

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

“INTEMPERISMO NA REGIÃO DA SERRA DO TUCANO-RR”



DULCIMAR ANDRADE CONCEIÇÃO

**MANAUS
2011**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

INTEMPERISMO NA REGIÃO DA SERRA DO TUCANO-RR

DULCIMAR ANDRADE CONCEIÇÃO

**MANAUS
2011**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

INTEMPERISMO NA REGIÃO DA SERRA DO TUCANO-RR

DULCIMAR ANDRADE CONCEIÇÃO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito para obtenção do Título de Mestre em Geociências.

Orientadora: Prof^a. Dra. Adriana Maria Coimbra Horbe

**MANAUS
2011**

Ficha Catalográfica
(Catalogação realizada pela Bibliotecária Maria Leonora Gomes de Souza-
CRB-280-11ª Região /BC/UFAM)

C744i Conceição, Dulcimar Andrade

*“Intemperismo na região da Serra do Tucano-RR” / Dulcimar
Andrade Conceição.- Manaus: UFAM, 2011.*

27f.; il. color.

Dissertação (Mestrado em Geociências) — Universidade
Federal do Amazonas, 2011.

Orientadora: Profª Drª Adriana Maria Coimbra Horbe

1. Intemperismo 2. Serra do Tucano 3. Crostas lateríticas I.
Horbe, Adriana Maria Coimbra (Orient.) II. Universidade Federal
do Amazonas III. Título

CDU (1997)551.4(811.4) (043.3)

“Intemperismo na Região da Serra do Tucano-RR”

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito para obtenção do Título de Mestre em Geociências.

Aprovada em 23 de setembro de 2011.

BANCA EXAMINADORA



Profa.Dra. Adriana Maria Coimbra Horbe (UFAM)
Orientadora



Prof.Dr. Rômulo Simões Angélica (UFPA)
Membro



Prof.Dr. Emílio Alberto Amaraal Soares (UFAM)
Membro

Dedico aos meus pais e irmãos

Agradecimentos

A Deus, pela realização deste trabalho que o responsável por tudo de bom que me aconteceu enquanto estive envolvido nesta dissertação.

A Universidade Federal do Amazonas (UFAM) pela infraestrutura oferecida através do Curso de Pós-Graduação de Geociências.

Ao CNPq pela concessão da bolsa de estudo.

Ao Projeto Casadinho por financiar as despesas durante a etapa de campo.

A CPRM: Amaro Ferreira e sua equipe pela concessão de material para a confecção dos mapas.

A professora Adriana M^a Coimbra Horbe pelo voto de confiança ao aceitar me orientar e pelo incentivo dado.

A amiga Francinele Viera dos Santos pelas críticas, sugestões e disponibilidade em ajudar sempre que precisei.

Aos amigos Carlos Junior e Érica por me ajudarem na confecção dos mapas.

Aos meus colegas do curso de Pós-Graduação e Graduação da UFAM: Diego Lima, Ismael Robson, Rodrigo Takuta pela ajuda com as análises de difração de raio-X; a Anderson, André, Mireide Queiros, Moemi Máximo e Reginei Sá e especialmente a Maria Leni e pelo incentivo e amizade.

Aos técnicos Antônio Marcos Lima Gonçalves e José Galco Castro pela ajuda na preparação do material para as análises.

Ao professor Emilio Soares, Ivaldo Trindade e Rômulo Andrade pelas críticas e sugestões no exame de qualificação e defesa da dissertação.

Enfim, um muito obrigado a todos que contribuíram de forma direta ou indireta para que esta dissertação se tornasse realidade.

“A nossa maior glória não reside no fato de nunca cairmos, mas sim em levantarmo-nos sempre depois de cada queda”.

Confúcio

Resumo

Esta dissertação teve como objetivo investigar a gênese e a evolução dos litotipos lateríticos resultante do intemperismo em áreas de savana na região da Serra do Tucano. Foram estudadas as características estruturais, texturais e analisados a mineralogia, a composição química do Al, Ca, Si, Fe, K, Mg, Na, P, Ti, PF, elementos traços (As, Au, B, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, Cs, Ga, Ge, Hf, Hg, Li, Mn, Mo, Nb, Ni, Pb, Pd, Rb, Re, Sb, S, Se, Sc, Sn, Sr, Ta, Te, Th, Tl, U, V, W, Y, Zn, Zr e ETR) e isótopos de Pb. Na região ocorrem arenitos finos, grossos a conglomeráticos ferruginizados agrupados na Formação Serra do Tucano e diabásio do Complexo Vulcânico Apoteri, crostas vermiformes, protopisolíticas, pisolíticas, material concrecionário solto e solos argilosos e arenosos, constituídos basicamente de quartzo, goethita+hematita, caulinita, anatásio/rutilo e gibbsita. A Si é elevada no diabásio, nos arenitos e solos, enquanto o Fe é mais alto nas crostas e no concrecionário, enquanto o Al e Ti os são nos solos. Os álcalis e P estão abaixo do limite de detecção nos litotipos lateríticos. O Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Rb, Sc, Sr, W, Zn estão mais concentrados no diabásio, Ag, As, Au, Bi, Ga, Hg, Sb, Se, Sn, Pb, Tl e Th, V nas crostas e concrecionário, Hf, Nb e Zr nos solos e o Mn nos arenitos conglomerático e grosso, na crosta pisolítica, no concrecionário e nos solos argilosos. Os ETR estão mais concentrados no arenito conglomerático, na crosta pisolítica, no concrecionário 2 e nos solos, onde há ocorrência de anomalias positivas de Ce/Ce* e suaves e negativas de Eu. No estudo isotópico as razões do $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são elevadas no arenito conglomerático e solos argilosos e as razões do $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são mais altas no diabásio, arenitos conglomerático e grosso, no concrecionário e nos solo argiloso. A geoquímica permitiu diferenciar três associações que definem a assinatura dos litotipos: 1) Fe e PF representando as crostas; 2) P, Ba, Co, Mn, V e Zn representam o diabásio, e a 3) Al, Si, Ti, Cs, Hf, Nb, Ta, Y, Zr e ETR representando os solos. As crostas lateríticas encontradas na região da Serra do Tucano possivelmente tiveram seu desenvolvimento após o Mioceno, com individualização das fácies vermiforme, protopisolítico e pisolítico ao longo do Quaternário, em condições similares ao clima atual.

Palavras-Chave: Intemperismo, Serra do Tucano, Crostas lateríticas.

Abstract

The objective of this dissertation was to investigate the genesis and evolution of the lateritic lithotypes, resulting from the weathering in savannah areas in the region of Tucano ridge. The structural and textural characteristics were studied and the mineralogy, the chemical composition of the chemical elements Al, Ca, Si, Fe, K, Mg, Na, P, Ti, PF, trace elements (As, Au, B, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, Cs, Ga, Ge, Hf, Hg, Li, Mn, Mo, Nb, Ni, Pb, Pd, Rb, Re, Sb, S, Se, Sc, Sn, Sr, Ta, Te, Th, Tl, U, V, W, Y, Zn, Zr and ETR) and Pb isotopes was analyzed. In the region there are from thin, thick sandstones to rusty conglomeratic (Fe oxidation), vermiform crusts, protopisolitic, pisolitic, loosed concrectionary material and clay and sandy soils consisting primarily of quartz, goethite-hematite, kaolinite, anatase, rutile and gibbsite. In the southwestern (SW) of Tucano ridge there is Redondo Hill constituted of diabase. The Si is high in the diabase, in the sandstones and in the soils while Fe is higher in the crusts and in the concrectionary whereas Al and Ti are high in the soils. The alkalis and P are below the limit of the lateritic lithotypes detection and they are higher in the diabase. The Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Rb, Sc, Sr, W and Zn are more concentrated in the diabase. The Ag, As, Au, Bi, Ga, Hg, Sb, Se, Sn, Pb, Tl, Th and V are in the crusts and concrectionary. The Hf, Nb and Zr are in the soils and the Mn in the conglomeratic and thick sandstones, in the pisolitic crust, in the concrectionary and in the clay soils. The REE are more concentrated in the conglomeratic sandstone, in the pisolitic crust, in the concrectionary 2 and in the soils where there are positive anomalies of Ce/Ce* and soft and negative ones of Eu. In the isotopic studies, higher ratios of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ in the sandstones conglomeratic and clay soils and the ratios of $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ are higher especially in the diabase, in the thick sandstones to rusty conglomeratic, in the concrectionary and in the clay soils. No estudo isotópico as razões do $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são elevadas no arenito conglomerático e solos argilosos e as razões do $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são mais altas no diabásio, arenitos conglomerático e grosso, no concrecionário e nos solo argiloso. The geochemistry allowed three associations that define the lithotypes signatures: 1) Fe and PF representing the crusts; 2) P, Ba, Co, Mn, V and Zn represent the diabase; and the 3) Al, Si, Ti, Cs, Hf, Nb, Ta, Y, Zr and REE represent the soils. The lateritic crusts found in the region of Tucano ridge possibly had their development after the Miocene, with the individualization of the vermiform facies, protopisolitic and pisolitic towards the quaternary in similar conditions to the present climate.

Key-words: Weathering, Tucano ridge, lateritic crusts

Lista de Ilustrações

Figura 1. Localização e acesso a região da serra do Tucano (CPRM 1999).....	03
Figura 2. Geologia da área de estudo (CPRM 1999).....	04
Figura 3. (A) vegetação típica da área estudada, representada por árvores de médio porte, gramíneas e (B) vereda de buritizais da espécie <i>Mauritia flexuosa</i> comuns ao longo dos igarapés.....	05
Figura 4. (A) Vista parcial do relevo colinoso, com destaque para (B) crista de arenito, (C e D) vertente com blocos de arenitos ferruginosos e (E) vale com cabeceira de anfiteatro.....	08
Figura 5. (A) Blocos de arenitos ferruginosos ao longo da encosta da Serra do Tucano:(B) detalhe do arenito com porção formada de grãos de quartzo de até 1 mm de diâmetro em contato com o arenito fino; e (C) blocos de arenitos grossos a conglomeráticos; (D) detalhe do arenito grosso com grãos de quartzo de até 1 mm de diâmetro e cimento ferruginoso marrom avermelhado de goethita; (E) detalhe do arenito conglomerático com seixos de até 60 mm de diâmetro; (F) conglomerado com clastos angulosos a arredondados de hematita, goethita e caulinita em contato com grãos de quartzo.....	09
Figura 6. (A) Blocos de crostas ferruginosas com material concrecionário e solo argilo-arenoso amarelado; (B) fragmentos de crosta ferruginosa porosa amarelada com grãos de quartzo e (C) crosta vermiforme amarelada com poros revestidos de filme goethítico-caulinítico; (D e E) fragmento de crosta protopisolítica cavernosa com pisólitos porosos, maciços, amarelados a marrom-avermelhados; (F) fragmento de crosta pisolítica (F) detalhe dos pisólitos de hematita, goethita, caulinita e córtex de goethita marrom.....	11
Figura 7. Tipos de pisólitos encontrados no material concrecionário: (A) pisólito homogêneo maciço preto de goethita; B) pisólito zonado com núcleo marrom constituído de hematita e goethita e córtex marrom escuro de goethita e borda alaranjada de goethita e caulinita; (C) pisólito poroso amarelado de goethita, com grãos de quartzo e película endurecida amarela avermelhada de goethita, hematita e caulinita; (D) fragmento de pisólito amarelado de goethita e caulinita com fina película amarronzada de goethita; (E) pisólito de goethita amarelada com gretas de ressecamento na porção interna e borda amarronzada; (F) fragmento constituído de pisólitos (de 3 a 5 mm de diâmetro) envolvidos por material ferruginoso de goethita.....	12
Figura 8. Morro isolado (Morro Redondo) constituído de diabásio.....	13
Figura 9. Difratoograma de raio-x com mineralogia presente na maioria das amostras analisadas.....	14
Figura 10. Distribuição dos elementos traços normalizados em relação à crosta continental superior de Taylor & McLennan (1985).....	17

Figura 11. Distribuição dos ETR normalizados em relação aos condritos de Taylor e McLennan (1985).....	19
Figura 12. Relação $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	20
Figura 13. Padrão de diferenciação geoquímica na distribuição dos elementos pelo fator FI x F2.....	21
Figura 14. Modelo de evolução das crostas ferruginosas no gráben do Tacutu.....	22

Lista de Tabelas

Tabela 1. Localização dos pontos estudados e materiais coletados.....	06
Tabela 2. Mineralogia associada às crostas, concreções e solos e suas respectivas composições centesimais.....	07
Tabela 3. Procedimento para a quantificação dos minerais presentes nos litotipos (CC – composição centesimal).....	07
Tabela 4. Composição mineralógica em % em peso dos litotipos da serra do Tucano.....	13
Tabela 5. Composição química dos óxidos maiores em %.....	14
Tabela 6. Concentração dos elementos traços em ppm, exceto Ag, Au e Hg em ppb.....	16
Tabela 7. Concentração dos Elementos Terras Raras em ppm.....	18
Tabela 8. Composição e razões isotópicas do Pb.....	20

Sumário

Dedicatória.....	vi
Agradecimentos.....	vii
Epígrafe.....	viii
Resumo.....	ix
Abstract.....	x
Lista de ilustrações.....	xi
Lista de tabelas.....	xiii
1. Introdução.....	01
1.1. Apresentação.....	01
1.2. Estado da arte.....	01
1.2.1. Formações lateríticas.....	01
1.2.2. Distribuição das formações lateríticas no Mundo.....	01
1.2.3. Distribuição das formações lateríticas no Brasil.....	02
1.3. Objetivo.....	03
1.4. Localização e acesso.....	03
1.5. Geologia e geomorfologia da área.....	04
1.5.1. Contexto geológico.....	04
1.5.2. Geomorfologia, vegetação e clima.....	05
2. Materiais e método.....	05
3. Resultados.....	08
3.1. Descrição dos litotipos da área de estudo.....	08
3.2. Composição Mineralógica.....	13
3.3. Composição química.....	14
3.3.1. Elementos Maiores.....	14
3.3.2. Elementos Traços.....	15
3.3.3. Elementos Terra Raras	17
3.4. Isótopos de Chumbo (Pb).....	19
4. Discussão e Conclusão.....	21
4.1. Individualização e correlação dos tipos litológicos.....	21
4.2. Evolução das crostas ferruginosas.....	22
4.3. Referências.....	24

1. Introdução

1.2. Apresentação

O intemperismo é um conjunto de processos físicos, químicos e biológicos que levam a desagregação da rocha, decomposição química dos minerais e formação de novos minerais que estejam em equilíbrio com as novas condições superficiais a que estão submetidos (Martins 2005, Toledo *et al.*, 2000). O intemperismo propicia a formação de espessos perfis lateríticos, constituídos da base para o topo, pelos horizontes saprolítico, mosqueado, crosta ferruginosa ou bauxítica, concrecionário e solo, enriquecidos em Fe, Al, Mn e empobrecido em Si, K, Mg, Ca, Na (Costa 1991).

Os litotipos lateríticos funcionam como importantes marcadores paleoclimáticos e paleoambientais, portanto evidenciam diferentes épocas de lateritização. Com intuito de entender a evolução e a gênese dos litotipos em regiões com vegetação de savana, como a Serra do Tucano e áreas adjacentes investigou-se nesse estudo o processo intempérico atuante nas rochas da região.

1.3. Estado da arte

1.3.1. Formações lateríticas

As formações lateríticas são encontradas predominantemente nas zonas intertropicais como Índia, Brasil, África e Austrália regiões, que foram submetidos à mudança de clima quente para úmido favorecendo o desenvolvimento de formações lateríticas ferruginosas e bauxíticas no Paleoceno-Mioceno (Frakes & Kemp 1972, Tardy *et al.*, 1991, Anand 2005, Kotschoubey 2005, Pillans 2007). Porém algumas regiões como a Austrália no Quaternário foram submetidas a oscilações climáticas de menor intensidade que afetou os perfis lateríticos e resultou na desagregação com posterior formação de solos (Tardy *et al.*, 1991, Anand 2005, Pillans 2007).

Em determinadas regiões são apresentados perfis lateríticos típicos, constituídos de diferentes horizontes com particularidades e mineralogia específicas. Portanto os perfis lateríticos maduros autóctones são constituídos de rochas, saprolito, mosqueado e crostas.

1.3.2. Distribuição das formações lateríticas no Mundo

Na Austrália as formações lateríticas têm seu desenvolvimento atribuído à mudança quente e úmido que favoreceu a formação de extensas (20 a 100 m) e espessas formações lateríticas, principalmente nas regiões localizadas a 60° de latitude sul, do continente australiano (Tardy *et al.*, 1991, Taylor *et al.*, 1992, Pillans 2007). As formações estão distribuídos em 20 % do continente (Tardy *et al.*, 1991, Anand 2005, Pillans 2007), principalmente nas regiões do

Platô de Kimberley, nos cratôs de Yilgarn e Pilbara e nas Províncias Ranges Davenport e Musgrave que segundo Pillans (2007) são remanescente da exposição subaérea. Na porção ocidental australiana estas formações ocupam extensas planícies, com alguns *inselbergs*. Anand & Paine (2002) compartimentam os rigolitos da base para o topo em rocha mãe, saprólito, horizonte plasmático, mosqueado, crosta laterítica bauxíticas, concrecionário e solo. Em regiões áridas e semi-áridas os rigolitos ocorrem como relictos dos platôs e são degradados originando os horizontes concrecionário.

Na África o processo de lateritização levou ao desenvolvimento espessos perfis lateríticos ferruginosos e bauxíticos com dezenas de metros de extensão. Os perfis lateríticos mais antigos normalmente ocorrem nos platôs, que representam relictos de processos erosivos posteriores a sua formação. Segundo Beauvais (1989), Beauvais (1991), Beauvais (1999), Beauvais & Roquin (1996), Beauvais (2009), Chirico *et al.*, (2007) os perfis lateríticos geralmente são degradados em áreas de florestas e têm suas crostas diferenciadas em relação à localização.

Na Índia as formações lateríticas foram desenvolvidas a partir do final do Cretáceo, quando o clima quente e seco evoluiu para quente e úmido, de modo que no Paleogeno o clima foi favorável a lateritização. Estas formações são interpretadas como relictos dos contínuos platôs lateríticos (Tardy *et al.*, 1991, Achyuthan 1996, Bourgeon & Gunnell 2005). Na Europa (Schwarz 1997, Hill *et al.*, 2000, Migon & Bergström 2002) os espessos (máximo 50 m) perfis lateríticos são considerados relictos herdados do processo de lateritização do início do Paleozóico ao Pleistoceno.

1.3.3. Distribuição das formações lateríticas no Brasil

No Brasil as formações lateríticas são encontradas em diferentes regiões como no norte de Minas Gerais, Distrito Federal, Goiás entre outras, porém destacam-se os da Amazônia, onde predomina o clima tropical quente e úmido, alternando com períodos secos que proporcionou a formação de extensos e espessos perfis lateríticos, que segundo Costa (1991), Costa *et al.*, (2007), Kotschoubey *et al.*, (2005) desenvolveram-se em dois períodos distintos: no Eoceno-Oligoceno onde foram desenvolvidos perfis maduros que comumente compõem o relevo mais elevado e são constituídos de horizontes saprolítico, argiloso, crosta bauxítica e ferruginosa e solos, que apresentam estruturas, texturas complexas, mineralogia, constituinte químico e mineralização associadas; e no Plio-Pleistoceno que é caracterizado pelo desenvolvimento de perfis lateríticos imaturos.

1.4. Objetivo

O presente trabalho tem por objetivo investigar a gênese e a evolução dos produtos gerados pelo processo de intemperismo na região da Serra do Tucano por meio da abordagem das características texturais, estruturais, mineralógicas e geoquímicas dos litotipos lateríticos, e assim avaliar sua correlação genética com as rochas existentes na região.

1.5. Localização e acesso

A região da Serra do Tucano localiza-se na porção NE do Estado de Roraima próximo à fronteira da Guiana, entre as coordenadas $3^{\circ}18'40,2''$ e $3^{\circ}07'11''$ de latitude norte e $59^{\circ}56'49,7''$ e $60^{\circ}18'42''$ de longitude oeste. O acesso se dá pela rodovia BR 401 que liga capital Boa Vista ao município de Bonfim, localizado a nordeste do Estado (Figura 1).

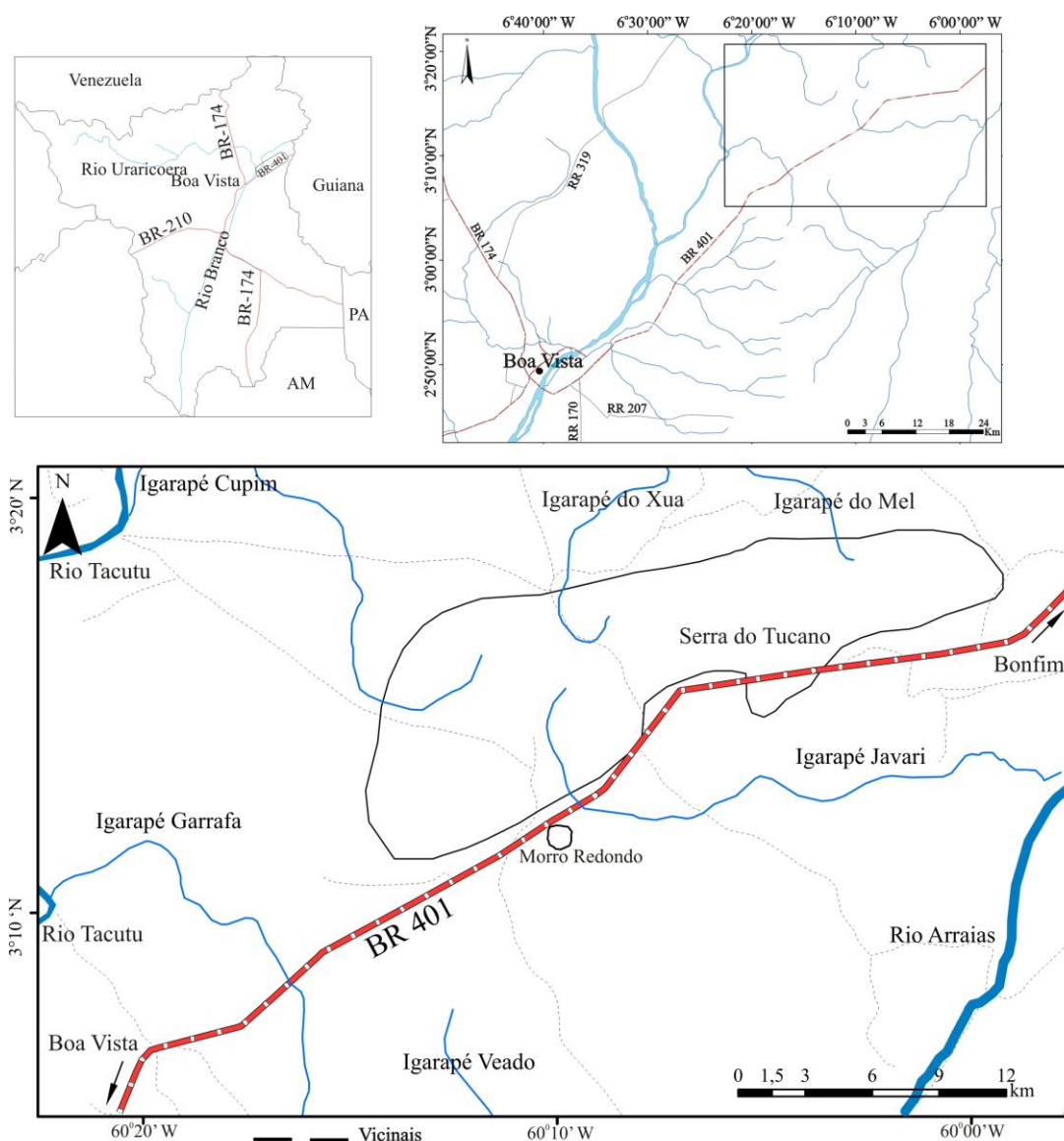


Figura 1. Localização e acesso a região da serra do Tucano (CPRM 1999).

1.6. Geologia e geomorfologia da área

1.6.1. Contexto geológico

A área de estudo está inserida no Hemigráben do Tacutu, segmento crustal distensivo Mesozóico, implantado em uma zona de reativação do Cinturão Guiana Central (Costa *et al.*, 1991). Tem entre 30 e 50 Km de largura e se estende, segundo a direção NE-SW, por aproximadamente 280 km da confluência dos rios Rupununi e Essequibo, na Guiana, ao Rio Branco, no Estado de Roraima (Vaz *et al.*, 2007).

O hemigráben foi preenchido no Mesozóico por basaltos toleíticos e diabásios reunidos no Complexo Vulcânico Apoteri (Jurássico-Cretáceo) (Reis *et al.*, 2001, Silva & Porsani 2006) e arenitos finos a conglomeráticos e subordinados siltitos que constituem a Formação Serra do Tucano (Cretáceo Superior) (Reis *et al.*, 1999), nesta unidade ocorre a maioria dos afloramentos estudados (Figura 2). Ocorrem ainda arenitos arcóseos a conglomeráticos e argilitos reunidos na Formação Boa Vista (Neógeno) (Reis *et al.*, 2003). Depósitos arenosos sobre as rochas do hemigráben e do embasamento compõem a Formação Areias Brancas (Pleistoceno-Holoceno) (Reis *et al.*, 2003, Costa 2007) e depósitos aluvionares de arenosos distribuem-se nos terraços (Vaz *et al.*, 2007) (Figura 2).

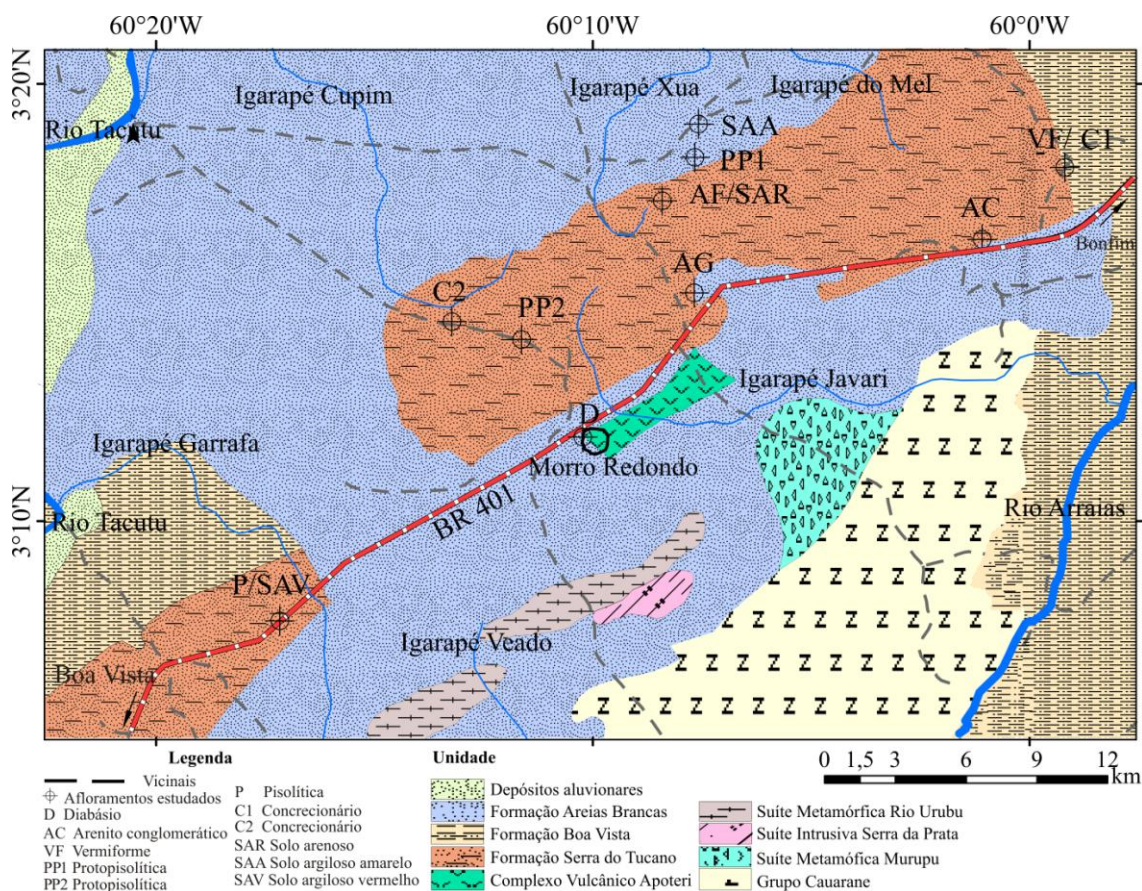


Figura 2. Geologia da área de estudo (CPRM 1999).

O embasamento da Bacia do Tacutu é constituído por metagrauvacas, metacherts ferríferos (Reis *et al.*, 2003) reunidos no Grupo Cauarane, gnaiss kinzigíticos, calcissilicáticas e metacherts pertencentes a Suíte Metamórfica Murupu (Luzardo & Reis 2001), ortognaisses (Fraga *et al.*, 1999a, Fraga & Araújo 1999b, Reis *et al.*, 2006) da Suíte metamórfica Rio Urubu e charnockitos reunidos na Suíte Intrusiva Serra da Prata (Almeida 2006, Fraga *et al.*, 2009) (Figura 2).

1.6.2. Geomorfologia, vegetação e clima

Na área de estudo destaca-se a unidade de relevo Planalto Dissecado Norte da Amazônia (Franco *et al.*, 1975; Maia & Dantas 2002), que corresponde a uma estrutura dissecada reunindo uma série de colinas com até 250 m de altitude, alinhadas na direção NE-SW, que demonstram a estruturação do gráben do Tacutu.

A vegetação esta contida no Bioma Amazônia representada por savana graminosa, com árvores de porte arbóreo e arbustivo (Figura 3A e 3B) (Barbosa *et al.*, 2003, Barbosa *et al.*, 2007, Menezes *et al.*, 2007). O clima da região obedece à classificação de Köpen (Aw) com estação seca e chuvosa de aproximadamente seis meses (Melo *et al.*, 2003) e índice de precipitação que giram em torno de 1.100 mm/ano em relevos de altitudes moderadas (Barbosa *et al.*, 1997, Barbosa *et al.*, 2007).

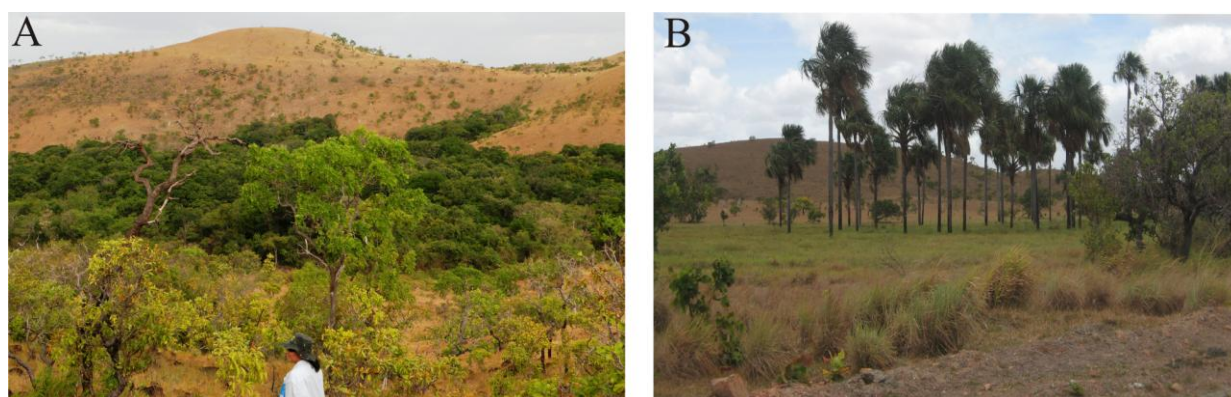


Figura 3. (A) Vista parcial de árvores típicas da região da Serra do Tucano: em primeiro plano árvores de médio porte e em segundo gramíneas; (B) vereda de buritizais da espécie *Mauritia flexuosa* comuns ao longo dos igarapés.

2. Materiais e método

A elaboração deste trabalho consistiu preliminarmente no levantamento do acervo bibliográfico, seguido da confecção de mapas que subsidiassem a seleção da área alvo para estudo do intemperismo na região. Para a confecção dos mapas utilizou-se a imagem SRTM, referente ao modelo digital de elevação adquiridas no Serviço Geológico do Brasil assim como a

base geológica, juntamente com a rede de drenagem. A área selecionada para a aplicação tutorial corresponde às folhas NA20-X-B e NA21-V-A. Na confecção dos mapas foram empregados os softwares ArcGis 9.3 e Global Mapper.

Na etapa de campo fez-se o reconhecimento geológico, geomorfológico da área de estudo e descrição dos afloramentos, com ênfase para as características físicas, tais como cor, textura e estrutura das rochas e litotipos ferruginosos. Sequencialmente coletou-se amostras em diferentes afloramentos, que foram descritas macro e microscopicamente com o auxílio da lupa binocular no laboratório de microscopia. Posteriormente as amostras foram secadas e pulverizadas no laboratório de laminação da Universidade Federal do Amazonas e enviadas ao laboratório Acme em Vancouver, Canadá, objetivando a análise química e de isótopos de Pb (Tabela 1).

Tabela 1. Localização dos pontos estudados e materiais coletados.

Pontos	Latitude	Longitude	Material	Amostras
1	03° 11' 58,0"	60° 10' 10,00"	Diabásio	D
2	03° 18' 06,0"	59° 59' 11,55"	Crosta vermiforme	VF
3	03° 18' 06,0"	59° 59' 11,55"	Concrecionário 1	C1
4	03° 16' 26,0"	60° 01' 05,00"	Arenito conglomerático	AC
5	03° 18' 17,0"	60° 07' 40,00"	Crosta protopisólítica 1	PP1
6	03° 19' 03,0"	60° 07' 35,00"	Solo argiloso amarelo	SAA
7	03° 14' 26,0"	60° 13' 13,13"	Concrecionário 2	C2
8	03° 14' 08,0"	60° 11' 48,00"	Crosta protopisólítica 2	PP2
9	03° 07' 43,6"	60° 17' 09,80"	Crosta pisolítica	P
10	03° 07' 43,6"	60° 17' 09,80"	Solo argiloso vermelho	SAV
11	03° 14' 20,0"	60° 08' 03,00"	Arenito grosso	AG
12	03° 17' 24,5"	60° 08' 22,60"	Arenito ferruginoso	AF
13	03° 17' 24,5"	60° 08' 22,60"	Solo arenoso	SAR

A análise química do Al, Ca, Cr, Fe, K, Mg, Na, P, Si, Ti foi por ICP-OES após a fusão por metaborato/tetraborato de lítio e a perda ao fogo (PF) foi determinada pela diferença entre o peso inicial e o final após o aquecimento a 1000 °C. Os elementos traços (Ag, As, Au, B, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, Cs, Ga, Ge, Hf, Hg, Li, Mn, Mo, Nb, Ni, Pb, Pd, Rb, Re, Sb, S, Se, Sc, Sn, Sr, Ta, Te, Th, Tl, U, V, W, Y, Zn, Zr e ETR) foram analisados pela técnica ICP-MS após a fusão por metaborato/tetraborato de lítio e digestão nítrica. Os isótopos de Pb foram analisados por ICP-MS após a digestão por água régia.

A mineralogia foi determinada no difratômetro de raio-x (DRX), modelo XRD 6000 da SHIMADZU equipado com anodo de cobre ($\text{CuK}\alpha$ 1= 1,5406 Å), que encontra-se instalado no Laboratório de Difração de Raio-X do Departamento de Geociência da Universidade Federal do Amazonas. Para esta análise as amostras foram pulverizadas em gral de ágata, em seguida foram

colocadas no porta amostra de inox e levadas ao difratômetro, onde foi aplicado tensão e corrente de 40 kv e 30 Ma.

Com os dados da mineralogia e dos óxidos maiores foi possível quantificar por cálculos estequiométricos a porcentagem mineral de cada amostra analisada de acordo com as etapas seguintes: Nas amostras que apresentaram caulinita e quartzo e a gibbsita está ausente, atribuiu-se o Al a caulinita, permitindo dessa forma determinar a porcentagem de Si para formá-la e pela diferença do conteúdo obtido nas análises foi determinado o teor de quartzo nas amostras. Nas amostras com caulinita, quartzo e gibbsita inicialmente atribuiu-se determinada porcentagem de Si para o quartzo. Com o teor de Si obtido pela diferença do conteúdo da análise química e do valor conferido ao quartzo é atribuído a caulinita, isso permitiu estimar a porcentagem de Al necessário para formá-la. Todo o conteúdo de Fe foi atribuído a goethita+hematita e todo o Ti foi atribuído ao anatásio/rutilo (Tabela 3). Ao final foi feito o recálculo para 100 % em todas as análises. Para tal finalidade foi utilizado a composição centesimal dos elementos (Tabela 2).

Tabela 2. Mineralogia associada às crostas, concreções e solos e suas respectivas composições centesimais.

Minerais	Composição Centesimal
Quartzo: SiO_2	100 % SiO_2
Caulinita: $\text{Al}_2\text{O}_3(\text{SiO}_2)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	$\text{Al}_2\text{O}_3 = 39,5 \%$; $\text{SiO}_2 = 46,49 \%$; $\text{H}_2\text{O} = 14,01$
Gibbsita: $\text{Al}(\text{OH})_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3 = 65,37 \%$; $\text{H}_2\text{O} = 34,63 \%$
Hematita(Fe_2O_3)+goethita(FeOOH)	100 % Fe_2O_3
Anatásio: TiO_2	100 % TiO_2

Tabela 3. Procedimento para a quantificação dos minerais presentes nos litotipos (CC – composição centesimal).

Caulinita (C)	$C = \text{SiO}_2 \text{ total} \times 100 / \text{SiO}_2(\text{CC})$; $\text{Al}_2\text{O}_3(\text{C}) = C \times \text{Al}_2\text{O}_3(\text{CC}) / 100$; $C = \text{Al}_2\text{O}_3 \text{ total} \times 100 / \text{Al}_2\text{O}_3(\text{CC})$; $\text{SiO}_2(\text{C}) = \text{SiO}_2(\text{CC}) \times C / 100$
Gibbsita (G)	$\text{Al}_2\text{O}_3(\text{G}) = \text{Al}_2\text{O}_3 \text{ total} - \text{Al}_2\text{O}_3(\text{C})$; $G = \text{Al}_2\text{O}_3(\text{G}) \times 100 / \text{Al}_2\text{O}_3(\text{CC})$
Quartzo (Q)	$Q = \text{SiO}_2 \text{ total} - \text{SiO}_2(\text{C})$; $Q = \text{SiO}_2 \text{ total}$
Goethita +Hematita (goe+ hem)	Goe+ Hem = $\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ total}$
Anatásio/Rutilo (An/Rut)	An/Ru = $\text{TiO}_2 \text{ total}$

Foi feita a normalização dos elementos traços com base na concentração média da crosta continental superior de Taylor e McLennan (1985) e os elementos terras raras foram normalizados segundo os condritos. Foram calculadas ainda a razão La_N/Yb_N e as anomalias de Ce e Eu pelas seguintes equações: 1) $\text{Ce}/\text{Ce}^* = \text{Ce}_N / \sqrt{(\text{La}_N \times \text{Nd}_N)}$; 2) $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / \sqrt{(\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)}$.

Os dados químicos foram analisados estatisticamente pela análise de fatores e de componente principal, para tal foi utilizado o software Statistica 6.0. Na análise de fatores foi efetuada rotação varimax pela análise do fator de contagem e fator de coeficiente, desta forma foi

possível verificar a correspondência dos elementos químicos e dos litotipos.

3. Resultados

A Serra do Tucano tem altitude média de 250 m é constituída por uma sequência de colinas com raras cristas (Figura 4A e 4B) que se estende por 30 km na direção NE-SW. Tem vertentes convexo-convexas de baixa declividade (Figura 4C e 4D) e vales extensos com cabeceiras em anfiteatro (Figura 4E). A área no entorno é plana

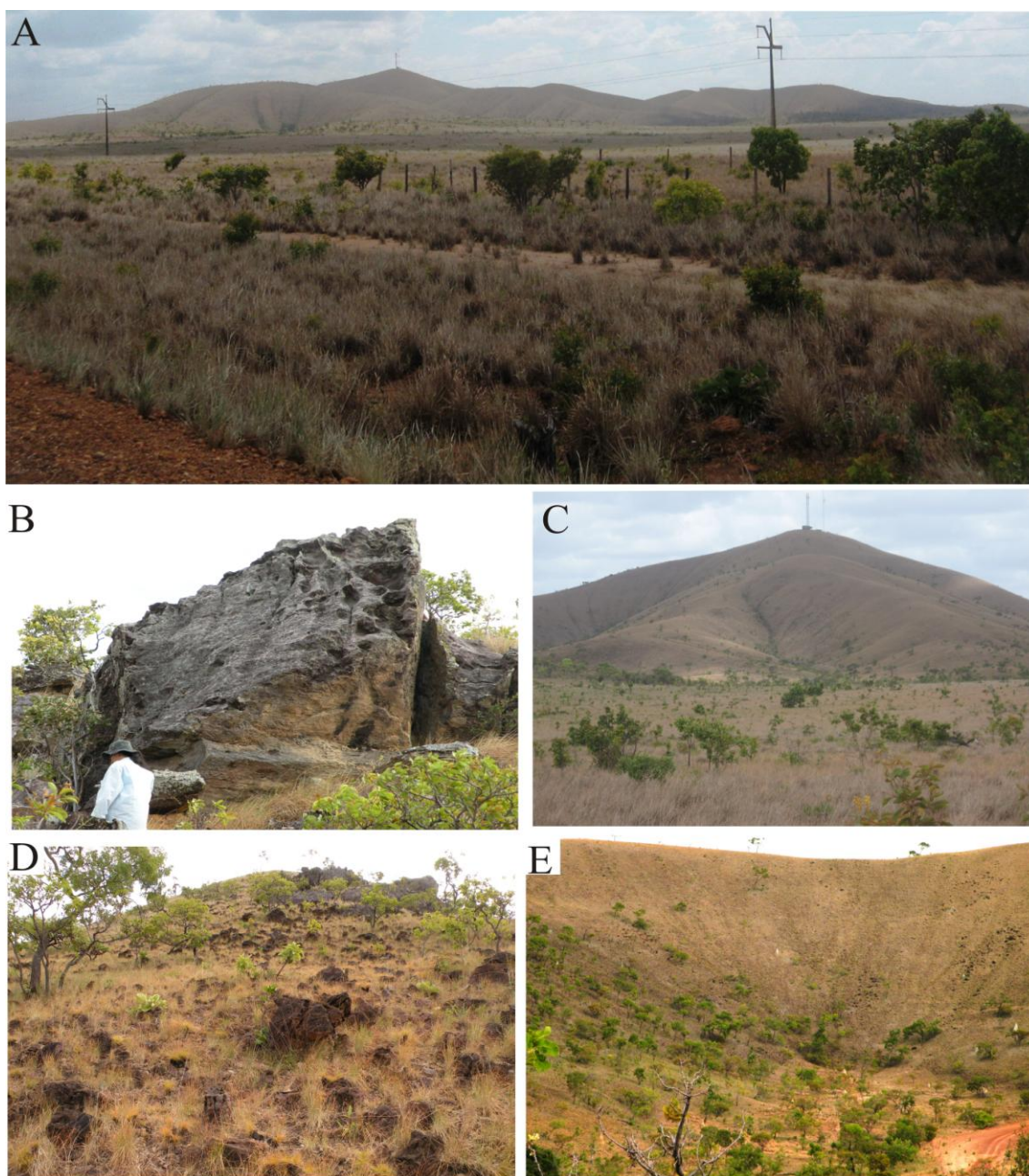


Figura 4. (A) Vista parcial do relevo colinoso, com destaque para (B) crista de arenito, (C e D) vertente com blocos de arenitos ferruginosos e (E) vale com cabeceira de anfiteatro.

3.1. Descrição dos litotipos da área de estudo

Na área de estudo afloram nas encostas e no topo da serra arenitos ferruginosos (AC, AF, AG) na forma de blocos (Figura 5A). Estes blocos possuem na superfície uma película endurecida de até 1 mm de espessura de goethita, hematita e caulinita marrom.

Os arenitos têm arcabouço constituído de grãos de quartzo tamanho areia a seixos com até 60 mm de diâmetro, o que caracteriza arenitos finos a grossos e conglomeráticos (Figura 5B, 5C, 5D, 5E). Os grãos estão envolvidos por cimento marrom-avermelhado de goethita, hematita e caulinita.

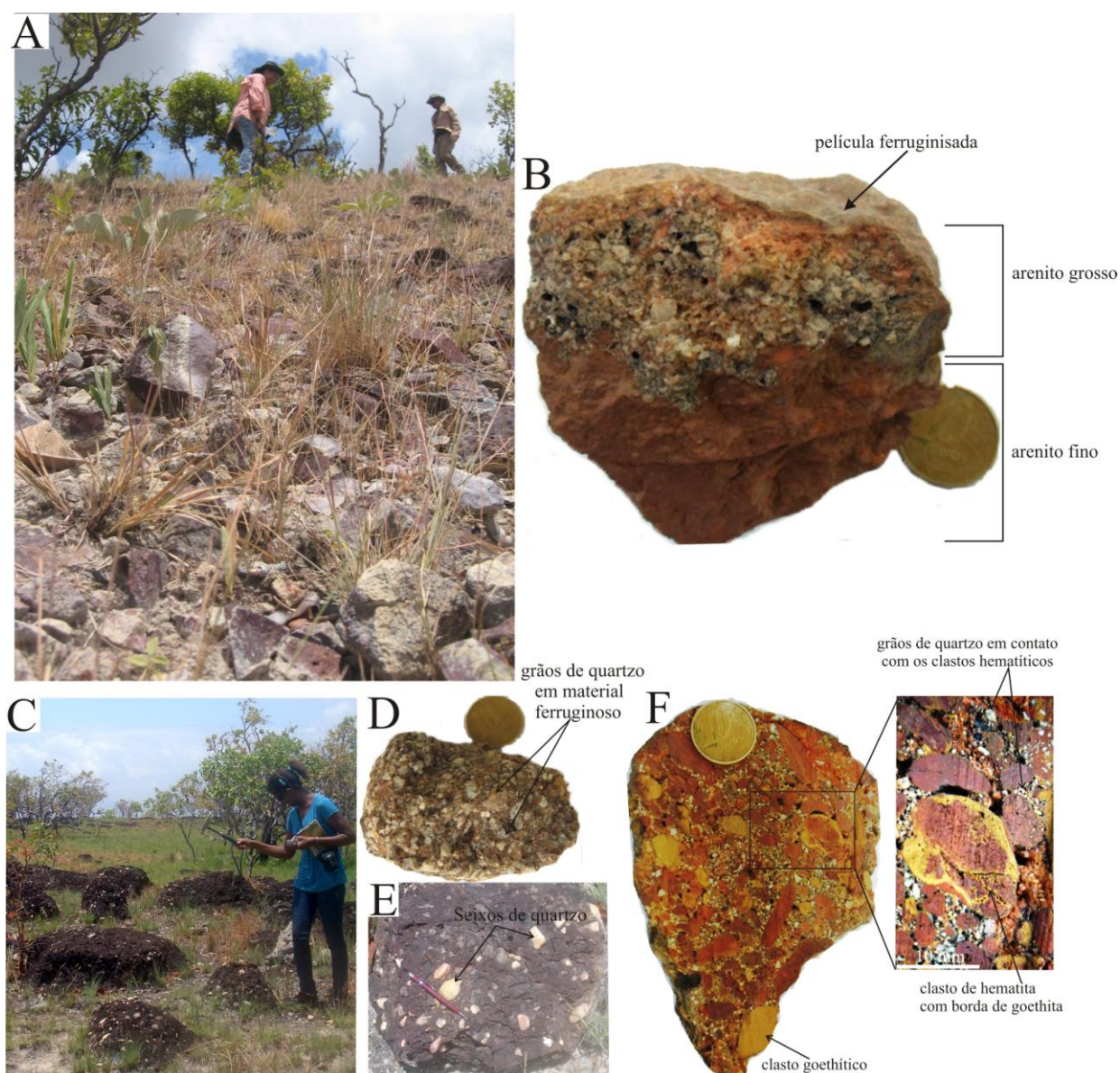


Figura 5. (A) Blocos de arenitos ferruginosos ao longo da encosta da Serra do Tucano; (B) detalhe do arenito com porção formada de grãos de quartzo de até 1 mm de diâmetro em contato com o arenito fino; e (C) blocos de arenitos grossos a conglomeráticos; (D) detalhe do arenito grosso com grãos de quartzo de até 1 mm de diâmetro e cimento ferruginoso marrom avermelhado de goethita; (E) detalhe do arenito conglomerático com seixos de até 60 mm de diâmetro; (F) conglomerado com clastos angulosos a arredondados de hematita, goethita e caulinita em contato com grãos de quartzo.

Ocorrem ainda fragmentos de conglomerados com arcabouço constituído de clastos ferruginosos porosos, maciços, angulosos a arredondados, marrom avermelhados e amarelados com até 40 mm de diâmetro, de hematita, goethita e caulinita (Figura 5F). Entre os clastos ferruginosos há grãos de quartzo hialinos a esbranquiçados, subarredondados com até 2 mm de diâmetro.

Próximo aos vales afloram crostas lateríticas, contudo não há exposição dos horizontes inferiores. As crostas ocorrem como blocos métricos arredondados, cuja superfície apresenta película marrom de goethita com até 5 mm de espessura (Figura 6A). Há três tipos de crostas que se diferenciam pelas suas características texturais em vermiforme, protopisolítica e pisolítica.

As crostas lateríticas vermiformes (CV) são compactas, porosas amareladas a avermelhadas (Figura 6B e 6C). Têm o arcabouço constituído de material ferruginoso composto por goethita, hematita e caulinita e grãos de quartzo com até 10 mm de diâmetro. Preenchendo o arcabouço há matriz argilo-arenosa esbranquiçada a amarelada constituída de quartzo, goethita e caulinita.

As crostas lateríticas protopisolíticas (PP1 e PP2) possuem arcabouço ferruginoso, cavernoso com incipiente individualização de pisólitos (Figura 6D e 6E). Os pisólitos têm de 5 a 45 mm de diâmetro, são amarelos, marrom avermelhados, compactos, porosos, subangulosos a arredondados, constituídos de goethita, hematita e secundariamente quartzo e caulinita. Na superfície dos pisólitos ocorre comumente fino filme constituído de goethita, hematita e caulinita. Entre os pisólitos ocorrem grãos de quartzo hialino e matriz argilosa amarela a vermelha com goethita e caulinita.

As crostas lateríticas pisolíticas (P) possuem arcabouço ferruginoso constituído de hematita e caulinita e pisólitos totalmente individualizados (Figura 6F). Os pisólitos têm até 15 mm de diâmetro são vermelhos, maciços e poroso, arredondados. Possuem núcleo constituído de hematita, goethita e córtex marrom com até 5 mm de espessura de goethita. Entre o córtex e o núcleo há filme de goethita e caulinita amarelada (Figura 6G).

Ocorre ainda em superfície material concrecionário solto (C1 e C2) constituído de pisólitos (Figura 6A). Os pisólitos têm de 2 a 30 mm de diâmetro, são maciços, porosos, zonados, amarelos, vermelhos, marrons e pretos, subarredondados a arredondados constituídos de quartzo, goethita, hematita e caulinita (Figura 7A a 7E). Os pisólitos zonados possuem núcleo de até 7 mm de diâmetro, avermelhado ou marrom, bordejado por córtex com 2 mm de espessura de goethita e caulinita. Localmente, há nódulos porosos, amarelo-amarronzados com até 65 mm de diâmetro, constituídos de goethita, hematita e caulinita, alguns formam fragmentos concrecionários maiores (Figura 7F).

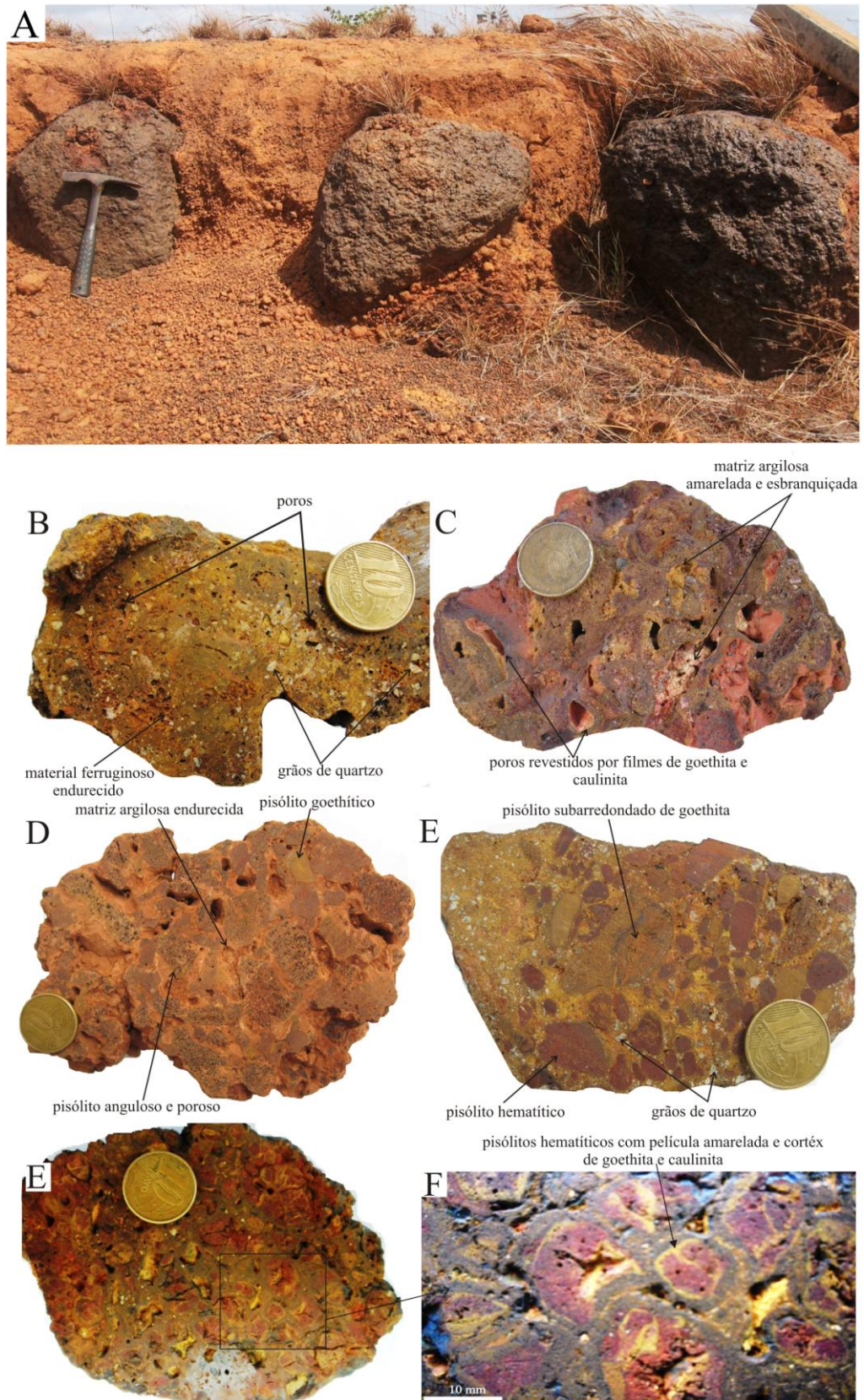


Figura 6. (A) Blocos de crostas ferruginosas com material concrecionário e solo argilo-arenoso amarelado; (B) fragmentos de crosta ferruginosa porosa amarelada com grãos de quartzo e (C) crosta vermiforme amarelada com poros revestidos por filmes de goethita e caulinita; (D e E) fragmento de crosta protopisolítica cavernosa com pisólitos porosos, maciços, amarelados a marrom-avermelhados; (F) fragmento de crosta pisolítica (F) detalhe dos pisólitos de hematita, goethita, caulinita e córtex de goethita marrom.

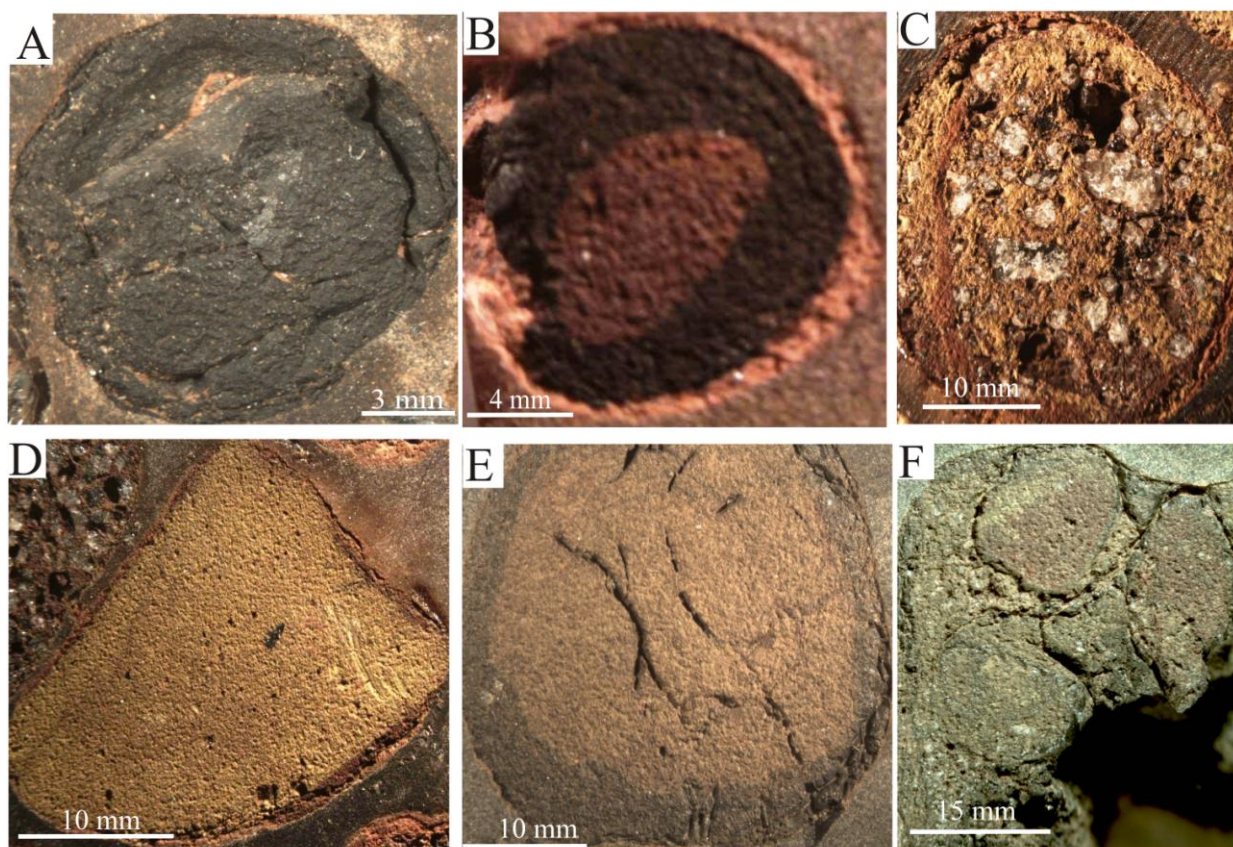


Figura 7. Tipos de pisólitos encontrados no material concrecionário: (A) pisólito homogêneo maciço preto de goethita; (B) pisólito zonado com núcleo marrom constituído de hematita e goethita e córtex marrom escuro de goethita e borda alaranjada de goethita e caulinita; (C) pisólito poroso amarelado de goethita, com grãos de quartzo e película endurecida amarela avermelhada de goethita, hematita e caulinita; (D) fragmento de pisólito amarelado de goethita e caulinita com fina película amarronzada de goethita; (E) pisólito de goethita amarelada com gretas de ressecamento na porção interna e borda amarronzada; (F) fragmento constituído de pisólitos (de 3 a 5 mm de diâmetro) envolvidos por material ferruginoso de goethita.

Associado as crostas e ao horizonte concrecionário ocorrem solos argilo-arenosos amarelados a avermelhados friáveis, constituídos de quartzo, goethita, hematita, caulinita e secundariamente anatásio. Nos vales o solo é arenoso, esbranquiçado consistindo de grãos de quartzo hialinos a leitosos menores que 1 mm de diâmetro, arredondados e fraturados e em menor proporção de caulinita, anatásio/rutilo.

A sul da Serra do Tucano ocorre um morro isolado com 200 m de altitude constituído de diabásio associado ao Complexo Vulcânico Apoteri (morro redondo). O diabásio aflorante na encosta ocorre na forma de blocos rolados, têm coloração verde escura, textura afanítica e são constituído de plagioclásio, augita, hornblenda, biotita e raras olivinas (CPRM 1999) (Figura 8). Na base do morro ocorre material concrecionário solto, constituído de pisólitos.



Figura 8. Morro isolado constituído de diabásio.

3.2. Composição Mineralógica

Os litotipos ferruginosos e os solos da área de estudo são constituídos basicamente de quartzo (9 a 82 %), goethita+hematita (6 a 71 %) e caulinita (8 a 20 %) (Figura 9). O quartzo é mais elevado nos arenitos ferruginosos (49 a 56 %), especialmente nos solos (67 a 82 %). Enquanto a quantidade de goethita+hematita é mais alta nas crostas (37 a 71 %) e no concrecionário, principalmente na crosta pisolítica, que supera varias vezes o quartzo. A caulinita está presente em menor proporção (8 a 20 %), porém na crosta protopisolítica que ocorre a norte da serra do Tucano (PP1) e nos solos argilosos é um pouco mais elevada (entre 18 e 20 %). Ocorre ainda gibbsita apenas na crosta pisolítica (P) a sudoeste da área e no concrecionário (C2) a leste da serra do Tucano (8 e 4 % respectivamente). O anatásio/rutilo ocorre como mineral acessório (<1 a 2 %) (Tabela 4).

Tabela 4. Composição mineralógica em % em peso dos litotipos da serra do Tucano.

Mineralogia	Arenitos Ferruginosos (A)			Crostas Ferruginosas				Concrecionário Ferruginoso (C)		Solos (S)		
	C	G	F	VF	PP1	PP2	P	1	2	AA	AV	AR
Quartzo	53	52	56	48	43	40	9	45	33	72	67	82
Goethita+Hematita	33	37	35	40	37	45	71	42	46	9	11	6
Caulinita	13	11	8	12	19	14	11	12	16	18	20	11
Gibbsita	-	-	-	-	-	-	8	-	4	-	-	-
Anatásio/rutilo	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	2	<1
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

AC=Arenito conglomerático; AG=Arenito grosso; AF=Arenito fino; VF=Vermiforme; PP=Protopisolítica; P=Pisolítica; C=Concrecionário; SAA=Solo argiloso amarelo; SAV=Solo argiloso vermelho; SAR=Solo arenoso.

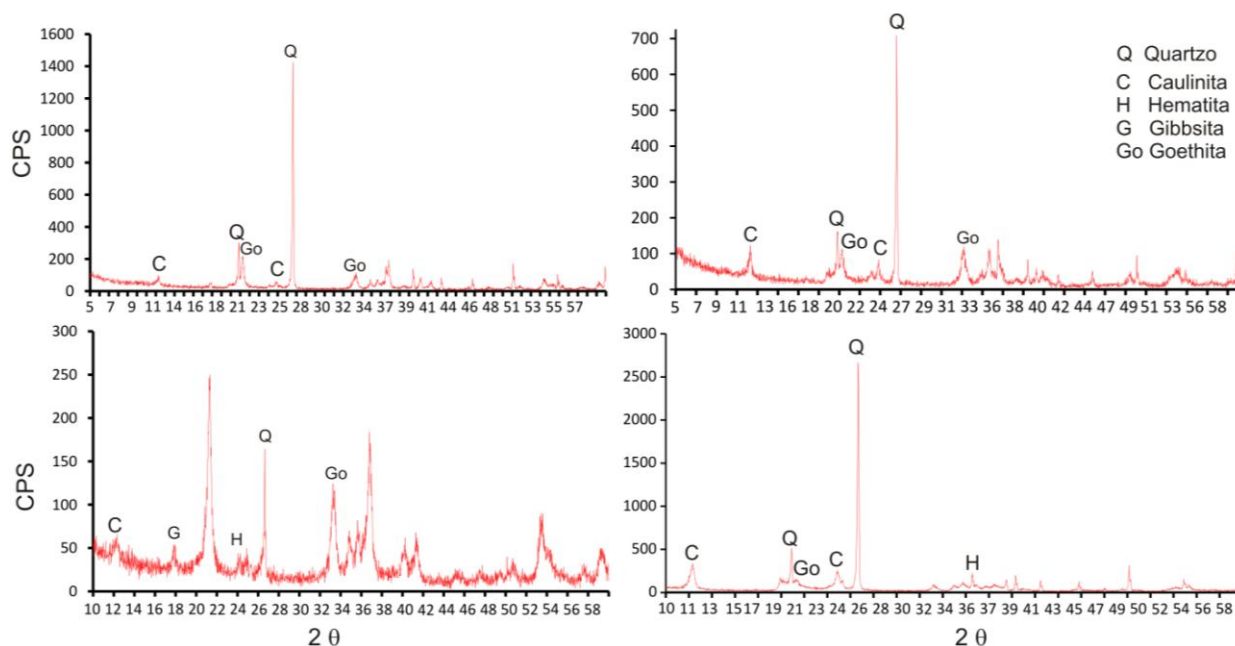


Figura 9. Difratoograma de raio-x com mineralogia presente na maioria das amostras.

3.3. Composição química

3.3.1. Elementos Maiores

O Si, Fe e Al são os principais constituintes dos litotipos estudados (Tabela 5). Si é elevado no diabásio (52,59 %), nos arenitos ferruginosos (de 51,05 a 54,78 %) e, especialmente nos solos (60,64 a 77,17 %). O Fe supera o Si apenas na crosta pisolítica (62,41 e 11,77 %). Al é baixo (7,4 a 17,41 %) com tendência de ser mais elevado nos solos argilosos devido à presença da caulinita. Ca, Mg, Na, estão acima de 1 % apenas no diabásio (8,30; 5,45; 2,68 % respectivamente), assim como K e P (0,96 e 0,18 %).

Tabela 5. Composição química dos óxidos maiores em %

	Arenitos Ferruginosos (A)			Crosta Ferruginosa				Concrecionário Ferruginoso (C)		Solos (S)			Diabásio
	C	G	F	VF	PP1	PP2	P	1	2	AA	AV	AR	
Si	52,05	51,05	54,78	47,37	40,14	38,59	11,77	41,66	38,27	67,36	60,64	77,17	11,68
Fe	28,19	31,49	30,76	33,14	32,32	39,04	62,41	37,18	37,78	7,57	10,13	5,55	13,23
Al	10,64	9,07	7,40	9,89	16,40	11,93	9,85	10,78	12,90	15,40	17,41	10,26	8,30
Ca	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	5,45
Mg	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,03	0,05	0,02	2,68
Na	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	1,28
Ti	0,63	0,41	0,69	0,55	0,88	0,70	0,59	0,63	0,69	1,00	1,62	0,72	0,96
K	0,04	0,04	0,28	0,05	0,11	0,08	<0,01	0,07	0,13	0,09	0,04	0,05	0,18
P	0,06	0,05	0,13	0,07	0,05	0,06	0,44	0,10	0,08	0,02	0,04	0,07	3,10
PF	7,80	7,60	5,60	8,50	9,70	9,30	14,10	9,10	9,60	8,20	9,50	6,00	52,59
Total	99,41	99,74	99,71	99,25	99,82	99,73	99,2	99,55	99,49	98,69	99,45	99,88	99,45

AC=Arenito conglomerático; AG=Arenito grosso; AF=Arenito fino; VF=Vermiforme; PP=Protopisolítica; P=Pisolítica; C=Concrecionário; SAA=Solo argiloso amarelo; SAV=Solo argiloso vermelho; SAR=solo arenoso.

Nos solos Mg é mais elevado que nos litotipos ferruginosos (<0,02 %). Ti apesar de possuir baixos teores, permite diferenciar o diabásio (1,28 %) e os solos argilosos (1 e 1,62 %) dos demais litotipos (<1 %) pela sua concentração mais elevada. A PF mais elevada na crosta pisolítica (14,1 %) devido à presença de caulinita, goethita e gibbsita (Tabela 4).

3.3.2. Elementos Traços

Considerando a concentração dos elementos traços pode-se dividi-los em cinco grupos, excetuando os ETR que serão discutidos adiante (Tabela 6): Dentre os elementos analisados estão abaixo do limite de detecção em todas as análises (<40 ppm): B, Be, Cd, Cs, Ge, In, Li, Pd, Pt, Re, S e Te.

1) Ag, As, Au, Bi, Hg, Sb, Se, Sn e Tl nas crostas e no concrecionário ferruginoso (C) as concentrações são mais elevadas (entre 682 ppb e 0,1 ppm), apesar do Tl possuir <0,04 ppm em algumas amostras. Enquanto no diabásio estão abaixo do limite de detecção no diabásio (entre <0,01 ppb a 0,1 ppm). Entre as crostas e o concrecionário ferruginoso há certa homogeneidade química, a exceção do Ag e Hg que têm variações acentuadas (entre 182 e 509 ppb e 130 e 682 ppb, respectivamente). Nos solos esses dois elementos são menos concentrados (entre 31 a 38 e de 17 a 40 ppb).

2) Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Rb, Sc, Sr, W, Y, Zn em geral são mais elevados no diabásio (entre 1,8 a 615 ppm). O Cr (C2-654 ppm) no concrecionário e o Cu (C1-588 ppm) nas crostas vermiforme (VF) e pisolítica (P-493 e 277 ppm respectivamente), nos solos esses dois elementos têm as menores concentrações (74 a 149 e 4,0 a 83 ppm).

3) Ga, Hf, Nb, Pb, Th, Zr, V são baixos no diabásio (entre 2,7 a 324 ppm). Desses Pb, Th e, em parte Ga são mais elevados nas crostas e no concrecionário (entre 27 a 64 ppm, 5,8 a 37 ppm e 19 a 28 ppm, respectivamente), enquanto Hf, Nb e Zr os são nos solos (14 a 26 ppm, 14 a 18 ppm e 475 a 949 ppm, respectivamente). O Pb é excepcionalmente alto no arenito conglomerático (AC-110 ppm). O V distingue-se pela alta concentração nas crostas vermiforme (VF), pisolítica (P) e no concrecionário (C1) (entre 825 a 1395 ppm), enquanto que nos arenitos grosso e fino (AG e AF), e nos solos é relativamente baixo (<286 ppm).

4) Cs, Mo, Ta, U ocorrem em concentrações baixas (entre 0,1 a 6,5 ppm), além de serem variáveis, mas não há diferenças significativas entre os litotipos.

5) Mn diferencia-se dos demais elementos pela sua alta concentração no diabásio

6) (2970 ppm) e nos arenitos conglomerático e grosso (AC e AG), na crosta pisolítica (P), no concrecionário (C2) e nos solos argilosos (SAV- 1205 a 3304 ppm).

Tabela 6. Concentração dos elementos traços em ppm, exceto Ag, Au e Hg em ppb.

Elementos	Arenitos Ferruginosos (A)			Crosta Ferruginosas				Concrecionário Ferruginoso (C)		Solos (S)			Diabásio	CCS
	C	G	F	VF	PP1	PP2	P	1	2	AA	AV	AR		
Ag	182	0,3	20	373	509	397	80	280	195	38	31	32	<0,1	53
As	5,1	2,1	0,6	6,7	7,0	4,2	3,0	7,9	7,0	0,9	0,6	1,3	<0,5	1,5
Au	<0,4	<0,5	<0,4	1,6	8,9	2,1	1,5	<0,4	1,4	5,2	2,7	0,8	<0,5	1,8
Ba	244	64	119	29	37	35	229	82	117	105	50	110	386	628
Bi	0,1	0,1	0,1	0,1	0,5	0,2	0,1	0,1	0,4	0,2	0,1	0,1	<0,1	0,1
Co	20	3,1	11	3,6	8,2	9,0	40	5,8	10	9,4	19	2,1	48	17
Cr	284	439	510	388	507	361	234	407	654	149	129	74	615	83
Cs	0,2	0,3	0,7	0,4	0,9	0,2	0,1	0,5	0,9	1,5	1,0	0,8	0,1	4,9
Cu	62	70	9,0	493	63	90	277	588	76	20	83	4,0	135	28
Ga	14	12	9,3	20	28	20	20	19	24	20	23	13	17	18
Hf	8,8	6,6	14	7,3	10	10	6,0	8,6	9,3	15	26	14	3,4	5,3
Hg	130	0,3	<10	672	244	682	47	465	266	36	40	17	<0,01	50
Mn	2227	1937	160	42	174	73	3304	631	1205	1154	1862	66	2970	600
Mo	2,4	1,0	1,0	5,4	1,5	0,8	1,3	6,5	1,7	0,4	0,3	0,4	1,5	1,5
Nb	10	12	11	8,0	15	12	5,4	9,2	11	18	18	14	8,6	12
Ni	30	8,0	52	11	24	25	36	11	29	9,0	45	3,0	33	44
Pb	110	28	14	27	41	35	27	35	64	20	14	10	2,7	17
Rb	2,2	1,8	14	3,4	7,4	3,6	0,6	3,9	7,4	7,7	4,4	2,9	33	82
Sb	0,2	0,2	0,1	0,2	0,3	0,3	0,2	0,3	0,4	0,1	<0,04	0,1	<0,1	0,4
Sc	30	10	12	30	42	51	50	43	54	22	39	14	33	14
Se	0,4	0,9	<0,2	1,1	3,3	1,6	0,3	0,4	2,6	0,6	<0,2	1,0	<0,5	0,1
Sn	0,7	1,0	0,5	0,8	1,6	0,9	0,5	0,9	1,2	1,5	1,3	0,7	<1	5,5
Sr	6,6	10	13	6,8	8,2	7,8	6,8	8,2	7,6	9,1	8,1	14	243	320
Ta	0,6	0,7	0,8	0,5	1,0	0,7	0,3	0,5	0,8	1,8	1,2	0,8	0,6	0,9
Th	19	20	12	23	37	27	5,8	28	35	14	8,0	12	3,3	11
Tl	1,4	0,4	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,7	0,1	0,6	0,5	0,3	<0,04	<0,1	0,8
W	0,6	<0,5	0,6	0,5	1,2	0,6	0,5	0,6	1,0	1,3	0,8	0,8	1,8	1,9
U	3,3	2,6	2,5	4,6	3,6	3,9	2,7	4,9	5,3	2,2	2,1	2,1	0,7	2,7
V	356	123	52	825	543	418	1395	1020	526	151	286	109	324	97
Y	13	6,8	18	11	22	15	16	18	14	21	27	21	27	21
Zn	42	26	88	46	50	55	170	41	35	19	29	7,0	58	67
Zr	331	231	516	238	361	348	213	277	329	517	949	475	122	193

AC=Arenito conglomerático; AG=Arenito grosso; AF=Arenito fino; VF=Vermiforme; PP=Protopisolítica; P=Pisolítica; C=Concrecionário; SAA=Solo argiloso amarelo; SAV=Solo argiloso vermelho; SAR= Solo arenoso; CCS=Média da crosta continental superior de Taylor e McLennan (1985).

Em relação à crosta continental de Taylor & McLennan (1985), Ag, As, Bi, Cr, Cu, Ga, Hf, Hg, Mn, Pb, Sc, Th, U, V e Zr são mais enriquecidos nos litotipos ferruginosos e solos, a exceção do arenito fino, nos solos argiloso amarelo e arenoso que diferenciam-se pelo empobrecimento em Ag, As, Cu, Hg e Mn. No diabásio Ag, Co, Cr, Cu, Mn, Sc, V e Y são enriquecidos (Figura 10).

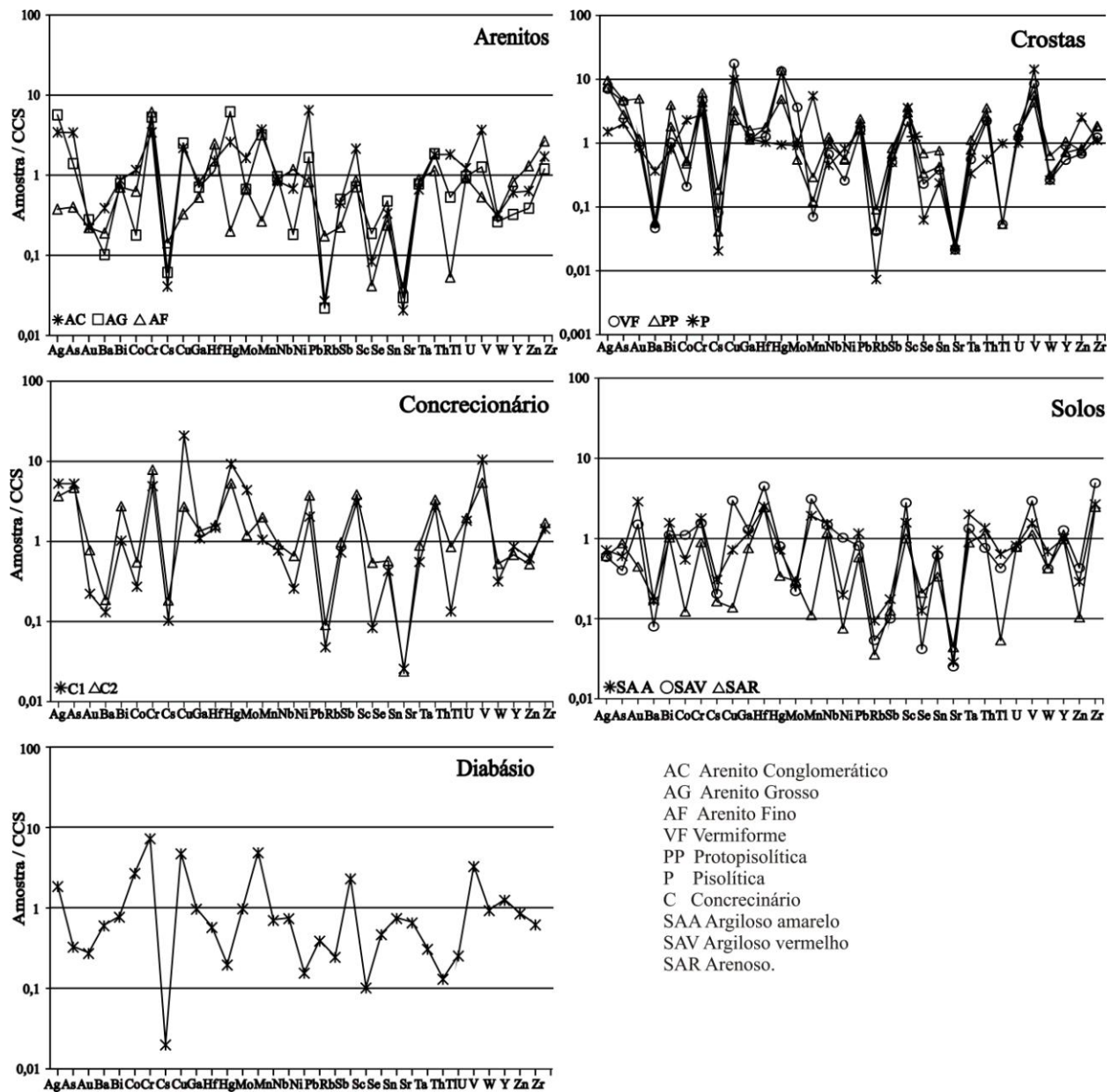


Figura 10. Distribuição dos elementos traços normalizados em relação à crosta continental superior de Taylor & McLennan (1985).

3.3.3. Elementos Terra Raras

Entre os elementos terras raras (ETR), o La (10 a 20 ppm), Ce (15,7 a 169,4 ppm) e Nd (7,1 a 25,7 ppm) são os mais concentrados, o que acarreta diferenciação entre os ETRL e ETRP. As maiores concentrações dos ETR estão na crosta pisolítica, no concrecionário 2 e nos solos argilosos, além do arenito conglomerático, onde o Ce é excepcionalmente elevado (169,40 ppm) (Tabela 7).

Tabela 7. Concentração dos Elementos Terras Raras em ppm.

	Arenitos Ferruginosos (A)			Crostras Ferruginosas				Concrecionário Ferruginoso (C)		Solos (S)			Diabásio	Condritos
	C	G	F	VF	PP1	PP2	P	1	2	AA	AV	AR		
La	17,90	14,40	16,50	12,50	20,00	10,00	13,20	17,30	13,90	18,10	20,00	19,20	14,80	0,37
Ce	169,40	31,30	23,10	19,20	20,70	15,70	74,60	38,20	102,40	56,20	86,10	43,60	35,30	0,96
Pr	4,07	2,31	3,18	2,27	6,17	1,80	3,85	3,63	3,56	4,87	5,52	4,26	4,30	0,14
Nd	14,20	7,30	12,10	7,70	25,70	7,10	16,80	14,30	13,80	20,30	22,70	14,90	18,90	0,71
Sm	2,86	1,47	2,23	1,69	5,24	1,40	3,91	2,88	2,84	3,92	5,02	2,66	4,31	0,23
Eu	0,55	0,29	0,47	0,36	1,09	0,32	1,05	0,55	0,59	0,84	1,34	0,56	1,28	0,09
Gd	2,21	1,05	2,33	1,50	4,03	1,46	3,48	2,52	2,26	3,30	4,87	2,28	4,72	0,31
Tb	0,40	0,21	0,43	0,33	0,69	0,31	0,65	0,51	0,41	0,57	0,85	0,44	0,80	0,06
Dy	2,36	1,19	2,63	2,09	4,06	2,24	3,69	3,18	2,58	3,61	5,03	2,92	4,69	0,38
Ho	0,50	0,27	0,60	0,45	0,84	0,53	0,72	0,70	0,56	0,76	1,05	0,71	1,00	0,09
Er	1,61	0,83	1,84	1,44	2,42	1,79	2,10	2,14	1,87	2,46	3,19	2,34	2,73	0,25
Tm	0,26	0,15	0,30	0,23	0,41	0,30	0,33	0,33	0,29	0,40	0,50	0,40	0,40	0,04
Yb	1,69	1,05	2,07	1,65	2,64	2,11	2,12	2,21	2,02	2,74	3,44	2,69	2,62	0,25
Lu	0,27	0,16	0,35	0,24	0,41	0,33	0,30	0,32	0,31	0,42	0,54	0,42	0,39	0,04
ΣETRL	208,98	57,07	57,58	43,72	78,90	36,32	113,41	76,86	137,09	104,23	140,68	85,18	78,89	2,50
ΣETRP	9,30	4,91	10,55	7,93	15,50	9,07	13,39	11,91	10,30	14,26	19,47	12,20	17,35	1,42
ΣETR	218,28	61,98	68,13	51,65	94,40	45,39	126,80	88,77	147,39	118,49	160,15	97,38	96,24	3,92
Ce/Ce*	5,67	1,63	0,87	1,04	0,49	0,99	2,67	1,30	3,95	1,56	2,16	1,38	1,13	3,89
Eu/Eu*	0,67	0,71	0,63	0,69	0,72	0,68	0,87	0,62	0,46	0,71	0,83	0,69	0,87	1,00
(La/Yb) _N	7,16	9,27	5,39	5,12	5,12	3,20	4,21	5,29	4,65	4,46	3,93	4,82	3,82	1,00

AC=Arenito conglomerático; AG=Arenito grosso; AF=Arenito fino; VF=Vermiforme; PP=Protopisolítica; P=Pisolítica; C=Concrecionário; SAA=Solo argiloso amarelo; SAV=Solo argiloso vermelho; SAR=Solo arenoso; condrito de de Taylor & McLennan (1985).

Em relação ao condritos de Taylor e McLennan (1985), há enriquecimento dos ETRL em relação os ETRP (Figura 11), conforme revelam as razões La_N/Yb_N (entre 3,20 e 9,27). Estas razões mostraram valores mais acentuados nos litotipos ferruginosos (entre 4,21 e 9,27), exceto na crosta protopisolítica PP2 ($La_N/Yb_N = 3,20$), no solo argiloso vermelho (3,93) e no diabásio (3,82) onde as razões são menores. Anomalias positivas de Ce geralmente estão relacionadas a presença de cerianita (Braun *et al.*, 1990), essas anomalias foram indentificadas no arenito conglomerático ($Ce/Ce^* = 5,67$), na crosta pisolítica ($Ce/Ce^* = 2,67$), no concrecionário (C2) ($Ce/Ce^* = 3,95$) e no solo argiloso vermelho ($Ce/Ce^* = 2,16$), enquanto a crosta protopisolítica (PP1) apresenta anomalia negativa ($Ce/Ce^* = 0,49$). Foram encontradas suaves anomalias negativas de Eu em todas as amostras, com valores entre 0,46 e 0,87, todavia o diabásio e a crosta pisolítica apresentam razões similares entre si e menos negativas ($Eu/Eu^* = 0,87$) que as demais amostras.

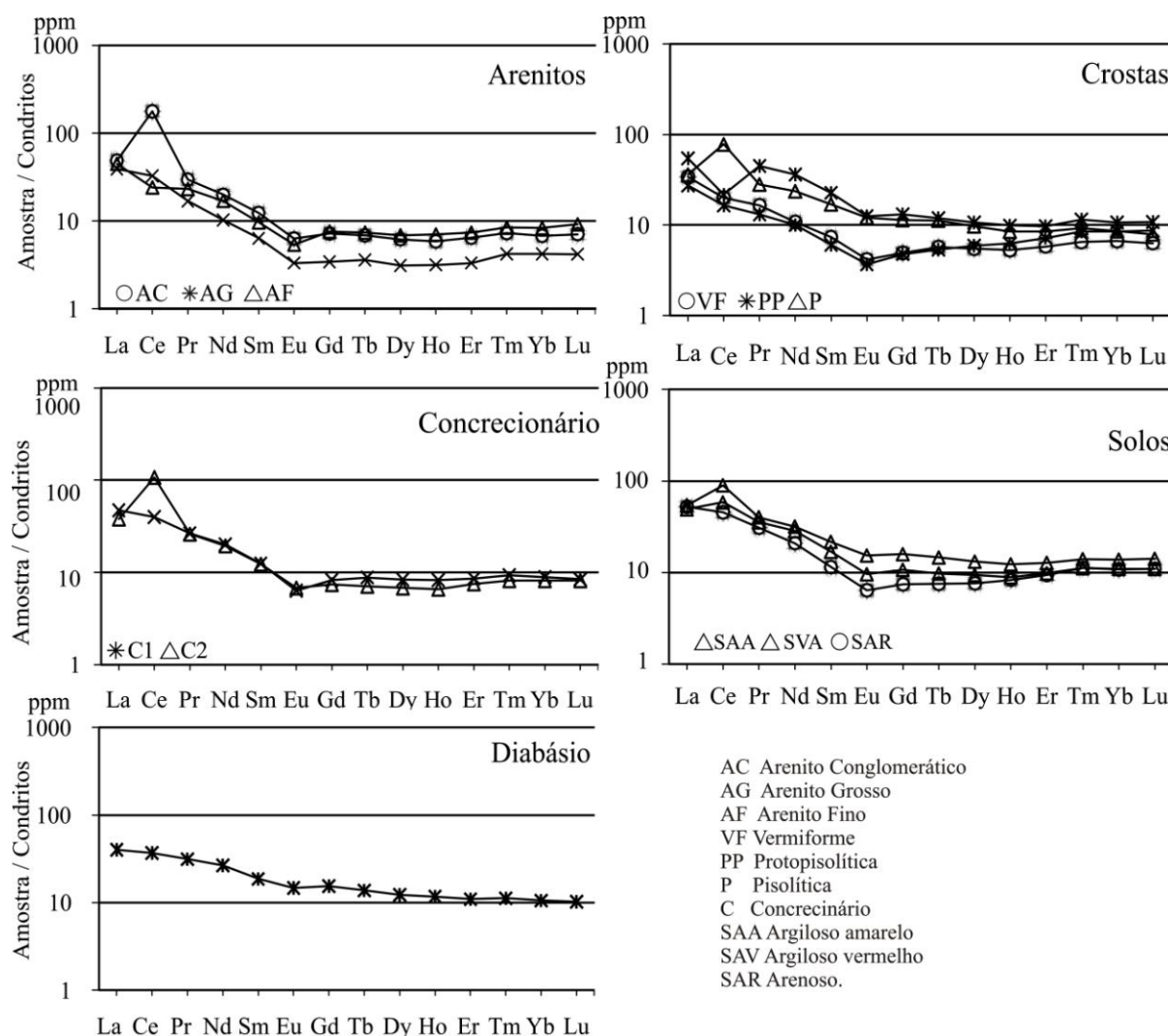


Figura 11. Distribuição dos ETR normalizados em relação aos condritos de Taylor e McLennan (1985).

3.4. Isótopos de Chumbo (Pb)

No estudo isotópico do Pb as razões de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variam de 0,86 a 0,93 e 1,84 a 2,13 respectivamente (Tabela 8). As razões são menores no arenito fino e crosta vermiforme (VF) e protopisolítica (PP2), e um pouco mais elevadas no diabásio, litotipos lateríticos e solos.

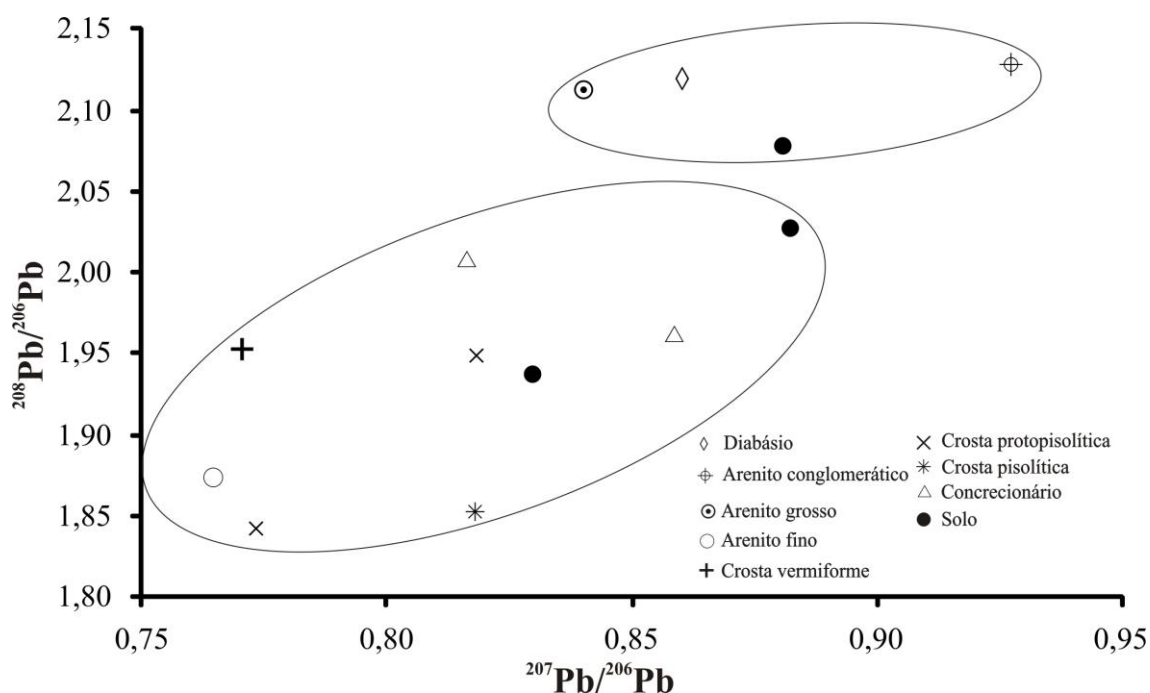
As razões do $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são mais elevadas no arenito conglomerático (AC) e solos argilosos (SAA e SAV) com valores que variam de 0,93 e 0,88 respectivamente. As razões do $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são mais elevadas no diabásio, arenitos conglomerático e grosso (AC e AG), no concrecionário (C1) e nos solo argiloso (SAA e SAV) que variam de 2,01 e 2,13 respectivamente.

Tabela 8. Composição e razões isotópicas do Pb.

Amostras	Arenitos Ferruginosos (A)			Crostras Ferruginosas				Concrecionário Ferruginoso (C)		Solos (S)			Diabásio
	C	G	F	VF	PP1	PP2	P	1	2	AA	AV	AR	
^{204}Pb	1,55	0,22	0,18	0,35	0,55	0,49	0,38	0,47	0,87	0,27	0,18	0,13	0,03
^{206}Pb	26,74	4,25	3,82	7,23	10,65	9,51	7,30	8,97	16,52	5,00	3,43	2,58	0,50
^{207}Pb	24,79	3,57	2,92	5,57	8,71	7,35	5,97	7,32	14,18	4,41	3,02	2,14	0,43
^{208}Pb	56,93	8,98	7,16	14,12	20,77	17,51	13,53	18,00	32,39	10,14	7,13	5,00	1,06
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0,93	0,84	0,76	0,77	0,82	0,77	0,82	0,82	0,86	0,88	0,88	0,83	0,86
$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2,13	2,11	1,87	1,95	1,95	1,84	1,85	2,01	1,96	2,03	2,08	1,94	2,12

AC=Arenito conglomerático; AG=Arenito grosso; AF=Arenito fino; VF=Vermiforme; PP=Protopisolítica; P=Pisolítica; C=Concrecionário; SAA= Solo argiloso amarelo; SAV=Solo argiloso vermelho; SAR=Solo arenoso; CCS= Média da crosta continental superior.

A figura 12 mostra a relação entre $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, onde é possível identificar duas fontes: 1) a menos radiogênica constituída pelo arenito fino (AF), litotipos lateríticos e solos; 2) a mais radiogênica que agrupa o diabásio, os arenitos grosso (AG), conglomerático e o solo argiloso vermelho (SAV).

Figura 12. Relação $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Os isótopos de Pb, derivados do decaimento radioativo do Th e U, são utilizados para identificação de fonte, natural ou antrópica (Reimann *et al.*, 2011), e permitem também inferir

idade relativa de solos e variações climáticas (Erel *et al.*, 1994). Como o Pb tem forte associação com os oxi-hidróxidos de Fe, a indicação de duas fontes sugere diferentes épocas de ferruginização para acumulação do Pb com razões isotópicas distintas: a mais radiogênica relacionada as rochas mãe e a menos aos produtos do intemperismo incluindo-se neste o arenito fino. Variações isotópicas em um mesmo tipo litológico são normais e estão relacionadas à concentração de Pb (Reimann *et al.*, 2011), contudo nas amostras estudadas a variação de Pb não condicionou a razão isotópica. Trabalhos complementares com aumento no número de amostras são necessários para determinar melhor a assinatura isotópica.

4. Discussão e Conclusão

4.1. Individualização e correlação dos tipos litológicos

A análise estatística dos dados químicos via componente principal permitiu identificar três associações geoquímicas principais definidas por dois fatores que representam 39,91% e 20,19%, respectivamente da variância total. Nesse procedimento foram desconsiderados Ca, K, Mg, Na, Ag, As, Au, Bi, In, Hg, Sb, Se, Sn, Tl e W por apresentarem teores abaixo do limite de detecção para a maioria das amostras. A associação 1 agrupa Fe e PF e destaca o avanço do processo de ferruginização com acúmulo do Fe nas crostas; a associação 2 agrupa P, Ba, Co, Mn, V e Zn e reflete a composição química do diabásio; e a 3 agrupa Al, Si, Ti, Cs, Hf, Nb, Ta, Y, Zr, ETR-Ce que representa a caulinita, quartzo, anatásio e os minerais residuais (zircão, columbita, rutilo) presente nos solos (Figura 13). O diabásio, assim como a crosta pisolítica, que não se agrupam com os outros tipos de crostas (vermiformes e protopisolítica) e com o material concrecionário se diferenciam devido ao maior conteúdo dos elementos da associação controlada pelo P apesar do baixo conteúdo. Portanto, os arenitos são identificados com a fonte principal das crostas e solos.

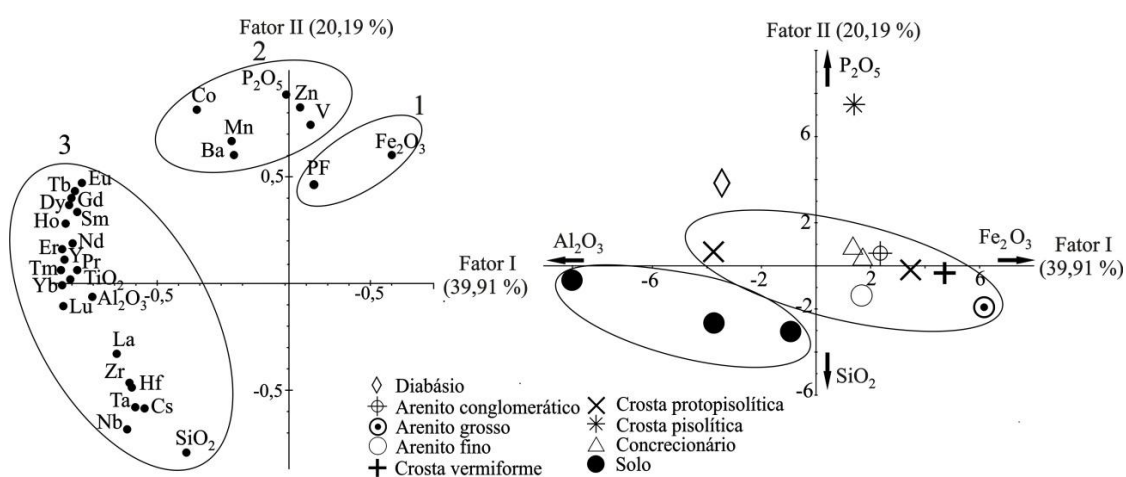


Figura 13. Padrão de diferenciação geoquímica na distribuição dos elementos pelo fator FI x F2.

4.2. Evolução das crostas ferruginosas

A fase rift do gráben do Tacutu é marcada pela deposição de arenitos finos a conglomeráticos da Formação Serra do Tucano, em condição climática árida no Cretáceo Superior (Vaz *et al.*, 2007). No Mioceno, a região foi submetida à inversão tectônica, que ocasionou intensa erosão e exposição do embasamento vulcânico e da Formação Serra do Tucano (Milani & Filho 2000). Posteriormente, depositaram-se os arenitos da Formação Boa Vista no Plioceno, da Formação Areias Brancas no Pleistoceno e os aluviões no Holoceno (Reis *et al.*, 2007). A região da Serra do Tucano do Mioceno até os dias atuais foi submetida a condições climáticas que ocasionou a formação de crostas lateríticas e a implantação de nova paisagem com presença de vegetação de clima mais úmido (Figura 14).

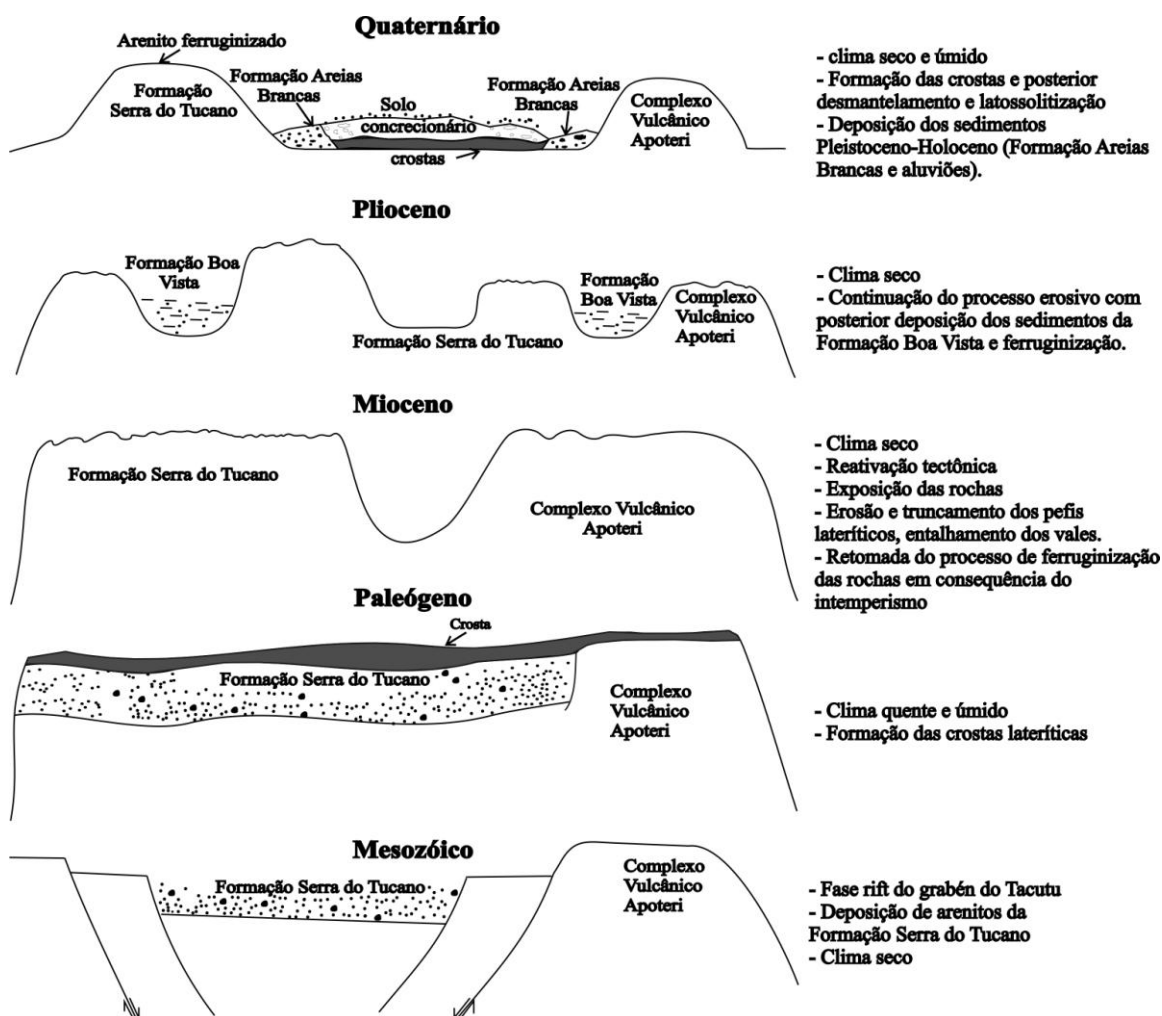


Figura 24. Modelo de evolução das crostas ferruginosas no gráben do Tacutu.

Na região, as crostas lateríticas estão restritas aos vales, enquanto no topo da Serra do Tucano afloram os arenitos ferruginizados e no morro Redondo diabásio aflorante não apresenta o efeito do intemperismo. A Formação Serra do Tucano é do Cretáceo e, portanto correlata a Formação Alter do Chão onde crostas bauxíticas se formaram durante o Oligoceno (Boulangé & Carvalho 1997, Lucas 1997, Tardy e Roquin 1998). A restrição das crostas aos vales e de conterem no máximo 8% de gibbsita indica que as condições não foram favoráveis a intensa aluminização. Esse fato está provavelmente relacionado à inversão tectônica que ocorreu no Mioceno na bacia do Tacutu que favoreceu intensa erosão e truncamento dos perfis. A ausência de crostas ao longo da Serra do Tucano e a presença desta na forma de blocos métricos dispostos nos vales indica que do Mioceno até os dias de hoje a condição predominante na evolução do relevo da região foi a erosão aliada a incipiente ferruginização dos arenitos e que o ambiente favorável ao desenvolvimento das crostas lateríticas está restrito aos vales.

Referências

- Achyuthan H. 1996. Geomorphic evolution and genesis of laterites around the east coast of Madras, Tamil Nadu, India. Elsevier Science. *Geomorphology* . 16. 71-76.
- Almeida M.E. 2006. Evolução Geológica da Porção Centro –Sul do Escudo das Guiana com Base no Estudo Geoquímico, Geocronológico e Isotópico dos Granitóides Paleoproterozóicos do Sudeste de Roraima, Brasil. Tese de Doutorado. C 2. p 10.
- Anand R. R. 2005. Weathering History, Landscape Evolution and Implications for Exploration: CSIRO Australia, Division of Exploration and Mining, WA 6152, 15-40
- Anand R. R., Paine M. 2002. Regolith geology of the Yilgarn Craton, Western Australia: implications for exploration *Australian Journal of Earth Sciences* 49, 3–162
- Barbosa R.I., C. Campos F. Pinto & P.M. Fearnside. 2007. The “Lavrados” of Roraima: Biodiversity and conservation of Brazil's Amazonian savannas. *Functional Ecosystems and Communities. Global Science Books*.
- Barbosa R.I., Ferreira E.J., Castellón E. G. 1997. Distribuição das chuvas em Roraima. Homem, Ambiente e Ecologia no Estado de Roraima. INPA. 325-333.
- Barbosa R.I., Oliveira A.P.C., Lô D.S. 2003. Caracterização dos Ecossistemas Terrestres do Projeto de Assentamento Nova Amazônia (Pana) – Antiga Fazenda Bamerindus. Relatório de Pesquisa (Base de Roraima).
- Beauvais, A.1989. Etude Pétrographique et Géochimique de Profiles d'Altération Latéritique Cuirassée dans le Sud-Est de la République Centrafricaine. *Géodynamique*, 4: 71-91.
- Beauvais, A. 1991. Paléoclimats et Dynamique d'un Paysage Cuirassé du Centra frique. Morphologie, pétrologie et géochimie.
- Beauvais A. 1999. Geochemical Balance of Lateritization Processes and Climatic Signatures in Weathering Profiles Overlain by Ferricretes in Central Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol, 63, nº 23/24, 3939-3957.
- Beauvais A. 2009. Ferricrete Biochemical Degradation on the Rainforest–Savannas Boundary of Central African Republic. *Geoderma* 150. 379–388
- Beauvais A., Roquin C.1996. Petrological Differentiation Patterns and Geomorphic Distribution of Ferricretes in Central Africa. *Geoderma* 73. 63-82.
- Bourgeon G., Gunnell Y. 2005. La Latérite de Buchanan. *Étude et Gestion des Sols*, v 12, 2, 2005 - 87-100
- Boulangé, B., Carvalho, A. 1997. The Bauxite of Porto Trombetas. In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A.J., Lucas Y. Eds. Brazilian bauxites, USP/FAPESP/ORSTOM, Brazil. 55-73.
- Braun J.J., Pagel M., Muller J.J., Bilong P., Michard A., Guillet. 1990. Cerium Anomalies in Lateritic profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 54. 781-795.
- Costa J.B.S., Pinheiro R.V.L., Reis N.J., Pessoa M.R., Pinheiro S.S. 1991. O Hemigráben, do Tacutu: Uma estrutura Controlada pela Geometria do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. *Geociências*. UNESP. v.10. 119-130.
- Costa M.L. 1991. Aspectos Geológicos dos Lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*. 21.2: 146-160.
- Costa M.L. 2007. Introdução ao Intemperismo Laterítico e à Lateritização. C 5. 199-244. Prospecção Geoquímica. Depósitos Minerais Metálicos, não Metálicos, Óleo e Gás. CPRM.

- CPRM.1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. Superintendência Regional de Manaus, 166 p.
- Peter G. Chirico, Francis Barthélémy., François A. Ngbokoto . 2007. Alluvial Diamond Resource Potential and Production Capacity Assessment of the Central African Republic. Scientific Investigations Report 2010–5043
- Erel, Y., Harlavan Y., Blum, J.D. 1994. Lead isotope systematics on granitoid weathering. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 58, 5299-5306.
- Faure G. 1986. Principles of Isotope . 2ª Ed., John Wiley & Sons , New York, 599 p.
- Fraga L.M.B., Araújo R.V. de 1999a. Suíte Intrusiva Pedra Pintada. CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA. 20-X-B e NA.20-X-D, NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A, NA.21-V-C. Escala 1:500.000. Estado de Roraima.
- Fraga L.M.B., Araújo R.V. de 1999b. Suíte Intrusiva Serra da Prata. In: CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA. 20-X-B e NA.20-X-D, NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A, NA.21-V-C. Escala 1:500.000. Estado de Roraima.
- Fraga L.M.B., Macambira., M.J.B., Dall’Agnol R., Costa J.B.S. 2009. 1,94–1,93 Ga charnockitic magmatism from the central part of the Guyana Shield, Roraima, Brazil: Single-zircon evaporation data and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*. 27. 247–257.
- Frakes, L.A. and Kemp, E.M., 1972. Influence of continental positions on Early Tertiary climates. *Nature* 240: 97-100
- Franco E.M.S., Del’arco J.O., Rivetti M. 1975. Folha NA.20 Boa Vista e parte das Folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. Geomorfologia. Rio de Janeiro. DNPM. 139-180. (Levantamento de Recursos Naturais. 8).
- Hill, I.G., Worden, R.H., Meighan, I. G. 2000. Geochemical evolution of a paleolaterite: the Interbasaltic Formation, Northern Ireland. *Chemical Geology*, 166: 65-84.
- Kotschoubey, B., Truckenbrodt W., Calaf J.M.C. 2005. Evolução Geológica da Porção Meridional da Província Bauxitífera de Paragominas durante o Neógeno/Pleistoceno (Noroeste da Bacia do Grajaú, Nordeste do Pará e Extremo oeste do Maranhão)
- Lucas, Y. 1997. The bauxite of Juriti. In: Carvalho, A.; Boulangé, B.; Melfi, A. J. and Lucas, Y. Brazilian bauxites, USP/FAPESP/ORSTOM, Brazil. 107-136.
- Luzardo R., Reis N.J. 2001. O Grupo Caurane (Estado de Roraima): uma breve revisão litoestratigráfica. SBG/Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz. 7, Belém, Workshop II, 43-45.
- Maia M.A.M., Dantas M.E. 2002. Zoneamento Ecológico-Econômico da Região Central do Estado de Roraima. CPRM. V 1. cp IV. 21-34.
- Martins A.P.S. 2005. Estudo da Influência das Interações Físico-Químicas no Comportamento Mecânico de dois Solos Tropicais do Município de Ouro Preto – Mg. Dissertação de Mestrado. Pg 6.

- Melo V.F., Gianluppi D., Uchôa S.C.P. 2003. Características edafológicas dos solos do Estado de Roraima. Embrapa Roraima. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento, Ed.1.
- Meneses M.E., Silva Nunes da., Costa M.L., Costa J. A. V. 2007. Os Lagos do Lavrado de Boa Vista-Roraima: Fisiografia, Físico-Química das águas, mineralogia e química dos sedimentos. RBG. 37 (3): 478- 489.
- Migon P., Bergstrom K.L. 2002. Deep weathering through time in central and northwestern Europe: problems of dating and interpretation of geological Record. Catena 49. 25–40
- Milani J.E., Thomaz Filho A. 2000. Sedimentary Basins of South America: In Tectonic Evolution South America. Cordani E.G, Milani J.E., Thomaz Filho A. p 415.
- Pillans, B. 2007. Pre-Quaternary landscape inheritance in Australia. Journal of the Quaternary Sci., Vol. 22. 5. 439–447.
- Reimann, C.; Smith, D., Woodruff, L.G., Flem, B. 2011. Pb-concentration and Pb-isotope ratios in soils collected along an east-west transect across the United State. Applied Geochemistry 26, 1623-1631.
- Reis N.J. Fraga L.M. Farias M.S.G. Almeida M. E. 2003. Geologia do Estado de Roraima . Géologie de La France, n° 2-3-4, p 123.
- Reis N.J., Almeida M.E., Riker S. L e Ferreira A.L. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas. Texto Explicativo dos Mapas Geológicos e de Recursos Minerais do Estado do Amazonas. Escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Amazonas. CPRM. p 45
- Reis N.J., Faria M.S.G. de, Haddad R.C., Fraga L.M.B. 1999. Vulcanismo Calci-Alcalino Paleoproterozóico do Setor Oriental do Estado de Roraima – Escudo das Guianas. In: SBG, Simp. Vulc. Amb. Assoc., 1, Gramado, *Anais*, 78.
- Reis N.J., Faria M.S.G. de, Maia M.A.M. 2001. O Quadro Cenozóico da Porção Norte-Oriental do Estado de Roraima. In: Contribuição à Geologia da Amazônia. Klein E.L., Rosa-Costa Vasquez M.L., L.T. da. v. 3, SBG/Núcleo Norte, 261-317.
- Schwarz, T., 1997. Lateritic bauxite in central Germany and implications for Miocene palaeoclimate. Palaeogeography., Palaeoclimatology., Palaeoecology. 129, 37– 50.
- Silva M.G., Porsani M. 2006. Aplicação de balanceamento espectral e DMO. No processamento sísmico da Bacia do Tacutu. RBGf 24 (2): 273-290
- Tardy Y. 1992. Diversity and terminology of lateritic profiles . Weathering soil & paleosols. Chapter 15 . edited by I.P martini and W . Chesworth. Elsevier.
- Tardy y., Kobilsex B., Paquet H. 1991. Mineralogical composition and geographical distribution of African and Brazilian periatlantic laterites. The influence of continental drift and tropical aleoclimates during the past 150 million years and implications for India and Australia. *Journal of African Earth Sciences*. V. 12. N°. 1/2, pp. 283-295.
- Tardy, Y., Roquin, C., 1998. Dérive des continents Paléoclimats at alterations tropicales. Éditions BRGM. 473p.
- Taylor S.R., McLennan S.M. 1985. The continental Crust: its composition and evolution. An Examination of The Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Blackwell Scientific Publ. 312p.
- Toledo M. C. M., Oliveira S M B., Melfi A. J. 2000. Intemperismo e formação do Solo. Decifrando a Terra. C 8. 140-166.

Vaz P.T., Wanderley Filho J.R, Bueno G.V. 2007. Bacia do Tacutu. Boletim de Geociências da Petrobras. Cartas Estratigráficas. v. 15, nº 2. 289-297.