



**FERNANDA APARECIDA LEONARDI**

**O MAPEAMENTO, CARACTERIZAÇÃO E DATAÇÃO DE PERFIS LATERÍTICOS  
PARA A IDENTIFICAÇÃO E CORRELAÇÃO DE SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS:  
ESTUDO DE CASO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO**

**CAMPINAS**

**2014**





**NÚMERO: 235/2014**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**FERNANDA APARECIDA LEONARDI**

**“O MAPEAMENTO, CARACTERIZAÇÃO E DATAÇÃO DE PERFIS LATERÍTICOS  
PARA A IDENTIFICAÇÃO E CORRELAÇÃO DE SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS:  
ESTUDO DE CASO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO”**

**ORIENTADOR(A): PROF. DR. FRANCISCO SERGIO BERNARDES LADEIRA**

**CO-ORIENTADOR(A): PROF. DR. FABIANO TOMAZINI DA CONCEIÇÃO**

**TESE DE DOUTORADO APRESENTADA AO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA  
UNICAMP PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE DOUTORA EM GEOGRAFIA NA  
ÁREA DE ANÁLISE AMBIENTAL E DINÂMICA TERRITORIAL**

**ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL DA TESE  
DEFENDIDA PELA ALUNA FERNANDA APARECIDA LEONARDI  
E ORIENTADO PELO PROF. DR. FRANCISCO SERGIO  
BERNARDES LADEIRA.**

---

**CAMPINAS**

**2014**

Ficha catalográfica  
Universidade Estadual de Campinas  
Biblioteca do Instituto de Geociências  
Cássia Raquel da Silva - CRB 8/5752

L553m Leonardi, Fernanda Aparecida, 1978-  
O mapeamento, caracterização e datação de perfis lateríticos para a identificação e correlação de superfícies geomórficas : estudo de caso do Quadrilátero Ferrífero / Fernanda Aparecida Leonardi. – Campinas, SP : [s.n.], 2014.

Orientador: Francisco Sergio Bernardes Ladeira.  
Coorientador: Fabiano Tomazini da Conceição.  
Tese (doutorado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Geomorfologia. 2. Laterita. 3. Quadrilátero Ferrífero (MG). 4. Geocronologia.  
I. Ladeira, Francisco Sergio Bernardes, 1965-. II. Conceição, Fabiano Tomazini da.  
III. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. IV. Título.

Informações para Biblioteca Digital

**Título em outro idioma:** Mapping, characterization and dating of laterite profiles for the identification and correlation of geomorphic surfaces : Quadrilátero Ferrífero case study

**Palavras-chave em inglês:**

Geomorphology

Laterite

Quadrilátero Ferrífero (MG)

Geochronology

**Área de concentração:** Análise Ambiental e Dinâmica Territorial

**Titulação:** Doutora em Geografia

**Banca examinadora:**

Francisco Sergio Bernardes Ladeira [Orientador]

Regina Célia de Oliveira

Antonio Carlos Vitte

Rogério Elias Soares Uagoda

Emerson Martins Arruda

**Data de defesa:** 15-08-2014

**Programa de Pós-Graduação:** Geografia



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA  
ÁREA DE ANÁLISE AMBIENTAL E DINÂMICA TERRITORIAL

AUTORA: Fernanda Aparecida Leonardi

“O MAPEAMENTO, CARACTERIZAÇÃO E DATAÇÃO DE PERFIS  
LATERÍTICOS PARA A IDENTIFICAÇÃO E CORRELAÇÃO DE SUPERFÍCIES  
GEOMÓRFICAS: ESTUDO DE CASO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO”

ORIENTADOR: Prof. Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira

Aprovada em: 15 / 08 / 2014

EXAMINADORES:

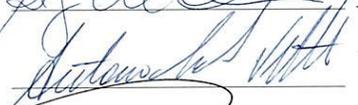
Prof. Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira

-Presidente

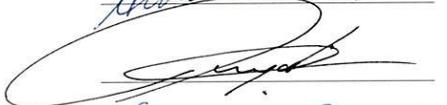
Profª. Dra. Regina Célia de Oliveira



Prof. Dr. Antonio Carlos Vitte



Prof. Dr. Rogério Elias Soares Uagoda



Prof. Dr. Emerson Martins Arruda



Campinas, 15 de agosto de 2014.



*Dedico aos meus pais Leonor e Luiz, e ao meu irmão José Luiz pelo incentivo e pelo carinho.*



## AGRADECIMENTOS

Agradeço em especial ao meu orientador Prof. Dr. Francisco Sergio Bernardes Ladeira e ao meu co-orientador Prof. Dr. Fabiano Tomazini da Conceição pela orientação e todo o tipo de suporte ao longo desta jornada.

À FAPESP, pela bolsa de pesquisa (Proc. Fapesp nº 2009/15285-5) e pelo Projeto de Auxílio a pesquisa (Proc. Fapesp nº 2011/23325-7), imprescindíveis para a conclusão da tese.

Aos meus familiares que sempre deram todo o incentivo para que eu pudesse estudar, principalmente a minha mãe, ao meu pai e ao meu irmão José Luiz.

Ao Edfre pelo apoio, amor e dedicação nestes últimos dois anos de escrita de tese.

Ao pessoal da secretaria da pós, em especial à Valdirene, que sempre esteve de braços abertos para acolher os alunos, resolver nossos problemas e a escutar nossos desabafos.

Aos meus amigos que vibraram comigo a cada página desta tese escrita, pelo auxílio na pesquisa e claro, pelo ombro amigo: Leandro Pinheiro, Roberta, Thais Carrino, André Celarino, Fabrício Gallo, Gustavo Moraes, Cristiano, Vânia, Samia, Marcel, Joseane, Estéfano, Márcio, Salvador, Maria Luiza, João Paulo Borges, Lidiane, Suzi, Giane, José Claudio, Ana Luiza, Tatiane, Alessandra e Maristela. Aos colegas do IF Sul de Minas – câmpus Inconfidentes, principalmente ao João Paulo, Fábio, Raphael e Saionara.

Agradeço também aos professores do IG/UNICAMP que auxiliaram na pesquisa: Prof. Dr. Archimedes Perez Filho, Prof. Dr. Antonio Carlos Vitte, a Prof<sup>a</sup> Dr. Regina Célia de Oliveira e ao Prof. Dr. Roberto Perez Xavier. Agradeço também ao Prof. Dr. Antenor Zanardo e ao Prof. Dr. Guilherme Navarro, da UNESP/Rio Claro, que muito me auxiliaram na mineralogia. Ao Rogério Marcon pelo auxílio Difração de Raio-X, ao Matheus Ancelmi pela ajuda com separação magnética do mineral, ao Prof. Paulo Vasconcelos pelo suporte na análise geocronológica, à Prof<sup>a</sup> Dr. Iandara Alves Mendes pelas sugestões na qualificação, juntamente com o Prof. Vitte.

Aos membros da banca da defesa, por terem aceitado avaliarem o trabalho, trazendo suas contribuições.

Agradeço também ao Instituto Estadual de Florestas de Minas Gerais que me permitiu estudar e fazer coletas no Parque Estadual da Serra do Rola Moça.





UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**O MAPEAMENTO, CARACTERIZAÇÃO E DATAÇÃO DE PERFIS LATERÍTICOS  
PARA A IDENTIFICAÇÃO E CORRELAÇÃO DE SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS:  
ESTUDO DE CASO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO**

**RESUMO**

A teoria de pediplanação proposta por King em 1956 ganhou atenção no Brasil a partir da sua publicação sobre a evolução do relevo da porção oriental brasileira. Este trabalho de King suscitou críticas e reflexões da comunidade geomorfológica nacional. Além de King, muitos autores publicaram trabalhos com este enfoque, podendo-se destacar Moraes Rego (1932), De Martonne (1943), Freitas (1951), Almeida (1964), Bigarella e Ab'Sáber (1964), Barbosa (1965), Bigarella e Andrade (1965), Braun (1971), entre outros. Apesar de uma certa estagnação após a década de 1980, a temática “paleosuperfícies” ganhou destaque nas últimas duas décadas, principalmente devido ao surgimento de novos métodos de análise, inclusive a possibilidade de datações absolutas em perfis de intemperismo. Este trabalho busca associar os perfis lateríticos de ferro aos patamares altimétricos, tratando os perfis lateríticos como marco cronoestratigráfico passível de datação, através de análises químicas, mineralógicas, macromorfológicas e de datação por (U-Th)/He dos perfis lateríticos de ferro. Duas áreas principais foram estudadas mais a fundo: o quadrante leste do Quadrilátero Ferrífero (região de Catas Altas), nas imediações da Serra do Caraça, apresentando uma superfície laterítica de ferro a 890m de altitude, com 10 Km de extensão, sob a Formação Fonseca, na qual foi amostrado um perfil laterítico de ferro; e o quadrante oeste do Quadrilátero Ferrífero, a região da Serra do Rola Moça e norte da Serra da Moeda, onde foi também amostrado um perfil laterítico de ferro, a 1400m de altitude aproximadamente, sob o itabirito *in situ* (na Serra do Rola Moça). Nestas áreas foram mapeadas a superfície laterítica de ferro e realizada análise geoquímica, mineralógica e de datação (U-Th)/He dos perfis lateríticos amostrados. As idades encontradas variam no perfil da região de Catas Altas de  $33,09 \pm 1,11$ Ma a  $0,71 \pm 0,05$ Ma e no perfil da Serra do Rola Moça de  $6,08 \pm 0,20$ Ma a  $0,43 \pm 0,04$ Ma. Os dados apontam que a superfície laterítica de ferro teve o início da sua elaboração a 33Ma atrás na região de Catas Altas, sendo que a goethita desde este momento vem dissolvendo e recristalizando, por isso as idades mais recentes. Portanto, a área do Quadrilátero Ferrífero estava exposta há 60Ma, isso significa que a configuração do relevo com os topos eram os mesmos há 60Ma, principalmente em se tratando da região da Serra do Caraça. Os materiais datados na Serra do Rola Mola vão ao encontro das idades elencadas para as áreas vizinhas, como é o caso da Mina do Capão Xavier na Serra da Moeda (em torno de 6 a 8 Ma). Por fim, na análise de paleosuperfícies não se pode associar os patamares altimétricos a antigas superfícies de aplainamento de forma direta. De acordo com o estudo regional no Quadrilátero Ferrífero, pode-se afirmar que independente dos patamares altimétricos o que prevalece na paisagem é a superfície Sul-Americana e não encontrou-se evidências seguras da Superfície Gondwana, mais antiga.

**Palavras chaves:** Geomorfologia, Laterita, Quadrilátero Ferrífero, Geocronologia.





UNIVERSITY OF CAMPINAS  
INSTITUTE OF GEOSCIENCE

**MAPPING, CHARACTERIZATION AND DATING OF LATERITE PROFILES FOR THE  
IDENTIFICATION AND CORRELATION OF GEOMORPHIC SURFACES: QUADRILÁTERO  
FERRÍFERO CASE STUDY**

**ABSTRACT**

The theory of pediplanation proposed by King em 1956 has gained attention in Brazil since his publication about the evolution of the relief of the Brazilian eastern portion. This King's work has given rise to reviews and reflections from the national geomorphological community. Besides King, many authors have published with this approach, highlighting Moraes Rego (1932), De Martonne (1943), Freitas (1951), Almeida (1964), Bigarella and Ab'Sáber (1964), Barbosa (1965), Bigarella and Andrade (1965), Braun (1971), among others. In spite of a certain stagnation after the decade of 1980, the theme "paleosurfaces" has been highlighted in the last two decades, mainly due to the uprising of new methods of analysis, including the possibility of absolute dating in intemperism profiles. This work aims to associate the iron laterite profiles with elevation levels by using laterite profiles as a chronostratigraphic mark possible to be dated, through chemical, mineralogical, macromorphological analysis and dating by (U-Th)/He of the laterite iron profiles. Two main areas have been studied deeper: the eastern quadrant of Quadrilátero Ferrífero (Catas Altas region), next to Serra do Caraça, showing a laterite iron profile at 890m of altitude, with 10km of extension, under Fonseca Formation, in which a laterite iron profile was sampled; and the western quadrant of Quadrilátero Ferrífero, Serra do Rola Moça region and northern Serra da Moeda, where a laterite iron profile was also sampled, at about 1400m of altitude, under the itabirite *in situ* (in Serra do Rola Moça). In these areas the iron laterite surface was mapped and the geochemical, mineralogical analysis and dating (U-Th)/He of the sampled laterite profiles was done. The ages found range in the Catas Altas region from  $33,09 \pm 1,11$  Myr ago to  $0,71 \pm 0,05$  Myr ago and in the profile of Serra do Rola Moça from  $6,08 \pm 0,20$  Myr ago to  $0,43 \pm 0,04$  Myr ago. The data show that the laterite iron surface began its forming 33Myr ago in Catas Altas region, regarding that from this moment goethite has been dissolving and recrystallizing, then, the more recent ages. Thus, Quadrilátero Ferrífero area was exposed 60Myr ago, this means that the configuration of the relief with the tops was the same 60Myr ago, especially being the Serra do Caraça region. The material dated in Serra do Rola Moça meet the ages listed for the neighboring areas, as Mina do Capão Xavier in Serra da Moeda (about 6 to 8 Myr ago). Finally, in paleosurface analysis altitude levels cannot be associated with former flattening surfaces in a direct way. According to the regional study in Quadrilátero Ferrífero, we can state that independently of the altitude levels, what prevails in the landscape is the Sul-Americana surface and we did not find secure evidence of the Gondwana surface, older.

**Keyword:** Geomorphology, Laterite, Quadrilátero Ferrífero (MG), Geochronology.



## SUMÁRIO

RESUMO .....	xi
ABSTRACT .....	xiii
INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA.....	1
Hipóteses: .....	4
Objetivo Principal: .....	4
Objetivos Específicos: .....	4
Cap. I – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA .....	7
1.1 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	8
Cap. II – ABORDAGEM CONCEITUAL E METODOLÓGICA.....	25
2.1 PERFIS LATERÍTICOS NO BRASIL COM ÊNFASE EM FERRICRETES.....	25
2.1.1 O termo “Perfil Laterítico” ou “Laterita” .....	27
2.1.2 Minério de Ferro –Termos principais .....	31
2.1.3 Minério de Ferro no Brasil e no Quadrilátero Ferrífero.....	34
2.2 SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO .....	38
2.2.1 O conceito de superfície de aplainamento .....	38
2.2.2 Paleosuperfícies: principais autores.....	47
Cap. III – PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	71
3.1 MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO (MDE).....	71
3.2 PROCEDIMENTOS DE CAMPO.....	71
3.3 IDENTIFICAÇÃO E DISTRIBUIÇÃO DOS PERFIS LATERÍTICOS.....	72
3.4 SELEÇÃO DOS SÍTIOS AMOSTRADOS PARA ANÁLISE DE DETALHE .....	72
3.5 DELIMITAÇÃO DE UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS .....	73
3.6 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA.....	75
3.6.1 Espectrometria de Fluorescência de Raio-X .....	76
3.6.2 Espectrometria de Emissão Óptica com Plasma Indutivamente Acoplado - <i>inductively coupled plasma – optical emission spectrometry (ICP-OES)</i> . .....	76

3.6.3 Espectrometria de Massas com Plasma Indutivamente Acoplado - <i>inductively coupled plasma-mass spectrometry</i> (ICP-MS).....	77
3.6.4 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) .....	78
3.7 CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA .....	79
3.7.1 Difração de Raio-x .....	79
3.7.2 Refinamento Rietveld .....	80
3.8 SEPARAÇÃO MAGNÉTICA EM FRANTZ.....	81
3.9 ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA PELO MÉTODO (U-Th)/He.....	82
3.10 PREPARAÇÃO DA AMOSTRA PARA DATAÇÃO .....	83
RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	87
Cap. IV – QUADRILÁTERO FERRÍFERO.....	87
4.1 ESBOÇO GEOMORFOLÓGICO.....	87
4.1.1 Unidades Litoestruturais .....	87
4.1.2 Hipsometria e Clinografia .....	90
4.1.3 Delimitação das Unidades Geomorfológicas.....	94
4.1.4 Pontos de Observação e análise .....	98
4.2 DISTRIBUIÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DOS PERFIS LATERÍTICOS DE FERRO ASSOCIADOS AOS PATAMARES ALTIMÉTRICOS.....	123
4.2.1 – Patamares Altimétricos e Geoquímica dos Perfis Lateríticos de Ferro.....	126
Cap. V – MAPEAMENTO DAS SUPERFÍCIES LATERÍTICAS E ESTUDO DE DETALHE DA REGIÃO DE CATAS ALTAS/MG E DA SERRA DO ROLA MOÇA e SERRA DA CALÇADA .....	143
5.1 MAPEAMENTO DA SUPERFÍCIE LATERÍTICA DE FERRO .....	144
5.1.1 Região de Catas Altas/MG .....	147
5.1.2 Região da Serra do Rola Moça e Serra da Calçada (norte da Serra da Moeda). .....	157
5.2 DESCRIÇÃO E ANÁLISE DE PERFIS LATERÍTICOS: análise macromorfológica, geoquímica e mineralógica. ....	167

5.2.1	Análise Macromorfológica.....	167
5.2.1.1	Perfil QF 37 – Região de Catas Altas/MG.....	167
5.2.1.2	Perfil QF 57 – Serra do Rola Moça.....	175
5.2.2	Análise Geoquímica dos Perfis Lateríticos da região de Catas Altas/MG e da Serra do Rola Moça.....	180
5.2.2.1	Perfil Laterítico da região de Catas Altas/MG.....	180
5.2.2.2	Perfil Laterítico da Serra do Rola Moça.....	186
5.2.3	Análise Mineralógica dos Perfis Lateríticos da região de Catas Altas/MG e da Serra do Rola Moça.....	191
5.2.3.1	Perfil Laterítico da região de Catas Altas.....	191
5.2.3.2	Perfil Laterítico da Serra do Rola Moça.....	193
Cap. VI	- GEOCRONOLOGIA DO INTEMPERISMO.....	197
6.1	SEPARAÇÃO MAGNÉTICA DOS MINERAIS E ANÁLISE MINERALÓGICA POR DIFRAÇÃO DE RAIO-X.....	200
6.2	MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV – EDS).....	202
6.2.1	– Perfil Laterítico de Ferro da Região de Catas Altas (QF37).....	202
6.2.2	– Perfil Laterítico de Ferro da Serra do Rola Moça (QF57).....	208
6.3	DATAÇÕES NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO.....	211
6.3.1	Resultados: U-Th/He.....	211
6.3.1.1	Perfil Laterítico da região de Catas Altas (QF37).....	212
6.3.1.2	Perfil Laterítico da Serra do Rola Moça (QF57).....	215
6.3.2	Dados geocronológicos mapeados.....	217
6.3.2	Discussões de Paleosuperfícies e interpretação geomorfológica.....	222
	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	233
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	237



## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 – Área de estudo.....	07
Figura 1.2 - Localização do Quadrilátero Ferrífero na Porção Meridional do Cráton do São Francisco.....	08
Figura 1.3 - Coluna estratigráfica.....	10
Figura 1.4 - Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero. ....	15
Figura 1.5 – Unidades de relevo da Serra do Caraça – QF. ....	23
Figura 2.1 – Zonas de alteração de um veio mineralizado.....	29
Figura 2.2 - Esquema de modelo pedogênicos de perfil laterítico normal.....	30
Figura 2.3 – Representação esquemática de um perfil laterítico – couraça (Ferricrete).....	33
Figura 2.4 - Localização das principais jazidas de minério de ferro no Brasil com destaque ao Quadrilátero Ferrífero, Centro de Minas Gerais.....	37
Figura 2.5 – Ciclo Geográfico Ideal.....	41
Figura 2.6 - Contraste entre back-wearing (A), proposta por Penck e down-wearing (B), proposta por Davis.....	43
Figura 2.7 - Evolução da superfície piemonte.....	45
Figura 2.8 - O recuo paralelo das vertentes e a gênese dos pediplanos para King (1955)....	46
Figura 2.9 – Relação das diferentes superfícies.....	52
Figura 2.10 - Configuração e altimetria da Superfície Sul-Americana.....	65
Figura 3.1 – Mapa de Pontos de Observação.....	77
Figura 3.2 - Difratômetro de Raio-X sob geometria Bragg-Brentano (LPCM/IFGW/UNICAMP).....	82
Figura 3.3 – Amostras analisadas.....	86
Figura 3.4 – Quebra da amostra e separação prévia dos minerais.....	86
Figura 3.5 – Aparelho ultrassônico utilizado para a lavagem dos minerais.....	87
Figura 3.6 – Separação dos minerais em lupa.....	87
Figura 3.7 – Composição de minerais em discos de acrílico para o MEV.....	88
Figura 4.1 - Mapa de Unidades Litoestruturais.....	91
Figura 4.2 – Mapa hipsométrico da área de estudo.....	93
Figura 4.3 – Mapa Clinográfico da área de estudo.....	94
Figura 4.4 – Levantamento das áreas com menores declividades (até 5°), de relevo suave ondulado.....	95
Figura 4.5 - Mapa de unidades geomorfológicas da área de estudo.....	97
Figura 4.6 – Perfil topográfico W-E .....	98
Figura 4.7 – Serras principais do Quadrilátero Ferrífero.....	101

Figura 4.8 – Apresentação dos pontos observados e analisados em campo dentro de diferentes unidades geomorfológicas.....	102
Figura 4.9 – Perfil topográfico e geológico do Caraça .....	104
Figura 4.10 – Vistas a dois patamares altimétricos: Mina do Fazendão (menos elevada, superfície brilhante) e a Serra do Caraça (mais elevado) .....	105
Figura 4.11 – Perfil de Alteração – relevo colinoso.....	106
Figura 4.12 – Vertentes Convexas de Moderada Declividade (declividade abaixo de 10°), dentro da Unidade Relevo Colinoso.....	107
Figura 4.13 - Interior da Unidade de Superfície Fortemente Dissecada. Vales encaixados e alta dissecção vertical, com cristas alinhadas.....	108
Figura 4.14 - Ferricrete na cota de 1400 metros de altitude e a Serra do Espinhaço ao fundo na cota de 1600 m de altitude.....	109
Figura 4.15 – a) Rio Conceição, apresentando ao fundo superfície de ferricrete na porção superior; b) corredeira do rio Conceição.....	110
Figura 4.16 – Pico do Itacolomi .....	111
Figura 4.17 - Superfície Fortemente Dissecada.....	112
Figura 4.18 – Área urbana de Ouro Preto/MG – Unidade 2 da Superfície Fortemente Dissecada no contato com a Unidade 1 (Serra do Veloso, ao fundo da foto).....	112
Figura 4.19 – Unidade 1 - Serra do Ouro Branco; Unidade 2 – Superfície Fortemente Dissecada (norte da serra); e Unidade 3 - Relevo colinoso (sul e sudeste da serra).....	113
Figura 4.20 – Topo da Serra de Ouro Branco, sustentado por quartzitos do Grupo Oltacolomi.....	114
Figura 4.21 – Contato Sul e Sudeste da Serra de Ouro Branco. Unidade 1 – Serra; Unidade 3 – Relevo Colinoso.....	114
Figura 4.22 - Contato da Serra do Ouro Branco (Unidade 1) com a Superfície Fortemente Dissecada (Unidade 2), a norte e nordeste da Serra.....	115
Figura 4.23 – Contato da Unidade 1 (Serra da Chapada) com a Unidade 2 (Superfície Fortemente Dissecada), no entorno da Serra.....	116
Figura 4.24- (a) Relevo colinoso, dentro da Unidade 2, de Superfícies Fortemente Dissecadas, com planícies restritas. (b) Planície com cerca de 100 m de largura.....	117
Figura 4.25- Colinas amplas nas proximidades de Amarantina, distrito de Ouro Preto/MG – Unidade 3, de Relevo Colinoso.....	117
Figura 4.26 - Unidade 3 – Relevo Colinosos do Complexo Bação: relevo menos acidentado com muitas voçorocas.....	118
Figura 4.27 - Contato entre o sudeste da Serra da Moeda com o Relevo Colinoso do Complexo do Bação (Engenheiro Corrêa, distrito de Ouro Preto/MG).....	119
Figura 4.28 - Unidade de Relevo Colinoso, com vales encaixados e canal estrangulado pelas estruturas leste-oeste .....	119
Figura 4.29 - No topo, ao fundo, a Serra da Moeda e os vales incisivos do Rio das Velhas.....	120

Figura 4.30 - Vales encaixados, com corredeiras e cachoeiras (Unidade 2 - Superfície Fortemente Dissecada) .....	121
Figura 4.31 – Vista do Mirante Morro dos Veados (Serra do Rola Moça).....	122
Figura 4.32 - Superfície sustentada pela crosta ferruginosa, acima de 1400m de altitude no Mirante Morro dos Veados, na Serra do Rola Moça.....	123
Figura 4.33 - (a) Contato entre Serra da Moeda (Unidade 1) e a Unidade 3 (Relevo Colinoso), a oeste da Serra da Moeda; (b) Contato Serra da Moeda (Unidade 1) com relevo colinoso (Unidade 3), a leste da Serra da Moeda.....	123
Figura 4.34 - Serra das Serrinhas.....	124
Figura 4.35 – (a) Serra da Moeda (Primeiro patamar) e Relevo Fortemente Dissecado (segundo patamar); (b) Serra da Moeda (primeiro patamar), Serra das Almas (segundo patamar) e Serra das Serrinhas (terceiro patamar).....	124
Figura 4.36 – Contato entre as Unidades 1, 2 e 3, na cidade de Itabirito/MG.....	125
Figura 4.37 – Depressão Intermontana entre as Serras da Moeda Oriental e Ocidental apresentando Relevo Colinoso (Unidade 3).....	126
Figura 4.38 – itabirito friável.....	128
Figura 4.39 – Pontos amostrados, associados à altimetria e a litologia do Quadrilátero Ferrífero.....	130
Figura 4.40 – Relação entre Ferro, Alumínio e Sílica.....	132
Figura 4.41 - Diagrama triangular de classificação de lateritas.....	133
Figura 4.42 - Pico de Itabirito.....	134
Figura 4.43 – Morro recoberto por canga – Serra da Moeda.....	135
Figura 4.44 -- Perfil Laterítico de Ferro – BR040.....	136
Figura 4.45 - Perfil Laterítico de ferro decaptado, na encosta oeste da Serra da Bandeira.137	
Figura 4.46 – Mina de exploração de ferro – encosta leste da Serra da Bandeira.....	138
Figura 4.47 – Base do Perfil Laterítico – Perfil Decaptado.....	139
Figura 4.48 – Perfil Laterítico de Ferro – BR 040 – próx. Congonhas.....	140
Figura 4.49 - Topo do Perfil - matriz bastante densa.....	140
Figura 4.50 – Perfil Laterítico de Ferro evoluído sobre um leque aluvial na base da Serra do Caraça (Perfil QF13).....	141
Figura 4.51 - Perfil Laterítico de Ferro na área urbana de Ouro Preto.....	143
Figura 4.52 – Pequeno morrote com ferricrete no topo (base da Serra do Itacolomi, a 1121m de altitude, na área urbana de Ouro Preto).....	143
Figura 5.1 - Áreas selecionadas para estudo de detalhe no Quadrilátero Ferrífero.....	146
Figura 5.2 - Vegetação de Campos Rupestres.(a) Parque Estadual da Serra do Rola-Moça; (b) Região de Catas Altas.....	147
Figura 5.3 – (a) gruta na estrada de Mariana a Catas Altas/MG; (b) Dolina no ferricrete, ao fundo a Serra do Caraça.....	148

Figura 5.4 – Mapa hipsométrico e Mapeamento da superfície laterítica de ferro na região de Catas Altas, base da Serra do Caraça/MG .....	149
Figura 5.5 - Observação dos três patamares altimétricos. Primeiro plano – Serra do Caraça, segundo plano Mina de Ferro (itabirito) e terceiro plano a Superfície de Ferricrete.....	151
Figura 5.6 – Meseta com topo plano sustentada pelo ferricrete .....	152
Figura 5.7 – mapeamento litológico e da superfície laterítica de ferro da região de Catas Altas .....	153
Figura 5.8 – (a) Escarpa sustentada pela crosta laterítica terminando num vale dissecado (noroeste da superfície contínua de ferricrete); (b) Escarpa sustentada pela crosta laterítica de ferro em contato com um vale dissecado no limite sul da superfície contínua de ferricrete.....	156
Figura 5.9 – A drenagem seccionando a superfície de ferricrete.....	157
Figura 5.10 – Blocos de Ferricrete.....	158
Figura 5.11 – Esquema da Serra do Caraça, superfície contínua de ferricrete e topos com blocos de ferricrete.....	158
Figura 5.12 – Superfície Laterítica de Ferro no Parque Estadual da Serra do Rola-Moça/MG .....	159
Figura 5.13 – Superfície Laterítica de Ferro mapeada no quadrante da Serra do Rola Moça e Serra da Moeda/Quadrilátero Ferrífero/MG.....	160
Figura 5.14 – Cavas na crosta laterítica no Parque Estadual da Serra do Rola Moça.....	161
Figura 5.15 – Mapeamento da superfície laterítica de ferricrete apresentando na base o mapa litológico.....	163
Figura 5.16 – Superfície de Ferricrete na Serra da Calçada (arredores do Condomínio Rio das Pedras).....	165
Figura 5.17 – Quartzito da Serra do Ouro Fino.....	166
Figura 5.18 – Vista aos três patamares altimétricos. 1º Serra da Moeda e Serra da Calçada; 2º Serra do Ouro Fino; 3º vale onde se encontra Casa Branca.....	167
Figura 5.19 - Escarpas sustentadas pelo itabirito.....	168
Figura 5.20 - Evolução do itabirito – Fragmentos de itabirito envolvidos por uma matriz.....	168
Figura 5.21 – Topossequência e Perfil laterítico de Catas Altas.....	170
Figura 5.22 – (a) Topo do perfil Catas Altas; (b) Corpos de lentes de depósito aluvial (leque aluvial).....	172
Figura 5.23 – Perfil laterítico com destaque a dois níveis da 2ª camada.....	173
Figura 5.24 - Relevo cárstico no ferricrete (Gruta).....	173
Figura 5.25 - Clastos de Itabirito de diferentes graus de arredondamento e de tamanho....	174
Figura 5.26 - Clasto de itabirito sofrendo alteração .....	175
Figura 5.27 - (a) Base do Perfil laterítico; (b) Pequena corredeira sustentada pelo ferricrete .....	176

Figura 5.28 – Perfil Laterítico Completo da Serra do Rola Moça, com os pontos de observação e amostragem dentro de cada camada .....	177
Figura 5.29 - Esquema de evolução do ferricrete na área.....	178
Figura 5.30 - Crosta laterítica com fendas no topo do perfil laterítico .....	178
Figura 5.31 – Material alterado (amarelo e argiloso) – 2ª camada do perfil laterítico .....	180
Figura 5.32 – Afloramento de Itabirito, com perfil verticalizado.....	181
Figura 5.33 – Variação dos elementos maiores no Perfil QF37 .....	183
Figura 5.34 – Variação dos elementos menores e traços no Perfil QF37 .....	185
Figura 5.35 - Mobilidade no ambiente superficial como função da carga e do raio iônico....	186
Figura 5.36 – Variação dos elementos Terras Raras no Perfil QF 37A1 .....	187
Figura 5.37 – Variação dos elementos maiores do Perfil QF57 .....	190
Figura 5.38 – Variação dos elementos menores e traços do Perfil QF57 .....	191
Figura 5.39 – Variação dos elementos Terras Raras do Perfil QF57 .....	192
Figura 5.40 – Difratoformas de raio-X interpretados das amostras QF37A1 e Amostra QF37B1 .....	193
Figura 5.41 – Difratoformas de raio-X interpretados das amostras QF37C1 e QF 101 – Rocha.....	193
Figura 5.42 – Difratoformas de raio-X interpretados das amostras QF57A e QF57D2.....	195
Figura 5.43 – Difratoformas de raio-X interpretados das amostras QF57E e QF57F – Rocha.....	195
Figura 6.1 – Difratoformas de Raio-X com destaque aos principais picos de identificação de minerais do perfil QF37 (Região de Catas Altas/MG).....	200
Figura 6.2 - Difratoformas de Raio-X com destaque aos principais picos de identificação de minerais do perfil QF57 (Serra do Rola Moça).....	201
Figura 6.3 - Microscopia eletrônica de varredura, amostra QF37A1 – a1 (a); amostra QF37A1 – b1 (b). .....	203
Figura 6.4 - Microscopia eletrônica de varredura, amostra QF37A2 – a1 (a); amostra QF37A2 – b1 (b); amostra QF37A2 – c1 (c).....	203
Figura 6.5 - Microscopia eletrônica de varredura, amostra QF37B1 – a1 (a) e amostra QF37B1-b1 (b).....	204
Figura 6.6 - Microscopia eletrônica de varredura, amostra QF37B2 – a1 (a), amostra QF37B2-b1 (b), amostra QF37B2 – c2 (c).....	204
Figura 6.7 - Microscopia eletrônica de varredura, amostra QF37C1 – a1 (a) e amostra QF37C1-b1 (b).....	205
Figura 6.8 - Microscopia eletrônica de varredura, amostra QF37C2 – a1 (a), amostra QF37C2-b1 (b) e amostra QF37C2-c1 (c), amostra QF37C2-b1 com zoom (d); QF37C2-c1 com zoom (e).....	206
Figura 6.9 – Foto imagem de lupa eletrônica (a), amostra QF57A1-a1 e microscopia eletrônica de varredura, amostra QF57A1-a1 (b), amostra QF57A1-b1 (c) e amostra QF57A1-c1 (d).....	208

Figura 6.10 – Microscopia eletrônica de varredura, amostra QF57A2-a1 (a), amostra QF57A2-b1 (b).....	209
Figura 6.11 – Microscopia eletrônica de varredura, amostra QF57B1-b1 (a), amostra QF57B1-c1 (b).....	209
Figura 6.12 – Microscopia eletrônica de varredura, amostra QF57B2-a1 (a), amostra QF57B2-b1 (b) e amostra QF57B2-c1(c).....	210
Figura 6.13 - Resultados da datação no Perfil QF 37, com indicativo do local amostrado...	211
Figura 6.14 - Resultados da datação no Perfil QF 57, com indicativo do local amostrado...	213
Figura 6.15 – Geocronologia do Quadrilátero Ferrífero (idades máximas).....	218
Figura 6.16 - Flutuação da temperatura oceânica e CO2 atmosférico global no Cenozoico.....	223
Figura 6.17 – Esquema geral de evolução geomorfológica da região de Catas Altas (uma Hipótese).....	226
Figura 6.18 – Configuração do relevo atual da região de Catas Altas.....	227
Figura 6.19 - Esquema de evolução da região da Serra da Rola Moça e Serra da Moeda (uma Hipótese) .....	228
Figura 6.20 – Configuração do relevo atual na Serra do Rola Moça e Serra da Moeda.....	229

## ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1 – Susceptibilidade Magnética dos Minerais .....	84
Tabela 4.1 – Geoquímica das crostas lateríticas amostradas do QF .....	131
Tabela 5.1 – Elementos Maiores do Perfil Laterítico de Catas Altas/MG .....	182
Tabela 5.2 – Geoquímica do Perfil Laterítico da Serra do Rola Moça .....	187
Tabela 5.3 – Porcentagem dos minerais presentes na amostra do Perfil QF37 .....	193
Tabela 5.4 – Porcentagem dos minerais presentes na amostra do Perfil QF57 .....	195
Tabela 6.1 – Resultados Geocronológicos do Perfil da Região de Catas Altas .....	212
Tabela 6.2 – Resultados Geocronológicos do Perfil da Serra do Rola Moça .....	214
Tabela 6.3 - Idades máximas e mínimas em datações no Quadrilátero Ferrífero .....	216



## ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 1.1 - Seção colunar representativa da Formação Fonseca .....	17
Quadro 2.1 - Mineralogia dos diferentes tipos composicionais de formações ferríferas.....	38
Quadro 2.2 - Altitudes das superfícies cíclicas ao norte e ao sul de Belo Horizonte (em metros) .....	69
Quadro 2.3 – Cálculo da altitude dos testemunhos das superfícies .....	70
Quadro 2.4 – Altitudes comparadas para as superfícies cíclicas na região de Itabirito .....	70
Quadro 2.5 – Comparação das superfícies de aplainamento no Brasil para diferentes autores.....	72
Quadro 4.1 – Características resumidas das Unidades Geomorfológicas.....	99



## INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA

Apesar das controvérsias quanto à gênese das superfícies de aplainamento, a teoria de pediplanação proposta por King (1956) ganhou atenção no Brasil a partir da sua publicação sobre a evolução do relevo da porção oriental brasileira. Este trabalho de King suscitou críticas e reflexões da comunidade geomorfológica nacional, principalmente sobre as propostas de remanescentes de superfícies de aplainamento.

King (1956) distinguiu os diversos aplainamentos segundo suas altitudes escalonadas, os mais baixos sendo considerados mais recentes e evoluindo o conjunto como uma escada de piemonte. Em discordância a King, Bigarella e Ab'Sáber (1964) *apud* Bigarella (2007) deduziram que superfícies contemporâneas podem se desenvolver em áreas de altitudes bastante variadas, evoluindo sobre níveis de base locais ou de rupturas de gradiente (*knickpoints*) mantidos pela rede de drenagem.

Bigarella (2007) afirma ainda que o aparecimento dos níveis mais recentes não terá caráter regressivo (remontante) como indicado por King (1956), para o autor um critério meramente altimétrico é insuficiente para estabelecer idade cronológica dos perfis e correlacionar os diferentes níveis de aplainamento.

Barbosa (1980) e Varajão (1991) ao fazer relações entre os níveis topográficos e superfícies de aplainamento no Triângulo Mineiro, indicam ser necessária muita cautela ao correlacionar as superfícies de aplainamento e a consequente definição de níveis, bem como a correlação destes com as superfícies de aplainamento. Os autores destacam a importância da consideração das variações litoestruturais no estudo de planos altimétricos.

Magalhães e Trindade (2004) acrescentam ainda que a interpretação e reconstituição do modelado em áreas tectonicamente deformadas a partir unicamente da utilização de níveis altimétricos estariam sujeitas a uma larga margem de erros ao desconsiderar, por exemplo, a possibilidade de fragmentação tectônica de uma superfície erosiva com compartimentos altimétricos distintos.

Corrêa e Mendes (2002) alertam para os perigos da interpretação baseada somente em dados morfológicos para correlações genéticas. Segundo os autores (*op*

*cit*) o mecanismo de aplainamento raramente pode ser identificado com bases geomorfológicas, pois peneplanos e pediplanos resultam em formas finais de difícil discernimento.

Apesar dos grandes questionamentos ao emprego de parâmetros altimétricos na definição de superfícies de aplainamento, a teoria de pediplanação de King ganhou atenção por todo o mundo, mas não como um caráter meramente altimétrico, podendo destacar o trabalho de Burke e Gunnell (2008), que fez uma síntese da geomorfologia, tectônica e mudanças ambientais nos últimos 180 milhões de anos no continente africano.

Nas últimas duas décadas a temática ressurgiu em todo o globo. Os estudos sobre as superfícies de aplainamento ou paleosuperfícies tornaram-se de grande interesse para análise da evolução geomorfológica de diversas áreas, como nos trabalhos de Widdowson (1995) "Tertiary and pré-Tertiary palaeosurfaces: recognition, reconstruction and environmental interpretation"; Battiau-Queney (1996) "A tentative classification of paleoweathering formations based on geomorphological criteria"; Battiau-Queney (1997) "Preservation of old palaeosurfaces in glaciated areas: examples from the French western Alps"; Gunnell (1997) "Topography, palaeosurfaces and denudation over the Karnataka Uplands, southern India"; Twidale e Bourne (1998) "The use of duricrusts and topographic relationships in geomorphological correlation: conclusions based in Australian experience"; Rossetti (2004) "Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a Key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products"; Lilian Coltrinari (2011) "Paleosurfaces in Southeastern Brazil: São José dos Campos Plateaus Landform evolution", entre outros.

Diante disso, após a estagnação observada nas décadas de 1980 e 1990, realizou-se em 2009, na América do Sul, na Argentina o Simpósio de "Paleosuperfícies em regiones cratónicas y evolución del paisaje em el largo plazo" durante o "IV Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, XII Congreso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário e II Reunión Sobre El Cuaternario de América Del Sur", que resultou na publicação de uma edição especial sobre Paleosuperfícies na revista brasileira "Geociências", da Unesp-Rio Claro, com

trabalhos detalhados de diversos pesquisadores brasileiros, Argentinos e Uruguaios, como: Rabassa, Carignano e Cioccale (2010); Aguilera e Rabassa (2010), Aguilera, Aragón e Carretero (2010); Morrás, Tófaló e Sánchez-Bettucci (2010); Suvires (2010); Verdum e Soares (2010); Ribeiro e Siqueira Ribeiro (2010); e, Rabassa (2010).

Grande parte dos geomorfólogos tem engendrado por esta área de pesquisa, com destaque a Bigarella e Valadão. Bigarella retratando as paleosuperfícies do sul do Brasil (2007) e Valadão com trabalhos sobre o Brasil Oriental (2009).

Recentemente, com a possibilidade de datações absolutas em materiais de alteração, em perfis lateríticos associados às superfícies, o interesse por estudo de paleosuperfícies cresceu mais ainda. É o caso de datações pelo método (U-Th)/He, difundido pelo grupo de trabalho dos professores Kenneth Farley, da Califórnia Institute of Technology (Caltech), Estados Unidos e pelo professor Paulo Vasconcelos, da Universidade de Queensland, Austrália, com destaque a tese de Maria da Guia Lima (2008), “A História do Intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações paleoclimáticas e tectônicas”, aos artigos de Shuster *et al* (2005), “Weathering geochronology by (U-Th)/He dating of goethite”; Heim *et al* (2006), “Dating paleochannel iron ore by (U-Th)/He analysis of supergene goethite”; Yapp e Shuster (2011), “Environmental memory and a possible seasonal bias in the stable isotope composition of (U–Th)/He-dated goethite from the Canadian Arctic”; Monteiro *et al* (2014), com o trabalho intitulado “(U-Th)/He geochronology of goethite and the origin and evolution of cangas”, entre outros. Portanto, esta técnica permite datação de hidróxidos de ferro supérgenos (goethita), por conseguinte, um grande avanço em geocronologia de intemperismo no mundo.

Além do (U-Th)/He, o método geocronológico  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  também tem sido muito adotado e difundido para a datação, neste caso, do manganês supérgeno, como no trabalho de Carmo e Vasconcelos (2006) “ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology constraints on late miocene weathering rates in Minas Gerais, Brazil”; Spier, Vasconcelos e Oliveira (2006) “ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological constraints on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais”, entre outros.

Perante os questionamentos gerados à utilização de parâmetros altimétricos na definição de paleosuperfícies, este trabalho busca associar os perfis lateríticos de ferro aos patamares altimétricos, tratando os perfis lateríticos como marco cronoestratigráfico passível de datação, portanto, uma grande contribuição aos estudos geomorfológicos no Brasil, através do estudo de caso do Quadrilátero Ferrífero/MG.

### **Hipóteses:**

Para nortear o trabalho foram elaboradas primeiramente duas hipóteses centrais:

- Os perfis lateríticos desenvolvem-se em diferentes substratos, gerando perfis de alteração muito similares;
- Os espessos perfis de alteração (lateríticos) permitem gerar um marco de correlação nas áreas analisadas, permitindo reconstituir a antiga superfície geomórfica em áreas relativamente grandes.

### **Objetivo Principal:**

Definir o posicionamento morfológico das superfícies lateríticas de ferro e a evolução destes perfis e estabelecer correlação entre as superfícies de aplainamento pretéritas e os perfis lateríticos de ferro.

### **Objetivos Específicos:**

- Elaborar mapas de detalhe da região de Catas Altas e da região da serra do Rola Moça e serra da Calçada, apresentando os limites e especificidades das superfícies lateríticas presentes em ambas as áreas e correlaciona-las;
- Analisar, a partir das datações de perfis de intemperismo, se existe uma correspondência entre a cota topográfica de cada superfície e sua idade, isto é, se as superfícies mais antigas encontram-se em posições topográficas mais elevadas, enquanto que as superfícies mais recentes constituem as partes mais rebaixadas do relevo.

- Correlacionar regionalmente os perfis lateríticos, procurando reconstituir a antiga superfície geomórfica da área, identificando a validade e limitações dos procedimentos adotados.

- Compreender a evolução dos perfis lateríticos nas áreas da região de Catas Altas e na serra do Rola-Moça;

Para se atingir tais objetivos, destacam-se as metas principais:

- mapear as ocorrências de antigos perfis lateríticos associados as superfícies de cimeira na área;

- caracterizar os perfis lateríticos do Quadrilátero Ferrífero, macromorfológicamente, quimicamente e mineralogicamente, de maneira sistemática;

- realizar levantamento das superfícies de aplainamento através de modelos digitais de elevação, mapa geomorfológico e perfis topográficos/geológicos da área;

- fazer um esboço da geomorfologia da área, através de descrições de campo e imagens de satélite;

- descrever o perfil laterítico de detalhe da Serra do Rola-Moça (oeste do Quadrilátero Ferrífero) e da Região de Catas Altas (leste do Quadrilátero Ferrífero).

- datar os perfis de alteração lateríticos.



## Cap. I – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo (Figura 1.1) está localizada entre as coordenadas UTM – 23K - E590000 a E674000 e N7729000 a N7788000, compondo 90% da área do Quadrilátero Ferrífero, desconsiderando somente o extremo norte deste compartimento, ou seja, o limite norte da área de estudo neste trabalho é com o município de Belo Horizonte, sendo que este não faz parte da área de estudo.

O Quadrilátero Ferrífero localiza-se na parte central do estado de Minas Gerais, possuindo cerca de 7.200 km<sup>2</sup>.

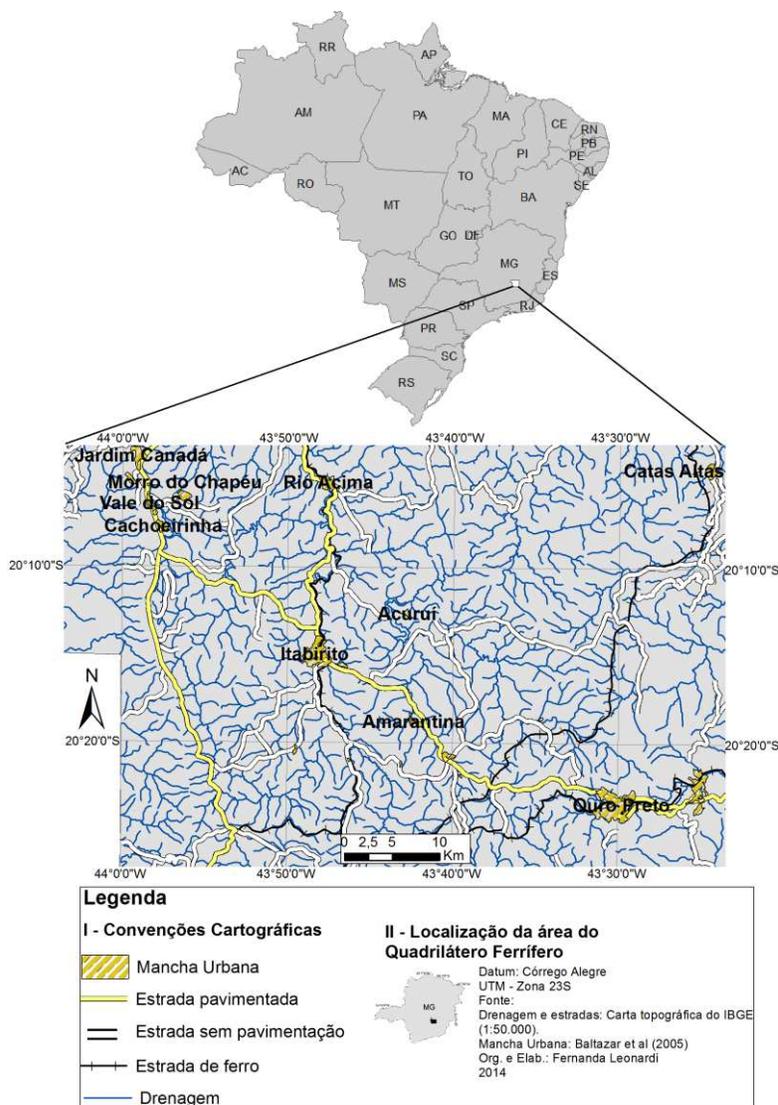


Figura 1.1 – Área de estudo

## 1.1 CONTEXTO GEOLÓGICO

Desde muito tempo o Quadrilátero Ferrífero é área de interesse de pesquisa pelos geólogos e engenheiros de minas devido a sua grande riqueza mineral.

O Quadrilátero Ferrífero (QF) ocupa uma área retangular, localizando-se no extremo sul do Craton do São Francisco (Figura 1.2).

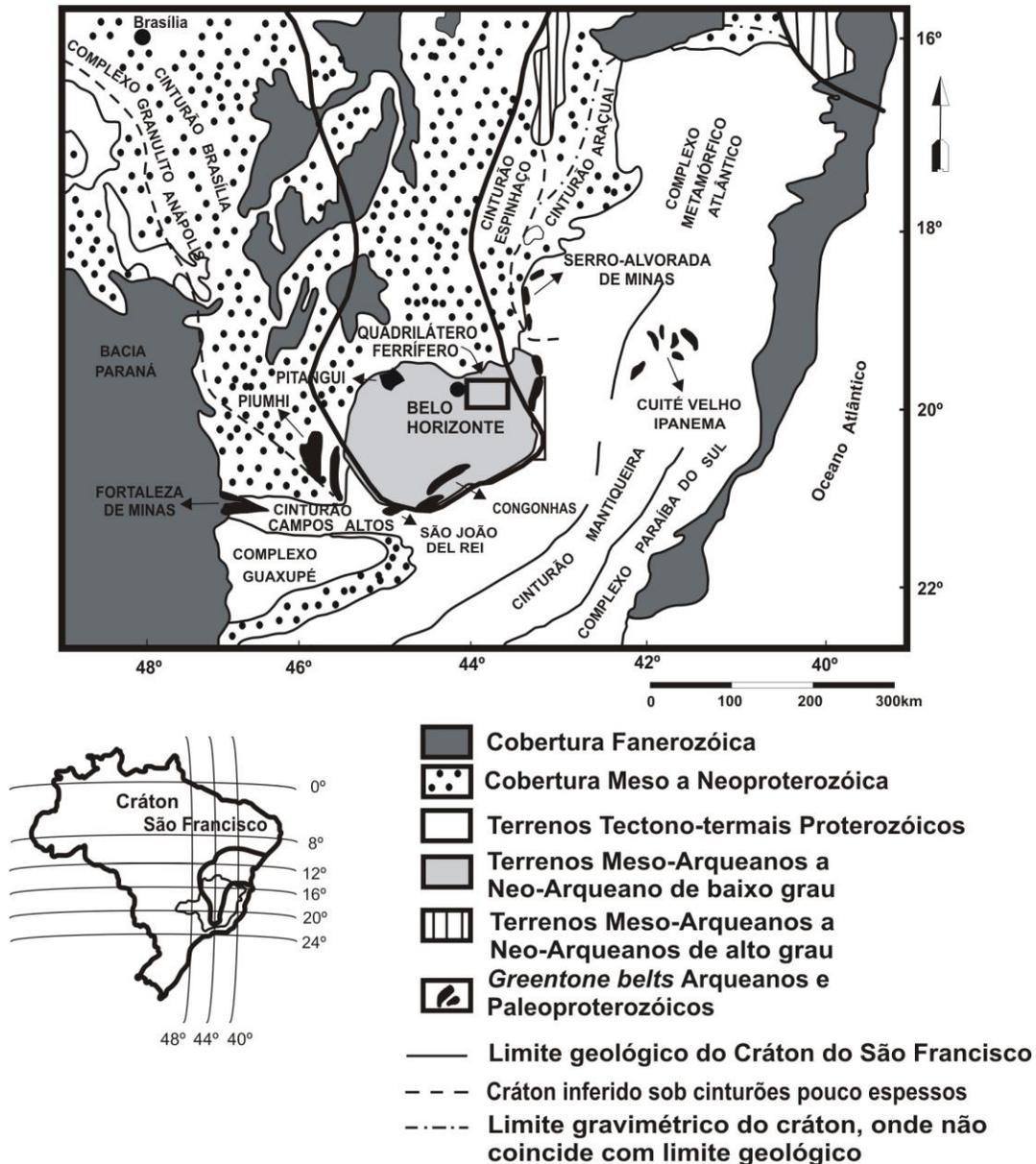


Figura 1.2 - Localização do Quadrilátero Ferrífero na Porção Meridional do Cráton do São Francisco, simplificado de Lobato et al (2001) apud Spreafico (2006)

A história geológica do Quadrilátero Ferrífero, segundo Dorr (1969) inicia-se no Arqueano e se desenvolve até o final do Proterozóico. A litoestratigrafia é constituída pelo Supergrupo Rio das Velhas, de idade arqueana, separado por discordância angular e erosiva dos Supergrupos Minas, Espinhaço e pelo Grupo Itacolomi, de idade proterozóicas (DORR, 1969).

Diversos modelos têm sido propostos sobre a evolução estrutural do Quadrilátero Ferrífero, para Alkmin e Marshak (1998) o Quadrilátero Ferrífero é constituído por quatro conjuntos litoestratigráficos (Figura 1.3):

1 - Complexos Metamórficos, compostos por terrenos granito-gnáissicos de idade arqueana;

2 - Supergrupo Rio das Velhas, formado por uma seqüência vulcano-sedimentar arqueana tipo “greenstone belt”;

3 - Supergrupo Minas, formado por metassedimentos clásticos e químicos de idade proterozoica; e

4 - Grupo Itacolomi, formado por metassedimentos clásticos proterozoicos.

De acordo com Alkmin e Marshak (1998) a coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero pode ser representada desta forma:

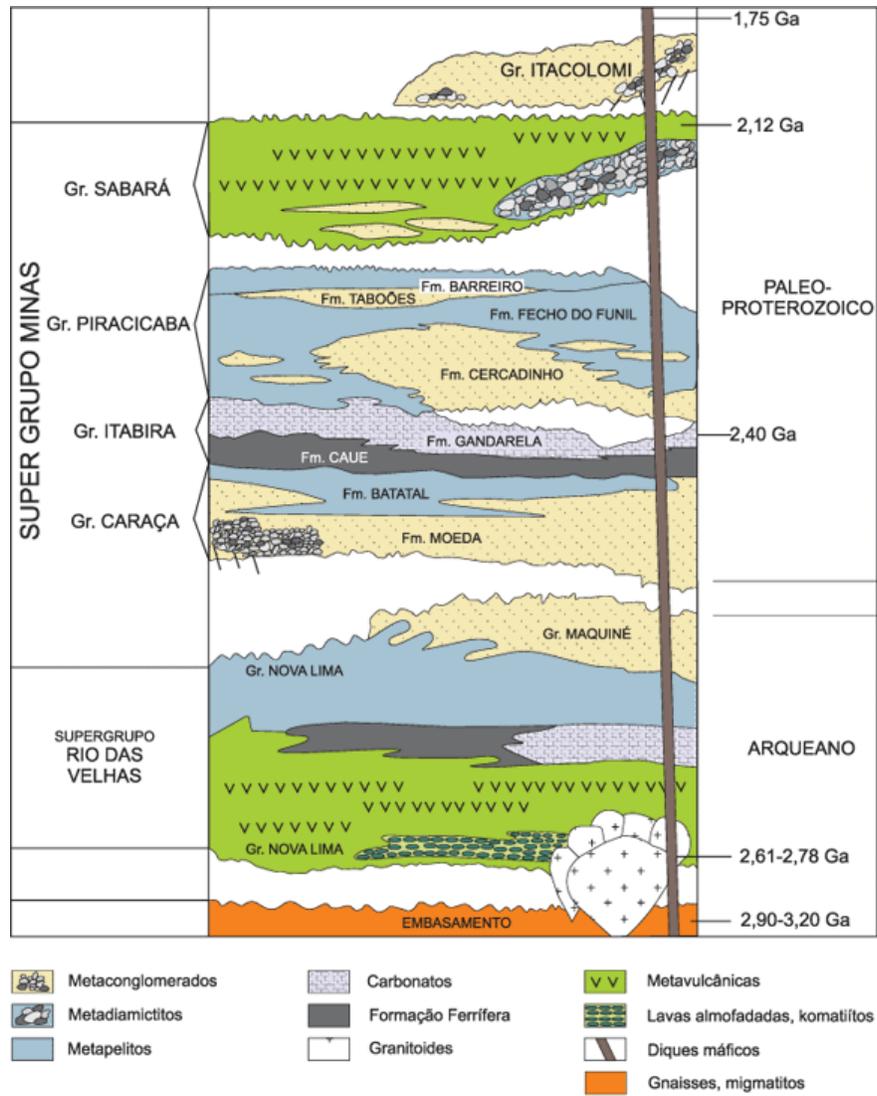


Figura 1.3 - Coluna estratigráfica de Alkmin e Marshak (1998) apud Ruchkys (2009, p. 40)

O QF possui quatro conjuntos litoestratigráficos, que serão detalhados a seguir:

## 1 - EMBASAMENTO CRISTALINO

As rochas mais antigas da região são gnaisses e migmatitos, que constituem o embasamento cristalino para as unidades litoestratigráficas do arqueano (VARAJÃO, 1991).

Noce (2000) demonstra que a idade mínima obtida para a geração dos gnaisses e migmatitos dos complexos Bonfim, Belo Horizonte e Bação estão entre 2920-2970 Ma (método U/Pb e Pb/Pb em zircões).

São denominados como Complexos granito gnáissicos ou são referidos informalmente como complexos ígneo-metamórficos, recebendo denominações locais.

## 2 - SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS

O *greenstone belt* Rio das Velhas representa uma das principais unidades do Quadrilátero Ferrífero e consiste em uma sequência de rochas vulcano-sedimentares, composta por metavulcânicas máficas e ultramáficas, metavulcânicas félsicas e rochas metassedimentares químicas e clásticas (ALVARADO, 2003).

Para Dorr (1969) o Supergrupo Rio das Velhas, é a mais ampla unidade estratigráfica no Quadrilátero Ferrífero e ocorre geralmente em áreas anticlinais, pois essas rochas foram submetidas a forte metamorfismo e metassomatismo.

As rochas deste Supergrupo podem ser encontradas ao sul do QF, a oeste por uma distância desconhecida e a leste, onde elas logo dão lugar a rochas graníticas mais jovens. Elas não podem ser encontradas ao norte, onde rochas do Supergrupo Minas estão sobrepostas e rochas graníticas interpõem-se (DORR, 1969).

O conjunto de rochas que compõe o *greenstone belt* Rio das Velhas foi dividido por Dorr (1969) em **Grupo Nova Lima**, basal e indiviso, constituído por metavulcanitos e sedimentos detríticos metamorfizados em fácies xisto verde e **Grupo Maquiné**.

Simmons (1968a, *apud* Dorr, 1969), distinguiu duas facies estratigráficas no grupo Nova Lima no oeste do QF, pela presença ou ausência de formação de ferro e

filita ferruginosa nestas rochas, acreditando-se que as rochas ferruginosas sejam mais jovens que os filitos não ferruginosos.

### *Formação de Ferro*

O Grupo Nova Lima no oeste do QF são caracterizadas pelas finas lentes descontínuas da formação-ferro que são encontradas desde o distrito de Itabira até o quadrângulo Sosas e de Belo Horizonte até o quadrângulo Congonhas e mais longe ao sul na área de Conselheiro Lafaiete. Perto de Nova Lima, em parte do vale do rio Conceição, na área norte de Gandarela, e na área de Sosas, essas lentes alcançam espessura de algumas dezenas de metros e podem ser localizadas continuamente por vários quilômetros (DORR, 1969). Em outros lugares, como em Itabira, a área de Congonhas, sudoeste e sudeste de Caeté, e leste de Mariana, elas podem variar de alguns centímetros ou dezenas de centímetros até mais de 10m em espessura (DORR, 1969).

Para Dorr (1969) parece provável que a maioria senão todas as formações de ferro de Nova Lima foram fácies de carbonato ou fácies de magnetita-carbonato, não havendo evidências do contrário.

Enfim, o Grupo Nova Lima encontra-se sobreposto, em discordância erosiva local e possivelmente angular, pelo Grupo Maquiné, o qual foi subdividido em Formação Palmital na base, com filitos, quartzo filitos e quartzitos e Formação Casa Forte, no topo, com quartzitos e conglomerados (ALVARADO, 2003, p. 13).

## **SUPERGRUPO MINAS – Sequência metassedimentar proterozóica**

Para Dorr (1969) o Supergrupo Minas pode ser dividido em quatro grupos:

### **1 - Grupo Tamanduá**

O Grupo Tamanduá foi definido primeiramente na serra do Tamanduá ou serra das Cambotas por Simmons e Maxwell, em 1961, nas quadrículas Santa Bárbara e Cocais, aparecendo também nas quadrículas Antônio dos Santos, Gongo Sôco, Capanema e Santa Rita Durão. Rochas também correlacionadas (provavelmente)

com o grupo afloram nas quadrículas Florália, Dom Bosco, Ouro Branco e Santa Rita do Ouro Preto (DORR, 1969).

Este Grupo inclui os quartzitos das serras do Caraça e Ouro Branco, é composto por quartzitos, xistos quartzosos e argilosos e itabiritos filítico e dolomítico, estratigraficamente está entre os grupos Maquiné, do Supergrupo Rio das Velhas e do Grupo Caraça, do Supergrupo Minas (DORR, 1969).

Primeiramente esteve posicionado no topo do Supergrupo Rio das Velhas por Simmons e Maxwell, em 1961, e posteriormente, em 1969 por Dorr, na base do Supergrupo Minas (BALTAZAR et al, 2005).

## **2 - Grupo Caraça**

Segundo Dorr (1969) o grupo Caraça é composto de quartzito metasedimentar e formações filíticas localizadas abaixo dos sedimentos químicos do grupo Itabira do Supergrupo Minas e cobrindo ou com essencial concordância as rochas filíticas e quartzosas do grupo Tamanduá ou, normalmente com discordância angular e erosional, as rochas do Supergrupo Rio das Velhas.

Dentro do grupo Caraça, podemos destacar a Formação Moeda e Batatal (Baltazar et al, 2005).

## **3 - Grupo Itabira**

O grupo Itabira é separado do grupo Caraça, pois é composto em sua maior parte por sedimentos químicos enquanto o grupo Caraça é predominantemente composto por sedimentos clásticos (DORR, 1969).

Economicamente, o grupo Itabira é o mais importante para a região, pois concentra a maior parte do minério de ferro de alto grau de origem metasomática e devido à concentração das reservas de minério fruto do intemperismo do Itabirito Cauê (de mais baixo nível) (DORR, 1969).

Este grupo é composto pelo Itabirito Cauê e pela Formação Gandarela (Baltazar et al, 2005).

#### 4 - Grupo Piracicaba

Para Dorr (1969) as formações do grupo Piracicaba são compostas de rochas sedimentares clásticas, variando do fino conglomerado ao quartzito até a filita e a filita grafítica. Segundo o autor (op cit) as ocorrências químicas (e bioquímicas) incluídas na sequência são leitões esporádicos de dolomita e pequenas camadas de formação de ferro, sendo que a maioria das formações contém sedimentos maduros relativamente simples e bem diferenciados. Todos são agora metamorfoseados, a maioria para as fácies de xisto verde e no lado leste da região para as fácies almandina-anfíbola.

Baltazar et al (2005) descreve para o Grupo Piracicaba quatro formações: Formação Cercadinho, Formação Fêcho do Funil, Formação Taboões e Formação Barreiro. Dorr (1969) acrescenta ainda para o Grupo Piracicaba, a Formação Sabará, o topo do Grupo Piracicaba. Para Baltazar et al (2005) a Formação Sabará está num Grupo a parte (Grupo Sabará).

Neste trabalho a Formação Cauê, do Grupo Itabiria, Supergrupo Minas tem maior importância, pois são compostos por itabiritos, material de origem de grande parte dos perfis lateríticos de ferro mais representativos no Quadrilátero Ferrífero.

#### **SUPERGRUPO ITACOLOMI**

O Supergrupo Itacolomi é constituído de duas fácies, uma de quartzito e outra com muito filito. A quartzítica é do tipo *Itacolomi* e a filítica da *fácies Santo Antônio* (DORR, 1969). Para Baltazar et al (2005) a fácies quartzítica é denominada Grupo Itacolomi indiviso e a filítica Formação Santo Antônio.

O tipo Itacolomi é predominantemente quartzito e areia e contém quantidades variáveis de sericita. O quartzito é conglomerático e também contém muitas lentes de conglomerado. Interleitos finas e muito lenticulares de filita estão presentes em algumas áreas (DORR, 1969, p. A59).

A maioria dos estratos consistem em ásperos grãos de quartzo em uma matriz de grãos finos quartzo, sericita e muscovita. Feldspato pode ser ou detrital ou produto metasomático (DORR, 1969, p. A60).

Dorr (1969) descreve a relação existente entre o tipo Itacolomi e a Facies Santo Antônio. Para o autor (op cit) não há forma de saber se o tipo Itacolomi é mais antigo, mais jovem ou contemporâneo às rochas mapeadas na fácies Santo Antônio, pois em lugar nenhum as duas fácies são contíguas. O tipo de sedimentação e a gradação lateral marcada das rochas de mais quartzosa na localidade do Pico do Itacolomi em rochas mais filíticas para o oeste leva o autor a acreditar que as duas são pelo menos em parte essencialmente contemporâneas, elas provavelmente representam diferentes localidades em relação ao contorno, fonte de sedimentos e tipo de material depositado durante a sedimentação (DORR, 1969).

O mapa geológico simplificado do QF pode ser observado na figura a seguir (Figura 1.4), segundo Rosière et al (2005):

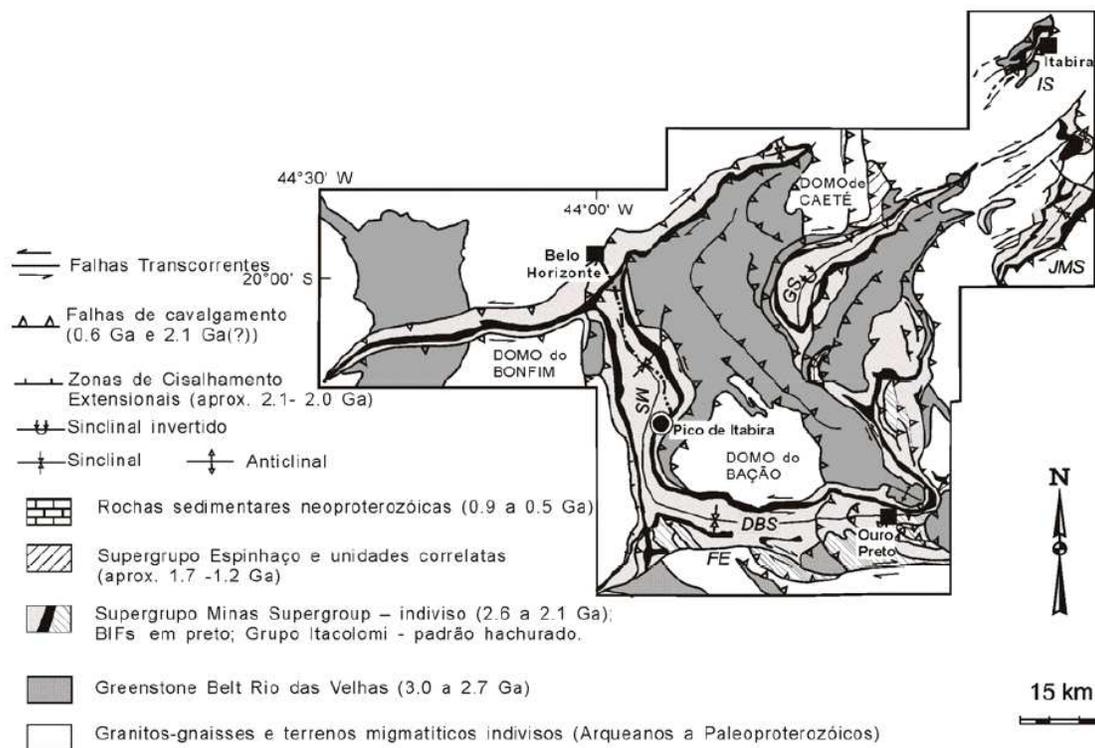


Figura 1.4 - Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero. Fonte: Rosière et al (2005)  
Principais estruturas tectônicas: DBS – Sinclinal de Dom Bosco, MS – Sinclinal de Moeda, GS – Sinclinal de Gandarela, IS – Sinclínório de João Monlevade, FE – Falha do Engenho.

De acordo com a nota explicativa produzida em detalhe no Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero (Baltazar *et al.*, 2005), além dos Supergrupos Itacolomi, Minas, Rio das Velhas e Complexos Granito Gnaissicos, apresentam na área rochas

do Supergrupo Espinhaço e as Coberturas Recentes. Segundo Baltazar *et al* (2005) as rochas do Supergrupo Espinhaço são pertencentes à Formação Cambotas, que inclui os quartzitos das serras das Cambotas e Tamanduá, do Mesoproterozóico.

Conforme Baltazar *et al* (2005) as Coberturas Recentes do Quadrilátero Ferrífero estão representadas desde o Paleógeno até os sedimentos neogênicos mais atuais, a saber:

- *Mudstone* - são argilas lateritizadas, não plásticas e sem estratificação, com alto teor em titânio e localmente com um conglomerado basal. Foram mapeados apenas no flanco sul da serra do Curral a leste de Belo Horizonte (quadrícula Nova Lima), e no extremo sul do Quadrilátero Ferrífero na parte central da quadrícula Dom Bosco-Ouro Branco. Segundo o autor são de idade Paleógena.

- *Chapadas de canga* - Também estão associados ao Paleógeno. Compostos por capeamento limonítico, contendo seixos, calhaus e matacões de formação ferrífera e, localmente, de hematita. Ocorrem ao longo das serras do Curral, Moeda e Itabirito, no setor leste do Quadrilátero Ferrífero, nas serras do Piacó e da Água Limpa (extremidade oeste do Sinclinal Gandarela); na serra Lagoa Seca (Sinclinal Ouro Fino); e na região montanhosa nos arredores de Ouro Preto e Mariana (BALTAZAR *et al*, 2005).

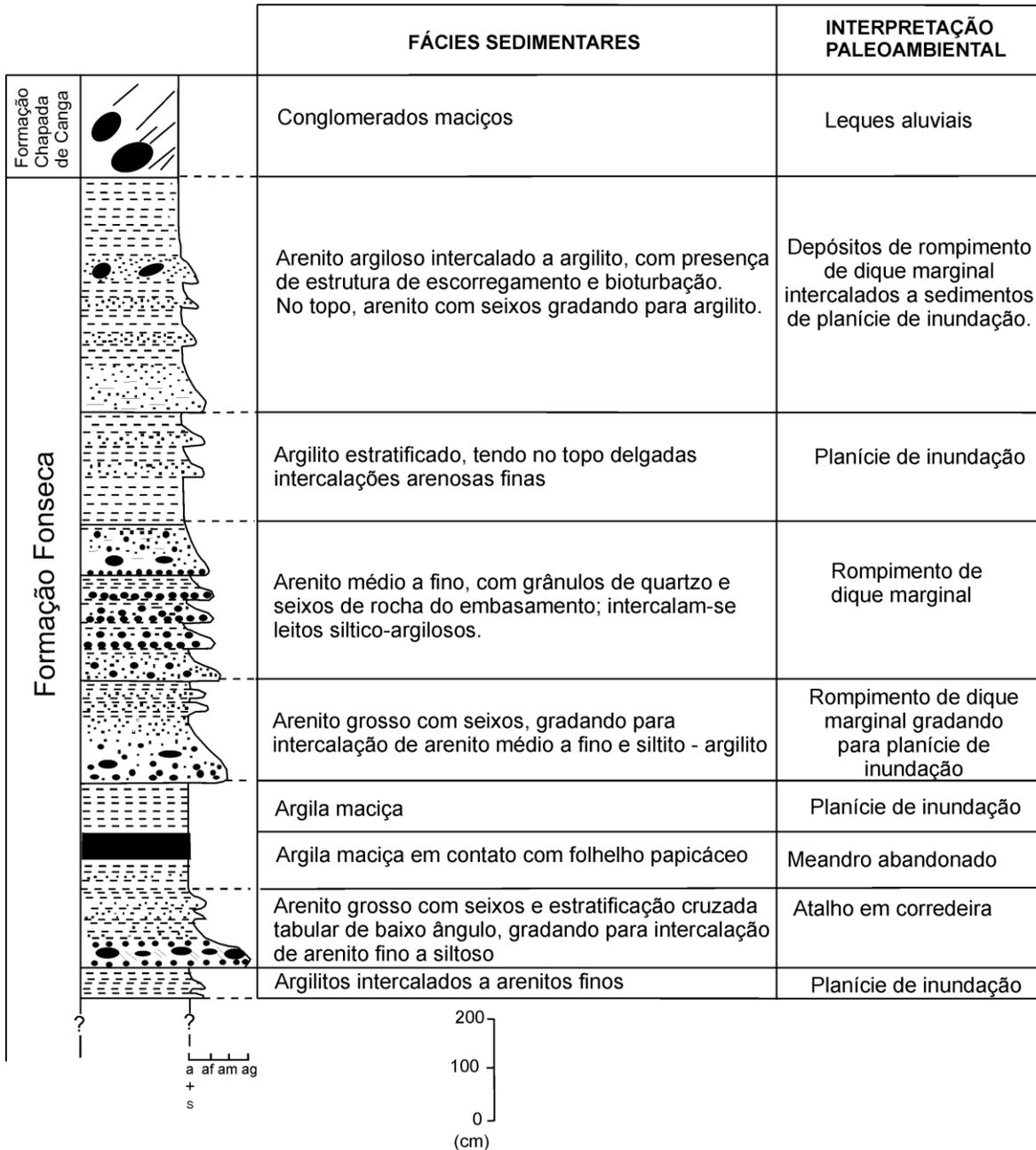
- *Sedimentos lacustres* - Também estão associados ao período Paleógeno (intervalo Eoceno-Oligoceno), são encontrados na Lagoa do Miguelão (quadrícula Macacos no mapa Itabirito); na parte central da quadrícula Gandarela (mapa Gandarela); no extremo leste do Quadrilátero Ferrífero, nas quadrículas Catas Altas e Santa Rita Durão, onde recebem o nome de Formação Fonseca. Outros depósitos menores, não mapeados, estão distribuídos por todo o Quadrilátero Ferrífero. São arenitos e argilitos, contendo folhas fósseis. Na Bacia de Fonseca (a Formação Fonseca) constitui-se de sedimentos lacustres e fluviais, contendo conglomerado, arenito, siltito e argilito com algumas camadas de sublinhito. (BALTAZAR *et al*, 2005).

Na Formação Fonseca (MELLO *et al*, 2002, p. 76):

Os sedimentos argilo-arenosos são, por vezes, fossilíferos e papiráceos, tendo se formado em meandros abandonados, onde a baixa taxa de sedimentação permitiu a preservação de microfósseis.

A seção colunar mais representativa desta Formação pode ser visto no quadro 1.1 (MELLO *et al*, 2002), que ressalta as Fácies Sedimentares e a Interpretação Paleoambiental:

Quadro 1.1 - Seção colunar representativa da Formação Fonseca



Fonte: MELLO *et al* (2002).

- *Coberturas detrito-lateríticas* - Dois tipos de coberturas estão mapeados nas porções nordeste e noroeste do Quadrilátero Ferrífero: concentrações supergênicas de óxidos de ferro e concreções ferruginosas preenchendo fraturas ou Cobertura detrito-laterítica, na forma de solo laterítico residual, material areno-argiloso, concreções ferruginosas e fragmentos de quartzo (BALTAZAR *et al*, 2005). Foram atribuídas ao Paleógeno-Neógeno por Silva e Monteiro (2004) *apud* Baltazar *et al* (2005).

- *Sedimentos flúvio-lacustres* - Pequenos depósitos aluviais de argila, cascalho fluviais em terraços e sedimentos lacustres e de enchimento de vales. A maior área mapeada de sedimentos aluviais lacustres e de enchimento de vales está na quadrícula Macacos (BALTAZAR *et al*, 2005).

- *Sedimentos plio-pleistocênicos* - Ocorrências de sedimentos cenozóicos, neogênicos e pliocênico-pleistocênicos que incluem depósitos aluvionares, eluvionares e coluvionares, cartografados em áreas muito restritas, com os primeiros restringindo-se ao setor nordeste do Quadrilátero Ferrífero. Coberturas detrito-lateríticas são individualizadas no extremo leste do Quadrilátero Ferrífero, na quadrícula Santa Rita Durão, sendo constituídas de areia e argila, com níveis de cascalho, em parte limonitizadas. Coberturas de canga também ocorrem nesta região, predominando na parte oriental do Quadrilátero Ferrífero, sobre os sedimentos da Formação Fonseca e nos flancos do Sinclinal Gandarela, junto à cidade de Barão de Cocais (BALTAZAR *et al*, 2005, p. 55).

- *Sedimentos pleistoceno-holocênicos* - São atribuídos aos depósitos aluvionares de argila, areia e cascalho ao longo dos rios principais e distribuídos por toda a área do Quadrilátero Ferrífero. Depósitos coluviais foram mapeados especialmente nas porções leste e nordeste, agora coberturas lateríticas mais significativas estão mapeadas no extremo sul-sudoeste do Quadrilátero Ferrífero (BALTAZAR *et al*, 2005).

## 1.2 - CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

O primeiro trabalho geomorfológico sobre o Quadrilátero Ferrífero foi realizado por Harder e Chamberlin (1915). Este trabalho, no geral, sobre a geologia da região central de Minas Gerais, discute a idade provável das formações rochosas e destacam os principais depósitos minerais presentes na área, inclusive o minério de ferro. Para os autores (*op cit*) a topografia atual foi determinada por processos erosivos diferenciais (pois as formações rochosas oferecem resistência diferenciada nos processos de desagregação) e pela litologia.

Concordando com os autores acima, Tricart (1961) assinala que a gênese do relevo do Quadrilátero é influenciada conjuntamente pelos dados estruturais e pela erosão diferencial. Para Tricart (1961) os grupos Piracicaba, Itabira e Caraça formam uma série de afloramentos alinhados, compondo os quatro lados do quadrilátero, que deu seu nome a região. Observam-se na direção N-W, imediatamente ao sul de Belo Horizonte, uma longa faixa dos grupos Piracicaba e de Itabira que se estende do NE ao SW, que forma a borda da região serrana, com alinhamento descontínuo das serras de Três Irmãos, de Mutuca, do Curral, da Piedade e do Morro da Queimada, sendo as altitudes relativamente modestas, 1300-1400 metros, sendo que apenas o morro da queimada, isolado no final do alinhamento NE é de até 1600m.

Os mais altos relevos estão sempre associados aos grupos Itabira e Caraça, portanto, há certa coincidência entre os afloramentos e a topografia, típicas de um modelado de erosão diferencial (TRICART, 1961).

Todo o interior do Quadrilátero é drenado pelo Rio das Velhas, que penetra o grupo Sabará, desfrutando de um estrangulamento da camada formada pelos afloramentos dos grupos Itabira e Caraça (TRICART, 1961).

De acordo com Marent e Salgado (2010), o Quadrilátero Ferrífero apresenta um relevo dobrado em anticlinais (antiforme) e sinclinais (sinforme), no qual as anticlinais foram denudadas e agora ocupam a porção mais baixa do relevo, enquanto as sinclinais, protegidas em seus topos por rochas e perfis lateríticos mais resistentes, permaneceram suspensas.

Segundo Tricart (1961) três tipos de relevo aparecem no primeiro contato com a paisagem:

1 – As cristas, com picos atingindo entre 1400 e 1600 m como na Serra do Curral, na Serra da Moeda ou na Serra Geral, ou até 2000 m (Serra do Caraça).

2 - Colinas e planaltos constituem um nível intermediário, no sopé das cristas, a 1000-1200 m, e ocupam, de longe, a maior parte da região. Encontram-se, de fato, as colinas convexas, de altitude concordante, revelando as fácies de dissecação homogênea das rochas.

3 - Vales profundos finalmente completam esta trilogia clássica de terra antiga. Eles são de vários tipos, sendo que a maioria deles são de corredores relativamente amplos.

Para Salgado *et al* (2007) os diversos litotipos do Quadrilátero Ferrífero podem ser classificados em três patamares de resistência frente aos processos erosivos:

1 - Rochas frágeis – rochas carbonáticas;

2 - Rochas de resistência intermediária – xistos, filitos e granitos-gnaisses e;

3 - Rochas resistentes – cangas, itabiritos e quartzitos.

Salgado *et al* (2007) acrescenta que embora as terras altas da Bacia do Rio das Velhas sejam resistentes ao rebaixamento do relevo (*downwearing*), apresentam certa fragilidade ao recuo paralelo das escarpas (*backwearing*), devido à erosão dos litotipos menos resistentes (xistos, filitos, granitos e gnaisses) que estão na base das vertentes.

Segundo Dorr (1969) o Quadrilátero Ferrífero é marcado por picos altos e rugosos, longas cadeias de montanhas “hogback”, altos planaltos, alguns cânions profundos e vales abertos. A parte mais alta está a aproximadamente 2100m, na Serra do Caraça e o mínimo está a 600 m aproximadamente, onde o Rio Piracicaba deixa a região. Para o autor (*op cit*) o desenvolvimento fisiográfico do Quadrilátero Ferrífero está condicionado não apenas pela litologia e estrutura das suas rochas, mas também pela sua história complexa de soerguimento epirogênico.

De acordo com Medina, Dantas e Saadi (2005), o QF trata-se de uma estrutura muito complexa de cadeia dobrada, na qual as camadas de quartzitos e itabiritos desenharam um sistema quadrado de cristas, em posição topográfica

dominante com relação às depressões alveolares, abertas nos granitos, gnaisses e xistos, entre outras rochas.

Diversos autores concordam que o relevo do QF é condicionado pelas características litológicas e estruturais da região (Varajão, 1991; Tricart, 1961; Barbosa, 1980; Marent e Salgado, 2010) e também pela erosão diferencial (Harder e Chamberlin, 1915; Tricart, 1961; Barbosa, 1980, Dorr, 1969). Portanto, conforme Varajão (1991) o QF constitui um mosaico formado por províncias geomorfológicas ligadas diretamente às condições estruturais, onde as variações na declividade das vertentes e as variações altimétricas se relacionam as variações litológicas. A erosão diferencial aparece nos grandes traços, entre as ocorrências dos Grupos Caraça (quartzitos) e Itabira (itabiritos), e os relevos mais altos (VARAJÃO, 1991).

Enquanto o quartzito e as crostas ferruginosas estão nas partes mais altas, os xistos, mais fácil de ser erodido, estão nos terrenos mais baixos (altitudes médias), no centro dos quais aparecem cristas isoladas sempre que ocorre uma lente de quartzito ou da formação ferruginosa mais compacta (HARDER e CHAMBERLIN, 1915).

A formação ferruginosa, menos resistente do que o quartzito, mas, mais durável do que os xistos adjacentes permanece como uma série de camadas organizadas, quase na mesma cota topográfica que as cristas de quartzito, que estão pouco mais elevadas (HARDER e CHAMBERLIN, 1915).

Os quartzitos do Grupo Maquiné (e Caraça), junto com os itabiritos do Grupo Itabira, rochas muito resistentes, tanto quimicamente como mecanicamente, apresentam, via de regra, vertentes com declividades acentuadas de até 70°. Estas adquirem a forma retilínea nas escarpas ou levemente convexas a convexo-côncavas sobre os reversos estruturais. Na outra extremidade, os espessos e porosos mantos de intemperismo sobre granito-gnaisses permitem a moldagem de colinas rebaixadas com vertentes fortemente convexo-côncavas e inclinadas a 25°-30°. As vertentes elaboradas sobre xistos, também pouco resistentes ao intemperismo químico e à erosão mecânica, aparentam as precedentes, enquanto as desenvolvidas sobre filitos podem, dependendo da situação geomorfológica assumida, apresentar declividades mais acentuadas devido à dificuldade de infiltração encontrada pelas águas (MEDINA, DANTAS e SAADI, 2005, p. 7-8).

As imponentes cristas predominam sobre os quartzitos e itabiritos do Supergrupo Minas, mais resistentes, da mesma forma, as cornijas de cangas sustentam as abas das sinclinais suspensas (MEDINA, DANTAS e SAADI, 2005).

De acordo com Medina, Dantas e Saadi (2005) as cristas demarcam as bordas, ou melhor, arestas do Quadrilátero Ferrífero. O limite NW é delineado pelo alinhamento das serras do Curral, Mutuca e Três Irmãos, exibindo magníficas cristas de itabiritos.

Ao sul desse alinhamento, partindo do mesmo, desenvolvem-se em direção sul, as cristas sub-paralelas, também de itabiritos, das serras do Itabirito e da Moeda. Quanto à porção leste do QF, ela é ocupada pelas elevações e escarpas quartzíticas da serra do Caraça. Deve-se ressaltar, também, a presença, na porção centro-sul, das cristas NNW-SSE que compõem as serras do Gandarela, Ouro Fino e Jaguará.

O mapeamento geomorfológico da Serra do Caraça (Figura 1.5), realizado por Cavalcante *et al* (2010) evidenciou-se o condicionante litoestrutural na conformação do relevo, da hidrografia, da pedogênese, da topografia, entre outros. Estes foram intensamente condicionados por aspectos estruturais, como fraturas e falhas, ou questões relativas à erosão diferencial, como as diferentes composições das rochas gerando processos e taxas de desnudação distintas.

Para Cavalcante *et al* (2010), o relevo da Serra do Caraça pode ser subdividido em duas macro unidades, as cristas e as depressões. Esta Serra exhibe as maiores altitudes do Quadrilátero Ferrífero (acima de 2000 m), apresentando uma grande amplitude altimétrica em relação ao seu entorno, que apresenta planícies com 850m de altitude (Chapada de Canga). De acordo com Cavalcante *et al* (2010) essa diferença altimétrica é proporcionada pela atuação da erosão diferencial.

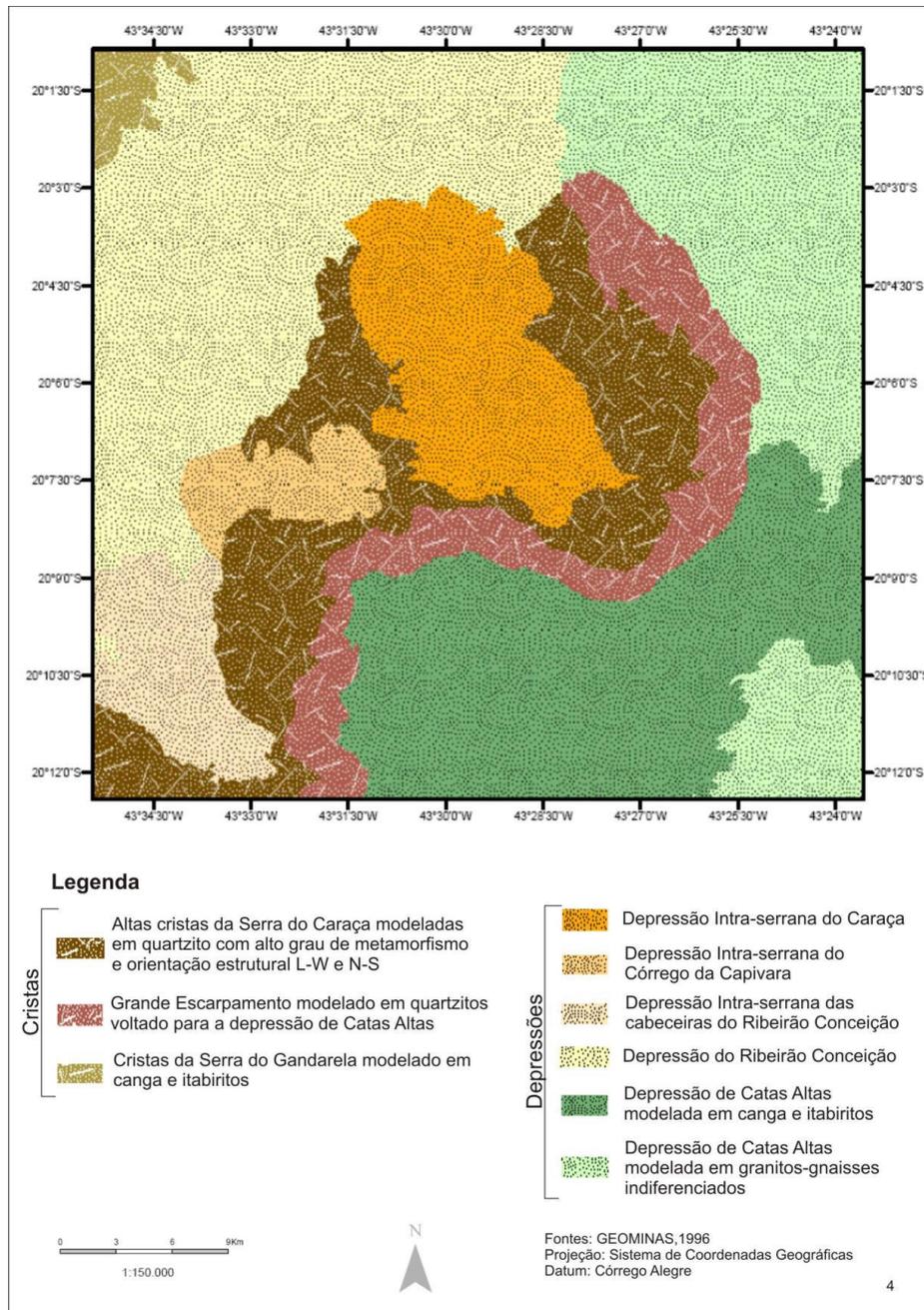


Figura 1.5 – Unidades de relevo da Serra do Caraça – QF (Cavalcante *et al*, 2010).

A distribuição dessas formas estruturais de relevo orienta a rede hidrográfica no sentido predominantemente sul-norte, na qual os níveis de base são estabelecidos pelos rios das Velhas (parte central da área), encaixados e estreitos, e Paraopeba, a oeste. A diferença de altitude entre interflúvios e os talwegues no Rio das Velhas e seus afluentes excede, às vezes, algumas centenas de metros, se

adaptando regularmente às fraturas impressas nas rochas. Nos trechos de maiores desnivelamentos, esses vales estruturais instalam-se no sopé das escarpas ou saliências topográficas (MEDINA, DANTAS e SAADI, 2005).

Nos terrenos baixos estão os granitos e gnaisses que são mais susceptíveis ao intemperismo químico, acelerado pelas condições tropicais, transformando as áreas cristalinas em terras baixas. Devido a soerguimentos “recentes”, as áreas graníticas da região central de Minas Gerais não estão ainda reduzidas às planícies, se bem que representem um estágio avançado de erosão (HARDER e CHAMBERLIN, 1915). As colinas são pequenas e numerosas e com forma ondulada, como as colinas do Complexo Bação.

Ao longo do Complexo do Bação nota-se uma grande concentração de voçorocas, de acordo com Bacellar, Netto e Lacerda (2001), a litologia também é um forte condicionante a formação de voçorocas nesta área, pois, apesar das condições serem variáveis, as condições de erodibilidade são maiores, favorecendo o desenvolvimento de voçorocas.

[...] a geologia das regiões do embasamento cristalino, com suas abruptas variações laterais, influi intensamente na propagação do voçorocamento. Contatos geológicos, diques ou até mesmo bandas internas à rocha de composição diferente são suficientes para impedir ou desviar a propagação de uma voçoroca (BACELLAR, NETTO e LACERDA, 2001, p.3.)

O contrário ocorre nas áreas com rochas dos supergrupos Minas e Rio das Velhas, nas quais são raras as voçorocas, com exceção do quartzito friável (erodível) de composição arenosa fina.

Outro fator importante, que explica o voçorocamento na área do Complexo Bação, visto que somente a litologia não explica por completo esta incidência, é o relevo, pois as voçorocas se concentram em áreas de relevo plano e preferencialmente às margens das regiões com extensos topos (divisores) com relevo suave (BACELLAR, NETTO e LACERDA, 2001).

## Cap. II – ABORDAGEM CONCEITUAL E METODOLÓGICA

### 2.1 PERFIS LATERÍTICOS NO BRASIL COM ÊNFASE EM FERRICRETES

A intenção deste trabalho é abordar os perfis lateríticos enquanto marco cronoestratigráfico. Na última década vem crescendo as pesquisas sobre perfis de alteração (perfis lateríticos e paleosolos) associados a superfícies geomórficas (BATTIAU-QUENEY, 1997; BALLESTEROS, TALEGÓN E HERNÁNDEZ, 1997; MARKER, MCFARLANE E WORMALD, 2002; ROSSETTI, 2004; LADEIRA E SANTOS, 2005; THIRY *et al*, 2006; LEONARDI, LADEIRA e SANTOS, 2011), porém, além das associações e hipóteses quanto a idade destinadas a estes perfis, se pretende datá-las.

Apesar do avanço dos trabalhos com ênfase em datações dos perfis lateríticos (VASCONCELOS *et al*, 1992; WEI LI e VANCONCELOS, 2002; CARMO e VASCONCELOS, 2006; SPIER, VASCONCELOS E OLIVEIRA, 2006; FENG e VASCONCELOS, 2007; WEI LI *et al*, 2007; THÉVENIAUT *et al*, 2007; LIMA, 2008; SHUSTER *et al*, 2005; MONTEIRO *et al*, 2014, etc.) pouco ainda se têm descoberto sobre a idade das superfícies geomórficas associadas a estes perfis.

Primeiro deve-se compreender como se dá a formação destes perfis lateríticos, cabe saber que os perfis aqui tratados têm origem supérgena, formados através da ação do intemperismo sobre as rochas.

O intemperismo corresponde as alterações de ordem física (desagregação das rochas, com separação dos grãos minerais antes coesos e com sua fragmentação, transformando a rocha inalterada em material contínuo e friável) e química (decomposição) que as rochas sofrem ao aflorar na superfície da Terra (TOLEDO *et al*, 2000).

O intemperismo ocorre porque todos os minerais em rochas metamórficas e magmáticas e algumas sedimentares são instáveis nas condições da superfície da Terra, no entanto, esses minerais se alteram para novos minerais estáveis nessas novas condições e os íons não acomodados nas estruturas desses minerais são liberados em solução (XAVIER, 1997).

Alguns elementos do solo são removidos, lixiviados e outros elementos permanecem como um depósito residual. A remoção de alguns elementos e a permanência de outros elementos como o Al ou o Fe pode resultar na formação de uma crosta impermeável que estão presentes na superfície ou no horizonte superior do solo.

O intemperismo químico é mais intenso nos trópicos, devido às altas temperaturas, maior precipitação e a formação de ácidos orgânicos pelas plantas e animais que contribuem ao ataque das rochas. As principais reações químicas que ocorrem são: a oxidação, a hidratação pela ação das águas, reações com alguns ácidos, como os ácidos orgânicos e o ácido carbônico (FIGUEIREDO, 2000). Os condicionantes importantes na formação de lateritas, além da rocha parental, estão associados aos condicionantes que acentuam a ação do intemperismo químico, como: altas temperaturas e alta precipitação, topografia que permita maior infiltração da água, maior cobertura vegetal e estabilidade tectônica.

O processo que atua em conjunto com o intemperismo é o enriquecimento secundário, que é o resultado do intemperismo em depósitos minerais existentes, onde íons metálicos são levados em solução durante o intemperismo e precipitados novamente abaixo da zona de intemperismo. Óxidos e hidróxidos de ferro permanecem na superfície, enquanto uma solução rica em metais se infiltra em profundidade através do depósito (XAVIER, 1997). Abaixo do lençol freático, os metais tendem a precipitar na forma de sulfetos secundários, originando uma zona de cimentação (FIGUEIREDO, 2000).

O perfil abaixo (Figura 2.1) mostra um diagrama ilustrando as zonas de alteração de um veio mineralizado com zonas de minério primário, de enriquecimento secundário, minério oxidado, zona de lixiviação e gossan<sup>1</sup> ou chapéu de ferro.

---

<sup>1</sup> Parte superior dos depósitos minerais, exposta à ação de águas superficiais, que oxidam e decompõe alguns minerais dos minérios, liberando metais que migram para zonas mais profundas e menos oxidantes.

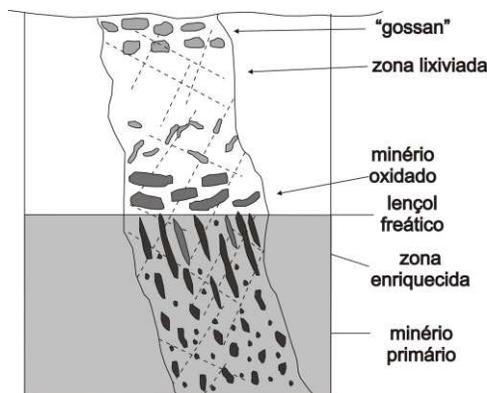


Figura 2.1 – Zonas de alteração de um veio mineralizado  
 FONTE: Figueiredo (2000)

O processo de formação da laterita é uma modalidade do intemperismo que levam à formação de hidróxidos de ferro e de alumínio partindo dos feldspatos e das argilas, pela quebra da molécula dos silicatos de alumínio, eliminação da sílica, hidratação e concentração dos óxidos de ferro e de alumínio (ABREU, 1973).

### 2.1.1 O termo “Perfil Laterítico” ou “Laterita”

O termo laterita surgiu no início do século XIX por Buchanan (na Índia). Este termo foi adotado, segundo Abreu (1962, p. 546) para:

[...] designar o processo de intemperismo peculiar às regiões tropicais de clima úmido com estações secas, que reúne condições favoráveis para a migração vertical das soluções coloidais que dão origem às concreções de laterita e bauxita.

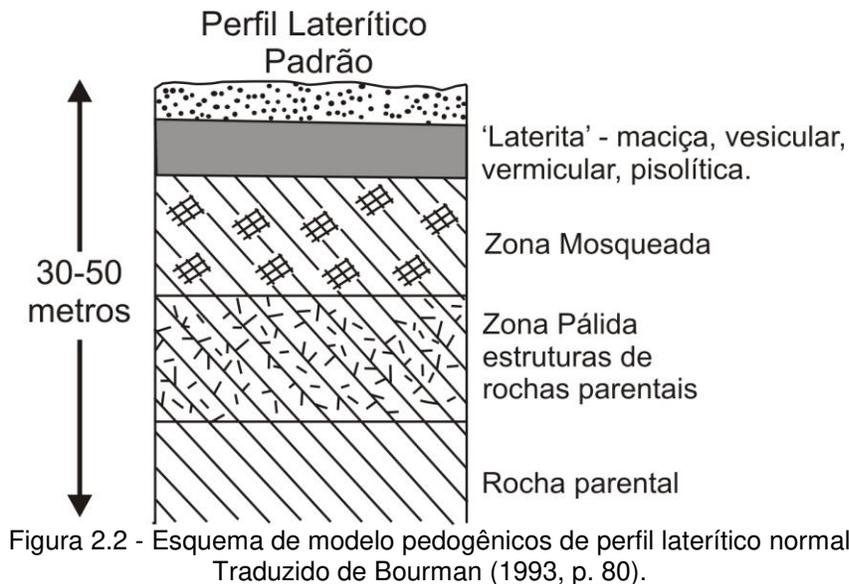
De acordo com Abreu (1962) o termo laterização é aplicado somente ao processo que atua sobre rochas ferruginosas, e quando o enriquecimento for de alumínio, o termo utilizado é bauxitização (óxido de alumínio hidratado).

Como já foi explicitado, alta precipitação e alta temperatura combinadas em regiões tropicais criam condições de alto intemperismo. Alguns elementos do solo são lixiviados, removidos e outros elementos insolúveis permanecem como um depósito residual, como a Al e Fe. A remoção seletiva de elementos solúveis pode resultar na formação de uma crosta impermeável na superfície ou no horizonte superior do solo, chamada de “duricrust”. Perfis profundos de intemperismo rico em

ferro ou alumínio são chamados de lateritas. As superfícies “*duricrusts*” são chamadas de ferricrete e aluminocrete e às vezes alucrete (FOOKES, 1997).

Portanto, “*Duricrusts*” são horizontes do solo endurecidos, resultado de acumulação residual de ferro e alumínio ou a precipitação da calcita, dolomita ou gypsum (FOOKES, 1997). Os tipos mais difundidos de “*duricrust*” em regiões tropicais são a laterita (ferricrete) e bauxita (alucrete) (FOOKES, 1997).

Bourman (1993) mostra um esquema de modelo pedogênicos de perfil laterítico normal (comum) incorporando um horizonte A arenoso e esbranquiçado acima de um horizonte de laterita (ferricrete), considerando sua evolução associada a um peneplano sob condições tropicais úmidas (Figura 2.2).



Portanto, neste trabalho será mencionado o termo ferricrete quando se tratar de crostas e horizontes endurecidos de ferro e para os óxidos de ferro cimentados, como adotado por Bourman (1993) e Ladeira (2001).

Em seguida, será destacado uma classificação do ferricrete proposta por Bourman (1993) e Milnes *et al* (1987), adotada também neste trabalho:

**I- Rocha mãe ferruginizada** – rochas que apresentam impregnações ferruginosas, na qual estruturas distintas da rocha são preservadas. Cabe ressaltar que a textura do ferricrete é a mesma que a do material original da rocha mãe.

**II - Sedimentos ferruginizados** - consistem em óxido de ferro impregnado e sedimentos endurecidos. Esta classe foi subdividida em:

a) *Sedimentos clásticos ferruginizados*, como areia e cascalho, que mostram as texturas das estruturas sedimentares originais e podem incluir blocos de ferricrete retrabalhado (*ferricrete detrital*).

b) *Sedimentos orgânicos ferruginizados*, consistem em sedimentos orgânicos impregnados de óxido de ferro quimicamente precipitado (minas de ferro em áreas encharcada). Tais ferricretes vesiculares ou até maciços contêm inúmeras pequenas cavidades usualmente preenchidas com argila.

c) *Folhelhos ferruginizados*, consiste em sedimentos de fina granulação contendo siderita, glauconita e pirita que foram intemperizados para formar ferricretes distintos com grandes concreções (*voidal concretions*).

**III - Ferricretes compostos e complexos** têm origens complexas e não podem ser relacionados com um único material de origem. Eles incluem:

a) *Ferricrete pisolítico*, que consiste de pisolitos individuais, muitos com múltiplas e complexas capas, cimentadas formando uma coerente massa rochosa.

b) *Ferricrete nodular*, que é similar ao ferricrete pisolítico, exceto pelos clastos individuais que são maiores que pisolitos e as capas que são finas ou ausentes.

c) *Ferricrete slabby*, que consiste em massas de ferricrete em forma de placa dispostas horizontalmente de até vários centímetros de espessura, separadas por argila.

d) *Ferricrete vermiforme* - canais sinuosos, frequentemente preenchido com argilas que contrasta fortemente com os óxidos de ferro ao redor.

Tardy (1993) descreve abaixo um perfil típico de ferricrete (Figura 2.3), sobre condições ambientais tropicais, caracterizada por:

-Pluviosidade anual (P) de 1450 mm/ano

- Temperatura média anual de 28°C
- Umidade relativa média de 70%
- Estação seca durante 6 meses do ano

Portanto, este perfil laterítico de ferricrete, destacado por Tardy (1993), pode ser subdividido em três partes:

- Rocha parental (R)
- Horizonte de Intemperismo (Horizonte C) chamado de saprolito, onde pode ser dividido em saprolito grosseiro na base “*Arène*” e saprolito fino situado mais acima “*Lithomarge*”. Este horizonte possui estrutura preservada da rocha-mãe.
- O conjunto dos horizontes A, B e E do solo é dividido em dois: horizonte de absoluta acumulação (Horizonte B) e Horizonte de Lixiviação ou de Relativa Acumulação (Horizonte A ou E). Resumindo, pode-se encontrar:

a) Horizonte mosqueado – parte do perfil onde as estruturas da rocha matriz não são mais nitidamente evidentes e as cores apresentam-se variegadas, com alguns áreas de concentração e outras de perda de ferro;

b) Carapaça – acumulação ferruginosa bastante endurecida com caulinita, goethita e hematita, apresentando fortes concentrações de quartzo.

c) Couraça – acumulação endurecida de ferro sob a forma de hematita e goethita, ainda com concentrações de caulinita e de quartzo. Às vezes a gibbsita está presente.

d) Horizonte de dismantelamento de superfície – é o solo ou cascalhos que casualmente recobrem as formações ferruginosas.

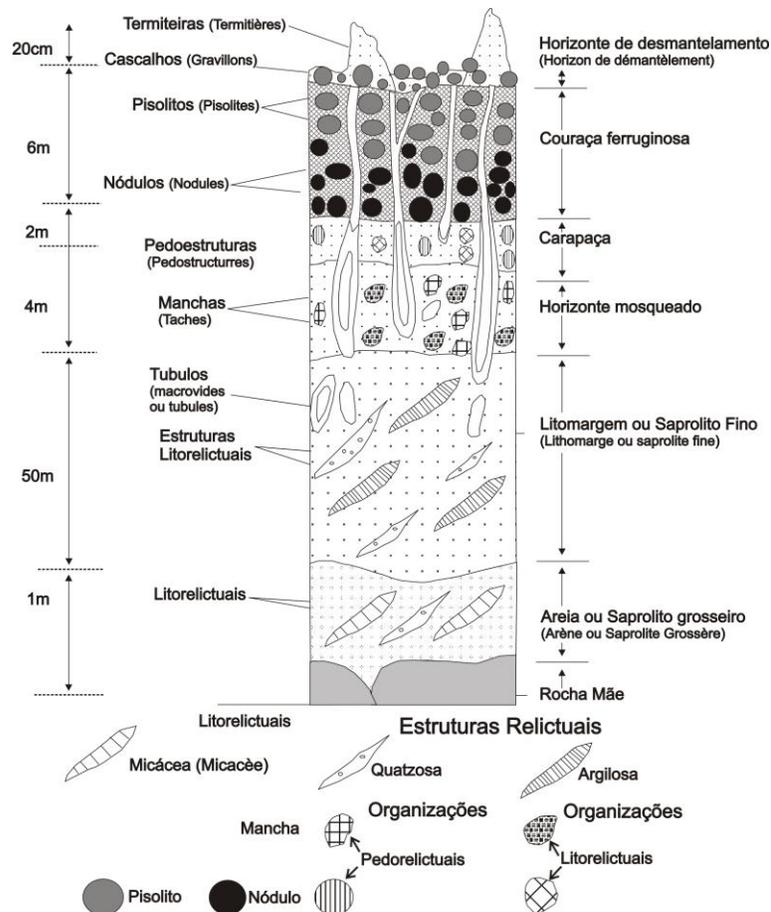


Figura 2.3 – Representação esquemática de um perfil laterítico – couraça (Ferricrete). Reconhece-se da base para o topo: a rocha-mãe, o saprolito grosso, o saprolito fino, o horizonte mosqueado, a carapaça, a couraça e o horizonte de desmantelamento. FONTE: TARDY (1993)

### 2.1.2 Minério de Ferro – Termos principais

O Ferro existe na crosta terrestre no estado ferroso ( $Fe^{+2}$ ) e férrico ( $Fe^{+3}$ ), formando diversos óxidos, hidróxidos e oxihidróxidos, que diferem ainda quanto a composição e estrutura cristalina. Os principais óxidos são: hematita ( $Fe_2O_3$ ), magnetita ( $Fe_3O_4$ ), maghemita ( $Fe_2O_3$ ). Os oxihidróxidos: goethita -  $FeO(OH)$ , akaganeíta -  $FeO(OH)$ , lepidocrocita -  $FeO(OH)$ , feroxihita -  $FeO(OH)$  e ferrihidrita ( $Fe_5HO_8.4H_2O$ ). A limonita -  $Fe(OH)_3.nH_2O$  - representa os óxidos hidratados de ferro com grau de cristalinidade mais baixo (SANTOS, 2002).

Neste trabalho os termos mais utilizados, no que se refere a estas concentrações ferruginosas são:

*Formação ferrífera* - Para James (1954), a definição da formação ferrífera deve considerar o alto teor de ferro (sedimentar) primário e uma estrutura laminada

ou em finas camadas. Assim, a formação ferrífera foi definida pelo autor (*op cit*) como “um sedimento químico tipicamente laminado ou em finas camadas contendo 15% ou mais de ferro de origem sedimentar, normalmente, mas não necessariamente contendo camadas de chert” (JAMES, 1954, p. 239-240).

*Formação ferrífera bandada (BIF)* - A formação ferrífera bandada (BIF) tem um significado mais restrito que a formação de ferro. O termo se refere a “uma rocha laminada ou em finas camadas na qual o chert (ou seu equivalente metamórfico) se alterna com camadas que são compostas principalmente de minerais de ferro” (JAMES, 1983 *apud* MORRIS, 1985). Os minerais de ferro incluem hematita, magnetita, silicatos e carbonatos normalmente desenvolvidos a algum grau com chert. Agora, a goethita é encontrada somente em rochas intemperizadas (MORRIS, 1985).

*Itabirito* - O termo itabirito se refere a uma formação ferrífera de fácies óxido, laminada e metamorfisada, na qual as bandas de chert ou jaspe originais recristalizadas como quartzo granular e o ferro está presente como hematita, magnetita ou magnetita. Porém, as bandas de quartzo contêm quantidades variáveis, porém menores, de óxidos de ferro e as bandas de ferro contêm quantidades variáveis, porém menores, de quartzo. O itabirito pode variar gradualmente para hematita pura, por remoção de quartzo e enriquecimento de ferro (SANTOS, 2002).

*Minério de ferro* - É frequentemente usado como um sinônimo para formação ferrífera em geral. Como um termo econômico, o minério de ferro poderia ser razoavelmente restrito a rochas que foram, estão sendo ou poderiam ser exploradas comercialmente por seu conteúdo de ferro (MORRIS, 1985).

O termo minério de ferro pode indicar um material derivado de formação de ferro, de significado econômico, onde o conteúdo de ferro geralmente é superior a 55% como resultado do enriquecimento natural (MORRIS, 1985).

Portanto, neste trabalho será tratado de minério de ferro quando o material tiver 55% ou mais de ferro.

Os minérios de ferro de maior importância neste trabalho são:

1. Magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), cor preta, brilho metálico, fortemente magnética, contendo 72% de ferro; acessório comum em rochas magmáticas básicas. Frequentemente alterada em hematita (martita) (WALDE, 1986).

2. Hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), cor preta até vermelha, dependendo da granulometria; baixo grau magnético, contendo 70% de Fe. Placas delgadas podem estar agrupadas em forma de rosetas (rosas de ferro). A hematita é encontrada principalmente:

- a) Em formações ferríferas (BIF) do Pré-Cambriano;
- b) Associada com goethita-limonita em cangas ou em minérios oolíticos;
- c) Associada com goethita, calcita e quartzo clástico; e
- d) Em arenitos e quartzitos ferruginosos como material de cimentação (WALDE, 1986).

3. Goethita ( $\text{FeO}/\text{OH}$ ), cor amarela até marrom, não-magnética, contendo aproximadamente 60% de Fe. Geralmente de pouca resistência e de textura porosa, brilho adamantino e opaco. A goethita é um dos minerais mais comuns e forma-se de modo típico, sob condições de oxidação, como produto de intemperismo dos minerais de ferro; os minerais associados são normalmente hematita e minerais de argila (WALDE, 1986).

4. Maghemita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) resulta normalmente da alteração supergênica da magnetita (Morris, 1985) e cristaliza-se no sistema cúbico. Ocorre na forma de massas amarronzadas, com tonalidades variadas, podendo ser também preta-azulada. Algumas magnetitas naturais contêm um excesso de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  que varia gradualmente até o termo extremo que é a maghemita. É uma forma metaestável e inverte-se para hematita por aquecimento. A temperatura de inversão varia entre  $200^\circ\text{C}$  a  $700^\circ\text{C}$ , dependendo da origem da amostra (SANTOS, 2002).

5. Limonita – Hidróxido de ferro ( $\text{Fe}(\text{OH})_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), cor marrom, marron-amarelo, amarelo, preto. Definida como amorfa, de aspecto terroso, pobremente cristalino e de identidade incerta (SANTOS, 2002). É um mineral de origem secundária, resultado da alteração de minerais ricos em ferro. Possui 90% de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e 10% de  $\text{H}_2\text{O}$  (WINGE *et al*, 2001).

### **2.1.3 Minério de Ferro no Brasil e no Quadrilátero Ferrífero**

#### *Minério de Ferro no Brasil*

Os bens minerais principais concentrados por laterização no Brasil são Fe, Mn, Al, Ni, Nb e fosfatos, onde os depósitos formaram-se a partir de protominérios de idades que vão do Arqueano ao Terciário, ressaltando que a laterização é relativamente recente, estando relacionada principalmente às superfícies de aplainamento Sul-Americana (Eoceno) e Velhas (Plioceno) segundo Toledo *et al* (2000).

Cerca de 70% do território brasileiro é coberto por formações lateríticas e estas formações comportam muitas jazidas que compõe 30% da produção mineral brasileira, sem contar o carvão e o petróleo. Nas jazidas de ferro do Brasil, a primeira concentração é de origem sedimentar química, como no Quadrilátero ferrífero (MG) e em Carajás (PA), e parcialmente detrítica, como em Urucum (MS) (TOLEDO *et al*, 2000).

Abreu (1973) resalta um mapeamento das principais jazidas de minério de ferro no Brasil (Figura 2.4). Este mapa mostra uma grande mancha de jazidas no sudeste do Brasil, em especial o estado de Minas Gerais, na região do Quadrilátero Ferrífero.

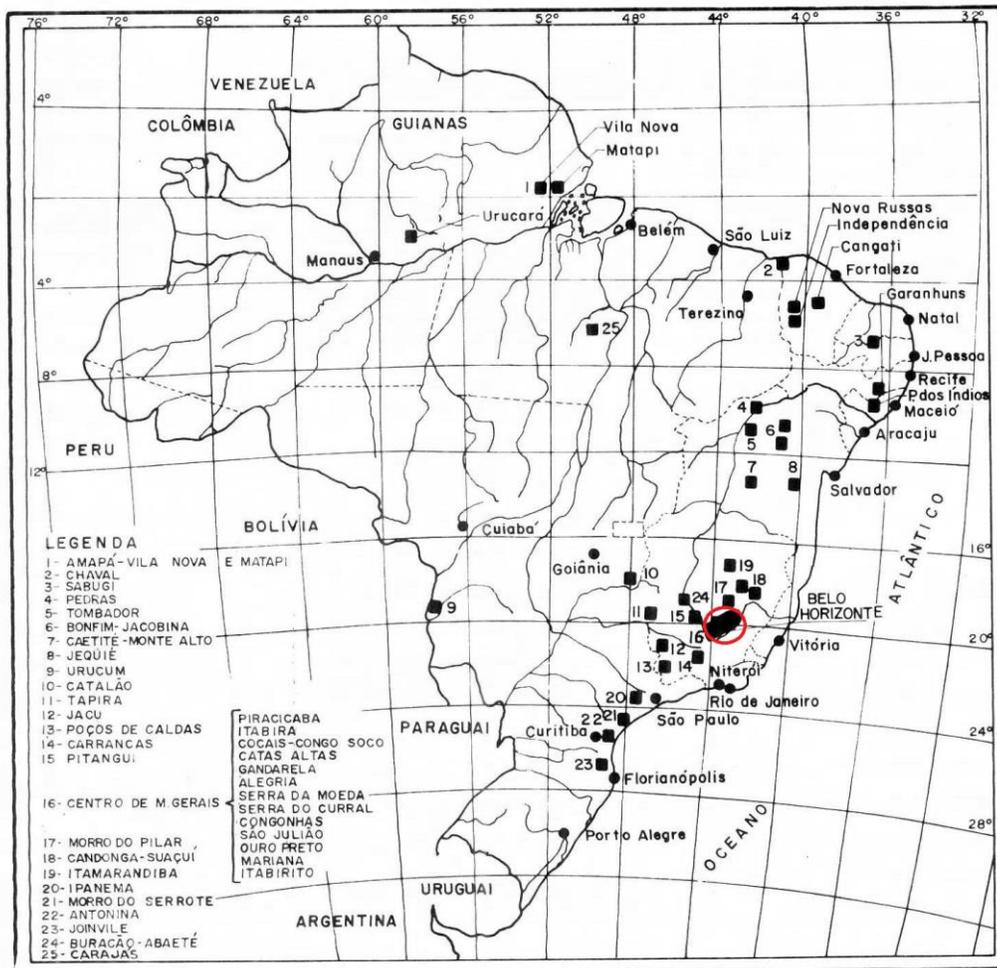


Figura 2.4 - Localização das principais jazidas de minério de ferro no Brasil com destaque ao Quadrilátero Ferrífero, Centro de Minas Gerais. Fonte: ABREU (1973)

### *Minério de Ferro no Quadrilátero Ferrífero*

O Quadrilátero Ferrífero é região mais rica do estado de Minas Gerais, devido à exploração mineral nesta área. No século XVII as cidades que compõem a região se povoaram devido à exploração do ouro, apesar da região ter passado por um longo período de estagnação da economia com o esgotamento das jazidas de ouro, hoje esta região se sobressai novamente, com a exploração do minério de ferro.

As grandes jazidas de Minério de Ferro encontram-se nas rochas metamórficas do Supergrupo Minas e estão quase compreendidos numa área de 8000 Km<sup>2</sup>, entre os municípios de Belo Horizonte, Santa Bárbara, Congonhas do Campo e Mariana (ABREU, 1973).

O Supergrupo Minas inclui quatro grupos: Caraça, Itabira, Piracicaba e Sabará (BALTAZAR *et al*, 2005). A sequência mais espessa de formações ferríferas bandadas com corpos de minério de alto teor, que são exploráveis economicamente são do Grupo Itabira, constituídos por: itabiritos, dolomitos e, subordinadamente, metapelitos (ROSIÈRE e CHEMALE JR, 2000). O Grupo Itabira é dividido em uma unidade inferior, a Formação Cauê (predomínio de itabiritos, juntamente com hematita – filitos, filitos dolomíticos e mármore), onde ocorrem às formações ferríferas mais espessas do Supergrupo Minas (200-300m) e uma superior, a Formação Gandarela (rochas carbonáticas, dolomitos e mármore dolomíticos e calcíticos, filitos e formações ferríferas bandadas) (ROSIÈRE e CHEMALE JR, 2000).

Superposto ao Grupo Itabira está o Piracicaba que apresenta na sua porção basal feições turbidíticas com metarenitos, geralmente ferruginosos, intercalados com filitos. Essa sequência passa na lateral e vertical para filitos carbonáticos, filitos ferruginosos, dolomitos, mármore estromatolíticos e formações ferríferas bandadas (ROSIÈRE e CHEMALE JR, 2000).

Diferentes tipos de formações ferríferas podem ser reconhecidos no Quadrilátero Ferrífero: itabirito comum, itabirito dolomítico, itabirito anfibolítico, hematita-filito e filito piritoso, como podem ser visto no quadro 2.1 abaixo:

Quadro 2.1 - Mineralogia dos diferentes tipos composicionais de formações ferríferas

TIPOS DE FORMAÇÃO FERRÍFERA	COMPONENTES MINERALÓGICOS PRINCIPAIS	COMPONENTES ACESSÓRIOS
Itabirito comum	Hematita, martita, kenomagnetita, quartzo	Clorita, sericita, dolomita ferroana, caolinita, cianita, Óxidos de Mn, sulfetos, apatita, pirofilita
Itabirito dolomítico	Martita, hematita, kenomagnetita, dolomita ferroana	Calcita, grunerita-cummingtonita, clorita, stilpnomelana, biotita, tremolita, actinolita, quartzo (chert), sulfetos, pirofilita.
Itabirito anfibolítico	Martita, hematita, kenomagnetita, maghemita, grunerita-cummingtonita, tremolita, actinolita, quartzo.	carbonato, talco, dolomita ferroana, egirina, biotita, Mg-riebeckita, kupferita, sulfetos
Hematita - filito	Hematita, sericita	quartzo, clorita
Filito piritoso	Pirita, matéria carbonosa	

Fonte: PIRES (1996) *apud* ROSIÈRE e CHEMALE JR (2000, p. 31).

Dada a sua importância econômica muitos trabalhos foram desenvolvidos e têm sido desenvolvidos sobre os minérios de ferro no Quadrilátero Ferrífero nas áreas de geologia, siderúrgica e da mineração (VERÍSSIMO, 1999; SPIER, 2005).

Para Spier (2005) as formações ferríferas bandadas metamorfisadas e heterogeneamente deformadas, regionalmente denominadas de itabiritos no Quadrilátero Ferrífero foram convertidas em minérios hematíticos de alto teor de ferro ( $Fe > 64\%$ ) e baixo teor ( $30\% < Fe < 64\%$ ). O autor (*op cit*) ressalta que o Quadrilátero Ferrífero responde por cerca de 60% da produção do minério de ferro no Brasil, sendo que grande parte é oriundo de minérios de alto teor, os minérios hematíticos, depósitos estes próximo de serem esgotados e que estão sendo substituídos pelos minérios de baixo teor, os minérios itabiríticos.

Conforme composição mineralógica do minério de ferro do Quadrilátero Ferrífero, Spier (2005) afirma que existem três tipos principais de itabirito no Quadrilátero Ferrífero: quartzo itabirito, itabirito dolomítico e itabirito anfibolítico. Para Spier (2005) o itabirito dolomítico é muito mais favorável à formação de minério de ferro de alto teor que o quartzo itabirito. Portanto, destacam-se as principais características dos três tipos de itabirito:

- *Quartzo itabirito*: representa o tipo mais comum encontrado no Quadrilátero Ferrífero, que corresponde a jaspilitos metamórficos apresentando alternância de níveis claros (quartzo) e escuros (óxidos de ferro) de espessura milimétrica a centimétrica frequentemente reproduzindo o microbandamento característico como definido por Trendall (1973, 1983 *apud* Rosiere e Chemale Jr, 2000) além de diversas estruturas tais como *Pods* e ondulações, interpretadas nas rochas anquimetamórficas como produto de diagênese e compactação. Segundo Spier *et al* (2007) consiste em bandas ricas em quartzo, alternadas com bandas ricas em hematita.

- *Itabiritos dolomíticos*: constituídos de bandas de dolomita ferroana, quartzo, óxidos de ferro podendo apresentar calcita, clorita e anfibólios. Esse tipo gerado para dolomitos ferruginosos com bandas claras de carbonato e escuras de óxidos de ferro que devem igualmente ser consideradas como formações ferríferas dolomíticas (ROSIÈRE e CHEMALE JR, 2000). O itabirito dolomítico é formado por

bandas ricas em dolomitas, alternadas com bandas ricas em hematita (SPIER *et al*, 2007).

- *Itabiritos anfíbolíticos*: composto por anfíbolios de composição variada como cristais idiomórficos a hipidiomórficos, sem orientação ou constituindo uma trama granolepidoblástica a lepidoblástica de cristais orientados segundo o bandamento ou na xistosidade plano-axial e definindo também uma lineação mineral (ROSIÈRE e CHEMALE JR, 2000).

## **2.2 SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO**

### **2.2.1 O conceito de superfície de aplainamento**

O conceito “superfície de aplainamento” teve origem dos primeiros teóricos da geomorfologia, quando esses procuraram entender e interpretar as formas de relevo e sua evolução. Até hoje a evolução e interpretação das superfícies de aplainamento gera discussão, visto que não há uma explicação satisfatória sobre estas. No estudo geomorfológico podem ser destacados quatro modelos principais de formação da superfície de aplainamento: peneplano, superfície primária, pediplano e etchplano.

#### **W. M. DAVIS e a Teoria de Peneplanação**

Davis (1899) com o “Ciclo de Erosão” ou “Ciclo Geográfico” foi um dos primeiros a constituir a dinâmica da evolução geral do relevo. O ciclo geográfico de Davis foi desenvolvido com base em áreas temperadas úmidas e compreendem três estágios principais: inicia-se com um rápido soerguimento (Fase da Juventude), terminada a fase tectônica, começa a degradação do relevo (Fase de Maturidade), através da incisão dos rios, acompanhada pela erosão remontante e pela contínua suavização das vertentes (Fase da Senilidade). Ao final do ciclo tem-se uma superfície plana, ligeiramente ondulada, *chamada de peneplano*, ponto de partida para novo ciclo, chamado de rejuvenescimento (VARAJÃO, 1998). Na senilidade os vales apresentariam-se largos, com os rios meandrantés, podendo ocorrer alguns relevos residuais (BIGARELLA, 2007).

Davis (1899) simplifica num esquema a evolução da superfície até chegar ao aplainamento completo (Figura 2.5), “Ciclo Geográfico Ideal”. No esquema o número 0, 1, 2, 3 e 4 (linha horizontal) mostram os períodos (tempos) de evolução da superfície e a linha vertical ressalta a altitude média do modelado em relação ao nível do mar. As letras B, D, F, H e K representam os topos dos interflúvios, enquanto as letras A, C, E, G e J representam os fundos de vale.

De acordo com Davis (1899) os rios maiores, cujos canais teve inicialmente uma altitude A, rapidamente aprofundam seus vales, e no período 2 reduzem a altitude dos seus canais principais intensamente, devido o acúmulo de água e a erosão promovido pelos canais fluviais, representada pela letra C.

Os principais rios então aprofundam seus canais muito lentamente para o resto de sua vida, como mostra a curva de CEGJ; e a perda de altitude dos interflúvios vem a ser mais rápidos que a erosão no fundo dos vales principais, como mostrado por comparação das curvas DFHKI (interflúvios) e as curvas CEGJ (fundo de vales).

Portanto, o período de 3-4 é o momento de rebaixamento mais rápido do relevo, e, assim, está em forte contraste com o período de 1-2, quando havia o mais rápido aprofundamento dos vales principais. Do período 4 em diante a erosão é cada vez mais lenta, visto que parte do modelado já foi denudado, apresentando ao final um relevo plano, ligeiramente ondulado (DAVIS, 1899).

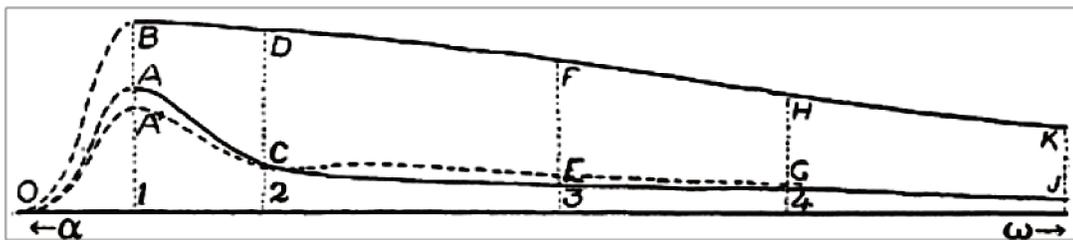


Figura 2.5 – Ciclo Geográfico Ideal.  
Fonte: DAVIS (1899, p. 486).

As deduções de Davis se fundamentam na distinção de períodos de movimento, durante os quais se constrói o relevo e períodos de estabilidade, durante os quais o relevo é reduzido por trabalho de erosão, mas essa distinção não faz sentido, à medida que a erosão reduz o relevo, ocorre soerguimento e o

trabalho continua, devido o movimento ser constante. No entanto, o que ocorre, são períodos de relativa estabilidade (PENTEADO, 1980).

Davis não deu muita atenção à vegetação em seu ciclo, para ele o relevo modelava-se da mesma forma tanto nos desertos como nas florestas, mas com razão, já que para ele o tempo de desenvolvimento do ciclo está entre 20 a 200 milhões de anos e que, portanto, diferentes tipos climáticos irão agir na elaboração da superfície geomórfica. Nesta evolução, como destaca Christofolletti (1974), o único processo mais longo e que permanecerá ativo é o escoamento.

O tempo necessário ao desenvolvimento desse ciclo é muito longo, calculado entre 20 a 200 milhões de anos. Nessa escala, as interrupções representariam meros acidentes, localizados em certas zonas terrestres ou confinadas a determinadas épocas. O essencial do trabalho erosivo é devido à ação das águas correntes que, agindo desde o início do ciclo até o fim, é a única a ter o direito de reivindicar o qualitativo de erosão normal, pois atua de modo decisivo na esculturação das formas até a fase final. A teoria da erosão normal vem completar a do ciclo de erosão (CHRISTOFOLLETTI, 1974, p.16).

Cassetti (1994) refletindo sobre a teoria davisiana também admite acreditar na impossibilidade de um período de estabilidade tão prolongado para permitir o desenvolvimento do pediplano de Davis e também acredita que possam ocorrer mudanças climáticas “acidentais” no modelo, o que causaria a deformação do mesmo. Segundo a teoria davisiana, uma área poderá ser afetada por vários ciclos erosivos, cujos vestígios podem ser encontrados nas rupturas de declive dos cursos de água e no estabelecimento das superfícies aplainadas.

As críticas feitas a Davis foram incorporadas parcialmente e não refletiam a reformulação de suas premissas, mas a variação dos processos que intervêm (ABREU, 2003). Neste ponto cabe destaque a Birot (1960), o qual coloca a variável climática como de fundamental importância na evolução de uma superfície de aplainamento.

Birot (1960) destaca que o decisivo é a ação indireta do clima, que se exerce por intermédio da vegetação. Para o autor (*op cit*) a vegetação é um

agente poderoso da desagregação das rochas e também controla as condições do modo de transporte de materiais das encostas.

De acordo com Davis (1899) o relevo evoluía de cima para baixo até atingir a peneplanização, diferentemente de Penck, que acreditava no recuo paralelo das vertentes (Figura 2.6) (CASSETI, 1994).

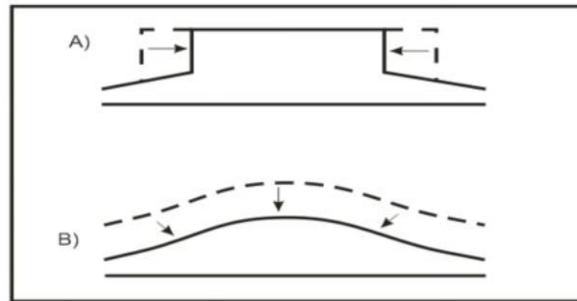


Figura 2.6 - Contraste entre back-wearing (A), proposta por Penck e down-wearing (B), proposta por Davis. FONTE: CASSETI, 2007.

Para Davis a superfície é o resultado das três funções básicas: estrutura, processo e tempo. Segundo Bloom (1970) em termos de processo, foram poucos os estudos experimentais realizados por Davis, somente o sistema descritivo era considerado adequado. Além disso, como a experimentação do processo da evolução da paisagem é muito difícil, normalmente era ignorada, pois para Davis a intuição pode eliminar a verificação experimental.

### **W. PENCK e a Superfície Primária (primärrumpf) e da Escada de Piemonte**

W. Penck foi um dos maiores opositores à teoria davisiana, para quem a esculturação da superfície da terra é determinada pela relação entre a intensidade das forças endogenéticas e a denudação, promovida pelas forças exogenéticas. Penck, em 1924, ao contrário de Davis, acreditava que não havia ocorrência do soerguimento rápido por tectônica, mas ocorria a lenta ascensão de uma massa terrestre. Era tão lenta que quando relacionada à intensidade de denudação não mostrava nenhuma elevação da superfície. Com a lenta ascensão inicial, a

degradação se efetuava de forma paralela, resultando na formação de uma superfície primária (CHRISTOFOLETTI, 1974).

Penck levou em consideração a noção de nível de base local e a correspondência entre soerguimento, incisão e denudação, valorizando a relação processual, própria da concepção germânica (CASSETTI, 2007).

Penck, ao estudar o Maciço da Floresta Negra na Alemanha, percebe que existem vários níveis topográficos ao redor do maciço. Para Penck, eles representavam uma série de ciclos parciais, interrompidos por soerguimentos intermitentes (CHRISTOFOLETTI, 1974).

Desse modo, de acordo com Penck (1924 *apud* Salgado, 2007), a evolução do modelado começa por um soerguimento tectônico lento de uma superfície quase plana, designada de superfície primária (*primärrumpf*) e evolui para uma escada de piemonte (Figura 2.7).

De acordo com a teoria de Penck:

[...] a evolução da paisagem resultaria de processos operantes nas vertentes em ação conjunta com o levantamento crustal e a denudação. As diferenças de velocidade de atuação dos referidos processos determinariam o tipo de morfologia a ser desenvolvido no relevo. Perfis côncavos resultariam de uma denudação mais rápida do que o levantamento crustal. No caso de um soerguimento mais veloz que a denudação, o perfil seria convexo; e no caso de equilíbrio entre ambos os processos haveria um recuo paralelo do relevo com formação de um perfil retilíneo (BIGARELLA, 2007, p. 1130). A repetição sucessiva desses ciclos de intensificação do soerguimento resultaria num modelado dômico, em cujas bordas se encontraria uma sucessão de planos erosivos escalonados, referidos por Penck como “Piedmonttreppen” (escada de piemonte) (BIGARELLA, 2007, p. 1130).

Para Penck os tipos de rocha e de clima são importantes, mas não alteram expressivamente o processo de evolução do modelado, podendo apenas retardá-lo ou facilitá-lo, desta forma, as rochas mais resistentes constituirão o substrato dos relevos residuais (SALGADO, 2007).

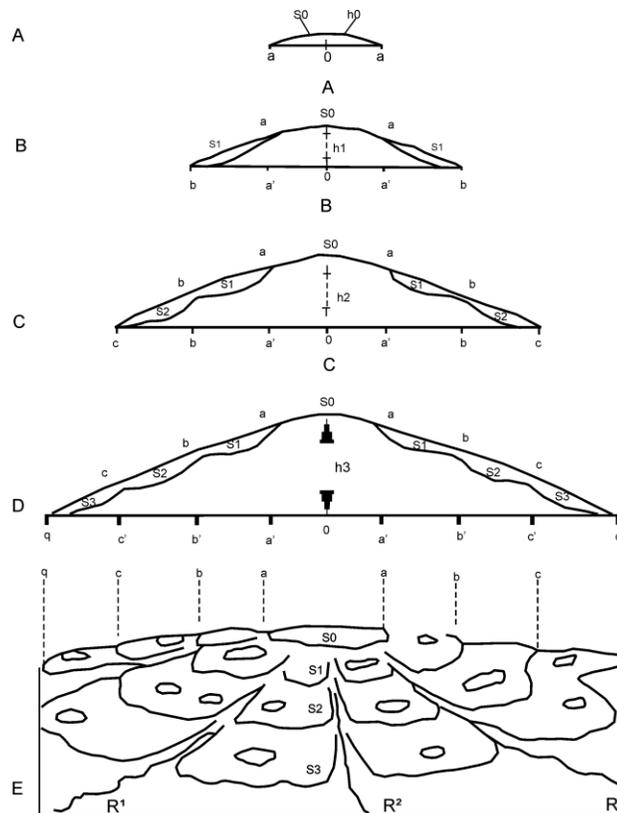


Figura 2.7 - Evolução da superfície piemonte  
 Fonte: KLEIN (1985, p. 100) *apud* SALGADO (2007, p. 68)

*Legenda de acordo com Salgado (2007, p. 68):*

**A** - S0 = superfície somital inicial antes do primeiro período de soerguimento; a = nível de base da S0; h0 = altitude inicial da superfície S0.

**B** - Após um primeiro período de soerguimento forma-se S1 = superfície incorporada ao soerguimento que tem em b seu nível de base; h1 corresponde ao total do soerguimento; a' corresponde à escarpa que delimita S0 de S1. Forma-se o primeiro "degrau" no relevo.

**C** - Após um novo período de soerguimento incorpora-se S2, que tem c por nível de base e está separada da S1 pela escarpa b'; h2 corresponde ao total de soerguimento. Forma-se o segundo "degrau" no relevo.

**D** - Após um novo período de soerguimento incorpora-se S3, que tem q por nível de base e está separada da S2 pela escarpa c'; h3 corresponde ao total de soerguimento. Forma-se o terceiro "degrau" no relevo.

**E** - Visão tridimensional da fase anterior (D), onde fica visível o relevo em escadaria. R1, R2 e R3 correspondem às redes de drenagem principais.

### L. C. KING e a Teoria da Pediplanação

Nos trabalhos de King, o ponto de maior importância foi o conceito de períodos rápidos e intermitentes de soerguimento crustal, separados por longos períodos de estabilidade tectônica. Esta teoria, além de considerar o conceito de estabilidade tectônica de Davis, também admite o conceito de compensação

isostática de Penck (Figura 2.8). Portanto, a contribuição de King foi estabelecer os limites desse processo em função do clima (CASSETI, 1990). Segundo Abreu (2003), os pediplanos de King resultam da interação de Davis e Penck.



Figura 2.8 - O recuo paralelo das vertentes e a gênese dos pediplanos para King (1955). Adaptado de CASSETI (1990).

Em 1953, King conclui que os aplainamentos são formados por processos de degradação, sob condições de clima semi-árido, a partir da coalescência de pedimentos (pediplano). Em condições de clima úmido, predominam o intemperismo e o rastejamento, sendo que a vegetação impede a evolução da vertente, tornando de pouca importância os fenômenos erosivos, contestando o conceito de “normalidade” ou “ciclo normal de erosão”, definido por Davis em 1899. King afirma em sua Teoria de Pediplanação que a “normalidade” se dá sob condições de clima semi-árido, ou seja, períodos nos quais os processos erosivos têm grande importância (VARAJÃO, 1998).

O processo de gênese de uma nova superfície aplainada, para King (1953), tem início com a incisão fluvial, em razão de um soerguimento subcontinental ou do rompimento de um nível de base, em uma área árida ou semi-árida. Após os cursos fluviais terem rebaixado seus leitos até uma cota em equilíbrio com seu novo nível de base, inicia-se o trabalho de alargamento dos vales fluviais. Nesse momento, inicia-se também o processo de retração lateral das vertentes (*backwearing*). No entanto, segundo King (1953), não é o trabalho fluvial mas sim os processos que ocorrem em vertente aqueles que são capazes de gerar amplas superfícies aplainadas. Vale ressaltar que o escoamento das águas fluviais no topo da antiga superfície que sofreu a incisão será laminar e, portanto, pouco erosivo (KING, 1953); esse fluxo será porém concentrado e, por isso, altamente erosivo ao longo das vertentes, favorecendo-lhes a retração lateral (*backwearing*) (SALGADO, 2007, p. 70).

O processo de retração lateral das vertentes tem, por consequência, o acúmulo de material detrítico na sua base. Esse material detrítico acumular-se-á na forma de rampas suaves, denominadas pedimentos, que se estendem da base das vertentes em direção aos

leitos fluviais. A perpetuação das condições de aridez do clima favorecerá a coalescência desses pedimentos e a formação de ampla superfície aplainada, denominada pediplano. Vale ressaltar que algumas vertentes sobreviverão ao processo erosivo, constituindo relevos residuais denominados *inselbergs*. Esses *inselbergs* preservarão em seu topo a cota da antiga superfície que sofreu incisão, possuirão na base de sua escarpa um acúmulo de blocos provenientes do colapso de partes desta, e, por fim, apresentarão o pedimento, que se estenderá em direção ao leito fluvial (SALGADO, 2007, p. 70).

O resultado final no relevo é a formação de duas superfícies de aplainamento de idades diferentes: a mais nova, com menor cota; e a mais antiga, preservada no topo dos relevos residuais que resistiram ao processo de formação da nova superfície. Uma nova incisão reiniciaria o processo, culminando com a formação de três superfícies de aplainamento (SALGADO, 2007, p. 70-71).

Christofolletti (1974) faz uma análise do modelo davisiano e do modelo da pedimentação e destaca que ambos pertencem à mesma linha teórica, na qual ocorre uma sequência de fases evolutivas que levam ao aplainamento geral, sendo que o peneplano representa a superfície aplainada sob condições de clima úmido, através da suavização geral das vertentes, e o pediplano surge como a superfície aplainada sob condições de clima seco, através da regressão paralela das vertentes.

## **J. BÜDEL e a Teoria da Etchplanação**

A teoria da Etchplanação originou das pesquisas realizadas por Wayland, na Uganda-África, em 1933, ao constatar que o escalonamento de superfícies aplainadas não poderia ser explicado pela teoria da peneplanação, já que coexistiam na África Oriental, superfícies de aplainamento de diferentes idades e com diferentes cotas e níveis de base, portanto propôs que as superfícies aplainadas de cota altimétrica mais baixa seriam formadas pela erosão parcial ou total de um espesso manto de alteração que recobriria uma superfície somital (SALGADO, 2007).

Mais tarde, em 1957, J. Büdel lançou as bases fundamentais desta teoria. De acordo com Büdel (1982) os etchplanos ocorrem em áreas tropicais sazonais, tectonicamente estáveis ou com tectônica lenta. Para o autor (*op cit*) a excessiva

planação ocorre onde a estação chuvosa é de 6 a 9 meses, e num grau menor quando a estação das chuvas dura de 4 a 6 meses.

Os aplainamentos são formados e evoluem por um mecanismo de duplo *front* (BÜDEL, 1982). De acordo com Salgado (2007) uma seria a superfície exumada de lavagem (*washing surface*) e a outra a superfície basal de intemperismo (*leaching surface*). A superfície de lavagem corresponde à superfície onde predominam os processos mecânicos de escoamento pluvial, já a superfície basal de intemperismo encontra-se em subsuperfície onde a rocha é lixiviada e predomina o intemperismo químico (SALGADO, 2007, p.72).

Segundo o Modelo de Etchplanação proposto por Büdel:

[...] os aplainamentos têm início quando uma região adquire clima tropical semi-úmido e estabilidade tectônica. Nessas condições o intemperismo químico age de forma intensa e constante durante todo o ano. A alta intensidade desses processos permite a criação de um espesso manto de intemperismo. Esse espesso manto de alteração tem por base a superfície basal irregular de intemperismo. Nessa superfície ocorrem o apodrecimento das rochas sãs e a perda de massa litosférica, graças à matéria que sai do sistema intemperizado em solução na água subterrânea. No entanto, a principal contribuição da superfície basal de intemperismo aos aplainamentos reside na preparação de material para a ação dos processos mecânicos que ocorrem na superfície de lavagem. Esses processos são caracterizados pela erosão laminar, que, graças ao escoamento da água pluvial, erode e rebaixa as vertentes. Essa erosão, nas condições tropicais semi-úmidas, é facilitada pela vegetação de savana, que não protege completamente o solo do gotejamento pluvial. Nesse ambiente de dupla superfície, a rede fluvial possui fundamental importância em razão de favorecer o transporte dos sedimentos carregados das vertentes pela erosão pluvial e, graças à erosão fluvial lateral, criar concavidades nas vertentes, que também favorecem a erosão pluvial (SALGADO, 2007, p. 72).

Segundo Büdel (1982) mudanças parciais ou totais no mecanismo de aplainação podem ocorrer por causas endogenéticas ou exogenéticas. Um clima tropical pode tornar-se árido, portanto, este fator suspende o aplainamento por toda a superfície, mas preserva o relevo esculpido anteriormente por condições tropicais úmidas. Fatores endogenéticos, como soerguimento (epirogênese) ou rebaixamento

(uplift) podem levar a mudanças na antiga superfície aplainada. Blocos mais falhados ou fraturados, ou compostos por rochas menos resistentes podem se apresentar mais rebaixados, pois estão sujeitos ao intemperismo químico mais intenso na superfície basal que os blocos ao seu entorno. Inversamente, os blocos rochosos menos falhados e/ou fraturados, ou então mais resistentes ao intemperismo, ao serem exumados pela erosão superficial, dão origem aos relevos residuais.

O conceito de etchplanação vem sendo aplicado para as áreas tropicais que apresentam sazonalidade, já que durante a estação chuvosa há o aprofundamento da alteração, enquanto que a erosão superficial ocorre com maior intensidade durante a estação seca, promovendo a planação e, em alguns casos, expondo o front de alteração (VITTE, 2005, p. 108).

De acordo com Vitte (2001, p. 19) “Uma das propriedades da teoria da Etchplanação é a de especificar e qualificar o papel do intemperismo na morfogênese, chamando a atenção para as interconexões entre as geoesferas que compõe o modelado nas regiões tropicais”.

Para Salgado (2007) as crostas lateríticas merecem destaque nesta teoria, visto que sua origem está ligada aos processos geoquímicos que ocorrem no manto de alteração e, por conseguinte, favorecem a inversão do relevo, bem como a formação de um relevo que serve como relíquia devido à alta resistibilidade que essas crostas possuem frente aos processos intempéricos.

### **2.2.2 Paleosuperfícies: principais autores**

Este capítulo aborda a temática “Paleosuperfícies” no olhar de autores clássicos, principalmente nas décadas de 1940, 1950 e 1960.

Este trabalho trata das Superfícies de Aplainamento ou de Erosão, ou ainda Superfícies Pediplanadas. Não cabe aqui discutir as diferentes denominações dadas a estas Superfícies, mesmo sabendo que os autores (que vão ser discutidos aqui) identificaram e classificaram as Superfícies de acordo com o conceito dado a ela.

Neste trabalho dá-se ênfase às superfícies dos patamares mais altos, que estão dentro do que De Martonne (1943) chama de superfícies de Cristas Médias, chamada por King de superfície Sul-Americana e a superfície Gondwana de King. King (1956) ainda destaca entre a superfície Gondwana e a Sul-Americana, a superfície post-Gondwana, que aparecem em pontos isolados.

Para King (1956) os ciclos de erosão podem assemelhar-se um com o outro, mas nem todos atuaram no mesmo período e nem tiveram o mesmo nível de peneplanação, uns foram mais avançados que outros. Além disso, as superfícies cíclicas existem a tanto tempo que foram muitas vezes destruídas na maior parte do Brasil, restando somente algumas relíquias. Para o autor (*op cit*) são as superfícies intermediárias, de idade Paleógena que exibem as maiores extensões e maior perfeição de aplainamento. Portanto, serve de marco para identificação de superfícies mais novas e mais antigas que ela.

Para Ab'Sáber (1949) a fase de peneplanização mais importante para a geomorfologia do Brasil foi esta destacada também por King (1956), que ocorreu entre o fim do Cretáceo e início do Terciário.

King (1956, p. 149) destaca que “Resíduos mais antigos ocupam atualmente apenas uma pequena porção da paisagem brasileira, principalmente na zona montanhosa ao sul de Belo Horizonte e ao longo dos divisores entre os rios que drenam para o norte, para o Amazonas e o Tocantins”. Provavelmente estes resíduos mais antigos sejam da superfície Gondwana ou a superfície post-Gondwana.

Para diferenciar uma superfície de peneplanização da outra, King (1956, p. 155) afirma que:

Sempre que dois de tais aplainamentos são observados em justaposição, acham-se separados por escarpas relativamente abruptas. Estas escarpas mostram todas as características das escarpas de erosão. Seus contornos, suas relações com os aplainamentos superiores e inferiores e suas relações com a rocha matriz afastam qualquer interpretação que as considere de origem tectônica e eliminam, portanto, qualquer possibilidade de que os aplainamentos superiores e inferiores constituam partes de uma única superfície que tivesse sido deslocada por movimentos da crosta. Não se trata de uma única forma de erosão mas sim de dois

aplainamentos distintos, sendo cada um, bem como a escarpa que os separa, produto de erosão. Este fato é demonstrado em inúmeros exemplos, cobrindo milhares de quilômetros, pelas próprias paisagens brasileiras; e elas ali estão para que sejam consideradas e usadas pelos observadores (KING, 1956, p. 155).

São, com efeito, essas escarpas, que tornam possível a definição das unidades aplainadas e que fornecem um meio de mapear as unidades de erosão cíclica representadas pelos aplainamentos (KING, 1956, p. 155).

Para King (1956) a paisagem evolui pela regressão de escarpas e pedimentação. Prova disto é a ocorrência de areias continentais cretáceas (muitas vezes soltas ou em condição de semi-coerência nos divisores) cobrindo uma área imensa do interior.

A regressão paralela das vertentes ocorre mais em climas secos, onde predomina a erosão lateral, em climas úmidos o que predomina é o rebaixamento por intemperismo químico.

Portanto, as superfícies que foram bem desenvolvidas e que interessam para este trabalho é a Gondwana e a Sul-Americana. A superfície Post-Gondwana como foi pouco desenvolvida e encontrada em localidades restritas é difícil de ser identificada.

King (1956) ressalta no geral sete paleosuperfícies no Brasil, em ordem de surgimento: 1 - Fóssil – espesso manto de rochas gondwanicas, relevo que sofreu glaciação antiga, de idade carbonífera; 2 – Desértica (sub-Botucatu) – de desenvolvimento local e de idade Triássica superior. 3 – Gondwana ; 4 – Post-Gondwana; 5 – Sul-Americana (detalhada mais tarde no texto); 6 - Velhas – atingiu o nível de base no terciário superior, são vales que dissecam o planalto produzido pela superfície Sul-Americana; 7 – Paraguaçu – quaternária, são ciclos de vales recentes que margeiam o continente.

Freitas (1951) ao tentar explicar o relevo brasileiro através de fases de epirogênese e peneplanação, ressalta duas principais superfícies no Brasil, em áreas onde não há participação ativa de falhas, muralhas e fossas: o Peneplano de Nível A e o de Nível B. Para o autor (*op cit*) estes níveis são claros no Brasil, mas varia de acordo com a região. Freitas (1951) destaca ainda a cronologia das superfícies de aplainamento do Escudo Brasileiro, colocando o primeiro ciclo de erosão (ciclo

Mesozóico), que se encerrou no Cretáceo, esculpindo o peneplano de nível B, ou peneplano Cretáceo. Acredita-se, portanto, que este Peneplano de Nível B seja a mesma superfície a que King (1956) chama de Gondwana e o peneplano de nível A, seja a superfície Sul-Americana.

Diferentemente de King (1956) e de Freitas (1951), De Martonne (1943) encontra no Brasil quatro superfícies (Figura 2.9), a mais antiga, chamada por ele de pré-permiana, a Superfície de Campos, a de Cristas Médias e a Superfície Neogênica, como pode ser visto no esquema abaixo:

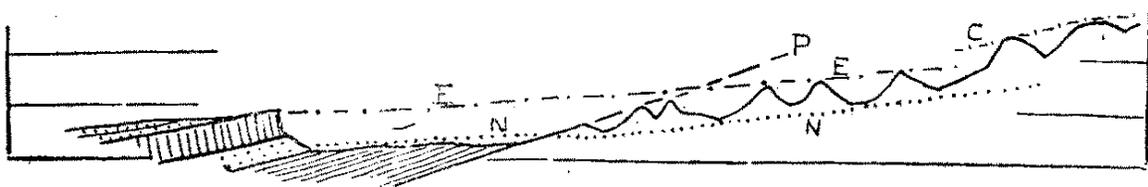


Figura 2.9 – Relação das diferentes superfícies. Corte ideal O-E.  
P: Superfície pré-permiana – C: Superfície de Campos – E: Superfície das Cristas Médias (Eocênico)  
– N: Superfície Neogênica.  
Fonte: DE MARTONNE (1943, p. 538)

Para De Martonne (1943) existem no Brasil duas superfícies bem aplainadas, como adverte também Freitas (1951), a superfície de Campos (Peneplano de Nível B de Freitas) e a Superfície de Cristas Médias (Peneplano de Nível A).

As conclusões aqui referidas por De Martonne (1943) são tiradas, segundo o autor, do exame do maciço antigo no Estado de São Paulo até aproximadamente o meridiano de 45°, isto é, da região mais complicada, e por isto mesmo a mais interessante e a mais bem conhecida (DE MARTONNE, 1943).

De acordo com Bigarella, Mousinho e Silva (1965) ao compararmos as superfícies de aplainamento descritas por De Martonne (1943) em São Paulo com as dos pediplanos Pd3, Pd2 e Pd1, por eles identificadas, verifica-se que estes são passíveis de correlação com os “peneplanos” das Cristas Médias, Paleógeno e Neógeno respectivamente.

Durante o Cenozóico ocorreram processos erosivos intensos, a partir da dissecação do pediplano Pd3, que passou a ser deformado por dobramento de longo raio de curvatura, sendo responsável por falhamentos ocorridos no Brasil Oriental e pela reversão da drenagem em direção a leste. Antes da ocorrência de nova

superfície de aplainamento (Pd2) houve alternâncias climáticas, ou melhor, ciclicidade de alternâncias de fases secas e úmidas, que foram responsáveis pelos níveis de pedimentos embutidos entre os dois extensos aplainamentos (Pd3 e Pd2) (BIGARELLA, MOUSINHO e SILVA, 1965).

O Pediplano Pd2 (Terciário Médio), normalmente apresenta-se intermontano, e não representa a superfície de cimeira. O Pediplano Pd1 é o mais recente de acordo com os autores (*op cit*), na qual forma depressões interplanálticas em seu interior, inclinando-se suavemente para as principais calhas de drenagem, sendo que na zona costeira inclina-se levemente para o oceano.

Em estudo mais recente Valadão (2009) reconhece e mapeiam três diferentes superfícies em grande parte do Brasil. A superfície mais velha seria a Sul-Americana (como a denominação proposta por King em 1956), uma superfície produzida entre o Cretáceo e o Terciário Médio, embora tenha grande diferença na superfície mapeada por King (1956), as outras superfícies foram elaboradas a partir da dissecação da Superfície Sul-Americana e que se encontram nela embutidos, portanto, receberam o nome de Superfície Sul-Americana I e Superfície Sul-Americana II, possuindo relação genética com a Superfície Sul-Americana, portanto, o tempo de elaboração e duração da Sul-Americana I e Sul-Americana II é bem curto (8Ma e 3Ma), enquanto que a Sul-Americana, para o autor (*op cit*) tem duração de 102Ma.

Segundo este autor (*op cit*) a superfície Sul-Americana foi elaborada a partir do Aptiano, quando ocorreram as primeiras ingressões marinhas no Oceano Atlântico Meridional, marcando o início do estágio pós-rifte na margem continental brasileira. Essa superfície teria continuado a desenvolver-se até provavelmente o Mioceno Médio.

Bigarella (2007) lembra que no Mioceno Médio grande parte do território brasileiro foi soerguido, idade na qual delimitaria o início de um período em que reativações tectônicas intraplacas passariam a ocorrer de modo generalizado na maioria dos fragmentos litosféricos do globo.

Valadão (2009) acrescenta ainda que o soerguimento miocênico alterou o nível de base no interior do continente e na fachada litorânea, rejuvenescendo a rede de drenagem que deu início a elaboração da superfície Sul-Americana I.

A Superfície Sul-Americana I é coberta por formações superficiais que lhe conferem uma identidade cronoestratigráfica própria, embora esteja associada em algumas áreas a presença de uma superfície fossilizada mesozóica, que localmente foi datada do Mioceno/Plioceno (VALADÃO, 2009). Esta superfície foi interrompida por um soerguimento e o nível de base rebaixado, foi quando deu início a elaboração da superfície Sul-Americana II de Valadão (2009), no Plioceno Superior.

Para Valadão (2009) a Superfície Sul-Americana II se encontra no piso das depressões interiores e sub-litorâneas, de idade Pliocênica e corresponde ao Pediplano PD1 de Bigarella e Andrade (1965) e a Superfície Sertaneja de Ab'Sáber (1969).

No próximo subcapítulo será dada ênfase as superfícies mesozóicas e do terciário inferior.

- **Superfície de Aplainamento Gondwana**

Neste subcapítulo será abordado as superfícies identificadas acima por King, Braun, De Martonne, Ab'Sáber, Freitas entre outros e discutida sua correlação, pois muitos destes autores associam nomes diferenciados a superfícies de idades muitas vezes compatíveis, por estarem em locais diferentes.

#### *Superfície Gondwana*

Segundo King (1956) todas as superfícies anteriores à Gondwana são exumadas ou fósseis, enquanto que a maior parte da superfície Gondwana permanece atualmente em estado fóssil sob um capeamento cretáceo, em outras regiões, tais como na área montanhosa ao sul de Belo Horizonte, essa superfície parece não ter tido nenhuma cobertura sedimentar e foi exposta continuamente aos elementos desde o Cretáceo até os dias atuais.

Para King (1956) a Serra do Caraça, no Quadrilátero Ferrífero, representa a superfície Gondwana, que na sua posição atual inclina-se de sul para norte. No Caraça a superfície Gondwana chega a 2000 metros e na serra do Curral a 1400 metros.

Esse aplainamento corta claramente formações algonquianas de forte mergulho, em todas as direções; ainda mais, não apresenta um relevo perfeitamente plano mas sim suavemente ondulado e que pode atingir cerca de 100 metros. As encostas desse relevo apresentam-se côncavas na parte inferior e convexas na superior. Os pedimentos não são claramente definidos; ocorrem, no entanto, muitas depressões pequenas sem drenagem (KING, 1956, p. 196).

Dorr (1969) discorda de King (1956), para Dorrr (1969) os picos altos e superfícies como aquelas em torno do Pico do Itacolomi, Serra do Batatal, a Serra da Piedade e Serra do Caraça no Quadrilátero Ferrífero podem indicar a presença de outro alto nível de erosão entre 1700 e 1850m, mas sua idade é desconhecida, embora King tenha correlacionado ambas destas altas superfícies com a superfície Gondwana.

Dorr (1969) afirma que na parte sudeste do Quadrilátero Ferrífero, muitos cumes estão próximos de 1500m na elevação da área de Ouro Preto, mas na Serra do Itacolomi não há superfície aparente neste nível, embora um nível bem definido a aproximadamente 1400m e outro aproximadamente 1650m estão presentes. Já a Serra do Ouro Branco é coberta por uma antiga ampla superfície de aplainamento entre aproximadamente 1450 e 1500m a qual pode representar a superfície Gondwana (DORR, 1969).

De acordo com Barbosa (1965) a superfície Gondwana de King estaria em altitudes superiores a 1300 metros e possui idade cretácea inferior média. Por outro lado, King (1956) afirma que esta superfície de aplainamento é de idade jurássica e que pode apresentar-se protegida por uma camada de canga, quando a rocha matriz fornece material adequado e apresenta um aplainamento excepcionalmente intenso, o ciclo de desnudação Gondwana.

Braun (1971) ressalta que vários testemunhos desta superfície encontrada por King (1956) nivela-se com os topos das formações Bauru e Serra Negra, ou cortam suas camadas em alguns locais, portanto são de mesma idade ou mais novos que o cretáceo médio (período que foi depositada as camadas do Bauru e Serra Negra).

Nota-se que os autores mais clássicos não tinham ao certo a idade desta superfície, problema ainda não sanado, devido à dificuldade de datação de superfícies de erosão ou de aplainamento.

### *Superfície de Campos de De Martonne (1943)*

Acredita-se que a superfície de Campos de De Martonne (1943), a superfície de Campos de Ab'Sáber (1955b) e a superfície Gondwana de King (1956), o Pd3 de Bigarella, Mousinho e Silva (1965) sejam a mesma, mas encontrada em locais diferentes e de idades correlatas.

Quanto à idade da superfície de Campos, De Martonne (1943) destaca ser uma superfície antiga, porém não mais antiga que superfície pré-permiana, ou a superfície esteve no Cretáceo, em relação com o arenito Bauru, sendo a superelevação devido aos movimentos terciários ou bem esta superfície derivaria da superfície pré-permiana, cujo declive diminuiria para o centro de um abaulamento.

Quanto ao nível mais elevado que o peneplano cretáceo (maior que 1400 metros), Freitas (1951) acredita que este seja devido à tectônica local e não é um peneplano mais antigo que este, portanto, a superfície mais alta seria um antigo peneplano cretáceo falhado e levantado por tectônica e não resíduos de ciclos erosivos remotos. Segundo Freitas (1951) não se pode acatar a hipótese de De Martonne (1943), pois o mesmo apresenta perfis onde representaria a superfície mais antiga com presença de falhas.

### *Superfície de Campos de Ab'Sáber*

Ab'Sáber (1955a) afirma que a superfície dos Campos, entre 1800 e 2000 metros, forma uma espécie de teto dos planaltos cristalinos de "Austro-Brasília". Os processos epirogenicos positivos, arqueamentos de vulto e deslocamentos de blocos falhados atuaram nesse peneplano cristalino, soerguido, contribuindo para sua "compartimentação" e para a elaboração do quadro geral do relevo das terras altas do Brasil tropical atlântico (AB'SÁBER, 1955a).

Para Ab'Sáber (1955b) o soerguimento da superfície de Campos, que cessou o aplainamento da mesma, provavelmente se iniciou com as intrusões alcalinas dos maciços de Itatiaia e da ilha de São Sebastião, com isso ocorreu a repartição da rede de drenagem do Brasil Sudeste em diversos núcleos, localmente radiais e centrífugos, anterior a formação da Serra do Mar e da Mantiqueira. As intrusões alcalinas provavelmente ocorreram entre o rético (Triássico Superior – 200-

204Ma) e o cretáceo (65-145Ma), com certa tendência de situá-la no Jurássico (45-200Ma).

Segundo Ab'Sáber (1955a) a datação de Triássico é das mais sugestivas para a superfície de Campos, mesmo porque se poderia pensar em sistemas erosivos arreicos e endorreicos e em remotos processos de “pediplanação” para explicar a gênese de uma das mais típicas, homogêneas e elevadas das superfícies de aplainamento nos planaltos cristalinos do Brasil sudeste.

Pensando dessa forma, poder-se-ia dizer que as primeiras redes de drenagem regionais – posteriores à fase árida e arréica do triássico – ter-se-iam esboçado no jurássico, se diluído durante as fases áridas e semi-áridas do cretáceo e se redefinido durante o paleógeno. O hiato correspondente ao jurássico na sequência estratigráfica da bacia do Paraná talvez se explique por uma moderada fase de epirogênese positiva durante esse período. Ou, em outras palavras, tanto para o Brasil Meridional quanto para a bacia do São Francisco, teriam dominado extensiva, posto que moderadamente, condições erosivas sobre condições deposicionais, durante o período jurássico (AB'SÁBER, 1955a, p. 296).

Com ressalvas, Ab'Sáber (1955a) diz que os grandes blocos de rochas intrusivas alcalinas teriam perfurado o teto das formações granítico-gnaissicas e criado saliências exóticas no relevo senil do peneplano triássico, podendo explicar as superfícies de campo ser pré-cretácica.

Segundo Ab'Sáber (1955a) não foi uma simples escavação durante o jurássico que teria preparado o campo para a sedimentação terrígena do arenito Botucatu. Como diz Freitas (1951) o cretáceo depositou-se quando o país estava num nível tectônico bem inferior ao atual, como uma bacia tectônica, para que pudesse ser sedimentado, se assim não fosse, não seria possível a superimposição hidrográfica centrípeta post-cretácea generalizada, que se processou na bacia sedimentar do rio Paraná.

A superfície de Campos (de idade triássica ou jurássica) permaneceu elevada durante o cretáceo, sofrendo desnudação e fornecendo sedimentos para as extensas formações cretáceas da época (AB'SÁBER, 1955a).

Pelo visto King (1956) e Ab'Sáber (1955a) concorda quanto a idade da superfície de Campos e Gondwana, que pelo relato acredita-se ser a mesma e de idade jurássica.

Para Ab'Sáber (1955b), a superfície de Campos teria uma continuidade espacial no sudeste do Brasil, iria da área atual de Campos de Jordão até a Bocaina, com extensos prolongamentos na direção da área atlântica e em relação ao centro-sul de Minas Gerais, em nível altimétrico baixo.

Ab'Sáber (1955a) e De Martonne (1943) concordam quanto a existência das duas superfícies de aplainamento, a superfície das “Cristas Médias”, denominada Japi por Almeida (1964) e a superfície de Campos, nos topos da Mantiqueira e da Bocaina. Freitas (1951) e Almeida (1964) discordam quanto a existência da superfície de Campos, para os autores a superfícies de Campos e das Cristas Médias são as mesmas, deformada e soerguida a vários níveis. Almeida (1964) justifica esta afirmação:

[...] O fato é bem claro ao viajante que sobe o vale do rio Jaguari, para nordeste de Bragança Paulista. Diante de Extrema, já em território mineiro, a serra granítica de Anhumas se apresenta com seu topo nivelado em altitudes crescentes para nordeste, erguendo-se gradualmente acima de 1200 m. Diante de Itapeva já alcançaram seus cimos nivelados, cerca de 1500 m, e se daí passar da bacia do rio Jaguari para a do Itaim, avistará a bela serra que a NW de Cambui limita o horizonte, com suas escarpas abruptas e seu topo notavelmente nivelado pela superfície dos campos de Ribeirão Fundo, citada por Martonne como um dos exemplos de sua “superfície de campos”. Idêntica observação poderá ser feita do pico da Pedra Branca, nos divisores dos rios Jaguari e Camanducaia a NE de Bragança Paulista; dali se avistam as cristas a oeste de Socorro, perfeitamente niveladas a cerca de 1200 m pela superfície Japi que trunca os mais elevados cimos das bacias dos rios do peixe e Camanducaia, erguerem-se gradativamente para culminarem, a NE, nos altos campos do Ribeirão Fundo, em Minas Gerais. Tais campos se situam no divisor de águas dos rios Tietê, Grande e do Peixe. Visitamo-los em sua borda meridional, onde nasce o ribeirão Fundo. Constituem-se do mesmo granito que, com interrupções, se estende a Bragança Paulista. As altitudes médias dos campos são de 1600m, seu relevo, suavemente ondulado, apresentando maiores desníveis que não alcançam uma centena de metros. Têm drenagem de padrão insequente com cursos d'água que rapidamente se encaixam, às bordas do planalto, para se precipitarem em suas abruptas vertentes voltadas para os vales dos rios Jaguari e Itaim. Sem apresentarem relevo tão movimentado quanto o dos planaltos de Poços de Caldas, de Campos do Jordão ou da Bocaina, lembram muito essas regiões. Não lhes faltam solos turfosos, lateritos ferruginosos ou mesmo concreções de bauxito. Consideramos o relevo atual desse planalto como evoluídos a partir de uma superfície de erosão muito aplainada. Esse testemunho das superfícies antigas que arrasaram as mais

resistentes estruturas do escudo brasileiro, possivelmente o mais belo entre tantos possam ser observados no sul de Minas Gerais e regiões vizinhas de São Paulo e Rio de Janeiro, é bem claro vir sendo poupado pela erosão. A observação no terreno dá a perfeita impressão de que a superfície dos campos do Ribeirão Fundo nada mais é que a própria superfície Japi gradualmente erguida, por flexura ou falhamentos escalonados (ALMEIDA, 1964, p. 13).

#### *Penepiano de Nível B de Freitas (1951)*

Este penepiano de Nível B de Freitas (1951) difere do que diz Ab'Sáber quanto a altimetria da superfície de Campos. Ab'Sáber (1955a) afirma que esta superfície está entre 1800-2000 metros de altitude, já Freitas (1951) identifica esta superfície no Brasil Meridional e Central em torno de 1200-1400 metros de altitude e no nordeste, no Rio Grande do Sul entre 700-1000 metros, no cristalino encontram-se de 1200 a 1400 metros de altitude. Para Freitas (1951) são restos de penepiano mais antigo, com poucos testemunhos no relevo.

Os motivos que Freitas (1951, p. 9) o considera um penepiano são os seguintes:

a) apresenta-se como uma superfície plana, truncando dobras de estrutura isoclinais constituídas de rochas resistentes à denudação, como quartzitos, itabiritos e itacolomitos; b) exibe uniformidade de cota e tem grande expressão em área, se bem que descontínua, restrita às rochas mais resistentes, formando assim verdadeiros “restbergs”, na expressão pura do termo; c) sua superfície inclinada pelo pendor epeirogênico que afetou o escudo brasileiro, liga-se perfeitamente ao topo das estruturas cretáceas, que são o tecto das rochas sedimentares brasileiras, verdadeiras carapaças das bacias tectônicas sedimentares do interior, hoje convertidas e, áreas de erosão (FREITAS, 1951, p 9).

Para o autor (*op cit*) existem cristas mais altas do que o Nível B, mas que são geneticamente tectônicas, tratando-se do penepiano de Nível B, que foi fraturado e falhado nestas regiões, como em Campos do Jordão (SP) e na serra do Caraça (área de estudo), de intenso tectonismo e foi desnivelado pelo rejeito das falhas. O pico do Caraça é um velho “*monadnock*” sobre o nível B (FREITAS, 1951).

Quanto à idade, Freitas (1951) associa esta superfície ao Cretáceo.

- **Superfície de Aplainamento Post-Gondwana de King**

Esta superfície indicada por King (1956) pouco foi reconhecida por outros autores que abordam esta questão. King (1956) associa esta superfície ao cretáceo superior, uma superfície que não alcançou o aplainamento completo e está preservada somente em alguns poucos locais favoráveis, por isso, o não reconhecimento por conta de outros pesquisadores.

Esta superfície ocorre, formando bancos ou terraços sobre os flancos das montanhas que são cortadas pela superfície Gondwana; permanece, como a superfície mais alta, sobre elevações que não apresentam altura suficiente para que tivessem sido atingidas pela superfície Gondwana; ocasionalmente, como acontece próximo de Vitória da Conquista, constitui um planalto que se eleva sobre uma chapada mais jovem que o circunda por um ou mais lados (KING, 1956, p. 164).

Para King (1956) ela pode ser observada ao sul de Belo Horizonte, a 1100 metros de altitude, contrastando com a crista do ciclo Gondwana, na serra da Moeda, a 1400 metros de altitude, no oeste do Quadrilátero Ferrífero.

Esta superfície forma uma zona de terrenos acidentados entre um remanescente da superfície Gondwana e a superfície Sul-Americana, mais baixa. Quanto aos sedimentos, às formações do Cretáceo Superior são generalizadas no Brasil, apresenta “areia vermelha” e são tão semelhantes à Formação Botucatu que chegam a não apresentar diferenciações litológicas. No sul, os arenitos, siltitos e xistos são da série Bauru, onde foram encontrados fósseis de quelônios, crocodilos e outros répteis (KING, 1956). No oeste de Minas, de mesma idade, temos a série Urucuia, que é bem semelhante, em Goiás e Mato Grosso ocorre a Formação Parecis, que também se assemelha à série Bauru, bem a oriente ocorre a série Brotas do Recôncavo, contendo plantas fósseis e Asterias (KING, 1956). Portanto, tudo indica que o Cretáceo Superior brasileiro foi um deserto arenoso, como também no Triássico (KING, 1956).

A Superfície post-Gondwana de King, segundo Barbosa (1965) seria do Cretáceo superior a Paleoceno, de clima tropical, representando um peneplano geral, chapadas e chapadões, magníficas mesas e pseudo-mesas no Planalto Central

Brasileiro, topos nivelados de granitos e quartzitos e altimetrias entre 1000-1300 metros.

Freitas (1951) ao reconhecer as superfícies no Brasil, destaca o peneplano terciário de Nível A e o peneplano de Nível B (mais alto). Entre estes peneplanos Freitas (1951) discorre sobre “*monadnocks* comuns” que são relevos cujo topo não atinge mais a superfície do Nível B e que são formas dos ciclos de erosão do Nível A (terciário), pois a resistência da rocha retardou o seu estágio de maturidade (não completando o ciclo). Portanto, estas superfícies estão altimetricamente em patamar mais baixo que o Nível B e mais alta que o Nível A (Terciária). Portanto, este relevo (Monadnocks comuns) pode estar associado a que King (1956) chama de superfície Post-gondwana, e que Freitas (1951) associa somente a uma superfície terciária que não completou o ciclo de maturidade devido à litologia.

- **Superfície de Aplainamento Sul-Americana**

Ao correlacionar as superfícies Sul-Americana com a superfície Japi (Almeida, 1964), de Cristas Médias (De Martonne, 1943) e Pd3 (Bigarella, 2007) logo nota-se que estamos nos referindo à mesma superfície de aplainamento, mas estudadas em locais diferentes e com idades muito próximas. Afinal, a geocronologia não é muito precisa, devido à falta de datação desta superfície pelos autores.

Abaixo se destacarão as diferentes características observadas por De Martonne, Freitas, King, Ab’Sáber, Bigarella, Valadão entre outros, referente a superfície denominada aqui de Sul-Americana, como King a nomeou.

#### *Superfície Sul-Americana de King (1956)*

Segundo King (1956) a superfície Sul-Americana foi esculpida durante um longo período no decorrer do Terciário Inferior e atingiu grande aplainamento. Para o autor (*op cit*) a superfície aparece frequentemente como chapadas ou planícies onduladas, devido à ação da erosão cíclica. Depósitos de canga superficiais aparecem sobre ela, como ocorre no sopé da Serra do Caraça em Minas Gerais, área de estudo deste trabalho e em Barão de Cocais.

Para King (1956) a superfície Sul-Americana apresenta cangas na superfície tanto em Barão dos Cocais quanto na base da Serra do Caraça. Nas cabeceiras do rio Doce a superfície encontra-se a 890-900 metros sobre terraços abaixo do Caraça. Em Rio das Velhas esta superfície encontra-se a 900 metros de altitude (KING, 1956).

Segundo o autor (*op cit*) a superfície Sul-Americana no Quadrilátero Ferrífero (sul da área de estudo) está entre 800 - 1200 metros de altitude.

Vários autores têm atribuído à superfície Sul-Americana idades que vão desde o Eoceno ao Plioceno. Não existem muitas provas da idade desta superfície, portanto, King (1956) a considera no intervalo entre o fim do Cretáceo e o início do Mioceno.

Segundo King (1956), especificamente as planícies do ciclo Sul-Americano foram soerguidas no Terciário médio (fim do Oligoceno), sendo que nas várias depressões acumularam-se numerosos depósitos paludais e lacustres (desenvolvimento restrito e local), apresentando areias brancas, compactadas, que aparecem nas cristas das escarpas, e nas quais ocorrem lentes mais espessas e seixos intercalados e ainda apresentam como areias vermelhas.

Sobre a superfície Sul-Americana King (1956, p. 170) afirma ainda que:

[...] as condições tectônicas foram de tal ordem, que a superfície Sul-Americana não foi projetada abaixo do nível do mar antes de atingir a linha da costa, em nenhum local a não ser em Aracaju e no baixo Paraguai. Portanto, em nenhum local é possível comprovar a passagem da superfície Sul-Americana sob camadas miocênicas; esta correlação deve, todavia, ocorrer além da costa, na plataforma continental, tendo em vista vários indícios observados.

Segundo Moraes Rêgo (1946a) após a deposição do Bauru, as condições de drenagem continuaram a mesma, a erosão progrediu, atingindo a peneplanização antes do plioceno. No entanto, para o autor (*op cit*) existe no Brasil uma peneplanização post-cretácea anterior ao plioceno.

Pode-se admitir para a época da peneplanização, os períodos miocênico ou eocênico, de preferência o último, tendo em vista fenômenos similares observados na América do Sul (MORAES REGO, 1946a).

Segundo Barbosa (1965), a Superfície Sul-Americana de King (1956) é de idade que vai do Paleoceno ao Eoceno, forma um pediplano com diferentes níveis em diferentes localidades, como: Bloco Atlântico, 1200 metros de altitude a SE e 800 metros a NO; Polígono das secas, 800-850 metros; no Planalto Central, 800 a 1000 metros. Portanto, a altimetria não difere muito do que King (1956) assinalou.

Para Braun (1971) o prolongado período de erosão do ciclo sul-americano cortou os sedimentos Bauru e Serra Negra e exumou as rochas alcalinas do cretáceo superior, reduzindo a uma imensa planície. Para o autor (*op cit*) a superfície mais antiga no Brasil que ainda subsistem testemunhos é a superfície do ciclo Sul-Americano, que terminou, segundo este autor, no terciário superior (fim do Mioceno) com o início da sedimentação Barreiras. O mesmo admite que no Oligoceno iniciou-se o soerguimento do continente, por arqueamento, cujo eixo paralelo a costa sudeste, que coincide com os maciços orientais das serras da Mantiqueira, do Mar e o prolongamento desta até a Borborema. Portanto, o aplainamento Sul-Americano não teria terminado quando do soerguimento.

Os solos das extensas planícies Sul-Americanas sofreram uma longa lixiviação e laterização, esses aplainamentos em topos de morros são quase sempre mantidos por lateritos, materiais resistentes responsáveis por manter os testemunhos desta superfície (BRAUN, 1971).

King (1956), De Martonne (1943) e Moraes Rêgo (1946a) concordam entre si quanto a idade da superfície Sul-Americana ou de Cristas Médias. King (1956) acredita que a superfície é do Terciário Inferior, para Moraes Rêgo (1946a) esta superfície é mais antiga que o plioceno e mais nova que o Cretáceo, portanto, propõe que seja Miocénica ou Eocénica. Já De Martonne (1943) propõe que a superfície é do Terciário Antigo, talvez Paleógena. Desta forma, todos concordam que ela é do Terciário Inferior, ou seja, sabe-se o período, mas não sabe exatamente a época.

Valadão (2009) mostra no mapa abaixo (Figura 2.10) a configuração da superfície Sul-Americana na área em que trabalhou (aproximadamente entre 10°00' - 21°00'S e 39°00' - 46°30' W). Nota-se neste mapa de Valadão (2009) uma grande escarpa no interior continental e a superfície Sul-Americana se assentando nas

altimetrias de 900-1100 metros, próximos a este escarpamento, em direção ao oceano os níveis altimétricos da superfície Sul-Americana diminui.

Além da correspondência com a Superfície Sul-Americana de King (1956) esta Superfície é comparável também ao Pd3 de Bigarella e Andrade (1965), provavelmente a Superfície de Cristas Médias (De Martonne, 1943), ao Peneplano Nível A de Freitas (1951) e a Superfície Japi de Almeida (1964), apesar de cada autor possuir um conceito diferenciado sobre a gênese destas superfícies.

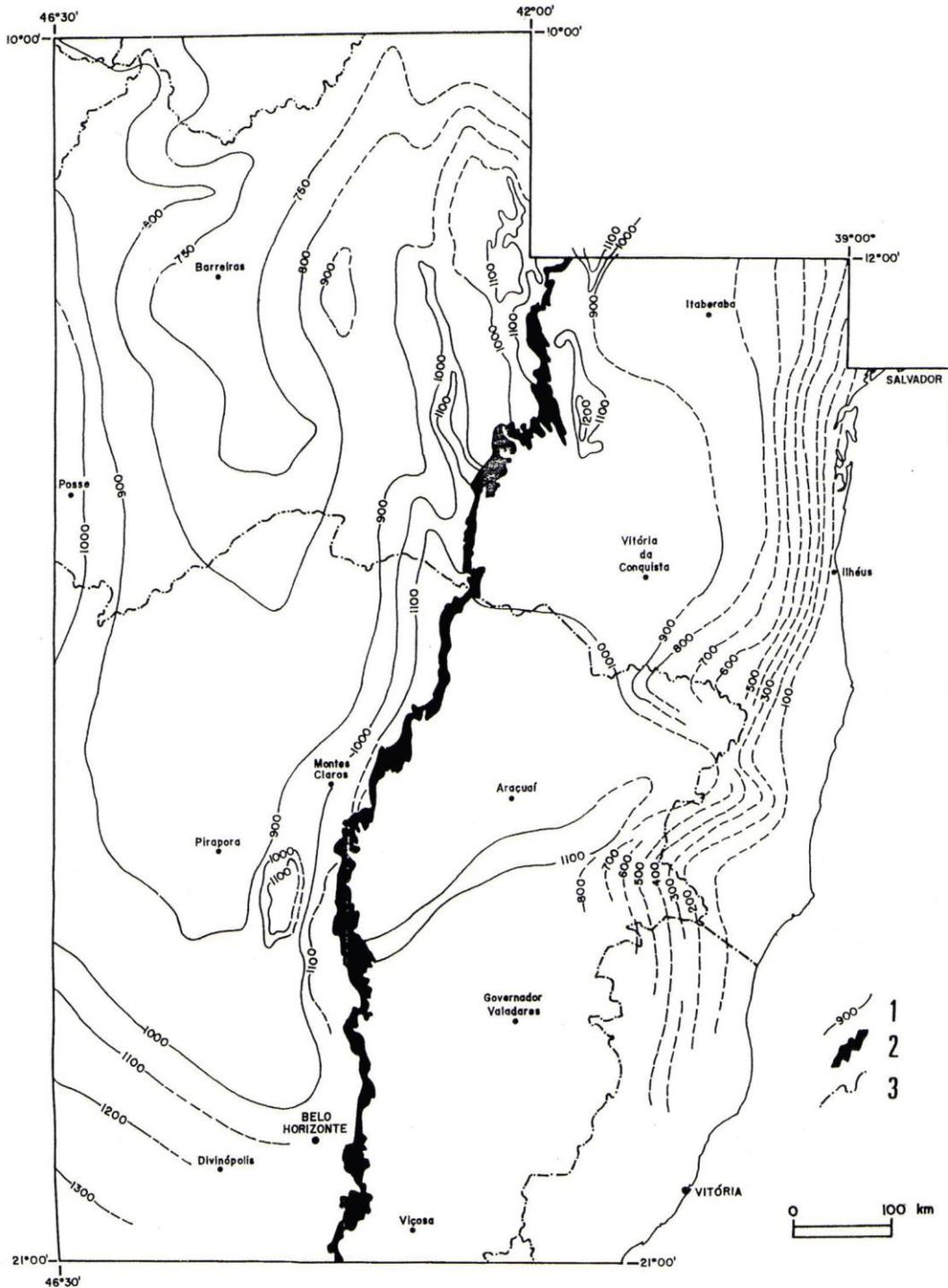


Figura 2.10 - Configuração e altimetria da Superfície Sul-Americana. Dados altimétricos, em metros, baseados no nível marinho atual.

Legenda: 1 = curvas de nível; 2 = Grande Escarpamento (posição atual); 3 = limite interestadual. Observe a arquitetura assumida, no interior continental, pela Superfície Sul-Americana, um sinformal de marcada orientação norte-sul.

FONTE: VALADÃO (2009, p. 81)

### *Superfície Cristas Médias de De Martonne*

Para De Martonne (1943) esta superfície é bem evoluída, de grande extensão e de grande estabilidade, por isso acredita que tenham evoluído principalmente no Terciário antigo.

De acordo com De Martonne (1943), a “superfície das cristas médias” estaria prolongada para o oeste, passaria acima do contato com a cobertura permo-triássica, e pode concordar-se com a frente da cuesta de Botucatu, que atinge frequentemente 900m. Para o autor (*op cit*) trata-se de uma superfície de erosão terciária (paleogena), mas não de uma superfície pliocênica.

Até onde se estende hoje o nível das Cristas Médias no estado de São Paulo, entre 1100 e 1250 metros, estendeu-se nos fins do Mesozóico a esfera geral de influencia peneplanizadora dos bordos externos das bacias cretácicas. A provável semi-aridez do clima Mesozóico teria forçado a intervenção de processos similares aos da pediplanação na gênese cretácica. No entanto, por um lado, a superfície das Cristas Médias nivelava-se perfeitamente com as camadas superiores das bacias cretácicas e, por outro lado, nivela-se com os sopés das ladeiras moderadas que davam acesso ao nível das Superfícies de Campos. Assim sendo, o nível das Cristas Médias foi uma espécie de planície costeira das bacias sedimentares cretáceas, que eventualmente possuíram fases lacustres, possuindo largura muito variável, interpenetrando-se para o interior dos maciços antigos e ocasionando o rebaixamento progressivo e irregular da Superfície dos Campos (AB´SÁBER, 1955a).

Nesta época, o nível das Cristas Médias passava um tanto acima dos mais altos picos da serra da Cantareira do Jaraguá, do Bonilha, do Itapeti e da Taxaquara (AB´SÁBER, 1955a).

### *Pediaplano Pd3 de Bigarella, Mousinho e Silva (1965) e Bigarella e Andrade (1965)*

Para Bigarella, Mousinho e Silva (1965) e Bigarella e Andrade (1965) o pediaplano mais antigo, denominado Pd3, é a mesma superfície que De Martonne (1943) chama de Superfície de Cristas Médias, considerada de idade Cretáceo-

Eoceno (coincidindo com o final da sedimentação cretácica no Brasil), preservada na superfície de cimeira.

[...] No Paraná esta superfície constitui a parte de cimeira dos velhos planaltos paranaenses, possuindo remanescentes retrabalhados em alguns maciços elevados do reverso continental da serra do Mar e no reverso da escarpa devoniana (BIGARELLA, MOUSINHO e SILVA, 1965, p. 128).

#### *Penepiano Nível A de Freitas (1951)*

Não se sabe exatamente se é possível associar esta superfície a superfície Sul-Americana de King (1956), de Cristas Médias de De Martonne (1943) e a Pd3 de Bigarella (2007), pois diferem quanto à idade, que para Freitas (1951) é de idade Pliocênica ou pleistocênica enquanto para King (1956) é do Terciário Inferior, De Martonne (1943) a associa ao Terciário Antigo, Bigarella (2007) ao Cretáceo-Eoceno, mas concordam algumas vezes quanto ao patamar altimétrico que as encontram.

De acordo com Freitas (1951) no Brasil Meridional e Central o penepiano de Nível A está em torno de 800-1000 metros de altitude e no nordeste e no Rio Grande do Sul encontra-se a 200-300 metros. No cristalino está entre 800 e 1000 metros de altitude, variações esta devido a epirogenese que arqueou as superfícies erosivas modernamente (FREITAS, 1951).

Para Freitas (1951) formas que indicariam mais níveis de erosão na verdade são apenas superfícies que não alcançaram o penepiano completo devido a diferenças litológicas. Em Belo Horizonte o penepiano de Nível A encontra-se a 800 metros e em Congonhas do Campo chega a 1000 metros, fora do escudo cristalino esta superfície prossegue nas estruturas da Bacia do Paraná, com altitudes inferiores a 800 metros (FREITAS, 1951).

#### *Superfície Japi de Almeida (1964)*

Esta Superfície está nivelada entre 1050 a 1300 metros de altitude, podendo ser vista a norte da capital paulista (Serra da Cantareira), como cristas peneplanadas entre os rios Tietê e Jundiaí (Serra do Japí, em Jundiaí) (ALMEIDA, 1964).

Segundo Almeida (1964) nesta altitude (1050 e 1300 metros) observam-se os morros das divisas entre os estados de São Paulo e Minas Gerais, na Mantiqueira.

Portanto há evidências de uma superfície antiga de erosão senil, que nivelou as mais complexas e resistentes estruturas pré-cambrianas do Estado, na qual De Martonne (1943) denominou Superfície das Cristas Médias, de idade paleogênica e que concorda com a cuesta de Botucatu, distinguindo-a da Superfície de Campos, como pode ser visto anteriormente, mais antiga e mais elevada segundo De Martonne (1943). No entanto, Almeida (1964) a denominou Peneplanície Japi. Almeida (1964) conclui que a superfície Japi é de idade Cretácica.

Os planos altimétricos na qual esta superfície se encontram variam conforme a região estudada, visto que quando se aproximam do Planalto Atlântico, esta superfície se encontram em altimetrias maiores.

Segundo Almeida (1964, p. 11):

Embora concordem os geomorfólogos quanto a apontarem tais indícios a existência pretérita de uma vasta superfície de aplainamento estendendo-se às bordas da bacia sedimentar do Paraná, discordam quanto à correlação de seu nível com outros mais elevados que se apresentam nos limites do Estado, bem quanto à sua idade, que Moraes Rego supunha pós-cretácea mas antepliocênica, enquanto que Martone admitia resultante de um ciclo de erosão paleogênico. Esta última datação tem sido geralmente aceita, mas Freitas em 1951 (págs. 13-14) considerou-a cretácea, relacionada com a sedimentação do Grupo Bauru. Ab'Sáber perfilha a mesma correlação (1954 pág. 19), quando admite simultaneamente entre a sedimentação cretácea da bacia e processos de pediplanação que se teriam realizado às suas bordas, dos quais resultaria a superfície Japi (ALMEIDA, 1964, p. 11).

Deste modo, os geomorfólogos concordam com a existência de uma superfície antiga peneplanada (Ciclo Sul-Americano), mas discordam quanto a idade desta superfície e a relação desta com outras superfícies mais antigas.

#### *Considerações sobre superfícies de aplainamento na área*

King (1956) em sua viagem por Minas Gerais destaca as superfícies de aplainamento em várias regiões do estado, dentre elas nas serras ao sul de Belo Horizonte e nas proximidades de Itabirito, ambas dentro da área de estudo, conforme quadro 2.2.

Este quadro mostra as diferenças altimétricas entre as superfícies Gondwana, Post-Gondwana, Sul-Americana e Velhas. Nota-se, portanto, que na região de Itabirito e nas serras ao sul de Belo Horizonte (na Serra da Moeda), as superfícies mais altas estão associadas a superfície Gondwana por King, a 1635m de altitude (Itabirito) e 1400m de altitude (na serra da Moeda) e a superfície Sul-Americana está em torno de 930 e 850m de altitude nestas áreas.

Quadro 2.2 – Altitudes das superfícies cíclicas ao norte e ao sul de Belo Horizonte (em metros).

LOCAL	Gondwana (Cretáceo Inferior)	Post-gondwana (Cretáceo Superior)	Sul-Americano (Terciário Inferior)	Velhas (Terciário superior)
Próximo a Itabirito	1635	aprox. 1230	930	830 (a)
Nas serras do sul de Belo Horizonte	1400 (canga)	1100	850 (?)	—
Lado Norte de Belo Horizonte	—	—	815	785
Além de Campanha	—	885 (b)	745	715
Pedro Leopoldo - Rio das Velhas	—	785	725	680
Jacuticatubas ( c)	—	800	695	625
Sete Lagoas	1010	780	700	—
Perto de Cordisburgo	900 (?)	730	680 (?)	640 (d)
Curvelo	—	720	680	630 (d)
Contraia	960	— (f)	680	515
Várzea das Palmas	850	— (f)	680	495 (e)
<b>LEGENDA:</b>				
A) Ainda não nivelada, o rio ainda se afunda. O vale provavelmente estaria nivelado a 650 metros.				
B) Com estes valores pode ser comparada a inclinação, para o norte, da superfície post-Gondwana ao longo de uma secção paralela a partir da serra da Piedade (1070 metros), passando por Roças Novas (1020 metros) e até um pouco ao sul de Jabuticatubas (850 metros).				
C) Estes valores mostram um âmbito maior das superfícies a leste de Pedro Leopoldo principalmente devido ao fundo do rio das Velhas ter sido medido.				
D) Ainda não atingiu ao nível mais baixo				
E) No rio das Velhas				
F) A superfície post-Gondwana congundiu-se, provavelmente, com a superfície Sul-Americana. O mesmo fato verifica-se ao norte das mesmas quatro superfícies cíclicas ao longo do divisor do Mata da Corda, de São Gotardo até Patos de Minas e João Pinheiro.				

FONTE: KING, 1956, p. 200

King (1956) ainda calcula para a região de Itabirito a altitude dos testemunhos hoje encontrado da superfície Gondwana, considerando a altitude primitiva desta superfície e a compensação isostática após os ciclos post-Gondwana, Sul-Americano e Velhas (Quadro 2.3).

Quadro 2.3 – Cálculo da altitude dos testemunhos das superfícies

<b>REGIÃO DE ITABIRITO - Compensação isostática</b>	
Altitude primitiva da superfície Gondwana	550 metros, erodida e arrasada pelo ciclo post-Gondwana
Compensação isostática após o ciclo post-Gondwana	440 metros
Altitude dos testemunhos da superfície Gondwana	990 metros, no início do ciclo Sul-Americano
Compensação isostática após o ciclo Sul-americano	360 metros
Altitude dos testemunhos da superfície Gondwana	1350 metros, no início do ciclo Velhas
Compensação isostática após o ciclo Velhas	294 metros
Altitude dos testemunhos da superfície Gondwana	1644 metros, no início do ciclo Paraguai e atualmente

FONTE: KING, 1956, p. 201

Para o autor (*op cit*) não foi apontado à compensação isostática logo em seguida a peneplanação post-Gondwana, já que o ciclo post-Gondwana é considerado como não tendo sido iniciado por um levantamento continental, mas pelo desdobramento lateral do antigo super-continente de Gondwana.

Nota-se, portanto, que as altitudes calculadas por King (1956) para as superfícies cíclicas da região de Itabirito podem ser comparadas às obtidas em campo, com variações de poucos metros, como pode ser visto no quadro 2.4.

Quadro 2.4 – Altitudes comparadas para as superfícies cíclicas na região de Itabirito

<b>REGIÃO DE ITABIRITO</b>				
	Gondwana (m)	Post-Gondwana (m)	Sul-Americana (m)	Velhas (m)
Altitude Calculada	1644	1204	844	550
Altitude Observada	1635	1230 (aproximada)	900 (medida)	650*

(\*) Estimativa baseada em elementos obtidos no campo

FONTE: KING, 1956, p. 201

Destarte, para melhor entender as superfícies de aplainamento discutidas pelos autores, fez-se um quadro resumo (Quadro 2.5) destacando as principais superfícies e sua provável idade, mesmo sabendo que há muitas discordâncias e dúvidas entre os autores sobre esta idade, portanto, a maioria só levanta hipóteses.

Cabe lembrar que grande parte dos autores pesquisaram as paleosuperfícies do sudeste do Brasil, principalmente o estado de São Paulo, dentre eles podemos citar, Luís Flores de Moraes Rego (1932), Fernando Flávio de Almeida (1964), Naziz Nacib Ab'Sáber (1964) e Emmanuel De Martonne (1943). Neste meio podem-se destacar outros trabalhos mais abrangentes como o de Lester King (1956) "A

Geomorfologia do Brasil Oriental”, Ruy Ozório de Freitas (1951) “Relevos Policíclicos na Tectônica do Escudo Brasileiro”, Octávio Barbosa (1965) “Quadro provisório de superfícies de erosão e aplainamentos no Brasil”, João José Bigarella e Gilberto Osório de Andrade (1965) “Contribution to the Study of the Brazilian Quaternary”, Oscar P. G. Braun (1971) “Contribuição da Geomorfologia do Brasil Central” e trabalhos mais recente como o de Roberto Célio Valadão (2009) sobre a Megageomorfologia do Brasil Oriental. A nosso ver, mesmo os trabalhos mais detalhados têm uma ênfase grande no sudeste do Brasil que em outras regiões brasileiras. Outro trabalho recente bastante significativo é o de João José Bigarella (2007), que trabalha muito com superfícies de aplainamento no sul do Brasil, especialmente no estado do Paraná.

No geral, o que se observa é que a maioria dos autores que pesquisa as superfícies de aplainamento no sudeste de Minas Gerais tem como base o trabalho de King (1956), estes conversam com King sobre os possíveis problemas na interpretação da evolução geomorfológica desta área e trazem algumas contribuições, esclarecimentos, desacordos, mas também incertezas. Numa proposta mais recente, Valadão (1998, 2009) faz inferências sobre a área, discorre sobre a evolução da paisagem geomorfológica e caracteriza as superfícies lá existentes, nomeando-as.

Portanto, são poucos os autores que tratam da evolução das superfícies de aplainamento em caráter regional como fez King (1956), muitos trabalham mais localmente.

Quadro 2.5 – Comparação das superfícies de aplainamento no Brasil para diferentes autores

	PERÍODO	ÉPOCA	MORAES REGO (1932)	DE MARTONNE (1943)	FREITAS (1951)	KING (1956)	BIGARELLA e AB'SÁBER (1964)	ALMEIDA (1964)	BARBOSA (1965)	BRAUN (1971)	BIGARELLA e ANDRADE (1965)	VALADÃO (2009)	
CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	HOLOCENO	Soerguimento		Ciclo Quaternário	Ciclo Paraguaçu			Ciclo XII - Paraguaçu de King	Ciclo Velhas		Superfície Sul-Americana II	
		PLEISTOCENO											
	TERCIÁRIO	NEÓGENO	PLIOCENO	Peneplanação Abaixamento	Superfície Neogênica	Peneplano de Nível A ou Peneplano Terciário	Ciclo Velhas	Superfície Neogênica ou Curitiba	Diversas superfícies ao longo dos vales	Pediplano X - Superfície Velhas de King	Ciclo Sul-Americano	Pd1	Superfície Sul-Americana I
			MIOCENO	Soerguimento									
		OLIGOCENO	Peneplanização Post-Cretácia	Superfície das Cristas Médias	Soerguimento		Superfície Paleogênica ou Alto Iguaçu	Falhamentos Superfície Japi	Pediplano VIII - Superfície Sul-Americana	Pd2		Soerguimento	
		EOCENO											
	PALEOCENO				Sul-Americana								
	MESOZÓICO	CRETÁCEO	Late	Superfície de Campos	Peneplano de Nível B ou Cretáceo	Superfície de Cristas Médias ou Purunã	Post-Gondwana	Superfície dos Altos Campos	Pediplano VII - Superfície Culminante (Pós-Gonduana)	Ciclo Pós-Gonduana	Pd3	Superfície Sul-Americana	
			Middle										
			Early										
JURÁSSICO		Late	Gondwana			Uma superfície de agradaciação sob regime	Gondwana	Ciclo Gonduana					
		Middle											
		Early											
TRIÁSSICO		Late	Superfície Itagua			Superfície Itapeva							
		Middle											
		Early											
PALEOZÓICO		PERMIANO	Superfície Pré-Permiana										
		CARBONÍFERO											
		DEVONIANO											
	SILURIANO												
	CAMBRIANO												

Reelaborado por Fernanda A. Leonardi (2014) com base em Moraes Rego (1932), De Martonne (1943), Freitas (1951), King (1956), Almeida (1964), Bigarella e Ab'Sáber (1964), Barbosa (1965), Bigarella e Andrade (1965), Braun (1971), Varajão (1991), Ponçano e Almeida (1993), Valadão (1998 e 2009), Cassetti (2007) e Bigarella (2007)

## **Cap. III – PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS**

### **3.1 MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO (MDE)**

Uma das primeiras etapas do trabalho foi a elaboração do Modelo Digital de Elevação (MDE) do Quadrilátero Ferrífero, destacando os principais patamares altimétricos da área.

O MDE foi elaborado no Sistema de Informação Geográfica “ArcGis 9.3”, com base em imagem de radar topográfico SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), na escala de 1:250.000.

O SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) versão 2, foi desenvolvido pela NASA (Agência Aeronáutica e Espacial) e NGA (Agência Nacional de Inteligência Geoespacial) dos Estados Unidos, por meio da aeronave Endeavour, durante uma missão no dia 11 de fevereiro de 2000. Faz parte de um projeto internacional que obteve dados da elevação em uma escala próxima a global para gerar a base de dados topográficos digitais de alta-resolução.

### **3.2 PROCEDIMENTOS DE CAMPO**

Os trabalhos de campo foram realizados com auxílio de cartas topográficas em escala 1:50.000, de imagem de satélite Landsat7 e do GPS.

Teve como objetivo principal mapeamento das ocorrências de perfis lateríticos de ferro completos ou parcialmente erodidos e de suas respectivas rochas parentais.

Após o levantamento sistemático foram selecionados perfis representativos das diferentes áreas, onde foram realizadas descrições pedológicas e geomorfológicas detalhadas e coleta de amostras para análises químicas, mineralógica e para a datação.

Deve-se destacar que a maioria das condições de ocorrência dos perfis lateríticos de ferro corresponde a bordas de escarpas, o que facilitou o mapeamento e amostragem.

### **3.3 IDENTIFICAÇÃO E DISTRIBUIÇÃO DOS PERFIS LATERÍTICOS**

A identificação dos perfis lateríticos foi realizado preliminarmente através do processamento digital da imagem do sensor ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) a bordo do satélite Landsat 7 de 26 de junho de 2000, com resolução de 30 metros, órbita/ponto 218/74, que foi adquirida gratuitamente no site da *Global Land Cover Facility* (<ftp://ftp.glcf.umd.edu/glcf/Landsat/>).

Além da identificação dos perfis lateríticos de ferro representativos na área, esta imagem serviu mais tarde para a pré-seleção de áreas com crostas lateríticas com o objetivo de orientar o mapeamento deste tipo de alvo nas áreas de detalhe no quadrante noroeste (Serra do Rola Moça e Serra da Calçada) e no quadrante nordeste (região de Catas Altas/MG) do Quadrilátero Ferrífero. O processamento da imagem Landsat teve por finalidade o entendimento do comportamento espectral dos alvos para manipulação das bandas do sensor ETM+ objetivando o realce de áreas ricas em ferro.

Elaborou-se o mapa de distribuição dos perfis lateríticos de ferro presentes na área com base nas informações de campo. Finalmente, para mostrar a distribuição dos perfis lateríticos de ferro, foi elaborado um mapa com as informações básicas de altimetria, litologia, núcleos urbanos, drenagem e claro, com as informações de campo da localização dos perfis lateríticos mais significativos.

### **3.4 SELEÇÃO DOS SÍTIOS AMOSTRADOS PARA ANÁLISE DE DETALHE**

A Seleção das duas áreas para mapeamento das crostas lateríticas e materiais associados aos topos de morros realizou-se com base em trabalho de campo, correlação de dados altimétricos com dados litológicos e ainda manipulação de imagens de satélite Landsat 7, seguindo tais critérios:

- perfis lateríticos completos, em posições distantes dentro da área;
- representatividade das feições identificadas na área, com a seleção de perfis que apresentassem a sequência vertical completa dos horizontes/camadas;
- exposição dos materiais em seção vertical única e contínua, visando facilitar a descrição, amostragem e representação;

- seleção de crostas lateríticas de ferro de grande extensão e profundidade, em altimetrias diferenciadas;
- perfis lateríticos sob diferentes materiais de origem.

### 3.5 DELIMITAÇÃO DE UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

Para a delimitação de unidades geomorfológicas baseou-se principalmente nas cartas topográficas de 1:50.000 (Catas Altas, Acuruí, Brumadinho, Ouro Preto, Mariana, Rio Acima, Itabirito) e em diversas missões de campo. Além disso, foram confeccionados mapas bases que deram suporte na delimitação das unidades geomorfológicas, que serão especificados abaixo e por fim, obteve-se um esboço geomorfológico da área, apresentada de forma cartográfica.

#### 1º passo: Base de dados

Download da base de dados geológicos CPRM (Projeto Quadrilátero Ferrífero 1:50.000 e Mapa geológico de Minas Gerais 1: 1.000.000), digitalização de cartas topográficas do IBGE 1:50.000 e download do SRTM <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/> 1:250000, georreferenciamento das cartas topográficas e montagem da base de dados no ArcGis10.1.

#### 2º passo: Delineamento das Unidades Litoestruturais

Primeiramente foram ajustados os dados do mapa geológico do Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Integração e correlação cartográfica em SIG (na escala de 1:50.000) do CODEMIG (Lobato *et al*, 2005) com o Mapa Geológico do Estado de Minas (1:1.000.000) CPRM para a área no extremo leste do Quadrilátero Ferrífero, na qual não existia dados geológicos na escala de 1:50.000.

Para o delineamento das Unidades Litoestruturais tomou-se como referência o Supergrupo, o Grupo, Complexo, Era e Descrição dos dados litológicos e as estruturas principais: fraturas e falhas. Desconsideraram-se neste mapa as informações estruturais de traços e o contato geológico.

### 3º passo: Criando o TIN – Mapa Hipsométrico e de Declividade

A ferramenta “Triangular Irregular Network” (TIN) é uma estrutura de grade triangular do tipo vetorial, apresenta topologia do tipo nó-arco que possibilita a representação de uma superfície através de um conjunto de faces triangulares interligadas, onde cada um dos três vértices da face triangular armazena informações sobre a localização (x, y) e sobre os valores de altitude correspondente ao eixo z (COELHO, 2007 *apud* SILVA e RODRIGUES, 2009).

Para criar o TIN foi necessária a imagem de radar SRTM, na qual se extraiu as curvas de nível no intervalo de 50 metros devido ao tamanho da área de interesse, e então foi criado o TIN, utilizando a ferramenta do ArcGis “3D analyst”. Portanto, esta ferramenta permitiu a confecção do mapa hipsométrico e também do mapa de declividade.

Para a confecção do mapa hipsométrico e do mapa de declividade (slope) estabeleceu as classes que mais adequam a área a ser mapeada.

### 4º passo

Digitalização manualmente da rede de drenagem das cartas topográficas na escala de 1:250.000 de Divinópolis e Ponte Nova. A rede de drenagem apresenta características estruturais principais e de anomalias de drenagem importantes na interpretação geomorfológica da área.

### 5º passo

Digitalizaram-se no mapa de declividade as áreas mais significativas com as menores declividades, (no intervalo de 0° a 5°) e então realizou-se uma correlação destas com a altimetria da mesma, podendo classifica-la por classes altimétricas.

### 6º passo: Controle de Campo

A confecção dos mapas preliminarmente foi essencial para direcionamento do trabalho de campo, mas o trabalho de campo com a ajuda das cartas topográficas de 1:50.000 da área foi o principal determinante para o delineamento das unidades geomorfológicas. Ao todo foram observados 155 pontos (Figura 3.1), sendo que

parte deles teve como objetivo principal o mapeamento da superfície laterítica nas duas áreas de detalhe, a região da Serra do Caraça (ao redor de Catas Altas), ao nordeste da área e a outra na região de encontro da Serra do Rola-Moça e da Serra da Moeda, ao noroeste da área.

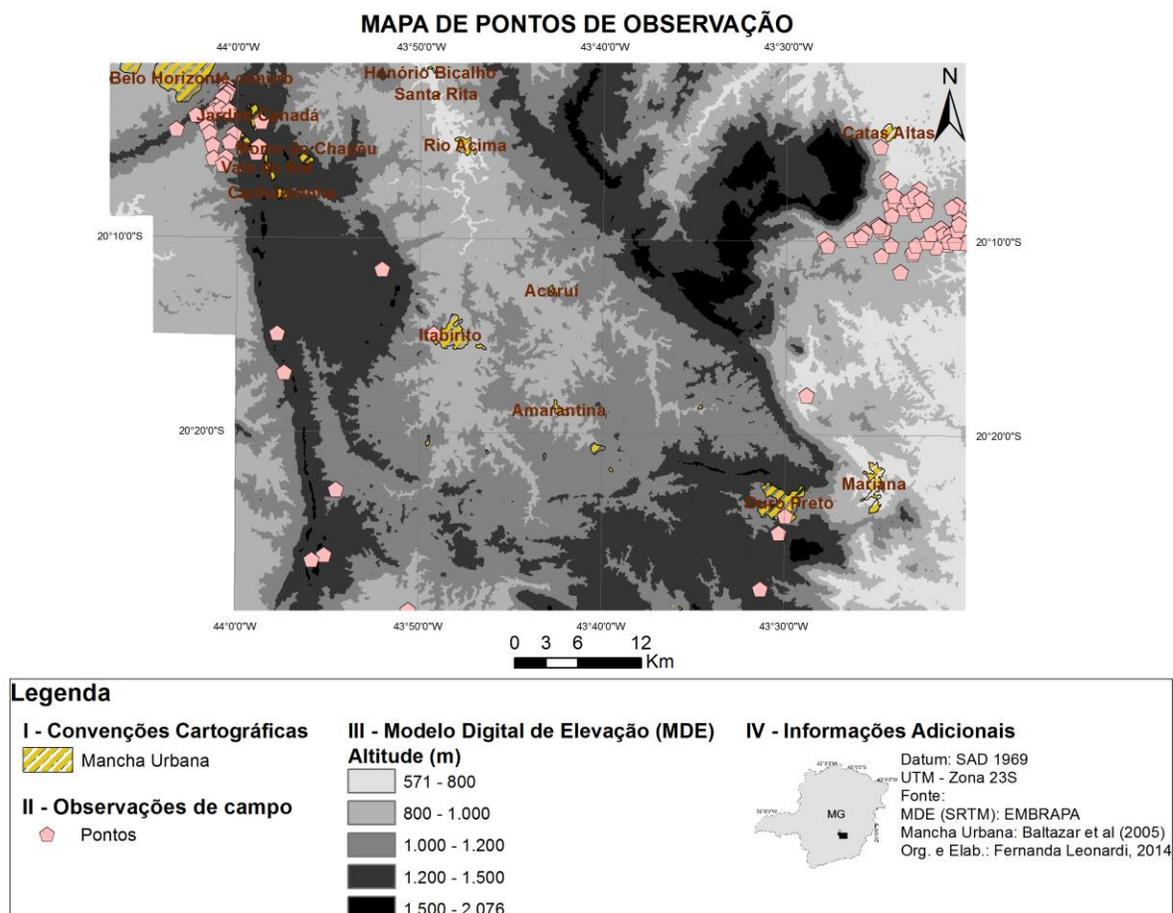


Figura 3.1 – Mapa de Pontos de Observação

### 3.6 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA

As determinações de elementos maiores e menores foram realizadas a partir da Espectrometria de Fluorescência de Raio-X e Espectrometria de Emissão Óptica com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-OES). Para a determinação de elementos traço foi empregada a técnica da Espectrometria de Massas com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS). Para tratamento dos dados químicos utilizou-se o software MIMPET.

A análise geoquímica permite fazer inferências sobre a evolução do perfil laterítico e evolução geomorfológica da área, considerações sobre o grau de intemperismo e ainda correlações com o clima existente no momento de elaboração deste perfil.

### **3.6.1 Espectrometria de Fluorescência de Raio-X**

Para análise geoquímica das amostras QF11, QF13, QF17, QF18, QF19, QF21 e QF23 foi utilizado o espectrômetro de fluorescência de raio-x com dispersão de comprimento de onda (WDXRF), PW 2404 - PanAnalytical, Holanda, pertencente ao Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da UNICAMP, visando a determinação dos elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ).

A fluorescência de raios X baseia-se na medida das intensidades dos raios X característicos emitidos pela amostra, após excitação pela fonte primária (tubo de raios X). Nas amostras a quantificação é realizada pela comparação com as intensidades obtidas em materiais de referências certificados usados para calibração do instrumento, correção de efeitos de absorção e realce inter-elementares (JENKINS, 1999). A exatidão dos resultados é dada pela análise de dois materiais de referência certificados WS-E (dolerito, SARM, França) e BCR-2 (basalto, USGS) (VENDEMIATTO e ENZWEILER, 2001).

### **3.6.2 Espectrometria de Emissão Óptica com Plasma Indutivamente Acoplado - *inductively coupled plasma – optical emission spectrometry (ICP-OES)*.**

A análise dos elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) das amostras QF37A1, QF37B1, QF37C1, QF101 do perfil QF37, QF57A1, QF57D2, QF57E, QF57F foram determinadas pela Espectrometria de Emissão Óptica com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-OES), realizada no Laboratório Acme (Analytical Laboratories LTD, Vancouver, Canadá).

A técnica de ICP-OES compreende uma ferramenta analítica muito útil para a determinação de elementos maiores e menores ao explorar o fato de que elétrons

excitados emitem energia num determinado comprimento de onda quando os mesmos retornam a seu estado fundamental (MURRAY *et al*, 2000). Esta técnica baseia-se na introdução de amostras líquidas, convertidas em aerosol, num plasma de argônio, permitindo que a amostra seja vaporizada e energizada através da excitação colisional dos átomos em alta temperatura. Nestas condições, os elementos passam a ser liberados como átomos no estado gasoso até a sua conversão em íons. Estes íons são coletados por um sistema de lentes e espelho que formam uma imagem do ICP na abertura de entrada de um monocromador, que seleciona os comprimentos de onda emitidos (fótons). O comprimento de onda chega aos detectores do instrumento e é transformado em sinal elétrico. Como cada elemento emite energia com um comprimento de onda específico a sua característica química, o instrumento detecta esta intensidade da energia emitida que é proporcional à quantidade (concentração) do elemento químico analisado. Desta forma, é possível quantificar a concentração do mensurando (HOU e JONES, 2000, MURRAY *et al*, 2000).

### **3.6.3 Espectrometria de Massas com Plasma Indutivamente Acoplado - *inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS)*.**

A análise dos elementos traço (Cs, Rb, Ba, Th, U, Nb, Ta, Sr, Zr, Hf e Y) e terras-raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) das amostras QF37A1, QF37B1, QF37C1, QF101 do perfil QF37, QF57A1, QF57D2, QF57E, QF57F foram determinados por ICP-MS, realizada no Laboratório Acme (Analytical Laboratories LTD, Vancouver, Canadá).

Apesar de alguns elementos traço serem passíveis de identificação pelos métodos de fluorescência de raios X e ICP-OES, a determinação multi-elementar por ICP-MS é mais robusta e adequada, considerando a maior sensibilidade analítica desta técnica (WOLF, 2005).

Um instrumento ICP-MS é composto por uma fonte de plasma indutivamente acoplado e um espectrômetro de massa. A fonte ICP converte átomos dos elementos presentes nas amostras analisadas em íons que são, em seguida, separados e detectados pelo espectrômetro de massas. A amostra é introduzida no plasma de

argônio como um aerosol formado através da aspiração da amostra (líquida ou dissolvida). A interação do aerosol no plasma permite que os elementos sejam convertidos primeiro em átomos gasosos para em seguida serem ionizados. Os íons são, conseqüentemente, levados ao espectrômetro de massa através de uma interface de cones, sob condições de vácuo. Os íons que passam pelos orifícios dos cones (~1 mm) são focalizados por lentes eletrostáticas, caracterizadas por carga positiva, objetivando convergir os íons à abertura de entrada do espectrômetro de massa. No espectrômetro, os íons são separados por sua razão massa/carga, e aqueles que chegam ao detector sensibilizam o mesmo que trabalha de forma a transformar o número de íons em um sinal elétrico que pode ser medido e que é proporcional ao número de átomos de elementos presentes na amostra (WOLF, 2005).

#### **3.6.4 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)**

Esta análise compõe parte dos procedimentos de preparação e validação da amostra para a datação do intemperismo.

As análises de Microscopia Eletrônica de Varredura foram realizadas em 10 amostras de hidróxidos de ferro (goethita). Grãos representativos de cada amostra foram carregadas em discos de acrílico, impregnadas, polidas e submetidas a metalização por carbono e por fim, analisadas no microscópio eletrônico de varredura.

Nesta análise foram examinados os aspectos texturais e investigação de fases minerais não detectadas, por apresentarem baixa quantidade ou pelo baixo grau de cristalinidade e também se identificou a composição química dos minerais. Com esta análise foi possível detectar inclusões de minerais (de hematita, quartzo, apatita entre outros) na goethita que possam interferir nos resultados da datação, diminuindo a confiabilidade desta análise.

Esta técnica foi realizada através do Microscópio Eletrônico de Varredura LEO 430i com varredura digital e controlado por um programa de computadores, fabricado pela Companhia Zeiss. Acoplado a ele há um espectrômetro de energia dispersiva

(EDS) da Oxfors Instruments para análises semi quantitativas no Laboratório de Espectroscopia e Microscopia do IG/UNICAMP

O MEV é um instrumento que permite a observação e caracterização de materiais orgânicos e inorgânicos em micro escala. Neste instrumento a área a ser examinada ou o micro volume a ser analisado é irradiado com um feixe fino e focalizado de elétrons que varre a amostra através de toda a sua superfície (GOLDSTEIN *et al*, 1992). Os tipos de sinais produzidos quando o feixe de elétrons colide com a superfície da amostra incluem elétrons secundários, elétrons retroespalhados, raios x característicos, entre outros. Cada um desses sinais é decodificado de forma que diferentes características da amostra podem ser analisadas, como a composição, topografia, cristalografia, etc (GOLDSTEIN *et al*, 1992).

### **3.7 CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA**

#### **3.7.1 Difração de Raio-x**

A difração de raio-x foi realizado com o intuito de entender a composição mineralógica das amostras do perfil laterítico completo (desde a rocha até a crosta laterítica, no horizonte superior) e também para a identificação dos óxidos/hidróxidos pré-selecionados para a datação.

Para esta análise foi utilizado Difratômetro de Raio-X sob geometria Bragg-Brentano do Laboratório de Preparação e Caracterização de Materiais (LPCM) do IFGW/UNICAMP. As análises qualitativas foram realizadas utilizando-se do banco de dados do programa X' Pert Highscore.

A difratometria de raio-x é uma técnica analítica frequentemente utilizada para identificação de fases de materiais cristalinos, podendo fornecer informações sobre as dimensões da célula unitária (MARCON, 2010).

Na difratometria do pó, técnica aqui aplicada, o material a ser analisado é finamente pulverizado, homogeneizado e a composição média da amostra determinada.

A identificação dos diferentes componentes cristalizados é obtida através da lei de Bragg (Equação 3.1), que determina a distância interreticular do cristal em função do ângulo de difração  $\theta$ , registrado por um difratômetro (Figura 3.2).

### Equação 3.1

$$n \cdot \lambda = 2d \cdot \sin\theta$$

onde:

$d$  = distância dos planos reticulados

$\theta$  = ângulo de difração incidente

$n$  = número inteiro

$\lambda$  = comprimento de onda do feixe incidente

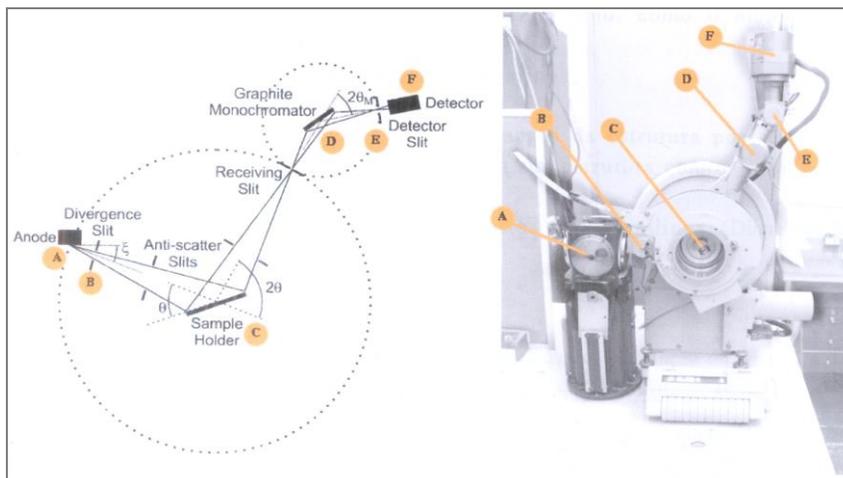


Figura 3.2 - Difratômetro de Raio-X sob geometria Bragg-Brentano (LPCM/IFGW/UNICAMP)

### 3.7.2 Refinamento Rietveld

O refinamento Rietveld é uma técnica importante para a análise quantitativa de fases minerais, através da difração de raios x. Segundo König, Pöllmann e Angélica (2002) é possível fazer uma quantificação boa de minérios de ferro através do Método de Rietveld, com uma pequena margem de erros, deste modo, o método é confiável para determinar a quantidade de óxidos e hidróxidos de ferro na amostra.

Este método é descrito por Rietveld (1969) como um método de refinamento da estrutura que não usa intensidades de neutrons integrados em pó, simples ou sobrepostos, mas emprega diretamente as intensidades do perfil obtidas a partir das

medições do escaneamento gradual do diagrama de pó. Para o autor (*op cit*) estruturas nucleares, assim como magnéticas podem ser refinadas, as últimas somente quando a sua unidade celular magnética é equivalente, ou múltipla, da célula nuclear.

O refinamento Rietveld, utilizado na quantificação das fases minerais identificadas, foi obtido a partir do programa de uso livre MAUD (*Materials Analysis Using Diffraction*), e dos arquivos de dados CIF (*Crystallographic Information File*) provenientes do COD (*Crystallography Open Database*) (MARCON, 2010).

### **3.8 SEPARAÇÃO MAGNÉTICA EM FRANTZ**

O separador magnético serve principalmente para separar misturas de componentes sólidos heterogêneos, principalmente minerais que contenham ferro, de acordo com o grau magnético de cada mineral.

No geral, os minerais ricos em ferro são magnéticos, os dois principais exemplos de minerais magnéticos são a magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) e a pirrotita ( $\text{FeS}$ ), mas estes possuem susceptibilidade magnética diferentes. A maioria dos minerais de ferro pode ser atraída pelo ímã no campo magnético de um eletroímã eficiente. Por isto, o eletroímã mais comum é o Separador Eletromagnético Frantz, que é um meio importante para separar mistura de grãos de minerais.

De acordo com Roseblum e Brownfield (2000), num separador magnético Frantz, com uma inclinação lateral do aparelho em  $15^\circ$ , a melhor faixa (Best Range) de extração da hematita está entre 0.1 – 0.3 ampère, portanto, um material bastante magnético, enquanto a melhor faixa de extração da Goethita está entre 0.4 e 0.5 ampère (Tabela 3.1). O quartzo não é considerado um mineral magnético como visto na tabela, será detectado magneticamente somente acima de 1.7 amperes, mas depende também da sua composição química (Tabela 3.1).

Tabela 3.1 – Susceptibilidade Magnética dos Minerais

MINERAL	Best Range (A)	A (ampère)																
		0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9	1.0	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6
Magnetita	.01	_____																
Pirrotita	.01-.05	_____																
Ilmenita	.20-.40	_____																
Hematita	.10 - .30	_____																
Goethita	.40 - .50	_____																
Quartzo	>1.70	_____																

Fonte: ROSEMBLUM e BROWNFIELD (2000). Elaborado por: Fernanda Leonardi

### 3.9 ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA PELO MÉTODO (U-Th)/He

Esta análise foi realizada no Instituto de Tecnologia da Califórnia (Caltech), Pasadena, Califórnia, Estados Unidos.

O mineral goethita contém uma quantidade significativa de U e He e a datação deste mineral pode gerar uma idade geologicamente significativa (LIPPOLT *et al* , 1998 *apud* LIMA, 2008)

Segundo Farley (2002) muitos materiais são inapropriados para datação nas técnicas existentes, a maioria porque são muito pobres em isótopos radiogênicos derivados ou originários ou muito ricos em derivados produzidos não *in situ*, portanto, esta técnica (U-Th)/He, onde a sensibilidade para mensuração de U, Th e He é extremamente alta e o histórico de “excesso” de He é baixo, possibilita que aqueles materiais com só um traço de U e Th sejam datáveis. Como resultado, rochas vulcânicas recentes com escassez de sanidina para datação Ar/Ar são um alvo potencial para o método (U-Th)/He.

Shuster *et al.* (2005) após teste da adequação da goethita para datação destacaram que a datação deste mineral pelo método (U-Th)/He produz resultados confiáveis e consistentes, apesar da variabilidade espacial do U e Th. Por isso optou-se por adotar tal método para o trabalho em questão.

U e Th são analisados pela espectrometria de massa indutivamente acoplada ao plasma por diluição do isótopo realizada na mesma alíquota analisada para o He (FARLEY, 2002). Detalhes das técnicas analíticas usadas para este método estão

descritas em Farley (2002) em “(U-Th)/He Dating: Techniques, Calibrations, and Applications” e modificadas por Shuster *et al* (2005).

Apesar de produzir resultados confiáveis, determinar a idade por (U-Th)/He ainda é um desafio, como aponta Monteiro *et al* (2014). Este desafio inicia-se na coleta da amostra, separação de goethitas e principalmente nas medidas analíticas.

Este método analítico apenas pode estimar a idade das goethitas, podendo ocorrer pequenas perdas de He ao longo do tempo, desde a precipitação da goethita. De acordo com Heim *et al* (2006) pode-se assumir o pior erro de 20% de perda de He, já que existe uma margem de erro de 0-20%, pois as goethitas mostraram que são propensas a perda limitada de He.

Os resultados obtidos seriam ideais para datação da goethita se fossem aplicadas correções de perda difusa pelo método  $4\text{He}/3\text{He}$  (Heim *et al*, 2006), mas não é prático fazer isto para um certo volume de amostras, mesmo porque não será possível a utilização do mesmo grão nas duas análises (MONTEIRO *et al*, 2014).

Para Monteiro *et al* (2014) uma alternativa mais simples é atribuir um erro de 10% de perda de He para todos os grãos, pois goethitas bem cristalizadas raramente experimentam mais de 5-10% de perda de He. Sendo assim, será adotado também neste trabalho um erro de  $\pm 10\%$  de perda de He.

### **3.10 PREPARAÇÃO DA AMOSTRA PARA DATAÇÃO**

Para se obter um alto grau de confiabilidade, os procedimentos de preparação da amostra foram minuciosos:

1º passo: quebra das amostras e separação prévia dos minerais (Figura 3.3 e 3.4).

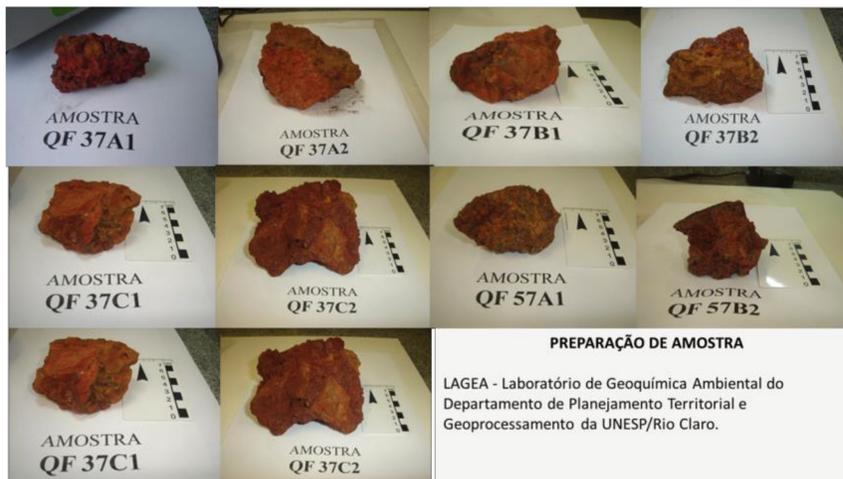


Figura 3.3 – Amostras analisadas



Figura 3.4 – quebra da amostra e separação prévia dos minerais.

2º passo: Moagem da amostra em fração menor (até 600µm) em gral de porcelana.

Local: Laboratório de Geoquímica Ambiental/ IGCE/UNESP – Rio Claro

3º passo: Lavagem dos minerais pré-selecionados em aparelho ultrassônico (Figura 3.5).

Local: Laboratório de Geoquímica Ambiental/ IGCE/UNESP – Rio Claro



Figura 3.5 – Aparelho ultrassônico utilizado para a lavagem dos minerais.

4º passo: Separação magnética em aparelho Frantz, segundo os parâmetros de susceptibilidade magnética de minerais descritos por Sam Roseblum e Isabelle K. Brownfield (2000).

Local: IG/UNICAMP

5º passo: Mineralogia em Difractometria de Raio-X (DRX) das amostras previamente separadas em separador magnético.

Local: IFGW/UNICAMP

6º passo: Separação dos minerais em lupa binocular (Figura 3.6) segundo cor, estrutura e textura.

Local: Laboratório de Geoquímica Ambiental/ IGCE/UNESP – Rio Claro.

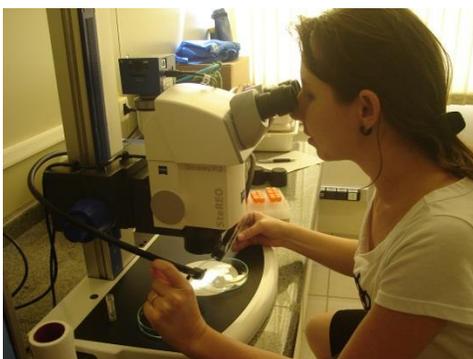


Figura 3.6 – Separação dos minerais em lupa.

7º passo: Preparação dos discos de acrílico (Figura 3.7) para a leitura na Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). Separação de 2 a 3 grãos de óxidos/hidróxidos de ferro de cada amostra com o auxílio de uma lupa binocular, montagem em disco de acrílico, impregnação e polimento.

Local: LAGEA/IGCE/UNESP



Figura 3.7 – composição de minerais em discos de acrílico para o MEV

8º passo: Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) de minerais. Esta análise permite caracterizar a amostra e decidir se esta é uma amostra válida para a datação, ou seja, se existe inclusões microscópicas de minerais que interfiram na análise geocronológica.

Local: IG/UNICAMP

9º passo: Encapsulamento dos minerais.

Local: Universidade de Queensland, na Austrália.

Realizado pela equipe do Prof. Dr. Paulo Vasconcelos.

10º passo: Análise geocronológica U-Th/He realizado no Laboratório do Instituto de Tecnologia da Califórnia, Divisão Geológica e Ciências Planetárias, em Pasadena, na Califórnia, nos Estados Unidos.

# RESULTADOS E DISCUSSÃO

## Cap. IV – QUADRILÁTERO FERRÍFERO

### 4.1 ESBOÇO GEOMORFOLÓGICO

#### 4.1.1 Unidades Litoestruturais

Para o delineamento das Unidades Litoestruturais tomou-se como referência o Mapeamento Geológico do Projeto Quadrilátero Ferrífero (CODEMIG), na escala 1:50.000, colocando em evidência as características do Supergrupo, do Grupo, do Complexo, Era e Descrição dos dados geológicos, na escala de 1:50.000.

Após compilação destes dados, foi possível identificar 5 Unidades Litoestruturais:

1) Depósitos Cenozóicos e Cobertura Detrítico-Lateríticas: aluvião, coluvião, talus, mudstone, chapadas de canga, sedimentos lacustres, coberturas detrítico-lateríticas, sedimentos plio-pleistocênicos e sedimentos pleistoceno-holocênico (descritos anteriormente na Caracterização da Área).;

2) Fácies Itacolomi - Metassedimentos clásticos: de idade proterozóica;

3) Greenstone Belt Rio das Velhas meso e neoarqueano: formado por uma sequência vulcano-sedimentar;

4) Terrenos Metassedimentares proterozóico do Supergrupo Minas: formado por metassedimentos clásticos e químicos;

5) Complexo Granito-gnaissico arqueano. De acordo com Endo (1997) as rochas granito-gnáissicas e migmatíticas constituem a base de todas as unidades geológicas do Quadrilátero Ferrífero por serem muito antigas, apresentam história geológica complexa, portanto, marcada pela superposição de vários eventos tectônicos.

Como visto este mapeamento não foge muito do que Alkmim e Marshak (1998) propôs para Quadrilátero Ferrífero, a diferença está na inclusão dos

Depósitos Cenozóicos e Cobertura Detrítico-Laterítica, identificadas e caracterizadas anteriormente (na caracterização da área) por Baltazar *et al* (2005).

Juntamente aos dados litológicos inseriram-se neste mapa os dados estruturais, como falhas e fraturas. O Quadrilátero Ferrífero é uma área bastante movimentada tectonicamente, com alto grau de complexidade, com falhas de empurrão, falha transcorrente sinistral, falha transcorrente dextral, falha normal e algumas falhas indiscriminadas (Figura 4.1).

## MAPA DE UNIDADES LITOESTRUTURAIS

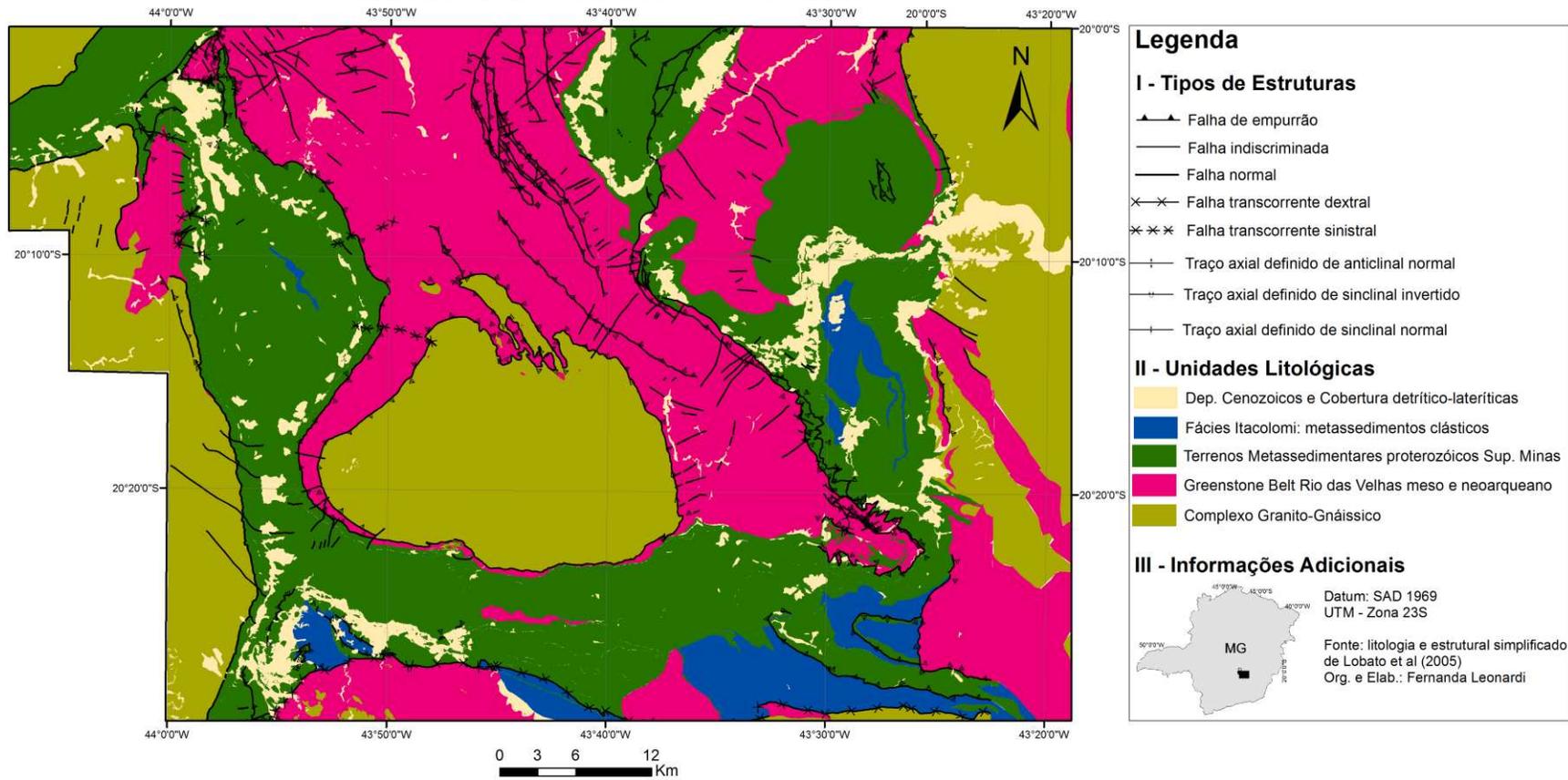


Figura 4.1 - Mapa de Unidades Litoestruturais

#### 4.1.2 Hipsometria e Clinografia

O mapa hipsométrico é a representação sintética das diferentes altimetrias por meio de uma escala de cores, utilizada aqui em escalas de cinza, na qual as cores mais escuras representam as maiores altimetrias e as mais claras as menores altimetrias. O mapa hipsométrico (Figura 4.2) e o mapa clinográfico (declividade) (Figura 4.3) seguiram os mesmos parâmetros, estabelecendo manualmente as classes de declividade (*slope*) que mais se adequam a área.

Nota-se que algumas das áreas de menor declividade (relevo suave ondulado), no máximo 5° coincidem com as áreas onde apresentam a superfície de ferricrete, detalhadas no trabalho, portanto digitalizaram-se no mapa as áreas de maior significância com declividade até 5°.

Após levantamento das áreas que apresentam relevo suave ondulado (< 5° de declividade), realizou-se uma correlação destas com a altimetria, podendo ordená-las por classes altimétricas. O resultado encontrado mostra que estas áreas estão em diferentes altimetrias e não necessariamente em patamares mais baixos (Figura 4.4).

As áreas de relevo suave ondulado de menor altimetria (651-800) compõem os fundos de vales abertos; enquanto as áreas de 801-1100 metros de altitude compõem superfícies de ferricrete (Superfície laterítica na região de Catas Altas, principalmente), áreas do reverso da escarpa (áreas menores, mas significativas) e depressões, na base da escarpa, principalmente ao noroeste da área, na região de Casa Branca (Brumadinho) e ao norte da Serra do Rola Moça. Nesta altimetria (entre 801-1100) também se encontram as áreas mais colinosas ao longo do complexo Bação, ao sul do Quadrilátero Ferrífero.

As áreas de relevo suave ondulado de maior altimetria (entre 1101-1443 metros de altimetria) compõem as áreas com superfície de ferricrete ou então com fragmentos de ferricrete ao nordeste e sul da área (na base das Serra do Trovão, Serra da Chapada e Serra do Ouro Branco). Além das superfícies e fragmentos de ferricrete, pode-se identificar também nesta altimetria a depressão do Caraça (nordeste da área), com relevo suave ondulado.

# MAPA HIPSOMÉTRICO

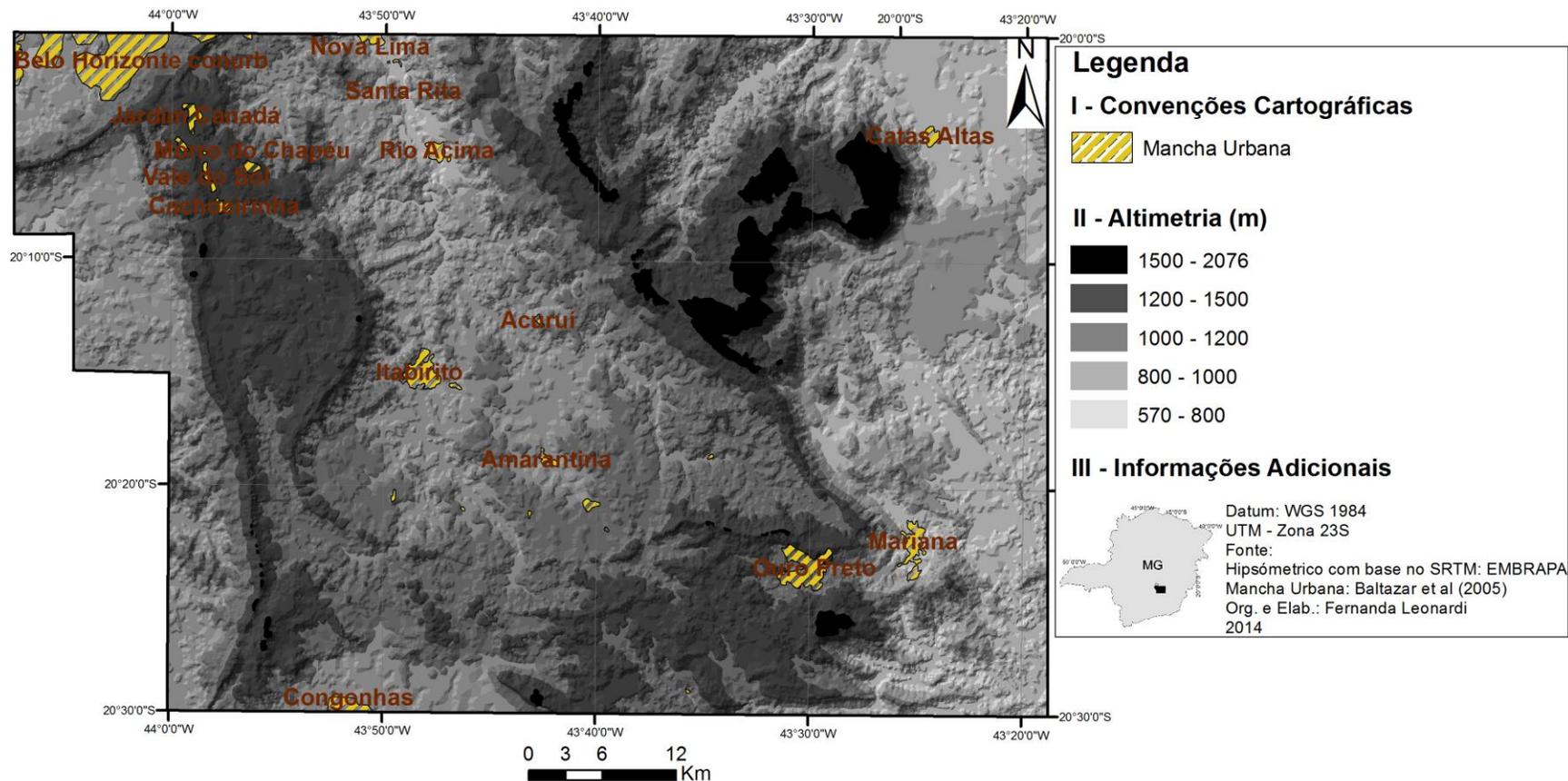


Figura 4.2 – Mapa hipsométrico da área de estudo

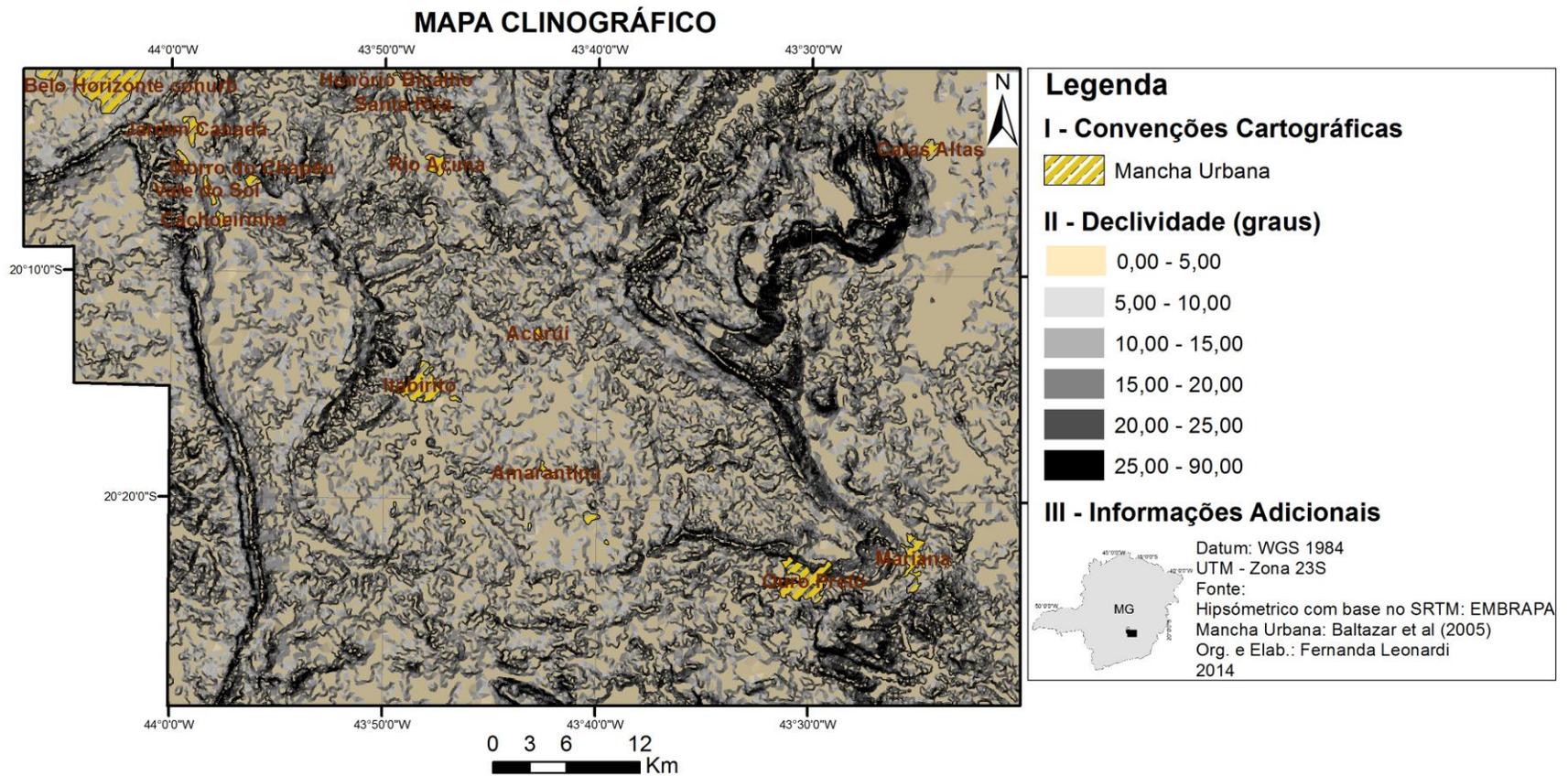


Figura 4.3 – Mapa Clinográfico da área de estudo

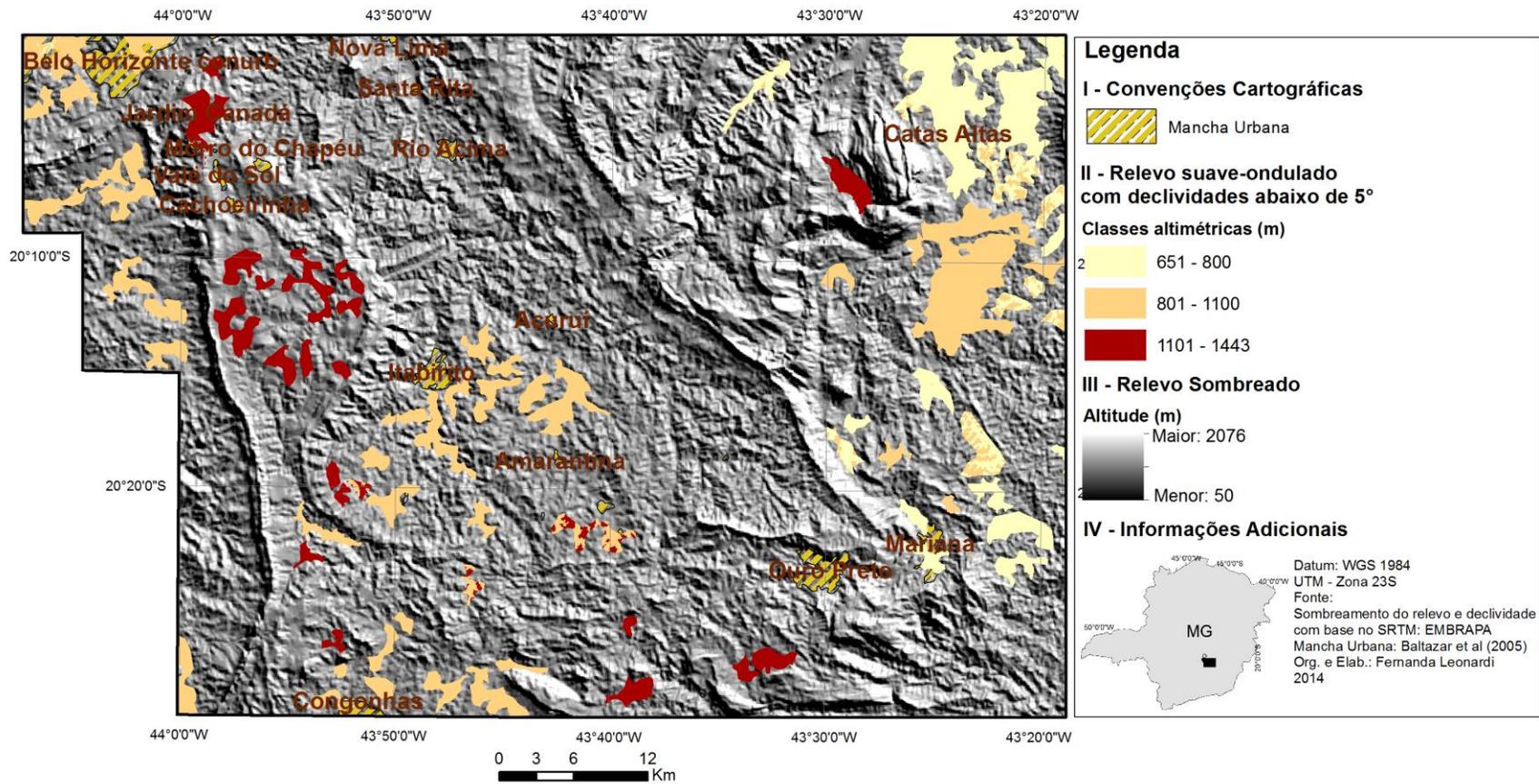


Figura 4.4 – Levantamento das áreas com menores declividades (até 5°), de relevo suave ondulado

### **4.1.3 Delimitação das Unidades Geomorfológicas**

A correlação dos dados anteriores, mapas elaborados e observações de campo permitiram a delimitação das unidades geomorfológicas. As observações de campo, principalmente, foram fundamentais para o controle e também para definição das áreas limites entre as unidades. Foram observadas as formas do relevo como as serras, escarpas, depressões, colinas, canyons, etc. e também a forma da vertente e o nível de dissecção da mesma numa escala regional. Ou seja, foram delimitadas as principais unidades, sem grande nível de detalhe.

Classificaram-se, por conseguinte, em quatro unidades (Figura 4.5): 1 – Serras; 2 – Superfícies fortemente dissecadas; 3 – Relevo Colinoso; 4 – Superfície Plana.

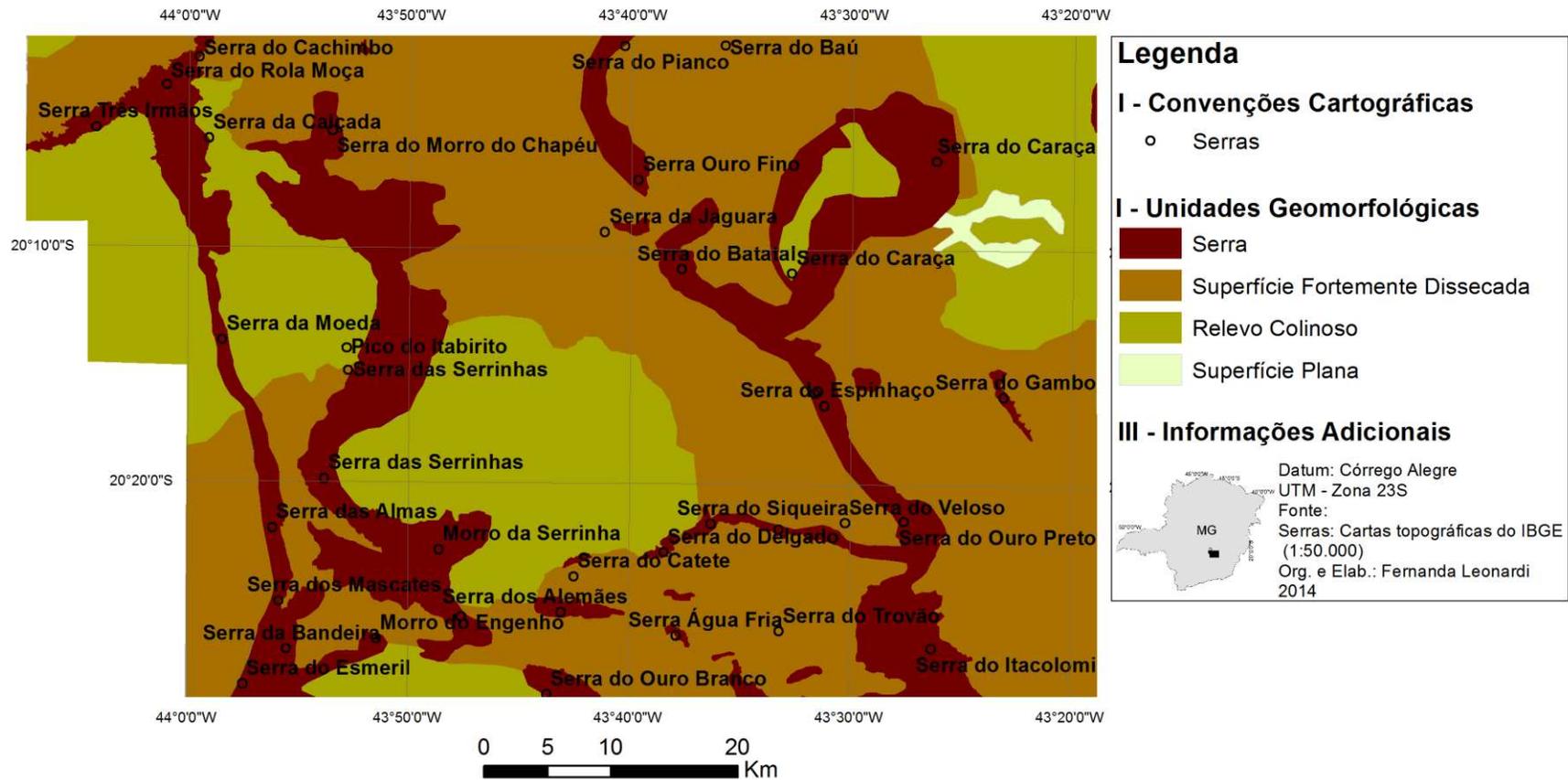


Figura 4.5 - Mapa de unidades geomorfológicas da área de estudo

O relevo se faz melhor compreendido no perfil topográfico (Figura 4.6) que perpassa por todas as unidades da área. Neste perfil, observam-se as particularidades de cada unidade, na qual os patamares altimétricos são bem diferenciados, mas a morfologia, a dissecação e declividade apresentaram-se similares. Deste modo, somente a característica altimétrica não é um bom referencial para determinar unidades geomorfológicas.

Cada Unidade aqui classificada será discutida em seguida.

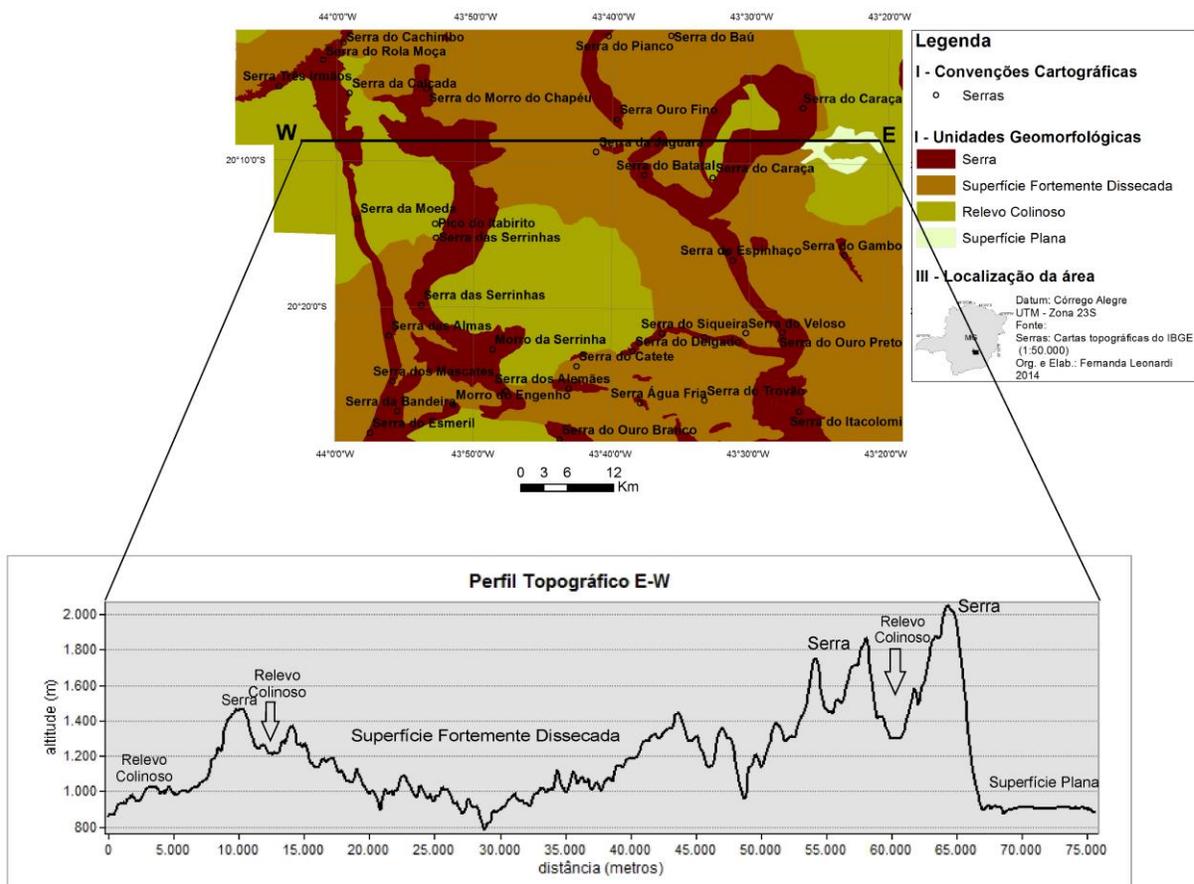


Figura 4.6 – Perfil topográfico W-E

No geral, apresenta-se primeiramente um quadro (quadro 4.1) com as características resumidas das unidades geomorfológicas e a seguir as descrições gerais de cada unidade:

Quadro 4.1 – Características resumidas das Unidades Geomorfológicas

UNIDADE		FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS			
		Vertentes	Vales	Declividade (grau)	Litologia
1	SERRA	Convexas e íngremes	fechados	acima de 25	quartzito, itabirito e ferricrete
2	SUPERFÍCIE FORTEMENTE DISSECADA	Convexas e íngremes	encaixados	entre 10 e 25	quartzito, itabirito e ferricrete
3	RELEVO COLINOSO	Suaves e amplas	abertos	abaixo de 10	gnaisse, granito e xisto
4	SUPERFÍCIE PLANA	Retilíneas com limite escarpado		abaixo de 5	ferricrete (canga)

Elaborado por: Fernanda Leonardi

### UNIDADE 1 – Serras

As serras compõem as áreas de cristas e escarpas, considerando os altos planaltos, com topos retilíneos e morros individualizados, acima de 1300 metros de altitude e de alta declividade (acima e 25°), com amplitudes de vertentes alcançando 800 m. Dentro desta unidade podemos destacar as cristas do sinclinal Moeda, a Serra do Curral, a Serra do Caraça, Serra do Ouro Branco, Serra do Ouro Preto, Serra do Espinhaço, entre outros (Figura 4.7).

### UNIDADE 2 - Superfícies fortemente dissecadas

Predomina um conjunto de morrarias bastante íngremes, vertentes convexas e vales encaixados, aparecem os canyon e morros fortemente dissecados.

### UNIDADE 3 – Relevo Colinoso

Esta unidade apresenta colinas amplas, vales profundos e abertos, relevo colinoso, parece “mares de morros”, baixa declividade (raramente acima de 10 graus), apresentando perfil de alteração espesso, evoluído sobre gnaisses, granitos ou xistos.

Ao sul do Quadrilátero Ferrífero este patamar é bem demarcado pelas colinas do complexo do Bação. O Complexo do Bação apresenta um aspecto dômico que se formou em consequência da ascensão de rochas do embasamento cristalino por entre rochas supracrustais, sendo que a erosão geológica escavou progressivamente uma depressão na área do complexo, hoje cercada por serras sustentadas pelas rochas supracrustais mais resistentes (BACELLAR, 2000).

Portanto, esta é uma área de colinas policonvexas de baixa declividade quando no domínio gnáissico. Os regolitos presentes são espessos, com saprolito profundo, demonstrando intensa atuação de intemperismo químico (FIGUEIREDO *et al*, 2004).

#### **UNIDADE 4 – Superfície plana**

Apresenta a menor declividade da área (abaixo de 5 graus), uma superfície contínua de ferricrete, em torno de 10Km de extensão.

##### **4.1.4 Pontos de Observação e análise**

Para detalhar melhor a área foram selecionados 18 pontos de observação e análise, nas quais estão dentro de diferentes unidades geomorfológicas e litológicas permitindo uma análise das diferenças existentes entre unidades com formas de relevo, dissecação, declividades, patamares altimétricos e materiais associados (Figura 4.8).

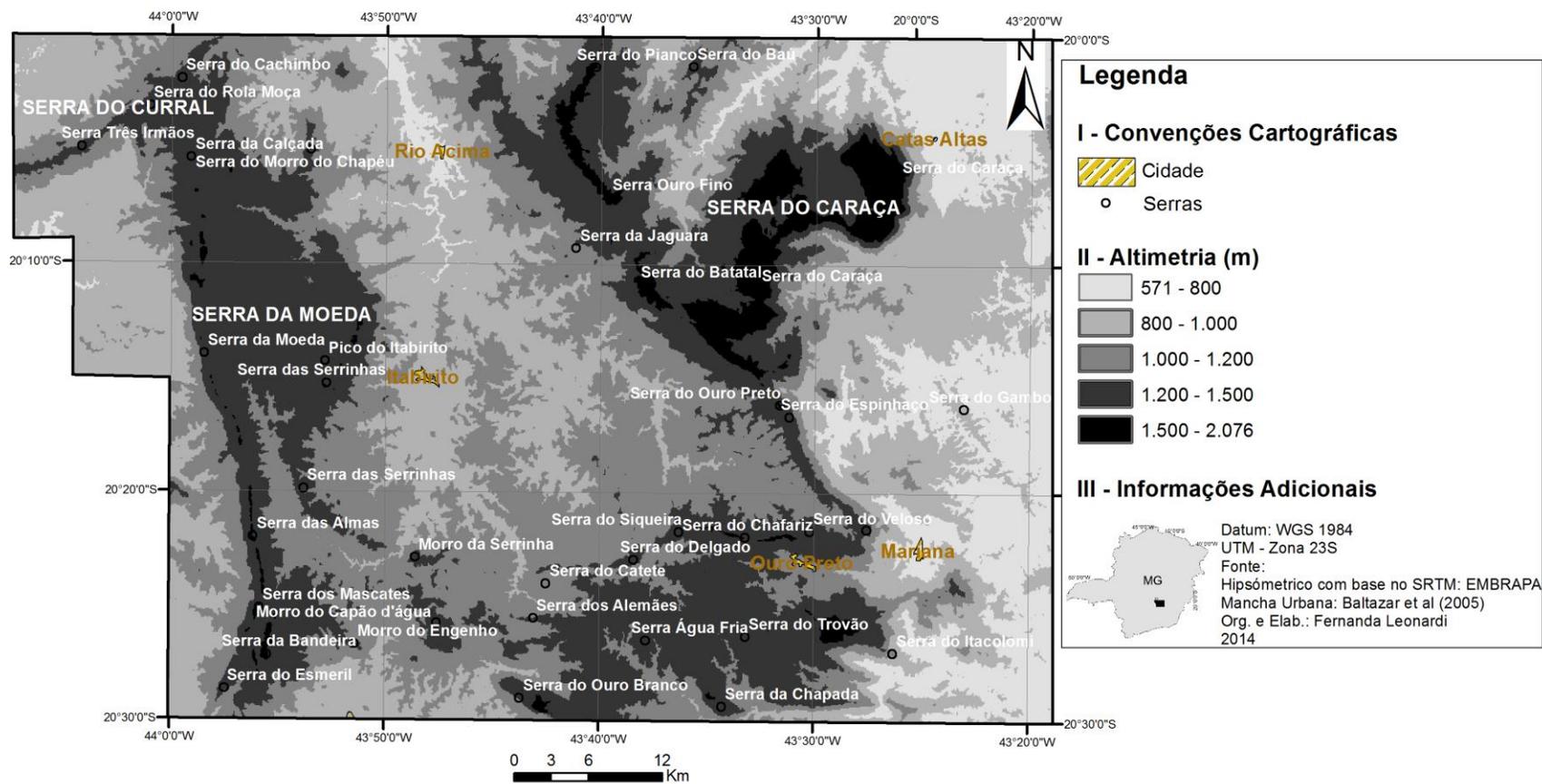


Figura 4.7 – Serras principais do Quadrilátero Ferrífero

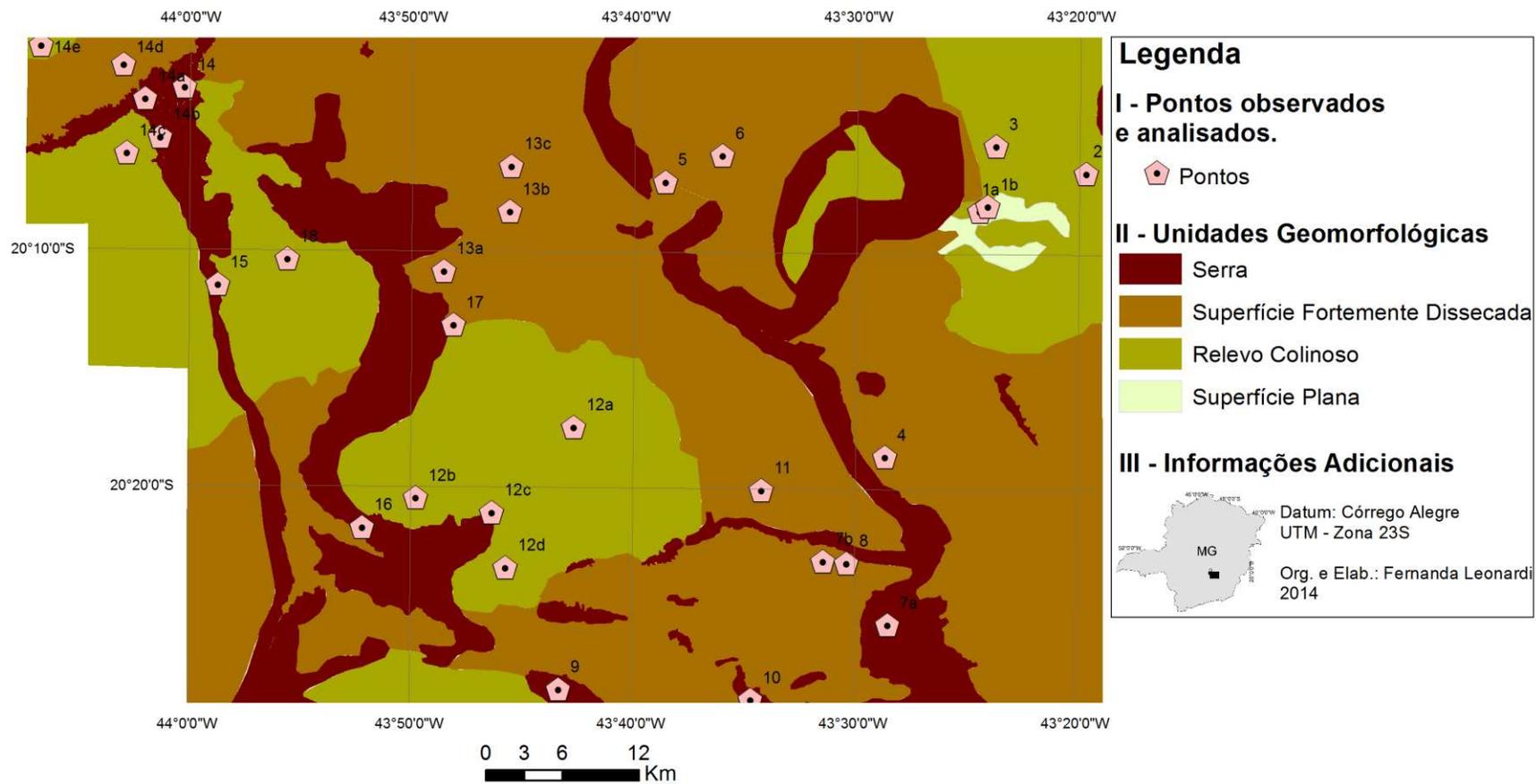


Figura 4.8 – Apresentação dos pontos observados e analisados em campo dentro de diferentes unidades geomorfológicas

### **PONTO 1 – Região da Serra do Caraça e área adjacente**

A Serra do Caraça, localizada no extremo oriental do Quadrilátero Ferrífero, apresenta as maiores altitudes da área de estudo. O topo do Caraça ultrapassa 2000 metros, sendo que a maior variação de altitude está voltada para a parte externa desta Serra, a leste, onde se encontra a superfície contínua de canga/ferricrete (900m de altitude).

No geral, percebem-se neste quadrante três patamares bem demarcados:

- Acima de 1500m de altitude – Serra do Caraça, relevo escarpado (Unidade 1);
- De 1000-1200m de altitude – minas do Complexo da Alegria – minas de itabirito, (Unidade 2, de Superfícies fortemente dissecadas).
- De 600-1000 metros – superfície contínua de ferricrete, mapeada em detalhe (Unidade 4, de Superfície Plana). Neste patamar também estão os vales dissecados, onde a superfície de ferricrete perde sua continuidade.

O perfil topográfico/litológico da área (Figura 4.9) identifica os três patamares e Unidades Geomorfológicas acima descritos:

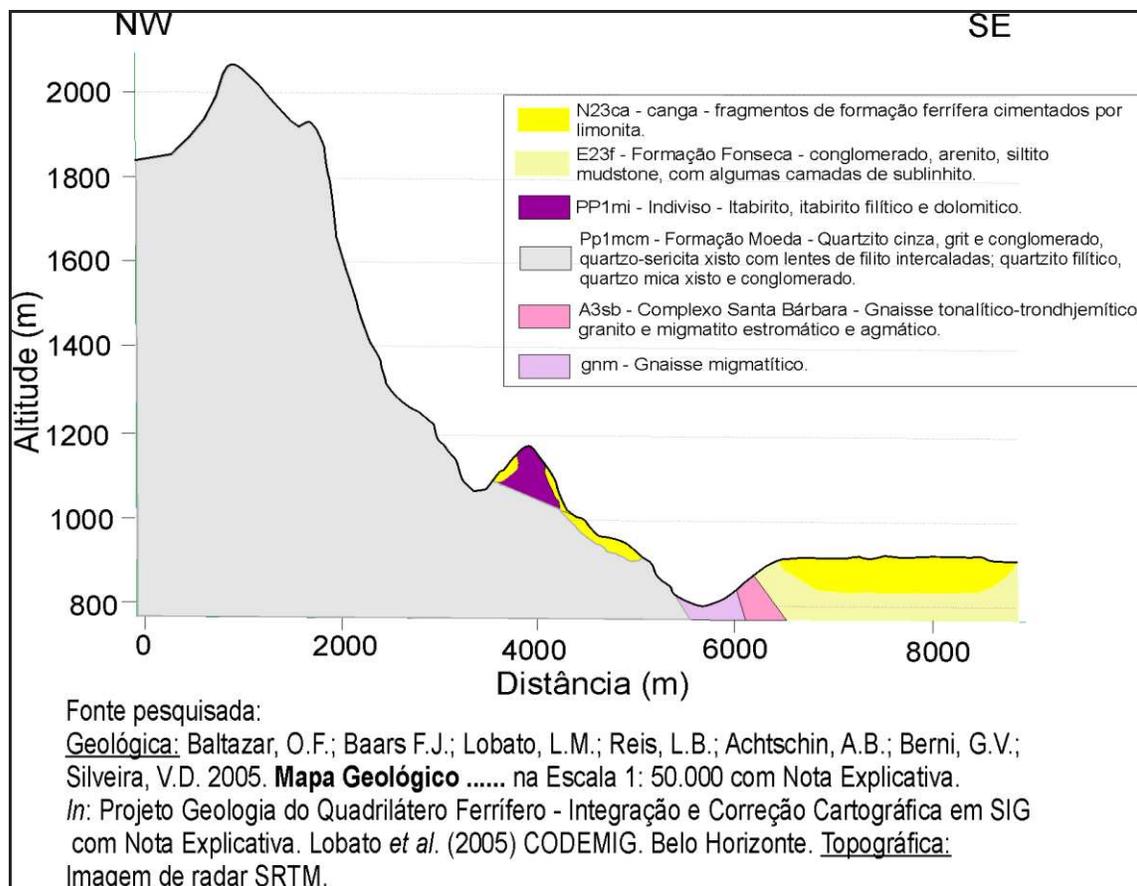


Figura 4.9 – Perfil topográfico e geológico do Caraça (Ponto 1a da figura 4.8)

No patamar mais alto acha-se o topo da Serra do Caraça (serra quartzítica) e no intermediário as minas de ferro (Ponto 1a da figura 4.8), com exploração do itabirito (formações ferríferas bandadas), na cota de 1000-1100 metros aproximadamente, podendo destacar as minas do Complexo Alegria (Figura 4.10).

A Mina de Itabirito do Fazendão, que compõe as Minas do Complexo Alegria, da SAMARCO Mineração S.A, segundo Santos (2002) é composta por itabiritos da Formação Cauê, do Grupo Itabira, Supergrupo Minas, incluindo hematitas friáveis e compactas, rolado e canga.

Mais na base desta área está a crosta laterítica de ferricrete contínua (Ponto 1b, Figura 4.8), compondo um perfil de mais de 40 metros de espessura, associado a uma superfície plana.



Figura 4.10 – Vistas a dois patamares altimétricos: Mina do Fazendão (menos elevada, superfície brilhante) e a Serra do Caraça (mais elevado) (Ponto 1a da figura 4.8).

Este perfil trata-se de um antigo leque aluvial, associados ao sopé da Serra do Caraça. Neste ponto o perfil laterítico evoluiu sobre depósitos de leque, com sedimentos muito mal selecionados, de diferentes tamanhos, composto de clastos de itabirito cimentados.

A crosta laterítica, mapeada na área, está nas cotas de 850-950 metros de altitude, possui em torno de 10 Km de extensão e apresenta-se escarpada quando seccionada pela drenagem da área. Esta área deve ser marcada como um caso a parte, pois a ferruginização e os processos supérgenos ocorreram após a deposição da Bacia Terciária Fonseca, portanto, esta área foi selecionada para estudo de maior detalhe e também para a cronologia do intemperismo.

Para Dorr (1969) tanto a Serra do Caraça quanto o Itacolomi não apresentam resquícios de uma superfície de aplainamento mais antiga, enquanto que a Chapada de Canga, superfície laterítica de ferro contínua (na base da Serra do Caraça), região que está sendo estudada minuciosamente neste trabalho, são assinaladas relíquias da Superfície Sul-Americana, entre 850-950m de altitude. Dorr (1969) e King (1956) discordam quanto a presença da superfície Gondwana no topo da Serra do Caraça, mas concordam e assinalam na mesma área a presença da superfície Sul Americana. De acordo com King (1956) o flanco oriental da Serra do Caraça,

apresenta o aplainamento de topo Gondwana, com a Chapada Sul-Americana partindo de sua base para leste. Esta chapada é dissecada por vales do ciclo Velhas, tributários do rio Doce. A altitude do ciclo Gondwana ultrapassa 2000 metros, a superfície Sul Americana atinge 1000 metros vista para o sul, em direção a Fonseca, tomada próximo a Santa Bárbara, Minas Gerais.

### **PONTO 2 – Região de Fonseca**

Nas áreas a sudeste de Catas Altas e da Serra do Caraça, em direção a Fonseca, distrito de Alvinópolis/MG, o perfil laterítico vai perdendo sua continuidade, onde aparecem vales profundos e relevo colinoso, apresentando perfil de alteração bastante espesso, dentro da Unidade Geomorfológica de Relevo Colinoso. A textura deste perfil de alteração mostra uma transição mineralógica de um material arenoso para um mais argiloso, portanto, a transição das rochas de origem que vai de um quartzito para o gnaisse (Figura 4.11).



Figura 4.11 – Perfil de Alteração – relevo colinoso (Ponto 2 da Figura 4.8)

Entende-se que nesta área, a sudeste de Catas Altas, a evolução do vale com relevo colinoso, apresentando perfis de alteração espessos (que ultrapassam 50m) sem evidências de perfis lateríticos, é um processo mais recente, que ocorreu após a formação e erosão da superfície laterítica.

Nas proximidades de Fonseca também se observam muitos fragmentos de ferricrete, vinculado à superfície contínua de ferricrete, no limite desta superfície. Além dos fragmentos de ferricrete notam-se que existem fragmentos de quartzito

ferruginizados, portanto, a ferruginização ocorreu tanto sobre o itabirito, filito, como também sobre o quartzito.

### **PONTO 3 – Catas Altas/MG**

Área de Catas Altas/MG, relevo de colinas bastante amplas, vales bem abertos, rios pouco encaixados e com planícies fluviais restritas. As vertentes são essencialmente convexas de moderada declividade, dentro da Unidade de Relevo Colinoso (Figura 4.12).

Mais a sul começam a aparecer ferricretes que formam áreas planas com escarpas secundárias, sustentadas pelo ferricrete. O relevo evolui sobre gnaisses, apresentando solos relativamente profundos.



Figura 4.12 – Vertentes Convexas de Moderada Declividade (declividade abaixo de 10°), dentro da Unidade Relevo Colinoso.

### **PONTO 4 – Leste da Serra do Espinhaço**

A sul da Mina da Alegria, sudeste da Serra do Caraça, o relevo passa a ser mais movimentado, muito incisivo, com vales mais encaixados, de alta dissecação vertical (em torno de 200 metros), e cristas alinhadas, dentro da Unidade de Superfícies Fortemente Dissecadas (Figura 4.13).

Nesta área ocorrem muitos movimentos de massa e os solos são rasos, apresentam vertentes convexas e escalonadas e os fragmentos de ferricrete estão por toda a superfície.



Figura 4.13 - Interior da Unidade de Superfície Fortemente Dissecada. Vales encaixados e alta dissecação vertical, com cristas alinhadas.

### **PONTO 5 – Contato Serra do Espinhaço com a Superfície Fortemente Dissecada**

O topo da Serra do Espinhaço apresenta-se de quartzito, em torno de 1600m de altitude e o patamar abaixo, a 1400m de altitude compõe uma superfície de ferricrete (canga) (Figura 4.14). O ferricrete está no limite entre a Serra e a Unidade 2 (Superfície Fortemente Dissecada).



Figura 4.14 - Ferricrete na cota de 1400 metros de altitude e a Serra do Espinhaço ao fundo na cota de 1600 m de altitude.

#### **PONTO 6 – Norte da área de estudo – Superfície fortemente dissecada**

Este ponto está na base das serras de quartzito, a oeste tem-se a Serra do Espinhaço e a leste a Serra do Caraça. Apresenta relevo fortemente dissecado, escarpados, com rios encaixados e com ferricrete na porção superior (aproximadamente 1000m de altitude) (Figura 4.15a).

O rio principal, Rio Conceição, não apresenta planícies fluviais, suas nascentes se encontram na Serra do Espinhaço, corre no sentido SO-NE. Nesta área raramente o vale se torna mais aberto, com o rio formando corredeiras (Figura 4.31b), no geral o vale é muito fechado, sem planícies.



Figura 4.15 – a) Rio Conceição, apresentando ao fundo superfície de ferricrete na porção superior; b) corredeira do rio Conceição

## PONTO 7 - Serra do Itacolomi

Esta área é considerada do sinclinal Dom Bosco, na qual abrange vários patamares altimétricos, estando no topo (acima de 1400m de altitude) os quartzitos da Formação Itacolomi e em patamar mais baixo, em torno de 1100-1200 metros o perfil laterítico de ferro (ferricrete).

Segundo Barbosa (1980) o Pico de Itacolomi, a 1700m de altitude (Ponto 7a) (Figura 4.16) funciona como um *inselberg*, constituído de quartzitos tectonicamente muito falhados. Os níveis do Pico do Itacolomi (1647 e 1641m), abaixo do topo são considerados pelo o autor (*op cit*) como restos de uma superfície de erosão fragmentada. Para o autor ainda é presumível que os desnivelamentos criados pelos falhamentos de empurrão no Quadrilátero Ferrífero tenha colocado um mesmo nível antigo em várias altimetrias diferenciadas e apenas o Pico do Itacolomi e parcialmente a do Ouro Branco (cota de 1450m) tenham sido preservadas.



Figura 4.16 – Pico do Itacolomi (Ponto 7a da figura 4.24), na porção sudeste do Quadrilátero Ferrífero, entre Mariana e Ouro Preto, relevo resultante da erosão diferencial sobre quartzitos, que sustentam as partes mais elevadas do Pico, a 1700 metros de altitude.

A sequência estratigráfica nesta região mostra um empilhamento derivado a falhas de cavalgamento, sendo que os quartzitos do Grupo Itacolomi estão

sotopostos aos xistos do Grupo Piracicaba e separados tectonicamente por xistos do Supergrupo Rio das Velhas (FERREIRA FILHO E LAZARIN, 1993).

Renó *et al* (2009) destaca ainda a presença de carste em quartzito do Parque Estadual do Itacolomi. Para o autor (*op cit*) este se desenvolve segundo a estratigrafia nos quartzitos superiores do Grupo Itacolomi, em uma região tectonicamente deformada por falhas de empurrão, onde as formações cársticas presentes estão associadas às estruturas da rocha que ao longo do tempo foram moldadas pela água.

Nesta área predomina as escarpas no patamar mais alto, como a Serra do Itacolomi e nas suas adjacências uma superfície fortemente dissecada (Ponto 7b e 8 da figura 4.8) (Figura 4.17).



Figura 4.17 - Superfície Fortemente Dissecada (Unidade 2 – Ponto 7b), ao fundo área urbana de Ouro Preto e no topo (fundo) Pico de Itacolomi (1772m de altitude) (Unidade 1 – Ponto 7a).

### **PONTO 8 – área urbana de Ouro Preto**

Na área urbana de Ouro Preto observa-se um conjunto de morrarias bastante íngreme, vertentes convexas e vales encaixados, dentro da Unidade de Superfícies Fortemente Dissecadas (Figura 4.18). Faz divisa com a Unidade 1, tanto a norte,

com a Serra do Veloso, a nordeste com a Serra de Ouro Preto e a sudeste com a Serra de Itacolomi.



Figura 4.18 – Área urbana de Ouro Preto/MG – Unidade 2 da Superfície Fortemente Dissecada no contato com a Unidade 1 (Serra do Veloso, ao fundo da foto).

#### **PONTO 9 - Serra de Ouro Branco**

A serra de Ouro Branco possui escarpa voltada para sul, o contato ao norte da serra com a unidade 2 (Superfície fortemente dissecada) se faz de forma menos íngreme que o contato a sul e sudeste com a Unidade 3 (Relevo colinoso) (Figura 4.19). A leste desta há uma morraria com topos na mesma cota e com vales abertos e suspensos, vertentes especialmente convexas, onde os topos estão articulados com o topo da Serra de Ouro Branco.

De acordo com Barbosa (1980, p. 92), na Serra de Ouro Branco (Figura 4.20):

O topo é coberto por areias claras de alteração do quartzito, com nível caindo para SE. É significativo o modo como ele é, abruptamente, interrompido por uma escarpa sem talvegues, que desce de 1450 até 1150 metros. Um extenso depósito de talus jaz no sopé da escarpa na Serra do Ouro Branco, o que é interpretado como ativação de escarpa (BARBOSA, 1980, p. 92).



Figura 4.19 – Unidade 1 - Serra do Ouro Branco; Unidade 2 – Superfície Fortemente Dissecada (norte da serra); e Unidade 3 - Relevo colinoso (sul e sudeste da serra).

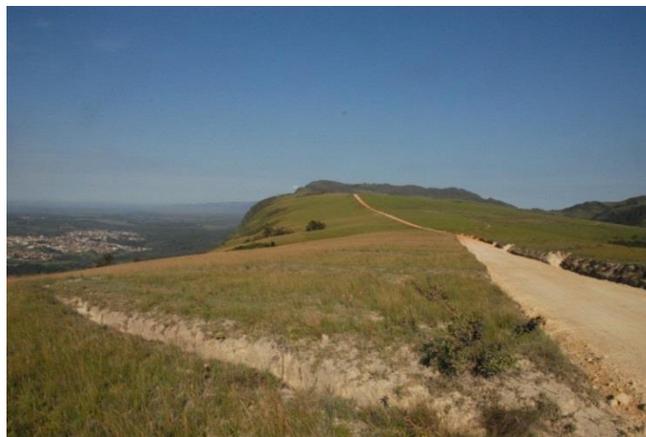


Figura 4.20 – Topo da Serra de Ouro Branco, sustentado por quartzitos do Grupo Itacolomi.

A Sul e a Sudeste da Serra de Ouro Branco (Figura 4.21) as altimetrias são significativamente menores (em torno de 900 metros de altitude) e predominam colinas amplas (Unidade 3 – relevo colinoso), de menor gradiente vertical, característica de onde está a cidade de Ouro Branco.



Figura 4.21 – Contato Sul e Sudeste da Serra de Ouro Branco. Unidade 1 – Serra; Unidade 3 – Relevo Colinoso

No reverso da escarpa de Ouro Branco, os vales são mais incisivos e vertentes com menor dissecação vertical se comparadas à posição Sul. São comuns formas aparentemente associada às dobras (Unidade 2 – Superfície fortemente dissecada) (Figura 4.22).



Figura 4.22 - Contato da Serra do Ouro Branco (Unidade 1) com a Superfície Fortemente Dissecada (Unidade 2), a norte e nordeste da Serra.

### **PONTO 10 - Contato Serra da Chapada (Unidade 1) com Superfície fortemente dissecada (Unidade 2).**

Nesta área há ocorrência de filitos e quartzitos. Os quartzitos sustentam as serras, com escarpas bem íngremes, muitas vezes verticais/escalonadas e os filitos as formas mais rebaixadas (Figura 4.23).

Nas porções mais rebaixadas as vertentes são convexas e os canais de primeira ordem encaixados (Unidade 2 – Superfície Fortemente Dissecada). A maior parte desta área apresenta solos rasos e quando mais espessos, mostra-se em avançado processo de erosão.



Figura 4.23 – Contato da Unidade 1 (Serra da Chapada) com a Unidade 2 (Superfície Fortemente Dissecada), no entorno da Serra.

### **PONTO 11– Unidade 2 - Superfície fortemente dissecada com planícies restritas**

Esta área faz limite com a Serra do Siqueira a sul, com as colinas do Bação a oeste, com a Serra do Espinhaço a leste e a norte com São Bartolomeu, distrito de Ouro Preto/MG (ainda dentro da Unidade 2, de Superfície Fortemente Dissecada). Apresenta área com relevo colinoso (Figura 4.24 a), onde os vales não são tão encaixados, área de contato com o relevo colinoso do complexo do Bação e a Serra do Espinhaço. As vertentes são mais extensas e de menor declividade, as planícies, como em toda a área são bastante restritas, apenas os principais rios, formadores do

Rio das Velhas possuem planícies pouco maiores, mas mesmo assim restritas. Há corredeiras com afloramento rochoso de cerca de 1 metro e o rio possui elevada energia neste trecho (Figura 4.24 b).

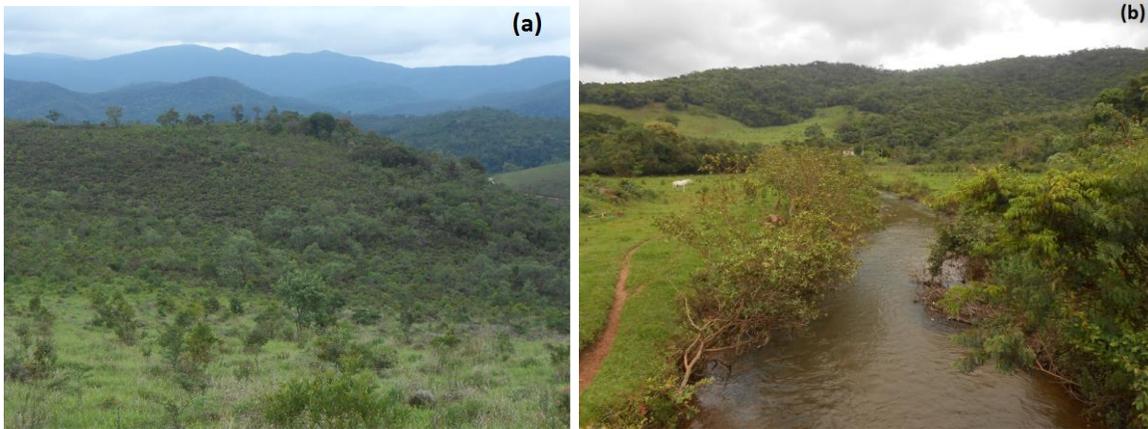


Figura 4.24- (a) Relevo colinoso, dentro da Unidade 2, de Superfícies Fortemente Dissecadas, com planícies restritas. (b) Planície com cerca de 100 m de largura.

### **PONTO 12 - Unidade 3 – Relevo Colinoso**

Nesta unidade de relevo estão as colinas do Complexo Bação. O relevo apresenta-se menos dissecado, as vertentes possuem menor declividade, retilíneas a convexas, vales bem abertos e aparecem terraços associados a pequenos canais, apesar de serem restritos (Figura 4.25 - Ponto 12a).



Figura 4.25- Colinas amplas nas proximidades de Amarantina, distrito de Ouro Preto/MG – Unidade 3, de Relevo Colinoso (Ponto 12a da figura 4.8).

É comum também nesta unidade o processo de erosão avançado, a presença de voçorocas, principalmente ao redor de São Gonçalo do Bação, distrito de Itabirito/MG (Figura 4.26 – Pontos 12b). Este ponto marca também um contato entre as Serras da Serrinha (Unidade 1) – compartimento da Serra da Moeda e o Relevo Colinoso do Complexo do Bação (Unidade 3), mas dentro da Unidade 3.



Figura 4.26 - Unidade 3 – Relevo Colinosos (Ponto 12b da figura 4.8), do Complexo Bação: relevo menos acidentado com muitas voçorocas

Nas proximidades de Engenheiro Corrêa, distrito de Ouro Preto/MG, a sudoeste do Complexo do Bação, exatamente no contato entre o sudeste da Serra da Moeda com o relevo colinoso do Complexo do Bação, observam-se vertentes convexas de elevada declividade e uma estrutura N-S, com um canal encaixado, apresentando planícies restritas.

Não são exatamente mares de morros, pois os morros apresentam eixos alongados, estando seus divisores alinhados sobretudo no sentido norte-sul (Figura 4.27) (Ponto 12c).



Figura 4.27 - Contato entre o sudeste da Serra da Moeda com o Relevo Colinoso do Complexo do Bação (Engenheiro Corrêa, distrito de Ouro Preto/MG) (Ponto 12c da figura 4.8)

As áreas do sul do complexo do Bação apresentam vertentes convexas, ainda bastante amplas e os vales encaixados. Neste ponto (ponto 12d da figura 4.8) as estruturas leste-oeste estrangulam o vale, formando cachoeiras e corredeiras no canal (Ribeirão Sardinha) com vertentes bastante íngremes (Figura 4.28).



Figura 4.28 - Unidade de Relevo Colinoso, com vales encaixados e canal estrangulado pelas estruturas leste-oeste (Ponto 12d da figura 4.8).

### **PONTO 13 – Unidade 2 – Superfície Fortemente Dissecada**

Este ponto está dentro do limite da depressão do Rio das Velhas. Nesta área as vertentes possuem elevada declividade (entre 10° e 25°), apresentando grande amplitude das vertentes (acima de 175). O Rio Itabirito, afluente do Rio das Velhas, apresenta-se fortemente encaixado (formando um canyon). As vertentes são cobertas por florestas, não sendo comuns afloramentos rochosos (Ponto 13a da figura 4.8). Portanto, o controle estrutural é nítido nesta área, com os afluentes do Rio das Velhas retilíneos. O Rio das Velhas apresenta-se também muito incisivo, com corredeiras e sem planícies (Figura 4.29 – ponto 13b).

Portanto, predomínio de vertentes convexas, escalonadas associada à estrutura (Figura 4.30) (Ponto 13c da figura 4.8).



Figura 4.29 - No topo, ao fundo, a Serra da Moeda e os vales incisivos do Rio das Velhas (Ponto 13b da figura 4.8).



Figura 4.30 - Vales encaixados, com corredeiras e cachoeiras (Unidade 2 - Superfície Fortemente Dissecada) (Ponto 13c da figura 4.8)

#### **PONTO 14 – Serra da Moeda e Serra do Curral**

Este ponto está no contato entre a Serra do Rola Moça (Compartimento da Serra do Curral) e a Serra da Calçada (compartimento da Serra da Moeda).

O Sinclinal Moeda estende-se por aproximadamente 40 Km, engloba praticamente todas as unidades litoestratigráficas do Quadrilátero Ferrífero, faz contato com o Complexo Metamórfico Bonfim (à oeste), e com o Complexo Metamórfico Bação (à leste). Possui um flanco normal, de direção N-S, oeste, e um flanco inverso, leste, de direção NW-SE, na porção norte, e que contorna o Complexo Metamórfico Bação no domínio sul (SILVA e GOMES, 2001).

O compartimento ocidental do Sinclinal Moeda se estende de Norte para Sul, inicia-se ao norte, onde se encaixa na estrutura da Serra do Curral e vai até se perder nas rochas granitoides, nas proximidades de Jeceaba (BARBOSA, 1980). Segundo o autor (*op cit*) tanto na Serra da Moeda quanto na Serra do Curral o aplainamento se prende no nível de 1367 metros, separado por “*Wind gaps*” com topos marginais nivelados e muito próximos, portanto, uma continuidade da superfície entre a Serra da Moeda e do Curral, mesmo admitindo que as serras não apresentam um nível regular.

A Serra do Curral está alinhada de SW para NE, se estende por mais de 80Km, desde as proximidades de Itaúna até a Serra da Piedade ao norte de Caeté, com os nomes locais de Serras da Mutuca, Rola-Moça (área de estudo), Três Irmãos, Itatiaçu, Azul, etc. (BARBOSA, 1980).

Nesta área do Sinclinal Moeda e da Serra do Curral (Ponto 14 da figura 4.8) pode-se identificar três patamares principais (Figura 4.31). As crostas lateríticas aparecem na maioria das escarpas acima de 1400m, de forma bastante plana (Figura 4.32) (Ponto 14a da figura 4.8, Unidade 1), abaixo deste patamar está o quartzito, a 1200m de altitude aproximadamente (Unidade 1, Ponto 14b da figura 4.8) e os vales abertos e colinas amplas começam a aparecer ao descer a serra sustentada pelo ferricrete, no sentido de Casa Branca (Brumadinho – Ponto 14c da figura 4.8), dentro da Unidade 3 (Relevo Colinoso).

O contato norte da serra do Rola Moça se faz com um relevo ainda bastante movimentado, com vales fechados e incisivos (Unidade 2), nas proximidades de Ibité/MG (Ponto 14d). Seguindo mais a norte desta área, para além do contato, o relevo vai se tornando menos movimentado, com baixas declividades, apresentando represas, como é o caso da Represa de Ibité (Ponto 14e), com vales mais abertos e extensos.

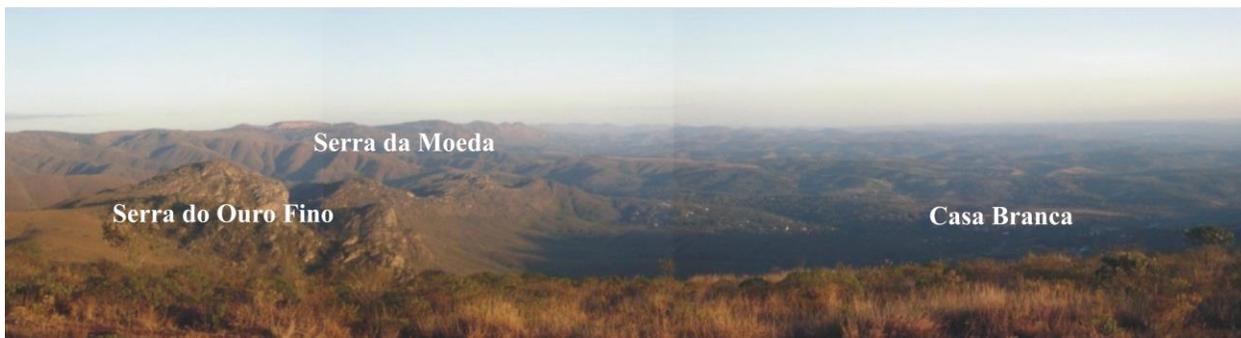


Figura 4.31 – Vista do Mirante Morro dos Veados (Serra do Rola Moça). No patamar mais baixo relevo colinoso (Casa Branca, distrito de Brumadinho/MG) a oeste da Serra da Moeda e sudoeste da Serra do Rola Moça; no patamar mais alto a crosta laterítica de ferricrete (Serra da Moeda) e no intermediário, os quartzitos da Serra do Ouro Fino.



Figura 4.32 - Superfície sustentada pela crosta ferruginosa, acima de 1400m de altitude no Mirante Morro dos Veados, na Serra do Rola Moça.

### PONTO 15 – Contato da Serra da Moeda (Unidade 1) com Relevo Colinoso (Unidade 3)

A Serra da Moeda apresenta altimetrias em torno de 1500 metros, sustentadas por extensa superfície de ferricrete ou por rocha *in situ* (itabirito). Tanto a leste como a oeste desta serra apresenta-se um setor de relevo colinoso, com vertentes muito amplas de baixa declividade (Figura 4.33). Nota-se que as altimetrias são menores a oeste que a leste da serra, mas a forma do relevo (colinas amplas) são as mesmas em ambas as áreas.



Figura 4.33 - (a) Contato entre Serra da Moeda (Unidade 1) e a Unidade 3 (Relevo Colinoso), a oeste da Serra da Moeda; (b) Contato Serra da Moeda (Unidade 1) com relevo colinoso (Unidade 3), a leste da Serra da Moeda.

**PONTO 16 – Serra da Serrinha – compartimento da Serra da Moeda Oriental (Unidade 1).**

A Serra da Serrinha apresenta morros orientados, com vales encaixados bastante íngremes (Figura 4.34), que contorna o complexo do Bação (área de relevo colinoso). Portanto, a leste ela faz divisa com o relevo colinoso do complexo do Bação (Unidade 3) e a oeste com uma pequena faixa de superfície fortemente dissecada (Unidade 2). Esta faixa de superfície fortemente dissecada (Unidade 2) separa a Serra das Serrinhas (Compartimento Oriental da Serra da Moeda) da Serra das Almas (compartimento ocidental da Serra da Moeda) (Figura 4.35).



Figura 4.34 - Serra das Serrinhas (Ponto 16 da figura 4.8)



Figura 4.35 – (a) Serra da Moeda (Primeiro patamar) e Relevo Fortemente Dissecado (segundo patamar); (b) Serra da Moeda (primeiro patamar), Serra das Almas (segundo patamar) e Serra das Serrinhas (terceiro patamar).

### **PONTO 17 – Cidade de Itabirito**

A cidade de Itabirito está no contato entre a Serra das Serrinhas e Pico de Itabira (Unidade 1 – Serra de Itabirito), a superfície fortemente dissecada (Unidade 2) e o relevo colinoso do Complexo Bação (Unidade 3) (Figura 4.36).

As áreas a sul e sudeste de Itabirito/MG apresentam vertentes convexas menos íngremes e vales mais abertos e amplos (Unidade 3, relevo colinoso do Complexo Bação), existem morros isolados em seu interior, mas em pequena quantidade. A oeste de Itabirito/MG estão às escarpas constituídas por ferricrete (Unidade 1) e a norte de Itabirito/MG estão as superfícies fortemente dissecadas, constituídas por vertentes íngremes e vales fechados.



Figura 4.36 – Contato entre as Unidades 1, 2 e 3, na cidade de Itabirito/MG

### **PONTO 18 - Depressões intermontanas – Unidade 3 (Relevo Colinoso)**

Esta área apresenta-se como uma depressão entre as serras da Moeda Oriental e Ocidental, de relevo colinoso, exibindo grandes represamentos (Represa Lagoa Grande e Represa do Codorna), vertentes retilíneas e convexas, de baixa declividade e vales abertos (Figura 4.37).



Figura 4.37 – Depressão Intermontana entre as Serras da Moeda Oriental e Ocidental apresentando Relevo Colinoso (Unidade 3)

## 4.2 DISTRIBUIÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DOS PERFIS LATERÍTICOS DE FERRO ASSOCIADOS AOS PATAMARES ALTIMÉTRICOS

O intemperismo tem uma importância fundamental no Quadrilátero Ferrífero na formação de crosta laterítica e também, segundo Dorr (1964) na geração dos corpos lavráveis de minério de ferro de alto teor, decorrente da intensa lixiviação de  $\text{SiO}_2$  e principalmente dos carbonatos por águas superficiais.

Rosiere e Chemale Jr (2000) apontam que o intemperismo próximo à superfície é responsável também pela oxidação e hidratação da magnetita e, em menor proporção, da hematita, formando uma crosta laterítica (chamada de canga). Para os autores (*op cit*) a profundidade dessa crosta varia de alguns metros até dezenas de metros e protege as formações ferríferas subjacentes da oxidação e hidratação permitindo maior efetividade da lixiviação da  $\text{SiO}_2$ .

De acordo com Dorr (1969) a canga é um produto do intemperismo de formação de ferro, na qual cobre a maioria das maiores linhas de escarpa da região do Quadrilátero Ferrífero, ela é essencialmente composta por hidróxido de ferro cimentando, maiores e menores quantidades de detrito de formação de ferro, também geralmente hidratado na superfície, e de hematita. Este material, inerte ao

intemperismo químico e muito resistente à ação mecânica, forma vertentes suaves e planaltos. Segundo o autor (*op cit*) a maioria das mais altas superfícies de aplainamento antigas estão preservadas pela canga, e a rocha está agora se formando em terrenos planos mais baixos, vales planos, e pedimentos.

Para Eichler (1967) *apud* Rosiere e Chemale Jr (2000, p. 40):

[...] o processo de enriquecimento supergênico deve ter se iniciado no ciclo de erosão Sulamericano (King, 1956) aumentando o teor e volume de rocha mineralizada com a maturidade do perfil e diminuição do nível do lençol freático (Barbosa 1987, Varajão 1991, Gorceix 1884) auxiliado pela estruturação das formações ferríferas [...]

Pelo exposto, após a formação da superfície de aplainamento Sul-Americana o ambiente era propício para o enriquecimento supergênico do ferro, devido a ação do intemperismo químico sobre uma superfície plana, um material parental riquíssimo em ferro (auxiliado pela sua estruturação) e também sobre ação de clima quente e úmido. Rosière e Chemale Jr (2000) acrescentam que as estruturas planares e lineares do itabirito permitem uma percolação mais efetiva induzindo um enriquecimento mais rápido.

Rosière e Chemale Jr (2000) apresentam os principais produtos de intemperismo dos itabiritos e suas características:

- *Canga e rolado* – composto por placas e blocos de hematita em cimento limonítico ou goethítico. Magnetita, hematita, diferentes hidróxidos e óxidos de Fe e Mn e fosfatos secundários estão presentes. Relictos de bandamento primário ou tectônico pode ser distinguido eventualmente (canga estruturada). Entretanto, o rolado é produto da erosão de corpos de hematita compacta, constituídos por blocos de dimensões variadas de minério compacto, concentrados em ravinas e vales adjacentes aos depósitos metamórficos e cimentados por hidróxidos de ferro (ROSIÈRE e CHEMALE JR, 2000).

- *Chapinha* – Itabirito semi-friável bandado com clivagem conspícua paralela ao bandamento. Os Itabiritos “*chapinha*” são produtos do intemperismo na qual as bandas são parcialmente preservadas após a lixiviação e remoção mecânica dos minerais de ganga. A estruturação do bandamento é particularmente resistente ao

intemperismo se houver cimentação por limonita e a presença de especularita cujas plaquetas são claramente resistentes à hidratação favorecem a desagregação em placas (as chamadas chapinhas). Esse minério pode ser encontrado *in situ* ou constituindo depósito de concentração residual (ROSIÈRE e CHEMALE JR, 2000).

- *Minério e itabirito friável* – desintegra-se em placas (Figura 4.38). O bandamento e xistosidade ainda é reconhecível. A goethita e limonita estão presentes nas variedades magnéticas. Quartzo friável ocorre em diferentes proporções, as bandas dolomíticas alteram em material argiloso, higroscópico de cor ocre e avermelhada. Pseudomorfo de limonita/goethita em anfibólios e clorita. Nos materiais de alteração ocorrem comumente cristais de magnetita martitizada, juntamente com goethita e lepidocrocita, sendo que nesses cristais, os relictos de magnetita foram hidratados, formando hidróxidos de ferro que são lixiviados, permanecendo hematita sustentando a forma original de octaedros e tetraedros enquanto os hidróxidos são reprecipitados constituindo cimento limonítico. Os itabiritos dolomíticos são particularmente importantes como protominérios. Os grandes corpos de minério intempérico de alto teor são produto da alteração dos itabiritos dolomíticos, devido o enriquecimento residual do ferro por lixiviação do carbonato deixando uma estruturação cárstica com cavernas e relictos de itabirito dolomítico isolados e fazendo contato brusco com o minério.



Figura 4.38 – itabirito friável

#### **4.2.1 – Patamares Altimétricos e Geoquímica dos Perfis Lateríticos de Ferro**

Foram analisados dados geoquímicos dos perfis lateríticos de ferro do Quadrilátero Ferrífero (crosta - topo) para se compreender a intensidade do intemperismo químico em cada perfil, procurando relacioná-lo aos patamares altimétricos. Para tanto, selecionou-se 07 perfis lateríticos para análise de espectrometria de fluorescência de raio-x (Perfis: QF11, QF13, QF17, QF18, QF19, QF21 e QF23) em diferentes cotas altimétricas e sobre diferentes materiais de origem (Figura 4.39). O material de origem (litologia) foi identificado em campo, quando possível ou então identificado com base no mapeamento geológico do Quadrilátero Ferrífero, na escala 1:50.000 realizada pelo CODEMIG, Governo do Estado de Minas Gerais e UFMG (LOBATO *et al*, 2005).

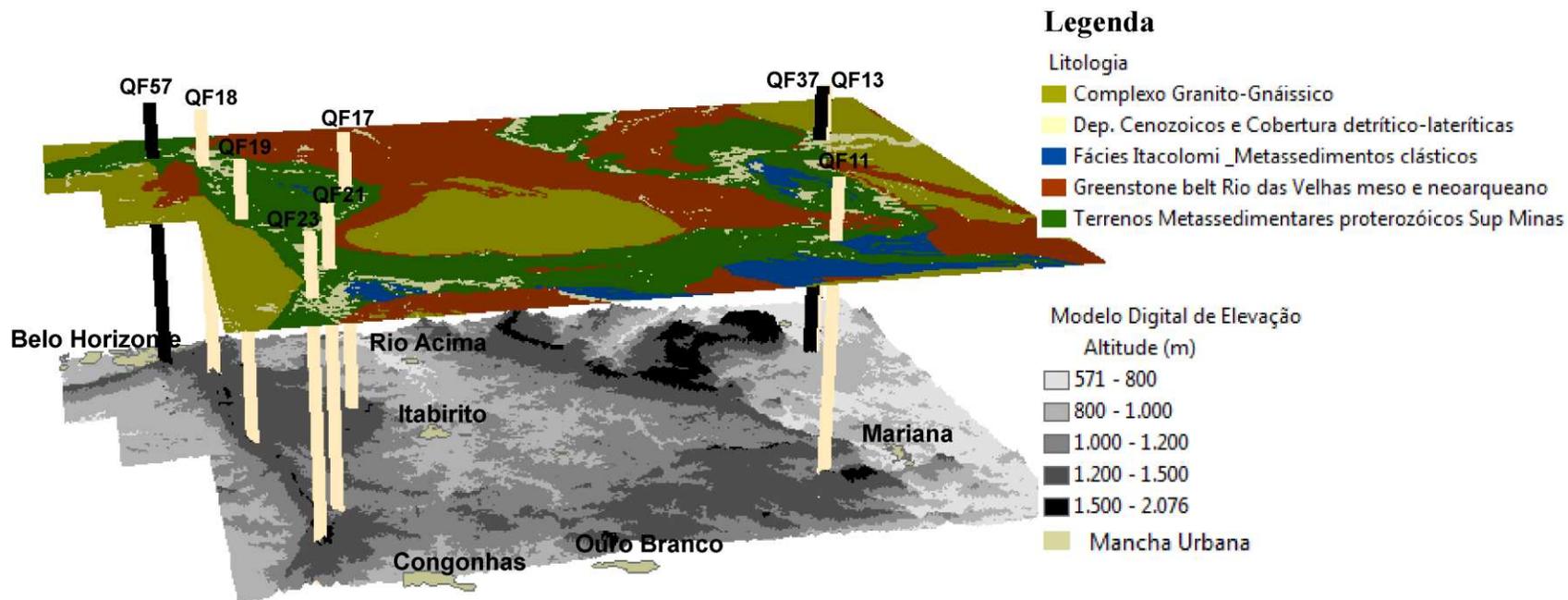


Figura 4.39 – Pontos amostrados, associados à altimetria e a litologia do Quadrilátero Ferrífero.  
 Obs: Amostragem para datação nos pontos QF37 e QF57

Quanto à análise geoquímica, o resultado pode ser visualizado na tabela 4.1 abaixo:

Tabela 4.1 – Geoquímica das crostas lateríticas amostradas do QF

Amostra	QF11	QF13	QF17	QF18	QF19	QF21	QF23
Altimetria (m)	1121	852	1200	1428	1355	1177	1451
(%)							
<b>SiO<sub>2</sub></b>	69,45	3,39	3,27	1,55	1,67	5,39	14,86
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,098	0,576	1,912	0,245	0,048	0,107	1,113
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,96	4,94	26,25	3,56	1,76	2,09	21,22
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	25,22	80,11	46,25	85,02	84,07	83,46	48,69
<b>MnO</b>	0,032	0,03	3,034	0,044	0,283	0,418	0,062
<b>MgO</b>	0,02	0,02	0,11	0,08	0,06	0,01	0,14
<b>CaO</b>	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04	0,02	0,01
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,03	0,06	0,03	0,06	0,04	0,04	0,09
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,09	0,01	0,03	0	0	0,01	0,83
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,121	0,359	0,28	0,227	0,597	0,266	0,166
<b>P.F.(1000°C)</b>	3,9	9,7	17,9	8,2	10,5	7,3	12,2
<b>Soma</b>	99,9	99,2	99,1	99	99,1	99,1	99,4

Elaborado por: Fernanda Leonardi

Associando as concentrações químicas de ferro, alumínio e sílica com a altimetria (Figura 4.40) percebe-se que a maioria dos perfis nos patamares mais altos concentra muito ferro (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) e alumínio (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). As amostras QF18 e QF19 apresentam mais de 80% de ferro, a QF17 apresenta 46,25% de ferro e 26,25% de alumínio, portanto o intemperismo químico foi extremamente importante para evoluir perfis lateríticos de tamanha concentração de ferro e também de alumínio, abrangendo toda a área do Quadrilátero Ferrífero.

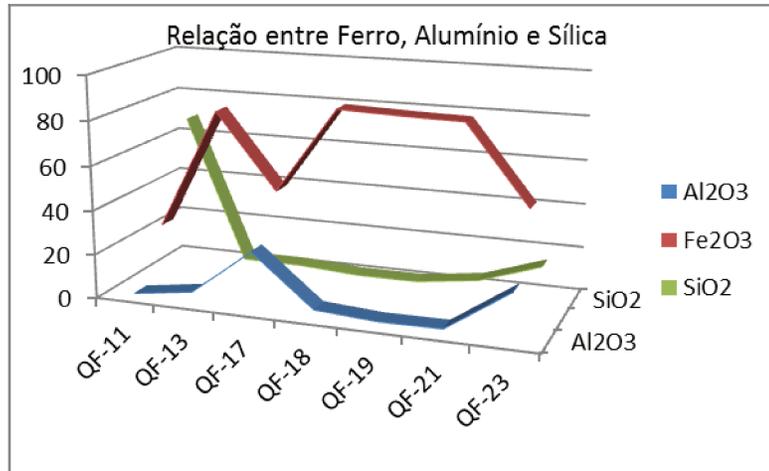


Figura 4.40 – Relação entre Ferro, Alumínio e Sílica

Dentro do diagrama triangular de classificação de lateritas de Shellmann (1982) adaptado por Ferrari (1997) (Figura 4.41) que classificam os perfis lateríticos em Laterita, Laterita Silicosa, Laterita Caolinítica, Laterita Ferruginosa e Laterita aluminosa, as amostras analisadas do Quadrilátero Ferrífero, exceto a amostra QF11 podem ser classificadas como Laterita Ferruginosa, visto que a quantidade de óxido de ferro presente em cada amostra são muito altas, variando de 46,25% até 85,02 %, sendo que a maioria, quatro amostras, excedem 80%. Enquanto a amostra QF11 é classificada como laterita silicosa, pois a quantidade de sílica é bastante alta, 69,45%.

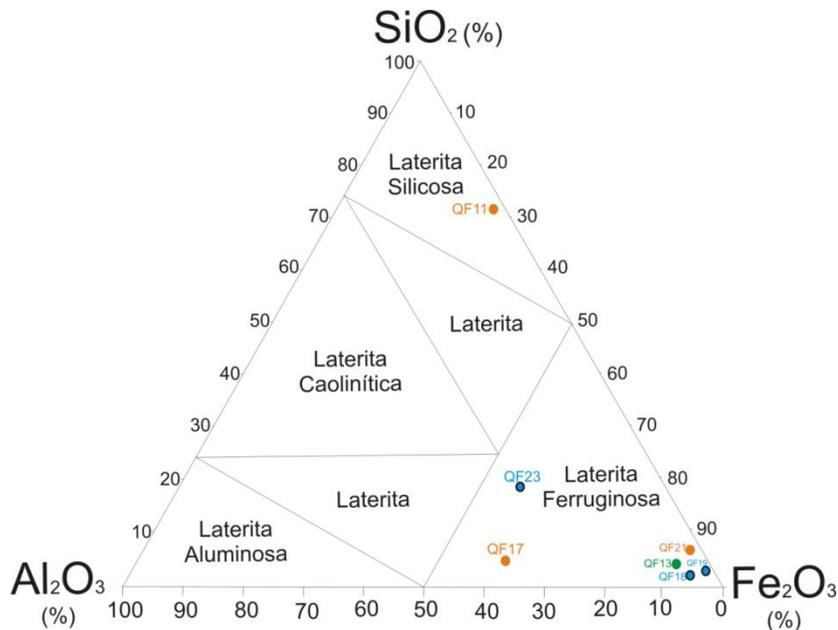


Figura 4.41 - Diagrama triangular de classificação de lateritas. Adaptado: Schellmann (1982) *apud* Ferrari

Dos sete perfis lateríticos de ferro amostrados, a grande maioria (cinco) encontram-se no Domínio da Serra da Moeda, os outros dois encontram-se na base da Serra do Caraça e outro na área urbana de Ouro Preto.

Portanto, serão detalhados em patamares altimétricos aqueles perfis amostrados na Serra da Moeda primeiramente:

**a) Serra da Moeda: amostras dos perfis QF17, QF18, QF19, QF21 e QF23**

Do patamar mais alto ao mais baixo podemos apresentar:

***Patamar entre 1500-2076***

São raros os pontos no domínio da Serra da Moeda acima de 1500m de altitude e quando aparecem expõe a rocha ou são sustentados por crostas de ferro.

Dentre os pontos mais significativos podemos destacar o Pico do Itabira ou Itabirito (Figura 4.42), na Serra de Itabirito (franco oriental do sinclinal Moeda), um maciço de minério de ferro compacto, da formação Cauê, do Grupo Itabira, do Supergrupo Minas (DORR, 1969), situado no Município de Itabirito/MG.



Figura 4.42 - Pico de Itabirito  
Fonte: Rosière *et al* (2005)

### ***Patamar entre 1200-1500***

Neste patamar encontram-se os principais depósitos lateríticos de ferro, de maior teor, na Serra da Moeda.

Dentro deste patamar foram descritos sucintamente alguns pontos com o intuito de caracterizar bem este patamar e esta superfície laterítica, portanto, podemos destacar:

I - Morro recoberto por canga (Figura 4.43), na qual houve coleta e análise de amostra do topo para caracterização química, da crosta laterítica (Amostra QF18).

Conforme análise geoquímica, o perfil possui mais de 85% de  $Fe_2O_3$ , portanto, passou por um acentuado processo intempérico de enriquecimento de ferro, onde as bases e quase toda a sílica foi removida do perfil, formando uma espessa crosta laterítica de ferro, com perfil laterítico que ultrapassa 100 metros de espessura.

O mesmo acontece com a maioria dos perfis lateríticos de ferro deste patamar na Serra da Moeda, a maioria com mais de 80% de ferro.

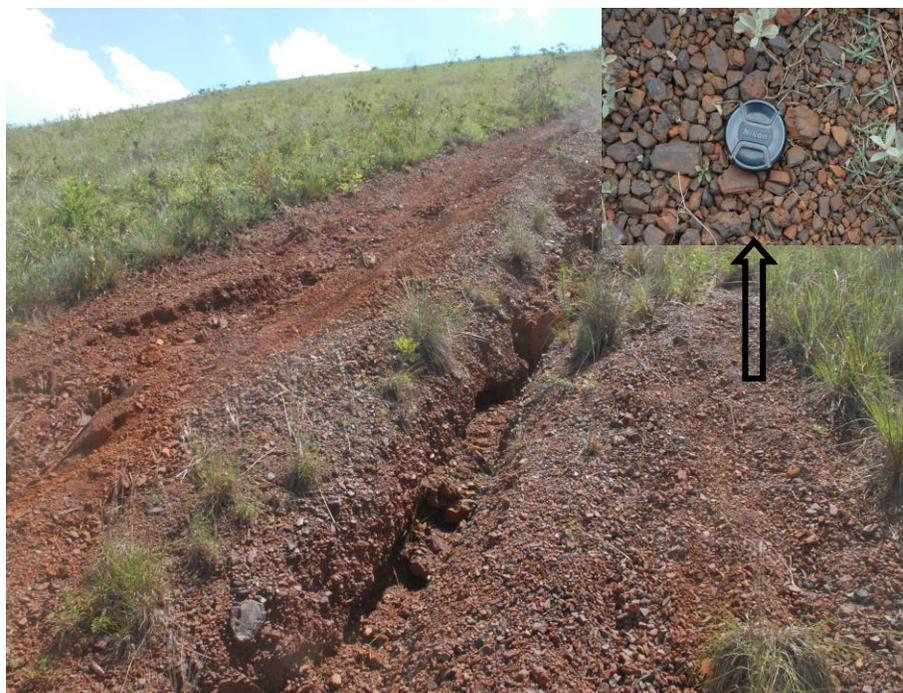


Figura 4.43 – Morro recoberto por canga – Serra da Moeda  
UTM – Zona 23S - E606381/N7777767, alt. 1428m

## II - Perfil laterítico de ferro na BR040 (próximo a Itabirito)

Nesta área observa-se uma crosta de ferro variando de 1 a 3 metros de espessura, com perfil laterítico de ferro de aproximadamente 10 metros de espessura, sendo que os primeiros 4,3m do topo o material encontra-se muito mais denso que na base, compondo-se de material bastante compactado (Figura 4.44 – amostra QF19), que evoluiu sobre rochas do Grupo Itabira, do Supergrupo Minas, segundo o mapa geológico (LOBATO *et al*, 2005).

Este material apresenta blocos de itabirito em meio ao material intemperizado, variando de muito pequeno (milimétricos a centimétricos) até muito grandes, com mais de 40cm. Estes blocos são tanto arredondados como pontiagudos, arestados, portanto, não apresentam sinais de transporte e se encontram alterados e cimentados por matriz ferruginosa.

Este perfil possui claramente dois níveis, um mais endurecido no topo, de crosta laterítica, e outro abaixo de blocos de itabirito alterados, material bastante friável. Da mesma forma que o perfil anterior, este apresenta grande teor de ferro, 84,07%.



Figura 4.44 -- Perfil Laterítico de Ferro – BR040  
UTM – Zona 23K – E 608255 / N 7760614, 1357m de altitude

III - Mina de exploração de ferricrete desativada em corte da estrada para Belo Vale (amostra QF 23).

Neste ponto, o perfil laterítico apesar de estar exposto não apresenta crosta laterítica de ferro como em outros pontos acima descritos, pois se encontra decapitado, podendo observar somente o horizonte mosqueado na base e no topo restos de uma superfície de ferricrete. Nota-se, portanto, que o ferricrete já foi minerado (Figura 4.45).

A análise geoquímica nos mostra um perfil laterítico bastante rico em ferro (48,69%) e alumínio (21,22%) e com uma porcentagem baixa de sílica (14,86%), apesar de ser baixa ainda se comparada aos outros perfis deste patamar se encontra com um teor de sílica muito maior que em outros perfis, mas isto se justifica devido esta amostragem ser coletada na base do perfil (horizonte mosqueado), onde a concentração de sílica realmente é muito maior. Segundo o mapeamento geológico esta se desenvolveu sobre rochas do grupo Piracicaba, supergrupo Minas.

Mesmo que a concentração de ferro seja pequena perante outros dois perfis deste patamar, os dados retrata um intemperismo extremamente forte, que concentrou tanto o ferro, quanto o alumínio, elementos mais difíceis de serem removidos do perfil. Portanto, o alto índice de alumínio e ferro é atribuído ao intenso intemperismo e a alta concentração deste elemento na rocha matriz.

Este perfil está exposto na encosta oeste da Serra da Bandeira (ao sul da Serra da Moeda) e o ponto posterior (mina de ferro) está na encosta leste da mesma Serra, sendo que a altitude do Pico da Serra da Bandeira chega a 1628 metros.



Figura 4.45 - Perfil Laterítico de ferro decaptado, na encosta oeste da Serra da Bandeira.  
UTM- Zona 23S - E611593/N7739041, alt. 1451m, amostra QF23

IV - Mina de Ferro, de aproximadamente 300 metros de espessura, nas proximidades da Serra da Bandeira, ao sul da Serra da Moeda (Figura 4.46).

Exploração da rocha *in situ* (Itabirito) e no topo exploração do material laterítico (Ferricrete). Conforme o mapa geológico (Lobato *et al*, 2005) o itabirito é da Formação Cauê, do Grupo Itabira.



Figura 4.46 – Mina de exploração de ferro – encosta leste da Serra da Bandeira  
UTM – Zona 23S - E612770/N7739496, alt. 1464m

### ***Patamar 1000-1200 metros de altitude***

Neste patamar da Serra da Moeda temos dois perfis amostrados e que merecem destaque:

I. O primeiro perfil neste patamar está a 1255 metros de altitude, na qual foi coletada amostra para análise geoquímica (amostra QF17) e se apresenta na base do perfil laterítico, talvez isto explique também a posição altimétrica deste perfil, pois o ferricrete com maior teor de ferro está em patamar mais alto, mas também o perfil encontra-se bastante remobilizado, com blocos grandes de ferricrete (Figura 4.47).

O que chama atenção neste perfil é o alto teor de  $Al_2O_3$  (25,25%), além do enriquecimento do ferro (46,25%) e também o alto teor de MnO (3,03%), sem dúvida associado a litologia.

Neste perfil o alto teor de alumínio ( $Al_2O_3$ ) pode estar associado a um material de origem dolomítico, visto que se observarmos o mapa geológico da região (Lobato *et al*, 2005), percebemos que este ponto amostrado está sobre a área do Supergrupo Minas, do Grupo Itabira e da Formação Gandarela (dolomito, calcário magnesiano e itabirito dolomítico, com filito e quartzito).

Para Dorr (1969) a dolomita fílitica e filito dolomítico estão entre as rochas menos resistentes da região ao intemperismo. Para o autor (*op cit*) muitos depósitos

de bauxita na região estão intimamente relacionados a dolomita argilosa ou fítilo dolomítico das formações Gandarela ou Fecho do Funil, sabendo-se que elas ocorrem onde a remoção do produto do intemperismo foi prevenida pelo ambiente fisiográfico do depósito ou pelo desenvolvimento de uma dura crosta aluminosa e ferruginosa sobre o depósito.



Figura 4.47 – Base do Perfil Laterítico – Perfil Decaptado

II – O segundo perfil que se destaca localiza-se na BR040, nas proximidades de Congonhas/MG, a 1170m de altitude, na qual foi coletada amostra para análise geoquímica (amostra QF21) (Figura 4.48).

Neste observam-se dois níveis, sendo divididos por uma mudança de granulometria, os fragmentos de itabirito no topo são quase inexistentes e quando existentes são milimétricos, apresentando um material denso, totalmente cimentado (Figura 4.49), já no segundo nível os fragmentos de itabirito são muito maiores, chegando a 5 cm, apresentando-se tanto arredondados como arestados, no geral não apresentam características de serem transportados e apresentam também grãos de quartzo friáveis quando junto ao material cimentado. Portanto, o material é bem mais coeso no topo (nos primeiros 3 metros) que na base (segundo nível), sabendo-se que o perfil possui 5 metros de espessura.

De qualquer forma o intemperismo atuou intensamente na área, deixando uma crosta laterítica de alto teor de ferro (83,46% de ferro). Este perfil a 1170 m de altitude foge um pouco da altimetria que encontramos os perfis de ferricrete com alto teor de ferro (de 1300 a 1500m de altitude), portanto, traz evidências que esta superfície formada pelo ferricrete não aparece sempre no mesmo patamar, varia bastante em altimetria.

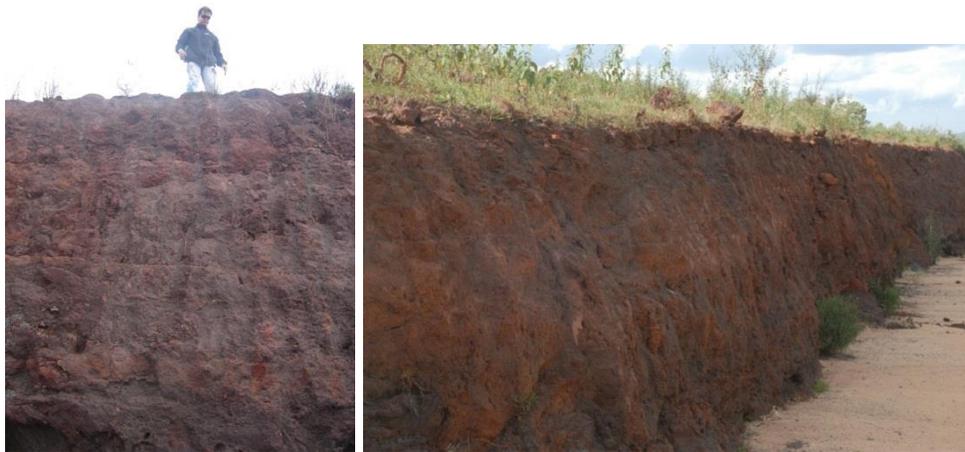


Figura 4.48 – Perfil Laterítico de Ferro – BR 040 – próx. Congonhas



Figura 4.49 - Topo do Perfil - matriz bastante densa

### ***Patamar 600-1000 metros de altitude***

Nas proximidades da Serra da Moeda, neste patamar o que se tem observado somente são vales e relevos colinosos. Nos arredores de Congonhas (UTM 620745 x

7734218, alt. 953m) são observados também perfis caulíníticos, e não perfis lateríticos de ferro, como em patamar mais alto.

Como vimos, dos sete perfis amostrados, 5 encontram-se no Domínio da Serra da Moeda, o restante, um está nas proximidades da Serra do Caraça e outro de Ouro Preto. Abaixo serão tratados estes dois principais perfis (QF13 e QF11).

### **b) Base da Serra do Caraça - Perfil QF13**

Este perfil apresenta um superfície laterítica de ferro contínua, com aproximadamente 10 Km de extensão (Figura 4.50), com estrutura de leque aluvial em seu topo, portanto, este perfil foi selecionado para estudo de detalhe e para geocronologia.

De acordo com a análise geoquímica, apesar de estar em nível topográfico menor que em outras áreas, 852 metros de altitude, o topo deste perfil apresenta mais de 80% de  $Fe_2O_3$ , 4,94% de  $Al_2O_3$  e somente 3,39% de  $SiO_2$ , desta forma, retrata o que os outros perfis também evidenciaram, um intemperismo químico extremo.



Figura 4.50 – Perfil Laterítico de Ferro evoluído sobre um leque aluvial Base da Serra do Caraça (Perfil QF13)

### c) Área Urbana de Ouro Preto – Perfil QF 11

Apresenta-se um perfil laterítico de ferro com uma crosta laterítica bastante espessa no topo, na base da Serra do Itacolomi (amostra QF11, Figura 4.51), a 1121 metros de altitude, na região urbana de Ouro Preto, que difere dos outros perfis devido à mudança textural do material. Segundo o mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero (Lobato *et al*, 2005) este perfil de ferro de origem supergênica desenvolveu-se sobre as rochas do Grupo Sabará (rochas metavulcânicas, xisto verde, clorita xisto, filito e quartzito, com lentes de conglomerado).

Com referência aos dados geoquímicos, a crosta apresenta grande quantidade de  $\text{SiO}_2$  (69,45%), e teor baixo de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (25,22%), se associado aos outros perfis amostrados, este perfil (dos 7 amostrados) foi o único que apresentou mais de 30% de sílica, portanto podem estar associados a quantidade de quartzo presente no material de origem, notado também na textura mais grosseira da amostra. Diferentemente dos outros perfis amostrados dentro do Quadrilátero Ferrífero, neste o quartzo não foi alterado, como nos perfis em patamares mais altos da Serra do Rola-Moça, por exemplo. A origem do quartzo pode estar associada ao fato de que ao lado deste ponto ocorre uma área mais elevada constituída por quartzito, que poderia ser a origem de grãos de quartzo detríticos.

Este perfil apresenta um resto da forma de pequeno morrote de ferricrete (Figura 4.52), no topo é denso, predominantemente vermelho e amarelo. Possui uma estrutura de tipo “Slabby” que herdou da rocha (um xisto, provavelmente), apresenta grãos de quartzo desprendidos em meio ao mineral compacto da crosta laterítica. A crosta possui em média 3,70m e abaixo está em contato com um perfil de alteração, no total, o perfil possui em torno de 21,8 metros de espessura.

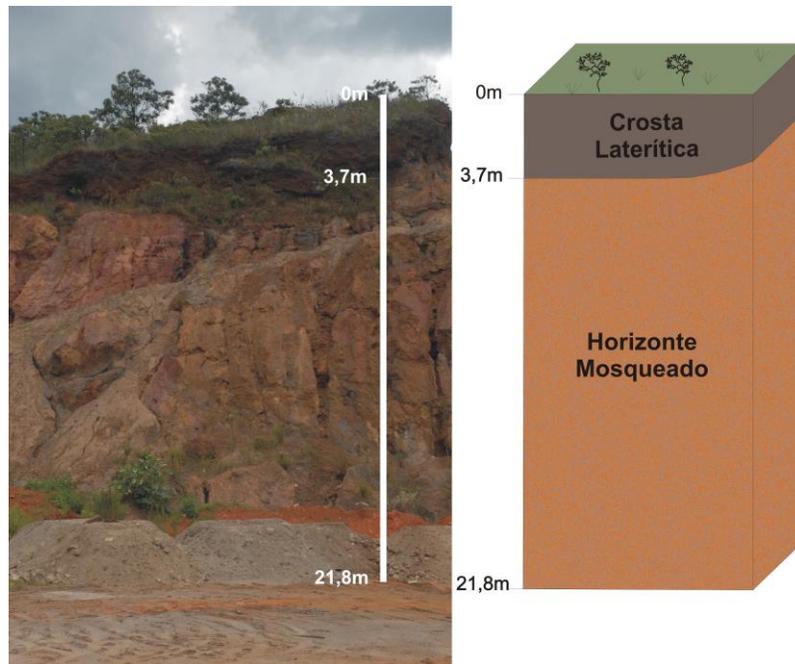


Figura 4.51 - Perfil Laterítico de Ferro na área urbana de Ouro Preto



Figura 4.52 – Pequeno morrote com ferricrete no topo (base da Serra do Itacolomi, a 1121m de altitude, na área urbana de Ouro Preto).

Este perfil descrito, a 1121m de altitude não pode ser considerado uma superfície, visto que está individualizado na área. Aos arredores não foram observados relevos retilínios com presença de materiais lateríticos que pudessem

evidenciar uma superfície. Em se tratando de uma região muito irregular, difícil afirmar que esta é uma relíquia de uma superfície neste nível topográfico.

Enfim, associando os perfis lateríticos de ferro acima identificados com os patamares altimétricos evidencia-se que os perfis são encontrados no mesmo patamar, mas está claro que são as crostas lateríticas que sustentam os topos de morros. Nos topos ou estão os quartzitos, (Serra do Caraça ou Itacolomi) ou estão as crostas lateríticas, como na Serra da Moeda.



## **Cap. V – MAPEAMENTO DAS SUPERFÍCIES LATERÍTICAS E ESTUDO DE DETALHE DA REGIÃO DE CATAS ALTAS/MG E DA SERRA DO ROLA MOÇA e SERRA DA CALÇADA**

A superfície laterítica foi mapeada detalhadamente em duas pequenas áreas, a primeira no quadrante leste do Quadrilátero Ferrífero, na região de Catas Altas/MG (Serra do Caraça) e a segunda área no quadrante oeste, na região da Serra do Rola Moça e o extremo norte da Serra da Moeda, na Serra da Calçada (Figura 5.1).

Nestas áreas, além do mapeamento da superfície laterítica (representada pelas crostas de ferricrete) selecionou-se um perfil em cada área para análise macromorfológica, geoquímica, mineralógica e para datação (que será discutida em capítulo a parte).

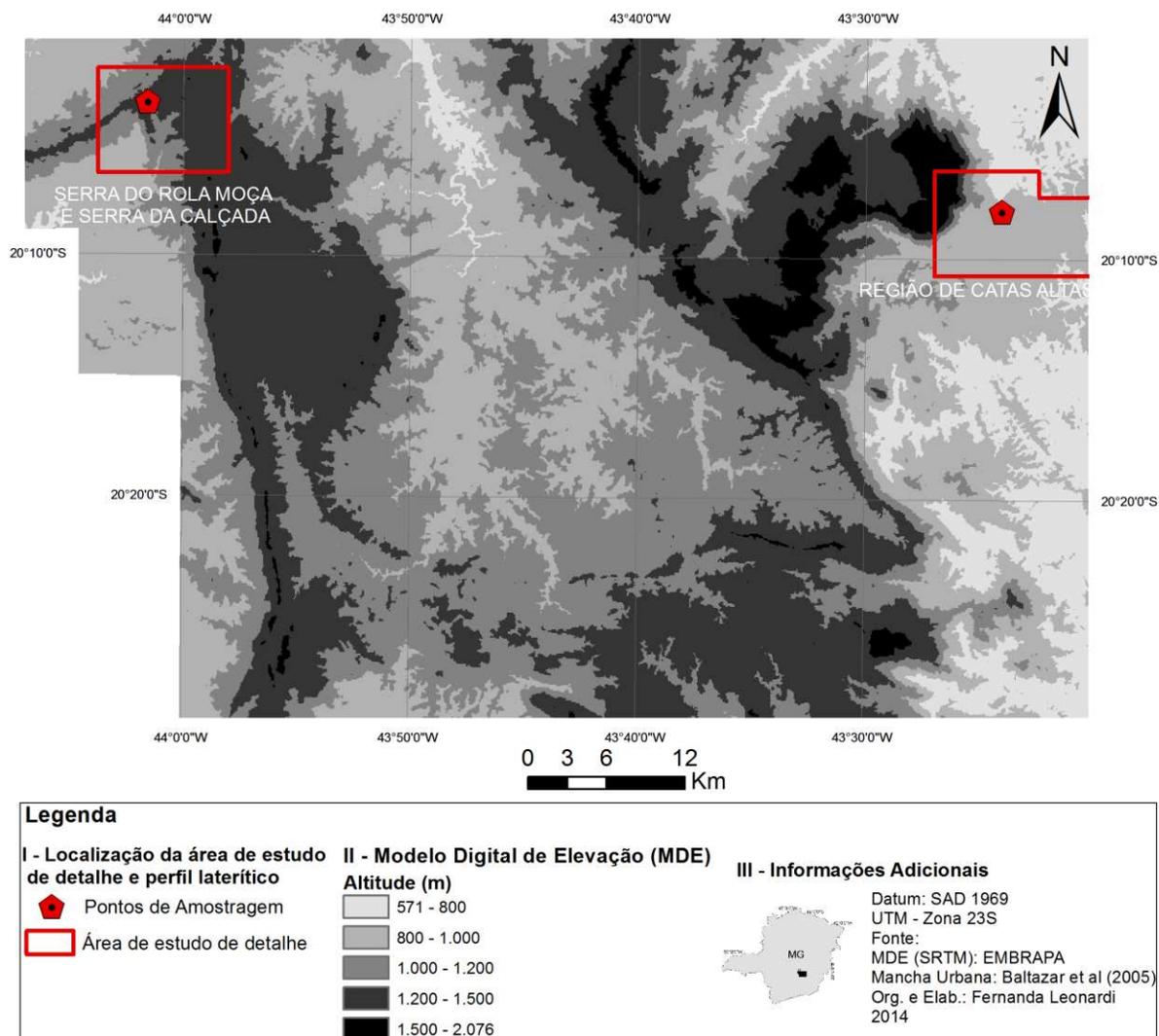


Figura 5.1 – Áreas selecionadas para estudo de detalhe no Quadrilátero Ferrífero

## 5.1 MAPEAMENTO DA SUPERFÍCIE LATERÍTICA DE FERRO

As áreas onde são demarcadas paleosuperfícies no Quadrilátero Ferrífero guardam algumas características comuns e também muitas diferenças, principalmente se tratando do material na qual as crostas evoluíram e diferenças também relacionadas às altimetrias na qual elas se apresentam, portanto, primeiramente será dado destaque às características comuns:

### Vegetação

A superfície de ferricrete é relativamente fácil de ser mapeada em campo através de sensores remotos, principalmente porque a vegetação se restringe a espécies que sobrevivem em ambiente com falta de nutrientes e água, devido ao horizonte litoplíntico, que impede o aprofundamento do sistema radicular das plantas e a circulação da água, que se limita às fraturas e diaclases que por ventura ocorram. Portanto, a área apresenta uma vegetação rupestre, bem característica de ambientes com crostas lateríticas de ferro (Figura 5.2).

Quando o ferricrete apresenta-se mais fragmentado, permite a permanência de uma vegetação com porte maior, mas ainda bastante deficiente em nutrientes. Segundo Jacobi e Carmo (2008) a heterogeneidade topográfica do ferricrete (canga, como é chamada pelos autores), reflete numa variedade de habitats associados aos afloramentos, como: paredões e entradas de cavernas, capões, tapetes de monocotiledôneas, fissuras na rocha, fendas e depressões, lagoas temporárias, cavidades alagadas e rocha exposta; permitindo que os afloramentos ferruginosos constituam um refúgio para espécies adaptadas a condições xéricas, como a cactácea *Arthrocerus glaziovii* e a condições méxicas (em áreas alagadas, brejos), como as juncáceas (*Juncus* sp).



Figura 5.2 - Vegetação de Campos Rupestres.(a) Parque Estadual da Serra do Rola-Moça; (b) Região de Catas Altas

### *Cavernas, grutas, dolinas e lago no ferricrete*

É bastante comum a presença no ferricrete de cavernas e grutas, como já mapeado por pesquisadores na área de espeleologia (SIMMONS, 1993; AULER e PILÓ, 2005; PILÓ e AULER, 2005; FERREIRA, 2005; OLIVEIRA, OLIVITO e RODRIGUES-SILVA, 2011). Segundo Auler e Piló (2005) o Brasil possui o maior potencial em termos de cavernas em minério de ferro e canga.

George Simmons foi a primeiro a estudar cavernas neste tipo de litologia no Brasil, nos anos 1950, no Quadrilátero Ferrífero. Para Simmons (1963) algumas cavernas derivam de processos de erosão (erosão de partículas de granulometria fina devido processos do tipo *piping*), algumas de dissolução (pode ser da sílica, do dolomito, também do quartzo e até da hematita), outras formam da ação combinada de erosão e dissolução.

Estas cavernas podem chegar a quilômetros de extensão, diferente da maioria das cavernas encontradas no Brasil, esta não se desenvolveu em rochas carbonáticas, mas em materiais lateríticos, ricos em ferro.

Nestas áreas mapeadas, as pequenas cavas (grutas) estão em toda a parte, sempre associada à crosta laterítica (Figura 5.3a). Como formas carsticas também podem ser ressaltadas as depressões circulares, que evoluem para dolinas, que são muitas vezes cobertas por água, formando lagos (Figura 5.3b).

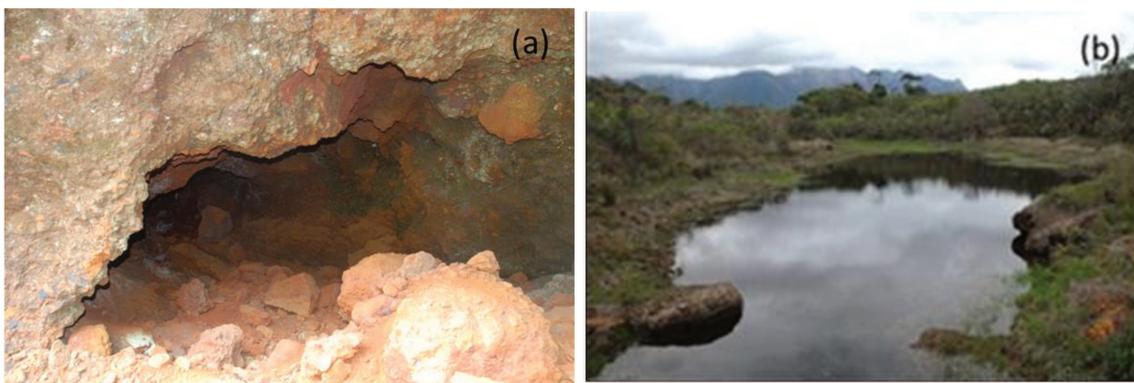


Figura 5.3 – (a) gruta na estrada de Mariana a Catas Altas/MG; (b) Dolina no ferricrete, ao fundo a Serra do Caraça.

Quanto às características que as diferenciam podemos destacar:

### **5.1.1 Região de Catas Altas/MG**

#### *Superfície Laterítica de Ferro*

A superfície geomórfica na região de Catas Altas é muito bem delimitada, pois compõe-se de uma superfície conservada na paisagem por uma crosta laterítica de ferro bastante espessa, de grande extensão, totalmente plana, seccionada pela drenagem da área, como observado no mapeamento a seguir (Figura 5.4):

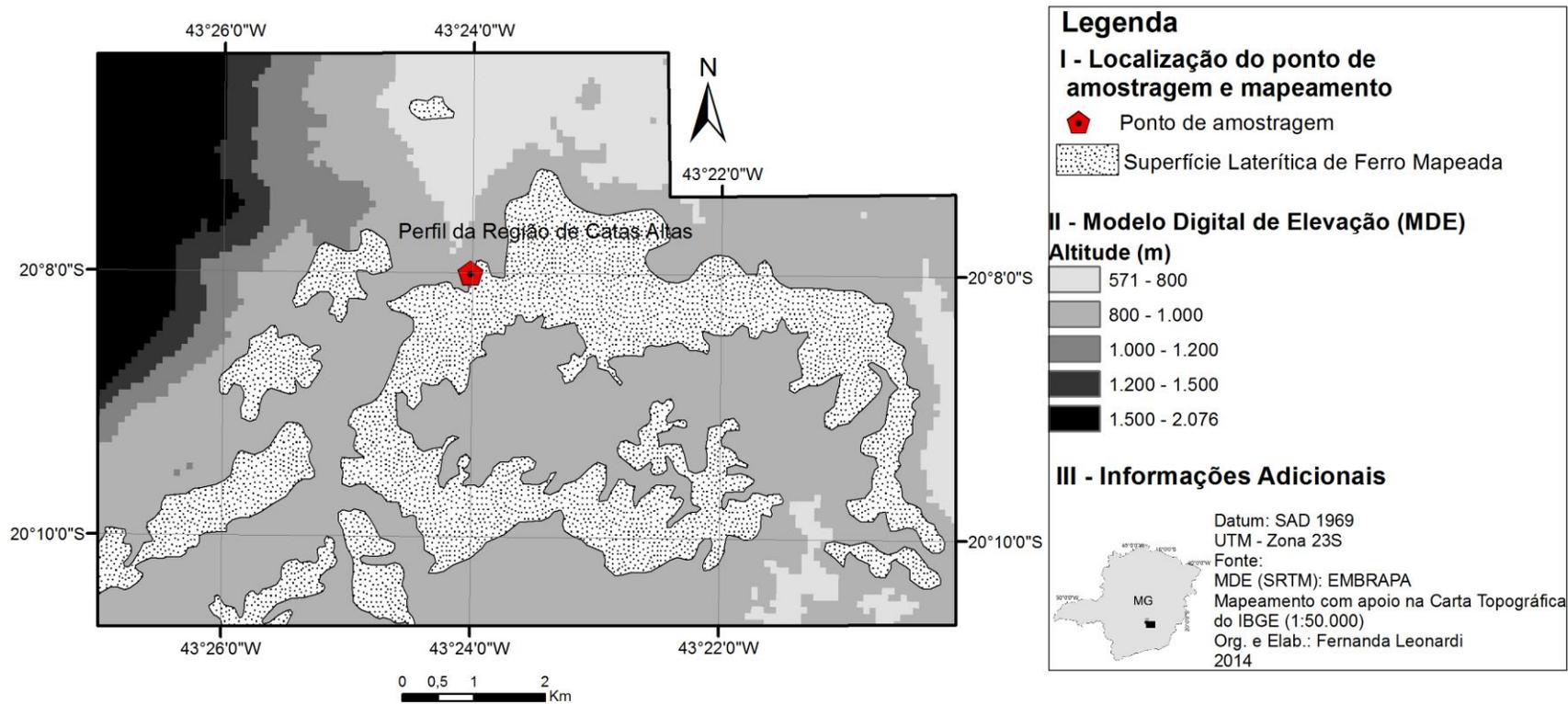


Figura 5.4 – Mapa hipsométrico e Mapeamento da superfície laterítica de ferro na região de Catas Altas, base da Serra do Caraça/MG

Nesta área podem-se identificar três patamares altimétricos bem delimitados, o primeiro e mais alto, as serras de Quartzito (Serra do Caraça), que ultrapassa os 2000 metros de altitude. No segundo patamar altimétrico está o Itabirito aflorando, podendo ser observado nas minas de extração de ferro (Mina da Alegria e do Fazendão) a 1200 metros de altitude aproximadamente e o terceiro patamar está a superfície de ferricrete mapeada, em torno de 900 metros de altitude (Figura 5.5).

Os morrotes com topos mais arredondados são de ferricrete e os morrotes mais íngremes, de topos estreitos são de itabirito. O itabirito só ocorre nos arredores da escarpa da Serra do Caraça, desaparecendo em direção à Bacia de Fonseca.



Figura 5.5 - Observação dos três patamares altimétricos. Primeiro plano – Serra do Caraça, segundo plano Mina de Ferro (itabirito) e terceiro plano a Superfície de Ferricrete

Esta superfície laterítica é fácil de ser identificada na paisagem devido seu aspecto plano e contínuo, formando até algumas mesetas, com as bordas escarpadas (Figura 5.6). Nesta área a crosta laterítica têm sua gênese sobre os clastos de itabirito.

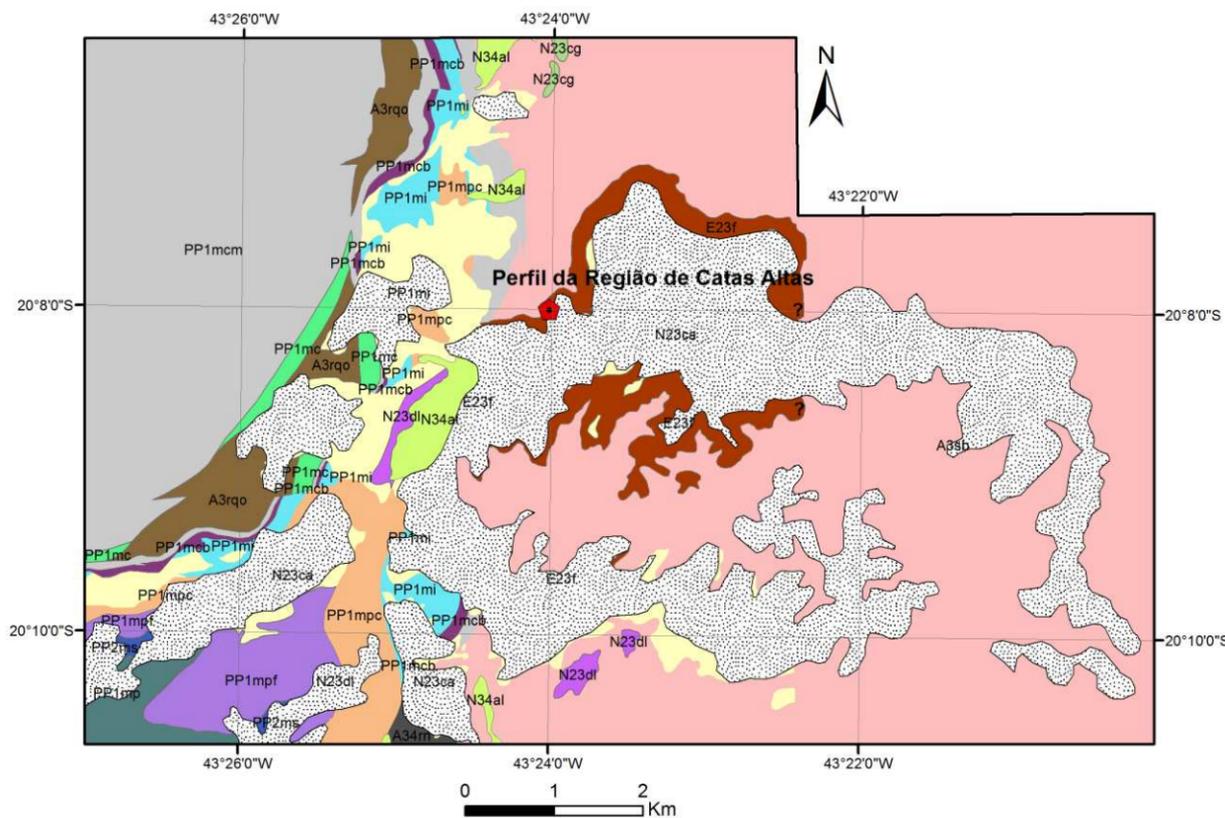


Figura 5.6 – Meseta com topo plano sustentada pelo ferricrete

Dentro dos limites do Morro da Água Quente (Distrito de Catas Altas/MG), a 850 metros de altitude aproximadamente encontra-se o contato do itabirito com o ferricrete, em direção a Serra do Caraça ocorre o itabirito e em direção as porções mais baixas está o ferricrete. Nesta área o ferricrete expõe-se a 760 metros de altitude, praticamente o distrito foi construído sobre esta superfície, que se apresenta em patamar pouco mais baixo que aquele demarcado a sudeste desta área (que se encontram a 900m de altitude).

A área aqui selecionada para mapeamento da crosta laterítica está propositalmente sobre a Bacia de Fonseca (Figura 5.7), datada do terciário (Eoceno Médio e Superior) segundo Lima e Salard-Cheboldaeff (1981). De acordo com o mapeamento geológico do Quadrilátero Ferrífero (Lobato et al, 2005), a canga (N23ca), denominada aqui de superfície de ferricrete estão dentro da unidade de depósitos elúvio-coluviais, do Plioceno a Pleistoceno, idade esta questionada neste trabalho, pois os dados de datação revelam idades mais antigas para este material.

Para Mello, Sant'Anna e Bergqvist (2002) a bacia Fonseca é composta por sedimentos arenosos, argilo-arenosos, sendo fossilíferos e papiráceos, tendo se formado em meandros abandonados, e sedimentos argilosos, provavelmente eocênicos.



**Legenda**

**I- Ponto de amostragem e superfície mapeada**

- Ponto de amostragem
- Superfície Laterítica de Ferro

**II - Informações Adicionais**



Datum: SAD 1969  
 UTM - Zona 23S  
 Fonte: Litologia - Lobato et al (2005)  
 Mapeamento com apoio da Carta Topográfica do IBGE (1:50.000)  
 Org. e Elab.: Fernanda Leonardi  
 2014

**Legenda III - Litologia**

- |  |   |
|--|---|
| <p><b>FANEROZÓICO CENOZÓICO</b></p> <p><b>NEOGENO</b><br/>Pleistoceno- Holoceno</p> <ul style="list-style-type: none"> <li> N34al – Aluvião: areia e cascalho</li> </ul> <p>Plioceno – Pleistoceno</p> <ul style="list-style-type: none"> <li> N23ca – Canga: fragmentos de formação ferrífera cimentados por limonita.</li> <li> N23dl – Cobertura Detrito-Laterítica: areia grossa e argila, com níveis de cascalho, em parte limonitizados.</li> <li> N23cg – Cascalho</li> </ul> <p><b>PALEOGENO</b><br/>Eoceno-Oligoceno</p> <ul style="list-style-type: none"> <li> E23f – Formação Fonseca – Conglomerado, arenito, siltito e mudstone, com algumas camadas de sublinhito.</li> </ul> <p><b>ARQUEANO</b><br/>SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS<br/><b>MESOARQUEANO</b><br/>Grupo Quebra-Osso</p> <ul style="list-style-type: none"> <li> A3rq – Indiviso – Clorita xisto, serpentinito, talco xisto, rochas máficas e ultramáficas indivisas. Formação ferrífera, filito e quartzito.</li> </ul> <p><b>MESOARQUEANO – NEOARQUEANO</b><br/>Grupo Nova Lima</p> <ul style="list-style-type: none"> <li> A34rn – Indiviso – xisto, filito e rocha metavulcânica, com pequenas intercalações de quartzito, dolomito e formação ferrífera.</li> </ul> <p><b>MESOARQUEANO</b><br/>A3sb – Complexo Santa Bárbara<br/>Gnaiss tonalítico p trondhjemítico, granito e migmatito estromático e agmático. Gnaiss migmatítico.</p> | <p><b>PROTEROZÓICO PALEOPROTEROZÓICO</b></p> <p><b>RIACIANO</b><br/>SUPERGRUPO MINAS<br/>Grupo Sabará</p> <ul style="list-style-type: none"> <li> PP2ms – Indiviso – Rochas metavulcânica, xisto verde, clorita xisto, filito e quartzito.</li> </ul> <p><b>SIDERIANO</b><br/>SUPERGRUPO MINAS<br/>Grupo Piracicaba</p> <ul style="list-style-type: none"> <li> PP1mp – Indiviso – Filito, quartzito, quartzito ferruginoso e quartzo-sericita xisto.</li> <li> PP1mpf – Formação Fêcho do Funil – Filito, filito dolomítico, dolomito; quartzito e formação ferrífera subordinados.</li> <li> PP1mpc – Formação Cercadinho – Quartzito ferruginoso, filito, sericita xisto, talco xisto e grafita xisto.</li> </ul> <p>Grupo Itabira</p> <ul style="list-style-type: none"> <li> PP1mi – Indiviso – Itabirito, itabirito filítico e dolomítico. Hematita compacta e friável de alto teor.</li> </ul> <p>Grupo Caraça</p> <ul style="list-style-type: none"> <li> PP1mc – Indiviso – Quartzito, quartzito filítico, quartzo-mica xisto e formação ferrífera dolomítica.</li> <li> PP1mcb – Formação Batatal – Filito e argilito cinzentos e avermelhados.</li> <li> PP1mcm – Formação Moeda – Quartzito cinza, grit e conglomerado, quartzo-sericita xisto com lentes de filito intercaladas; quartzito filítico, quartzo-mica xisto e conglomerado.</li> </ul> |
|--|---|

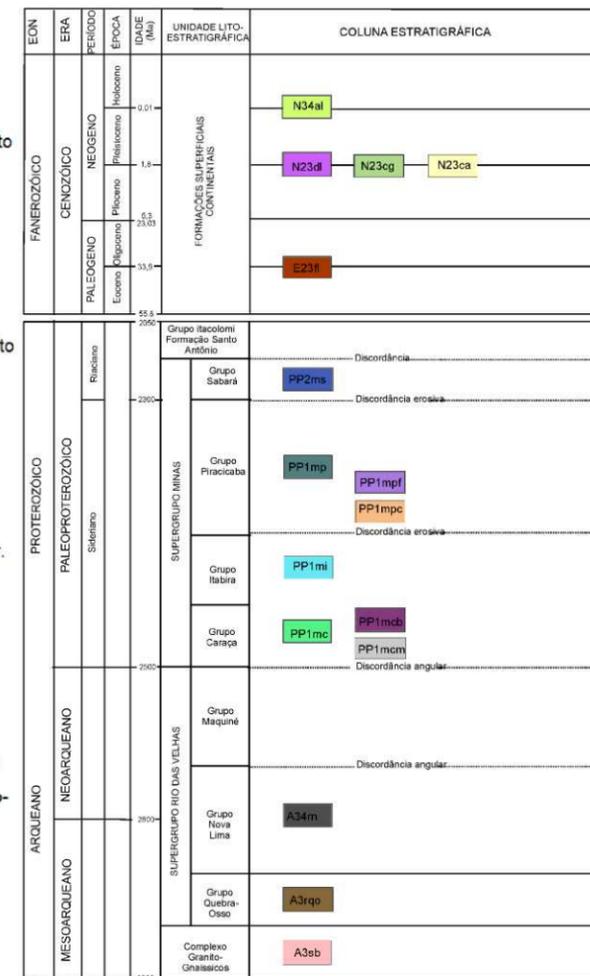


Figura 5.7 – mapeamento litológico e da superfície laterítica de ferro da região de Catas Altas



Analisando o perfil laterítico de ferro na área observa-se que a deposição dos sedimentos do topo do perfil ocorreu na forma de leques aluviais, apresentando ondulações com alternância de deposição, apresentando mudanças na granulometria dos sedimentos.

Portanto, esta crosta laterítica teve como material de origem os clastos de itabirito, diferente da área do Parque Estadual da Serra do Rola Moça/Moeda, onde o perfil evoluiu sobre o itabirito *in situ*.

Não foi observado clastos de quartzito em meio aos clastos de itabirito, apesar da Serra do Caraça de quartzito estar nas proximidades da área (em patamar mais alto). Isto provavelmente seja resultado de uma baixa taxa de erosão que não permitiu a erosão e consequente deposição deste material na bacia. Segundo Salgado *et al* (2006) e Varajão *et al* (2009) os quartzitos apresentam as taxas de erosão mais baixas das rochas do Quadrilátero Ferrífero, taxas que variam de 0,3-2,5m Ma<sup>-1</sup>. Além de não serem observados clastos de quartzito, não foram observados clastos de ferricrete, somente clastos de itabirito.

Apesar de não ter observado clastos de quartzito, de acordo com Mello, Sant'Anna e Bergqvist (2002) os sedimentos da Formação Fonseca e as rochas do embasamento pré-cambriano encontram-se recobertos por depósitos conglomeráticos ferruginosos, sendo que estes depósitos ocorrem como corpos tabulares de espessuras métricas, compostos por ortoconglomerados oligomíticos, de cor marrom a preta, contendo seixos e calhaus subarredondados a angulosos de itabirito, quartzito e quartzo, além de argila ferruginosa intersticial, que sustentam importantes platôs na área da bacia.

### *Limites*

Forma-se escarpas com espessuras variadas no contato da superfície contínua de ferricrete com o vale dissecado, compondo um paredão sustentado por ferricrete no topo, expostos na paisagem (Figura 5.8). Isto se repete na maioria dos limites da superfície de ferricrete.

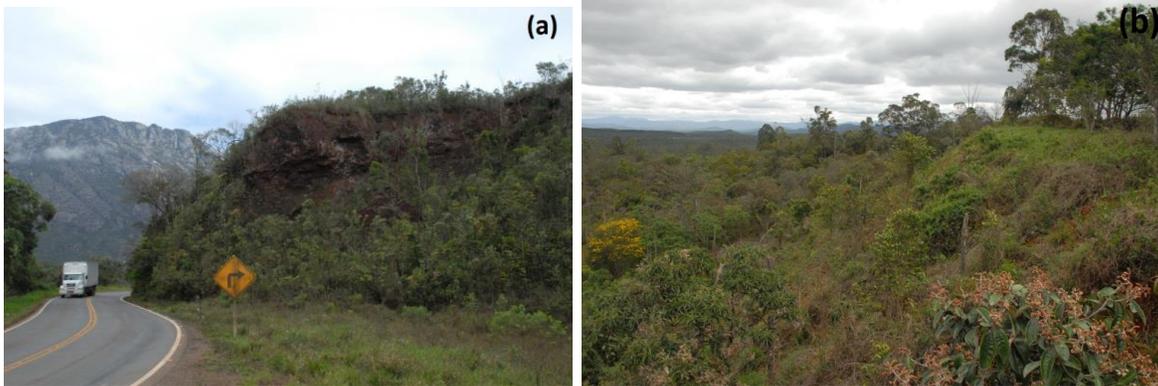


Figura 5.8 – (a) Escarpa sustentada pela crosta laterítica terminando num vale dissecado (noroeste da superfície contínua de ferricrete); (b) Escarpa sustentada pela crosta laterítica de ferro em contato com um vale dissecado no limite sul da superfície contínua de ferricrete.

### *Drenagem*

A drenagem secciona a superfície com ferricrete, evidenciando uma evolução mais recente dos vales, porém, nota-se mais uma vez que o ferricrete não é recente (Plioceno ou Pleistocênico segundo Lobato *et al*, 2005), mas mais antigo, pois permitiu a evolução de vales bastante profundos, deixando relíquias do perfil laterítico na paisagem.

Afinal, ocorre um rearranjo da rede de drenagem em função da superfície laterítica, formando as corredeiras e pequenas cachoeiras, ponto que será detalhado posteriormente (UTM – 23K - E667219 N7773386, 802 metros de altitude).

Na Figura 5.9, na base da Serra do Caraça (UTM 23K - E665456 N7770849, 875m de altitude), observam-se o vale cortando o ferricrete, com uma escarpa sustentada pelo ferro. Do outro lado do vale, a escarpa de ferricrete continua, ou seja, a superfície é seccionada pela drenagem e tem sua continuidade nas suas margens, isto traz evidências de um processo recente de elaboração da rede de drenagem da área, ou seja, o rio elaborou seu curso sobre a superfície, sendo que ao fundo do rio se vê o ferricrete.

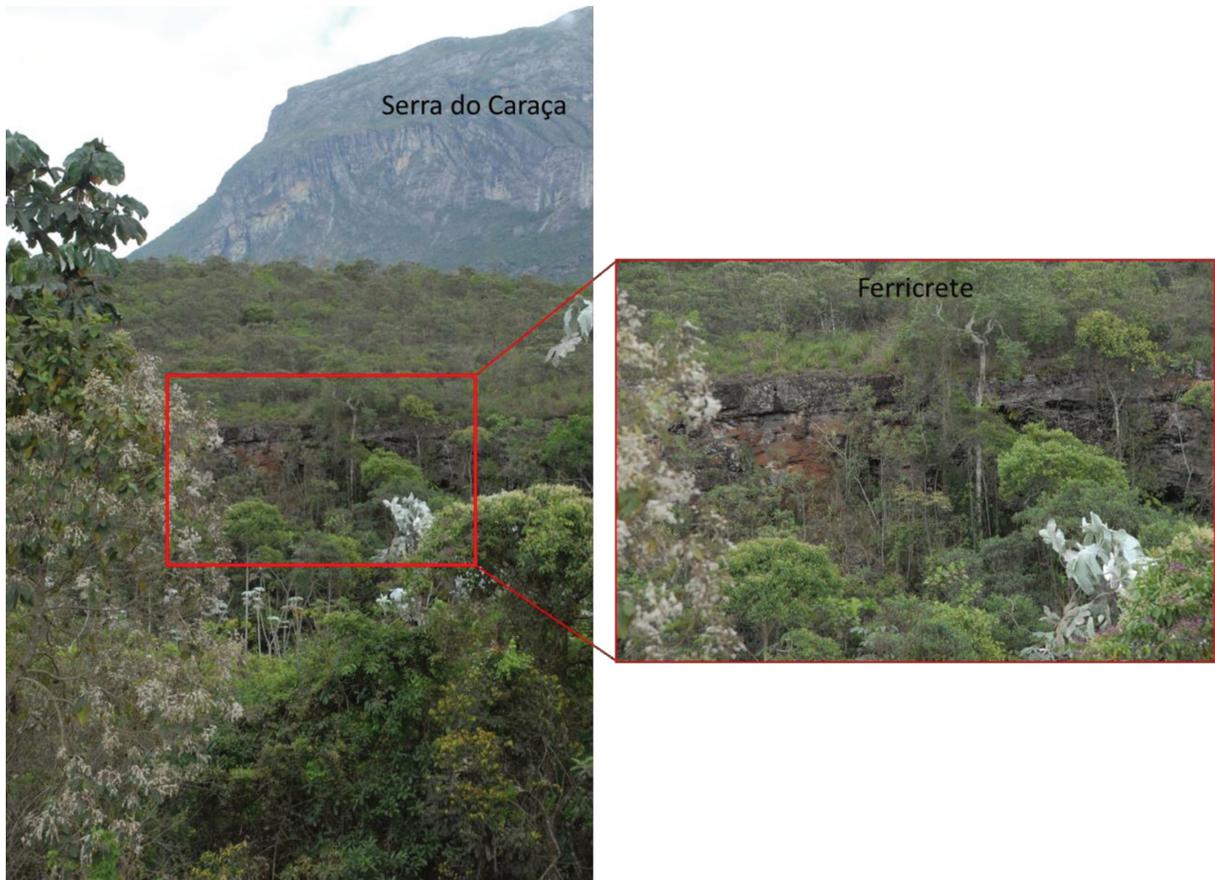


Figura 5.9 – A drenagem seccionando a superfície de ferricrete. A escarpa sustentada por ferricrete está exposta dos dois lados do rio.

### *Blocos de ferricrete*

Nos limites da superfície laterítica contínua, ressaltam-se os blocos e fragmentos de ferricrete no topo (Figura 5.10). Não se sabe ao certo se estes são resultado da erosão da superfície laterítica contínua ou então, estão associados a diferentes fatores de formação (litologia, clima, relevo, etc).



Figura 5.10 – Blocos de Ferricrete (UTM 23K - E673256 N7771209, 895m de altitude).

As feições geomorfológicas nestas áreas onde se encontram os blocos de ferricrete são bem diferenciadas das encontradas na superfície de ferricrete. Os morros são arredondados e topos estreitos e raramente aparecem os fragmentos de ferricrete. Também pode ser a base do perfil laterítico que foi erodido ou material retrabalhado em antiga superfície. O esquema abaixo exemplifica melhor a morfologia da área (Figura 5.11):

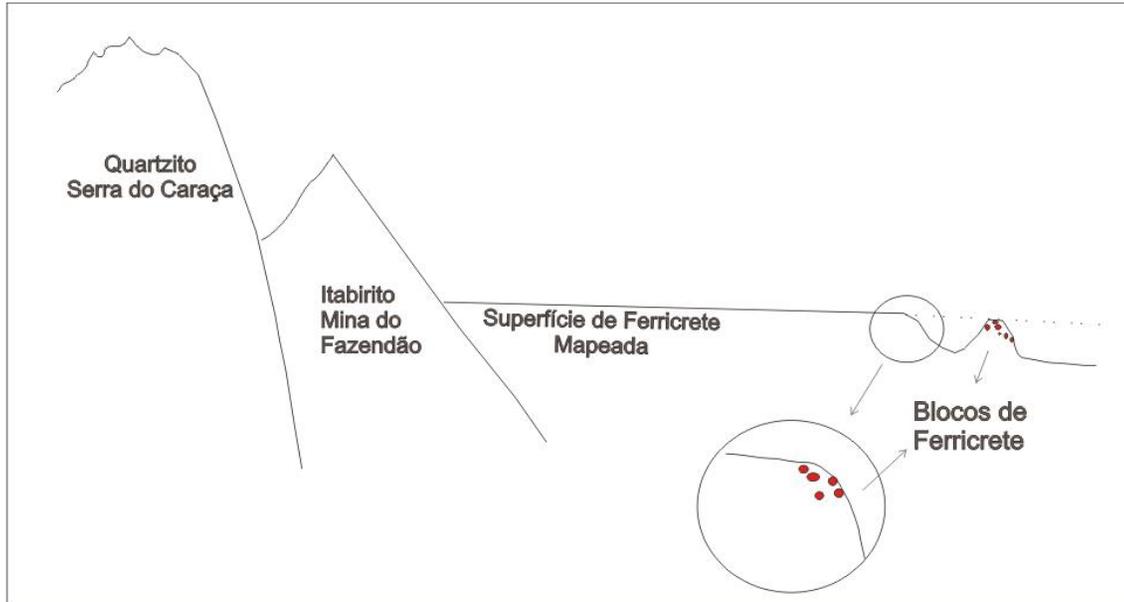


Figura 5.11 – Esquema da Serra do Caraça, superfície contínua de ferricrete e topos com blocos de ferricrete.

Margeando o vale, em Santa Rita Durão (distrito de Mariana/MG) a superfície de ferricrete desaparece, como também desaparecem os fragmentos e blocos de

ferricrete, portanto, esta área compõe-se o limite externo da superfície, onde não guardam vestígios da superfície mapeada.

### **5.1.2 Região da Serra do Rola Moça e Serra da Calçada (norte da Serra da Moeda).**

#### *Superfície Laterítica de Ferro*

Nesta área, diferentemente da Região de Catas Altas a superfície laterítica apresenta-se em altitudes bem maiores, normalmente acima de 1400 metros, no patamar mais alto das Serras do Rola Moça e também da Serra da Calçada. A 1000-1300 metros, encontram-se a base do perfil laterítico, com fragmentos da rocha e não crostas lateríticas.

A superfície dá suporte aos caminhos principais e também aos pontos de visitação do Parque Estadual da Serra do Rola Moça, apresenta uma superfície bem plana, mantendo-se o topo da escarpa, que chegam a 300 metros de altura, com os últimos 30 metros de crosta laterítica (Figura 5.12).



Figura 5.12 – Superfície Laterítica de Ferro no Parque Estadual da Serra do Rola-Moça/MG

Por conseguinte, não houve tanta dificuldade para mapear esta superfície, visto que ela se encontra nos topos de morros e em áreas abertas, onde a vegetação não tem um grande porte e as superfícies permeiam as estradas principais. O resultado do mapeamento desta área pode ser visto na Figura 5.13.

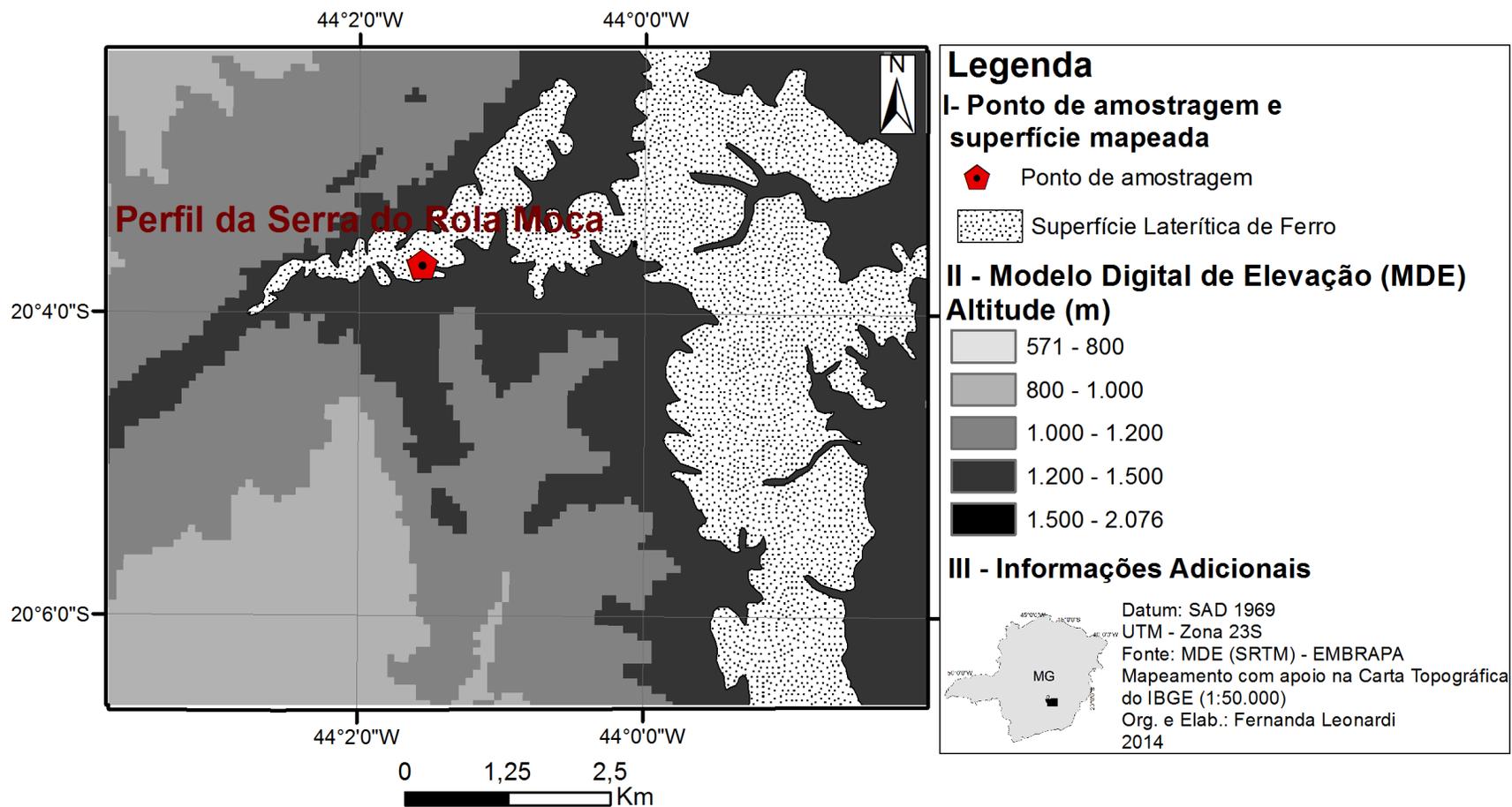


Figura 5.13 – Superfície Laterítica de Ferro mapeada no quadrante da Serra do Rola Moça e Serra da Moeda/Quadrilátero Ferrífero/MG

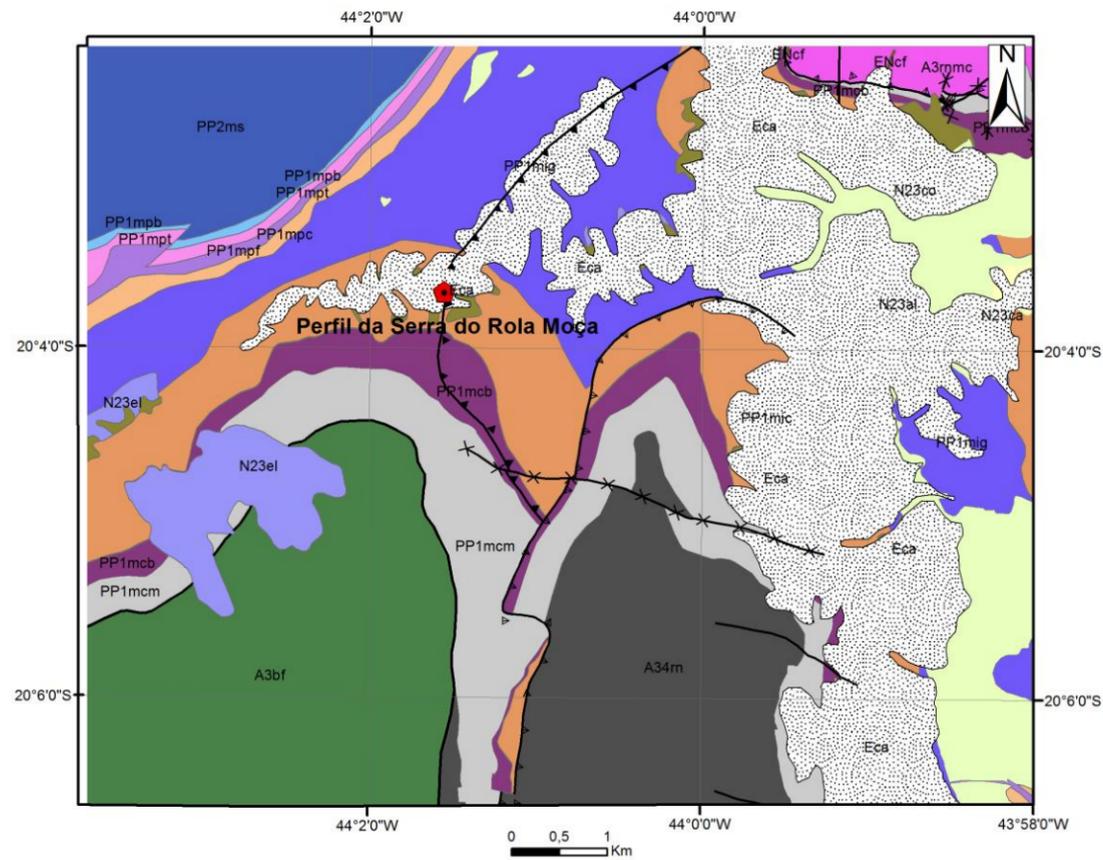
A crosta laterítica não tem espessura homogênea, sendo que em determinados locais possuem 1 metro e em outros chegam até 30 metros de espessura, aproximadamente. Entre a crosta laterítica e o horizonte imediatamente inferior formam cavas onde o material mais friável é removido e a crosta fica ressaltada na paisagem (Figura 5.14).



Figura 5.14 – Cavas na crosta laterítica no Parque Estadual da Serra do Rola Moça

Nesta região o ferricrete evoluiu da rocha *in situ* (itabirito), de acordo com Lobato *et al* (2005), figura 5.15. O itabirito apresenta-se invertido, em decorrência do forte dobramento que afetou as unidades do Supergrupo Minas. Ao se trafegar pela BR040 fica nítida a superfície de ferricrete nos patamares mais altos das serras, principalmente na Serra da Calçada, onde os morros são recobertos por canga (Figura 5.16), sendo minerados em algumas áreas.





### Legenda

#### I- Ponto de amostragem e superfície mapeada

- Ponto de amostragem
- Superfície Laterítica de Ferro

#### II - Informações Adicionais

Datum: SAD 1969  
 UTM - Zona 23S  
 Fonte: Litologia - Lobato et al (2005)  
 Mapeamento com apoio da Carta Topográfica do IBGE (1:50.000)  
 Org. e Elab.: Fernanda Leonardi  
 2014

### Legenda

#### III - Geológico

##### FANEROZÓICO CENOZÓICO

##### NEOGENO

##### Plioceno – Pleistoceno

- N23el – Eluvião: fragmentos de itabirito em solo ferruginoso.
- N23co- Coluvião: fragmentos rolados, constituídos de matacões, calhaus e seixos de hematita compacta.
- N23ca – Canga: fragmentos de formação ferrífera cimentados por limonita.
- N23dl – Cobertura Detrito-Laterítica: areia grossa e argila, com níveis de cascalho, em parte limonitizados.
- N23al – Depósitos aluviais recentes: aluvião: areia, argila e cascalho.

##### PALEOGENO-NEOGENO

- ENcf - Cobertura detrito-laterítica: concreções supergênicas de óxidos de ferro e concreções ferruginosas preenchendo fraturas.

##### PALEOGENO

##### Eoceno-Oligoceno

- Eca - Canga: fragmentos de itabirito e hematita compacta, cimentados por limonita, parcialmente coberta por solo laterítico.

##### ARQUEANO

##### SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS

##### MESOARQUEANO

- A3rnc - Unidade Mestre Caetano - Sericita-clorita-quartzo xisto, sericita-clorita xisto, sericita xisto e xisto carbonoso; formação ferrífera e quartzo-ankerita xisto subordinados.

##### MESOARQUEANO – NEOARQUEANO

- Grupo Nova Lima  
 A34rn - Indiviso – xisto, filito e rocha metavulcânica, com pequenas intercalações de quartzo, dolomito e formação ferrífera.

##### ARQUEANO

- Complexo Bonfim  
 A3bf - Granito, gnaise e migmatito com paleossoma anfíbolítico.

##### PROTEROZÓICO PALEOPROTEROZÓICO

##### RIACIANO SUPERGRUPO MINAS

- Grupo Sabará  
 PP2ms – Indiviso – Rochas metavulcânica, xisto verde, clorita xisto, filito e quartzito.

##### SIDERIANO SUPERGRUPO MINAS

- Grupo Piracicaba  
 PP1mpb - Formação Barreiro - Filito, filito carbonoso cinza-escuro, lentes de filito vermelho-escuro e pardo
- PP1mpt - Formação Taboões - Quartzito cinza-esverdeado a pardo, de granulação muito fina; quartzito branco
- PP1mpf - Formação Fêcho do Funil – Filito, filito dolomítico, dolomito; quartzito e formação ferrífera subordinados.
- PP1mpc - Formação Cercadinho – Quartzito ferruginoso, filito, sericita xisto, talco xisto e grafita xisto.

##### Grupo Itabira

- PP1mig - Formação Gandarela - Filito dolomítico marrom-amarelado, itabirito dolomítico, itabirito, dolomito cinzento, calcário magnesiano; itabirito dolomítico com filito e quartzito.

- PP1mic - Formação Cauê - Itabirito dolomítico, itabirito, filito. Lentes de hematita compacta e pulverulenta.

##### Grupo Caraça

- PP1mcb - Formação Batalal - Filito cinza a marrom; filito vermelho-escuro, as vezes carbonoso, local
- PP1mcm - Formação Moeda – Quartzito cinza, grit e conglomerado, quartzo-sericita xisto com lentes de filito intercaladas; quartzito filítico, quartzomica xisto e conglomerado.

##### Estrutural

- Falha de empurrão
- Falha indiscriminada
- Falha transcorrente dextral
- Falha transcorrente sinistral

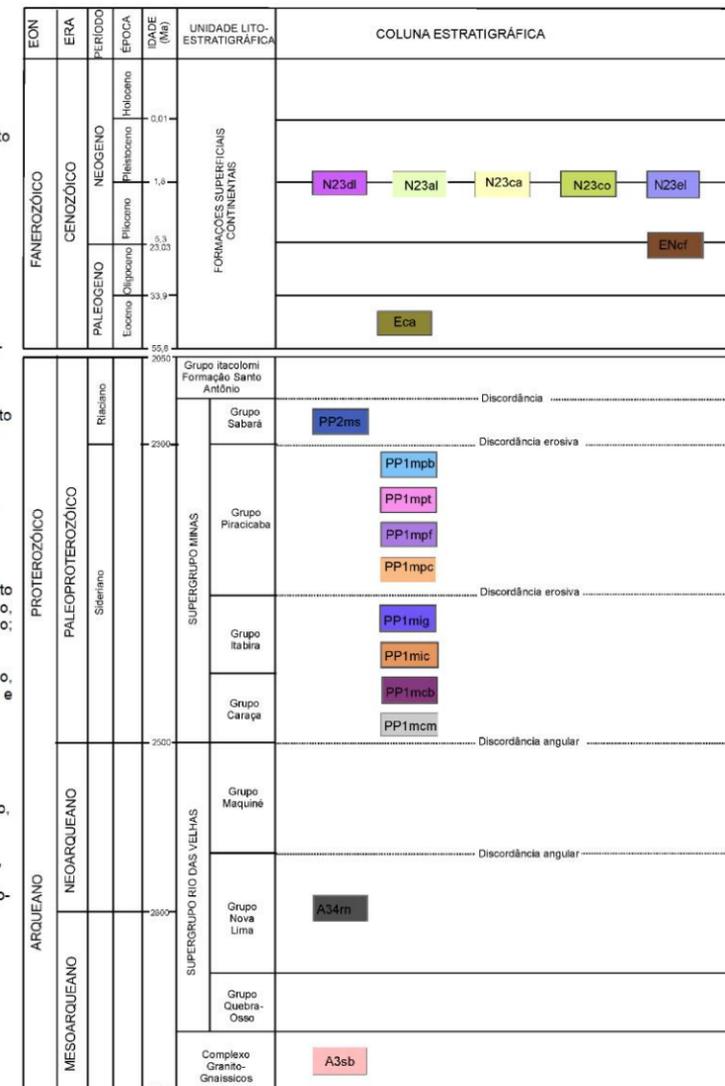


Figura 5.15 – Mapeamento da superfície laterítica de ferricrete apresentando na base o mapa litológico (Fonte: Lobato et al, 2005).





Topo da Superfície de Ferricrete

Superfície de Ferricrete – da base ao topo

Figura 5.16 – Superfície de Ferricrete na Serra da Calçada (arredores do Condomínio Rio das Pedras).

Em patamar mais baixo que a superfície de ferricrete, em torno de 1200-1300m de altitude, podem ser observadas áreas com quartzito apresentando-se deformado por dobramentos (Figura 5.17), com lineamento no sentido N-S, na Serra do Ouro Fino. Diferentemente da região de Catas Altas, aqui os quartzitos estão em patamares mais baixos que a superfície laterítica, sustentam os topos de morros da Serra do Ouro Fino (Quartzito da Formação Moeda, do Grupo Caraça e Supergrupo Minas).

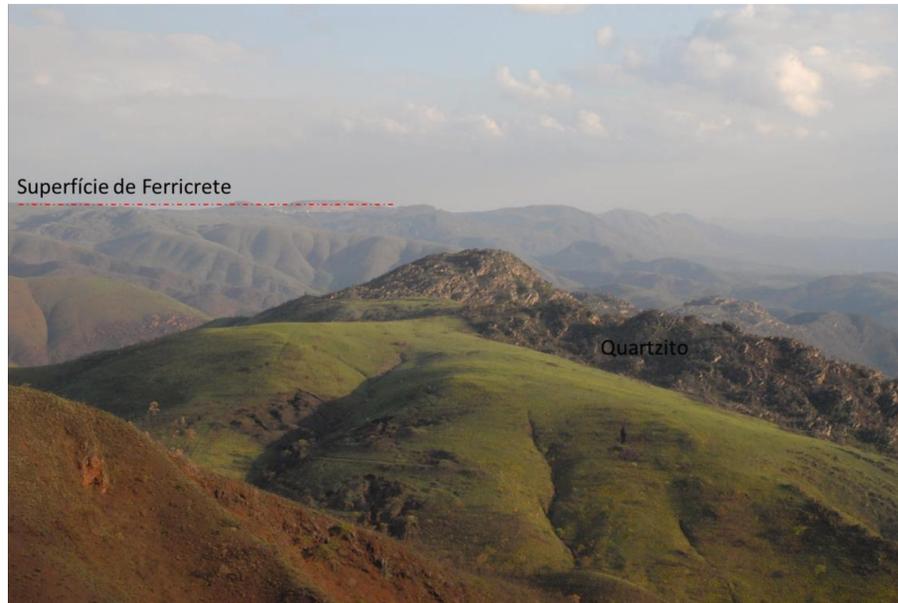


Figura 5.17 – Quartzito da Serra do Ouro Fino

#### *Escarpas, limites e rede de drenagem*

Na maioria dos limites da superfície laterítica estão as escarpas com desníveis que chegam a 500 metros, principalmente na Serra do Rola Moça. Em algumas áreas a base está em torno de 1000 metros de altitude e o topo a 1500 metros.

O contato da crosta com o vale é abrupto, resultado da erosão mecânica, pois muitas escarpas trazem cicatrizes de solapamentos, devido à ocorrência de fraturas no ferricrete que futuramente levam a desabamentos.

Analisando a geomorfologia do setor sudeste da área mapeada, especificamente na Serra da Calçada (compartimento da Serra da Moeda), a declividade do terreno é menor a leste desta Serra, aos arredores do Jardim Canadá e do Condomínio Retiro das Pedras – Nova Lima/MG, onde as vertentes são menos escarpadas; e maior a oeste da mesma Serra (sentido a Casa Branca, Município de Brumadinho/MG), onde formam paredões abruptos. Na imagem abaixo (Figura 5.18) pode ser observado à direita a Serra da Calçada (no patamar mais alto) e à esquerda a Serra do Rola-Moça, com destaque ao segundo patamar, que apresenta um afloramento de quartzito na Serra do Ouro Fino (1200 metros de altitude), com superfície de caimento de 45° aproximadamente e ainda no patamar mais baixo o

vale onde se encontra o povoado de Casa Branca, no município de Brumadinho – MG.



Figura 5.18 – Vista aos três patamares altimétricos. 1º Serra da Moeda e Serra da Calçada; 2º Serra do Ouro Fino; 3º vale onde se encontra Casa Branca.

### *Material de Origem*

Nesta área a superfície de ferricrete evoluiu sobre o itabirito, tanto é que de 1100 a 1300 metros claramente se vê o itabirito nos perfis de cortes de estrada. A 1100 – 1200 metros de altitude o itabirito ainda está fresco e acima disto ele se encontra bastante alterado. Portanto, nos perfis lateríticos dentro do Parque Estadual da Serra do Rola Moça e arredores pode-se observar o processo nítido de alteração e enriquecimento.

Em patamar próximo de 1400 metros de altitude (por exemplo, no ponto: UTM 23K - E 603700 N7783607, 1397m de altitude) observa-se ainda o itabirito, mas se percebe que está fortemente afetado por um processo intempérico, pois se apresenta enriquecido em ferro. Nas vertentes laterais deste ponto há escarpas aparentemente sustentadas pela rocha e não pelo ferricrete. Também em direção a Belo Horizonte, em patamares mais baixos, são observadas pequenas escarpas sustentadas pelo itabirito (Figura 5.19).



Figura 5.19 - Escarpas sustentadas pelo itabirito

Entretanto, a superfície de ferricrete mapeada começa a aparecer nesta área em patamares acima de 1400 metros de altitude, raramente aparecem escarpas sustentadas pelo ferricrete abaixo deste patamar.

O perfil de ferricrete nesta área possui fragmentos de itabirito no seu interior (Figura 5.20), pois a rocha se fragmenta na forma de pastilha e posteriormente estes fragmentos são cimentados, deste modo, o ferricrete mantém a estrutura da rocha, envolvidos por uma matriz.



Figura 5.20 - Evolução do itabirito – Fragmentos de itabirito envolvidos por uma matriz.

Na área do Parque Estadual da Serra do Rola Moça é difícil delimitar no perfil a passagem do itabirito alterado para o ferricrete, pois este limite é gradativo, portanto, torna-se complexo saber onde termina um e começa o outro. O que se sabe na verdade é que o ferricrete, independente da sua espessura está no topo dos perfis e é ele que sustenta os patamares maiores tanto da Serra do Rola Moça como também da Serra da Calçada (Norte da Serra da Moeda).

## **5.2 DESCRIÇÃO E ANÁLISE DE PERFIS LATERÍTICOS: análise macromorfológica, geoquímica e mineralógica.**

### **5.2.1 Análise Macromorfológica**

Neste subcapítulo serão enfatizados dois perfis lateríticos (QF37 e QF57) que possuem grandes diferenças altimétricas e também diferenças nos materiais de origem. O perfil QF37 evoluiu sobre um depósito de clastos de itabirito e o QF57 evoluiu sobre o itabirito *in situ*.

A descrição macromorfológica será dada do topo (superfície) para a base do perfil.

#### **5.2.1.1 Perfil QF 37 – Região de Catas Altas/MG**

O perfil QF37 está localizado nas coordenadas UTM – Zona 23K – E 666597 / N 7772796, a 889m de altitude (topo do perfil), ao todo ele possui em torno de 100m de espessura (Figura 5.21), e quatro camadas diferenciadas, aflorando em 3 locais da estrada entre Mariana e Catas Altas (MG129), em frente a Mina do Fazendão da Cia Vale.

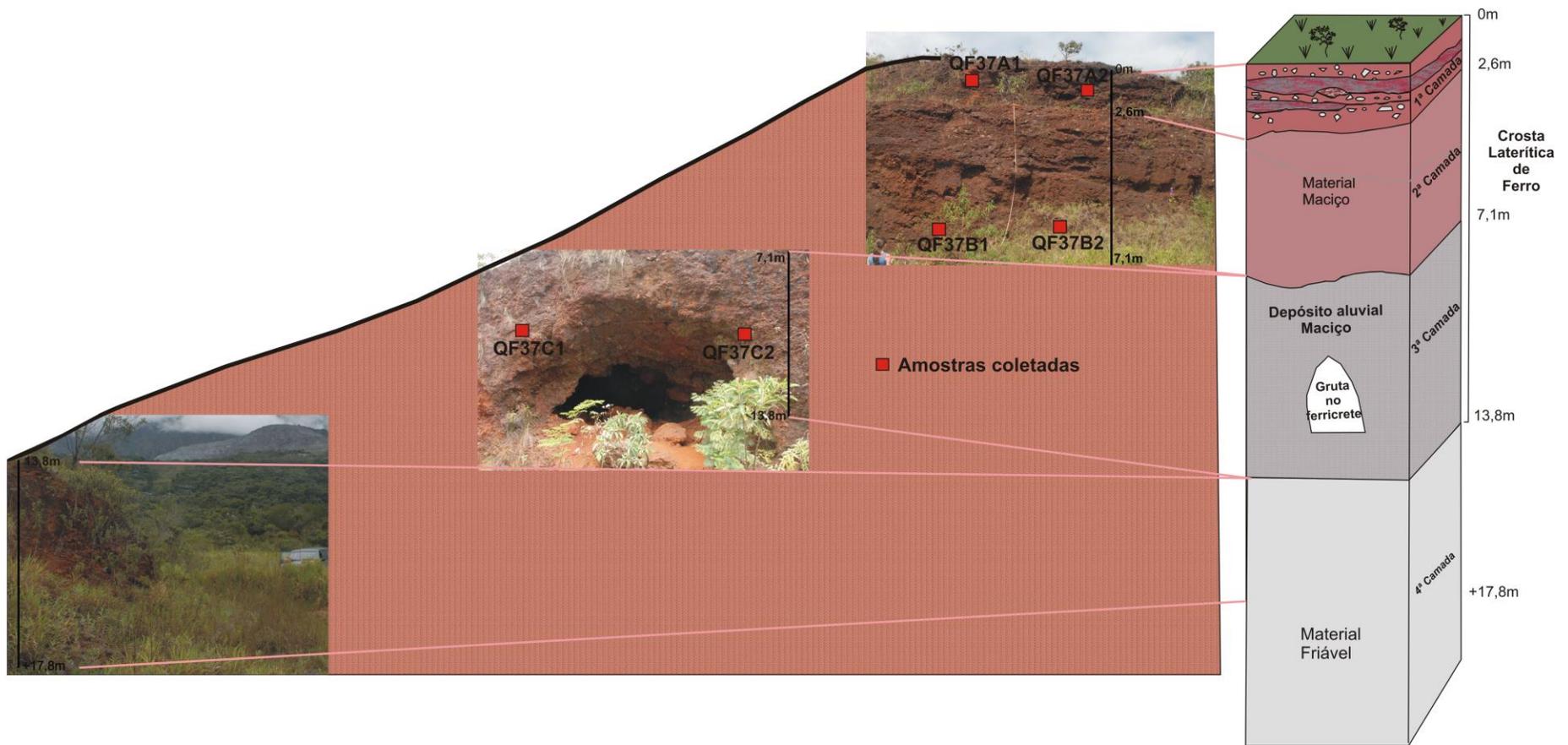


Figura 5.21 – Topossequência e Perfil laterítico de Catas Altas

**Topo do Perfil** – O topo do perfil apresenta uma superfície de ferricrete plana e bastante extensa (na horizontal), com canga em sua superfície (Figura 5.22a). Na porção mais alta do perfil aparecem corpos de lentes de depósito muito nítidas, compondo um depósito de leque aluvial (Figura 5.21b). Na porção superior os clastos de itabirito são abundantes, sem um grau de seleção elevado. Aparecem clastos de 20cm junto com clastos de 1cm, e há uma matriz fina, de cor vermelho escuro.

Eventualmente existem blocos de itabirito com mais de 40cm no interior do depósito, sendo que todos os clastos observados são de itabirito.

Neste ponto destacam-se os clastos com eixos horizontais bem maiores, planares, sendo que em alguns níveis estes clastos estão orientados. Os clastos planares são predominantemente os menores, com dimensões centimétricas, enquanto que os maiores são mais esféricos, mas raramente redondos.

Neste perfil o depósito forma lentes, camadas, evidenciando depósitos de grande energia e grande volume de material, provavelmente associado a um leque aluvial provavelmente em condições proximais.

Pelo analisado em campo este é um depósito na qual a área fonte está muito próxima, logo se nota que ao redor da área o itabirito (material de origem do depósito, que compõem de clastos de itabirito) está *in situ* e é extraído como minério de ferro nas Minas do Fazendão, a 2 Km do local e na Mina da Alegria, a 12 Km do local, ambas entre 1200-1300 metros de altitude.

Foram coletadas amostras em duplicata na profundidade entre 1,9 e 2,10m a cerca de 4m entre elas, na mesma camada para a análise química, mineralógica e para datação (QF37A1 e QF37A2). Para a datação serão utilizadas as duas amostras em duplicata e para as outras análises será considerada somente a amostra QF37A1. Do topo do perfil até a camada imediatamente inferior (2ª camada) o perfil possui 2,6 m de espessura.

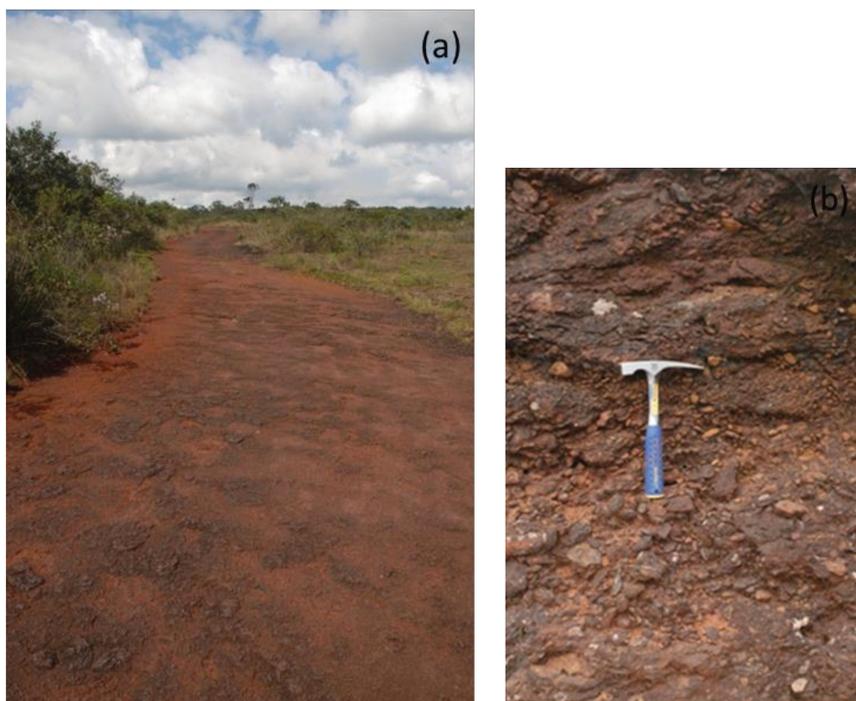


Figura 5.22 – (a) Topo do perfil Catas Altas; (b) Corpos de lentes de depósito aluvial (leque aluvial)

### **2ª Camada**

Esta camada possui 4,5 metros de espessura, podendo ser observado à mesma estratificação vista no topo (leque aluvial), sendo que esta estratificação vai até 3,20 metros de profundidade neste segundo patamar.

Abaixo desta estratificação está um nível maciço, com uma matriz compacta e material mais homogêneo, de cor avermelhada (Figura 5.23). Nesta camada foram coletados duas amostras, no mesmo nível, na base do perfil, onde está o material maciço (amostras QF37B1 e QF37B2), na qual será realizada datação das duas amostras e análise geoquímica e mineralógica da amostra QF37B1.

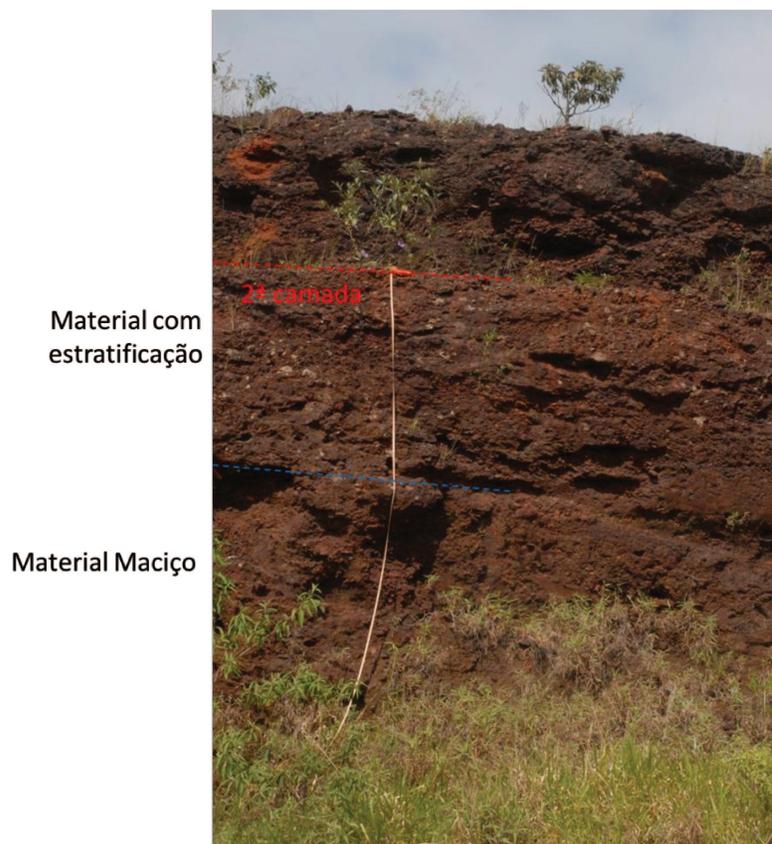


Figura 5.23 – Perfil laterítico com destaque a dois níveis da 2ª camada

### 3ª Camada

Esta camada apresenta como característica principal uma gruta de aproximadamente 3 metros de altura, 4,5 metros de largura e 2,5 metros de profundidade (Figura 5.24).



Figura 5.24 - Relevo cárstico no ferricrete (Gruta).

Nesta camada o perfil possui um total de 6,70m de espessura, de cor vermelho escuro onde pode ser observado que o ferricrete evoluiu sobre depósitos de itabirito mal selecionados, com clastos finos até clastos de +/- 20 cm e com graus de arredondamento heterogêneo (Figura 5.25).



Figura 5.25 - Clastos de Itabirito de diferentes graus de arredondamento e de tamanho.

Os clastos podem aparecer de forma concentrada (clasto suportado), por vezes dispersos na matriz, mas não se observa uma orientação nestes. Há um predomínio de seixos bem arredondados a subarredondados, entretanto destaca-se a presença de grandes blocos, arestados, alguns com mais de 40cm, imersos na matriz e entre os seixos menores. Neste perfil há um bloco de itabirito muito grande (com mais de 50cm) que chama atenção, sofrendo intemperismo parcial (Figura 5.26).

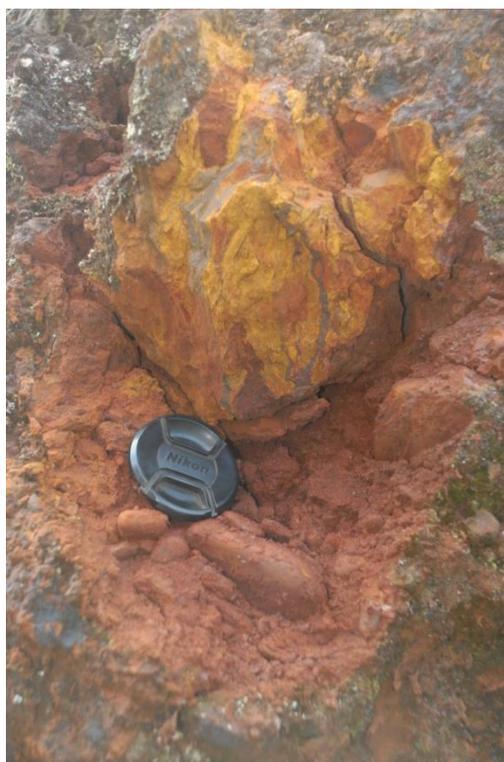


Figura 5.26 - Clasto de itabirito sofrendo alteração

Fragmentando o material percebe-se que não há seixos de quartzito, no máximo há grãos de quartzo, que podem estar associados ao próprio itabirito ou ao quartzito, que hoje se encontra no topo da escarpa da Serra do Caraça. Causa estranhamento a ausência total de seixos de quartzito, devido à presença de quartzito no topo muito próximo do local. Portanto, esta distância, que é curta, não seria o suficiente para explicar esta ausência, portanto os fluxos do leque não traziam, ou traziam muito pouco do quartzito, como dito anteriormente pode estar associado à baixa taxa de erosão do quartzito do Caraça.

Foram coletadas amostras nesta camada para a geoquímica, mineralogia e datação (Amostras QF37C1 e QF37C2). Igualmente à camada acima, foram realizadas datação das duas amostras coletadas em duplicata e somente geoquímicas e mineralogia da amostra QF37C1.

#### 4ª Camada

Esta camada está na base do afloramento, a 802 metros de altitude, sendo este o último corte de ferricrete visível, próximo ao Ribeirão dos Coqueiros, na porção inferior da escarpa.

Nesta camada o ferricrete apresenta 3,40 metros de espessura, consistindo em clastos de itabirito e de material de alteração, de cor vermelho-claro, com mosqueamentos amarelo-acastanhado e cinza-escuro. Os clastos são idênticos aos observados na 3ª camada, sem clastos de quartzito, mas a matriz está totalmente alterada, compondo, portanto, um perfil de alteração do solo com presença de clastos de itabirito. Não há qualquer evidencia de estrutura de depósito de leque (Figura 5.27a). Nesta área, na camada inferior observa-se um córrego com diversas corredeiras, todas elas sustentadas pelo ferricrete, indício de que o ferricrete é mais antigo que a dinâmica de esculpturação do relevo atual (Figura 5.27b).

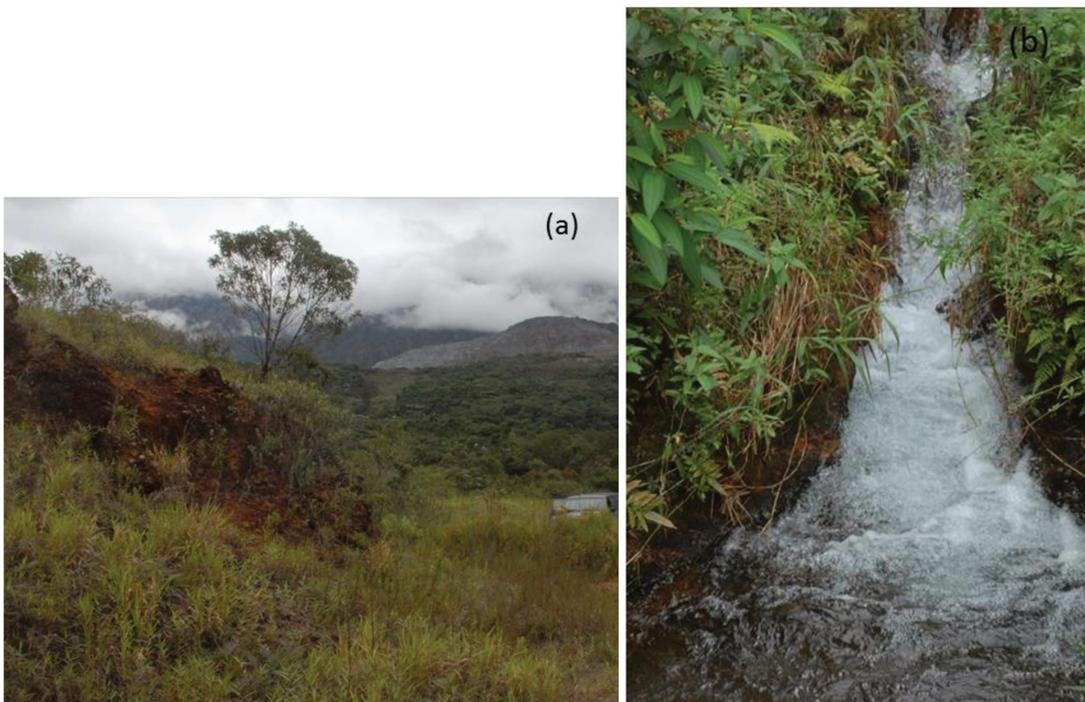


Figura 5.27 - (a) Base do Perfil laterítico; (b) Pequena corredeira sustentada pelo ferricrete

### 5.2.1.2 Perfil QF 57 – Serra do Rola Moça

Este segundo ponto para análise de detalhe faz limite com o Parque Estadual da Serra do Rola Moça, compõe-se de uma Mina de Exploração de Ferro desativada, localiza-se nas coordenadas UTM – 23K – E602005 / N7781563.

Nesta área, o perfil laterítico de ferro (Figura 5.28) evoluiu sobre a rocha *in situ*, sem nenhuma evidência de depósito.

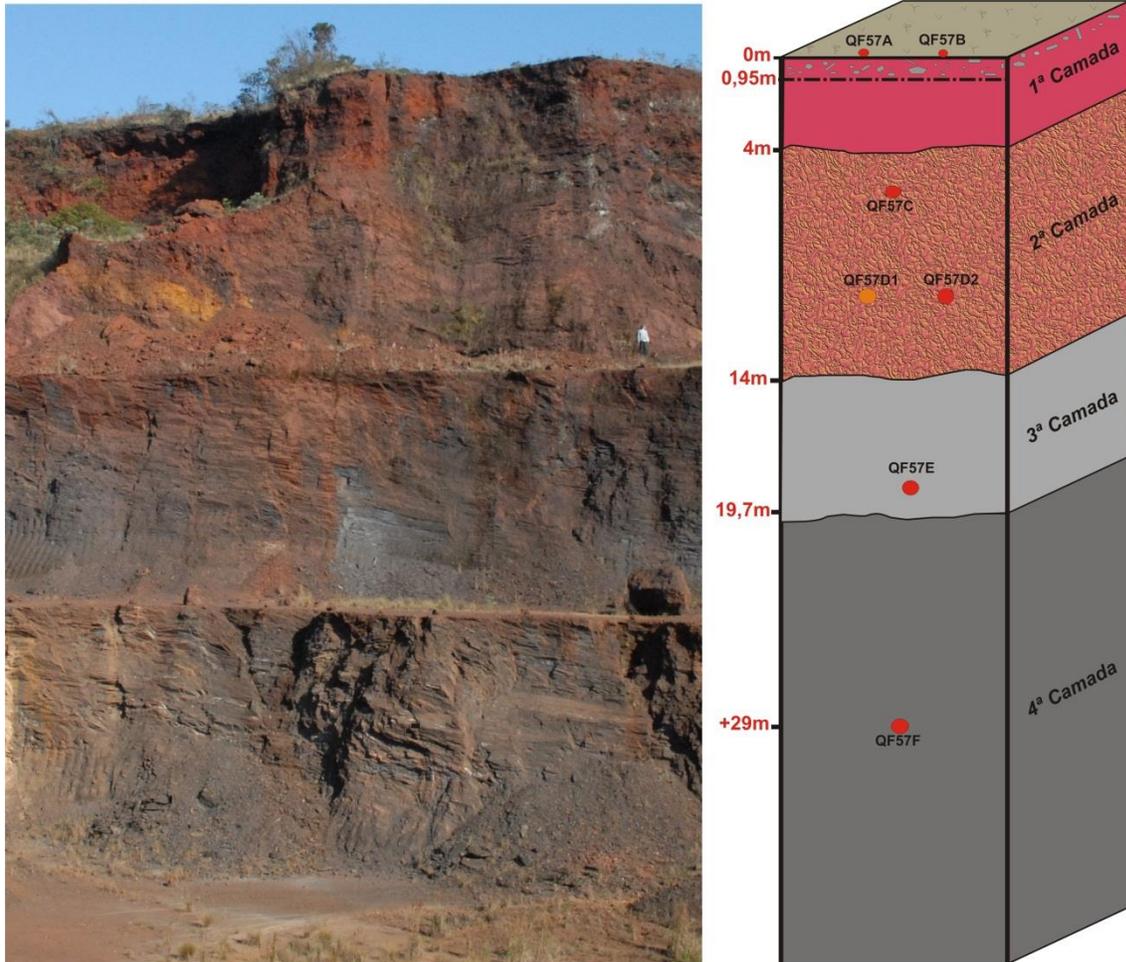


Figura 5.28 – Perfil Laterítico Completo da Serra do Rola Moça, com os pontos de observação e amostragem dentro de cada camada

### Camada do Topo (1ª Camada)

Nesta camada o ferricrete apresenta-se do topo até os 4 metros de profundidade aproximadamente, não mantendo a mesma espessura, pois varia de 1 metro a 4 metros.

Nos primeiros 95cm apresentam-se fragmentos milimétricos a centimétricos de itabirito. Nada indica que estes materiais sejam um depósito, e estes fragmentos fazem parte da evolução do perfil laterítico *in situ*, como observado nos pontos ao redor desta área. Destaca-se que sendo ou não um depósito a cimentação se deu tanto sobre os fragmentos quanto sobre o ferricrete *in situ*, como exemplificado no esquema abaixo (Figura 5.29).



Figura 5.29 - Esquema de evolução do ferricrete na área

O topo do perfil (Figura 5.30) se encontra a 1400 metros de altitude aproximadamente, de cor vermelho-escuro onde foram coletadas duas amostras no mesmo nível (Amostra QF57A1 e QFA2). As amostras estão distantes em torno de 20 metros uma da outra, uma foi coletada na fenda (QF57A1) e outra na cava (QF57A2).



Figura 5.30 - Crosta laterítica com fendas no topo do perfil laterítico

Abaixo dos 95cm o ferricrete apresenta-se bastante poroso, com pouca presença de fragmentos do itabirito, e em alguns pontos mantendo marcas da foliação da rocha. Abaixo desta crosta laterítica, apresenta-se pequenas cavas (feição cárstica), bastante comum em crostas lateríticas de ferro.

Deve-se ressaltar que as amostras QF57B1 e QF57B2 foram coletadas dentro da primeira camada, também no topo, mas em patamar mais baixo, pois a crosta não é uniforme, ela possui uma declividade em direção a oeste, portanto, a amostra trata-se do mesmo material que as amostras QF57A1 e QF57A2, mas em patamar altimétrico diferenciado. A diferença altimétrica entre eles estão em torno de 15 metros.

## **2ª camada**

Esta camada expõe o horizonte mosqueado do perfil laterítico e este se apresenta com as mesmas estruturas foliadas do itabirito. A matriz é composta por itabirito alterado, friável, com processos de ferruginização. Nesta camada também se pode observar um horizonte mosqueado, com faixas amarelas (10YR 7/8), onde

apresentam textura mais argilosa que o restante do horizonte (Figura 5.31). Foram coletadas três amostras nesta camada (QF57C, QF57D1 e QF57D2). A amostra QF57C compõe-se de um mosqueamento de cor vermelho, com lâminas acinzentadas, derivada do itabirito pouco alterado. A amostra QF57D1 compõe-se de material amarelo acastanhado, mais argiloso e a QF 57D2 compõe-se de material cinza avermelhado escuro (matriz). As amostras QF57D1 e QF57D2 foram coletadas no mesmo nível e a amostra QF 57C foi coletada num nível superior, cerca de 4,5 metros das amostras QF57D1 e QF57D2. A amostra QF57D2 foi utilizada para interpretação geoquímica e mineralógica, as outras amostras não foram utilizadas, pois se tratam de uma particularidade dentro do horizonte mosqueado.



Figura 5.31 – Material alterado (amarelo e argiloso) – 2ª camada do perfil laterítico

### 3ª Camada

Nesta camada observa-se o itabirito alterado por processos intempéricos. Trata-se de uma transição entre o itabirito e o horizonte endurecido de ferro, ou seja, a raiz do perfil laterítico, apresenta-se cor cinza avermelhado escuro. Foi coletada neste ponto uma amostra (QF57E) para a análise química e mineralógica.

### 4ª Camada – Rocha Fresca

A partir dos 19,7 metros de profundidade em relação à superfície (aproximadamente) o itabirito fresco começa a aparecer. Igualmente como ocorre em outras camadas, esta linha onde o itabirito fresco aparece não é homogênea, ora ele aparece aos 19,7 metros e ora aos 30 metros de profundidade. O perfil inteiro possui mais de 100 metros de profundidade, sendo que  $\frac{3}{4}$  deste perfil apresenta o itabirito fresco. O itabirito encontra-se verticalizado apresentando dobras pequenas e foliações (próprias do itabirito). São visíveis as intercalações de placas de hematita e grãos de quartzo na rocha, na qual o quartzo apresenta-se bastante friável (solto). Nesta camada foi coletada uma amostra (QF57F) para análise geoquímica. (Figura 5.32).



Figura 5.32 – Afloramento de Itabirito, com perfil verticalizado

## **5.2.2 Análise Geoquímica dos Perfis Lateríticos da região de Catas Altas/MG e da Serra do Rola Moça.**

### **5.2.2.1 Perfil Laterítico da região de Catas Altas/MG**

Nesta análise serão interpretados os elementos maiores, menores, traços e terras raras de quatro camadas do perfil laterítico de Catas Altas, onde serão consideradas as amostras QF37A1 do topo, na 1ª camada, a amostra QF37B1 da 2ª camada, a amostra QF37C1 na 3ª camada e ainda a rocha (amostra QF101) coletada aos arredores da área do perfil, para fazer uma comparação dos elementos presentes no perfil com o itabirito, devido o perfil não apresentar a rocha exposta.

#### *Elementos maiores, menores e traços*

Ao analisar os elementos químicos no perfil laterítico (Tabela 5.1), percebe-se claramente que houve enriquecimento por ferro ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Enquanto a rocha (itabirito) possui 61,73% de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , a crosta laterítica concentra mais de 80%. A sílica ( $\text{SiO}_2$ ) existente na rocha é quase que totalmente lixiviada, atentando para condições climáticas úmidas, quentes e ainda com drenagem livre, que permitiu que a sílica fosse remobilizada do perfil.

O alumínio, como o ferro também sofreu enriquecimento, mas este não se concentra tanto devido o material de origem não ser tão rico em alumínio como é em ferro, mesmo assim observa-se um pequeno enriquecimento na 2ª e 3ª camada (Amostras QF37B1 e QF37C1) e no topo esta concentração decai (QF37A1).

O óxido de fósforo e o óxido de titânio são bastante estáveis, havendo um enriquecimento no perfil em relação à rocha, mas mesmo assim contém menos de 0,5 % dos óxidos do total, portanto, perto de outros óxidos como o óxido de ferro, ele é pouco significativo.

O óxido de manganês é lixiviado, pois a rocha concentra mais este óxido que o próprio perfil (rocha 0,11% e perfil 0,05%), na qual isso significa uma perda maior que 50%.

Tabela 5.1 – Elementos Maiores do Perfil Laterítico de Catas Altas/MG

<b>Amostras</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>MnO</b>
QF37A1	0,97	2,82	86,61	0,21	0,38	0,05
QF37B1	2,39	5,14	82,6	0,14	0,25	0,04
QF37C1	2,51	2,48	85,65	0,13	0,31	0,04
QF101 (Rocha)	37,49	0,14	61,73	0,01	0,01	0,11

Elaborado por: Fernanda Leonardi

Normalizando pela rocha (QF101), o gráfico 2 mostra a relação dos principais óxidos (elementos maiores) deste perfil dentro de cada amostra que corresponde as camadas: 1ª camada (topo) - Amostra QF37A1; 2ª camada – Amostra QF37B1; e 3ª camada – Amostra QF37C1.

Em relação à rocha, a camada do topo perde óxido de silício e de potássio, ganha óxido de alumínio, de titânio e de manganês e o óxido de ferro mantém-se estável. Apesar de possuir uma grande quantidade de ferro no perfil, a rocha enriqueceu-se menos em ferro (considerando que a rocha é extremamente rica em ferro) que em alumínio, titânio e manganês.

De acordo com os óxidos presentes na rocha, em maior quantidade, o alumínio representa o que houve maior concentração (Figura 5.33), principalmente concentrou-se mais na segunda camada, pois a própria rocha apresenta somente 0,14 % do total de óxido de alumínio, enquanto que a 2ª camada apresenta 5,14% deste óxido, um enriquecimento bastante considerável. No geral, considerando que o ferro possui na mesma camada 82,60%, o óxido de alumínio não é tão perceptível na amostra total.

A perda da sílica em relação à rocha e em direção ao topo do perfil se justifica devido um clima extremamente úmido e quente que possibilitou a lixiviação das bases e da sílica e a concentração do alumínio (elemento mais estável no perfil). A acumulação do ferro e do alumínio no perfil é tratada por Zeegers (1979) *apud* Licht (1998) como resultado do intemperismo ferralítico profundo e a presença de K, Na, Ca e Mg indicaria um processo ainda incompleto.

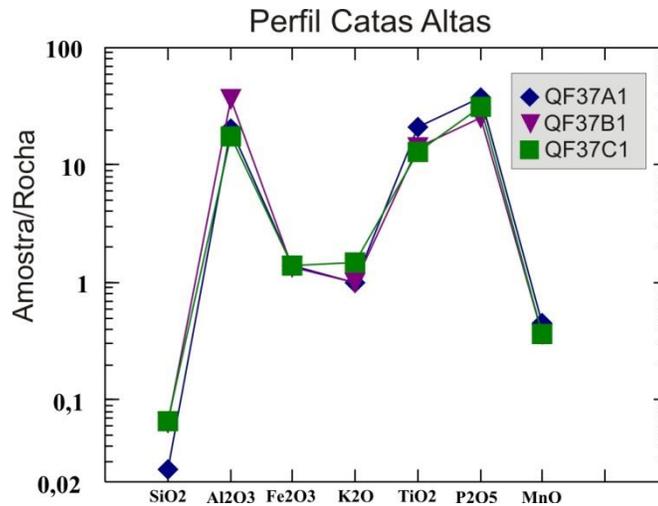


Figura 5.33 – Variação dos elementos maiores no Perfil QF37

Zeegers (1979) *apud* Licht (1998) analisando o processo intempérico ferralítico na Guiana Francesa agrupou os elementos químicos em quatro categorias principais de comportamento:

- 1 – Elementos como Cr, V, Ti, P, Sr, Zr, que são enriquecidos junto com Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e/ou Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>;
- 2 – Elementos especialmente abundantes em solos derivados de rochas básicas e lixiviados sob condições de intemperismo profundo como Cu, Ni, Zn e Mn;
- 3 – Elementos abundantes principalmente em solos derivados de rochas ígneas e sedimentares aluminosas e lixiviados sob condições de intemperismo profundo como K, Ba e B;
- 4 – Elementos aparentemente não afetados pelo intemperismo ferralítico como Pb e Mo.

Zeegers (1979) *apud* Licht (1998, p. 30) acrescenta ainda:

Os elementos ditos estáveis no ambiente supergênico são submetidos a enriquecimentos supergênicos durante o intemperismo, simultaneamente com Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e/ou Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Esse é o caso do V, Cr, Ti, P e Zr.

Os elementos ditos solúveis, como Cu, Ni, Zn, K<sub>2</sub>O e Ba, podem ser mobilizados e lixiviados, quando a rocha é submetida a intemperismo de qualquer intensidade. Provavelmente o Ca, Na, Mg e Co têm o mesmo comportamento.

Portanto, analisando os dados do perfil amostrado nota-se que:

O Sr (Figura 5.34) é um elemento estável, e tem um enriquecimento pequeno em relação a rocha, ocorre uma pequena perda na amostra QF37B1, mas torna-se a enriquecer na amostra do topo (QF37A). Esta amostra QF37B1 pode estar relacionada a um ambiente úmido com drenagem estagnada no momento da evolução desta camada, que concentrou um pouco mais de alumínio, provavelmente tornando o ferro solúvel ( $Fe^{3+}$ ). Mas sua evolução posterior mostra que no momento da evolução da crosta laterítica do topo, ganha-se ferro, num ambiente de lençol freático profundo, com drenagem livre.

Os elementos Ni, Zn e Co foram lixiviados, mostrando uma perda em direção ao topo do perfil, portanto condiz com a literatura, pois ambos são elementos solúveis sob condições de intemperismo químico profundo.

Considerando os elementos Cu e Ba, mesmo que em proporções pequenas, esta anomalia na amostra QF37B1 (2ª camada) também aparece, pois estes elementos são solúveis em condições de intemperismo profundo, isto acontece na amostra QF37A1 (1ª camada) e QF37C1 (3ª camada), mas na segunda camada ocorre um acréscimo, enquanto deveria ocorrer uma perda. Mais uma vez associam-se a condições de drenagem estagnada em ambiente úmido.

O V e Zr são enriquecidos junto com o ferro e o alumínio, aumentando em direção ao topo do perfil, portanto são considerados elementos estáveis, possibilitando enriquecimento em condições de intemperismo ferralítico profundo.

Os elementos Mo e Pb são elementos não afetados pelo intemperismo ferralítico, mantém-se estável no perfil, não havendo nem enriquecimento e nem são lixiviados, também está de acordo com as medidas feitas por Zeegers (1979) *apud* Licht (1998).

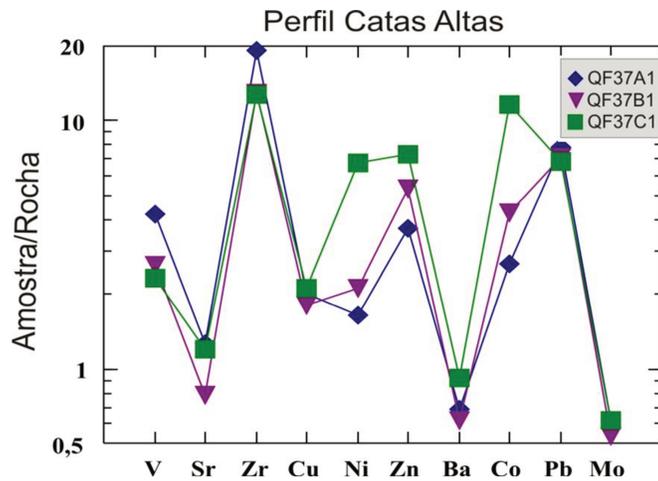


Figura 5.34 – Variação dos elementos menores e traços no Perfil QF37

### *Terras Raras (TR)*

Os elementos terras raras são conhecidos como elementos imóveis no ambiente superficial em função da carga e do raio iônico, como pode ser observado na figura a seguir (Figura 5.35).

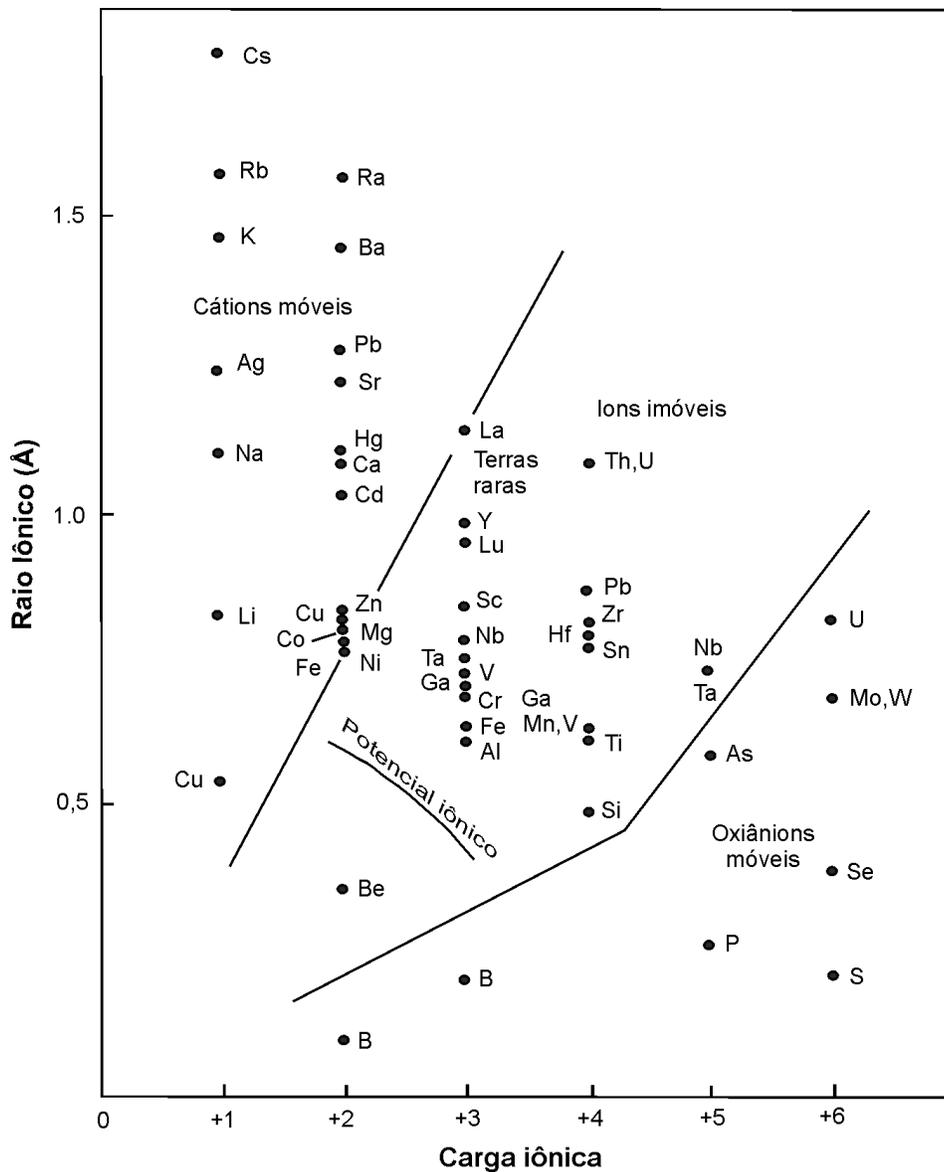


Figura 5.35 - Mobilidade no ambiente superficial como função da carga e do raio iônico. Segundo Wittaker e Muntus (em Rose, Hawkes e Webb, 1979). (LICHT, 1998).

São considerados terras raras dos números atômico 57 (Lantânio) ao 71 (Lutécio). Os números atômicos de 57 (Lantânio) a 61 (Promécio) são os terras raras leves, do 62 (Samário) a 67 (Hólmio) são os terras raras médios, e do 68 (Érbio) ao 71 (Lutécio) são os terras raras pesadas (FIGUEIREDO, 1985). De acordo com a figura 5.35, entende-se que as Terras Raras Leves são mais móveis que as Terras Raras Médias e Pesadas, apesar de serem consideradas ainda imóveis perante outros elementos químicos dentro do ambiente superficial.

Neste perfil de Catas Altas podemos observar que a maioria dos elementos Terras Raras mantém uma correlação positiva no perfil, ocorrendo pequena lixiviação (perda) em direção ao topo.

Foram observadas, igualmente nos elementos maiores uma pequena anomalia na 2ª camada do perfil, nos elementos Dy e Er, que diferentemente dos outros elementos, como pode ser observado na figura 5.36, estes apresentam um acréscimo na 2ª camada (amostra QF37B1), enquanto os outros elementos decaem conforme se aproximam do topo do perfil. O Dy pode ser encontrado junto com o Er na natureza, e provavelmente a presença maior destes na segunda camada (amostra QF37B1) está associada a um ambiente que reduziu a lixiviação, pois os mesmos seriam lixiviados se as condições ambientais permitisse como ocorreu em outras camadas.

Portanto, apesar das Terras Raras serem consideradas imóveis no perfil, estas apresenta neste perfil pequenas perdas conforme avançam para o topo do perfil, associada à lixiviação proporcionada pelo intemperismo profundo.

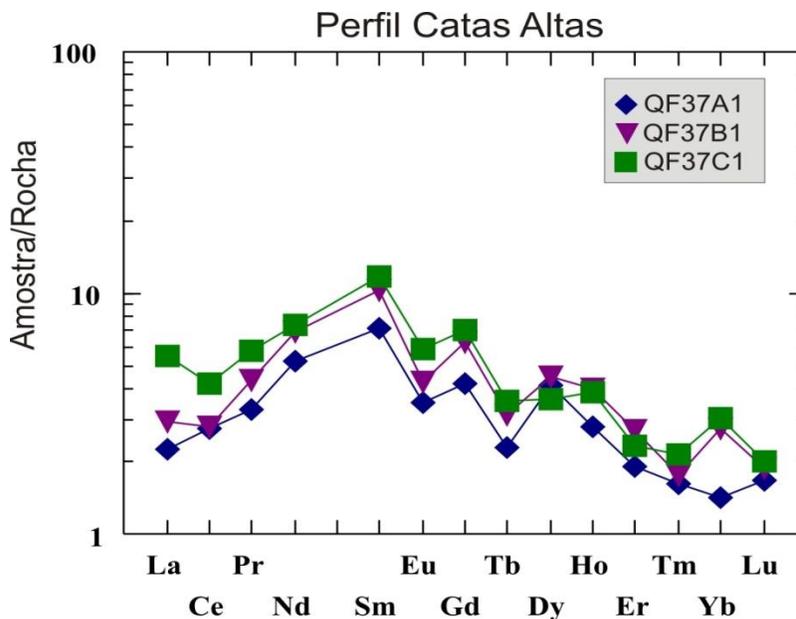


Figura 5.36 – Variação dos elementos Terras Raras no Perfil QF 37A1

### **5.2.2.2 Perfil Laterítico da Serra do Rola Moça**

Nesta análise serão interpretados os elementos maiores, menores, traços e terras raras de quatro camadas do perfil laterítico da Serra do Rola Moça, onde será considerada a amostra QF57A1 do topo, na 1ª camada, a amostra QF57D2 da 2ª camada, a amostra QF57E na 3ª camada e a rocha fresca (amostra QF57F).

#### *Elementos maiores*

Ao observarmos os elementos maiores na tabela 5.2, nota-se que houve enriquecimento por ferro, considerando que a própria rocha (itabirito) já é riquíssima em ferro, todas as camadas apresentam um percentual com mais de 80% em ferro.

O enriquecimento por alumínio também é visível, claro em porcentagens totais menores, pois o material de origem não é tão rico neste elemento para evoluir para um perfil laterítico bauxítico, por exemplo.

Da base para o topo do perfil a perda de sílica é bastante significativa, evidencia de um clima quente e úmido, com drenagem livre e ainda com relativa estabilidade tectônica na formação deste perfil.

Apesar da rocha quase não apresentar óxido de manganês, ao longo do perfil também ocorre uma perda neste elemento, da base para o topo.

Na segunda camada (amostra QF57D2) ocorre uma situação extrema de intemperismo e lixiviação, praticamente perde todas as bases e a sílica e concentra principalmente o ferro. Nesta camada é interessante lembrar que ocorre um mosqueamento, com lâminas acinzentadas e amareladas (amostra QF57C e QF57D1), onde se concentram material com alto teor de alumínio e com queda de ferro, portanto, dentro do próprio perfil e da própria camada ocorrem processos de lixiviação incompletos, onde provavelmente a queda do ferro esteja associada a processos de oxi-redução onde o ferro presente no material apresenta-se em solução, ferro este que não foi contabilizado nesta análise.

No topo do perfil ocorre um pequeno ganho de sílica, provavelmente associada a um ambiente úmido, com pequenas áreas encharcadas, permitindo a permanência da sílica no horizonte, mesmo que em pequena proporção (2,01%). O processo de lixiviação ainda nesta camada é bastante forte, pois a concentração do ferro chega a 89,96%.

Tabela 5.2 – Geoquímica do Perfil Laterítico da Serra do Rola Moça

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO
<b>Amostra</b>						
QF57A1	2,01	2,09	89,96	0,39	0,53	0,04
QF57C	0,52	10,98	76,98	0,14	0,21	0,03
QF57D1	0,74	18,87	62,29	0,05	0,15	0,01
QF57D2	0,64	1,92	93,74	0,02	0,08	0,02
QF57E	2,10	1,36	93,13	0,02	0,19	0,05
<b>QF57F (Rocha)</b>	<b>11,94</b>	<b>0,14</b>	<b>86,25</b>	<b>0,01</b>	<b>0,02</b>	<b>0,06</b>

Elaborado por: Fernanda Leonardi

Normalizando pela rocha (QF57F), a figura 5.37 mostra a relação dos óxidos (elementos maiores) dentro de cada amostra que corresponde as camadas. Nota-se que o óxido de fósforo e o óxido de titânio são bastante estáveis, havendo um enriquecimento no perfil em relação à rocha, mas mesmo assim contém menos de 0,6 % dos óxidos do total, entretanto, neste perfil estes óxidos são pouco significativos, da mesma forma que no perfil de Catas Altas/MG, acima analisado.

O óxido de ferro está bastante estável em relação à rocha (pois a rocha já apresenta alto teor de ferro), mantendo-se este alto teor em todas as camadas. Observa-se um enriquecimento pequeno em alumínio em relação à rocha, mas ainda não é tão perceptível, visto que representa menos de 3% do total, enquanto o ferro ultrapassa 90% principalmente na 2<sup>a</sup> e 3<sup>a</sup> camada.

Neste perfil também, como no de Catas Altas/MG ocorre a acumulação do ferro e do alumínio, e lixiviação da sílica, resultado do intemperismo profundo, chamado por Zeegers (1979) apud Licht (1998) de intemperismo ferralítico profundo.

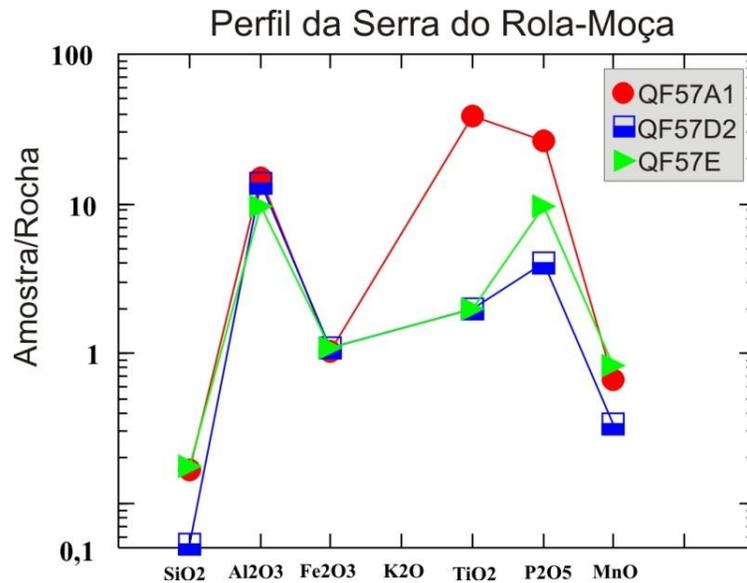


Figura 5.37 – Variação dos elementos maiores do Perfil QF57

O resultado aqui apresentado está de acordo com os resultados apresentados por Zeegers (1979) *apud* Licht (1998) (que analisou o processo intempérico ferralítico na Guiana Francesa) onde os elementos V, Ti, P, Sr e Zr são enriquecidos junto com o Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e o Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

#### *Elementos menores e traços*

Observando os dados geoquímicos do perfil amostrado (Figura 5.38) nota-se também que Cu, Ni, Zn, Ba e Co normalizados pela rocha estão de acordo com Zeegers (1979) *apud* Licht (1998), na qual, em um intemperismo ferralítico profundo estes elementos sofrem lixiviação, apresentando um decréscimo da base para o topo do perfil.

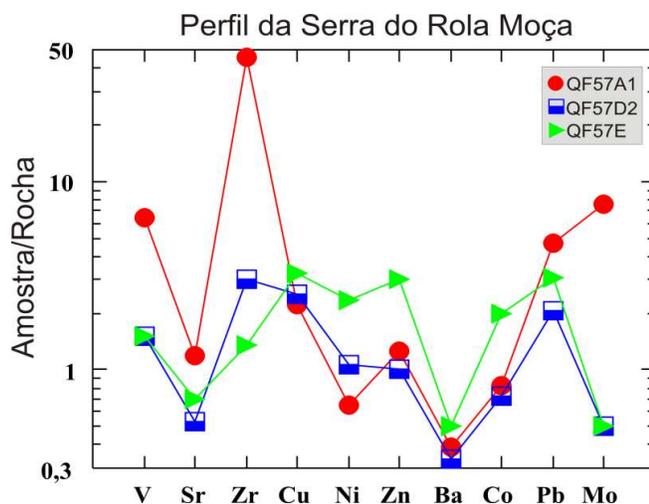


Figura 5.38 – Variação dos elementos menores e traços do Perfil QF57

Segundo o autor (*op cit*) o Pb e Mo não são afetados pelo intemperismo ferralítico, mas neste perfil, o que se observa, é um enriquecimento em Pb e Mo, apresentando acréscimo destes elementos no topo do perfil.

### *Terras Raras*

Tanto as Terras Raras (Figura 5.39) como os elementos maiores e menores evidenciam um ambiente de intemperismo e lixiviação intensa, principalmente se tratando da 2ª Camada (Amostra QF57D2), onde ocorre lixiviação dos elementos Terras Raras Médias (Gd, Tb, Dy e Ho) e também das Terras Raras Pesadas (Er, Tm, Yb e Lu). Em se tratando de anomalias, esta camada apresenta 93,74% de  $Fe_2O_3$  e 1,92% de  $Al_2O_3$  e a  $SiO_2$  é quase inexistente, apresentando menor percentual que em outras camadas, nesta apresenta 0,64%. As bases foram lixiviadas totalmente nesta camada, apresentando lixiviação também do  $P_2O_5$ , MnO e do Sr. Portanto, a lixiviação dos elementos Terras Raras, da  $SiO_2$ , do  $P_2O_5$ , do MnO e do Sr sugere um momento na gênese deste perfil (quando formou esta camada) de intemperismo profundo e extremo, maior que em outras camadas deste perfil.

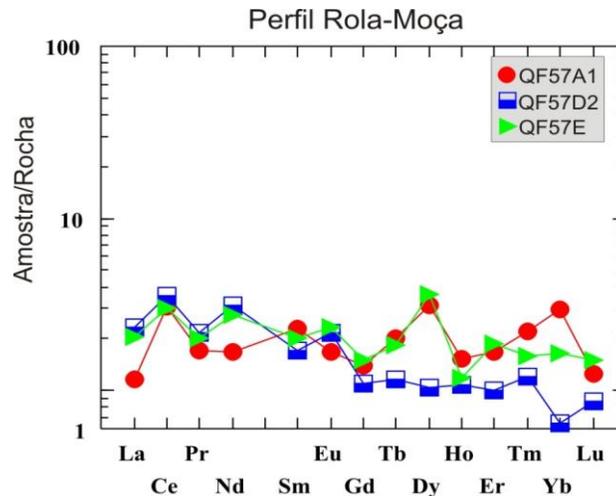


Figura 5.39 – Variação dos elementos Terras Raras do Perfil QF57

### 5.2.3 Análise Mineralógica dos Perfis Lateríticos da região de Catas Altas/MG e da Serra do Rola Moça.

Foram realizada Difração de Raio-X das amostras dos dois perfis, da região de Catas Altas (amostras QF37A1, QF37B1, QF37C1 e QF101) e da Serra do Rola Moça (amostras QF57A1, QF57D2, QF57E, QF57F) para identificar os principais minerais que compõe a amostra para melhor compreender o processo de evolução do perfil laterítico, associado aos dados macromorfológicos e geoquímicos.

Estes dados foram interpretados no Programa X'Pert High Score Plus da Philips, com a ajuda de um banco de dados minerais atualizados. Com intuito de quantificar e obter a porcentagem de cada mineral que compõe as amostras utilizou-se um método inovador, denominado Método de Rietveld, que proporciona tal análise. Os resultados serão apresentados, separados por perfis e amostras.

#### 5.2.3.1 Perfil Laterítico da região de Catas Altas

Os dados serão apresentados na seguinte ordem: Difratogramas de Raio-X interpretados de todas as amostras e em seguida os dados obtidos segundo o Método de Rietveld.

1) Difractogramas de raio-X interpretados (Figuras 5.40 e 5.41) do Perfil de Catas Altas, de 4 amostras analisadas:

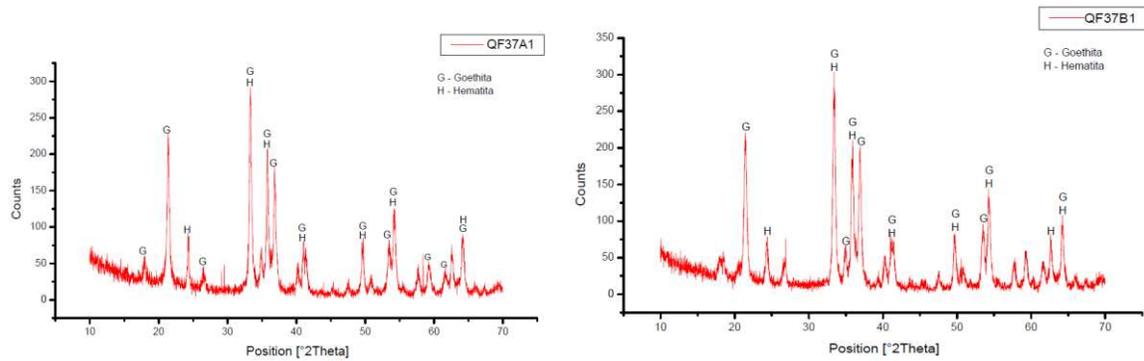


Figura 5.40 – Difractogramas de raio-X interpretados das amostras QF37A1 e Amostra QF37B1

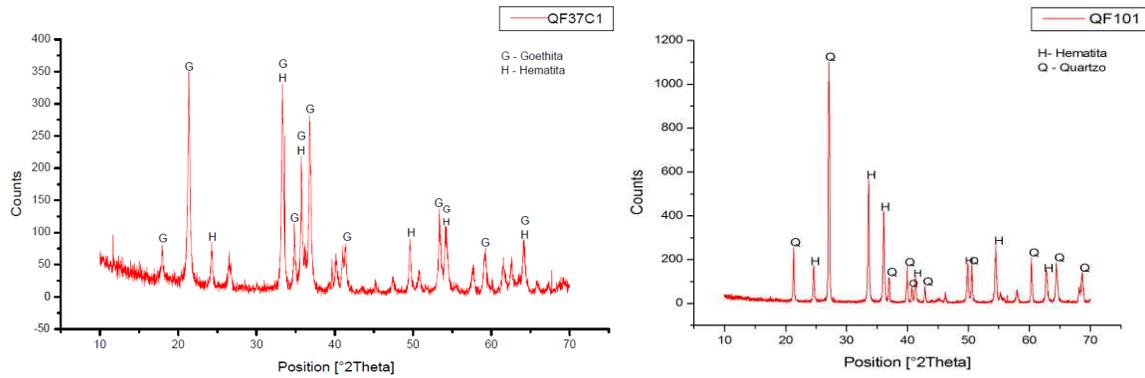


Figura 5.41 – Difractogramas de raio-X interpretados das amostras QF37C1 e QF 101 - Rocha

2) Dados mineralógicos de Difração de Raio-X (em porcentagem), obtidos segundo o Método de Rietveld (Tabela 5.3):

Tabela 5.3 – Porcentagem dos minerais presentes na amostra do Perfil QF37

PERFIL DA REGIÃO DE CATAS ALTAS			
	Goethita	Hematita	Quartzo
QD37A1	57%	43%	
QF37B1	57,60%	42,40%	
QF37C1	67,80%	32,20%	
QF101 (Rocha)		43,50%	56,50%

Elaborado por: Fernanda Leonardi

De acordo com a Difração de Raio-X e com os dados alcançados pela aplicação do Método de Rietveld podemos observar que a crosta laterítica (amostras QF37A1, QF37B1, QF37C1) neste perfil é composta praticamente de Goethita ( $\text{FeO}(\text{OH})$ ) e Hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), exceto a rocha fresca (material parental) que possui uma grande concentração de Quartzo ( $\text{SiO}_2$ ), apesar do perfil ter evoluído sobre um depósito de leques aluviais, compostos por clastos de itabirito. A rocha aqui analisada foi amostrada nas suas proximidades, *in situ*, enquanto que o perfil evoluiu sobre este material, mas retrabalhado.

As crostas possuem uma concentração de Goethita maior que de Hematita, portanto, houve grande hidratação da rocha para precipitar Goethita. A concentração de Goethita não é homogênea na crosta, em algumas áreas concentram mais e em outras menos, como pode ser observado nas amostras. As amostras mais do topo concentram menos Goethita que a do horizonte inferior (QF37C1), isto pode estar associado a uma desidratação recente das amostras do topo, Goethita que perdeu água e transformou-se em hematita novamente ou então, se refere somente a uma heterogeneidade mineral da crosta.

Conforme os dados geoquímicos, as amostras possuem basicamente óxido de ferro e pouca sílica, portanto, neste perfil o  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  são determinados pelos minerais Goethita e Hematita, visto que a hidratação (OH) não pode ser definida na análise geoquímica e a  $\text{SiO}_2$  determinada pela concentração de Quartzo.

Mais uma vez, estes dados confirmam que o intemperismo químico foi extremamente forte para evoluir perfis lateríticos de alta concentração de ferro, pois a sílica existente na rocha foi praticamente dissolvida, ficando somente os óxidos e hidróxidos de ferro.

### **5.2.3.2 Perfil Laterítico da Serra do Rola Moça**

Os dados também serão apresentados na seguinte ordem, como no perfil anterior: Difratoformas de Raio-X interpretados de todas as amostras e em seguida os dados obtidos segundo o Método de Rietveld.

1) Difractogramas de Raio-X interpretados (Figuras 5.42 e 5.43) do Perfil de Catas Altas, de 4 amostras analisadas:

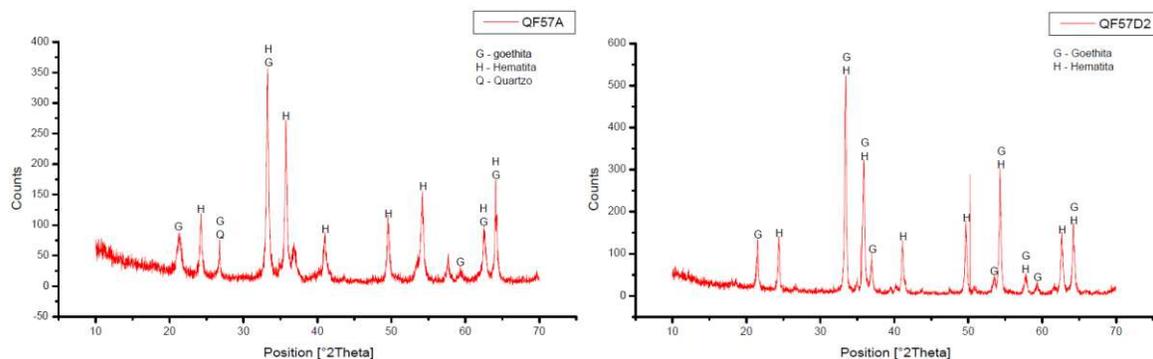


Figura 5.42 – Difractogramas de raio-X interpretados das amostras QF57A e QF57D2

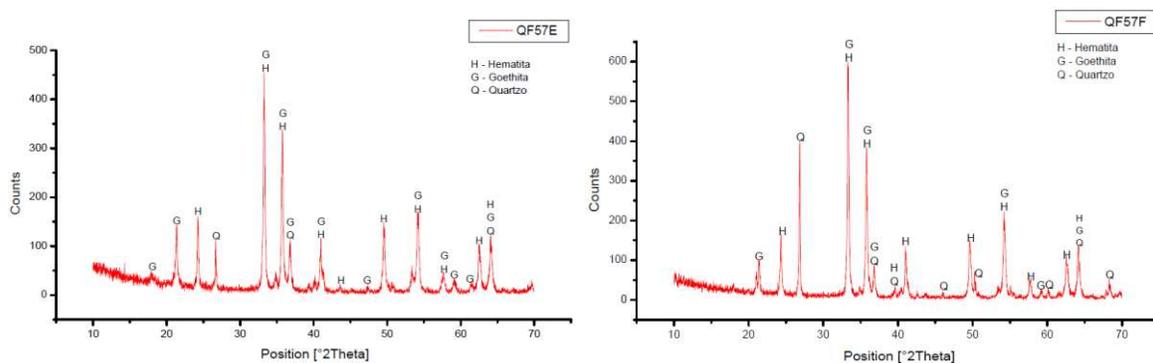


Figura 5.43 – Difractogramas de raio-X interpretados das amostras QF57E e QF57F - Rocha

2) Dados mineralógicos de Difração de Raio-X, obtidos segundo o Método de Rietveld (Tabela 5.4):

Tabela 5.4 – Porcentagem dos minerais presentes na amostra do Perfil QF57

PERFIL SERRA DO ROLA MOÇA			
	Goethita	Hematita	Quartzo
QF57A1	25,80%	69,50%	4,70%
QF57D2	21,80%	78,20%	
QF57E	24,90%	69%	6,10%
QF57F (Rocha)	9,60%	70,90%	19,50%

Elaborado por: Fernanda Leonardi

De acordo com as análises de Difração de Raio-X e do Método de Rietveld nota-se neste perfil que a quantidade de Hematita excede a de Goethita em todas as amostras. A Hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) tem maior concentração, com mais de 60%, em segundo a Goethita ( $\text{FeO (OH)}$ ) e em último o quartzo ( $\text{SiO}_2$ ). Não há muita diversidade de minerais presentes neste perfil. A crosta laterítica encontra-se na Amostra QF57A1, as amostras QF57D2 e QF57E compõem o horizonte mosqueado e a amostra QF57F é da rocha parental. O dado que tem maior variação ao longo do perfil é da Goethita, que está sendo hidratada e concentrando-se no topo do perfil (na crosta). A pequena diminuição da Hematita está associada ao aumento da Goethita ao longo do perfil, claro em proporções muito suaves.

Quanto mais em profundidade, próximo a rocha, maior a quantidade de Hematita e Quartzo, minerais que compõe o material de origem. A Goethita é transformada por hidratação durante a evolução do perfil laterítico, desta forma, quanto mais próximo do topo, maior a quantidade deste mineral.

Comparando os dados mineralógicos com os dados geoquímicos, constata-se que a grande maioria do  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  presente na análise esta associada ao mineral Hematita e com uma porcentagem menor de Goethita (abaixo de 30%), não sendo detectadas proporções perceptíveis de outros minerais de ferro, como a magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ).

Estes perfis apresentam pouco Quartzo, grande quantidade de minerais de ferro e pequena diversidade dos mesmos, sendo que a presença do quartzo está quase que totalmente concentrado na rocha (itabirito). Em campo é fácil de identificar as fases Quartzo e Hematita na rocha, pois o Quartzo se encontra friável, solto, enquanto que as placas de Hematita se apresentam compactadas, principalmente no Perfil da Serra do Rola Moça (Amostra QF57F).



## Cap. VI - GEOCROLOGIA DO INTEMPERISMO

De acordo com Carneiro, Mizusaki e Almeida (2005) o termo Geocronologia foi utilizado pela primeira vez em 1893 por Williams para reunir as diferentes formas de investigação da escala de tempo em anos aplicáveis não só à evolução da Terra, mas também à evolução de todas as formas de vida. Para essas determinações torna-se necessário o conhecimento de um processo irreversível que seja comandado pelo tempo, a uma taxa conhecida, portanto, a descoberta da radioatividade permitiu o aparecimento da Geocronologia, pela datação radiométrica.

A geocronologia é o estudo dos eventos geológicos através da datação absoluta e relativa (UNB, 2014), portanto, uma larga variedade de técnicas e métodos geocronológicos podem ser aplicados para a datação quantitativa ou qualitativa de rochas e minerais. Dentro destas técnicas podemos destacar: a datação da série U, datação por Rb-Sr, Sm-Nd, K-Ar, C14, Termoluminescência, Traços de Fissão, entre outros.

Além destes métodos, destacamos dois métodos muito utilizados para datação de perfis de intemperismo, a datação  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  e U-Th/He. O primeiro refere-se a datação do criptomelano ( $\text{KMn}_8\text{O}_{16}$ ) e a segunda a datação de hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) e goethita ( $\text{FeO}(\text{OH})$ ), principalmente.

1. Datação por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  - oferece idades isotópicas que são usadas para derivar histórias termais de materiais geológicos. Amostras de qualquer idade através da história da Terra podem ser datadas precisamente pelo método, mas uma idade mínima prática é em torno de 10.000 anos (USGS, 2014).

2. Datação U-Th/He: Devido a sua evolução radiogênica rápida, o sistema (U-Th)/He oferece potencial para datar, para alta resolução, uma variedade de minerais supérgenos que contém traços de U e/ou Th sobre uma variação de escalas de tempo (0.5 Ma até 100 Ma aproximadamente) (SHUSTER *et al*, 2005).

Neste trabalho optou-se pelo método U-Th/He para datar as goethitas supérgenas, com o intuito de compreender quando este mineral precipitou-se, associando-o ao fim da elaboração de uma dada superfície de aplainamento.

Muitos trabalhos recentes, em diversas partes do mundo, utilizaram estes dois métodos (U-Th/He e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) para datar o intemperismo. Shuster *et al* (2005) procuram testar a confiabilidade destes métodos para tais datações, aplicando para as mesmas áreas (Carajás, no Brasil e Mount Isa, na Austrália) os dois métodos, com datações de diferentes minerais, concluindo que os métodos são bastante eficazes.

Com o mesmo enfoque, avaliando o método e como aparato para interpretação da história do intemperismo da Província Borborema, destacam-se a tese de Maria da Guia Lima (2008) defendida na UFRN, sob orientação do Prof. Dr. Paulo Vasconcelos, sendo este o primeiro estudo sistemático no Brasil das combinações de datação U-Th/He e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  aplicadas para o conhecimento da história do intemperismo e das idades de formações sedimentares e afossilíferas. Os resultados encontrados retratam que os perfis do Planalto da Borborema possuem pelo menos  $31,4 \pm 1,0$  Ma e que o intemperismo continuou até o Mioceno e Pleistoceno. Intenso intemperismo ocorreu no Planalto da Borborema e na Planície e Tabuleiros Costeiros entre 16 e 7 Ma e a idade de 1,5 Ma datados nos perfis de intemperismo rasos e insipientes na Depressão Sertaneja representa para a autora (*op cit*) retrabalhamento dos materiais associados à superfície.

Resultados que retratam intenso intemperismo no Brasil durante o Mioceno até o início do Pleistoceno já foram relatadas em Minas Gerais, no sudeste do Brasil, na região de Divinos das Laranjeiras sob aplicação do método  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de óxidos de manganês potássico por Vasconcelos *et al* (1992).

O U-Th/He também tem sido aplicado em estudos para compreensão da evolução de paleocanais, associado a rebaixamento do lençol freático e a eventos climáticos de aridificação na Austrália Ocidental (HEIM *et al*, 2006).

Em Minas Gerais, o método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  foi aplicado para datar óxidos de manganês potássicos em pegmatitos da Mina da Cachoeira, em Ritópolis (Carmo e Vasconcelos, 2006) e em perfis intempéricos dos depósitos de minério de ferro das

Minas do Sapecado, Pico e Andaime (Spier, Vasconcelos e Oliveira, 2006), no Quadrilátero Ferrífero, área de estudo deste trabalho.

Carmo e Vasconcelos (2006) amostraram os óxidos de manganês de quatro diferentes níveis (0, 42, 45 e 60 m) em um perfil de intemperismo exposto na mina da Cachoeira no sudeste do Brasil, a 1.040m de altitude. Os resultados encontrados mostram a propagação da frente de intemperismo, onde as datas mais antigas estão no topo do perfil e as mais recentes no fundo do perfil. As idades apresentadas por este estudo são de  $12,7 \pm 0,1$ Ma até  $7,6 \pm 0,1$ Ma no topo;  $7,2 \pm 0,2$  até  $6,1 \pm 0,2$ Ma a 42m de profundidade;  $7,1 \pm 0,2$  até  $6,1 \pm 0,2$ Ma a 45m de profundidade;  $6,5 \pm 0,1$  até  $5,2 \pm 0,1$ Ma a 60m de profundidade. Portanto, este estudo mostra que os óxidos de manganês permanecem em equilíbrio metaestável no sistema, uma vez precipitado e os indicadores climáticos independentes sugerem que o clima no sudeste do Brasil tem sido relativamente úmido e moderado no Mioceno.

É difícil de regionalizar para o Quadrilátero Ferrífero tratando apenas de dados locais, com datações em pequeno trecho da Serra da Moeda (onde se encontram as Minas do Pico, Andaime e Sapecado, em torno de 1350-1500m de altitude), portanto, este trabalho busca mais datações nesta área, na Serra do Rola-Moça, ao norte das minas estudadas por Spier, Vasconcelos e Oliveira (2006) em mesma altimetria, e no quadrante leste do Quadrilátero Ferrífero (região de Catas Altas), em altimetrias bem menores, a 500m de desníveis entre uma área e outra.

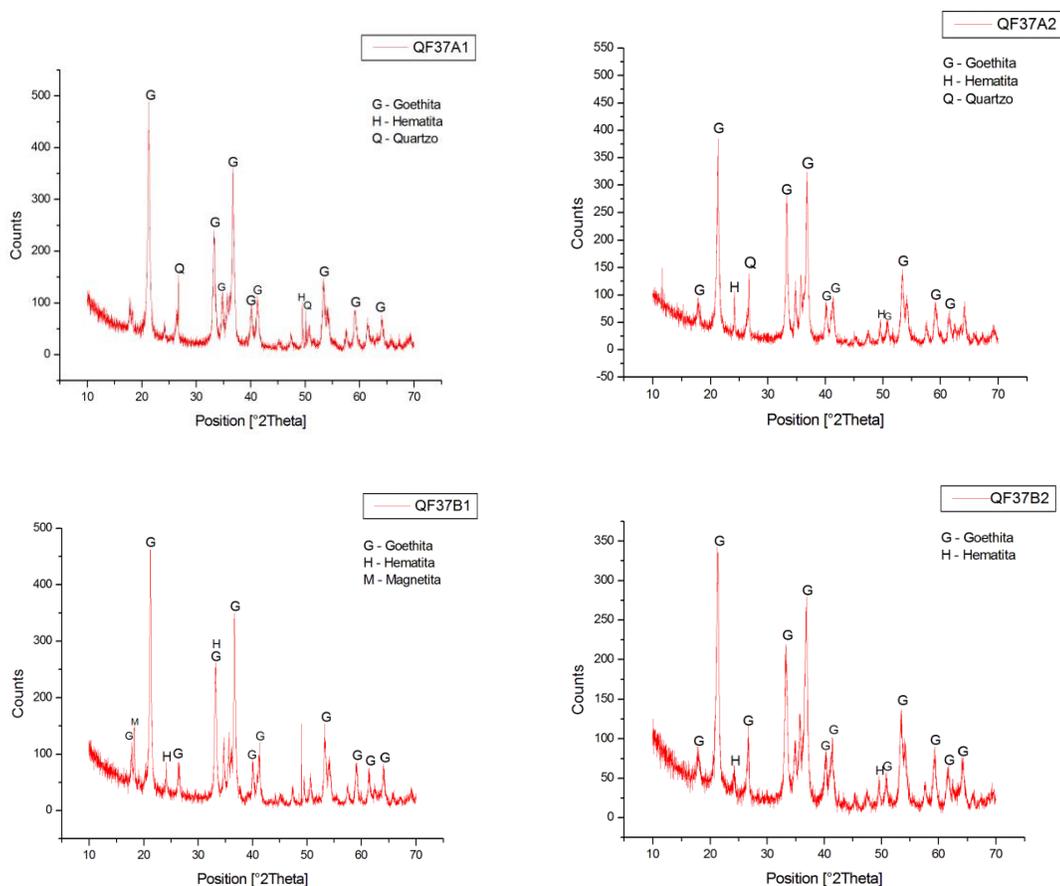
Para que tornasse possível e com maior confiabilidade, a preparação da amostra foi bastante rigorosa, porém, os resultados da preparação foram promissores. A preparação da amostra requereu várias análises, que serão abordadas posteriormente, análises mineralógicas dos minerais separados magneticamente no separador Frantz, seleção das amostras em lupa binocular, preparação de discos de acrílico para a análise de microscopia eletrônica de varredura e resultados destas análises.

## 6.1 SEPARAÇÃO MAGNÉTICA DOS MINERAIS E ANÁLISE MINERALÓGICA POR DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

A difração de raios-X, realizado no Laboratório de Raios-X, do IFGW (UNICAMP) teve como objetivo principal identificar os principais minerais presentes nas amostras previamente separadas magneticamente em aparelho Frantz. A intensão maior foi a individualização das goethitas, mineral este enviado para a análise cronológica de U-Th/He, no Instituto de Tecnologia da Califórnia (Caltech), Pasadena, Califórnia, Estados Unidos.

### Resultados:

Difratogramas de Raios-X da Crosta Laterítica de Ferro do Perfil QF 37 da Região de Catas Altas (Figura 6.1), com destaque aos principais minerais identificados com o apoio do programa “X’Pert Highscore da Philips”.



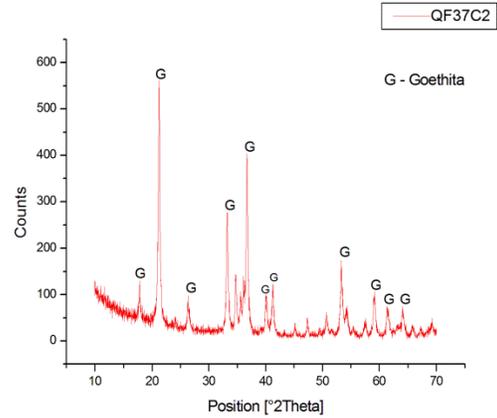
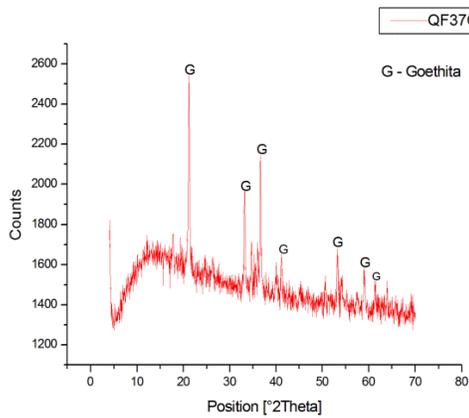


Figura 6.1 – Difratoformas de Raio-X com destaque aos principais picos de identificação de minerais do perfil QF37 (Região de Catas Altas/MG).

Difratoformas de Raio-X da Crosta Laterítica de Ferro do Perfil QF57, da Serra do Rola Moça (Figura 6.2), com destaque aos principais minerais identificados com o apoio do programa “X’Pert Highscore da Philips”.

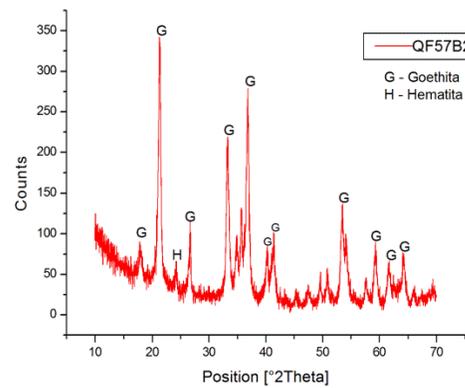
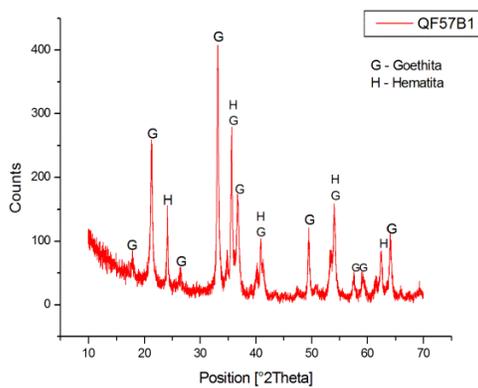
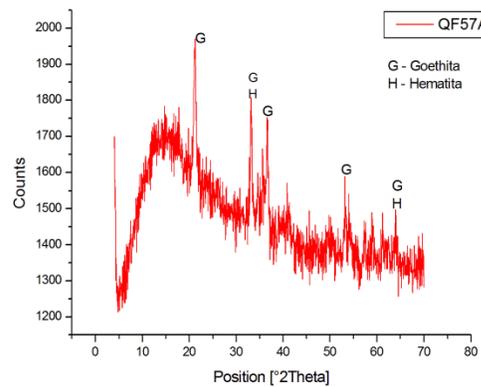
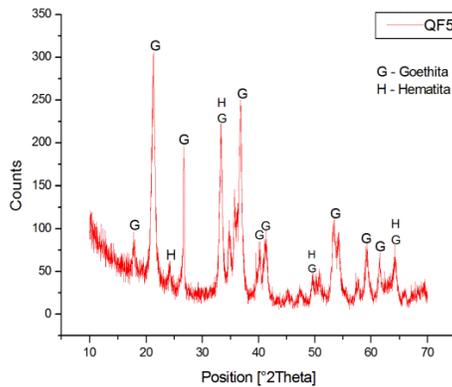


Figura 6.2 - Difratoformas de Raio-X com destaque aos principais picos de identificação de minerais do perfil QF57 (Serra do Rola Moça).

Todas as amostras apresentaram grande presença de goethita, sendo que em algumas amostras esta análise não identificou outros minerais, além deste.

Acredita-se que a presença da hematita nestas amostras está associada às intrusões da hematita na goethita, visto que a maior parte dos cristais de hematita foi separada magneticamente, pois este mineral apresenta um forte grau magnético, diferente da goethita que é bem mais fraco.

## **6.2 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV – EDS).**

O MEV-EDS resulta numa análise semi-quantitativa e a priori é complicada diferenciar entre goethita e hematita visto que os teores de ferro que os discriminam são muito próximos. Todavia, integrando estes dados com a difração de raio-x, estes materiais são tendenciosamente compostos por goethita (amostra QF37A2-a1) e possíveis inclusões de hematita, como na amostra QF37B1 –a1(a), ponto 1 (P1).

Pequenos teores de fósforo e alumínio ocorrem na estrutura da goethita, visto que estes mesmos elementos encontram-se na rocha parental (itabirito), que também apresentam teores pequenos de alumínio, fósforo e titânio. A cor da goethita varia de acordo com suas impurezas, de alumínio, silício, titânio e fósforo. Na escala de cinza, quanto maior os teores de Al, Si e P mais escuro a tonalidade na imagem no MEV, quanto maior o teor de ferro, mais claro a tonalidade.

### **ANÁLISE DOS PERFIS**

#### **6.2.1 – Perfil Laterítico de Ferro da Região de Catas Altas (QF37)**

A maior parte das amostras apresentam goethita pura ou com pequenas inclusões de hematita. Apenas uma amostra apresentou pequena inclusão de ilmenita ( $\text{FeTiO}_2$ ), amostra QF37A1-a1 e duas amostras apresentaram pequeno grão

de zircão ( $ZrSiO_4$ ), contaminado por goethita (QF37C1-c1 e QF37C2-c1), podendo ser observado somente no zoom, pois apresenta tamanho de no máximo  $3\mu m$ .

### Descrição das amostras:

#### Amostras: QF37A1 – a1 (a) e QF37A1-b1 (b) (Figura 6.3)

A amostra QF37A1-a1 (a) é composta por goethita com pequena inclusão de ilmenita ( $O=38,51\%$ ;  $Ti=31,99\%$ ;  $Mn=2,43$ ;  $Fe=27,42$ ).

A amostra QF37A1-b1 (b) apresentou somente Goethita. Pequenos teores de fósforo e alumínio ocorrem na estrutura da goethita, tanto da amostra QF37A1-a1, como da amostra QF37A1-b1, visto que estes mesmos elementos encontram-se na rocha parental (itabirito).

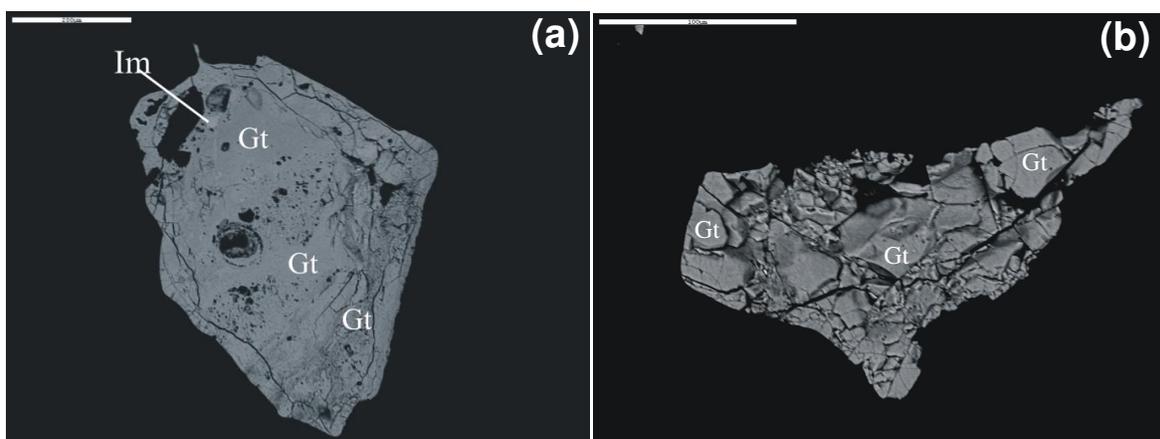


Figura 6.3 - Microscopia eletrônica de varredura, amostra QF37A1 – a1 (a); amostra QF37A1 – b1 (b).  
Goethita = Gt; Ilmenita = Im

#### Amostras: QF37A2-a1 (a), QF37A2-b1 (b), QF37A2-c1 (c) (Figura 6.4)

Amostras homogêneas, pois apresenta somente goethita (Gt). A composição química não varia muito dentro da amostra ( $O=40,85\%$ ;  $Fe=56,63\%$ ;  $Al=1,86\%$ ;  $P=0,66\%$ ), onde pequenas quantidades de alumínio e fósforo encontram-se na estrutura da goethita.

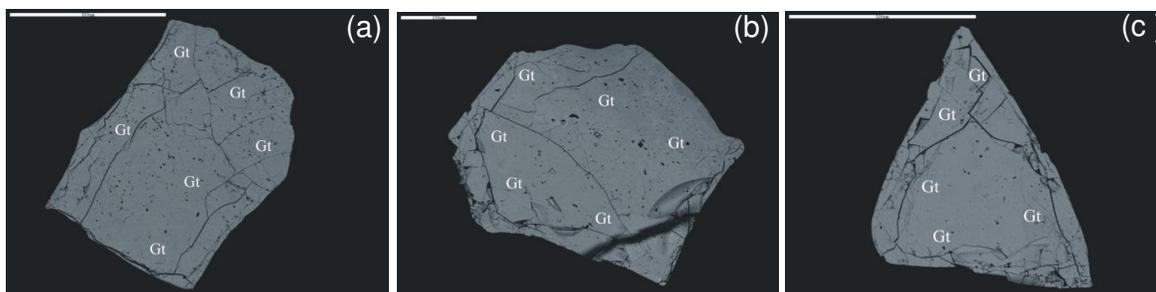


Figura 6.4 - Microscopia eletrônica de varredura, amostra QF37A2 – a1 (a); amostra QF37A2 – b1 (b); amostra QF37A2 – c1 (c). Goethita = Gt.

### Amostras: QF37B1-a1 (a) e QF37B1-b1 (b) (Figura 6.5)

A amostra QF37B1-a1 (a) é composta por goethita (Gt) com inclusões de hematita (He). As diferenças nas colorações da hematita deve-se a quantidade de ferro que compõe o mineral ou ainda devido suas impurezas (pequenas quantidades de Al e P). Quanto maior as impurezas na hematita por alumínio e fósforo, mais escura a tonalidade da hematita comparada com a hematita pura ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), isto pode ser observado na composição química do ponto 1 (P1), Hematita pura com o ponto 2 (P2), Hematita impura. Se comparado a hematita e a Goethita percebe-se que a coloração mais escura da goethita se deve a menor quantidade de ferro que na hematita, observada na amostra QF37B1-a1, ponto 3 (P3).

As diferenças em quantidades de ferro e impurezas são menos evidentes na amostra QF37B1-b1 (b), que compõe de goethita com pequenas inclusões de hematita.

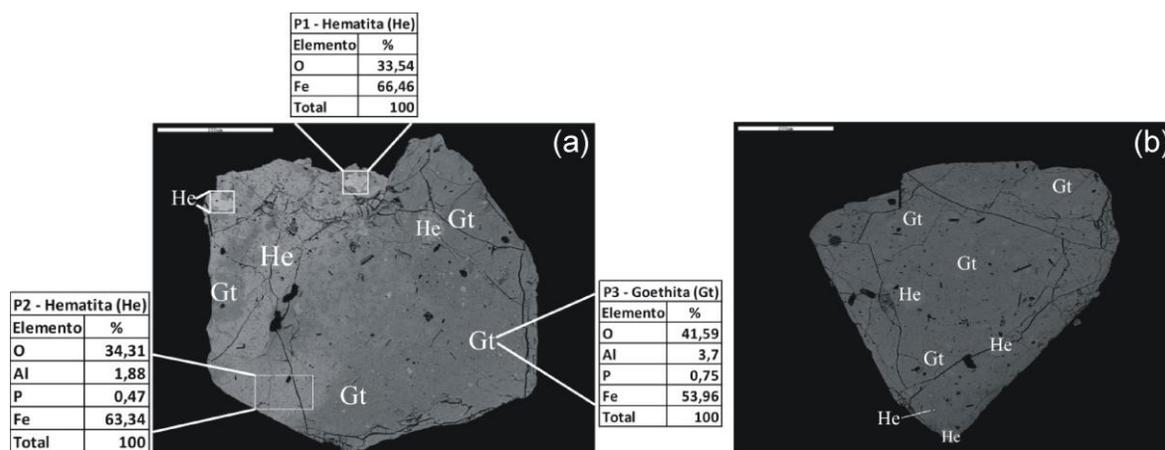


Figura 6.5 - Microscopia eletrônica de varredura, amostra QF37B1 – a1 (a) e amostra QF37B1-b1 (b). Goethita = Gt; Hematita = He

**Amostras: QF37B2-a1 (a), QF37B2-b1 (b), QF37B2-c2 (c) (Figura 6.6)**

As amostras QF37B2-a1 (a) e QF37B2-c2 (c) apresentam goethita com inclusões de hematita (em tons mais claros). Já a amostra QF37B2-b1 (b) é homogênea, apresentando somente goethita.

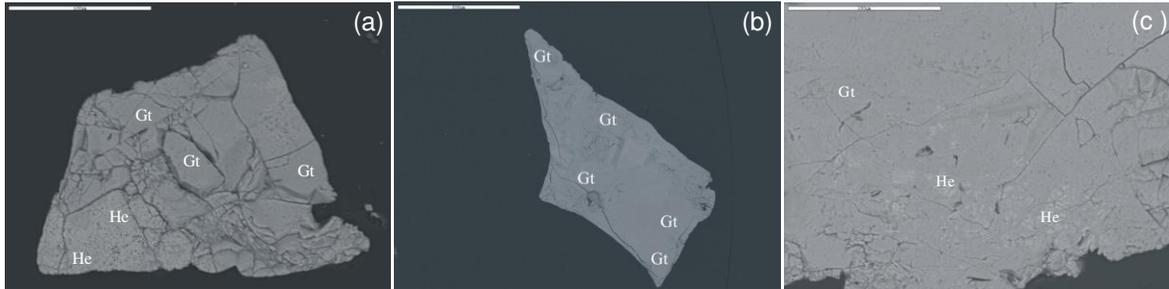


Figura 6.6 - Microscopia eletrônica de varredura, amostra QF37B2 – a1 (a), amostra QF37B2-b1 (b), amostra QF37B2 – c2 (c)  
Goethita = Gt; Hematita =He

**Amostras: QF37C1-a1 (a) e QF37C1-b1 (b) (Figura 6.7)**

Amostra QF37C1-a1 (a) e QF37C1-b1 (b) composta por goethita, onde pode-se visualizar faixas de intercrescimento. Na estrutura da goethita observam-se de acordo com dados da micro-análises pequena quantidade de alumínio e fósforo e ainda 1,3% aproximadamente de sílica, resultado do processo de intemperismo. As mudanças nas tonalidades devem-se ao aumento ou diminuição da quantidade de ferro, sílica, alumínio e fósforo destas amostras.

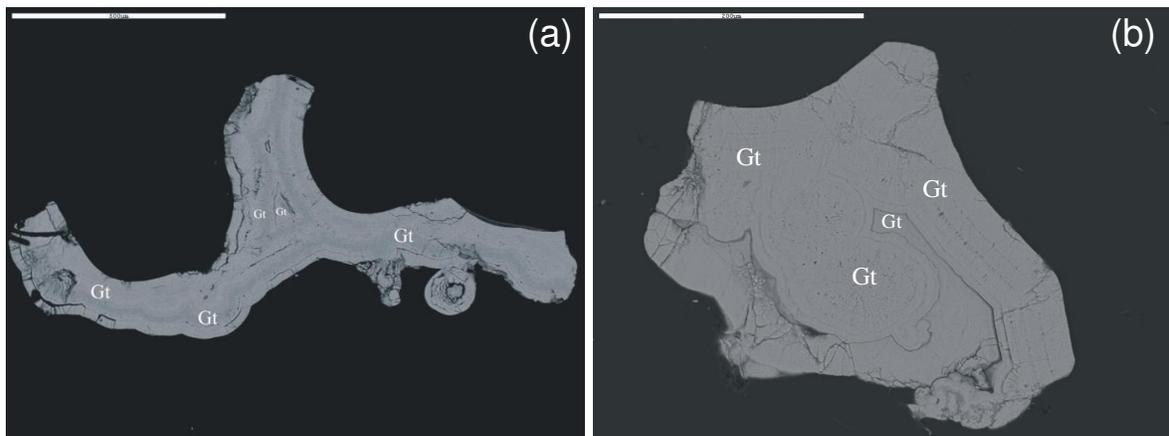


Figura 6.7 - Microscopia eletrônica de varredura, amostra QF37C1 – a1 (a) e amostra QF37C1-b1 (b).  
Goethita = Gt

**Amostras: QF37C2-a1 (a), QF37C2-b1 (b), QF37C2-c1 (c), QF37C2-b2 (d) e QF37C2-c2 (e) (Figura 6.8)**

A amostra QF37C2-a1 (a) apresenta-se mais homogênea, com goethita (Gt), enquanto a amostra QF37C2-b1(b) apresenta-se com inclusões de hematita e em micro-escala pequena inclusão de zircão (Zrn), de no máximo 3 $\mu$ m (d). O zircão apresenta-se contaminado por óxido de ferro. A amostra QF37C2-c1 exibe uma massa homogênea de goethita (c) e pequeno grão de zircão cuja análise semi-quantitativa foi também contaminada por goethita (e). Portanto, estas foram as únicas amostras que apresentaram pequeno grão de zircão, quase imperceptível.

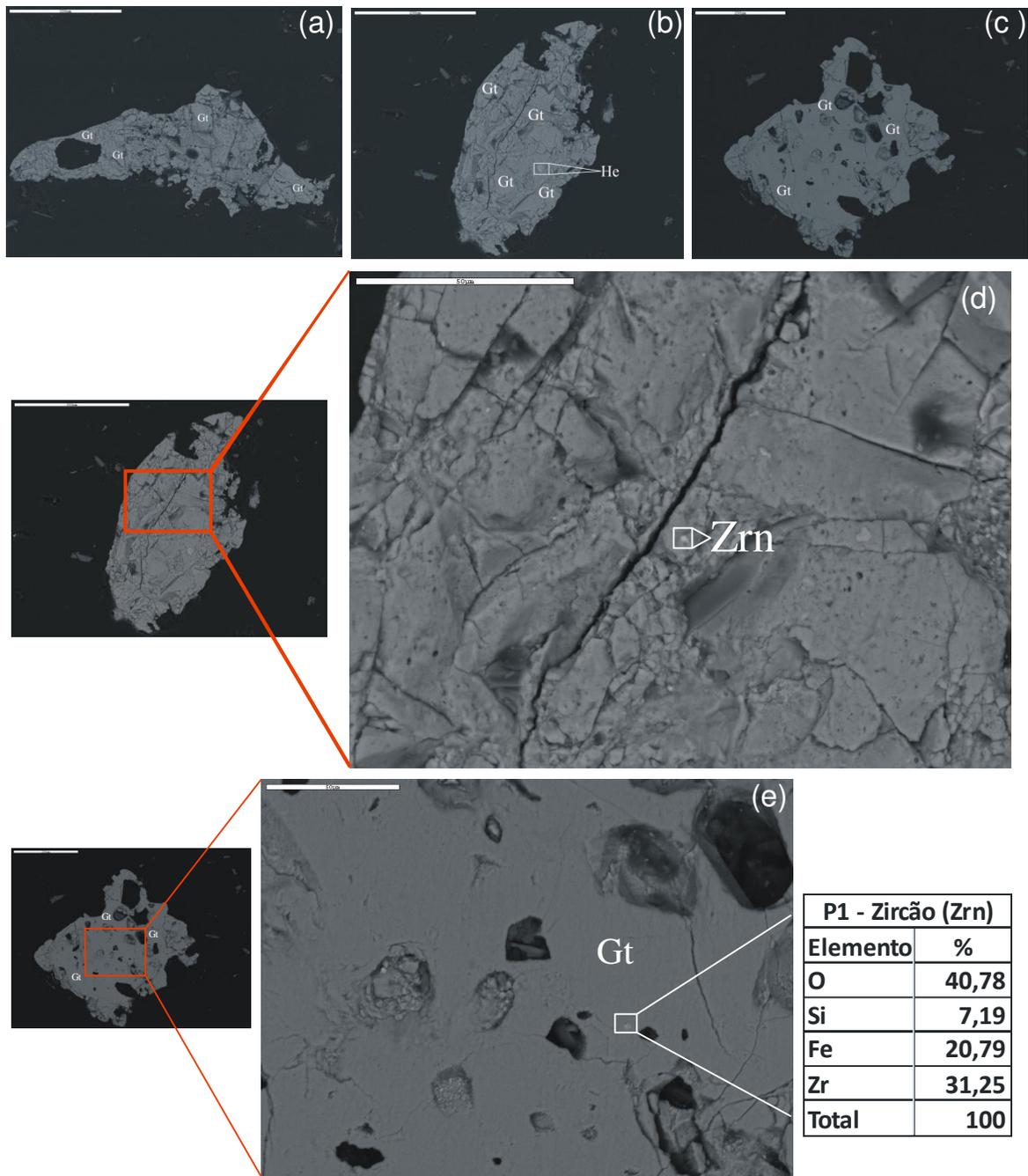


Figura 6.8 - Microscopia eletrônica de varredura, amostra QF37C2 – a1 (a), amostra QF37C2-b1 (b) e amostra QF37C2-c1 (c), amostra QFC2-b1 com zoom (d); QF37C2-c1 com zoom (e).  
Goethita = Gt; Hematita=He; Zircão (Zrn)

### **6.2.2 – Perfil Laterítico de Ferro da Serra do Rola Moça (QF57)**

As amostras deste perfil apresentam uma maior concentração de ferro, pois este perfil desenvolveu-se sob a rocha *in situ* (itabirito), extremamente rica em hematita. Observa-se também que algumas amostras apresentam áreas de intercrescimento, como é o caso da amostra QF57A2-a1 (a) e outras estão passando por processo de desidratação, perda de água e, portanto, reprecipitação da hematita, com maior concentração de ferro (como exemplo a amostra QF57B1-b1 (a)).

Diferentemente das amostras do Perfil da Região de Catas Altas, estas amostras deste perfil não apresentam quantidades elementares de fósforo, alumínio e titânio significativos na estrutura da goethita, comum no perfil de Catas Altas.

#### **Descrição das amostras:**

**Amostras: QF57A1 – a1 (a, b), QF57A1-b1 (c) e QF57A1-c1 (d) (Figura 6.9).**

A amostra QF57A1-a1 (a,b) diferentemente de todas as outras, apresenta um corpo maior de hematita, podendo ser observado também no brilho metálico e esplêndido da hematita (a1). A goethita nesta amostra se encontra somente cobrindo a hematita. A diferença entre a hematita e a goethita também pode ser observada nas micro-análises, onde a hematita possui 63 a 66% de ferro, enquanto a goethita apresenta 56 a 60% de ferro.

A amostra QF57A1-b1(c) apresenta goethita com inclusões de quartzo. Verificam-se nas micro-análises que o quartzo possui impurezas de ferro (goethita), como mostrado no ponto 2 (P2) da amostra.

A amostra QF57A1-c1 (d) apresenta goethita com pequenas inclusões de hematita e grande inclusão de quartzo individualizado na borda da amostra.

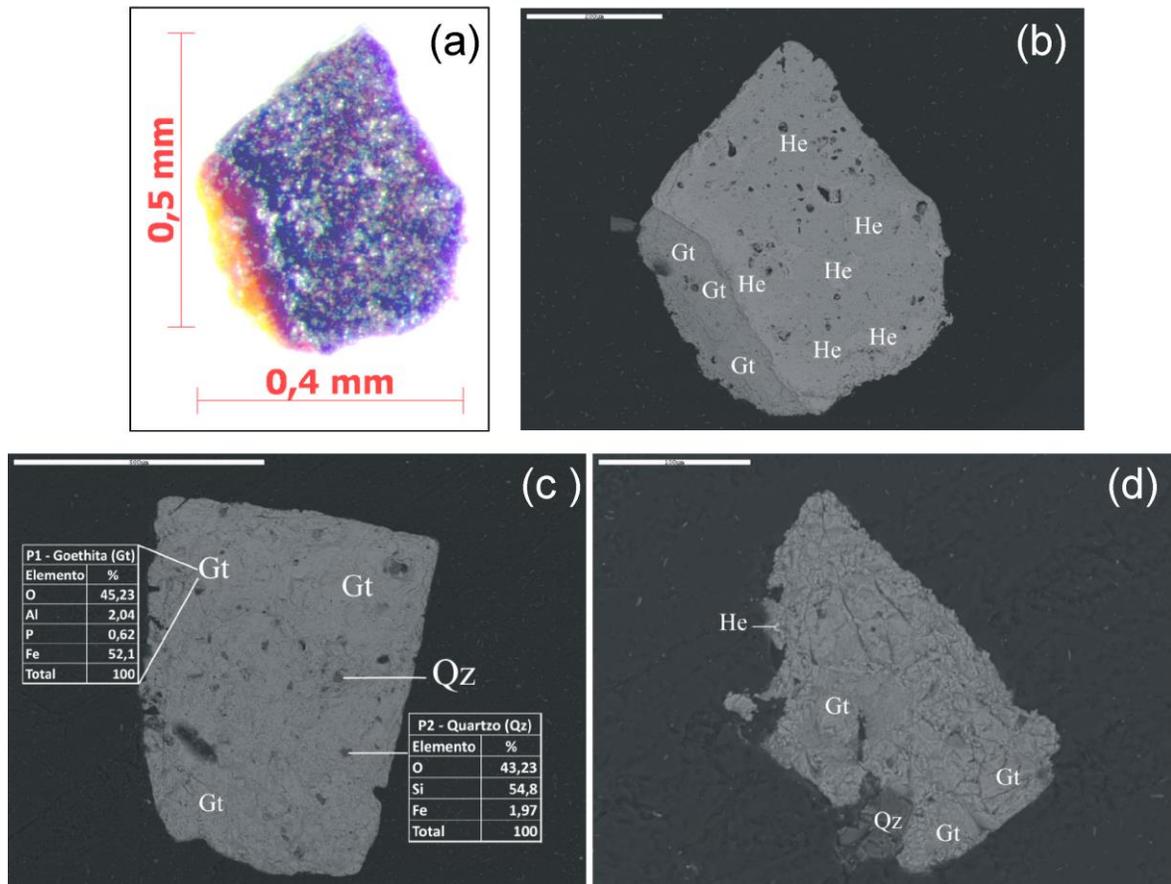


Figura 6.9 – Foto imagem de lupa eletrônica (a), amostra QF57A1-a1 e microscopia eletrônica de varredura, amostra QF57A1-a1 (b), amostra QF57A1-b1 (c) e amostra QF57A1-c1 (d). Goethita = Gt; Hematita=He; Quartzo (Qz).

### Amostras: QF57A2-a1 (a), QF57A2-b1 (b) (Figura 6.10)

A amostra QF57A2-a1 (a) é uma ilustração da goethita com intercrescimento, mostrando a variação da quantidade de ferro. Conforme aumenta a quantidade de ferro, a tonalidade da amostra tende a ser mais clara, observado nos pontos 1, 2 e 3 (P1, P2, P3).

A amostra QF57A2-b1 (b) se apresenta homogênea, aparentemente goethita pura.

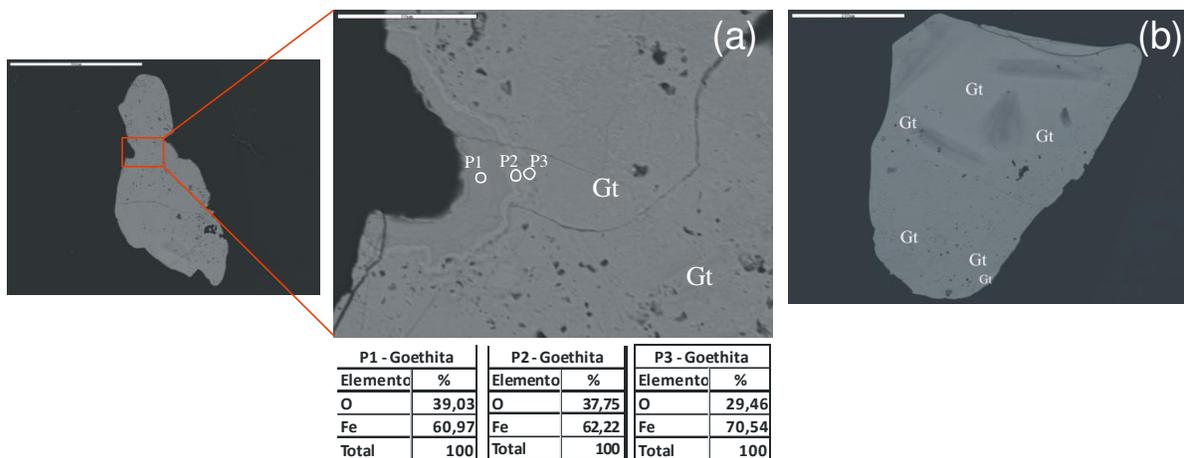


Figura 6.10 – Microscopia eletrônica de varredura, amostra QF57A2-a1 (a), amostra QF57A2-b1 (b). Goethita = Gt.

### Amostras: QF57B1-b1 (a) e QF57B1-c1 (b) (Figura 6.11)

A amostra QF57B1-b1 (a) apresenta coloração variada, devido a variação na porcentagem de ferro em cada ponto, sendo que elas variam de 56% à 71% de ferro, mas isto não se configura uma mudança no mineral (goethita). Observa-se que a amostra está sob processo de desidratação, perda de água e, portanto, reprecipitação da hematita, concentrando mais ferro.

A amostra QF57B1-c1 (b) é composta por goethita com pequenas inclusões de hematita e quartzo. O quartzo apresenta com contaminação de ferro.

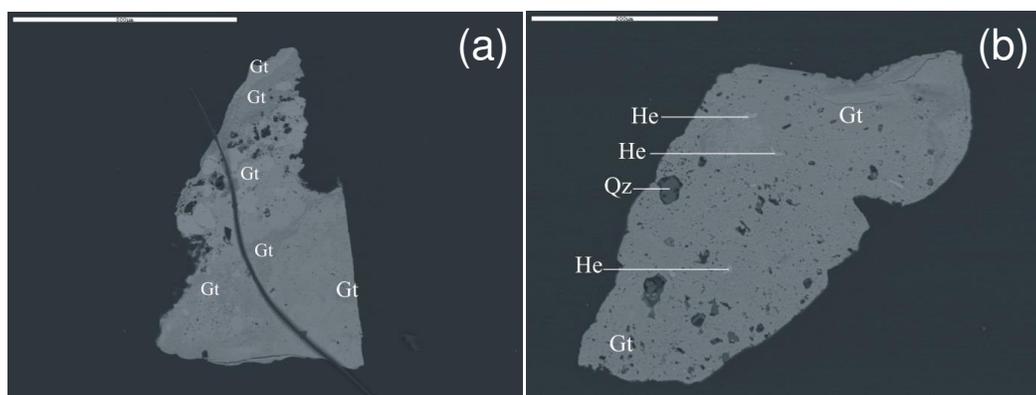


Figura 6.11 – Microscopia eletrônica de varredura, amostra QF57B1-b1 (a), amostra QF57B1-c1 (b). Goethita = Gt; Hematita = He; Quartzo = Qz.

### **Amostras: QF57B2-a1 (a), QF57B2-b1 (b) e QF57B2-c1 (c) (Figura 6.12)**

Estas amostras são compostas por goethita, com pequenas inclusões de quartzo. O teor de ferro elementar varia de 55 a 61% na goethita. A Amostra QF57B2-a1 (a) apresenta-se homogênea, com apenas goethita.

A Amostra QF57B2-b1 (b) é composta por goethita com inclusões de quartzo (contaminado por ferro). Nesta amostra, de acordo com as micro-análises, na estrutura da goethita pode-se observar pequena quantidade de titânio, fósforo e alumínio.

A Amostra QF57B2-c1 (c) apresenta a goethita com pequena inclusão de hematita. O teor de ferro da goethita alcança 59,89%, enquanto o teor de ferro da hematita chega a 70,36%.

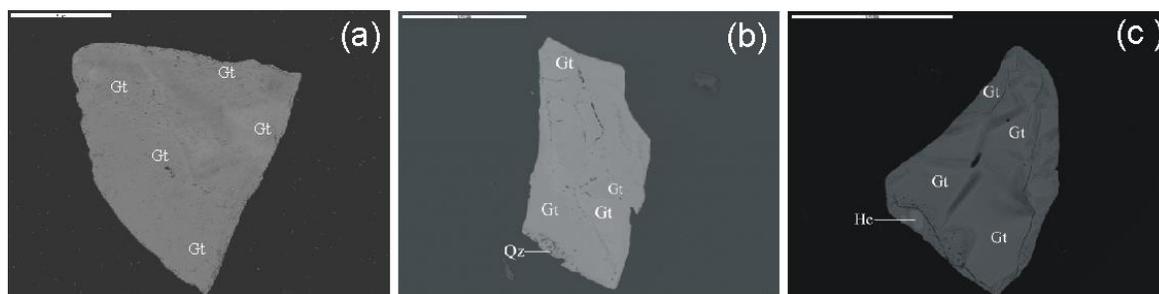


Figura 6.12 – Microscopia eletrônica de varredura, amostra QF57B2-a1 (a), amostra QF57B2-b1 (b) e amostra QF57B2-c1 (c). Goethita = Gt; Hematita = He; Quartzo = Qz.

## **6.3 DATAÇÕES NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO**

### **6.3.1 Resultados: U-Th/He**

Foram analisados 3 grãos de goethita de cada amostra, totalizando 30 grãos. Destes, 3 grãos dissolveram (QF37A1a; QF37A2b; QF37B2b) e não puderam ser datados.

### **6.3.1.1 Perfil Laterítico da região de Catas Altas (QF37)**

Serão representados a seguir o perfil amostrado e os resultados da datação no perfil laterítico de ferro da região de Catas Altas (Figura 6.13).

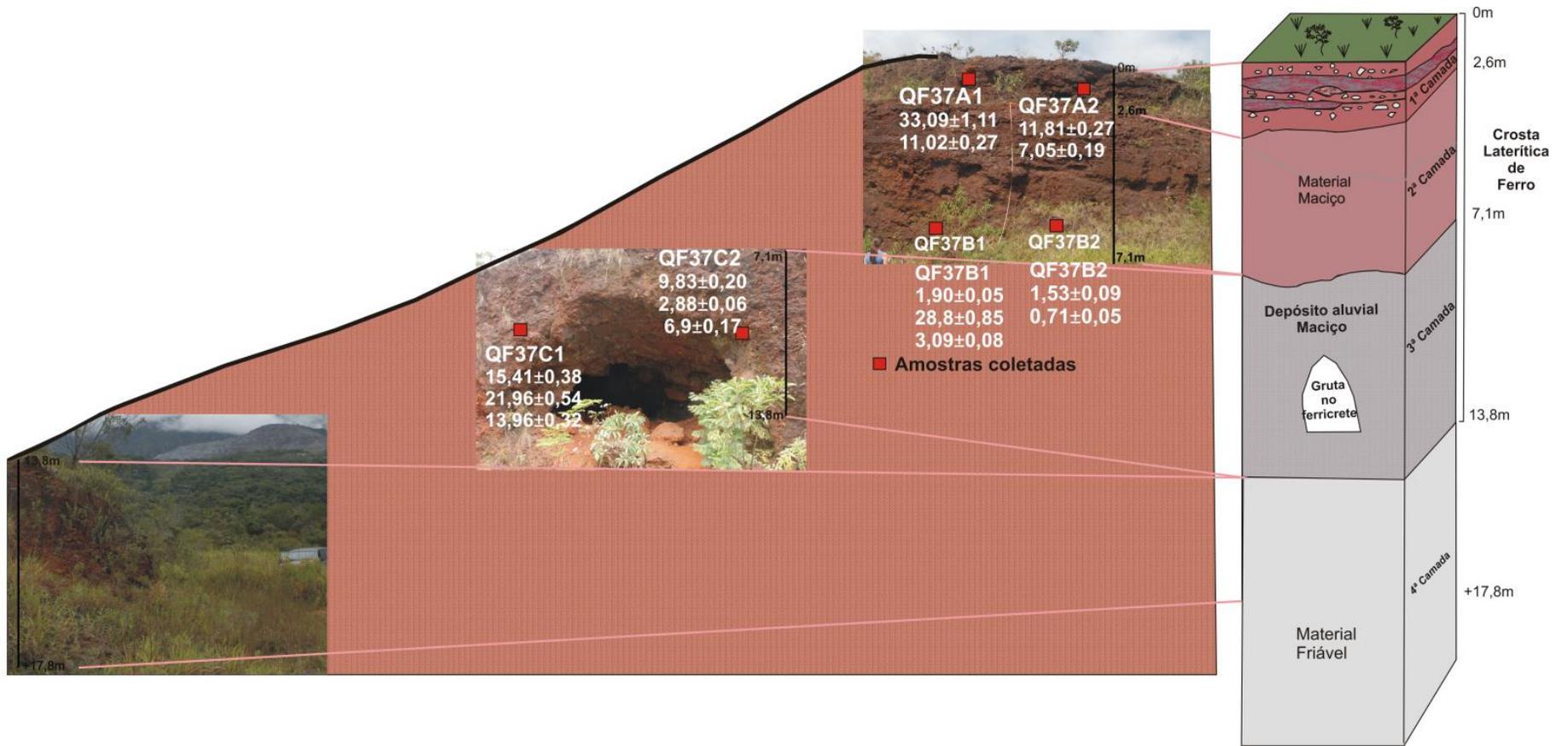


Figura 6.13 - Resultados da datação no Perfil QF 37, com indicativo do local amostrado

Os resultados encontrados estão apresentados na tabela abaixo (tabela 6.1):

Tabela 6.1 – Resultados Geocronológicos do Perfil da Região de Catas Altas

PERFIL CATAS ALTAS																	
Sample	Northing	Easting	Elevation (m)	Depth (m)		Age	$\pm 1\sigma$	U	$\pm 1\sigma$	Th	$\pm 1\sigma$	He	$\pm 1\sigma$	mass	Sm	eU	Th/U
						(Ma)	(Ma)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(nmol/g)	(nmol/g)	( $\mu$ g)	(ppm)		
QF37A1a	7772796	666597	887	2	topo												
QF37A1b	7772796	666597	887	2	topo	<b>33,09</b>	<b>1,11</b>	1,691	0,052	6,173	0,135	0,566	0,009	33,302	0,64	3,11	3,65
QF37A1c	7772796	666597	887	2	topo	<b>11,02</b>	<b>0,27</b>	9,398	0,134	4,912	0,112	0,633	0,011	37,943	0,65	10,53	0,52
QF37A2a	7772796	666597	887	2	topo	<b>11,81</b>	<b>0,27</b>	4,020	0,042	6,763	0,091	0,360	0,023	140,794	0,24	5,58	1,68
QF37A2b	7772796	666597	887	2	topo												
QF37A2c	7772796	666597	887	2	topo	<b>7,05</b>	<b>0,19</b>	2,659	0,055	12,665	0,180	0,216	0,006	61,785	0,24	5,57	4,76
QF37B1a	7772796	666597	882	7	meio	<b>1,90</b>	<b>0,05</b>	8,054	0,121	25,482	0,336	0,145	0,003	39,934	1,62	13,91	3,16
QF37B1b	7772796	666597	882	7	meio	<b>28,80</b>	<b>0,85</b>	1,547	0,034	0,415	0,023	0,258	0,011	92,057	1,06	1,64	0,27
QF37B1c	7772796	666597	882	7	meio	<b>3,09</b>	<b>0,08</b>	11,952	0,185	28,445	0,413	0,313	0,004	25,837	1,52	18,49	2,38
QF37B2a	7772796	666597	882	7	meio	<b>1,53</b>	<b>0,09</b>	2,355	0,059	4,445	0,100	0,028	0,001	43,328	0,10	3,38	1,89
QF37B2b	7772796	666597	882	7	meio												
QF37B2c	7772796	666597	882	7	meio	<b>0,71</b>	<b>0,05</b>	3,998	0,079	4,018	0,091	0,019	0,001	47,072	0,12	4,92	1,00
QF37C1a	7773022	667052	852	12	base	<b>15,41</b>	<b>0,38</b>	2,745	0,038	0,070	0,013	0,232	0,014	135,664	1,81	2,76	0,03
QF37C1b	7773022	667052	852	12	base	<b>21,96</b>	<b>0,54</b>	2,155	0,030	0,061	0,010	0,260	0,020	174,793	1,96	2,17	0,03
QF37C1c	7773022	667052	852	12	base	<b>13,96</b>	<b>0,32</b>	6,319	0,071	0,278	0,024	0,485	0,018	80,910	4,40	6,38	0,04
QF37C2a	7773022	667052	852	12	base	<b>9,83</b>	<b>0,20</b>	23,156	0,096	15,684	0,222	1,435	0,032	50,436	0,84	26,76	0,68
QF37C2b	7773022	667052	852	12	base	<b>2,88</b>	<b>0,06</b>	37,226	0,186	39,783	0,509	0,730	0,009	28,284	0,96	46,38	1,07
QF37C2c	7773022	667052	852	12	base	<b>6,90</b>	<b>0,17</b>	4,660	0,069	12,742	0,174	0,287	0,009	70,639	0,36	7,59	2,73

Elaborado por: Fernanda Leonardi

### 6.3.1.2 Perfil Laterítico da Serra do Rola Moça (QF57)

Serão representados abaixo o perfil amostrado e os resultados da datação no perfil laterítico de ferro da Serra do Rola Moça (Figura 6.14) .

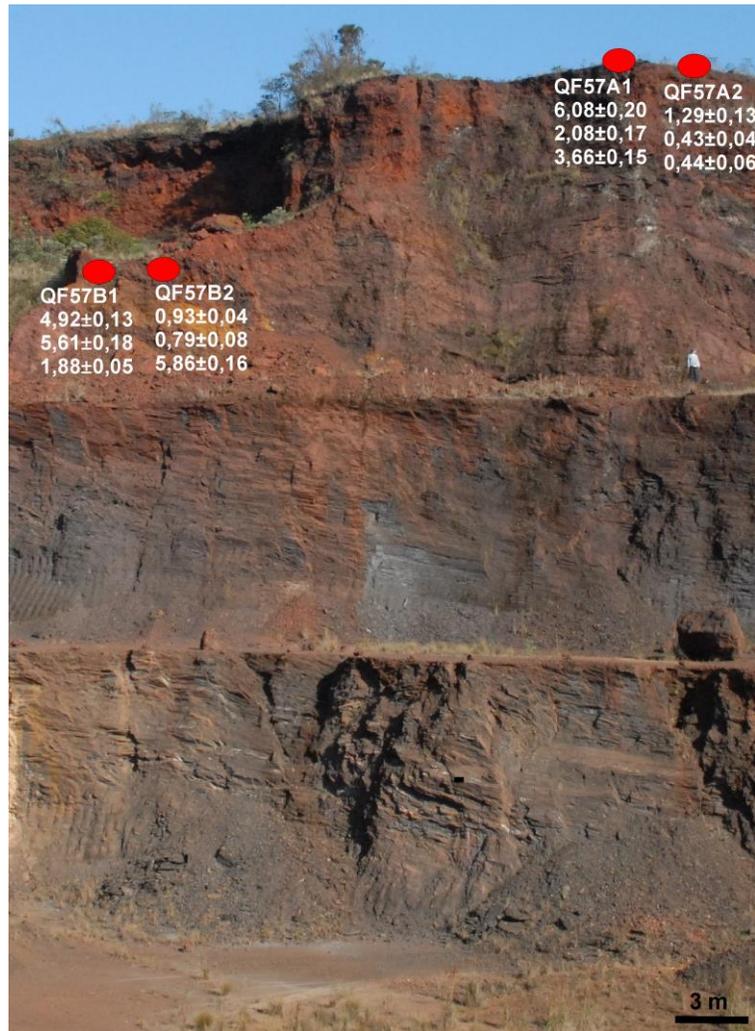


Figura 6.14 - Resultados da datação no Perfil QF 57, com indicativo do local amostrado

Os resultados encontrados deste perfil estão apresentados na tabela abaixo (tabela 6.2):

Tabela 6.2 – Resultados geocronológicos do Perfil da Serra do Rola Moça

PERFIL SERRA DO ROLA MOÇA																	
Sample	Northing	Easting	Elevation (m)	Depth (m)		Age	$\pm 1\sigma$	U	$\pm 1\sigma$	Th	$\pm 1\sigma$	He	$\pm 1\sigma$	mass	Sm	eU	Th/U
						(Ma)	(Ma)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(nmol/g)	(nmol/g)	( $\mu$ g)	(ppm)		
QF57A1a	7781563	602005	1400	0	topo	<b>6,08</b>	<b>0,20</b>	2,402	0,068	13,690	0,233	0,186	0,003	31,012	0,87	5,55	5,70
QF57A1b	7781563	602005	1400	0	topo	<b>2,80</b>	<b>0,17</b>	0,932	0,033	4,863	0,109	0,032	0,001	39,934	0,44	2,05	5,22
QF57A1c	7781563	602005	1400	0	topo	<b>3,66</b>	<b>0,15</b>	1,386	0,042	6,583	0,127	0,058	0,002	44,210	0,57	2,90	4,75
QF57A2a	7781563	602005	1400	0	topo	<b>1,29</b>	<b>0,13</b>	0,326	0,012	2,736	0,055	0,007	0,001	95,885	0,03	0,96	8,39
QF57A2b	7781563	602005	1400	0	topo	<b>0,43</b>	<b>0,04</b>	3,180	0,076	16,908	0,258	0,017	0,001	36,545	0,27	7,07	5,32
QF57A2c	7781563	602005	1400	0	topo	<b>0,44</b>	<b>0,06</b>	1,180	0,033	7,337	ppm	0,007	0,001	62,374	0,05	2,87	6,22
QF57B1a	7781563	602005	1385	2	topo	<b>4,92</b>	<b>0,13</b>	6,683	0,142	24,986	0,385	0,336	0,004	23,450	1,20	12,43	3,74
QF57B1b	7781563	602005	1385	2	topo	<b>5,61</b>	<b>0,18</b>	2,230	0,067	22,864	0,348	0,232	0,003	26,857	1,14	7,49	10,25
QF57B1c	7781563	602005	1385	2	topo	<b>1,88</b>	<b>0,05</b>	3,851	0,096	26,189	0,383	0,102	0,001	26,934	0,54	9,87	6,80
QF57B2a	7781563	602005	1385	2	topo	<b>0,93</b>	<b>0,04</b>	0,460	0,017	2,935	0,063	0,006	0,000	73,842	0,06	1,14	6,38
QF57B2b	7781563	602005	1385	2	topo	<b>0,79</b>	<b>0,08</b>	0,528	0,018	5,807	0,099	0,008	0,001	73,611	0,11	1,86	10,99
QF57B2c	7781563	602005	1385	2	topo	<b>5,86</b>	<b>0,16</b>	2,413	0,051	31,216	0,334	0,311	0,009	67,366	0,10	9,59	12,93

Elaborado por: Fernanda Leonardi

### 6.3.2 Dados geocronológicos mapeados

Spier, Vasconcelos e Oliveira (2006) em estudo nas minas do Sapecado, Pico e Andaime no Quadrilátero Ferrífero revelam idades dos óxidos de manganês que variam de 61,5 a 14,2 Ma, numa profundidade de 5 a 150m no perfil de intemperismo, em torno de 1350-1500m de altitude (Serra da Moeda). As idades mais antigas estão no topo e as mais recentes na interface perfil de intemperismo com a rocha. Muitas amostras coletadas tiveram idade de 51-41 Ma, indicando que os perfis de intemperismo no Quadrilátero Ferrífero já haviam atingido a profundidade presente no Paleógeno e que o avanço da frente de intemperismo ocorreu até o Neógeno, em menor escala. Segundo os autores (*op cit*) a idade dos perfis de intemperismo no Quadrilátero Ferrífero é comparável à idade dos dados perfis de intemperismo sobre BIFs na região de Carajás (Brasil) e a Província Hamersley, na Austrália Ocidental.

Quanto a estes perfis de intemperismo manterem uma paleosuperfície, estes autores (*op cit*) afirmam não terem dados o suficiente para inferir resultados mais aprofundados sobre a elaboração dos ciclos de aplainamento da superfície Gondwana ou da Sul-Americana, apesar de sugerirem a idade mais antiga referente à superfície Gondwana.

Monteiro *et al* (2014) em datações de canga e saprolito concluem que as cangas são mais jovens que o saprolito. O saprolito começou a se formar a  $55 \pm 5,5$ Ma, e as idades das cangas marcam uma formação iniciada a  $48,1 \pm 4,8$ Ma, tanto no saprolito como na canga, sua formação se inicia no Eoceno, e estas sofreram desde então processos de dissolução e reprecipitação do oxi-hidróxido de ferro, por isso as idades mais recentes que estas.

Considerando todas as datações dentro do Quadrilátero Ferrífero, mostradas por Monteiro *et al* (2014) e neste trabalho, podemos resumir as idades máximas e mínimas na tabela 6.3:

Tabela 6.3 - Idades máximas e mínimas em datações no Quadrilátero Ferrífero de acordo com Monteiro *et al* (2014) e neste trabalho

Perfil		AMOSTRA	ALTITUDE (m)	UTM	Profundidade (m)	Idade (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)	Autor	Método
Rola Moça	Idade Máxima	QF57A1a	1400	E602005/N7781563	0	6,08	0,2	neste trabalho	U-Th/He - goethita
	Idade Mínima	QF57A2b	1400	E602005/N7781563	0	0,43	0,04	neste trabalho	U-Th/He - goethita
Catas Altas	Idade Máxima	QF37A1b	887	E666597/N7772796	2	33,09	1,11	neste trabalho	U-Th/He - goethita
	Idade Mínima	QF37B2c	882	E666597/N7772796	7	0,71	0,05	neste trabalho	U-Th/He - goethita
Mina Sapocado	Idade Máxima	Pic-06-03/6a	1480	E617092/N7759725	15	24,4	2,4	Monteiro et al (2014)	U-Th/He - goethita
	Idade Mínima	Pic-06-01A/4c	1495	E617092/N7759727	0	0,4	0,1	Monteiro et al (2014)	U-Th/He - goethita
Mina Galinheiro	Idade Máxima	Pic-06-08/9b	1555	E619817/N7764801	0	5,5	0,6	Monteiro et al (2014)	U-Th/He - goethita
	Idade Mínima	Pic-06-04/1	1554	E619829/N7764787	1	0,4	0,1	Monteiro et al (2014)	U-Th/He - goethita
Mina Andaime	Idade	Pic-06-13/4	1378	E617453/N7771526	0	0,7	0,1	Monteiro et al (2014)	U-Th/He - goethita
Sinclinal Gandarela	Idade Máxima	Pic-06-21-1G-1c	1651	E640017/N7774876	0	48,1	4,8	Monteiro et al (2014)	U-Th/He - goethita
	Idade Mínima	Pic-06-24/3	1506	E641047/N7775482	5	6,3	6,4	Monteiro et al (2014)	U-Th/He - goethita
Mina Pau Branco	Idade Máxima	Pic-06-25C/2	1460	E606980/N7772571	0	15	1,5	Monteiro et al (2014)	U-Th/He - goethita
	Idade Mínima	Pic-06-25B/4	1460	E606980/N7772571	0	6,5	0,6	Monteiro et al (2014)	U-Th/He - goethita
Retiro das Pedras	Idade Máxima	Pic-06-26A/1	1411	E606726/N7778669	0	8,4	0,8	Monteiro et al (2014)	U-Th/He - goethita
	Idade Mínima	Pic-06-26B/3	1411	E606726/N7778669	0	1,1	0,1	Monteiro et al (2014)	U-Th/He - goethita
Mina Capão Xavier	Idade Máxima	Pic-06-27/5	1426	E606457/N7783119	0,5	1,9	0,2	Monteiro et al (2014)	U-Th/He - goethita
	Idade Mínima	Pic-06-27/4	1426	E606457/N7783119	0,5	1,7	0,2	Monteiro et al (2014)	U-Th/He - goethita

Elaborado por: Fernanda Leonardi

Quando distribuí-se geograficamente e altimetricamente estas idades, como indicado na figura 6.15, pode-se observar que o perfil da Mina de Gandarela, no quadrante leste do Quadrilátero Ferrífero, a 1651m de altitude apresenta a maior idade, 48,1Ma. Também no quadrante leste a idade máxima datada no perfil da região de Catas Altas é 33,09Ma, em torno de 890m de altitude, demonstrando que altimetrias somente não são bons referenciais para aferir idades aos perfis associados às superfícies. Comparando a altimetria do perfil da região de Catas Altas com as altimetrias dos perfis da Serra do Rola Moça e da Serra da Moeda, que apresentaram idades máximas de 24,4Ma na Mina do Sapecado, a 1480m de altitude, o perfil da região de Catas Altas deveria apresentar idades menores, mas não é isso que se observa.

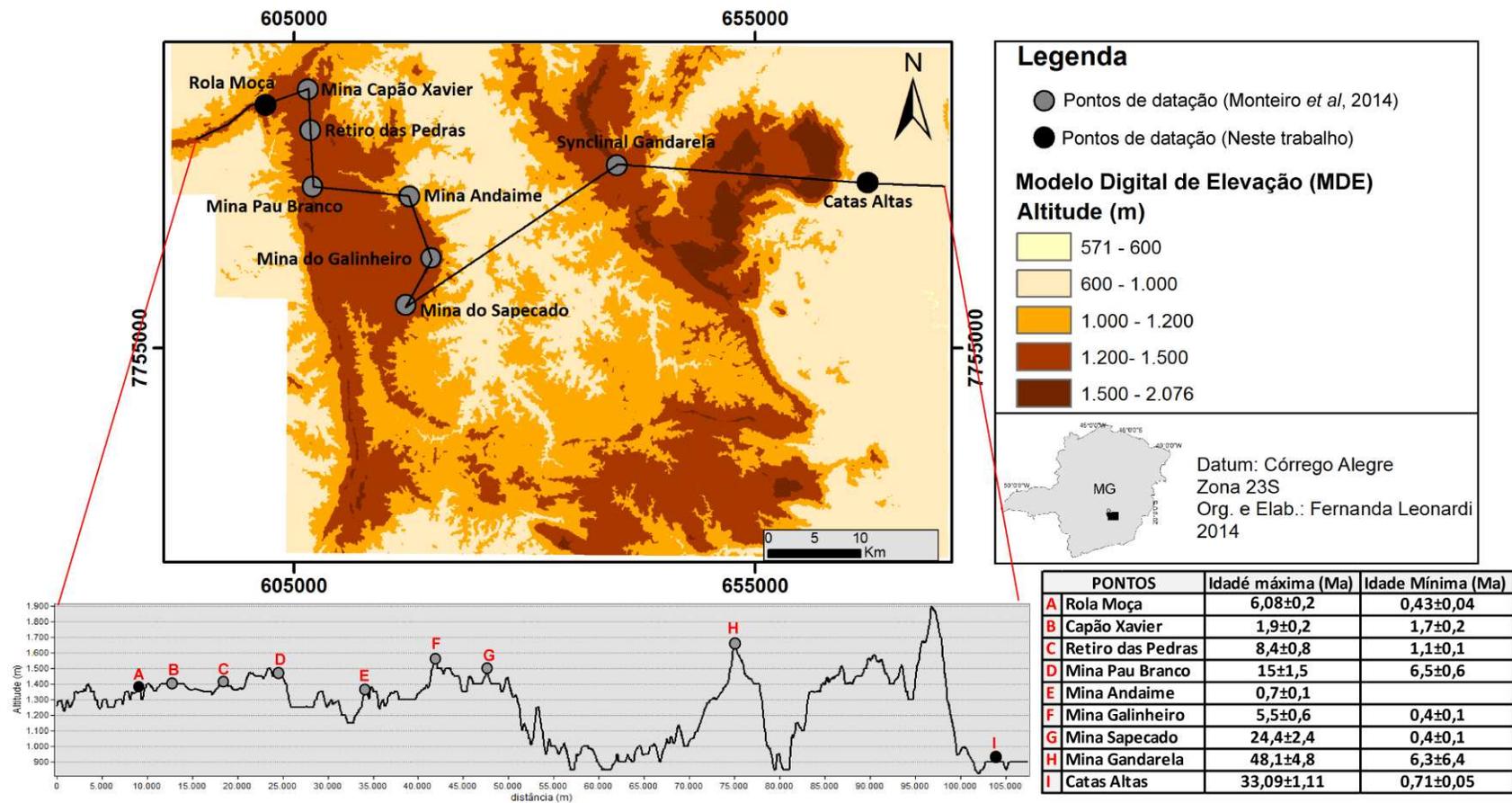


Figura 6.15 – Geocronologia do Quadrilátero Ferrífero (idades máximas) de acordo com as análises realizadas neste trabalho e de acordo com Monteiro et a (2014)

Dados registrados por Spier, Vasconcelos e Oliveira (2006) mostram que os perfis lateríticos do Quadrilátero Ferrífero (datados óxidos de manganês por  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ), vem sendo elaborado desde o Paleoceno (61,5Ma), com maior concentração entre 50-41Ma, no Eoceno, na Mina do Sapecado e Andaime, ambas no Sinclinal Oriental da Serra da Moeda, em torno de 1.300 metros de altitude.

Em datação mais recente em cangas no Quadrilátero Ferrífero (por U-Th/He), Monteiro *et al* (2014) apresentou idades de 24,4 Ma na Mina do Sapecado e 0,7 Ma na Mina do Andaime, esta última associada a reprecipitação do oxi-hidróxido de ferro.

Portanto, pode-se inferir que os óxidos de manganês precipitaram no Paleoceno (61,5Ma), com maior concentração no Eoceno (entre 50-41Ma) e os oxi-hidróxido de ferro (canga) foi elaborado à partir do Eoceno, no Sinclinal Gandarela (48,1Ma), no Oligoceno em Catas Altas (33,09Ma) e na Mina do Sapecado (24,4Ma) e no Mioceno Médio na Mina do Pau Branco (15Ma), o restante dos perfis lateríticos provavelmente demonstram reprecipitações dos oxi-hidróxidos de ferro ( goethita) mais recentes (Mioceno Superior até o Pleistoceno), como é o caso do Perfil da Serra do Rola Moça (6,08Ma), datado aqui neste trabalho, e as datações de Monteiro *et al* (2014) no perfil do Complexo Residencial Retiro das Pedras (8,4 Ma), na Mina do Galinheiro (5,5Ma), na Mina do Capão Xavier (1,7 Ma) e na Mina do Andaime (0,7 Ma).

A goethita é um mineral secundário, que pode reprecipitar, num ambiente quente e úmido, aparecendo nova idade, afetando as datações, e que apesar de idades mais novas elas podem estar associadas à degradação de uma antiga superfície. Acredita-se que isto acontece com parte das datações na Serra do Rola Moça e da Serra da Moeda.

### 6.3.2 Discussões de Paleosuperfícies e interpretação geomorfológica

Primeiro, ao trazer a discussão dos modelados de formação do relevo discutidos por Davis, Penck, King e Büdel, concorda-se com Büdel que os aplainamentos do Quadrilátero Ferrífero são formados e evoluem por um mecanismo de duplo *front*, a superfície de topo corresponde à superfície onde predominam os processos mecânicos, já a superfície basal de intemperismo encontra-se em subsuperfície onde a rocha é alterada e predomina o intemperismo químico, neste caso para a formação de espessos mantos de alteração e/ou crostas de ferricrete, que hoje afloram na superfície e sustentam alguns dos patamares mais altos, juntamente com os quartzitos.

De acordo com Büdel (1982) blocos compostos por rochas menos resistentes podem se apresentar mais rebaixados, pois estão sujeitos ao intemperismo químico mais intenso na superfície basal que os blocos do entorno. Dentro desta discussão pode-se ressaltar o caso das superfícies que evoluíram sobre gnaisses e granitos em relação aos quartzitos da área, e hoje dão origem às áreas colinosas do complexo Bação, por exemplo. Também, os itabiritos ou clastos de itabirito, menos resistentes que os quartzitos. Neste processo quando os ferricretes são exumados e colocados na superfície eles acabam tornando-se também, como os quartzitos, elementos mais resistentes aos processos erosivos e sustentam relevos residuais. Inversamente, os blocos rochosos menos falhados e/ou fraturados, ou então mais resistentes ao intemperismo, ao serem exumados pela erosão superficial, dão origem aos relevos residuais (BÜDEL,1982), como os quartzitos da Serra do Caraça.

Segundo, considerando que a evolução do perfil laterítico de ferro se faz sob condições climáticas úmidas e hiperúmidas (Tardy, 1993), estabilidade tectônica e superfícies relativamente planas, sem ação constante de erosão (Figueiredo, 2000), estes resultados podem assinalar o final da elaboração da superfície de aplainamento.

Os resultados mais constantes dos perfis lateríticos de ferro marcam do Eoceno até o Mioceno Médio (11 Ma aproximadamente), portanto, de acordo com

diversos autores (Moraes Rêgo, 1932; De Martonne, 1943; Barbosa, 1965; Valadão, 2009) a superfície de aplainamento terciária denominada aqui de Sul-Americana evoluiu até o Oligoceno-Mioceno.

Para De Martonne (1943) esta superfície inicia seu ciclo no Paleoceno e evolui até o Oligoceno (denomina de superfície de Cristas Médias); King (1956) afirma que esta superfície (Sul-Americana) foi elaborada no Paleoceno; para Ab'Sáber (1962) esta superfície teve o início da elaboração no Eoceno evoluindo até o Oligoceno (chamada de Superfície de Cristas Médias); de acordo com Barbosa (1965) esta superfície evoluiu do Paleoceno ao Mioceno; para Bigarella e Andrade (1965) o início da elaboração desta superfície se deu no Cretáceo Inferior e evoluiu até o Eoceno (chamada de Pd3); de acordo com Valadão (2009) a superfície Sul Americana evoluiu desde o Cretáceo Médio até o Oligoceno.

Como se observa, ao certo, apoiado nos dados datados aferidos neste trabalho e em trabalhos recentes (Carmo e Vasconcelos, 2006; Spier *et al*, 2006; Monteiro *et al*, 2014), a superfície de aplainamento Sul-Americana teve o final de sua elaboração no Oligoceno e início do Mioceno, mas não se sabe ao certo quando se deu o início deste ciclo.

Mesmo as idades maiores encontradas por Spier, Vasconcelos e Oliveira (2006) retratam somente a elaboração da superfície Sul Americana, no Paleoceno e não traz evidência de uma superfície mais antiga, Cretácica, por exemplo.

Por conseguinte, na análise de paleosuperfícies não se pode associar a altimetria, ou seja, os patamares altimétricos a antigas superfícies de aplainamento de forma direta. De acordo com o estudo regional no Quadrilátero Ferrífero, no Brasil, através da datação de ferricretes pode-se afirmar que independente dos patamares altimétricos o que prevalece na paisagem é a superfície Sul-Americana e não encontrou-se evidências da Superfície Gondwana, mais antiga, como afirma King (1956), na qual descreve esta superfície no topos ao sul de Belo Horizonte (acredita-se que ele se refere a região da Serra do Rola Moça, a 1400 metros de altitude). Outros autores (Carmo e Vasconcelos, 2004; Spier, Vasconcelos e Oliveira, 2006; Monteiro *et al*, 2014) foram muito cautelosos ao se pronunciar sobre estas paleosuperfícies, mesmo trabalhando e obtendo dados de datação de

ferricretes e de minério de manganês, levantaram somente até o momento suposições.

Os dados levantados corroboram para a hipótese que a superfície laterítica teve o início de sua evolução em torno de 60 Ma, no Paleoceno (Spier, Vasconcelos e Oliveira, 2006), em áreas restritas, com o ápice de evolução do minério de manganês entre 50 e 41 Ma, no Eoceno, num período de ótimo climático, que provavelmente elaborou no quadrante leste do Quadrilátero Ferrífero a diferença altimétrica entre a Serra do Caraça (2000m) e a Superfície Contínua de Ferro (890m), lembrando que entre o Eoceno/Oligoceno blocos do embasamento foram movimentados e ajustados sob um regime extensivo, em um sistema de *grabens* e *horsts*, devido reativação tectônica (Lipski, 2002), portanto, a formação do *graben* (Bacia de Fonseca), acentuando ainda mais a diferença altimétrica entre a Serra do Caraça e a superfície laterítica de ferro.

Através destas datações e de acordo com o referencial teórico pode-se inferir dados paleoclimáticos para esta área: os óxidos de manganês começam a ser formados no Paleoceno, num ambiente extremamente quente e úmido, atingindo o máximo de evolução entre 50-41 Ma, no Eoceno, em concordância com o ótimo climático apontado na figura 6.16; no Neoeoceno tem formação da Bacia de Fonseca, também num ambiente tropical, com instalação de um sistema fluvial meandrante, seguido imediatamente pela formação do perfil laterítico de Catas Altas (Neoeoceno/Eo-oligoceno); o Oligoceno é marcado por uma variação climática, de clima menos intenso, provavelmente de clima subtropical, de acordo com Maizatto (2001), apresentando migração lateral de canais; esta mudança climática foi sucedida por outra, novamente num clima quente e úmido, no final do Oligoceno até Mioceno Médio, que deram origem aos perfis lateríticos de ferro, principalmente da Mina do Sapecado e do Pau Branco; o Mioceno Superior e o Pleistoceno são marcados por reprecipitação da goethita, portanto, nada impede que este reprecipite num clima próximo do que encontramos na área hoje.

De acordo com o esquema mostrado por Fanton (2013), os ótimos climáticos (Figura 6.16) ocorreram no Eoeoceno (entre 53-51 Ma), no Eoceno Médio (42-38

Ma), menos intenso que o anterior, no Mioceno Médio (17 a 11 Ma aproximadamente) e também no Plioceno Médio (3,6 a 2,6 Ma).

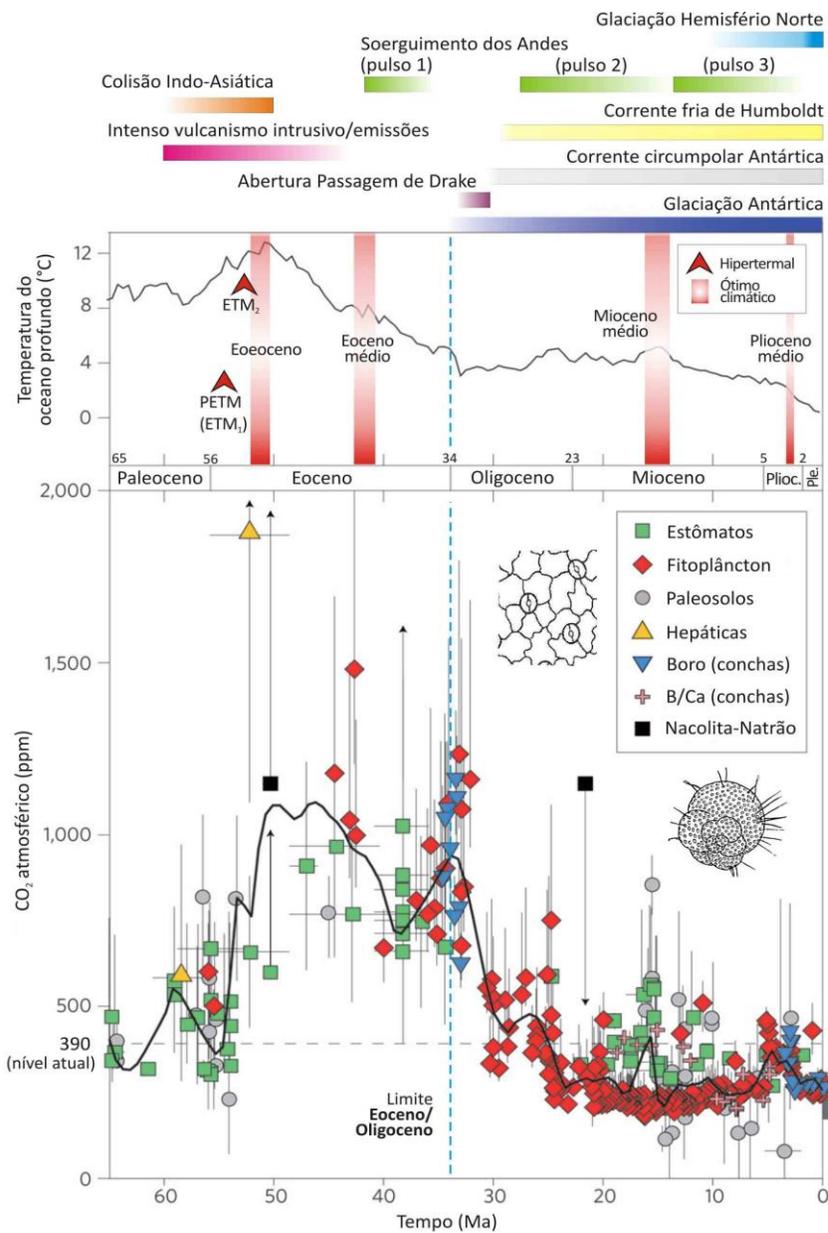


Figura 6.16 - Flutuação da temperatura oceânica e CO<sub>2</sub> atmosférico global no Cenozoico. Reproduzido e modificado por Fanton (2013) de Beerling e Royer (2011)

Na região de Catas Altas, Maizatto (2001) através de análise palinológica da Bacia Fonseca, relata a sedimentação na Bacia de Fonseca com a instalação de um sistema fluvial meandrante que gerou os depósitos de meandro abandonado e planície de inundação (lagoas de cheia), num ambiente tropical, no Neoeoceno. Para Sant'Anna *et al* (1997), a Formação Fonseca foi depositada neste extenso sistema fluvial.

De acordo com Fanton (2013), os conjuntos paleobotânicos diversificados de Fonseca permitem reconstruir uma formação florestal quente e úmida, de floresta densa e multiestratificada, que milhões de anos mais tarde mostram singularidades à Mata Atlântica.

Já o Oligoceno foi marcado por uma intensa atividade fluvial representada por diversas sequências granodescrescentes ascendentes, associadas à migração lateral do canal principal, e esta migração pode ter ocorrido em resposta ao tectonismo ou às variações climáticas na região (MAIZATTO, 2001).

Ainda, de acordo com Maizatto (2001), a análise palinológica dos sedimentos oligocênicos indicaram condições climáticas subtropicais no Oligoceno, assim a ocorrência de chuvas torrenciais poderia promover um aumento na descarga do rio favorecendo a migração lateral deste canal.

Caso o ambiente no Oligoceno fosse extremamente quente e úmido (tropical) como afirma Sant'Anna *et al*(1997), supõe-se que os clastos de itabirito, que formam a Bacia de Fonseca tivessem sido intemperizados, evoluindo na área extensos perfis de alteração e vales, como aqueles presentes a leste da superfície laterítica de ferricrete na região de Catas Altas/MG, no contato desta superfície laterítica de ferro com a área adjacente.

Imediatamente após o fechamento da Bacia de Fonseca deu-se o início da formação do perfil laterítico de ferro (ferricrete), apresentando espessa crosta laterítica, numa área de aproximadamente 10 Km de extensão, cobrindo a Bacia, condição essencial para manter a bacia intacta, longe da ação erosiva e climática e guardar as relíquias da flora pretérita. Esta bacia hoje encontra-se aflorando, aparecendo em pontos restritos, na borda da superfície laterítica de ferro, onde foram encontrados fósseis e realizadas análises palinológicas. A Bacia de Fonseca poderia

ser maior, mas acabou sendo preservada somente abaixo do ferricrete, pois restos desta superfície que pode ser maior são evidenciados nos topos adjacentes a superfície contínua de ferricrete, na qual foram observados blocos de ferricrete em topos isolados.

Nesta área a superfície laterítica de ferro foi elaborada tendo seu início a 33Ma. O ferro desde este momento vem dissolvendo e reprecipitando, por isso as idades mais recentes. Portanto, a área do Quadrilátero Ferrífero estava exposta a 60Ma, principalmente em se tratando da região da Serra do Caraça. Não se pode esquecer também que a área passou por uma reativação tectônica, onde instalou-se um *graben*, devido deformação da crosta local via subsidência, acredita-se que este *graben* formou-se anteriormente a formação dos perfis lateríticos de ferro.

A Serra do Caraça pouco erodia, de acordo com Salgado *et al* (2006) as taxas de erosão do quartzito desta Serra é  $1,07 \pm 0,13$  (m Myr<sup>-1</sup>), ou seja, um metro a cada 10 Ma, portanto, ele está exposto na Serra do Caraça a pelo menos 60Ma, com poucos metros de erosão. O gnaiss, em áreas próximas deste quartzito, foi todo alterado, dando origem a diferença altimétrica existente (Serra do Caraça de quartzito ao Vale de Catas Altas).

As evidências do intenso intemperismo sob gnaiss e/ou xisto são encontradas em áreas adjacentes à Bacia de Fonseca e a superfície contínua de ferricrete, onde observam-se perfis de solos muito espessos, bastante evoluídos.

As idades de 33 Ma para Catas Altas não podem estar associadas a áreas de transporte de canga, pois os clastos presentes no ferricrete são exclusivamente de itabirito não sendo encontrado nenhum clasto de ferricrete em seu interior, portanto, se refere somente a um evento de formação das crostas de ferricrete, claro, esta continuou posteriormente a dissolver e reprecipitar. Decorrente da descrição de campo exclui-se a possibilidade de que ferricretes mais antigos tenham afetado esta datação.

Apesar de Saadi (1993) apontar reativação tectônica ao sul do craton do São Francisco no Neomioceno-Plioceno, não foi observado na área falhas no perfil laterítico, portanto, acredita-se que este não sofreu reativação significativa que alterasse substancialmente o desnível altimétrico da área.

Para melhor compreender a evolução do relevo na região de Catas Altas/Serra do Caraça, elaborou-se um esquema (Figura 6.17). Atualmente esta área apresenta três patamares principais, o primeiro e mais alto, a Serra do Caraça (quartzito), o segundo as Minas do Complexo Alegria (itabirito) e o terceiro a superfície laterítica de ferro (área plana) (Figura 6.18).

Sem tanta precisão de idade, entende-se que o quartzito da Serra do Caraça estava recoberto por itabirito, e num determinado momento, anterior ao Eoceno, foram truncados. Houve alteração do gnaiss, elaborando essa diferença altimétrica entre o Caraça e o planalto onde se encontra hoje a superfície laterítica de ferro. A reativação tectônica gerou o *graben*, acentuando a diferença altimétricas entre as áreas, que chegam atualmente a 1.100m.

Logo, depositaram-se os clastos de itabirito nas suas redondezas, tal como os depósitos de Fonseca, no Neoceno.

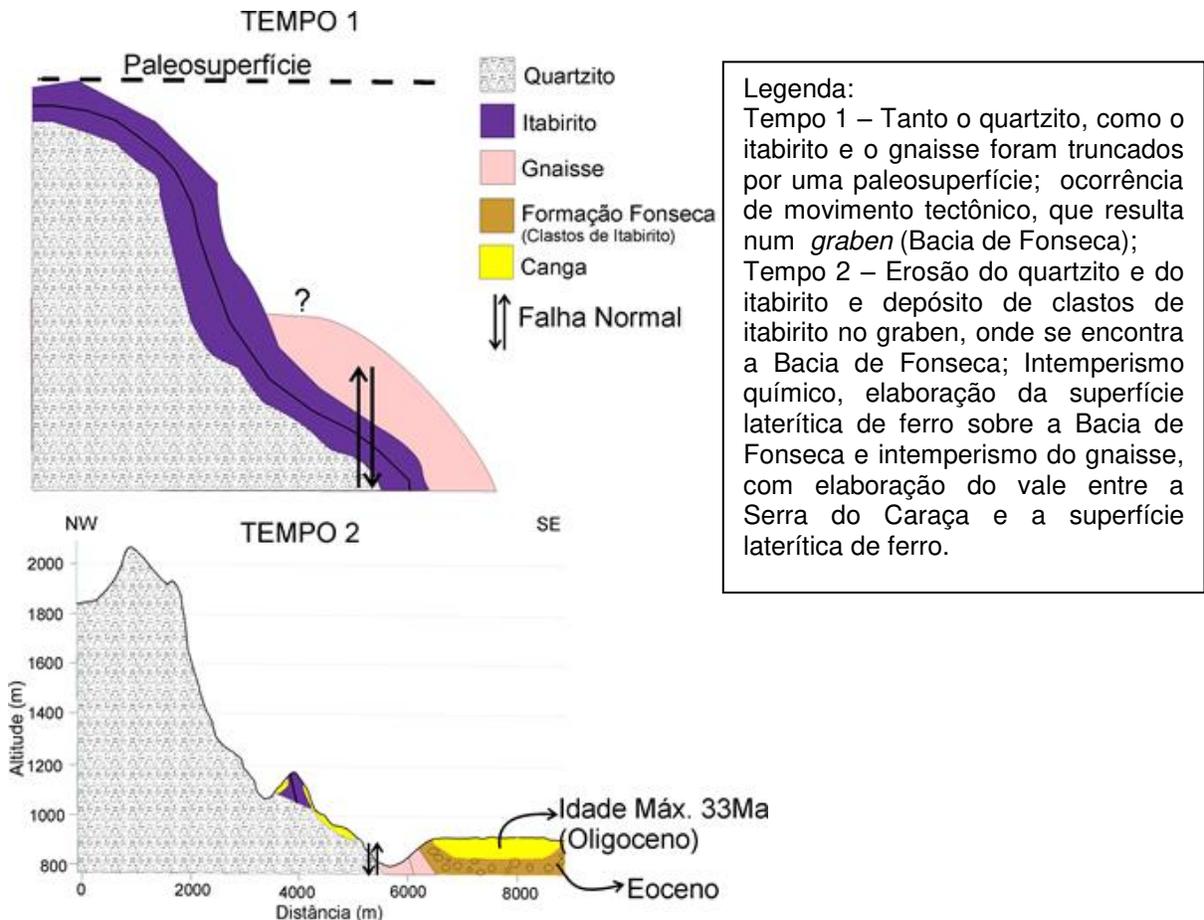


Figura 6.17 – Esquema geral de evolução geomorfológica da região de Catas Altas (uma Hipótese)

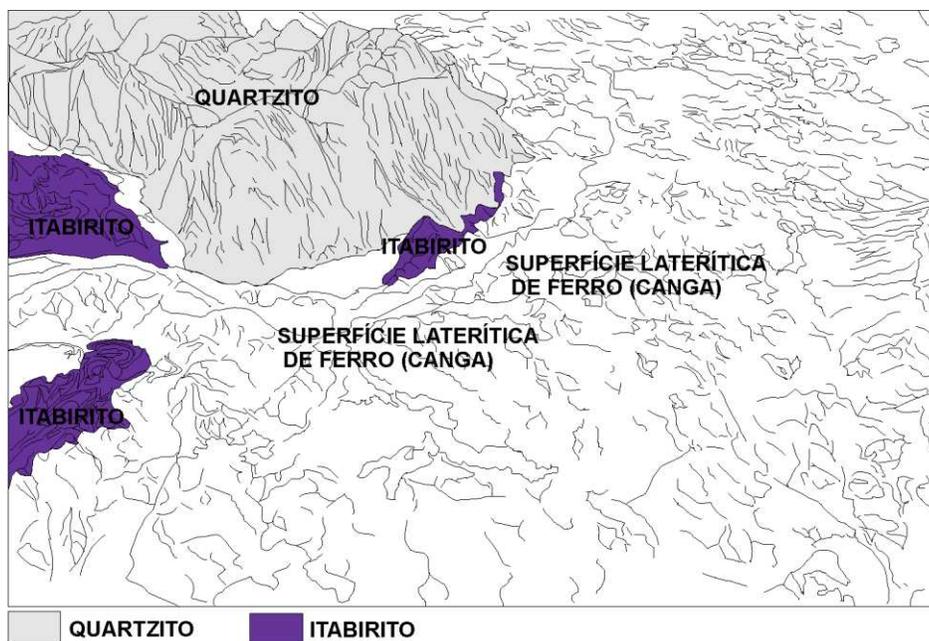


Figura 6.18 – Configuração do relevo atual da região de Catas Altas  
 Desenho: Edfre Rudyard da Silva e Editada por: Fernanda Leonardi

Na região da Serra do Rola Moça, os materiais lateríticos datados vão ao encontro das idades elencadas também por Monteiro *et al* (2014) para as áreas vizinhas, como é o caso da Mina do Capão Xavier na Serra da Moeda (em torno de 6 a 8 Ma).

A partir das evidências é possível lançar a seguinte hipótese: nesta área também, como na Serra do Caraça, o itabirito recobria o quartzito e num determinado momento foram truncados (Figura 6.19). As jazidas de minério de manganês foram elaboradas durante o primeiro ótimo climático (Eoceno Inferior) e a crosta laterítica começou a ser elaborada provavelmente no Eoceno Médio nesta área da Serra do Rola Moça e Serra da Moeda, seguindo a formação de perfis lateríticos de ferro até o Mioceno Médio (em torno de 11 Ma). Esta superfície laterítica no topo da Serra da Moeda e da Serra do Rola Moça foram erodidas, permanecendo na paisagem em pequenas áreas sobre o itabirito e estes perfis lateríticos passaram por reprecipitação (no Mioceno Superior e no Pleistoceno). Das idades datadas, as da Serra do Rola Moça (6,08Ma), Retiro das Pedras (8,4Ma), Galinheiro (5,5Ma), Mina do Capão Xavier (1,7Ma) e Mina do Andaime (0,7 Ma) pode indicar reprecipitação dos oxi-hidróxido de ferro (principalmente da goethita).

Atualmente, a crosta laterítica de ferro sustenta os topos da Serra do Rola Moça e da Serra da Moeda, em patamar pouco mais baixo estão os quartzitos, totalmente deformados (Figura 6.20). O itabirito apresenta-se na base do perfil laterítico, aflorando em diversos pontos, em torno de 1100-1300m de altitude.

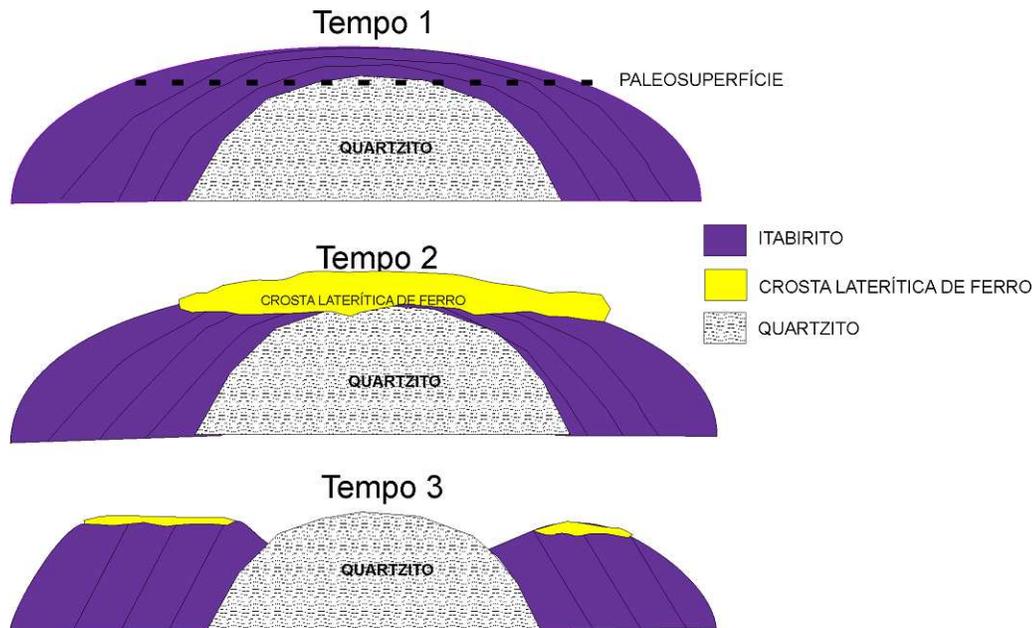


Figura 6.19: Esquema de evolução da região da Serra da Rola Moça e Serra da Moeda (uma Hipótese)

**Legenda:**

- 1 – Tanto o quartzito como o itabirito foi truncado por uma superfície;
- 2 – Formação da crosta laterítica de ferro (canga) (início no Eoceno até o Mioceno Médio);
- 3 – Erosão de grande parte da crosta laterítica de ferro. O ferro sofre reprecipitação (Mioceno Superior e Pleistoceno).

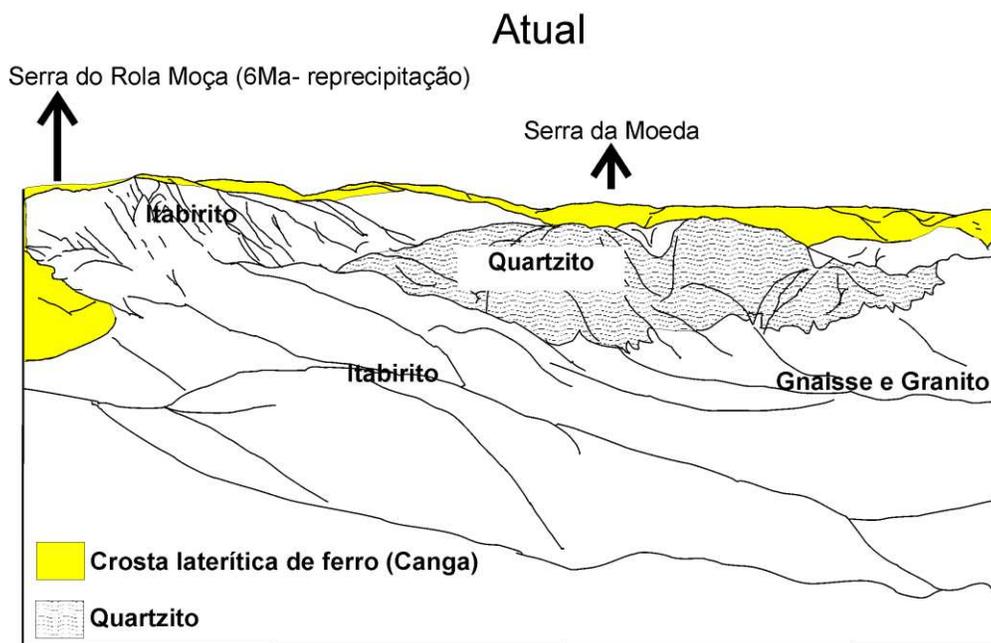


Figura 6.20 – Configuração do relevo atual na Serra do Rola Moça e Serra da Moeda  
Desenho: Edfre Rudyard da Silva e Editada por: Fernanda Leonardi

Para melhor compreender as idades, resumiram-se os principais eventos no quadro a seguir:

#### **PALEOCENO-EOCENO - 61 a 33,9Ma**

- Início da formação de perfis lateríticos, com a elaboração do Minério de Manganês;
- Formação do *graben* (Bacia de Fonseca);
- Elaboração do vale (diferença altimétrica do Caraça com o vale que secciona o ferricrete);
- Deposição dos Clastos de Itabirito (deposição da Bacia de Fonseca).

## **EOCENO/OLIGOCENO**

Elaboração do ferricrete na região de Catas Altas, Serra da Moeda e no Synclinal Gandarela:

- 48 Ma – datação da Mina do Sinclinal Gandarela;
- 33 Ma – datação do perfil laterítico de ferro da Região de Catas Altas;
- 24,4 Ma – datação da Mina do Sapecado (Serra da Moeda).

## **MIOCENO MÉDIO- 17 a 11 Ma**

• 15 Ma - Formação do perfil laterítico de ferro da Mina do Pau Branco (Serra da Moeda).

## **MIOCENO SUPERIOR**

Eventos de reprecipitação dos oxi-hidroxido de ferro:

• 8,4 Ma – datação do perfil laterítico de ferro do Complexo Residencial Retiro das Pedras;

- 6,08 Ma – datação do perfil laterítico de ferro da Serra do Rola Moça;
- 5,5 Ma – datação da Mina do Galinheiro;

## **PLEISTOCENO**

Eventos de reprecipitação dos oxi-hidroxido de ferro:

- 1,9 Ma – datação da Mina do Capão Xavier
- 0,7 Ma – datação da Mina do Andaime

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Baseado em pesquisa sobre paleosuperfícies no Quadrilátero Ferrífero, de acordo com evidências de campo e laboratório, assegura-se que não se pode associar patamares altimétricos a antigas superfícies de aplainamento de forma direta, pois o que prevalece na paisagem desta área é a superfície Sul-Americana em diferentes patamares, visto que os dados datados em perfil lateríticos marcam o início da formação do perfil de intemperismo no Paleógeno (Paleoceno), em perfis restritos (datado óxido de manganês), de maior significância no Eoceno, Oligoceno até o Mioceno Médio.

O início da evolução da superfície laterítica de ferro no Quadrilátero Ferrífero se deu no Paleoceno/Eoceno, evoluindo até o Oligoceno/Mioceno, calhando com o final da elaboração da superfície de aplainamento Sul Americana. Idades mais recentes datadas representam áreas onde ocorreu reprecipitação dos oxi-hidróxido de ferro (goethita).

Os perfis analisados demonstram evolução distinta, o perfil da serra do Rola Moça apresenta evolução do ferricrete sob itabirito *in situ* e o perfil da serra de Catas Altas apresenta evolução essencialmente sobre clastos de itabirito, ambos em climas tropicais úmidos, em patamares diferenciados, o primeiro a 1400 metros de altitude e o segundo a 890 metros de altitude.

Relacionando os perfis lateríticos de ferro com os patamares altimétricos, observa-se que os perfis lateríticos dentro do Quadrilátero Ferrífero encontram-se em três patamares principais: de 1200m a 1500m, o segundo entre 1000 e 1200m e o terceiro entre 800 e 1000m. Coincidentemente os perfis mais ricos em óxidos de ferro, de acordo com a geoquímica, são aqueles dos patamares mais elevados. Acima de 1500 metros de altitude, somente observa-se a rocha aflorando (quartzito).

O relevo no geral é altamente dissecado, de altas declividades, em diferentes patamares altimétricos. Destacam-se nesta área as serras (Unidade 1), com altimetria alcançando e ultrapassando 2000 metros de altitude na Serra do Caraça, a superfície fortemente dissecada (Unidade 2), o relevo colinoso (Unidade 3) e a superfície plana, com ferricrete (Unidade 4), encontrada na base da Serra do Caraça,

sob a Bacia Terciária de Fonseca. Assim sendo, o relevo é resultado da decomposição e alteração da rocha, que varia consideravelmente de um quartzito/itabirito (nas áreas mais dissecadas e elevadas) para o granito/gnaiss/xisto (mais colinosas). A unidade 4, de Superfície Plana, é restrita à superfície contínua de ferricrete na base da Serra do Caraça, na região de Catas Altas, a 890 metros de altitude, abrangendo em torno de 10Km de extensão.

Deste modo, de acordo com o esboço geomorfológico, dificilmente pode-se encontrar planícies fluviais, a área possui superfícies estruturais, apresentando relevos com alto grau de dissecção em grande parte da área, com presença de *canyons* (Unidade da Superfície Fortemente Dissecada).

Em regiões onde a rocha apresenta maior decomposição química sob ambientes muito úmidos e quentes (gnaiss, granito ou xisto), este apresenta regiões extensas de colinas, com os patamares mais altos de topos lineares. Sob itabirito está principalmente a Serra da Moeda, apresentando canga no topo, em torno de 1400 metros de altitude.

O mapeamento e detalhamento das superfícies de ferricrete mapeadas tanto na Serra do Rola Moça e Calçada (compartimento da Serra da Moeda), quanto na Serra do Caraça traz evidências da elaboração de perfis lateríticos de ferro que tem como principal fator a rocha e o clima. De acordo com a análise mineralógica, o perfil laterítico de ferro de Catas Altas apresenta em seu topo mais de 50% de goethita (óxido de ferro hidratado), o restante de hematita e quartzo, enquanto o perfil laterítico da Serra do Rola Moça apresenta mais hematita (óxido de ferro) que goethita e quartzo. Isto está associado ao material de origem, que no perfil de Catas Altas são os clastos de itabirito, mais fáceis de serem intemperizados que o itabirito *in situ*. O contato da rocha (itabirito) com o perfil laterítico de ferro na Serra do Rola Moça é de difícil visualização, visto que este contato no perfil se dá de forma gradual.

De acordo com os resultados geocronológicos e morfoestruturais na área, dificilmente pode-se afirmar que estes perfis passaram por grandes eventos tectônicos pós formação do ferricrete. Apesar dos limites do método e resultados encontrados em outras pesquisas, pode-se afirmar que quando da elaboração dos perfis, o relevo já se encontrava muito próximo do que observamos hoje, claro,

menos dissecado, e os perfis foram elaborados em diferentes patamares, associados a superfície de aplainamento denominada Sul-Americana.

A que tudo indica, o resultado do relevo é dado principalmente por ação geoquímica, de intemperismo (downwearing) e não por erosão, recuo das escarpas (backwearing), pois as taxas de erosão no quartzito são bem menores que das outras rochas presentes na área, portanto, pelo menos os quartzitos que sustentam os topos de morros (como no Caraça) podem estar suspensos há pelo menos 60Ma. A região mais ao sul, nas proximidades da serra do Itacolomi é um caso à parte, com necessidades de estudos mais aprofundados, uma vez que apresentam patamares bem demarcados, como o caso da Serra de Ouro Branco, da Serra do Itacolomi e a Serra do Veloso, mas de difícil datação, devido estarem sustentados por quartzito, apresentando perfil laterítico de ferricrete bastante quartzoso, a 1.200 metros de altitude, em patamar mais baixo que as serras.

Portanto, a paisagem do Quadrilátero Ferrífero passou por variações climáticas significativas, com períodos de ótimo climático, com acentuado intemperismo químico, resultando no modelado que corresponde ao rebaixamento do relevo por intemperismo, formação de espessos mantos de alteração e formação de perfis de lateríticos de ferro, dependendo da resistência da rocha ao intemperismo químico e a erosão, claro, em concordância as estruturas que comandam os lineamentos de relevo nesta área. O resultado vai ao encontro do modelado de formação de relevo de Büdel (Teoria da Etchplanação), que tem a função de especificar e qualificar o papel do intemperismo na morfogênese.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, S. F. **Recursos Minerais do Brasil**. Vol.II- Combustíveis Fósseis e Minérios Metálicos. Ministério da Indústria e do Comércio- Instituto Nacional de Tecnologia: Rio de Janeiro, 1962.

ABREU, S. F. **Recursos Minerais do Brasil**. Josue Camargo Mendes e Rui Ribeiro Franco (coord.). 2.ed. São Paulo, Edgard Blücher, Ed. Da Universidade de São Paulo; Rio de Janeiro, Instituto Nacional de Tecnologia, 1973. (Vol.I e II.).

ABREU, A. A. A Teoria Geomorfológica e sua Edificação: análise crítica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Uberlândia. Ano 4, n.2, p. 51-67, 2003.

AB'SÁBER, A. N. Regiões de Circumsdesnudação Pós-cretácea, no Planalto Brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**. São Paulo, n.1, p. 3-21, 1949.

AB'SÁBER, A. N. As Altas Superfícies de Aplainamento do Brasil Sudeste. **Boletim Geográfico**. Rio de Janeiro, n. 126, ano XIII, p.295-300, 1955(a).

AB'SÁBER, A. N. Problemas Paleogeográficos do Brasil Sudeste. **Boletim Geográfico**. Rio de Janeiro, n. 127, ano XIII, p.392-402, 1955 (b).

ALMEIDA, F.F.M. Os fundamentos Geológicos do Relevo Paulista. Transcrito de "Geologia do Estado de São Paulo" do Boletim do Instituto Geográfico e Geológico, n. 41 (1964). São Paulo: **IGEOG. Série Teses e Monografias**. n.14, p. 1- 110, 1974.

AGUILERA, E.Y., RABASSA, J. Origin of the Northern Patagonian Massif Regional Paleosurface. **Geociências**. v.29, n. 4, p. 467-478, 2010.

AGUILERA, E.Y., ARAGÓN, E., CARRETERO, S. The Paleosurface on the Paso Del Sapo Volcanic Rocks, Chubut, Argentina. **Geociências**. v.29, n. 4, p. 479-486, 2010.

ALKMIN, F.F.; MARSHAK, S. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. **Precambrian Research**. v. 90. p. 29-58, 1998.

ALVARADO, B. P. **Caracterização Petrográfica e Geoquímica das Rochas Encaixantes e dos Minérios Auríferos da Mina de Morro Velho (Mina Velha) – Distrito de Nova Lima – MG**. Dissertação (Mestrado) – IG/ UNICAMP, 2003.

AULER, A. S.; PILÓ, L. B. Introdução às Cavernas em Minério de Ferro e Canga. **O Carste**. Ed. Especial. v. 17, n. 3. p. 70-72, 2005.

BACELLAR, L.A.P. **Condicionantes Geológicas, Geomorfológicas e Geotécnicas dos Mecanismos de Voçorocamento na Bacia do Rio Maracujá**, Ouro Preto, MG. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2000. 226p. (Tese de Doutorado).

BALLESTEROS, E.M.; TALEGÓN, J. G.; HERNÁNDEZ, M. A. V. Palaeoweathering Profiles Developed on the Iberian Hercynian Basement and their Relationship to the Oldest Tertiary

Surface in Central and Western Spain. **Geological Society, London, Special Publications.** v. 120; p. 175-185, 1997.

BALTAZAR, O.F.; BAARS, F.J.; LOBATO, L.M.; REIS, L.B.; ACHTSCHIN, A.B.; BERNI, G.V.; SILVEIRA, V.D. **Mapa Geológico na Escala 1: 50.000 com Nota Explicativa.** In: Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Integração e Correção Cartográfica em SIG com Nota Explicativa. Lobato *et al.* (2005) CODEMIG. Belo Horizonte. 2005.

BARBOSA, O. Quadro Provisório de Superfícies de Erosão e Aplainamento no Brasil (inferências paleoclimáticas e econômicas). **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 27, n.4, p. 641-642, 1965.

BARBOSA, G.V. Superfícies de Erosão no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 10, p. 89-101, 1980.

BATTIAU-QUENEY, Y. A tentative Classification of Paleoweathering Formations Based on Geomorphological Criteria. **Geomorphology.** v. 16, p. 87-102, 1996.

BATTIAU-QUENEY, Y. Preservation of Old Palaeosurfaces in Glaciated Areas: examples from the French western Alps. **Geological Society, London, Special Publications.** v. 120, p. 125-132, 1997.

BIGARELLA, J. J.; AB'SÁBER, N. A. Paläogeographische und Paläoklimatische Aspekte des Känozoikums in Südbrasilien. **Zeitschrift für geomorphologie.** Berlin, v. 8, n.3, p. 286-312, 1964.

BIGARELLA, J. J. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais.** 2ed. Florianópolis: Ed. da UFSC, 2007.

BIGARELLA, J.J.; ANDRADE, G.O. Contribution to the Study of the Brazilian Quaternary. **The Geological Society of America.** Special Paper 84, p. 431-451, 1965.

BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. Pediplanos, Pedimentos e seus Depósitos Correlativos no Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia.** n.16-17, p.117-151, 1965.

BIROT, P. **Le cycle d'érosion sous les Différents Climats.** Rio de Janeiro: Centro de Pesquisas de Geografia do Brasil, 1960.

BLOOM, A. L. **Superfície da Terra.** São Paulo: EDGARD BLUCHER LTDA. 1970.

BOURMAN, R.P. Modes of ferricrete genesis: evidence from southeastern Australia. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 37, p. 77-101, 1993.

BRAUN, O.P.G. Contribuição à Geomorfologia do Brasil Central. **Revista Brasileira de Geografia.** Rio de Janeiro. Ano 32, v.3, p. 3-40, 1971.

BÜDEL, J. **Climatic Geomorphology.** Tradução de L. Fischer e D. Busche. New Jersey: Princeton University Press, 1982.

BURKE, K.; GUNNELL, Y. **The African Erosion Surface: A Continental-Scale Synthesis of Geomorphology, Tectonics, and Environmental Change over the Past 180 Million Years**. Colorado: The Geological Society of America. Memoir 201. 2008.

CARMO, I. O.; VASCONCELOS, P. M.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Geochronology Constraints on Late Miocene Weathering Rates in Minas Gerais, Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**. v. 241, p. 80-94, 2006.

CARNEIRO, C.D.R.; MIZUSAKI, A.M.P.; ALMEIDA, F.F.M. de. A Determinação da Idade das Rochas. **Terræ Didactica**, v.1, n.1, p. 6-35, 2005.

CASSETI, W. **Elementos de Geomorfologia**. Goiânia: Editorial e Gráfico da UFG, 1990. 136p. (Textos para Discussão, 13).

\_\_\_\_\_ **Elementos de Geomorfologia**. Goiânia: UFG, 1994.

CAVALCANTE, L. V. B.; VALADÃO, R. C.; SALGADO, A. A. R. Mapeamento das Unidades de Relevo da Serra do Caraça/MG: uma proposta baseada na interpretação de mapas temáticos. **Revista de Geografia: UFPE-DCG/NAPA**, v. especial VIII SINAGEO, n.1, 2010.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgar Blücher Ltda, 1974.

COLTRINARI, L. Paleosurfaces in Southeastern Brazil: São José dos Campos Plateaus Landform evolution. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 30, n. 1, p. 113-120, 2011.

CORRÊA, A.C.B.; MENDES, I.A. O Problema das Superfícies de Erosão: novas abordagens conceituais e metodológicas. **Revista de Geografia DCG/UFPE**. Recife, v.18, n.2, p.70-86, 2002.

DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. **Geographical Journal**. v. 14, n.4, p. 481-504, 1899.

DE MARTONNE, E. Problemas Morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**. Ano V, n. 4, 1943. p. 523 -550.

DORR, J. V. **Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil**. United States Government printing office, Washington, 1969.

ENDO, I. **Regimes Tectônicos do Arqueano e Proterozóico no Interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e Áreas Adjacentes, Minas Gerais**. 1997. Tese de Doutorado, IG/USP. 243p.

FANTON, J.C.M. **Reconstruindo as Florestas Tropicais Úmidas do Eoceno–Oligoceno do Sudeste do Brasil (Bacias de Fonseca e Gandarela, Minas Gerais) com Folhas de Fabaceae, Myrtaceae e outras Angiospermas: origens da Mata Atlântica**. Tese (Doutorado em Ciências), Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas/SP, 2013.

FARLEY, K. A. (U-Th)/He. Dating: Techniques, Calibrations, and Applications. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**. v. 47, n.1, pp. 819–844, 2002.

FERREIRA, R. L. A vida subterrânea nos campos ferruginosos. **O Carste**. Ed. Especial. v. 17, n. 3. p. 106-115, 2005.

FERREIRA, A.F.; LAZARIN, H.A. **Caracterização Litoestrutural e Geomorfológica da Região do Pico do Itacolomi, Ouro Preto**. Monografia de Graduação, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 1993. 54p.

FIGUEIREDO, B. R. **Minérios e Ambiente**. Campinas, SP: Editora da Unicamp, 2000 (Coleção Livro-Texto).

FIGUEIREDO, M.A.; VARAJÃO, A.F.D.C.; FABRIS, J.D.; LOUTFI, I.S.; CARVALHO, A.P. Alteração Superficial e Pedogeomorfologia no Sul do Complexo Bação – Quadrilátero Ferrífero (MG). **Revista Brasileira de Ciências do Solo**. v.28, pp.713-729, 2004.

FIGUEIREDO, M. C. H. Introdução à Geoquímica dos Elementos Terras Raras. **Bol. IG-USP, Série Científica**, v.16, p.15-31. 1985

FOOKES, P.G.(ed.) **Tropical Residual Soils**. London:The geological society, 1997.

FREITAS, R. O. Relevos Policíclicos na Tectônica do Escudo Brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**. São Paulo, n.7, p.3-19, 1951.

GOLDSTEIN, J. ; NEWBURY, D. E.; JOY, D.C.; LYMAN, C. E. ECHLIN, P. LIFSHIN, E.; SAWYER, L.; MICHAEL, J.R. **Scanning Electron Microscopy and X-Ray Microanalysis: A Text for Biologists, Materials Scientists, and Geologists**. 2. ed. New York: Plenum Press, 1992. 820 p.

GUNNELL, Y. Topography, Palaeosurfaces and Denudation over the Karnataka Uplands, Southern India. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 120, p. 249-267, 1997.

HARDER, E.C., CHAMBERLIN, R.T. The geology of Central Minas Gerais: Brazil. **Journal Geology**, v.23, n. 4, p. 341-378, v. 23, n. 5, p. 385-424, 1915. Traduzido para o português por Roberto Galvão, publicado no Boletim Geográfico. Ano IX, n. 101, p. 492-544, 1951.

HEIM, J. A.; VASCONCELOS, P. M.; SHUSTER, D. L.; FARLEY, K. A.; BROADBENT, G. Dating Paleochannel Iron Ore by (U-Th)/He Analysis of Supergene Goethite, Hamersley province, Australia. **Geology**. v.34, n.3, p. 173-176, 2006.

HOU, X.; JONES, B.T. Inductively Coupled Plasma/optical Emission Spectrometry. In: Meyers R.A. (Ed.) **Encyclopedia of Analytical Chemistry**. Chichester: John Wiley & Sons Ltd., p. 9468-9485, 2000.

JAMES, H. L. Sedimentary Facies of Iron Formation. **Economic Geology**, v. 49, n.3, p. 235-293, 1954.

JACOBI, C. M.; CARMO, F. F. Diversidade dos Campos Rupestres Ferruginosos no Quadrilátero Ferrífero, MG. **Megadiversidade**. v.4, n.12, p. 25-33, 2008.

JENKINS,R. **X-ray Fluorescence Spectrometry**. 2. ed. New York: John Wiley, 1999, 207p.

KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. Rio de Janeiro, n.2, p.147-265, 1956.

KING, L. C. Canons of Landscapes Evolution. **Bulletin of the Geology Society of America**, Wahington DC, v. 64, n.7, p. 721-732, 1953.

KÖNIG, U.; POLLMANN, H.; ANGÉLICA, R. S. O refinamento de Rietveld como um Método para o Controle de Qualidade de Minérios de Ferro. **Revista da Escola de Minas**. Ouro Preto, v. 55, n.2, 2002.

LADEIRA, F.S.B. **Paleossolos Silicificados na Serra de Itaqueri-Itirapina/SP**: subsídios para a reconstituição paleoambiental. 2v. Tese (Doutorado em Ciências - Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Departamento de Geografia e Letra, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

LADEIRA, F. S. B.; SANTOS, M. . O uso de Paleossolos e Perfis de Alteração para a Identificação e Análise de Superfícies Geomórficas Regionais: o caso da Serra de Itaqueri (SP). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, p. 3-20, 2005.

LEONARDI, F.A.; LADEIRA, F.S.B.; SANTOS, M. Paleosurfaces and Bauxite Profiles in the Poços de Caldas Plateau, São Paulo/Minas Gerais, Brazil. **Geociências**, v. 30, n. 2, p. 147-160, 2011.

LICHT, O. A. **Prospecção Geoquímica: princípios, técnicas e métodos**. Rio de Janeiro: CPRM, 1998.

LIMA, M. G. A **História do Intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações paleoclimáticas e tectônicas**. Tese (Doutorado em Geodinâmica pelo Programa de pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da UFRN). Natal, 2008.

LIMA, R. L.; SALARD-CHEBOLDAEFF, M. Palynologie des Bassins de Gandarela et Fonseca (Eocene de l'etat de Minas Gerais, Bresil). **Boletim IG**, Instituto de Geociências, USP, v. 12, p.33-54, 1981.

LIPSKI, M. **Tectonismo Cenozoico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2002. 171 p.

LOBATO, L.M.; BALTAZAR, O.F.; REIS, L.B.; ACHTSCHIN, A.B.; BAARS, F.J.; TIMBÓ, M.A.;BERNI, G.V; MENDONÇA, B.R.V. de; FERREIRA, D.V. 2005. **Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Integração e Correção Cartográfica em SIG com Nota Explicativa**. Belo Horizonte: CODEMIG, 2005. 1 CD-ROM.

MAGALHÃES JR, A. P.; TRINDADE, E.S. Relações entre Níveis (Paleo) Topográficos e Domínios Morfotectônicos na Região Sul de Minas Gerais: contribuições aos estudos de Superfícies Erosivas no Sudeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Ano , n. 1, p. 1-10, 2004.

MAIZATTO, J.R. **Análise Bioestratigráfica, Paleoecológica e Sedimentológica das Bacias Terciárias de Gandarela e Fonseca, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, com**

**Base nos Aspectos Palinológicos e Sedimentares.** Tese (Doutorado em Geologia). Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2001, 333 p.

MARCON, R. **Aplicações de Difractometria de Raios-X e Método de Rietveld (RQXRD) na Classificação de Rochas Ígneas e na Caracterização Mineralógica de Minérios Auríferos da Província Aurífera de Alta Floresta (MT).** 2010. 46 f. TCC (Graduação) - Curso de Geologia, IG/Unicamp, Campinas, 2010.

MARENT, B. R.; SALGADO, A. A. R. Mapeamento das unidades do relevo da porção nordeste do Quadrilátero Ferrífero – MG. **Geografias.** Belo Horizonte. v. 6, n. 1, p. 118-139, 2010.

MARKER, M. E; MCFARLANE, M. J; WORMALD, R. J. A laterite Profile near Ibertinia, Southern Cape, South Africa: its significance in the evolution of the African Surface. **South African Journal of geology**, v. 105, p. 67-74, 2002.

MELLO, C.L.; SANT'ANNA, L.G.; BERGQVIST, L.P. 2002. Fonseca, MG. Vegetais Fósseis do Terciário Brasileiro. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. (Edit.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil.** Publicado na Internet em 31/01/2000 no endereço <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio086/sitio086.htm>

MILNES, A.R.; BOURMAN, R.P.; FITZPATRICK, R. W.; Petrology and Mineralogy of “laterites” in Southern and Eastern Australia and Southern Africa. **Chemical Geology.** v. 60. p. 237-250, 1987.

MONTEIRO, H.S.; VASCONCELOS, P. M.; FARLEY, K.A.; S'PIER, C.A.; MELLO, C.L. (U–Th)/He Geochronology of Goethite and the Origin and Evolution of Cangas. **Geochimica et Cosmochimica Acta.** v. 131, p. 267–289, 2014.

MORAES RÊGO, L. F. Notas sôbre a Geomorfologia de São-Paulo e sua Gênese. **Boletim Geográfico.** Rio de Janeiro. Ano IV, n.37, p.9-17, 1946(a).

\_\_\_\_\_. Notas sôbre a Geomorfologia de São-Paulo e sua Gênese. **Boletim Geográfico.** Rio de Janeiro. Ano IV, n.38, p.122-132, 1946(b).

MORRÁS, H., TÓFALO, O.R., SÁNCHEZ-BETTUCCI, L. Weathering Processes at the Boundary between the Mercedes (Cretaceous) and Asencio (Eocene) Formations, Southwestern Uruguay. **Geociências.** v.29, n. 4, p. 487-500, 2010.

MORRIS, R. C. Genesis of Ore in Banded Iron-formation by Supergene-metamorphic Processes – A Conceptual Model. In: WOLF, K. H. **Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits.** Netherlands: Elsevier Science Publishers' B. V., 1985, v. 13, Cap. 2, p. 73-235.

MURRAY, R.W.; MILLER, D.J., KRYC, K.A. **Analysis of Major and Trace Elements in Rocks, Sediments, and Interstitial Waters by Inductively Coupled Plasma-atomic Emission Spectrometry (ICP-AES).** ODP Technical Note, 29, 2000. Disponível em: <<http://www-odp.tamu.edu/publications/tnotes/tn29/INDEX.HTM>>. Acesso em 2 de julho de 2012.

OLIVEIRA, A. B.; OLIVITO, J.P.R.; RODRIGUES-SILVA, D. Caracterização da Unidade Espeleológicas e das Unidades Geomorfológicas da Região do Quadrilátero Ferrífero – MG. **Espeleo-Tema**. v.22, n.1, p. 61-80, 2011.

PENTEADO, M. P. **Fundamentos de Geomorfologia**. 3ªed. Rio de Janeiro: IBGE, 1980.

PILÓ, L. B.; AULER, A. S. Cavernas em Minério de Ferro e Canga de Capão Xavier, Quadrilátero Ferrífero, MG. **O Carste**. Ed. Especial. v. 17, n. 3. p. 92-105. 2005.

PONÇANO, W.L.; ALMEIDA, F.F. Superfícies Erosivas nos Planaltos Cristalinos do Leste Paulista e Adjacências: uma revisão. **Cadernos IG/UNICAMP**, Campinas, v.3, n.1, p.55-90, 1993.

RABASSA, J., CARIGNANO, C., CIOCCALE, M. Gondwana Paleosurfaces in Argentina: na Introduction. **Geociências**. v.29, n. 4, p. 439-466, 2010.

RABASSA, J. Gondwana Paleolandscaes: Long-Term Landscape Evolution, Genesis, Distribution and Age. **Geociências**. v.29, n. 4, p. 541-570, 2010.

RENÓ, R.; DUQUE, T. R. F.; LUCON, T. N.; LEVY, M. O. P.; SIMÕES, P. R. Considerações sobre o Carste em Quartzito do Parque Estadual do Itacolomi, Mariana/Ouro Preto – MG. **ANAIS do XXX Congresso Brasileiro de Espeleologia**. Montes Claros, 2009.

RIBEIRO, L.F., SIQUEIRA RIBEIRO, M.C. Paleosurfaces Mapping and Associated Supergene Copper Deposits Identification as Mineral Exploration tool Itapeva and Ribeirão Branco Region – Ribeira Valley, State of São Paulo, Brazil. **Geociências**. v.29, n. 4, p. 519-526, 2010.

RIETVELD, H.M. A Profile Refinement Method for Nuclear and Magnetic Structures. **J. Appl. Cryst.**, n.2, p.65-71, 1969.

ROSEMBLUM, S; BROWNFIELD, I. K. **Magnetic Susceptibilities of Minerals**. v. 99, ed. 529. U.S. Geological Survey open-file report, 2000. 74 p.

ROSIERE, C. A. ; CHEMALE Jr., F. . Itabiritos e Minérios de Ferro de Alto Teor do Quadrilátero Ferrífero - uma visão geral e discussão. **Geonomos**. Belo Horizonte, v. 8, n. 2, p. 27-42, 2000.

ROSS, J. L. S. O Registro Cartográfico dos Fatos Geomórficos e a Questão da Taxonomia do Relevo, **Revista do Departamento de Geografia**, FFLCH-USP, São Paulo, n.6, p.17-29, 1992.

ROSSETTI, D. F. Paleosurfaces from Northeastern Amazonia as a Key for Reconstructing Paleolandscapes and Understanding Weathering Products. **Sedimentary Geology**, v. 169, p. 151-174, 2004.

RUCHKYS, U. A. **Geoparques e a Musealização do Território: um estudo sobre o Quadrilátero Ferrífero**. Geologia USP. Publicação Especial, São Paulo, v.5, p. 35-46, 2009.

SAADI, A. Neotectonica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**. v. 1, n.1, p. 1–15, 1993.

SALGADO, A. A. R.; BRAUCHER, R.; COLIN, F.; NALINI JR, H. A.; VARAJÃO, A. F.D.C.; VARAJÃO, C. A. C. Denudation Rates of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil): preliminary results from measurements of solute fluxes in rivers and in situ-produced cosmogenis <sup>10</sup>Be. **Journal of Geochemical Exploration**, v.88, p. 313-317, 2006.

SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, C.A.C.; COLIN, F.; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, A.F.D.C.; BALINI JÚNIOR, H.A.; CHEREM, L.F.S.; MARENT, B.R.; BRINDUSA, C.B. Estimativa das Taxas de Erosão das Terras Altas da Alta Bacia do Rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero: implicações para a evolução do relevo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Ano 8, n. 2, 2007.

SALGADO, A. A. R. Superfícies de Aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. **Geografias Artigos Científicos**. Belo Horizonte, v.3, n.1, p. 64-78, 2007.

SANT'ANNA, L.G., SCHORSCHER, H.D., RICCOMINI, C. Cenozoic Tectonics of the Fonseca Basin region, Eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. v. 10, n.3/4, p. 275–284. 1997.

SANTOS, L. D. **Caracterização Microestrutural de Minérios de Ferro do Quadrilátero Ferrífero** – MG. 2002. Tese (Pós-graduação em Engenharia Metalúrgica e de Minas). Belo Horizonte: Universidade Federal de Minas Gerais. 178p.

SILVA, T.I. RODRIGUES, S.C. Tutorial de Cartografia Geomorfológica – ArcGis 9.2 e Envi 4.0. **Revista Geográfica Acadêmica**, v.3, n.2, p. 1-65. Instituto de Geografia, Laboratório de Geomorfologia e Erosão dos Solos, UFU, 2009.

SIMMONS, G. C. Canga Caves in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **The National Speleological Society Bulletin**. v. 25, p. 66-72, 1963. Traduzido por Augusto Auler.

SHUSTER, D. L.; VASCONCELOS, P. M.; HEIM, J. A.; FARLEY, K. A. Weathering Geochronology by (U-Th)/He Dating of Goethite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. v. 69, n.3, pp. 659-673, 2005.

SPIER, C. A. **Geoquímica e Gênese das Formações Ferríferas Bandadas e do Minério de Ferro da Mina de Águas Claras, Quadrilátero Ferrífero, MG**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

SPIER, C.A.; VASCONCELOS, P. M.; OLIVEIRA, S. M. B. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Geochronological Constraints on the Evolution of Lateritic Iron Deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Chemical Geology**. v. 234 p. 79–104, 2006.

SUVIRES, G. M. Paleosurfaces and Relief Evolution in Cratonic Areas of the Western Pampean Ranges (Province of San Juan, Argentina). **Geociências**. v.29, n. 4, p. 501-509, 2010.

TARDY, Y. **Pétrologie des Latentes et des Sois Tropicaux**. Masson, Paris, 1993. 459 p.

TOLEDO, M.C.; OLIVEIRA, S.M.; MELFI, A.J. Intemperismo e Formação do Solo. In: TEIXEIRA, W. Et al (org.). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000.

THÉVENIAUT, H.; QUESNEL, F.; WYNS, R.; HUGUES, G. Palaeomagnetic Dating of the “Borne de Fer” Ferricrete (NE France): Lower Cretaceous continental weathering. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**. v. 253, p.271–279, 2007.

THIRY, M.; MILNES, A. R.; RAYOT, V.; SIMON-COINÇON, R. Interpretation of Palaeoweathering Features and Successive Silicifications in the Tertiary Regolith of Inland Australia. **Journal of the Geological Society**. v.163, p. 723-736, 2006.

TWIDALE, C.R. e BOURNE, J.A. The Use of Duricrusts and Topographic Relationships in Geomorphological Correlation: conclusions based in Australian experience. **Catena**. v. 33, p. 105-122, 1998.

UNB – Universidade Nacional de Brasília. Geocronologia. Disponível em: <http://vsites.unb.br/ig/glossario/verbete/geocronologia.htm> Acesso em: 05/05/2014

USGS – Science for a changing world. **Geochronology**. Disponível em: <http://geology.cr.usgs.gov/capabilities/gronemtrac/geochron/hene/tech.html> Acesso em: 05/05/2014

VALADÃO, R.C. **Evolução de Longo-termo do Relevo do Brasil Oriental: desnudação, superfície de aplanamento e movimentos crustais**. Salvador: IGEO/UFBA, 1998. 243p. (Inclui anexo com 27 figuras). (Tese de Doutorado).

\_\_\_\_\_. Geodinâmica de Superfícies de Aplainamento, Desnudação Continental e Tectônica Ativa como Condicionantes da Megageomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n.2, p. 77-90, 2009.

VASCONCELOS, P. M.; BECKER, T.A. ; RENNE, P. R. ; BRIMHALL, G. H. Age and Duration of Weathering by  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Analysis of Potassium-manganese Oxides. **Science**. v. 258. n. 5081, p. 451+, 1992.

VARAJÃO, C. A. C. A questão da Correlação das Superfícies de Erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 21, n. 2, p. 138-145, 1991.

VARAJÃO, C. A. C.; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, A. F. D. C.; BRAUCHER, R.; COLIN, F.; NALINI JR, H. A. Estudo da Evolução da Paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da Mensuração das Taxas de Erosão ( $^{10}\text{Be}$ ) e da Pedogênese. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 33, p. 1409-1425, 2009.

VENDEMIATTO, M. A. & ENZWEILER, J. Routine Control of Accuracy in Silicate Rock Analysis by X-ray Fluorescence Spectrometry. **Geostandards and Geoanalytical Research**, v. 25, p.283-291, 2001.

VERDUM, R., SOARES, V. G. Dynamics and Erosion/Depositional Processes in the Interior of the Sand Deposits, Southwestern Rio Grande do Sul, Brazil. **Geociências**. v.29, n. 4, p. 511-517, 2010.

VERÍSSIMO, C. **Jazida de Alegria: Gênese e tipologia dos minérios de ferro (Minas 3, 4 e 5 – Porção Ocidental)**, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Tese de Doutorado. Universidade Estadual Paulista – UNESP, Rio Claro, 234p.

VITTE, A. C. Etchplanação Dinâmica e Episódica nos Trópicos Quentes e Úmidos. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 16, p. 105-118, 2005.

\_\_\_\_\_ Considerações sobre a Teoria da Etchplanação e sua Aplicação nos Estudos das Formas de Relevo nas Regiões Tropicais Quentes e Úmidas. **Terra Livre**. São Paulo, n. 16, p. 11-24, 2001.

WALDE, D. H. G. Geologia do Ferro. In: SCHOBENHAUS, C., COELHO, C. E. S. **Principais depósitos minerais do Brasil**. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, v.II, c.1, p.3-6, 1986.

WEI LI, J.; VASCONCELOS, P. Cenozoic Continental Weathering and its Implications for the Palaeoclimate: evidence from  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  geochronology of supergene K-Mn oxides in Mt Tabor, central Queensland, Australia. **Earth and Planetary Science Letters**. v. 200, p. 228-239, 2002.

WEI LI, J. et al. Neogene Weathering and Supergene Manganese Enrichment in Subtropical South China: An  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  approach and paleoclimatic significance. **Earth and Planetary Science Letters**. v. 256, p. 389–402, 2007.

WIDDOWSON, M. Tertiary and Pré-Tertiary Palaeosurfaces: recognition, reconstruction and environmental interpretation. **Journal of the Geological Society**, London, v. 152, p. 193-195, 1995.

WOLF, R.E. **What is ICP-MS?... and more importantly, what can it do?** USGS/CR/CICT, 7p., 2005. Disponível em: <<http://minerals.cr.usgs.gov/icpms/intro.html>>. Acesso em 29 de junho de 2012.

XAVIER, R.P. **Recursos Físicos da Terra-** bloco 3 - parte 1- depósitos minerais: origem e distribuição. Campinas: Editora da Unicamp, 1997. (Traduzido do original “The open University”). (Série Manuais).

YAPP, Crayton J.; SHUSTER, Davis L. Environmental Memory and a Possible Seasonal Bias in the Stable Isotope Composition of (U–Th)/He-dated Goethite from the Canadian Arctic. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, n. 75, p. 4194–4215, 2011.

2001-2010: WINGE, M. *et. al.* 2001. **Glossário Geológico Ilustrado**. Publicado na Internet: <http://www.unb.br/ig/glossario/> e disponível em 23 de abril de 2012.