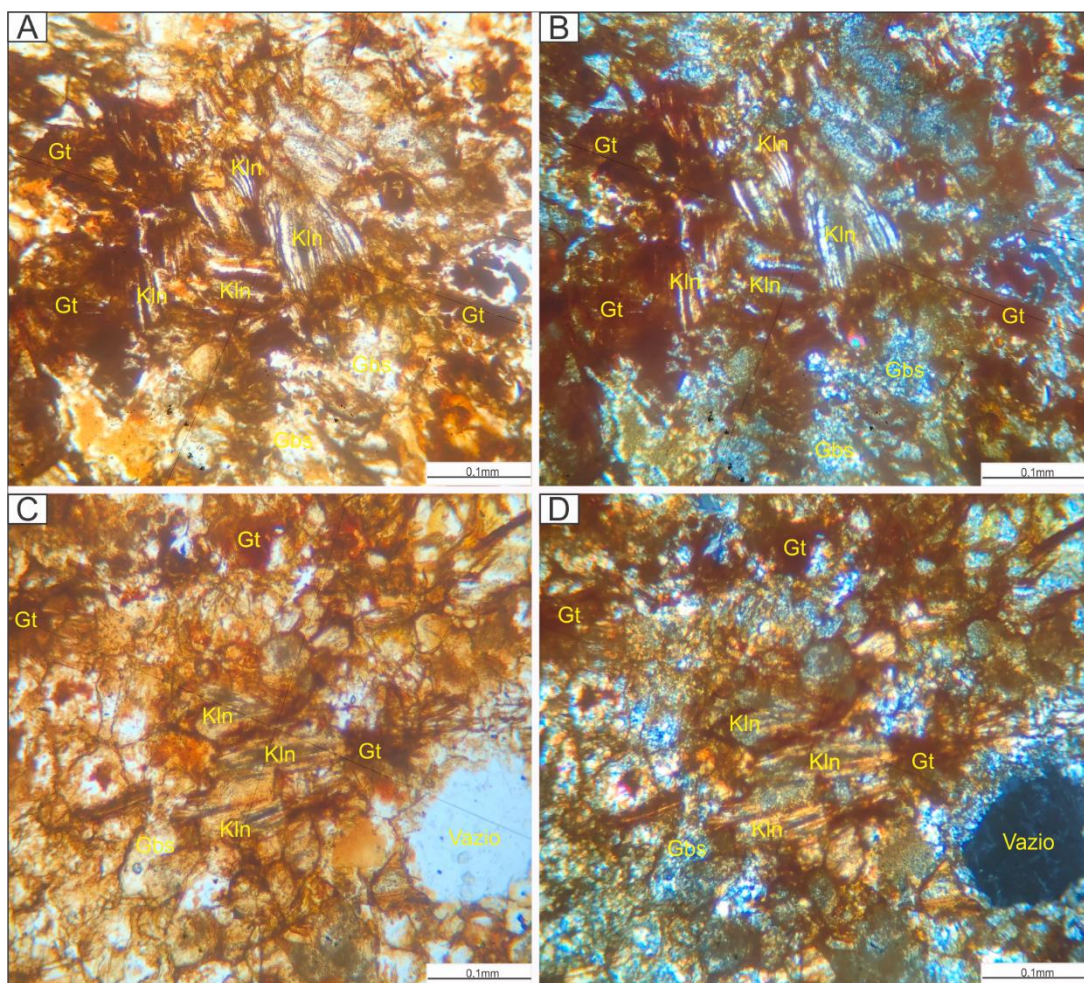
Microscopicamente observa-se estruturas da rocha original preservada, sua classificação foi baseada na presença do mineral caulinita, que pode ocorrer também como seu polimorfo halloysita. Ela ocorre em contato com a gibbsita e goethita, uma característica desse horizonte é a pouca presença de quartzo (Figura 17).

A caulinita ocorre com hábitos de palhetas sanfonadas (Lopes, 1987), o cristal é levemente amarronzado devido o contato com a goethita, porém pode ser incolor. Ela ocorre em conjunto com a gibbsita.

A gibbsita tem relevo baixo, ocorre em conjunto com o quartzo, se diferencia do quartzo por apresentar impregnações de leve coloração marrom avermelhadas á nicóis descruzados, oriundas da alteração dos minerais máficos para goethita e por apresentar a nicóis cruzados uma feição de agregados granulares.

A goethita se apresenta como uma massa de coloração marrom-avermelhada, que ocupa as paredes no entorno da caulinita e gibbsita. Não foi possível visualizar os resquícios dos minerais pretéritos.

Figura 17: Fotomicrografias da fácies Isalterita Caulinítica. A e C: Foto a nicóis descruzados e B e D: Fotos a nicóis cruzados. Ambas as fotos mostram o hábito de palhetas sanfonadas das caulinitas.



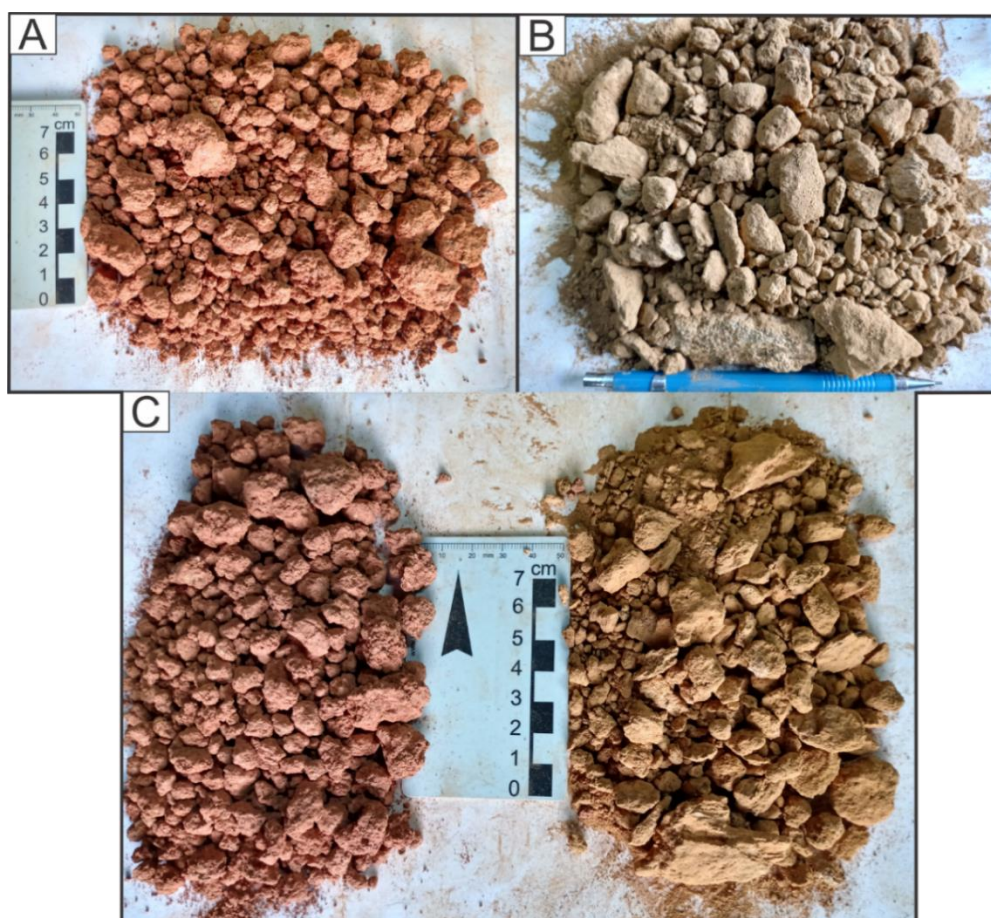
Fotos: Acervo do autor

6.2.2 Isalterita Gibbsítica (Ig)

As fácies isalterita gibbsítica ocorre acima da isalterita caulinítica, apresenta dois tipos principais de colorações. A primeira exhibe tons de ferrugem avermelhada, sendo encontrada na parte mais central e norte da área. A segunda exhibe uma coloração amarelo esbranquiçada, sendo encontrada mais ao sul. Essa diferença de cor é resultado da presença de oxihidróxidos de ferro e da lixiviação intensa que o horizonte sofreu com a mudança do nível freático (Figura 18).

Ela tem espessura média de 1 metro, possui resistência baixa, sendo facilmente fragmentada. Apresenta estrutura pouco conservada, o teor médio de Al_2O_3 nesse horizonte é de 36,5%. A composição mineralógica observada à vista desarmada é limitada, foi possível observar a ocorrência de quartzo e gibbsita ($\text{Al}(\text{OH})_3$) como uma massa esbranquiçada em meio a matriz de argilominerais. Em comparação com a fácies bauxita isalterítica, ela tem menor presença de gibbsita.

Figura 18: Fácies isalterita gibbsítica. A- Cor avermelhada devido à presença maior de oxihidróxidos de ferro nos argilominerais. B- Coloração clara devido a intensa lixiviação. C- Comparação entre as diferentes fácies.



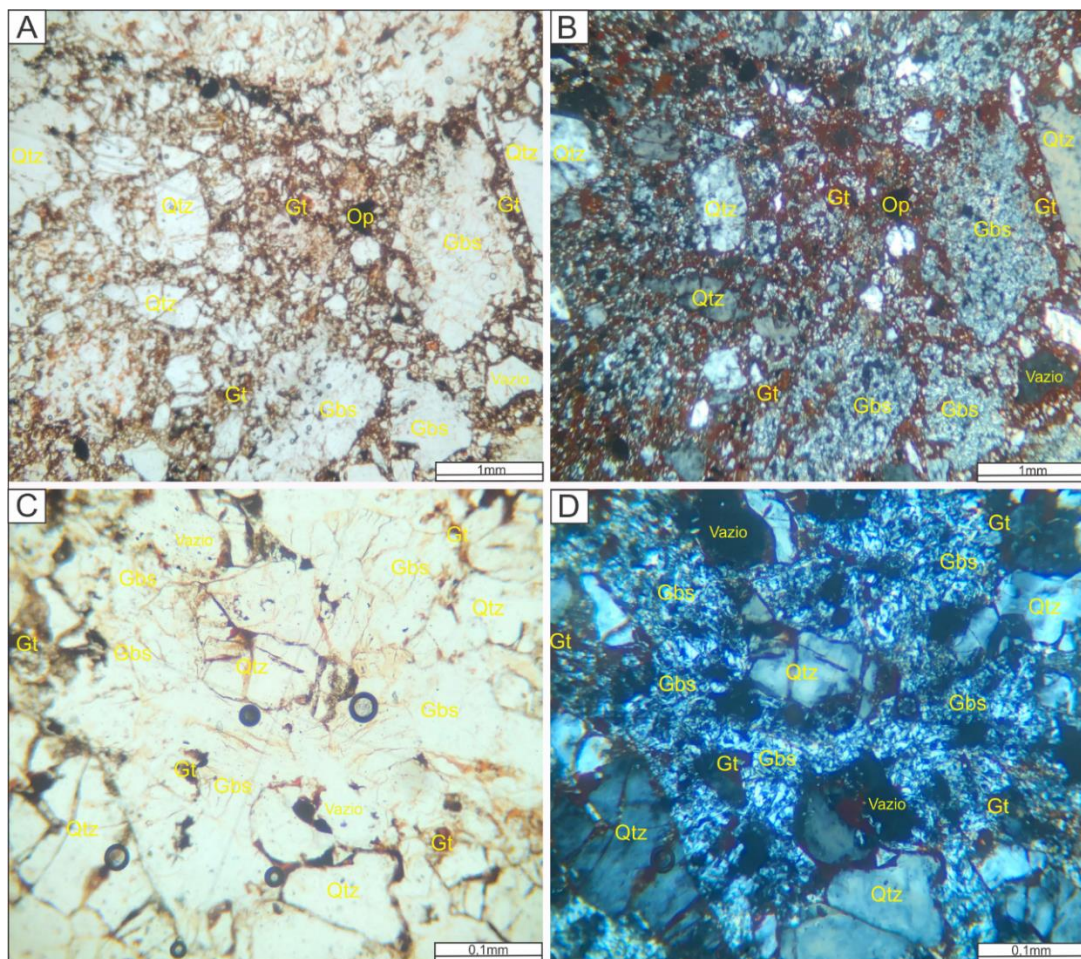
Fotos: Acervo do autor

Na microscopia se observou pouca estrutura da rocha original preservada, esse horizonte recebe essa classificação pois tem teor médio menor que 40% de alumínio.

A gibbsita exhibe cristais incolores, relevo baixo, ocorre em conjunto com o quartzo. Diferencia-se do quartzo por apresentar impregnações de leve coloração marrom avermelhadas e possuir feição de granular a nicóis cruzados. O quartzo ocorre como cristal incolor limpo, sem impregnações e pode apresentar um relevo maior que a gibbsita, o processo intempérico faz o relevo do quartzo aumentar.

A goethita apresenta como uma massa de coloração marrom avermelhada, ocupa as paredes no entorno da gibbsita. Correspondem aos minerais máficos alterados, é possível ver algumas leves clivagens e resquíços dos minerais pretéritos.

Figura 19: Fotomicrografias da fácies Isalterita Gibbsítica. A e C: Fotos a nicóis descruzados em destaque as goethitas de coloração marrom, a gibbsita com leve cor esfumada marrom e o quartzo é incolor. B e D: Foto a nicóis cruzados mostram os agregados granulares de gibbsita em comparação com os cristais de quartzo.



Fotos: Acervo do autor

6.2.3 Bauxita Isalterítica (Bi)

As fácies bauxita isalterítica ocorre sobreposta à isalterita gibbsítica, ela tem espessura média de 5,5 metros nos perfis mais espessos, com porosidade fissural e estrutura da rocha parental conservada. Sua coloração varia de acordo com a região analisada. Na área mais norte e central apresenta coloração marrom avermelhada e na área sul esse horizonte possui coloração marrom amarelada. Sua resistência é media, devido a isso, os fragmentos obtidos por meio das sondagens são maiores.

Na bauxita avermelhada os fragmentos são mais retangulares e/ou arredondados, já na bauxita amarelada os fragmentos são laminares/alongados e ocorrem concreções cônicas compostas por argilominerais (Figura 20).

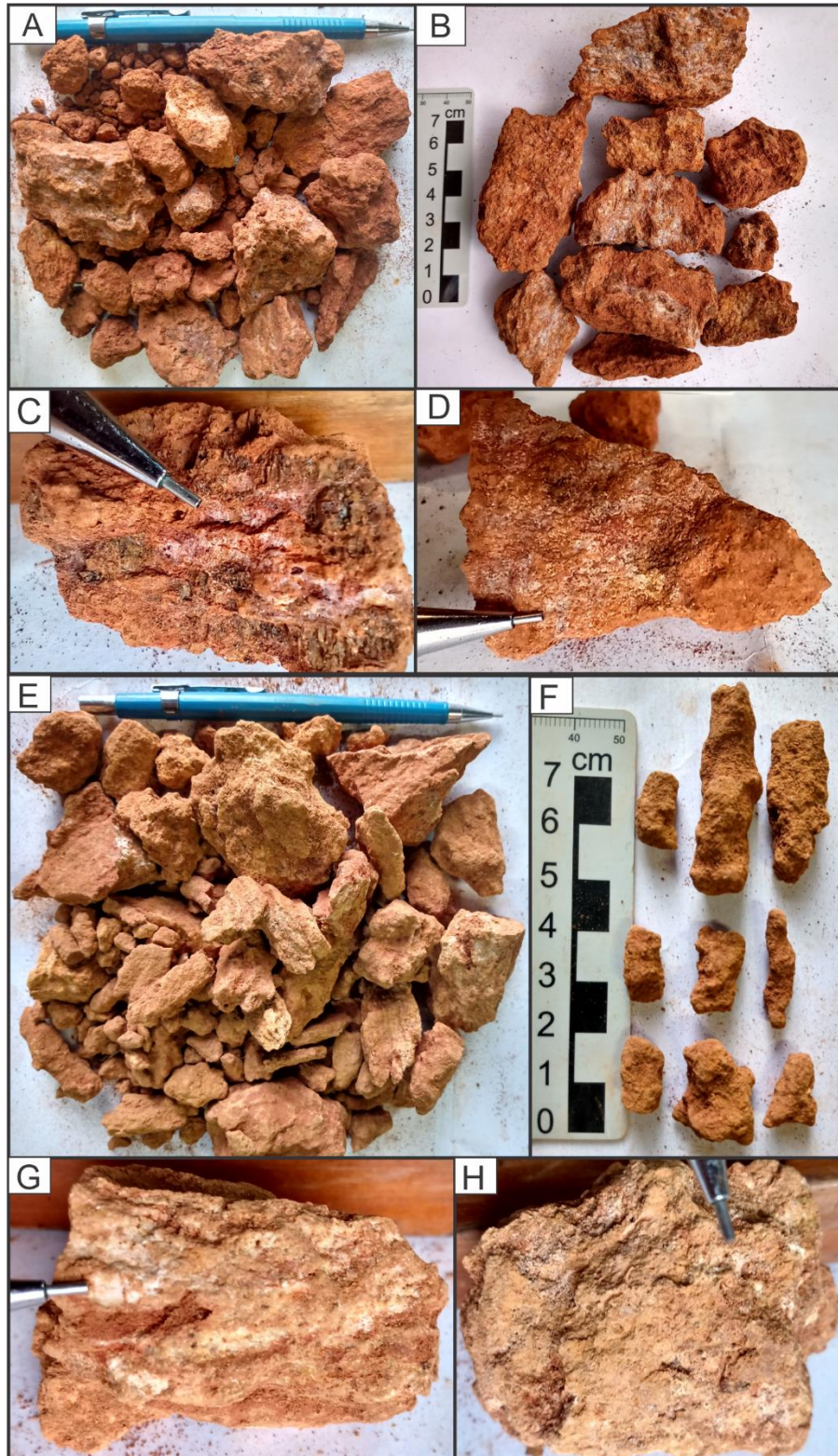
A composição mineralógica é essencialmente gibbsita, observada nas porções branca-rosáceas (Figura 20-C) ou branca-amareladas (Figura 20-G), seguida por quartzo e goethita. Nessas duas porções mais ricas em gibbsita ela ocorre em contato com o quartzo, ela é proveniente da alteração intempérica dos feldspatos potássicos e plagioclásios. Nas porções mais escuras são compostas por óxidos de ferro, provenientes da alteração dos piroxênios e anfibólios.

Esse horizonte é o mais rico em alumínio, com o teor médio de 42,1% de Al_2O_3 . Segundo Pedro et al (1979), essa concentração ocorreu devido ao processo de alitização, estágio da hidrólise total, que solubilizou e removeu a sílica deste horizonte permitindo a concentração de oxihidróxidos de alumínio e ferro em meio aos argilominerais. Essa solubilização da sílica só é possível devido alteração do nível freático, permitindo que o meio se torne mais básico e a sílica se mobilize.

Para que ocorram esses processos químicos é necessária uma temperatura acima de 20 graus e com pluviosidade média de anual de 1200 milímetros (Bardossy & Aleva, 1990). Por isso que a região da Zona da Mata tem depósitos de bauxita, as condições climática, geomorfológicas e litológicas foram propícias para sua formação.

Segundo Angeli (2012) nessa fácies, o teor de sílica reativa é em média menor que 8%, que correspondem a parte da sílica presente nas caulinitas. Como a caulinita é um argilomineral, fica muito difícil para retirar esse tipo de sílica no beneficiamento.

Figura 20: Fácies bauxita isalterítica. A e B- Formas de ocorrência da bauxita, fragmentos retangulares e arredondados com porções mais brancas ricas em gibbsita. C e D- Porções branca-rosáceas com grande acúmulo de gibbsita em contato com as porções escuras ricas em oxihidróxidos de ferro. E- Formas de ocorrência da bauxita, fragmentos laminares e alongados com porções mais brancas claras em gibbsita. F- Concreções cônicas. C e D- Porções branca-amareladas ricas em gibbsita.



Fotos: Acervo do autor

Microscopicamente se observa que os cristais alteromórficos dos minerais máficos preservam sua estrutura. A goethita ocorre ocupando os dois planos de clivagem perpendiculares do cristal de piroxênio original, o hiperstênio (Figura 21-E e F). Por ter sua estrutura preservada foi classificada como isalterítica. A mineralogia é essencialmente gibbsita, goethita e quartzo.

A gibbsita ocorre em conjunto com o quartzo, de qual se diferencia por também apresentar impregnações esfumadas de leve coloração marrom-avermelhadas á nicóis descruzados (Figura 21-C e D). Além disso, apresentam a nicóis cruzados uma feição de agregados granulares. A principal diferença desse horizonte para os demais é a forte presença da gibbsita, que ocupa uma grande porcentagem do horizonte (Figura 21-A e B).

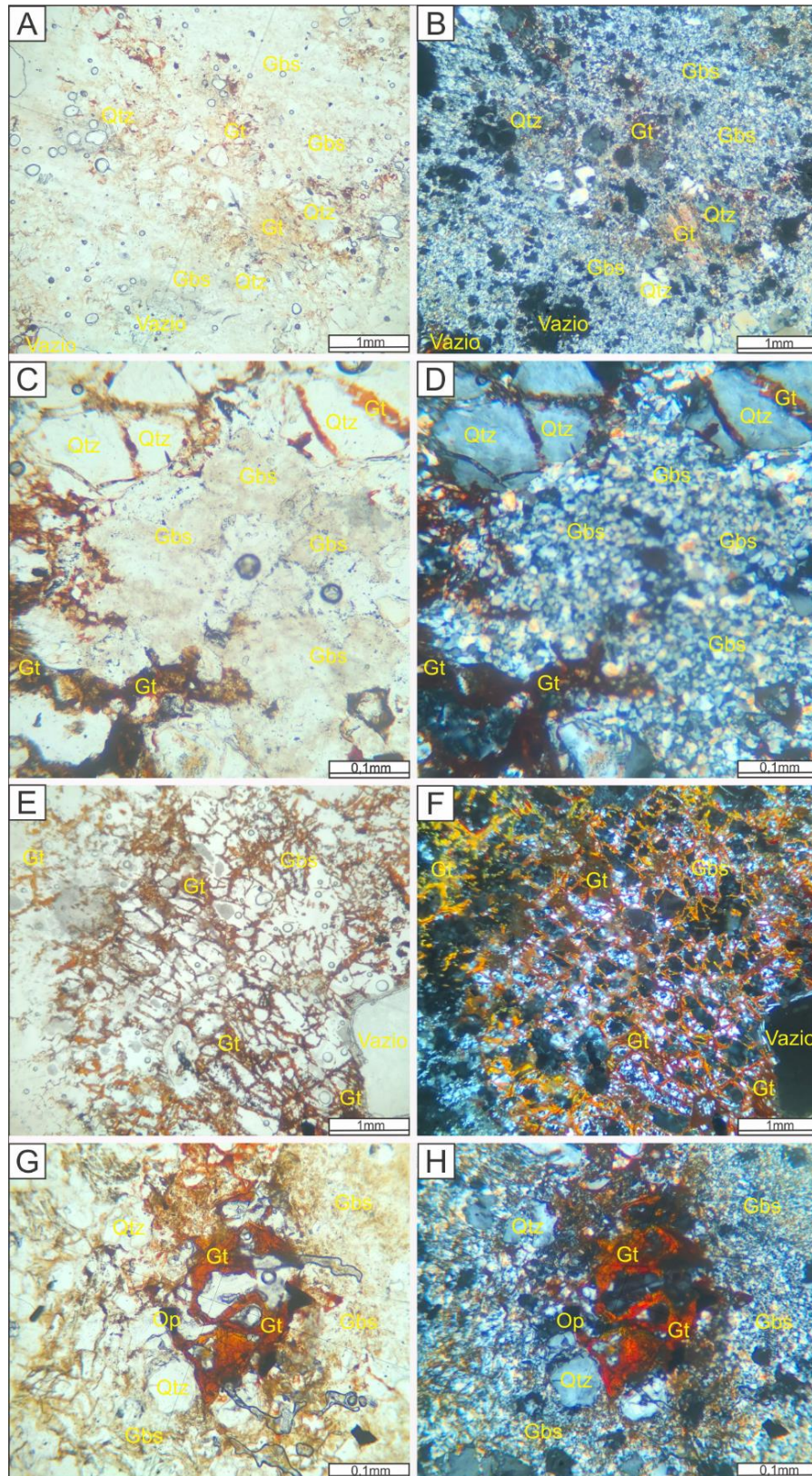
A goethita exibe uma massa de coloração marrom avermelhada, ocupa os interstícios dos planos de clivagens perpendiculares dos piroxênios reliquias e também ocorre em contato com a gibbsita. É possível observar alguns cristais com hábito prismático, que foi preservado dos minerais reliquias de piroxênios, principalmente o hiperstênio (Figura 21-G e H).

A Bauxita Isalterítica é o principal horizonte de interesse, pois tem uma grande espessura e como visto nas análises microscópicas, mostra se altas concentrações de hidróxidos de alumínio, principalmente gibbsita.

Segundo Soares (2013), o plagioclásio se altera de forma direta para gibbsita no processo de hidrólise total, que remove a sílica, cálcio e sódio. Já o feldspato passa por duas etapas, bissialitização e monossialitização (hidrólise parcial). Na primeira etapa somente parte da sílica e potássio são lixiviados formando o argilomineral illita, posteriormente todo potássio é lixiviado gerando assim a caulinita.

A caulinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) está presente principalmente na Isalterita Caulinítica, como visto na figura 17. É essa fácies que vai se transformar em gibbsita, por isso a partir desse nível o perfil vai se enriquecendo em alumínio. Daí transformando-se para Isalterita Gibbsitica e posteriormente no horizonte mineralizado, que é a Bauxita Isalterítica.

Figura 21: Fotomicrografias da fácies Bauxita Isalterítica. A e B: Grande porcentagem da lâmina ocupada pela gibbsita. C e D: Diferença entre a gibbsita e o quartzo. E e F: Goethita ocupando as clivagens dos piroxênios. G e H: Cristal reliquiar de hiperstênio alterado.



Fotos: Acervo do autor

6.3 Análises Químicas

Os resultados das análises químicas foram obtidos por meio de equipamento de Fluorescência de Raios X. Se fez dois tipos principais de análises químicas, a primeira em base seca, e a segunda em base calcinada. Os óxidos averiguados são: alumínio, silício, ferro, titânio, fósforo, cálcio, magnésio e manganês. Os principais óxidos escolhidos na construção das tabelas e das interpretações da variação dos teores no perfil foram Al_2O_3 , SiO_2 e Fe_2O_3 (Tabela 3). As fácies isalterita gibbsítica e bauxita isalterítica representam o horizonte de acumulação de alumínio, desse modo se detêm mais resultados químicos a respeito dessas fácies.

A figura 16 representa a variação dos principais óxidos das amostras coletadas e analisadas a partir dos 15 furos de sondagem. Nota-se um teor crescente de Al_2O_3 da rocha parental até a bauxita isalterítica e de modo inversamente proporcional de SiO_2 , isso ocorre devido a mobilização da sílica causada pela variação do nível freático e em seguida uma acumulação de óxi-hidróxidos de alumínio e ferro, respectivamente na forma de gibbsita e goethita. Com a análise mineralógica no DRX detectaram-se outros hidróxidos de alumínio como diásporo e seu polimorfo a boehmita ($\text{AlO}(\text{OH})$), eles ocorrem em menor proporção se comparado a ocorrência da gibbsita.

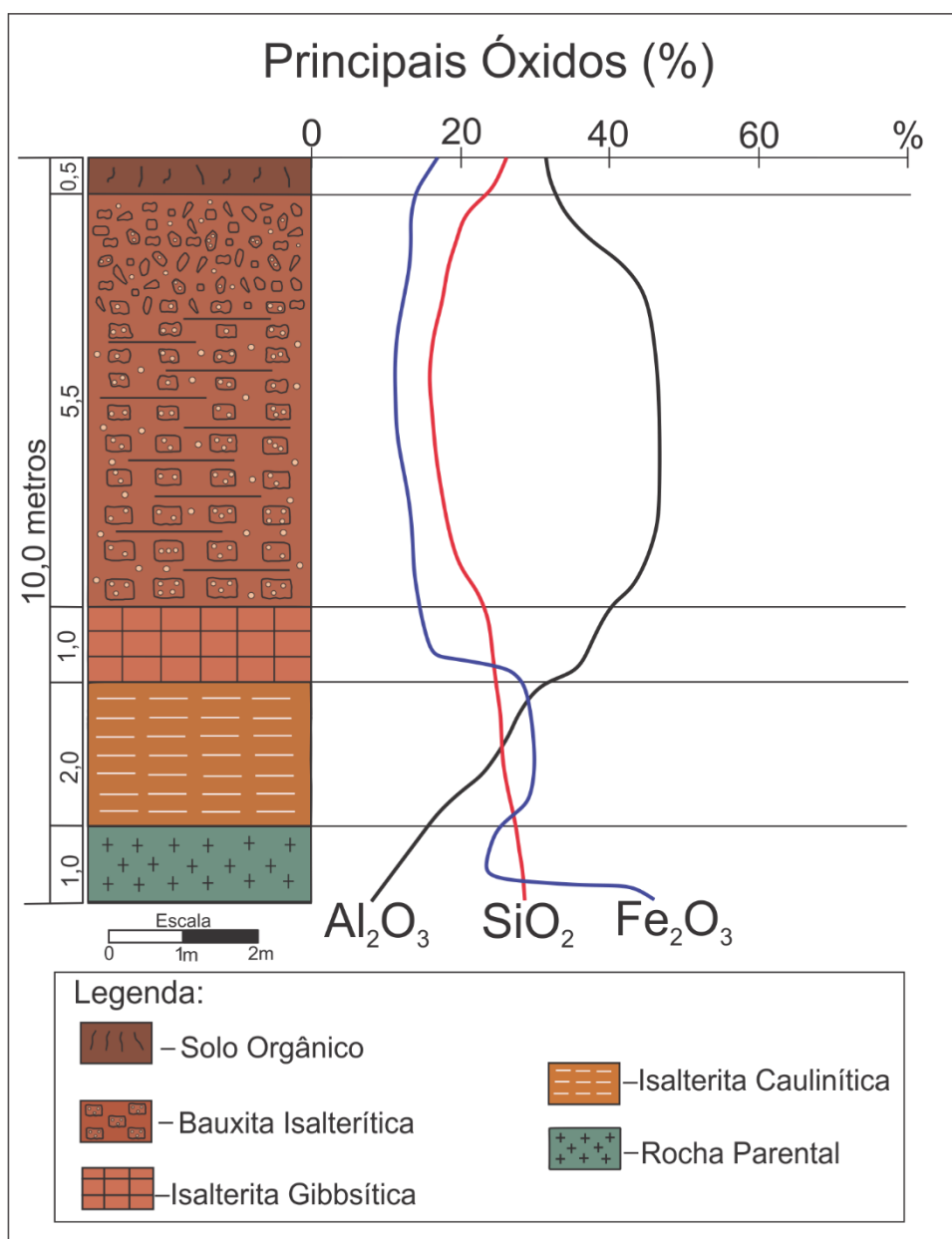
Tabela 3: Teores em porcentagens dos principais óxidos (Al, Fe e Si) nas fácies Bauxita Isalterítica (Bi), Isalterita Gibbsítica (Ig) e no solo orgânico.

Furo		Solo	Bi	Ig		Solo	Bi	Ig		Solo	Bi	Ig
1			44,4	41,6			15	16,3			14,1	17
2		25,5	30,9			18	15,6			36,3	33,9	
3		35,8	44,1			21,6	11,9			21,2	22,2	
4			38,2	28,1			11	12,4			32	47,3
5		27,1				15,9				35,7		
6		24,1				13,4				35,9		
7	Al (%)		41,8	29,3	Fe (%)		15,6	14,3	Si (%)		17,1	39,4
8		27,5		37,8		13,7		14,7		32,7		24,5
9		33,8	45,4			13,4	14,8			28,5	13	
10			44,7	36,5			14,6	22,2			14,4	17,1
11				39,6				25,9				9,26
12		31,8	42,2			17,7	14,6			27,4	17,7	
13		33,5	39,3			19,8	24,2			16,3	9,42	
14			44,6	42,5			23,1	17,9			4,12	14,6
15		46,5	47,6			11,2	11,8			14,7	13,6	
Média		31,7	42,1	36,5		16,1	15,7	17,7		27,6	17,4	24,2

Fonte: Elaborado pelo autor

As duas fácies mineralizadas em alumínio a Bi com 42,1% e a Ig com 36,5% demonstram a grande potencialidade regional para a geração e formação de depósitos de alumínio. O solo orgânico também apresenta uma representativa porcentagem de alumínio, porém nesse nível tem um grande aumento da sílica, que pode prejudicar as etapas de beneficiamento mineral. Na fácies Ic observa se um aumento no teor de ferro isso se explica pelo proximidade com a rocha parental e pelo acúmulo de goethita, em relação a diminuição da sílica, que é mais móvel que o ferro.

Figura 22: Principais óxidos e suas relações com o perfil de alteração



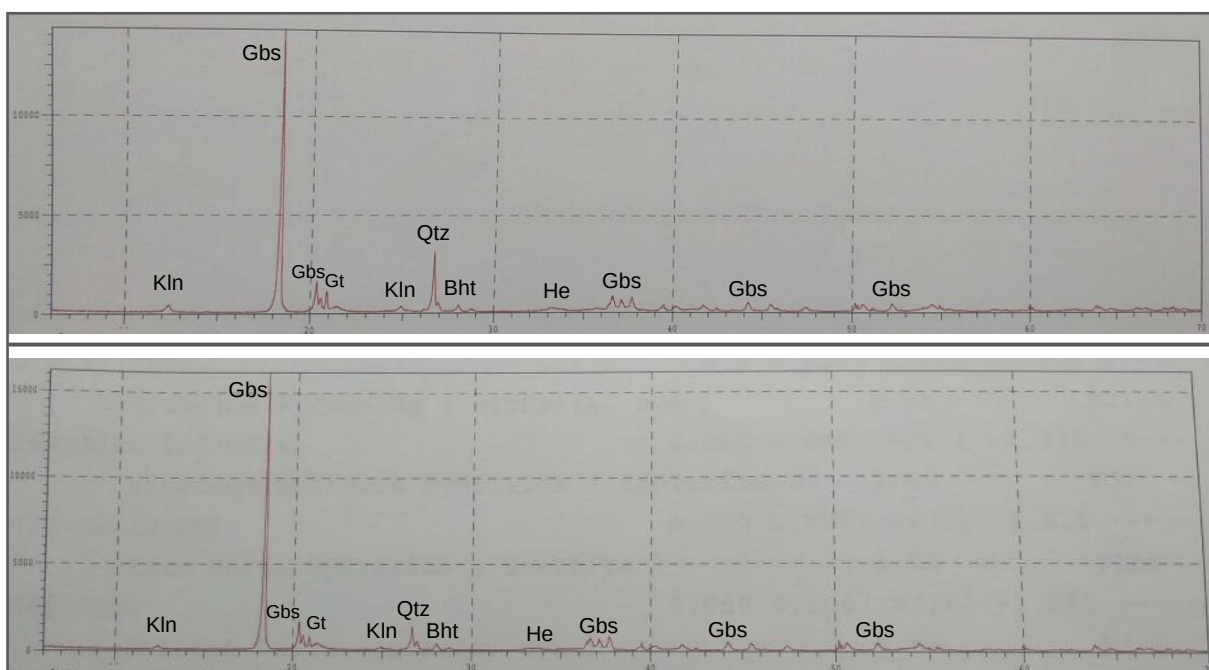
Fonte: Elaborado pelo autor

6.3.1 Difratometria por Raios X

Neste tópico serão mostrados os dados das difratogramas de Raios X de duas amostras da região estudada. As amostras são das fácies Bauxita Isalterítica, a primeira tem 42,7% de Al_2O_3 , a segunda possui 44,8%. Os principais minerais encontrados foram: gibbsita ($\text{Al}(\text{OH})_3$), quartzo (SiO_2), caulinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), goethita ($\alpha\text{-Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH})$), boehmita ($\text{AlO}(\text{OH})$), hematita (Fe_2O_3), óxido de ferro e alumínio (AlFeO_3), anatásio (TiO_2).

Nota-se nos difratogramas que o primeiro pico corresponde a caulinita ($8,4^\circ$), o segundo pico é o gibbsita ($17,5^\circ$). Este é o maior, assim, pode se interpretar que as amostras tem altas porcentagens desse mineral. O quarto pico representa a goethita (21°). O sexto pico corresponde ao quartzo (27°), ele é o segundo maior pico. Em sétimo vem a boehmita ($28,5^\circ$), o oitavo pico é associado a hematita ($33,5^\circ$) após 34° os maiores picos são da gibbsita.

Figura 23: Difratometrias de Raios X



Fonte: Interpretado pelo autor

6.4 Mapa Geológico, Seção Geológica e Mapa Geomorfológico

O mapa geológico (Anexo 2) e o mapa geomorfológico (Anexo 3) foram elaborados utilizando os mapas do projeto leste de Minas Gerais na escala de 1:100.000, elaborado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Foram compilados os dados de quatro folhas: Manhauçu (SF.23-X-B-III), Manhumirim (SF.24-V-A-I), Ipanema (SE.24-Y-C-IV) e Caratinga (SE.23-Z-D-VI). Além de processamentos utilizando imagens do satélite Alos Palsar.

O mapa geológico possibilitou um melhor entendimento da geologia da área e suas relações com os depósitos de bauxitas. As sondagens plotadas no mapa revelam que a maioria das ocorrências ocorrem sobrepostas as rochas do Complexo Juiz de Fora (CJF), sendo composto principalmente por charnockitos e ortognaisses. Uma menor parcela ocorrem associados aos paragnaisses do Grupo Andrelândia (GA).

Analizando as falhas e os contatos das diferentes litologias, fica visível que os depósitos são controlados estruturalmente por uma orientação preferencial NNE-SSW, gerada no ciclo Brasileiro. As drenagens incidiram por meio dessas zonas de fraquezas, assim no eo-terciário começaram a formar os depósitos de bauxita, através de um extenso pediplano em um ambiente tectonicamente estável (KING, 1956).

A seção geológica mostrou que a área sofreu um forte tectonismo neoproterozóico que é caracterizado por dobras de eixo NNE-SSW, que são cortadas por zonas de cisalhamentos.

O mapa geomorfológico permitiu analisar que a maioria dos depósitos são formados nos topos, médias e baixas encostas dos morros. Nota-se que as drenagens foram um fator essencial na geração dos depósitos, visto que o nível freático mobilizou e alterou os minerais permitindo a concentração de hidróxidos de alumínio. Ocorrem depósitos em várias cotas, que variam principalmente entre 1200 e 780 metros, contudo as cotas entre 888 e 1100 metros se mostraram mais propícias.

Tabela 4: Cotas dos furos de sondagem

Furos:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	13	14	15
Cotas (m):	1131	1121	828	785	788	974	929	1028	1126	975	1205	1117	888	1081

Fonte: Elaborado pelo autor

6.5 Estudo comparativo entre os furos de sondagem

Fazendo uma análise comparativa entre as sondagens nota-se uma grande heterogeneidade nas formas de ocorrência dos perfis bauxíticos, principalmente em relação as espessuras totais e em relação as espessuras das fácies. Os furos foram dispostos na sequência que ocorrem no mapa geológico sendo: 6,7,8,9,10 a região norte; 1,2,3,4, 5 a região central e 12,13,14,15 a região sul.

A diferença entre eles pode ser ocasionada por diversos fatores, dentre eles se destaca, localização das sondagens perante a geomorfologia da região. Morros mais arredondados com cotas entre 1100 e 888 metros se mostraram melhores na formação das bauxitas, podendo ser um parâmetro para a prospecção. Em algumas regiões a rocha são mais intemperizada que em outras, pois tem sondagens que com apenas 2 metros já atingiram a rocha sã, em contrapartida há sondagens com espessuras entre 9 e 7 metros de horizontes de alteração.

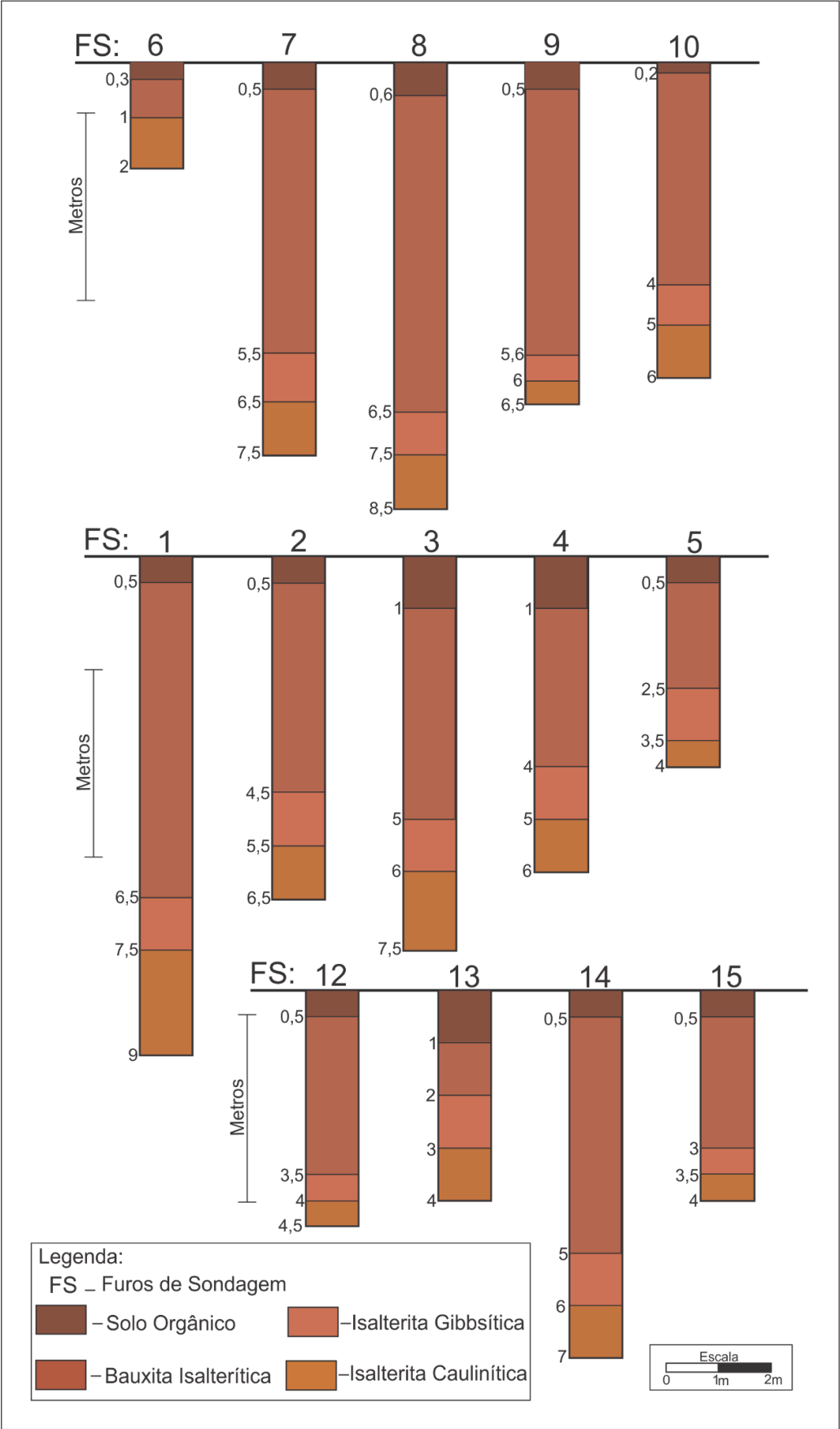
Os furos de sondagens mais promissores foram os: 1, 3, 8 e 14 (Figura 24). Pois eles demonstram maiores espessuras com níveis mineralizados entre 5 e 6 metros, com teores de Al_2O_3 maiores que 42% na fácies Bauxita Isalterítica e com teores maiores que 28% na Isalterita Gibbsítica. Isso economicamente representa um volume maior de minério com alto teor, fator essencial em depósitos de bauxita.

Os furos de sondagens menos promissores foram os: 5, 6, 13 e 15, eles têm espessuras entre 2 e 4 metros, consequentemente possuir menor nível mineralizado. Entretanto quimicamente o furo 15 foi o que obteve o maior teor, cerca de 47,6 % de Al_2O_3 (Figura 24).

Comparando os perfis com as análises químicas já discutidas no tópico 6.3 se percebe uma variação nos teores de Al_2O_3 , esse dado em conjunto com a espessura dos perfis é importante para determinar algum alvo prospectivo. Furos de sondagem com maior espessura e teor se tornar mais economicamente viáveis.

É possível visualizar uma certa semelhança regional na forma de geração dos perfis bauxíticos, seguem uma sequência de formação, da base para o topo de Isalterita Caulínica, Isalterita Gibbsítica e Bauxita Isalterítica. Podemos assumir como um padrão de ocorrência para a área estudada. Contudo lateralmente há uma variação na espessura das camadas.

Figura 24: Furos de sondagens das regiões norte, central e sul da área de estudo



7. Discussão

Os resultados obtidos neste trabalho se mostraram semelhantes ao das bibliografias que analisaram a região da Zona da Mata. Os pontos mais parecidos foram as espessuras e os teores que os perfis bauxíticos ocorrem. A classificação das fácies, também foram de encontro com a proposta por Lopes (1987), com uma ressalva que nas amostras analisadas não se identificou a fácies bauxita aloterítica, a causa disso pode ser a diferença da localização das amostragens.

A literatura traz duas propostas para a geração do cinturão aluminoso de direção preferencial NE-SW no entro leste de Minas Gerais. A vertente mais antiga associa esse cinturão com os eventos neoproterozoicos, que formaram a faixa Araçuaí no ciclo Brasileiro. Desse modo esses lineamentos promoveram a incisão dos rios que no eoterciário, após um intenso intemperismo, formou essa faixa aluminosa.

A outra hipótese proposta por Romano & Castañeda (2006) versa que o fato que mais contribuiu gênese destes depósitos foi a atuação de uma tectônica pós-mesozóica, regionalmente de caráter distensivo, formado com a abertura do Atlântico, esse processo gerou estruturas de horst e hemigrabens, o principal horst regional seria a Serra da Boa Vista. Essa estrutura elevou o terreno permitindo a manutenção do regime hídrico superficial.

Ambas as propostas mostram que o tectonismo influenciou diretamente na geração das bauxitas, seja por permitir uma estabilidade regional por milhares de anos, ou por elevar estruturas causando as incisões das drenagens.

A respeito das idades de formação das bauxitas, King (1956) e Lopes & Branquinho (1988), versam que ocorrem no eoterciário. Varajão et al (2009) discorre sobre as idades de formação para bauxitas do quadrilátero ferrífero, por analogia, pode se supor que a bauxita da Zona da Mata se formou no mesmo período, entre o Mioceno e o Plioceno. Há um consenso que o período Neógeno foi o intervalo de tempo mais ideal para a formação das bauxitas, segundo a tabela crono-estratigráfica internacional entre 23 - 2,5 milhões de anos.

8. Considerações Finais

Os furos de sondagem revelaram um perfil de alteração com diferentes fácies, sendo a isalterita gibbsítica e a bauxita isalterítica os horizontes de maior concentração de alumínio, tendo respectivamente em média 36,5% e 42,1% de Al_2O_3 .

Algumas localizações se mostraram com maiores espessuras dos horizontes aluminosos, como visto no tópico 6.5, os furos 1, 3, 8 e 14 são os mais profundos e possuem um maior horizonte mineralizado.

O estudo demonstrou que bauxitas se desenvolvem principalmente sobre as rochas charnockíticas e os ortognaisses. Isso indica que as rochas do Complexo Juiz de Fora têm uma composição mineralógica mais adequada para sua formação. Contudo, o clima, a geomorfologia e o tectonismo foram fundamentais, para que a região sofresse um intemperismo intenso, por milhares de anos, com condições ideais para formar as bauxitas.

Comparando as diferentes fácies do perfil de alteração em conjunto com a descrição petrográfica, é perceptível notar a forma que os minerais primários vão se transformando em hidróxidos de alumínio e se acumulam principalmente nos níveis da Isalterita Gibbsítica e Bauxita Isalterítica. Os minerais máficos (piroxênios e anfibólios) se transformam em goethita, os feldspatos alteram para ilita, caulinita e depois para a gibbsita, as biotitas também viram caulinita, o quartzo foi sendo transportado e sobrou na forma cristais de variados tamanhos.

A porcentagem de óxido de silício na fácies Isalterita Gibbsítica é de 24,2% e na Bauxita Isalterítica esse valor desce para 17,4 %. Isso indica que o nível freático mobilizou mais a sílica na fácies Bi do que na Ig. Esse cenário foi bom para o acúmulo dos hidróxidos de alumínio. A sílica reativa possui valores médios menores que 8%, não é interessante valores altos, pois ela atrapalha no beneficiamento.

Conclui-se que a região tem um grande potencial para ter depósitos de bauxita. Entretanto a dificuldade é encontrar uma continuidade lateral espessa dos horizontes bauxíticos, os rios podem ter erodido uma parte das bauxitas e o tectonismo modificou muito a estratigrafia regional. O desafio na prospecção das bauxitas é encontrar depósitos desenvolvidos em perfis profundos e com continuidade lateral.

9. Referências Bibliográficas

- ABAL. Associação Brasileira do Alumínio. O alumínio: alumínio primário. Disponível em: <https://abal.org.br/> Acessado em: 20/03/2020.
- AB'SABER, A. Os Domínios Morfoclimáticos da América do Sul: Primeira Aproximação. *Geomorfol.* 52:1-21, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., NEVES, B., FUCHS, R. A. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth-Science Reviews* 17: 1-29, 1981.
- ANGELI, N., OLIVEIRA, M. A. F., ANGELI, G. Bauxite ore associated to charnockitic rocks in the eastern region of Brazil, 34th International Geological Congress, Austrália, 2012.
- BARDOSY, G. Die Entwicklung der Bauxitgeologie. *Symp. Baux. Zagreb*, pp. 31-50, 1963.
- BARDOSY, G. & ALEVA, G. J. J. Lateritic bauxite. Amsterdam, Elsevier, 624 p, 1990.
- CARVALHO A. Bauxitas no Brasil: síntese de um programa de pesquisa. Tese de livre docência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 130 p, 1989.
- CHATELIN, Y. Les sols ferrallitiques. *Init. Doc, tech*, 24 – ORSTOM, Paris, 144p, 1974.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. The ICS International chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: 199-204, (2013; atualizada).
- CORDANI, U. G., DELHAL, J. & LEDENT, D. OROGENÉSES SUPERPOSÉES DANS LE PRECAMBRIEN DU BRÉSIL SUD -ORIENTAL (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais) *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 3(1): pg 1-22, 1973.
- DUARTE, B. P. Evolução tectônica dos ortognaisses dos Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira na região de Juiz de Fora, M.G: geologia, petrologia e geoquímica. 1998. 280 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.
- EBERT, H. A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. *Relatório Anual do Diretor*. Rio de Janeiro: DGM. p. 97-107, 136-137, 1956.
- HASUI, Y. Sistema Orogênico Mantiqueira. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca, p. 331-371, 2012.
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; SILVA, L.C.; CAMPOS NETO, M.C.; TROUW, R.A.J. A evolução tectônica da Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B. (Coords.), 2004.
- HEILBRON, M. Evolução tectono-metamórfica da Seção Bom Jardim de Minas (MG) – Barra do Piraí (RJ): setor central da Faixa Ribeira. 268 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) (2017). Disponível em: [«O recorte das Regiões Geográficas Imediatas e Intermediárias de 2017»](#). PDF consultado em 25/03/2020.

KING, Lester C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. São Paulo: Revista Brasileira de Geografia, Ano XVIII, N° 2, 256.p,1956.

LOPES, R. F & BRANQUINHO, J. A. Jazidas de Bauxita da Zona da Mata de Minas Gerais. In: SCHOBENHAUS. C & COELHO, C. E. Principais Depósitos Minerais do Brasil: Volume III. Brasília: Setec, p. 655-659, 1988.

LOPES, L. M. Evolução Mineralógica, Micromorfológica e Química da Bauxita e Materiais Correlatos a Nordeste de Miraf, Minas Gerais. 1987. 110 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987.

LOPES L.M. & CARVALHO A. Gênese da bauxita de Miraf. Revista Brasileira de Geociências, 19(4):462-469, 1990.

LUZ, A.B et al. Argila-Caulim. In: LUZ, A.B & LINS, F.A F. Rochas e Minerais Industriais: Usos e Especificações. Brasil: Segunda Edição. Rio de Janeiro, CETEM/MTC, 2008. p. 254-294.

MACHADO, N. et al. U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. Precambrian Research, n. 79, p. 347-361, 1996.

Ministério do Meio Ambiente (MMA) (2020). Disponível em: https://www.mma.gov.br/biomas/mata-atl%C3%A2ntica_emdesenvolvimento: Acessado em: 30/03/2020.

NOCE.C.M, et al. Folha Manhauçu 1:100.000 SF-23-X-B-III. Belo Horizonte: Programa Geologia do Brasil-CONTRATO CPRM 059/PR/05 - UFMG, 45 p, 2005.

NOVO, T.A et al. Rochas granulíticas da Suíte Caparaó na região do Pico da Bandeira: embasamento oriental do Orógeno Araçuaí. Revista Geonomos, 19(2), 70-77, 2011.

OLIVEIRA, M.A.F. As rochas granulíticas da faixa paraíba do sul. Revista Brasileira de Geociências 13(2):84-92, junho, São Paulo, 1983.

PEDRO, G. & SIEFFERMANN, G. Weathering of rocks and formation of soils. In: F. R. Siegel (ed.), Review in modern problems of geochemistry, UNESCO, 39-55, 1979.

PEDROSA-SOARES, A. C. et al. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. Precambrian Research, n. 110, p. 307- 323, 2001.

ROMANO A.W. & CASTAÑEDA C. A tectônica distensiva pós-mesozóica no condicionamento dos depósitos de bauxita da zona da mata mineira. Geonomos, 14(1):1-5. doi: 10.18285/Geonomos.v14i1.116, 2006.

ROSIER, G.F. Pesquisa geológica na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais. DNPM-DGM, Boletim, Rio de Janeiro, 222, p 40, 1965.

SCHELLMAN, W. Considerations on the definition and classification of laterites. In: International Seminar on Laterization Process. Anais, 1-10, 1981.

SILVA, C.M.T et al. Geometria e evolução do feixe de zonas de cisalhamento Manhauçu – Santa Margarida, Orógeno Araçuaí, MG. REM: R. Esc. Minas, Ouro Preto, 62(1): 23-34, jan. mar. 2009.

Site Indexmundi: Disponível em <https://www.indexmundi.com/pt/pre%C3%A7os-de-mercado/?mercadoria=alum%c3%adnio&meses=12&moeda=brl> Acessado em: 16/03/2021.

SOUZA, E. TOLEDO, C. FILHO, E. Uso do Solo na Zona da Mata, Minas Gerais, Simpósio de Geomorfologia Universidade Federal de Viçosa, 2007.

SOARES C.C.V. Gênese e evolução mineralógica, micromorfológica e geoquímica da bauxita de Espera Feliz, MG. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 82 p, 2013.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. Earth-Science Reviews, 12: 1-33, 1976.

TUPINANBÁ, M et al. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí. GEONOMOS 15(1): 67 - 79, 2007.

USGS – United States Geological Survey. 2020. Aluminum Statistic and Information. USGS: Disponível em: <https://www.usgs.gov/centers/nmic/aluminum-statistics-and-information>. Acessado em 05/04/2020.

VALVERDE, O. Estudo Regional da Zona da Mata de Minas Gerais. Revista Brasileira de Geografia. Rio de Janeiro, n. 1, p. 3-79, 1958.

VILLAR, L.F.S. Estudo do Adensamento e Ressecamento de Resíduos de Mineração e Processamento da Bauxita. Tese de doutorado, Pontifícia Universidade Católica, Rio de Janeiro, 461 p, 2002.

VARAJÃO, C. A. C.; SALGADO, A.A.R.; VARAJÃO, A.F.D.C.; BRAUCHER, R.; COLIN, F.; NALINI J, H.A. Estudo da evolução da paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (¹⁰Be) e da pedogênese. Revista Brasileira de Ciência do Solo, 33:1409-1425, 2009.

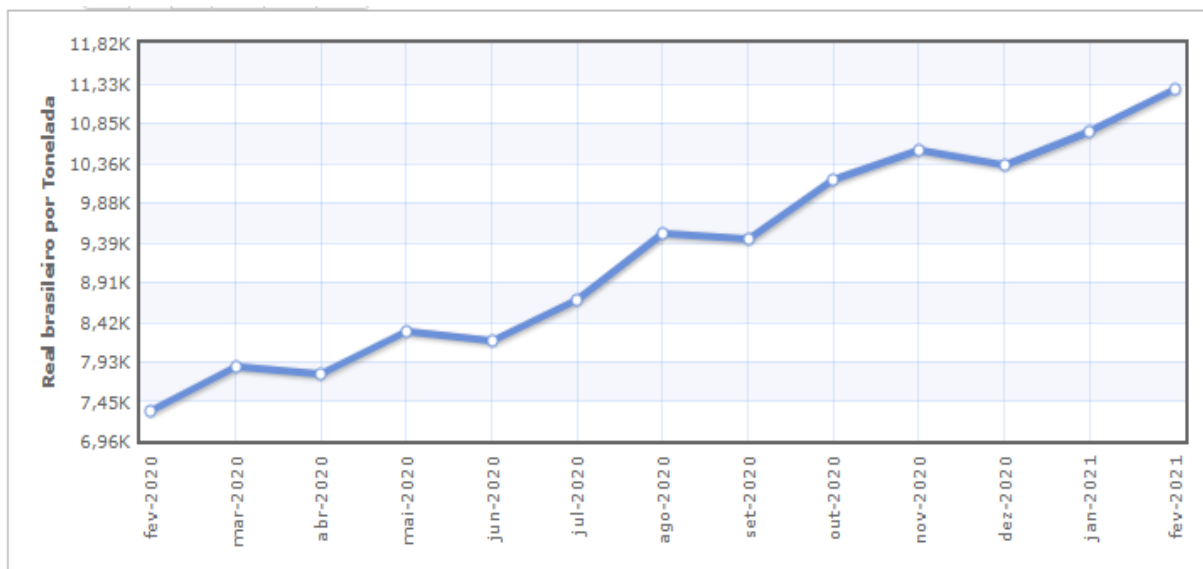
Anexo 1 – Tabela do Preço do Alumínio em reais (R\$)

Figura 1: Alumínio Preço Mensal - Real brasileiro por Tonelada (fev 2020 - fev 2021)

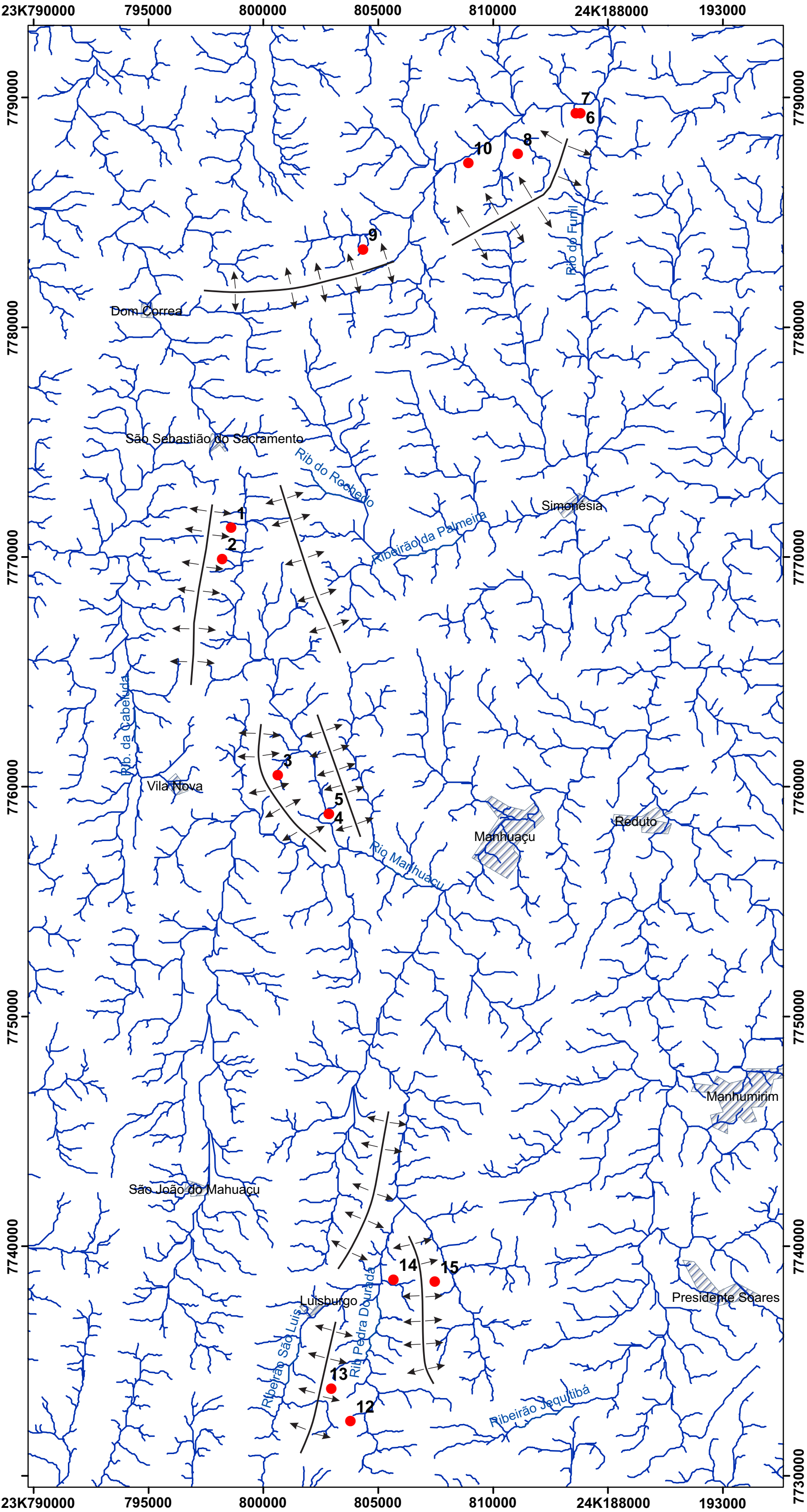
Mês	Preço	Taxa de variação
fev 2020	7.329,56	-
mar 2020	7.866,33	7,32%
abr 2020	7.774,11	-1,17%
mai 2020	8.287,34	6,60%
jun 2020	8.173,10	-1,38%
jul 2020	8.671,96	6,10%
ago 2020	9.486,54	9,39%
set 2020	9.424,41	-0,65%
out 2020	10.159,66	7,80%
nov 2020	10.512,59	3,47%
dez 2020	10.332,42	-1,71%
jan 2021	10.740,68	3,95%
fev 2021	11.257,42	4,81%

Fonte: IndexMundi

Figura 2: Gráfico da variação do preço da Ton de Alumínio de fev 2020 - fev 2021.



Fonte: IndexMundi



Legenda

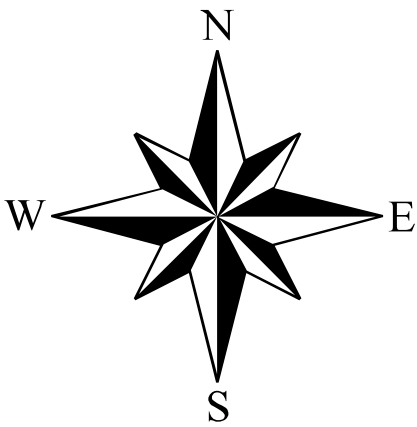
- Furos de Sondagens

- Cidades

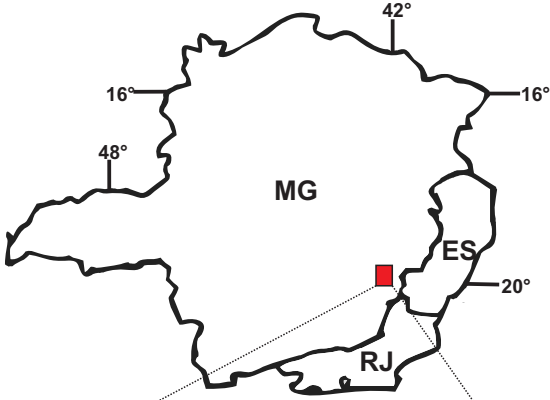
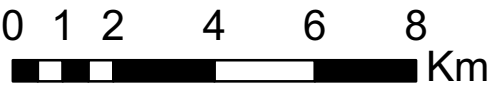
- Drenagem

- Cristas dos Morros

- Direção da Vertente



Escala 1:150.000



Caratinga SE.23-Z-D-VI	Ipanema SE.24-Y-C-IV
Manhuaçu SF.23-X-B-III	Manhumirim SF.24-V-A-I

Base Cartográfica
Cartas do IBGE (1977-1979)
Imagens do Satélite Alos Palsar

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho” Campus Rio Claro

unesp

Trabalho de Conclusão de Curso

Anexo 3 - Mapa Geomorfológico Escala: 1:150.000

Projeção Universal Transversal de Mercator

Sistema de Coordenadas WGS 84

Datum WGS 84 Zonas 23 e 24S

Quadrícula Longitude 5000m e Latitude 10000m

Autor: João Pedro Prado de Oliveira

Março/2021