

EVOLUÇÃO ATUAL DA COBERTURA LATERÍTICO-BAUXÍTICA DA SERRA DE TRUCARÁ, BAIXO RIO TOCANTINS, PARÁ

BERNARD HIERONYMUS*, BASILE KOTSCHOUBEY**, JEAN-MARIE GODOT* & JACQUES BOULÈGUE*

ABSTRACT PRESENT-DAY EVOLUTION OF THE LATERITIC-BAUXITIC COVER OF THE SERRA DE TRUCARÁ, LOWER TOCANTINS RIVER, PARA Two distinct and antagonistic processes are affecting the weathering mantle of Serra de Trucará. At the base, ferralitization of the basalts and interbedded pelites of the Caraipe Formation is taking place with the consequent thickening of the saprolitic zone, while, at the top, occurs chemical and physical degradation of the lateritic-bauxitic duricrust and of the colluvial deposits resulting from its dismantling. The study of solid products originated by superficial degradation of the duricrust and of waters sampled in springs and wells in four different periods of the year showed that: 1) at the base of the weathering profile, alkalis and alkali-earths are leached and silicon is partially removed, while quartz is preserved and neoformed goethite and poorly crystallized kaolinite periodically undergo dissolution and reprecipitation; 2) in the upper part of the saprolite, incongruent dissolution of kaolinite results in the formation of gibbsite, while quartz undergoes slow degradation and iron oxi-hydroxides are periodically dissolved and reprecipitated; 3) at the top of the profile, the lateritic-bauxitic duricrust suffers chemical and physical degradation, in particular seasonal leaching of aluminum and iron, probably intensified by the presence of organic matter. Removal of aluminum at the top of the alteration mantle should result in absolute enrichment in this element in the lower part of the duricrust and the upper part of the saprolite, and also in cementation of recent colluvium by gibbsite.

Keywords: lateritic mantle, bauxite, ferralitization, degradation, underground waters.

RESUMO O manto intempérico que capeia a Serra de Trucará é atualmente palco de dois processos distintos e antagonísticos: na sua base, ocorre a ferralitização dos basaltos com intercalações pelíticas da Formação Caraipe e o conseqüente espessamento da zona saprolítica, enquanto no topo observa-se a degradação química e física da couraça laterítico-bauxítica e dos depósitos colúviais resultantes do desmantelamento desta. Através do estudo, por um lado, dos produtos sólidos de degradação superficial da couraça, e por outro, das águas subterrâneas coletadas em nascentes e poços em quatro épocas diferentes do ano, foi possível evidenciar: 1) na base do perfil intempérico, a lixiviação de parte da sílica e dos elementos alcalinos e alcalino-terrosos, a preservação do quartzo e a neoformação de caulinita mal cristalizada e goethita, que periodicamente sofrem dissolução e reprecipitação; 2) no topo do saprólito, a dissolução incongruente da caulinita que resulta em formação de gibbsita, a lenta degradação do quartzo e a periódica dissolução/reprecipitação dos oxi-hidróxidos de ferro; 3) no topo do perfil, a degradação química e física da couraça laterítico-bauxítica, em particular a lixiviação sazonal do alumínio e do ferro, à qual contribui provavelmente a matéria orgânica. A remoção do alumínio do topo da cobertura de alteração resultaria em enriquecimento absoluto neste elemento da base da couraça e do topo do saprólito, e em cimentação por gibbsita de colúvios recentes.

Palavras-chaves: cobertura laterítica, bauxita, ferralitização, degradação, águas subterrâneas.

INTRODUÇÃO A cobertura residual da Serra de Trucará, situada na margem esquerda do baixo curso do rio Tocantins, próximo à cidade de Tucuruí, distingue-se das demais formações lateríticas da região do Baixo Tocantins, ferruginosas e mais recentes, pela existência de uma espessa couraça ferro-aluminosa, em alguns setores francamente bauxítica. A composição e a gênese desta cobertura já foram estudadas por diversos autores (Kotschoubey *et al.* 1986, Souza 1989, Hieronymus *et al.* 1989). No entanto, nem os processos físicos e químicos que afetam hoje em dia a cobertura laterítica e sua rocha-matriz, nem os produtos originados por esses processos foram, por ora, investigados em detalhe. Apenas o quimismo de algumas águas da região foi objeto de estudo preliminar (Hieronymus *et al.* 1990). O presente trabalho pretende preencher em parte esta lacuna, enfocando, por um lado, os produtos sólidos resultantes da degradação em superfície da crosta residual, por outro, as águas que percolam a cobertura de alteração e refletem, pelo seu quimismo, os fenômenos que ocorrem atualmente em diferentes níveis dessa.

CONTEXTO GEOLÓGICO A Serra de Trucará situa-se na extremidade setentrional do Cinturão Araguaia, no contato com o Craton Amazônico (Fig. 1). Nesta área, o embasamento é constituído por granitos e gnaisses do Complexo Xingu do Arqueano, enquanto o Cinturão Araguaia do Proterozóico Superior é representado pelas rochas dos Grupos Tucuruí e Tocantins (Trouw *et al.* 1976, Matta *et al.* 1984). O Grupo Tucuruí repousa em discordância sobre o embasamento arqueano e divide-se nas Formações Caraipe e Morrote (Matta 1982). O Grupo Tocantins, composto sobretudo de filitos e calcita xistos, lhe é estruturalmente sobreposto e o contato entre as duas unidades se dá através de uma falha de empurrão submeridiana, resultante de um cavalgamento regional de leste para oeste (Matta 1982).

A Formação Caraipe consiste em derrames basálticos com intercalações psamíticas e pelíticas subordinadas, e constitui o arcabouço da Serra de Trucará. Os basaltos desta unidade são constituídos essencialmente por labradorita e augita. Clorita, apatita, titanita, magnetita e ilmenita são os principais minerais acessórios. Próximo à falha que separa o Grupo Tucuruí do Grupo Tocantins, os basaltos sofreram alteração hidrotermal expressa sobretudo pela albitização, a sericitização ou a saussuritização do plagioclásio (Hieronymus *et al.* 1989).

A Formação Morrote, composta principalmente de grauwacas, aflora somente no sopé leste da serra e é limitada pela falha de empur-

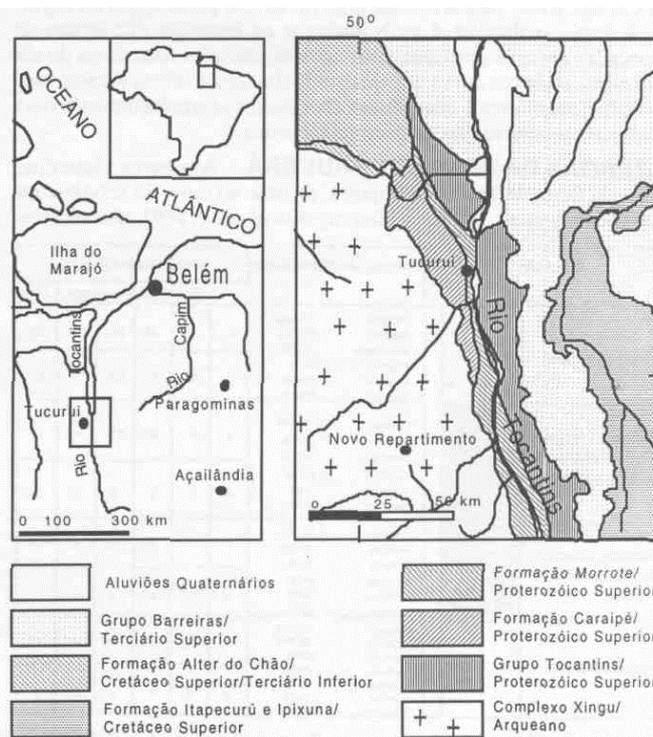


Figura 1 – Localização da Serra de Trucará e esboço geológico da região de Tucuruí.

ção supracitada.

Uma cobertura ferralítica/bauxítica recobre as rochas da Formação Caraipe.

GEOMORFOLOGIA A Serra de Trucará consiste em um conjunto de platôs fortemente dissecados de cerca de 50 km de extensão norte-sul e 10 km de largura máxima na sua parte setentrional (Fig. 2). A superfície de aplainamento, provavelmente do final do Terciário Inferior, tem altitude entre 280 e 300 m e domina o vale do rio Tocantins e o lago da barragem de Tucuruí. As formas tabulares são sustentadas

* Laboratoire de Géochimie et Métallogénie, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France; e-mail: hieronym@icrp.jussieu.fr

** Departamento de Geoquímica e Petrologia, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará; e-mail: cpgp@ufpa.br

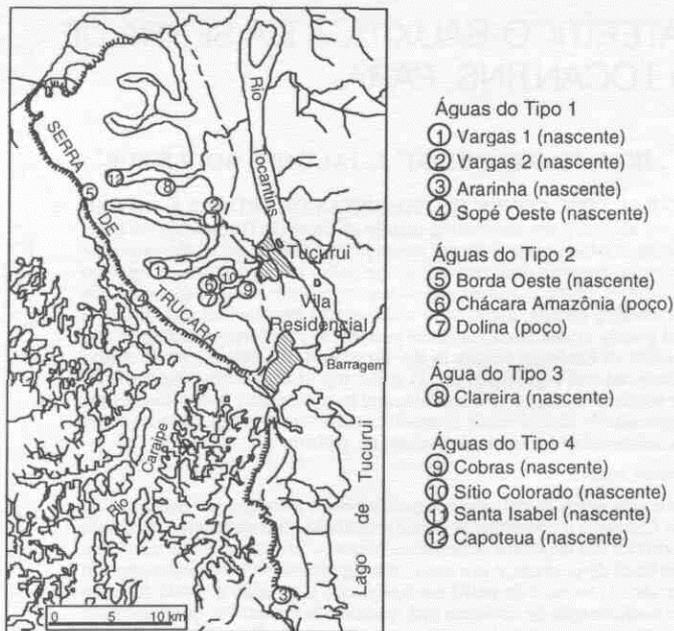


Figura 2 – Esboço planimétrico da Serra de Trucará e de seus arredores; localização dos pontos de amostragem de águas de nascentes e poços

por uma couraça laterítica de até 8 m de espessura. As margens ocidentais dos platôs apresentam encostas íngremes e dominam os vales do rio Caraipé e dos seus afluentes hoje invadidos pelas águas da represa. A leste, o declive é mais suave e as encostas encontram-se dissecadas em tiras por vales profundos de ribeirões tributários do rio Tocantins, no baixo curso dos quais a rocha fresca aflora localmente. Esses flancos orientais comportam abundantes acumulações colúvias resultantes da destruição da couraça laterítica.

ALTERITAS DA SERRA DE TRUCARÁ A cobertura laterítica *in situ* da Serra de Trucará comporta, da base ao topo, de acordo com Kotschoubey *et al.* (1986) e Hieronymus *et al.* (1989), quatro hori-

Descrição	Composição Mineralógica	Composição Química						
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	H ₂ O		
Cobertura argilosa	Caolinita	17-30%	x	15	38	20,5	8	20
	Gibbsita	25-35%						
	Al-Goethita	15-25%						
	Hematita	0-5%						
	Anatásio	6-10%						
	Quartzo	traços						
Horizonte ferruginoso a ferro-aluminoso maciço a colunar	Goethita	45-65%	x	6	20	52	4,5	12
	Gibbsita	5-25%						
	Hematita	5-15%						
	Caolinita	0-12%						
	Anatásio	4-5%						
	Quartzo	0-5%						
Horizonte aluminoso (bauxítico) nodular a maciço	Gibbsita	45-72%	x	5	48	16	4,5	25
	Goethita	13-22%						
	Caolinita	0-12%						
	Hematita	0-5%						
	Anatásio	4-5%						
	Quartzo	traços						
Saprólito argiloso	Caolinita	60-70%	x	26	31	26	4,5	13
	Goethita	20-33%						
	Hematita	0-5%						
	Gibbsita	0-10%						
	Anatásio	4-5%						
	Quartzo	traços						

Figura 3 – Perfil laterítico-bauxítico da Serra de Trucará: descrição e composição mineralógica e química.

zontes distintos, ou seja (Fig.3):

- um horizonte saprolítico de até 10 m de espessura, resultante da alteração intempérica dos basaltos e dos sedimentos intercalados. Este nível compõe-se de argila caolinitica, compacta e homogênea. A caolinita (60 a 70%) apresenta-se bem cristalizada. Os minerais de ferro são abundantes (20 a 30%) e representados por goethita não mostrando substituição isomórfica de Fe por Al, hematita e, mais raramente, maghemita. O anatásio encontra-se em quantidade significativa ($\geq 5\%$) sob a forma de ínfimos grãos (1 a 5 (J,m) dispersos de modo homogêneo nesta argila.
- um nível aluminoso de 2 a 4 m de espessura, nodular na base e mais maciço e contínuo no topo. As porções litificadas consistem numa

mistura de gibbsita e de oxi-hidróxidos de ferro microcristalinos com apenas traços de caolinita. Gibbsita macrocristalina maclada preenche poros e fissuras. O anatásio, sempre presente, mostra uma distribuição homogênea. A matriz argilosa é composta essencialmente de caolinita com quantidades subordinadas de gibbsita, goethita, hematita e anatásio.

- um nível ferro-aluminoso a ferruginoso de 2 a 8 m de espessura, mais possante na parte norte da Serra de Trucará. Apresenta-se na forma de uma crosta compacta a cavernosa composta de goethita, hematita e gibbsita micro- a microcristalinas em teores variáveis além de caolinita nitidamente subordinada. O anatásio distribui-se, como nos horizontes subjacentes, de modo homogêneo. Este nível apresenta abundantes sinais de concrecionamento e comporta filonetes de goethita e cavidades drusiformes preenchidas por pseudo-ólitos de gibbsita criptocristalina associada ou não a oxi-hidróxidos de ferro. O topo deste horizonte exhibe comumente uma textura brechóide a pseudo-pisolítica bem expressa. Os pseudo-pisólitos são compostos principalmente de hematita ou de uma mistura criptocristalina de hematita e gibbsita com, frequentemente, quantidade subordinada de boehmita. Localmente, oxi-hidróxidos de manganês foram identificados como componentes principais. Os pseudo-pisólitos comportam com frequência um córtex goethítico simples ou zonado. A matriz, composta principalmente de goethita e gibbsita microcristalinas com quantidades discretas de caolinita e de hematita, está localmente desferrificada. Filonetes de gibbsita micro a mesocristalina cortam o conjunto.

- um capeamento argiloso, com características de latossolo amarelado, de até 3m de espessura. Este nível é constituído de goethita aluminosa, gibbsita, anatásio (cujo conteúdo alcança até cerca de 10% em peso do total do material argiloso) e caolinita em quantidade subordinada, e contém comumente fragmentos milimétricos a centimétricos da couraça sotoposta.

As zonas de ocorrência *in situ* da crosta ferro-aluminosa estão cercadas por extensas acumulações colúvias, cuja espessura, difícil de avaliar com precisão, pode atingir vários metros. Resultantes da degradação e do desmantelamento da crosta residual, estes depósitos consistem em blocos, nódulos e cascalhos envoltos em matriz argilosa escassa a abundante. A fração grossa é mal a razoavelmente selecionada e exhibe uma heterogeneidade variável quanto à sua composição, podendo, de acordo com o local, ser composta predominantemente de bauxita, de laterita ferruginosa ou ferro-aluminosa, ou apresentar-se com uma mistura dessas diferentes alteritas. Quando densamente empacotados, os nódulos e cascalhos encontram-se em parte cimentados por gibbsita e/ou goethita. A matriz possui consistência terrosa e compõe-se essencialmente de caolinita e de hidróxido de ferro, sendo a gibbsita, via de regra, fortemente subordinada.

Estudos petrográficos, mineralógicos e geoquímicos, bem como cálculos isotópico permitiram distinguir fases de enriquecimento relativo em Al e Fe, e fases de acumulação absoluta de alumínio após mobilização e transporte deste elemento. Com base nestas constatações, foi sugerida para a cobertura residual da Serra de Trucará uma evolução polifásica (Kotschoubey *et al.* 1986, Hieronymus *et al.* 1989).

FISIOGRAFIA DOS FLATOS LATERÍTICOS Com auxílio de imagens de satélite (Bildgen *et al.* 1988) e através de observações *in situ* foram identificados, nos platôs residuais da Serra de Trucará, três ambientes distintos:

- zonas cobertas por floresta primária parcialmente afetada pela exploração madeireira,
- zonas desflorestadas pela ação antrópica, onde foram desenvolvidas pastagens ou plantações (pimenta do reino, mandioca, árvores frutíferas). A exploração dessas zonas é favorecida pela existência do horizonte argiloso superior.
- zonas naturalmente livres de capeamento argiloso e de qualquer cobertura florestal, nas quais aflora a crosta ferro-aluminosa colonizada apenas por algumas espécies herbáceas e arbustivas. Nessas áreas, com superfície de até cerca de 10 hectares, a distribuição da vegetação segue geralmente um padrão zonado, dispondo-se as espécies de maior porte preferencialmente nas bordas dessas clareiras naturais.

DEGRADAÇÃO SUPERFICIAL Nas clareiras naturais, a superfície da crosta exhibe uma patina vermelha escura e uma morfologia irregular, semelhante à dos *lapiez* dos terrenos calcários.

Nesta superfície, observam-se abundantes fissuras de largura submilimétrica a milimétrica, que facilitam a penetração da água na crosta e a partir das quais se desenvolve a alteração e a desagregação da couraça. Encontram-se igualmente "marmitas" de dissolução com diâmetro de até várias dezenas de centímetros. Depressões de profundidade decimétrica e de extensão decamétrica, frequentemente interligadas, abrigam, durante os períodos chuvosos, poças temporárias que somem no auge das estações secas. Enfim, dolinas de vários metros de profundidade e de diâmetro podendo ultrapassar 100 m permitem a instalação de pequenos lagos temporários ou permanentes.

Nessas diversas depressões acumulam-se produtos não consolidados, resultantes diretamente da degradação da couraça subjacente. Solos pretos preenchem localmente algumas depressões e sedimentos argilo-arenosos ricos em matéria orgânica repousam no fundo dos lagos de dolinas.

Somente os primeiros produtos citados são considerados neste trabalho por serem mais abundantes, mais amplamente distribuídos e mais representativos dos efeitos da degradação à qual esta submetida atualmente a crosta laterítica. Em termos granulométricos, encontram-se, neles, desde fragmentos granulares milimétricos até depósitos de silte, em proporções variadas. Via de regra, a fração argila é fracamente representada.

Métodos Os produtos de degradação superficial estudados neste trabalho foram amostrados na parte central de uma extensa clareira natural situada na porção setentrional da Serra de Trucará, longe de qualquer influência do capeamento argiloso. Foram peneirados e divididos em frações que foram analisadas por difração de raios X. A couraça ferro-aluminosa aflorante foi, por sua vez, objeto de análises petrográficas e difratométricas. Para a avaliação do grau de substituição de FeOOH por AlOOH na rede cristalina da goethita foi utilizado o método de Solymar (1969).

Resultados A composição mineralógica da crosta aflorante, avaliada semi-quantitativamente por difração de raios X, varia dentro dos limites seguintes: 45 a 65% de goethita com substituição de FeOOH por AlOOH de 0 a 15%; 5 a 20% de hematita; 5 a 25% de gibbsita; até 5% de boehmita; 4 a 8% de anatásio; até 5% de quartzo e até 2% de caolinita. A hematita e a boehmita tendem a se concentrar nas concreções e nos pseudo-pisólitos da zona mais superficial.

A composição dos produtos de alteração não consolidados permitiu distinguir três casos:

1) a composição dos produtos de alteração é qualitativa e quantitativamente idêntica à da crosta sotoposta, qualquer que seja a fração granulométrica considerada e consiste basicamente em gibbsita, goethita, anatásio, quartzo e traços de rutilo.

2) A composição mineralógica varia de modo seguinte:

- na couraça e nos fragmentos de tamanho $> 0,5$ mm:
gibbsita + boehmita + goethita + hematita + anatásio + traços de quartzo
- na fração $500 \mu\text{m} > \varnothing > 250 \mu\text{m}$:
gibbsita + traços de boehmita + goethita + hematita + anatásio + pouco quartzo
- na fração $250 \mu\text{m} > \varnothing > 125 \mu\text{m}$:
traços de gibbsita + goethita + hematita + maghemita + anatásio + pouco quartzo
- na fração $125 \mu\text{m} > \varnothing > 63 \mu\text{m}$:
goethita + hematita + maghemita + anatásio + quartzo
- na fração $63 \mu\text{m} > \varnothing$:
goethita + hematita + maghemita + anatásio + quartzo

3) Como no caso anterior, a composição mineralógica dos produtos de desagregação varia em função da granulometria:

- nos fragmentos e grânulos de $\varnothing > 1,5 \mu\text{m}$:
gibbsita + boehmita + goethita + hematita + anatásio + traços de rutilo + quartzo
- na fração $1500 \mu\text{m} > \varnothing > 500 \mu\text{m}$:
gibbsita + boehmita + goethita + hematita + maghemita + anatásio + traços de rutilo + quartzo
- na fração $500 \mu\text{m} > \varnothing > 250 \mu\text{m}$:
gibbsita + goethita + anatásio + traços de rutilo + quartzo

- na fração $250 \mu\text{m} > \varnothing > 125 \mu\text{m}$:
pouca gibbsita + pouca goethita + quartzo + anatásio + pouco rutilo
- na fração $125 \mu\text{m} > \varnothing > 63 \mu\text{m}$:
traços de gibbsita + traços de goethita + quartzo + anatásio + rutilo
- na fração $63 \mu\text{m} > \varnothing$:
quartzo + anatásio + rutilo

O primeiro caso descrito aponta para a ausência de qualquer degradação química significativa dos minerais e para a fragmentação mecânica como fenômeno essencial.

Observa-se, no segundo caso, que hematita e boehmita encontram-se juntas nos grânulos maiores derivados dos pseudo-pisólitos da couraça. A presença de hematita torna esses grânulos mais resistentes à alteração que a matriz, na qual este mineral se encontra em quantidade muito menor. Por outro lado, boehmita e, em seguida, gibbsita desaparecem à medida que diminui o tamanho das partículas, i.e. no decorrer da fragmentação. Nota-se, igualmente, a presença, nas frações mais finas, de maghemita, enquanto hematita e goethita tornam-se as fases minerais predominantes. Maghemita resulta da oxidação de magnetita presente no basalto e se encontra em quantidade discreta em toda a couraça laterítica. No entanto, este mineral aparece somente nos produtos de alteração mais finos e mais fortemente degradados. Nos produtos de alteração de granulometria mais grossa e menos evoluídos, maghemita não foi detectada pela difração de raios X. Em suma, observa-se apenas o progressivo desaparecimento dos minerais de alumínio e o enriquecimento relativo *in situ* dos minerais de ferro, de titânio e do quartzo.

No terceiro caso, hematita e boehmita ocorrem, como no caso anterior, essencialmente nas frações grossas. Por outro lado, no decorrer da destruição da matriz, nota-se uma progressiva diminuição do conteúdo e, finalmente, a eliminação dos minerais de alumínio e de ferro. Apenas os minerais mais resistentes, i.e. quartzo, anatásio e rutilo permanecem concentrados *in situ* na fração mais fina.

Nos dois últimos casos considerados, tanto os minerais eliminados no decorrer do processo como os minerais residuais apresentam densidades muito diferentes. Tal fato permite descartar a hipótese de separação das fases minerais através de processos mecânicos e atribuir o enriquecimento progressivo em quartzo, anatásio e rutilo à dissolução diferenciada dos constituintes originais da crosta e à destruição preferencial dos minerais de alumínio e de ferro através de fenômenos puramente químicos.

Discussão A couraça ferralítica que aflora nas clareiras naturais da Serra de Trucará esta sofrendo atualmente, em superfície, uma degradação resultando de dois fenômenos distintos, cuja importância relativa no processo varia fortemente de um local a outro. Esses dois fenômenos são:

- a degradação física marcada pela fragmentação da couraça sem que haja modificações mineralógicas na composição da matriz e dos pseudo-pisólitos. Estes últimos sofrem, contudo, uma fragmentação mais lenta que a primeira.
- a degradação química caracterizada essencialmente pela dissolução dos minerais de alumínio, a lixiviação deste elemento e a consequente desagregação tanto da matriz como dos pseudo-pisólitos. Por serem mais ricos em hematita e em ferro em geral, estes se desagregam mais devagar que a matriz. Em casos extremos, os minerais de ferro podem também ser parcial a totalmente dissolvidos e o ferro removido. Em termos gerais, os minerais de elementos menos solúveis, i.e. quartzo, anatásio e oxi-hidróxidos de ferro sofrem um enriquecimento relativo *in situ*.

O grau de evolução dos produtos de degradação varia não só em função da composição da crosta ferralítica como também em função da sua estrutura e da sua permeabilidade, das quais depende a percolação das águas pluviais e, portanto, a intensidade da lixiviação. Outros fatores igualmente importantes são a disponibilidade de matéria orgânica e a cinética da decomposição da cobertura vegetal que controlam tanto a produção de ácidos orgânicos e, portanto, o valor do pH das águas, como a formação de complexos organo-metálicos solúveis.

QUIMISMO DAS ÁGUAS DE SUB-SUPERFÍCIE Os fenômenos que ocorrem atualmente no manto intempérico e na interface deste com a rocha-mãe puderam ser identificados através do estudo de

águas oriundas de diferentes níveis da cobertura de alteração da Serra de Trucará.

Métodos As águas foram coletadas exclusivamente em nascentes e poços, em vista de reduzir ao mínimo a influência do meio externo, sendo as águas de correntes (riachos, córregos) sistematicamente descartadas. Procurou-se, deste modo, obter uma assinatura hidrogeoquímica mais fiel possível dos fenômenos ocorrendo atualmente dentro da cobertura ferralítica. Em toda a Serra de Trucará foram selecionados doze pontos de amostragem correspondendo a dez nascentes e dois poços.

As águas coletadas foram divididas em quatro tipos:

- 1) águas provenientes da interface rocha - saprólito ou da base da zona saprolítica (nascentes Vargas 1, Vargas 2, Ararinha e Sopé Oeste).
- 2) águas provenientes do topo do saprólito ou da base da couraça ferralítica (poços Chácara Amazônia e Dolina; nascente Borda Oeste).
- 3) água coletada numa pequena nascente situada na superfície da crosta (nascente Clareira).
- 4) águas provenientes de acumulações colúviais (nascentes Cobras, Sítio Colorado, Santa Isabel e Capoteua).

A localização geográfica dos pontos de amostragem é apresentada na Figura 2.

Procurando-se coletar amostras de água representativas das condições naturais em diferentes períodos do ano, as amostragens foram realizadas:

Período 1: nos meados de junho, no final da estação úmida.

Período 2: nos meados de setembro, em plena estação seca.

Período 3: nos meados de outubro, num período muito seco.

Período 4: nos últimos dias de novembro i.é. no início da estação chuvosa, tendo chovido há poucos dias.

As águas foram coletadas e conservadas em frascos de polietileno malgeno previamente lavados com ácido nítrico e enxaguados com água (miliQ). Os valores do pH e, quando possível, a reserva alcalina (alcalinidade) foram determinados nos locais de amostragem, utilizando-se um potenciômetro. Havendo dificuldade de efetuar esta última medição no campo, ela foi realizada poucas horas após a coleta. As águas foram filtradas usando-se filtros 0,01 µm. Parte delas, em vista de dosagem dos cátions, foi acidificada com ácido nítrico superpuro bidestilado. Outra parte foi utilizada para análise de ânions e como referência.

Os cátions Na⁺, K⁺, Ca²⁺ e Mg²⁺ foram analisados por espectrometria de absorção atômica com uma precisão de 1 a 3%. Fe_{tot} e Al³⁺ foram pelo mesmo método com uma precisão de 5%. O conteúdo de sílica, expressa na forma de H₄SiO₄, foi medido por colorimetria com precisão de 2%. Os teores de ânions Cl⁻, SO₄²⁻ e NO₃⁻ foram obtidos por cromatografia iônica com precisão de 1% para Cl⁻ e de 2% para SO₄²⁻. Os nitratos foram detectados somente em raras amostras.

Os resultados foram plotados nos diagramas Na⁺ vs. Cl⁻ e K⁺ vs. Cl⁻, e as variações na composição das águas foram interpretadas com base nas propostas de Stallard & Edmond (1981) referentes às precipitações na região amazônica. As amostras foram igualmente plotadas nos diagramas log H₄SiO₄ vs. pH, [log H₄SiO₄ + log Al³⁺] vs. pH, log Al³⁺ vs. pH e log Fe_{tot} vs. pH para determinar o comportamento das águas, em diferentes épocas do ano, em relação ao quartzo e à sílica amorfa, à caolinita, à gibbsita e ao hidróxido de ferro, respectivamente. Deste modo, com base nos fundamentos teóricos expostos por Michard (1989), foram avaliados a estabilidade dos minerais constituintes da cobertura de alteração em função das variações sazonais de composição e de pH das águas, bem como o processo mais geral de dissolução-precipitação no manto intempérico da Serra de Trucará.

Resultados A composição das águas coletadas é apresentada nas Tabelas 1, 2 e 3. Em termos gerais, observa-se que Na⁺ é o cátion mais abundante e apresenta a distribuição mais regular, enquanto os teores de K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺ são nitidamente subordinados e variam muito em função da origem da água. Os conteúdos de H₄SiO₄, Al³⁺ e Fe_{tot} variam tanto de acordo com o período de amostragem como em função da origem da água. Referente aos ânions, Cl⁻ destaca-se pela sua abundância e sua distribuição bastante regular, enquanto os teores de SO₄²⁻ e

NO₃⁻, muito subordinados, parecem sofrer variações sobretudo sazonais.

A medida da alcalinidade pode fornecer valores negativos. Estes correspondem a ambientes ácidos, ricos em matéria orgânica, cuja decomposição gera ácidos e ânions orgânicos.

Discussão *ÁGUAS DE TIPO 1* (Tabela 1) Essas águas são ácidas qualquer que seja o período da amostragem. Com exceção das águas coletadas em outubro, elas apresentam valores de pH na faixa de 3,8 a 4,7. O seu conteúdo total de cátions é relativamente elevado (média próxima de 1,5.10⁻⁴ M.Kg⁻¹). Embora Na⁺ predomine, Ca²⁺ e Mg²⁺ se encontram em teores significativos. O conteúdo de sílica (H₄SiO₄) é elevado (1,65 a 3,10.10⁻⁶ M.Kg⁻¹) e apresenta um certo aumento em outubro em todas as nascentes, enquanto que Fe_{tot} e Al³⁺ são menos abundantes e exibem uma distribuição muito irregular. Entre os ânions, Cl⁻ predomina, SO₄²⁻ é pouco abundante e NO₃⁻ praticamente inexistente.

Tabela 1 – Composição química das águas de Tipo 1. Os teores de Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻ e NO₃⁻ estão expressos em 10⁻⁴ M.Kg⁻¹; os teores de H₄SiO₄, Al³⁺ e Fe_{total} estão expressos em 10⁶ M.Kg⁻¹; nd: não determinado. Períodos de amostragem: 1 – meados de junho; 2 – meados de setembro; 3 – meados de outubro; 4 – final de novembro.

LOCAL	Período	T°C	pH	Alc.	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	H ₄ SiO ₄	Al ³⁺	Fe _{tot}	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
Vargas 1	1	27	3,91	-1,23	0,79	0,12	0,32	0,29	2,16	0,50	nd	0,67	0,07	nd
	3	28	5,29	1,4	0,96	0,14	0,40	0,36	2,63	0,67	1,43	0,82	nd	nd
	4	28	4,10	-0,79	0,81	0,10	0,07	0,15	2,27	0,42	0,05	0,38	nd	nd
Vargas 2	1	27	4,05	-0,89	0,64	nd	0,39	0,41	1,78	0,24	0,02	0,60	0,06	nd
	2	28	4,70	1,20	0,78	0,09	0,21	0,41	1,98	5,78	1,37	0,85	0,27	nd
Ararinha	3	28	5,29	1,84	0,74	0,03	0,48	0,51	2,31	0,11	1,20	0,65	nd	nd
	1	26	3,84	-1,44	0,67	0,05	0,37	0,37	1,68	0,42	nd	0,65	0,06	nd
Sopé Oeste	2	26	4,50	1,12	0,56	0,05	0,20	0,37	1,65	1,07	0,19	0,58	0,11	nd
	3	26	5,38	1,48	0,71	0,06	0,35	0,41	2,11	0,44	0,13	0,65	nd	nd
Sopé Oeste	1	28	4,08	-0,79	0,91	0,18	0,27	0,23	2,50	0,37	nd	0,73	0,11	nd
	3	30	5,35	0,05	0,99	0,18	0,23	0,23	3,10	0,67	0,27	0,80	0,06	0,08

O diagrama Na⁺ vs. Cl⁻ mostra que essas águas apresentam um enriquecimento sistemático, embora variável, em sódio em relação à média das precipitações de origem marinha e até continental na região amazônica (Fig. 4A). Tal enriquecimento resultaria da lixiviação do substrato basáltico contendo plagioclásio albitizado. O diagrama K⁺ vs. Cl⁻ indica que quase todas essas águas estão enriquecidas em potássio em relação à média das precipitações de origem marinha (Fig. 4B). Este fato refletiria aportes complementares de potássio, mais provavelmente de origem atmosférica, tendo este elemento a vegetação como fonte principal. A liberação e a ampla redistribuição na região do potássio far-se-ia pela decomposição da matéria orgânica e das queimadas.

Referente à sílica, as águas em apreço são todas subsaturadas em relação ao equilíbrio água - sílica amorfa, porém supersaturadas em relação ao equilíbrio água - quartzo (Fig. 4C). Este último, portanto não sofre dissolução, enquanto a sílica liberada pela destruição dos demais silicatos da rocha-matriz é permanentemente lixiviada. Em relação ao equilíbrio água - caolinita, observam-se variações de acordo com as condições climáticas e o grau de cristalinidade da caolinita (Fig. 4D). Assim, enquanto as águas coletadas em junho são levemente subsaturadas ou em equilíbrio em relação à caolinita bem cristalizada, as de outubro são saturadas em relação à caolinita mal cristalizada. As variações do valor do pH ao longo do ano provocam a alternância de fases de dissolução e de fases de cristalização desse mineral. Desta alternância decorre a heterogeneidade do grau de cristalinidade da caolinita na base do perfil de alteração. Este processo leva, no entanto, progressivamente, à formação da caolinita bem cristalizada e mais estável, cujo predomínio se verifica normalmente no saprólito.

De acordo com os dados termodinâmicos a gibbsita sofre, teoricamente, uma evolução semelhante à da caolinita (Fig. 4E). No entanto, esse mineral não foi identificado na base da cobertura de alteração em questão. Apesar do número restrito de amostras analisadas para ferro, pode-se constatar que nos períodos mais secos as águas aparecem supersaturadas em relação ao hidróxido deste elemento (Fig. 4F). Por outro lado, nas épocas de forte descarga (final de novembro) ou de fluxo mais intenso (junho) as águas se encontram em equilíbrio ou estão subsaturadas em relação a este composto mineral e podem, portanto, dissolvê-lo. As águas do Tipo 1 refletem, por conseguinte, uma alteração de natureza ferralítica da rocha-mãe envolvendo a lixiviação de Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺ e de parte da sílica e o enriquecimento em Al³⁺, Fe e quartzo. A repetição dos fenômenos de dissolução-cristalização aã caolinita leva esta a adquirir progressivamente um alto grau de

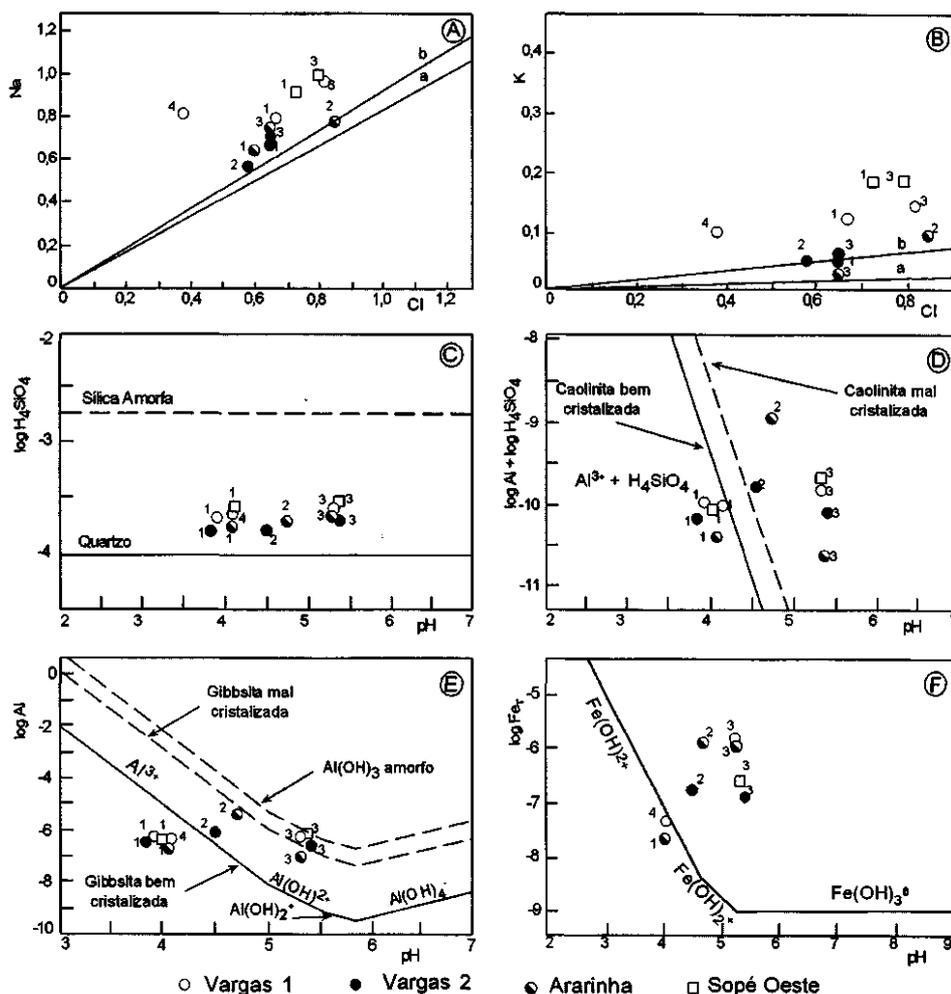


Figura 4 – A) e B) Diagramas Na^+ vs. Cl^- e K^+ vs. Cl^- para as águas de Tipo 1; as retas (a) representam as razões Na/Cl e K/Cl nas precipitações de origem marinha e as retas (b) representam as razões Na/Cl e K/Cl nas precipitações de origem continental, de acordo com Stallard & Edmond (1981). Os teores tanto dos cátions como dos ânions estão expressos em 10^{-4} M.Kg⁻¹. C), D), E) e F) Diagramas $\log \text{H}_4\text{SiO}_4$ vs. pH, $[\log \text{H}_4\text{SiO}_4 + \log \text{Al}^{3+}]$ vs. pH, $\log \text{Al}^{3+}$ vs. pH e $\log \text{Fe}_{\text{tot}}$ vs. pH mostrando as relações de equilíbrio das águas de Tipo 1 com quartzo, sílica amorfa, caolinita, gibbsita, hidróxido de alumínio amorfo e hidróxido de ferro (para gibbsita e para caolinita foram considerados dois graus de cristalinidade). Os teores de H_4SiO_4 , Al^{3+} e Fe_{tot} estão expressos em M.Kg⁻¹.

cristalinidade. O hidróxido de ferro formado precocemente por alteração dos minerais ferro-magnesianos sofre os mesmos fenômenos, o que causa uma redistribuição local do ferro.

ÁGUAS DE TIPO 2 (Tabela 2) Estas águas apresentam algumas diferenças entre si quanto aos conteúdos de cátions e ânions. Esta heterogeneidade parece estar relacionada ao modo dessas águas aflorarem (os pontos de amostragem Chácara Amazônia e Dolina são poços, Borda Oeste é uma nascente). A distância da rocha-matriz, a interação das águas com a atmosfera, a influência da vegetação e dos seus produtos de decomposição e, finalmente, os efeitos da atividade animal e antrópica são provavelmente alguns dos fatores responsáveis pelas variações composicionais. Os valores de pH sofrem igualmente variações notáveis. A somatória dos cátions varia bastante, sem, no

entanto, seguir uma regra clara. Exceto nas águas coletadas em novembro, cujo quimismo foi provavelmente marcado pelo efeito de descarga, as somatórias dos cátions e dos ânions são razoavelmente equilibradas. Entre os cátions, Na^+ normalmente predomina, porém, nas águas dos poços, K^+ e, a um grau menor, Ca^{2+} e Mg^{2+} podem atingir teores apreciáveis. Nas águas da nascente, Na^+ se destaca fortemente dos demais cátions. Os teores de sílica (H_4SiO_4) são baixos, geralmente inferiores a $0,5 \cdot 10^{-6}$ M.Kg⁻¹, indicando uma alteração lenta da caolinita, único silicato presente no saprólito. O conteúdo de Fe_{tot} é muito baixo exceto nas águas coletadas nos poços em outubro, período de forte rebaixamento do nível freático e relativa estagnação das águas subterrâneas. É possível que o meio, tornando-se menos oxidante em tais condições, tenha favorecido uma dissolução mais significativa do ferro. Os teores de Al^{3+} são igualmente muito variáveis. Haveria, na

Tabela 2 - Composição química das águas de Tipos 2 e 3 (para informações complementares vide legenda da Tabela 1).

TIPO/LOCAL	Período	T°C	pH	Alc.	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	H ₄ SiO ₄	Al ⁺⁺⁺	Fe _{tot}	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	NO ₃ ⁻	
TIPO 2	Borda Oeste	1	26	2,83	-14,79	0,48	0,12	0,06	0,08	0,25	2,40	nd	0,59	0,09	0,17
		3	26	4,72	0,20	0,43	0,12	0,06	0,07	0,39	2,00	0,13	0,55	nd	0,25
		4	26	3,70	-1,99	0,64	0,16	0,02	0,07	0,27	2,18	0,01	0,30	nd	0,04
	Chácara Amazônia	1	26	3,87	-1,35	0,30	0,16	0,38	0,12	0,18	0,73	nd	0,34	0,12	0,20
3		27	5,00	0,34	0,66	0,29	0,31	0,18	0,40	13,94	6,21	0,83	0,10	0,72	
4		28	4,56	0,44	1,60	0,80	0,06	0,31	0,20	0,13	0,13	1,40	0,38	nd	
Dolina	3	27	5,35	0,61	0,59	0,32	0,41	0,18	0,64	1,22	16,12	0,73	0,29	0,40	
TIPO 3	Clareira	1	36	4,96	0,05	0,93	0,16	0,14	0,10	0,01	1,35	3,19	1,05	0,18	nd

maioria dos casos, uma relação entre o baixo valor do pH e o enriquecimento em Al^{3+} da água, o que é coerente com o comportamento deste elemento no meio supergênico. É também interessante observar a forte semelhança entre a composição das águas da nascente Borda Oeste e a das águas percolando colúvios (Tipo 4).

O diagrama Na^+ vs. Cl^- mostra que as águas coletadas em junho e outubro na zona saprolítica ou na base da crosta se situam sobre ou entre as retas que limitam, segundo Stallard & Edmond (1981), o domínio das precipitações de origem marinha ou continental na região amazônica (Fig. 5A). Tratar-se-ia, portanto, apenas de reciclagem de águas meteóricas que sofreram um grau variável de evaporação. No diagrama K^+ vs. Cl^- , essas águas se situam acima da reta correspondendo à média das precipitações de origem continental (Fig. 5B). Tal distribuição indica aportes complementares de potássio, mais provavelmente de origem orgânica e atmosférica.

Essas águas provenientes da couraça e da parte superior do saprolito são todas subsaturadas em relação ao equilíbrio água - quartzo, sendo este último lentamente dissolvido (Fig. 5C). Em relação ao equilíbrio com a caolinita, as variações sazonais do pH controlam, como para as águas de Tipo 1, a alternância de fenômenos de dissolução e de cristalização (Fig. 5D). Com efeito, enquanto as águas coletadas em novembro e junho, períodos de forte descarga ou de precipitações mais abundantes, mostram-se subsaturadas ou em equilíbrio em relação à caolinita bem cristalizada, as de outubro, amostradas em época de forte estiagem e relativa estagnação das águas, são

supersaturadas ou em equilíbrio em relação à caolinita mal cristalizada. Aproximadamente o mesmo quadro pode ser observado referente à gibbsita. As águas de novembro e junho são subsaturadas em relação à gibbsita bem cristalizada, enquanto que as de outubro encontram-se em equilíbrio em relação à gibbsita mal cristalizada (Fig. 5E).

Embora poucos dados sejam disponíveis referente ao ferro, a subsaturação e a supersaturação alternadas das águas em relação ao hidróxido deste elemento sugerem também a alternância de períodos favoráveis à dissolução e de períodos propícios à precipitação deste composto mineral (Fig. 5F). Tais variações sazonais explicariam a lenta degradação da couraça ferro-aluminosa, através da desferrificação ao longo de fissuras e a evolução destas para um sistema de túbulos subverticais interligados. A dissolução do hidróxido de ferro e o branqueamento no topo do horizonte saprolítico seriam outras consequências das variações periódicas das condições físico-químicas.

ÁGUAS DE TIPO 3 (Tabela 2) Esta única amostra retrata as águas subsuperficiais rasas atuando, durante os períodos chuvosos, no topo da couraça. Observa-se um pH relativamente elevado (≈ 5), um notável equilíbrio entre Σ cátions e Σ ânions, uma forte predominância de Na^+ e Cl^- , e escassez em demais cátions e ânions.

No diagrama Na^+ vs. Cl^- , esta água encontra-se na reta representando a média das precipitações de origem marinha, enquanto que o diagrama K^+ vs. Cl^- mostra um enriquecimento em potássio devido provavelmente à influência da vegetação e das queimadas (Figs. 5A e 5B).

A sílica é praticamente inexistente, porém Fe_{tot} e Al^{3+} encontram-

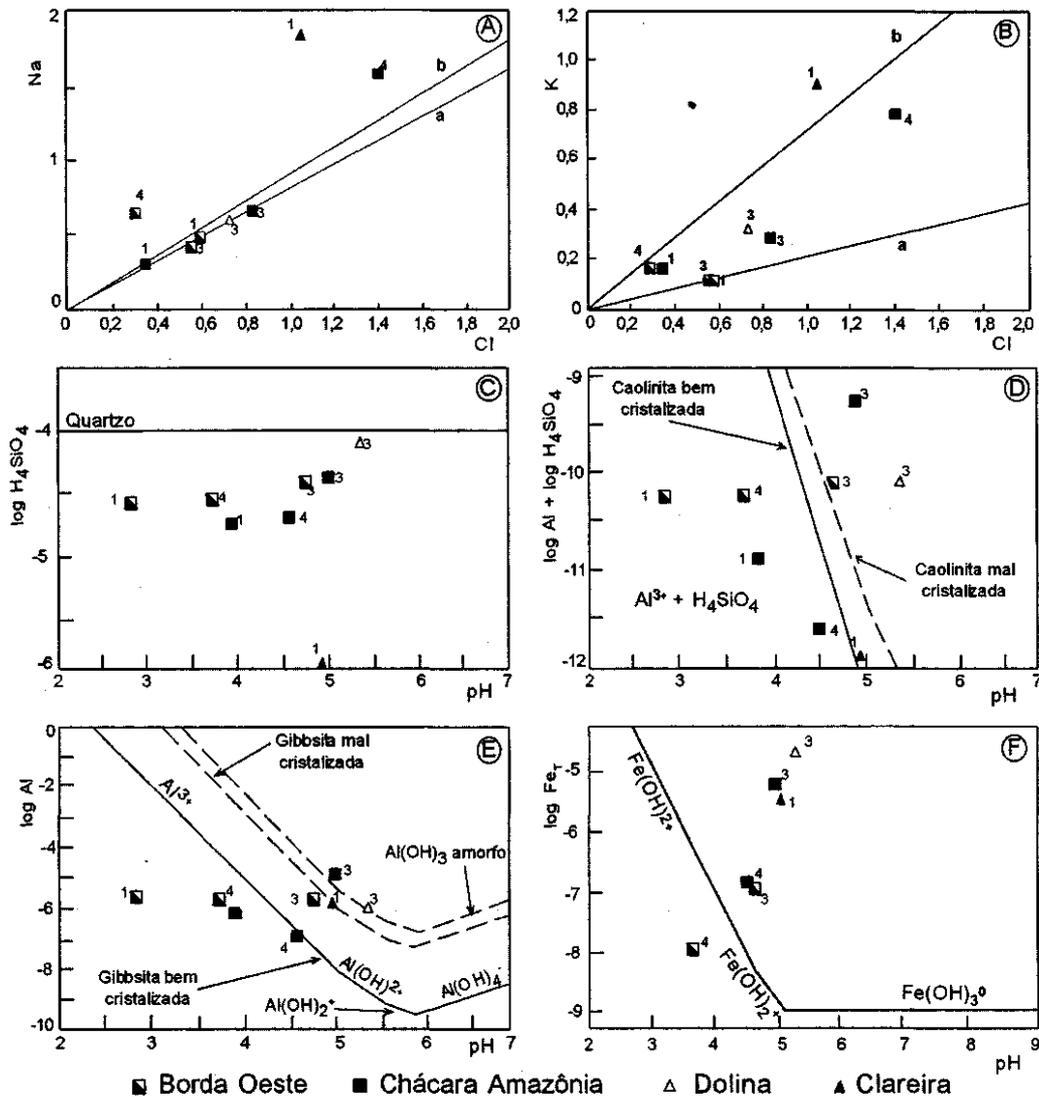


Figura 5 – A) e B): diagramas Na^+ vs. Cl^- e K^+ vs. Cl^- para as águas de Tipos 2 e 3; C), D), E) e F): diagramas mostrando as relações de equilíbrio das águas de Tipos 2 e 3 com quartzo, sílica amorfa, caolinita, gibbsita, hidróxido de alumínio amorfo e hidróxido de ferro (para informações complementares vide legenda da Figura 4).

se em teores apreciáveis (Fig.5C). Utilizando-se os diagramas de equilíbrio, observa-se que esta água é fortemente subsaturada em relação ao quartzo e está em equilíbrio com a caolinita bem cristalizada, pouco abundante na crosta ferralítica, e com a gibbsita mal cristalizada (Figs. 5D e 5E). Esta água é portanto capaz de dissolver, embora muito devagar, o quartzo e a caolinita, porém não afeta a gibbsita bem cristalizada. Em relação ao hidróxido de ferro, esta água é supersaturada, não havendo, em princípio, dissolução dos minerais de ferro (Fig. 5F). No entanto, o grau mais acentuado de alteração constatado frequentemente na superfície da crosta sugere que outros fatores intervêm no processo de degradação. Assim, em certos locais, a formação de complexos organo-metálicos solúveis de ferro e provavelmente de alumínio deve desempenhar, em determinados períodos do ano, um papel relevante na dissolução dos oxi-hidróxidos desses elementos. Tal fato ocorreria, em particular, em zonas confinadas e depressões abrigando acumulações de matéria orgânica. Por outro lado, nesses mesmos locais, a formação de ácidos orgânicos aceleraria a mobilização e a remoção do ferro e do alumínio. Enfim, a própria água de chuva, excessivamente pobre em sílica, ferro e alumínio, apesar do seu pH relativamente elevado, seria capaz de dissolver os minerais mais refratários.

ÁGUAS DE TIPO 4 (Tabela 3) Este grupo se distingue por uma notável homogeneidade. Via de regra, com exceção das de outubro, as águas são francamente ácidas ($4 > \text{pH} > 3$). Salvo as amostras coletadas em novembro, que, como nos demais tipos, apresentam um conteúdo de cátions relativamente elevado, essas águas revelam um equilíbrio razoável entre os cátions e os ânions. O baixo pH e a alcalinidade fraca ou francamente negativa indicam a presença, nessas águas, de quantidade notável de íons orgânicos provenientes da dissociação dos ácidos orgânicos gerados no processo de degradação da vegetação, em geral abundante nas zonas de colúvios. Os teores de K^+ , Ca^{++} e Mg^{++} são baixos. Entre os ânions Cl^- predomina e o conteúdo de SO_4^{2-} é normalmente pouco significativo. NO_3^- exibe às vezes teores bastante elevados devidos, possivelmente, à atividade animal ou antrópica.

No diagrama Na^+ vs. Cl^- , essas águas encontram-se dentro do domínio das precipitações de origem marinha a continental na região amazônica, segundo Stallard & Edmond (1981), ou se afastam muito pouco dele, exibindo apenas um leve enriquecimento em sódio (Fig.6A). O diagrama K^+ vs. Cl^- , por sua vez, mostra um enriquecimento nulo (Capoteua) a acentuado (Cobras) em potássio em relação à composição das águas de precipitação na Amazônia (Fig.6B). Tal fato reflete provavelmente a influência local, muito variável, da vegetação.

O conteúdo de Al^{3+} é bastante elevado (de 0,89 a $4,59 \cdot 10^{-6}$ M.Kg^{-1}) e sofre relativamente poucas variações, enquanto o de Fe_{tot} é, ao contrário, muito variável e, aparentemente, não depende dos fatores climáticos nem do pH. A influência local da matéria orgânica deve explicar o eventual enriquecimento em ferro.

As águas coletadas em zonas colúviais são todas subsaturadas em relação ao quartzo (Fig.6C). São igualmente subsaturadas em relação à caolinita e à gibbsita, exceto as amostradas em outubro, que são saturadas em relação a estes minerais (Figs.6D e 6E).

Tais fatos mostram que, nos colúvios, também alternam, ao longo do ano, períodos de dissolução e de reprecipitação desses dois minerais. A predominância da caolinita e a presença de gibbsita na matriz argilosa, bem como a cimentação por gibbsita dos produtos de degradação mais grossos, observada em algumas zonas colúviais, resultariam da alternância desses fenômenos.

Enfim, as águas de Tipo 4 coletadas em novembro e junho mostram-se essencialmente subsaturadas ou em equilíbrio com o hidróxido de ferro, enquanto as de setembro e outubro são, na maioria dos casos,

supersaturadas (Fig.6F). Cabe ressaltar que o comportamento das águas amostradas no final de novembro e em setembro apresenta certas variações de acordo com o local de coleta. De qualquer modo, percebe-se que tanto os minerais de ferro como a caolinita e a gibbsita são periodicamente desestabilizados e dissolvidos pelas águas subterrâneas. Embora se suponha que pouco ferro seja realmente lixiviado para fora da cobertura colúvial, este elemento deve ser, localmente, redistribuído e reprecipitado na forma de oxi-hidróxido, o que resulta em concrecionamento e cimentação.

CONCLUSÕES Os dados apresentados mostram que, hoje em dia, dois processos fundamentais estão ocorrendo na cobertura de alteração da Serra de Trucará. Por um lado, os basaltos e as intercalações psamíticas e pelíticas da Formação Caraipé estão sofrendo ferralitização e, por outro, fenômenos de degradação afetam a parte superior do manto intempérico, em particular a couraça ferro-aluminosa e os produtos colúviais do seu desmantelamento.

Na base do manto intempérico, a lixiviação de parte da sílica e dos elementos alcalinos e alcalino-terrosos, liberados pela alteração dos silicatos das rochas-matrizes, resulta em enriquecimento relativo em alumínio e ferro. Dos minerais originais, apenas o quartzo resiste à destruição, enquanto os outros silicatos cedem quase logo o lugar à caolinita mal cristalizada e à goethita. Não há, ainda, neste estágio, individualização de gibbsita. Tanto a caolinita como o hidróxido de ferro sofrem periódica dissolução, seguida de reprecipitação. Tal alternância leva, por um lado, ao desenvolvimento progressivo de caolinita melhor cristalizada e, por outro, à redistribuição, geralmente local, do ferro.

Na parte superior do horizonte saprolítico, em condições algo mais ácidas e mais oxidantes, a caolinita se dissolve incongruamente, o que leva à formação de gibbsita. O quartzo é igualmente afetado por lenta dissolução. Os oxi-hidróxidos de ferro são também periodicamente afetados por este fenômeno. Acredita-se que a mobilização do ferro e da sílica, e a sua evacuação lateral resulta em formação de uma zona de baixa densidade na interface couraça/saprolito (Maurity & Kotschoubey 1995). Esta zona altamente porosa e frágil pode localmente evoluir até se formarem cavidades de altura e extensão significativas, provocando a subsidência e até o abatimento de amplas porções da couraça sobreposta e a geração de depressões e dolinas.

Nos níveis superiores da cobertura de alteração, o quadro é essencialmente de degradação química e física da couraça ferro-aluminosa resultante de ferralitização antiga e dos seus produtos de desmantelamento. Nessas formações, foi evidenciada a lixiviação periódica de alumínio, o que permite explicar o enriquecimento neste elemento da porção inferior da couraça e do topo do horizonte saprolítico, bem como, em locais, a cimentação por gibbsita de produtos colúviais recentes. Por sua vez, a dissolução sazonal do hidróxido de ferro agindo predominantemente ao longo de fissuras, fraturas e túbulos de raízes é um fator fundamental na degradação da couraça. Nos locais onde ocorre desferriificação, a couraça perde a sua coesão e torna-se friável, podendo ser facilmente desagregada fisicamente. As feições escoriáceas, os túbulos e outras cavidades observados neste horizonte são consequências diretas da remoção do ferro. Os produtos superficiais de desagregação da couraça representam os estágios mais avançados da degradação deste horizonte, destacando-se quartzo, rutílo e anatásio como os minerais mais refratários à alteração. Os demais minerais constituintes da parte superior da couraça e das formações colúviais apresentam uma vulnerabilidade variável ao intemperismo, podendo ser classificados, em ordem decrescente de resistência à dissolução, de seguinte modo: hematita, maghemita, goethita, boehmita, gibbsita e caolinita. Cabe, enfim, ressaltar a importância, nas zonas

Tabela 3 - Composição química das águas de Tipo 4 (para informações complementares vide legenda da Tabela 1).

LOCAL	Período	T°C	pH	Alc.	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	H ₄ SiO ₄	Al ⁺⁺⁺	Fe _{tot}	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	NO ₃ ⁻
Cobras	1	27	3,35	-4,47	0,46	0,06	0,08	0,12	0,37	2,97	nd	0,51	0,06	nd
	3	27	4,91	0,24	0,45	0,10	0,10	0,14	0,56	2,00	8,79	0,60	nd	0,36
	4	29	3,45	-3,54	1,52	0,19	0,01	0,17	0,45	2,32	0,29	0,80	nd	0,02
Sítio Colorado	1	26	3,24	-5,75	0,37	0,08	0,09	0,09	0,24	2,12	1,15	0,44	nd	0,50
	2	26	3,65	-2,24	0,38	0,06	0,06	0,11	0,28	3,62	3,87	0,49	0,06	0,08
	3	28	5,24	0,26	0,48	0,08	0,08	0,09	0,36	0,96	0,59	0,45	0,03	nd
	4	26	3,80	-1,58	1,20	0,13	0,01	0,16	0,29	0,89	1,02	0,45	nd	nd
Santa Isabel	3	28	4,68	-0,21	0,50	0,07	0,05	0,08	0,46	1,96	0,27	0,35	0,05	0,20
	4	26	3,20	-6,30	0,74	0,12	0,04	0,10	0,34	2,28	0,06	0,70	nd	nd
Capoteua	1	26	3,48	-3,31	0,75	0,03	0,04	0,08	0,32	1,77	nd	0,74	0,07	0,19
	3	26	4,75	0,01	0,71	0,04	0,05	0,07	0,47	1,33	0,36	0,70	0,05	0,19
	4	26	3,65	-2,24	0,70	0,03	0,03	0,07	0,36	4,59	0,21	0,70	0,10	nd

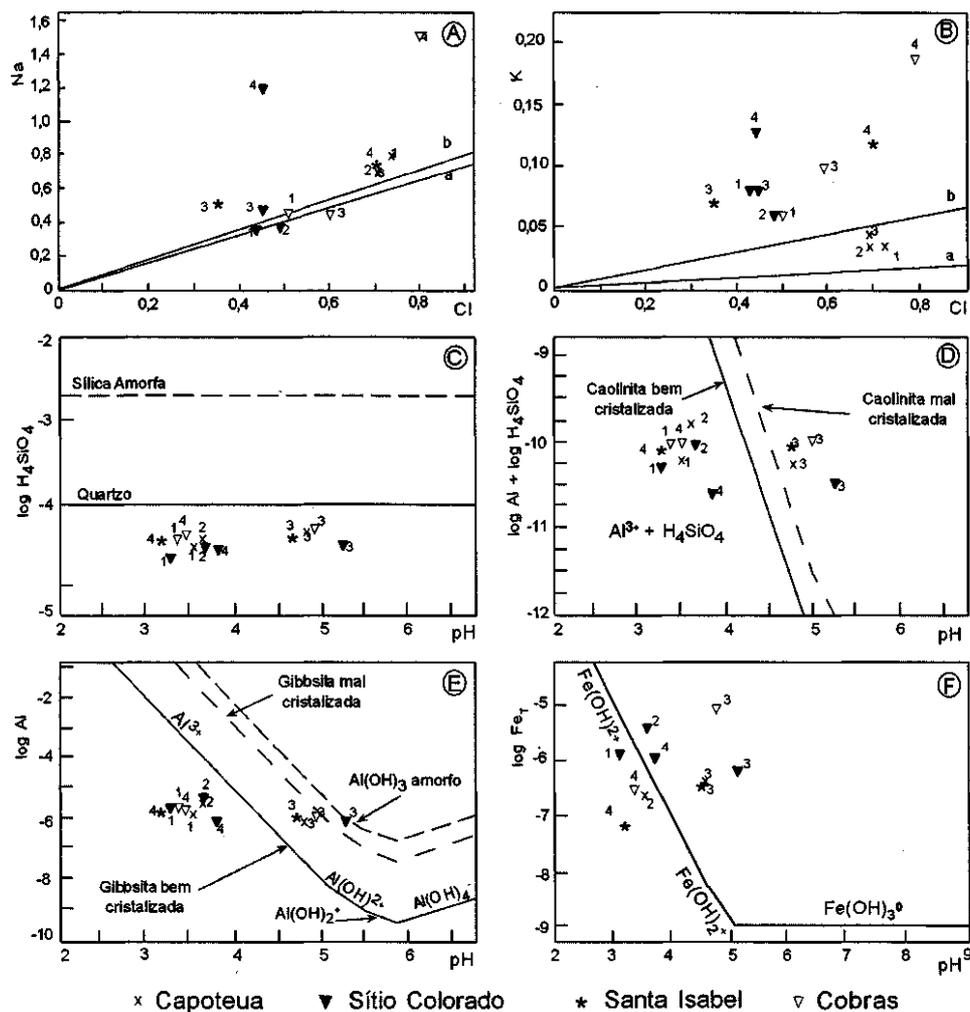


Figura 6 – A) e B): diagramas Na^+ vs. Cl^- e K^+ vs. Cl^- para as águas de Tipo 4; C), D), E) e F): diagramas mostrando as relações de equilíbrio das águas de Tipo 4 com quartzo, sílica amorfa, caulinita, gibbsita, hidróxido de alumínio amorfo e hidróxido de ferro (para informações complementares vide legenda da Figura 4).

mais superficiais da cobertura, da participação da matéria orgânica na mobilização e transferência do ferro e provavelmente do alumínio.

Como foi demonstrado por Tardy (1993), os fenômenos de dissolução - precipitação na cobertura intempélica são essencialmente controlados pela estabilidade termodinâmica (e mecânica) dos minerais envolvidos e o potencial (atividade, natureza, composição) das águas que percolam as formações supergênicas consideradas. Estes fenômenos são conseqüentemente sensíveis às variações climáticas sazonais, das quais dependem o grau de hidratação dos níveis superiores e a intensidade das percolações, bem como às variações do pH. Estas últimas, por sua vez, podem ter uma estreita relação com a presença e evolução da matéria orgânica. Assim, a pluviosidade e o pH das soluções

são os dois principais fatores que, hoje em dia, controlam, por um lado, a ferralitização das rochas da Formação Cafaípe e o enriquecimento relativo em alumínio e ferro da cobertura de alteração, e por outro, a dissolução - reprecipitação da caulinita, da gibbsita, dos oxihidróxidos de ferro responsável pela progressiva degradação e transformação da couraça laterítica e dos produtos colúviais derivados desta.

Agradecimentos Ao CNRS/INSU (Programas PIRAT e PEGI), ao CNPq e à FINEP pelo apoio financeiro a este trabalho realizado no âmbito do Acordo de Cooperação entre a Universidade Pierre et Marie Curie/Paris VI (Paris, França) e a Universidade Federal do Pará (Belém, Brasil), bem como a dois relatores anônimos da RBG.

Referências

- Bildgen P., Hieronymus B., Kotschoubey B. 1988. Premiers résultats concernant l'étude de la région de Tucuruí (Etat du Pará, Brésil) à l'aide de données SPOT. In: Congrès National des Sociétés Savantes, 113, Strasbourg, *Annales*, fase. Télé-détection: 61-73
- Hasui Y. & Costa J. B. S. 1990. O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 36, Natal, *Anais*, 6:2535-2549
- Hieronymus B., Kotschoubey B., Truckenbrodt W., Boulègue J. 1989. Bauxites and laterites of the Serra de Trucará (State of Pará, Brazil). Geological survey and bauxitization evolution. *Bulletin des Sciences Géologiques*, 42:3-14
- Hieronymus B., Kotschoubey B., Godot J. M., Boulègue J. 1990. Estudo da interação água-rocha nas formações bauxíticas da Serra de Trucará (Estado do Pará). In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 36, Natal, *Anais*, 2:867-876
- Kotschoubey B., Truckenbrodt W., Hieronymus B. 1986. As bauxitas da extremidade sul da Serra de Trucará, Estado do Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, 5:2259-2269
- Matta M. A. S. 1982. *Evolução geológica da região de Tucuruí*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Dissertação de Mestrado, 109 p.
- Matta M. A. S. & Hasui Y. 1984. Modelamento estratigráfico da região de Tucuruí, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 2:821-831
- Michard G. 1989. *Equilibres chimiques dans les eaux naturelles*. Paris, Publisud, 357 p.
- Solymar K. 1969. Alumogoethit in den Ungarischen Bauxiten. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 3:359-373
- Souza E. L. 1989. *Estudo geológico das lateritas aluminosas da Serra de Trucará (Tucuruí, Estado do Pará)*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Dissertação de Mestrado, 103 p.
- Stallard R. F. & Edmond J. M. 1981. Geochemistry of the Amazon. 1. Precipitation chemistry and the marine contribution to the dissolved load at the time of peak discharge. *Journal Geophysical Research*, 86: 9844-9858
- Tardy Y. 1993. *Petrologie des latérites et des sols tropicaux*. Paris, Masson, 461 p.
- Trouw R. A. J., Vaz L. P., Slongo T. T., Nakasako N. 1976. Geologia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 29, Ouro Preto, *Anais*, 2:137-146

Manuscrito A-1108

Recebido em 06 de julho de 1999

Revisão dos autores em 25 de novembro de 1999

Revisão aceita em 30 de novembro de 1999