

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS

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

Tese Apresentada por

VANDA PORPINO LEMOS

como requisito parcial à obtenção do grau em

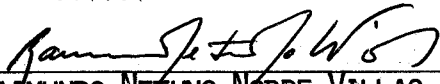
MESTRE EM CIÊNCIAS

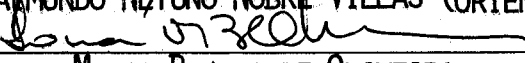
Na área de

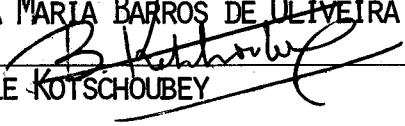
GEOQUÍMICA

Conferido pelo Programa de Pós-Graduação em
Ciências Geofísicas e Geológicas da
Universidade Federal do Pará

Aprovado: 19.11.81


RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS (ORIENTADOR)


SONIA MARIA BARROS DE OLIVEIRA


BASILE KOTSCHOUBEY

Comitê de Tese

AGRADECIMENTOS

A autora expressa aqui seus agradecimentos à todas aquelas pessoas e Instituições que contribuíram para a realização deste trabalho.

Ao Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas pela orientação dada.

Aos professores Basile Kotschoubey e Sonia Maria Barros de Oliveira pelas críticas e sugestões oferecidas, enriquecendo sensivelmente este trabalho.

Ao Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará pela oportunidade concedida.

Ao Dr. Werner Truckenbrodt pela ajuda nas análises de minerais pesados e na interpretação dos difratogramas de raios-X.

Aos geólogos Luiz Pedro Martins e Rita Maria Rodrigues que muito colaboraram nas análises petrográficas.

À Amazônia Mineração S.A. (AMZA) pela liberação da área e pelo apoio logístico prestado.

À Companhia Rio Doce Geologia e Mineração S.A. (DOCEGEO) pelo fornecimento de várias amostras.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio dado na forma de bolsa de estudo no decorrer do curso.

Aos técnicos do NCGG, especialmente ao João Lopes por sua participação nos trabalhos de campo e ao Raimundo Nonato de Oliveira pela ajuda nas análises por fluorescência de raios-X e espectrografia de emissão.

LISTA DAS ILUSTRAÇÕES

		Pág
<u>TABELAS</u>		
1	Composições química e normativa (CIPW) das rochas básicas do Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás ...	31
2	Análises de elementos menores e traços das rochas básicas do Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás ...	33
3	Análise semiquantitativa dos minerais pesados nas amostras de basaltos totalmente alterados do Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás	36
4	Composição química das rochas básicas semidecompostas e decompostas do Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás	38
5	Análises de elementos menores e traços nas rochas básicas semidecompostas e decompostas do Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás	40
6	Análise semiquantitativa dos minerais pesados nas amostras de bauxita por métodos ópticos	44
7	Análise mineralógica qualitativa dos basaltos do Grupo Grão Pará e de seus produtos supergênicos..	74
8a	Cálculos das perdas e ganhos relativos dos elementos maiores e menores pelo método do iso-alumínio para algumas amostras alteradas de rochas básicas do Grupo Grão Pará em relação a rocha não intemperizada F139(150)	81
8b	Cálculo das perdas e ganhos relativos dos elementos maiores e menores pelo método de iso-alumínio para algumas amostras decompostas de rochas básicas do Grupo Grão Pará em relação a rocha intemperizada F139(150)	82
9	Fatores de enriquecimento (Fi) de elementos menores e traços na seqüência intemperizada dos basaltos do Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás	84
10	Composição química do horizonte bauxítico, crosta laterítica, argila gibbsítica e horizonte argiloso do perfil de alteração de N5, Serra dos Carajás	86
11	Teores aproximados dos minerais de um perfil representativo de N5. Serra dos Carajás	92

12	Análise de elementos menores e traços nas amostras de bauxita, crosta laterítica, argila gibbsítica e horizonte argiloso do perfil de alteração de N5, Serra dos Carajás.....	94
13	Fatores de enriquecimento (Fi) de elementos menores e traços relativos a amostra F1(166) para o perfil de N5, Serra dos Carajás.....	96

FIGURAS

1	Perfis esquemáticos de seqüências intemperizadas desenvolvidas sobre basaltos onde níveis de bauxita se formaram.....	11
2	Diagrama Eh-pH mostrando as relações de solubilidade entre as fases sólidas Fe-Al e a água a 25°C e pressão de 1 atm.....	13
3	Mapa de localização da Serra dos Carajás.....	16
4	Coluna estratigráfica da região da Serra dos Carajás.....	17
5	Localização do depósito de bauxita da área N5, Serra dos Carajás.....	20
6	Área de ocorrência de bauxita N5 Carajás mostrando a localização dos vários poços e furos executados no platô N5 Serra dos Carajás.....	22
7	Seção E-W dos depósitos de bauxita de N5, Serra dos Carajás mostrando sua variação composicional	23
8	Correlação dos perfis de alteração através de furos de sondagens em basaltos do Grupo Grão Pará, clareira N4, Serra dos Carajás.....	29
9	Diagrama de discriminação TiO_2 versus Zr/P_2O_5 , mostrando a localização dos basaltos do Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás.....	35
10	Distribuição dos elementos maiores, menores e traços em um perfil representando a seqüência de alteração de N5 (furo F3), Serra dos Carajás.	43

11	Comparações química e mineralógica entre os perfis intemperizados de N4 e N5, Serra dos Carajás	49
12	Diagrama $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$ mostrando a variação da composição química dos perfis de N4 e N5, Serra dos Carajás	53
13	Diagrama Fi versus $\log(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{SiO}_2$ 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	55
14	Diagramas concentração versus $\log(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) / \text{SiO}_2$ mostrando o comportamento do Y e Nb durante a progressão dos processos supergênicos nas rochas basálticas do Grupo Grão Pará	58
15	Modelo para gênese do depósito de bauxita de N5 mostrando os estágios sucessivos de sua evolução com respectivos processos e produtos deles resultantes	62
16	Difratogramas para amostras de basaltos semidecompostos, quando não glicolizadas, glicolizadas e submetidas ao aquecimento a 560°C	73
17	Difratogramas para os minerais pesados das amostras de bauxita e basaltos decompostos	79

SUMÁRIO

Pág

AGRADECIMENTOS

LISTA DAS ILUSTRAÇÕES

RESUMO	1
ABSTRACT	4
1 INTRODUÇÃO	7
2 ALTERAÇÃO SUPERGÊNICA DE ROCHAS BÁSICAS-LATERIZAÇÃO E BAUXITIZAÇÃO	9
3 GEOLOGIA DA ÁREA	15
3.1 <u>Aspectos Regionais</u>	15
3.2 <u>Aspectos Locais</u>	19
4 METODOLOGIA	25
4.1 <u>Trabalhos de Campo</u>	26
4.2 <u>Trabalhos de Laboratório</u>	27
5 AS ROCHAS BÁSICAS DO GRUPO GRÃO PARÁ E O DEPÓSITO DE BAUXITA DE N5	28
5.1 <u>Rochas Básicas Levemente Alteradas</u>	28
5.1.1 Composição Mineralógica	28
5.1.2 Composição Química	30
5.1.3 Elementos Traços	32
5.2 <u>Rochas Básicas Semidecompostas e Decompostas</u>	34
5.2.1 Composição Mineralógica	34
5.2.2 Composição Química	37
5.2.3 Elementos Traços	39
5.3 <u>O Depósito de Bauxita de N5</u>	41
5.3.1 Composição Mineralógica	41
5.3.2 Composição Química	41
5.3.3 Elementos Menores e Traços	46
6 INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS	48
6.1 <u>Relação Entre os Perfis de Alteração de N4 e N5</u> ..	48
6.2 <u>Evidências dos Minerais Pesados e dos Elementos Me- nores e Traços</u>	51

6.3	<u>Comportamentos dos Elementos Menores e Traços na Zona Supergênica</u>	54
6.4	<u>Modelo Genético para a Formação do Depósito de Bauxita de N5</u>	57
7	CONCLUSÕES	63
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	65
	APÊNDICES	71
1	<u>Análises Mineralógicas</u>	72
2	<u>Análises Químicas</u>	75
3	<u>Análise de minerais pesados</u>	78
	ANEXOS	80

RESUMO

O presente trabalho focaliza a alteração supergênica das rochas vulcânicas básicas do Grupo Grão Pará e aponta evidências que podem sustentar ser o depósito de bauxita da clareira N5-Serra dos Carajás um produto extremo dessa alteração. Na impossibilidade de se observar um perfil contínuo que demonstrasse diretamente esse laço genético, testou-se esta hipótese com um perfil composto aproveitando-se as informações de subsuperfície da clareira N4 contígua, onde testemunhos de sondagens existentes revelam toda a seqüência intemperizada até a rocha básica sã. Os níveis bauxíticos e lateríticos, apenas desenvolvidos em N5, foram então integrados a essa seqüência compondo os horizontes mais superficiais e tomados, por consequente, como materiais formados in situ.

As rochas básicas são de idade pré-cambriana e foram classificadas como basaltos toleíticos com tendência ao campo composicional das suítes calco-alcálicas que ocorrem nos arcos de ilhas modernos (diagrama TiO_2-Zr/P_2O_5). A assembléia mineralógica primária é composta predominantemente por labradorita e pi geonita-augita, tendo como acessórios principais zircão, ilmenita e opacos. Eventos hidrotermais causaram modificações mineralógicas nessas rochas produzindo clorita, epidoto, calcita, sericita, anfíbólio e quartzo.

Profundas mudanças nas composições química e mineralógica dessas rochas vulcânicas foram induzidas pela ação intempé rica e puderam ser avaliadas desde profundidades da ordem de 140 m até a superfície. O material semidecomposto mostrou perdas significantes de CaO , Na_2O e FeO (este por oxidação parcial à Fe^{+3}) e perdas menos expressivas de SiO_2 , MgO e K_2O . Em contrapartida, houve um enriquecimento relativo de Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 e P_2O_5 , além de substancial entrada de H_2O . Dentro desse quadro químico, se estabilizaram novas fases mineralógicas, representadas, em ordem de abundância, por clorita, esmectita-clorita, opacos e quartzo. Os horizontes mais superficiais, correspondendo a um estágio mais avançado da alteração, apresentaram uma perda praticamente total dos álcalis, MgO e CaO , com SiO_2 baixando a teores da ordem de 40% dos valores iniciais. Isto fa

voreceu ganhos relativos ainda maiores de Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 e H_2O em relação ao estágio anterior. As assembléias mineralógicas resultantes passaram, então, a ser dominadas por caulinita, goetita e óxidos de titânio, e secundariamente por gibbsita e quartzo.

Concentrações de Cr, Ni, Co e Zr foram determinadas tanto nos basaltos como nos correspondentes intemperizados, verificando-se fatores de enriquecimento da ordem de 1,5 a 5,0, progressivos em geral, em direção à superfície, o que vem de mostrar a maior ou menor mobilidade desses elementos no ambiente supergênico. Cr, Ni e Co foram retidos por coprecipitação juntamente com os hidróxidos de Fe e Zr foi mantido pela presença do zircão como mineral residual.

O depósito de bauxita de N5, por sua vez, é constituído por uma camada superficial com espessura variável entre 4 e 7 m e cerca de 3,0% de SiO_2 , 2,3% de TiO_2 , 47,0% de Al_2O_3 , 23,0% de Fe_2O_3 e 24,0% de voláteis, sendo a natureza do material bauxítico a base de gibbsita, caulinita, óxidos de Ti e goetita. As camadas subjacentes têm diferenças químicas marcantes, com composições mineralógicas que diferem muito mais pelo grau de abundância de determinadas fases do que pela espécie. De cima para baixo observa-se uma crosta laterítica de espessura em torno de 10 m, uma argila gibbsítica que não ultrapassa 35 m de espessura e um horizonte argiloso de espessura indefinida. A crosta laterítica mostrou uma composição química com cerca de 6,0% de SiO_2 , 2,0% de TiO_2 , 28,0% de Al_2O_3 , 47,0% de Fe_2O_3 e 19,0% de voláteis e uma mineralogia dominada por hematita, caulinita, hidróxidos de Fe, óxidos de Ti e quantidades subordinadas de gibbsita. Já a argila gibbsítica apresentou teores médios de 24,0%, 2,0%, 28,0%, 32,0% e 13,0% e o horizonte argiloso teores de 47,0%, 1,5%, 20,0%, 22,0% e 7,5%, respectivamente para SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e voláteis. As assembléias mineralógicas desses dois últimos níveis são dominadas por caulinita, gibbsita, óxidos de Fe, aparecendo hematita apenas na argila gibbsítica e goetita e quartzo apenas no horizonte argiloso.

Análises de elementos menores e traços em amostras dos quatro horizontes que compõem a sequência de N5 mostraram que há, de um modo geral, um aumento progressivo em direção à superfície dos teores de Ti, Zr e Nb, enquanto que o Ni mostra uma

tendência inversa. O Cr tem distribuição bi-modal com as maiores concentrações ocorrendo na crosta laterítica e no horizonte argiloso. A distribuição do Co é semelhante a do Ni, se bem que mais errática.

A identificação de minerais pesados em amostras tanto de basaltos totalmente decompostos como do material bauxítico apontou a mesma assembléia, constituída predominantemente por ilmenita, zircão, rutilo e turmalina, este último mineral encontrado em maior abundância na bauxita. Análises de B nos diversos horizontes de ambas as seqüências (N4 e N5) indicaram teores que variaram entre 70 e 100 ppm, justificando a provável presença de turmalina mesmo nas rochas onde não foi possível a extração de minerais pesados.

A integração de todos estes dados permitiu interpretar a bauxita como um depósito residual da alteração supergênica das rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará com base em: 1) identidades mineralógica e química das duas seqüências, especialmente o basalto decomposto de N4 e a argila gibbsítica de N5 e correspondência química que sugere ser o horizonte argiloso um estágio de alteração intermediária entre os basaltos semidecomposto e decomposto; 2) presença de gibbsita no basalto decomposto sugerindo um estágio de evolução que, dado o tempo devido e as condições apropriadas, poderia conduzir a um material progressivamente enriquecido em alumina; 3) elementos traços típicos de rochas básicas presentes no depósito de bauxita em concentrações relativamente altas e, aceito o laço genético, mostrando fatores de enriquecimento ou empobrecimento ao longo de uma tendência comum desde o basalto até a bauxita e 4) mesma suite de minerais pesados para os basaltos e a bauxita.

Especial atenção foi dada a crosta laterítica que se formou subjacentemente ao depósito de bauxita, sendo interpretada como resultado da mobilidade relativa do Fe e Al sob condições de Eh e pH que favoreceram o movimento descendente do ferro e a fixação do Al nos horizontes superficiais.

ABSTRACT

The present study deals with the supergene alteration of the basic volcanic rocks of the Grão Pará Group and gathers evidences that support the N5 bauxite deposit (Carajás Sierra) to be an extreme product of this alteration. In the lack of a continuous profile, this hypothesis was tested with a composed profile using the subsurface information available for the contiguous N4 plateau where the whole weathered sequence could be observed. The bauxite-rich and lateritic horizons, only developed in N5, were then assumed to be a part of that sequence and taken as its more superficial levels.

The basic volcanic rocks are of precambrian age and were classified as tholeiitic basalts compositionally similar to those of the calc-alkaline suites that occur in modern island arcs (TiO_2 -Zr/ P_2O_5 diagram). The primary mineral assembly is dominantly composed of labradorite and pigeonite-augite and has zircon, ilmenite and opaque minerals as the major accessory phases. Hydrothermal activity caused mineralogical changes in these rocks producing chlorite, epidote, calcite, sericite, amphibole and quartz.

Significant chemical and mineralogical changes were induced by the weathering in these rocks and could be evaluated to depths up to 140 m. The semidecomposed material showed substantial losses of CaO , Na_2O and FeO (this due to partial oxidation to Fe^{+3}) and less important losses of SiO_2 , MgO and K_2O . In contraposition there was relative enrichment of Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 and P_2O_5 besides major gains of H_2O . This new chemical environment favored the formation of compatible stable phases represented, in order of abundance, by chlorite, smectite-chlorite, opaque minerals and quartz. The totally decomposed basalts revealed an almost complete loss of alkalis, MgO and CaO , with SiO_2 contents diminishing to values of approximately 40% of its initial quantities. This enhanced great relative gains of Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 and H_2O with respect to the previous alterations stage. The resulting mineral assembly turned out be dominated by kaolinite, goethite and titanium

oxides, and secondarily by gibbsite and quartz.

Determinations of Cr, Ni, Co and Zr were done for both the basalts and its weathered equivalents. Enrichment factors of the order of 1.5 to 5.0 generally progressive towards the surface indicate the greater or lesser mobility of these elements within the supergene environment. Cr, Ni and Co were retained by coprecipitation with iron hydroxides while Zr was accounted for by the preservation of zircon as a residual mineral.

The N5 bauxite deposit consists of a gibbsite-rich upper layer with an average thickness of 4.7 m and average chemical composition of 3.0% SiO_2 , 2.3% TiO_2 , 47.0% Al_2O_3 , 23.0% Fe_2O_3 and 24.0% volatiles. Mineralogically it is composed of gibbsite, kaolinite, titanium oxides and iron hydroxides (goethite). The subjacent layers show distinct chemical constitution but the mineral suites differ in the proportions rather than in the kinds of the phases present. Downwards it is observed 1) a lateritic crust as thick as 10 m, 2) a gibbsite-rich clay that do not exceed 35 m in thickness and 3) an argillaceous horizon of indefinite thickness. The lateritic crust has an average chemical composition of 3.6% SiO_2 , 2.0% TiO_2 , 28.0% Al_2O_3 , 47.0% Fe_2O_3 and 19.0% volatiles, and a mineralogy dominated by hematite, kaolinite, iron hydroxides, titanium oxides and subordinate quantities of gibbsite. The gibbsite-rich clay has average proportions of 24.0%, 2.0%, 28.0%, 32.0% and 13.0% for SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 and volatiles respectively while the argillaceous horizon shows average proportions of 47.0%, 1.5%, 20.0%, 22.0% and 7.5% for these same components in that order. The mineral assembly of these two last levels is dominated by kaolinite, gibbsite, titanium oxides and iron hydroxides although hematite appears only in the gibbsite-rich clay while goethite and quartz appear only in the argillaceous horizon.

The identification of heavy minerals in samples of both the decomposed basalt and the bauxite material revealed the same suite consisting of ilmenite, zircon and tourmaline, the latter mineral being found in greater abundances in the bauxite. Boron determinations from samples of the various horizons of both sequences (N4 and N5) indicated contents that varied from

70 to 100 ppm, justifying the probable presence of tourmaline even in the rocks from which was not possible to separate heavy minerals.

The integration of all these data allowed the interpretation of the N5 bauxite plateau as a residual deposit of the supergene alteration of the volcanic basic rocks of the Grão Pará Group with basis on 1) the chemical and mineralogical identities between the two sequences, especially the decomposed basalt and the gibbsite-rich clay, 2) the chemical correspondence that suggests the argillaceous horizon to be an intermediate stage of alteration between the semidecomposed and the decomposed basalt, 3) the presence of gibbsite in the decomposed basalt suggesting a stage of evolution which, given enough time and the appropriate conditions, could produce a material progressively rich in alumina and 4) typical trace elements of basic rocks present in relatively high concentrations in the bauxite deposit and, taken the genetic link for granted, showing enrichment or impoverishment factors along a common trend from the unaltered basalt to the bauxite material.

Special attention was paid to the lateritic crust that formed underlying the bauxite deposit. It has been interpreted as a result of the relative mobility of Fe and Al under Eh-pH conditions that favored the descending movement of Fe and the fixation of Al in the upper horizons.

1 INTRODUÇÃO

Na área conhecida como clareira N5 do distrito ferrífero da Serra dos Carajás (centro leste do Estado do Pará), ocorre um pequeno depósito de bauxita ocupando um platô de aproximadamente 65 km². O único estudo sobre essa ocorrência registrado na literatura, sugere ser esse depósito um produto da alteração intempérica das rochas básicas de Seqüência Paleovulcânica Inferior do Grupo Grão Pará (Assad e Beisiegel, 1978).

Com o propósito de avaliar essa hipótese, buscou-se, através deste trabalho, estudar o perfil de intemperismo desenvolvido sobre as rochas básicas associadas com as formações ferríferas da Serra dos Carajás. Foram, assim, caracterizados os estágios progressivos da alteração desde a rocha sã e, em seguida, relacionados aos níveis enriquecidos em gibbsita existentes na região. Na falta de um perfil contínuo provindo de uma única área, foram utilizados testemunhos de furos de sondagem executados na clareira N4 e amostras de um furo de sondagem e de poços abertos no horizonte bauxítico de N5, supondo-se ser este o produto extremo da alteração das rochas básicas. Na clareira N4 as perfurações revelaram praticamente toda a sequência de alteração, mas em nenhum momento observou-se a formação de material bauxítico. Por outro lado, as perfurações realizadas em N5 não foram suficientemente profundas para atingir as rochas básicas sãs e daí, comprovar, em se tratando de material residual, a derivação da bauxita a partir das mesmas. Dessa forma, afora a necessidade de se montar um perfil composto para o estudo da alteração, procurou-se também estabelecer critérios para demonstrar a possível relação genética entre o depósito de bauxita e as rochas básicas.

Este trabalho foi conduzido sob os auspícios da Amazônia Mineração S.A. a qual colocou à disposição testemunhos de sondagem e poços para amostragem, além de dar todo o apoio logístico no campo. O perfil de alteração foi estudado em termos das variações químicas e mineralógicas, compreendendo a análise de elementos maiores, menores e de alguns traços, e das assembléias mineralógicas incluindo as suites de minerais pesados. Com relação ao depósito de bauxita, partiu-se do pressuposto que o material era residual in situ e buscou-se tanto nos minerais pesados como nos elementos

tos traços de maior imobilidade relativa em condições supergênicas, os parâmetros indicadores do laço genético entre o depósito de bauxita e as rochas básicas. As análises químicas e mineralógicas foram realizadas nos laboratórios do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da UFPa, com exceção da determinação do boro que foi obtida com o equipamento de espectrografia de emissão do Departamento de Física da UFPa e das dosagens de cobre, chumbo e zinco que foram feitas nos laboratórios da DOCEGEO em Belém.

São vários os trabalhos envolvendo a alteração supergênica de rochas básicas e da laterização associada (Bonifas, 1959; Loughnan, 1969; Levi e Melfi, 1972; Moniz et alii, 1973; Siegel, 1974; Bhattacharya e Sinha, 1976, etc). A maioria deles prende-se às transformações químicas e mineralógicas observadas em relação a rocha matriz e aos processos que redundam na maior ou menor lixiviação dos elementos químicos que a constituem. Aparentemente menos abundantes na literatura, são estudos referentes à formação de bauxita a partir de rochas básicas, sobressaindo-se, no entanto, aqueles relacionados com os derrames basálticos da Índia (Valenton, 1972; Sahasrabudhe, 1978; Balasubramaniam, 1978), de Camaraão (Hieronymus, 1972 e 1973) ou da Austrália (Valenton, 1972). No Brasil, os trabalhos sobre bauxitas derivadas de rochas básicas são ainda muito escassos, sendo de nosso conhecimento, além da provável ocorrência de Carajás (Assad e Beisiegel, 1978), apenas as ocorrências do Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais (Flêischer e Oliveira, 1969).

Esta pesquisa, assim, contribui não só ao estudo do intemperismo de rochas basálticas sob condições paleoclimáticas da Amazônia, como também ao entendimento da formação do depósito de bauxita da clareira N5 da Serra dos Carajás que, embora de expressão secundária comparativamente aos outros depósitos conhecidos no Estado do Pará (Trombetas, Paragominas e Almeirim), entra no acervo das riquezas do distrito mineiro de Carajás com cerca de 40 milhões de toneladas de minério de alumínio.

2 ALTERAÇÃO SUPERGÊNICA DE ROCHAS BÁSICAS - LATERIZAÇÃO E BAUXITIZAÇÃO

O estudo da alteração supergênica de rochas básicas compõe hoje uma vasta literatura, registrando-se inúmeros trabalhos de cunho geoquímico e pedológico (Butler, 1953; Bonifas, 1959; Short, 1961; Dennen e Anderson, 1962; Loughnan, 1969; Levi e Melfi, 1972; Moniz et alii, 1973; Cabral, 1973 in Oliveira, 1977; Bhattacharya e Sinha, 1976).

Desde há muito tem-se observado que os minerais constitutivos das rochas se decompõem pela ação do intemperismo e, de modo geral, obedecendo a seqüência de alteração definida por Goldich (1938). Assim é que a olivina figura como o mineral menos estável nas condições supergênicas, seguida dos piroxênios, anfibólios e micas. Os plagioclásios sofrem uma decomposição quase que simultânea dentro do estágio onde grande parte dos piroxênios já está destruída. O quartzo é, juntamente com os chamados minerais pesados, uma das fases mais resistentes ao intemperismo químico.

Os processos supergênicos resultam, por conseguinte, de uma intensa transferência de massa da rocha para as soluções aquosas percolantes e na formação de uma nova suite mineralógica compatível com as condições reinantes na superfície da Terra. Na assembléia de minerais primários das rochas básicas de composição basáltica, onde piroxênio, plagioclásio cálcio e olivina dominam, verifica-se que este último mineral pode se transformar em serpentina através de reações isovolumétricas em que os excessos de magnésio e sílica são removidos em solução (Turner e Verhoogen, 1960). Em um estágio mais avançado de alteração, a serpentina se transforma em montmorilonita e clorita, porém com a lixiviação mais intensa ocorre também a destruição desses minerais, obtendo-se como produto, a caulinita, óxidos e hidróxidos de ferro que se acumulam formando um horizonte argiloso rico em ferro. Os piroxênios nos primeiros estágios de alteração produzem clorita e/ou montmorilonita. Com uma lixiviação mais intensa obtem-se um resíduo enriquecido em caulinita e óxidos de titânio e de ferro. Os plagioclásios, por sua vez, podem transformar-se em haloisita, caulinita e montmorilonita mal cristalizada (Loughnan, 1969; Siegel, 1974), fases estas que têm sido identificadas em experimentos so

bre a alteração de feldspatos sob condições simulando aquelas reinantes na superfície terrestre (Wollast, 1965; Busenberg e Clemency, 1975; Busenberg, 1978).

Em circunstâncias bem especiais, determinadas pelo equilíbrio das espécies de carbonatos em solução, calcita pode ser precipitada aproveitando os íons de cálcio liberados pela destruição dos plagioclásios e piroxênios (Loughnan, 1969). Entretanto, o caráter normalmente ácido das soluções aquosas torna a calcita insólvel no ambiente supergênico causando sua dissolução e completa remoção do perfil intemperizado.

Por outro lado, com o avanço do processo de lixiviação, a própria caulinita pode vir a ser destruída liberando alumina que, por cristalização, gera gibbsita. Se condições propícias impostas pelo clima, vegetação, topografia e movimento das águas subterrâneas forem suficientemente prolongadas, pode restar um material residual apenas enriquecido em gibbsita ou em óxidos e hidróxidos de ferro, resultando em horizontes bauxíticos ou lateríticos a depender da predominância do Al ou do Fe (Harden e Bateson, 1963; Grubb, 1963; Levinson, 1974; Siegel, 1974).

No caso dos fenômenos de laterização e bauxitização atuantes em basaltos, vários exemplos existentes na literatura podem ser descritos com os perfis apresentados na figura 1. De um lado, a ocorrência comum de seqüências que começam em profundidade com basalto, passando em seguida para basalto semidecomposto e finalmente para uma zona de completa decomposição constituída de quatro horizontes: 1) litomargem (saprólito), 2) material bauxítico, 3) crosta laterítica e 4) terra roxa, indentificada como material argiloso altamente ferruginoso (fig. 1-A). Do outro lado, perfis onde transformações poligenéticas conduzem, através de retrabalhamento mecânico e aporte lateral de gibbsita, à formação de seqüências ilustradas na figura 1-B. Nesse sentido é de interesse particular as mudanças que podem ocorrer na crosta laterítica de alguns depósitos onde processos de dissolução e consequente formação de cavidades conduzem tanto a uma brechação daquela crosta e da litomargem subjacente como a uma transformação do material hematítico em goetita e a uma recristalização e neomineralização de gibbsita no horizonte bauxítico (Valeton, 1972).

Do ponto de vista geoquímico, o estudo das várias seqüências intemperizadas se baseia na separação química dos elementos

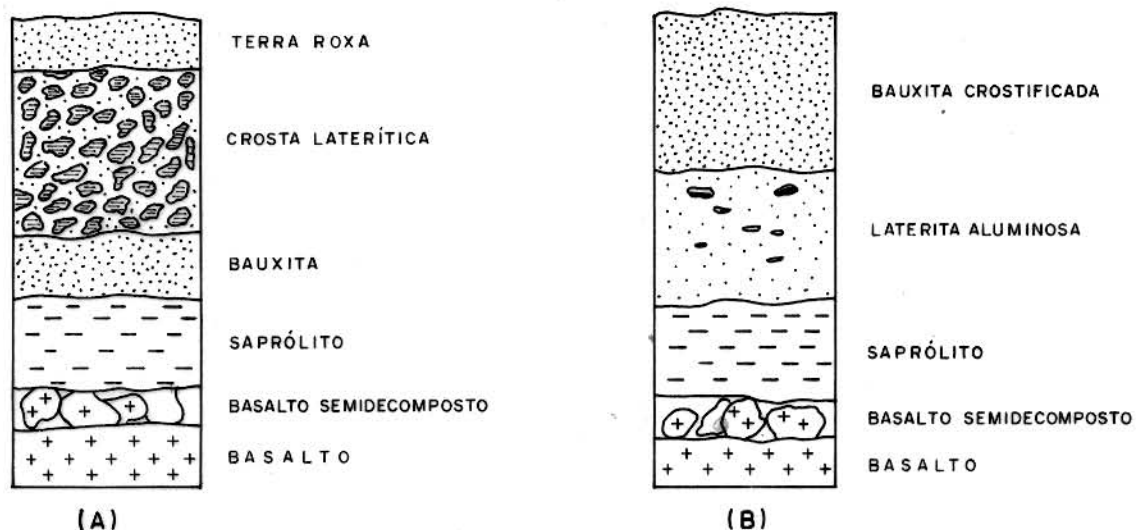


FIG. 1 - PERFIS ESQUEMÁTICOS DE SEQUÊNCIAS INTEMPERIZADAS DESENVOLVIDAS SOBRE BASALTOS ONDE NÍVEIS DE BAUXITA SE FORMARAM.

(A) Em Oregon - EUA (Allen, 1948) na parte central da Índia (Harder, 1952 in Loughnan, 1969).

(B) Em Camarão (Hieronymus, 1972) e de alguns depósitos de bauxita na Índia (Sahasrabudhe, 1978; Balasubramaniam, 1978).

Fe, Al e Si, compreendendo desde os estágios iniciais de alteração dos minerais primários até a formação de solos residuais. Estudos sobre intemperismo simulado de rochas (Pickering, 1962; Helgeson et alii, 1969; Grubb, 1970) mostram que a velocidade de dissolução da sílica dos silicatos por soluções aquosas aumenta consideravelmente com o aumento da temperatura e decréscimo de pH, sendo a sílica amorfa mais solúvel do que os hidróxidos de ferro e alumínio por toda a variação de pH esperada nas soluções dos solos e água subterrânea. A migração do alumínio pode ocorrer na forma de complexos iônicos em soluções com pH abaixo de 4 ou acima de 10. Dentro desta faixa de pH a concentração de alumínio é muito baixa ($\Sigma m_{Al} < 10^{-6}$), de forma que a alumina pode ser acumulada com um resíduo insolúvel (Gardner, 1980). O ferro é considerado imóvel dentro da faixa normal de pH de grande parte das soluções aquosas naturais (pH = 6-9), seja como simples íon ou como complexo inorgânico; pode, porém, ser transportado em alguma extensão como íon complexo orgânico ou como hidróxido em suspensão coloidal (águas superficiais). Dependendo das condições existentes que favoreçam, entre outros fatores, a imobilidade do ferro e/ou do alumínio, pode haver então produção de lateritas e bauxitas. Verifica-se, portanto, que o mecanismo de formação destes materiais consiste basicamente na separação química do alumínio e ferro.

Neste sentido é conveniente analisar esse fenômeno à luz das relações de equilíbrio entre espécies aquosas e fases sólidas, avaliando-se as solubilidades dos óxidos e hidróxidos desses elementos através de variações de Eh e pH (Petersen, 1971; Norton, 1973). A figura 2-A apresenta as solubilidades de Fe e Al em meio aquoso em equilíbrio respectivamente com minerais de ferro (magnetita, hematita e goetita) e com gibbsita. Na figura 2-b observa-se as curvas de insolubilidade ($\Sigma m_i < 10^{-6}$) e de igual solubilidade para o Fe e Al. Em relação a essas duas curvas, estão indicadas, em pequenos círculos, condições de seis diferentes tipos de soluções existentes nos solos que influenciariam de modo distinto na mobilidade do Fe e Al. Assim é que a solução 1 aponta o campo onde a gibbsita é mais solúvel do que os minerais de ferro, enquanto que a solução 2 difere da solução 1 porque tem mais ferro dissolvido do que alumínio, porém ambos elementos são considerados relativamente imóveis. A solução 3 remove preferencialmente o ferro dos solos: a ação prolongada por soluções desse tipo re

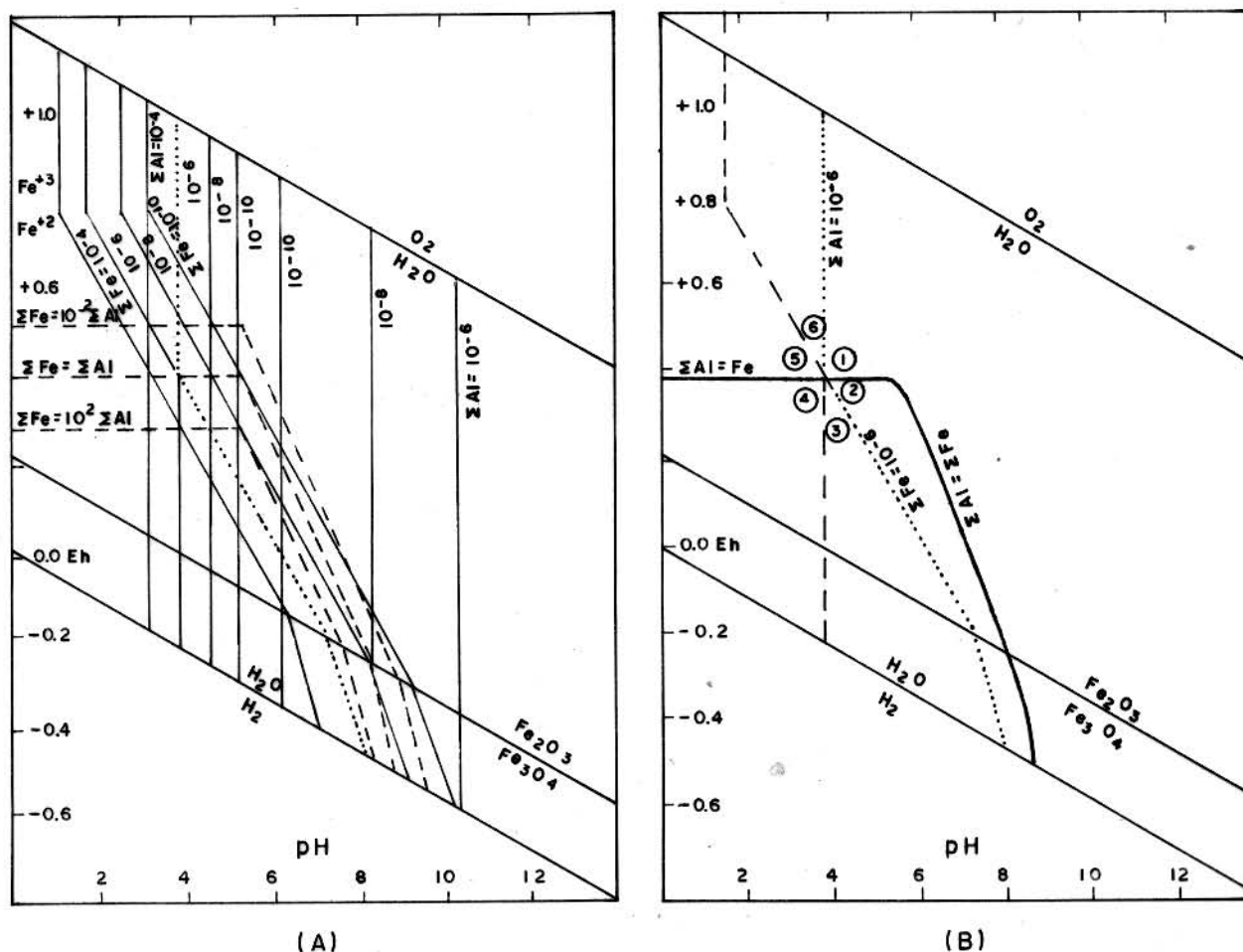


FIG. 2 - DIAGRAMA Eh - pH MOSTRANDO AS RELAÇÕES DE SOLUBILIDADE ENTRE FASES SÓLIDAS DE Fe-Al E A ÁGUA A 25°C E PRESSÃO DE 1 ATM (Modificado de Norton, 1973).

Em (A), as linhas tracejadas superior, intermediária e inferior indicam as condições de Eh e pH onde a gibbsita é respectivamente, cem vezes mais, igualmente e cem vezes menos solúvel do que os minerais de ferro. O campo limitado pela linha pontilhada ($\Sigma m_i = 10^{-6} \text{ m/l}$) e pelo $\text{pH} = 10,35$ em ambiente dominantemente oxidante ($\text{Eh} > 0$), representa as condições de imobilidade do Fe e Al. (B) é uma forma simplificada de (A), aparecendo apenas as curvas de insolubilidade (pontilhada) e a de igual solubilidade para o Fe e Al (em negro). Os significados para os números em círculos são dados no texto.

sulta em bauxitização. Já a solução 4 remove tanto o ferro como o alumínio dos solos, conduzindo pois à podzolização. A solução 5 difere da solução 4 porque o alumínio é removido um pouco mais do que o ferro, porém a solução 6 remove preferencialmente o alumínio dos solos, resultando em laterização.

Com base no modelo referido acima, é possível então prever as condições de Eh e pH em que se formaram determinados depósitos de lateritas e bauxitas e classificar o tipo de solução que conduziu à formação desses depósitos.

3 GÉOLOGIA DA ÁREA

3.1 Aspectos Regionais

A Serra dos Carajás, no centro-leste do Estado do Pará, tem sido alvo de vários trabalhos importantes desde a descoberta dos depósitos de minério de ferro em 1967. Esses trabalhos variam desde aspectos da Geologia Regional até estudos mais específicos relacionados com as diversas ocorrências minerais que lá têm sido encontradas (Tolbert et alii, 1971; Gomes et alii, 1975; Beisiegel et alii, 1973; Silva et alii, 1974; Assad e Beisiegel, 1978; Beisiegel e Farias, 1978; Bernadelli e Beisiegel, 1978).

As grandes jazidas de ferro de Carajás, que asseguram ao Brasil uma das maiores reservas do mundo, formam quatro conjuntos mineralizados dentro da área limitada pelos paralelos de 5°50'S e 6°35'S e meridianos de 49°30'W e 52°00'W, conhecidos como Serras Norte, Sul, Leste e São Félix, as quais compreendem a chamada Serra dos Carajás (fig. 3). A ocorrência ferrífera se apresenta em chapadas descontínuas cobertas por ~~canga~~ laterítica (clareiras) onde se assenta uma vegetação rala, tipo savana, em contraste com a exuberante floresta das circunvizinhanças. Embora a Serra dos Carajás se confunda com as ocorrências de ferro, ela abrange outras elevações entre os rios Vermelho e Itacaiunas, constituídas por várias litologias e onde têm sido encontradas mineralizações de Au, Ni, Mn, Al e Cu. É exatamente essa diversidade de ocorrências minerais que elevou a região a categoria de Distrito Mineiro de Carajás, em substituição a Distrito Ferrífero de Carajás, como ficou inicialmente conhecido.

A primeira e única proposta estratigráfica para essa região (fig. 4) indica o Complexo Xingu ou Embasamento Indiviso como a unidade pré-cambriana mais antiga, nela se destacando gnais, migmatitos, granitos, quartzitos e anfibolitos, que exibem metamorfismo de fácies anfibolito a granulito. Datações radiométricas realizadas em amostras de rochas aflorando nos vales dos rios Itacaiunas e Tocantins (Almaraz, 1967; Amaral, 1969) revelam e ventos Transamazônicos com idades em torno de 2000 m.a. Essas idades foram posteriormente confirmadas por datações de rochas provenientes dos leitos dos rios Itacaiunas e Parauapeba (Gomes et alii, 1975) que deram uma isócrona (Rb/Sr) de 1960 ± 20 m.a. Apon

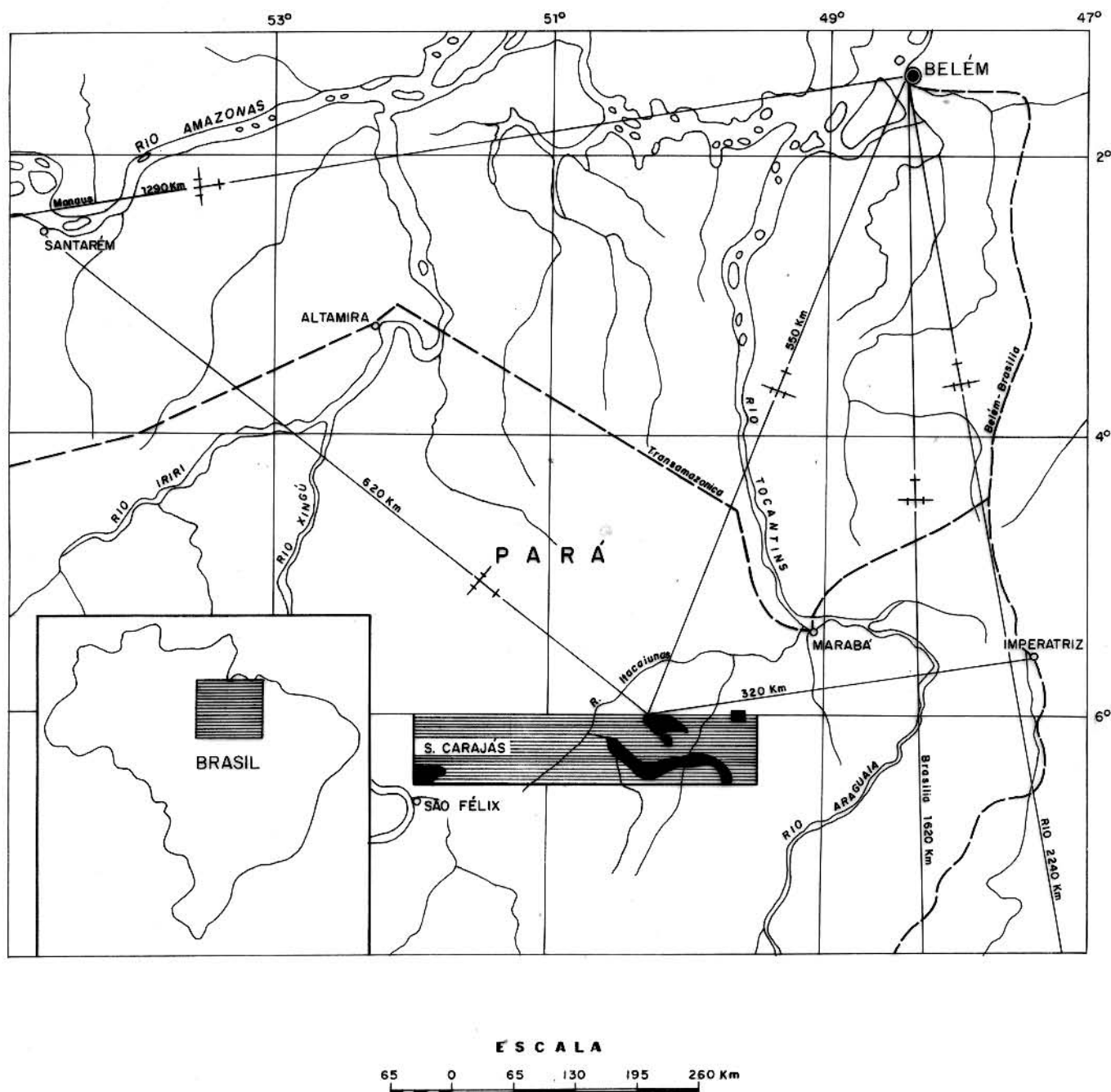


FIG.3 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA SERRA DOS CARAJÁS (Modificado de Beisiegel et alii, 1973).

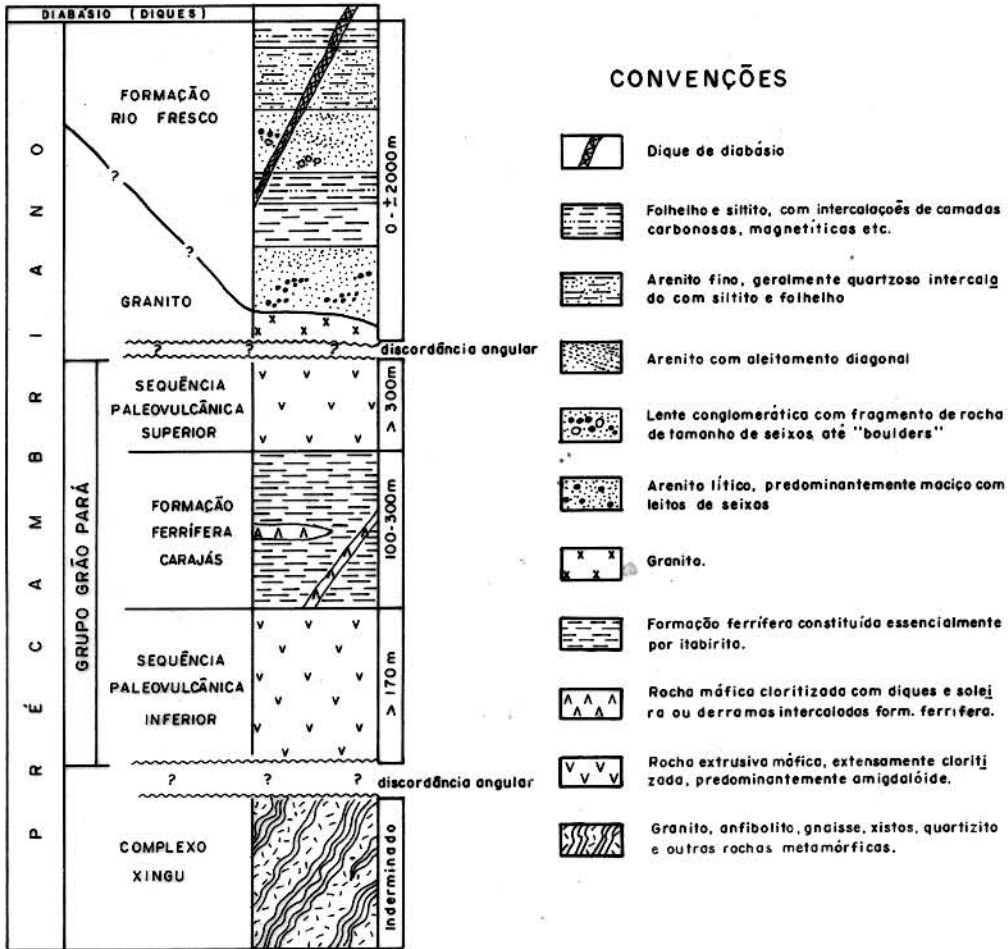


FIG. 4- COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA REGIÃO DA SERRA DOS CARAJÁS.
(Modificada de Beisiegel et alii, 1973)

tam, também, entre as serras Buritirama e Cinzento, bem acima da serra Norte, rochas interpretadas como um núcleo do antigo embasamento de idade anterior à orogenia Transamazônica, em alguns casos alcançando valores de 3283 ± 113 m.a. (K/Ar). Esses resultados indicam tratar-se de uma região constituída de terrenos bem antigos, possivelmente com exposição de faixas arqueanas.

Sobre as rochas do Complexo Xingu, repousa discordantemente o Grupo Grão Pará que engloba os tipos litológicos associados com as formações ferríferas e se estende desde o rio Vermelho até aproximadamente o curso médio do rio Xingu. Este grupo tem sido dividido em três unidades, discriminadas, da mais antiga para a mais jovem, como Seqüência Paleovulcânica Inferior, Formação Carajás e Seqüência Paleovulcânica Superior. Essas duas seqüências vulcânicas representam rochas de composição basáltica que não mostram evidências de metamorfismo regional, embora tenham sido particularmente modificadas em sua assembléia de minerais primários, passando a incluir fases em patente desequilíbrio químico. A Formação Carajás é dominada por itabiritos e por seus produtos de alteração supergênica e revela inúmeras seções de deformações plásticas na forma de microdobramentos.

Sobrejacente ao Grupo Grão Pará, em discordância angular, ocorrem as rochas da Formação Rio Fresco, anteriormente interpretadas como pertencendo à Formação Gorotire (Silva et alii, 1974). Esta formação é composta predominantemente por arenitos mal selecionados de granulação média a grosseira, mas onde também se destacam sedimentos mais finos como siltitos e argilitos. Dentro dessa unidade estratigráfica tem sido identificado o Membro Azul (Bernadelli e Beisiegel, 1978) que hospeda o depósito residual de mangês da Serra dos Carajás, à margem direita do rio Itacaiunas a cerca de 10 km a NE da clareira N1. Aparentemente apenas levemente metamorfizada e deformada, a Formação Rio Fresco tem sido interpretada como uma cobertura plataformal de idade pré-cambriana que se acumulou em seguida a grandes dobramentos Transamazônicos que atingiram a região.

Seguramente intrusivo às rochas do Grupo Grão Pará mas com contatos mal definidos com relação às rochas da Formação Rio Fresco, aparece, entre as Serras Norte e Sul, um corpo granítico de dimensões batolíticas (o granito Carajás) cujas datações pelo método K/Ar revelam uma idade mínima de 1828 ± 90 m.a. (Beisiegel et

alii, 1973). Este granito tem em geral granulação grosseira, mostrando uma assembléia de equilíbrio, com textura equigranular onde se destacam ortoclásio pertítico, albita-oligoclásio, quartzo, hornblenda hastingsítica e biotita. Algumas evidências de metamorfismo de contato, embora nem sempre suficientemente claras, indicam que o seu alojamento foi posterior à sedimentação da Formação Rio Fresco.

Mais recentemente, estudos conduzidos a NW da clareira N1 mostraram a presença de uma seqüência de xistos de litologias bastante variadas e com posição estratigráfica entre as rochas da região ainda indefinida. Essa seqüência hospeda a mineralização cuprífera descoberta na Serra dos Carajás e é constituída por biotita-xistos, biotita-hornblenda-xistos, granada-biotita-xistos, anfibolitos e magnetita-quartzitos associados com rochas metabásicas. Estas litologias revelam, em caráter preliminar, a possibilidade de tratar-se de uma seqüência vulcano-sedimentar metamorfizada ao fácies anfibolito que poderia ser correlacionada com as rochas do Grupo Grão Pará, para as quais as condições de metamorfismo teriam sido mais amenas. Ou ser mesmo uma unidade independente, posicionada estratigraficamente entre o Complexo Xingu e o Grupo Grão Pará.

As exposições das rochas do Grupo Grão Pará, formando as bordas norte e sul da Serra dos Carajás com mergulhos em geral voltados para o interior da bacia preenchida com os sedimentos da Formação Rio Fresco, têm levado à interpretação que essa região é dominada por sinclínório complexamente dobrado e falhado. Através das inúmeras fraturas, alojaram-se vários diques de diabásio que aparentemente marcam as derradeiras manifestações ígneas ocorridas na região.

3.2 Aspectos Locais

O depósito de bauxita da Serra dos Carajás ocupa uma área de cerca de 65 km² e está situado a NE da Clareira N5 a uma altitude média de 600 m. As coordenadas geográficas de 6°10'S e 50°15'W se cruzam aproximadamente na parte central desse depósito a cerca de 30 km do curso médio do rio Parauapebas (fig. 5). Sobre o solo bauxítico desenvolveu-se uma densa cobertura florestal

em acentuado contraste com a vegetação arbustífera que vinga nas áreas onde aflora a formação ferrífera. O clima é típico das regiões tropicais com temperaturas médias anuais que variam entre 18°C e 35°C, as mais baixas sendo registradas durante a estação chuvosa de novembro a maio, e as mais altas sendo experimentadas durante a estação seca que se estende de junho a outubro.

Geomorficamente a área de ocorrência da bauxita se apresenta sob a forma de um platô irregular marcada por protuberâncias de aspecto lobular, desenvolvidas especialmente no bordo norte (fig. 6). Este platô é limitado por vertentes íngremes, dissecadas num período de erosão que se seguiu à formação da superfície de aplainamento da Serra dos Carajás, à que tem sido atribuída idade cretácica (Assad e Beisiegel, 1978).

Os numerosos poços escavados e as sondagens feitas na área de ocorrência de bauxita 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 gibbítica de espessura variável entre 20 e 35 m e d) um material decomposto possivelmente derivado de rochas de composição básica. Furos de sondagens próximos a alguns poços alcançaram profundidades de até aproximadamente 60 m sem que atingissem nenhuma rocha sã. Perfis feitos ao longo do eixo maior (fig. 7) e menor do depósito, correspondendo respectivamente às direções E-W e N-S, mostraram que as espessuras do material bauxítico aumentam em direção ao centro, sendo praticamente nulas nas margens do platô onde aflora a laterita. Esta distribuição espacial sugere a forma de uma pequena bacia ocupada pela bauxita, tendo como substrato o horizonte laterítico.

O material bauxítico possui aspecto terroso, cor amarelo-pardacenta, que se torna paulatinamente marrom-avermelhada a medida que se aproxima da camada laterítica. A sua granulação é fina e a consistência é plástica. Neste material, esporádicos grânulos não superiores a 3 mm de diâmetro se distribuem de forma bastante aleatória. Próximo a laterita o material torna-se gradualmente enrijecido assumindo um aspecto concrecionário devido a presença de agregados limoníticos. A crosta laterítica apresenta-se normalmente maciça, embora inúmeros espaços vazios lhe confirmem um caráter cavernoso. A coloração é essencialmente vermelho-ferruginosa,

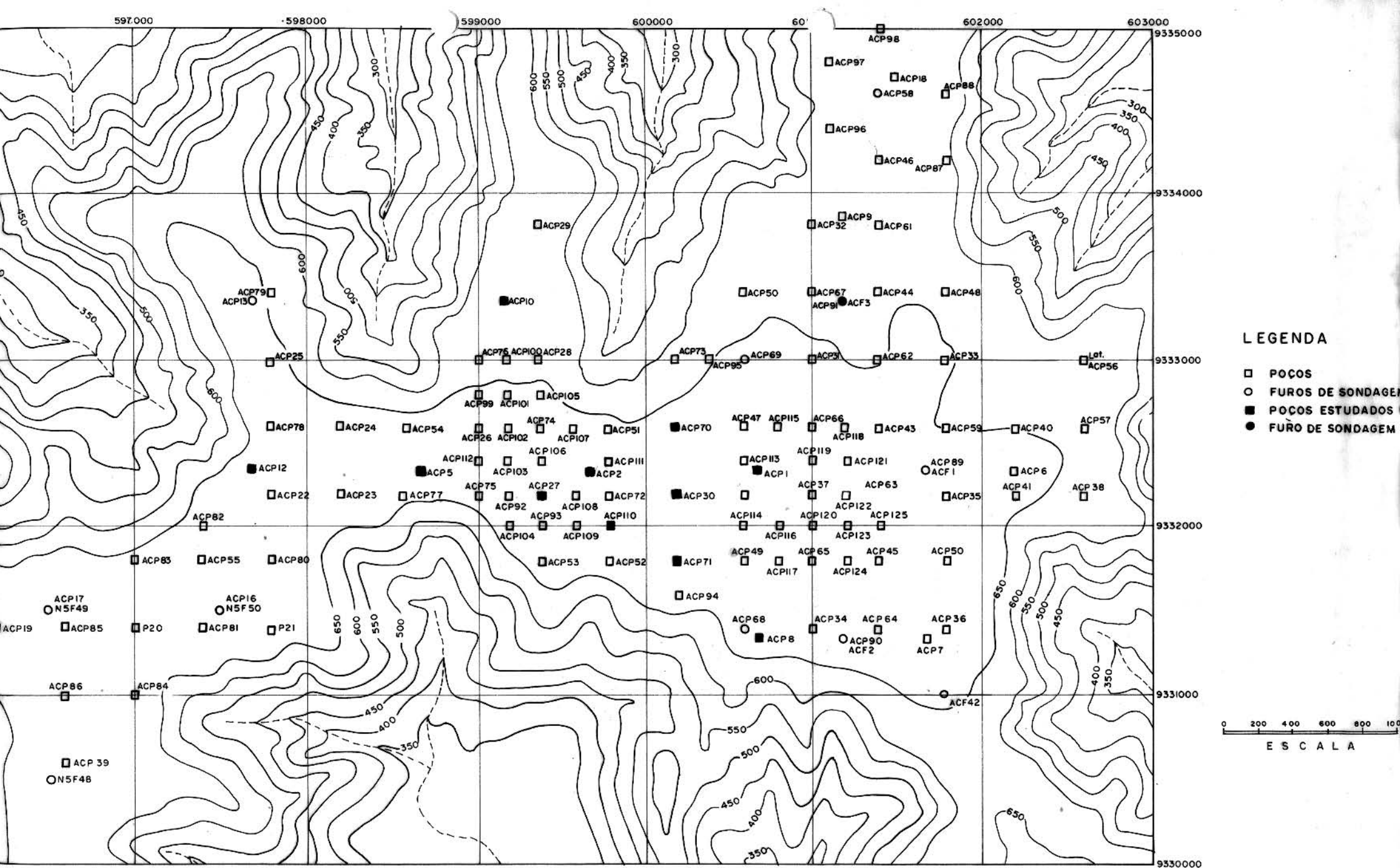


FIG. 6 - ÁREA DE OCORRÊNCIA DE BAUXITA N5.-CARAJÁS, MOSTRANDO A LOCALIZAÇÃO DOS VÁRIOS POÇOS E FUROS EXECUTADOS NO PLATÔ-N5. (Fonte: Amazônia Mineração S. A.)

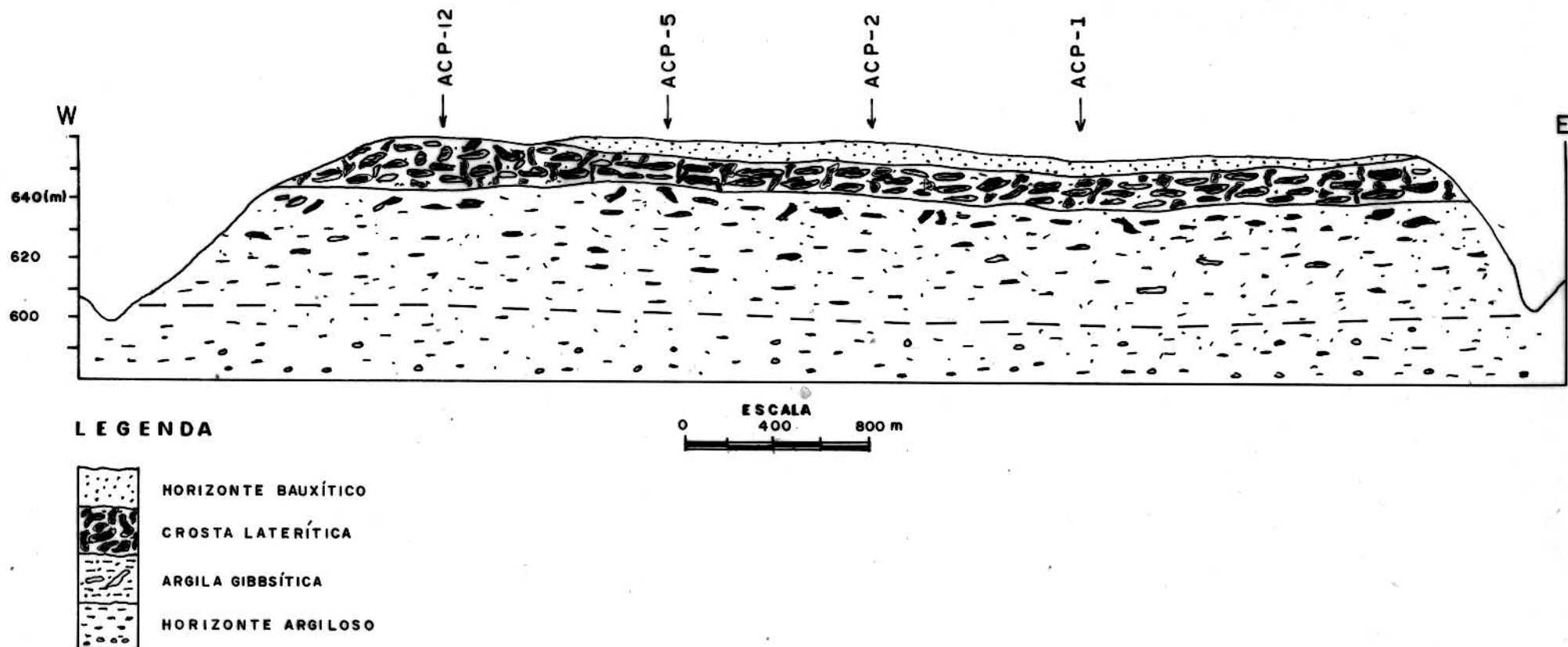


FIG.7 - SEÇÃO E-W DO DEPÓSITO DE BAUXITA DE N5, SERRA DOS CARAJÁS, MOSTRANDO SUA VARIAÇÃO COMPOSICIONAL.

apenas manchada por pontos amarelos esparsamente distribuídos. Sob essa crosta surge um material decomposto de coloração semelhante à da bauxita, embora em profundidade adquira cor cinza levemente esverdeada e apresenta composição química que o afasta do caráter bauxítico. Na realidade, esta zona inferior varia progressivamente de uma argila gibbsítica até um nível mais profundo rico em argilominerais de espessura ainda indefinida.

4 METODOLOGIA

Esta pesquisa foi proposta no sentido de cumprir com dois objetivos. De um lado, caracterizar o perfil de intemperismo de senvolvido sobre as rochas básicas do Grupo Grão Pará e, de outro, estudar a possível derivação do depósito de bauxita de N5 como material residual da decomposição daquelas rochas.

O estudo da alteração supergênica das rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará foi abordado em termos das variações químicas, transformações mineralógicas e redistribuição de elementos traços ao longo do perfil, tendo-se como referência as rochas basálticas sãs. A disponibilidade desses dados permitiu avaliar as perdas e ganhos relativos no balanço químico e a sua influência na natureza da composição mineralógica que se estabilizou sob novas condições químicas. Dentro desse quadro focalizou-se o comportamento de alguns elementos traços, indicando-se horizontes preferenciais de concentração e suas mobilidades relativas no ambiente supergênico.

No que se refere à ligação genética entre o depósito de bauxita e as rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará, admitiu-se a premissa de representar o horizonte bauxítico um estágio mais avançado da alteração supergênica dessas rochas. A sua derivação poderia ser testada, em primeira instância, com base nas transformações químicas e mineralógicas acima referidas. Lidando-se com um fenômeno onde há progressiva perda de sílica e enriquecimento relativo de ferro e alumínio, as relações mútuas entre os teores SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 seriam adequadas para caracterizar as etapas sucessivas de decomposição da rocha até a individualização do material bauxítico. Igualmente significantes foram os fatores de enriquecimento para os elementos menores e traços, especialmente os de menor mobilidade pois, sendo verdadeira aquela premissa, deveriam mostrar um aumento gradativo em direção aos horizontes mais lixiviados, ou seja, das zonas mais profundas para a superfície, ou serem concentrados em horizontes especiais dependendo da composição mineralógica da matriz que os contem. Da mesma forma, e talvez com maior propriedade, indicação mais segura poderia advir do exame de minerais pesados tanto das rochas básicas decompostas existentes em N4 como do depósito de bauxita de N5. Através da

identificação de uma mesma assembléia para ambos os casos e de evidências indicando a falta de transporte, poder-se-ia sugerir a natureza in situ da bauxita.

4.1 Trabalhos de Campo

Grande parte das amostras utilizadas no presente trabalho proveio de poços e furos de sondagens que foram executados nas clareiras N4 e N5 para servir ao estudo de viabilidade econômica das ocorrências de ferro e de bauxita feito pelos técnicos da AMZA. Da clareira N4 foram escolhidos os furos F-1, F-139, F-145 e F-77, os três primeiros iniciados em rochas da Seqüência Paleovulcânica Inferior e o último nas da Seqüência Paleovulcânica Superior. Os testemunhos dessas rochas vulcânicas não haviam recebido nenhum tratamento mecânico, de forma que se encontravam intactos e puderam ser aproveitados em petrografia e análise de minerais pesados, atendendo assim aos objetivos desta pesquisa. Na clareira N5 foram selecionados o furo F-3, que atingiu 60 m de profundidade, e os poços P-12, P-5 e P-10 com 1,0 m, 19,5 m e 21,7 m de profundidade respectivamente. A escolha desses poços deu-se ao fato de P-12 ter sido localizado diretamente sobre a crosta laterítica e de P-5 e P-10 serem os mais profundos. As amostras desses poços e dos testemunhos do furo F-3 já haviam sido pulverizadas de sorte que apenas serviram para obtenção de dados químicos e mineralógicos (difração de raio-X) e para caracterizar o perfil através de marcantes diferenças de cor.

Para complementar o material já disponível em N5 e necessitando-se de amostras para extração de minerais pesados impossíveis de serem conseguidos do material que já tinha sido reduzido a uma granulometria abaixo de 200 mesh nos laboratórios da AMZA, empreendeu-se numa campanha de campo com duplo objetivo. De um lado, o reconhecimento geológico da região e dos tipos litológicos que lá ocorrem e, de outro, a seleção de poços que permitissem uma amostragem representativa do depósito. Como a escávação desses poços foi normalmente paralizada ao atingir-se a crosta laterítica, o estudo sobre minerais pesados se limitou apenas às amostras coletadas nos poços até profundidades que raramente ultrapassaram 8 m.

Dentro dessa sistemática foi feita então amostragem em ca

nais em intervalos contínuos de 2 em 2 m em sete poços, a saber: P-1 (6 m), P-2 (8 m), P-27 (7 m), P-30 (10 m), P-70 (2,9 m), P-71 (5,7 m) e P-110 (6,3 m), cobrindo-se adequadamente a área do platô N5.

4.2 Trabalhos de Laboratório

As técnicas analíticas desenvolvidas no presente trabalho constaram de análises mineralógicas (Apêndice 1), análises químicas (Apêndice 2) e análises de minerais pesados (Apêndice 3).

As análises mineralógicas compreenderam estudos petrográficos das rochas básicas do Grupo Grão Pará menos alteradas e semidecompostas e estudos por difração de raios-X das amostras de rocha semidecomposta e totalmente decomposta, assim como das amostras de bauxita.

Com relação as análises químicas, foram utilizados métodos clássicos e instrumentais. Os métodos clássicos foram aplicados na determinação de sílica, alumínio, ferro (II), ferro total e água (determinada como perda ao fogo). A sílica e a água foram determinadas pelo método gravimétrico indireto (Kolthoff et alii, 1969), o alumínio por complexometria com o ácido etileno diaminotetracético (EDTA), o ferro total por dicromatometria e o ferro (II) por permanganimetria (Maxwell, 1968). Entre os métodos instrumentais foram utilizados a absorção atômica para análise de alguns elementos maiores (Na, K, Ca e Mg), menores (Mn e Cr) e traços (Cu, Pb, Zn, Ni e Co), métodos colorimétricos para a determinação do fósforo e titânio (Sandell, 1959), fluorescência de raios-X para a determinação do Y, Zr e Nb e espectrografia de emissão para a determinação do boro.

As análises qualitativa e semiquantitativa dos minerais pesados foram efetuadas pelo método clássico, de acordo com as técnicas empregadas por Suguio (1973), sendo a parte qualitativa auxiliada por difração de raios-X.

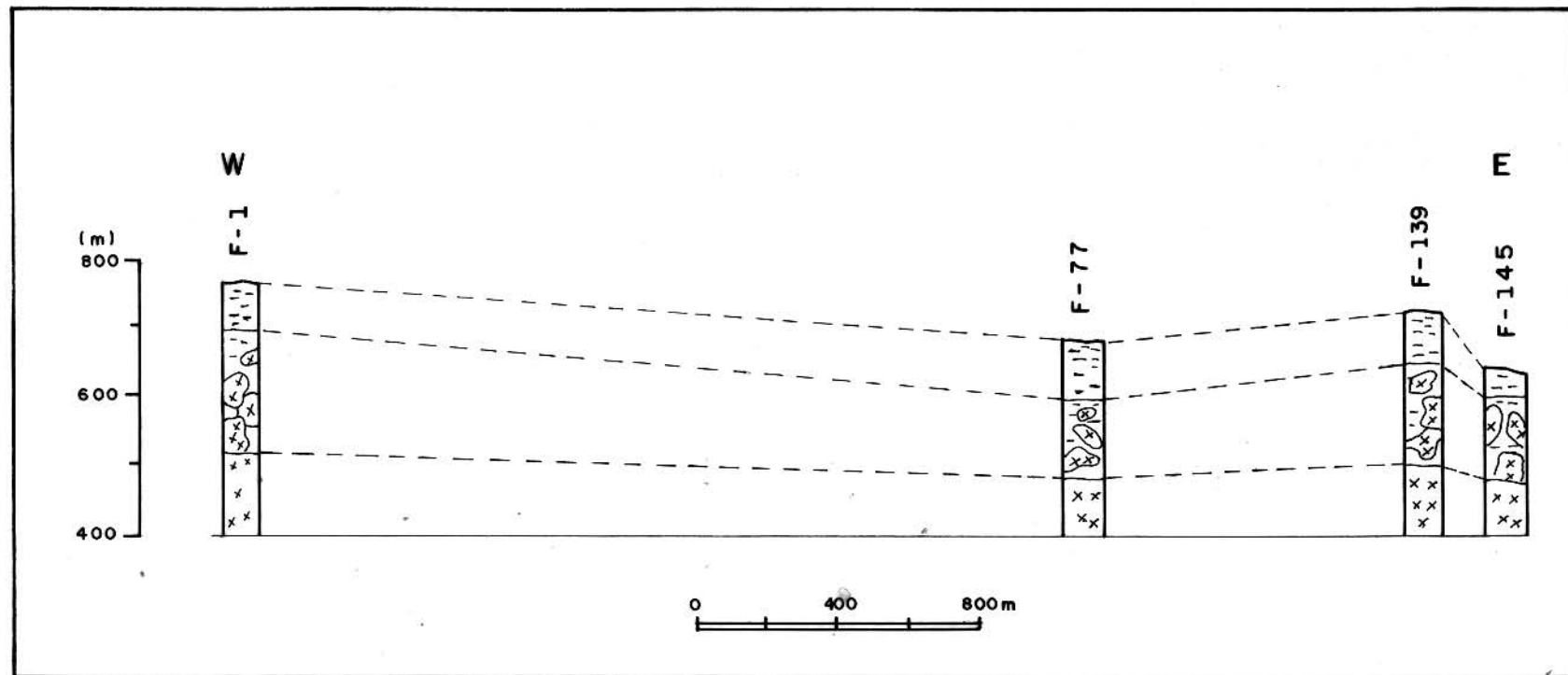
5 AS ROCHAS BÁSICAS DO GRUPO GRÃO PARÁ E O DEPÓSITO DE BAUXITA DE N5

A existência de furos de sondagens na clareira N4 permitiu o exame de testemunhos das rochas básicas, desde os níveis altamente intemperizados até profundidades onde elas foram protegidas da ação intempérica. Nessas profundidades maiores as rochas mostram-se, entretanto, alteradas por ação hidrotermal endógena. Dessa forma, foi conveniente estudá-las separando-as em três estágios de alteração: rochas levemente alteradas (processos hidrotermais), rochas semidecompostas e rochas altamente decompostas, os dois últimos decorrentes de processos supergênicos (fig. 8).

5.1 Rochas Básicas Levemente Alteradas

5.1.1 Composição Mineralógica

Essas rochas guardam muito das características ígneas originais, especialmente as feições texturais onde o arranjo ofítico é ainda bem preservado, a despeito do hidrotermalismo superimposto. São basaltos que apresentam granulação relativamente fina, com algumas amostras revelando cristais já bem desenvolvidos, o que permitiria classificá-las como doleritos. A assembléia primária é dominada por plagioclásio e clinopiroxênio distribuídos em uma textura intergranular onde domínios ofíticos são comuns. Os plagioclásios apresentam-se predominantemente em forma de ripas alongadas e são intensamente alterados a sericita, epidoto e calcita. Entretanto, às vezes, ocorrem como micrólitos de orientação aleatória bastante saussuritizados. Em ambos os casos o grau de alteração torna impraticável a identificação do tipo de plagioclásio, embora trabalhos anteriores sustentem tratar-se de labradorita (Beisiegel et alii, 1973). Os clinopiroxênios dominantes são do tipo pigeonita ($2V < 40^\circ$) e ocorrem sob a forma de cristais subedrais, em geral bastante uralitizados (mistura de tremolita, actinolita e hornblenda) e cloritizados. Surgem porém, às vezes, cristais de augita localmente zonados. Os minerais secundários, epidoto, clorita, calcita e quartzo, ocorrem preenchendo diminutos veios e/ou disseminados entre os micrólitos de plagioclásio e grânulos de clinopiroxênios. É notável ainda a presença de amígdala



LEGENDA



FIG. 8 - CORRELAÇÃO DOS PERFIS DE ALTERAÇÃO ATRAVÉS DE FUROS DE SONDAGEM EM BASALTOS DO GRUPO GRÃO PARÁ, CLAREIRA N4, SERRA DOS CARAJÁS.

las preenchidas, da periferia para o centro, por clorita, óxidos de ferro, sílica (recristalizada a quartzo) e calcita. Os minerais acessórios são dominados por ilmenita (hoje parcialmente alterada a leucoxênio), zircão e opacos.

Embora a literatura aponte estarem essas rochas basálticas regionalmente metamorfizadas na fácies xisto-verde (Silva et alii, 1974), nossas observações, se bem que limitadas, não registraram esse evento, embora constata-se, como já foi dito, intensa influência hidrotermal. Essas são, nesse particular, as mesmas conclusões adiantadas por Beisiegel et alii (1973).

5.1.2 Composição Química

Análises químicas de amostras selecionadas de rochas básicas do Grupo Grão Pará (Tab. 1) mostram que elas têm composição basáltica, haja vista comparações com dados de outras áreas (Thomson e Melson, 1972; Miyashiro, 1974; Carmichael et alii, 1974; Arndt et alii, 1976). Há, entretanto, discrepâncias verificadas nos teores de alguns elementos maiores, em decorrência da ação de soluções aquosas que circularam através dessas rochas. Essas discrepâncias se relacionam aos teores de CaO , K_2O , CO_2 e H_2O (os dois últimos aqui assinalados como perda ao fogo). O cálcio apresenta-se com teores mais baixos do que os teores normalmente encontrados nos basaltos, indicando que houve remoção desse elemento para fora do sistema. Os teores de potássio, embora possam ser típicos dos basaltos subsaturados (alcalinos), decorrem da presença de sericita que se formou predominantemente pela entrada deste elemento na rocha por via hidrotermal. Também em consequência desse hidrotermalismo, as quantidades de voláteis tornaram-se relativamente altas. Não resta dúvida que outros elementos (Na, Mg e Si) foram mobilizados durante esses processos; entretanto, seus teores atuais são perfeitamente compatíveis com a composição basáltica. Assim, como parte do cálcio liberado ficou retido na forma de epidoto e calcita, o sódio e magnésio foram fixados através da formação de albita (?) e clorita respectivamente. A dissolução dos silicatos levou a 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.

Na tentativa de classificar o tipo de magma basáltico que

Tabela 1 - Composições química e normativa (CIPW) das rochas básicas do Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás (% em peso).

AMOSTRAS	F1(166)	F77(123)	F77(135)	F139(134)	F139(150)	F145(54)	F145(80)	F145(102)
SiO ₂	50,52	50,08	50,09	52,52	52,40	49,76	52,52	51,76
TiO ₂	0,83	0,23	0,23	0,65	0,51	0,86	0,86	0,72
Al ₂ O ₃	14,70	14,70	14,93	14,54	13,89	14,06	14,07	12,79
Fe ₂ O ₃	3,85	4,55	1,35	4,94	1,54	4,05	4,04	1,45
FeO	8,40	6,19	8,70	7,15	8,90	9,44	9,60	9,76
MgO	6,89	8,20	7,66	5,10	6,40	6,10	5,17	6,41
CaO	7,43	6,30	7,28	6,63	6,86	6,16	6,16	6,72
Na ₂ O	2,60	3,77	2,69	2,83	3,10	3,36	3,63	3,36
K ₂ O	1,56	2,40	2,89	1,44	2,16	2,65	1,68	2,53
P ₂ O ₅	0,24	0,80	0,20	0,62	0,36	0,36	0,24	0,14
P.F.	2,20	2,50	2,30	2,05	2,15	2,14	2,20	2,70
TOTAL	99,02	99,72	98,32	98,48	98,27	98,94	100,17	98,34
Q	1,28	0,0	0,0	8,67	0,0	0,0	1,48	0,0
Or	9,52	14,58	17,78	8,80	13,28	16,17	10,13	15,63
Ab	22,72	32,80	23,70	24,77	27,28	29,36	31,36	29,72
An	24,61	16,55	20,96	23,50	18,31	15,96	17,49	12,91
Di	9,65	8,19	12,53	5,16	12,07	10,83	10,01	17,35
Hy	24,24	3,83	3,62	18,88	23,24	7,21	21,32	9,45
Ol	0,0	14,87	18,42	0,0	1,60	11,82	0,0	10,96
Mt	5,76	6,79	2,04	7,42	2,33	6,07	5,98	2,20
Il	1,63	0,45	0,45	1,28	1,01	1,69	1,67	1,43
Ap	0,59	1,95	0,49	1,52	0,89	0,88	0,58	0,35

OBS: Os números entre parênteses indicam a metragem do furo de sondagem.

gerou as rochas básicas do Grupo Grão Pará e tendo em vista a transferência de massa acima referida, não nos foi possível aplicar os diagramas clássicos conhecidos, apoiados nos elementos maiores (MacDonald e Katsura, 1964 in Miyashiro, 1974; Church, 1975). Assim, recorreu-se às classificações tendo por base as concentrações dos elementos menores e traços relativamente imóveis, aproveitando-se a disponibilidade desses dados.

5.1.3 Elementos Traços

Entre os elementos menores e traços analisados nas amostras de rochas básicas do Grupo Grão Pará (Tab. 2), estão incluídos aqueles elementos comuns em rochas basálticas considerados relativamente imóveis (Ni, Co, Cr, Ti, Y, Zr e Nb). Foram ainda realizadas análises para o B e alguns elementos que se apresentam mobilizados durante os processos hidrotermais e supergênicos (Cu, Pb, Zn e Mn) no intuito de oferecer alguma contribuição à prospecção geoquímica em trabalhos futuros.

Observando-se os teores desses elementos, verifica-se que Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr e Mn apresentam-se em teores menores do que aqueles normalmente encontrados para basaltos na literatura (Gunn, 1971; Thompson et alii, 1971; Thompson e Melson, 1972; Humphris e Thompson, 1977). Já o B ocorre em concentrações mais elevadas do que comumente observadas nessas rochas (Rankama e Saha, 1950; Goldschmidt, 1958). Os teores de titânio apresentam-se muito menores do que aqueles observados nas séries toleíticas de basaltos continentais, de ilhas oceânicas e do assoalho oceânico (8000 - 15000 ppm de Ti), porém assemelham-se muito aos teores das séries calco-alcálicas do arco de Java, Antilhas Menores e Japão (Pearce e Cann, 1973). O Zr apresenta-se em teores compatíveis com as séries anteriormente referidas. Os baixos teores de Nb nas séries calco-alcálicas (2 - 4 ppm), possivelmente seriam equivalentes aos teores nas amostras de basaltos do Grupo Grão Pará. Infelizmente, porém, as tentativas de determinação desse elemento foram frustradas devido ao fato de que os teores nas amostras analisadas estão abaixo do limite de detecção do aparelho de fluorescência de raios-X (aproximadamente 10 ppm) que operou com um tubo de Cr, não apresentando, portanto, energia suficiente para excitação desse elemento. Em decorrência também dessa limitação apresentada pelo todo de raios-X, os teores de Y obtidos não foram consi-

Tabela 2 - Análises de elementos menores e traços nas rochas básicas do Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás (ppm)

	AMOSTRAS	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Mn	Cr	Zr	Ti	Y	Nb	B
S P S	F77 (123)	460	220	300	80	60	2250	40	87	1378	53	-	nd
	F77 (135)	60	80	210	90	60	3500	40	79	1378	33	-	nd
S P I	F139 (134)	134	160	560	70	60	2750	80	92	3896	12	-	nd
	F139 (150)	180	140	340	60	80	2600	80	91	3057	27	-	nd
	F145 (54)	70	80	650	80	90	4000	60	97	5155	31	-	nd
	F145 (80)	80	100	930	100	60	3000	40	103	5155	12	-	nd
	F145 (102)	210	100	700	100	80	3200	40	34	4376	3	-	nd
	F1 (166)	160	240	340	80	70	2240	60	32	4975	22	-	nd

S P S - Seqüência Paleovulcânica Superior

S P I - Seqüência Paleovulcânica Inferior

(-) - Não detetado

(nd) - Não determinado

OBS:- Os números entre parênteses indicam a metragem dos furos

derados confiáveis para fins quantitativos. Assim, não foram aplicados os métodos de classificação de rochas vulcânicas utilizando-se diagramas de discriminação dos tipos Ti-Zr-Nb (Cann, 1970) e Ti-Zr-Y (Pearce e Cann, 1971; 1973). Dessa forma, recorreu-se a classificação adotada por Floyd e Winchester (1975) que utilizam o diagrama TiO_2 -Zr/ P_2O_5 (fig. 9). Observamos nesta figura que os basaltos do Grupo Grão Pará se concentram no campo ocupado pelas rochas basálticas e andesíticas de arco de ilhas, caracterizados pelos teores relativamente baixos de TiO_2 e baixas razões Zr/ P_2O_5 .

5.2 Rochas Básicas Semidecompostas e Decompostas

5.2.1 Composição Mineralógica

Análises petrográficas dos basaltos semidecompostos ainda revelam relíquias de minerais primários. Os plagioclásios apresentam-se quase que totalmente alterados a epidoto (em grandes quantidades), sericita e clorita (em menores proporções). Os piroxênios mostram-se intensamente cloritizados, às vezes com bordas esverdeadas devido as transformações hidrotermais anteriormente sofridas, mudando para anfibólio que aparece em formas prismáticas radiais e intercrescido nos piroxênios. Observa-se também óxidos primários de ferro e biotita. Informações adicionais foram obtidas através de análises por difração de raio-X que apontam, além desses minerais, o quartzo e aqueles comumente formados nos estágios iniciais de alteração supergênica, ou sejam, interestratificado esmectita-clorita e caulinita (Tab. 7, Apêndice 1).

Nos basaltos decompostos os principais constituintes são a caulinita, óxidos de titânio e goetita. Nas amostras com maior grau de alteração (discriminadas pelas maiores razões de Al_2O_3/SiO_2), foram ainda identificadas a gibbsita e a illita altamente degradada. Entre os minerais pesados isolados deste material, aparecem grãos subeudrais de turmalina, ilmenita e zircão, sendo que apenas os dois últimos foram determinados por meios ópticos (Tab. 3).

A mineralogia observada nos perfis de alteração das rochas básicas do Grupo Grão Pará é, em essência, semelhante àquela dos perfis de alteração supergênica de rochas basálticas de

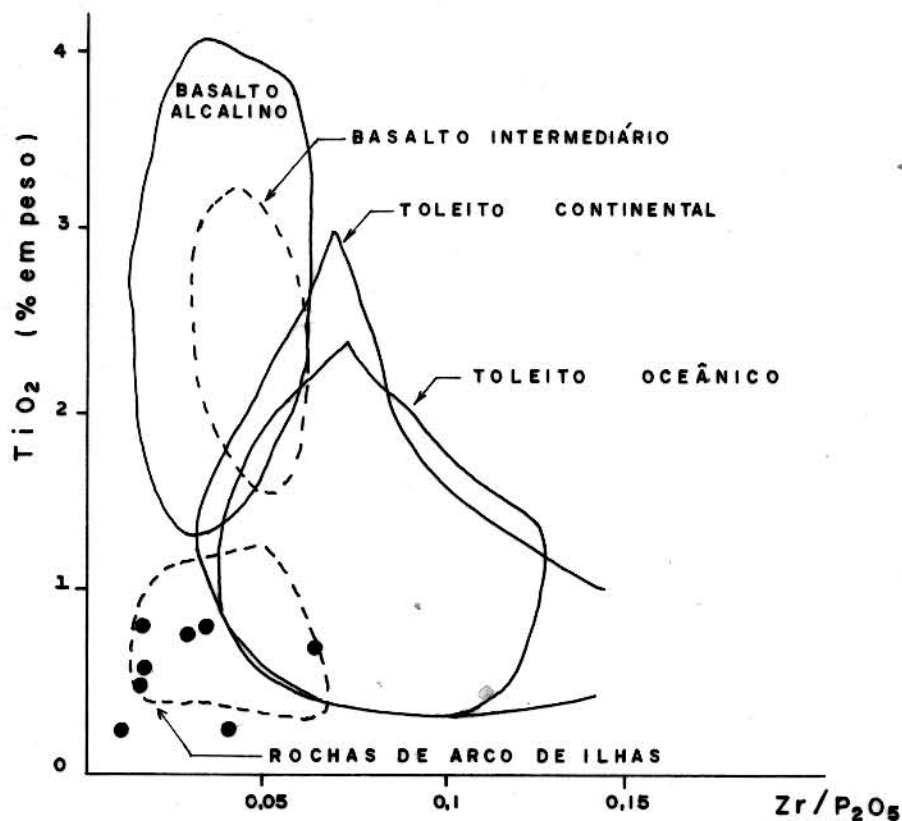


FIG. 9 - DIAGRAMA DE DISCRIMINAÇÃO TiO_2 VERSUS $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$ MOSTRANDO A LOCALIZAÇÃO DOS BASALTOS DO GRUPO GRÃO PARÁ, SERRA DOS CARAJÁS (Floyd e Winchester, 1975, modificado por Albuquerque, 1979, para incluir as rochas de arco de ilhas e de basaltos do tipo intermediário).

(•) Amostras de basaltos do Grupo Grão Pará.

Tabela 3 - Análise semiquantitativa dos minerais pesados nas amostras de basaltos totalmente alterados, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás.

Assembléia de minerais pesados (% de grãos presentes)				
AMOSTRA	ZIRCÃO	TURMALINA	RUTILO	ILMENITA
F77 (55-80)	7	*	*	93
F77 (25-55)	14	*	*	86
F139(57-80)	2	*	*	98
F139(33-57)	3	*	*	97

* Identificado por difração de Raios-X apenas qualitativamente

OBS: Os números entre parênteses correspondem aos intervalos de amostragem.

outras localidades (Loughnan, 1969; Hieronymys, 1971; 1972, 1973; Bhattacharya e Sinha, 1976). A formação dos minerais secundários presentes nas rochas semidecompostas (clorita, interestratificada, esmectita-clorita e quartzo) provém da destruição parcial dos minerais primários (plagioclásios e piroxênios). Com a evolução do processo de intemperismo, esta destruição torna-se mais acentuada e maiores proporções de montmorilonita são produzidas. Entretanto, com a progressiva lixiviação dos elementos mais solúveis, tanto a clorita como a montmorilonita tornam-se instáveis, cedendo, então, paulatinamente, lugar à caulinita. Em decorrência, obtém-se um produto residual constituído por caulinita, goetita, óxidos de titânio e hidróxidos de ferro aos quais se juntam também os minerais pesados zircão, rutilo, turmalina e ilmenita. Em um estágio ainda mais avançado de alteração, inicia-se o processo de dessilicificação da caulinita com a conseqüente produção de gibbsita.

5.2.2 Composição química

Os teores dos elementos maiores e menores nos basaltos semidecompostos e decompostos (Tab. 4) foram utilizados para calcular as perdas e ganhos relativos durante o intemperismo, utilizando-se o método do iso-alumínio (Tab. 8a e b anexo 1). Verifica-se, assim, que nos basaltos semidecompostos, ocorrem maiores perdas para o SiO_2 , CaO , MgO , Na_2O e K_2O (ordem decrescente) e oxidação parcial do ferro. Nos basaltos decompostos ocorre uma perda ainda maior em SiO_2 , remoção quase completa dos elementos mais solúveis (Na, K, Ca e Mg) e a oxidação total dos íons Fe^{++} . Como resultado, ficam nessa zona de alteração apenas traços remanescentes de CaO , MgO , K_2O e Na_2O , enquanto que o Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 e água (determinada como perda ao fogo) apresentam-se altamente enriquecidos. SiO_2 é parcialmente removido.

Essas perdas e ganhos relativos dos componentes químicos são acompanhados das transformações mineralógicas referidas anteriormente e refletem o quadro geral do balanço químico da alteração supergênica de basaltos (Loughnan, 1969; Levi e Melfi, 1972; Moniz et alii, 1973; Oliveira, 1977). Merece comentários a pouca lixiviação do potássio no material semidecomposto que ficou retido na estrutura da sericita ou mesmo adsorvido na

Tabela 4 - Composição Química das Rochas Básicas Semidecompostas e Decompostas do Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás (% em peso).

AMOSTRAS			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	TOTAL
S P S	R D	F77 (25 - 55]	26.15	0.91	26.60	30.78	-	0.06	0.13	-	-	0.82	14.6	99.05
		F77 (55 - 80]	32.25	1.04	27.15	24.63	-	0.17	0.95	-	-	0.98	11.0	98.17
	R S D	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	11.6	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	4.6	98.69
S P I	R D	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
	R S D	F139(80 -100]	46.50	1.68	19.73	15.76	0.11	0.17	0.13	-	-	0.86	13.80	98.52
		F139(100-120]	46.80	1.60	19.25	11.44	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

R S D = Rocha semidecomposta

R D = Rocha decomposta

OBS : Os números entre parênteses correspondem aos intervalos de amostragem.

montmorilonita. Do mesmo modo, o enriquecimento relativo do fósforo decorre da sua permanência no sistema na forma de ácido ferrifosfórico acompanhando a oxidação dos íons de Fe^{++} (Goldschmidt, 1958). Nesse sentido, convém ressaltar o enriquecimento em fósforo durante os processos de laterização verificado em rochas que ocorrem nos litorais paraense e maranhense (Costa, 1979; Oliveira e Schwab, 1980). O titânio aparentemente foi mantido no sistema, havendo apenas uma alteração progressiva da ilmenita para leucoxênio o qual, em estágios mais avançados de intemperismo, se recristaliza parcialmente na forma de anatásio e/ou rutilo (Hartman, 1959). A presença de gibbsita em algumas amostras de basalto decomposto já mostra um início de organização dos íons complexos de alumínio que foram liberados durante a destruição dos minerais primários.

5.2.3 Elementos Traços

A tabela 5 contém as determinações de alguns elementos menores e traços contidos nos basaltos semidecompostos e decompostos. A análise do comportamento desses elementos na zona superfênea teve por base o cálculo de um fator de enriquecimento (Fi) tomado como a razão entre os teores de um dado elemento em amostras parcial ou totalmente alteradas e na rocha original (valor médio). Fi maior ou menor que a unidade indica respectivamente enriquecimento e empobrecimento relativos, significando a fixação ou remoção do elemento no perfil de alteração.

Observa-se, assim, que durante os estágios iniciais da decomposição dos basaltos da Seqüência Paleovulcânica Superior o Cr, Ti, Co e Ni foram diferentemente concentrados (Tab. 9, anexo 2), registrando-se valores médios de Fi de 3,43, 2,46, 1,66 e 1,56 respectivamente, enquanto que o Mn foi apenas levemente lixiviado ($F_{Mn} = 0,96$). Já na Seqüência Paleovulcânica Inferior todos esses elementos foram enriquecidos, se bem que em proporções bem distintas e em geral maiores que na Seqüência Superior ($F_{Cr} = 1,62$; $F_{Ti} = 3,04$; $F_{Co} = 4,02$; $F_{Ni} = 1,90$ e $F_{Mn} = 1,90$, valores esses representando médias). O Zr apresenta enriquecimento relativo similar em ambas as seqüências, da ordem de 1,5. As análises efetuadas para o B em amostras de rochas semidecompostas e decompostas mostram que praticamente não ocorrem varia

Tabela 5 - Análises de elementos menores e traços nas rochas básicas semidecompostas e decompostas do Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás (ppm).

AMOSTRA			Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Mn	Cr	Zr	Ti	Y	Nb	B
S P S	R D	F77 (25 - 55)	200	160	3000	430	100	2520	60	144	5450	18	-	nd
		F77 (55 - 80)	230	280	1100	150	100	6000	220	209	6229	1	5	80
	R S D	F77 (95 -105]	nd	nd	nd	90	100	2630	200	91	1976	7	-	85
		F77 (105-125]	nd	nd	nd	100	133	2689	137	112	2113	11	-	nd
		F77 (125-137]	nd	nd	nd	90	80	3200	70	102	1377	12	-	nd
S P I	R D	F139(33 - 57]	250	1720	200	80	450	3300	140	149	10970	35	-	nd
		F139(57 - 80]	290	1400	240	90	250	1000	120	145	10302	-	-	101
	R S D	F139(80 -100)	nd	nd	nd	100	260	2980	140	115	10063	26	-	nd
		F139(100-120)	nd	nd	nd	120	250	2880	130	105	9584	16	-	nd
		F139(120-128)	nd	nd	nd	90	133	2897	130	109	3534	122	-	nd
		F139(128-140)	nd	nd	nd	100	283	2784	125	93	3054	10	-	nd

OBS: Os números entre parênteses correspondem aos intervalos de amostragem.

ções nos teores desse elemento em relação à rocha original.

O comportamento desses elementos durante o intemperismo dos basaltos do Grupo Grão Pará segue o padrão geral observado em outras áreas conforme dados existentes na literatura (Khali^{gh}i, 1968 in Valeton, 1972; Levi e Melfi, 1972; Oliveira, 1977).

5.3 O Depósito de Bauxita de N5

Os dados químicos e mineralógicos apresentados nesta seção referem-se às amostras de poços e do furo de sondagem F3 feitos no platô N5, onde o depósito de bauxita ocorre. Por se tratar de um perfil de composição heterogênea, eles serão apresentados de acordo com a diversidade de horizontes que foram caracterizados neste estudo, ou seja, no sentido da superfície: a) material decomposto oriundo provavelmente de rochas básicas e daqui por diante referido como horizonte argiloso; b) argila gibbsítica; c) crosta laterítica e d) horizonte bauxítico.

Os critérios adotados para esta divisão foram baseados nas composições químicas (Tab. 10, anexo 3) e mineralógica (Tab. 7, Apêndice 1) e estão fundamentalmente relacionados às proporções de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 . Assim, o horizonte argiloso foi identificado pela abundância de caulinita e teores elevados de SiO_2 e médios de Al_2O_3 e Fe_2O_3 , enquanto que a argila gibbsítica foi caracterizada pela presença de hematita e por teores praticamente equivalentes daqueles três componentes, com ligeira predominância de Fe_2O_3 . Já a crosta laterítica apresenta abundantes quantidades de hematita associadas a valores elevados de Fe_2O_3 e médios de Al_2O_3 . Por sua vez, o horizonte bauxítico é dominado por gibbsita e contém proporções elevadas de Al_2O_3 e médios de Fe_2O_3 . As concentrações de SiO_2 são baixas nesses dois últimos horizontes.

5.3.1 Composição Mineralógica

O horizonte argiloso é constituído predominantemente de caulinita, goetita e quartzo. A gibbsita aparece apenas nas amostras com teores de Al_2O_3 ao redor de 22%, e mesmo assim em quantidades bem inferiores comparativamente aos demais minerais.

Na argila gibbsítica as proporções de gibbsita aumentam em relação à caulinita e a hematita aparece associada com hidróxidos de ferro. Em direção à superfície este horizonte se enrijece gradualmente devido à desidratação da goetita com maior produção de hematita. Em consequência, formam-se grandes concreções hematíticas em uma matriz composta de caulinita, gibbsita, óxidos de titânio e hidróxidos de ferro, caracterizando, assim, a crosta laterítica dessa sequência supergênica. No horizonte bauxítico se encontram presentes a gibbsita, goetita e a caulinita, sendo a gibbsita o mineral dominante. Nas frações dos minerais pesados foram identificados o zircão, rutilo, turmalina (dravita férrica) e ilmenita (Tab. 6). Estes minerais apresentam-se nas bauxitas em grãos geralmente subarredondados, sendo que em algumas amostras o zircão ocorre na forma subeudral e a turmalina na forma tabular.

5.3.2 Composição Química

A composição química dos materiais que constituem o perfil de N5 (Tab. 10, Anexo 3) mostra grandes variações nos teores dos elementos maiores e menores, as quais justificam a divisão nos quatro horizontes aqui adotada. A exceção da presença em quantidades traços de CaO , MgO , K_2O e Na_2O e, assim mesmo, verificada apenas nos níveis mais profundos (horizontes argilosos), aqueles materiais restringem-se praticamente aos componentes SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 e voláteis combinados em diferentes proporções. Composições químicas muito semelhantes caracterizam os depósitos de bauxita sobre basaltos em Oregon (Libbey et alii, 1946) e no Havai (Sherman, 1958 in Valenton, 1972).

Examinando-se a distribuição daqueles componentes com a profundidade, a partir de dados obtidos para o furo F3 (fig. 10), observa-se que há um decréscimo acentuado de SiO_2 em direção à superfície, enquanto que Al_2O_3 e Fe_2O_3 apresentam um comportamento inverso, alcançando os maiores valores no horizonte bauxítico e na crosta laterítica respectivamente. Ressalta-se a variação dos componentes SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 nas profundidades entre 25 a 45 m (dentro da argila gibbsítica), cujas concentrações se distribuem no intervalo de 25 a 35%, ora com a predominância de um ora de outro. A partir da profundidade de 25 m, em

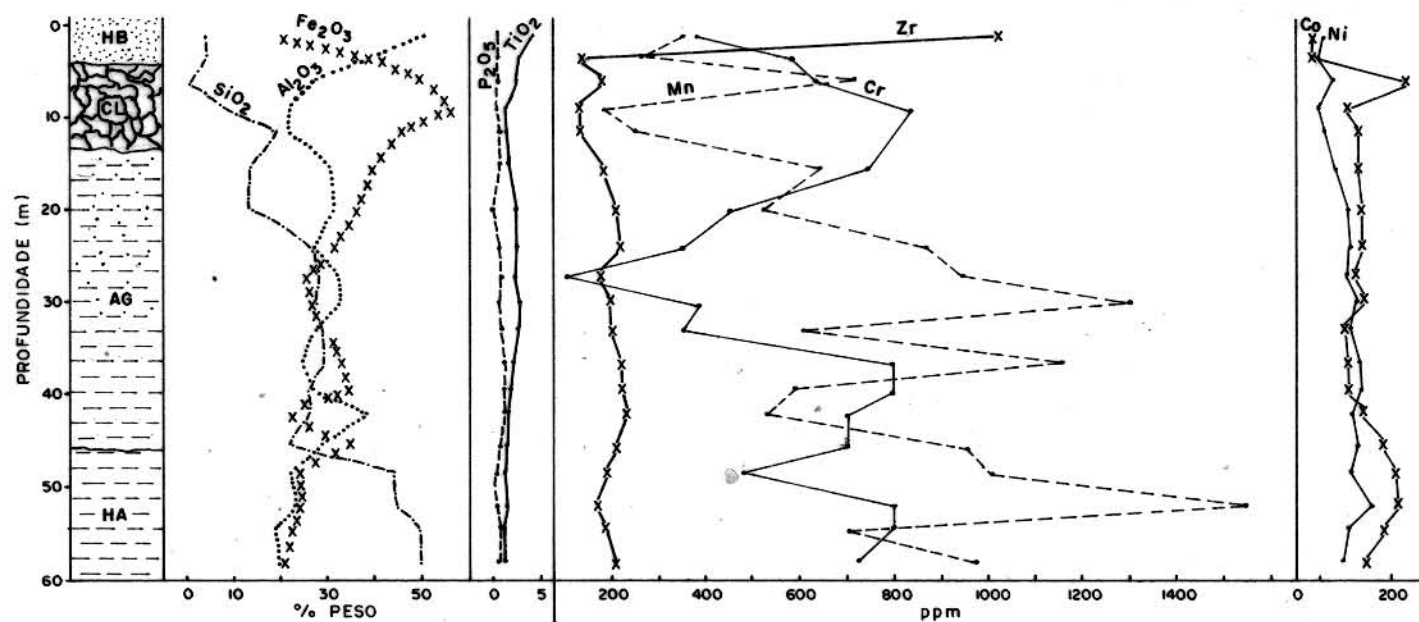


FIG.10- DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇOS EM UM PERFIL REPRESENTANDO A SEQUÊNCIA DE ALTERAÇÃO DE N5 (Furo F₃) SERRA DOS CARAJÁS.

HB - Horizonte bauxítico

CL - Crosta laterítica

AG - Argila gibbsítica

HA - Horizonte argiloso

Tabela 6 - Análise semiquantitativa dos minerais pesados nas amostras de bauxita obtida por métodos ópticos (% dos grãos presentes).

AMOSTRA	ZIRCÃO	TURMALINA	RUTILO	ILMENITA
P1 (0.0 - 2.0)	71	24	1	4
P1 (2.0 - 4.0)	43	11	1	45
P1 (4.0 - 6.0)	75	24	-	1
P1 (2.0 - 3.60)	70	29	-	1
P27 (0.0 - 2.0)	79	21	-	1
P30 (0 - 2)	62	21	-	17
P30 (4 - 6)	73	8	4	15
P30 (6 - 8)	52	10	1	37
P69 (0 - 2)	42	12	1	45
P69 (2 - 2.9)	62	29	1	8
P70 (0 - 2)	74	14	-	12
P70 (2 - 3)	83	14	-	3
P71 (2 - 4)	28	19	1	52
P71 (4 - 5.7)	65	27	3	5
P27 (6 - 7)	74	22	1	-
P110(0 - 2)	88	11	1	-
P110(2 - 4)	88	12	-	-
P110(4 - 6)	24	10	2	41
P2 (0 - 2)	62	32	3	3
P2 (2 - 4)	70	24	-	6

(-) - Não detectado

OBS : Os números entre parênteses indicam o intervalo de amostragem nos poços

direção à superfície, fica ainda mais patente o empobrecimento da sílica e o aumento de alumina e de Fe_2O_3 , culminando com a formação da crosta laterítica e do horizonte bauxítico.

Com relação ao Ti, há um aumento geral gradativo em direção aos níveis mais superficiais. Essa tendência é, entretanto, interrompida a altura dos 20 m de profundidade, com uma leve diminuição dos teores que se mantem através da quase totalidade da crosta laterítica quando, então, volta a crescer para vir a registrar as maiores concentrações no horizonte bauxítico.

Quanto ao P, nota-se pouca variabilidade nos teores, mas há significantes enriquecimentos em relação ao horizonte argiloso, especialmente nos 10 m mais profundos da argila gibbsítica. Embora não aparente no perfil de F3, semelhantes enriquecimentos são também verificados no horizonte bauxítico como atestam análises de amostras dos poços P1, P27, P30, P71 e P110.

Com base em cálculos estequiométricos e levando-se em conta as composições químicas dos materiais constitutivos do perfil N5, foi possível fazer estimativas para as proporções de caulinita, gibbsita, goetita, quartzo e outros minerais de ferro (Tab. 11, Anexo 4). Dessa forma, verifica-se que em amostras do horizonte argiloso com teores mais elevados em SiO_2 e sem gibbsita, a caulinita, quartzo e minerais de ferro se encontram presentes com teores de cerca de 51,0%, 16,0% e 23,0% respectivamente. Na argila gibbsítica as proporções de caulinita mantêm-se praticamente constantes, a gibbsita já se apresenta em concentrações próximas de 17% e os minerais de ferro em proporções em torno de 27,0%. Na crosta laterítica os minerais de ferro chegam a atingir concentrações próximas de 50,0%, enquanto a concentração da caulinita decresce até valores mínimos de 2,0%. A gibbsita mostra-se enriquecida gradualmente em direção aos níveis superficiais desta crosta, apresentando-se então em quantidades em torno de 40,0%. Nas amostras de bauxita as proporções de gibbsita chegam a atingir até 73,0% e a caulinita pode apresentar leves enriquecimentos em relação ao horizonte anterior alcançando, às vezes, aproximadamente 7%. Os minerais de ferro raramente ultrapassam 24,0%.

5.3.3 Elementos Traços

A determinação dos teores de vários elementos traços em amostras do perfil N5 (Tab. 12, Anexo 5) permitiu analisar suas distribuições com a profundidade e observar seus comportamentos em cada um dos horizontes em que aquele perfil foi dividido. Uma ilustração representativa foi obtida com as análises dos testemunhos de sondagem do furo F3 (fig. 10), embora dados conseguidos com amostras dos poços nem sempre ratifiquem as observações feitas com base nessa sequência.

Observa-se de início que, de um modo geral, Co e Ni tem comportamentos bem semelhantes. De baixo para cima os teores de Co são bem uniformes, ficando no intervalo entre 100 e 150 ppm até aproximadamente 20 m de profundidade. Somente nos níveis mais superiores constata-se um nítido decréscimo, com os valores mais baixos sendo registrados no horizonte bauxítico. O Ni, por sua vez, apresenta teores dentro de uma faixa de variação mais abrangente (entre 50 e 240 ppm) e, à semelhança do Co, mostra os valores mais baixos também no horizonte bauxítico. Pouca variação pode também ser observada com as concentrações de Zr as quais distribuem-se na faixa de 150 a 220 ppm ao longo de praticamente todo o perfil de F3. Nos primeiros metros do horizonte bauxítico, entretanto, alcançam valores acima de 1000 ppm, em concordância com os dados das amostras de vários poços onde os teores são comumente superiores a 700 ppm.

A distribuição de Mn é bastante irregular, refletindo, talvez, a presença do emaranhado de micro-fraturas que se preencheram com material manganêsífero durante os eventos hidrotermais que antecederam os processos supergênicos. Nota-se, contudo, uma tendência à diminuição dos teores em direção à superfície, notadamente nos últimos 20 m onde raramente atingem valores acima de 700 ppm.

O Cr mostra, de certa forma, um comportamento antipático em relação ao Mn e uma distribuição bi-modal 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.

Com relação aos outros elementos traços analisados e não representados na figura 10, observa-se que o B mostra-se mais con

centrado no horizonte argiloso e relativamente menos concentrado nas bauxitas, enquanto o Y e Nb apresentam um comportamento inverso com maiores teores no horizonte bauxítico. Já Cu, Pb e Zn não revelam praticamente nenhuma variação significativa nas concentrações obtidas em amostras da crosta laterítica e horizonte bauxítico, únicos níveis em que foram dosados.

Estudos comparativos entre elementos traços dos depósitos de bauxita de Arkansas (Gordon e Murata, 1951), Sarawak (Wolfenden, 1965) e da Índia (Khalighi, 1968 in Valenton, 1972) e aqueles determinados nas amostras de N5, apontam concentrações da mesma ordem que podem indicar semelhantes ambiente e intensidade dos processos supergênicos responsáveis pela formação desses depósitos.

6 INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

6.1 Relações entre os perfis de alteração de N4 e N5

Os basaltos do Grupo Grão Pará, pelo menos na área da clareira N4, foram submetidos a um intenso processo de alteração supergênica. As análises químicas mostraram que nos primeiros estágios de alteração dessas rochas houve uma leve perda em SiO_2 com concomitantes e parciais remoção dos álcalis, Ca e Mg e oxidação dos íons Fe^{++} . As reações químicas responsáveis por essa alteração envolveram fenômenos de hidrólise, hidratação e o metassomatismo de íons H^+ , com soluções ácidas atacando os mi nerais primários e liberando os componentes mais móveis. O per manente consumo de H^+ nesse ataque requereu, para a continuação do processo, um suprimento constante ou pelo menos intermitente de soluções aquosas com adequada acidez. Foi nesse ambiente que se estabilizaram minerais secundários do tipo clorita e esmecti ta-clorita. Num estágio em que praticamente todos os minerais primários já estavam destruídos, passou a haver um superavit de íons H^+ , o que tornou o ambiente assaz desfavorável à preserva ção daqueles minerais secundários. Em conseqüência, ocorreram uma lixiviação virtualmente completa dos álcalis, Mg e Ca e uma substancial perda de sílica. A caulinita entrou em equilíbrio com as soluções e passou a ser uma das fases dominantes do sis tema. Formou-se, como resultado, a zona dos basaltos totalmente decompostos, onde o ferro é encontrado totalmente oxidado e on de, além da caulinita, se formaram a goetita e óxidos de tita nio. Nos níveis mais superiores dessa zona, a gibbsita foi tam bém identificada, anunciando o início da desestabilização da caulinita através da lixiviação mais acentuada da sílica.

Comparando-se os perfis de alteração desenvolvidos em N4 e N5 (fig. 11), algumas correlações tornaram-se evidentes. Veri fica-se, por exemplo, pelas composições químicas, que o horizon te argiloso poderia corresponder a um estágio intermediário en tre os basaltos semidecomposto e decomposto. Com efeito, naquele horizonte permaneceram apenas traços de álcalis, Ca e Mg enquan to a sílica foi mantida em concentrações bem elevadas (44-47%). Diferencia-se, pois, dos basaltos semidecompostos, pelos teores daqueles metais que nestes são relativamente altos, e dos basal tos decompostos pelos teores de sílica que nestes são signifi

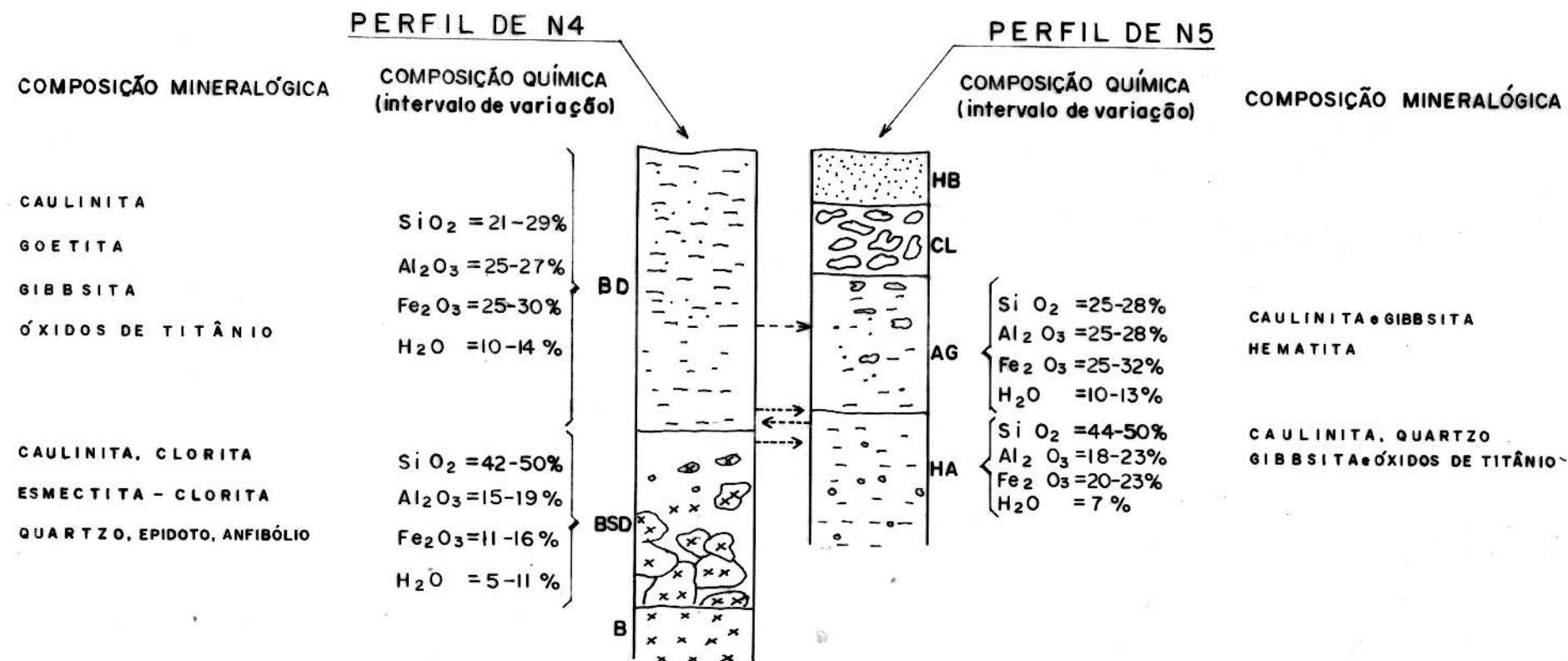


Fig.II- COMPARAÇÕES QUÍMICA E MINERALÓGICA ENTRE OS PERFIS INTEMPERIZADOS DE N4 E N5, SERRA DOS CARAJÁS. HB=horizonte bauxítico; CL=crosta laterítica; AG=argila gibbsítica; HA=horizonte argiloso; BD=basalto decomposto; BSD=basalto semidecomposto; B=basalto.

cantemente mais baixos. As concentrações de SiO_2 no horizonte argiloso correspondem às presenças de quartzo (sílica recristalizada em vênulas durante o evento metamórfico) e de caulinita. Em termos mineralógicos, a maior diferença entre o horizonte argiloso e o basalto decomposto reside nos elevados teores de quartzo observados no primeiro (cerca de 26%). Esse quartzo de origem hidrotermal ainda teria sobrevivido no estágio representado pelo horizonte argiloso, se bem que em condições de metaestabilidade haja vista o grau avançado da alteração supergênica, onde esperar-se-ia grande parte do mesmo já estar solubilizado.

Isto mostraria, por conseguinte, que durante a alteração supergênica de rochas basálticas sob condições tropicais quentes e úmidas há uma etapa em que os metais alcalinos e alcalino-terrosos são preferencialmente lixiviados em relação à sílica. Infelizmente a amostragem dos basaltos neste estudo envolveu intervalos de dezenas de metros, de forma que a zona de transição entre os tipos semidecomposto e decomposto não foi observada em detalhe, a ponto de permitir a comprovação de tal inferência, especialmente no que concerne a sobrevivência de grandes quantidades de quartzo.

Com a lixiviação ainda mais intensa, o basalto decomposto, ainda rico em SiO_2 , passou a perder quantidades substanciais de SiO_2 sob a forma de H_4SiO_4 (aq), ficando enriquecido em Fe e Al. Concomitantemente se iniciou a fase de destruição da caulinita com produção de gibbsita (dissolução incongruente) ou, então, de íons $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ (dissolução congruente) os quais se polimerizam formando complexos insolúveis que, por seu turno, se cristalizam como gibbsita (Norton, 1973). Formou-se, desse modo, um horizonte de argila gibbsítica que apresenta composições química e mineralógica bem semelhantes às dos basaltos decompostos de N4. Consta, porém, como única diferença maior, a presença de goetita no basalto decomposto e de hematita na argila gibbsítica. Este fato é, entretanto, perfeitamente justificável pois a hematita pode ser vista como um produto de desidratação da própria goetita. Este processo de desidratação continuou em direção ascendente, ao mesmo tempo que progrediu a destruição da caulinita com produção de gibbsita. Dessa forma o horizonte sobrejacente adquiriu um aspecto concrecionário de natureza hematítica em uma matriz de caulinita e gibbsita. Sobre esta crosta, houve

formação de um horizonte bauxítico, constituído predominantemente por gibbsita, goetita e caulinita.

A afinidade química entre os perfis de N4 e N5 fica ainda melhor evidenciada num diagrama $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (fig. 12) onde foram plotadas as composições dos basaltos e de seus componentes intemperizados, assim como as composições de amostras dos diversos horizontes do perfil N5. 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-ia 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 resultantes de um processo em que houve gradual perda de sílica e enriquecimento relativo de Fe e Al em proporções praticamente equivalentes. Apenas umas poucas amostras afastaram-se significativamente da faixa central que passa pelo vértice da sílica dividindo o diagrama triangular em duas partes iguais. 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%), iniciou-se o processo de separação química entre o Fe e Al com uma dicotomia que levou o perfil ora à laterização (em direção ao vértice de Fe_2O_3) ora à bauxitização (em direção ao vértice de Al_2O_3). É plenamente justificável, portanto, se supor 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.

6.2 As evidências dos minerais pesados e dos elementos menores e traços

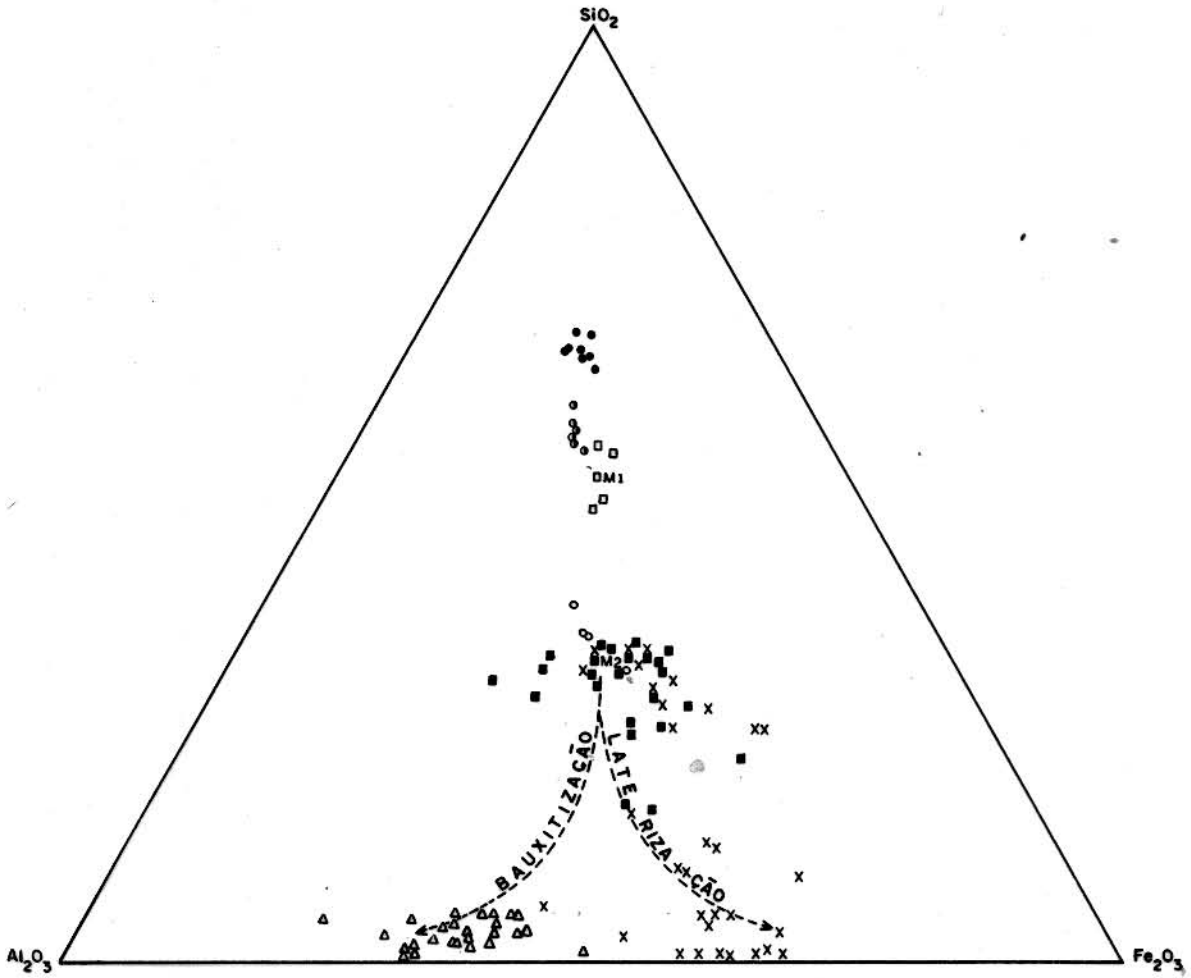
Os dados relativos às assembléias de minerais pesados reforçam um pouco a idéia de terem sido as bauxitas derivadas dos basaltos do Grupo Grão Pará. Em ambos, embora em diferentes proporções, foi identificada a mesma suite, consistindo de ilmenita, zircão, rutilo e turmalina (Tab. 3 e 6). A não ser pela presença de turmalina, pouco representariam talvez esses dados para sustentar aquela derivação, pois são minerais normalmente encontrados em vários tipos de rochas. Entretanto, a ocorrência

rara de turmalina em rochas básicas dá substância aos dados e corrobora aquela interpretação.

No caso de Carajás, é comum observar-se veios turmalíniferos tanto associados com os corpos graníticos que existem na região, como alojados discordantemente nas formações encaixantes. Exemplo, para o último caso, são abundantemente oferecidos pelos testemunhos de sondagens feitas através da sequência de xistos que sustenta a mineralização cuprífera. Seria razoável admitir-se, portanto, que as rochas do Grupo Grão Pará também foram cortadas por esses veios. A turmalina, nos horizontes supergênicos, poderia ser tanto de afiliação ígnea como metassomática ou mesmo autigênica, valendo-se nestas duas últimas instâncias do boro adicionado às rochas durante o processo ígneo que originou os granitos. Pouco esforço foi feito no sentido de se identificar com precisão o tipo de turmalina, embora difratogramas de raios-X (fig. 17, Apêndice 3) apontem tratar-se provavelmente de dravita férrica. Neste caso, uma origem metassomática seria altamente sugestiva, haja vista o registro de sua ocorrência em rochas básicas metassomatizadas (Deer et alii, 1966).

A presença de turmalina com forma tabular bem definida no perfil de N5 é, pois, indicativa de que as bauxitas descendem dos basaltos como produto residual de alteração supergênica. A considerável diferença dos teores de turmalina nos basaltos de compostos e nas bauxitas merece ser questionada, pois apenas o enriquecimento relativo não a justifica plenamente. Embora ubiquos, os veios de turmalina não são uniformemente distribuídos nas rochas em que têm sido identificados, e é possível que aquela diferença reflita amostras de rochas com conteúdos originalmente bem distintos. As diferenças nos conteúdos de ilmenita e zircão encontradas nos basaltos decompostos e bauxitas podem ser explicadas pelo fato de que a ilmenita resiste menos aos processos de intensa alteração, modificando-se para óxidos de titânio (e leucoxênio). Já o zircão é bem mais estável, ficando em consequência relativamente enriquecido em relação à ilmenita.

No que se refere aos elementos menores e 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 nas amostras de bauxitas com teores na mesma ordem de grandeza. Se isto serve apenas como



LEGENDA

- BASALTO
- " SEMIDECOMPOSTO
- " DECOMPOSTO
- HORIZONTE ARGILOSO
- ARGILA GIBBSÍTICA
- x CROSTA LATERÍTICA
- △ HORIZONTE BAUXÍTICO
- M₁ MÉDIA DO HORIZONTE ARGILOSO
- M₂ MÉDIA DA ARGILA GIBBSÍTICA

Fig.12- 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.

uma leve indicação da origem das bauxitas a partir dos basaltos do Grupo Grão Pará, a evidência de acentuação quando os dados são analisados à luz dos fatores de enriquecimento, o que será visto no item seguinte.

6.3 Comportamento dos elementos menores e traços na zona supergênica

A distribuição dos elementos menores e traços na zona supergênica foi estudada em termos de fatores de enriquecimentos (Tab.13, Anexo 5), acoplados ao índice de decomposição das rochas que foi definido como a razão $(Al_2O_3 + Fe_2O_3)/SiO_2$ (fig. 13). Quanto maior esta razão, maior o grau da decomposição intemperizada. Nos diversos diagramas que compõem aquela figura, foram plotados tanto as amostras de basaltos e seus componentes intemperizados, como as amostras representativas dos vários horizontes do perfil N5, na tentativa de se buscar uma linha de evidência que indicasse uma ligação comum.

Sem detalhar o comportamento dos elementos, o que será feito mais abaixo, descobre-se de imediato que se manifestam tendências mais ou menos bem acentuadas, caso se inclua dentro de uma mesma seqüência de alteração, de um lado os basaltos sãos, e de outro as bauxitas como produto extremo da decomposição supergênica dessas rochas. Com efeito, nota-se que, em direção às bauxitas, o Ni, Co e Mn são progressivamente mais lixiviados enquanto o Zr e Ti são geralmente mais concentrados. O Cr comporta-se de maneira especial, tendo sua mobilidade altamente influenciada pela formação dos hidróxidos de ferro. Quanto ao boro, pouco ou nada pode-se dizer dado o número limitado de amostras que foi analisado. Todas essas tendências favorecem a hipótese de um processo contínuo de alteração e contribuem para explicar a geração das bauxitas como material residual da alteração supergênica dos basaltos do Grupo Grão Pará.

Os resultados obtidos para o 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 nas bauxitas.

O comportamento do Cr no domínio supergênico parece ser altamente controlado pelas concentrações de hidróxidos de ferro.

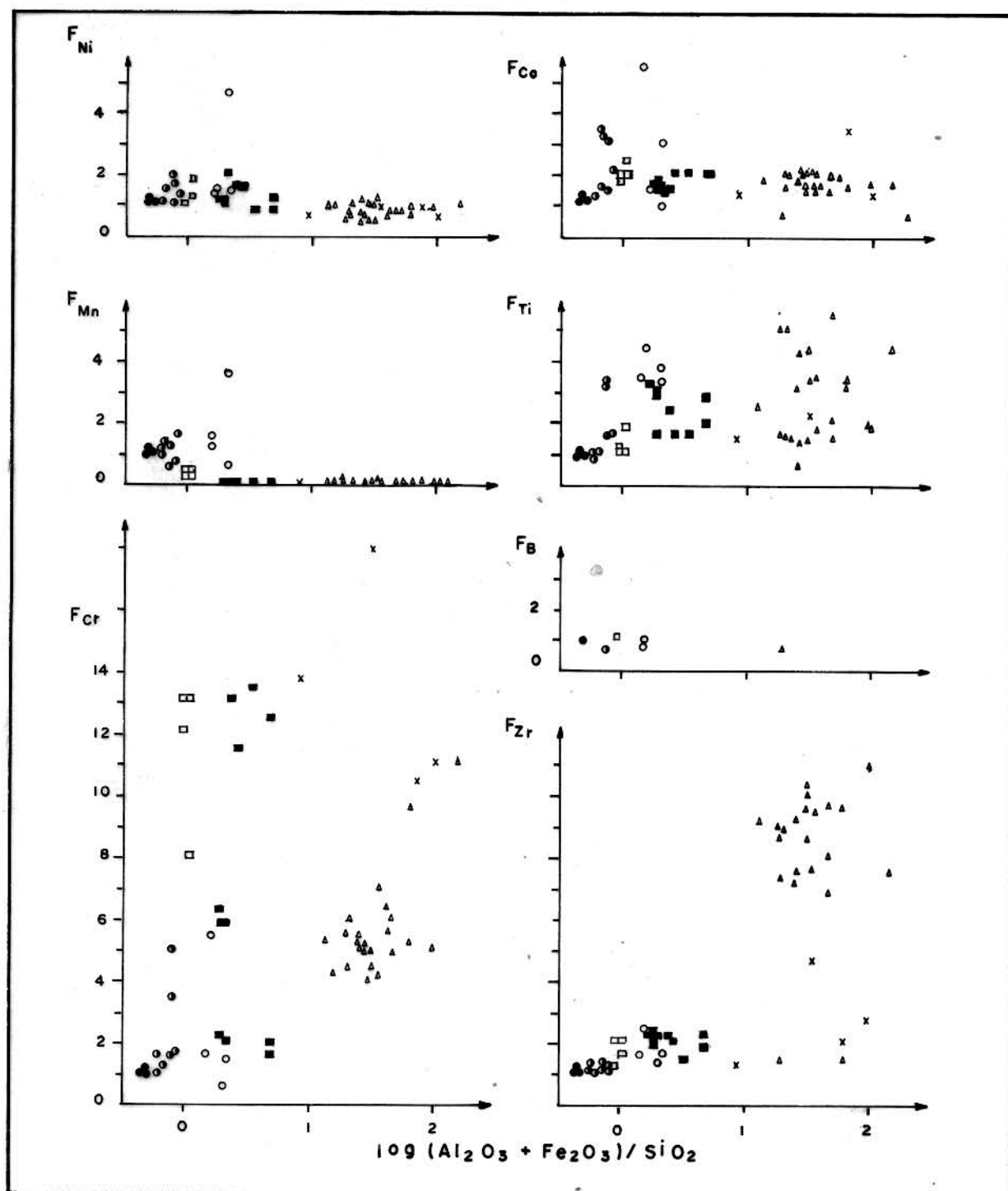


Fig.13- DIAGRAMA F_i VERSUS $\log (Al_2O_3 + Fe_2O_3) / SiO_2$ (ver texto), MOSTRANDO O COMPORTAMENTO DO Ni, Co, Mn, Ti, B, Cr e Zr DURANTE A PROGRESSÃO DOS PROCESSOS SUPERGÊNICOS NAS ROCHAS BASÁLTICAS DO GRUPO GRÃO PARÁ, SERRA DOS CARAJÁS.
OBS: A simbologia é a mesma da Fig.12.

De início, o Cr deve ter sido liberado sob a forma iônica (Cr^{3+} , CrOH^{2+} ou $\text{Cr}(\text{OH})_2^+$), durante a destruição dos minerais ferromagnesianos, sendo essas espécies, em seguida, coprecipitadas por oclusão e/ou adsorção juntamente com a goetita. Experimentos realizados com reações de metais (entre eles o Cr) na superfície de hidróxidos de ferro demonstram a favorabilidade à essa coprecipitação (Hem, 1976). Na seqüência de alteração estudada, observa-se um aumento gradativo do enriquecimento do Cr em direção aos termos mais lixiviados. Os valores máximos são alcançados nos três horizontes mais inferiores de N5, embora metade das amostras da argila gibbsítica registre valores mais baixos (entre 6 e 8). Acredita-se que a desidratação da goetita produzindo hematita seja responsável pela perda considerável de Cr em certos locais. Com a bauxitização dos níveis superiores do perfil essa perda também se processa, porém parte foi recuperada com a reprecipitação do ferro logo abaixo, onde a crosta laterítica foi formada (ver modelo genético adiante). O Cr foi carregado com as soluções descendentes e coprecipitado com o material ferruginoso (hidróxidos), daí as altas concentrações aí verificadas.

Com relação ao Ti, verifica-se um comportamento um tanto aleatório, embora seja patente seu enriquecimento na seqüência intemperizada, notadamente nos basaltos decompostos. Nos horizontes mais lixiviados (N5), embora algumas amostras de bauxita acusam as maiores concentrações, parece ter havido uma mobilidade de muito acentuada do Ti à medida que a ilmenita foi se tornando instável. Em decorrência, houve uma redistribuição deste elemento o qual deve ter sido parcialmente removido ou reprecipitado como óxidos amorfos, em maior ou menor proporção dentro do sistema. A presença do rutilo é resultado da recristalização parcial desses óxidos amorfos (Hartman, 1959). Os altos teores de Ti nas amostras de bauxitas se devem ao rutilo e à ilmenita que foi poupada da decomposição química.

Para o Mn fica clara sua tendência a ser mobilizado no perfil supergênico, havendo uma perda bem caracterizada nos materiais mais decompostos, especialmente naqueles que sofreram laterização ou bauxitização. O enriquecimento verificado em algumas amostras do basalto decomposto pode ser devido à precipitação local de óxidos e hidróxidos de Mn ao longo de fraturas, fato este bastante comum na zona supergênica.

O Ni mostra um comportamento variável ao longo do perfil, havendo um acanhado enriquecimento até os níveis ocupados pela argila gibbsítica quando, em decorrência dos processos de bauxitização e de formação da crosta laterítica, nota-se uma perda gradual, com teores abaixo dos encontrados na rocha original.

O Co comporta-se semelhantemente ao Ni, embora registre ganhos relativos ainda maiores nos níveis mais inferiores do perfil e as perdas, devido à laterização e bauxitização, sejam menos significantes, com valores, excetuando duas amostras, sempre acima daqueles determinados para a rocha original. Do mesmo modo que o Cr, o Co e o Ni são coprecipitados (adsorção) juntamente com a goetita (Valeton, 1972), ainda que com uma intensidade bem menor.

Com relação ao Nb e Y (fig. 14) qualquer interpretação fica prejudicada pelo fato de que as análises feitas pouco representam em termos quantitativos. De qualquer modo, aceitando-se os resultados semiquantitativos, observa-se uma marcante tendência do Nb de concentrar-se em proporções cada vez maiores em direção aos níveis mais superficiais do perfil, em concordância com o enriquecimento de 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. Isto poderia estar relacionado aos teores de P do perfil com o qual o Y tem grande afinidade.

6.4 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 terroso 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 assinalado na figura 1-A (Allen, 1948; Harder, 1952 in Loughnan, 1969; Oliveira e Schwab, 1980), se bem que em vários outros exista adicionalmente uma camada pouco espessa de bauxita nodular cobrindo a crosta laterítica (Kotschoubey e Truckenbrodt, 1981). Ainda outros apresentam um horizonte de bauxita crostificada imediatamente acima de uma laterita aluminosa, sem

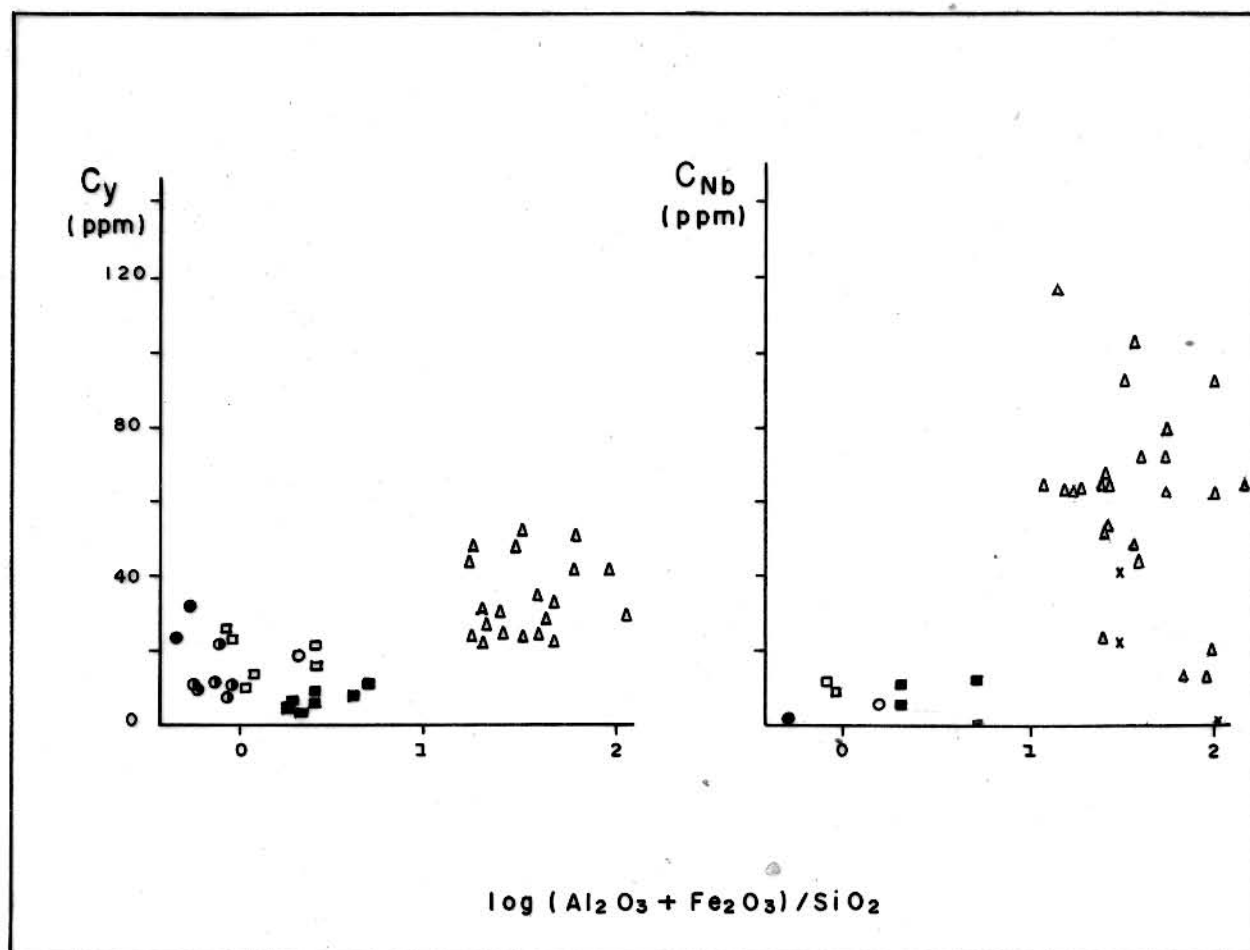


Fig.14 - DIAGRAMAS CONCENTRAÇÃO VERSUS $\log (Al_2O_3 + Fe_2O_3) / SiO_2$, MOSTRANDO O COMPORTAMENTO DO Y E Nb DURANTE A PROGRESSÃO DOS PROCESSOS SUPERGÊNICOS NAS ROCHAS BASÁLTICAS DO GRUPO GRÃO PARÁ, SERRA DOS CARAJÁS.

OBS: A simbologia é a mesma da Fig. anterior.

o desenvolvimento de uma crosta ferruginosa propriamente dita (Hieronymus, 1972; Sahasradubhe, 1978; Balasubramaniam, 1978), a exemplo do que foi mostrado na figura 1-B.

Essas referências, ainda que poucas, são suficientes para dar conta da diversidade dos perfis laterito-bauxíticos e deixam claro que as diferenças podem ser mais em grau do que em espécie. Todos resultam, em última instância, da separação química entre o Al e Fe e da mobilidade relativa desses elementos na sequência intemperizada, as quais são predominantemente controladas pelas condições de Eh e pH .

No caso de N5, o material que compõe a argila gibbsítica (equivalente ao basalto decomposto de N4) deve ter sido submetido a condições decididamente ácidas (pH entre 4 e 5) e levemente oxidantes a redutoras ($Eh < 0,4$ ev) a ponto de serem produzidas soluções aquosas semelhantes à de número 3 da figura 2-B, que favoreceram a retenção do Al no solo e lixiviam preferencialmente o Fe . O aspecto terroso ou nodular ou mesmo crostificado da bauxita é bem mais difícil de explicar, embora as idiosincrasias mineralógicas por si só possam ser responsáveis por essas diferenças.

A produção de íons H^+ em quantidades elevadas nas águas de precipitação provém da interação com a matéria orgânica dos solos. Uma fonte poderia ser a decomposição normal dessa matéria orgânica, gerando ácidos húmicos e secundariamente H_2CO_3 . A contribuição do ácido carbônico deve ser pouco significativa, haja vista seu fraco poder de ionização, especialmente quando resulta apenas da dissolução do CO_2 contido na atmosfera ($P_{CO_2} = 10^{-3.5}$ atm) cujas soluções adquirem um pH de equilíbrio em torno de 6. Outra fonte para os íons H^+ presentes nas soluções supergênicas poderia ser atribuída às raízes vivas das plantas que são carregadas negativamente e envolvidas por uma atmosfera iônica composta principalmente por íons H^+ (William e Coleman, 1950 in Keller, 1968). Durante as reações supergênicas há uma troca iônica entre os íons metálicos dos minerais argilosos presentes nos solos e os íons H^+ , sendo os íons metálicos assimilados pelas plantas. Os argilo-minerais, após adsorverem os íons H^+ , adquirem o comportamento de um ácido coloidal que desempenha importante papel nas reações químicas dentro da zona de intemperismo. 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 a aqueles formados pelos argilo-minerais (Loughnan, 1969). Como exemplo, vale ressaltar a relação que existe entre a capacidade de troca iônica (entre os argilo-minerais e as raízes das plantas) e o valor do pH obtido nos solos. Assim, a caulinita, com uma capacidade de troca iônica da ordem de 5 - 10 meq/100 g de argila, gera um pH para os solos entre 4 e 5; a montmorilonita, por outro lado, com capacidade de troca iônica da ordem de 80 - 100 meq/100 g de argila, conduz a um pH para os solos abaixo de 3 (Keller e Fredrickson, 1952 in Loughnan, 1969).

Se a função do H_2CO_3 é secundária para a acidez do ambiente, seu papel como controlador de condições levemente oxidantes e redutoras parece ser decisivo. Com efeito, grande parte do oxigênio dissolvido nas águas pluviais poderia ser espontaneamente consumida pela decomposição da matéria orgânica na produção de H_2CO_3 . Em consequência, a água de infiltração tornar-se-ia basicamente desprovida de oxigênio, fazendo com que a zona sub-saturada assumisse um caráter francamente redutor. Evidência do baixo grau de oxidação do ambiente de N5 poderia ser dada pela presença do carbono nas bauxitas com teores que chegam a atingir 1% (Assad, comunicação verbal).

Nessas circunstâncias ambientais, o Fe seria lixiviado pela água que se infiltra (movimento descendente), deixando para trás um horizonte enriquecido em Al. Ao encontrar a zona saturada, o Fe seria precipitado, 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 em sub-superfície a crosta laterítica com uma espessura que dependeu de flutuações sazonais do nível freático. É provável que as melhores condições para a mobilização do Fe relativamente ao Al tenham se dado nos períodos de transição entre as estações úmidas e secas, durante uma época em que o clima da região foi relativamente seco. E parece haver um consenso geral com relação a esse tipo de clima no final do Terciário, por grande extensão da Amazônia Oriental (Kotschoubeye Truckenbrodt, 1981).

Também relevante nessa interpretação pode ser a própria composição química da crosta laterítica que revela teores de Al_2O_3 relativamente altos e comparáveis aos da argila gibbsítica, dela diferenciando-se pelas concentrações mais baixas de SiO_2 (lixiviado durante o processo) e pelas concentrações bem mais elevadas de Fe_2O_3 . A crosta laterítica nada mais seria se não 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 medianamente rico em Al já existente.

Finalmente, em se tratando o depósito de bauxita de um material que se enriqueceu em Al pela lixiviação dos demais componentes e onde, portanto, não houve precipitação de minerais de Al, mas simples transformações mineralógicas in situ que redundaram na produção de gibbsita, seria de se esperar um aspecto mais terroso do que nodular para a bauxita de N5.

O modelo proposto acha-se sumariado na figura 15 que aponta os processos mais importantes e os produtos deles resultantes na formação da bauxita de N5.

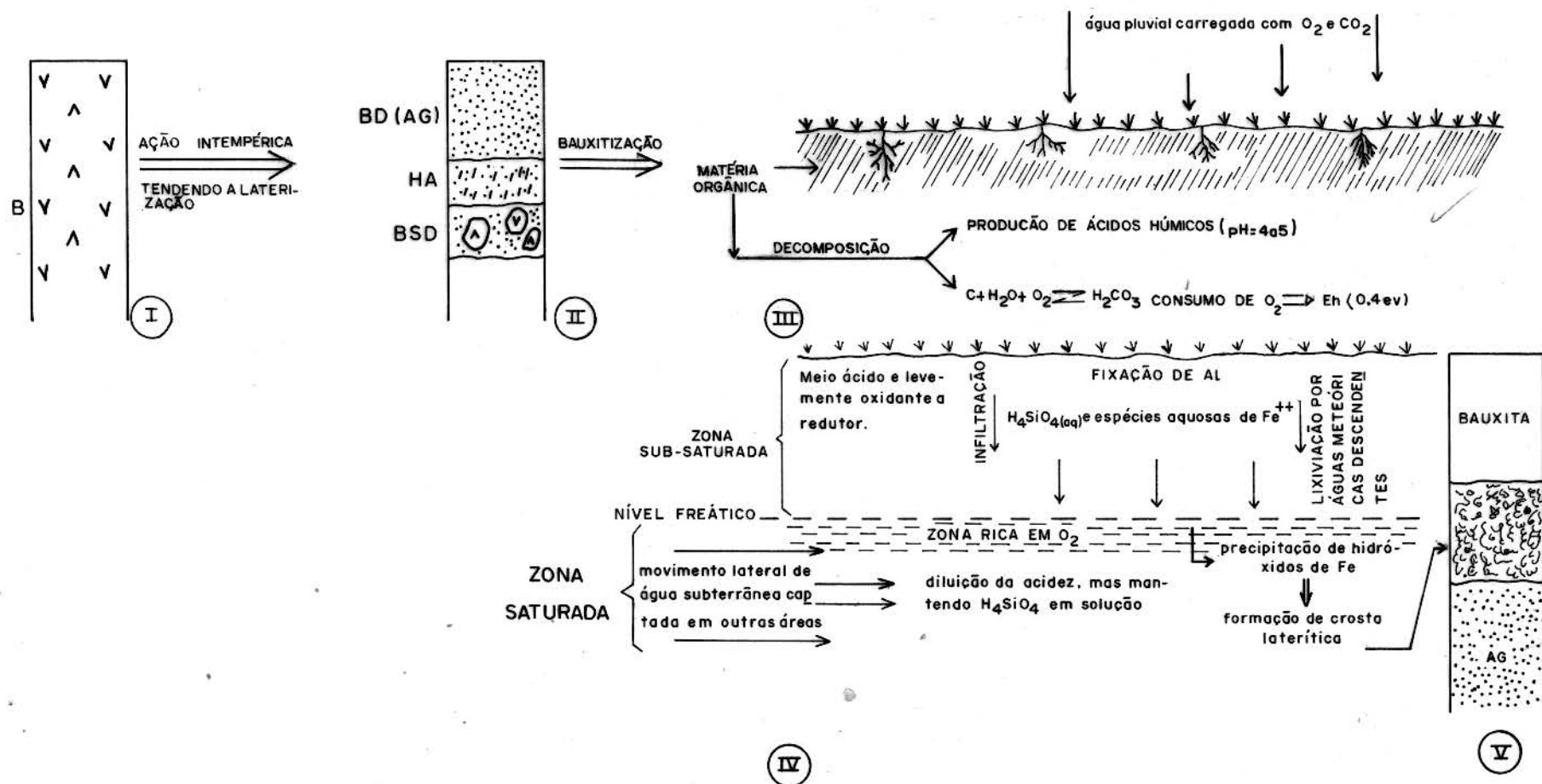


FIG.15- MODELO PARA A GÊNESE DO DEPÓSITO DE BAUXITA DE N5, MOSTRANDO OS ESTÁGIOS SUCESSIVOS DE SUA EVOLUÇÃO (I→II→III→IV→V) COM RESPECTIVOS PROCESSOS E PRODUTOS DELES RESULTANTES.

B = basalto; BSD= basalto semidecomposto; BD = basalto decomposto; HA = horizonte argiloso; AG= argila gibbsítica.

7 CONCLUSÕES

Os resultados do estudo aqui apresentado mostraram que os perfis intemperizados de N4 e N5 são derivados das rochas básicas do Grupo Grão Pará, com a seqüência de N5 tendo sido submetida a intensos processos de laterização e bauxitização não registrados em N4. Essas rochas básicas são basaltos de afiliação calco-alcalina de composição similar aos encontrados nos arcos de ilhas modernos, sendo constituídos basicamente por labradorita e pigeonita-augita, cuja alteração hidrotermal permitiu incluir na assembléia mineralógica anfibólio, epidoto, clorita, calcita, sericita e quartzo.

Durante os primeiros estágios da alteração supergênica, constatarem-se perdas significantes de Ca, Na, e Fe^{+2} (este por oxidação parcial a Fe^{+2}) e perdas menos expressivas de Si, Mg e K. Em decorrência, formou-se um material semidecomposto constituído predominantemente por clorita, esmectita-clorita anfibolio, e hidróxidos de ferro, com proporções menores de caulinita e quartzo (sílica recristalizada remanescente). Com a evolução do processo de intemperismo, ocorreram maiores perdas de Si, remoção quase que completa dos álcalis, Mg e Ca, e oxidação total dos íons Fe^{+2} . Formou-se, então, um material decomposto rico em caulinita e goetita, 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 que a seqüência de maior para menor imobilidade foi $Zr > (Nb) > Co > Ni > Mn$, com Ti e Cr mostrando uma distribuição mais ou menos errática e aparentemente bastante influenciada pelos processos de formação dos hidróxidos de ferro.

O laço genético entre os perfis de N4 e N5 foi estabelecido por meios indiretos que 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 seqüência contínua de alteração, que teve nas bauxitas o resultado 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 Eh abaixo de 0,4 eV, geradas pela interação com a matéria orgânica. A produção de ácidos húmicos e a troca iônica (íons H^+ por íons metálicos) entre as raízes das plantas e os argilo-minerais contribuíram decisivamente para manter aquela acidez, enquanto o consumo de O_2 na decomposição da matéria orgânica com produção de CO_2 tornou o ambiente levemente oxidante a redutor. O Fe foi lixiviado pelas águas descendentes, vindo a precipitar-se ao encontro com os níveis mais superiores e relativamente mais oxidantes da zona saturada. A crosta laterítica então se formou, alcançando espessuras que refletem as flutuações do nível freático na época de formação do depósito de bauxita na região dos Carajás. O aspecto terroso da bauxita é atribuído ao fato de que o enriquecimento do Al foi residual, não havendo precipitação de gibbsita a partir de soluções aquosas. Toda a gibbsita do depósito de N5 foi gerada in situ através da destruição da caulinita e remoção da sílica do perfil.

Em que pese a ocorrência incomum de bauxita residual sobrejacente a uma crosta laterítica, o exemplo do depósito de N5 da Serra dos Carajás vem contribuir à grande diversidade dos perfis laterito-bauxíticos hoje conhecidos. As diferenças, comparativamente a depósitos similares em todo o mundo, parecem ser muito mais em grau do que em espécie.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBUQUERQUE, C.A.R. - 1979 - Origin of the plutonic mafic rocks of southern Nova Scotia. Geol. Soc. Am., Part I, 90:719-731.
- ALLEN, V.T. - 1948 - Formation of bauxite from basaltic rocks of Oregon. Econ. Geol., 43:619-626.
- ALMARAZ, J.S.V. - 1967 - Determinações K/Ar na região do curso médio do Tocantins. Bol. Soc. Bras. Geoc., 16:121-126.
- AMARAL, G. - 1969 - Nota prévia sobre o reconhecimento geocronológico do pré-cambriano na região Amazônica. In: Anais do XXIII Cong. Bras. Geol., Salvador. Bol. Esp. 1, p. 81-82.
- ARNDT, N.T.; NALDRETT, A.J.; PYKE, D.R. - 1976 - Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario. Jour. Petrol., 18:319-369.
- ASSAD, R.; BEISIEGEL, V. R. - 1978 - Depósito de bauxita da Serra dos Carajás. In: Anais do XXX Cong. Bras. Geol., Recife, v. 4, p. 1385-1391.
- BALASUBRAMANIAM, K.S. - 1978 - Mineralogy, geochemistry and genesis of bauxites of certain profiles from western Indian. In: 4th International Congress for the Study of Bauxites, Alumina and Aluminum. Bauxite, Athens, v. 1, p. 35-67.
- BANERJEE, P.K. - 1975 - A reconnaissance survey of distribution of some trace elements in Indian bauxite. Mineral. Deposita, 10:177-188.
- BEISIEGEL, V.R.; BERNADELLI, A.L.; DRUMOND, N.; RUF, A. W.; TREMAINE, J.W. - 1973 - Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás: Rev. Bras. Geoc., 3:215-242.
- BEISIEGEL, V.R.; FARIAS, N.F. - 1978 - Ocorrência de cobre na Serra dos Carajás. In: Anais do XXX Cong. Bras. Geol., Recife, v. 4, p. 1419-1430.
- BERNADELLI, A.L.; BEISIEGEL, V.R. - 1978 - Geologia econômica da jazida de manganês do Azul. In: Anais do XXX Cong. Bras. Geol., Recife, v. 4, p. 1431-1444.
- BHATTACHARYA, N.; SINHA, A.K. - 1976 - Weathering of Deccan Trap basalts and genesis of clay minerals. Indian Jour. Earth Sci. 3(2):148-156.

- BONIFAS, M. - 1959 - Contribution a l'étude géochimique de l'alteration latéritique. Mémoires du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, N. 17, 159 p.
- BROWN, G. - 1972 - The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. London, Mineralogical Society, 544 p.
- BUSENBERG, E. - 1978 - The products of the interaction of feldspars with aqueous solutions at 25°C. Geochim. Cosmochim. Acta, 42:1679-1686.
- BUSENBERG, E.; CLEMENCY, C.V. - 1975 - The dissolution kinetics of feldspars with aqueous solutions at 25°C and 1 atm CO₂ partial pressure. Geochim. Cosmochim. Acta, 40:41-49.
- BUTLER, J.R. - 1953 - The geochemistry and mineralogy of rock weathering - The Lizard area, Cornwall. Geochim. Cosmochim. Acta, 4: 157-178.
- CANN, J.R. - 1970 - Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean-floor basaltic rocks. Earth Planet. Sci. Letters, 10:7-11.
- CARMICHAEL, I.S.E.; TURNER, F.J.; VERHOOGEN, J. - 1974 - Igneous Petrology. New York, McGraw-Hill Book, 739 p.
- CHURCH, B.N. - 1975 - Quantitative classification and chemical comparison of common volcanic rocks: Geol. Soc. Am., Bul. 86:257-263.
- COSTA, M.L. - 1979 - Geologia, mineralogia, geoquímica e gênese dos fosfatos de Jandiá, Cansa Perna e Itacupim no Pará e Trauíra e Pirocaua no Maranhão. Tese de Mestrado em Geologia. Belém UFPA-NCGG, 138 p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. - 1966 - An Introduction to the Rock Forming Minerals. London, Longman Group Limited, 528 p.
- DENNEN, W.H.; ANDERSON, P.J. - 1962 - Chemical changes in incipient rock weathering, Bull. Geol. Soc. Am., 73(3):375-384.
- ENERGLYN, L.; BREALEY, L. - 1971 - Analytical Geochemistry. Amsterdam, Elsevier Pub. Co., 426 p.
- FLANAGAN, C.Y. - 1973 - 1972 values for international geochemical reference samples. Geochim. Cosmochim. Acta, 37:1089-1120.

- FLEISCHER, R.; OLIVEIRA, V. P. - 1969 - Bauxitas do Quadrilátero Ferrífero - Uma contribuição ao conhecimento de sua gênese. *Miner. Metal.*, 50(295):25-32.
- FLOYD, P.A.; WINCHESTER, J.A. - 1975 - Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Letters*, 27:211-218.
- GARDNER, L. R. - 1980 - Mobilization of Al and Ti during weathering-isovolumetric geochemical evidence. *Chem. Geol.*, 30:151-165.
- GOLDICH, S. S. - 1938 - A study in rock-weathering. *Jour. Geol.* 46:17-58.
- GOLDSCHMIDT, V. M. - 1958 - Geochemistry. London, Oxford Univ. Press, 730 p.
- GOMES, C. B.; CORDANI, U. G.; BASEI, M.A.S. - 1975 - Radiometric ages from the Serra of Carajás área, Northern Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86:939-942.
- GORDON, M.; MURATA, R.J. - 1951 - Minor elements in Arkansas bauxites; *Econ. Geol.*, 47:169-179.
- GRUBB, P.C.L. - 1963 - Critical factors in the genesis and grade of some residual bauxites. *Econ. Geol.*, 58:1267-1277.
- GRUBB, P.C.L. - 1970 - Mineralogy, geochemistry and genesis of the bauxite deposits on the Gove and Mitchell Plateaus, Northern Australia. *Mineral. Deposita*, 5: 248-272.
- GUNN, B. - 1971 - Trace element partition during olivine fractionation of Hawaiian basalts. *Chem. Geol.*, 8:1-13.
- HARDEN, G.; BATESON, J. H. - 1963 - A geochemical approach to the problem of bauxite genesis, British Guiana. *Econ. Geol.*, 58:1301-1308.
- HARTMAN, J.A. - 1959 - The titanium mineralogy of certain bauxite and their materials. *Econ. Geol.* 54:1308-1403.
- HELGESON, H.C.; GARRELS, R.M.; MACKENZIE, F.T. - 1969 - Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. II - Applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 93:455-485.
- HEM, J. D. - 1976 - Reactions of metal ions at surface of hydrous iron oxides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41:527-548.

- HIERONYMUS, B. - 1971 - Note préliminaire sur l'alteration des trachytes de la zone bauxitique de Fongo-Tongo (Menoua Cameroun). Ann. de La Fac. des Sciences du Cameroun, 6:39-51.
- HIERONYMUS, B. - 1972 - Etude géologique de quelques types d'alterations dans l'ouest du Cameroun. Bol. Extrait des Annales de la Faculté des Sciences du Cameroun, 10:68 p.
- HIERONYMUS, B. - 1973 - Etude minéralogique et géochimique des formations bauxitiques de l'ouest du Cameroun. Cah. ORSTOM, Serv. Geol., 5(1):97-112.
- HUMPHRIS, S.E.; THOMPSON, G. - 1977 - Trace element mobility during hidrothermal alteration of oceanic basalts. Geochim. Cosmochim. Acta, 42:127-136.
- KELLER, W. D. - 1968 - Principles of chemical weathering, Columbia, Mo., Lucas Brothers Pub. 111 p.
- KOLTHOFF, I.M.; SANDELL, E. B.; MEEHAN, E.J.; BRUCKENSTEIN, S. 1969 - Analisis Quimico Quantitativo. Buenos Aires, Nigor, 1231 p.
- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W. - 1981 - Evolução poligenética das bauxitas do Distrito de Paragominas-Açailândia (Estado do Pará e Maranhão). Submetido a Rev. Bras. Geoc.
- LEVI, F.; MELFI, A. J. - 1972 - Geochemical and mineralogical studies on the first stage of weathering of basic and related rocks. Part 2 - geochemical study. Rev. Bras. Geoc. 2:1-17.
- LEVINSON, A. A. - 1974 - Introduction to exploration geochemistry Illinois, Applied Pub. Ltd., 614 p.
- LIBBEY, F. W.; LOWRY, W. D.; MASON, R. S. - 1946 - Ferruginous bauxite deposits in North-western Oregon. Econ. Geol. 41:246-265.
- LOUGHNAN, F. C. - 1969 - Chemical weathering of the silicate minerals. New York, Elsevier Pub. Co., 154 p.
- MAXWELL, J. A. - 1968 - Rock and mineral analysis. New York, Intercience Pub., 584 p.
- MEHRA, O. P.; JACKSON, M. L. - 1960 - Iron oxide removal from soils and clay by a dithionite citrate system buffers with sodium bicarbonate. In: Nat. Conf. Clays Miner. London. Proc. 7, p. 317-327.

- MIYASHIRO, A. M. - 1974 - , Volcanic rock series in island arc and active continental margins. Am. Jour. Sci., 274:321-355.
- MONIZ, A. C.; NASCIMENTO, A. C.; PAIVA NETTO, J. R. - 1973 - Mobilidade dos 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. 68:353-361.
- OLIVEIRA, E. P. - 1977 - Pesquisas mineralógicas e geoquímicas para a distinção de basaltos intrusivos e extrusivos no Vogelsberg, Alemanha Federal. Tese de Mestrado em Geoquímica. Belém, UFPa NCGG, 55 p.
- OLIVEIRA, N. P.; SCHWAB, R. G. - 1980 - Um exemplo da influência do fósforo sobre o desenvolvimento de perfis lateríticos. In: Anais do XXXI Cong. Bras. Geol., Camboriú, Santa Catarina, v. 1, p. 184-192.
- PEARCE, J.A.; CANN, J. R. - 1971 - Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr, Y: Earth Planet. Sci. Letters, 12:339-349. ●
- PEARCE, J. A.; CANN, J.R. - 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth Planet. Sci. Letters, 19:290-300.
- PETERSEN, U. - 1971 - Laterite and bauxite formation. Econ. Geol. 66:1070-1071.
- PICKERING, R. J. - 1962 - Some leaching experiments on three quartz - free rocks and their contribution to an understanding of laterization. Econ. Geol., 57:1185-1206.
- RANKAMA, K.; SAHAMA, T. G. - 1950 - Geochemistry. Chicago, University of Chicago, 912 p.
- SAHASRABUDHE, Y. S. - 1978 - Geochemistry of bauxite profiles on different rock types from Central and Western India. In: 4th International Congress for the Study of Bauxites, Alumina and Aluminium. Bauxite. Athens, v. 2, p. 734-761.
- SANDELL, E. B. - 1959 - Colorimetric determination of traces of metals, 3 rd. ed. New York, Interscience Pub., 872 p.
- SHORT, N. M. - 1961 - Geochemical variation in four residual soils Jour. Geol. 69(5):537-571.

- SIEGEL, F. R. - 1974 - Applied Geochemistry. New York. John Wiley & Sons, 353 p.
- SILVA, G.; LIMA, C. M. I.; ANDRADE, F. A. L.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. - 1974 - Geologia das folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. In: Projeto RADAM, Rio de Janeiro, Dept. Nac. Prod. Mineral, v. 4, 574 p.
- SLOOT, H. A.; ZONDERHMIS, J. - 1979 - Instrumental neutron activation analysis of 37 geochemical reference samples. Geostandards Newsletter, 3(2):185-193.
- SUGUIO, K. - 1973 - Introdução à Sedimentologia. São Paulo, 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. Jour. Geol. 80:526-538.
- THOMPSON, G.; SHIDO, F.; MIYASHIRO, A. - 1971 - Trace element distribution in fractionated oceanic basalts. Chem. Geol. 9(2):89-97.
- TOLBERT, G. E.; TREMAINE, J.W.; MELCHER, G. C.; GOMES, C. B. - 1971 - The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, Northern Brazil. Econ. Geol., 66:985-994.
- TURNER, I.J.; VERHOOGEN, J. - 1960 - Igneous and metamorphic petrology. New York McGraw-Hill, 694 p.
- VALETON, I. - 1972 - Bauxites. Amsterdam Elsevier Pub. Co., 226 p. (Developments in Soil Science, 1).
- WARSHAW, C. M.; ROY, R. - 1961 - Classification and scheme for the identification of layered silicates. Geol. Soc. Am. 72:1455-1490.
- WOLFENDEN, E. B. - 1965 - Geochemical behaviour of trace elements during bauxite formations in Sarawak, Malaysia. Geochim. Cosmochim. Acta., 29:1051-1062.
- WOLLAST, R. - 1965 - Kinetics of the alteration of K-feldspars in buffered solutions at low temperature. Geochim. Cosmochim. Acta., 31:635-648.

A P É N D I C E S

APÊNDICE 1

Análise Mineralógica

A composição mineralógica dos basaltos foi determinada através de lâminas delgadas com um microscópio polarizante sendo este estudo também aplicado em amostras já intemperizadas (basaltos semidecompostos). Análises por difração de raios-X foram realizadas tanto para os basaltos semidecompostos como para os decompostos e os resultados das amostras mais representativas dos diferentes estágios de alteração dessa rocha acham-se indicados na Tabela 7.

Os argilominerais dos basaltos semidecompostos foram identificados após uma preparação prévia da amostra segundo a técnica "Pipette-on-glass slide" que assegura um melhoramento das reflexões basais (Brown, 1972). Essa identificação foi feita em três etapas, utilizando-se primeiramente lâminas secas a 560°C dentro da faixa de 2° a 36° para o ângulo 2θ ; em seguida, usaram-se lâminas glicolizadas (durante 48 horas) e finalmente calcinadas a 560°C (durante 2 horas), ambas na faixa de 2θ entre 2° e 14° . No difratograma para amostras semidecompostas dos furos F77 e F139 (fig. 16), observa-se em (A) presença das reflexões de 14,71 Å e 7,24 Å (amostra não tratada) que são características dos minerais argilosos. Em (B) constata-se que houve um deslocamento da reflexão 14,71 Å para 15,76 Å (amostra submetida à atmosfera de etileno glicol), enquanto que em (C) percebe-se um novo deslocamento desta reflexão, desta feita para 12,2 Å (amostra submetida a aquecimento até 560°C). Com este último tratamento observa-se que houve o completo desaparecimento da reflexão 7,2 Å. Tais evidências indicam tratar-se do interestratificado esmectita-clorita e caulinita (Warshaw e Roy, 1961).

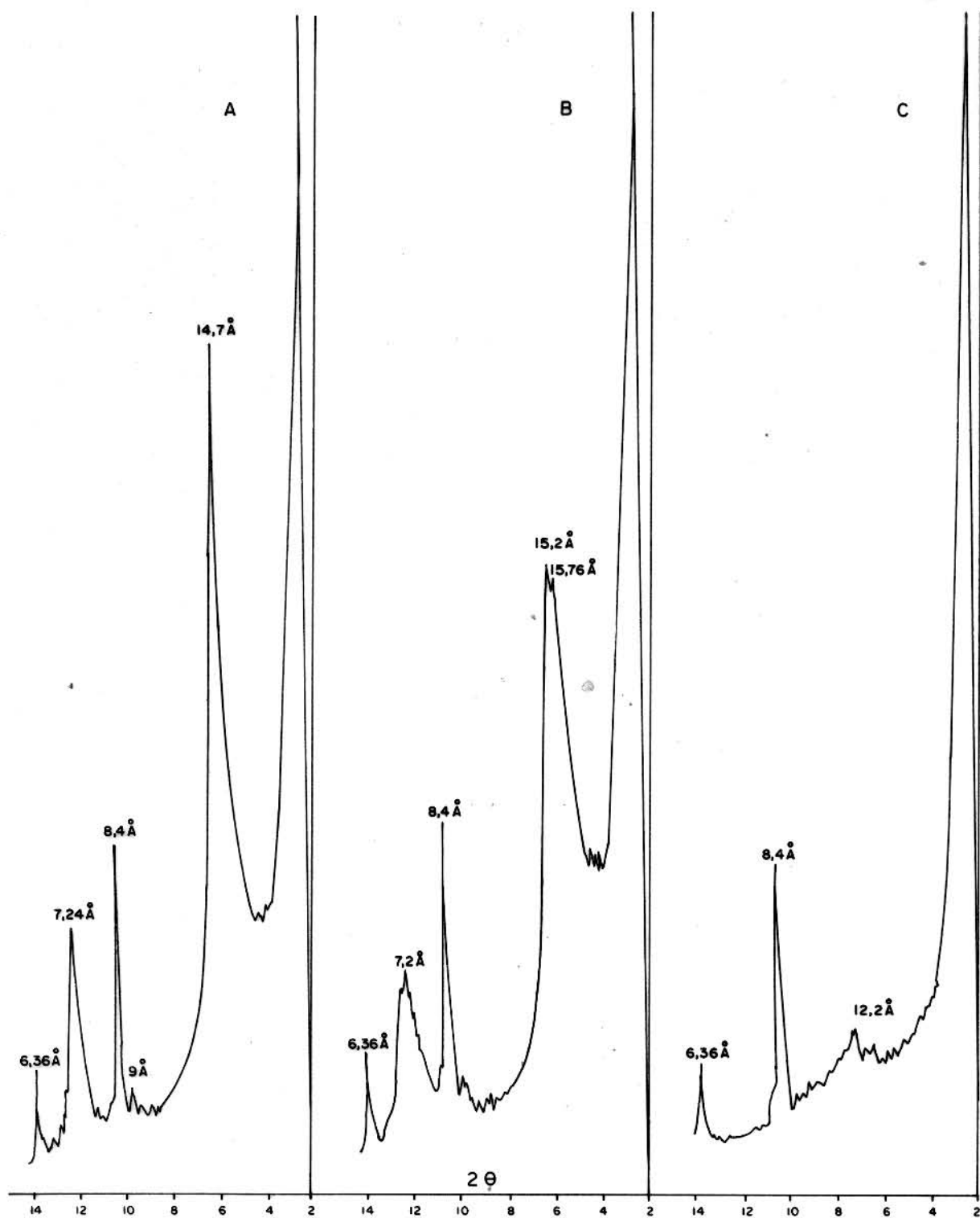


Fig.16 - DIFRATOGRAMAS PARA AMOSTRAS DE BASALTOS SEMIDECOMPOSTOS. A=amostras não glicolizadas; B=amostras submetidas a atmosfera de etileno glicol; C=amostras submetidas ao aquecimento até 560°C.

Tabela 7 - Análise mineralógica qualitativa dos basaltos do Grupo Grão Pará e de seus produtos supergênicos (difração de raios-X). Clareiras N4 e N5, Serra dos Carajás.

AMOSTRA	MINERAIS IDENTIFICADOS											
	Pg	Px	E	Q	Sm	A	S	G	C	H	K	Gb
H. bauxítico												
F3 (0,0 - 2,5)								x			x	x
P27(0,0 - 2,0)								x			x	x
P27(4,0 - 6,0)								x			x	x
Crosta laterítica												
F3 (17,0-22,0)										x	x	x
Arg. gibbsítica												
F3 (31,0-34,0)										x	x	x
H. argiloso												
F3 (47,0-49,0)				x				x			x	x
F3 (56,0-60,0)				x				x			x	
Basalto decomposto												
F77 (25,0-55,0)								x			x	x
F77 (55,0-80,0)								x			x	
Basalto semidecomposto												
F77 (95,0-105,0)	x	x	x		x	x					x	
F77 (125,0-137,0)	x	x	x	x		x	x		x			

(x) mineral identificado
 (Pg) plagioclásio
 (Px) piroxênio
 (E) epidoto
 (Q) quartzo
 (Sm) interestratificado
 esmectita-clorita
 (A) anfibólio
 (S) sericita

(G) goetita
 (C) clorita
 (H) hematita
 (K) caulinita
 (Gb) gibbsita

APÊNDICE 2

Análises Químicas

- Análise dos elementos maiores

As análises de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (como ferro total), FeO e perda ao fogo foram realizadas de acordo com os métodos clássicos. A sílica foi determinada gravimetricamente depois de desidratada. De seu filtrado foram dosados Al_2O_3 por complexometria com EDTA e Fe_2O_3 por dicromatometria. FeO foi determinado por permanganimetria, logo após a abertura das amostras com HF e H_2SO_4 (1:1) e dissolução imediata do resíduo em uma mistura de H_3BO_3 e H_2SO_4 previamente preparada, na qual o H_3BO_3 foi utilizado para eliminar a interferência dos íons F^- . A perda ao fogo foi calculada gravimetricamente pela diferença de pesos das amostras nas temperaturas ambiente e de 1000°C . Na_2O , K_2O , CaO e MgO foram determinados por espectroscopia de absorção atômica com uma alíquota de solução contendo 10^{-3} mg da amostra. Para essas análises foram utilizados os padrões internacionais AGV e BHVO do United States Geological Survey.

Sódio e potássio, por apresentarem potencial de ionização relativamente baixos, são bastante ionizados em elevadas temperaturas e atmosfera de ar-acetileno (cerca de 1700°C), prejudicando desta maneira a absorção. Desse modo, foi adicionado Cs em quantidades suficientes (100 ppm) para aumentar as concentrações aparentes daqueles elementos, visto que o Cs possui potencial de ionização ainda mais baixo. O cálcio, por formar óxidos refratários na chama ar-acetileno, foi determinado em temperatura elevada que decompusessem esses óxidos. Utilizou-se, assim, uma chama de óxido nitroso-acetileno a qual atinge temperaturas de cerca de 3000°C . As análises de sódio, potássio e cálcio foram feitas a partir de solução de uma mesma amostra, preparada mediante ataque de uma mistura ácida na proporção de HClO_4/HF de 1:10. MgO foi determinado a partir de uma solução preparada pelo ataque de amostra com uma mistura ácida composta de H_2SO_4 e HF nas proporções 1:10 (Energlyn e Brealey, 1971). Registrou-se, porém, uma interferência do alumínio devido a formação de um composto de magnésio e alumínio que não se decompõe completamente na chama ar-acetileno. Esta interferência foi eliminada ao

se utilizar a chama de óxido nitroso-acetileno (Nesbitt, 1966 in Maxwell, 1968), com os melhores resultados sendo obtidos ao se adicionar La_2O_3 (1000 ppm) na solução.

- Análise dos elementos menores e traços

. Elementos menores

O fósforo e o titânio foram analisados por colorimetria, sendo o P_2O_5 determinado a partir de uma alíquota do filtrado da sílica após a separação do grupo R_2O_3 (Fe_2O_3 , Al_2O_3 e Cr_2O_3). Essa determinação baseia-se na intensidade do complexo molibidivânico fosfórico de cor amarela, formado em meio fortemente ácido ($\text{pH} = 2,5$). A determinação colorimétrica do titânio foi feita com base na intensidade da cor amarela do complexo que o Ti forma com H_2O_2 , em meio sulfúrico, que pode ser $\text{TiO}_2(\text{SO}_4)_2^{2+}$ ou $\text{Ti}(\text{H}_2\text{O}_2)^{4+}$ ou então espécies semelhantes (Maxwell, 1968).

. Elementos traços

Os elementos Ni, Co, Cr, Mn, Cu, Pb e Zn foram analisados por absorção atômica na chama ar-acetileno, utilizando-se uma alíquota de solução contendo 0,1 g de amostra preparada mediante ataque com uma mistura ácida ($\text{HClO}_4 + \text{HF}$ na proporção de 1:10). Para teste de confiabilidade foram usados os padrões BHVO-1 e SGR-1 do USGS, cujos resultados reproduziram bem aproximadamente os valores obtidos por Flanagan (1973) e Sloat e Sonderhmis (1979).

Os elementos Y, Zr e Nb foram determinados por fluorescência de raios-X, preparando-se pastilhas compostas de uma mistura de 1,8 g de amostra com 0,2 g de H_3BO_3 , que após ser homogeneizada durante 15 minutos foi comprimida em uma prensa hidráulica a uma pressão de $2,4 \text{ ton/cm}^2$. Para minimizar os efeitos de matriz, foram construídas curvas de calibração com os padrões do USGS, AGV-1, BHVO-1 e QLO-1 (para as amostras de basaltos levemente alterados, semi-alterados e alterados) e SGR-1 e SCO-1 (para as amostras de bauxita). Nas determinações do Zr nas amostras de bauxita foi ainda usado o padrão GSP-1 (USGS) haja vista os elevados valores deste elemento nesse material. Correções foram feitas para as coincidências dos picos SrK_2 com $\text{ZrK}\beta$ e $\text{YK}\beta$ com $\text{NbK}\alpha$. Os resultados obtidos para o Y e Nb não foram levados em consideração para fins quantitativos devido a fonte de radia

ção primária emitida pelo gerador de raios-X (tubo de Cr) não ser suficientemente potente para excitar as radiações características dos átomos desses elementos. Nas análises por fluorescência de raios-X, foi usado como cristal analisador o LiF servindo de detetor o contador de cintilações para um tempo prefixado de 20 s. O aparelho operou sob condições de 60 KV de voltagem e amperagem de 40 mA. O B foi determinado por espectrografia de emissão pelo método de adição padrão. As características do aparelho e as condições de queima utilizadas foram as seguintes:

Prisma de quartzo de 60° tipo Cornu

Objetivas: colimador $f = 540$ mm; câmara $f = 500$ mm

Dispersão: 7,8 Å/mm (2500 Å) e 32 Å/mm (4000 Å)

Iluminação: método da imagem intermediária

Fonte: gerador de arco universal RFT UBT-1

Arco: intermitente de corrente contínua

Período de queima: 64/32 s

Tempo de queima: 102 s

Intensidade de corrente: 6 A

APÊNDICE 3

Análise dos Minerais Pesados

Para a extração de minerais pesados, as amostras de basaltos totalmente alterados e das bauxitas foram inicialmente desagregadas com um rolo de borracha e submetidas, em seguida, através de várias lavagens, a um tratamento com ultrassom para facilitar a desagregação. Após esta operação, as amostras foram passadas a úmido por uma peneira de 0,063 mm. O material retido nesta peneira passou por novo tratamento de desagregação, sendo removidos em solução os óxidos e hidróxidos de ferro (hematita, goetita e limonita) mediante o tratamento das amostras com ditionito de sódio em pH = 7 (Mehre e Jackson, 1960). Depois de seco, o material residual foi submetido a um peneiramento sucessivo com malhas de 0,25, 0,125 e 0,063 mm. Os resíduos retidos nas peneiras de 0,125 e 0,063 mm foram então juntados, e dessas frações foram separados os minerais pesados pelo método clássico, utilizando-se o bromofórmio como líquido pesado.

As determinações qualitativa e semiquantitativa desses minerais foram feitas em lâminas de imersão observadas sob o microscópio, sendo a percentagem de cada mineral pesado determinada com auxílio de um contador de pontos. Para confirmar a identificação feita por meios ópticos, as amostras foram analisadas por difração de raios-X que também serviu para identificar as fases opacas. Os difratogramas (fig. 17) correspondem aos minerais magnéticos dos basaltos totalmente decompostos (A), aos minerais pesados (fração total) dos basaltos totalmente decompostos (B) e aos minerais pesados das amostras de bauxita (C).

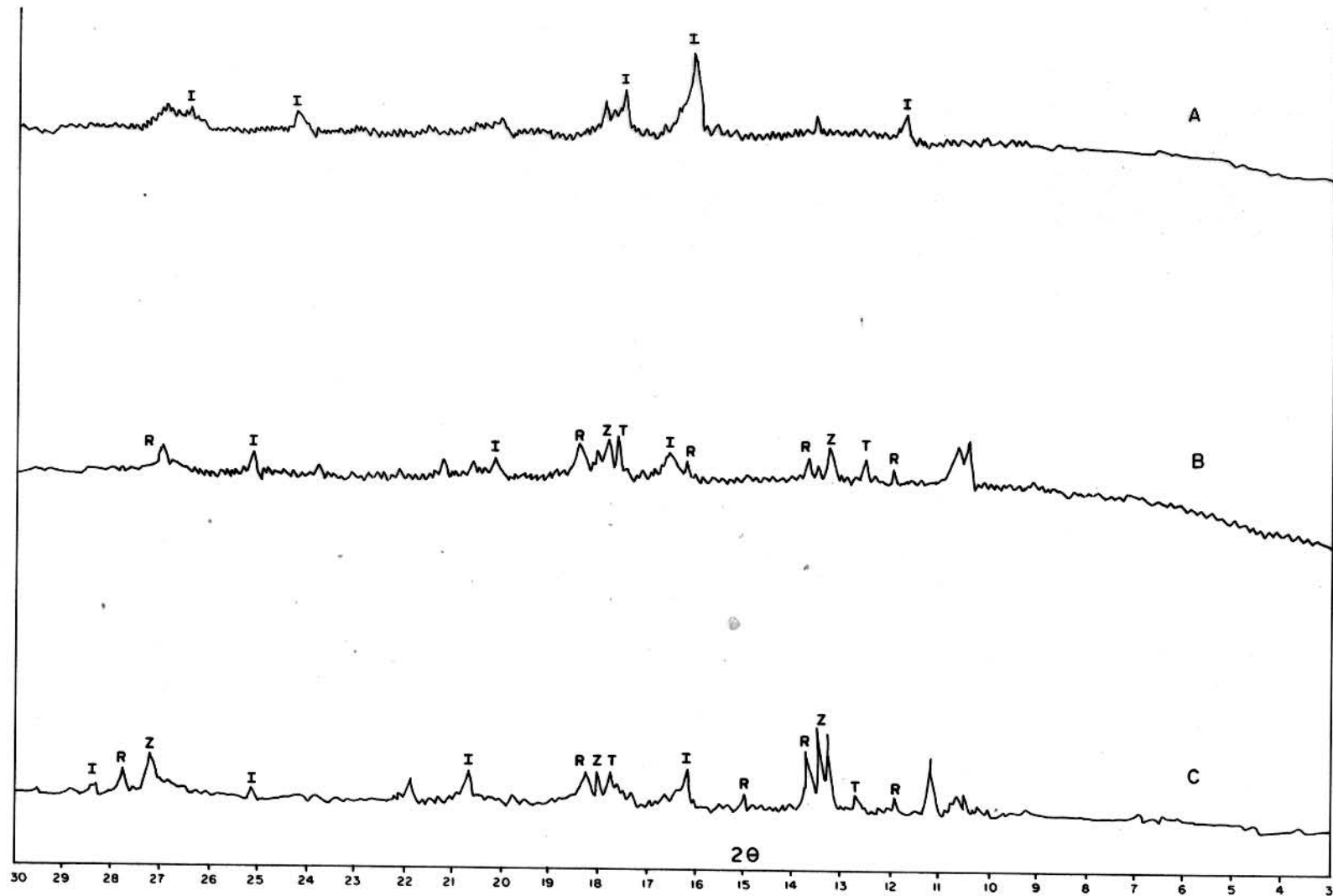


Fig.17- DIFRATOGRAMAS PARA OS MINERAIS PESADOS. A=magnéticos dos basaltos decompostos; B=fração total dos basaltos decompostos; C=fração total das bauxitas; I=ilmenita; Z=zircão; R=rutilo; T=turmalina.

ANEXO 1

Tabela 8a - Cálculos das perdas e ganhos relativos dos elementos maiores e menores pelo método do iso alumínio para algumas amostras alteradas de rochas básicas do Grupo Grão Pará em relação a rocha não intemperizada F139 (150). I = análise química em % em peso; II = recalculado pa ra 100%; III = recalculada para o alumínio constante; IV = perdas e ganhos durante o intem perismo.

AMOSTRA	F139(100-120)				F139(120-128)				F139(128-140)				F139(150)	
	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II
SiO ₂	46,80	46,60	33,97	-18,80	48,73	48,62	34,71	-18,09	49,62	49,63	38,11	-14,6	52,4	52,80
TiO ₂	1,60	1,60	1,16	+0,65	0,59	0,59	0,42	-0,08	0,51	0,51	0,39	-0,11	0,51	0,51
Al ₂ O ₅	19,25	19,20	14,00	0	19,63	19,6	14,00	0	18,20	18,21	14,0	0	13,89	14,00
Fe ₂ O	16,30	16,23	11,83	+0,33	16,30	16,26	11,60	+0,1	15,22	15,21	11,68	+0,18	11,43	11,5
MgO	3,44	3,42	2,49	-3,91	3,63	3,62	2,58	-3,8	3,72	3,72	2,85	-3,55	6,49	6,4
CaO	3,80	3,80	2,70	-4,3	3,42	3,41	2,43	-4,5	4,43	4,43	3,40	-3,6	6,86	7,00
Na ₂ O	1,01	1,00	0,72	-2,37	0,64	0,63	0,44	-2,60	1,86	1,86	1,42	-1,68	3,10	3,70
K ₂ O	1,54	1,53	1,11	-1,07	1,21	1,20	0,85	-1,32	1,24	1,24	0,95	-1,22	2,16	2,17
P ₂ O ₅	0,26	0,25	0,18	-0,18	0,27	0,27	0,19	-0,17	0,27	0,27	0,20	-0,16	0,36	0,36
P.F.	6,40	6,37	4,60	+2,44	5,80	5,80	4,14	+1,98	4,90	4,90	3,76	+1,60	2,15	2,16
TOTAL	100,40	100,0	72,76	-27,21	100,2	100,0	71,36	-28,48	99,97	100,00	76,07	-23,14	99,26	100,0

OBS: (-) = não detectado

Os números entre parênteses correspondem aos intervalos de amostragem

Tabela 8b - Cálculo das perdas e ganhos relativos dos elementos maiores e menores pelo método de iso alumínio para algumas amostras decompostas de rochas básicas do Grupo Grão Pará em relação a rocha não intemperizada F139(150). I = análise química (% peso); II = recalculado para 100%; III = recalculada para o alumínio constante; IV = perdas e ganhos durante o intemperismo.

AMOSTRA	F139(33-57)				F139(57-80)				F77(25-55)				F139(150)	
	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II
SiO ₂	29,60	29,90	14,95	-37,85	28,38	28,60	14,56	-38,20	26,15	26,10	13,72	-39,08	52,40	52,80
TiO ₂	1,83	1,80	0,90	+0,39	1,72	7,72	0,87	+0,36	0,91	0,91	0,47	-0,04	0,51	0,51
Al ₂ O ₃	27,80	28,0	14,0	0	27,32	27,50	13,99	-0,01	26,60	26,6	13,99	-0,01	13,89	14,0
Fe ₂ O	25,40	25,60	18,80	+7,3	26,43	26,60	13,53	+2,03	30,78	30,78	16,19	+4,49	11,43	11,50
MgO	0,09	0,10	0,05	-6,31	0,15	0,15	0,076	-6,32	0,06	0,06	0,03	-6,34	6,40	6,40
CaO	0,33	0,35	0,17	-6,83	0,42	0,41	0,20	-6,79	0,13	0,13	0,59	-0,11	6,86	7,00
Na ₂ O	-	-	-	-3,10	-	-	-	-3,10	-	-	-	-3,10	3,10	3,10
K ₂ O	-	-	-	-2,16	-	-	-	-2,16	-	-	-	-2,16	2,16	2,16
P ₂ O ₅	0,73	0,75	0,037	+0,37	0,75	0,75	0,38	+0,02	0,82	0,82	0,43	+0,09	0,36	0,36
P.F.	13,40	13,50	6,75	+4,59	14,02	14,0	7,12	4,96	14,60	14,60	7,67	+5,51	2,15	2,16
TOTAL	99,18	100,0	55,65	43,60	99,37	100,0	50,82	100,05	100,05	100,0	53,09		99,26	100,0

OBS: (-) não detectado

Os números entre parênteses correspondem aos intervalos de amostragem

ANEXO 2

Tabela 9 - Fatores de enriquecimento (Fi) de elementos menores e traços na sequência intemperizada dos basaltos do Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás.

AMOSTRA			B	Ni	Co	Mn	Cr	Zr	Ti	Cu	Pb	Zn	$\log(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) / \text{SiO}_2$
S P S	R D	F77 (25 - 55)	nd	4,60	1,60	0,72	1,50	1,80	3,90	3,30	2,00	14,20	0,33
		F77 (55 - 80)	0,81	1,60	1,60	1,70	5,50	2,60	4,50	3,80	3,00	5,20	0,20
	R S D	F77 (95 -105)	0,86	1,00	1,60	0,75	5,00	1,15	1,40	nd	nd	nd	-0,15
		F77 (105-125)	nd	1,10	2,20	0,76	3,40	1,40	1,53	nd	nd	nd	-0,14
		F77 (125-137)	nd	1,00	1,30	0,91	1,75	1,29	0,99	nd	nd	nd	-0,27
		F77 (135)*	nd	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	nd	nd	nd	-0,28
	R D	F139(33 - 57)	1,03	1,30	5,60	1,26	1,75	1,60	3,50	1,30	12,20	0,58	0,26
		F139(57 - 80)	nd	1,50	3,10	3,80	1,50	1,59	3,30	1,60	10,00	0,70	0,30
S P I	R S D	F139(80 -100)	nd	1,60	3,20	1,14	1,75	1,26	3,20	nd	nd	nd	-0,13
		F139(100-120)	nd	2,00	2,10	1,10	1,60	1,10	3,10	nd	nd	nd	-0,17
		F139(120-128)	nd	1,50	1,60	1,10	1,60	1,10	1,10	nd	nd	nd	-0,18
		F139(128-140)	nd	1,60	3,50	1,10	1,50	1,00	1,00	nd	nd	nd	-0,22
		F139(139-150)*	nd	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	nd	nd	nd	-0,33

* = amostras usadas como referência

OBS : Os números entre parênteses correspondem aos intervalos de amostragem.

A simbologia é a mesma das tabelas anteriores.

ANEXO 3

Tabela 10 - Composição química dos horizontes bauxítico, crosta laterítica, argila gibbsítica e horizonte argiloso do perfil de alteração de N5, Serra dos Carajás (% em peso).

AMOSTRA	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	TOTAL
Horizonte Bauxítico												
P1 (0 - 2)	2,96	4,20	44,59	21,20	-	-	-	-	-	0,85	27,07	100,87
P1 (2 - 4)	1,30	4,30	47,70	20,56	-	-	-	-	-	0,75	24,30	98,91
P1 (4 - 6)	1,38	1,73	47,20	23,08	-	-	-	-	-	0,50	26,30	100,19
P2 (0 - 2)	2,90	3,23	47,90	21,20	-	-	-	-	-	0,73	24,06	100,02
P2 (2 - 4)	1,74	2,96	46,50	22,73	-	-	-	-	-	0,67	24,50	99,10
P2 (6 - 8)	0,64	0,66	49,60	24,67	-	-	-	-	-	0,42	23,76	99,75
P27 (0 - 2)	3,55	1,60	41,50	24,00	-	-	-	-	-	0,72	27,20	98,57
P27 (2 - 4)	1,88	3,40	47,13	20,22	-	-	-	-	-	0,64	26,30	99,57
P27 (4 - 6)	2,16	1,36	42,80	26,38	-	-	-	-	-	1,20	25,70	99,30
P27 (6 - 7)	0,38	3,80	45,86	21,91	-	-	-	-	-	0,81	26,70	99,46
P30 (0 - 2)	1,50	3,91	41,53	24,00	-	-	-	-	-	0,92	26,50	98,36
P30 (2 - 4)	3,90	1,36	38,70	28,19	-	-	-	-	-	1,30	25,80	99,25
P70 (0 - 2)	2,20	2,30	45,20	26,38	-	-	-	-	-	0,60	23,40	100,14
P70 (2 - 2.9)	1,54	1,20	44,06	27,26	-	-	-	-	-	0,96	26,05	101,07
P71 (0 - 2)	2,50	1,63	41,90	25,50	-	-	-	-	-	0,96	25,88	98,37
P71 (2 - 4)	1,22	1,16	42,60	26,39	-	-	-	-	-	1,08	25,60	98,95
P71 (4 - 5.7)	2,28	0,53	38,72	29,90	-	-	-	-	-	0,80	26,20	98,43
P110(0 - 2)	1,90	2,75	43,30	25,50	-	-	-	-	-	0,86	26,30	100,61
P110(2 - 4)	2,98	1,33	41,82	28,50	-	-	-	-	-	0,56	25,25	100,44
P110(4 - 6.3)	2,40	3,30	40,20	30,20	-	-	-	-	-	0,76	23,60	100,46
F3 (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
P5 (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

CONTINUA

CONTINUAÇÃO

AMOSTRA	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	TOTAL
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 (12.6-14.0)	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	32,00	-	-	-	-	-	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 (22.3-25.8)	26,15	2,45	27,16	31,41	-	-	-	-	-	0,53	12,10	99,80

CONTINUA

CONTINUAÇÃO

AMOSTRA	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	TOTAL
Argila gibbsítica												
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 (43,9-46,9)	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	-	0,80	-	0,67	-	0,43	7,94	99,90
F3 (50,7-53,3)	44,62	1,51	23,50	23,62	-	0,11	-	-	-	0,39	7,16	100,90
F3 (53,3-56,1)	49,20	1,10	18,80	22,04	-	0,01	0,02	0,17	0,01	0,60	7,26	99,04
F3 (56,1-60,6)	49,84	1,05	19,70	20,46	-	0,08	0,02	0,32	-	0,64	7,54	99,65

OBS: Os números entre parênteses correspondem aos intervalos de amostragem

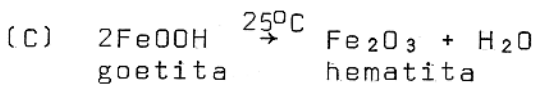
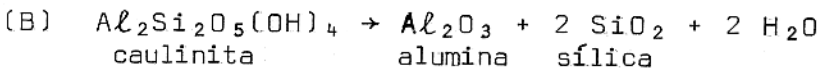
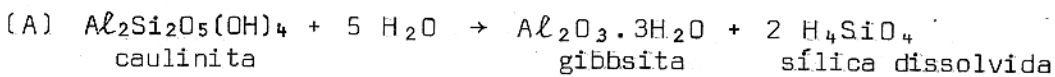
A simbologia é a mesma das tabelas anteriores

ANEXO 4

Cálculos estequiométricos (aproximados) das proporções dos minerais que compõem os materiais de seqüência do depósito N5-Serra dos Carajás.

Os teores de caulinita, gibbsita, quartzo e minerais de ferro (Tab.11), foram obtidos através da composição química de um perfil mais representativo (Furo F3) dessa seqüência. Os cálculos foram efetuados com base nas reações A, B e C que forneceram as expressões enumeradas de 1 a 9.

REAÇÕES



CÁLCULOS

Horizonte argiloso - amostra(am) com quartzo(Q), caulinita(K) e goetita(G).

$$\%K = \text{Al}_2\text{O}_3(\text{am}) \times \frac{\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4}{\text{Al}_2\text{O}_3} = \text{Al}_2\text{O}_3(\text{am}) \times \frac{258}{102} \quad (1)$$

$$\%\text{SiO}_2(K) = K(\text{am}) \times 2 \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4} = K(\text{am}) \times \frac{120}{258} \quad (2)$$

$$\%Q = \text{SiO}_2(\text{am}) - \text{SiO}_2(K) \quad (3)$$

Argila gibbsítica e crosta laterítica - amostras com hematita(H) caulinita(K) e gibbsita (Gib).

$$\%K = \text{SiO}_2(\text{am}) \times \frac{\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4}{2 \text{SiO}_2} = \% \text{SiO}_2(\text{am}) \times \frac{258}{120} \quad (4)$$

$$\%\text{Al}_2\text{O}_3(K) = K(\text{am}) \times \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4} \quad (5)$$

$$\%Al_2O_3[Gib] = Al_2O_3[am] - Al_2O_3(Kl) \quad (6)$$

$$\%Gib = Al_2O_3[Gib] \times \frac{Al_2O_3 \cdot 3H_2O}{Al_2O_3} \quad (7)$$

$$\%min.Fe = \%Fe_2O_3[am] \quad (8)$$

Horizonte bauxítico - as proporções dos minerais podem ser determinadas utilizando-se as expressões 4 a 8. O teor de goetita pode ser determinado utilizando-se a expressão 9.

$$\%G = Fe_2O_3[am] \times 2 \frac{FeO(OH)}{Fe_2O_3} \quad (9)$$

Tabela 11 - Teores aproximados dos minerais de um perfil repre
sentativo de N5. Serra dos Carajás.

AMOSTRA	Gib	K	Q	Min.Ferro
H. bauxítico				
F3 (0 - 2.5)	73,30	7,00	-	15,74
F3 (2.5-4.0)	58,50	2,10	-	37,78
H. laterítico				
F3 (4.5-7.85)	39,10	2,20	-	51,1
F3 (7.85-10.3)	22,90	17,80	-	56,6
F3 (10.3-13.3)	8,40	41,00	-	45,65
Argila gibbsítica				
F3 (13.3-17.4)	28,80	29,60	-	39,56
F3 (17.4-22.3)	30,90	11,40	-	36,20
F3 (22.3-25.8)	7,56	56,10	-	31,40
F3 (25.8-28.4)	12,70	60,20	-	25,00
F3 (28.4-31.4)	14,70	58,48	-	25,40
F3 (31.4-34.2)	6,70	61,90	-	28,30
F3 (34.2-38.7)	2,30	58,50	-	33,00
F3 (38.7-40.2)	25,40	55,40	-	34,60
F3 (40.2-43.7)	25,30	55,60	-	22,04
F3 (43.7-46.9)	15,90	46,40	-	15,90
H. argiloso				
F3 (56.1-60.6)	-	50,00	26,7	22,70

[-] = não detectado

OBS: Os números entre parênteses correspondem aos intervalos de amostragem.

ANEXO 5

Tabela 12 - Análise de elementos menores e traços nas amostras de bauxita, crosta laterítica, argila gibbsítica e horizonte argiloso do perfil de alteração de N5, Serra dos Carajás (ppm).

AMOSTRAS	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Mn	Cr	Zr	Ti	Y	Nb	B
Horizonte bauxítico												
P1 (0 - 2)	50	120	50	80	100	320	340	814	25000	22	67	73
P1 (2 - 4)	40	100	30	70	140	320	320	893	27000	31	79	nd
P1 (4 - 6)	40	100	20	70	120	300	340	746	10300	21	69	nd
P2 (0 - 2)	40	100	60	50	130	210	300	833	8560	18	65	nd
P2 (2 - 4)	40	80	20	80	120	180	260	883	17742	37	70	nd
P2 (4 - 6)	50	100	30	80	120	230	320	902	17142	40	16	nd
P27 (0 - 2)	50	80	40	80	120	210	300	994	9580	40	90	nd
P27 (2 - 4)	60	80	40	50	120	180	260	920	20300	46	64	nd
P27 (4 - 6)	60	100	60	90	130	220	240	954	8140	46	118	nd
P27 (6 - 7)	50	320	10	90	140	200	300	956	22760	49	95	nd
P30 (0 - 2)	90	120	10	80	120	370	660	706	23400	28	48	nd
P30 (2 - 4)	60	120	40	40	120	250	400	721	5140	25	44	nd
P70 (0 - 2)	70	80	40	70	120	250	320	856	13770	44	64	64
P70 (2 - 2,9)	40	100	30	70	120	240	300	848	7180	29	67	nd
P71 (0 - 2)	50	80	50	50	130	220	340	675	14900	24	47	nd
P71 (2 - 4)	60	120	70	80	140	280	300	642	6940	16	66	nd
P71 (4 - 5,7)	100	120	60	60	140	320	320	685	3174	17	49	nd
P110(0 - 2)	60	100	20	50	140	260	280	792	16472	22	62	nd
P110(2 - 4)	60	100	50	60	140	230	280	672	7966	28	26	nd
P110(4 - 6,3)	60	120	60	100	150	420	300	685	19769	30	48	nd
F3 (0 - 2,5)	nd	nd	nd	63	46	352	380	1028	25150	-	185	nd
F3 (2,5-4,5)	nd	nd	nd	50	46	261	580	142	16170	48	22	nd
Crosta laterítica												
P30 (4 - 6)	60	100	40	40	120	340	300	632	8140	-	41	nd
P30 (6 - 8)	110	100	20	80	130	320	1120	437	13470	-	19	nd
P30 (8 - 10)	160	100	10	60	110	210	660	262	10360	-	1	nd
F3 (4,5-7,85)	nd	nd	nd	83	246	715	630	184	15933	-	-	nd
F3 (7,85-10,36)	nd	nd	nd	50	113	181	830	132	8578	-	-	nd
F3 (10,36-13,3)	nd	nd	nd	66	146	250	805	139	9044	-	-	nd

CONTINUA

CONTINUAÇÃO

AMOSTRAS	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Mn	Cr	Zr	Ti	Y	Nb	B
Argila gibbsítica												
F3 (13.3-17.4)	nd	nd	nd	83	146	647	755	183	10300	13	1	nd
F3 (13.4-22.3)	nd	nd	nd	116	146	522	455	210	15454	7	10	nd
F3 (22.3-25.8)	nd	nd	nd	116	146	863	355	221	15670	6	7	nd
F3 (25.8-28.4)	nd	nd	nd	100	113	943	105	172	14076	-	-	nd
F3 (28.4-31.4)	nd	nd	nd	133	146	1306	380	197	16350	-	-	nd
F3 (31.4-34.2)	nd	nd	nd	116	113	605	355	195	16053	6	-	nd
F3 (34.25-38.75)	nd	nd	nd	133	113	1159	800	221	13357	7	-	nd
F3 (38.75-40.25)	nd	nd	nd	133	113	591	800	217	9643	8	-	nd
F3 (40.25-43.75)	nd	nd	nd	116	146	532	700	223	9284	5	10	nd
F3 (43.75-46.95)	nd	nd	nd	133	180	954	705	212	8625	18	-	nd
Horizonte argiloso												
F3 (47.35-49.55)	nd	nd	nd	116	213	1000	480	190	6948	10	-	nd
F3 (50.75-53.35)	nd	nd	nd	166	213	1545	800	173	9044	13	-	nd
F3 (53.35-56.15)	nd	nd	nd	116	180	704	800	197	6589	20	9	102
F3 (56.15-60.6)	nd	nd	nd	100	146	972	705	206	6289	18	10	nd

OBS: Os números entre parênteses correspondem aos intervalos de amostragem

A simbologia é a mesma das tabelas anteriores

Tabela 13 - Fatores de enriquecimento (Fi) de elementos menores e traços relativos a amostra F1-166 para o perfil de N5, Serra dos Carajás.

AMOSTRA	B	Ni	Co	Mn	Cr	Zr	Ti	Cu	Pb	Zn	$\log(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) / \text{SiO}_2$
Horizonte bauxítico											
P1 (0 - 2)	0,74	1,0	1,42	0,14	5,6	8,8	5,04	0,3	0,5	0,14	1,34
P1 (2 - 4)	nd	0,87	2,0	0,14	6,0	9,7	5,42	0,25	0,41	0,08	1,73
P1 (4 - 6)	nd	0,87	1,7	0,13	5,6	8,1	2,07	0,25	0,41	0,06	1,70
P2 (0 - 2)	nd	0,62	1,85	0,09	5,0	9,0	1,7	0,25	0,41	0,18	1,4
P2 (2 - 4)	nd	0,62	1,7	0,08	4,3	9,6	3,56	0,25	0,33	0,05	1,6
P2 (4 - 6)	nd	1,0	1,7	0,10	5,3	9,8	3,44	0,03	0,41	0,09	1,87
P27(0 - 2)	nd	1,0	1,7	0,09	5,0	10,8	1,92	0,3	0,33	0,11	2,06
P27(2 - 4)	nd	1,0	1,7	0,08	4,3	10,0	4,08	0,37	0,33	0,11	1,26
P27(4 - 6)	nd	0,62	1,85	0,08	4,0	10,3	10,3	0,37	0,41	0,17	1,55
P27(6 - 7)	nd	0,62	2,0	0,16	5,0	10,4	4,57	0,3	1,33	0,02	1,5
P30(0 - 2)	nd	1,12	1,7	0,11	11,0	7,6	4,7	0,56	0,5	0,02	2,25
P30(2 - 4)	nd	1,12	1,7	0,14	6,6	7,8	1,6	0,34	0,5	0,11	1,64
P70(0 - 2)	nd	1,0	1,7	0,09	5,3	9,3	2,76	0,25	0,33	0,1	1,23
P70(2 - 2,9)	nd	0,5	1,7	0,11	5,0	9,2	1,44	0,25	0,41	0,09	1,4
P71(0 - 2)	nd	0,7	1,85	0,11	5,6	7,3	2,99	0,3	0,33	0,14	1,43
P71(2 - 4)	nd	0,87	2,0	0,12	5,0	6,9	1,39	3,7	0,5	0,2	1,75
P71(4 - 5,7)	nd	0,62	2,0	0,14	5,3	7,4	0,64	0,62	0,5	0,17	1,47
P110(0 - 2)	nd	1,0	2,0	0,12	4,6	8,6	3,3	0,37	0,41	0,10	1,55
P110(2 - 4)	nd	0,75	2,0	0,10	4,6	7,3	1,6	0,37	0,41	0,14	1,37
P110(4 - 6,3)	nd	1,25	2,1	0,18	5,0	7,4	3,97	0,37	0,5	0,17	1,46
F3 (0 - 2,5)	nd	0,78	0,6	0,15	6,3	11,1	5,05	nd	nd	nd	1,3
F3 (2,5-4,5)	nd	0,62	0,6	0,11	9,6	1,59	3,25	nd	nd	nd	1,89
Crosta laterítica											
P30 (4 - 6)	nd	0,50	1,71	0,15	5,00	6,80	1,60	0,37	0,41	0,11	1,56
P30 (6 - 8)	nd	1,00	1,85	0,14	18,00	4,75	2,70	0,68	0,41	0,05	1,56
P30 (8 - 10)	nd	0,75	1,57	0,09	11,00	2,84	2,08	1,00	0,41	0,02	2,00
F3 (4,5-7,85)	nd	1,03	3,50	0,33	10,50	2,00	3,20	nd	nd	nd	1,87
F3 (7,85-10,36)	nd	0,62	1,60	0,08	13,80	1,40	1,70	nd	nd	nd	0,97

CONTINUA

CONTINUAÇÃO

AMOSTRA	B	Ni	Co	Mn	Cr	Zr	Ti	Cu	Pb	Zn	$\log(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) / \text{SiO}_2$
Argila gibbsítica											
F3 (10,3-13,3)	nd	0,82	2,07	0,11	13,40	1,50	1,80	nd	nd	nd	0,54
F3 (13,3-17,4)	nd	1,03	2,00	0,28	12,50	1,98	2,07	nd	nd	nd	0,72
F3 (17,4-22,3)	nd	1,45	2,00	0,23	7,50	2,28	3,10	nd	nd	nd	0,70
F3 (22,3-25,8)	nd	2,07	2,00	0,38	5,90	2,40	2,90	nd	nd	nd	0,34
F3 (25,8-28,4)	nd	1,25	1,60	0,42	1,75	1,86	2,80	nd	nd	nd	0,30
F3 (28,4-31,4)	nd	1,60	2,00	0,58	6,30	2,10	3,20	nd	nd	nd	0,33
F3 (31,4-34,2)	nd	1,45	1,60	0,26	5,90	2,10	3,20	nd	nd	nd	0,28
F3 (34,2-38,7)	nd	1,66	1,41	0,51	13,00	2,40	2,68	nd	nd	nd	0,43
F3 (38,7-40,2)	nd	1,66	1,41	0,26	13,00	2,30	1,90	nd	nd	nd	0,37
F3 (40,2-43,7)	nd	1,45	1,82	0,23	12,10	2,40	1,86	nd	nd	nd	0,46
F3 (43,7-46,9)	nd	1,66	2,25	0,42	11,75	2,30	1,73	nd	nd	nd	0,46
Horizonte argiloso											
F3 (46,9-49,5)	nd	1,45	2,66	0,44	8,00	2,06	1,39	nd	nd	nd	0,01
F3 (50,7-53,3)	nd	2,07	2,60	0,68	13,00	1,88	1,80	nd	nd	nd	0,02
F3 (53,3-56,1)	1,04	1,45	2,25	0,31	13,00	2,10	1,32	nd	nd	nd	-0,08
F3 (56,1-60,1)	nd	1,25	1,82	0,43	11,75	2,20	1,26	nd	nd	nd	-0,09
Basalto											
F1 (166)	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	-0,28

OBS: Os números entre parênteses correspondem aos intervalos de amostragem

A simbologia é a mesma das tabelas anteriores