ALTERAÇÃO SUPERGÊNICA DAS ROCHAS BÁSICAS DO GRUPO GRÃO-PARÁ — IMPLICAÇÕES SOBRE A GÊNESE DO DEPÓSITO DE BAUXITA DE N5, SERRA DOS CARAJÁS

VANDA PÓRPINO LEMOS* e RAIMUNDO NETUNO VILLAS**

ABSTRACT. The present study deals with the supergene alteration of volcanic basic rocks of the precambrian Grão-Pará Group that occur at the N4 plateau of Carajás and provides evidences that strongly support the contiguous N5 bauxite deposit to be an extreme product of this alteration. The basic rocks are tholeiitic basalts with a primary mineral assemblage largely composed of labradorite and pigeonite-augite. Significant chemical and mineralogical transformations have been induced by the weathering on these rocks and have been evaluated down to depths of 140 m. Distinct gains losses of major components characterize semidecomposed and decomposed basalt in which new compatible minerals change from quartz-smectite-chlorite-kaolinite in the former to kaolinite-goethite-opaques (gibbsite) in the latter.

The N5 plateau consists of a ferruginous bauxitic layer underlain by 1) a lateritic crust; 2) a gibbsite-rich clay and 3) an argillaceous horizon of indefinite thickness, each displaying distinctive chemical and mineralogical compositions with varying proportions of kaolinite, gibbsite and Fe-hydroxides (oxides). Quartz is only present in the argillaceous horizon.

The genetic link between N4 and N5 sequences is advocated on the basis of 1) the nature of the argillaceous horizon as probably being an intermediate stage between the semidecomposed and decomposed basalt; 2) the many similarities disclosed by the gibbsite-rich clay and the decomposed basalt; 3) the same heavy mineral suites for both profiles; and 4) typical trace elements of basic rocks present in relatively high concentrations in N5 horizons and showing enrichment factors along a common trend from the unaltered basalt to the bauxite material.

INTRODUÇÃO Em uma área imediatamente a nordeste e servindo de prolongamento natural da clareira N5 do distrito ferrífero de Carajás, ocorre um pequeno depósito de bauxita ocupando um platô com aproximadamente 65 km² (Fig. 1). As únicas referências sobre essa jazida, registradas na literatura, sugerem ser esse depósito um produto da alteração intemperica das rochas vulcânicas básicas do Grupo Grão-Pará (Assad e Beisiegel, 1978; Santos, 1981).

Com o propósito de avaliar essa hipótese, fez-se um estudo dos perfis supergênicos desenvolvidos na clareira N4, a oeste, para comparação com a sequência de alteração presente no platô N5. Os perfis de N4 são contínuos, evoluindo desde a rocha básica não-intemperizada em profundidade até uma zona de completa decomposição em superfície, ao longo dos quais não se observam níveis enriquecidos em bauxita. Já a sequência de N5 é constituída por uma camada superficial de bauxita, seguida subjacentemente por uma crosta laterítica e, mais abaixo, por horizontes ricos em argilo-minerais, não se atingindo, até as profundidades perfuradas, rochas sãs.

Este estudo comparativo apoiou-se na constituição mineralógica e na distribuição de elementos maiores e traços nos perfis de N4 e N5, e buscou — tanto no padrão de variação vertical dos constituintes químicos e mineralógicos, como nas suítes de minerais pesados e nos elementos traços de menor mobilidade relativa no ambiente supergênico — os parâmetros do possível laço genético entre o depósito de bauxita e as rochas básicas.

Vários trabalhos tratam da formação de lateritas e

Figura 1 — Localização do depósito de bauxita da área N5, Serra dos Carajás (modificada de Beisiegel e Farias, 1978).

*Departamento de Química e Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da UFPA. CP 1611, Belém, PA, CEP 66000.

**Departamento de Geologia e Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da UFPA. Bolsista do CNPq. CP 1611, Belém, PA, CEP 66000.

bauxitas a partir de rochas básicas (Allen & Sherman, 1965; Valetton, 1972; Hieronymus, 1972 e 1973; Sahasrabudhe, 1978; Balasubramanian, 1978; Sastri & Sastri, 1982). No Brasil, é de nosso conhecimento apenas o trabalho referente às ocorrências do Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais (Fleischer e Oliveira, 1969), a cujo esforço pioneiro se soma a presente contribuição.

A GEOLOGIA DA SERRA DOS CARAJÁS A Serra dos Carajás, no centro-leste do Estado do Pará, tem sido objeto de vários trabalhos desde a descoberta dos depósitos de minérios de ferro em 1967. A mais recente proposta estratigráfica para essa região (Hirata *et al.*, 1982) indica o Complexo Xingu como a unidade pré-cambriana mais antiga, nela se destacando rochas de alto grau de metamorfismo (granulitos, gnaisses, migmatitos e anfibolitos) e rochas da fácies xisto-verde (metavulcânicas, formações ferríferas, xistos e metassilexitos), além de várias intrusões de caráter granítico e ultramáfico. Sobre esse complexo repousa discordantemente a seqüência Salobo-Pojuca, constituída por xistos de variadas composições, metabasaltos e anfibolitos, intercalados com formações ferríferas. Mais acima estratigraficamente, em discordância, ocorre o Grupo Grão-Pará, que se divide em três unidades, designadas, da mais antiga para a mais jovem, como Seqüência Paleovulcânica Inferior, Formação Carajás e Seqüência Paleovulcânica Superior. As duas seqüências vulcânicas consistem em rochas basálticas, enquanto na Formação Carajás dominam itabiritos, hoje em grande parte transformados em minério de ferro de alto teor. As evidências de metamorfismo regional nessas rochas não são claras, embora os efeitos de alteração hidrotermal sejam generalizados e localmente intensos. Sotopondo esse grupo, novamente em discordância, surge a Formação Rio Fresco, composta de arenitos imaturos, intercalados com leitos pelíticos, às vezes finamente laminados, e com horizontes brechóides. Há dúvidas quanto à extensão da área de ocorrência hoje atribuída a essa formação, da mesma forma como são mal definidas as evidências de um evento metamórfico regional para suas rochas.

A região da Serra dos Carajás teve uma evolução políciclica com dobramentos sucessivos que afetaram notadamente o Complexo Xingu e a Seqüência Salobo-Pojuca, diminuindo de intensidade em direção às unidades pré-cambrianas mais jovens. Inúmeros falhamentos cortam essa região, cuja história registra eventos desde os tempos arqueanos até o fechamento do ciclo Transamazônico, quando foi invadida por várias intrusões anorogênicas, algumas de dimensões batolíticas, a exemplo dos corpos graníticos de Carajás e Cigano.

Eventos do Pré-Cambriano Superior têm sido registrados na região onde um microgabro, cortando a Seqüência Salobo-Pojuca, acusou uma idade de 561 ± 16 m.a. (Hirata *et al.*, 1982). Esse dado único é, não obstante, insuficiente para assegurar a existência de uma tectônica brasileira na Serra dos Carajás.

O PLATÔ BAUXÍTICO DA CLAREIRA N5 A área de ocorrência da bauxita apresenta-se como um platô irregular, a uma altitude média de 600 m, limitado por verten-

tes íngremes (Fig. 2), as quais foram dissecadas em períodos de erosão que se seguiram à formação da superfície de aplainamento da Serra dos Carajás, de idade cretácica (Assad e Beisiegel, 1978). Os numerosos poços escavados e as sondagens feitas no platô revelam um padrão de alteração que, de cima para baixo, consta de a) um horizonte bauxítico com uma espessura média em torno de 7 m; b) uma crosta laterítica com uma espessura média da ordem de 10 m; c) um horizonte de argila gibbsítica de espessura variável entre 20 e 35 m; e d) um material rico em argilo-minerais de espessura ainda indefinida. Furos de sondagens próximos a alguns poços alcançaram profundidades de aproximadamente 60 m sem que atingissem nenhuma rocha sã.

Figura 2 - O platô N5 de bauxita com a localização dos poços (■) e do furo de sondagem (●) amostrados. Fonte: Amazônia Mineração S.A.

O material bauxítico possui aspecto terroso e cor amarelo-pardacenta. Sua granulação é fina (silte a argila), embora esporádicos grânulos, aleatoriamente distribuídos, estejam presentes. À medida que o perfil se aprofunda, o material gradualmente se enrijece devido à cimentação com óxidos e hidróxidos de ferro, dando lugar à crosta laterítica. Essa crosta apresenta-se normalmente maciça, ainda que inúmeros espaços vazios lhe confirmem caráter alveolar. A coloração é essencialmente marrom-ferruginosa, modificada apenas pela presença de manchas amarelas, de forma e tamanho variados, esparsamente distribuídas. Sob essa crosta, apresenta-se um material decomposto de coloração semelhante à da bauxita, adquirindo em profundidade cor cinza levemente esverdeado, sem que preserve quaisquer estruturas primárias.

MÉTODOS DE TRABALHO Grande parte das amostras utilizadas no presente trabalho foi fornecida pela Amazônia Mineração (AMZA), hoje extinta. De N4 foram selecionados testemunhos de sondagem dos furos F1, F139, F145 e F77, os três primeiros iniciados em rochas da Seqüência Paleovulcânica Inferior e o último nas da Seqüência Paleovulcânica Superior. Na clareira N5 foram escolhidos os testemunhos do furo F3 e amostras dos poços P12, P5 e P10. As amostras desses poços e dos testemunhos do furo F3 já haviam recebido tratamento mecâni-

co, de sorte que apenas foram utilizadas para análises químicas e mineralógicas por difração de raios-X.

Necessitando-se de amostras para separação de minerais pesados, fez-se uma amostragem adicional em outros poços (P1, P2, P30, P70, P71 e P110). Como a escavação desses poços foi normalmente paralisada ao se atingir a crosta laterítica, o estudo sobre minerais pesados se limitou às amostras coletadas em profundidades normalmente inferiores a 8 m, em intervalos de 2 em 2 m.

As análises mineralógicas compreenderam estudos petrográficos das rochas básicas, incluindo o material semidecomposto, e estudos por difração de raios-X em amostras intemperizadas. Com relação às análises químicas, foram utilizados métodos clássicos por via úmida, para a determinação dos teores de Si, Al, Fe^{+3} , Fe^{+2} e H_2O (registrada como perda ao fogo), dosando-se Na, K, Ca, Mg, Mn, Cr, Cu, Pb, Zn, Ni e Co por espectrofotometria de absorção atômica, P e Ti por colorimetria, Zr, Nb e Y por fluorescência de raios-X e B por espectrografia de emissão. As análises qualitativa e semiquantitativa dos minerais pesados foram efetuadas de acordo com as técnicas empregadas por Suguio (1973), com a parte qualitativa sendo auxiliada por difração de raios-X.

COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA A Sequência de Alteração de N4 As rochas básicas da clareira N4 guardam muitas das características ígneas originais, especialmente as feições texturais onde o arranjo ofítico é ainda bem preservado a despeito do hidrotermalismo superimposto. São basaltos constituídos essencialmente por plagioclásio e clinopiroxênio. Os cristais de plagioclásio encontram-se parcialmente alterados à sericita, epidoto e calcita, tornando-se difícil estimar sua composição original. Trabalhos anteriores, entretanto, sustentam tratar-se de labradorita (Beisiegel *et al.*, 1973). Os clinopiroxênios são representados por cristais de pigeonita que se encontram bastante uralizados e cloritizados. Há, porém, às vezes, fenocristais de augita localmente zonados. Os minerais secundários (epidoto, clorita, calcita e quartzo) ocorrem preenchendo microfaturas e/ou estão disseminados entre os microlitos de plagioclásio e grãos de clinopiroxênio. Entre os minerais acessórios destacam-se ilmenita, zircão e opacos.

As análises petrográficas dos basaltos semidecompostos ainda revelam relíquias dos minerais primários. Os cristais de plagioclásio apresentam-se quase totalmente alterados a epidoto, sericita e clorita, enquanto os de piroxênio mostram-se intensamente cloritizados e uralizados. Análises por difração de raios-X apontam, além desses minerais, quartzo, esmectita-clorita e caulinita. Nos basaltos decompostos, os principais constituintes são caulinita, óxidos de titânio e goethita. Nas amostras com maior grau de alteração, foram ainda identificadas gibbsita e illita altamente degradada. Entre os minerais pesados isolados desse material, aparecem grãos subeudrais de turmalina, ilmenita e zircão.

A Sequência de Alteração de N5 No horizonte argiloso da sequência de alteração do platô N5 destacam-se, predominantemente, caulinita, goethita e quartzo. A

gibbsita aparece apenas nas amostras com teores de Al_2O_3 superiores a 21% e, mesmo assim, em quantidades bem inferiores comparativamente aos demais minerais. Na argila gibbsítica as proporções de gibbsita são bem mais elevadas, a caulinita ainda é abundante e a hematita associa-se à goethita. Mais para cima, as quantidades de hematita aumentam gradativamente, vindo a caracterizar a crosta laterítica, onde também estão presentes caulinita, gibbsita, anatásio e goethita. No horizonte bauxítico encontram-se gibbsita, goethita e caulinita, sendo a gibbsita o mineral dominante. Com relação aos minerais pesados, foram identificados, no material bauxítico, zircão, rutilo, turmalina e ilmenita em grãos geralmente subarredondados, se bem que em algumas amostras o zircão e a turmalina ocorram, respectivamente, nas formas subeudral e tabular.

COMPOSIÇÃO QUÍMICA Elementos maiores As análises químicas das amostras das sequências de alteração dos platôs de N4 e N5 acham-se sumariadas nas Tab. 1 e 2 respectivamente.

As rochas vulcânicas do Grupo Grão-Pará têm composição basáltica toleítica. Comparações com toleitos de outras áreas (Thompson e Melson, 1972; Miyashiro, 1974; Carmichael *et al.*, 1974; Arndt *et al.*, 1976) revelam, entretanto, discrepâncias nos teores de CaO , K_2O , CO_2 e H_2O (os dois últimos aqui assinalados como perda ao fogo) em decorrência da alteração hidrotermal que afetou essas rochas. Houve remoção parcial de cálcio e entrada de potássio, esse último resultando na formação de sericita. Também em consequência desse hidrotermalismo, as quantidades de voláteis tornaram-se relativamente altas. Não resta dúvida de que outros elementos (Na, Mg e Si) foram mobilizados durante esses processos, mas seus teores atuais são perfeitamente compatíveis com a composição basáltica. A exemplo do cálcio, cujas maiores perdas foram evitadas pela precipitação de epidoto e calcita, o sódio e o magnésio devem ter sido grandemente fixados pela formação de albita e clorita respectivamente. A dissolução dos silicatos também levou à mobilização da sílica, grande parte da qual permaneceu no sistema na forma de quartzo, de modo que não se registraram perdas ou ganhos de maior significação.

Para os basaltos semidecomposto e decomposto, constatam-se mudanças químicas expressivas que foram avaliadas em termos de perdas e ganhos durante o intemperismo por meio do método do isoalumínio (Lemos, 1981). Comparativamente aos basaltos, ocorreram grandes perdas de Si, Ca, Mg, Na e K (ordem decrescente) e oxidação parcial de ferro nos produtos semidecompostos, enquanto no material decomposto houve uma perda ainda maior em Si, remoção quase completa dos elementos mais solúveis (Na, K, Ca e Mg) e oxidação total dos íons Fe^{++} . Como resultado, ficaram na zona de completa alteração apenas traços remanescentes de Ca, Mg, K e Na, favorecendo, em consequência, o enriquecimento em Al, Fe^{+3} , Ti, P e água. O Si foi apenas parcialmente removido.

Essas perdas e ganhos relativos dos componentes químicos foram acompanhados das transformações mineralógicas referidas anteriormente e refletem o quadro geral

Tabela I – Composição química dos basaltos do Grupo Grão-Pará e de seus equivalentes intemperizados, Platô N4, Serra dos Carajás (% em peso).

Amostras	SiO ₂	TiO ₂		Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	Total
Basaltos												
F77(123)	50,08	0,23	14,70	4,55	6,19	8,20	6,30	3,77	2,40	0,80	2,50	99,72
F77(135)	50,09	0,23	14,93	1,35	8,70	7,66	7,28	2,69	2,89	0,20	2,30	98,32
F139(134)	52,52	0,65	14,54	4,94	7,15	5,10	6,63	2,83	1,44	0,62	2,05	98,47
F139(150)	52,40	0,51	13,89	1,54	8,90	6,40	6,86	3,10	2,16	0,36	2,15	98,27
F145(54)	49,76	0,86	14,06	4,05	9,44	6,10	6,16	3,36	2,65	0,36	2,14	98,94
F145(80)	52,52	0,86	14,07	4,04	9,60	5,17	6,16	3,63	1,68	0,24	2,20	100,17
F145(102)	51,76	0,72	12,79	1,45	9,76	6,41	6,72	3,36	2,53	0,14	2,70	98,34
F1(166)	50,52	0,83	14,70	3,85	8,40	6,89	7,43	2,60	1,56	0,24	2,20	99,22
Basaltos semidecompostos												
F77(95-105)	42,50	0,33	18,50	10,89	4,06	4,76	5,25	0,86	0,18	0,48	11,25	99,06
F77(105-125)	41,04	0,47	17,34	11,87	3,99	4,46	4,32	1,06	1,24	0,70	11,60	98,09
F77(125-137)	50,96	0,23	15,43	1,90	8,60	6,44	6,53	1,20	2,32	0,48	4,60	98,69
F139(80-100)	46,50	1,68	19,73	15,76	0,11	0,17	0,17	—	—	0,86	13,80	98,74
F139(100-120)	46,80	1,60	19,25	11,14	4,65	3,44	3,80	1,01	1,54	0,26	6,40	99,89
F139(120-128)	48,73	0,59	19,63	11,13	4,06	3,63	3,43	0,64	1,21	0,29	5,80	99,14
F139(128-140)	49,62	0,51	18,20	9,89	4,80	3,72	4,43	1,86	1,24	0,27	4,90	99,44
Basaltos decompostos												
F77(25-55)	26,15	0,91	26,60	30,78	—	0,06	0,13	—	—	0,82	14,60	100,05
F77(55-80)	32,25	1,04	27,15	24,63	—	0,17	0,95	—	—	0,98	11,00	98,17
F139(33-57)	29,60	1,83	27,80	25,40	—	0,09	0,33	—	—	0,73	13,40	99,18
F139(57-80)	28,38	1,72	27,32	26,43	—	0,15	0,42	—	0,18	0,75	14,02	99,37

Obs. Os números entre parênteses representam a profundidade (m) ou a metragem dos testemunhos de sondagem amostrados. P. F. = perda ao fogo; (—) = não detectado.

do balanço químico da alteração supergênica de basaltos. (Loughnan, 1969; Levi & Melfi, 1972; Moniz *et al.*, 1973; Oliveira, 1977).

Examinando-se a distribuição dos elementos maiores ao longo da sequência de alteração de N5 com base nas amostras do furo F3 (Fig. 3), observa-se que há um decréscimo acentuado de SiO₂ em direção à superfície, enquanto Al₂O₃ e Fe₂O₃ apresentam um comportamento inverso, alcançando os maiores valores no horizonte bauxítico e na crosta laterítica respectivamente. Com relação aos teores de TiO₂, há um aumento geral gradativo em direção aos níveis mais superficiais, em que pese a leve diminuição verificada na zona superior da argila gibbsítica. Quanto ao P₂O₅, não se verifica praticamente nenhuma variabilidade nos seus teores em todo o perfil de N5.

Estimativas das abundâncias dos minerais foram feitas com base nas relações estequiométricas e nas composições químicas dos materiais constitutivos da sequência de alteração de N5. Assim, em amostras do horizonte argiloso com teores bem elevados de SiO₂ e sem gibbsita, a caulinita, quartzo e minerais de ferro ocorrem com teores de cerca de 51,0%, 16,0% e 23,0%, respectivamente. Na argila gibbsítica, as proporções de caulinita praticamente não se alteram em comparação ao horizonte argiloso, a gibbsita já se apresenta em concentrações próximas a 17% e os minerais de ferro em proporções em

torno de 27%. Na crosta laterítica, os óxidos e hidróxidos de ferro chegam a atingir concentrações próximas de 50%, enquanto a concentração da caulinita decresce até valores mínimos de 2%. A gibbsita mostra-se enriquecida gradualmente em direção aos níveis superficiais dessa crosta, apresentando-se, então, em quantidades em torno de 40%. Nas amostras de bauxita, as proporções de gibbsita chegam a atingir até 73% e a caulinita pode alcançar, às vezes, aproximadamente 7%. Os hidróxidos de ferro raramente ultrapassam 24%.

Elementos traços Dois grupos de elementos traços foram selecionados para análise. De um lado, incluíram-se Cr, Co, Zr e Nb, considerados como de pouca mobilidade nas condições supergênicas e, de outro lado, Ni, Pb, Cu e Zn, com acentuada dispersão naquelas condições, mas de interesse na prospecção de metais-base. Além desses, foram também incluídos B, Mn e Y.

As determinações desses elementos nas rochas básicas do Grupo Grão-Pará (Tab. 3) mostram que os teores de Cr são menores, os de Ni em geral equivalentes e os de Pb, Cu, Zn, Co e Mn são maiores do que os normalmente assinalados na literatura para basaltos (Gunn, 1971; Thompson *et al.*, 1971; Thompson & Melson, 1972; Humphris & Thompson, 1978). As concentrações de Pb e Zn são extremamente elevadas, revelando um significativo

Tabela 2 – Composição química da sequência de Alteração de N5, Serra dos Carajás (% em peso)

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	P.F.	Total
Horizonte bauxítico							
P1 (0,0-2,0)	2,96	4,20	44,59	21,20	0,85	27,07	100,87
P1 (2,0-4,0)	1,30	4,30	47,70	20,56	0,75	24,40	99,91
P1 (4,0-6,0)	1,38	1,73	47,20	23,08	0,50	26,30	100,19
P2 (0,0-2,0)	2,90	3,23	47,90	21,20	0,73	24,06	100,02
P2 (2,0-4,0)	1,74	2,96	46,50	22,73	0,67	24,50	99,10
P2 (4,0-6,0)	0,95	2,86	47,90	24,00	0,31	23,80	99,82
P2 (6,0-8,0)	0,64	0,66	49,60	24,67	0,42	23,76	99,75
P5 (0,0-1,5)	2,48	3,71	43,30	24,00	0,29	25,70	99,48
P5 (1,5-3,0)	4,40	3,01	41,64	25,40	0,22	25,54	100,21
P5 (3,0-4,5)	3,80	2,98	40,29	27,22	0,22	25,56	100,07
P5 (4,5-5,8)	4,10	2,90	38,72	27,80	0,24	25,42	99,18
P5 (5,8-7,0)	4,30	2,63	39,71	30,40	0,22	20,80	98,11
P27 (0,0-2,0)	3,55	1,60	41,50	24,00	0,72	27,20	98,57
P27 (2,0-4,0)	1,88	3,40	47,13	20,22	0,64	26,30	99,57
P27 (4,0-6,0)	2,16	1,36	42,80	26,38	1,20	25,70	99,30
P27 (6,0-7,0)	0,38	3,80	45,86	21,91	0,81	26,70	99,46
P30 (0,0-2,0)	1,50	3,91	41,53	24,00	0,92	26,50	98,36
P30 (2,0-4,0)	3,90	1,36	38,70	28,19	1,30	25,80	99,25
P70 (0,0-2,0)	2,20	2,30	45,20	26,38	0,60	23,40	100,14
P70 (2,0-2,9)	1,54	1,20	44,06	27,26	0,96	26,05	101,07
P71 (0,0-2,0)	2,50	1,63	41,90	25,50	0,96	25,88	98,37
P71 (2,0-4,0)	1,22	1,16	42,60	26,39	1,08	25,60	98,95
P71 (4,0-5,7)	2,28	0,53	38,72	29,90	0,80	26,20	98,43
P110 (0,0-2,0)	1,90	2,75	43,30	25,50	0,86	26,30	100,61
P110 (2,0-4,0)	2,98	1,33	41,82	28,50	0,56	25,25	100,44
P110 (4,0-6,3)	2,40	3,30	40,20	30,20	0,76	23,60	100,46
F3 (0,0-2,5)	3,26	4,20	50,73	15,74	0,55	26,26	100,74
F3 (2,5-4,5)	0,98	2,70	39,04	37,78	0,52	18,26	99,28
Crosta laterítica							
P5 (7,0-8,4)	3,74	2,73	28,87	48,00	0,22	17,04	100,60
P5 (8,4-9,9)	2,12	2,32	26,36	52,30	0,22	16,86	100,14
P5 (9,9-11,0)	0,52	1,97	26,48	54,60	0,23	16,50	100,30
P5 (11,0-12,6)	0,64	1,81	31,03	50,03	0,26	15,60	99,37
P5 (12,5-14,0)	0,75	1,92	34,37	48,23	0,22	14,30	99,79
P5 (14,0-15,5)	4,42	1,63	32,64	47,30	0,20	13,92	100,11
P5 (15,5-16,5)	8,70	1,45	31,45	44,60	0,22	13,86	100,28
P5 (16,5-17,5)	10,60	1,73	27,97	45,20	0,22	13,30	99,02
P12 (0,0-0,5)	12,01	1,17	29,57	33,84	0,20	22,30	99,09
P12 (0,5-1,0)	21,80	0,73	18,26	46,08	0,23	12,80	99,90
P30 (4,0-6,0)	1,96	1,36	33,64	36,38	0,34	24,70	98,38
P30 (6,0-8,0)	2,00	2,25	35,30	38,20	0,42	21,80	99,97
P30 (8,0-10,0)	0,78	1,73	25,80	52,87	0,26	17,70	99,14
F3 (4,5-7,8)	1,04	2,66	26,63	51,10	0,54	16,32	98,29
F3 (7,8-10,3)	8,32	1,43	22,02	56,60	0,50	10,88	99,75
F3 (10,3-13,3)	19,10	1,51	21,77	45,65	0,62	11,16	99,81
Argila gibbsítica							
P5 (17,5-18,5)	21,50	1,63	25,94	37,20	0,20	12,20	98,67
P5 (18,5-19,5)	25,30	1,81	25,68	35,82	0,23	11,58	100,42
P10 (0,0-2,0)	19,04	2,26	26,12	33,00	0,22	17,43	98,07
P10 (2,0-4,0)	21,60	1,86	21,40	37,60	0,23	17,52	100,21
P10 (4,0-6,0)	24,05	1,93	22,50	33,60	0,22	16,56	98,86
P10 (6,0-8,0)	23,10	2,15	24,06	34,40	0,22	16,40	100,33
P10 (8,0-10,0)	27,16	2,16	25,60	32,00	0,20	13,26	100,38
P10 (10,0-12,0)	27,00	2,16	23,02	32,0	0,22	13,70	98,10
P10 (12,0-14,0)	27,80	2,06	24,06	31,60	0,21	12,83	98,56
P10 (14,0-16,0)	27,70	2,00	25,09	30,80	0,24	13,45	99,28
P10 (16,0-18,0)	27,56	2,10	22,99	32,80	0,39	13,60	99,44
P10 (18,0-20,0)	27,82	2,15	27,30	28,80	0,24	12,50	98,81
P10 (20,0-21,7)	27,94	2,05	30,27	29,60	0,20	10,56	100,62
F3 (13,3-17,4)	13,78	1,72	30,54	39,36	0,11	14,64	98,57
F3 (17,4-22,3)	13,40	2,58	31,63	36,21	0,11	14,64	98,57
F3 (22,3-25,8)	26,15	2,45	27,16	31,11	0,53	12,10	99,80
F3 (25,8-28,8)	28,00	2,35	32,15	25,19	0,82	11,40	99,10
F3 (28,8-31,4)	27,26	2,73	32,75	25,46	0,60	11,56	100,36
F3 (31,4-34,2)	28,80	2,68	27,66	28,33	0,71	12,38	100,76
F3 (34,2-38,7)	27,28	2,23	24,53	33,06	1,18	12,30	100,60
F3 (38,7-40,2)	25,80	1,61	26,84	34,60	1,20	10,60	100,80
F3 (40,2-43,7)	25,90	1,55	38,63	22,04	1,21	11,32	100,60
F3 (43,7-46,9)	21,60	1,44	28,76	34,60	0,76	11,48	98,71
Horizonte argiloso							
F3 (47,3-49,5)	44,24	1,16	21,80	23,60	0,43	7,94	99,90
F3 (49,5-53,3)	44,62	1,51	23,50	23,62	0,39	7,16	100,90
F3 (53,3-56,1)	49,20	1,10	18,80	22,04	0,60	7,26	99,04
F3 (56,1-60,6)	49,84	1,05	19,70	20,46	0,64	7,54	99,65

Obs. 1) os intervalos entre parênteses correspondem à metragem dos poços (P) e testemunhos de sondagem (F) amostrados.
 2) as amostras do horizonte argiloso apresentam, ainda, teores médios de MgO e Na₂O de 0,25 e 0,29% respectivamente, além de traços de CaO e K₂O.

Figura 3 – Distribuição dos elementos maiores e traços em um perfil representando a sequência de alteração de N5 (furo F3), Serra dos Carajás.

aporte desses metais para a crosta na região de Carajás durante o Proterozóico Médio. O B também ocorre em concentrações mais altas (Rankama e Sahama, 1950; Goldschmidt, 1958), porém parecem estar relacionadas à contaminação sofrida durante a intrusão dos corpos graníticos transamazônicos. O Zr apresenta-se em teores compatíveis com as séries calco-alcalinas (Pearce & Cann, 1973). As determinações semiquantitativas de Nb e Y têm aqui pouco significado.

Na zona de alteração supergênica desses basaltos, há um enriquecimento relativo geral do Cr, Co, Zr, Ni e Mn, apontando para uma tendência de permanecerem no sistema. Pouco se pode dizer com respeito ao Cu, Pb e Zn, cujos resultados ora indicam um favorecimento à lixiviação ora à retenção naquela zona. Por sua vez, as determinações para B em amostras de rochas semidecompostas e decompostas mostram que praticamente não ocorrem variações nos teores desse elemento em relação à rocha original.

Com relação às análises em amostras da sequência de alteração de N5 (Tab. 4), observa-se de início que, de um modo geral, Co e Ni têm comportamentos semelhantes, sendo mais ou menos uniformes seus teores em todo o perfil. Apenas no horizonte bauxítico é que se registra um nítido decréscimo. Pouca variação pode também ser observada com as concentrações de Zr, as quais se distribuem na faixa de 150 e 220 ppm ao longo de praticamente toda a sequência de alteração. Nos primeiros metros do horizonte bauxítico, entretanto, alcançam valores acima de 1000 ppm. A distribuição do Mn é bastante irregular, verificando-se, contudo, uma tendência à diminuição de seus teores em direção à superfície. O Cr mostra, de certa forma, um comportamento antipático em relação ao Mn e uma distribuição bimodal bem caracterizada, com os teores mais elevados sendo registrados na metade inferior do perfil (horizonte argiloso e parte basal da argila gibbsítica) e na crosta laterítica (Fig. 3). Com relação aos outros elementos traços analisados e não representados nessa figura, observa-se que o B mostra-se mais concentrado no horizonte argiloso e relativamente menos concentrado na bauxita. Já o Cu, Pb e Zn não revelam praticamente nenhuma variação significativa nas concentrações obtidas em amostras da crosta laterí-

Tabela 3 – Determinações de elementos traços nos basaltos do Grupo Grão-Pará e em seus equivalentes intemperizados. Platô N4, Serra dos Carajás (ppm)

Amostras	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Mn	Cr	Zr	Y*	Nb*	B
Basaltos											
F77(123)	460	220	300	80	60	2250	40	87	53	—	nd
F77(135)	60	80	210	90	60	3500	40	79	33	—	nd
F139(134)	134	160	560	70	60	2750	80	92	12	—	nd
F139(150)	180	140	340	60	80	2600	80	91	27	—	nd
F145(54)	70	80	650	80	90	4000	60	97	31	—	nd
F145(80)	80	100	930	100	60	3000	40	103	12	—	nd
F145(102)	210	100	700	100	80	3200	40	34	3	—	nd
F1(166)	160	240	340	80	70	2240	60	32	22	—	nd
Basaltos semidecompostos											
F77(95-105)	nd	nd	nd	90	100	2630	200	91	7	—	85
F77(105-125)	nd	nd	nd	100	133	2689	137	112	11	—	nd
F77(125-137)	nd	nd	nd	90	80	3200	70	102	12	—	nd
F139(80-100)	nd	nd	nd	100	260	2980	140	149	26	—	nd
F139(100-120)	nd	nd	nd	120	250	2880	130	105	16	—	nd
F139(120-128)	nd	nd	nd	90	133	2897	130	109	122	—	nd
F139(128-140)	nd	nd	nd	100	283	2784	125	93	10	—	nd
Basaltos decompostos											
F77(25-55)	200	160	3000	430	100	2520	60	144	18	—	nd
F77(55-80)	230	280	1100	150	100	6000	220	209	1	5	80
F139(33-57)	250	1720	200	80	450	3300	140	149	35	—	nd
F139(57-80)	290	1400	240	90	250	1000	120	145	—	—	101

Obs. Os números entre parênteses representam a profundidade (m) ou a metragem dos testemunhos de sondagem amostrados.
(-) = não detectado; nd = não determinado; (*) determinações semiquantitativas.

tica e horizonte bauxítico, únicos níveis em que foram dosados. Estudos comparativos entre elementos traços dos depósitos de bauxita de outras localidades (Gordon & Murata, 1951; Wolfenden, 1965) e aqueles determinados nas amostras de N5 apontam concentrações de ordem de grandeza aproximadamente iguais.

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS O padrão de alteração das rochas basálticas do Grupo Grão-Pará, quer focalizado em termos de transformações mineralógicas quer em termos das distribuições dos elementos maiores e traços ao longo do perfil, é perfeitamente comparável ao que se observa em ocorrências semelhantes existentes em várias partes do mundo (Loughnan, 1969; Valetton 1972; Levi & Melfi, 1972; Moniz *et al.*, 1973; Oliveira, 1977; Sastri & Sastry, 1982). No caso particular de Carajás, não se registram diferenças marcantes entre os perfis de alteração das rochas vulcânicas das seqüências inferior e superior, a não ser no grau de enriquecimento de certos elementos traços que devem, contudo, refletir diferenças nas concentrações iniciais desses elementos nos magmas que geraram aquelas rochas.

É de interesse, porém, procurar as razões que levaram os perfis das clareiras N4 e N5 a terem uma evolução supergênica diferente, formando-se bauxita apenas neste último.

Relações entre os Perfis de Alteração das Clareiras N4 e N5

Comparando-se os perfis de N4 e N5 (Fig. 4), algumas correlações tornam-se evidentes. Verifica-se, por exemplo, com base nas composições químicas, que o horizonte argiloso de N5 poderia corresponder a um estágio intermediário entre os basaltos semidecomposto e decomposto. Com efeito, enquanto no horizonte argiloso permaneceram apenas traços dos álcalis, Ca e Mg, nos basaltos semidecompostos os teores desses metais são ainda expressivos. Da mesma forma, enquanto naquele horizonte a sílica foi mantida em concentrações bem elevadas (44-47%), nos basaltos decompostos ela registra teores significativamente mais baixos. Em termos mineralógicos, a maior diferença entre o horizonte argiloso e o basalto decomposto reside nos elevados teores de quartzo (sílica hidrotermal recristalizada) observados no primeiro (cerca de 26%).

Essas diferenças poderiam indicar que, na passagem do basalto semidecomposto para o basalto decomposto, há uma etapa em que os metais alcalinos e alcalino-terrosos são altamente lixiviados, sem que haja, ao mesmo tempo, grandes perdas de sílica. Como resultado, ter-se-ia um material com composição semelhante ao horizonte argiloso de N5. Infelizmente a amostragem dos basaltos neste estudo envolveu intervalos de dezenas de metros, de forma que a zona de transição entre os tipos

Tabela 4 – Determinações de elementos traços na Sequência de Alteração de N5, Serra dos Carajás (ppm).

Amostras		Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Mn	Cr	Zr	Y*	Nb*	B
<i>Horizonte bauxítico</i>												
P1	(0,0-2,0)	50	120	50	80	100	320	340	814	22	67	73
P1	(2,0-4,0)	40	100	30	70	140	320	320	893	31	79	nd
P1	(4,0-6,0)	40	100	20	70	120	300	340	746	21	69	nd
P2	(0,0-2,0)	40	100	60	50	130	210	300	833	18	65	nd
P2	(2,0-4,0)	40	80	20	80	120	180	260	883	37	70	nd
P2	(4,0-6,0)	50	100	30	80	120	230	320	902	40	16	nd
P27	(0,0-2,0)	50	80	40	80	120	210	300	994	40	90	nd
P27	(2,0-4,0)	60	80	40	50	120	180	260	920	46	64	nd
P27	(4,0-6,0)	60	100	60	90	130	220	240	954	46	118	nd
P27	(6,0-7,0)	50	320	10	90	140	200	300	956	49	95	nd
P30	(0,0-2,0)	90	120	10	80	120	370	660	706	28	48	nd
P30	(2,0-4,0)	60	120	40	40	120	250	400	721	25	44	nd
P70	(0,0-2,0)	70	80	40	70	120	250	320	856	44	64	64
P70	(2,0-2,9)	40	100	30	70	120	240	300	848	29	67	nd
P71	(0,0-2,0)	50	80	50	50	130	220	340	675	24	47	nd
P71	(2,0-4,0)	60	120	70	80	140	280	300	642	16	66	nd
P71	(4,0-5,7)	100	120	60	60	140	320	320	685	17	49	nd
P110	(0,0-2,0)	60	100	20	50	140	260	280	792	22	62	nd
P110	(2,0-4,0)	60	100	50	60	140	230	280	672	28	26	nd
P110	(4,0-6,3)	60	120	60	100	150	420	300	685	30	48	nd
F3	(0,0-2,5)	nd	nd	nd	63	46	352	380	1028	—	185	nd
F3	(2,5-4,5)	nd	nd	nd	50	46	261	580	142	48	22	nd
<i>Crosta laterítica</i>												
P30	(4,0-6,0)	60	100	40	40	120	340	300	632	—	41	nd
P30	(6,0-8,0)	110	100	20	80	130	320	1120	437	—	19	nd
P30	(8,0-10,0)	160	100	10	60	110	210	660	262	13	1	nd
F3	(4,5-7,8)	nd	nd	nd	83	246	715	630	184	—	—	nd
F3	(7,8-10,3)	nd	nd	nd	50	143	181	830	132	—	—	nd
F3	(10,3-13,3)	nd	nd	nd	66	146	250	805	139	—	—	nd
<i>Argila gibbsítica</i>												
F3	(13,3-17,4)	nd	nd	nd	83	146	647	775	183	13	1	nd
F3	(17,4-22,3)	nd	nd	nd	116	146	522	455	210	7	10	nd
F3	(22,3-25,8)	nd	nd	nd	116	146	863	355	221	6	7	nd
F3	(25,8-28,8)	nd	nd	nd	100	113	943	105	172	—	—	nd
F3	(28,8-31,4)	nd	nd	nd	133	146	1306	380	197	—	—	nd
F3	(31,4-34,2)	nd	nd	nd	116	113	605	355	195	6	—	nd
F3	(34,2-38,7)	nd	nd	nd	133	113	1159	800	221	7	—	nd
F3	(38,7-40,2)	nd	nd	nd	133	113	591	800	217	8	—	nd
F3	(40,2-43,7)	nd	nd	nd	116	146	532	700	223	5	10	nd
F3	(43,7-46,9)	nd	nd	nd	133	180	954	705	212	18	—	nd
<i>Horizonte argiloso</i>												
F3	(47,3-49,5)	nd	nd	nd	116	213	1000	480	190	10	—	nd
F3	(49,5-53,3)	nd	nd	nd	166	213	1545	800	173	13	—	nd
F3	(53,3-56,1)	nd	nd	nd	116	180	704	800	197	20	9	102
F3	(56,1-60,6)	nd	nd	nd	110	146	972	705	206	18	10	nd

Obs. Os intervalos entre parênteses correspondem à metragem dos poços (P) e testemunhos de sondagem (F) amostrados.

(-) = não detectado; nd = não determinado; (*) determinações semiquantitativas.

Figura 4 - Comparações química e mineralógica entre os perfis intemperizados de N4 e N5, Serra dos Carajás.

semidecomposto e decomposto não foi observada em detalhe, a ponto de permitir a comprovação de tal inferência, especialmente o que concerne à preservação de grandes quantidades de quartzo.

Se aquele estágio intermediário realmente existiu, pode-se supor que, com lixiviação ainda mais intensa, o basalto decomposto passaria a perder quantidades substanciais de SiO_2 sob a forma de H_4SiO_4 (aq), ficando enriquecido em Fe e Al. Concomitantemente, iniciar-se-ia a fase de destruição da caulinita com produção de gibbsita. A tendência seria formar um horizonte com composições química e mineralógica bem semelhantes às da argila gibbsítica do platô N5. Constaria, porém, como única diferença maior, a presença de goethita no basalto decomposto e de hematita na argila gibbsítica. Mais para cima, com a continuação do processo, dar-se-ia a destruição progressiva da caulinita com produção de gibbsita e, dependendo das quantidades de Fe ou Al que estariam sendo preferencialmente fixadas, poderiam ser formados horizontes lateríticos ou bauxíticos.

A afinidade química entre os perfis de N4 e N5 fica ainda mais bem evidenciada num diagrama SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 (Fig. 5), onde estão representadas as composições dos materiais de ambas as seqüências de alteração. Observa-se, de início, a individualização de vários estágios progressivamente representados pelos basaltos sãos, basaltos semidecompostos, horizonte argiloso, basaltos decompostos e/ou argila gibbsítica, dos quais poder-se-iam inferir, como produtos extremos, as lateritas e bauxitas. Embora seja apenas aparente a correspondência química entre o basalto semidecomposto e o horizonte argiloso, ela é mais óbvia entre o basalto decomposto e a argila gibbsítica, ambas resultando de um processo em que houve gradual perda de sílica e enriquecimento relativo de Fe e Al em proporções praticamente equivalentes. A partir do estágio em que os níveis de sílica no diagrama são da ordem de 30-35% (correspondendo a teores reais de cerca de 25-27%), dá-se o processo de separação

Figura 5 - Diagrama SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 mostrando a variação da composição química dos perfis de N4 e N5 que sugere uma derivação comum a partir das rochas basálticas do grupo Grão-Pará.

química entre o Fe e Al com uma dicotomia que levou o perfil tanto à laterização (em direção ao vértice de Fe_2O_3) como à bauxitização (em direção ao vértice de Al_2O_3).

A inferência inevitável é, pois, a da existência de um fenômeno contínuo de alteração dos basaltos do Grupo Grão-Pará, produzindo o perfil de N5 através de condições que não foram repetidas integralmente em N4.

As Evidências dos Minerais Pesados e dos Elementos Traços Os dados relativos às assembléias de minerais pesados reforçam a idéia de terem sido as bauxitas derivadas dos basaltos do Grupo Grão-Pará. Em ambos, embora em diferentes proporções, foram identificados ilme-

nita, zircão, rutilo e turmalina. A não ser pela presença de turmalina, pouco representariam talvez esses dados para sustentar aquela derivação, pois são minerais normalmente encontrados em vários tipos de rochas. Entretanto, a rara ocorrência da turmalina em rochas básicas dá substância aos dados e corrobora aquela interpretação.

Na área de Carajás são comuns os veios turmalíferos geneticamente relacionados com intrusões graníticas transamazônicas. É, pois, altamente provável que a turmalina tenha sido introduzida, por via ígnea ou metassomática, nas rochas basálticas mais antigas do Grupo Grão-Pará. E, como fase de alta estabilidade, resistiu à alteração supergênica como constituinte da assembléia dos minerais pesados. Sua presença nas formas subeuédrica e tabular no perfil de N5 é, assim, sugestiva de que o horizonte bauxítico resultou da alteração residual dos basaltos.

A considerável diferença nas proporções dos grãos desse mineral nos basaltos decompostos (<1%) e na bauxita (média de 19%) talvez reflita, além do enriquecimento relativo, sobretudo materiais que aprisionaram boro em quantidades bem distintas. Quanto aos grãos de ilmenita, as maiores proporções presentes nos basaltos decompostos (média de 93%) do que na bauxita (média de 15%) podem ser explicadas pela sua instabilidade durante a bauxitização, que tende a destruí-la ou a transformá-la em óxidos de titânio e leucoxênio. O zircão, bem menos abundante nos basaltos (média de 7%), mostra quantidades de grãos bem elevadas na bauxita (média de 64%) em decorrência do enriquecimento havido relativamente à ilmenita.

No que se refere aos elementos traços, verifica-se que aqueles normalmente encontrados em concentrações relativamente elevadas em basaltos (Ni, Cr, Co, Ti, Zr e Y) são exatamente os que foram determinados em amostras de bauxita com teores em geral de mesma ordem de grandeza. Se isso serve apenas como uma tênue indicação da origem das bauxitas a partir dos basaltos do Grupo Grão-Pará, a evidência se acentua quando os dados são analisados à luz dos fatores de enriquecimento, o que será visto no item seguinte.

Comportamento dos Elementos Traços na Zona Supergênica A distribuição dos elementos traços na zona supergênica foi avaliada em termos de fatores de enriquecimento (F_i), tomados como a razão entre os teores de um dado elemento em amostras parcial ou totalmente alteradas e na rocha original (Lemos, 1981). Por apresentar os menores sinais de alteração hidrotermal, a amostra F1 (166) foi escolhida como referência para os cálculos de F_i . Esses fatores foram então combinados com o índice de decomposição, o qual foi definido como a razão $(Al_2O_3 + Fe_2O_3)/SiO_2$. Quanto maior for essa razão, maior o grau de decomposição intempérica.

Na tentativa de se buscar uma linha de evidência indicativa de um possível elo comum entre as seqüências de N4 e N5, elaboraram-se os diversos diagramas que compõem a Fig. 6. Para tanto, foram nela representadas todas as amostras de ambas aquelas seqüências, resultando em tendência mais ou menos acentuadas que sugerem que

Figura 6 - Diagrama F_i versus $\log [(Al_2O_3 + Fe_2O_3)/SiO_2]$ (ver texto) mostrando o comportamento do Ni, Co, Mn, Ti, B, Cr e Zr durante a progressão dos processos supergênicos nas rochas basálticas do grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás.

a bauxita corresponde a um estágio extremo da decomposição dos basaltos.

Os resultados obtidos para Zr são inteiramente compatíveis com o enriquecimento crescente de zircão (como mineral residual) observado nos produtos cada vez mais decompostos, culminando com as maiores quantidades na bauxita. O comportamento do Cr mostra-se altamente controlado pelas concentrações de hidróxidos de ferro (Fig. 3). Liberado durante a destruição dos minerais ferromagnesianos, o cromo, na forma iônica (Cr^{3+} , $CrOH^{2+}$ ou $Cr(OH)_2^+$), tende a ser coprecipitado por oclusão e/ou adsorção na goethita, conforme indicam os experimentos de Hem (1976). Observa-se um gradativo enriquecimento de Cr em direção aos horizontes que têm os maiores índices de decomposição. Os valores máximos são alcançados nos três níveis mais inferiores de N5, embora boa parte das amostras da argila gibbsítica registre valores mais baixos. As soluções aquosas descendentes, que promoveram a formação da crosta laterítica sob o nível de bauxita (ver modelo genético adiante), propiciaram a mobilização do Cr para baixo e sua reprecipitação junto com os hidróxidos de Fe, daí o seu expressivo enriquecimento naquela crosta.

Com relação ao Ti, verifica-se um comportamento um tanto aleatório, embora seja nítido seu enriquecimento no perfil intemperizado, notadamente nos basaltos decompostos. Nos horizontes mais lixiviados (N5), embora

algumas amostras de bauxita apresentem as maiores concentrações, parece ter havido uma certa mobilidade do Ti à medida que a ilmenita foi-se tornando instável. Em decorrência, houve uma redistribuição desse elemento, o qual deve ter sido parcialmente removido ou reprecipitado. Os altos teores de Ti nas amostras de bauxita se devem ao rutilo e à ilmenita que foi poupada da decomposição.

Para o Mn, fica clara a sua tendência à mobilização durante os processos supergênicos, registrando-se perdas bem acentuadas, especialmente nos horizontes que sofreram laterização e bauxitização. O enriquecimento verificado em algumas amostras dos basaltos decompostos pode ser devido à precipitação local de óxidos e hidróxidos de Mn ao longo de fraturas, fato esse bem comum na zona supergênica.

O Ni e o Co apresentam comportamentos semelhantes, notando-se um fraco enriquecimento desde o basalto até o horizonte de argila gibbsítica, a partir de onde se percebe uma leve perda desses elementos, a qual é mais pronunciada para o Ni.

Com referência ao Nb e Y (Fig. 7), a interpretação fica parcialmente prejudicada pelo fato de que as determinações feitas são semiquantitativas. De qualquer modo, aceitando-se esses resultados, observa-se uma marcante tendência do Nb de se encontrar em proporções cada vez maiores nos níveis mais decompostos, em consonância com o enriquecimento do zircão, em cuja estrutura provavelmente se aloja. Já o Y registra perdas gradativas até a crosta laterítica, onde não foi detectado, para enriquecer-se substancialmente no horizonte bauxítico. Isso poderia estar relacionado aos teores de P, com o qual o Y tem grande afinidade.

Figura 7 — Diagramas concentração versus $\log (Al_2O_3 + Fe_2O_3) / SiO_2$ mostrando o comportamento do Y e Nb durante a progressão dos processos supergênicos nas rochas basálticas do grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás.

Modelo Genético para a Formação do Depósito de Bauxita de N5 O que torna o perfil de N5 singular, é a presença de um material bauxítico de aspecto ferroso sobrejacente a uma crosta laterítica relativamente bem desenvolvida. Nos perfis supergênicos das regiões tropicais, parece ser mais comum a ocorrência de uma crosta ferruginosa capeando um horizonte rico em bauxita, conforme alguns exemplos verificados na literatura (Allen, 1948;

Oliveira e Schwab, 1980), se bem que em vários outros exista, adicionalmente, uma camada pouca espessa de bauxita nodular cobrindo a crosta laterítica (Kotschoubey e Truckenbrodt, 1981). Ainda outros apresentam um horizonte de bauxita crostificada entre dois níveis lateríticos (Sastri & Sastri, 1982) ou mesmo imediatamente acima de uma laterita aluminosa, mas sem o desenvolvimento de uma crosta ferruginosa propriamente dita (Hieronymus, 1972; Sahasrabudhe, 1978; Balasubramanian, 1978).

Essas referências são suficientes para dar conta da diversidade dos perfis laterito-bauxíticos, os quais resultam, em última análise, da separação química entre o Al e Fe e da mobilidade relativa desses elementos, que são predominantemente controladas pelas condições de Eh e pH, conforme sugerem os estudos de Norton (1973). No caso de N5, as rochas basálticas devem ter sido submetidas a condições decididamente ácidas (pH entre 4 e 5) e levemente oxidantes a redutoras (Eh menor que 0,4 eV), a ponto de produzirem soluções aquosas que favoreceram a retenção do Al no solo e a lixiviação preferencial do Fe.

A produção de íons H^+ , tornando ácidas as águas de precipitação, provém da interação com a matéria orgânica dos solos. As fontes poderiam ser a decomposição normal dessa matéria orgânica, gerando ácidos húmicos, e secundariamente H_2CO_3 , ou mesmo as raízes vivas das plantas que são carregadas negativamente e envolvidas por uma atmosfera iônica composta principalmente por íons H^+ (William & Coleman, 1950, In: Keller, 1968). Durante a troca iônica entre as raízes e os argilo-minerais do solo, estes cedem íons metálicos e adsorvem íons H^+ , adquirindo comportamento de um ácido coloidal de importante papel nas reações químicas dentro da zona supergênica. De igual importância é a presença de matéria orgânica coloidal que também tem a capacidade de adsorver íons H^+ produzidos pelas raízes das plantas, transformando-se em ácidos coloidais semelhantes àqueles formados pelos argilo-minerais (Loughnan, 1969).

Se a função do H_2CO_3 é secundária para acidez do ambiente, seu papel como controlador de condições levemente oxidantes a redutoras parece ser decisivo. Com efeito, grande parte do oxigênio dissolvido nas águas pluviais poderia ser espontaneamente consumida pela decomposição da matéria orgânica com a consequente produção de espécies aquosas carbonáticas (H_2CO_3 e HCO_3^- e CO_3^{2-}). Em decorrência, a água de infiltração tornar-se-ia basicamente desprovida de oxigênio, fazendo com que a zona subsaturada assumisse um caráter francamente redutor. Condições mais favoráveis existiriam sob um clima quase sempre úmido e em depressões que impedissem a água de fluir livremente, forçando-a a se estagnar e a formar áreas relativamente pantanosas ou solos saturados (Lelong, 1969). Evidência do caráter redutor do ambiente de N5 é dada pela presença de carbono nas bauxitas com teores que chegam a atingir 1% (Assad, comunicação verbal).

Nessas condições ambientais, o Fe seria lixiviado pela água que se infiltra (movimento descendente), deixando para trás um horizonte enriquecido em Al. Essa migração seria ajudada pelas fraturas e outras vias de permeabilidade comuns nas rochas basálticas, à semelhança do que se

observa nos derrames do Havai, a partir dos quais são derivados níveis ricos em bauxita (Allen & Sherman, 1965). Ao encontrar a zona saturada, o Fe seria reprecipitado, tendo em vista o contraste de ambiente que se estabelece nos níveis superiores do lençol freático que são dominados por águas relativamente mais oxidantes. É possível que essas condições tenham prevalecido em N5 e, como resultado, foi formada a crosta laterítica em subsuperfície cuja espessura deve refletir as flutuações sazonais do nível freático. Proposições semelhantes têm sido feitas para depósitos de bauxita na Malásia (Wolfenden, 1961), na Guiana (Harden & Bateson, 1963) e na Índia (Sastri & Sastri, 1982).

Também relevante nessa interpretação pode ser a própria composição química da crosta laterítica, a qual revela teores de Al_2O_3 relativamente altos e comparáveis aos da argila gibbsítica, dela diferenciando-se pelas concentrações mais baixas de SiO_2 (lixiviada durante o processo) e pelas concentrações bem mais elevadas de Fe_2O_3 . A crosta laterítica nada mais seria senão os níveis superiores da argila gibbsítica, de onde a sílica foi removida e aos quais o Fe foi adicionado em íntima mesclagem com o material relativamente rico em Al, já existente.

O modelo proposto acha-se sumariado na Fig. 8, que aponta os processos mais importantes e os produtos deles resultantes na formação da bauxita de N5.

CONCLUSÕES Os resultados deste trabalho sugerem que os perfis de N4 e N5 têm uma derivação comum a partir das rochas básicas do Grupo Grão-Pará, com a sequência de N5 tendo sido submetida a intensos processos de laterização e bauxitização não registrados em N4.

Durante os primeiros estágios da alteração supergênica, constataram-se perdas significativas de Ca, Na e Fe^{+2} (es-

te por oxidação parcial a Fe^{+3}) e perdas menos expressivas de Si, Mg e K. Em decorrência, formou-se um material semidecomposto constituído predominantemente por clorita, esmectita-clorita e hidróxidos de ferro, com proporções menores de caulinita e quartzo (sílica recristalizada remanescente). Com a evolução do processo do intemperismo, ocorreram maiores perdas de Si, remoção quase completa dos álcalis, Mg e Ca, e oxidação total dos íons Fe^{+2} . Formou-se, então, um material decomposto rico em caulinita e goethita, além de traços de gibbsita. Os minerais pesados (zircão, ilmenita e turmalina), relativamente mais resistentes ao intemperismo, foram preservados, se bem que a ilmenita já mostrasse sinais de alteração para óxidos de titânio que posteriormente se recristalizaram em rutilo.

A análise do comportamento de elementos menores e traços selecionados revelou uma mobilidade variável dentro da zona supergênica, havendo ganhos e perdas relativos consideráveis. De modo geral, observou-se a sequência de menor para a maior mobilidade foi $Zr < (Nb) < Co < Ni < Mn$, com Ti e Cr mostrando uma distribuição mais ou menos errática e aparentemente bastante influenciada pela formação dos hidróxidos de ferro.

O laço genético entre os perfis de N4 e N5 foi estabelecido por meios indiretos, os quais incluíram observações sobre as composições química e mineralógica dos materiais, a distribuição e enriquecimento relativo de elementos menores e traços e o estudo da assembléia de minerais pesados. Esses dados mostraram tratar-se de uma sequência contínua de alteração, que teve nas bauxitas o resul-

Figura 8 - Modelo para a gênese do depósito de bauxita de N5 mostrando os estágios sucessivos de sua evolução (I $\rightarrow$ II $\rightarrow$ III $\rightarrow$ IV $\rightarrow$ V) com respectivos processos e produtos deles resultantes.

tado extremo através de uma lixiviação preferencial do Fe sobre o Al. As condições propícias para a mobilização do Fe e fixação do Al foram a presença de soluções aquosas ácidas (pH entre 4 e 5) e com Eh abaixo de 0,4 eV, geradas pela interação com a matéria orgânica. O Fe foi lixiviado pelas águas descendentes, vindo a precipitar-se ao encontro com os níveis superiores e relativamente mais oxidantes da zona saturada. Uma crosta laterítica então se formou, alcançando espessuras que refletem as flutuações do nível freático na época de formação do depósito de bauxita na região de Carajás.

O depósito de N5 registra uma ocorrência incomum de bauxita residual sobrejacente a uma crosta laterítica e contribui para a grande diversidade dos perfis laterito-bauxíticos hoje conhecidos. As diferenças, comparativamente a depósitos similares em todo o mundo, refletem condições especiais de formação dentro de um ambiente de características provavelmente pantanosas.

Agradecimentos Nossos agradecimentos são inicialmente devidos à Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP), que, por meio do convênio FINEP/FADESP-B 76/80/083/00/00, financiou esta pesquisa. É também reconhecido o apoio da Amazônia Mineração S.A., em nome do geólogo Vanderlei de Rui Beisiegel, que liberou a área e amostras de furos de sondagem, além de garantir o imprescindível suporte logístico. As inúmeras discussões com Basile Kotschoubey foram altamente benéficas e produtivas, assim com as sugestões dadas por Sonia Maria Barros de Oliveira, do IGUSP, como membro da banca de tese de mestrado da primeira autora, trabalho esse que serviu de base para o presente trabalho. A revisão do texto esteve a cargo de Nilson Pinto de Oliveira, que não se furtou a oferecer críticas e a dar valiosas sugestões que enriqueceram seu conteúdo. As figuras foram preparadas com a arte de Adalberto Lima, a quem estendemos nossos agradecimentos, assim como ao técnico Raimundo Nonato Pinto de Oliveira pela ajuda nas análises químicas por espectrografia de emissão e fluorescência de raios-X.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, V. T. — 1948 — Formation of bauxite from basaltic rocks of Oregon. *Econ. Geol.*, 43(8):619-626.
- ALLEN, V. T.; SHERMAN, G. D. — 1965 — Genesis of Hawaiian bauxite. *Econ. Geol.*, 60(1):89-99.
- ARNDT, N. T.; NALDRETT, A. J.; PYKE, D. R. — 1976 — Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario. *J. Petro.*, 18(2):319-369.
- ASSAD, R.; BEISIEGEL, V. R. — 1978 — Depósito de bauxita da Serra dos Carajás. *Anais XXX Cong. Bras. Geol.*, Recife, v. 4, p. 1385-1391.
- BALASUBRAMANIAN, K. S. — 1978 — Mineralogy, geochemistry and genesis of bauxites of certain profiles from Western India. 4th Int. Cong. for the Study of Bauxites, Alumina and Aluminum, Athens. *Bauxite*, v. 1, p. 35-67.
- BEISIEGEL, V. R.; BERNADELLI, A. L.; DRUMONT, N.; RUF, A. W.; TREMAINE, J. W. — 1973 — Geologia e Recursos Minerais da Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, 3(4):215-242.
- BEISIEGEL, V. R.; FARIAS, N. F. — 1978 — Ocorrência de cobre na Serra dos Carajás. *Anais XXX Cong. Bras. Geol.*, Recife, v. 4, p. 1419-1430.
- CARMICHAEL, I. S. C.; TURNER, F. J.; VERHOOGEN, J. — 1974 — Igneous Petrology. New York, McGraw-Hill Book Co., 739 p.
- FLEISCHER, R.; OLIVEIRA, V. P. — 1969 — Bauxitas do Quadrilátero Ferrífero. Uma contribuição ao conhecimento de sua gênese. *Miner. Metal.*, 50(295):25-32.
- GOLDSCHMIDT, V. M. — 1958 — Geochemistry. London, Oxford Univ. Press, 730 p.
- GORDON, M.; MURATA, R. J. — 1951 — Minor elements in Arkansas bauxites. *Econ. Geol.*, 47(2):169-179.
- GUNN, B. — 1971 — Trace element partition during olivine fractionation of Hawaiian basalts. *Chem. Geol.*, 8(1):1-13.
- HARDEN, G.; BATESON, J. H. — 1963 — A geochemical approach to the problem of bauxite genesis, British Guiana. *Econ. Geol.*, 58(8):1301-1308.
- HEM, J. D. — 1976 — Reactions of metal ions at surface of hydrous iron oxides. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 41(4):527-548.
- HIERONYMUS, B. — 1972 — Étude géologique de quelques types d'alterations dans l'ouest du Cameroun. *Bul. Extrait des Annales de la Faculté des Sciences du Cameroun*, 10, 68 p.
- HIERONYMUS, B. — 1973 — Étude minéralogique et géochimique des formations bauxitiques de l'ouest du Cameroun. *Cah. ORSTOM, Serv. Geol.*, 5(11):97-112.
- HIRATA, W. K.; RIGON, J. C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A. A. C.; MEIRELES, E. M. — 1982 — Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. *Anais. Simpósio de Geologia da Amazônia*, Belém, SBG-NN, v. 1, p. 100-110.
- HUMPHRIS, S. E.; THOMPSON, G. — 1978 — Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 42(1):127-136.
- KELLER, W. D. — 1968 — Principles of chemical weathering. Missouri, Lucas Brothers, 111 p.
- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W. — 1981 — Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas — Açailândia (Estados do Pará e Maranhão). *Rev. Bras. Geoc.*, 11(3):193-202.
- LELONG, F. — 1969 — Nature et genèse des produits d'alteration de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française). *Sciences de la Terre*, Mémoires 14, Université de Nancy, France, 188 p.
- LEMOES, V. P. — 1981 — Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão-Pará — Implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N5, Serra dos Carajás. Tese de Mestrado, NCGG-UFPA, 97 p.
- LEVI, F.; MELFI, A. J. — 1972 — Geochemical and mineralogical studies on the first stages of weathering of basic and related rocks. Part 2 geochemical study. *Rev. Bras. Geoc.*, 2(1):1-17.
- LOUGHNAN, F. C. — 1969 — Chemical weathering of the silicate minerals. New York, Elsevier Publ. Co., 154 p.
- MIYASHIRO, A. M. — 1974 — Volcanic rock series in island arc and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274(2):321-355.
- MONIZ, A. C.; NASCIMENTO, A. C.; PAIVA NETTO, J. R. — 1973 — Mobilidade nos constituintes de rochas básicas de São Paulo durante o intemperismo. *Rev. Bras. Geoc.*, 3(3):201-213.
- NORTON, A. A. — 1973 — Laterite and bauxite formation. *Econ. Geol.*, 68(3):353-361.
- OLIVEIRA, E. P. — 1977 — Pesquisas mineralógicas e geoquímicas para a distinção de basaltos intrusivos e extrusivos no Vogelsberg, Alemanha Federal. Tese de Mestrado, NCGG-UFPA, 55 p.
- OLIVEIRA, N. P. de; SCHWAB, R. G. — 1980 — Um exemplo de

- influência do fósforo sobre o desenvolvimento de perfis lateríticos. *Anais XXXI Cong. Bras. Geol.*, Camboriú, SC, v. 1, p. 184-192.
- PEARCE, J. A.; CANN, J. R. — 1973 — Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Letters*, 19(2):290-300.
- RANKAMA, K., SAHAMA, T. G. — 1950 — Geochemistry. Chicago, University of Chicago Press, 912 p.
- SAHASRABUDHE, Y. S. — 1978 — Geochemistry of bauxite profiles on different rock types from Central and Western India. 4th Int. Cong. for the Study of Bauxites, Alumina and Aluminum. Athens, *Bauxite*, v. 2, p. 734-761.
- SANTOS, B. A. dos — 1981 — Amazônia: Potencial Mineral e Perspectivas de Desenvolvimento. Ed. Univ. São Paulo, 256 p.
- SASTRI, G. G. K.; SASTRY, C. S. — Chemical characteristics and evolution of the laterite profile in Hazaridadar bauxite plateau, Madhya Pradesh, India. *Econ. Geol.*, 77(1):154-161.
- SUGUIO, K. — 1973 — Introdução à Sedimentologia. São Paulo, Ed. Edgard Blücher Ltda., 174 p.
- THOMPSON, G.; MELSON, W. G. — 1972 — The petrology of oceanic crust across fracture zones in the Atlantic Ocean: evidence of a new kind of sea-floor spreading. *J. Geol.*, 80(5): 526-538.
- THOMPSON, G.; SHIDO, F.; MIYASHIRO, A. — 1971 — Trace element distribution in fractionated oceanic basalts. *Chem. Geol.*, 9(2):88-97.
- VALETON, I. — 1972 — Bauxites. Development in Soil Sciences, 1. Amsterdam, Elsevier Publ. Co., 226 p.
- WOLFENDEN, E. B. — 1961 — Bauxite in Sarawak. *Econ. Geol.*, 56(5):972-981.
- WOLFENDEN, E. B. — 1965 — Geochemical behavior of trace elements during bauxite formation in Sarawak, Malaysia. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 29(10):1051-1062.

MANUSCRITO

Recebido em 07 de outubro de 1982

Revisão aceita em 07 de novembro de 1983