



UFAM

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

FRANCINELE VIEIRA DOS SANTOS

Dissertação apresentada junto ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geociências, área de concentração Geologia Regional

AS CROSTAS LATERÍTICAS DA REGIÃO CENTRAL DE RORAIMA – RR

Orientador: Prof^ª. Dr^ª. Adriana Maria Coimbra Horbe

MANAUS-AM
2011

“Intemperismo e as crostas lateríticas da região central de Roraima – RR”

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

Aprovada em 29 de junho de 2011.

BANCA EXAMINADORA



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



Prof.Dr. Marcondes Lima da Costa (UFPA)
Membro



Profa.Dra. Carolina Michelin de Almeida (UFAM)
Membro

Ficha Catalográfica
(Catalogação realizada pela Biblioteca Central da UFAM)

Santos, Francinele Vieira dos

S237i “Intemperismo e as crostas lateríticas da região central de Roraima – RR” / Francinele Vieira dos Santos. - Manaus: UFAM, 2011.
43 f.; il. color.

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

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

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

CDU 551.4(811.4)(043.3)

DEDICATÓRIA

Aos meus pais
Ana e Alerson

AGRADECIMENTOS

A Deus pela presença constante na minha vida e por me conceder a força necessária para realização desta dissertação.

A minha orientadora, prof^a. Dr^a. Adriana Maria Coimbra Horbe, pelo incentivo, confiança, paciência, sugestões e críticas imprescindíveis no desenvolvimento desta obra.

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

A CAPES pela concessão da bolsa de estudo.

A CPRM pelo apoio na obtenção de imagens de satélite e artigos científicos.

Aos colegas de mestrado Moeme Máximo, Esmael Pereira, Diego Lima, Érica Grazielle, André Tomaz, Andréa Cristina, Kletlen Viana, Renata Veras e Reginei Sá pelo incentivo e companheirismo.

A Dr^a Mireide Queiroz pelas dicas valiosas e pelos artigos científicos compartilhados.

A Dulcimar Conceição pela amizade e apoio nos trabalhos de campo, descrição de amostras e pela ajuda e incentivo constantes durante a realização deste trabalho.

Aos colegas Márcio Albuquerque e Rodrigo Tokuta pelo auxílio nas análises por difração de raios-X. A professora Dr^a Carolina Almeida pela ajuda nas análises por MEV.

Aos amigos Jarrier Honorato, Jorge Silva, Carlos Augusto, pelo incentivo e amizade.

As amigas, irmãs Marcicley Mota de Andrade, Maria Nazaré Viriato Avelino, Andreza Oliveira e Rosimar Alves Cirino pela amizade fundamental em todos os momentos.

A Maria Lenir Rodrigues, secretária do PPGEU/UFAM pelo apoio e também pela amizade. Aos técnicos do laboratório de laminação, Antônio Marcos Lima e Galco pela confecção de lâminas e preparação de amostras.

Aos meus irmãos, Ilson, Amarildo, Josias, Divaldo, Edilelson, Laelson, Elielson, Josinele, Francinete, Alelson e Francilene pelo incentivo e confiança. Meus sobrinhos pela alegria.

A todos que direta ou indiretamente contribuíram na realização deste trabalho.

EPÍGRAFE

*Nunca deixe que lhe digam:
Que não vale a pena
Acreditar no sonho que se tem
Ou que seus planos
Nunca vão dar certo
Ou que você nunca
Vai ser alguém...
Tem gente que machuca os
outros
Tem gente que não sabe amar
Mas eu sei que um dia
A gente aprende
Se você quiser alguém
Em quem confiar
Confie em si mesmo!...
Quem acredita
Sempre alcança...*

Renato Russo

RESUMO

As crostas lateríticas, que representam os relictos das transformações paleoclimáticas especialmente entre o Cenozóico e o Recente, permitem inferir as condições e a evolução do intemperismo na região intertropical da Terra. Na borda do Cráton das Guianas, região central de Roraima, se desenvolveu o Grabén do Tacutu, onde afloram crostas lateríticas. Essa área cratônica foi reativada no Plioceno o que propiciou intensa erosão ao tornar a região tectonicamente instável. Com o objetivo de determinar as implicações desse ambiente no intemperismo das rochas do embasamento do Cráton das Guianas, foi selecionada a região de Mucajaí onde ocorrem a Serra da Prata e com menor expressão a Serra da Moça. Essas feições de relevo fazem parte do Pediplano Rio Branco-Rio Negro, e seu entorno rebaixado, do Planalto Dissecado Norte da Amazônia. Foram estudadas as rochas, as crostas e os solos da região com base em levantamento de campo dos litotipos e na caracterização dos aspectos texturais, mineralógicos e geoquímicos. Foram analisados os óxidos maiores e menores (SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , CaO , MgO , TiO_2 , P_2O_5 , PF) os elementos traços (Mn, Zr, V, Ni, Cu, Zn, Sc, Co, Ga, Cr, Y, Th, Hf, Nb, Ta, Ba, Mo, Sr, Rb, Cs, U, W, As, Au, Ag, Hg, Ge, In, Li, Sb, Se, Te, Tl e ETR) e isótopos de Pb. As crostas lateríticas desenvolveram-se a partir de charnockitos, gabros, granitos e gnaisses. São do tipo protopisolíticas a pisolíticas no topo da Serra da Prata e vermiformes nas porções rebaixadas, ambas recobertas por solos argilo-arenosos marrom avermelhados. As crostas lateríticas são friáveis com abundante matriz argilosa, com predominância de goethita sobre hematita, e baixo conteúdo de gibbsita, portanto são pouco evoluídas, destacando-se apenas por seus conteúdos de Fe_2O_3 , PF, Co, Cr, Ga, Zn, Mn e W, enquanto as rochas se diferenciam pela associação SiO_2 , Na_2O , K_2O , Ba, Rb, Tl, Y, Mo, ETR (-La e Eu). Apesar das razões isotópicas de Pb indicarem que as crostas lateríticas tiveram proveniência a partir do charnoquito, os dados geoquímicos mostraram maior afinidade entre essas e as rochas mais abundantes (granito, charnoquito e gnaiss), devido suas similaridades químicas. O desenvolvimento destas crostas marca a evolução quaternária da paisagem após a reativação tectônica da região no Mioceno.

Palavras chaves: evolução da paisagem, crostas lateríticas, Cráton das Guianas.

ABSTRACT

The lateritic crusts, which represent the relict of paleoclimatic changes especially between the Cenozoic and the Recent, allow inferring the conditions and the evolution of weathering in the intertropical region of the Earth. At the edge of the Guianas Shield, in the central region of Roraima, where occur lateritic crusts outcropping, has developed the Graben of the Tacutu. It's reactivation in the Pliocene caused severe erosion what the region tectonically unstable. With the objective to determine the implications of that environment in the weathering of the basement rocks from the Guiana Shield, the region of Mucajai was selected to where it is situated the Serra da Prata and to a less extent the Serra da Moça. These relief features are inserted in the Piedmont Rio Branco-Rio Negro, and its surroundings lowered portion on the Dissected Plateau North of the Amazonas. Rocks, crusts and soils of the region were studied on basis of field survey of the lithotypes and their textural, mineralogical and geochemical characterization. The major oxides, the trace elements (Mn, Zr, V, Ni, Cu, Zn, Sc, Co, Ga, Cr, Y, Th, Hf, Nb, Ta, Ba, Mo, Sr, Rb, Cs, U, W, As, Au, Ag, Hg, Ge, In, Li, Sb, Se, Te, Tl and ETR) and the Pb isotopes were analyzed. The lateritic lithotypes developed from charnockites, gabbro, granites and gneisses. Crusts of protopisoliticas and pisoliticas types were formed at the top of the Serra da Prata and vermiform in the lower portions of the landscape which are cover by clay-sandy reddish brown soils. The crusts are immature, friables with abundant clay matrix, composed mainly of goethite and hematite, and low content of gibbsite. The rocks are distinguished by SiO₂, Na₂O, K₂O, Ba, Rb, Tl, Y, Mo, REE (La-and Eu) association, while the lateritic rocks by Fe₂O₃, PF, Co, Cr, Ga, Zn, Mn, W . There is a greater geochemical affinity between the crusts and soils with granite, charnockite and gneiss than with the gabbro, as they are the most abundant rocks and also because they have little chemical variation; however, the Pb isotopic ratios indicate provenance from the charnockite. The development of these crusts marks the Quaternary landscape evolution of the central portion of Roraima after the tectonic reactivation in the Miocene.

Keyword: landscape evolution, lateritic crust, Guiana Shield

SUMÁRIO

1- Introdução.....	12
1.1. Apresentação.....	12
1.2. Estado da Arte.....	12
1.2.1- Formações lateríticas no mundo.....	13
1.2.2- Características estruturais e texturais das formações lateríticas.....	15
1.2.3. Características estruturais e texturais das formações lateríticas na Amazônia.....	16
1.3- Objetivos.....	17
1.4-Localização e acesso.....	17
1.5- Geologia da área.....	17
1.5.1- Suíte Metamórfica Rio Urubu.....	19
1.5.2- Suíte Intrusiva Serra da Prata.....	19
1.5.3- Suíte Intrusiva Mucajaí.....	19
1.5.4. Aspectos petrográficos das rochas da região de Mucajaí.....	20
1.6- Geomorfologia, clima e vegetação.....	20
1.7- Materiais e Métodos.....	22
1.7.1- Procedimentos de amostragens, preparação de amostras e métodos analíticos.....	22
2- Resultados.....	23
2.1- Características geomorfológicas e litológicas.....	23
2.2. Características texturais e mineralógicas das crostas lateríticas.....	25
2.2.1- Crostas lateríticas do topo e meia encosta dos platôs.....	25
2.3- Crostas lateríticas dos vales.....	28
2.4- Composição mineralógica dos litotipos estudados.....	28
2.5- Composição química nas rochas, crostas lateríticas e solos.....	29
2.5.1- Óxidos maiores e menores.....	29
2.5.2- Elementos traços.....	30
2.5.3- Elementos terras raras.....	33
2.5.4- Isótopos de Pb.....	35
3- Discussão e Conclusões.....	36
Referências.....	40

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1- Mapa geológico simplificado da área de estudo (modificado da CPRM (1999)).....18
- Figura 2- Paisagem típica da área de estudo, destacando-se os platôs inseridos na unidade morfoestrutural Planalto Dissecado Norte da Amazônia, representados nesta imagem pela Serra da Prata e os vales no seu entorno correspondente ao Pediplano Rio Branco-Rio Negro.....21
- Figura 3- Aspectos fisiográficos da área: (A) Serra da Prata ao fundo, onde ocorrem as crostas protopisolíticas a pisolíticas e em primeiro plano a superfície rebaixada; (B) Serra da Moça ao fundo, onde ocorrem as crostas lateríticas com textura vermiforme e o horizonte concrecionário e em primeiro plano a superfície de aplainamento; (C) afloramento de crostas lateríticas no topo da Serra da Prata; (D) Afloramento de crostas lateríticas na encosta da Serra da Prata; (E) afloramento de crostas lateríticas na encosta da Serra da Moça; (F) horizontes concrecionários que ocorrem sobre as crostas CV2 e CP2.....24
- Figuras 4- Crostas ferruginosas com textura protopisolítica a pisolítica dos platôs da Serra da Prata: (A) Detalhe de pisólito com núcleo poroso de hematita vermelha e goethita com quartzo, caulinita e gibbsita subordinadas apresentando fino córtex de goethita marrom; (B) Detalhe de pisólito microporoso alongado com núcleo de hematita vermelha e quartzo com caulinita subordinada e fino córtex de goethita marrom; 2) Crostas protopisolíticas a pisolíticas da encosta da Serra da Prata: (C) Detalhe de pisólito com núcleo composto de goethita marrom, caulinita e quartzo com múltiplos córtex de goethita marrom-amarelada e (D) Detalhe de pisólito com núcleo de hematita vermelha e múltiplos córtex de goethita amarela.....26
- Figura 5-Imagem de microscopia eletrônica de varredura de crosta protopisolítica a pisolítica da encosta da Serra da Prata: A) Pisólito com núcleo micro-poroso constituído por hematita, goethita e caulinita envolto por córtex formado por multicamadas de goethita amarela; B) Detalhe dos grãos de quartzo do núcleo do pisólito.....27
- Figura 6- Crostas ferruginosas com textura vermiforme: (a) predominância de matriz caulínica e goethítica e (b) canais e poros bordejados por córtex de goethita.....28
- Figura 7- Padrão de distribuição dos elementos-traços normalizados pela crosta continental superior de Taylor e McLennan (1985).....32
- Figura 8- Padrão de distribuição dos ETRs normalizados aos condritos de Taylor e McLennan (1985) nas amostras.....34
- Figura 9- Diagrama de correlação das razões isotópicas $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ nas amostras.....36
- Figura 10- Diferenciação geoquímica dos tipos litológicos estudados na análise da componente principal (F1 versus F2 e F2 versus F3).....39

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Fórmula e composição química percentual de cada mineral determinado minerais.....	23
Tabela 2- Composição mineralógica, em % em peso das crostas e solos.....	28
Tabela 3- Composição química dos óxidos maiores, em % para os materiais estudados.....	29
Tabela 4- Concentração dos elementos traços nos materiais estudados em ppm e Ag, Hg e Au em ppb.....	31
Tabela 5- Concentração dos elementos terras raras nos materiais estudados.....	34
Tabela 6- Concentrações e razões isotópicas de Pb.....	35

1. Introdução

1.1. Apresentação

Intemperismo é o conjunto de modificações de ordem física, química e biológica a que estão submetidos todos os materiais expostos a superfície ou que estão localizados na zona de intemperismo, ou seja, na faixa de atuação deste fenômeno. Juntamente com a erosão, tectônica e o vulcanismo, o intemperismo é responsável pela modelagem da superfície terrestre (Toledo *et al.* 2000).

Os principais produtos dos processos intempéricos são os lateritos e os solos. Os lateritos são rochas formadas pelo intemperismo tropical e paleotropical a partir de qualquer tipo de rocha exposta à superfície ou próximo a ela e também de lateritos preexistentes (Costa 2007). Em virtude da sua ampla ocorrência na Amazônia e pela sua importância como marcadores paleoclimáticos e paleoambientais foram escolhidos para serem estudados nesta dissertação de mestrado, que investigou a atuação dos processos intempéricos, atuantes sobre as rochas da Serra da Prata, Serra da Moça e áreas circunvizinhas, localizadas no município de Mucajaí, no estado de Roraima. Essa região foi reativada no Plioceno o que propiciou intensa erosão e truncamento de perfis, tornando-se assim uma área chave para o entendimento da evolução intempérica durante o Quaternário. Este estudo também teve como objetivo contribuir para o entendimento da relação genética entre os materiais lateríticos e as rochas da região.

1.2. Estado da Arte

O termo laterito foi usado, primeiramente por Buchanan em 1807 para designar um material avermelhado apropriado para construção de casas (Coelho *et al.* 2001), mas a comunidade científica só reconheceu a sua importância nas últimas décadas em virtude das descobertas de depósitos minerais associados aos perfis lateríticos. Muitos pesquisadores têm publicado trabalhos sobre o tema, entre eles, Aleva (1979); Costa e Sá (1980); Kotschoubey & Truckenbrodt (1981); Costa (1982); Kronberg *et al.* (1982); Truckenbrodt *et al.* (1982); Rao (1987); Freyssinet *et al.* (1989); Bardossy & Aleva (1990); Angélica (1991); Angélica & Costa (1991); Costa (1991); Gray *et al.* (1992); Tardy (1992); Angélica & Costa (1993); Beauvais & Colin (1993); Costa (1993); Angélica (1996); Angélica *et al.* (1996); Beauvais & Roquim (1996); Costa & Araújo (1996); Boulangé & Carvalho (1997); Costa (1997); Costa *et al.* (1997); Kotschoubey *et al.* (1997); Lucas (1997); Costa *et al.* (1999); Horbe & Costa (1999); Costa *et al.* (2004); Horbe & Costa (2005); Souza & Kotschoubey (2005).

McFarlane (1976) definiu lateritos como sendo materiais pobres em álcalis e alcalinos terrosos, compostos secundariamente de óxidos e hidróxidos de ferro e hidróxido de alumínio.

Para Schellmann (1983), os lateritos são produtos de intenso intemperismo de rochas subaéreas, onde os teores de Fe e/ou Al são os mais elevados e os de Si os mais baixos em relação à rocha-mãe caulinizada. Prince *et al.* (1997) também concordam que os lateritos são produtos de intenso intemperismo subaéreo e que consistem predominantemente de assembléia mineral de goethita, hematita, hidróxido de alumínio, caulinita e quartzo. Ollier (1991) preferiu denominar os lateritos de saprólito mosqueado de coloração avermelhada presente em perfis de intemperismo. Tardy (1992) aplica o termo laterito a todos os produtos de intenso intemperismo onde a razão $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ não exceda a requerida para caracterizar o quartzo e a caulinita.. Para Costa (2007), eles são produtos geológicos resultantes dos processos de lateritização, ou seja, rochas formadas pelo intemperismo tropical e paleotropical a partir de qualquer tipo de rocha exposta à superfície dos terrenos ou próximos desta, identificados por meio de perfis lateríticos, denominados de formações lateríticas. Durante o intemperismo a alteração da rocha gera materiais heterogêneos que definem de acordo com sua estrutura e textura, horizontes denominados da base para o topo de rocha-mãe, saprólito, mosqueado, crosta e solo.

1.2.1. Formações lateríticas no mundo

A alteração intempérica é um fenômeno geral na superfície terrestre. Considerando as zonas climáticas da terra, distinguem-se dois domínios de alteração intempérica: a) climas frios e úmidos, onde a alteração é controlada e discreta; os perfis são rasos e o solo abrange toda a sua extensão (Ferrari 1996). Nestes perfis, são sempre encontrados minerais primários alteráveis (não decompostos) e os processos de neoformação são discretos; b) climas quentes e úmidos (zona intertropical), onde a alteração é intensa, afetando todos os minerais passíveis de alteração. Nestas condições os processos de neoformação são dominantes e os perfis alcançam grandes espessuras.

As maiores extensões de coberturas lateríticas do globo encontram-se nas regiões tropicais (Tardy *et al.* 1988; Tardy *et al.* 1991; Tardy & Roquin 1992). Formações lateríticas encontradas fora de seu contexto climático ou ambiental têm sido descritas na África, América do Sul, e ainda no sudeste da Austrália (Vitoria e Tasmânia 35-42° S), na latitude de 55° N na Europa (Irlanda do Norte e Alemanha) e nos estados de Oregon e Wisconsin (40-45° N) nos Estados Unidos e têm sua gênese atribuída a condições paleoambientais favoráveis a formação de crostas lateríticas ao contrário das condições climáticas atuais.

Os perfis lateríticos da África Central exemplificam bem os perfis encontrados em regiões onde predominam climas quentes e úmidos (Braucher *et al.* 1998). Neste continente as coberturas lateríticas foram intensivamente desenvolvidas do Paleógeno ao presente em

virtude da estabilidade das áreas cratônicas, permitindo o surgimento de duas principais seqüências lateríticas: 1) lateritos com histórias de intemperismo isovolumétrico simples (baixo grau de poligenismo textural) e 2) lateritos com histórias complexas de formação relacionadas às variações nas condições ambientais (alto grau de poligenismo textural).

Segundo Beauvais & Tardy (1993), as crostas ferruginosas da África Central marcam três domínios geográficos: (1) domínio Sahelian no norte submetido a clima tropical árido onde crostas ferruginosas estão desmanteladas devido a processos de erosão mecânica (Leprun 1977); (2) domínio de floresta no sul, sob influência de clima tropical úmido, onde as crostas ferruginosas são desmanteladas por mecanismos químicos (Nahon *et al.* 1989); e (3) domínio de transição entre os domínios anteriores, onde as crostas ferruginosas são desenvolvidas sob a influência de clima tropical com média pluviométrica anual de 1200 a 1800 mm (Tardy 1993).

Na Índia os lateritos foram largamente desenvolvidos desde o final do Cretáceo e durante o Paleoceno. Na época da separação da América do Sul e África, a Índia também se separou do Gondwana, rotacionando-se e movendo-se para norte (Kumar 1986). Do final do Triássico ao Cretáceo o clima do continente indiano evoluiu de quente e seco para quente e úmido, de modo que a partir do Paleógeno as condições climáticas da Índia foram favoráveis a lateritização. Normalmente as formações lateríticas ocorrem na forma de crosta ou como extensos mantos de solos lateríticos (Roy Chowdhury *et al.* 1965).

A Austrália, onde as formações lateríticas são encontradas em aproximadamente 20% do continente (Tardy *et al.* 1991) é um exemplo de materiais lateríticos encontrados fora de seu contexto climático ou ambiental atual. Segundo Pillans (2008) isso se deve ao fato de que este continente esteve exposto a um clima quente e úmido que prevaleceu do Paleoceno ao Mioceno que favoreceu o processo de lateritização no continente. De acordo com Tardy *et al.* (1991) o continente australiano alcançou relativa estabilidade tectônica no final do Jurássico, mas sua configuração atual foi desenvolvida durante o Paleógeno. Durante o Cretáceo, a Austrália se separou do continente africano e se moveu para a latitude de 25° norte e foi afetada por uma rotação dextral de 70°, com isso importantes variações climáticas foram geradas devido à fragmentação do Gondwana e pela mudança de circulação oceânica para sul e desenvolvimento de um sistema de corrente do círculo polar. A partir de então um clima quente e úmido prevaleceu, favorecendo o aparecimento dos lateritos do continente.

Outro exemplo de ocorrência de crostas lateríticas fora do seu contexto climático e ambiental pode ser observado na Europa central, onde um cinturão com espessas crostas lateríticas datando do Cretáceo superior ao Terciário inferior estende-se da Bretanha e do Maciço central até Ucrânia e Cazaquistão (Störr *et al.* 1977) (Berner 1994).

1.2.2. Características estruturais e texturais das formações lateríticas

Os lateritos são distintos dos outros tipos de rochas em virtude da sua diferenciação em horizontes (Costa 1997). Nos perfis típicos o horizonte saprolítico é geralmente a parte inferior do perfil de intemperismo e ainda guarda o *fabric* original do material parental (Anand & Paine 2002). Este horizonte pode ser individualizado em duas zonas: saprocha ou saprólito grosso (inferior), onde menos de 20% dos minerais primários encontram-se intemperizados e saprólito fino (superior), que apesar de ainda preservar a estrutura da rocha-mãe e o seu volume original apresenta aproximadamente 80% dos minerais primários já intemperizados (Anand & Paine 2002).

O mosqueado é o horizonte de transição entre o saprólito e a crosta laterítica, representa segregações macroscópicas de zonas esbranquiçadas ou acinzentadas e zonas mais avermelhadas e/ou amareladas que diferem da matriz (Anand & Paine 2002). Essas segregações podem ter limites nítido, distinto ou difuso. Representa uma zona de ampla formação de plasma mineral, rico em caulinita e quartzo. Neste horizonte ocorre o mascaramento ou até mesmo o desaparecimento completo das feições texturais e estruturais da rocha-mãe, assim como a diminuição do seu volume e o aparecimento de porosidade e de manchas de óxi-hidróxidos de ferro (hematita e goethita). De acordo com Nahon (1991), pode ainda ocorrer a formação de nódulos ferruginosos devido ao acúmulo de óxi-hidróxidos de ferro. Este horizonte ocorre logo acima do horizonte saprolítico e, é constituído essencialmente de argilominerais.

Acima do horizonte mosqueado encontra-se a crosta laterítica, que representa materiais intemperizados cimentados por ferro, que podem ser autóctones, maduros ou imaturos (Costa 2007). Ela é a parte mais endurecida e mais densa do perfil laterítico devido à formação e recristalização de minerais de ferro. É encontrada normalmente no topo dos perfis, em geral sob a forma de rocha dura e densa. Sua coloração é marrom-avermelhada e apresenta arcabouço composto por agregados de nódulos, concreções, pisólito e oólitos de óxi-hidróxidos de ferro cimentados por fosfatos e/ou hidróxidos de ferro e alumínio, originando um material tipo conglomerado; fragmentos e pseudo-fragmentos de material ferruginoso (como oxi-hidróxidos) com cimento igual ao anterior, descrevem material brechóide (Anand & Paine 2002).

Beauvais & Roquin (1996) estudando perfis lateríticos localizados no escudo africano descreveram quatro tipos texturais de crostas lateríticas de acordo com a nomenclatura proposta por Tardy (1993): maciças, protonodulares, protopisolíticas e vermiformes. As crostas com textura maciça são formadas por matriz hematítica endurecida de coloração

avermelhada, com fina porosidade, entretanto não apresentam nódulos ou elementos geométricos definidos, enquanto nas protonodulares ocorre o predomínio de nódulos de hematita de coloração avermelhada, e matriz argilo-ferruginosa levemente endurecida cortada por pequenos vazios. Este fácies pode exibir bordas de goethita ao redor da matriz na qual pode ocorrer gibbsita disseminada. As protopisolíticas apresentam protopisólitos de hematita de coloração avermelhada de aproximadamente 1 cm de diâmetro contornados por borda e córtex de goethita imersos em matriz argilo-ferruginosa vermelho-amarelada.

Microscopicamente, apresentam desenvolvimento de gibbsita secundária na matriz e nos poros, além de mostrarem ilmenita reliquiar com feições de dissolução parcial. As crostas vermiformes caracterizam-se, essencialmente por uma matriz marrom-amarelada composta por uma mistura micro-cristalina de caulinita e goethita, com domínios de hematita de poucos centímetros de diâmetro e quartzo reliquiar. A matriz ferruginosa é interceptada por uma densa rede de canais centimétricos e túbulos, que são freqüentemente preenchidos com matriz argilosa fina de coloração esbranquiçada e, delineado por núcleos de goethita marrom. Em menor grau aparecem, concreções manganésíferas composta principalmente de litioforita.

1.2.3. Características estruturais e texturais das formações lateríticas na Amazônia

Costa (1991, 2007) classifica os lateritos em maduros e imaturos, com base em suas feições geológicas, mineralógicas e geoquímicas. Os maduros ou evoluídos, em geral, apresentam-se sob a forma de platôs ou morros e são perfis mais desenvolvidos, com grande variedade de texturas e estruturas singenéticas, e amplo espectro de espécies minerais (Costa 1991). Estes perfis são compostos dos seguintes horizontes do topo para a base: solo, crosta ferruginosa, horizonte bauxítico e/ou de fosfatos de alumínio, horizonte argiloso e o saprolítico.

A crosta ferruginosa encontra-se normalmente no topo do perfil, sob a forma de rocha dura e densa, de coloração marrom-avermelhada. É formada por agregados de nódulos, concreções e esferólitos vermelhos de óxi-hidróxidos de ferro, cimentados por fosfatos e/ou hidróxidos de alumínio, brancos e amarelos, ou pode ser formada, ainda por fragmentos marrom-avermelhados, de óxi-hidróxidos de ligados entre si por finos córtex microcristalinos que formam um padrão pisolítico. O horizonte bauxítico e/ou de fosfatos de alumínio, encontra-se sob a crosta ferruginosa. É uma rocha amarela, de creme a vermelha, formada por blocos centimétricos a métricos, nódulos e esferólitos imersos em matriz argilo-arenosa. Localmente, forma uma camada dura (crosta aluminosa), constituída basicamente de hidróxidos (bauxita) e/ou fosfatos de alumínio.

Os perfis imaturos ocorrem nos relevos recentes, quase planos, são menos evoluídos e diferenciam-se por não apresentarem o horizonte bauxítico e por um horizonte concrecionário ferruginoso (Costa 1991). Estes perfis têm três horizontes característicos: horizonte ferruginoso, horizonte mosqueado e horizonte saprolítico. O horizonte ferruginoso que ocorre na porção superior do perfil e, é formado por nódulos, concreções, esferólitos e fragmentos constituídos de óxi-hidróxidos de ferro em matriz argilosa ou por uma crosta constituída de óxi-hidróxidos de ferro.

1.3. Objetivos

Com vista a aprofundar o conhecimento sobre a lateritização na Amazônia investigou-se a atuação dos processos intempéricos nas rochas do *Craton* das Guianas, na região de Mucajaí, próximo ao Gráben do Tacutu. Essa região foi reativada no Plioceno o que propiciou intensa erosão e truncamento de perfis, tornando-se assim uma área chave para o entendimento da evolução intempérica durante o Quaternário. Este estudo também teve como objetivo contribuir para o entendimento da relação genética entre os materiais lateríticos e as rochas da região.

1.4. Localização e acesso

A área estudada compreende a parte centro-sul do estado de Roraima, localizada no extremo norte do território brasileiro, aproximadamente 50 km ao sul da capital Boa Vista. Está limitada pelas coordenadas 1°57'55" e 2°21'50" de latitude norte e 60°59'10" e 61°16'15" de longitude oeste (Figura 1) e compreende parte do município de Mucajaí. As principais vias de acesso a região são as rodovias federais BR-174 e BR-210 e vicinais que cortam a área.

1.5. Geologia da área

A região estudada está localizada na porção sul do Escudo das Guianas, no Domínio Guiana Central, representada por três unidades litológicas do Paleo e Mesoproterozóico: Suíte Metamórfica Rio Urubu, Suíte Intrusiva Serra da Prata e Suíte Intrusiva Mucajaí (Figura 1) (Reis *et al.* 2003). As rochas ortoderivadas estão agrupadas na Suíte Metamórfica Rio Urubu, de idade paleoproterozóica, que engloba um conjunto de biotita e biotita-hornblenda-gnaisses e metagranitóides (Fraga 2002). As rochas charnoquíticas com subordinados quartzo mangeritos, quartzo jotunitos e quartzo sienitos distribuídos em corpos alongados descritas neste domínio, são sin-cinemáticas, têm idades entre 1934 e 1943 Ma e pertencem à Suíte

Intrusiva Serra da Prata. Os granitóides e gnaisses estão incluídos na Suíte Intrusiva Mucajaí, de idade Mesoproterozóica (Fraga 2002).

A região estudada foi submetida a eventos tectônicos decorrentes da instalação da Bacia do Tacutu, ocasionada pela movimentação de corpos rochosos e soerguimento de rochas granulíticas da base da crosta ocorridos em função da estruturação geral do Cinturão Guiana Central (Costa *et al.* 1991).

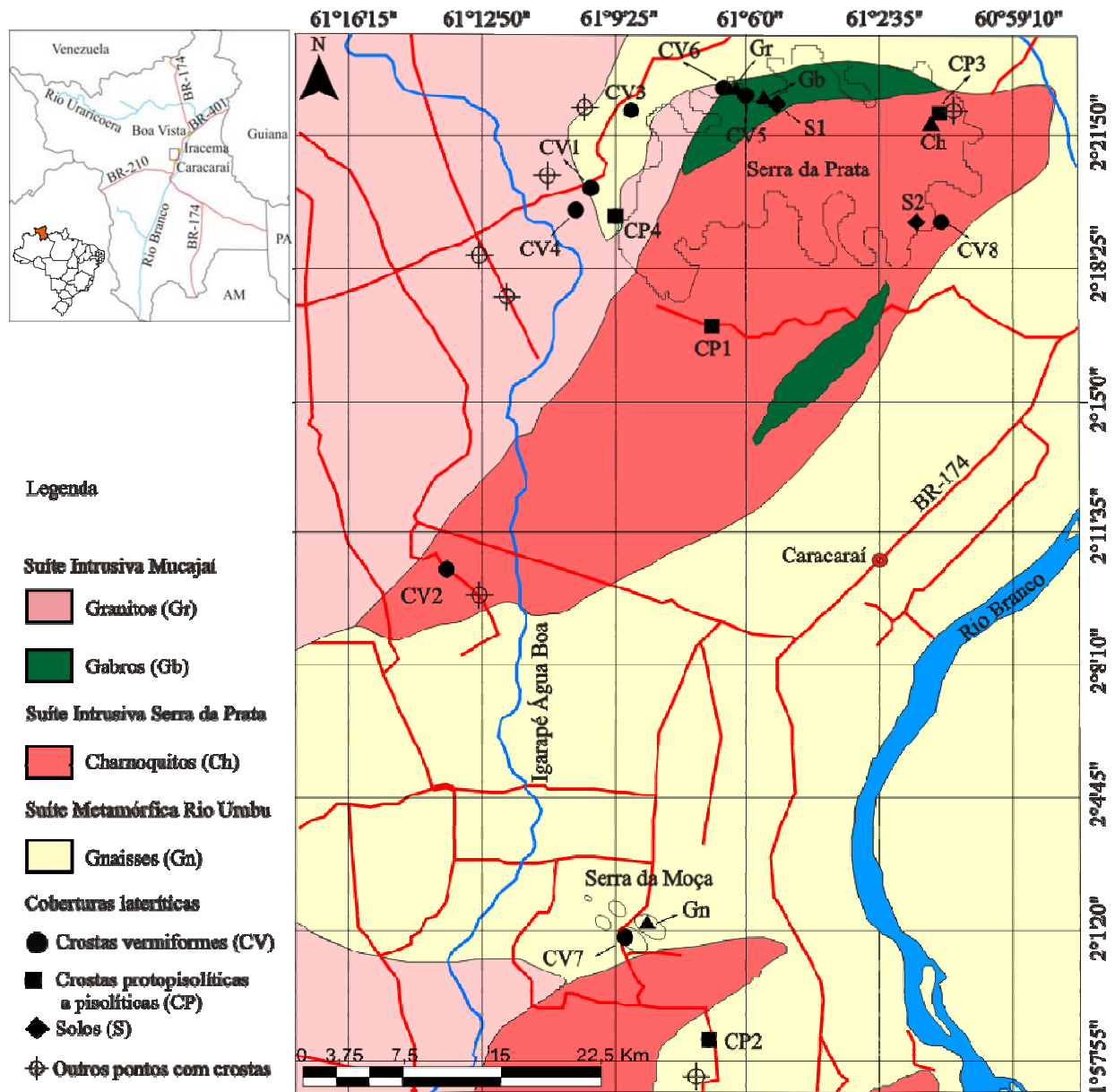


Figura 1-Mapa geológico simplificado da área de estudo (modificado da CPRM (1999)).

A bacia do Tacutu tem 4500 km², esta associada a um sistema de rifte NE-SW com 300 Km de extensão e 30 a 50 km de largura preenchida por 7.000 m de sedimentos e rochas vulcânicas do Jurássico ao Recente (Milani & Thomaz Filho 2000). O desenvolvimento desta bacia tem relação direta com a reativação de estruturas pré-cambrianas e mesozóicas. Durante o Cenozóico houve rearranjo estrutural e sua inversão e o desenvolvimento de falhas reversas,

anticlinais e estruturas em flor. Durante o Plioceno houve nova fase de subsidência e a retomada da sedimentação (Milani & Thomaz Filho 2000). Esse processo de sedimentação teve como fonte as rochas do entorno da bacia de modo que as serras remanescentes, como a Serra da Prata e da Moça, são os relictos desse processo.

1.5.1. Suíte Metamórfica Rio Urubu

Esta suíte envolve grande parte dos litotipos caracterizados como orto-gnaisses tipo Rio Urubu que corresponde a biotita e biotita-hornblenda gnaisses e inclui subordinadas lentes de quartzo-mangeritos e quartzo-jotunitos gnáissicos e leucognaisses aflorantes na região do rio homônimo (Fraga *et al.* 1994). Exibem foliação desenvolvida sob condições de temperatura da fácies anfibolito. Os biotita e biotita-hornblenda-gnaisses (graníticos a tonalíticos), são freqüentemente ocelares e variam até metagranitóides porfiríticos com foliação pouco pronunciada.

1.5.2. Suíte Intrusiva Serra da Prata

Inclui rochas charnockíticas (sienogranitos a monzogranitos), alcalifeldspato-charnoquitos, hiperstênio-quartzo-sienitos, quartzo-mangeritos e quartzo-jotunitos. Apresentam coloração cinza-amarronzada, em geral com tonalidades muito escuras nos quartzo-mangeritos e quartzo-jotunitos. Exibem, megacristais de feldspatos entre 5 e 30 mm, por vezes arredondados, distribuídos em matriz composta por quartzo, feldspatos e minerais máficos (Fraga, 2002). Ainda, segundo Fraga (2002), ocorrem, subordinadamente, tipos porfiríticos com matriz fina e esparsos megacristais de feldspatos, apresentando diferentes assembléias de minerais máficos, que devem representar diques ou bordas de resfriamento, além de granitóides desprovidos de ortopiroxênio.

Na área de estudo, as rochas desta suíte englobam, além dos termos já descritos por Fraga *et al.* (1997), rochas gabróicas descritas por Andrade & Veras (2009). Segundo estes autores as rochas gabróicas afloram no flanco noroeste da Serra da Prata, são melanocráticas acinzentadas, com textura equigranular fanerítica fina a média, compostas de plagioclásio, piroxênio e opacos.

1.5.3. Suíte Intrusiva Mucajaí

Foi designada, inicialmente por Brandão & Freitas (1994) para os granitóides rapakivi encontrados na região de Mucajaí. Posteriormente Fraga & Araújo (2000), descreveram para esta suíte, granitóides a biotita e hornblenda com composição sienogranítica, quartzo-sienítica ou monzogranítica e subordinados quartzo-monzonitos. Andrade & Veras (2009) descreveram

os granitos rapakivi desta suíte como sendo rochas leucocráticas com coloração creme, compostas por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino e máficos.

1.5.4. Aspectos petrográficos das rochas da região de Mucajaí

As rochas presentes na área são gabros e charnoquitos agrupadas à Suíte Intrusiva Serra da Prata, as rochas graníticas da Suíte Intrusiva Mucajaí e as gnáissicas da Suíte Metamórfica Rio Urubu (Figura 1). As rochas charnoquíticas afloram na Serra da Prata, no sudoeste da área de estudo e ao sul da Serra da Moça. São rochas de coloração cinza escura, granulação média, compostas por quartzo (46%), K-feldspato (21%), plagioclásio (16%), anfibólios (7%), piroxênio (5%) e biotita (5%) como acessório (Chagas *et al.* 2009). As rochas gabróicas que afloram na borda norte e nordeste da Serra da Prata são melanocráticas acinzentadas, com textura equigranular fanerítica fina a média, compostas por 47% de plagioclásio, 33% de clinopiroxênio, 5% de ortopiroxênio e 13% de opacos, além de 2% de acessórios (apatita e biotita) (Andrade & Veras 2009). As rochas graníticas ocorrem a oeste da área e noroeste da Serra da Prata, são leucocráticas de coloração creme, com textura fanerítica grossa, apresentam pórfiros arredondados de até 6 cm de feldspato alcalino podendo ou não apresentar borda de albita com 0,5 cm de espessura (textura *rapakivi*). Estas rochas são compostas de feldspato alcalino (64%), quartzo (22%), hornblenda (12%) e acessórios (zircão e apatita) (2%). As rochas gnáissicas afloram a norte, nordeste e sudeste da Serra da Moça, e, portanto a sul e sudeste da Serra da Prata e apresentam textura fanerítica média a fina, coloração creme avermelhada, constituídas mineralogicamente por microclínio (30%), plagioclásio (25%), anfibólio (15%), quartzo (15%), biotita (10%) e opacos (5%) (Souza *et al.* 2009). Detalhes sobre a geologia e petrografia das rochas da área são tratados nos trabalhos de mapeamento geológico dos discentes de Geologia da Universidade Federal do Amazonas (Andrade & Veras 2009; Souza *et al.* 2009).

1.6. Geomorfologia, clima e vegetação

Na área de estudo reconhece-se duas unidades de relevo distintas: as serras e as áreas rebaixadas que representam o seu entorno (Figura 2). No domínio das serras destaca-se a Serra da Prata, uma estrutura circular de topo plano, e serras menores como a da Moça. Estão inseridas na unidade morfoestrutural Planalto Dissecado Norte da Amazônia, que tem cotas entre 300 e 600 m de altitude em relação ao nível do mar (Maia & Dantas 2002). Tem configuração descontínua, apresenta colinas com vales encaixados e relevos tabulares com encostas ravinadas mantidas por crostas lateríticas (Franco *et al.* 1975). As áreas rebaixadas representam o relevo suave com cotas regionais baixas, que variam de 87 metros de altitude,

nas drenagens mais representativas, a 140 m, próximos às grandes elevações. Fazem parte do Pediplano Rio Branco-Rio Negro (Corrêa *et al.* 1975), que ocupa a maior extensão da área estudada. É uma superfície de aplainamento sobre as rochas precambrianas do Complexo Guianense (migmatitos, gnaisses e granitos), sedimentos inconsolidados da cobertura sedimentar paleógena a pleistocênica (cascalhos, areias, silte, argilas, arenitos, siltitos, argilitos e lentes de turfa) e lateritos (Franco *et al.* 1975).

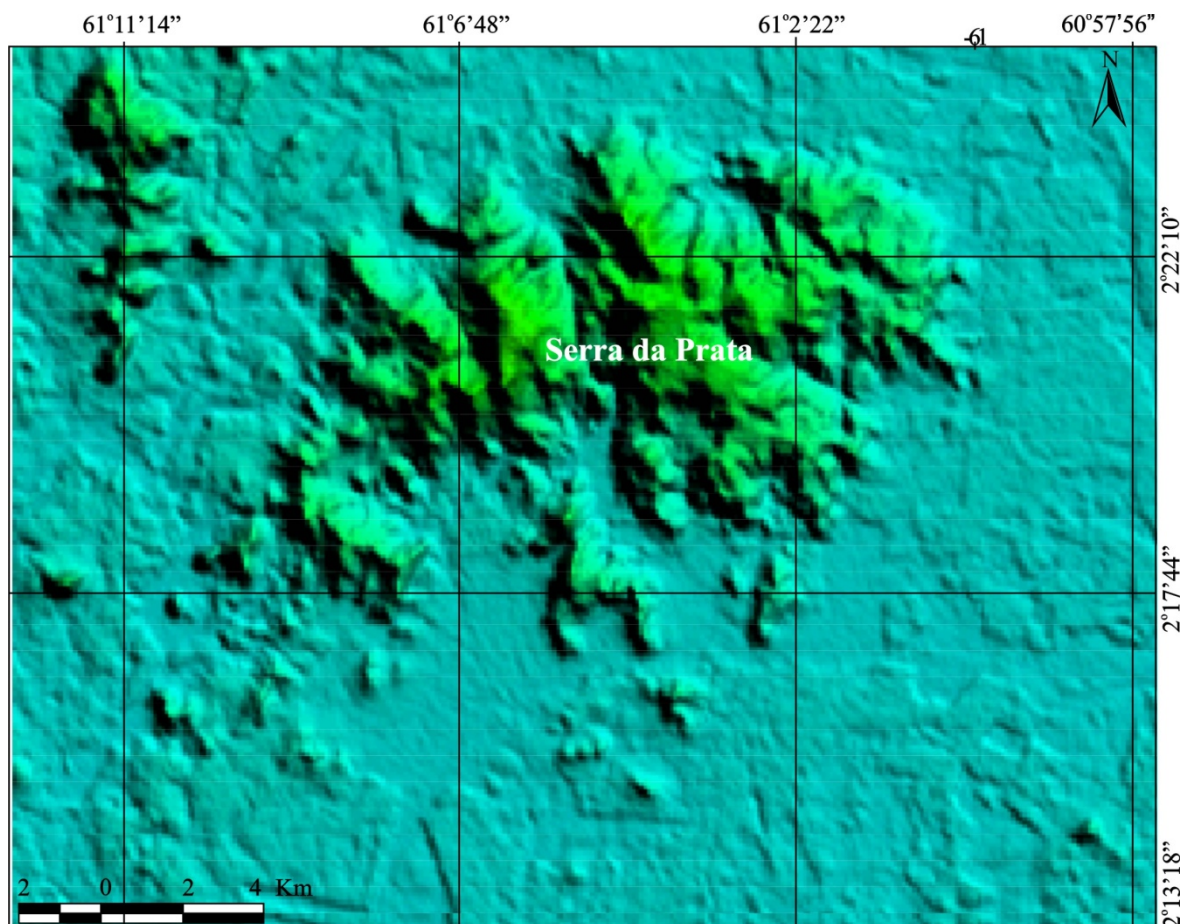


Figura 2-Imagem de satélite que mostra a paisagem típica da área de estudo, destacando-se os platôs inseridos na unidade morfoestrutural Planalto Dissecado Norte da Amazônia, representados nesta imagem pela Serra da Prata e os vales no seu entorno correspondente ao Pediplano Rio Branco-Rio Negro (CPRM 1999).

Ambas as unidades fazem parte do domínio morfoclimático dos planaltos dissecados, que representa a zona de transição entre a floresta densa ao sul e o cerrado a norte. Possui manchas de floresta densa, desenvolvida sobre latossolos amarelos ou vermelhos em meio ao domínio de savanas, com argissolos vermelho-amarelo e no extremo norte solos litólicos (Corrêa *et al.* 1975).

O clima da região é do tipo Am de acordo com a classificação de Köppen, caracterizado por ser quente e úmido, com precipitação abundante durante quase o ano inteiro, e temperatura média no mês mais frio nunca inferior a 18°C.

1.7. Materiais e métodos

1.7.1. Procedimento de amostragem, preparação de amostras e métodos analíticos

O trabalho foi desenvolvido com base em observações de campo e em análises texturais, mineralógicas e químicas dos litotipos lateríticos. Os levantamentos de campo foram realizados em veículo do Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas (UFAM) em duas etapas. Na primeira etapa realizada em fevereiro de 2009, foi feito o reconhecimento dos afloramentos das formações lateríticas existentes, enquanto na segunda executada em setembro do mesmo ano foi feita a descrição e amostragem de crostas e solos, além da descrição macroscópica de todas as amostras coletadas, num total de 45.

Após as etapas de campo, as dezoito amostras mais representativas, foram secas e pulverizadas no laboratório de Laminação da UFAM e enviadas ao Laboratório Acme Analytical Laboratories LTD, em Vancouver, no Canadá para análises químicas e de isótopos de Pb. Os elementos maiores e menores (SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O , Na_2O , CaO , MgO e P_2O_5) foram determinados por ICP-AES, após fusão com LiBO_2 , e a PF foi obtida pela diferença entre o peso inicial da amostra e seu peso final após o aquecimento a 1000°C ; os traços (Mn, Zr, V, Ni, Cu, Zn, Sc, Co, Ga, Cr, Y, Th, Hf, Nb, Ta, Ba, Mo, Sr, Rb, Cs, U, W, As, Au, Ag, Hg, Ge, In, Li, Sb, Se, Te, Tl, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) foram analisados por ICP-MS, também após fusão com LiBO_2 e os isótopos de Pb também foram analisados por ICP-MS após digestão por água régia.

Os estudos mineralógicos de rocha total foram realizados por difratometria de raios-X no Laboratório de Difração de raios-X da UFAM no pó resultante do processo de pulverização das amostras. As amostras foram colocadas em lâminas próprias de inox e levado ao difratômetro, modelo XRD 6000 da SHIMADZU onde foi irradiado por tubo de cobre. Os espectros de difração foram obtidos no intervalo de 5° a 60° (2θ) em aproximadamente 30 minutos e foram comparados com um banco de dados informatizado de minerais comuns, de acordo com a composição previamente conhecida dos materiais analisados.

O percentual mineralógico das amostras foi obtido por cálculo estequiométrico de cada mineral (Tabela 1) a partir de dados de difração de raios-X e análises químicas dos óxidos maiores, de acordo com as etapas seguintes: para as amostras onde estão presentes a caulinita e o quartzo e a gibbsita esta ausente, o Al_2O_3 foi atribuído a caulinita, o que permitiu determinar o percentual de SiO_2 necessário para formá-la e, por diferença do conteúdo total obtido na análise química, determinou-se o teor de quartzo nas amostras. Nas amostras em que estão presentes caulinita, gibbsita e quartzo, o cálculo teve início com atribuição de um

determinado percentual de SiO₂ para o quartzo baseado na intensidade da reflexão 26°(2θ); o teor de SiO₂ obtido pela diferença do conteúdo da análise química e do valor conferido ao quartzo é atribuído a caulinita, isso permitiu estimar o percentual de Al₂O₃ necessário para formá-la; com isso foi possível determinar o conteúdo de Al₂O₃ necessário para calcular a gibbsita pela diferença do conteúdo de Al₂O₃ total da análise química e do necessário para calcular a caulinita. Todo o conteúdo de Fe₂O₃ foi atribuído a goethita e hematita sem, no entanto, definir a percentual referente a cada um desses minerais, assim como todo o TiO₂ foi atribuído ao anatásio ou rutilo, visto que não foi possível definir qual destes está presente nas amostras.

Análises químicas e imagens (eletromicrografias) foram obtidas em microscópio eletrônico de varredura (MEV) da Fei modelo QUANTA 250/detector Centaurus equipado com detector de elétrons secundários e retroespalhados e com sistema de espectroscopia de raios-X do laboratório de Técnicas Mineralógicas do Departamento de Geologia da UFAM. Foram utilizadas dez amostras de aproximadamente 1x1 cm metalizadas com ouro e montadas em suportes metálicos (stubs). O feixe de elétrons incidente interage com a superfície da amostra e permitiu a visualização da imagem e microanálises químicas quantitativas.

Tabela 1-Fórmula e composição química percentual de cada mineral determinado

Minerais	Composição centesimal
Quartzo, SiO ₂	SiO ₂ =100%
Caulinita, Al ₂ O ₃ (SiO ₂) ₂ .2H ₂ O	Al ₂ O ₃ = 39,5%; SiO ₂ =46,49%; H ₂ O= 14,01%
Gibbsita, Al(OH) ₃	Al ₂ O ₃ = 65,37%; H ₂ O= 34,63%
Goethita+ hematita, Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ =100%
Anatásio/rutilo, TiO ₂	TiO ₂ =100%

O fracionamento dos ETR (La/Yb)_N, assim como as razões Ce/Ce* e Eu/Eu* foram calculadas em relação ao condrito de Taylor & McLennan (1985), sendo as duas últimas obtidas através das equações 1 e 2.

$$\text{Eu/Eu}^* = [(\text{Eu}/0,087) / (\sqrt{(\text{Sm}/0,231) * (\text{Gd}/0,306)})] \quad (1)$$

$$\text{Ce/Ce}^* = [(\text{Ce}/0,957) / (\sqrt{(\text{La}/0,367) * (\text{Pr}/0,137)})] \quad (2)$$

2. Resultados

2.1. Características geomorfológicas e litológicas

As serras da Prata e da Moça constituem dois *inselbergs*, elaborados sobre rochas precambrianas, que interrompem a monotonia do aplainamento do Pediplano Rio Branco-Rio Negro. A Serra da Prata (Figuras 1, 2 e 3A) é formada por um conjunto de serras que constituem uma estrutura com forma geral circular com aproximadamente 17 km de diâmetro e 500 m de altitude em relação ao nível do mar. A Serra da Moça (Figuras 1 e 3B), localizada

mais ao sul da área estudada, compreende cinco corpos colinosos com menos de 1 km de diâmetro com topos convexos e altitudes entre 180 a 200 m.



Figura 3-Aspectos fisiográficos da área: (A) Serra da Prata ao fundo, onde ocorrem as crostas protopisolíticas a pisolíticas e em primeiro plano a superfície rebaixada; (B) Serra da Moça ao fundo, onde ocorrem as crostas lateríticas com textura vermiforme e o horizonte concrecionário e em primeiro plano a superfície de aplainamento; (C) afloramento de crostas lateríticas no topo da Serra da Prata; (D) Afloramento de crostas lateríticas na encosta da Serra da Prata; (E) afloramento de crostas lateríticas na encosta da Serra da Moça; (F) horizontes concrecionários que ocorrem sobre as crostas CV2 e CP2.

As crostas ferruginosas encontram-se, geralmente *in situ* no topo da Serra da Prata, onde também ocorre rocha próxima a quebra da topografia, e na serra Moça, exceto na colina mais a nordeste que se diferencia das demais pelo afloramento de gnaíse ao longo de toda sua extensão. Crostas também ocorrem nas zonas rebaixadas ou na forma de blocos rolados nas encostas. A falta de cortes de estrada impede a observação dos demais horizontes do perfil. As crostas apresentam dois tipos de textura de acordo com suas feições petrográficas e sua localização no terreno: protopisolíticas a pisolítica e vermiforme. As crostas com textura protopisolíticas a pisolíticas estão presentes majoritariamente nas áreas mais elevadas (Figura 3C) e nas encostas (Figura 3D) da Serra da Prata (CP1, CP3 e CP4), a exceção da CP2 que encontra-se em relevo mais baixo ao sul da Serra da Moça, enquanto aquelas com textura

vermiforme estão nos terrenos mais arrasados (CV1 a CV6 e CV8) e na Serra da Moça (CV7) (Figura 3E).

Nódulos e pisólitos soltos são raros, encontrados apenas sobre as crostas CV2 e CP2. Formam horizonte concrecionário de até 0,3 m de espessura, são marrom-avermelhados com diâmetro de 0,5 a 2,5cm (Figura 3F). Possuem núcleo poroso, formado predominantemente por goethita marrom, hematita vermelha, quartzo e caulinita dispendo de fino córtex de goethita marrom-avermelhado a marrom-amarelado.

Latossolos marrom-vermelhados a marrom-amarelados de poucos centímetros até 1m de espessura ocorrem sobre as crostas. Apresentam estrutura friável, textura argilo-arenosa e são constituídos de caulinita, quartzo, goethita, hematita e gibbsita.

2.2. Características texturais e mineralógicas das crostas lateríticas

2.2.1. Crostas lateríticas do topo e meia encosta dos platôs

As crostas lateríticas protopisolítica a pisolítica do topo e da meia encosta da Serra da Prata têm cor marrom, são compostas essencialmente de goethita+hematita, onde se individualizam pisólitos avermelhados porosos ou micro-porosos, alongados à subarredondados com 0,2 a 2,2 cm de diâmetro e fino córtex de goethita marrom. Os pisólitos porosos (Figura 4A) têm predominância de goethita marrom, enquanto nos de textura micro-porosa (Figura 4B) prevalece hematita vermelha. Estas crostas apresentam como mineralogia secundária quartzo, caulinita, gibbsita e anatásio/rutilo. Os canais e poros destas crostas revestidos de goethita marrom são, geralmente preenchidos por matriz argilosa marrom-amarelada, predominante quartzosa e caulínica, além de conter goethita e secundariamente hematita vermelha.

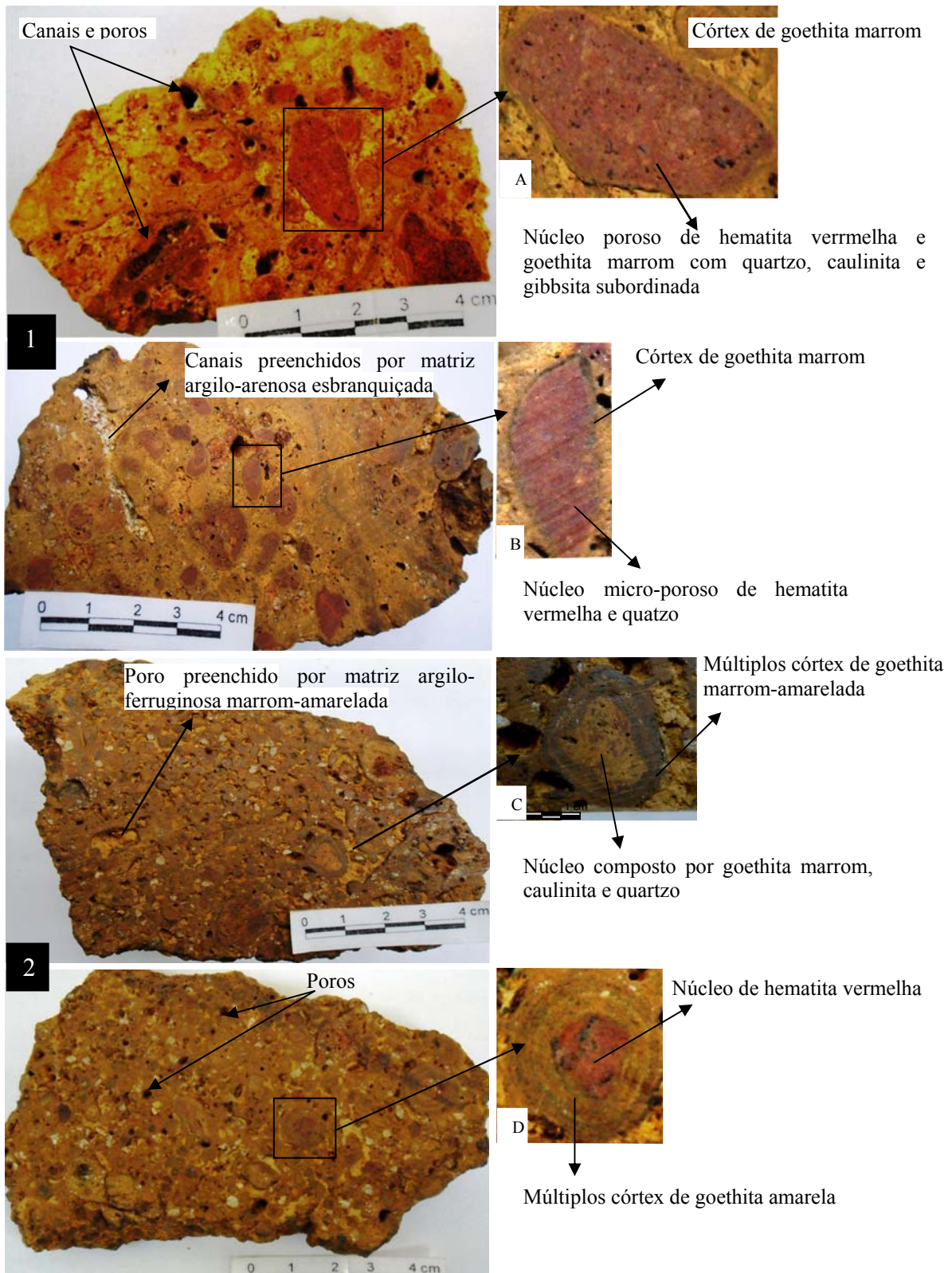


Figura 4- Crostas ferruginosas com textura protopisolítica a pisolítica dos platôs da Serra da Prata: (A) Detalhe de pisólito com núcleo poroso de hematita vermelha e goethita com quartzo, caulinita e gibbsita subordinadas apresentando fino córtex de goethita marrom; (B) Detalhe de pisólito microporoso alongado com núcleo de hematita vermelha e quartzo com caulinita subordinada e fino córtex de goethita marrom; 2) Crostas protopisolíticas a pisolíticas da encosta da Serra da Prata: (C) Detalhe de pisólito com núcleo composto de goethita marrom, caulinita e quartzo com múltiplos córtex de goethita marrom-amarelada e (D) Detalhe de pisólito com núcleo de hematita vermelha e múltiplos córtex de goethita amarela.

As crostas protopisolíticas a pisolíticas das encostas da Serra da Prata se diferenciam das do topo apenas por sua coloração mais avermelhadas. Nestas crostas, além dos tipos de pisólitos encontrados nas do topo da Serra da Prata, ocorrem outros com núcleo de goethita marrom (Figura 4C). Estes são subarredondados têm 0,3 a 1,2 cm de diâmetro e a mesma mineralogia encontrada para os pisólitos das crostas do topo, porém diferem destes pela presença de múltiplos córtex de goethita marrom-amarelada de até 0,3 cm de espessura (Figura 4C). Outra diferença entre estas crostas se refere aos pisólitos com núcleo de hematita vermelha que nas crostas das encostas são bem arredondados e apresentam múltiplos córtex de goethita amarela de até 0,6 cm de espessura (Figura 4D). O pisólito em destaque da figura 5 foi analisado por microscopia eletrônica de varredura e evidenciou ainda mais o padrão em múltiplas camadas do córtex de goethita amarela (Figura 5A) presente nas crostas da encosta da Serra da Prata e mostra também grãos de quartzo imersos na matriz argiloso-ferruginosa (Figura 5B).

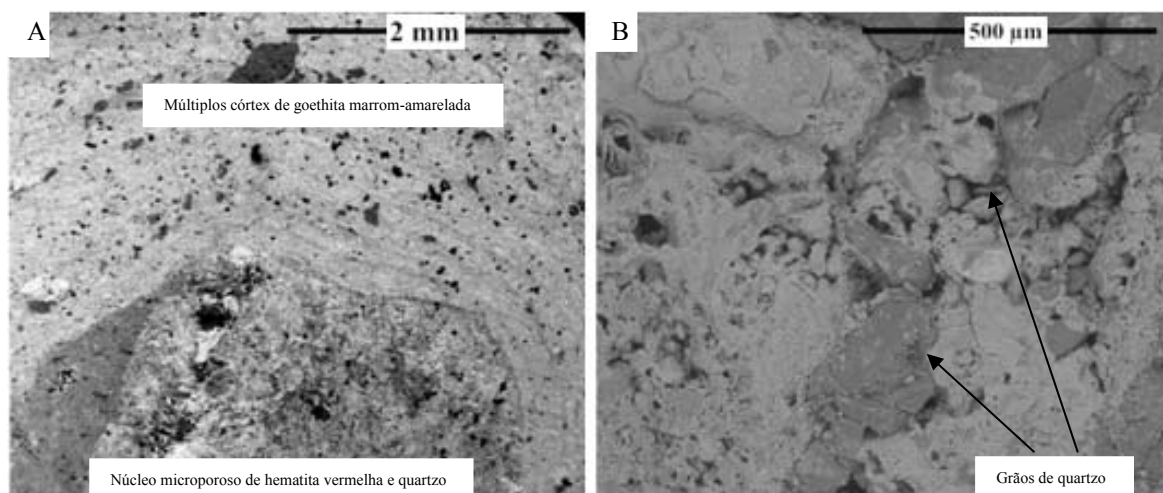
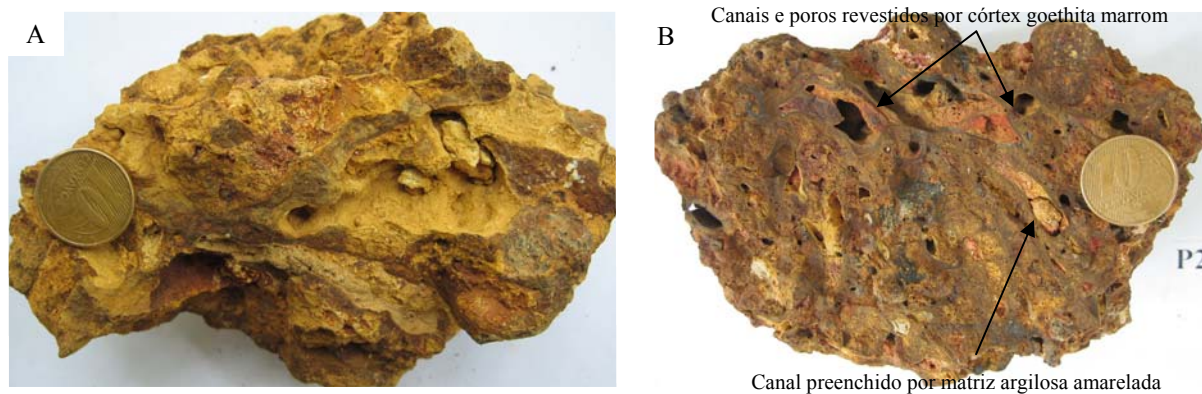


Figura 5-Imagem de microscopia eletrônica de varredura de crosta protopisolítica a pisolítica da encosta da Serra da Prata: A) Pisólito com núcleo micro-poroso constituído por hematita, goethita e caulinita envolto por córtex formado por multicamadas de goethita amarela; B) Detalhe dos grãos de quartzo do núcleo do pisólito.

2.3. *Crostas lateríticas dos vales*

As crostas que ocorrem predominantemente nas áreas rebaixadas são colunares, e caracterizadas por arcabouço vermiforme marrom-avermelhado e abundante matriz amarelada (Figura 6A, B) composta por caulinita, quartzo e goethita. São, na maioria dos casos, bastante friáveis e se desfazem com facilidade. As mais endurecidas e ferruginosas possuem canais e poros revestidos de goethita marrom. Estas crostas são compostas majoritariamente por goethita, hematita, quartzo, caulinita e gibbsita subordinada.



Figuras 6-Crostas ferruginosas com textura vermiforme: (A) predominância de matriz caulínica e goethítica e (B) canais e poros bordejados por córtex de goethita.

2.4. Composição mineralógica dos litotipos estudados

A goethita+hematita ocupam entre 39 e 75% do volume total das crostas, especialmente nas vermiformes da base da Serra da Prata (CV5, CV6 e CV8) onde representam entre 72% e 75% da composição mineralógica total (Tabela 2). O quartzo, em teores, geralmente mais baixos (4 a 51%), mostra correlação negativa com goethita+hematita. Ocorre ainda, entre 4% e 16% de caulinita, mas na crosta vermiforme (CV7) da Serra da Moça o teor é um pouco mais elevado (21%). Gibbsita e anatásio/rutilo são bem menos abundantes, o primeiro entre 3% e 9% e o segundo entre <1% e 4%.

Os solos são menos ferruginosos em comparação com as crostas, apresentam goethita+hematita entre 37% e 43%, enquanto o quartzo é mais elevado (23 a 42%). A caulinita também é mais expressiva nos solos (15% e 17%), assim como o anatásio/rutilo (5% e 7%), enquanto a gibbsita não foi detectada no solo sobre o gabro (S1).

Tabela 2- Composição mineralógica, em % em peso das crostas e solos.

Mineralogia	Crostas vermiformes (CV)								Média CV	Crostas protopisolíticas a pisolíticas (CP)				Média CP	Solos	
	1	2	3	4	5	6	7	8		1	2	3	4		1	2
Goethita+hematita	66	67	52	55	72	74	57	75	65	39	67	62	61	57	37	43
Quartzo	12	13	33	28	4	5	17	8	15	51	7	14	18	23	42	23
Caulinita	10	10	9	8	16	11	21	7	12	4	16	11	10	10	15	17
Gibbsita	8	9	5	8	7	9	3	9	7	4	7	9	9	7	<1	10
Anatásio/rutilo	3	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	3	<1	2	4	<1	3	5	7
Total	99	99	99	99	99	99	98	99	99	98	99	100	98	99	99	100

2.5. Composição química nas rochas, crostas lateríticas e solos

2.5.1. Óxidos maiores e menores

A química dos elementos maiores e menores (SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , CaO , MgO , TiO_2 , P_2O_5) e a PF está representada na tabela 3. O conteúdo de SiO_2 das rochas varia entre 48,46% e 69,56% e é mais significativo no gnaiss e no charnoquito (Tabela 3). O Al_2O_3 apresenta conteúdo similar entre elas, varia entre 14,11% e 14,87% e o Fe_2O_3 atinge no máximo 14,33% no gabro. K_2O , Na_2O , CaO , MgO têm teores abaixo de 5%, exceto o gabro com 10,31% de CaO e 7,01% de MgO . Os demais óxidos (TiO_2 , P_2O_5) e a PF estão presentes em teores abaixo de 2%.

As crostas lateríticas têm, em relação às rochas, até quatro vezes mais Fe_2O_3 (de 33,05 a 61,36% e de 4,20 a 14,33%, respectivamente), porém seus conteúdos de SiO_2 que variam entre 12,31% e 47,94%, são apenas uma vez e meia menor que os das rochas (de 48,46% a 69,56%). Os teores de Al_2O_3 , com média de 14,36%, são próximos aos encontrados nas rochas. A perda ao fogo, praticamente insignificante nas rochas (0,2% a 0,4%), alcança até 13,8% nas crostas, TiO_2 e P_2O_5 estão, em geral, acima dos valores das rochas (entre 0,57% e 1,5% de TiO_2 e entre 0,05% e 0,14% de P_2O_5) e os álcalis abaixo de 0,03%.

Não há diferenças químicas marcantes entre os tipos de crostas (Tabela 3), entretanto algumas amostras se diferenciam das demais por apresentarem conteúdos discrepantes. Dentre elas as vermiformes mais silicosas (entre 29,90% e 34,90%) que ocorrem na área dos gnaisses (CV3 e CV7) e dos granitos (CV4), são as menos ferruginosas (entre 40,79% e 43,51%), enquanto nas demais SiO_2 e Fe_2O_3 tem padrão inverso, isto é são menos silicosas e mais ferruginosas (entre 12,31% e 19,44% de SiO_2 e entre 51% e 61,36% de Fe_2O_3). Nas crostas protopisolítica a pisolíticas a relação é a mesma e dentre elas apenas a sobre o charnoquito (CP1) tem SiO_2 mais alto (47,94%) e o Fe_2O_3 mais baixo (33,05%).

Tabela 3- Composição química em % para os litotipos estudados.

Óxidos	Rochas				Crostas vermiformes (CV)								Média CV	Crostas protopisolíticas a pisolíticas (CP)				Média CP	Solos		MC
	Ch	Gb	Gr	Gn	1	2	3	4	5	6	7	8		1	2	3	4		1	2	
SiO_2	62,31	48,46	62,68	69,56	18,7	19,44	34,9	29,77	15,57	13,85	29,9	12,31	21,81	47,94	18,67	20,53	23,45	27,65	32,46	29,95	65,90
Al_2O_3	14,87	14,85	14,68	14,11	14,84	15,62	11,55	12,84	16,65	15,03	17,34	13,57	14,68	7,69	17,08	14,86	15,23	13,72	20,3	18,66	15,20
Fe_2O_3	6,98	14,33	7,19	4,2	51,00	51,96	40,79	43,51	51,13	55,95	41,75	61,36	49,68	33,05	49,98	47,44	47,11	44,4	20,01	29,45	4,50
K_2O	4,51	0,53	3,83	4,97	<0,10	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-	<0,01	0,02	0,02	0,02	-	0,39	0,04	3,36
Na_2O	3,08	2,27	3,07	3,00	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-	0,12	<0,01	3,90
CaO	4,28	10,31	4,57	2,10	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	-	<0,01	0,02	<0,01	0,02	-	0,91	0,07	4,20
MgO	2,32	7,01	2,42	0,74	<0,11	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-	0,02	<0,01	0,02	<0,01	-	1,04	0,07	2,21
TiO_2	0,66	1,50	0,85	0,57	2,63	0,50	1,34	0,93	1,13	1,01	0,68	0,88	1,14	1,31	1,89	2,48	0,85	1,63	2,71	4,96	0,65
P_2O_5	0,14	0,05	0,14	0,12	<0,1	0,09	0,12	0,20	0,24	0,21	0,06	0,15	0,15	0,28	0,19	0,16	0,18	0,2	0,07	0,06	0,15
PF	0,4	0,2	0,2	0,3	12,1	12	10,8	12,1	14,7	13,2	10,0	11,4	12,04	9,1	11,7	13,8	12,5	11,78	21,4	16,2	-
Total	99,37	99,51	99,63	99,67	99,6	99,67	99,54	99,39	99,46	99,30	99,77	99,71	99,56	99,42	99,57	99,33	99,38	99,43	99,41	99,47	

Ch=charnoquito; Gb=gabro; Gr=granito e Gn=gnaisse; MC= média da crosta continental superior de Taylor e McLennan (1985)

O TiO_2 tem teor baixo (0,50% a 1,89%) nas crostas lateríticas, mas a protopisolítica a pisolíticas CP3 (2,48% de TiO_2) e a vermiforme CV1 (2,63% de TiO_2) têm teores duas vezes mais elevados que nas demais crostas. Assim como o TiO_2 , o P_2O_5 também permite diferenciar as crostas vermiformes (CV5 e CV6) sobre o gabro e o granito, respectivamente com 0,24% e 0,21% respectivamente de P_2O_5 e a CV4 (0,20%), sobre o granito do restante das crostas vermiformes. Estas três amostras somam quase o dobro dos teores de P_2O_5 deste tipo de crosta, assemelhando-se às crostas protopisolítica a pisolíticas (Tabela 3).

O conteúdo de Fe_2O_3 nos solos é maior que nas rochas, porém inferior ao das crostas, varia entre 20,01% e 29,45%, enquanto o Al_2O_3 , entre 18,66% e 20,3% é mais elevado que nas rochas e crostas. A perda ao fogo (16,2% e 21,4%) e TiO_2 (2,71% e 4,96%) são significativamente mais elevados nos solos que no restante dos tipos litológicos e o P_2O_5 está entre os mais baixos (0,06% e 0,07%).

2.5.2. Elementos traços

Os diferentes tipos litológicos demonstram padrões de comportamento distintos para os elementos traços, mas de um modo geral têm concentrações elevadas em Ba, Cr, Mn, V e Zr e podem ser distribuídos em geral em 4 grupos: 1) mais concentrados nas rochas: Ba, Cs, Li, Rb e Sr, Y; 2) mais concentrados nas crostas: Ag, As, Cr, Ge, Mo, Nb, Pb, Sb, além desses Cu, Ga, Hg, In, Mn, Sc, V que são mais concentrados tanto nas crostas como nos solos; 3) os com distribuição heterogênea: Au, Co, Hf, Ni, Se, Ta, Th, W, U, Zn, Zr.

Dentre as rochas, o charnoquito é marcado por ter as maiores concentrações em Ba e Y, o gabro em Co, Cu, Ni e V e pela menor de Zr, enquanto o gnaiss se destaca por teores mais elevados em Cr, Cs, Mn, Rb, Th e U. O granito é quimicamente mais similar ao charnoquito.

Apesar das crostas se diferenciarem das rochas, elas mostram pequenas diferenças químicas individualmente e entre os grupos (Tabela 4). As concentrações médias de Cr, Mn e V são mais elevadas nas crostas protopisolíticas a pisolíticas, enquanto as de Ag e Hg nas vermiformes. Contudo, apesar desse padrão geral, há algumas diferenças entre as crostas vermiformes, a CV1 sobre o granito tem mais Nb (109 ppm) e a CV7 sobre o gnaiss mais Ag (1285 ppm); na CV 4 sobre o granito tem mais V (1771 ppm), assim como a CV5 sobre o gabro (1622 ppm), enquanto a CV6 sobre o granito destaca-se por tem mais Ba e Mn (482 ppm e 2326 ppm, respectivamente). Entre as protopisolíticas a pisolíticas, a CP1 e CP3, sobre o charnoquito têm mais Mn (1138 e 1423 ppm respectivamente), inclusive esta última

também tem V elevado (1262 ppm); sobre o gnaiss destacam-se ainda a CP2 e a CP4 pelas maiores concentrações de Ag (257 ppm) e V (1840 ppm), respectivamente.

Apesar de não haver diferença química marcante entre as crostas e os solos, estes são quimicamente diferentes entre si, o S1, próximo a zona de ocorrência do gabro, tem mais Ba, Cr, Li, Mn e Ni aproximando-se do máximo encontrado nas crostas e o S2 sobre os charnoquitos tem mais V e Zr. Os demais elementos têm concentrações similares entre os dois solos.

Tabela 4- Concentração dos elementos traços nos materiais estudados em ppm e Ag, Hg e Au em ppb.

Elem.	Rochas				Crostas vermiformes (CV)								Média CV	Crostas protopisolíticas a pisolítica (CP)				Média CP	Solos		MC
	Ch	Gb	Gr	Gn	1	2	3	4	5	6	7	8		1	2	3	4		1	2	
Ag	13	16	14	24	189	709	120	79	211	118	1285	95	351	28	257	28	31	86	29	39	50
As	0,9	0,4	0,4	5,7	0,8	2,3	1,8	2,5	2,8	0,8	3,2	1,3	1,9	5,1	0,5	1,6	1,5	2,18	0,4	0,3	1,5
Au	1,1	0,4	0,8	0,6	0,4	2,4	1,2	0,4	0,4	0,4	0,9	1,0	0,9	0,4	1,1	1,3	0,5	0,83	0,6	0,4	1,8
Ba	1005	173	817	789	45	7	7	18	79	482	4,0	8	81	193	36	92	34	89	372	43	550
Co	17	57	18	6,4	12	2,3	13	15	28	40	2,6	8,1	15	47	7,3	50	16	30	90	28	17
Cr	56	115	47	318	212	166	386	602	377	189	138	141	276	330	324	534	441	407	196	65	83
Cs	3,8	0,3	0,8	17	0,1	<0,10	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	-	0,2	<0,1	<0,1	0,1	-	0,3	<0,1	4,6
Cu	27	87	26	11	58	30	100	190	173	193	16	60	103	82	81	202	226	148	79	83	25
Ga	20	18	17	17	28	27	18	24	38	21	51	20	28	13	28	28	30	25	24	30	17
Ge	<0,2	<0,2	<0,2	0,3	0,4	0,6	0,3	0,2	0,2	0,4	1,5	1,4	0,6	0,2	0,7	0,4	0,4	0,43	<0,2	<0,2	1,6
Hf	12	1,7	8,3	8,5	9,7	10	16	11	6,7	6,6	14	4,8	9,83	16	5	17	5,9	11	5,5	9,3	5,8
Hg	10	10	10	10	116	245	41	19	567	48	437	89	195	16	209	40	10	69	69	47	0,1
In	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,14	0,17	0,11	0,19	0,21	0,06	0,39	0,07	0,2	0,11	0,12	0,15	0,17	0,14	0,07	0,17	50
Li	23	2,2	1,7	37,6	<0,2	<0,2	<0,2	0,4	0,3	0,7	<0,2	<0,2	-	0,9	<0,2	0,3	0,7	-	6,6	0,6	20
Mn	195	94	56	249	173	135	88	190	615	2326	43	97	458	1138	364	1423	444	842	2297	708	600
Mo	0,55	0,1	0,55	1,56	3,46	3,8	3,63	9,86	3,39	1,92	11,49	1,79	4,92	3,35	1,24	2,84	5,73	3,29	0,19	0,53	1,5
Nb	27	2,4	14	17	109	13	20	15	10	9	22	6,3	25	17	10	26	9,4	15	9,7	17	12
Ni	38	103	25	2	30	2	2	36	58	41	21	24	27	38	30	70	59	49	149	43	44
Pb	7,68	0,51	0,36	7,07	26	40	27	47	27	21	24	16	28	27	33	45	43	37	7,12	14	17
Rb	151	7,3	102	242	7,3	1,9	0,7	1	0,5	0,7	1,1	0,4	1,7	1,1	1,1	1,2	1,5	1,23	8,7	1,3	112
Sb	0,09	<0,04	<0,04	0,5	0,07	0,48	0,13	0,22	0,44	0,19	0,17	0,1	0,2	0,24	0,06	0,19	0,16	0,16	<0,04	<0,04	0,2
Sc	18	43	19	4	64	69	57	83	80	62	36	58	64	28	83	69	94	69	50	63	14
Sr	132	142	149	123	3,5	2,3	1,8	1,1	1,7	1,9	1,0	1,2	1,8	1,8	3,8	1,4	0,7	1,9	29	4,4	350
Ta	1,4	0,2	0,7	1,3	7,3	0,9	1,3	1	0,6	0,7	1,3	0,3	1,7	1,0	0,5	1,4	0,6	0,9	0,6	1,0	1,0
Th	8,1	0,3	1,7	116	51	46	11	22	5,3	5,3	60	4,4	26	5,4	7,2	5,1	22,4	10,03	1,4	3,4	10,7
U	1,6	0,1	0,8	27,9	15,5	7,2	7,4	13	2,9	2,1	3,9	1,3	6,7	3,7	2,1	2,6	12	5,0	0,5	1,1	2,8
W	1	<0,5	<0,5	1,6	4,8	1,8	0,7	0,6	0,7	0,6	0,8	<0,5	1,4	<0,5	1	0,7	0,5	0,7	<0,5	0,6	2
V	86	352	109	34	678	486	1,024	1771	1622	660	368	709	787	792	997	1262	1840	1223	425	937	107
Y	46	23	29	22	5,0	5,5	9,1	17	13	13	3,1	3,7	8,6	15	4	12	15	12	23	10	22
Zn	46	24	24	60	26	12	57	45	124	54	6,3	21	43	89	20	111	77	74	72	54	71
Zr	499	51	314	293	329	365	554	374	254	233	464	167	342	562	168	660	206	399	203	354	190
Rb/Sr	1,15	0,05	0,68	1,96	2,09	0,83	0,39	0,91	0,29	0,37	1,10	0,33	0,94	0,61	0,29	0,86	2,14	0,64	0,30	0,30	0,32
Th/Co	0,47	0,01	0,10	18,17	4,41	19,78	0,90	1,45	0,19	0,13	23,15	0,54	1,71	0,12	0,99	0,10	1,38	0,34	0,02	0,12	0,63

Ch=charnoquito; Gb=gabro; Gr=granito e Gn=gnaisse; elementos abaixo do limite de detecção: B<40 ppm; Be<2,5 ppm; Bi<0,13 ppm; Cd<10 ppm; Pd<20 ppb; Pt<10 ppb; Re<3 ppm; Se< 1,5 ppm; Sn<4 ppm; Te< 0,1 ppm e Tl<0,23 ppm; MC= média da crosta continental superior de Taylor e McLennan (1985).

Em relação à crosta continental superior de Taylor & McLennan (1985) evidenciam-se as diferenças entre todos os tipos litológicos estudados (Figura 7). O padrão geral é de empobrecimento em Ag, As, In e Se. Contudo, entre os tipos de rocha, o charnoquito é o menos diferenciado em relação à crosta continental e mantém semelhança com o gnaiss, o gabro o mais diferenciado com Co, Sc e V enriquecidos e o Zr e Ba empobrecidos, enquanto o granito tem a maioria dos elementos empobrecidos.

Ba, Cs, Y, Rb e Sr das crostas lateríticas mostram, empobrecimento acentuado quando normalizados em relação a crosta continental superior (Figura 7) ao contrário das rochas. As

crostas vermiformes se diferenciam das protopisolíticas a pisolíticas por seus teores mais elevados de Cu e Mo. Os solos têm padrão de fracionamento similar às crostas, contudo há diferenças químicas entre eles, o S1 é enriquecido em Co, Cr e Mn e empobrecido em Hf, Nb que estão enriquecidos no S2.

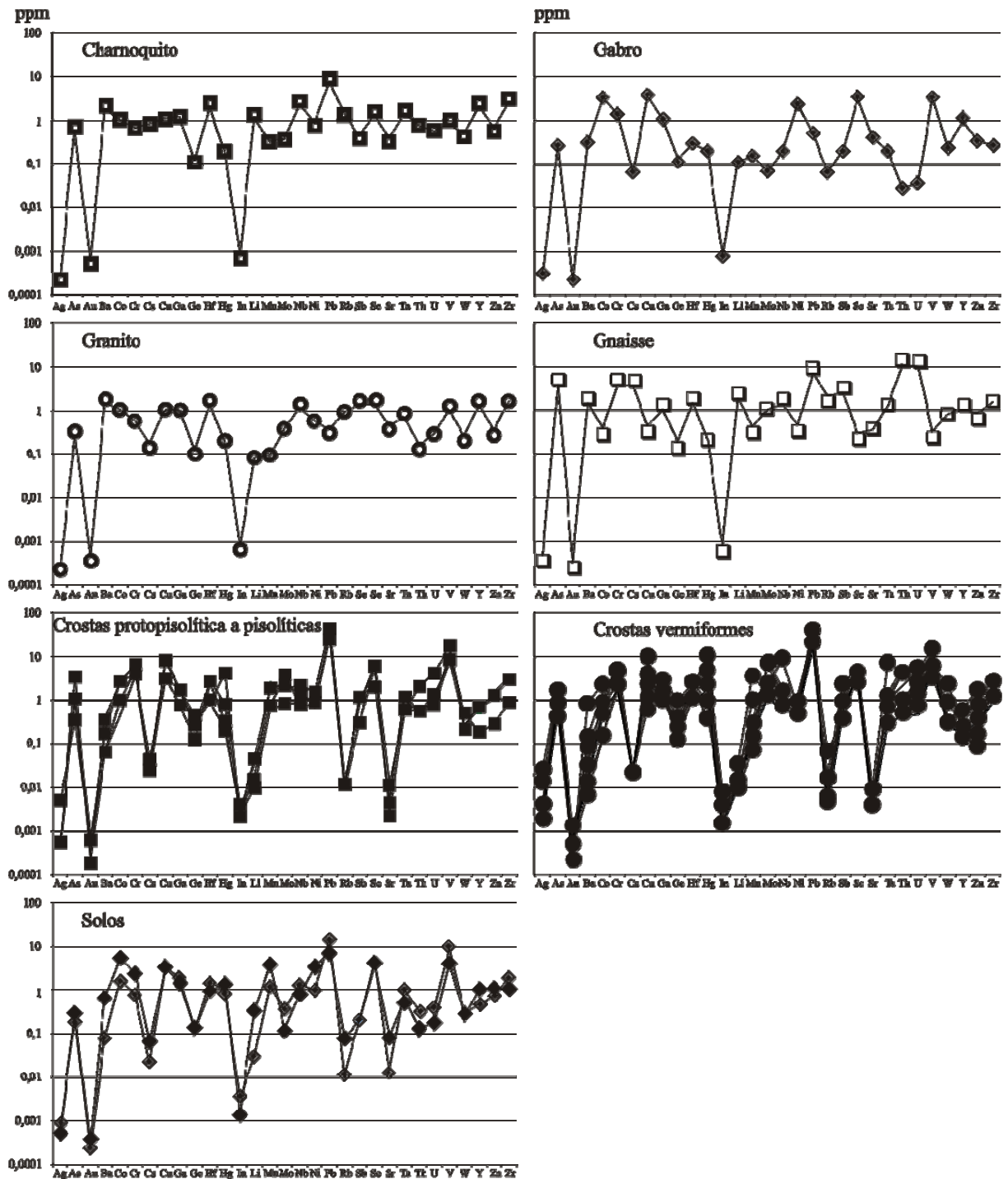


Figura 7- Padrão de distribuição dos elementos-traços normalizados pela continental superior de Taylor e McLennan (1985).

As razões Rb/Sr e Th/Co também permitem individualizar os diferentes tipos de rochas, porém as crostas lateríticas devido as suas similaridades químicas não mostram distinção. Contudo, é possível correlacionar o gabro e o solo que está sobre ele (S1) com base na razões Th/Co similares (entre 0,01 e 0,02, respectivamente). Foi possível também correlacionar o granito com a crosta vermiforme CV6 (razões Th/Co 0,10; 0,13, respectivamente) e o charnoquito com a vermiforme CV8 (0,47 e 0,54, respectivamente). Foi possível ainda verificar similaridade entre o gnaisse e as crostas vermiformes CV2 (19,8) e CV7 (23,2), apesar de a primeira estar sobre o charnoquito, enquanto a razão Rb/Sr mostra ligação entre o gnaisse (2,0) e as crostas vermiformes CV1 (2,09) e CV7 (1,10).

2.5.3. Elementos terras raras

As concentrações dos ETR, bem como os valores das razões $(La/Yb)_N$, Ce/Ce^* e Eu/Eu^* normalizados em relação aos condritos de Taylor & McLennan (1985) estão disponíveis na tabela 5 e os padrões de fracionamento na figura 8. Nas rochas, como nas crostas e solos os ETRL são mais elevados que os ETRP, especialmente La, Ce e Nd (Tabela 5). Entre as rochas, o charnoquito é o mais concentrado em ETR (246,63 ppm) enquanto o gabro é o menos concentrado (48,77 ppm). Dentre as crostas, a vermiforme CV2, se destaca pelos teores mais elevados de ETRL (349,07 ppm), enquanto a CV8 pelos menores (15,54 ppm).

As curvas de fracionamento dos ETR em relação aos condritos de Taylor & McLennan (1985) mostram que, com exceção do gabro ($(La/Yb)_N = 2,44$), as demais rochas, estão mais fracionadas ($(La/Yb)_N = 9,22$ e $14,60$), com empobrecimento em ETRP. Esse fracionamento também ocorre nas crostas e solos, mas é menos acentuado que no charnoquito, granito e gnaisse, exceto na CV1 ($(La/Yb)_N = 9,34$) que é similar ao granito ($(La/Yb)_N = 9,22$) e nas CV2, CV7 e CP2 ($(La/Yb)_N = 11,23$; $10,88$; $10,34$, respectivamente) similar ao charnoquito.

As anomalias positivas de Ce/Ce^* ocorrem nos litotipos lateríticos ($Ce/Ce^*=1,11$ a $13,64$), exceto em duas crostas vermiformes (CV4= $0,83$ e CV8= $0,98$). As anomalias de Eu/Eu^* são pouco mais acentuadas nas crostas, especialmente nas vermiformes. O solo sobre o charnoquito (S2) mantém a razão Eu/Eu^* ($0,81$) similar a este, mas suas razões $(La/Yb)_N$ são bastante diferentes ($3,85$ e $10,76$, respectivamente).

Tabela 5- Concentração dos elementos terras raras nos materiais estudados.

Elementos	Rochas				Crostras vermiformes (CV)								Média CV	Crostras protopisóliticas a pisóliticas (CP)				Média CP	Solos		MC
	Ch	Gb	Gr	Gn	1	2	3	4	5	6	7	8		1	2	3	4		1	2	
La	48,00	5,70	27,30	31,40	11,40	11,90	10,40	13,20	9,10	11,70	7,40	3,40	9,81	12,00	9,10	9,00	10,50	10,15	14,30	6,70	0,37
Ce	98,70	13,70	57,00	63,00	25,50	326,30	33,30	31,10	49,00	77,70	56,30	6,30	75,69	40,80	40,80	53,10	43,40	44,53	42,00	18,80	0,96
Pr	11,69	1,96	6,90	6,89	1,96	1,93	2,74	5,36	2,80	3,62	1,29	0,92	2,58	3,91	1,95	3,56	6,04	3,87	3,69	1,85	0,14
Nd	48,10	9,40	28,80	25,50	7,00	7,20	10,20	19,70	11,60	15,30	4,30	3,80	9,89	16,30	7,70	13,80	24,30	15,53	16,10	7,60	0,71
Sm	8,72	2,87	5,75	4,52	1,61	1,47	2,54	4,78	3,45	3,68	0,80	0,92	2,41	3,80	1,78	3,60	5,65	3,71	3,72	1,90	0,23
Eu	2,25	1,05	1,45	1,37	0,30	0,27	0,49	0,94	0,92	0,94	0,16	0,20	0,53	0,95	0,38	0,85	1,15	0,83	1,27	0,50	0,09
ΣETRL	217,46	34,68	127,20	132,68	47,77	349,07	59,67	75,08	76,87	112,94	70,25	15,54	100,90	77,76	61,71	83,91	91,04	78,61	81,08	37,35	2,50
Gd	8,25	3,37	5,28	3,95	1,21	1,49	2,13	3,99	3,20	3,16	0,56	0,69	2,05	3,27	1,21	2,87	4,21	2,89	4,12	1,88	0,31
Tb	1,34	0,62	0,90	0,65	0,24	0,25	0,41	0,77	0,66	0,63	0,10	0,16	0,40	0,63	0,22	0,58	0,87	0,58	0,73	0,37	0,06
Dy	7,77	3,82	5,26	3,80	1,43	1,38	2,47	4,86	4,19	3,84	0,58	1,03	2,47	3,64	1,16	3,58	5,47	3,46	4,48	2,30	0,38
Ho	1,52	0,78	1,05	0,76	0,30	0,27	0,51	0,92	0,78	0,79	0,12	0,19	0,49	0,74	0,23	0,71	1,04	0,68	0,92	0,46	0,09
Er	4,45	2,46	3,07	2,22	0,94	0,94	1,63	2,79	2,49	2,42	0,45	0,61	1,53	2,20	0,65	2,29	3,32	2,12	2,80	1,51	0,25
Tm	0,70	0,36	0,46	0,34	0,17	0,15	0,27	0,47	0,43	0,40	0,08	0,11	0,26	0,36	0,11	0,40	0,57	0,36	0,41	0,25	0,04
Yb	4,46	2,34	2,96	2,15	1,22	1,06	1,82	3,19	3,05	2,68	0,68	0,81	1,81	2,41	0,88	2,82	4,18	2,57	2,69	1,74	0,25
Lu	0,68	0,34	0,45	0,34	0,19	0,17	0,29	0,45	0,42	0,38	0,13	0,14	0,27	0,37	0,13	0,41	0,55	0,37	0,39	0,28	0,04
ΣETRP	29,17	14,09	19,43	14,21	5,70	5,71	9,53	17,44	15,22	14,30	2,70	3,74	9,29	13,62	4,59	13,66	20,21	13,02	16,54	8,79	1,42
ΣETR	246,63	48,77	146,63	146,89	53,47	354,78	69,20	92,52	92,09	127,24	72,95	19,28	110,19	91,38	66,30	97,57	111,25	91,63	97,62	46,14	3,89
Ce/Ce*	0,94	0,97	0,94	0,95	1,11	13,64	1,47	0,98	2,33	2,86	3,81	0,83	13,64	1,45	2,12	2,43	1,49	2,12	1,31	1,25	3,89
Eu/Eu*	0,81	1,03	0,80	0,99	0,66	0,56	0,64	0,66	0,85	0,84	0,73	0,77	0,66	0,82	0,79	0,81	0,72	0,82	0,99	0,81	1,00
(La/Yb)N	10,76	2,44	9,22	14,60	9,34	11,23	5,71	4,14	2,98	4,37	10,88	4,20	6,61	4,98	10,34	3,19	2,51	5,26	5,32	3,85	1,00

Ch=charnoquito; Gb=gabro; Gr=granito; Gn=gnaisse; MC=média da crosta continental superior de Taylor & McLennan (1985).

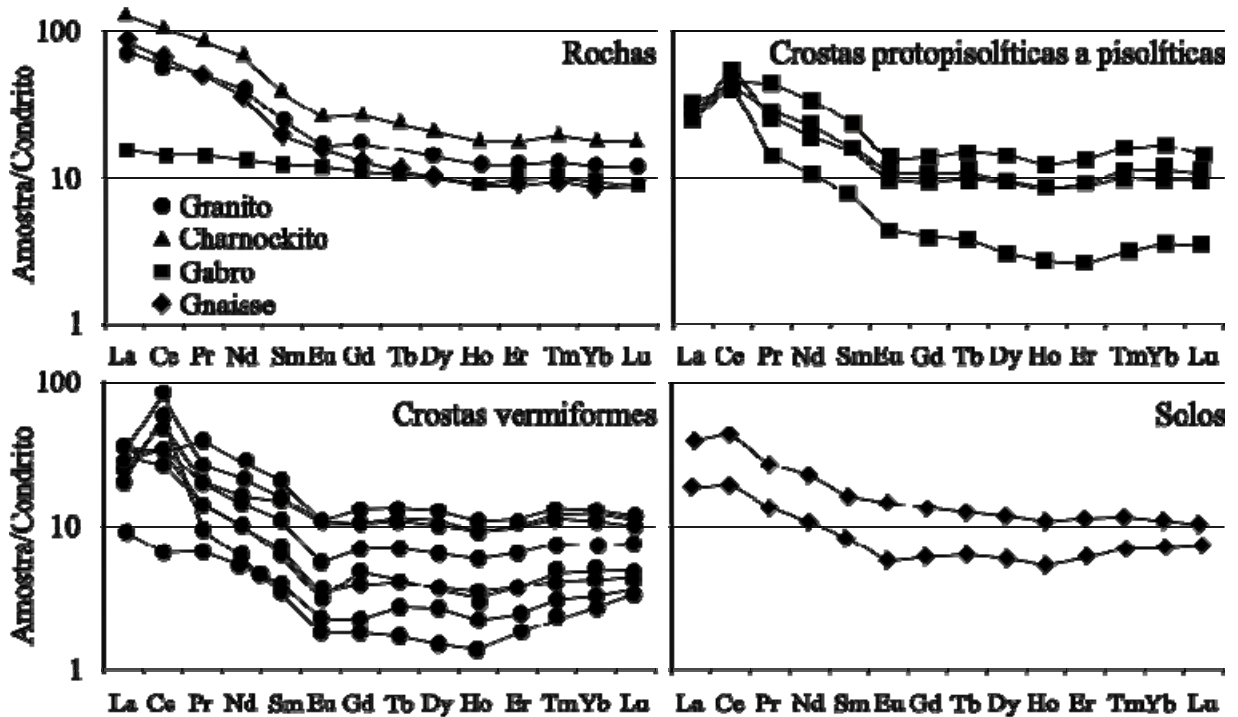


Figura 8-Padrão de distribuição dos ETRs normalizados aos condritos de Taylor e McLennan (1985) nas amostras.

2.5.4. Isótopos de Pb

As concentrações e razões isotópicas de Pb das amostras estudadas estão disponíveis na tabela 6. As razões isotópicas de Pb apresentam variações significativas entre os litotipos estudados (Figura 9). Entre as rochas, o gnaiss é o menos radiogênico, com $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ igual a 0,16 e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ igual a 0,92, enquanto o gabro é o mais com 1,00 e 2,55, respectivamente. O charnoquito e o granito apresentam valores similares para $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (1,83 e 1,58, respectivamente), porém para $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ as diferenças são mais acentuadas 0,76 e 0,16, respectivamente.

Tabela 6- Concentrações em ppm e razões isotópicas de Pb.

Isótopos de Pb	Rochas				Crostras vermiformes (CV)								Média CV	Crostras protopisolíticas a pisolíticas (CP)				Média CP	Solos		Média Solos
	Ch	Gb	Gr	Gn	1	2	3	4	5	6	7	8		1	2	3	4		1	2	
^{204}Pb	0,1	0,01	0,01	0,01	0,33	0,55	0,36	0,64	0,38	0,29	0,34	0,22	0,39	0,37	0,46	0,66	0,58	0,52	0,1	0,2	0,2
^{206}Pb	2,11	0,11	0,12	3,40	7,05	10,61	6,6	12,83	6,98	5,46	6,46	4,09	7,51	6,61	8,32	11,14	11,54	9,40	1,81	3,65	2,7
^{207}Pb	1,60	0,11	0,04	0,53	5,29	8,48	5,79	10,05	5,66	4,51	5,28	3,28	6,04	6,01	7,44	9,85	8,98	8,07	1,60	3,17	2,4
^{208}Pb	3,87	0,28	0,19	3,13	12,95	20,11	13,84	23,44	13,72	10,92	12,39	8,28	14,46	13,58	17,25	23,10	22,21	19,04	3,61	7,19	5,4
Pb Total	7,68	0,51	0,36	7,07	25,62	39,75	26,59	46,96	26,74	21,18	24,47	15,87	28,40	26,57	33,47	44,75	43,31	37,03	7,12	14,21	10,7
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0,76	1,00	0,33	0,16	0,75	0,80	0,88	0,78	0,81	0,83	0,82	0,80	0,81	0,91	0,89	0,88	0,78	0,87	0,88	0,87	0,9
$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1,83	2,55	1,58	0,92	1,84	1,9	2,1	1,83	1,97	2,0	1,92	2,02	1,95	2,05	2,07	2,07	1,92	2,03	1,99	1,97	2,0

Ch=charnoquito; Gb=gabro; Gr=granito e Gn=gnaisse

Entre as crostas lateríticas, as protopisolíticas a pisolíticas são em geral mais radiogênicas ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 0,88 e 0,91 e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2,05 e 2,07) do que as vermiformes (entre 0,75 e 0,88 e entre 1,83 e 2,02 respectivamente), exceto a crosta protopisolítica a pisolítica (CP4) que tem razões similares ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,78$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1,92$) as vermiformes, enquanto as vermiformes CV3 e CV8 têm razões que se assemelham às protopisolíticas a pisolíticas ($^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2,1 e 2,02, respectivamente).

Os solos são isotopicamente mais homogêneos ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 0,87 e 0,88 e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 1,97 e 1,99, respectivamente) e semelhantes as crostas protopisolíticas a pisolíticas. Quando comparadas as razões isotópicas entre as rochas e os litotipos lateríticos observa-se que estes têm proveniência provável a partir do charnoquito (Figura 9).

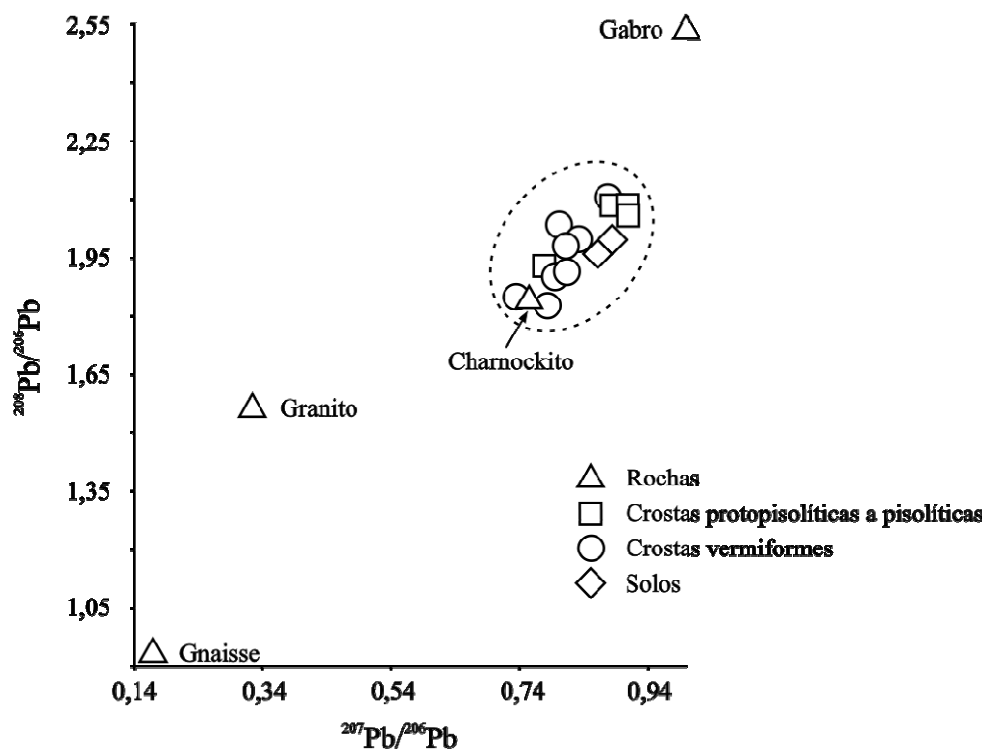


Figura 9-Diagrama de correlação das razões isotópicas $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ nas amostras.

3. Discussão e conclusões

Apesar de ocorrerem na região serras com altitudes similares a Serra da Prata, estas têm escarpas íngremes com exposição de rochas ígneas e metamórficas, enquanto a Serra da Prata, além de rochas também ocorrem crostas lateríticas o que a torna uma feição única. No conjunto das cinco estruturas que constituem a serra da Moça, a mais a nordeste diferencia-se das demais pela ausência de crosta laterítica. As características texturais e estruturais das crostas lateríticas que variam em função de suas posições topográficas mostram que, enquanto as crostas protopisolítica a pisolítica com matriz predominantemente goethítica e alguns pisólitos hematíticos ocorrem no topo da Serra da Prata (500 m de altitude), as vermiformes, mais friáveis e com abundantes filmes de goethita, estão nas porções mais rebaixadas, na Serra da Moça (menos que 200 m de altitude) e nos vales. Esse padrão de desenvolvimento das crostas, segundo a posição topográfica, é similar ao constatado por Beauvais e Roquin (1996), Beauvais (1999), Beauvais (2009) na África Central. Contudo, apesar da região estudada estar inserida no Escudo das Guianas e, portanto com rochas proterozóicas, não foram encontrados os fácies maciço e o pisolítico com matriz gibbsítica típicos dos topos de platôs e das crostas lateríticas bem evoluídas da Amazônia, geralmente com individualização de horizonte bauxítico (Costa 1991, 1997, 2007; Kotschoubey *et al.* 2005). Provavelmente

isto é devido ao truncamento dos perfis em virtude dos diversos eventos tectônicos ocorridos na Bacia do Tacutu que esta localizada 20 km a norte da área estudada.

A bacia do Tacutu tem 4.500 km², está associada a um sistema de rift NE-SW com 300 km de extensão e 30 a 50 km de largura preenchido por 7.000 m de sedimentos e vulcânicas do Jurássico ao Recente. Sua origem está relacionada à rotação do *Craton* das Guianas quando da abertura do Atlântico (Milani & Thomaz Filho 2000). Durante o Cenozóico houve rearranjo estrutural e sua inversão e o desenvolvimento de falhas reversas, anticlinais e estruturas em flor. Durante o Plioceno houve nova fase de subsidência e retomada da sedimentação. Todo esse processo de sedimentação teve como fonte as rochas do entorno da bacia de modo que as serras remanescentes, onde se incluem as da Prata e da Moça, são os relictos desse processo no Paleogeno. Como consequência pode-se inferir que as crostas protopisolíticas a pisolíticas e as vermiformes são produto da estabilidade tectônica após a reativação da bacia no Plioceno (5 Ma) e marcam a evolução quaternária da paisagem na região central de Roraima.

Os vários eventos tectônicos ocorridos na Bacia do Tacutu promoveram o truncamento das crostas lateríticas mais antigas desenvolvidas na região e correlatas as do Pitinga, Carajás e Paragominas (Costa *et al.* 1997, 1999; Kotschoubey *et al.* 2005; Peixoto & Horbe 2008 entre outros) onde os perfis lateríticos maduros estão preservados até o presente em virtude da relativa estabilidade tectônica destas áreas. Portanto, a tipologia das crostas de Mucajaí é produto da evolução geomorfológica quaternária da paisagem sob as condições climáticas dos últimos 5 Ma ao contrário do esperado em regiões tectonicamente estáveis como a do *Craton* das Guianas. Sob essas condições foi favorecida a formação de goethita em detrimento da hematita, como indica a predominância de cores amareladas e marrons nas crostas, em vez das avermelhadas típicas das mais evoluídas e mais ricas em hematita e gibbsita como assinalado acima. Por essas crostas serem resultado um processo recente (5 Ma) do ponto de vista geológico, não houve o desenvolvimento de estruturas como, por exemplo, crostas maciças e pisolíticas. As protopisolíticas a pisolíticas provavelmente são um pouco mais antigas, mas não evoluíram o suficiente para se diferenciarem mineralógica e quimicamente das vermiformes, pois em ambos os tipos predominam goethita+hematita, caulinita e quartzo, e subordinadamente ocorre gibbsita (< 9%) e anatásio o que acarreta valores elevados em Fe₂O₃ em relação as rochas.

O conjunto de dados químicos, sintetizados pela técnica estatística da componente principal do programa Statistica 9.0, permitiu, utilizando-se todos os elementos químicos analisados exceto B, Be, Bi, Cd, Pd, Pt, Re, Se, Sn, Te e Tl que estão, em geral, abaixo do limite de detecção, selecionar quatro fatores, que descrevem 75,72% de variância total. Esses

fatores permitiram identificar associações geoquímicas de elementos que contribuem com cargas maiores que 0,5, entretanto alguns elementos com teores abaixo do limite de detecção nas crostas lateríticas (K_2O , Na_2O , CaO , MgO , Cs e Li), mas com concentrações mais elevadas nas rochas e solos e aqueles com comportamento inverso (Ge , In , Sb e W) foram considerados como significativos para efeito de tratamento estatístico. Nestes casos foram considerados como teor os valores dos limites de detecção.

1) Fe_2O_3 , PF , Ag , Ga , Ge , Hg , In , Pb , Sc representativa das crostas com goethita (Fe_2O_3 , PF) e os elementos químicos que a elas se associam;

2) SiO_2 , Na_2O , K_2O , CaO , MgO , Ba , Cs , Li , Rb , Sr , Y , Mo , ETR (- Ce) representa as rochas e os elementos que foram lixiviados durante o intemperismo;

3) P_2O_5 , As , Cr , Hf , Mo , Pb , U agrupa os elementos com tendência a se acumularem devido a baixa mobilidade;

4) Co , Cu , Mn , Ni , V , Zn , Tm , Yb , Lu e Zr agrupa os elementos associados a minerais residuais como o zircão;

5) TiO_2 , Nb , Ta , W agrupa os elementos associados a minerais residuais como o anatásio ou rutilo.

Com base nas associações 1 e 2 foi possível diferenciar as rochas e os litotipos lateríticos (Figura 10A). A proximidade entre o gabro e as crostas é consequência da maior concentração de Fe_2O_3 em ambos (Tabela 3). Com as associações 2 e 3 foi constatada maior correlação entre o charnoquito com os litotipos lateríticos (Figura 10B), mas também há semelhança com o granito e gnaisse, devido a pouca variação química entre eles. Essa associação mais forte com o charnoquito é reforçada pelas razões isotópicas de Pb . O gabro é a rocha quimicamente mais diferenciada, tem menos SiO_2 , K_2O , Ba , Hf , Nb , Rb , Zr e mais Fe_2O_3 , CaO , MgO , Co , Cu , Ni , V que as demais.

A semelhança química é consequência da sua pouca evolução, pois à medida que se intensifica a lixiviação há obliteração da assinatura litológica (Boegling & Mazaltarim 1989, Roquin *et al.* 1990, Beauvais & Roquin 1996). Contudo o solo 1, a menos de 100 m de distância do gabro não guarda boa semelhança química. Isto é consequência da maior facilidade de intemperismo do gabro em relação aos demais litotipos.

O desenvolvimento destas crostas marca a evolução quaternária da paisagem em consequência da reativação tectônica da região no Plioceno e têm sua gênese associada aos três litotipos de rochas mais abundantes na área (gnaisse, charnoquito e granito).

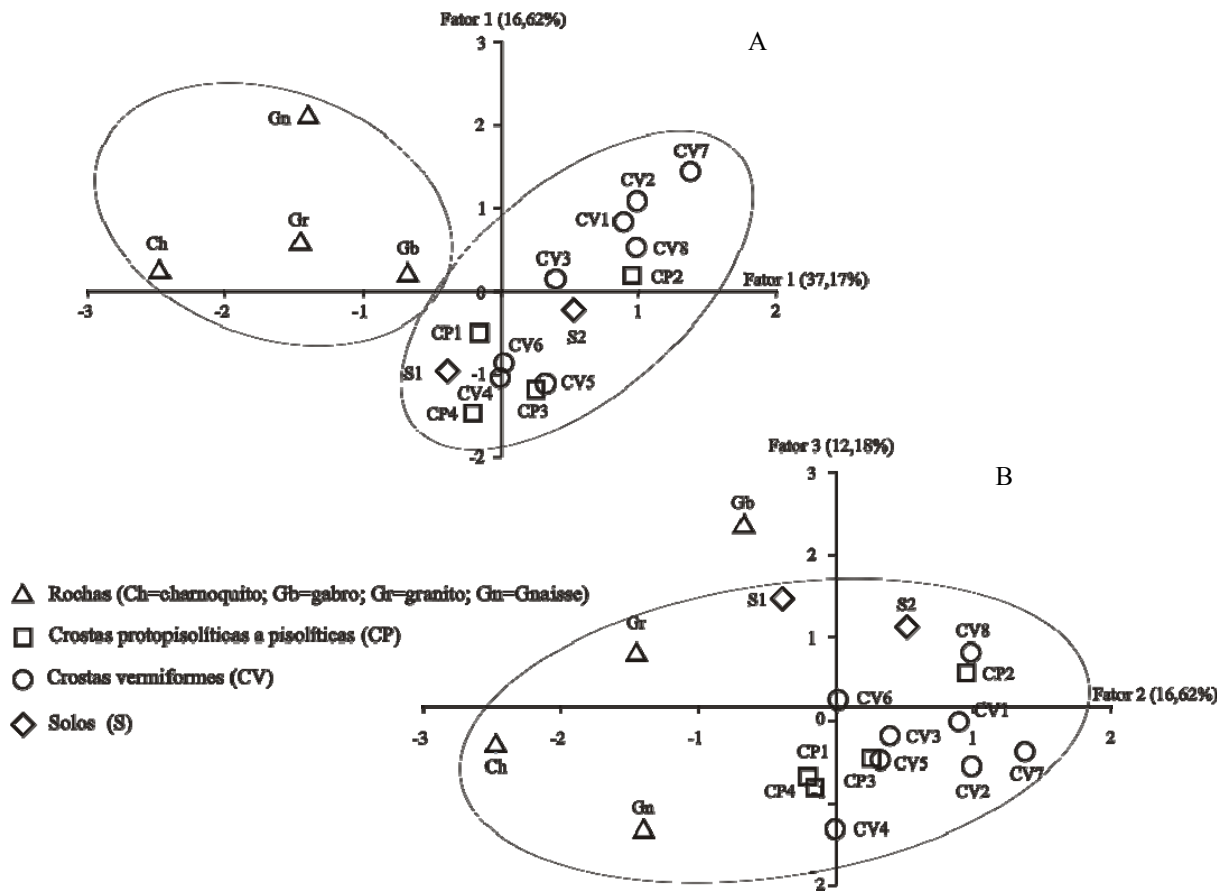


Figura 10- Diferenciação geoquímica dos tipos litológicos estudados na análise da componente principal (F1 versus F2 e F2 versus F3).

REFERÊNCIAS

- Aleva G. J. J. 1979. Bauxitic and other duricrusts in Suriname: A review-Geol. Mijnbouw., 58 (3): 321-336.
- Anand R. R. & Paine M. 2002. Regolith geology of Yilgarncraton, Western Australia: Implication for Exploration. Australian Journal of Earth Sciences, 49: 3-162.
- Andrade L. S & Veras R. S. 2009. Relatório de Geologia de Campo. Universidade Federal do Amazonas, inédito.
- Angélica R. S. & Costa M. L. 1991. Geochemistry of rare earth elements in surface lateritic rocks: the Maicuru case. In: International Geochemical Exploration Symposium, 15, Reno, Nevada, US. Anais , p. 33.
- Angélica R. S. 1996. Mineralogia e geoquímica em crosta e solos lateríticos aplicada a caracterização do substrato do Complexo de Maicuru-Pará. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 1996. Tese de doutorado. 138p.
- Angélica R. S., Costa M. L., Poellmann H. 1996. Gold, wolframite, tourmaline-bearing lateritized gossans in the Amazon region, Brazil. Journal of Geochemical Exploration, 57: 201-215.
- Bardossy G. & Aleva G. J. J. 1990. Lateritic bauxites. Developments Economic Geology. 27: 624pp.
- Beauvais A & Colin F. 1993. Formation and transformation processes of iron duricrust systems in tropical humid environment. Chemical Geology 106: 77-101.
- Beauvais A. & Tardy Y. 1993. Degradation and transformation processes of iron duricrust systems under tropical humid environment. Chemical Geology. 107: 277-280.
- Beauvais A. & Roquin C. 1996. Petrological differentiation patterns and geomorphic distribution of ferricretes in Central Africa. Geoderma. 73: 63-82.
- Beauvais A. 1999. Geochemical balance of lateritization processes and climatic signatures in weathering profiles overlain by ferricretes in Central Africa. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63 (23/24): 3939-3957.
- Beauvais A. 2009. Ferricrete biochemical degradation on the rainforest-savannas boundary of Central African Republic. Geoderma, 150: 379-388.
- Berner R. A. 1994. Geocarb II: a revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. Am. J. Sci, 294: 56-91.
- Boeglin J. L., Mazaltarim D. 1989. Géochimie, degrés d'évolution et lithodépendence des cuirasses ferrugineuses de la région de Gaoua au Burkina -Faso. Sciences Geological Bull. Strasbourg, 42: 27-44.
- Boulangé B. & Carvalho A. 1997. The bauxite of Porto Trombetas. In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A. J., Lucas Y. (orgs.). Brazilian Bauxites. USP/FAPESP/ORSTOM, Brazil, p. 55-73.
- Braucher R., Bourlés D. L., Colin F., Brown E. T., Boulangé B. 1998. Brazilian laterite dynamics using in situ-produced ¹⁰Be. Earth and Planetary Science Letters, 163: 197-205.
- Brandão R.L. & Freitas A.F. de. 1994. Serra do Ajarani, Folha NA.20.X-C-VI relatório final, Manaus, DNPM/CPRM. 153p.
- Buchanan F. 1807. A journal from Mandras through the Countries of Mysore, Kanara and Malabar, vol. 2 e 3. East India Co., London, vol. 2: 436-461, 559; vol 3: 66, 89, 251, 258, 378.
- Coelho M. R; Torrado-Vidal, P; Ladeira, F. S. B. 2001. Macro e micromorfologia de ferricretes nodulares desenvolvidos de arenito do grupo Bauru, formação Adamantina. Revista Brasileira de Ciências do Solo. 25: 371-385.
- Costa M. L. & Sá J. H. S. 1980. Os fosfatos lateríticos da Amazônia oriental: geologia, mineralogia, geoquímica e correlação com as bauxitas da Amazônia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú-Sc. 1980, vol. 3: 1459-1472.

- Costa M. L. 1982. Petrologisch-Geochemische Untersuchungen zur Genese der Bauxite und Phosphat-Laterite der Region "Gurupi" (Ost-Amazonien). Ph. D. thesis, University of Erlangen, Germany, 190 p.
- Costa M. L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 21 (2): 146-160.
- Costa J.B.S., Pinheiro R.V.L., Reis N.J., Pessoa M.R., Pinheiro S. da S., 1991. O Hemigraben do Tacutu, uma estrutura controlada pela geometria do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. *Geociências*, São Paulo, 10: 119-130.
- Costa M. L. 1993. Gold distribution in lateritic profiles in South America, Africa and Australia: applications to geochemical exploration in tropical regions. *Journal Geochemical Exploration*, 47: 143-163.
- Costa M. L., Araújo E. S. 1996. Application of multi-element geochemistry in Au-P-bearing lateritic crusts for identification of their parent rocks. *Journal Geochemical Exploration*. 57 (123): 257-272.
- Costa M. L. 1997. Lateritization as a major process of ore deposit formation in the Amazon region. *Exploration Mining Geology*. 6: 79-104.
- Costa M. L., Lemos V.P., Villas R. N. N. 1997. The Bauxite of Carajás Mineral Province. In: A. Carvalho B. Boulangé. A.J. Melfi, Y. Lucas (eds) – Brazilian bauxites. USP/FADESP/ORSTOM, São Paulo/Paris, p. 13-159.
- Costa M. L.; Angélica, R. S & Costa, N. C. 1999. The geochemical Au-As-B-(Cu)-Sn-W in latosol, colluvium, lateritic iron crust and gossan in Carajás, Brazil: importance for primary ore identification. *Journal Geochemical Exploration*, 67: 33-49.
- Costa M.L., Behling H., Berredo J.F., Carmo M.S., Siqueira N.V.M. 2004. Mineralogical, geochemical and palynological studies of Late Holocene Mangrove sediments from Northeastern Pará State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 34(4):479-488.
- Costa M. L. 2007. Introdução ao intemperismo laterítico e a lateritização. In: *Bandeira et al* (2007) (orgs)-Prospecção Geoquímica-Sociedade Brasileira de Geoquímica-SBGq, Rio de Janeiro. 299-344.
- Ferrari A. J. 1996. Deriva continental e sucessão paleomagnéticas: simulação da evolução das paisagens lateríticas da América do Sul. Universidade Federal de São Paulo. Instituto Astronômico e Geofísico, 1996. Tese de doutorado. 111p.
- Fraga L.M.B., Reis N.J., Pinheiro S.S. 1994. Arranjo Estrutural do Segmento Sul do Bloco Pacaraima, Estado de Roraima, In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Belém, Pará, *Anais*: 7-8.
- Fraga L. M.; Almeida, M. E; Macambira, M. J. B. 1997. First lead- lead zircon ages of charnockitic rocks from Central Guiana Belt (CGB) in state of Roraima, Brazil. In: South-American Symposium on Isotope Geology. Campos do Jordão, Brazil, Extended abstracts, pp. 115-117.
- Fraga L.M.B. & Araújo R.V. 2000. Suíte Intrusiva Serra da Prata. In: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1:500.000. Brasília/SUREG-MA, p. 83-89. 1CD-ROM.
- Fraga L.M.B. 2002. A Associação Anortosito-Mangerito-Granito Rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central, Roraima e Suas Encaixantes Paleoproterozóicas: Evolução Estrutural, Geocronologia e Petrologia. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia, Tese de Doutorado. 386p.
- 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. P. 139-180. (Levantamentos de Recursos Naturais, 8).
- Freyssinet Ph., Zeegers, H; Tardy, Y. 1989. Morphology and geochemistry of gold grains in lateritic profiles of southern Mali. *Journal Geochemical Exploration*, 32: 17-31.

- Gray D. J., Butt C. R. M., Lawrance L. M. 1992. The geochemistry of gold in lateritic environments. In: Butt C. R. M. & Zeegers H (editors). *Regolith exploration geochemistry in Tropical and Sub-tropical Terrains*. Elsevier, Amsterdam, 461-482.
- Horbe A. M. C. & Costa M. L. 1999. Relações genéticas entre latossolos e crosta lateríticas aluminosas e alumino-ferruginosas na região de Paragominas, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 29 (4): 497-504.
- Horbe A. M. C. & Costa M. L. 2005. Lateritic crusts and related soils in eastern Brazilian Amazonia. *Geoderma*, 126: 225-239.
- Kotschoubey B & Truckenbrodt W. 1981. Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas-Açailândia (Estados do Pará e Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, 11(3): 193-202.
- Kotschoubey B., Truckenbrodt W., Hieronymus B. 1997. Bauxite deposits of Paragominas. In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A., Lucas Y. *Brazilian bauxites, USP/FAPESP/ORSTOM, Brazil* 75-106.
- 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). *Revista Brasileira de Geociências*, 35 (2): 263-272.
- Kronberg B.; Fife W. S.; Mckinnon B. J.; Couston J.F. C., Stiliandi N'; Nash R. A. 1982. Model for bauxite formation (Paragominas, Brasil). *Chemical Geology*, 35: 311-320.
- Kumar A. 1986. Paleolatitudes and the age of Indian laterites. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Amsterdam, 53: 231-237.
- Leprun J. C. 1977. La dégradation des cuirasses ferrugineuses-Étude et importance du phénomène pédologique en Afrique de l'ouest. *Sci. Geol. Bull...* Strasbourg, 30 (4): 265-274.
- Lucas Y. 1997. The Bauxite of Juruti. In: Carvalho A; Boulangé B; Melfi A. J. & Lucas Y. (orgs.). *Brazilian Bauxites, USP/FAPESP/ORSTOM, Brazil*. p.107-133.
- Maia M.A.M., Dantas M.E. 2002. Geomorfologia. In: *Zoneamento Ecológico – Econômico da Região Central do Estado de Roraima. CPRM/SEPLAN - Governo do Estado de Roraima, Tomo III, vol. 1-D, 86 p*
- McFarlane M. J. 1976. *Laterite and Landscape*. Academic Press. London. 151 p.
- Milani E. J., Thomaz Filho A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani U. G., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos D. A. (Org.). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro. p: 389-449.
- Nahon D., Melfi A. J., Conte C. N. 1989. Présence d'un vieux système de cuirasses ferrugineuses latéritiques em Amazonie Du Sud-As transformation *in situ* em latossolos La forêt équatoriale actuelle. *C. R. Acad. Sci. Paris. Sér. II* 308: 755-760.
- Nahon D. 1991. *Introduction to the Petrology of Solis and Chemical Weathering*. Wiley, New York, 313 pp.
- Ollier C. D. 1991. Laterite profiles, ferricrete and landscape evolution. *Z. Geomorphol., N. F.* 35: 165-173.
- Peixoto S. F & Horbe A. M. C. 2008. Bauxitas do nordeste do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38 (2): 406-422.
- Pillans B. 2008. "Regolith through time" in Keith M. Scott and Colin F. Pain (ed). *Regolith Science* CSIRO Publishing, Colling wood Vic. Pp: 7-29.
- Prince G. D., Valdes P. J., Sellwood B. W. 1997. Prediction of modern bauxite occurrence: implications for climate reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 131: 1-13.
- Rao A. B. 1987. Guide horizons for gold mineralization in lateritic crust. *Chemical Geology*, 60: 287-291.
- Reis N.J., Fraga, L.M.; Faria M.S.G. de., Almeida M.E. 2003. Geologia do Estado de Roraima. *Géologie de la France*, 2-3: 71-84.

- Roquin C., Freyssinet Ph., Zeegers H., Tardy Y. 1990. Element distribution patterns in laterites of southern Mali: consequence for geochemical prospecting and mineral exploration. *Appl. Geochemical*, **5**: 303-315.
- Roy Chowdhury M. K., Venkatesh V., Anandalwar M. A., Paul D. K. 1965. Recent concepts on the origem of Indian laterite. *Geological Survey of India*, **31** (6): 547-558.
- Schellmann W. 1983. A new definition of laterite. *Geological Survey of India, Memoirs*. **120**: 1-7.
- Souza V. S. & Kotschoubey B. 2005. Geologia e Mineralizações do Garimpo do Manelão, Região do médio rio Bacajá (PA). *In: Horbe, A. M. C. e Souza, V. S. (Org.). Contribuições à Geologia da Amazônia. Vol. 4. VIII Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus-AM. p. 151-163.*
- Souza A. C; Pereira I. R. C; Viana K. L. G. 2009. Relatório final de Geologia de Campo. Universidade Federal do Amazonas, inédito.
- Störr M., Köster H. M., Kuzvart M., Szpilak K., Wieden P. 1977. Kaolin deposits of Central Europe, *Proc. 8th Internacional Kaolin Symposium Meeting on Alunite, Madrid and Rome, K-20*, 1-21.
- Tardy Y; Melfi, A.J; Valeton, I. 1988. Climats et paléoclimats tropicaux périatlantiques-Rôle des facteurs climatiques et thermodynamiques, temperature et activité de l' eau, sur la repartition et la composition mineralogique des bauxites et des cuirasses ferruneuses au brésil et en Afrique. *ComptesRendus de l' Académie de ssciences, Paris, II 307*: 753-759.
- Tardy Y., Kolbisek B., Paquet H. 1991. Mineralogical composition and geographical distribution of African and Brazilian periatlantic laterites. The influence of continental drift and tropical palaeoclimates during the past 150 million years and implications for Índia and Australia. *Journal African Earth Sciences*. **12**: 283-295.
- Tardy Y. 1992. Diversity and terminology of lateritic profiles. *In: Weathering, Soils and Paleosols*. Edited by I. P. Martini and W. Chesworth. *Developments in Earth Surface processes*. Elsevier, Amsterdam, p. 379-401.
- Tardy Y & Roquin C. 1992. Geochemistry and evolution of lateritic landscapes. *In: Martini I.P., Chesworth W. (Eds.), Weathering, Soils & Paleosols, Developments in Earth Surface Processes*, **2**: 407-471.
- Tardy Y. 1993. *Pétrologie dès Laterites et dès sols Tropicaux*. Paris: Masson, 459 p.
- Taylor S. R. & McLennan S. M. 1985. *The continental crust its composition and evolution*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 312 p.
- Toledo M. C. M., Oliveira S. M. B., Melfi A. J. 2000. Intemperismo e formação do solo. *In: Teixeira W., Toledo M. C. M., Fairchild T. R., Taioli F. (Org.). Decifrando a Terra. Oficina de textos, São Paulo*, 139-166.
- Truckenbrodt W., Kotschoubey B., Góes A.M. 1982. Considerações a respeito da idade das bauxites na parte leste da região Amazônica. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1., Belém, 1982. Anais... Belém, SBG/No., 1*: 201-209.