SONIA MARIA BARROS DE OLIVEIRA

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005365

T475
e.2

ALTERAÇÃO INTEMPÉRICA DAS ROCHAS ULTRABÁSICAS DE SANTA FÉ (GO) E GÊNESE DO DEPÓSITO NIQUELÍFERO

Tese de Doutorado apresentada ao
Instituto de Geociências da Universidade
de São Paulo.

Orientador :
Prof. Dr. Adolpho José Melfi

SÃO PAULO
1980

AGRADECIMENTOS

Para a realização deste trabalho, devo ao Prof. Melfi a orientação na escolha do tema e o apoio irrestrito em todas as etapas da investigação. Os conhecimentos científicos por ele transmitidos constituíram para mim aprendizagem essencial; foram fundamentais tanto para a concepção desta pesquisa, como em todos os momentos do seu desenrolar. Sua afetuosa dedicação e ajuda desinteressada são motivos do meu profundo agradecimento.

A presença constante do Dr. Trescases, sempre atento às minhas dificuldades e paciente com as minhas inquietações, foi fator decisivo na elaboração desta tese. Trabalhando no campo, no laboratório e ao microscópio, discutindo e confrontando idéias, ele me introduziu nas sutilezas do mê-todo científico e me desvendou seus mistérios. Por sua extrema generosidade, sinto-me imensamente reconhecida.

Os diretores da Mineradora Montita Ltda. facilitaram-me o acesso à área e gentilmente cederam os relatórios da empresa para consulta.

O Prof. Aledir foi responsável pelo meu primei-ro contato com a região. Sem seu amável apoio, minha iniciação na área teria sido muito mais difícil.

O trabalho de campo só se tornou possível gra-ças à empenhada colaboração do Dr. Wackermann na seleção dos perfis mais adequados à amostragem. Devo-lhe também a inestimável ajuda nas primeiras interpretações dos dados, que me serviram de guia para o enunciado das principais hipóteses.

O Sr. Vitor, morador de Santa Fê e funcionário da Mineradora, cooperou, com incansável disposição, na abertura de picadas, na indicação de sítios mais favoráveis à cole

ta de amostras e no seu transporte.

Dna. Melany executou o cuidadoso trabalho de confecção das lâminas delgadas. O Mário, a Neide, a Cleide, o Nelson, a Anália e o André, técnicos de laboratório do Instituto de Geociências, foram muito dedicados na execução dos procedimentos analíticos.

O levantamento bibliográfico dependeu da permanente boa vontade da Ruth, da Dulce e da Dna. Antonieta, na localização dos títulos que me interessavam.

Os serviços de datilografia pela Claudete, desenho pela Itacy e impressão pelo Sr. Jaime permitiram materializar minhas idéias.

As ilustrações fotográficas, devo-as ao Prof. Marcos Aurélio, que me ensinou a operar o equipamento apropriado, e ao Jaime, a quem coube a delicada tarefa de revelar e ampliar os negativos.

Quero prestar especial agradecimento ao Prof. Leinz, que, sempre que passava pela minha sala, não deixava de me dizer uma palavra de estímulo e simpatia.

Muitos outros, talvez sem o saber, contribuíram de alguma forma para o sucesso deste empreendimento. Foram os amigos, meus pais, o Pedro, meus alunos, as crianças e os colegas, que, enriquecendo o universo das minhas relações, tornaram a vida mais gratificante nestes quatro anos.

O apoio financeiro, imprescindível para a realização deste projeto, foi concedido pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo e pelo Conselho Nacional do Desenvolvimento Científico e Tecnológico.

INDICE

INTRODUÇÃO	i
CAPÍTULO I - O MEIO FÍSICO	1
1. Situação Geográfica	5
2. O Quadro Geológico	6
A. Geologia Regional	6
B. Geologia Local	9
C. Caracterização Petrográfica e Química das Rochas do Complexo	12
D. O Fenômeno da Serpentinização	14
3. Clima	19
A. Pluviosidade	23
B. Temperatura	23
C. Evaporação	24
4. Relevo	25
A. Aspectos Gerais: compartimentação regional e geomorfogênese	25
B. Relevo Local: caracterização topográfica e evolução	26
5. Vegetação	29
CAPÍTULO II - ESTUDO MINERALÓGICO E GEOQUÍMICO DOS PERFIS DE ALTERAÇÃO	31
1. Os Perfis Estudados	31
A. Toposseqüências XV e E6 e E10	32
B. Toposseqüências XXVII e W4	32
C. Perfis Pe e Py	33
D. Perfis G e C	33

2. A Evolução Mineralógica	33
A. Os Fácies de Alteração sobre Dunito	33
a. O perfil completo	33
b. A composição e a estrutura dos horizontes de <u>alte</u> ração	36
b.1. Descrição macroscópica	36
b.2. Distribuição granulométrica	37
c. Caracterização mineralógica dos fácies de alteração	39
c.1. Rocha fresca: dunito serpentizado	39
c.2. Rocha dura	46
c.3. Saprolito grosso	49
c.4. Laterita amarela	52
c.5. Laterita vermelha	55
c.6. Materiais ricos em Ni: um resumo	56
B. A Alteração do Peridotito e do Piroxenito	59
a. O perfil sobre peridotito	60
b. O perfil sobre piroxenito	62
C. Distribuição Espacial dos Fácies de Alteração	63
D. As Filiações Mineralógicas	66
3. A Evolução Química	78
A. Dados Ponderais	78
a. A evolução dos dunitos	82
a.1. Topossequências XV e E6	82
a.2. Topossequências XXVII, W4 e perfil G	90
a.2.1. Evolução geral dos elementos químicos durante a alteração	91
a.2.2. Distribuição dos elementos químicos nos mine- rais	103

	iii
a.2.2.1. Análises química dos minerais	104
a.2.2.2. Ataques químicos parciais	108
a.2.2.3. Análises químicas das frações granulométricas	115
b. A evolução das rochas portadoras de piroxênio	118
b.1. Perfis sobre peridotito: Pe e S10W4	118
b.2. Perfil sobre piroxenito: Py	121
c. Um perfil extremamente silicificado (perfil C)	123
d. Composição química da crosta ferruginosa	125
e. Conclusões	126
B. Dados Volumétricos	133
a. Perdas e ganhos no perfil de alteração	133
a.1. Sobre dunito	133
a.2. Sobre peridotito e piroxenito	143
b. Perdas e ganhos na topossequência	149
c. Conclusões	154
CAPÍTULO III - A EVOLUÇÃO GEOQUÍMICA AO NÍVEL DA PAISAGEM E A GÊNESE DA JAZIDA DE NÍQUEL	158
CAPÍTULO IV - IMPORTÂNCIA ECONÔMICA DA JAZIDA DE SANTA FÉ E COMPARAÇÃO COM OUTRAS JAZIDAS DO MUNDO	164
1. A Jazida de Santa Fé	164
2. Comparação com Outras Jazidas de Níquel	165
A. As Jazidas Brasileiras	167
B. Jazidas no Resto do Mundo	172
CONCLUSÕES	176
BIBLIOGRAFIA	180
APÊNDICE I - DADOS BRUTOS	196
APÊNDICE II - TÉCNICAS ANALÍTICAS	211
DOCUMENTAÇÃO FOTOGRÁFICA	

TABELAS

Tabela 1	- Composição modal média dos principais tipos litológicos de Santa Fê (% vol.).	15
Tabela 2	- Composição química média dos principais tipos litológicos de Santa Fê (% peso).	16
Tabela 3	- Dados meteorológicos de Goiãs e Aragarças: valores médios mensais (1971-1975).	20
Tabela 4	- Dados meteorológicos de Goiãs e Aragarças: valores médios anuais (1971-1975).	21
Tabela 5	- Avaliação semi-quantitativa dos minerais presentes nos fácies de alteração sobre dunito serpentinizado.	40
Tabela 6	- Avaliação semi-quantitativa dos minerais presentes nos fácies de alteração sobre piroxenito.	61
Tabela 7	- Composição química média (% em peso de metal) dos fácies de alteração sobre dunito. Dados das toposseqüências XV e E6.	83
Tabela 8	- Composição química média (% em peso do óxido) dos fácies de alteração sobre dunito. Dados da toposseqüências XXVII e W4 e do perfil G.	91
Tabela 9	- Taxas de concentração dos vários óxidos em relação à rocha fresca.	93
Tabela 10	- Cálculo da composição química do dunito serpentinizado, a partir de seus constituintes.	95
Tabela 11	- Taxas de concentração dos vários óxidos em relação à rocha fresca hipotética.	96

Tabela 12 - Composição química (% em peso) e fórmula estrutural dos minerais hipógenos.	105
Tabela 13 - Composição química (% em peso) e razões moleculares dos produtos da alteração.	107
Tabela 14 - Proporção dos óxidos amorfos e mal cristalizados, em relação à sua quantidade total na amostra.	114
Tabela 15 - Análise química das frações granulométricas (% em peso).	116
Tabela 16 - Composição química das fácies de alteração sobre peridotito (% em peso).	120
Tabela 17 - Composição química de amostras provenientes do perfil Py (% em peso).	122
Tabela 18A- Composição química (% em peso) das amostras do perfil C.	124
Tabela 18B- Teores em Fe_2O_3 , MgO e NiO na fração laterítica das amostras do perfil C (% em peso).	124
Tabela 18C- Composição química (% em peso) da crosta ferruginosa.	124
Tabela 19 - Repartição dos elementos químicos entre os minerais.	128
Tabela 20 - Balanço geoquímico para as amostras das toposequências XXVII e W4 (cálculo isovolume: % da quantidade inicial do óxido).	140
Tabela 21A- Balanço geoquímico para o boxwork silicoso (cálculo isovolume: % da quantidade inicial do óxido).	141

Tabela 21B - Balanço geoquímico para a amostra 118 em relação à amostra 111 (cálculo isovolume: % da quantidade do óxido em relação à amostra 111).	141
Tabela 22 - Balanço geoquímico para o perfil G (cálculo isovolume: % da quantidade inicial do óxido).	144
Tabela 23 - Balanço geoquímico para o perfil sobre piroxenito (cálculo isovolume: % da quantidade inicial do óxido).	145
Tabela 24 - Balanço geoquímico para os perfis sobre peridotito (cálculo isovolume: % da quantidade de óxido no fácies menos alterado).	146
Tabela 25 - Balanço geoquímico da SiO_2 , MgO e NiO , por setor da topossequência (cálculo isovolume: % da quantidade inicial do óxido).	150
Tabela 26 - As jazidas de Ni do Brasil	173

FIGURAS

Figura 1 -- Mapa geológico regional do sudoeste de Goiás	8
Figura 2 - Mapa geológico do distrito de Santa Fê (GO). Localização dos perfis estudados.	11
Figura 3 - Dados meteorológicos: valores médios (1971 - 1975).	22
Figura 4 - A evolução do relevo.	28
Figura 5 - O perfil de alteração sobre dunito.	35
Figura 6 - Evolução da distribuição granulométrica du- rante a alteração (amostras da topossequên- cia W4).	38
Figura 7A - Difrátogramas de raios X da serpentina.	43
Figura 7B - Diagramas de ATD da serpentina.	44
Figura 8 - Difrátogramas de raios X dos veios que cortam a rocha.	47
Figura 9 - Diagrama de ATD e difratogramas de raios X da fração < 0,062 mm da amostra 9 (SG).	51
Figura 10 - Difrátogramas de raios X da vermiculita em grandes placas encontrada em veios.	53
Figura 11 - Diagramas de ATD e difratograma de raios X da goethita.	54
Figura 12 - Difrátogramas de raios X de amostras de gar- nierita.	58

Figura 13 - Diagramas de ATD de amostras do perfil sobre piroxenito.	64
Figura 14 - Distribuição dos fácies de alteração.Linha E10.	67
Figura 15 - Distribuição dos fácies de alteração.Linha E6.	68
Figura 16 - Distribuição dos fácies de alteração.Linha XV.	69
Figura 17 - Distribuição dos fácies de alteração. Linha XXVII.	70
Figura 18 - Distribuição dos fácies de alteração.Linha W4.	71
Figura 19 - Filiações mineralógicas.	72
Figura 20 - Diagramas de ATD, mostrando o desaparecimento da serpentina e o aparecimento da goethita.	74
Figura 21 - Evolução dos veios.	77
Figura 22 - Relação entre ρ e densidade aparente.	81
Figura 23 - Variação dos teores médios com profundidades médias.Toposseqüências XV e E6.	84
Figura 24 - Coeficientes de correlação Pearson entre os teores de Mg, Fe, Cr, Co, Cu, Si, Al e Ni (284 amostras).	86
Figura 25A- Representação gráfica dos coeficientes de correlação do Mg, Fe, Cr, Co, Cu, Si, Al e Ni, em função dos coeficientes de correlação do Fe e do Si.	88
Figura 25B- Representação gráfica dos coeficientes de correlação do Ni com o Fe e Si nos diferentes fácies de alteração.	89

	ix
Figura 26 - Curvas de isonível. Linha E6.	99
Figura 27 - Curvas de isonível. Linha XV.	100
Figura 28 - Curvas de isonível. Linha XXVII.	101
Figura 29 - Curvas de isonível. Linha W4.	102.
Figura 30 - Curvas de extração. Método Segalen. Minerais de níquel.	109
Figura 31 - Curvas de extração. Método Segalen. Vermiculitas níquelíferas.	110
Figura 32 - Curvas de extração. Método Segalen. SG e LA.	112
Figura 33 - Curvas de extração. Método Segalen. Lateritas vermelhas.	113
Figura 34 - Variação dos teores absolutos de SiO_2 , MgO e NiO , em função da densidade aparente.	134
Figura 35 - Variação dos teores absolutos de Cr_2O_3 e Fe_2O_3 , em função da densidade aparente.	135
Figura 36 - Variação dos teores absolutos de Al_2O_3 e CoO , em função da densidade aparente.	136
Figura 37 - Evolução dos elementos solúveis na alteração dos dunitos serpentinizados.	138
Figura 38 - Evolução dos elementos solúveis na alteração dos peridotitos e piroxenitos.	148
Figura 39 - Balanço do NiO por setor da topossequência (cálculo isovolume: g $\text{NiO}/100\text{cc}$).	152
Figura 40 - Composição do minério de Ni de Santa Fé.	166

Figura A - Distribuição dos fácies de alteração nos diferentes perfis da topossequência XXVII.	197
Figura B - Distribuição dos fácies de alteração nos diferentes perfis da topossequência W4.	198
Figura C - Distribuição dos fácies de alteração nos diferentes perfis de poços esparsos.	199
Figura D - Histograma da distribuição granulométrica das amostras da topossequência W4.	200
Figura E - Organograma dos trabalhos de laboratório.	212

DOCUMENTAÇÃO FOTOGRÁFICA

- Foto 1 - Visão geral do maciço ultrabásico.
- Foto 2 - Serra do Tira-Pressa, intensamente silicificada.
- Foto 3 - Olivina ocupando o centro do reticulado de serpentina. Veios de carbonato. Nicóis cruzados. Aumento aproximado:110 vezes.
- Foto 4 - Cristais de cromita circundados por vermiculita-clorita. Nicóis cruzados. Aumento aproximado: 90 vezes.
- Foto 5 - Magnetita entre as bandas de serpentina. Nicóis paralelos. Aumento aproximado:90 vezes.
- Foto 6 - Veio de quartzo, mais bem cristalizado quando livre de ferro. Nicóis cruzados. Aumento aproximado:110 vezes.
- Foto 8 - Serpentina placóide (II), ocupando o centro do retículo. Fe depositado no contato da serpentina I e da serpentina II. Nicóis cruzados. Aumento aproximado:220 vezes.
- Foto 7 - Fantasma de olivina, preenchido por quartzo microcristalino. Nicóis cruzados. Aumento aproximado:90 vezes.
- Foto 9 - Fantasma de olivina, preenchido por amorfos ferruginosos. Nicóis cruzados. Aumento aproximado : 110 vezes.

Os deuses não revelaram, no início,
todas as coisas para nós;
com o correr do tempo, entretanto,
pela pesquisa, podemos saber mais acerca das coisas.
Contudo, a verdade certa, nenhum homem a conheceu,
nem chegará a conhecer, nem os deuses,
nem mesmo acerca das coisas que menciono.
Pois, ainda que, por acaso, viesse a dizer
a verdade final, ele próprio não o saberia:
pois tudo não passa de uma teia urdida de pressupostos.

Xenôfanes, século VI A.C.

INTRODUÇÃO

O estudo da alteração supérgena das rochas ultrabásicas apresenta um grande interesse, tanto do ponto de vista acadêmico, como no que diz respeito a suas aplicações práticas.

No domínio dos conhecimentos fundamentais, visa esclarecer os mecanismos que regem o comportamento geoquímico e cristalquímico dos elementos, no decorrer do processo de meteorização. Quase desprovidas de Al, em contraste com a grande maioria dos materiais crustais, as rochas ultrabásicas colocam, quando de sua alteração, problemas específicos. Não existe paralelismo absoluto com a evolução habitual das rochas aluminossilicatadas, processo controlado essencialmente pela solubilidade da sílica e das bases, sendo o Al utilizado como elemento de referência, por ser o menos mobilizável e por constituir-se o principal formador dos minerais de neogênese. No caso das rochas ultrabásicas, o Si e o Mg, seus principais constituintes, são, ambos, móveis, e será a velocidade de eliminação de um em relação ao outro que determinará os diferentes tipos de evolução.

No campo das aplicações, esse estudo apresenta interesse econômico relativo à formação de minérios. As rochas ultrabásicas possuem teores relativamente elevados em certos elementos menores, tais como Ni, Cr e Co. Os processos superficiais são capazes, sob certas condições, de provocar concentração desses elementos, favorecendo, assim, o desenvolvimento de verdadeiras jazidas supergênicas. A investigação das variáveis envolvidas neste fenômeno poderá fornecer guias para a prospecção mineira.

O objetivo do presente trabalho é o de tra-

gar a caracterização mineralógica e geoquímica das rochas ultrabásicas de Santa Fé e de seus produtos de alteração, investigar os fatores determinantes de sua evolução sob condições superficiais e, finalmente, reconstituir os eventos que levaram à formação da jazida de Ni.

Este estudo foi muito beneficiado pelos trabalhos anteriores concernentes à alteração de rochas sob clima tropical, desenvolvidos principalmente nos últimos vinte anos. Entre eles, estão os que, baseados em observações de campo e análises mineralógicas e químicas, estabeleceram as linhas gerais de evolução para os diferentes tipos de rochas (Bonifas 1959, Tardy 1969, Melfi & Levi 1971, Levi & Melfi 1972, Cerri 1974, Trescases 1975, Wackermann 1975, Pion 1979 etc). Outros tipos de abordagem, como sínteses experimentais (Hénin & Robichet 1953, Caillère *et al.* 1956; Hénin & Caillère 1963, Perruchot 1971 etc) e alteração de rochas e minerais *in vitro* (Pedro 1964, Pedro & Bitar 1966, Hypolito 1972, Delmas 1972 etc), permitiram precisar as condições físico-químicas que regulam as transformações e as neogêneses. O uso de modelos estatísticos (Wackermann 1975) e o cálculo dos equilíbrios termodinâmicos relativos à fase solúvel da alteração (Fritz & Tardy 1973, Trescases 1975, Wackermann 1975 etc) aprofundaram o entendimento dos mecanismos da alteração supérgena.

A metodologia experimental, consagrada a partir de 1964, quando da apresentação da tese de doutoramento de G. Pedro, intitulada "Contribuição ao estudo experimental da alteração geoquímica das rochas cristalinas", trouxe subsídios valiosos à compreensão dos sistemas complexos estudados. Através desta metodologia, é possível, dentro de certos limites, controlar as variáveis, testar hipóteses e estabelecer, enfim, um quadro de referência para a análise dos fenômenos da alteração. Os limites dessa abordagem estão, principalmente, na dificuldade de transposição dos resultados, obtidos através de modelos necessariamente simpli-

ficados, às situações da natureza, em ambiente aberto, de múltiplas variáveis e interações complexas.

Por outro lado, os métodos clássicos das ciências naturais, fundamentados na observação, deparam-se com outro tipo de dificuldade: como compreender a gênese de um processo impossível de ser observado em seu transcurso? O pesquisador tem acesso apenas a produtos já evoluídos que são conservam imperfeitamente os vestígios das etapas que marcaram sua história, e dos fatores que os engendraram. É necessário todo um trabalho criativo de elaboração de hipóteses, de confronto delas com a realidade e de conseqüente reelaboração, num movimento de vai-e-vem, até que a apreensão dos fenômenos pareça atingida e que a teoria dê conta dos fatos observados.

A investigação do processo de alteração das rochas ultrabásicas de Santa Fé foi realizada através da metodologia acima descrita. Os resultados desse trabalho são expostos em 4 capítulos e resumidos numa listagem das principais conclusões obtidas.

No primeiro capítulo, são analisados diversos aspectos do meio físico, considerados relevantes para o estudo da alteração supérgena: a natureza da rocha, o clima a que ela está submetida atualmente, a conformação e a evolução do relevo e a repartição da vegetação.

O segundo capítulo trata das caracterizações mineralógica e geoquímica dos produtos de alteração, maneiras complementares de descrevê-los. Os dados mineralógicos dão uma idéia das transformações sofridas pelos materiais e informam, numa primeira aproximação, as variações na composição química; os dados químicos, detalhando o comportamento dos elementos, são assumem seu significado mais profundo no contexto mineralógico. Neste capítulo, descrições e interpretações andam juntas, terminando por compor um quadro

explicativo das filiações mineralógicas e do destino dos e lementos químicos durante o processo de alteração.

O terceiro capítulo é consagrado a um ensaio interpretativo dos fenômenos de alteração, ao nível da paisagem, levando em conta a dimensão temporal. É, assim, contada a história evolutiva das rochas ultrabásicas, desde a época de seu afloramento na superfície até os dias atuais. Trata-se de uma integração dos dados e interpretações contidas nos capítulos I e II; é no contexto dessa síntese que se discute a gênese da jazida de Ni.

No quarto capítulo é avaliada a importância econômica da jazida e são traçadas comparações com outras jazidas similares, brasileiras e estrangeiras.

Sob o título "Conclusões", destacam-se as principais lições tiradas deste estudo.

A lista de referências bibliográficas diz respeito apenas aos artigos e livros citados explicitamente ao longo do texto.

A fim de tornar mais leve a leitura e, ao mesmo tempo, fornecer aos interessados maiores detalhes sobre as amostras estudadas e sobre as técnicas analíticas, são apresentados, à parte, os apêndices I e II.

Um documentário fotográfico, apresentando aspectos da paisagem e de lâminas delgadas complementa este trabalho.

CAPÍTULO I

O MEIO FÍSICO

O conhecimento dos diferentes aspectos do meio físico tem interesse no contexto deste trabalho, na medida em que são suas características específicas que controlam a dinâmica do processo da alteração supérgena. Assim, é o clima que determina a maior ou menor agressividade das soluções percolantes, sendo que as maiores temperaturas e a maior disponibilidade de águas favorecem o mais rápido ataque das rochas. A vegetação tem um papel de destaque no modelado do relevo, controlando, em parte, a intensidade do avanço da frente de erosão em relação à frente de alteração. Sua influência direta sobre a evolução dos horizontes mais superficiais, por intermédio dos ácidos húmicos, é, muitas vezes, considerável. As rochas são a matéria-prima do processo. Sua natureza mineralógica e química e sua textura determinam, em grande parte, os rumos que a alteração pode tomar. As estruturas que apresentam, reflexo dos esforços tectônicos a que foram submetidas, facilitarão ou não a percolação das águas meteóricas. Enfim, as formas do relevo, produtos finais da interação morfogênese-pedogênese, têm também um papel no processo de alteração meteórica. Esta dá-se diferentemente em cada compartimento topográfico, seguindo uma certa tendência em flancos suaves com drenagem intensa, distinta da seguida em baixadas mal drenadas.

Isto posto, passar-se-á à caracterização detalhada do meio físico da região em estudo.

1. Situação Geográfica

A região de Santa Fê situa-se no sudoeste do Estado de Goiás, na região geográfica conhecida como Centro Oeste brasileiro.

O complexo ultramáfico, balizado pelas coordenadas 51º 15' W e 15º 40' S, dista 3 km a NW da cidade de Santa Fê, município de Juçara. Tem forma elipsoidal, com o eixo maior na direção NS e o menor na direção EW, medindo respectivamente 9,5 e 6,5 km. É formado de morrotes esparsos ou agrupados, de altitude variável em torno de 550m, podendo alcançar até 650m, distribuídos por uma superfície aplainada a altitudes de 420 a 450m, com suave declive para N, em direção ao rio Araguaia.

O acesso à área é feito a partir de Goiânia, pela rodovia estadual asfaltada GO-4 até Goiás Velho, num percurso de cerca de 150 km. Desta cidade a Santa Fê, são mais 130 km em estrada não pavimentada, passando por Juçara, sede do município. Internamente o maciço é recortado por pequenas estradas abertas pela Montita Mineradora Ltda., concessionária da área, e tangenciado a leste pela rodovia estadual GO-28 que liga Santa Fê a Britânia.

2. O Quadro Geológico

A. Geologia Regional

Na região centro-oeste brasileira, podem ser distinguidas quatro unidades tectônicas de idade pré-cambriana, quais sejam: Prê-Cambriano indiferenciado ou Complexo Basal, Sistema de Dobramentos Araxã, Sistema de Dobramentos Paraguai-Araguaia e Sistema de Dobramentos Brasília (Almeida 1967). Os limites setentrionais da Bacia do Paraná a-

tingem os estados de Mato-Grosso e Goiás, sendo aí representados pelas Formações Furnas (D), Ponta-Grossa (D) e Aquidauana (C). Ao sul de Goiás, ocorrem rochas alcalinas e ultrabásicas de idade cretácea, pertencentes à Formação Iporã (Guimarães *et al.* 1968). Formações detrítico - lateríticas terciárias e quaternárias recobrem extensas regiões aplainadas e planícies aluviais.

As unidades acima mencionadas e suas relações são mostradas na figura 1, esboço simplificado das folhas Goiás e Goiânia da carta do Brasil ao milionésimo (Schobbenhaus *et al.* 1975). Da memória explicativa que acompanha o mapa, foram resumidas as considerações que se seguem.

As rochas agrupadas sob o nome de Pré-Cambriano indiferenciado constituem um antigo craton metamorfozado, representado por gnaisses, migmatitos, quartzitos, micaxistos, eruptivas diversas, metabasitos e meta-conglomerados. São orientadas predominantemente na direção NE, resultado do último processo que afetou a região. Intrusivos nestas rochas são os três grandes complexos ultrabásicos de Niquelândia, Canabrava e Barro Alto, além de vários pequenos corpos. (Angeiras 1968 e Thayer 1972). O padrão geocronológico é complexo, mostrando idades desde 4000 m.a. para as ultrabásicas, até rochas afetadas pelo ciclo Transamazônico (2000 m.a.).

Sobre o complexo basal arrasado, depositaram-se os sedimentos do Grupo Araxá, durante o ciclo Uruaçuano (900 a 1300 m.a.), conforme Almeida 1971. São rochas sedimentares do fácies epidoto-anfibolito, de direção geral NS e NE-SW.

Durante o ciclo Brasileiro, após longo período erosivo que dissecou a cadeia orogênica do ciclo Uruaçuano, processou-se a sedimentação do grupo Bambuí (570 a 620

MAPA GEOLÓGICO REGIONAL DO SUDOESTE DE GOIÁS.
(Simplificado da carta do Brasil ao milionésimo, folhas SE-22 e SD-22)

15° S
50° W

LEGENDA

Formações cenozóicas.	Formação Aquidauana (P-C)	Pré-Є indistinto e outras formações pré-Є
Formação Bauru (K).	Grupo Paraná (D)	
Grupo Iporã (K).	Grupo Araxá (Pré-Є)	

ESCALA
0 10 50 Km

Fig. 1

m.a.), com pelitos e psamitos associados a calcários e dolomitos, posteriormente metamorfizados ao nível do fácies xisto-verde (Marini *et al.* 1974). Também durante este ciclo, num estágio mais precoce (620 a 900 m.a.), depositaram-se os sedimentos miogeossinclinais dos Grupos Cuiabá e Tocantins, constituindo a faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia (Almeida 1971).

No Paleozóico, após um longo período de erosão que aplainou a superfície das unidades anteriores, iniciou-se a deposição dos sedimentos da Bacia do Paraná. Na região considerada, afloram os sedimentos arenosos da Formação Furnas, os siltitos e folhelhos da Formação Ponta-Grossa e os sedimentos continentais neocarboníferos da Formação Aquidauana.

No Cretáceo superior, relacionados provavelmente à reativação Wealdeniana, ocorreram intrusões de caráter ultrabásico-alcálico, que constituem o Grupo Iporã (Guimarães *et al.* 1968, Lindenmayer & Lindenmayer 1971). Entre estas destacam-se os maciços de Santa Fé (Barbour 1976), Serra Água Branca (Justo 1973), Morro do Engenho (Chaban & Santos 1973) e Iporã (Pena & Figueiredo 1973 e Danni 1974).

Sobre uma superfície aplainada do Pré-Cambriano indiferenciado dos Grupos Araxá e Tocantins, e sobre os sedimentos paleozóicos, depositaram-se as coberturas cenozóicas, não só ao longo dos cursos d'água, mas também nos interflúvios. Os depósitos cenozóicos mais recentes são constituídos por aluviões marginais dos grandes rios.

B. Geologia Local

O maciço ultramáfico de Santa Fé compõe-se de um domo predominantemente dunítico, intrusivo em gnaisés regionais, parcialmente recobertos por sedimentos ter-

ciários, atravessando uma seqüência de arenitos devonianos. Datações K-Ar em rochas do maciço acusam uma idade em torno de 80 m.a. (Barbour *et al.* 1979). De acordo com esses autores, os gnaisses regionais apresentam idade Rb-Sr de 467 m.a., sendo, portanto, relacionados ao ciclo Brasileiro.

O corpo intrusivo é de natureza ultramáfica-alcalina e tem forma ovalada com o eixo maior na direção NS, medindo aproximadamente 9,5 km, e o menor na direção EW, com cerca de 6,5 km. Trata-se de um domo zonado de núcleo dunitico, envolvido por camadas descontínuas e concêntricas de peridotitos e piroxenitos. Os dunitos são as rochas mais abundantes, constituindo mais de 2/3 da área aflorante. O peridotito ocorre em faixas descontínuas a N, E, W e SE, sempre em contato com os dunitos. Os piroxenitos formam uma faixa mais contínua e longa a NW, e faixas estreitas e descontínuas na borda E, em contato com o peridotito ou diretamente com o dunito (figura 2). Nos furos de sondagem aparecem níveis interestratificados de peridotito e piroxenito.

Rochas alcalinas encontram-se registradas como pequenos corpos, ocorrendo ora no limite N do dunito, próximas ao contato com peridotitos e piroxenitos (missourito), ora a SE do corpo intrusivo, no contato com o embasamento. Foram ainda registradas ocorrências de missourito e essexito a menos de 2 km do complexo (Souza 1978), bem como de lamprôfiros e fonólitos (Barbour 1976).

Nos contatos há sinais evidentes de metamorfismo, representados por halos que vão desde albita-epidoto hornfels até feldspato-cordierita-hornfels (Lessa *SQ et al.* 1971). Localmente, nos gnaisses encaixantes, podem ocorrer variedades alcalinas de anfibólio, indicando metassomatismo ligado à intrusão (Barbour *et al.* 1979).

Do ponto de vista de sua estrutura, o maciço constitui um domo zonado e, segundo Barbour 1976, três sis-

MAPA GEOLÓGICO DO DISTRITO DE STA. FÉ - GO LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS ESTUDADOS

Fig.2

temas de fraturamento podem ser evidenciados:

- sistema de fraturas paralelas ao contato, de pequena extensão, responsável pelo escalonamento dos morros periféricos. Deve ter sido originado pelos esforços da época da intrusão;

- sistema de grandes fraturas e falhas na direção NE, originadas durante ou após a intrusão;

- sistema de microfraturamento de atitude horizontal a sub-horizontal, relacionado ao processo de serpentinização.

O conjunto de características acima descritas coloca o corpo ultramáfico de Santa Fê como pertencente à associação dunito-piroxenito-sienito alcalino, na tipologia esboçada por Berbert 1970.

Todo o maciço é afetado por transformações mineralógicas tardias que levaram à serpentinização generalizada e à existência de faixas de alteração hidrotermal compostas principalmente por vermiculita e opacos, conforme o que foi descrito por Barbour 1976.

C. Caracterização Petrográfica e Química das Rochas do Complexo

Os tipos petrográficos presentes no maciço estão representados, segundo Souza 1978, por uma associação ultramáfica normal, largamente dominante, e por uma associação máfica e ultramáfico-alcalina de expressão localizada. Esta última compõe-se de missouritos, essexitos, malignitos e fonólitos.

A associação dominante é constituída de duni

tos, peridotitos (wehrlitos), e clinopiroxenitos. Os dunitos, de granulação fina a média, são formados essencialmente por olivina, irregularmente serpentinizada. Secundariamente ocorrem clinopiroxênio, opacos, carbonatos e palhetas micáceas de natureza vermiculítica. O padrão textural é definido por um reticulado poliédrico de serpentina fibrosa constituída por duas bandas justapostas, onde lamelas do mineral se dispõem normalmente às paredes e cujos centros são ocupados ou por cristais remanescentes de olivina magnesiânica, ou por serpentina tabular. Opacos idiomórficos octaédricos constituídos por cromita distribuem-se irregularmente por toda a rocha. Muitas vezes em torno destes, ou raramente espalhado, ocorre um mineral micáceo do tipo vermiculita ou clorita. Opacos xenomorfos de granulação mais fina (magnetita) dispõem-se entre as bandas de serpentina. Finas e descontínuas vênulas de carbonato e brucita não são raras e ocorrem disseminadas pelo serpentinito. O talco, muito escasso, apresenta-se como finas e incipientes lamelas associadas à serpentina, olivina ou piroxênio.

Os peridotitos são texturalmente hipidiomórficos, de granulação média a grosseira, compostos de olivina magnesiânica e diopsídio principalmente, e por opacos, flogopita e carbonatos como acessórios. Nestas rochas, a quantidade de opacos idiomórficos é maior que nos dunitos e o grau de serpentinação é menor, dado que este fenômeno incide principalmente sobre as olivinas, cuja quantidade é menor.

Os clinopiroxenitos são rochas hipidiomórficas a xenomórficas, de granulação média a grosseira, onde os grãos de diopsídio atingem mais de 85% do total. O restante é composto por opacos, flogopita e titanita.

Os três tipos litológicos apresentam-se frequentemente recortados por veios brancos que atingem espessuras de até alguns milímetros, compostos principalmente

por carbonatos de Mg e Ca, associados ou não a brucita, e por serpentina bem cristalizada.

Do ponto de vista químico, as rochas ultramáficas de Santa Fê são rochas magnesianas a cálcio-magnesianas da sequência sífêmica (Pedro & Delmas 1973), cuja característica principal é a grande pobreza em álcalis e em alumina. Os dunitos e peridotitos são rochas ultrabásicas, sendo que o piroxenito classifica-se como básica. Os três tipos, entretanto, são ultramáficos, dada a predominância absoluta de minerais máficos.

As tabelas 1 e 2 mostram dados de composição modal e química dos principais tipos litológicos de Santa Fê.

D. O Fenômeno da Serpentinização

As rochas peridotíticas, ao serem levadas a níveis mais superficiais da crosta, sofrem geralmente transformações mineralógicas de retromorfose: serpentinização. Esse fenômeno é generalizado no complexo de Santa Fê, onde observa-se a olivina sempre invadida pela serpentina, numa proporção que pode ultrapassar 90%, situando-se em média em torno de 60% (tab.1).

A serpentinização é uma reação de hidratação, acompanhada de uma oxidação parcial do Fe. Produz-se geralmente em profundidade, provavelmente durante a *mise-en-place*, sob ação de águas ascendentes de origem magmática ou de origem meteórica, esta mobilizada dos sedimentos.

Pode ser explicada através de uma reação entre olivina e água, a volume constante (Turner & Verhoogen 1960):

TABELA 1

COMPOSIÇÃO MODAL MÉDIA DOS PRINCIPAIS TIPOS LITOLÓGICOS DE SANTA FE (% VOL.)

	dunito (1)	peridotito (2)	piroxenito (3)
clinopiroxênio	0,6	43,4	89,0
olivina	29,6	35,9	1,6
olivina serpentinizada	62,5	14,1	-
minerais micáceos	0,5	1,7	1,0
carbonatos	2,3	0,7	0,8
opacos	2,3	4,2	2,4

(1) - média de 7 análises (Souza 1978)

(2) - média de 6 análises (Souza 1978)

(3) - média de 4 análises (Souza 1978)

TABELA 2

COMPOSIÇÃO QUÍMICA MÉDIA DOS PRINCIPAIS TIPOS LITOLÓGICOS
DE SANTA FE (% EM PESO)

	dunito	peridotito	piroxenito
SiO ₂	36,34 (1)	44,47 (3)	50,57 (4)
TiO ₂	0,10 (1)	1,50 (3)	1,74 (4)
Al ₂ O ₃	0,16 (1)	1,20 (3)	1,93 (4)
FeO*	13,15 (1)	13,53 (3)	6,93 (4)
MnO ₂	0,22 (1)	0,19 (3)	0,11 (4)
MgO	41,10 (1)	24,27 (3)	16,17 (4)
CaO	1,50 (1)	13,05 (3)	20,54 (4)
Na ₂ O	0,02 (1)	0,14 (3)	0,33 (4)
K ₂ O	0,05 (1)	0,15 (3)	0,12 (4)
P ₂ O ₅	0,01 (1)	0,03 (3)	0,03 (4)
H ₂ O ⁺	7,35 (1)	1,69 (3)	1,55 (4)
NiO	0,23 (2)	-	0,06 (5)
CoO	0,020 (2)	-	0,011 (5)
Cr ₂ O ₃	0,35 (2)	-	0,11 (5)
CuO	0,003 (2)	-	0,005 (5)

(1) média de 2 análises (Souza 1978)

(2) média de 3 análises (Lab.de Geoquímica, IGUSP)

(3) média de 4 análises (Souza 1978)

(4) média de 2 análises (Souza 1978)

(5) média de 2 análises (Lab.de Geoquímica, IGUSP)

* Fe total computado como FeO

Neste caso há evacuação de Si e Mg em solução, o que poderá levar à deposição de filões de quartzo e calcedônia e de minerais magnesianos. O Fe contido na olivina transforma-se em magnetita.

É possível imaginar serpentinização sem modificação química do conjunto, mas com aumento considerável de volume e formação de brucita:

O destino do Fe é o mesmo que no caso anterior, mas, proporcionalmente à quantidade de olivina de partida, forma-se menos magnetita. Porisso, em situações intermediárias, com menor aumento de volume, a magnetita e a brucita aparecerão em correlação negativa (De Waal 1971, *apud* Trescases 1975).

Em Santa Fé, a ausência quase total de brucita na rocha fresca exclui a possibilidade de uma generalizada transformação estritamente isoquímica. Mais plausível é a hipótese de que houve pelo menos uma certa remoção de sílica e magnésia em solução, corroborada pela existência de filões de vermiculita que teriam sido formados a partir destas soluções.

Associada ao fenômeno de serpentinização, pode ocorrer formação de talco, a partir da serpentina, basicamente por 2 mecanismos(Clark 1978):

a) adição de sílica

b) remoção de magnésia

Outras transformações da serpentina podem levar ao aparecimento de talco, carbonato e sílica (Clark 1978):

No maciço estudado, parece não ocorrer silicificação hipôgena, pois não foram encontrados vestígios desse processo na rocha fresca. Por isso as 2 últimas equações não parecem descrever adequadamente o que se passa. O talco e os carbonatos encontrados nas rochas de Santa Fê devem ter sido originados segundo o descrito por equações do tipo a, b ou a'.

As crostas silicosas existentes em Santa Fê, bem como as silicificações locais, estão associadas a fenômenos supêrgenos e constituirão objeto de estudo em capítulo à parte.

Em Santa Fê, ainda associada à serpentinização, cabe mencionar, a nível microscópico, a formação de palhetas micáceas envolvendo os grãos de cromita. Parecem ter sido formadas por reação de borda entre a serpentina e a cromita. Suas características ópticas e seu comportamento

Os raios X indicam que deve tratar-se de vermiculita-clorita.

3. Clima

Na região centro-oeste brasileira, a rede de estações meteorológicas é muito pouco densa. Entretanto, próximo a Santa Fê existem duas estações, uma situada a 110 km a leste (Goiás), e outra, a 120 km a oeste (Aragarças), ambas mantidas pelo Departamento de Meteorologia do Ministério da Agricultura. Os dados que puderam ser obtidos dizem respeito a temperatura, pluviosidade e evaporação e concernem apenas ao período de 1971 a 1975. Em setembro de 1973, a CPRM instalou um pluviômetro na cidade de Santa Fê e executou medidas mensais até dezembro de 1975. Como Santa Fê encontra-se numa posição geográfica intermediária entre as duas estações acima mencionadas, aproximadamente à mesma latitude e a uma altitude também intermediária, a análise dos dados meteorológicos relativos a Goiás e Aragarças servirá para bem caracterizar o clima aí reinante.

De modo geral, pode-se afirmar que a região de Santa Fê situa-se numa província climática classificada como tipo Aw de Koeppen, correspondendo a savana tropical de inverno seco (abril a setembro), e verão chuvoso (outubro a março). Mais de 80% da precipitação anual cai no verão, sendo comum nesta época as trovoadas e os fortes aguaceiros. Na estação seca, a estiagem é bastante rigorosa, havendo pouca ou nenhuma chuva nos meses de junho e julho. Quanto ao regime térmico, a área apresenta clima quente, com temperaturas médias mensais sempre superiores a 20°C.

Estas são características gerais, válidas para uma grande parte do Centro-Oeste brasileiro (Galvão 1960). A análise dos dados referentes a Goiás e Aragarças, resumidos nas tabelas 3 e 4 e figura 3, apesar de relativos a um

TABELA 3

DADOS METEOROLÓGICOS DE GOIÁS E ARAGARÇAS: VALORES MEDIOS MENSAIS (1971 - 1975)

	Precipitação (mm)	Temp.máxima média (°C)	Temp.mínima média (°C)	Temp.máxima absoluta (°C)	Temp.mínima absoluta (°C)	Amplitude têrmica (°C)	Temp.média (°C)
J	246,8	30,9	21,4	34,4	19,3	15,1	25,3
F	153,8	30,9	21,5	34,4	19,9	14,4	25,2
M	235,7	31,0	21,4	34,1	19,9	14,2	25,2
A	90,8	30,4	20,3	33,3	16,5	16,8	24,6
M	17,8	30,8	17,9	32,8	12,3	19,8	23,3
J	0,0	31,3	15,9	33,5	11,5	22,0	22,7
J	4,3	31,1	14,3	33,8	9,2	24,6	21,3
A	24,0	33,8	16,3	36,1	12,3	23,8	24,3
S	24,8	33,9	19,8	37,1	14,2	23,0	26,2
O	181,1	32,1	21,3	36,6	18,4	18,2	25,7
N	214,4	30,9	21,6	34,0	19,9	13,9	25,2
D	284,6	30,4	21,4	34,0	19,8	14,2	24,9

ARAGARÇAS

	Precipitação (mm)	Temp.máxima média (°C)	Temp.mínima média (°C)	Temp.máxima absoluta (°C)	Temp.mínima absoluta (°C)	Amplitude têrmica (°C)	Temp.média (°C)
J	175,2	31,7	20,7	35,4	18,8	16,4	25,4
F	223,5	31,5	20,6	35,2	18,7	16,5	24,8
M	219,0	31,2	20,9	34,8	19,5	15,4	24,8
A	125,2	31,7	20,2	34,3	17,3	17,0	24,6
M	36,8	31,9	18,7	33,8	14,5	17,7	23,8
J	1,2	32,2	18,1	33,8	14,5	19,4	23,3
J	1,7	31,9	17,6	34,5	10,9	22,4	22,9
A	8,2	34,6	17,1	36,7	15,1	20,4	25,1
S	24,0	35,2	19,1	38,0	17,6	18,4	27,1
O	145,2	32,4	21,8	37,0	18,8	18,2	25,5
N	228,6	31,0	20,8	34,4	18,9	15,6	24,9
D	282,8	30,8	20,7	34,6	19,1	15,5	24,7

GOIÁS

TABELA 4

DADOS METEOROLÓGICOS DE GOIÃS E ARAGARÇAS:
VALORES MÉDIOS ANUAIS (1971 - 1975)

Inverno: abril a setembro
Verão : outubro a março

	Aragarças	Goiás
Precipitação anual média (mm)	1478,1	1471,4
Evaporação anual média (mm)	1334	1250
Temperatura média anual (°C)	24,5	24,7
Temperatura máxima abs. (°C)	38,3	39,4
Temperatura mínima abs. (°C)	4,0	5,4
Precipitação média (mm)	I - 161,7 V - 1316,4	197,1 1274,3
Evaporação média (mm)	I - 843,8 V - 490,6	825,5 424,4
Temperatura média (°C)	I - 23,7 V - 25,3	24,5 25,0
Amplitude térmica média (°C)	I - 21,7 V - 15,0	19,2 16,3

Fig.3-DADOS METEOROLÓGICOS: VALORES MÉDIOS (1971-1975)

curto período de anos, permitirá melhor precisar as flutuações dos parâmetros meteorológicos da região estudada.

A. Pluviosidade

A precipitação anual média é de cerca de 1500mm, dos quais mais de 85% concentram-se no verão. A precipitação média nesta estação chega a mais de 1300mm e, no inverno, não passa de 200mm. O mês mais chuvoso, estatisticamente, é dezembro, com uma média de 285mm, apresentando um máximo de 426mm e um mínimo de 153mm, para o período considerado. O mês mais seco é junho, quando, geralmente, a precipitação é nula, tendo, no entanto, alcançado 6,7mm no ano de 1975.

Na maior parte das vezes, a precipitação diária não ultrapassa 20mm, sendo raras as chuvas que atingem mais de 100mm. Excepcionalmente, durante as grandes tempestades, a lâmina d'água que cai pode ser enorme, chegando a mais de 150mm em 24 horas.

O pluviômetro de Santa Fé acusou 2074mm de chuva para o ano de 1974 e 1277mm para 1975, o que indica grandes variações com relação à média anual.

B. Temperatura

A temperatura média anual é de cerca de 25°C, com um máximo absoluto de 39,4°C e um mínimo absoluto de 4,0°C. As temperaturas médias mensais, sempre superiores a 21°C, não variam mais de 5°C, o que caracteriza um regime de isotermia. O mês mais frio do ano é julho, com temperatura média de aproximadamente 22°C, e no mês mais quente, setembro, a temperatura média chega a cerca de 27°C.

No inverno, a temperatura média é de 24°C e

no verão de 25°C. Portanto, as temperaturas médias não permitem a distinção entre as duas estações, sendo que a grande diferença entre elas reside na variação da amplitude térmica máxima no decorrer do mês. Assim, nos meses de verão, a variação entre a temperatura mínima e a máxima é, em média, de 16°C, enquanto que, no inverno, chega a quase 22°C.

Um refinamento da classificação de Koeppen coloca o clima da região de Santa Fé na categoria Awgi, o que significa clima úmido tropical (A), de inverno seco (w), com o mês mais quente anterior ao solstício de verão (g) e com regime de isoterminia (i).

C. Evaporação

Evaporam-se anualmente, em média, cerca de 1300mm de água. Essa evaporação também distribui-se irregularmente durante os 12 meses, sendo maior no inverno (2/3) e menor no verão (1/3).

A evaporação é uma grandeza inversamente proporcional à umidade do ar. Assim, nos meses de verão, a umidade do ar é maior e nos meses de inverno é menor. Isto é devido ao fato de no inverno chover bem menos que no verão, para temperaturas médias muito próximas entre as duas estações.

As rochas ultrabásicas de Santa Fé estão, portanto, no presente, submetidas à ação de um clima úmido e quente, caracterizado por pluviosidade abundante a maior parte do ano, e por uma temperatura média sempre superior a 21°C. Isto não quer dizer que os produtos da alteração meteorológica reflitam apenas estas condições. Antes, testemunham toda uma história evolutiva que se desenrolou, em parte, sob a ação de paleoclimas diferentes.

4. Relevo

A. Aspectos Gerais: compartimentação regional e geomorfogênese

A região de Santa Fê pertence à unidade morfoestrutural do Sudoeste goiano denominada "Depressão de Araguaia" (Moreira 1977). Trata-se de uma extensa área de sedimentação cenozóica, com altitudes médias em torno de 300 a 400 m. Sob o aspecto morfológico, é uma vasta superfície aplainada, formada por rochas pré-cambrianas mascaradas por uma acumulação cenozóica, responsável por uma fisionomia de terraços ou platôs escalonados em diversos níveis, relacionados às diferentes fases de deposição, e, ainda, por uma planície aluvionar quaternária, também escalonada.

Esta peneplanície limita-se a leste com o maciço goiano que, modelado em rochas do embasamento, sofreu sucessivos ciclos de denudação que acabaram por liquidar as velhas estruturas pré-cambrianas. Na região de Santa Fê, o maciço goiano apresenta-se arrasado, com altitudes de 280 a 500m, emergindo, apenas, como relevos residuais, os quartzitos do grupo Araxá (Serra Dourada, 800 a 850m). Para oeste, o Pré-Cambriano é fossilizado pela sedimentação holocênico-pleistocênica do rio Araguaia, em altitudes inferiores a 200m.

O terceiro elemento morfoestrutural presente, limite sul da depressão do Araguaia, é a borda setentrional da bacia do Paranã. Estudada, entre outros, por Almeida 1948 e Ab'Saber e Costa Jr. 1948, é composta por sedimentos devonianos e permo-carboníferos e é marcada por um vasto alinhamento de *cuestas* esculpidas nas formações paleozóicas. As frentes das *cuestas* voltam-se para o exterior da bacia e o reverso constitui o planalto mesozóico do rio Verde, retalhado pelos afluentes do Paranaíba. O planalto paleozóico do Bonito, na depressão periférica, com altitudes de 600

a 800m, estende-se até o alto da Serra Negra, formada por falhas que marcam o fim dos afloramentos da bacia. O planalto do Bonito ou da Caiapônia é recortado por rios, em sua maior parte, tributários do Araguaia, havendo, no entanto, exceções, como o rio Claro, que atravessa a linha de *cuestas* e deságua no Paranaíba.

Baseado no trabalho de King 1957, Braun, em 1971, mostrou que no Centro-Oeste brasileiro, a leste de Brasília, predominam os remanescentes da superfície Sul-americana, cuja fase de aggradação deu-se no Terciário inferior. O prolongado período erosivo deste ciclo teria cortado os sedimentos Bauru e Serra Negra, nivelando indistintamente rochas da mais variada dureza e exumando as rochas alcalinas cretáceas. Os solos da extensa planície sul-americana sofreram uma profunda e generalizada laterização.

Com o soerguimento do continente, no fim do Oligoceno, iniciou-se o ciclo Velhas, desmantelando a antiga superfície e desenvolvendo uma nova, embutida nos intervalos rebaixados dos restos da anterior. Formaram-se, então, amplas áreas planas, condicionadas aos talwegues das principais drenagens, como no caso do interflúvio Tocantins-Araguaia, dominado pelo suave relevo da superfície Velhas. Esta, produto de um ciclo que não chegou à maturidade, vem sendo desnudada, dando origem a paisagens do tipo das planícies aluviais quaternárias mais baixas do rio Araguaia.

B. Relevo Local: caracterização topográfica e evolução

O maciço de Santa Fé destaca-se na paisagem através de testemunhos de erosão, constituídos por uma dezena de morrotes espalhados a norte, e por um espigão contínuo a sul, conhecido como Serra do Tira-Pressa. Os morrotes, de altitudes variáveis de 500 a 570 m, possuem cumes mais ou menos pontegudos, onde aflora a rocha quase

fresca. A Serra do Tira-Pressa, intensamente silicificada, é, de modo geral, mais elevada, apresentando pequenos platôs alçados a altitudes de até 650 m. Os morrotes e a Serra emergem de uma superfície arrasada que mergulha suavemente para NW, em direção ao rio Araguaia, recortada pela drenagem atual.

A figura 4 esquematiza a evolução do relevo na área de Santa Fê. A intrusão ultramáfica deu-se no Cretáceo superior, tendo sido exumada por ocasião da peneplanização generalizada do ciclo Sul-americano, no Terciário inferior. Durante um período de estabilidade, sob a influência de um clima provavelmente mais seco que o atual (Moreira 1977), foi intemperizada. Na base dos perfis de alteração então formados, desenvolveram-se irregularmente consideráveis espessuras de material silicificado. Posteriormente, em clima mais úmido, sofreu laterização.

Com o início de um novo ciclo geomórfico, Velhas, no Terciário superior, a superfície Sul-americana foi desmantelada, restando apenas relevos residuais silicificados. Na fase de agradação do ciclo Velhas, já no Quaternário, formou-se uma nova superfície embutida nos restos da primeira. A laterização voltou a atuar, formando espessos perfis e couraças ferruginosas sobre a superfície Velhas, e implantando-se, de maneira incipiente, por debaixo dos cumes silicificados. A atual fase erosiva vem degradando a superfície Velhas, que se encontra toda entalhada pela drenagem. Parte do relevo residual sul-americano foi erodido, o perfil do solo decapitado, restando morrotes e encostas onde aflora a rocha quase fresca. Outra parte, decerto mais intensamente silicificada, permaneceu, formando a Serra do Tira-Pressa. Cobrindo a superfície Velhas em curso de degradação, encontram-se a couraça ferruginosa mais ou menos desmantelada e restos silicificados provenientes dos topos.

Assim, a superfície da qual emergem os morro

Fig. 4 - A EVOLUÇÃO DO RELEVO

tes do maciço de Santa Fê tem sua origem relacionada ao ciclo Velhas. O relevo residual corresponde a restos dissecados da superfície Sul-americana, da mesma forma que outros testemunhos existentes na área, a altitudes semelhantes, tais como a Serra de São João, Lambari, Santa Rita e Água Branca (Lessa *Sq et al.*, 1971). Esta última emerge da paisagem ao norte de Santa Fê como uma mesa de topo plano, coberta por uma espessa camada de sílexito.

5. Vegetação

Segundo as obras de caráter geral sobre a vegetação do Centro-Oeste brasileiro, como, por exemplo, Kuhlmann 1960, esta região pertence ao domínio fitogeográfico do cerrado. Sua fisionomia é variável, surgindo ora com árvores de 8 a 10 m de altura, próximas umas das outras, com aspecto de floresta, ora com arbustos de 2 a 3 m de altura, muito espaçados entre si. Apesar dessas variações, é característica comum às árvores do cerrado possuírem troncos e galhos retorcidos, folhas grandes e coriáceas e raízes profundas, atingindo, às vezes, mais de 20 m. De altura bem menor que este estrato arbustivo, um estrato herbáceo, formado geralmente por gramíneas de 30 a 50 cm de altura, cobre todo o solo.

Assim, na região de Santa Fê, o cerrado domina a paisagem, sendo adensado apenas ao longo do cursos d'água, constituindo as matas-galerias. Aí, por causa da umidade mais constante, a vegetação é favorecida, desenvolvem-se árvores de porte médio, e as ervas são mais cerradas e exuberantes.

Não foi notada nenhuma diferença significativa na vegetação que cresce sobre as rochas ultrabásicas serpentinizadas. Entretanto, os teores anormalmente eleva

dos de Mg, Ni e Co e a pobreza em Al, Ca e nos macronutrientes N, P e K nos solos que sobre elas se desenvolvem poderiam causar diferenciação nos vegetais conduzindo ao aparecimento de formas adaptativas (Brooks 1972).

Só um estudo fitogeográfico e biogeoquímico de detalhe traria informações a respeito deste problema, o que está além dos objetivos deste trabalho.

CAPÍTULO II

ESTUDO MINERALÓGICO E GEOQUÍMICO DOS PERFIS DE ALTERAÇÃO

1. Os Perfis Estudados

Foram estudadas dezenas de perfis de alteração sobre dunito, peridotito e piroxenito, a maior parte dos quais alinhados segundo o plano de amostragem estabelecido pela Montita Mineradora Ltda., em sua fase de pesquisa da jazida. Com relação a alguns, reconstruiu-se a distribuição espacial dos fácies de alteração, a partir das descrições de campo efetuadas pelo geólogo da Mineradora, por ela gentilmente cedidas (toposseqüências XV, E6 e E10). Acompanharam estas descrições dados químicos das amostras retiradas dos poços dispostos segundo as toposseqüências XV e E6.

Outros perfis foram cuidadosamente selecionados, descritos, amostrados e estudados em pormenor, tanto do ponto de vista mineralógico como geoquímico. É o caso dos perfis sobre as toposseqüências XXVII e W4, bem como os dos poços denominados Pe, Py, G e C. A escolha obedeceu ao critério da procura de perfis dispostos segundo toposseqüências (XXVII e W4), sobre litologias distintas (poços Pe e Py) e, finalmente, perfis que evidenciassem peculiaridades no processo de alteração (poços G e C). A localização dos poços no maciço ultrabásico consta da figura 2.

Além das amostras dos diversos horizontes de perfis de alteração, foram também coletadas amostras esparsas de materiais que despertaram interesse especial, tais como blocos de *howwork* silicoso, veios de vermiculita, con-

centrações de garnierita, etc. Foram ainda estudadas amostras de rocha fresca ou quase fresca, provenientes de furos de sondagem.

A. Toposseqüências XV, E6 e E10

As toposseqüências XV, E6 e E10, todas sobre dunito, cortam o maciço em regiões de baixada (declives máximos de 3/100), nas direções aproximadas de NE-SW, NS e NS, respectivamente. A toposseqüência XV, situada na porção centro-oeste, com 2700m de comprimento, abrange 25 poços de profundidade variável entre 2 e 20m, distanciados entre si por cerca de 100m. As toposseqüências paralelas E6 e E10, próximas ao limite leste do maciço, medem cerca de 2000m cada uma, compreendendo, com espaçamento regular, 15 poços de 3,5 a 13m de profundidade e 17 poços de 4,5 a 11m de profundidade, respectivamente.

B. Toposseqüências XXVII e W4

A toposseqüência XXVII, de 2200m de extensão, corta o maciço em sua porção centro-oeste, na direção NE-SW. Localiza-se no núcleo do maciço, em pleno domínio dúctil, e atravessa topografia bastante acidentada, sendo o desnível máximo de 100m. Foram estudados perfis de alteração em 13 poços de profundidade variável entre 1 e 4,5m, situados em diferentes posições topográficas, a saber:

- topo (cumes ou pequenos platôs)
- encosta (declives da ordem de 30/100)
- sopê (declives da ordem de 8/100 a 5/100)
- baixada (declives da ordem de 3/100)

A toposseqüência W4, com direção NS e locali

zada na porção SE do maciço, mede 450m e abrange 4 perfis, dos quais 3 sobre dunito (S8, S11 e S12+50) e um sobre peridotito (S10). Situa-se ao pé do morro do Tira-Pressa e sua declividade média é de 5/100. Os perfis variam em profundidade de 6 a 10m.

C. Perfis Pe e Py

São perfis descritos em poços situados nas bordas do maciço, sobre os anéis de peridotito e piroxenito. O perfil Pe, numa mancha peridotítica a oeste, tem 3,4m de profundidade. O perfil Py, no limite N, atinge 10m.

D. Perfis G e C

O perfil G foi escolhido por ser especialmente rico em Ni, cujos minerais, de um verde brilhante, mancham toda a rocha e os materiais alterados. Situa-se sobre dunito, no alto de um morro, conhecido como Morro do Níquel, e atinge 6,2m de profundidade.

O perfil C localiza-se na encosta de um morrote extremamente silicificado, na borda leste do maciço. Chega a 9m de profundidade, e atravessa material quase que totalmente composto por calcedônia e quartzo.

2. A Evolução Mineralógica

A. Os Fácies de Alteração sobre Dunito

a. O perfil completo

Apesar de não se poder falar em perfil-tipo, já que a disposição, bem como a espessura dos diferentes fá

cies de alteração, varia muito, em função principalmente da posição topográfica do perfil, cabe considerar o que seria um perfil completo. Este, apesar de ser uma entidade teórica, está presente, de fato, em sítios favoráveis ao seu desenvolvimento e preservação.

Assim, o perfil de alteração dos dunitos de Santa Fê consta, a partir de sua base, dos seguintes horizontes (figura 5):

- rocha fresca (R): dunito serpentizado;
- rocha dura (RD): rocha coesa, mostrando, ao microscópio, os primeiros sinais de alteração supérgena;
- saprolito grosso (SG): material rochoso mais alterado que o anterior, de estrutura conservada, mas de coesão reduzida;
- laterita* amarela (LA): material saprolítico amarelado de textura mais fina que o SG, friável, porém conservando a estrutura da rocha;
- laterita vermelha (LV): solo vermelho com freqüentes concreções oolíticas e pisolíticas, localmente soldadas em crosta.

A rocha fresca, de densidade em torno de 2,8, variando com o grau de serpentização, nunca foi encontrada em poços. Aparece em amostras de furos de sondagem, a profundidades superiores a 20m. A rocha dura (densidade aparente entre 1,7 e 2,5) ocorre até uns 5m de profundidade, em média, passando gradualmente, a partir daí, a saprolito grosseiro. A espessura deste horizonte, cuja densidade varia de 1,8 a 1,3, pode chegar a 3 ou 4m. As faixas de laterita amarela, estreitas e descontínuas, alcan-

* Neste caso, laterita é um termo de campo e não corresponde rigorosamente a laterita *sensu strictu*.

Fig. 5 - PERFIL DE ALTERAÇÃO SOBRE DUNITO

çam, no máximo, 2m. É um material poroso, de densidade ao re dor de 1,2. Uma camada de laterita vermelha, de espessura variável de 0,5 a 4 m, está presente no topo de todos os perfis.

b. A composição e a estrutura dos horizontes de alteração

b.1. Descrição macroscópica

A rocha fresca é um dunito serpentizado, fraturado, de cor que varia de preto a verde escuro, cortado, com muita frequência, por veios milimétricos de um material de cor branca ou amarelada. Os primeiros sinais de alteração começam a aparecer ao longo das diáclases, onde a rocha perde um pouco de seu brilho. Com o decorrer do processo, ela pode assumir uma cor mais acinzentada, embora, na maior parte das vezes, a distinção entre a rocha fresca e a chamada "rocha dura" só possa ser feita ao microscópio.

Cortando a rocha dura e ocupando suas fraturas, aparecem depósitos de alguns milímetros de espessura, chegando até 2 cm, de um material verde mais ou menos argiloso e rico em Ni, cuja denominação de campo é "garnierita". É também a partir deste horizonte que começam a aparecer os veios de quartzo.

O saprolito grosseiro ainda guarda o aspecto de rocha, porém já é mais friável, deixando-se esmagar pelas mãos. Conserva perfeitamente a estrutura do material original, mas muda de cor, tornando-se marron amarelado, sem brilho. A alteração prosseguindo, as bordas dos blocos de saprolito grosseiro vão passando a um material mais poroso e mais claro. Assim, em direção ao topo do perfil, encontram-se cada vez menos blocos de saprolito, de tamanho progressivamente menor, mergulhados num material pulverulento amarelo. Quando há predomínio deste material, caracteriza-

se o horizonte de laterita amarela. Este é um material saprolítico fino, sem coesão, embora nele ainda se possa reconhecer a estrutura da rocha. O nível de laterita amarela é, em geral, pouco espesso, podendo, muitas vezes, não existir. É no topo do horizonte de saprolito grosseiro e na transição para laterita amarela que aparecem as maiores concentrações de Ni do perfil.

Por fim, uma laterita vermelha, de espessura variável entre menos de 50 cm nos topos até 3 a 4 m nas baixadas, representa o último horizonte do perfil. Nela, o volume do material original não é mais conservado, havendo compactação e possível remanejamento. O material é pulverulento, comportando, na maioria das vezes, concreções sub-milimétricas de alta suscetibilidade magnética. São os oólitos e pisólitos, que, quando cimentados, formam crostas.

b.2. Distribuição granulométrica

As amostras da topossequência W4 foram submetidas a análise granulométrica em 4 frações: $\phi > 2\text{mm}$, $2\text{mm} > \phi > 0,25\text{mm}$, $0,25\text{mm} > \phi > 0,062\text{mm}$ e $\phi < 0,062\text{mm}$. Os resultados estão apresentados na figura 6.

Admite-se geralmente que o intemperismo tem como efeito a diminuição da granulometria do material, levando, assim, a uma concentração de finos nos fácies mais alterados. De fato, isto ocorre na passagem RD $\rightarrow$ SG $\rightarrow$ LA, sendo que, a partir do SG, as frações mais grossas deixam de predominar, e a laterita amarela fica enriquecida em finos. Esta tendência é, entretanto, revertida, quando se passa para a laterita vermelha. Isto pode ser explicado pelo concrecionamento, freqüente nesse horizonte.

A figura 6 resume os dados da distribuição granulométrica em um diagrama triangular, cujos vértices são

Fig. 6 -EVOLUÇÃO DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DURANTE A ALTERAÇÃO
(Amostras da topossequencia W4)

ocupados, respectivamente, por 100% da fração mais grosseira (soma de $\phi > 2\text{mm}$ e $0,25 < \phi < 2\text{mm}$), 100% da fração intermediária ($0,062 < \phi < 0,25\text{ mm}$) e 100% da fração fina ($\phi < 0,062$). A linha que mostra a tendência geral de evolução de RD para SG indica que, no decorrer do processo, as partículas de tamanho maior vão dando lugar, simultaneamente, aos finos e às de tamanho intermediário. Estas, no entanto, nunca chegam a predominar, sendo a tendência da LA unicamente em direção aos finos. Isto é reflexo de uma inicial permanência de alguns silicatos primários no fácies SG e de seu quase total desaparecimento no estágio seguinte (LA). Nesta figura, fica evidente a evolução da LV a partir de partículas finas, no sentido da aglutinação em concreções de tamanho intermediário e grosseiro. Ausentes nesse diagrama, porém presentes em certos trechos de baixada, estão as carapaças de Fe, intensamente cimentadas, o que significa um retorno na evolução granulométrica ao polo $\phi > 250\text{mm}$.

Os mesmos traços gerais na evolução do tamanho das partículas de material proveniente da alteração das rochas ultrabásicas já haviam sido constatados por Zeissink 1969 e Trescases 1975.

c. Caracterização mineralógica dos fácies de alteração

Para a realização deste estudo, foram utilizadas as técnicas de difração de raios X, análise termo-diferencial, exame ao microscópio polarizante e à lupa binocular, cujos detalhes estão descritos no Apêndice II. O material analisado foi sempre a amostra total e, quando possível e conveniente, certas frações granulométricas e/ou mineralógicas foram também investigadas. A tabela 5 resume a composição mineralógica de cada fácies de alteração.

c.1. Rocha fresca: dunito serpentizado

Já caracterizada a rocha do ponto de vista

TABELA 5

AVALIAÇÃO SEMI-QUANTITATIVA DOS MINERAIS PRESENTES NOS FÁCIES
DE ALTERAÇÃO SOBRE DUNITO SERPENTINIZADO

	R	RD	SG	LA	LV
olivina	++	+	(+)	-	-
piroxênio	(+)	(+)	-	-	-
cromita	+	+	+	+	++
carbonato	+	(+)	-	-	-
brucita	(+)	-	-	-	-
vermi-clorita	+	+	+	+	+(+)
magnetita	+	+	+	+	++
serp I	+++	+++	++	+	-
serp II	+	+	(+)	-	-
esmectita	-	(+)	+	(+)	-
goethita	-	-	(+)	+	(+)
hematita	-	-	-	-	+
quartzo	-	+	+	+	++
"talco" 10R	-	+	+	-	-

+++ abundante

++ frequente

+ escasso

(+) traços

- ausente

textural, modal e químico no capítulo I, passar-se-á à descrição pormenorizada de cada componente mineralógico. Os 3 primeiros minerais descritos têm sua gênese relacionada à intrusão da ultrabásica, e os demais ao processo de serpentinização hipógeno.

Olivina

Os cristais de olivina apresentam-se como grãos anedrais de granulação média, intensamente fraturados, com clivagem (100) bem preservada. São opticamente positivos, o que indica seu caráter magnésiano. Constituem um resíduo do processo de serpentinização e por isso encontram-se intimamente associados a seus produtos. Assim, os cristais de olivina ocupam sempre o centro de um reticulado poliédrico de serpentina; o contato entre esses dois minerais dá-se muitas vezes através de uma fina camada de carbonato.

Piroxênio

Ocorrendo em quantidades muito reduzidas, ou totalmente ausentes, os piroxênios também podem encontrar-se parcialmente serpentinizados. São monoclinicos, de cor castanho clara, bem clivados, com extinção a 45°. Pertencem à série diopsídio-salita.

Cromita

A cromita ocorre como pequenos cristais octaédricos, eudrais a sub-eudrais, distribuídos aleatoriamente pela rocha. Algumas vezes mostram fraturas preenchidas por serpentina. Nos contatos cromita-serpentina, é comum o desenvolvimento de um mineral micáceo de características intermediárias entre vermiculita e clorita.

Serpentina

O retículo poliédrico de serpentina, forma de ocorrência mais comum deste mineral, tem um aspecto característico: é formado por duas faixas contíguas, onde os cristais do mineral dispõem-se perpendicularmente às paredes. É comum que entre essas duas bandas de serpentina instalem-se opacos xenomorfos de magnetita ou vênulas de carbonato. A serpentina também pode ocorrer de forma placóide, ocupando o lugar dos antigos núcleos de olivina, ou em *plages*, finamente cristalizada, associada ou não a carbonatos. Na hipótese destas duas variedades terem sido formadas em duas gerações sucessivas, receberão a denominação, respectivamente, de serpentina I e II. Ocorre ainda serpentina bem cristalizada em veios, em associação a carbonatos e brucita (serpentina III).

Os estudos ópticos não são conclusivos na identificação do tipo de serpentina. Também não o são os exames dos difratogramas de rocha fresca, à luz dos critérios de Whittaker & Zussman 1956 e Brown 1961. As reflexões características das serpentinas de Santa Fé correspondem a distâncias interplanares de $7,25\text{\AA}$, $4,55\text{\AA}$, $3,63\text{\AA}$, e $2,48\text{\AA}$ (fig. 7A). Faust & Fahey 1962 mostraram que é possível distinguir entre antigorita e o par crisotila-lizardita, por meio da análise térmica diferencial. Segundo os seus critérios, trata-se de última alternativa, como já foi indicado por Barbour 1976. Pode-se dizer, portanto, que os principais minerais de serpentina aqui presentes são a crisotila e a lizardita, caracterizadas por um forte pico endotérmico no intervalo 670-690°C, um exotérmico entre 800 e 820°C, e um pico fraco e largo a baixas temperaturas, da ordem de 120°C (fig. 7B).

Magnetita

Entre os opacos, está presente a magnetita,

Fig7A-DIFRATOGRAMAS DE RAIOS-X DA SERPENTINA

Fig.7B-DIAGRAMAS DE ATD DA SERPENTINA

que se distingue da cromita por se apresentar xenomorfa, em grãos menores, distribuída em cordões entre os pacotes de serpentina. Sua gênese relaciona-se ao processo de serpentinização, como já foi discutido no capítulo I.

Mineral micáceo

Associado aos cristais de cromita, espalhados aleatoriamente na rocha ou concentrados em veios, existe um mineral que, em geral, assume aspecto típico de vermiculita (pardo, pleocrômico, padrão difratométrico característico), mas, que, às vezes parece clorita (esverdeado e comportando-se aos raios X com manutenção do pico a $14 \text{ \AA}$, quando aquecido a 550° C). Quando em cristais bem desenvolvidos, geralmente associado a veios, trata-se de um mineral interestratificado de clorita e vermiculita, com predominância do último termo, e apresenta expansibilidade (Rosenburg 1972).

No caso de ocorrência disseminada na rocha ou em volta de cristais de cromita, as evidências ópticas indicam predominância ora de vermiculita, ora de clorita. A origem deste mineral deve ser relacionada ao processo de serpentinização. Soluções hidrotermais a ele relacionadas formaram, em fraturas da rocha, grandes placas de vermiculita-clorita. Essas soluções devem também ter sido capazes de transformar uma mica original, provavelmente do tipo flogopita, em vermiculita-clorita. A associação característica mineral micáceo-cromita parece resultar de uma reação de borda entre a cromita original e a serpentina em vias de formação.

Carbonatos

Os carbonatos formam vênulas milimétricas, cortando indistintamente olivina, serpentina e opacos, ou

agregados finamente cristalizados associados com serpentina. Nas vênulas, ocorrem como prismas curtos e finos, normais às paredes das fissuras. Associam-se à serpentina, crescendo entre as faixas contíguas, interpondo-se entre ela e a olivina, ou disseminando-se nas *plages* de serpentina mal cristalizada. Aos raios X, os carbonatos mostram picos de magnesita ou dolomita.

Além de ser recortada por vênulas milimétricas e submilimétricas, a rocha fresca é frequentemente atravessada por veios mais espessos de até 1 cm, cuja composição é serpentina III, carbonatos e raramente brucita (amostras F 35/18 e F 27/18 da figura 8).

c.2. Rocha dura

A rocha dura é um material marron, coeso, mas sem o brilho da rocha fresca. Ao microscópio, mostra os primeiros sinais de alteração supérgena, que se revelam pelo ataque da olivina. As bordas dos cristais dissolvem-se, deixando buracos preenchidos ou não por uma mistura amorfa ou criptocristalina de cor castanha, que, pelo menos parcialmente, deve ser composta de uma argila expansiva do grupo das esmectitas. às vezes, o quartzo microcristalino toma o lugar da olivina desaparecida.

O piroxênio, quando presente, permanece inalterado. A cromita pode mostrar as primeiras evidências de corrosão nas bordas, deixando buracos que testemunham sua forma original.

Em lâmina delgada, uma feição característica do início da alteração é a coloração amarela generalizada assumida pelo retículo da serpentina I. Isto é devido à absorção de hidróxidos de Fe provenientes da oxidação da magnetita ou da olivina hidrolisada.

Fig.8 - DIFRATOGRAMAS DE RAIOS-X DO MATERIAL DOS VEIOS QUE CORTAM A ROCHA

As orlas de material amorfo ferruginoso não se encontram apenas ao redor da olivina, como já descrito, mas são também muito comuns em volta da serpentina placôide (II) do centro do retículo, ou misturado a ela. Trata-se de uma zona preferencial de acumulação de Fe devido à descontinuidade da passagem serpentina I-serpentina II.

Os carbonatos começam a sofrer dissolução que só se completará no estágio seguinte, permanecendo na rocha dura residualmente, com a mesma disposição original já descrita. O mineral micáceo continua intacto.

Esmectita

Aparece em pequena quantidade, como produto da alteração da olivina. Sua natureza é difícil de ser precisada, pois não permite separação. A formação de esmectitas pela alteração de olivina é o processo dominante em climas pouco agressivos, como, por exemplo, no depósito de Asbestos (Canadá), descrito por De Kimpe & Ziska 1973. Ocorre também, em menor escala, sob clima tropical, na Nova Calodônia (Trescases 1975, Besset 1978), em Bornéu (Eswaram & Sys 1972), na Indonésia (Kuhnel *et al.* 1978), etc.

Quartzo

Produto de neoformação a partir das soluções provenientes da hidrólise da olivina, este mineral deposita-se nas cavidades por ela deixadas e em vênulas, cortando a rocha. Trata-se de quartzo finamente cristalizado ou de calcedônia. Quando impregnado por Fe, a granulação diminui sensivelmente, devido ao efeito inibidor do Fe com relação à cristalização da sílica. Raramente apresenta tons esverdeados, devido à presença de Ni (crisoprásio). Acumulação supérgena de quartzo por alteração de rochas ultrabásicas foi descrita em vários maciços do mundo, como,

por exemplo, na Costa do Marfim (Nahon 1979), na Austrália (Matheson 1967) e na Etiópia (Clark 1978).

Veios preenchendo fissuras

Com o início da alteração meteórica, desaparecem dos veios os traços de brucita, a serpentina III conserva-se e começam a aparecer as neoformações: quartzo e kerolita, mineral da família do talco, porém mais hidratado, com distância interplanar característica de 10 Å aproximadamente. O carbonato conserva-se inicialmente, para desaparecer logo em seguida.

Os veios cortando a rocha dura são, portanto, compostos de misturas de serpentina, carbonato, kerolita e quartzo, em diferentes proporções (amostras F 57/9 e F 11/18 da figura 8), dependendo do estágio de evolução em que se encontram (*vide* "Filiações mineralógicas"). Podem ou não ser enriquecidos em Ni e, neste caso, assumem cor verde característica, como nas amostras 107-ve e A1-ve.

c.3. Sapolito grosso

Material ainda com certa coesão, o sapolito grosso é de cor amarelada, representando um estágio mais adiantado no processo de alteração. Neste, praticamente, não existe mais olivina, que já foi totalmente hidrolisada, deixando os mesmos resíduos descritos para a "rocha dura", porém em maior quantidade. Assim, os amorfos ferruginosos são mais abundantes, ocupando a maior parte dos antigos núcleos de olivina. A partir desta fase de alteração, este material amorfo começa a se cristalizar em goethita.

É neste horizonte que a esmectita aparece em maior quantidade, e de onde foi separada para análise. O di

fratograma e o diagrama de ATD da figura 9 parecem indicar que a fração fina da amostra 9 (saprolito grosso) contém uma mistura de serpentina e esmectita, com predominância desta última. O diagrama de ATD apresenta um pico endotérmico a 845°C, característica da esmectita da série trioctaédrica (Chantret *et al.* 1971, Mackenzie 1957).

O piroxênio e o mineral micáceo continuam inatingidos pelo processo de alteração. A corrosão que ataca a cromita continua, e a magnetita vai se tornando progressivamente avermelhada. Os carbonatos são completamente solubilizados.

No saprolito grosso, a serpentina, apesar de cada vez mais fortemente colorida, ainda permanece inalterada. Os veios brancos, que preenchem as fraturas, permanecem e são sujeitos à mesma desagregação que atinge a rocha.

Goethita

Mineral originado da cristalização dos produtos amorfos ferruginosos, a goethita começa a aparecer nesta fase da alteração, atingindo seus maiores teores no horizonte de laterita amarela.

Níveis enriquecidos em Ni

No topo do saprolito grosso, já na passagem para laterita amarela, as análises químicas das amostras totais evidenciam um enriquecimento em Ni. Como não foi detectado neste horizonte de enriquecimento nenhum mineral especial portador de Ni, colocam-se algumas alternativas: o Ni pode estar no retículo da goethita, associado aos amorfos, ou à serpentina em vias de alteração. A resposta a essas questões somente será possível após um pormenorizado

Fig.9 - DIAGRAMA DE ATD E DIFRATOGRAMAS DE RAIOS-X DA FRAÇÃO
< 0,062 mm DA AMOSTRA 9 (SG).

estudo químico (*vide* "A evolução química").

c.4. Laterita amarela

Trata-se de um material de cor marron amarelada, poroso, que ainda conserva o volume do material inicial, mas que foi profundamente destituído de sua massa. Localmente pode encontrar-se compactado.

Dentre os silicatos primários, restam apenas um pouco de serpentina totalmente impregnada por Fe e os minerais micáceos, que mostram uma evolução incipiente para esmectita de natureza não determinada. Isto é claramente evidenciado pelos difratogramas das frações mais finas dos veios de vermiculita (fig.10), conforme já havia sido observado em micas de piroxenito (Oliveira & Melfi 1978). Por outro lado, a esmectita formada nos primeiros estágios da alteração tende a desaparecer neste horizonte.

A cromita, por estar mais corroída, apresenta-se em grãos cada vez menores. Nesta altura, não é mais possível acompanhar o destino da magnetita.

A laterita amarela é o domínio, por excelência, da goethita, que encontra condições de cristalizar-se à medida que os amorfos sofrem dessilicificação, diminuindo, desta forma, o efeito inibidor que a sílica tem na cristalização dos produtos ferruginosos amorfos (Melfi 1971). Este mineral não apresenta boa cristalinidade, o que é evidenciado pelo seu comportamento à análise térmica diferencial (fig.11). Picos endotérmicos entre 300 e 320°C revelam baixo grau de organização atômica, segundo Mackenzie 1957. Por esse motivo, suas raia características não são bem nítidas nos difratogramas (fig.11). Contudo, é possível identificar o pico mais importante (130); este aparece sempre correspondendo a um espaçamento entre 2,69 a 2,70 Å, o que indica um

Fig.10- DIFRATOGRAMAS DE RAIOS X PARA A VERMICULITA EM GRANDES PLACAS, ENCONTRADA EM VEIOS

Fig.II -DIAGRAMAS DE ATD E DIFRATOGRAMA DE RAIOS-X PARA A GOETHITA

teor inferior a 4% de $AlOOH$ na molécula de goethita, segundo Thiel 1963, *apud* Zeissink 1969). O baixo grau de organização atômica pode ser devido à incorporação do Ni, Al e Cr pela goethita, o que deforma seu retículo cristalino (Kühnel *et al.* 1974).

Misturadas à laterita amarela, podem ser encontradas placas ou fragmentos de quartzo e calcedônia, representando os veios que cortavam o saprolito grosso e a rocha.

c.5. Laterita vermelha

É o material que representa o estágio final da alteração. Já praticamente nada mais resta dos silicatos, sendo um horizonte essencialmente constituído por óxidos e hidróxidos de Fe e por uma pequena quantidade de amorfos. Apenas os minerais micáceos, ligeiramente evoluídos, subsistem, apresentando um enriquecimento relativo.

Os grãos de cromita, parcialmente corroídos, recobrem-se de hidróxidos de Fe, constituindo os oólitos e pisólitos. Grãos de quartzo também exercem o papel de núcleos de concreções. Solos pisolíticos recobrindo rochas ultrabásicas foram descritos por Smith & Green 1961 em Papua, Nova Guiné, e por Jurkovic 1963 na Venezuela.

Na laterita vermelha, a goethita evolui para hematita, mineral de difícil caracterização aos raios X. Sua presença, sugerida nos difratogramas, é confirmada pela grande quantidade de Fe neste horizonte, baixa perda ao fogo e quantidade mínima de amorfos (*vide* "A evolução química"). A análise térmica diferencial da LV mostra o desaparecimento do pico endotérmico característico da goethita.

Essa tendência de evolução, tendo como ter-

mo final a hematita, foi constatada também nos produtos de alteração das rochas ultrabásicas na Nova Caledônia (Besset 1978), na África Ocidental (Blot *et al.* 1976, Leprun 1979) e na Indonésia (Kuhnel *et al.* 1978).

c.6. Materiais ricos em Ni: um resumo

A natureza dos materiais que mostram enriquecimento em Ni é, em Santa Fé, bastante variada. Podem ser agrupados em tres tipos, quais sejam, saprolito mais ou menos alterado, veios de garnierita cortando a rocha dura e bolsões ou veios de vermiculita alterada.

Nos materiais que constituem a maior parte do minério, o Ni não se encontra como mineral níquelífero individualizado, mas parece associado aos materiais em estado amorfo e à serpentina, nos níveis menos alterados, ou à goethita, nos níveis mais alterados. Evidências de ordem química corroboram esta hipótese e serão discutidas adiante. Cabe acrescentar que as concentrações de Ni estendem-se desde o saprolito grosseiro até a laterita vermelha, atingindo os máximos teores no topo do saprolito grosseiro.

Sob o nome genérico "garnierita", são geralmente descritos os materiais de cor verde característica, compostos de silicatos de Mg e Ni hidratados (Faust 1966, Brindley & Hang 1973, Hang & Brindley 1973, Uyeda *et al.* 1973). Em Santa Fé, veios verdes, de espessura variável de frações de milímetros a alguns centímetros, cortam a rocha dura e são constituídos por uma mistura de serpentina, quartzo e talco hidratado. Essa mistura também pode ocorrer ocupando as cavidades do *boxwork*. Uma avaliação semi-quantitativa permite constatar que, quanto maior o teor em talco hidratado, maior o teor em Ni, o que indica a associação do Ni com este mineral. Trata-se de uma série isomórfica de filossilicatos trioctaédricos magnesianos e ní-

quelíferos, de estrutura 2:1, com espaçamento basal de cerca de 10 Å e que não apresentam expansão quando tratados ao etileno-glicol (fig.12). Maksimovic 1966 e Brindley & Marksimovic 1974 propõem para os membros extremos desta série os nomes kerolita (Mg) e pimelita (Ni), respectivamente. Brindley & Hang 1973 sugerem que o maior conteúdo em água destes minerais tipo talco corresponda a uma composição de talco monohidratado de fórmula teórica $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot H_2O$. A água adicional deve ocupar posições interfoliares como o K nas muscovitas, aumentando o espaçamento basal de 9,3 Å para 10 Å. O fato de esta água não formar camadas completas deve ser a explicação para a dificuldade desses minerais em apresentar qualquer expansão. Brindley 1978 retomou este assunto e verificou que esta água pode ser retirada a temperaturas inferiores a 300°C e, a partir disso, reformulou suas idéias sobre a forma de inserção desta molécula no retículo da kerolita. Os detalhes desse estudo deverão ser apresentados por Brindley num próximo trabalho que se encontra em fase de elaboração.

Uma outra forma de ocorrência de materiais enriquecidos em Ni são os bolsões de vermiculita finamente dividida. Esse material, de origem hipógena, relacionada à serpentinização, funciona como uma armadilha para o Ni, que é adsorvido a partir de soluções percolantes. A forma de inserção do Ni no retículo do cristal de vermiculita será discutida no capítulo que trata da evolução química.

As formas de concentração de Ni acima descritas apresentam paralelos em outras jazidas do mundo. Avias 1978, fazendo um resumo da evolução das idéias sobre a gênese e natureza dos minérios de Ni lateríticos, afirma que é comum que a serpentina hipógena possa servir de armadilha para o Ni, retendo-o adsorvido na superfície ou em suas fissuras, como foi mostrado por Trescases 1975. É o mesmo caso das serpentinas ricas em Ni de Liberdade (MG), descritas por Esson & Santos 1978. Besset & Coudray 1978

Fig.12-DIFRATOGRAMAS DE RAIOS-X PARA AMOSTRAS DE GARNIERITA

chamam a atenção para o fato de que na Nova Caledônia uma parte do Ni fica associada aos amorfos sílico-ferruginosos.

Um dos autores que mais estudaram o problema da localização do Ni na zona limonítica dos perfis de alteração foi Schellmann 1976 e 1978. Nestes trabalhos, ele demonstra que 90% do Ni contido nos horizontes ferruginosos dos muitos perfis estudados estão ocupando posições no retículo da goethita. Serve de base a esta afirmação, entre outros argumentos, o fato de que, submetida a goethita niquelífera à lixiviação com ácido fraco, ocorre dissolução conjunta do Ni e do Fe. Outra linha de suporte a essa hipótese diz respeito à possibilidade de síntese, no laboratório, de goethita niquelífera.

Quanto à composição das garnieritas são muitos os exemplos de minerais da série kerolita-pimelita: Nova Caledônia (Trescases 1975), Liberdade (Esson & Santos 1978), Morro do Níquel (Trescases & Oliveira 1978), Iugoslávia (Marksimovic 1966), Oregon (Brindley & Hang 1973) etc. Souza *et al.* 1973, num trabalho sobre caracterização mineralógica de argilas niquelíferas brasileiras, não mencionaram a presença destes minerais em Niquelândia e Jacupiranga.

A vermiculita niquelífera de Santa Fé parece assemelhar-se à descrita por Ross & Earl 1926 e Ross *et al.* 1928 na Carolina do Norte. Neste caso, a vermiculita, ao alterar-se, incorpora o Ni proveniente da dissolução da olivina. No segundo trabalho citado, os autores mencionam a possibilidade experimental de obtenção de vermiculita niquelífera, fazendo mergulhar vermiculita numa solução contendo Ni.

B. A Alteração do Peridotito e do Piroxenito

O perfil de alteração sobre peridotito e pi-

roxenito compõe-se basicamente dos mesmos fâcies que ocorrem sobre dunito, sendo que, no entanto, os produtos de alteração assumem cores mais claras e são mais argilosos, à medida que as rochas apresentam maior conteúdo em piroxênio. Assim, o peridotito alterado é verde amarelado e possui maior porcentagem de finos que o dunito serpentizado alterado. O piroxenito decompõe-se numa massa verde clara bastante argilosa. A distribuição dos minerais pelos diferentes fâcies de alteração sobre piroxenito consta da tabela 6.

a. O perfil sobre peridotito

O perfil estudado apresenta 3m de profundidade, e não atinge a rocha dura. O fâcies menos alterado encontrado no fundo deste poço é o saprolito grosseiro, composto por piroxênio, olivina e serpentina em quantidades subordinadas, mineral micáceo, esmectitas e opacos, sendo estes mais abundantes que nos dunitos alterados. O piroxênio apresenta-se, neste horizonte, ainda bem fresco e brilhante, embora, ao longo de suas fraturas e em suas bordas, já começam a aparecer sinais de alteração, representados por um material argiloso verde claro, identificado como um filossilicato 2:1 da família das esmectitas. A olivina é rara e aparece como restos de cristais bastante corroídos; sua existência é também atestada por fantasmas que guardam sua antiga forma, preenchidos por material ferruginoso. Formando um reticulado característico, geralmente vazio no centro, ocorrem restos de serpentina. O mineral micáceo apresenta, tal como nos dunitos, características intermediárias entre vermiculita e clorita. Os opacos, em sua maioria xenomorfos, compõem-se por magnetita, ilmenita e alguma cromita. A esmectita compete com o piroxênio em abundância neste horizonte, inserindo-se entre os grãos dos cristais acima descritos. Os carbonatos, presentes no peridotito fresco, não existem no saprolito grosso.

TABELA 6

AValiação SEMI-QUANTITATIVA DOS MINERAIS PRESENTES NOS FÁCIES
DE ALTERAÇÃO SOBRE PIROXENITO

	R	RD	SG	SF	LV
piroxênio	+++	+++	++	(+)	-
olivina	+	(+)	-	-	-
cromita	+	+	+	+	++
carbonato	+	(+)	-	-	-
flog-vermi	+	+	+	+	++
magnetita	+	+	+	+	++
serp II	(+)	(+)	-	-	-
nontronita	-	+	+++	++	-
goethita	-	-	(+)	+	(+)
hematita	-	-	-	-	+
quartzo	-	-	(+)	+	++
boehmita	-	-	-	-	(+)

+++ abundante

++ frequente

+ escasso

(+) traços

- ausente

Sobre o saprolito grosso, numa transição contínua, segue-se 1,5 m de material saprolítico fino de cor amarela, mais ou menos avermelhada. Nele a olivina e a serpentina estão totalmente ausentes, restando um pouco de piroxênio, mineral micáceo e opacos. A esmectita também parece diminuir em quantidade, dando lugar à goethita. O quartzo aparece em proporção reduzida.

No topo do perfil, uma camada de mais ou menos um metro de laterita vermelha com seixos de canga representa o material final da alteração. Neste horizonte, os únicos minerais hipógenos que subsistem são os opacos, mergulhados numa matriz composta por óxidos e hidróxidos de Fe mais ou menos bem cristalizados.

b. O perfil sobre piroxenito

O perfil sobre piroxenito, apesar da profundidade de quase 10m, também não alcança a rocha dura. Os primeiros 4m a partir do fundo são constituídos por um material saprolítico de cor verde clara, bastante argiloso e que conserva a estrutura da rocha original. Seu conteúdo mineralógico consiste em restos de piroxênio, mineral micáceo, alguns opacos e muita esmectita. Aqui as "micas" são produtos intermediários da série trioctaédrica flogopita- hidrobiotita-vermiculita, apresentando características químicas e estruturais entre os dois extremos. A esmectita pertence à série dioctaédrica (nontronita), e, assim como as "micas", foram estudadas do ponto de vista químico e por microscopia eletrônica por Oliveira & Melfi 1978.

Com a alteração, em direção ao topo do perfil, esse material verde vai dando lugar a um saprolito amarelado que constitui um horizonte de aproximadamente 2m de espessura, de estrutura conservada. Neste horizonte, quase todo o piroxênio já desapareceu e a nontronita vai diminuindo, dando lugar ao aparecimento da goethita. As micas perma

necem intactas e aparecem os primeiros sinais de quartzo.

Uma camada de 4m de laterita vermelha, parcialmente remanejada, completa o perfil de alteração. É formada por uma matriz ferruginosa composta por goethita, hematita e algum Fe amorfo, onde estão imersos os cristais de quartzo, provavelmente de origem coluvionar, e "micas" herdadas de rocha fresca. Estas, ligeiramente evoluídas em direção ao polo vermiculita, apresentam, quando examinadas ao microscópio eletrônico, lamelas encurvadas e preenchidas de maneira incipiente por um mineral de estrutura típica de esmectita (Oliveira & Melfi 1978). Os diagramas de ATD referentes aos vários estágios de alteração do piroxênio estão representados na fig 13. As curvas referentes às amostras 93 e 97 não são típicas de nontronita, embora apresentem alguns de seus picos característicos (1800°C e 8550°C). As amostras de LV, 100 e 102, mostram picos da goethita ($\approx 3200^\circ\text{C}$) e um par de picos a 565 e 9200°C que podem corresponder à formação de um óxido de Al hidratado, a boehmita (Mackenzie 1957).

C. Distribuição Espacial dos Fácies de Alteração

A estrutura, composição química e mineralógica dos fácies de alteração em cada sítio topográfico são condicionadas, entre outros fatores, pela história morfoclimática, e só podem ser inteiramente compreendidas à luz do conhecimento da gênese do relevo. Antes de partir para uma interpretação da distribuição espacial dos fácies de alteração, tratar-se-á, neste item, de descrever a natureza dos materiais em cada segmento da paisagem.

Nas partes mais altas do relevo, representadas pelos topos da Serra do Tira-Pressa e dos morrotes esparsos, afloram dois tipos de materiais:

- dunito quase fresco, recoberto por uma ca

Fig.13 - DIAGRAMAS DE ATD PARA AMOSTRAS DO PERFIL SOBRE PIROXENITO

mada de menos de meio metro de espessura de laterita vermelha;

- crostas silicificadas que podem atingir até 15m de espessura, constituídas de sílica de grau de cristalinidade variado (quartzo, calcedônia e opala), mais ou menos impregnado por Fe. Muitas vezes ocorrem estruturadas em *boxwork*, com vestígios de rocha saprolitizada ou laterizada no interior de suas celas; outras vezes, formam veios ou placas dispostas segundo a estrutura da rocha dunítica original, esta parcial ou totalmente desaparecida. As silicificações ocorrem em larga escala nos topos do Tira-Pressa, ao sul, e no alto do morro do Caiçara, no limite leste do maciço, formando uma placa de proteção que protege estes cumes da erosão. Nos outros morrotes predomina a rocha quase fresca, podendo ocorrer silicificação incipiente.

Nas encostas e nos sopês dos morros, começa a aparecer um perfil mais completo, com as passagens RD-SG-LA-LV mais bem caracterizadas. A camada de laterita vermelha é contínua e apresenta espessura crescente em direção às partes mais baixas, enquanto que os níveis de laterita amarela, apresentando, de modo geral, este mesmo comportamento, podem desaparecer em certos trechos.

As baixadas, que ocupam a maior parte da área do maciço, são caracterizadas por apresentarem um perfil de alteração mais desenvolvido, onde a laterita vermelha e a laterita amarela chegam a atingir 5 e 3m, respectivamente. Sotoposto a estas camadas, segue-se um nível de saprolito grosso de 2 a 3m que passa gradualmente à rocha dura. Feição característica das baixadas é a existência generalizada de concreções ferruginosas oolíticas e pisolíticas, localmente soldadas, formando crostas. Estas concreções, material formador da laterita vermelha em muitos trechos das baixadas, foram estudadas por Barbour 1976. Este autor descreve os oólitos como de forma arredondada, de tamanho pre-

dominante entre 32 e 115 mesh, com núcleos de magnetita, cromita, quartzo ou fragmentos de outras concreções, envolvidos por goethita ou por hematita. Os pisólitos, de dimensões maiores (1-10mm), têm constituição mineralógica semelhante, porém com um grau maior de hidratação. Nas zonas mais baixas, de convergência de águas superficiais e de nível freático raso, formaram-se crostas contínuas de espessura decimétrica, compostas pelos oólitos e pisólitos acima descritos, cimentado por material ferruginoso. Como material rolado ou coluvionar, ocorrem nas baixadas fragmentos das crostas silicificadas com córtex ferruginoso, erodidas das partes altas do relevo.

As figuras 14, 15, 16, 17 e 18 mostram a distribuição dos fácies de alteração ao longo de 5 topossequências distribuídas pelo maciço.

D. As Filiações Mineralógicas

A figura 19 resume a hipótese explicativa a respeito da gênese e do destino de cada mineral.

A rocha original, de natureza dunítica, sofrendo retromorfose na época da *mise-en-place*, transformou-se num dunito serpentizado, cuja paragênese já foi discutida no capítulo I. São, portanto, minerais constituintes da rocha fresca, matéria-prima para a alteração supérgena, a olivina, a serpentina do retículo (I), a serpentina microcristalina que ocupa o centro do retículo (II), mineral micáceo tipo vermiculita-clorita, carbonatos e brucita, além dos opacos magnetita e cromita.

Logo nos primeiros estágios da alteração meteorica, a olivina pode sofrer hidrólise, deixando em seu lugar vazios ou um resíduo da dissolução de cor castanha, sem características ópticas definidas, interpretados como a

Fig.14 - DISTRIBUIÇÃO DOS FÁCIES DE ALTERAÇÃO
LINHA E 10

Fig. 16 - DISTRIBUIÇÃO DOS FÁCIES DE ALTERAÇÃO
LINHA XV

ESCALAS
Horizontal — I: 2000 - Vertical — I: 400 - Perfís — I: 400

FIGURA 19

FILIAÇÕES MINERALÓGICAS

amorfos de Si e Fe (Trescases 1975, Melfi 1974). Provavelmente associado a esse material, existe um outro produto da evolução da olivina, a esmectita, cuja natureza não foi possível precisar. Este filossilicato tem vida curta, alterando-se logo em seguida para goethita. Os amorfos de Si e Fe sofrem dessilicificação e o resíduo cristaliza-se em goethita. A tendência final da evolução é em direção ao termo ferruginoso menos hidratado, a hematita.

A serpentina resiste mais à alteração que a olivina, sendo que a variedade menos bem cristalizada (serp. II) altera-se primeiro, transformando-se numa massa amorfa de cor castanho avermelhada. O Fe liberado pela hidrólise da olivina colore a serpentina I desde cedo de amarelo e ela permanece mais ou menos inalterada, mantendo o arcabouço da rocha até estágios bem evoluídos, representados pela laterita amarela. A análise dos diagramas de ATD do material cada vez mais alterado mostra que o desaparecimento da serpentina dá-se concomitantemente com o aparecimento da goethita, indicando que este último mineral seja seu produto de evolução (fig 20). Ao microscópio, observam-se as fibras de serpentina descolando-se uma das outras e sendo invadidas por material ferruginoso. A tendência final é, assim como para a olivina, em direção à hematita.

Os carbonatos e a brucita sofrem dissolução logo nas primeiras fases do processo de alteração meteórica, sendo que o hidróxido é mais prontamente levado em solução que os carbonatos.

Dentre os opacos, é a magnetita que mostra os primeiros sinais de oxidação, assumindo, desde cedo, tons avermelhados, enquanto a cromita continua preta. Devido ao caráter idiomórfico dos grãos de cromita, é fácil identificar sinais de corrosão. Isto acontece logo no início da alteração, e o material dissolvido acaba cristalizando-se em goethita. A literatura refere alteração de cromita em maghe

Fig 20- DIAGRAMAS DE ATD, MOSTRANDO O DESAPARECIMENTO DA SERPENTINA E O APARECIMENTO DA GOETHITA

mita (Miller 1953 e Tex 1955) o que não foi constatado aqui, devido talvez à dificuldade de identificação deste mineral aos raios X. Os grãos de cromita, corroídos ou não, terminam também por sofrer oxidação, revestindo-se de uma camada avermelhada de goethita e hematita, o que dificulta o prosseguimento do processo. Assim, tanto a magnetita como a cromita resistem, até certo ponto, à alteração, e são encontradas no solo como minerais residuais; às vezes formam os núcleos das concreções oolíticas e pisolíticas.

O mineral micáceo do tipo vermiculita-clorita, além de aparecer disperso por toda a rocha, apresenta um modo de ocorrência particular, qual seja, em íntima associação com a cromita. Neste caso, parece resultar de uma reação de borda cromita-serpentina, levando a um filossilicato, possivelmente enriquecido em Cr. Tanto neste caso como no outro, a vermiculita-clorita comporta-se como um mineral resistente à alteração, concentrando-se residualmente nos materiais mais evoluídos e sofrendo ligeira transformação em esmectita. Este filossilicato 2:1 insere-se por entre as palhetas da vermiculita-clorita, não destruindo sua estrutura, o que sugere sua gênese por transformação. A vermiculita-clorita pode ser encontrada como núcleo das concreções ferruginosas.

Preenchendo as fissuras submilimétricas a milimétricas da rocha dura, ocorrem dois minerais formados por neogênese a partir de soluções: os filossilicatos da série pimelita-kerolita e o quartzo. A kerolita forma-se na base do perfil a partir de soluções ricas em Si e Mg, provenientes da hidrólise da olivina e pode ser muito rica em Ni, sendo o principal constituinte da garnierita. Como este mineral se forma por precipitação a partir de soluções descendentes, e como o Mg é mais solúvel que o Ni, há uma tendência preferencial de formação de kerolita (Mg) nos horizontes mais inferiores e pimelita (Ni) nos níveis superiores da rocha pouco alterada. Um zoneamento deste tipo foi

descrito por Maksimovic 1966, na Iugoslávia. No decorrer do processo de alteração, a kerolita-pimelita acaba por dissolver-se. O quartzo, originado de precipitação, forma-se também na base do perfil, um pouco mais tarde, quando da dessilicificação dos amorfos de Si e Fe. Instala-se nas diáclases do serpentinito e permanece residualmente até os níveis mais alterados. Quando o processo de silicificação atua intensamente, forma-se o que se descreveu como *boxwork*, ou seja, um reticulado de quartzo e calcedônia, réplica da estrutura original do serpentinito, cujos poros são preenchidos por material laterítico. Os demais minerais que ocorrem nos veios ou fissuras, quais sejam, a serpentina, a brucita e os carbonatos, são interpretados como residuais, de origem hipógena.

A evolução dos veios está resumida na figura 21. A hipótese explicativa das filiações mineralógicas nos veios é corroborada pelas seguintes evidências:

- carbonatos e brucita são encontrados na rocha fresca ou quase fresca (são hipógenos);

- não existe quartzo, nem "talco" $10 \text{ \AA}$ na rocha fresca (são supérgenos);

- existem veios de carbonatos, brucita e serpentina III na rocha fresca (a hipótese da serpentina dos veios ser supérgena é uma hipótese supérflua);

- há uma correlação negativa entre a quantidade de kerolita e carbonatos nos veios (à medida que a rocha se altera, o carbonato se dissolve e forma-se a kerolita);

- não existe a associação carbonatos-quartzo (o quartzo é formado tardiamente).

Nos piroxenitos, a alteração supérgena ten-

FIGURA 21

EVOLUÇÃO DOS VEIOS

de, num primeiro estágio, à formação de esmectita rica em Fe, por neogênese a partir do piroxênio. Esse mineral acaba evoluindo em direção a materiais ferruginosos (goethita e hematita) e aluminosos (boehmita). A serpentina presente nos piroxenitos segue o mesmo destino que no serpentinito. O mineral micáceo da série flogopita-vermiculita comporta-se como residual, evoluindo ligeiramente, por transformação, para esmectita (Oliveira & Melfi 1978).

3. A Evolução Química

Neste item serão analisados e interpretados os dados químicos, expressos seja como porcentagens ponderais, seja como porcentagens volumétricas. O primeiro tipo de apresentação é o convencional num laboratório químico e, no estudo da alteração, esses dados podem ser usados para a avaliação da evolução de cada elemento químico durante o processo, bem como de suas evoluções comparadas, através dos cálculos das taxas de concentração. A análise dos coeficientes de correlação entre pares de elementos revela as semelhanças e divergências de comportamento. Os dados volumétricos, obtidos através dos dados ponderais e das medidas de densidade aparente, exprimem quantidades absolutas por unidade de volume. Sua interpretação informa a respeito das perdas e ganhos reais de uma amostra com relação a outra, a partir do que se pode estabelecer a mobilidade absoluta de cada elemento, tanto vertical como lateralmente. O produto final da interpretação dos dados volumétricos é o balanço geoquímico ao nível da paisagem.

A. Dados Ponderais

Os dados químicos ponderais analisados neste trabalho provêm de 2 fontes:

- dados fornecidos pela Montita Mineradora

Ltda., referentes a 286 amostras, dispostas em perfis sobre as toposseqüências XV e E6, analisadas para 8 elementos (Mg, Fe, Cr, Co, Cu, Si, Al, Ni);

- dados obtidos em amostras coletadas durante duas campanhas de campo, somando mais de uma centena de dunitos serpentinizados e seus produtos de alteração e cerca de 50 amostras de peridotito e piroxenitos alterados, as associações minerais em veios e crostas ferruginosas ou silicificadas.

A respeito da primeira fonte de dados existem indeterminações de diversas naturezas, a começar pela técnica de coleta de amostra. Por ter sido efetuada visando o aproveitamento econômico da jazida, a amostragem não levou em conta a heterogeneidade do material, resultando que a maior parte das amostras corresponde a um setor de 1m do perfil e algumas representam até 5m. São, na maior parte das vezes, constituídas de misturas de diferentes fácies de alteração. A descrição que se tem delas, quando foi possível obtê-la, é sumária e insuficiente para fins de caracterização mineralógica. Com relação aos métodos analíticos, a penas se sabe que os teores foram dosados por absorção atômica, mas não foi possível obter informações quanto à precisão e exatidão dos resultados. Como agravante desta situação de falta de controle de qualidade dos dados analíticos, há o fato de não ter sido dosada a perda ao fogo, que, nestas rochas, atinge valores que podem ultrapassar 10%. Isto impede a verificação da soma a 100%, critério imprescindível na avaliação da qualidade de uma análise. No entanto, apesar de todos estes inconvenientes, o grande número de análises disponíveis é adequado a um tratamento estatístico, que permitirá evidenciar os traços gerais do comportamento dos elementos químicos durante o processo de alteração.

Os dados provenientes da segunda fonte, ao contrário, correspondem a amostras coletadas cuidadosamente,

representando fácies de alteração individualizados; foram descritas minuciosamente do ponto de vista macro e microscópico e contam com análise mineralógica detalhada. No caso de conservarem a estrutura original da rocha, a densidade aparente foi determinada. Os métodos de análise química a que foram submetidas (descritos no Apêndice II) foram rigorosamente testados e mostraram-se adequados. Efetuaram-se análises sobre amostra total, frações granulométricas, amorfos extraídos e sobre frações mineralógicas selecionadas. Foram dosados H_2O^+ , SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , CoO , CuO , NiO e, em alguns casos, MnO_2 e CaO . O método analítico utilizado permitiu separar a sílica do quartzo da sílica amorfa e constituinte dos silicatos.

Diante desse quadro de heterogeneidade de dados, impunha-se a utilização de um critério objetivo que permitisse dividir o conjunto de 284 amostras fornecidas pela Montita Mineradora Ltda. em grupos que correspondessem, aproximadamente aos fácies de alteração, caracterizados macroscopicamente para as 150 amostras coletadas. Esse critério deveria basear-se essencialmente em dados químicos e exprimir o estágio de alteração do material.

Dado que a densidade aparente da amostra é um parâmetro que reflete o grau de alteração de maneira muito sensível, procurou-se relacionar esta variável com um índice de alteração, calculável a partir das análises químicas. Foi selecionado o índice $i = (Al_2O_3 + Fe_2O_3) / MgO$, definido por Wackermann 1975, e adaptado a rochas com baixo teor em Na e Ti.

A figura 22 mostra a variação de $\log i$ com a densidade aparente de cerca de 70 amostras do segundo grupo. Para as amostras classificadas como rocha dura e saprolito grosseiro, a relação $\log i = f(DA)$ é linear e segue a equação $\log i = -0,30 DA + 0,15$. Para a laterita amarela a relação, também linear, é da forma $\log i = -3,23 DA + 3,84$. As

amostras agrupadas em torno da reta de maior coeficiente angular, correspondendo aos valores de i mais baixos, representam uma primeira fase de alteração, incipiente, que se dá com a conservação da serpentina. O outro segmento de reta corresponde a uma alteração mais profunda, com dissolução de serpentina.

A partir da análise da figura 22, levando-se em conta que as lateritas vermelhas típicas apresentam geralmente valores de i maiores que 20, decidiu-se considerar:

RD $i \leq 0,4$

SG $0,4 < i \leq 1,0$

LA $1,0 < i \leq 20$

LV $i > 20$

Estabelecidos estes limites, foi possível passar ao estudo dos dados químicos fornecidos pela Mineradora, afim de caracterizar, quanto à composição química, os diferentes fácies de alteração.

a. A evolução dos dunitos

a.1. Topossequências XV e E6

Os diferentes fácies de alteração apresentam composição química média constante da tabela 7. Estes valores estão representados na figura 23, em função da profundidade média de amostragem de cada fácies. Percebe-se claramente que os elementos dosados podem ser classificados em 2 grupos:

- os que se concentram nos fácies mais alterados (Cu, Al, Cr, Co, Fe);

- os que diminuem de teor nos fácies mais al

TABELA 7

COMPOSIÇÃO QUÍMICA MÉDIA (% EM PESO DO METAL) DOS FÁCIES DE ALTERAÇÃO SOBRE DUNITO. DADOS DAS TOPOSSEQUÊNCIAS XV E E6

	RD	SG	LA	LV
Mg	19,8 (2,1)*	17,0 (2,9)	6,4 (3,9)	1,2 (0,4)
Fe	7,2 (1,4)	10,6 (2,4)	25,7 (11,5)	45,6 (6,4)
Cr	0,6 (0,3)	0,4 (0,4)	1,5 (1,4)	3,0 (1,1)
Co (ppm)	158 (62)	184 (61)	443 (224)	828 (265)
Cu (ppm)	8 (5)	25 (19)	52 (33)	59 (17)
Si	21,5 (2,1)	20,8 (3,1)	17,3 (7,9)	7,3 (4,7)
Al	0,3 (0,7)	2,0 (1,6)	3,8 (2,6)	6,0 (2,9)
Ni	0,97 (0,67)	0,88 (0,65)	1,38 (0,73)	0,70 (0,3)
i	0,33 (0,07)	0,69 (0,16)	7,05 (5,75)	45,50 (25,80)
profund. média (m)	5,5	5,0	4,2	1,7

* Dados entre parênteses = desvio padrão

Fig.23 -VARIAÇÃO DOS TEORES MÉDIOS COM PROFUNDIDADES MÉDIAS
TOPOSSEQUÊNCIAS XV e E6

terados (Si, Mg).

O Ni apresenta um comportamento especial, atingindo teores máximos em horizontes intermediários do perfil de alteração.

Dentre os elementos cujo teor aumenta nos horizontes mais superficiais, tem-se um comportamento bastante semelhante para o Al, Cr, Co e Fe. O Cu segue aproximadamente a mesma tendência de enriquecimento contínuo até o nível de LA para, a partir daí, manter-se praticamente constante. Quanto aos elementos eliminados do perfil, o Mg o é mais prontamente e em maior intensidade que o Si.

Com a finalidade de quantificar a noção de semelhança ou diferença no comportamento químico dos elementos durante o processo de alteração, foram calculados os coeficientes de correlação Pearson entre cada par dos 8 elementos dosados, através do programa PEARSON CORR do conjunto SPSS, implantado no Centro de Computação Eletrônica da USP. Os valores obtidos são indicados na figura 24.

Os valores assumidos pelo coeficiente Pearson situam-se entre -1 e +1, permitindo testar o desvio com relação à hipótese nula de ausência de correlação linear entre x e y (caso de $r=0$), a um dado nível de significância.

No que concerne os elementos maiores, Si, Fe e Mg, os coeficientes de correlação positivos ou negativos podem mostrar-se elevados apenas devido ao fato de serem expressos em porcentagens ponderais de soma constante (Chayes 1960). Por isso é indispensável escolher um nível de significância elevado, a fim de diminuir a influência desses efeitos de cálculo. Assim, a hipótese nula de independência de x com relação a y será rejeitada para uma probabilidade de 0,001. Aceitando esse limite, percebe-se na figura 24 o comportamento contrastante de 4 grupos de elementos:

FIGURA 24

COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO PEARSON ENTRE OS TEORES DE Mg,
Fe, Cr, Co, Cu, Si, Al e Ni (284 amostras)

Fe	-0,85						
Cr	-0,67	+0,78					
Co	-0,74	+0,87	+0,68				
Cu	-0,57	+0,53	+0,40	+0,49			
Si	+0,59	-0,89	-0,73	-0,78	-0,53		
Al	-0,53	+0,49	+0,21	+0,45	+0,55	-0,48	
Ni	0,00	+0,06	-0,09	+0,03	+0,19	+0,04	+0,12
	Mg	Fe	Cr	Co	Cu	Si	Al

Rejeição da hipótese H_0 (não existe correlação linear entre os pares) para uma probabilidade de 0,001

Aceitação da hipótese H_0 para probabilidade de 0,001

- Co, Cr e Fe, tomados 2 a 2, apresentam fortes correlações positivas entre si, e fortes correlações negativas com o Si e o Mg;

- Cu e Al apresentam correlação positiva não muito alta entre si, e correlação negativa e não muito alta com Si e Mg;

- Si e Mg apresentam entre si correlação positiva e correlações negativas com o Cu, Al, Cr, Co e Fe ;

- O Ni não apresenta correlações significativas com nenhum outro elemento.

A figura 25A relaciona os coeficientes de correlação dos 8 elementos em função dos coeficientes de correlação do Fe e do Si, elementos que apresentam entre si o coeficiente de correlação negativo mais alto em valor absoluto. Nesta figura surge, com maior clareza ainda, os 4 grupos de elementos acima mencionados.

A fim de detalhar o estudo do comportamento do Ni, foram calculados seus coeficientes de correlação com o Fe e o Si em cada subconjunto representativo de cada fácies de alteração. Os resultados constam da figura 25B e, de modo geral, confirmam sua tendência para o enriquecimento da rocha dura até a laterita amarela e o posterior empobrecimento em direção aos níveis mais alterados. É interessante notar que, no início do processo (RD), o Ni comporta-se como um elemento do grupo de Fe, Cr e Co, concentrando-se, portanto, à medida que a alteração aumenta. Na LV esta tendência inverte-se, e o Ni mostra correlação positiva com os elementos solúveis. Neste caso, quanto menos evoluída a LV, mais Ni ela contém. Nas fácies intermediárias (SG e LA), as correlações são fracas e é justamente nestes horizontes que se encontram os maiores teores de Ni de todo o perfil de alteração.

Fig 25A Representação gráfica dos coeficientes de correlação do Mg, Fe, Cr, Co, Cu, Si, Al e Ni em função dos coeficientes de correlação do Fe e do Si.

Fig25B Representação gráfica dos coeficientes de correlação do Ni, com o Fe e Si nos diferentes fácies de alteração.

a.2. Topossequências XXVII, W4 e perfil G

a.2.1. Evolução geral dos elementos químicos durante a alteração

O resultado das análises químicas de 104 amostras de dunito serpentizado e de seus produtos de alteração consta do Apêndice I. Na tabela 8 tem-se os valores médios de cada óxido em cada horizonte, respeitando-se aqui o critério assumido para o tratamento das amostras cedidas pela Mineradora, quanto aos intervalos de variação do índice de alteração em cada fácies. Neste caso, a representação dos teores em função da profundidade média de cada horizonte não faz sentido porque, ao contrário dos dados das topossequências XV e E6, que se localizam inteiramente na planície, as topossequências aqui consideradas dispõem-se cortando os vários segmentos da paisagem e, como já se viu anteriormente, a distribuição dos fácies de alteração varia em função do sítio topográfico.

A tabela 8 apresenta, de modo geral, valores semelhantes aos da tabela 7, levando-se em conta os fatores multiplicativos de passagem do metal ao óxido correspondente. Cabe apenas assinalar que, para as topossequências XV e E6, os valores de SiO_2 e de Al_2O_3 são mais altos, e os de CuO mais baixos que para as topossequências XXVII, W4 e perfil G. Isto se deve, talvez, a uma composição mais peridotítica para as rochas da topossequência E6, localizada próximo à borda do maciço. Os valores de NiO na rocha dura, apresentados na tabela 8, são muito baixos porque, neste caso, trata-se de amostras de rocha excluídos os veios de garnierita, que foram analisados separadamente.

Confirmando as tendências já assinaladas, percebe-se novamente a existência de um grupo de elementos residuais, cujo teor aumenta durante o processo de alteração

TABELA 8

COMPOSIÇÃO QUÍMICA MÉDIA (% EM PESO DO ÓXIDO) DAS FÁCIES DE ALTERAÇÃO SOBRE DUNITO.
DADOS DAS TOPOSSEQUÊNCIAS XXVII, W4 E DO PERFIL G

	RD	SG	LA	LV
H ₂ O ⁺	12,8	12,2	8,9	5,2
MgO	33,4 (3,4)*	28,3 (4,5)	9,9 (7,0)	1,6 (0,5)
Fe ₂ O ₃ **	10,4 (2,1)	15,5 (2,3)	39,0 (13,8)	70,8 (3,9)
Cr ₂ O ₃	0,44 (0,2)	0,64 (0,4)	4,10 (3,2)	6,20 (1,9)
CoO (ppm)	240 (92)	284 (59)	630 (274)	1451 (1087)
CuO (ppm)	38 (31)	49 (58)	93 (41)	106 (34)
SiO ₂	41,0 (3,5)	40,8 (6,4)	32,9 (14,9)	10,1 (2,5)
Al ₂ O ₃	0,5 (0,3)	0,7 (0,9)	2,4 (1,6)	3,5 (1,4)
NiO	0,33 (0,07)	0,91 (0,70)	1,40 (0,67)	1,19 (0,5)
MnO ₂	0,20	0,28	0,44	1,01
i	0,33 (0,07)	0,60 (0,12)	7,5 (6,0)	50,9 (17,0)
SiO ₂ /MgO	1,23	1,44	3,32	6,31
SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	3,94	2,63	0,84	0,14
MnO ₂ /CoO	8,3	9,8	7,0	7,0

* Dados entre parênteses = desvio padrão

** Fe total computado como Fe³⁺

(Fe, Cr, Co, Cu e Al), e de um grupo de elementos solúveis, de teor decrescente (Si e Mg). O Mn, dosado nestas amostras, segue o comportamento dos residuais. O teor em H_2O^+ permanece mais ou menos constante na passagem RD-SG, para diminuir em seguida. O Ni mostra um enriquecimento nos primeiros estágios, seguido de uma ligeira diminuição na LV. A dosagem do CaO, feita em algumas poucas amostras, indica teores sempre baixos (inferiores a 0,5%) e muito variáveis.

O estudo comparativo do comportamento dos elementos durante a alteração pode ser facilitado pelo uso do parâmetro "taxa de concentração", razão entre o teor num nível dado e o teor na rocha fresca. Os aumentos de teor são caracterizados por valores da taxa de concentração superiores a 1 e as diminuições, por valores inferiores a 1.

A tabela 9 mostra estes cálculos para as amostras das toposseqüências XXVII, W4 e do perfil G, tomando como referência a análise do dunito serpentizado constante da tabela 2. De novo, as mesmas tendências aparecem: taxas inferiores a 1 para o MgO e SiO_2 e superiores a 1 para os demais componentes.

Entretanto, esta referência, média de 2 análises de rocha fresca, não parece ser bem representativa dos dunitos serpentizados de Santa Fê, principalmente por seu alto teor em FeO (13,15%), baixo teor em SiO_2 (36,34%) e baixíssimo teor em Al_2O_3 (0,16%). As rochas quase frescas das toposseqüências XXVII e W4 indicam sempre teores bem mais baixos em Fe, elemento que só pode tender à concentração relativa, devido à sua notória estabilidade no meio considerado.

Em vista disso, decidiu-se calcular a composição química de uma rocha fresca média hipotética, partindo da análise química de seus principais componentes. Admi-

TABELA 9

TAXAS DE CONCENTRAÇÃO DOS VÁRIOS ÓXIDOS EM
RELAÇÃO À ROCHA FRESCA

	R	RD	SG	LA	LV
H_2O^+	1,00	1,73	1,65	1,20	0,70
MgO	1,00	0,81	0,69	0,24	0,04
Fe_2O_3	1,00	0,71	1,06	2,68	4,86
Cr_2O_3	1,00	1,26	1,83	11,71	17,70
CoO	1,00	1,20	1,42	3,15	7,26
CuO	1,00	1,27	1,63	3,10	3,53
SiO_2	1,00	1,13	1,12	0,91	0,28
Al_2O_3	1,00	3,13	4,38	15,00	21,90
NiO	1,00	1,43	3,96	6,09	5,17
MnO_2	1,00	1,00	1,27	2,00	4,59

tiu-se que o processo de serpentinização respeitou cerca de um terço da olivina, e deu-se com certa perda de MgO , premis sas compatíveis com as análises modais e com as considera ções sobre a serpentinização, constantes do capítulo I. Na tabela 10 estão os dados de partida e a composição calcula da. Para o Cr, Co, Cu e Ni foram mantidos os dados origi nais da tabela 2 e, para o Al, recalculou-se seu teor, assu mindo uma taxa de enriquecimento idêntica à do Fe, na passa gem rocha fresca-rocha dura.

A tabela 11 mostra as taxas de concentração recalculadas em função dos novos valores. No início da alte ração, os 5 elementos residuais, Fe, Cr, Co, Cu e Al, apre sentam, todos, taxas de concentração da mesma ordem de gran deza. O Fe, Al e Co mantêm comportamento semelhante até o fim, enquanto que o Cu conserva na LV a mesma taxa que na LA. O Cr é o elemento relativamente mais enriquecido, e o Ni é o único que apresenta a maior taxa de enriquecimento na LA.

A descrição do comportamento químico dos ele mentos durante a alteração vem corroborar e detalhar as conclusões sobre a evolução mineralógica.

Em resumo, quanto aos elementos maiores (Si, Mg e Fe), o decréscimo dos teores de Si e Mg e o acrêscimo dos teores de Fe reflete a destruição dos silicatos hipóge nos (olivina e serpentina) e a concomitante formação dos ó xidos e hidróxidos de Fe. O Mg parte em solução sob forma de $Mg(OH)_2$ altamente solúvel e a sílica é evacuada também em solução, como H_4SiO_4 (Krauskopf 1956, Pickering 1962).

A razão SiO_2/MgO , calculada para os diferen tes fácies de alteração (tabela 8), mostra que a destruição dos silicatos é violenta a partir de LA e que ocorre por e vacuação praticamente completa do Mg e parcial do Si. Os teo res de SiO_2 na rocha dura e SG, ligeiramente mais altos que

TABELA 10

CÁLCULO DA COMPOSIÇÃO QUÍMICA DO DUNITO SERPENTINIZADO, A PARTIR DE SEUS CONSTITUINTES

	H ₂ O ⁺	SiO ₂	MgO	FeO	Densidade	%volume	%massa
Olivina	-	40,6	45,1	10,7	3,30	35	42,1
Serpentina	14,0	40,8	36,5	6,4	2,45	62	55,3
Brucita	30,88	-	69,1	-	2,40	3	2,6

Composição química dos constituintes (% em peso)

	H ₂ O ⁺	SiO ₂	MgO	FeO
Olivina	-	17,09	20,00	3,54
Serpentina	7,74	22,56	20,18	4,50
Brucita	0,80	-	1,80	-

Contribuição de cada constituinte à rocha hipotética

densidade	H ₂ O ⁺	SiO ₂	MgO	Fe ₂ O ₃ *	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	CuO	Total
2,75	8,54	39,65	41,98	8,91	0,35	0,42	0,22	0,23	0,020	0,003	100,30

Composição química da rocha hipotética (% peso)

* FeO calculado como Fe₂O₃

TABELA 11

TAXAS DE CONCENTRAÇÃO DOS VÁRIOS ÓXIDOS
EM RELAÇÃO À ROCHA FRESCA HIPOTÉTICA

	R	RD	SG	LA	LV
H_2O^+	1,00	1,50	1,43	1,04	0,61
MgO	1,00	0,80	0,77	0,24	0,04
Fe_2O_3	1,00	1,16	1,74	4,40	7,94
Cr_2O_3	1,00	1,26	1,83	11,70	17,70
CoO	1,00	1,20	1,42	3,15	7,26
CuO	1,00	1,27	1,63	3,10	3,53
SiO_2	1,00	1,03	1,03	0,83	0,25
Al_2O_3	1,00	1,20	1,70	5,70	8,30
NiO	1,00	1,43	3,96	6,09	5,17
MnO_2	1,00	1,00	1,30	2,00	4,60

na rocha fresca, podem refletir o fenômeno de silicificação que ocorre nos primeiros estágios da alteração. O comportamento do Fe_2O_3 em relação a SiO_2 é evidenciado pelo cálculo das razões $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (tabela 8), que evoluem decrescendo, no início lentamente, e bruscamente a partir da LA.

O estudo experimental da alteração de serpentinitos (Pedro & Bittar 1966) mostrou que, nas mais variadas situações de pH e de temperatura, a razão $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ ($\text{R} = \Sigma$ cátions trivalentes) decresce da rocha fresca para os produtos de alteração. A razão SiO_2/MgO , entretanto, mostra comportamento variável, dependendo das condições de drenagem e de pH. Para drenagem intensa, em meio neutro ou ligeiramente ácido, a razão SiO_2/MgO decresce do material fresco para o material alterado, e o contrário ocorre em meio ácido. Para condições de drenagem dificultadas, a alteração se dá com aumento da razão SiO_2/MgO .

A alteração das rochas de Santa Fé, levando a um decréscimo da razão $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ e um aumento da razão SiO_2/MgO da rocha fresca aos horizontes mais alterados, pode ser interpretada à luz do modelo experimental. Teriam essas rochas evoluído sob condições de drenagem não muito intensas, pois que a hipótese de um meio de acidez elevada não é compatível com a situação real.

O teor de água de constituição (H_2O^+) mantém-se aproximadamente constante no início da alteração, para depois diminuir. É que, logo nos primeiros estágios, 4 diferentes fatores entram em jogo:

- a dissolução da olivina, que faz com que o teor em serpentina e, portanto, em água, aumente relativamente;

- formação residual de amorfos mais ou menos hidratados;

- destruição da serpentina, correspondendo à queda de teores em H_2O^+ ;

- cristalização da goethita com alto teor em H_2O^+ .

Tudo isto acontece mais ou menos ao mesmo tempo, sendo que os 2 primeiros fatores se dão no mesmo sentido e predominam no início, e os 2 últimos são antagônicos e predominam no fim. No material já bem evoluído (LV), ocorre a desidratação da goethita e formação de hematita, com conseqüente redução em H_2O^+ .

Os demais elementos químicos dosados sofrem um processo de enriquecimento durante a alteração. O mais fortemente concentrado é o Cr, principalmente a partir do nível de LA. Seu aumento relativo deve ser atribuído à concentração residual de cromita. O Al, contido principalmente nas vermiculitas, talvez na cromita, e, em pequena quantidade, na goethita, deve sua concentração à acumulação residual dos 2 primeiros minerais e à neoformação do terceiro. O Mn e o Co, geralmente associados por afinidade geoquímica, têm taxas de concentração intermediárias. A razão MnO_2/CoO decresce com a alteração, o que sugere perda relativa do primeiro elemento com relação ao segundo. O Cu, embora sendo elemento de alta solubilidade, apresenta enriquecimento nas partes superiores do perfil. Sua vinculação mineralógica é desconhecida.

A evolução do Ni é a mais complexa. De valores bastante baixos na rocha fresca e na rocha pouco alterada (sem considerar os veios de garnierita), atinge teores de cerca de 1% no SG e 1,5% na LA, para decrescer ligeiramente na LV. Parece ter comportamento bastante independente dos outros elementos, não apresentando correlações significativas com nenhum deles (figura 25A). Sua distribuição no espaço está representada nas figuras 26, 27, 28 e 29. Comparando com as figuras 15, 16, 17 e 18, que mostram a repartição dos fâcies de

Fig.27-CURVAS DE ISONÍQUEL - LINHA XV

Fig.28-CURVAS DE ISONÍQUEL - LINHA XXVII

Fig29-CURVAS DE ISONÍQUEL - LINHA W4

alteração sobre as mesmas toposseqüências, fica evidente que:

- as concentrações de Ni estão associadas aos perfis de alteração mais desenvolvidos, dando-se portanto nos sopês e principalmente nas baixadas;

- o teor de NiO excede 2% apenas em região de baixada;

- os valores máximos alcançados pelo Ni situam-se no topo do SG e na LA;

- a LV pode apresentar-se enriquecida em Ni, principalmente em sua parte basal, como é bem evidente nos perfis de baixada da toposseqüência XXVII; trata-se aí, provavelmente, de material coluvionar proveniente das zonas mais altas, em vias de sofrer nova pedogênese;

- teores de NiO que ultrapassam 1% começam a ser encontrados a partir de uma profundidade média de 2m; o limite inferior para a curva isoNi de 1% varia de 4 a 10m.

a.2.2. Distribuição dos elementos químicos nos mine rais

As análises químicas efetuadas sobre amostra total deram informações a respeito da evolução geral do comportamento dos elementos químicos no perfil de alteração. No entanto, o problema da repartição dos elementos químicos nas diferentes fases mineralógicas só pôde ser abordado com a realização de análises dos minerais; quando isto não foi possível, tentou-se deduzi-la indiretamente, pela análise de misturas de minerais, de certas frações granulométricas, e por ataques químicos parciais.

a.2.2.1. Análise química dos minerais

Minerais Hipógenos

As composições químicas e as fórmulas estruturais, calculadas segundo Deer *et al.* 1963, de alguns minerais hipógenos constam da tabela 12. A olivina e o piroxênio foram analisados por microsonda eletrônica (Souza 1978). A composição da serpentina foi calculada a partir da análise de uma mistura de serpentina e vermiculita (66 am), sendo que todo o Al foi atribuído a este último mineral. A vermiculita teve sua composição química determinada a partir da análise de 2 amostras de veios (T9-am e T9-ve).

Comparando o teor em NiO da olivina (0,35%) com o da serpentina (0,27%), percebe-se que a razão entre esses dois valores é muito próxima da razão entre as densidades desses dois minerais (3,3/2,6). Isto parece indicar que não houve perda de Ni durante a serpentinização (Ede1'shtein 1960).

A vermiculita e o piroxênio apresentam teores de Ni sensivelmente mais baixos que os da olivina ou da serpentina.

Produtos de Alteração

Em geral, os materiais que constituem os produtos de alteração ocorrem associados entre si ou a minerais hipógenos. Pelo fato de se apresentarem finamente divididos, é muito difícil separá-los num grau de pureza razoável. Por isso, muitas amostras analisadas são misturas. É então necessário o estabelecimento de algumas hipóteses, baseadas no conhecimento da composição mineralógica da mistura, para poder deduzir a fórmula química dos minerais.

TABELA 12

COMPOSIÇÃO QUÍMICA (% EM PESO) E FÓRMULA ESTRUTURAL DOS MINERAIS HIPÓGENOS

	H ₂ O ⁺	SiO ₂	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	MnO ₂	CaO	TiO ₂	Total
Olivina	0	40,60	45,12	10,71	-	0,24	0,03	0,35	-	-	0,27	0,32	0,01	97,65
Piroxênio	0	51,69	15,45	5,24	-	1,85	0,05	0,06	-	-	0,03	23,12	1,47	98,96
Serpentina	14,0	40,8	36,5	6,40	-	0,00	0,06	0,27	0,01	0,010	0,07	0,08	-	98,20
Vermiculita (em veios)	16,0	35,70	30,85	-	7,8	10,40	0,04	0,08	0,01	0,025	0,04	1,00	-	101,95

Olivina	(Mg _{1,69} Fe ^{II} _{0,23} Al _{0,01} Ni _{0,01} Mn _{0,01} Ca _{0,01}) Si _{1,01} O ₄
Piroxênio	(Mg _{0,43} Fe ^{II} _{0,08} Ca _{0,45} Ti _{0,02}) (Si _{0,96} Al _{0,04}) O ₃
Vermiculita	(Mg _{0,84} Ca _{0,16}) (Mg _{6,00}) [(Si _{5,31} Al _{1,82} Fe ^{III} _{0,87}) O _{19,6}] (OH) _{4.6} H ₂ O
Serpentina	(Mg _{2,60} Fe ^{II} _{0,26} Ni _{0,01}) Si ₂ O ₅ (OH) ₄

Foram analisadas amostras contendo as seguintes associações: kerolita e serpentina (amostra 54-br), quartzo, kerolita e serpentina (amostra G104-br), carbonatos, kerolita e serpentina (amostra XXVII-17), dolomita e serpentina (amostra A1-br), pimelita e serpentina (amostra 107-ve) e quartzo e pimelita (amostra A1-ve). A vermiculita níquelífera corresponde às amostras G veio, 105B e 106, coletadas de veios de um material fino e esverdeado que cortam a rocha mais ou menos alterada, no perfil do poço G. Trata-se de vermiculita de granulação fina, um pouco evoluída e com teores de NiO da ordem de 3,5%. A tabela 13 apresenta a composição química das amostras acima mencionadas.

Parece provável que o Ni das vermiculitas não pertence ao retículo cristalino, mas se encontra, talvez, precipitado como $\text{Ni}(\text{OH})_2$ nas microfissuras deste mineral. Esta hipótese será testada pelo método dos ataques químicos parciais, como exposto adiante.

Na pimelita, o Ni deve ocupar os sítios do Mg no retículo, como efeito de semelhança de carga e de raio iônico. Assim como no caso das vermiculitas, a sustentação desta hipótese será fornecida pelo método dos ataques químicos parciais.

As razões moleculares SiO_2 sol/MgO+NiO, calculadas para algumas misturas, mostram que as amostras 54-br e G104-br são compostas por kerolita e serpentina em quantidades aproximadamente iguais, sendo que na primeira, predomina ligeiramente a serpentina, e, na segunda, a kerolita. A amostra A1-ve é composta de uma mistura de quartzo, calcedônia e pimelita. Atribuindo todo o Ni e Mg a este último mineral, é possível calcular a quantidade de sílica correspondente e sua fórmula estrutural:

TABELA 13

COMPOSIÇÃO QUÍMICA (% PESO) E RAZÕES MOLECULARES DOS PRODUTOS DA ALTERAÇÃO

	H ₂ O ⁺	Qz	SiO ₂ sol.	SiO ₂ tot.	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	MnO ₂	CaO	Total
G veio	13,2	1,6	33,6	35,2	25,7	14,0	4,5	0,05	3,28	0,012	0,008	0,22	3,04	99,08
105 B	13,3	2,0	34,1	36,1	26,9	13,9	4,3	0,10	3,50	0,017	0,011	0,24	2,45	100,54
106	13,9	3,1	30,6	33,7	25,7	15,7	6,0	0,10	3,27	0,017	0,009	0,18	1,54	100,14

	H ₂ O ⁺	Qz	SiO ₂ sol.	SiO ₂ tot.	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	MnO ₂	CaO	Total
54 br	12,6	0,4	52,4	52,8	35,2	0,9	0,04	0,20	0,15	0,000	0,003	0,03	1,05	102,97
G104 br	10,3	11,7	48,3	60,0	31,6	0,1	0,10	0,00	0,06	0,000	0,000	0,01	0,03	102,20
XXVII-17-br	33,0	0,2	22,7	22,9	38,8	0,4	0,00	0,04	0,03	0,003	0,000	0,01	4,00	99,18
Al-br	36,8	0,2	10,9	11,1	30,7	0,3	0,04	0,01	0,02	0,003	0,000	0,04	21,84	100,79

	H ₂ O ⁺	Qz	SiO ₂ sol.	SiO ₂ tot.	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	MnO ₂	CaO	Total
107-ve	9,9	2,7	48,1	50,8	18,7	2,4	0,00	0,02	17,66	0,048	0,013	0,11	0,59	100,29
Al-ve	2,7	-	-	87,4	4,8	0,6	0,20	0,01	5,47	0,024	0,002	0,04	1,30	102,54

SiO₂sol./MgO + NiO NiO/MgO

Serpentina teórica	0,67	-
Kerolita teórica	1,33	-
54 br	0,99	-
G104 br	1,02	-
107 ve	1,14	0,51
Al ve	1,33*	0,61

* Valor teórico

Assim, a pimelita pura conteria cerca de 20% em peso de NiO e apresentaria uma razão molecular NiO/MgO = 0,61. O fato de a amostra 107-ve conter 17,7% de NiO e NiO/MgO = 0,51 vem corroborar a hipótese, levantada quando do tratamento da evolução mineralógica, segundo a qual o silicato niquelífero seria apenas a pimelita neoformada, sendo a serpentina dos veios herdada da fase hipógena, e pouco enriquecida de Ni.

a.2.2.2. Ataques químicos parciais

Os ataques químicos parciais para extração de amorfos segundo o método Segalen 1968 (Apêndice II) fornecem não só a proporção de amorfos, mas sua composição. A maior ou menor cristalinidade das espécies minerais é refletida na maior ou menor linearidade de suas curvas de dissolução. Assim, este método será empregado com a finalidade de fornecer melhores subsídios ao conhecimento do modo de inserção dos elementos no retículo cristalino.

As amostras Al-ve e 107-ve revelam curvas de dissolução do Mg e Ni sensivelmente próximas de uma reta (figura 30), o que indica que praticamente a totalidade destes elementos encontra-se no retículo cristalino da pimelita. Tão somente cerca de 4% do NiO contido em ambas as amostras teria uma lixiviação mais rápida, correspondendo, talvez, a material adsorvido. A semelhança das curvas para ambas as amostras é outra indicação de que o mineral de Ni neoformado da amostra 107-ve, a exemplo da amostra Al-ve, é a pimelita.

As amostras 105B e 106 (figura 31), compostas por vermiculita niquelífera, apresentam curvas de dissolução com características interessantes: Fe e Mg dissolvem-se linearmente e o Ni dissolve-se irregularmente. Este comportamento vem corroborar a hipótese de que a vermiculita é

Fig.30 -Curvas de extração - Método Segalen - Minerais de Ni

% NiO, MgO extraído em relação ao NiO, MgO total
 % Fe_2O_3 extraído em relação ao Fe_2O_3 total

Fig.31-Curvas de extração - Método Segalen - Vermiculitas níquelíferas

uma fase bem cristalizada; é também evidência de que o Ni, talvez sob forma de $\text{Ni}(\text{OH})_2$, mais bem cristalizado no caso da amostra 106, menos bem cristalizado na amostra 105B, não faça parte do retículo dos silicatos, mas se encontre adsorvido aos cristais, ou em suas fissuras. A curva do Fe, ao contrário da do Mg, não passa pela origem, e isto pode ser interpretado como uma dissolução inicial do Fe amorfo, produto do estado de alteração incipiente da vermiculita.

O método de extração de amorfos foi usado ainda para fornecer informações importantes a respeito do comportamento do Fe e do Ni em estágios intermediários da alteração (figuras 32 e 33). Com este fim, foram analisadas as amostras 123, 124 e 125, que representam uma transição de SG a LV, sem chegar propriamente a esses extremos. A amostra 123 é um saprolito grosseiro bem alterado, já com alguma goethita; a 124 é LA típica, enquanto a 125 é uma transição para LV, evidenciando alto teor em Fe e início de concrecionamento (*vide* Apêndice I). A amostra 109 lat representa uma LV pouco evoluída e rica em Ni.

A tabela 14 mostra a proporção dos óxidos amorfos sobre sua quantidade total na amostra, calculada a partir das figuras 32 e 33.

A diminuição de Fe amorfo e mal cristalizado em direção às amostras mais alteradas confirma a hipótese a diantada anteriormente: a olivina e a serpentina alteram-se, deixando, no início, um resíduo ferruginoso amorfo, que pas sa gradativamente a goethita. O Mg é evacuado na medida em que é liberado dos silicatos primários: a extração linear significa a existência de Mg apenas no retículo cristalino. O Ni parece acompanhar o comportamento do Fe, concentrando-se inicialmente como compostos mal cristalizados e incorporando-se, em seguida, ao retículo da goethita.

% NiO, MgO, Fe₂O₃ extraído em relação ao NiO, MgO, Fe₂O₃ total.

Fig32-Curvas de extração - Método Segalen - SG e LA

Fig.33-Curvas de extração - Método Segalen - Lateritas Vermelhas

TABELA 14

PROPORÇÃO DOS ÓXIDOS AMORFOS E MAL CRISTALIZADOS EM
RELAÇÃO À SUA QUANTIDADE TOTAL NA AMOSTRA

	Fe_2O_3	NiO
123	92%	108%*
124	68%	78%
125	62%	57%
109 lat	60%	77%

* Este valor de 108% resulta do fato de a análise total da amostra ter indicado um teor em NiO menor que a quantidade extraída pelo método Segalen. Isto pode ser atribuído à grande heterogeneidade do material, mas não invalida as conclusões.

a.2.2.3. Análise das frações granulométricas

A análise das frações granulométricas fornece, indiretamente, informações sobre a composição química dos constituintes mineralógicos. No início da alteração, os minerais mais resistentes acumulam-se nas frações grosseiras, e os produtos neoformados ficam nas frações mais finas. Em estágios mais avançados, com o concrecionamento, materiais de origem supérgena podem acumular-se nas frações mais grosseiras.

Para o estudo químico de 3 frações granulométricas ($A-\phi > 0,25\text{mm}$; $B-0,062\text{mm} < \phi < 0,25\text{mm}$; $C-\phi < 0,062\text{mm}$), foram escolhidas as amostras 121, 122, 123, 124, 127, representativas de 5 estágios da alteração. Suas composições químicas e granulométricas constam da tabela 15; a granulometria encontra-se também representada na figura 6.

A amostra 121 é de rocha dura, apresentando sinais incipientes de alteração, somente discerníveis ao microscópio. A amostra 122 de rocha pouco alterada é constituída, em sua maior parte, por fração grosseira. Esta apresenta composição química semelhante à amostra 121, bem como as frações B e C, o que indica que a alteração começa principalmente por simples desagregação mecânica do reticulado de serpentina e olivina. O conteúdo em Ni já é um pouco mais elevado do que na rocha fresca, principalmente na fração C. O SG, representado pela amostra 123, é bastante evoluído. A fração mais grosseira, representando apenas 10% da amostra, ainda tem composição química semelhante às amostras 121 e 122, apresentando, porém, significativa perda em MgO e ganho em Fe_2O_3 , o que deve corresponder à dissolução da olivina. Estes aspectos acentuam-se nas frações B e C, sendo esta última de composição bem ferruginosa, embora ainda conserve serpentina, como indica o teor de 17,8% de MgO . O Ni mostra-se fortemente concentrado em relação à rocha fresca nas 3 frações granulométricas, especialmente na fra-

TABELA 15

ANÁLISE QUÍMICA DAS FRAÇÕES GRANULOMÉTRICAS (% EM PESO)

	H ₂ O+	Qz	SiO ₂ sol.	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	MnO ₂	CaO	Total	$\frac{MnO_2}{CoO}$
121A (100)*	12,3	0,2	37,5	37,3	13,2	0,2	0,26	0,27	0,017	0,011	0,16	0,35	101,7	9,4
122A (70)	12,0	1,2	36,8	34,5	16,5	0,2	0,58	0,46	0,024	0,003	0,21	0,10	102,6	8,8
122B (10)	11,8	1,4	39,0	31,6	15,0	1,2	1,62	0,60	0,029	0,003	0,22	0,35	102,8	7,6
122C (20)	13,1	1,5	38,3	30,7	15,8	0,8	0,52	0,69	0,058	0,025	0,42	0,45	102,4	7,2
123A (10)	12,3	3,0	34,0	24,6	22,9	0,3	0,31	1,78	0,038	0,004	0,29	0,07	100,1	7,6
123B (16)	8,2	3,3	23,2	20,0	34,8	1,1	9,48	1,44	0,041	0,011	0,34	0,07	101,9	8,3
123C (74)	13,6	0,9	22,9	17,8	43,0	0,3	0,46	2,51	0,081	0,053	0,60	0,56	101,9	7,4
124A (3)	10,5	14,8	26,6	20,8	23,3	0,4	1,32	2,39	0,029	0,006	0,27	0,13	100,5	9,3
124B (9)	1,6	-15,44-		6,0	51,9	2,0	23,54	1,25	0,076	0,004	0,59	0,04	102,4	7,8
124C (88)	11,1	5,3	12,5	6,6	56,5	0,8	0,92	3,37	0,076	0,086	0,52	-	97,8	6,9
127A (10)	4,3	7,3	4,3	1,0	63,0	5,8	7,02	0,80	0,239	0,012	1,19	4,45	99,4	5,0
127B (44)	2,1	8,4	0,4	1,6	75,3	3,6	6,09	0,79	0,120	0,008	0,63	-	99,0	5,3
127C (46)	3,1	8,7	2,3	1,7	74,5	3,3	6,31	0,72	0,068	0,036	0,35	-	101,1	5,1

* Os números entre parênteses correspondem à porcentagem da fração granulométrica considerada
 - Não determinado

ção mais fina.

A medida que a alteração prossegue (124), a fração grosseira diminui em quantidade, porém conserva composição química que reflete conteúdo ainda rico em serpentina. A fração B e, em maior grau, a fração C, já mostram composição predominantemente ferruginosa. Os valores de NiO são elevados, principalmente nas frações A e C.

No horizonte de LV, o concrecionamento é evidente: a fração B e sobretudo a fração A tornam-se mais abundantes. São todas elas predominantemente ferruginosas, quase totalmente desprovidas de MgO e bastante desidratadas. É o estágio correspondente à passagem goethita-hematita, marcado por empobrecimento em NiO .

O comportamento dos elementos menores fica muito bem evidenciado através da análise química das frações granulométricas. O Al_2O_3 e o Cr_2O_3 apresentam evolução semelhante, concentrando-se, desde o início da alteração, na fração B, que representa o tamanho dos grãos de cromita e vermiculita. Com o concrecionamento, ambos passam a predominar na fração A. A presença significativa desses 2 elementos nas frações C das amostras 124 e 127 indica que eles de vem também estar associados à goethita. O Co e Mn também têm comportamento correlacionável: sofrem, de modo geral, concentração, sendo que, nos primeiros estágios (122 e 123), mostram mais altos teores na fração C. Na LA, começa um deslocamento do enriquecimento para as frações mais grosseiras e, finalmente, na LV, encontram-se principalmente na fração A, o que reflete o concrecionamento dos óxidos de Mn e Co. As razões MnO_2/CoO , calculadas para as várias frações granulométricas das várias amostras, apresentam-se em torno do valor 8 para a RD, SG e SF, caindo para cerca de 5 na LV. Isso indica que nos estágios finais de alteração parece haver perda de Mn em relação ao Co, o que já havia sido constatado pela análise da tabela 8. O fato de as razões serem mais

ou menos constantes para as frações granulométricas de cada amostra é uma evidência de que estes elementos encontram-se estreitamente associados (Schellmann 1978). O Cu, de inserção mineralógica incerta, concentra-se sempre nas frações mais finas.

Resumindo, o resultado do estudo químico das frações granulométricas dá suporte às seguintes hipóteses:

- no início da alteração predomina a desagregação mecânica, mas o incipiente ataque químico já leva a um ligeiro enriquecimento em Ni;

- segue-se a destruição da olivina e, mais tarde, a da serpentina; o Ni concentra-se como hidróxido mais ou menos cristalizado associado à serpentina em vias de alteração, e incorpora-se à goethita à medida de sua formação;

- nos estágios mais evoluídos, com a passagem, por desidratação, da goethita a hematita, e com o con^ocrecionamento, há eliminação parcial de Ni;

- na rocha fresca, o Al e o Cr predominam, respectivamente, na vermiculita e na cromita; com a alteração, passam, parcialmente, a integrar o retículo da goethita;

- o Co e o Mn associam-se em concreções de tamanho crescente em direção aos horizontes mais evoluídos.

b. A evolução das rochas portadoras de piroxênio

b.1. Perfis sobre peridotito: Pe e S10W4

Na tabela 16 está indicada a composição química de amostras de 2 perfis de alteração sobre peridotito. O perfil S10W4 corresponde a um peridotito que contém menos piroxênio que o peridotito do perfil Pe.

Nesta rocha, o comportamento dos elementos químicos durante a alteração é essencialmente o mesmo que nos dunitos: perda de sílica e magnésia e enriquecimento em Fe_2O_3 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , CoO e MnO_2 . O CaO , presente nestas rochas em quantidade tanto maior quanto maior o teor em piroxênio, comporta-se como o MgO , sofrendo diminuição nos horizontes mais alterados.

A perda do CaO , mais rápida que a do MgO , reflete a precoce dissolução do piroxênio com relação à serpentina. Ambos os óxidos são evacuados à medida de sua liberação. A SiO_2 fica, em parte, inicialmente retida como material amorfo, ou no retículo das esmectitas ferríferas, derivadas da alteração dos piroxênios. Pode também acumular-se na base do perfil sob forma de veios de quartzo. O Fe, liberado também quando da alteração dos silicatos hipógenos, é fixado, seja como amorfo, juntamente com a sílica, seja como elemento integrante da nontronita. A posterior dessilicificação dos amorfos leva à cristalização do Fe em goethita e finalmente em hematita. Reflexo de todo esse processo é a variação do teor em H_2O^+ nos diferentes fácies de alteração: aumento no saprolito fino (formação de goethita) e diminuição na laterita vermelha (formação de hematita).

O teor de NiO é tanto maior quanto menor for a porcentagem de piroxênio no peridotito, já que este elemento está inicialmente situado principalmente na olivina (tabela 12). Com a alteração, concentra-se no horizonte de saprolito grosso e principalmente no saprolito fino, sofrendo perda na laterita vermelha. É essencialmente o mesmo processo que ocorre nos dunitos, mas em menor escala.

TABELA 16

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS FÁCIES DE ALTERAÇÃO SOBRE PERIDOTITO (% PESO)

	H ₂ O ⁺	Qz	SiO ₂ sol.	SiO ₂ tot.	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	MnO ₂	CaO	Total
129	7,2	34,1	22,8	56,9	22,4	7,1	1,22	0,22	0,13	0,010	0,006	0,09	3,33	98,60
131	11,6	10,0	24,3	34,3	17,2	32,3	0,55	0,60	0,80	0,050	0,004	0,38	1,07	98,85
132	12,1	4,4	34,4	38,8	25,7	18,1	0,42	0,32	1,60	0,027	0,005	0,23	1,57	98,87
135	4,0	7,3	3,0	10,3	1,1	73,1	3,04	5,14	0,90	0,030	0,008	0,73	0,02	98,41

Perfil S10W4

	H ₂ O ⁺	Qz	SiO ₂ sol.	SiO ₂ tot.	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	MnO ₂	CaO	Total
86	3,6	-	-	36,1	10,0	28,6	3,8	0,02	0,32	0,022	0,058	0,21	15,12	97,63
87	5,0	-	-	31,8	9,0	35,8	4,4	0,03	0,45	0,025	0,043	0,24	10,92	97,73
88	8,0	-	-	27,2	7,0	40,0	4,7	0,07	0,54	0,025	0,225	0,25	5,74	93,77
89	9,0	-	-	21,6	4,6	53,0	6,8	0,04	0,89	0,027	0,188	0,25	2,28	98,68

Perfil Pe

b.2. Perfil sobre piroxenito: Py

Embora chegando a 10m de profundidade, o perfil Py não alcança a rocha, terminando num material saprolítico já bem alterado. As amostras 93, 95, 97 correspondem a um saprolito verde que se torna amarelado (98) e passa para saprolito amarelo na amostra 99. As amostras 100 e 102 são lateritas vermelhas que apresentam sinais de ter sofrido algum transporte.

Comparando os dados da tabela 17 com a análise química da rocha fresca (tabela 2), percebe-se que, nos estágios de alteração representados pelas amostras 93, 95 e 97, há uma certa perda relativa de SiO_2 , MgO e CaO , e aumento em Fe_2O_3 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 e CoO . Nas amostras 98 e 99, já mais evoluídas, este comportamento é ligeiramente acentuado, principalmente no que diz respeito ao Fe.

O CuO e o MnO_2 não apresentam comportamento sistemático. A quantidade de H_2O^+ é variável no saprolito, mantendo-se ao redor de 10%, e cai à metade na LV.

Nas amostras de saprolito verde, a composição química reflete a neoformação de nontronita (concentração de Si, Fe e um pouco de Al e Mg) e a concentração residual de "mica". A análise química destes minerais consta da tabela 17.

O saprolito amarelo representa uma transição, no sentido de destruição do silicato secundário, eliminação de SiO_2 e MgO e concentração de Fe (goethita e hematita) e do Al (boehmita). O alto teor de SiO_2 das amostras 100 e 102 é atribuído ao quartzo de origem coluvionar.

O NiO , presente na rocha fresca em pequena quantidade (0,06%), sofre ligeiro enriquecimento, mas não atinge valores interessantes economicamente. Seu processo

TABELA 17

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE AMOSTRAS PROVENIENTES DO PERFIL Py (% EM PESO)

	H ₂ O ⁺	SiO ₂ tot	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	MnO ₂	CaO	Total
93	14,7	45,8	11,8	17,9	6,8	0,12	0,14	0,015	0,011	0,17	2,80	100,26
95	9,5	47,7	13,8	14,1	4,3	0,09	0,06	0,008	0,070	0,08	7,28	97,63
97	4,9	45,5	14,8	18,3	4,3	0,23	0,09	0,019	0,009	0,17	13,86	102,13
98	10,7	46,9	12,9	17,2	5,3	0,20	0,10	0,017	0,005	0,16	8,12	101,59
99	11,4	42,3	10,1	24,7	6,4	0,29	0,18	0,019	0,009	0,26	3,78	99,47
100	4,7	59,5	0,60	29,3	5,3	0,65	0,32	0,030	0,010	0,14	-	100,58
102	6,3	35,9	0,99	40,1	10,9	1,46	0,38	0,035	0,019	0,22	0,15	96,45

	H ₂ O ⁺	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
93M	8,2	41,5	11,2	9,6	5,9	0,6	18,6	0,2	3,6	99,4
95M	6,4	42,2	11,9	11,1	6,4	0,6	16,4	0,3	5,0	100,3
98M	10,0	41,4	11,5	10,0	6,1	0,7	16,9	0,2	2,3	99,1
99M	13,0	35,8	11,1	11,1	5,6	0,5	16,9	0,9	4,3	99,2
100M	8,7	38,9	14,6	11,9	7,1	0,3	13,5	0,2	4,0	99,2
95S	15,2	54,2	3,2	19,3	1,8	0,3	4,5	0,2	0,1	98,8

93,95,98,99,100 M - "Micas" separadas das amostras 93,95,98,99,100 (Oliveira & Melfi 1979)

95S - Esmeclita extraída da amostra 95 (Oliveira & Melfi 1979)

de concentração pode estar ligado à precipitação da nontro nita e, mais provavelmente, à formação da goethita, já que parece que seu teor cresce com o aumento de Fe_2O_3 . A quantidade de NiO contida nas amostras 100 e 102 é de difícil interpretação, dado o caráter coluvionar deste material.

O estudo de detalhe da evolução das "micas" contidas nos piroxenitos de Santa Fê (Oliveira & Melfi 1978) mostrou que, apesar destes minerais serem bastante estáveis, apresentam, nos níveis mais alterados, leve diminuição de Mg e aumento em Fe (tabela 17). Este fato pode ser reflexo da incipiente transformação mica → esmectita, perceptível apenas ao microscópio eletrônico.

c. Um perfil extremamente silicificado (Perfil C)

Trata-se de um perfil de alteração de 9m de profundidade, intensamente silicificado, constituído por um reticulado de quartzo e calcedônia preenchido e envolvido por laterita avermelhada, que aumenta em quantidade em direção ao topo do perfil. Foram analisadas as amostras 111, 114 e 118, correspondendo respectivamente às profundidades de 9, 6 e 2m, sendo que a amostra 114 foi analisada para 3 frações granulométricas (tabela 18A). Neste caso, foi dosada a sílica total, já que o ataque perclórico-sódico não discriminaria a sílica dos silicatos da sílica contida no *boxwork*, cuja composição, além do quartzo, inclui uma certa quantidade de sílica mal cristalizada (calcedônia). Esta passa em solução juntamente com a sílica dos silicatos.

A análise dos dados referentes às amostras 111 e 118 mostra que estas são constituídas, em sua maior parte, por um arcabouço silicoso, preenchido por material saprolítico já bem laterizado. Assumindo-se, por aproximação, que toda a sílica seja quartzo ou calcedônia, resulta que, tanto a amostra 111 como a 118 são compostas, em sua

TABELA 18A

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DAS AMOSTRAS DO PERFIL C (% EM PESO)

	H ₂ O ⁺	SiO ₂	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	MnO ₂	Total
111	5,1	56,4	0,7	34,7	1,6	1,23	0,73	0,081	0,009	0,38	100,9
118	2,4	78,6	0,3	15,3	0,5	0,66	0,29	0,025	0,004	0,15	98,2
114A	3,0	73,9	0,5	20,2	0,7	0,33	0,37	0,100	0,007	0,37	100,1
114B	6,1	43,4	1,0	41,7	3,6	2,38	0,78	0,050	0,046	0,26	99,3
114C	6,8	28,4	1,2	51,7	3,6	3,66	0,81	0,067	0,021	0,32	96,5

TABELA 18B

TEORES EM Fe₂O₃, MgO E NiO DA FRAÇÃO LATERÍTICA DAS AMOSTRAS DO PERFIL C (% EM PESO)

	Fe ₂ O ₃	MgO	NiO
111	79	1,6	1,6
118	72	1,4	1,4
114A	77	1,9	1,4
114B	74	1,8	1,4
114C	72	1,7	1,1

TABELA 18C

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA CROSTA FERRUGINOSA (% EM PESO)

	H ₂ O ⁺	SiO ₂	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	MnO ₂	Total
BGO-4	12,8	10,3	0,8	64,9	3,16	5,26	1,15	0,382	0,006	2,38	101,14

fração não silicosa, por mais de 70% de Fe_2O_3 e por quantidades muito subordinadas de MgO , correspondentes à serpentina remanescente. O teor em NiO nesta laterita é de cerca de 1,5% (tabela 18B).

A análise das frações granulométricas confirma a enorme quantidade de sílica, concentrada principalmente na fração mais grosseira. O saprolito laterizado passa, em sua maior parte, para a fração C. A concentração de Al e Cr nas frações mais finas parece indicar que esses elementos não estariam mais, pelo menos parcialmente, associados à cromita, mas principalmente à goethita. Os teores de MgO e NiO situam-se ao redor de 1,5%, e o de Fe_2O_3 em mais de 70%, no material laterizado das 3 frações granulométricas.

Devido ao aumento relativo de material silicioso nos níveis mais superficiais e ao fato de ser este material de granulação grosseira, as amostras mais evoluídas (118) têm composição semelhante à da fração A de uma amostra menos evoluída. Em qualquer nível, como em qualquer fração, a composição do saprolito laterizado é a mesma (tabela 18B). Daí conclui-se que neste perfil a evolução se dá a partir de um serpentinito muito silicificado que sofre perda química de parte de seus componentes, resultando num arcabouço silicioso preenchido por saprolito laterizado. O material da parte superior do perfil é mais erodido, tendo este processo tendido a esvaziar as cavidades do *boxwork*, carregando parte da laterita e deixando um arcabouço mais ou menos intacto.

d. Composição química da crosta ferruginosa

Foi analisado um fragmento de crosta ferruginosa (amostra BG0-4), encontrado próximo a um eixo de drenagem, no sopé da Serra do Tira-Pressa. Os componentes mineralógicos principais desta amostra são goethita, hematita e

quartzo. Sua composição química, constante da tabela 18C, as semelha-se à composição média da LV (tabela 8) quanto aos teores em SiO₂, MgO, Fe₂O₃, Al₂O₃, Cr₂O₃, CuO e NiO.

A crosta ferruginosa apresenta teor em H₂O⁺ bem mais alto que a LV, indicando que ocorre hidratação durante o processo de concrecionamento.

Os altos valores de MnO e CoO na crosta ferruginosa parecem mostrar que estes elementos têm tendência de se concentrar nas concreções e no cimento que as solda. A razão MnO₂/CoO = 6,2 vem, mais uma vez, indicar que, com o avanço da alteração, o enriquecimento em Mn é relativamente menor que o enriquecimento em Co.

e. Conclusões

O estudo químico realizado sobre as amostras representativas dos vários estágios de alteração das rochas ultrabásicas de Santa Fê permitiu definir o comportamento de cada elemento durante o processo superficial, aprofundando, assim, a compreensão das filiações mineralógicas.

Os cálculos das médias de teores por horizonte, das correlações e das taxas de concentração evidenciaram o comportamento quantitativo de cada óxido e levaram à distinção de 3 grupos de elementos, bem caracterizados:

- elemento móveis (Si, Mg e Ca), cujos teores vão decrescendo gradativamente até o nível de saprolito grosseiro para, a partir daí, cair brutalmente;

- elementos residuais (Fe, Cr, Co, Cu, Al, Mn), cujos teores crescem à medida que a alteração prossegue;

- Ni, que apresenta enriquecimento crescente até o nível de laterita amarela, decrescendo nos horizontes mais alterados.

As análises químicas executadas sobre frações mineralógicas e granulométricas e a extração dos produtos mal cristalizados levaram ao detalhamento o estudo da repartição dos elementos entre os minerais (tabela 19), e possibilitou a discussão sobre seu modo de inserção no retículo cristalino.

Durante a alteração dos dunitos serpentinizados, a contínua evacuação do Si e do Mg, mais pronta deste e mais lenta daquele, reflete, num primeiro momento, a dissolução dos carbonatos e da brucita e, em seguida, dos silicatos hipógenos. Acaba havendo eliminação praticamente total do Mg e parcial do Si, que permanece, transitoriamente, como constituinte dos compostos sílico-ferruginosos e, residualmente, sob forma de quartzo e calcedônia. Os perfis de alteração situados nas baixadas, representantes de uma evolução mais ou menos atual (*vide* Cap.I), indicam que este fenômeno de retenção de parte da sílica não é intenso, sendo relativamente pequena a quantidade de quartzo e calcedônia que permanece. Não parece ter sido assim no passado, como indicam as amostras do poço C, no alto de um morrote, que devem representar a base de um antigo perfil. Aí a silicificação foi certamente muito mais intensa, resultando, após a laterização, num material composto por até 80% de quartzo. Restos erodidos deste *boxwork* são encontrados nas baixadas.

Além da precipitação da sílica sob forma de quartzo ou calcedônia, nas fissuras da rocha em vias de alteração, há vestígios de um processo que levou também à precipitação de silicatos de Mg enriquecidos ou não em Ni (série kerolita-pimelita). Estes, ao contrário do quartzo, representam uma retenção apenas passageira do Si e Mg, de-

TABELA 19

REPARTIÇÃO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS ENTRE OS MINERAIS

	H ₂ O ⁺	Si	Mg	Fe	Al	Cr	Co, Mn	Ca	Ni
R	serpentina brucita vermiculita	olivina serpentina vermiculita piroxênio	olivina serpentina brucita+CO ₃ ²⁻ vermiculita piroxênio	magnetita cromita	vermiculita piroxênio cromita	cromita	olivina	piroxênio CO ₃ ²⁻	olivina serpentina
RD	serpentina vermiculita amorfo Si Fe esmectita	olivina serpentina vermiculita piroxênio amorfo Si Fe quartzo esmectita pimelita	olivina serpentina vermiculita piroxênio esmectita pimelita	magnetita cromita amorfo Si Fe esmectita	vermiculita piroxênio cromita esmectita	cromita	?	piroxênio	serpentina pimelita amorfo Si Fe
SG	serpentina vermiculita amorfo Si Fe esmectita goethita	serpentina vermiculita piroxênio amorfo Si Fe quartzo esmectita pimelita	serpentina vermiculita piroxênio esmectita pimelita	magnetita cromita amorfo Si Fe esmectita goethita	vermiculita piroxênio cromita esmectita goethita	cromita goethita	?	piroxênio	serpentina pimelita amorfo Si Fe goethita
LA	vermiculita esmectita goethita	vermiculita quartzo esmectita	vermiculita esmectita	goethita cromita vermiculita esmectita	vermiculita cromita esmectita goethita	cromita goethita	?		goethita
LV	vermiculita goethita	vermiculita quartzo	vermiculita	goethita cromita hematita vermiculita	vermiculita cromita goethita boehmita	cromita goethita	concreções		goethita

saparecendo nos níveis mais alterados.

Nas rochas portadoras de piroxênio, a alteração deste mineral também acaba levando a uma evacuação mais ou menos completa dos elementos solúveis (Si, Mg e Ca). No entanto, existe uma fase transitória de retenção de parte do Si e Mg, que, juntamente com o Fe e um pouco de Al, leva à formação de nontronita, principal constituinte de certos horizontes de alteração do piroxenito.

Uma pequena parte do Si e Mg permanece até os níveis mais alterados de laterita vermelha, sob forma de vermiculita nos dunitos e de "mica" da série hidrobiotita - vermiculita nos piroxenitos.

A perda dos elementos solúveis traz, por si só, como consequência, a relativa concentração dos elementos menos móveis. O Fe, que, com o Si e o Mg, perfaz 90% do dunito serpentizado, apresenta um comportamento simétrico ao desses dois, isto é, seu teor aumenta à medida que os teores deles diminuem. Liberado pela dissolução da olivina, fica retido inicialmente nos buracos então formados, como amorfo associado ao Si; deposita-se também sobre as fibras de serpentina, o que lhes atribui um colorido característico. A alteração prosseguindo, a serpentina acaba por dissolver-se e o Fe cristaliza-se em goethita e, finalmente, em hematita, na laterita vermelha. Neste horizonte, é comum o concrecionamento, resultando num solo constituído por nódulos sub-milimétricos soltos, dispersos numa matriz fina, ferruginosa, contendo concreções pisolíticas dispersas (Barbour 1976).

Além da concentração química do Fe por evacuação dos demais constituintes da rocha, ocorre, nas baixadas, uma concentração de Fe devida a fatores mecânicos: a erosão dos perfis de alteração dos sítios mais elevados carrega o saprolito e o deposita nas zonas mais baixas. A late

rita vermelha, concrecionada e muito rica em Fe atinge a^ã suas maiores espessuras. Devido a oscilações do n^{ível} d'á-gua, próximo aos c^{órregos}, ocorre cimentação das concreções, formando crostas ferruginosas contínuas.

Uma parcela do Fe permanece sob sua forma original, nos minerais que resistiram à alteração, como restos de cromita e vermiculita.

Nos piroxenitos, o Fe tem essencialmente o mesmo destino que nos dunitos, concentrando-se residualmente, principalmente sob forma de goethita e hematita. Aqui, porém, participa da formação das esmectitas ferríferas.

O Cr, elemento que, aparentemente, apresenta os mais altos n^{íveis} de concentração nos horizontes de LV, está originalmente na cromita. Este mineral sofre dissolução incipiente, de modo que a maior parte do Cr permanece na cromita até os n^{íveis} mais evoluídos. Parece provável que esta parte do Cr que entra em solução incorpora-se no retículo da goethita.

O Al, elemento menor nas rochas ultramáficas, está principalmente concentrado na vermiculita e nas "mi-cas", ocorrendo, secundariamente nos piroxênios. Ocorre também, em pequena quantidade, na cromita. Com a alteração, parte deste Al permanece retido nos minerais residuais, e parte, correspondendo à dissolução da cromita, é solubilizada e incorporada à goethita, apresentando o mesmo destino do Cr. Nos piroxenitos, o Al participa da formação da nontronita, quando liberado do piroxênio, e há indícios de que, a alteração prosseguindo, ele possa constituir seu próprio mineral, a boehmita (*vide* Ev.Mineralógica).

O Mn e o Co não foram encontrados individualizados em minerais. Apresentam comportamento correlacionável, e as seguintes características:

- maior abundância nos dunitos que nos piroxenitos e, portanto, em provável associação primária com a olivina;

- enriquecimento contínuo durante a alteração, maior do Co que do Mn;

- concrecionamento nos níveis mais evoluídos, juntamente com o Fe.

O Cu, o menos abundante dos elementos citados, está mais concentrado nos dunitos que nos piroxenitos e sofre enriquecimento não muito acentuado no decorrer da meteorização. Não foi possível determinar em que mineral e como ele se encontra.

A água, presente originalmente na serpentina, brucita, vermiculita e "micas", e, portanto, em muito maior quantidade no dunito serpentizado que no piroxenito, acaba sendo encontrada também em quase todos os minerais secundários. Apenas os horizontes mais evoluídos são relativamente desidratados, como consequência da passagem goethita (α FeOOH) para hematita (α Fe₂O₃).

O ciclo mais complexo é o do Ni. Liberado pela dissolução da olivina, precipita provavelmente como hidróxido mais ou menos cristalizado nas fissuras ou descontinuidades da serpentina, ou juntamente com os compostos amorfos sílico-ferruginosos. O estudo experimental da alteração da olivina (Perruchot 1971) mostrou que a maior parte do Ni fica retida nos resíduos de sua dissolução. Quando da dissolução da serpentina, o Ni incorpora-se ao retículo da goethita, do que resulta que os níveis mais ricos nesta fase também são os mais ricos em Ni. Na LV, a transformação goethita-hematita parece ser acompanhada de uma perda de Ni, o que concorda com os dados experimentais (Nalovic 1971, Nalovic & Pinta 1972 e Nalovic & Segalen

1973). Hã, assim, lixiviação vertical do Ni a partir dos horizontes mais evoluídos de LV, causando um aporte *per descensum*, em benefício dos nı́veis inferiores do perfil.

Eventualmente, as soluções ricas em Ni que percolam o perfil podem deixar parte de seu conteúdo em armadilhas constituídas por veios de vermiculita em vias de alteração. Nestes casos, o Ni estaria, provavelmente, adsorvido na superfície dos cristais de vermiculita. No passado, quando havia condições mais favoráveis para a neoformação de silicatos magnesianos tipo talco, o Ni incorporou se a este retículo. Os vestígios deste processo são as belas ocorrências de garnierita, geralmente associadas a materiais silicificados.

O Ni, assim como o Fe e os demais elementos residuais, sofre também concentração mecânica, a partir dos antigos perfis erodidos, em direção às baixadas. Este aporte soma-se ao enriquecimento químico e faz com que seja nestes sítios topográficos que se encontrem os maiores teores em Ni.

Nos piroxenitos, o processo de concentração de Ni ocorre em menor escala, mas basicamente pelo mesmo mecanismo: liberação dos silicatos hipógenos por dissolução e incorporação no retículo da goethita neoformada. O quadro abaixo mostra o teor médio de NiO (% em peso) em cada fácies de alteração, para os 2 extremos litológicos das ultramáficas de Santa Fê.

	dunito serp.	piroxenito
R	0,23	0,06
SG	0,91	0,10
SF	1,40	0,14
LV	1,19	0,35

B. Dados Volumétricos

Havendo conservação da estrutura do material durante a alteração, é possível calcular a quantidade, em peso, de cada óxido por unidade de volume, e compará-la com a quantidade no mesmo volume de rocha fresca (Bonifas & Milot 1955). Assim, foram calculadas as quantidades absolutas de cada componente para cerca de 100 amostras, a partir da análise química e da medida da densidade aparente. Os valores extremamente baixos de Cu impediram uma avaliação adequada de suas perdas e ganhos. O Ca e o Mn foram dosados apenas em algumas poucas amostras e, por isso, não foi possível estabelecer médias significativas. As variações de H_2O^+ não ilustram bem as características do processo pois, como já foi assinalado anteriormente, ocorrem perdas e ganhos mais ou menos simultâneos que tendem à compensação. A evolução dos demais óxidos será tratada para cada tipo litológico e, no caso dos dunitos, para cada sítio topográfico.

a. Perdas e ganhos no perfil de alteração

a.1. Sobre dunito

As figuras 34, 35 e 36 apresentam as variações de teores absolutos em função de um índice de alteração (densidade aparente) para cerca de 60 amostras das toposequências XXVII e W4. Ressalta imediatamente das figuras que SiO_2 e MgO sofrem perda contínua e que os outros óxidos permanecem em quantidades mais ou menos constantes, com exceção do NiO , que apresenta um comportamento menos regular.

A evolução do MgO parece dar-se de maneira mais ou menos linear, isto é, com a diminuição da densidade aparente há perda contínua de Mg a taxa aproximadamente constante. A sílica solúvel segue, em grandes traços, a evo

FIGURA 34

VARIAÇÃO DOS TEORES ABSOLUTOS DE SiO_2 , MgO E NiO , EM FUNÇÃO DA DENSIDADE APARENTE

FIGURA 35

VARIAÇÃO DOS TEORES ABSOLUTOS DE Cr_2O_3 E Fe_2O_3 , EM FUNÇÃO DA DENSIDADE APARENTE

FIGURA 36

VARIAÇÃO DOS TEORES ABSOLUTOS DE Al_2O_3 E CoO , EM FUNÇÃO DA DENSIDADE APARENTE

lução do MgO , mostrando gradativa redução em sua quantidade absoluta, à medida que a alteração prossegue. Parece, porém, que essa redução ocorre a uma taxa menor que a do MgO até densidades próximas a 1,6, e, a partir daí, a taxas semelhantes às de perda de MgO , o que é evidenciado pela inclinação das curvas médias (figura 34).

A evolução conjunta dos elementos solúveis durante a alteração é representada na figura 37. Logo no início, há perda apenas de MgO (cerca de 4% do MgO total), o que corresponde à dissolução da brucita e dos carbonatos. Em seguida, dá-se a alteração da olivina, deixando um resíduo silicoso (perda de MgO proporcionalmente maior que perda de SiO_2 com relação à olivina); a alteração prossegue pela dissolução aproximadamente congruente da serpentina, em meio de drenagem mais eficiente, devida aos buracos deixados pela olivina. Pode-se dizer que, em média, a sílica livre (quartzo + SiO_2 mal cristalizada), formada residualmente no início do processo e que constitui cerca de 10% da sílica total, permanece até o fim (*vide* figura 37), onde BC~DE), de modo que o quartzo e a calcedônia encontrados nos fácies mais alterados correspondem a material herdado dos horizontes menos alterados. Os pontos à esquerda e à direita da reta média que exprime a alteração da serpentina representam, respectivamente, amostras empobrecidas e enriquecidas em sílica livre em relação à média. Mesmo nos casos de grande enriquecimento em relação à média, a quantidade de sílica total é sempre bem menor que a quantidade inicial, o que indica que nunca há enriquecimento absoluto em sílica.

A alteração da olivina, estudada experimentalmente (Pedro & Delmas 1971 e Delmas 1972), pode levar a uma evacuação preferencial do Mg em relação ao Si para as drenagens lentas. No caso de drenagem intensa, passa-se o contrário. Quanto à serpentina, o estudo de sua alteração no laboratório (Luce *et al.* 1972) mostrou que no início do

Fig 37 - EVOLUÇÃO DOS ELEMENTOS SOLÚVEIS NA ALTERAÇÃO DOS DUNITOS SERPENTINIZADOS.

processo pode haver retenção de Si, mas que a tendência é logo no sentido de uma dissolução congruente.

A tabela 20 mostra o balanço geoquímico durante a alteração, tomando como material inicial a rocha fresca de referência (tabela 10) e fazendo os cálculos usando quantidades médias dos óxidos dentro de intervalos de densidade aparente. As perdas totais de massa em relação à rocha fresca são, aproximadamente:

densidade aparente	perdas
0,6 - 1,0	66%
1,1 - 1,5	52%
1,6 - 2,0	38%
2,1 - 2,7	20%

Na tabela 20 aparecem perdas mais intensas para o MgO que para o SiO₂, o que confirma a interpretação da figura 37. A diferença entre a quantidade da sílica solúvel e sílica total varia de 2 a 6% da sílica inicial e corresponde ao quartzo.

A alteração mais recente, portanto, conduz à uma silicificação incipiente e não leva a aumento absoluto na quantidade de sílica, mas tão somente a uma perda relativamente menor desse óxido em relação ao MgO. No passado, ao contrário, houve silicificação bastante intensa, cujos vestígios são representados pelas crostas silicificadas (amostras 111, 118 e BG0-13). As duas primeiras amostras correspondem ao *boxwork in situ*, no alto de um morro, e a última é um fragmento rolado encontrado na baixada. A tabela 21A indica que, para as amostras 111 e 118, houve retenção praticamente completa da sílica inicial, e, para a amostra BG0-13, um certo enriquecimento absoluto. O Fe₂O₃ mantém-se praticamente constante para as amostras 118 e

TABELA 20

BALANÇO GEOQUIMICO PARA AS AMOSTRAS DAS TOPOSSEQUÊNCIAS XXVII E W4 (CÁLCULO ISOVOLU
ME: % DA QUANTIDADE INICIAL DO ÓXIDO)

D.A.	MgO	SiO ₂ sol.	SiO ₂ tot.	NiO	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	CoO	Al ₂ O ₃	n
0,6 - 1,0	-91	-83	-81	+131	+62	+69	+46	-28	5
1,1 - 1,5	-72	-60	-54	+166	- 9	+13	-13	- 9	18
1,6 - 2,0	-54	-37	-35	+ 33	-12	- 6	-25	-13	23
2,1 - 2,7	-32	-20	-17	+ 13	+ 8	+ 5	-16	+ 2	18
R*	41,98	39,65	39,65	0,23	8,91	0,35	0,020	0,42	-

* Dados expressos em % em peso

TABELA 21A

BALANÇO GEOQUÍMICO PARA O BOXWORK SILICOSO (CÁLCULO ISOVOLUME: % DA QUANTIDADE INICIAL DO ÓXIDO)

AMOSTRA	MgO	SiO ₂ tot.	Fe ₂ O ₃
111	- 99	+ 1	+183
118	-100	+ 1	- 13
BGO-13	- 99	+48	- 26
R*	41,98	39,65	8,91

* Dados expressos em % em peso

TABELA 21B

BALANÇO GEOQUÍMICO PARA A AMOSTRA 118 EM RELAÇÃO À AMOSTRA 111 (CÁLCULO ISOVOLUME :
% DA QUANTIDADE DO ÓXIDO EM RELAÇÃO À AMOSTRA 111)

AMOSTRA	H ₂ O ⁺	SiO ₂	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	MnO ₂
118	-67	-2	-70	-69	-80	-63	-72	-75	-69	-72

BGO-13 e sofre enriquecimento absoluto na amostra 111, certamente devido ao fenômeno de iluviação de goethita dos níveis superiores. Essas crostas, devem, portanto, representar produto de alteração sob um clima mais antigo, provavelmente mais seco que o atual e de condições de drenagem difficultadas.

A fim de testar a hipótese de um esvaziamento progressivo das cavidades do *boxwork*, devido a processos erosivos, foram calculadas as perdas em valor absoluto para os diversos componentes da amostra 118 em relação à amostra 111, o que figura na tabela 21B. Fica claro que a hipótese é confirmada: permanência da sílica e perda de cerca de 2/3 de todos os demais componentes.

Os elementos que sofrem enriquecimento relativo durante a alteração (Fe, Al, Co e Cr) parecem, na verdade, apenas manter sua quantidade inicial mais ou menos fixa. Uma avaliação mais precisa do balanço desses elementos fica dificultada pelo fato de apresentarem teores variáveis na rocha fresca. A quantidade inicial de Fe na rocha fresca, por exemplo, vai variar em função do aumento de volume e perda de massa (*vide* capítulo I), ocorridos durante a serpentinização. A repartição do Cr e do Al é heterogênea na rocha-mãe, pois os minerais que principalmente os contêm (cromita e vermiculita) podem concentrar-se ao longo de fraturas. Apesar dessas ressalvas, os cálculos da tabela 20 mostram muito bem que, para os primeiros estágios da alteração, há realmente conservação da quantidade inicial desses elementos. Apenas nos níveis mais alterados com densidades aparentes entre 0,6 e 1,0 parece haver para o Fe, Cr e Co um certo enriquecimento, que pode ser interpretado como resultante de um processo que não se deu estritamente a volume constante. Assim, um início de compactação nos horizontes mais superficiais levaria a um falso aumento na quantidade absoluta dos elementos residuais. Uma interpretação alternativa de aporte mecânico por iluviação seria possível a

penas para o Fe, que se encontra sob forma de um mineral fi
namente cristalizado, a goethita, mas não explicaria o en-
riquecimento em Cr e Co, contidos em partículas de maior
tamanho (cromita e concreções, respectivamente).

O Ni é o único elemento que apresenta enri-
quecimento absoluto em todos os níveis de alteração (tabe-
la 20). Sua quantidade absoluta permanece aproximadamente
a mesma na rocha dura, cresce um pouco no saprolito gros-
seiro e atinge valores máximos no limite SG-LA, para de-
crescer ligeiramente na laterita amarela bem alterada. Se
aceitarmos a hipótese de compactação neste nível, certas a
mostras de laterita amarela poderiam mostrar-se até ligei-
ramente empobrecidas em Ni.

Os dados relativos ao perfil G (tabela 22),
tratados aqui separadamente por apresentarem grande quanti-
dade de garnierita, revelam a mesma tendência observada pa-
ra a média das amostras, com a diferença de que as taxas de
enriquecimento em NiO são muito altas, chegando a ultrapas-
sar 1000%. A interpretação desses valores será discutida a
diante.

Em resumo, pode-se afirmar que as quantida-
des absolutas de MgO e SiO₂ decrescem durante a alteração,
o Fe₂O₃, Cr₂O₃, CoO e Al₂O₃ permanecem aproximadamente
constantes, sendo o NiO o único óxido que sofre enriqueci-
mento absoluto. Como o balanço para o Ni é positivo ao lon-
go de todo o perfil de alteração *in situ*, conclui-se que o
excedente desse metal provenha de camadas superiores já e-
rodidas.

a.2. Sobre peridotito e piroxenito

As tabelas 23 e 24 mostram o balanço geoquí-
mico calculado para perfis sobre piroxenito e sobre perido

TABELA 22

BALANÇO GEOQUÍMICO PARA O PERFIL G (CÁLCULO ISOVOLUME: % DA QUANTIDADE INICIAL DO
ÓXIDO)

AMOSTRA	SiO ₂ tot.	MgO	NiO	Fe ₂ O ₃
108 (1,7)*	-39	-55	+458	+2
105A (1,7)	-43	-52	+147	+9
109 (1,9)	-39	-47	+481	+28
107 (2,4)	-19	-41	+1340	+81
104 (2,3)	-13	-31	+30	-18

* Dados entre parênteses: densidade aparente

TABELA 23

BALANÇO GEOQUÍMICO PARA O PERFIL SOBRE PIROXENITO (CÁLCULO ISOVOLUME: % DE QUANTIDADE INICIAL DO ÓXIDO)

AMOSTRA	SiO ₂	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	MnO ₂	CaO
99 (0,9)*	-77	-83	-12	- 9	-28	-18	-53	-45	-35	-95
98 (1,0)	-72	-76	-32	-17	-45	-49	-53	-40	-56	-88
93 (1,3)	-64	-71	- 8	+39	-57	- 8	-46	-13	-39	-95
97 (1,4)	-62	-61	+ 1	- 7	-11	-36	-27	-32	-34	-71
R** (3,3)	50,57	16,17	7,68	1,93	0,11	0,06	0,011	0,005	0,11	20,54

* Densidade aparente

** Dados expressos em % em peso

TABELA 24

BALANÇO GEOQUÍMICO PARA OS PERFIS SOBRE PERIDOTITO (CÁLCULO ISOVOLUME: % DA QUANTIDADE DE ÓXIDO NO FÁCIES MENOS ALTERADO)

AMOSTRA	SiO ₂	MgO	NiO
131 (1,9)*	-58	-46	+334
129**(2,7)	56,9	22,4	0,13

Perfil S10W4

AMOSTRA	SiO ₂	MgO	NiO
89 (1,3)	-65	-73	+66
88 (1,4)	-52	-55	+ 9
87 (1,7)	-32	-30	+10
86**(2,2)	36,1	10,0	0,32

Perfil Pe

* Densidade aparente

** Dados expressos em % em peso

tito. As amostras referentes ao perfil Pe contêm grande quantidade de piroxênio, enquanto que as do perfil S10W4 estão mais próximas de um dunito. Para o perfil Py, a rocha de referência é aquela mencionada na tabela 2. Apresenta razão $MgO/SiO_2=0,32$, praticamente coincidente com a do piroxênio (0,33). A análise modal já havia, aliás, revelado que este constituinte perfaz 90% da rocha. Para os peridotitos, que variam na composição numa ampla faixa, não é adequado propor os dados de análise de uma rocha fresca como referência. Por isso, apenas para fins comparativos, realizou-se o balanço para as amostras mais alteradas em função da amostra menos alterada do perfil.

Nos piroxenitos, a alteração leva a uma dissolução intensa do piroxênio e à neoformação de nontronita. As análises mostram perda intensa e progressiva de Si, Mg e Ca, perda moderada de Cr, Co, Cu e Mn e perda menor em Ni, Al e Fe, o que resulta num enriquecimento relativo desses últimos. Estas amostras representam apenas a etapa final do processo de alteração com conservação de estruturas, quando a rocha já perdeu cerca de 2/3 de sua massa inicial. O caráter expansivo das esmectitas pode levar a um certo aumento de volume das amostras alteradas, de modo que, de fato, as perdas seriam um pouco menos importantes.

Os peridotitos têm comportamento intermediário entre dunitos e piroxenitos: as amostras do perfil Pe aproximam-se mais dos piroxenitos, e as do perfil S10W4, menos ricas em piroxênio, assemelham-se aos dunitos. O cálculo do balanço relativo à amostra mais fresca indica que a alteração prossegue com perda de MgO e SiO_2 , mas com enriquecimento em NiO, embora os produtos de alteração de peridotito não cheguem a constituir-se em minério.

A figura 38 mostra a evolução de MgO e SiO_2 na fase final de alteração dos peridotitos e piroxenitos. Os pontos relativos às amostras do perfil Pe e do perfil

Fig 38 EVOLUÇÃO DOS ELEMENTOS SOLÚVEIS NA ALTERAÇÃO DOS PERIDOTITOS E PIROXENITOS

Py situam-se aproximadamente em torno da reta de dissolução do piroxênio. É que esta reta é intermediária às da mica e da nontronita, principais constituintes destas amostras. Por outro lado, embora a quantidade de nontronita seja significativa nestas amostras, ela não o é em relação à rocha fresca, de densidade 3 vezes maior. Assim, a alteração do piroxenito fica caracterizada muito mais por uma forte dissolução do piroxênio que pela quantitativa - mente discreta formação de nontronita.

b. Perdas e ganhos na topossequência

A investigação do comportamento dos elementos quimicamente móveis no perfil de alteração (Mg, Si e Ni), ao longo da topossequência, poderá trazer informações sobre a possibilidade de aportes laterais e verticais. Para atingir esses objetivos, o cálculo do balanço desses 3 elementos para as amostras das topossequências XXVII e W4 foi desdobrado pelos 4 sítios topográficos já definidos : topo, encosta, sopé e baixada.

Quanto ao Mg e ao Si, o cálculo do balanço em cada setor da paisagem mostra que as perdas ocorrem sempre aproximadamente nas mesmas proporções, qualquer que seja o setor considerado (tabela 25). O estudo da evolução mineralógica já havia, aliás, demonstrado que não há neoformações sílico-magnesianas nos pontos mais baixos do relevo, para onde, naturalmente, convergem as águas ricas em elementos solubilizados das partes mais altas. Da mesma forma, também não se encontra uma maior quantidade de quartzo nas baixadas. Estes dados detalham e confirmam a afirmação de que o fenômeno da silicificação não é significativo atualmente. Assim, não são os dados relativos ao balanço da sílica tomados em conjunto indicam que, durante a alteração, não se dá aumento na quantidade absoluta deste óxido, mas, também, os dados considerados por segmento

TABELA 25

BALANÇO GEOQUÍMICO DA SiO_2 , MgO e NiO, POR SETOR DA TOPOSSEQUÊNCIA
(CÁLCULO ISOVOLUME: % DA QUANTIDADE INICIAL DE ÓXIDO)

	TOPO	ENCOSTA	SOPE	BAIXADA
LA	-	-78	-86	-84
SG	-59	-60	-59	-66
RD	-34	-39	-34	-40

MgO

	TOPO	ENCOSTA	SOPE	BAIXADA
LA	-	-68	-72	-71
SG	-35	-44	-39	-44
RD	-15	-23	-19	-27

SiO_2

D.A.	TOPO	ENCOSTA	SOPE	BAIXADA
0,6-1,0	-	+133	+70	+314
1,1-1,5	-22	+11	+155	+436
1,6-2,0	-22	+6	-9	+373
2,1-2,7	+9	+8	+2	+45

NiO

da topossequência confirmam essa tendência. Nem mesmo perdas relativamente menores de SiO_2 ocorrem na baixada.

Com relação ao Ni, a tabela 20 já havia mostrado que o balanço é sempre positivo, isto é, desde a RD até a LA, o volume unitário da amostra apresenta maior quantidade de NiO que o mesmo volume de rocha fresca. O desdobramento do balanço pelos vários setores da paisagem indica, entretanto, que esse acréscimo não se dá igualmente em cada setor. A figura 39 mostra a quantidade absoluta de NiO de cada amostra, em função de sua densidade aparente, para os 4 sítios topográficos considerados; a tabela 25 resume esses dados, exprimindo as perdas e ganhos médios em porcentagem.

Nos topos, onde os perfis são decapitados, a florando apenas a rocha pouco alterada, parece não haver perdas nem ganhos significativos. Os valores utilizados na figura 39 excluem as amostras do poço G, também em posição de topo e que são extremamente enriquecidas em Ni (tabela 22). Este enriquecimento, devido ao movimento descendente do Ni no antigo perfil de alteração e à consequente precipitação de garnierita nas descontinuidades da rocha na base do perfil, deve ter ocorrido durante a fase de laterização Sul-americana e, talvez, tenha sido retomada de maneira incipiente no ciclo Velhas. Esses depósitos de Ni correspondem, portanto, assim como o *boxwork* de SiO_2 , a vestígios de processos de um passado remoto e que não estão mais ocorrendo atualmente; hoje, em pleno período erosivo, a tendência nos topos não é no sentido de enriquecimento em NiO.

Nas encostas, apenas amostras bem alteradas de LA mostram enriquecimento absoluto. O movimento rápido das águas descendentes, percolando o perfil mais intensamente em seus níveis mais porosos, permitiu que a goethita em vias de formação incorporasse o Ni nelas contido. Os

Fig 39- BALANÇO DO NIO POR SETOR DA TOPOSSEQUÊNCIA
CALCULO ISOVOLUME gNiO/100cc.

fácies de rocha pouco alterada e saprolito grosseiro permanecem com a quantidade de Ni aproximadamente igual à original.

Em direção aos segmentos mais planos da paisagem, onde a circulação das águas se faz mais lentamente, a alteração conduz à acumulação de Ni também no saprolito grosso e na rocha dura. Assim é que, no sopé dos morros, amostras com densidade aparente acima de 1,5 já são enriquecidas e, nas baixadas, esse processo atinge mesmo a rocha pouco alterada. Nestes sítios, o perfil de alteração é coberto por uma camada de cerca de 3m de espessura de laterita vermelha, com teores relativamente elevados em NiO (cerca de 1% em peso). Esta laterita é, em parte, produto da erosão dos antigos perfis de topo, depositados e compactados nas áreas mais baixas, e vem sofrendo atualmente empobrecimento em NiO, em benefício dos horizontes de alteração subjacentes.

Em suma, o Ni contido no perfil de alteração *in situ* dos segmentos mais baixos da paisagem representa uma soma de 3 parcelas:

- Ni contido no material de origem;
- Ni trazido por aporte lateral, através das águas que o dissolveram dos antigos perfis de topo;
- Ni trazido por aporte vertical, a partir da laterita vermelha.

Na LV das baixadas, o Ni tem origem dupla, como a própria LV:

- uma parte foi trazida mecanicamente a partir dos antigos perfis sul-americanos;

- uma parte é residual, formada pela alteração da LA.

c. Conclusões

O cálculo isovolume permitiu quantificar os ganhos e perdas no perfil de alteração e estabelecer hipóteses explicativas a respeito do movimento dos elementos químicos pelos vários setores da topossequência.

Como já foi visto, o processo dominante atualmente em Santa Fé é a laterização, que se caracteriza pela lixiviação mais ou menos completa do Si e do Mg, e pela retenção do Fe.

Dentre os solúveis, o Mg é totalmente levado pelas águas de drenagem, enquanto que cerca de 10% da quantidade inicial de Si fica retida, sob forma de quartzo e calcedônia. É o que acontece, de modo geral, em qualquer sítio topográfico, dos topos às baixadas.

No passado, as condições de clima e de drenagem permitiram a evacuação do Mg, mas não a do Si, que ficou retido, praticamente em sua totalidade, no perfil de alteração. Testemunham este processo as crostas silicificadas *in situ* no alto de alguns morrotes, e seus fragmentos remanejados pela erosão e espalhados pelas baixadas. Algumas dessas estruturas silicosas em *boxwork* podem mesmo mostrar enriquecimento absoluto em sílica.

Os elementos residuais, Fe, Cr, Co e Al não migram quimicamente, permanecendo no perfil, aproximadamente em suas quantidades iniciais. Sofrem, porém, transporte mecânico em direção aos níveis inferiores da paisagem. Assim, um manto coluvionar laterítico recobre toda a baixada. Nos sopês, acumulam-se concreções formadas nos horizon

tes superiores do perfil de alteração e roladas morro abaixo. Quando atingem a planície, próximo aos eixos de drenagem e, portanto, sujeitas mais intensamente às oscilações do nível hidrostático, acabam por soldar-se, constituindo-se em crostas ferruginosas.

Uma escala de mobilidade dos elementos químicos pode ser proposta, a partir do cálculo isovolume e do cálculo das taxas de concentração. Para as rochas de Santa Fé é a seguinte:

Não é muito diferente da escala proposta por Trescases 1969, para a mobilidade dos elementos do maciço ultrabásico da Nova Caledônia. A diferença mais marcante é que, neste caso, a mobilidade do Mg em relação ao Si podia ser maior ou menor dependendo da estação do ano considerada. O nível de detalhe deste resultado só pôde ser obtido através do estudo sistemático das águas que drenam o maciço.

Os serpentinitos do Alto Volta também apresentam uma escala de mobilidade semelhante (Pion 1979), com exceção da ordem $\text{Ca} > \text{Mg}$, que lá é invertida.

Apesar de o processo de alteração ser essencialmente o mesmo para todas as variedades de rochas ultramáficas, nos pormenores, há pequenas variações. As rochas portadoras de piroxênio alteram-se retendo transitoriamente parte do Si, Mg e Fe, sob forma de nontronita, enquanto que, para os dunitos serpentinizados, a tendência é no sentido da retenção inicial de Si e Fe como amorfos. Os horizontes mais evoluídos, desenvolvidos sobre os 2 tipos litológicos, indicam uma convergência dos processos para a formação de óxidos e hidróxidos de Fe.

O Ni, de comportamento intermediário entre os elementos solúveis e residuais, sofre movimentos químicos e mecânicos na superfície. Na base do perfil de alteração, entra em solução quando do ataque da olivina; sob a influência do meio fortemente alcalino al existente, precipita sob forma de hidróxido mais ou menos mal cristalizado, ou juntamente com o Si e o Fe amorfos, colorindo as fibras de serpentina, ou em suas descontinuidades. Daí um ligeiro enriquecimento absoluto na rocha pouco alterada.

Quando a serpentina se dissolve, esse Ni e mais aquele contido em seu retículo são liberados, uma parte é levada em solução, e a outra permanece incorporada ao retículo da goethita em vias de formação. Na passagem goethita-hematita há novamente liberação de Ni.

As soluções que percolam lateralmente os perfis são, portanto, ricas em Ni. Essas águas alteram os silicatos hipógenos a juzante, e deixam parte de seu conteúdo em Ni na goethita, o que eleva a quantidade absoluta de Ni nesses horizontes. Na baixada, o manto coluvionar laterítico, trazido pela erosão dos antigos perfis de topo, é outra fonte de Ni. As águas que o atravessam verticalmente carregam o Ni liberado pela passagem goethita-hematita e vão depositá-lo nas camadas subjacentes. Esses fatores são os responsáveis por taxas de enriquecimento absoluto em Ni que chegam até a 500%, na região de baixada, situando-se em torno de um valor médio de 150%, nos níveis mais enriquecidos.

Os jazimentos de Ni formados do modo acima descrito são resultado de uma evolução sub-atual a atual, relacionada ao ciclo Velhas, e vem ocorrendo a partir do Quaternário inferior. No passado, durante o período de lateralização Sul-americano, quando da formação das crostas silicícolas, além da retenção do Si sob forma de quartzo ou calcedônia, precipitaram também, na base do perfil, silica

tos magnesianos do tipo "talco" hidratado que puderam incorporar o Ni lixiviado das camadas superiores, levando a taxas de enriquecimento absoluto neste elemento a mais de 1000%. Os vestígios deste processo, veios de garnierita associados ou não ao quartzo, que também pode incorporar algum Ni (crisoprásio), encontram-se na base dos perfis sul-americanos (alto dos morrotes) ou rolados pelas baixadas. Ainda durante a laterização sul-americana, deve ter ocorrido, no perfil, migração do Ni *per descensum*, o que levou a uma certa concentração deste elemento, nos horizontes inferiores. É por isso que as lateritas vermelhas coluvionares que ocupam as baixadas, e que nada mais são senão as lateritas sul-americanas remanejadas, apresentam teores relativamente elevados em NiO (cerca de 1%).

CAPÍTULO III

A EVOLUÇÃO GEOQUÍMICA AO NÍVEL DA PAISAGEM E A GÊNESE DA JAZIDA DE NI

Neste capítulo, será feita a integração dos dados químicos e mineralógicos relativos às rochas ultramáficas de Santa Fê e seus produtos de alteração, ao nível da paisagem. Esta síntese só será completa, se compreender também a dimensão temporal, visto que a repartição espacial dos fácies de alteração atualmente encontrada é fruto de uma série de eventos que vem se sucedendo desde a época em que o maciço aflorou na superfície. É neste contexto que será discutida a gênese da jazida de Ni de Santa Fê.

De modo geral, vários são os fatores que controlam a formação de jazidas lateríticas de Ni (Norton 1973, Lelong 1976):

- Rocha-mãe - As lateritas niquelíferas formam-se apenas a partir de rochas originalmente ricas em Ni, isto é, rochas ultrabásicas, e, entre elas, especialmente o dunito (0,2 a 0,3% de NiO, segundo Vinogradov 1962 e Kuhn 1968). Um certo grau de serpentização e fraturamento são fatores positivos para o enriquecimento de Ni.

- Clima - Sob clima seco, o intemperismo é incipiente, e não se desenvolvem jazidas. Em clima quente e muito úmido, a alteração avança mais, e todo o Mg e o Si são prontamente evacuados, formando-se jazidas apenas por enriquecimento residual. Os climas subtropicais ou tropicais de estações contrastadas são os ideais para o enriquecimento em Ni, pois permitem que se desenvolva, na base do

perfil, um horizonte silicatado, onde o Ni pode ser aprisionado.

- Tempo - Sob climas agressivos, em pouco tempo formam-se espessos perfis de alteração. Se o clima for muito seco, o intemperismo é menos rápido, e a formação de grandes concentrações de Ni implica numa longa duração de tempo. Se a erosão for intensa, facilitada por uma vegetação não muito desenvolvida, o depósito pode ser destruído mais rapidamente do que é formado.

- Relevo e atividade tectônica - Nas encostas íngremes, a erosão remove as lateritas antes que o Ni possa ser concentrado. Sobre regiões planas, os perfis têm mais chance de se desenvolver. Uma atividade tectônica moderada, que provoque o rejuvenescimento do relevo, é positiva para o enriquecimento em Ni, pois um primeiro estoque de Ni acumulado pode ser remobilizado pela retomada da erosão, melhorando assim as concentrações.

Em Santa Fê, todas essas condições são mais ou menos preenchidas e o peso relativo de cada uma delas serã examinado a seguir.

RECONSTITUIÇÃO HISTÓRICA DOS EVENTOS

No Cretáceo Superior, em consequência da reativação Wealdeniana, ocorreram, por toda a borda da bacia do Paranã, intrusões de natureza ultrabásico-alcalina, entre as quais a de Santa Fê.

Este corpo, predominantemente dunítico, diferenciado nas bordas em wehrlito e alcalinas, ao ser levado a níveis mais superficiais da crosta, sofreu serpentinização, transformação mineralógica típica da retromorfose. Este processo transformou uma grande parte da olivina em serpen-

tina, carbonatos, brucita e magnetita, e deve ter se dado com uma certa remoção de Si e Mg, em solução. Nesta ocasião, houve a primeira remobilização do Ni, que, sempre substituindo o Mg, passou do retículo da olivina para o retículo da serpentina, e conservou nela aproximadamente o mesmo teor do Ni do mineral primário (0,3% NiO).

O domo ultramáfico foi exumado quando da neplanização generalizada ocorrida no continente, na fase de agradação do ciclo Sul-americano (Terciário inferior). É impossível reconstituir todos os mecanismos que intervieram nesta época, mas parece provável que dois fenômenos, cuja cronologia não foi bem estabelecida, prevaleceram: a silicificação e a laterização.

Durante um período de certa estabilidade, quando o relevo já estava bem aplainado, o intemperismo conduziu à formação de uma cobertura de alteração. Na base dos perfis sobre dunito, a rocha sofreu silicificação: em suas fraturas depositou-se a sílica sob forma de quartzo e calcedônia, ou associada ao Mg e ao Ni, formando filossilicatos da série pimelita-kerolita. Este processo pode ser atribuído a um episódio de clima mais seco, durante o Terciário inferior.

Posteriormente, sob clima mais agressivo, ocorreu laterização generalizada e, na parte superior do perfil laterítico então formado, o Ni concentrou-se residualmente por evacuação intensa do Si e Mg; assim também se comportaram os demais elementos pouco solúveis ou insolúveis, Fe, Cr, Co, Mn e Cu.

Um novo levantamento do continente, por arqueamento, no Terciário superior, trouxe como consequência a retomada da erosão (ciclo Velhas). A superfície Sul-americana foi sendo desmantelada e entalhada, mais profundamente onde a silicificação era menos intensa ou inexisten-

te. Resultou daí a formação de relevos sustentados pela camada de sílica mais resistente, em contraste com as regiões de baixada, onde se acumularam os produtos laterizados dos antigos perfis.

Assim, quando, no Quaternário inferior, a fase de agradação do ciclo Velhas elaborou uma nova superfície de aplainamento, uma parte do maciço escapou ao nivelamento e permaneceu como relevo-testemunho.

A partir desta época, a superfície Velhas vem sofrendo meteorização, sob a ação de um clima tropical de estações contrastadas. O fato de haver alternância entre períodos mais secos e mais úmidos impede a destruição brutal dos minerais hipógenos, permitindo a permanência transitória de um horizonte silicatado, composto essencialmente por serpentina, na base do perfil.

A evolução se dá, no início, pela dissolução da olivina e precipitação, nas fissuras e descontinuidades da rocha quase fresca, de Si como quartzo e calcedônia, ou associado ao Mg e Ni como "talco" hidratado, num processo semelhante ao que aconteceu durante a fase mais seca do ciclo Sul-americano, mas com muito menor intensidade. A hidrólise incongruente da olivina deixa como resíduo uma massa amorfa constituída por Si e Fe. A serpentina, ainda não atacada, é recoberta por uma película ferruginosa originada pelo Fe liberado da olivina. O pH reinante na base do perfil é alcalino, o que propicia a precipitação do Ni como hidróxido mal cristalizado.

Com o aumento da porosidade, a drenagem torna-se mais eficiente e a alteração prossegue, acabando por dissolver a serpentina e dessilicificar os amorfos sílico ferruginosos, liberando novamente o Ni. Neste estágio, há evacuação praticamente completa de Si e Mg, restando apenas o quartzo formado no início. O Fe permanece no perfil,

assim como os demais elementos pouco solúveis ou insolúveis: Cr, Co, Mn, Al e Cu. A goethita cristaliza-se e, em seu retículo, é capaz de abrigar uma certa quantidade de Al, Cr e Ni. O termo último da evolução é a hematita, com nova liberação do Ni.

Se a rocha-mãe for portadora de piroxênio, quando da alteração, forma-se uma fase silicatada transitória, representada pela nontronita, que é capaz de abrigar um pouco de Ni em sua estrutura. Com o decorrer do processo, a nontronita é, por sua vez, destruída, e o Fe liberado cristaliza-se na forma de goethita e hematita. Como o meio é mais rico em Al que no caso dos dunitos, pode haver formação incipiente de boehmita.

Nas encostas e sopês, o processo é essencialmente o mesmo, mas, nesses sítios, principalmente nos primeiros, a erosão prevalece sobre a alteração e o perfil não se desenvolve. No topo, a camada silicificada protege a rocha subjacente da ação intempérica e erosiva.

Durante o ciclo Velhas, os elementos móveis, Si, Mg e Ni, foram mobilizados quimicamente em direção às baixadas. O Si e o Mg sofreram evacuação contínua, e foram drenados para fora do maciço. O Ni, ao contrário, dissolvido em águas que percolaram os perfis em vias de formação, mais intensamente nas suas zonas mais porosas e mais demoradamente nas regiões de relevo plano, ficou parcialmente retido no retículo da goethita, enriquecendo mais ainda este mineral. A nontronita pôde também, eventualmente, reter uma parcela do Ni descendente, e chegar a teores interessantes economicamente. Esse processo foi mais eficiente nas baixadas, mas ocorreu também nos sopês e nas encostas.

A erosão dos antigos perfis sul-americanos trouxe para as baixadas as lateritas formadas durante a primeira fase de aplainamento. Esse material, composto essen

cialmente por Fe e demais constituintes menos m̃oveis, entre os quais o Ni, sofreu lixiviação, resultando, por aporte vertical, num enriquecimento desse elemento nas camadas subjacentes. Assim como no caso das águas de movimento lateral, estas percolam com mais facilidade as zonas mais porosas de laterita ferruginosa, contribuindo principalmente para a formação de goethita níquelífera.

CAPÍTULO IV

IMPORTÂNCIA ECONÔMICA DA JAZIDA DE SANTA FÉ E COMPARAÇÃO COM OUTRAS JAZIDAS DO MUNDO

1. A Jazida de Santa Fé

Em vista do exposto no capítulo precedente, fica claro porque são os sopês e, principalmente, as baixas desenvolvidas sobre o núcleo de dunito serpentinizado, as zonas de maior interesse mineiro em Santa Fé. Barbour 1978, mostrou que tão somente 10% das áreas mineralizadas encontram-se sobre peridotito e apenas 1% sobre piroxenito.

A partir do estudo de tres topossequências (XV, E6 e parte da XXVII), pode-se afirmar que são tres os horizontes enriquecidos:

- saprolito grosso, com espessura entre 2 e 4 m e teores entre 0,4 e 1,6% Ni;

- laterita amarela, variando de 0 a 2 m de espessura, com teores entre 0,7 e 2,1% Ni;

- laterita vermelha, de 1 a 4 m de espessura, com teores de 0,4 a 1% Ni.

Os dois primeiros horizontes constituem minério, já que o limite de explorabilidade para jazidas desse tipo está em torno de 1% Ni. A laterita vermelha como um todo não se apresenta muito interessante economicamente. Entretanto, como sua parte basal é enriquecida em relação a sua parte superior, a remoção de um capeamento estéril de cerca de 2m de espessura, permite que também este hori

zonte seja explorado como minério.

A figura 40, que mostra a composição das amostras com mais de 1% Ni, em termos de seus principais constituintes, SiO_2 , MgO e Fe_2O_3 , indica que o minério apresenta gradação contínua entre o polo silicatado e o polo oxidado. Indica ainda que os dois polos têm pesos equivalentes, e que nenhum deles é privilegiado com relação aos maiores teores de Ni encontrados.

Esses dados concordam com os apresentados por Barbour 1978, segundo os quais cerca da metade do minério é tipo silicatado e metade do tipo oxidado. Ainda segundo este autor, a partir de dados coletados sobre toda a área do maciço, a espessura média da camada mineralizada é de cerca de 3 m e a relação estéril/minério é de 1/1.

Para avaliação das reservas de minério de Ni de Santa Fé, considerou-se:

- uma área de aproximadamente 15 km^2 sobre dunito + 10% correspondendo ao peridotito

- espessura média da camada mineralizada como sendo de 3 m

- densidade média do minério como 1,3

O cálculo fornece um valor de 64×10^6 ton, não muito longe do que consta do relatório do Ministério das Minas e Energia 1978, que atribui a Santa Fé 61.10^6 ton de minério como reservas provada e provável.

2. Comparação com Outras Jazidas de Níquel

Distinguem-se, classicamente, dois tipos de

Fig.40 -COMPOSIÇÃO DO MINÉRIO DE Ni DE STA. FÉ

acumulação de Ni, segundo as condições de formação (Lombard 1956 e Avias 1972):

- jazidas sulfetadas de origem hipógena, geneticamente relacionadas a intrusões noríticas, peridotíticas, ou a veios hidrotermais;

- jazidas lateríticas de origem supérgena, resultantes da alteração intempérica de rochas ultrabásicas, sob influência de clima tropical.

A jazida de Santa Fê, sendo do segundo tipo, será comparada com suas congêneres no Brasil e no mundo.

A. As Jazidas Brasileiras

No Brasil, são conhecidas lateritas níquelíferas de interesse econômico principalmente no estado de Goiás (Godoy 1968, Vasconcellos *et al.* 1973, Andrade & Botelho 1974, Berbert 1977 e 1978): Niquelândia (Pecora 1944, Pecora & Barbosa 1944, Araujo *et al.* 1972, Barbosa 1968, Costa 1970, Schmaltz *et al.* 1976), Barro Alto (Figueiredo *et al.* 1972 e 1975, Melfi 1974, Souza 1973, Stache 1974), Santa Fê (Barbour 1976, Lessa Sobrinho *et al.* 1971, Lages *et al.* 1975), Serra Água Branca (Lages *et al.* 1975, Justo 1973), Morro do Engenho (Chaban 1973, Lages *et al.* 1975) e alguns outros maciços menores e menos conhecidos. Em Minas Gerais, estão as únicas jazidas que foram exploradas até hoje: os pequenos maciços de Morro do Níquel (Griffon & Richter 1976, Langer 1969, Santivanez 1961, Trescases & Oliveira 1978), Liberdade e Ipanema (Ferran 1974, Lages *et al.* 1975 e 1976, Esson & Santos 1978).

Além destas jazidas, situadas todas em região de clima tropical de estações contrastadas, encontram-se outras ocorrências de Ni laterítico em clima semi-árido:

São João do Piauí (Santos 1974), Serra das Marrecas no estado da Bahia (Bruni *et al.* 1976) e Catingueira na Paraíba (Farina 1969).

Em regiões mais úmidas, podem ser citadas as jazidas de Jacupiranga em São Paulo (Felicíssimo 1968, Ferran 1974) e as jazidas de Quatipuru (Cordeiro e McCandless 1976) e São Félix do Xingu (Lages *et al.* 1976), recentemente descobertas na Amazônia e muito mal conhecidas.

Um esquema geral de compreensão da gênese das jazidas niquelíferas brasileiras foi proposto por Melfi *et al.* em 1979. Segundo esses autores, o caráter comum a todas elas é desenvolverem-se sobre rochas ultrabásicas que sofreram duas fases de aplainamento, Sul-americana e Velhas.

Durante a primeira fase, sob a influência de um clima semi-árido, a alteração intempérica levou à formação, na base dos perfis, de um nível silicificado. A evolução do clima para condições mais úmidas provocou a laterização desses perfis, com uma primeira concentração residual de Ni. Esses mecanismos tiveram atuação generalizada sobre toda a plataforma brasileira, o que explica a presença constante de produtos da silicificação nos perfis. Parece apenas não terem atuado ao sul da latitude 25°S, limite de ocorrência de crostas silicificadas sobre rochas ultrabásicas e de jazidas lateríticas de Ni.

No Terciário superior, um novo ciclo erosivo começou, dismantelando a antiga superfície, da qual puderam resistir as rochas ultrabásicas protegidas pela camada silicificada. A partir de então, até hoje, a alteração prossegue, tendendo à laterização e conseqüente acumulação relativa de Ni, nas regiões de clima tropical de estações contrastadas, e a uma evolução do tipo esmectítica nas regiões semi-áridas. No atual período erosivo, os morros tes

temunhos da superfície Sul-americana vão desaparecendo. Nas regiões de clima tropical, como em Goiãs, o Ni vai sendo transferido das regiões altas para as baixas, enriquecendo mais ainda os novos perfis. Em regiões semi-áridas, alguns maciços já foram mais ou menos arrasados pela erosão (Cati-gueira na Paraíba e Andorinha na Bahia). Outros, como São João do Piauí, formam jazidas por enriquecimento de Ni trazido pelas soluções descendentes, que percolaram os perfis enriquecidos na primeira fase de aplainamento. Esse Ni foi aprisionado pelas esmectitas desenvolvidas sobretudo nas franjas de *piedmont* que circundam o maciço.

Em ambos os casos, o minério é predominantemente silicático, e encontra-se principalmente nas partes baixas do relevo; as dimensões e teores das jazidas não são muito grandes. Isto é consequência de o clima não ser mais suficientemente agressivo, como no Nordeste, ou do fato de a laterização não ter atuado por tempo suficiente (Goiãs).

Dentro desse quadro, a jazida de Santa Fê situa-se entre as que sofreram duas fases de laterização, ou seja, as jazidas de Goiãs e as de Minas Gerais.

O perfil de alteração típico de Santa Fê, desenvolvido sobre os dunitos serpentinizados da superfície Velhas é, de modo geral, semelhante aos perfis de baixada em Niquelândia, sendo a única diferença marcante a maior espessura do horizonte de laterita amarela em Santa Fê. Sobre rochas portadoras de piroxênio, tanto em Santa Fê como em Barro Alto ou Niquelândia, os perfis são mais espessos, formados principalmente por um saprolito fino de natureza nontronítica e não costumam apresentar silicificação. Em Santa Fê, em geral, não são significativamente enriquecidos em Ni, já que a rocha de partida possui teor muito baixo neste elemento. Em Niquelândia, ao contrário, a nontronita pode chegar a possuir teores de Ni até 4% (Bosio *et al.* 1975).

Isso se explica pelo fato de os perfis se desenvolverem sobre piroxenitos que ocupam fundos de vales suspensos, bordejados por cristas duníticas, permitindo, assim, que o saprolito esmectítico aprisione o Ni trazido pelas soluções descendentes que o lixiviaram dos dunitos.

Com relação às zonas altas, em Santa Fê não existe nada de comparável ao perfil de Morro do Níquel ou aos perfis de platô, em Barro Alto e Niquelândia. Nestas jazidas, por debaixo da crosta silicificada, muito espessa em Morro do Níquel e menos espessa em Niquelândia e Barro Alto, encontra-se um perfil de alteração predominantemente silicatado, com desenvolvimento incipiente ou mesmo inexistente de um horizonte de saprolito fino. Em Santa Fê, ao contrário, nos topos dos morrotes quase não há mais indícios de silicificação e, em geral, aflora a rocha quase fresca, recoberta diretamente por alguns decímetros de laterita vermelha.

As semelhanças e diferenças apontadas podem ser explicadas, considerando que Santa Fê, tendo conhecido uma evolução essencialmente idêntica à dos outros maciços, encontra-se em um estágio de erosão mais avançado. Assim, os topos com alterações relacionadas às duas fases de laterização já foram bem erodidos e rebaixados, e as baixadas ocupam a maior parte da área do maciço.

Tanto em Santa Fê como nas outras jazidas, três horizontes constituem o minério de Ni: saprolito grosso, saprolito fino (laterita amarela) e laterita vermelha. O primeiro é tipicamente silicatado, com teores médios de 1 a 2% de Ni. O terceiro é oxidado com baixos teores (1%) e o saprolito fino, transição entre os dois tipos acima mencionados, possui os teores mais elevados, embora com espessuras sempre muito limitadas. Em termos de reservas, o tipo silicatado é o mais importante.

Em Barro Alto (Andrade & Botelho 1974), o minério silicatado representa cerca de 70% das reservas, restando 20% para o saprolito fino e 10% para o minério oxidado. Em Niquelândia (Berbert 1978), a espessura do minério oxidado é variável entre 1 e 5m e seu teor médio é de 1%, enquanto que o silicatado apresenta espessura média de 15m, com teores de 1 a 4%, podendo chegar até 20%. O caso extremo é representado por Morro do Níquel, onde todo o perfil é essencialmente silicatado (Trescases & Oliveira 1978).

A jazida de Santa Fé parece ser a mais laterizada entre as jazidas brasileiras. É a única que possui um horizonte de saprolito fino relativamente desenvolvido e, como consequência da intensa erosão que sofreu, apresenta suas extensas baixadas recobertas por um manto lateritico, remobilizado a partir dos antigos perfis de topo e enriquecido em níquel. A figura 40 mostra que o minério de níquel apresenta, em termos dos três elementos mais abundantes (ferro, silício e magnésio), uma composição que varia desde a rocha pouco alterada até a laterita vermelha, numa gradação contínua entre o polo silicatado e o polo oxidado.

Em resumo, Santa Fé representa um extremo evolutivo com relação às demais jazidas brasileiras desenvolvidas sobre rochas ultrabásicas, intemperizadas em condições de clima tropical. É, entre elas, a que se encontra em estágio de erosão mais avançado, talvez porque sua capa protetora silicosa tivesse sido menos espessa que nas outras jazidas. Em consequência, suas planícies são mais desenvolvidas e os perfis de alteração ai formados são mais laterizados, por terem começado a evoluir mais cedo. Ainda em consequência da erosão, suas baixadas são recobertas por lateritas coluvionares.

Erosão e laterização são, no caso, fatores que convergem no sentido de um maior enriquecimento em ní-

quel.

Desde o Pleistoceno, um novo ciclo erosivo vem entalhando a superfície Velhas, desmantelando as crostas ferruginosas que a recobrem próximo aos cursos d'água. Através deste estudo, não foi possível determinar se a tendência atual é da alteração prevalecer sobre a erosão (es -
pessamento dos horizontes de alteração) ou *vice versa* (des -
truição da jazida).

Com reserva estimada de 61.10^6 ton de minério de teor médio de 1,5%, Santa Fê coloca-se entre as principais jazidas do Brasil (tabela 26), que ocupa o sêtimo lugar no mundo em reservas de minério de níquel, com 4.10^6 ton de níquel (Lages *et al.* 1975 e 1976).

B. Jazidas no Resto do Mundo

São conhecidas reservas lateríticas de Ni principalmente em regiões de clima tropical ou sub-tropical. No continente americano, além das brasileiras, destacam-se as de Cuba (de Vletter 1955), Venezuela (Jurcovic 1963) e Porto Rico (Schellmann 1976). Na África, foram descritas as ocorrências de Etiópia (Clark 1978), África do Sul (De Waal 1971) e Madagascar (Schellmann 1976). Distribuídas pelas ilhas do oceano Pacífico, a literatura refere as reservas das Filipinas (Santos-Ynigo 1964, Santos-Ynigo & Esguerra 1961), Nova Caledônia (Lacroix 1943, de Chetelat 1947, Trescases 1975), Bornéu (Schellmann 1964, Eswaran & Sys 1972), Nova Guiné (Bonifas & Millot 1955, Percival 1964, Davies 1969) e Austrália (Zeissink 1969 e 1971).

Entre as lateritas níquelíferas antigas, que hoje ocorrem em clima temperado, podem ser citadas as do oeste dos Estados Unidos (Hotz 1964, Pecora & Hobbs 1942, Pecora *et al.* 1949), URSS (Betekhtine 1968, *apud* Trescases -

TABELA 26

AS JAZIDAS DE NIQUEL DO BRASIL (*apud* MELFI *et al.* 1979)

ESTADO	JAZIDA	TAMANHO APROXIMADO DO MACIÇO ULTRABÁSICO	RESERVAS - 10 ³ t MINÉRIO (PROVADA E PROVÁVEL)	TEOR (%Ni)	FONTES
Goiás	Niquelândia	100 km ² (39x2,6km)	38000	1,40	(1)
	Barro Alto	45 km ² (24x1,9km)	73000	1,67	(1)
	Canabrava	?	9500	1,3	(3)
	Santa Fê	38km ²	61000	1,5	(2)
	Serra Água Branca	35km ²	60000	1,3	(2)
	Morro do Engenho	12km ²	18000	1,03	(2)
	Morro dos Macacos Rio dos Bois	30km ²	10000	1,3	(3)
	Montes Claros (Salobinha)	?	15000	1-1,5	(3)
	São Luis Montes Belos	12km ²	?	?	-
Minas Gerais	Morro do Níquel	0,5km ²	2300	1,7	(1)
	Liberdade	0,2km ²	7900	1,7	(1)
	Ipanema	4km ²	7300	1,24-1,59	(1)
São Paulo	Jacupiranga	6km ²	3200	1,47	(1)
Piauí	São João do Piauí	6km ²	20000	1,57	(1)
Bahia	Serra das Marrecas	?	900	1,5	(4)
Pará	São Felix do Xingu	?	13000	2,1	(2)
	Quatipuru	90km ²	13000	1,3	(5)
	Carajás	?	?	?	-

(1) M.M.E. 1978

(2) LAGES *et al.* 1976

(3) BÉRBERT, C.O. 1978 (Conferência no Instituto de Geociências de Rio Claro)

(4) BRUNI *et al.* 1976

(5) CORDEIRO & McCANDLESS 1976

1975, Grécia (Mossoulos 1964, Wilson 1972), Iugoslávia (Ma_ksimovic 1969), e Polônia (Wieviora 1978).

Do ponto de vista genético, classificam-se os depósitos lateríticos de Ni em três tipos (Schellmann 1971):

- Tipo A: o enriquecimento em Ni é relativo, determinado pela evacuação do Si e Mg, de modo que os valores de Ni acompanham os de Fe e o teor máximo de Ni encontra-se na parte superior do perfil. Exemplo: Greenvale, Austrália.

- Tipo B: há enriquecimento absoluto em Ni por soluções descendentes e os maiores teores estão na laterita ferruginosa. Exemplo: Nonoc, nas Filipinas, Madagascar e Nova Guiné.

- Tipo C: há enriquecimento absoluto de Ni por soluções descendentes e os maiores teores estão na zona silicatada, ainda pouco alterada. Exemplo: Nova Caledônia, Estados Unidos, Venezuela, Cuba, Brasil, e Bornéu.

A maior parte das ocorrências são mistas entre B e C, ora com predominância de um, ora de outro tipo. Em Nova Caledônia, por exemplo, ocorrem veios de garnierita e quartzo na base do perfil de alteração, e o horizonte de saprolito grosso é muito rico em Ni. Mas, além deste fácies que é o único explorado atualmente, existe um espesso horizonte de saprolito fino, essencialmente ferruginoso, que constitui uma imensa reserva de mais baixo teor. Os depósitos do oeste americano, principalmente o de Nickel Mountain no Oregon, são muito semelhantes aos da Nova Caledônia. Como aqueles, estes contêm um horizonte silicático mais rico em Ni que as camadas sobrejacentes. Outros exemplos de depósitos portadores de um horizonte silicatado de espessura significativa são os depósitos da África do Sul,

Bornêu, Porto Rico, Etiôpia e os depósitos brasileiros.

Contrastando com estes, outros depósitos a apresentam o horizonte de saprolito grosso, na base do perfil, pouco espesso ou mesmo praticamente inexistente. Assim, em alguns casos, apesar de os mais altos teores estarem nos fácies silicatados, este é muito pouco desenvolvido e o minério é essencialmente do tipo oxidado, como na Venezuela e em Cuba.

Os depósitos da Iugoslávia, Polônia, URSS e Grécia são pouco evoluídos, apresentando apenas horizontes de alteração silicatados compostos por uma mistura de filossilicatos neoformados e herdados da rocha fresca.

A jazida de Santa Fê apresenta características do tipo B e C, em proporções mais ou menos equivalentes, resultando num minério que vai desde uma fase silicatada até uma fase oxidada, sem predominância de nenhuma delas. Em termos de espessura, com seus 3 ou 4m de horizonte mineralizado, Santa Fê não se compara com as grandes jazidas, como Nova Caledônia e Cuba (mais de 20m de espessura de minério).

Atualmente, a produção de Ni a partir de minérios lateríticos contribui com apenas um terço da produção mundial de Ni e, dessa parcela, a metade vem da Nova Caledônia (Lelong *et al.* 1976). No entanto, em termos de reservas, o minério laterítico perfaz 85% da reserva de Ni do mundo (Schellmann 1971), constituindo, assim, promissoras fontes para o futuro.

CONCLUSÕES

No final deste trabalho, convém ressaltar os principais resultados obtidos, bem como as lições mais importantes tiradas deste estudo.

1. Antes de serem expostas à superfície, as rochas ultramáficas de Santa Fê sofreram serpentinização, que atingiu intensamente as olivinas, e muito discretamente os piroxênios.

2. A rocha fresca é constituída principalmente por olivina magnesiânica, serpentina, cromita e quantidades variáveis de clinopiroxênio. É freqüentemente cortada por veios de serpentina, brucita e carbonatos de Mg e Ca.

3. A ordem de alteração supérgena dos silicatos é olivina, piroxênio e serpentina, reflexo da estabilidade crescente de suas estruturas cristalinas em meio superficial.

4. A hidrólise incongruente da olivina deixa um resíduo amorfo sílico-ferruginoso que, posteriormente, evolui em goethita. A partir da olivina, ocorre neoformação incipiente de esmectita, de natureza não determinada.

5. O piroxênio altera-se em nontronita que acaba sendo dissolvida, dando lugar à cristalização de goethita e de boehmita.

6. A serpentina sofre dissolução com evacuação completa de Si e Mg. O Fe nela contido evolui para goethita.

7. A cromita sofre dissolução nas bordas.

8. O termo final da evolução dos produtos ferruginosos é a hematita.

9. Nos veios, a brucita e os carbonatos disolvem-se prontamente; neles podem precipitar quartzo e calcedônia, associados ou não a filossilicatos do tipo "talco" hidratado, com distância interplanar de cerca de 10 Å.

10. Os minerais hipógenos que permanecem nos horizontes mais alterados são cromita, magnetita e o interestratificado vermiculita-clorita. Os neoformados são quartzo, goethita e hematita.

11. O Ni encontra-se sob as seguintes formas:

- hidróxido precipitado nas descontinuidades da rocha alterada ou adsorvido às fibras de serpentina;

- associado aos amorfos sílico-ferruginosos;

- pimelita ("talco" 10 Å, níquelífero);

- goethita.

12. A mobilidade relativa dos elementos pode ser assim escalonada:

$$\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Si} > \text{Ni} > \text{Mn} > \text{Co, Fe, Al, Cr.}$$

13. O cálculo isovolume, nos vários setores da topossequência, mostrou que:

- Si e Mg são evacuados da paisagem dunítica;

- Fe, Al, Cr e Co permanecem no perfil de alteração e podem apenas sofrer deslocamentos mecânicos;

- Ni permanece, pelo menos em parte, na paisagem dunítica, devido a sua relativa solubilidade.

14. É necessária a hipótese de 2 períodos de laterização para explicar a gênese da jazida. O Ni sofreu uma prê-concentração no primeiro período; os produtos desse processo foram uma importante fonte de Ni, durante a segunda etapa de laterização.

15. O Ni contido na LV tem 2 origens:

- residual, a partir da alteração da LA;
- coluvionar, trazido na laterita sul-americana, erodida para as baixadas.

16. O Ni contido nos fácies saprolíticos das baixadas é soma de 3 parcelas:

- Ni contido no material de origem;
- Ni trazido por aporte lateral, dissolvido nas águas que o dissolveram dos antigos perfis a montante;
- Ni trazido por aporte vertical, a partir da laterita vermelha.

17. O minério de Ni de Santa Fê encontra-se em situação intermediária entre polo oxidado e o polo silicatado.

18. As crostas silicificadas encontradas nos topos dos morrotes são vestígios do período Sul-americano de laterização. Fragmentos rolados delas são encontrados nas baixadas.

19. As crostas ferruginosas encontradas nas baixadas são resultantes de um processo mais recente: ci-

mentação dos oólitos e pisólitos residuais e coluvionares nas regiões próximas aos cursos d'água, sob influência das oscilações do nível hidrostático.

20. Atualmente dois processos antagônicos prevalecem:

- aprofundamento dos perfis de alteração por laterização, sob clima tropical de estações contrastadas;

- erosão e conseqüente destruição dos perfis de alteração.

As várias questões respondidas por este estudo, resumidas nos 20 itens acima, suscitaram outras tantas, que permanecem em aberto. Entre estas, as mais importantes dizem respeito a:

- detalhamento da repartição dos elementos químicos nos minerais (a ser estudado por métodos analíticos mais refinados como, por exemplo, microsonda eletrônica);

- equilíbrios atuais (a serem investigados por meio do estudo termodinâmico da fase solúvel da alteração);

- balanço atual da erosão x intemperismo (também a ser investigado pelo estudo do material em solução e em suspensão, nas águas que drenam o maciço).

BIBLIOGRAFIA

- AB'SABER, A.N. & COSTA JR, M. - 1948 - "O sudoeste goiano"
An. Ass. Geogr. Bras. *III* (1): 143-219.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1948 - "Reconhecimento geomórfico nos
planaltos divisores das bacias Amazônica e do Prata en-
tre os meridianos 51º e 56º W"-Rev. Bras. Geogr. ano
X, 3:395-440.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - "Observações sobre o pré-Cam-
briano na região central de Goiás"-XXI Congr. Bras.
Geol., Bol. Paranaense de Geoc., 26:19-22.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1971 - "Geochronological division of
the precambrian of South America"-Rev. Bras. Geoc.1(1):
13-21.
- ANDRADE, M.R. & BOTELHO, L.C. - 1974 - "Perfil analítico
do Níquel"-Bol. DNPM-33- Rio de Janeiro 90 p.
- ANGEIRAS, A.G. - 1968 - "A faixa de serpentinitos da re-
gião central de Goiás"-An. Ac. Br. Cienc., 40: 129-136.
- AVIAS, J. - 1978 - "L'évolution des idées et des connais-
sances sur la genèse et sur la nature des minerais de
nickel, en particulier latéritiques, de leur découver-
te à nos jours"- Bull. BRGM.,sect II, 3:165-172.
- BARBOSA, A.L.M. - 1968 - "Ambiente geológico das jazidas ní-
quelíferas de Niquelândia, GO."- Bol. SICEG . Ouro Pre-
to, 6:79-89.
- BARBOUR, A.P. - 1976 - "Geologia do maciço ultramáfico de
Santa Fé (GO)" - Tese de Livre Docência IGUSP, 138 p.

- BARBOUR, A.P. - 1978 - "Maciço ultramáfico Ni-laterítico de Santa Fê, Goiás, Brasil" - Apresentado no VII Congresso Geológico Argentino - Neuquen (no prelo).
- BARBOUR, A.P., GIRARDI, V.A.V., KAWASHITA, K. & SOUZA, A.M.S. de - 1979 - "Geocronologia do complexo máfico-ultramáfico alcalino de Santa Fê, Goiás" - Bol. IGUSP, 10:11-18.
- BESSET, F. - 1978 - "Localisations et répartitions successives du nickel, au cours de l'altération lateritique des péridotites de Nouvelle-Calédonie" - Th.Un.Sc.Tech.Languedoc. Montpellier. 129 p.
- BESSET, F. & COUDRAY, J. - 1978 - "Le comportement du nickel dans les processus d'altération des péridotites de Nouvelle Calédonie" - Bull. BRGM, sect. II, 3: 207-223.
- BERBERT, C.O. - 1970 - "Geologia geral dos complexos básicos e ultrabásicos de Goiás". An XXIV Congr. Br. Geol. Brasília: 41-50.
- BERBERT, C.O. - 1977 - "Rochas básico-ultrabásicas no Brasil e suas potencialidades econômicas" - Bol. II SEG. Paraná- CEGEP-UF Paraná: 1-51.
- BERBERT, C.O. - 1978 - "Depósitos de níquel do Brasil Central." Aula proferida no I.G.UNESP (mimeografado).
- BETEKHTINE, A. - 1968 - "Manuel de minéralogie descriptive" Editions Mir-Moscou, 736p.
- BLOT, A., LEPRUN, J.C. & PION, J.C. - 1976 - "Action de l'altération météorique sur le complexe ultrabásique de Koussane (Sénégal Oriental). Les diverses accumulations et migrations de matière"- Bull. Soc. Geol. France, XVIII (1): 51-54.

- BLLOT, A., CARN, M., LEPRUN, J.C. & PION, J.C. - 1976 - "Premier bilan des études géologiques et pédologiques d'un corps ultrabasique et de son contexte: Koussane au Sénégal Oriental" - Cah. Orstom, sér.Géologie, VIII (2): 113-145.
- BONIFAS, M. & MILLOT, G. - 1955 - "Transformation isovolumétrique dans les phénomènes de latérisation et de bauxitisation" - Bull.Serv. Cart. Geol. Als.Lorr., 8,(1): 3-20.
- BONIFAS, M. - 1959 - "Contribution à l'étude géochimique de altération latéritique" - Mem.Serv. Cart. Geol. Als. Lorr., Strasbourg, 17, 159 p.
- BOSIO, N.J., HURST, V.J. & SMITH, R.L. - 1975 - "Nickeliferous nontronite, a 15 Å garnierite, at Niquelândia, - Goiás, Brasil" - Clay Miner. Bull, 23: 400-403.
- BRAUN, O.P.G. - 1971 - "Contribuição à geomorfologia do Brasil Central"- Rev. Bras. Geogr. ano XXXII, 3:3-40.
- BRINDLEY, G.W. & HANG, P.T. - 1973 - "The nature of garnierites - I. Structures, chemical composition and color characteristics"- Clay and Clay Min. 21:27-40.
- BRINDLEY, G.W. & MAKSIMOVIC, Z. - 1974 - "The nature and nomenclature of hydrous Ni-containing silicates" -Clay minerals, 10: 271-277.
- BRINDLEY, G.W. - 1978 - "The structure and chemistry of hydrous nickel-containing silicate and aluminate minerals" - Bull. BRGM, sect II, 3: 233-245.
- BROOKS, R.R. - 1972 - "Geobotany and biogeochemistry in mineral exploration"- Harper and Row Publishers, New York, 299 p.

- BROWN, G. - 1961 - "The X-ray identification and crystal structures of clay minerals"- Mineralogical Society . London, 544 p.
- BRUNI, M.A.L. - 1976 - "Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Aracaju (SC-24)", 226 p. DNPM. Brasília.
- CAILLERE, S., HENIN, S. & ESQUEVIN, J. - 1956 - "Etude expérimentale du mécanisme de la formation des antigorites nickélifères"- Soc. Fr.Min.Crist. Bull.,79 (7-9) : 408-420.
- CERRI, C.C. - 1974 - "Contribuição ao estudo das arenas graníticas"- Tese de Mestrado IGUSP, 130 p.
- CHABAN, N. & SANTOS, J.F.dos - 1973 - "Intrusiva do Morro do Engenho (GO): considerações sobre geologia e pesquisa" - XXVII Congr. Br. Geol. Aracaju - Resumos 1: 57-58.
- CHANTRET, F., DESPRAIRIES, A., DOUILLET, P., JACOB, C., STEINBERG, M. & TRAUTH, N. - 1971 - "Révision critique de l'utilisation des méthodes thermiques en sédimentologie: cas des smectites (montmorillonites)"- Bull. Groupe Franç. Argiles, XXIII: 141-172.
- CHAYES, F. - 1960 - "On correlation between variables of constant sum" - J. Geophys. Res. 65: 4185-4193.
- CHETELAT, E.de - 1947 - "La genèse et l'évolution des gisements de Ni de la Nouvelle Calédonie"- Soc.Geol. Fr. Bull. série 5, 17: 105-159.
- CLARK, A.M.S. - 1978 - "Chemical and mineralogical development of the Sidamo nickeliferous serpentinites(Ethiopia)"- Miner.Deposita, 13 (2): 221-234.

- CORDEIRO, A.A.C. & McCANDLESS, G. - 1976 - "Maciço ultramáfico de Quatipuru" - XXIX Congr. Bras. Geol. Ouro Preto- Resumos: 238.
- COSTA, J.L.G. - 1970 - "Jazidas de Níquel do maciço de São José do Tocantins - Notas sobre a geologia econômica e pesquisas pela Cia. Níquel Tocantins".- XXIV Congr. Bras. Geol. Brasília - Bol. Esp. 1: 140-141.
- DANNI, J.C.M. - 1974 - "Géologie des complexes ultrabasi-ques alcalins de la région d'Iporã, Goiás, Brésil". Te-se Universidade de Paris-Sud, 95 p.
- DAVIES, H. L. - 1969 - "Notes on Papuan Ultramafic Belt Mi-neral Prospects . Papua & New Guinea"- Record nº 1969/67. Bureau of Min. Res. Geol. and Geophysics. Austrália 20 p.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. - 1963 - "Rock for-ming minerals"- 5 volumes - Longmans-Londres.
- DE KIMPE, C.R. & ZIZKA, J. - 1973 - "Weathering and clay formation in a dunite deposit at Asbestos" - Can J. Ear-th Sci, 10, (10): 1533-1540.
- DELMAS, A.B. - 1972 - "Sur les rôles respectifs de la tempé-rature et du débit au cours de l'altération expérimenta-le de l'olivine par lessivage à l'eau" - C.R. Ac. Sc. Pa-ris, 274: 2413-2415.
- DE VLETTER, D.R.- 1955 - "How Cuban ore was formed: a les-son in lateritic genesis" - Eng. and Min. Journal, 156 (10): 84-87.
- DE WAAL, S.A. - 1971 - "South African nickeliferous serpen-tinites" - Miner. Sc. Engeneering, Pretoria 3 (2): 32-45.

- EDEL'SHTEIN, I.I. - 1960 - "The geochemistry of nickel"-Geochemistry, 1: 718-729.
- ESSON, J. & SANTOS, L.C.S.dos - 1978 - "Chemistry and mineralogy of section through lateritic nickel deposit at Liberdade, Brasil"- Instn. Min. Metall., sect.B, Appl. Earth Sc., 87 p. (in press).
- ESSON, J. & SANTOS, L.C.S.dos - 1978 - "The occurrence, mineralogy and chemistry of some garnierites from Brazil" Bull. BRGM, sect.II, 3: 263-274.
- ESWARAN, H. & SYS, C. - 1972 - "Clay mineralogy of soils on ultrabasic rocks from Sabah, Borneo" - Int. Clay.Conf., Madrid, I: 125-225.
- FARINA, M. - 1969 - "Ultrabasitas niquelíferos de Catingueira, Paraíba. Considerações sobre a geoquímica e geologia econômica". - Bol. SUDENE, Depto.Rec.Nat., série Geologia Econômica, 7, 53 p.
- FAUST, G.T. - 1966 - "The hydrous nickel-magnesium silicates-The garnierite group" - The American Mineralogist, 51, (3): 279-298.
- FELICISSIMO Jr., J. - 1968 - "Distritos ultrabásicos-alcálicos da bacia tectônica do baixo Ribeira e seus aspectos econômicos." - Bol. SICEG-Ouro Preto - 6: 90-134.
- FERRAN, A.de - 1974 - "Panorama do Ni no Brasil"- Geol. e Met., IV Simp. Mineração, 1a. parte, 35: 103-124.
- FRITZ, B. & TARDY, Y. - 1973 - "Étude thermodynamique du système gibbsite, quartz, kaolinite, gas carbonique. Applications à la genèse des podzols et des bauxites" - Sc. Géol. Bull., 4: 339-367.

- GALVÃO, M.V. - 1960 - "Geografia do Brasil. Grande Região Centro-oeste". IBGE vol.II série A. Rio de Janeiro, 452 p.
- GODOY, A.C. - 1968 - "Mapa das ocorrências minerais do Estado de Goiás, com a localização dos principais maciços básicos e/ou ultrabásicos"- An. XXII Congr.Bras.Geol., Belo Horizonte: 223-229.
- GRIFFON, J.C. & RICHTER, H. - 1976 - "Geologia, mineração e tratamento do minério de níquel do Morro do Níquel -MG". Geol. Met., VII Simp. Br. Mineração, 4: 387-405.
- GUIMARÃES, D., GLASER, I. & MARQUES, V.J. - 1968 - "Sobre a ocorrência de rochas alcalinas na região de Iporã, GO" - Min. Met., 48 (283): 11-15.
- HANG, P.T. & BRINDLEY, G.W. - 1973 - "The nature of garnierites III - Thermal transformations" - Clay and Clay Min., 21: 51-57.
- HENIN, S. & ROBICHET, O. - 1953 - "Sur les conditions de formation des minéraux argileux par voie expérimentale à basse température"- C.R.Ac.Sc. Paris., 236: 517-519.
- HENIN, S. & CAILLÈRE, S. - 1963 - "Synthèse des minéraux argileux à basse température: essai de mise au point"- Clay Min. Bull, 30: 265-271.
- HOTZ, P.E. - 1964 - "Nickeliferous laterites in Southwestern Oregon and Northwestern California".- Ec.Geology, 59(3): 335-396.
- HYPOLITO, R. - 1972 - "Estudo experimental de alteração intemperica de diabásios". Tese de doutoramento-IGUSP, 103 p.
- JURKOVIC, I. - 1963 - "Some geochemical aspects about the genesis of the nickel deposit Loma de Hierro (Venezuela)". - Geoloski Vjesnik- 17: 103-112.

- JUSTO, L.J.E.C. - 1973 - "Maciço ultramáfico de Agua Branca, Goiás: um corpo tabular". XXVII Congr. Bras. Geol. Aracaju. Resumos, 1: 56-57.
- KING, L.C. - 1956 - "A geomorfologia do Brasil Oriental". - Rev. Br. Geogr., 2:147-265.
- KRAUSKOPF, K.B. - 1956 - "Dissolution and precipitation of silica at low temperatures". Geoch. Cosm. Acta., 10:1-26.
- KÜHNEL, R.A., VAN HILTEN, D. & ROORDA, H.J. - 1974 - "The cristallinity of minerals in alteration profiles: an example on goethite in laterite profiles". - Delft Progress Report. Series E, 1(1): 1-32.
- KÜHNEL, R.A., ROORDA, H.J. & STEENSMA, J.J.S. - 1978 - "Distribution and partitioning of elements in nickeliferous laterites". Bull. BRGM, Sect II, 3: 191-206.
- LACROIX, A. - 1943 - "Les pēridotites de Nouvelle Calēdonie, leus serpentinites et leus gites de Ni et de Co". Ac. Sc. Mem. Paris., 66, 143 p.
- LAGES, S.M., ANDRADE, M.R. & OLIVA, L.A. - 1976 - "Economia mineral do nīquel". XXIX Congr. Br. Geol. Ouro Preto - Resumos: 394-395.
- LELONG, F., TARDY, Y., GRANDIN, G., TRESCASES, J.J. & BOULANGE, B. - 1976 - "Pedogenesis, chemical weathering and processes of formation of some supergene ore deposits". in "Handbook of strata-bound and stratiform deposits" R.H. WOLF edit. - Elsevier - Amsterdam., 3: 93-173.
- LEPRUN, J.C. - 1979 - "Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique occidentale sēche. Genēse. Transformations. Dēgradations". Thēse U.L.P. - Strasbourg 222 p.

- LEVI, F. & MELFI, A.J. - 1972 - "Geochemical and mineralogical studies of the first stages of weathering of basic and related rocks. Part II - Geochemical study." - Rev.Br. Geoc., 2(1): 1-7.
- LESSA SO, M., ANDRADE, R.S.de & BERBERT, C.O. - 1971 - "Projeto Jussara - Geologia das quadrículas de Britânia, Santa Fé, Araguapaz e Jussara, Estado de Goiás"- DNPM (Executado pela CPRM), Goiânia - Inédito.
- LINDENMAYER, D.H. & LINDENMAYER, Z.G. - 1971 - "Intrusões-ultrabásicas-alcalinas e suas mineralizações a níquel". An. XXV Congr.Bras.Geol. São Paulo - Bol.Esp., 1:35.
- LOMBARD, J. - 1956 - "Sur la géochimie et les gisements de nickel". Chron.Min.d'Outre Mer, 244, 20 p.
- LUCAS, J., CAMEZ, T. & MILLOT, G. - 1959 - "Détermination pratique aux rayons X des minéraux argileux simples et interstratifiés". Bull.Serv.Cart.Geol.Als.Lorr.,12(2): 21-31.
- LUCE, R.W., BARTLETT, R.W. & PARKS, G.A. - 1972 - "Dissolution kinetics of magnesium silicates".- Geoch. Cosm. Acta., 36(1): 35-50.
- MACKENZIE, R.C. - 1957 - "The differential thermal investigation of clays".- Mineralogical Society. London.456p.
- MAKSIMOVIC, Z. - 1966 - " β -kerolite-pimelite series from Goles Mountain, Yugoslavia". Proc. Int. Clay. Conf.,I: 97-105.
- MAKSIMOVIC, Z. - 1969 - "Nickeliferous minerals found in the fossil crust of weathering in Goles (Yugoslavia)". An. Geol. Pen. Balcanica, tomo XXXIV: 577-596.

- MARINI, O.J., BARBOSA, G.V., DARDENNE, M.A., FARIA, A. & FUCK, R.A. - 1974 - "Projeto Serra Dourada".- Un.Brasília, Depto. Geoc., Convênio DNPM/FUB, 1(7). Relatório final inédito.
- MATHESON, J.D. - 1967 - "Notes on the formation and geological setting of chrysoprase in the Marlborough deposits" Queensland Govern. Mining Journal: 495-497.
- MELFI, A.J. - 1971 - "Influência da sílica na evolução dos geles amorfos de Fe^{III} : estudo experimental simulando condições tropicais úmidas e bem drenadas". Tese de Livre Docência IGUSP, 90 p.
- MELFI, A.J. & LEVI, F. - 1971 - "Geochemical and mineralogical studies of the first stages of weathering of basic and related rocks. Part I - Mineralogical study".- Rev. Br. Geoc., 1(1): 22-28.
- MELFI, A.J. - 1974 - "Características geoquímicas e mineralógicas dos estádios iniciais de alteração superficial das rochas ultrabásicas de Barro Alto (GO)". Bol. IGUSP, 5: 117-128.
- MELFI, A.J., TRESCASES, J.J. & OLIVEIRA, S.M.B.de - 1979 - "Les "laterites" nickélifères du Brésil". Apresentado no Int.Sem.on Lat. Processes. Trivandrum, Índia.
- MILLER, R. - 1953 - "The Webster - Addie ultramafic ring, Jackson Country, North Carolina, and secondary alteration of its chromite". Am.Min. 38:1134-1147.
- M.M.E. - 1978 - Ministério das Minas e Energia da República Federativa do Brasil - "Balanço Mineral Brasileiro"- Brasília, 212 p.
- MOREIRA, A.A.N. - 1977 - "Geografia do Brasil-Região Centro-Oeste"-Fund.IBGE, 4, 364 pp, Rio de Janeiro.

- MOSSOULOS, L. - 1964 - "Les gisements latéritiques de fer chromonickélicifère de Grèce. Méthodes de prospection de la chromite". OCDE, Paris.
- NAHON, D. - 1979 - "Accumulation supergène de quartz par altération de roches ultrabasiques en Côte d'Ivoire". Sc. Geol. vol.4 (in press).
- NALOVIC, L. - 1971 - "Comportement du fer en présence des éléments de transition dans la nature". C.R.Ac.Sc. Paris, 273: 1664-1667.
- NALOVIC, L. & PINTA, M. - 1972 - "Comportement du fer en présence des éléments de transition. Étude expérimentale: lessivage des hydroxydes hydratés par de l'eau, à l'air libre". C.R.Ac.Sc.Paris, 275: 153-156.
- NALOVIC, L. & SEGALIN, P. - 1973 - "Relations entre le fer et les éléments traces de transition dans un certain nombre de minéraux ferri-fères". Cah. ORSTOM, sér. Pédologie, XI (2): 181-191.
- NORTON, S.A. - 1973 - "Laterite and Bauxite formation".-Ec. Geol. 68, (3): 353-361.
- OLIVEIRA, S.M.B.de. & MELFI, A.J. - 1979 - "Considerações sobre a origem das esmectitas nos níveis de alteração dos piroxenitos de Santa Fé (GO)".- Bol.IGUSP, 10:91-96.
- PECORA, W.T. & HOBBS, S.W. - 1942 - "Ni deposit near Riddle, Douglas County, Oregon.USGS" Bull.931-I: 205-226.
- PECORA, W.T. & BARBOSA, A.L.M. - 1944 - "Jazidas de níquel e cobalto de São José do Tocantins, Estado de Goiás".-Bol. DNPM-DFPM, 64, 69 p.

- PECORA, W.T., HOBBS, S.W. & MURATA, K.J. - 1949 - "Variations in garnierite from the Ni deposit near Riddle, Oregon".- *Ec.Geol.*, 44:12-23.
- PEDRO, G. & BITAR, K.E. - 1966 - "Contribution à l'étude de la genèse des sols hyper-magnésiens: recherches expérimentales sur l'altération chimique des roches ultrabasiques (serpentinites)". *Ann.Agron. Versailles*, 17 (6). : 611-651.
- PEDRO, G. & DELMAS, A.B. - 1971 - "Sur l'altération expérimentale de l'olivine par lessivage à l'eau et la mise en évidence de trois grands domaines d'évolution géochimique".- *C.R.Ac. Sc. Paris*, 273: 1543-1546.
- PEDRO, G. & DELMAS, A.B. - 1973 - "Roches ultrabasiques" in *Encyclopaedia Universalis*, 16: 453-457.
- PENA, G.S. & FIGUEIREDO, A.J.de - 1973 - "Geologia da quadricula de Iporã (GO)" - XXVII Congr.Br.Geol. Aracaju . Resumos 1: 106-108.
- PERCIVAL, F.G. - 1964 - "The lateritic iron deposit of Conakry" - *Trans. Inst. Min. Metallurgy*, 74, part 8: 429-462.
- PERRUCHOT, A. - 1971 - "Reproduction au laboratoire des phénomènes de concentration du nickel au cours de l'altération météorique du pēridot".- *C.R.Ac.Sc. Paris*, 273:275-277.
- PICKERING, R.J. - 1962 - "Some leaching experiments on three quartz-free silicate rocks and their contribution to an understanding of laterization".-*Ec.Geol.*, 57:1185-1206.

- PION, J.C. - 1979 - "L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale sèche. Étude de quelques topos-séquences en Haute Volta".- Thèse U.L.P.- Strasbourg, 220 p,
- ROBERT, M. & TESSIER, D. - 1974 - "Méthode de préparation des argiles des sols pour des études minéralogiques". Ann. Agr., 25 (6): 859-882.
- ROSENBERG, J.P. - 1972 - "Estudo de vermiculitas brasileiras". Tese de Doutorado IQUSP, 157 p.
- ROSS, C.S. & EARL, V.S. - 1926 - "Nickeliferous vermiculite and serpentine, North Caroline". Am.Mineral, 11: 90-93.
- ROSS, C.S., SHANNON, E.V. GONYER, F.A. - 1928 - "The origin of nickel silicates at Webster North Caroline". Ec. Geol., 23 (5): 528-552.
- SANTIVANEZ, A.O. - 1965 - "As serpentinitas níquelíferas do "Morro do Níquel" em Pratāpolis, M.G."- Eng.Min.Met., XLII (248): 61-65.
- SANTOS, J.F.dos - 1974 - "Fatores de controle na concentração do níquel laterítico condicionado pela evolução geológica e geomorfológica do complexo básico-ultrabásico de São João do Piauí (PI)". An. XXVIII Congr.Br.Geol., 6: 25-32.
- SANTOS-Y.,L. & ESGUERRA, F.D. - 1961 - "Géologie et géochimie des latérites nickelifères de NONOC et îles adjacentes, - Province de Surigao (Philippines)".- Philippines Bur. of Mines-Manille. Spec.Proj.Ser.Publ:18.
- SANTOS-Y.,L. - 1964 - "Distribution of iron, alumina and silica in Pujada Laterite of Mati, Davao Province, Mindanao - Island (Philippines)".- XXII Int.Geol.Congress New Delhi, sect.14:126-141.

- SCHMALTZ, W.H., FIGUEIREDO, A.M.de & CUNHA, C.A.B.R.-1976-
"Pesquisa de sulfetos de Cu-Ni no maciço de Niquelândia."
XXIX Congr.Br.Geol. Ouro Preto. Resumo: 263.
- SHELLMANN, W. - 1964 - "Zur laterischen Verwitterung von
Serpentinit". Geol. Jb., 81: 645-678.
- SHELLMANN, W. - 1971 - "Über Beziehungen lateritischer Eisen-Nickel-Aluminium-und Manganerze zu ihren Ausgangsgesteinen".- Miner.Deposita, 6(4): 275-291.
- SHELLMANN, W. - 1976 - "Distribution, fixation and chemical mobilization of nickel in iron-rich lateritic nickel ores". Concluding Report. Federal Institute of Geosciences and Raw Materials. Unpublished Report.
- SHELLMANN, W. - 1978 - "Behavior of nickel, cobalt and chromium in ferruginous lateritic nickel ores".- Bull. BRGM, sect II, 3: 275-282.
- SCHOBENHAUS FILHO, C. - 1975 - "Carta geológica do Brasil ao milionésimo" Folha Goiás (SD-22) e Folha Goiânia(SE-22). DNPM, Brasília.
- SEGALEN, P. - 1968 - "Note sur une méthode de détermination de produits minéraux amorphes dans certains sols à hydroxydes tropicaux".- Cah.ORSTOM, sér.Péd., 6 (1):105-126.
- SEGALEN, P. - 1970 - "Extraction du fer libre de sols à sesquioxides par la méthode de De Endredy par irradiation à ultraviolet des solutions oxaliques".Cah.ORSTOM, sér.Pédol., VIII (4): 483-496.
- SMITH, J.W. & GREEN, D.H. - 1961 - "The geology of the Musa River Area, Papua"- Report nº 52. Bureau of Min. Res.Geol. and Geophysics. Austrália, 41 p.

- SOUZA, A.M.S.de - 1978 - "Mineralogia e petrologia do complexo ultramáfico e alcalino de Santa Fê, Goiás". Tese de Mestrado, Univ.Fed.do Pará, 122 p.
- SOUZA, J.V.de., SANTOS, P.de S. & SANTOS, H.de.S. - 1973-"Caracterização mineralógica de algumas argilas níquelíferas brasileiras". Apresentado no 29 Col. Soc.Br.Micr.El., Rio de Janeiro.
- STACHE, G.A. - 1974 - "Untersuchen zur Geologie, Petrographie, Metamorphose und Genese des basich-ultrabasichen Massivs von Barro Alto, Goiás (Brasilien). These Techn. Univ. Clausthal, 198 p.
- TARDY, Y. - 1969 - "Géochimie des altérations. Étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique". Mem.Serv.Cart.Geol.Als e Lorr, 31, 199 p.
- TEX, E. den - 1955 - "Secondary alteration of chromite" -Am. Min., 40: 353-355.
- THAYER, T.P. - 1972 - "Some observations and problems concerning the peridotites and peridotite-gabro complexes of the Goiás belt"- An. XXVI Congr.Br.Geol. Belém, 1:37.
- TRESCASES, J.J. - 1969 - "Géochimie des altérations et des eaux de surface dans le massif ultrabasique du sud de la Nouvelle-Calédonie".- Bull.Serv.Cart.Geol.Als.Lorr, 22 (4): 329-354.
- TRESCASES, J.J. - 1975 - "L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation de gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie. Mem. - ORSTOM, 78, 259 p. Paris.
- TRESCASES, J.J. & OLIVEIRA, S.M.B.de - 1978 - "Alteração dos serpentinitos de Morro do Níquel (MG)".-An.XXX Congr.Br. Geol., 4: 1655-1669.

- TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. - 1960 - "Igneous and metamorphic petrology" - McGraw Hill Book Company, Inc., 694 p.
- VASCONCELLOS, J.B. *et al.* - 1973 - "Ocorrências minerais das folhas Goiás e Goiânia".-DNPM 69 distr. Goiânia (inédito).
- WACKERMANN, J.M. - 1975 - "L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale semi-humide. Étude minéralogique et géochimique des arènes du Sénégal Oriental. Conséquences pour la cartographie et la prospection".Th. U.L.P. Strasbourg, 373 p.
- WHITTAKER, E.J.W. & ZUSSMAN, J. - 1956 - "The characterization of serpentine minerals by X-ray diffraction". The Min.Mag., 31(233): 107-126.
- WIEWIORA, A. - 1978 - "Ni-containing mixed-layer silicates from Szklary, Lower Silesia, Poland". Bull. BRGM, sect II, 3: 247-261.
- WILSON, H.D.B. - 1972 - "Ultramafic rocks and related nickel deposits".- An.XXVI Congr.Br.Geol.Belém, 1:38.
- UYEDA, N., HANG, P.T. & BRINDLEY, G.W. - 1973- "The nature of garnierites-II - Electron-optical study". Clay and Clay Min, 21: 41-50.
- ZEISSINK, H.E. - 1969 - "The mineralogy and geochemistry of a nickeliferous laterite profile (Greenvale, Queensland, Australia). Miner.Deposita, 4(2): 132-152.
- ZEISSINK, H.E. - 1971 - "Trace elements behavior in two nickeliferous laterite profiles". Chem.Geol., 7(1):25-36.

APÊNDICE I

DADOS BRUTOS

Constam deste apêndice a descrição dos perfis de alteração estudados, o resultado da análise granulométrica das amostras da topossequência W4 e, finalmente, os dados de análise química de 159 amostras, correspondentes a amostras totais e a frações granulométricas ou mineralógicas.

A descrição dos perfis de alteração está assim representada:

Figura A - Distribuição dos fácies de alteração nos diferentes perfis da topossequência XXVII (1-85).

Figura B - Distribuição dos fácies de alteração nos diferentes perfis da topossequência W4 (121-153).

Figura C - Distribuição dos fácies de alteração nos diferentes perfis de poços esparsos:

Poço G (104-110)

Poço C (111-120)

Poço Pe (86-92)

Poço Py (93-103)

Os dados brutos referentes à análise granulométrica das amostras dos 4 perfis da topossequência W4 encontram-se na figura D. São histogramas de frequência relativa, cujas classes são representadas por 4 intervalos de granulação.

FIGURA A - DISTRIBUIÇÃO DOS FÁCIES DE ALTERAÇÃO NOS DIFERENTES PERFIS DA TOPOSEQUÊNCIA XXVII

FIGURA B - DISTRIBUIÇÃO DOS FÁCIES DE ALTERAÇÃO NOS DIFERENTES PERFIS DA TOPOSSEQUÊNCIA W4.

FIGURA C - DISTRIBUIÇÃO DOS FÁCIES DE ALTERAÇÃO NOS DIFERENTES PERFIS DE POÇOS ESPARSOS

Fig.D - HISTOGRAMA DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS DA TOPOSEQUENCIA W4

Quanto às análises químicas, as tabelas que se seguem dizem respeito a:

- análises de amostras totais dispostas em perfis isolados ou em perfis de toposseqüências (1-153)

- análises de minerais ou misturas:

G veio - saprolito verde de um veio do poço G

T9-am - vermiculita amarela em grandes placas

T9-ve - vermiculita verde em grandes placas

66-am - serpentina e vermiculita separadas da am 66

33-bo - oólitos separados da am.33

54-br - filme branco recobrindo a am.54: kerolita e serpentina

107-ve - vênula de garnierita cortando a am.107: pimelita, serpentina e quartzo

Ar-α8 - saprolito contido no *boxwork* silicoso: quartzo, serpentina, vermiculita e pimelita

G104-br- vênula branca cortando a am.104: quartzo + kerolita

XXVII-17-br - filme branco recobrindo amostra de rocha dura do poço 17 (toposseqüência XXVII): magnesita, dolomita, kerolita e serpentina

A1-ve - veio de garnierita centimétrico: quartzo e pimelita (amostra cedida pelo Prof. Barbour)

A1-br - vênula branca cortando rocha dura: dolomita e serpentina (amostra cedida pelo Prof. Barbour)

- análises de 3 frações granulométricas das amostras 114, 122, 123, 124 e 127:

AB = $\phi > 0,25\text{mm}$

C = $0,25\text{mm} > \phi > 0,062\text{mm}$

D = $\phi < 0,062\text{mm}$

- análises da série BG0:

- BG0-4 - couraça ferruginosa no sopê da Serra do Tira-Pressa
- BG0-5 - rocha dura do poço XXVII-16
- BG0-6 - rocha friável do poço XXVII-16
- BG0-7 - rocha muito friável do poço XXVII-16
- BG0-8 - saprolito fino do poço XXVII-18
- BG0-10 - rocha dura do poço XXVII-29+50
- BG0-11 - rocha friável do poço XXVII-29+50
- BG0-12 - saprolito fino do poço XXVII-29+50
- BG0-13 - *boxwork* silicoso com córtex ferruginoso, rolado nas proximidades do poço XXVII-29

AMOSTRAS TOTAIS

AMOSTRA	H ₂ O ⁺	Qz	SiO ₂ sol.	SiO ₂ tot.	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	MnO ₂	CaO	Total
1	8,4	2,1	38,1	40,2	35,6	13,8	0,73	0,44	0,30	0,025	0,010	-	-	99,51
2	10,3	2,0	37,9	39,9	34,6	13,1	0,80	0,45	0,29	0,022	0,016	-	-	99,48
3	10,7	1,8	37,3	39,1	34,5	13,2	1,00	0,63	0,29	0,025	0,018	-	-	99,46
4	11,1	1,1	38,8	39,9	35,3	11,5	0,79	0,32	0,27	0,025	0,013	-	-	99,22
5	10,5	0,3	37,5	37,8	38,2	12,2	0,41	0,20	0,28	0,020	0,012	-	-	99,52
6	12,0	1,7	36,6	38,3	34,1	12,3	1,50	0,42	0,35	0,029	0,031	-	-	99,03
7	12,4	1,3	20,4	21,9	13,3	43,8	2,69	2,88	0,85	0,063	0,010	0,63	-	98,32
8	10,4	2,1	38,5	40,6	36,1	11,0	0,80	0,39	0,27	0,020	0,013	-	-	99,59
9	11,4	1,0	41,9	42,9	30,9	12,3	0,33	0,37	0,35	0,025	0,005	-	-	99,58
10	6,3	1,0	36,8	37,8	42,3	11,2	0,16	0,45	0,29	0,022	0,003	0,12	0,08	98,73
11	12,3	1,0	36,8	37,8	38,3	11,0	0,26	0,34	0,33	0,023	0,003	0,15	0,03	100,54
12	10,5	1,0	37,3	38,3	30,5	17,8	0,30	0,55	0,80	0,027	0,001	0,21	-	99,00
13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14	11,5	1,1	43,5	44,6	27,2	14,0	0,52	0,98	0,39	0,027	0,007	-	-	99,22
15	11,1	1,2	44,4	45,6	25,5	14,9	0,39	0,67	0,87	0,032	0,004	-	-	99,21
16	10,4	1,2	42,0	43,2	15,1	27,1	0,58	0,84	1,55	0,049	0,009	-	-	98,83
17	9,5	4,3	27,9	32,2	13,6	35,7	2,48	1,64	2,36	0,057	0,010	0,53	-	98,08
18	7,8	3,3	13,5	17,4	8,7	56,5	1,73	3,27	2,53	0,093	0,010	0,85	-	98,88
19	4,5	7,9	13,8	21,7	4,6	55,7	3,41	6,38	2,22	0,097	0,008	0,91	-	99,53
20	2,7	5,8	3,0	8,8	2,0	72,9	2,54	8,10	1,05	0,099	0,007	1,06	-	99,26
21	2,8	6,1	2,5	8,6	2,2	73,4	2,77	6,90	0,98	0,098	0,013	1,04	-	99,80
22	3,8	5,9	2,7	8,6	2,0	74,7	2,91	6,65	1,16	0,108	0,018	-	-	99,95
23	5,4	5,7	4,4	10,1	2,0	69,7	2,30	7,25	1,05	0,100	0,009	1,14	-	99,05
24	13,6	0,8	33,6	34,4	30,6	17,4	0,41	0,23	1,85	0,035	0,003	-	-	98,54
25A	5,7	7,0	7,2	14,2	4,3	63,9	5,28	3,80	1,96	0,092	0,012	-	-	99,24
25B	9,9	15,2	30,7	45,9	22,8	18,0	0,41	0,98	1,46	0,023	0,003	0,25	-	99,73
26	2,5	5,1	4,5	9,6	1,8	70,8	3,08	8,20	1,09	0,090	0,012	0,88	-	98,05
27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

AMOSTRA	H ₂ O ⁺	Qz	SiO ₂ sol.	SiO ₂ tot.	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	MnO ₂	CaO	Total
28	2,1	6,6	2,3	8,9	1,5	73,3	3,42	8,28	0,83	0,091	0,011	0,86	-	99,29
29	2,0	6,2	2,1	8,3	1,5	73,5	3,46	8,25	0,80	0,090	0,010	0,88	-	98,79
30	2,1	6,9	2,7	9,6	2,0	72,7	3,34	7,17	0,83	0,084	0,015	0,82	-	98,66
31	3,0	3,7	5,7	9,4	1,5	73,4	3,27	7,05	0,86	0,095	0,011	0,95	-	99,55
32	4,4	35,2	6,6	41,8	2,2	35,2	4,09	9,45	0,79	0,040	0,010	0,21	0,01	98,20
33	5,1	35,5	7,3	42,8	2,6	35,7	3,90	7,37	0,72	0,027	0,014	0,28	-	98,51
34	10,1	31,1	7,2	38,3	2,2	33,9	4,18	8,83	0,75	0,028	0,016	0,14	0,80	99,30
35	13,4	1,5	35,2	36,7	30,0	14,7	0,42	0,39	2,99	0,029	0,002	-	-	98,63
35A	6,2	4,7	2,7	7,4	1,2	71,6	6,61	4,30	1,50	0,458	0,012	2,06	0,01	101,34
35B	5,0	10,9	4,0	14,9	1,7	62,8	6,62	8,21	1,30	0,253	0,010	1,11	0,02	101,92
37	4,4	12,8	3,9	16,7	1,8	62,9	5,70	8,58	1,17	0,140	0,010	0,63	0,01	102,04
38	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
39	5,9	20,9	37,4	58,3	5,2	25,8	1,27	1,04	0,74	0,041	0,012	-	-	98,30
40	4,9	42,9	30,0	72,9	7,4	12,6	0,57	0,45	0,49	0,025	0,005	-	-	99,35
41	7,2	39,3	24,6	63,9	14,2	11,1	0,83	0,54	0,70	0,018	0,028	-	-	98,51
42	4,7	18,9	20,8	39,7	3,2	40,9	3,95	5,50	1,35	0,074	0,008	-	-	99,38
43	4,4	19,9	7,6	27,5	2,7	49,1	4,72	8,62	1,27	0,110	0,008	0,63	0,06	99,10
44	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
45	7,4	15,6	9,1	24,7	3,7	47,8	4,23	9,85	1,37	0,085	0,008	0,47	0,52	99,15
46	13,6	2,0	39,3	41,3	30,0	12,0	0,50	1,03	0,43	0,029	0,031	-	-	98,92
47	15,2	0,1	39,0	39,1	32,8	10,5	0,37	0,43	0,42	0,022	0,003	-	-	98,94
48	14,1	0,5	39,0	39,5	31,0	12,3	0,59	0,54	0,50	0,026	0,002	-	-	98,56
49	13,1	1,2	33,7	34,9	30,3	17,2	0,43	1,71	0,73	0,032	0,004	0,24	-	99,15
50	11,6	1,9	18,2	20,1	9,1	50,8	2,99	1,94	1,60	0,085	0,017	0,76	-	98,99
51	9,3	7,7	10,9	18,6	5,8	56,9	3,17	5,08	1,60	0,104	0,012	0,47	0,05	101,08
52	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
53	15,4	0,2	39,9	40,1	35,9	7,5	0,41	0,44	0,32	0,015	0,003	-	-	100,09

AMOSTRA	H ₂ O ⁺	Qz	SiO ₂ sol.	SiO ₂ tot.	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	MnO ₂	CaO	Total
54	14,0	0,2	38,6	38,8	36,8	7,5	0,49	0,56	0,31	0,017	0,003	-	-	98,48
55	14,9	0,4	39,9	40,3	35,6	7,3	0,38	0,31	0,33	0,017	0,002	-	-	99,14
56	14,2	0,5	40,0	40,5	33,9	8,4	0,45	0,30	0,38	0,017	0,004	-	-	98,15
57	14,5	0,3	40,3	40,8	35,7	7,3	0,35	0,20	0,33	0,018	0,003	-	-	99,00
58	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
58LA	14,4	0,8	35,7	36,5	33,8	14,9	0,26	0,34	0,84	0,029	0,004	0,21	0,01	101,29
59	9,7	21,1	37,2	58,3	22,2	6,3	1,31	0,15	0,17	0,012	0,010	-	-	98,15
60	13,1	0,2	45,2	45,4	30,5	9,7	0,46	0,29	0,31	0,018	0,004	-	-	99,78
61	13,2	3,7	37,8	41,5	30,2	12,3	0,51	0,52	0,32	0,021	0,003	-	-	98,57
62	13,7	1,4	43,2	44,6	30,6	7,9	0,62	0,35	0,32	0,016	0,003	-	-	98,11
63	14,1	5,9	37,8	43,7	31,1	7,5	0,37	0,88	0,33	0,016	0,002	-	-	98,00
64	12,7	-	-	22,6	6,2	44,6	3,58	5,69	1,69	0,078	0,008	0,38	-	97,60
65	14,3	0,7	40,9	41,6	32,1	8,8	0,56	0,76	0,28	0,024	0,002	-	-	98,43
66	14,2	0,2	42,2	42,4	32,9	8,4	0,31	0,33	0,33	0,013	0,002	-	-	98,89
67	14,2	0,5	40,2	40,7	34,1	9,0	0,41	0,45	0,41	0,029	0,002	-	-	99,30
68	14,4	0,3	41,6	41,9	32,7	8,0	0,28	0,37	0,39	0,019	0,003	-	-	98,06
69	12,9	3,3	37,6	40,9	28,6	13,4	1,60	1,43	0,37	0,025	0,004	0,20	-	99,43
70	12,1	2,2	36,5	38,7	25,9	18,7	1,76	0,92	0,54	0,027	0,003	0,26	-	98,91
71	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
72	12,1	8,6	16,6	25,2	7,1	45,8	4,42	3,67	1,30	0,074	0,008	0,32	0,05	100,06
73	13,1	0,5	42,9	43,4	31,4	10,1	0,42	0,33	0,27	0,025	0,007	-	-	99,05
74	12,9	0,7	42,1	42,8	30,3	11,1	0,49	0,59	0,34	0,024	0,008	-	-	98,35
75	14,1	0,7	39,0	39,7	33,0	10,9	0,34	0,35	0,42	0,018	0,003	-	-	98,83
76	13,4	8,2	26,6	34,8	20,7	24,0	1,69	4,60	0,74	0,036	0,004	0,21	0,70	100,88
77	13,2	0,7	42,2	42,9	30,1	10,5	0,56	0,72	0,38	0,019	0,002	0,13	-	98,51
78	15,1	0,7	38,1	38,8	29,0	11,9	3,92	0,23	0,32	0,016	0,004	0,15	-	99,44
79	14,0	0,9	39,0	39,9	30,3	13,1	0,41	1,14	0,38	0,038	0,005	-	-	99,27

AMOSTRA	H ₂ O ⁺	Qz	SiO ₂ sol.	SiO ₂ tot.	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	MnO ₂	CaO	Total
80	14,1	0,8	40,0	40,8	32,3	10,8	0,59	0,91	0,45	0,019	0,002	-	-	99,97
81	14,5	0,8	38,7	39,5	31,9	10,2	1,35	0,40	0,35	0,018	0,005	-	-	98,22
82	14,0	0,6	44,2	44,8	30,6	9,5	0,51	0,13	0,42	0,053	0,005	-	-	100,02
83	13,2	1,5	37,0	38,5	25,2	19,1	1,00	1,50	0,81	0,037	0,006	-	-	99,35
84	8,4	4,5	12,6	17,1	8,0	49,4	4,06	2,76	1,24	0,067	0,008	0,36	0,57	96,97
85	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
86	3,6	-	-	36,1	10,0	28,6	3,78	0,02	0,32	0,022	0,058	0,21	15,12	97,83
87	5,0	-	-	31,8	9,0	35,8	4,42	0,03	0,45	0,025	0,043	0,24	10,92	97,73
88	8,0	-	-	27,2	7,0	40,0	4,72	0,07	0,54	0,025	0,225	0,25	5,74	93,77
89	9,0	-	-	21,6	4,6	53,0	6,80	0,04	0,89	0,027	0,188	0,25	2,28	98,58
90	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
91	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
93	14,7	-	-	45,8	11,8	17,9	6,80	0,12	0,14	0,015	0,011	0,17	2,80	100,26
94	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
95	9,5	-	-	47,7	13,8	14,7	4,34	0,09	0,06	0,008	0,070	0,08	7,28	97,63
96	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
97	4,9	-	-	45,5	14,8	18,3	4,25	0,23	0,09	0,019	0,008	0,17	13,85	102,13
98	10,7	-	-	46,9	12,9	17,2	5,29	0,20	0,10	0,017	0,005	0,16	8,12	101,59
99	11,4	-	-	42,3	10,1	24,7	6,43	0,29	0,18	0,019	0,009	0,26	3,78	99,47
100	4,7	-	-	59,5	0,60	29,3	5,34	0,65	0,32	0,030	0,010	0,14	-	100,58
101	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
102	6,3	-	-	35,9	0,99	40,1	10,9	1,46	0,38	0,035	0,019	0,22	0,15	96,45
103	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
104	12,9	1,3	39,9	41,2	34,4	8,7	0,36	0,35	0,36	0,014	0,003	0,11	0,85	99,24
105A	13,7	1,6	34,9	36,5	32,3	15,7	0,11	0,36	0,93	0,039	0,002	0,19	0,13	99,94
105B	13,3	2,0	34,1	36,1	26,9	13,9	4,33	0,10	3,50	0,017	0,011	0,24	2,45	100,84
106	13,9	3,1	30,6	33,7	25,7	15,7	6,04	0,10	3,27	0,017	0,009	0,18	1,54	100,14

AMOSTRA	H ₂ O ⁺	Qz	SiO ₂ sol.	SiO ₂ tot.	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	MnO ₂	CaO	Total
107	10,8	3,6	33,0	36,6	28,2	18,5	0,36	0,54	3,84	0,090	0,003	0,28	1,30	100,51
108	10,8	5,9	33,5	39,4	30,7	14,7	0,19	0,70	2,10	0,026	0,002	0,18	0,74	99,53
109	13,0	0,8	34,8	35,6	32,3	16,5	0,19	0,58	1,96	0,034	0,002	0,20	0,03	100,39
109LV	9,5	11,5	15,8	27,3	12,5	43,8	1,00	2,80	2,86	0,038	0,002	0,57	0,18	100,55
110	11,4	20,8	9,3	30,1	4,0	45,9	1,63	3,10	2,43	0,064	0,002	0,63	0,03	100,29
111	5,1	21,5	34,9	56,4	0,7	34,7	1,61	1,23	0,73	0,081	0,009	0,38	0,04	100,98
112	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
113	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
114	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
115	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
116	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
117	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
118	2,4	29,2	49,4	78,6	0,3	15,3	0,47	0,66	0,29	0,025	0,004	0,15	0,03	98,23
119	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
120	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
121	12,3	0,2	37,5	37,7	37,3	13,2	0,17	0,26	0,27	0,017	0,011	0,16	0,35	101,72
122	12,8	1,2	39,3	40,5	31,2	14,1	0,65	0,33	0,59	0,022	0,003	0,19	0,16	100,51
123	11,8	5,4	26,3	31,7	19,9	32,9	0,27	0,60	2,65	0,050	0,003	0,44	0,32	100,34
124	8,9	28,2	21,5	49,7	13,0	25,8	0,39	0,91	2,29	0,038	0,003	0,31	0,03	101,36
125	7,3	3,2	4,3	7,5	1,4	73,7	2,26	4,87	1,93	0,104	0,010	0,63	0,01	99,70
126	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
127	4,6	8,3	2,5	10,8	1,0	74,5	3,44	4,87	0,79	0,056	0,005	0,44	0,00	100,50
128	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
129	7,2	34,1	22,8	56,9	22,4	7,1	1,22	0,22	0,13	0,010	0,006	0,09	3,33	98,60
130	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
131	11,6	10,0	24,3	34,3	17,2	32,3	0,55	0,60	0,80	0,050	0,004	0,38	1,07	98,85
132	12,1	4,4	34,4	38,8	25,7	18,1	0,42	0,32	1,60	0,027	0,005	0,23	1,57	98,87
133	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

AMOSTRA	H ₂ O ⁺	Qz	SiO ₂ sol.	SiO ₂ tot.	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	MnO ₂	CaO	Total
134	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
135	4,0	7,3	3,0	10,3	1,1	73,1	3,04	5,14	-	-	-	-	-	-
136	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
137	14,1	1,0	36,6	37,6	32,8	12,9	0,13	0,17	0,28	0,022	0,007	0,18	0,01	98,19
138	13,0	1,2	36,1	37,3	29,8	16,5	0,19	0,34	1,44	0,032	0,004	0,27	0,11	98,98
139	13,4	4,1	19,9	24,0	19,7	37,0	0,34	1,28	2,29	0,056	0,006	0,37	0,02	98,45
140	9,3	3,6	5,5	9,1	2,8	66,6	1,90	4,36	2,62	0,152	0,006	1,09	0,42	98,34
141	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
142	12,1	7,8	2,8	10,6	0,9	70,3	3,56	3,24	0,83	0,090	0,010	0,60	0,02	102,30
143	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
144	14,2	0,4	38,1	38,5	33,9	12,5	0,06	0,26	0,22	0,021	0,005	0,16	0,12	99,93
145	12,3	0,1	38,8	38,9	19,9	27,1	0,21	0,23	0,58	0,049	0,011	0,37	0,14	99,78
146	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
147	11,7	0,8	20,3	21,1	8,1	54,1	0,60	0,33	1,25	0,095	0,020	0,63	0,03	97,96
148	5,3	35,2	29,2	64,4	11,2	13,2	1,40	1,75	0,44	0,021	0,008	0,16	0,75	98,61
149	13,1	0,0	36,7	36,7	32,1	16,5	0,25	0,44	1,57	0,029	0,006	0,22	0,13	101,01
150	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
151	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
152	5,6	0,1	13,3	13,4	1,2	73,3	2,68	2,20	1,50	0,112	0,016	0,63	0,01	100,63
153	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

FRAÇÕES GRANULOMÉTRICAS

AMOSTRA	H ₂ O ⁺	Qz	SiO ₂ sol.	SiO ₂ tat.	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	MnO ₂	CaO	Total
114 AB	3,0	37,3	36,6	73,9	0,5	20,2	0,72	0,93	0,37	0,100	0,007	0,37	0,08	100,18
114 C	6,1	36,3	7,1	43,4	1,0	41,7	3,60	2,38	0,78	0,050	0,046	0,26	-	99,32
114 D	6,8	22,9	5,5	28,4	1,2	51,7	3,55	3,66	0,81	0,067	0,021	0,32	-	96,53
122 AB	12,0	1,2	36,8	38,0	34,5	16,5	0,17	0,58	0,46	0,024	0,003	0,21	0,10	102,55
122 C	11,8	1,4	39,0	40,4	31,6	15,0	1,20	1,62	0,60	0,029	0,003	0,22	0,35	102,82
122 D	13,1	1,5	38,3	39,8	30,7	15,8	0,83	0,52	0,69	0,058	0,025	0,42	0,45	102,39
123 AB	12,3	3,0	34,0	37,0	24,6	22,9	0,25	0,31	1,78	0,038	0,004	0,29	0,07	100,14
123 C	8,2	3,3	23,2	26,5	20,0	34,8	1,05	9,48	1,44	0,041	0,011	0,34	0,07	101,93
123 D	13,6	0,9	22,9	23,8	17,8	43,0	0,29	0,46	2,51	0,081	0,053	0,60	0,56	101,85
124 AB	10,5	14,8	26,6	41,4	20,8	23,3	0,39	1,32	2,39	0,029	0,006	0,27	0,13	100,54
124 C	1,6	-	-	15,4	6,0	51,9	1,98	23,54	1,25	0,076	0,004	0,59	0,04	102,35
124 D	11,1	5,3	12,5	17,8	6,6	56,5	0,79	0,92	3,37	0,076	0,086	0,52	-	97,75
127 AB	4,3	7,3	4,3	11,6	1,0	63,0	5,78	7,02	0,80	0,239	0,012	1,19	4,45	99,39
127 C	2,1	8,4	0,4	8,8	1,6	75,3	3,56	6,09	0,79	0,120	0,008	0,63	-	99,00
127 D	3,1	8,7	2,3	11,0	1,7	74,5	3,29	6,31	0,72	0,068	0,036	0,35	-	101,07

MINERAIS OU MISTURAS

AMOSTRA	H ₂ O ⁺	Qz	SiO ₂ sol.	SiO ₂ tot.	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	MnO ₂	CaO	Total
G-veio	13,2	1,6	33,6	35,2	25,7	14,0	4,53	0,05	3,28	0,012	0,008	0,22	3,04	99,08
T9-am	15,5	0,3	36,2	36,5	29,4	8,2	10,20	0,04	0,08	0,010	0,036	0,03	1,40	101,43
T9-ve	16,5	0,1	35,2	35,3	32,3	7,4	10,58	0,03	0,07	0,010	0,014	0,04	0,65	102,89
66-am	14,2	0,6	41,3	41,9	36,9	7,2	0,15	0,06	0,27	0,009	0,006	0,07	0,08	100,84
33-bo	3,5	15,0	3,9	18,9	2,0	57,9	4,31	12,70	0,74	0,052	0,026	0,35	0,15	100,63
54-br	12,6	0,4	52,4	52,8	35,2	0,9	0,04	0,20	0,15	0,000	0,003	0,03	1,05	102,97
107-ve	9,9	2,7	48,1	50,8	18,7	2,4	0,00	0,02	17,66	0,048	0,013	0,11	0,59	100,24
Ar-a3	10,6	15,2	39,9	51,1	25,3	5,8	0,15	0,30	4,46	0,011	0,001	0,06	0,12	101,90
G104-br	10,3	11,7	48,3	60,0	31,6	0,1	0,10	0,00	0,06	0,000	0,000	0,01	0,03	102,20
XXVII-17br	33,0	0,2	22,7	22,9	38,8	0,4	0,00	0,04	0,03	0,003	0,000	0,01	4,00	99,18
Al-ve	2,7	9,5	77,9	87,4	4,8	0,6	0,20	0,01	5,47	0,024	0,002	0,04	1,30	102,54
Al-br	36,8	0,2	10,9	11,1	30,7	0,3	0,04	0,01	0,02	0,003	0,000	0,04	21,84	100,79

SÉRIE BGO

BGO-4	12,8	6,8	3,5	10,3	0,8	64,9	3,16	5,26	1,15	0,382	0,006	2,38	-	101,14
BGO-5	9,2	0,7	37,6	38,3	36,9	13,3	0,09	0,38	0,28	0,020	0,002	0,16	0,04	98,67
BGO-6	11,1	0,6	36,9	37,5	32,8	15,7	0,12	0,37	0,31	0,030	0,002	0,19	0,01	98,13
BGO-7	12,3	0,6	39,6	40,2	26,1	17,9	0,43	0,56	0,53	0,032	0,003	0,31	-	98,37
BGO-8	11,6	0,5	4,0	4,5	1,7	73,8	1,07	4,83	1,37	0,146	0,009	0,79	-	99,82
BGO-10	14,4	-	-	38,7	35,7	9,2	0,21	0,27	0,32	0,018	0,003	0,13	-	98,95
BGO-11	12,2	1,0	38,6	39,6	31,5	14,4	0,17	0,47	0,48	0,027	0,001	0,18	0,01	99,04
BGO-12	8,8	0,6	22,1	22,7	8,3	48,8	1,76	7,78	1,49	0,097	0,008	0,47	0,03	100,24
BGO-13	2,2	64,5	20,4	84,9	1,0	9,5	0,94	0,58	0,64	0,049	0,005	0,43	0,02	100,26

APÊNDICE II

TECNICAS ANALITICAS

A organização dos trabalhos de laboratório está esquematizada na figura E.

1. Medida de Densidade Aparente

A densidade aparente foi determinada em a mostras recobertas por parafina, pesadas ao ar e dentro d'água, em balança analítica, com precisão de 0,01 g.

2. Lâmina Delgada

No caso de amostras friáveis, antes da laminação, foram submetidas a cozimento no bálsamo do Canadá, com a finalidade de endurecê-las.

3. Separação Granulométrica

Foi realizada através de um jogo de 3 peneiras (0,062, 0,25 e 2mm), sob fluxo d'água.

4. Separação Mineralógica

Efetuuou-se sobre amostra de granulação adequada, pelo uso de líquidos pesados e do separador magnético Franz. No caso de ser possível, a separação mineralógica pôde ser feita à lupa, por catação.

5. Análise Mineralógica

As técnicas utilizadas para a análise mineu

FIGURA E
ORGANOGRAMA DOS TRABALHOS DE LABORATÓRIO

ralógicas são as seguintes:

a) Lupa Binocular e Microscópio Petrográfico

b) Análise Térmica Diferencial:

- velocidade de aquecimento da amostra: 200/min

- velocidade do papel: 5mm/min

Literatura consultada: Chantret *et al.* 1971 e Mackenzie 1957.

c) Difração de Raios X:

- radiação - $K\alpha$ do Cu

- velocidade do goniômetro - 40/min

- velocidade do papel - 2cm/min

Para o estudo dos filossilicatos, as amostras foram submetidas a vários tipos de tratamento prévio:

- deferrificação (Segalen 1970)

- glicolagem

- aquecimento a 500°C

Literatura consultada: Robert & Tessier 1974,

Lucas *et al.* 1959 e

Brown 1961.

6. Análise Química

a) Ataque Total

Para as rochas desprovidas de piroxênio o ataque pode ser assim esquematizado:

solução I - dosagem de Mg, Fe, Al, Cr, Ni, Co, Cu, Mn e Ca

solução II - dosagem de Cr

solução III - dosagem de Mg, Fe, Cr e Ni

Resultados: SiO_2 solúvel = resíduo I - resíduo II

Quartzo = resíduo II - Mg, Fe, Cr e Ni dosados na
solução III

$\text{Mg} = \text{Mg sol I} + \text{Mg sol III}$

$\text{Fe} = \text{Fe sol I} + \text{Fe sol III}$

$\text{Al} = \text{Al sol I}$

$\text{Cr} = \text{Cr sol I} + \text{Cr sol II} + \text{Cr sol III}$

$\text{Ni} = \text{Ni sol I} + \text{Ni sol III}$

$\text{Co} = \text{Co sol I}$

$\text{Cu} = \text{Cu sol I}$

$\text{Mn} = \text{Mn sol I}$

$\text{Ca} = \text{Ca sol I}$

No caso de amostras portadoras de piroxênio,
passa-se diretamente à fluorização:

$\text{am} + \text{HF}, \text{HClO}_4 \rightarrow \text{solução I}$

O Mg, Fe, Al, Cr, Ni, Co, Cu, Mn e Ca são do-
sados na solução I.

O Si é dosado numa alíquota à parte:

$\text{am} + \text{Na}_2\text{CO}_3 \xrightarrow[\Delta]{900^\circ\text{C}}$ fusão + $\text{HCl} + \text{HClO}_4$
 ↗ solução
↘ resíduo I

O peso do resíduo I é o peso da sílica conti-
da.

b) Ataque Parcial

Fazem-se ataques parciais com a finalidade

de determinar a quantidade e a composição de materiais amorfos ou criptocristalinos (Segalen 1968). O esquema geral é o seguinte:

Foram dosados o Mg, Si e Fe em 8 soluções obtidas segundo o esquema acima. A curva acumulada dos produtos extraídos permite avaliar a cinética da extração, e sua forma depende do grau de cristalinidade do material. Assim, curvas de extração retilíneas refletem boa cristalinidade, isto é, o elemento extraído provém do retículo cristalino dos minerais. Quando há produtos amorfos ou criptocristalinos, a curva de extração é inicialmente côncava em relação a abscissa. É possível avaliar a quantidade do elemento em estado amorfo ou criptocristalino extrapolando o segmento retilíneo da curva até a intersecção com o eixo das ordenadas.

c) Dosagem

A perda ao fogo foi dosada em uma alíquota seca a 1050C e, posteriormente queimada a 9000C.

O Mg, Fe, Al, Cr, Ni, Co, Cu, Mn e Ca foram dosados em solução, no espectrofotômetro de absorção atômica marca Varian Techtron (modelo 1250). Os parâmetros utilizados para cada elemento constam da tabela que se segue.

Os padrões utilizados foram 2 soluções- mãe de composições semelhantes a soluções de rocha pouco alterada e de laterita. A partir dessas soluções-mãe obtiveram-se os padrões nas diluições adequadas.

PARÂMETROS UTILIZADOS NAS MEDIDAS REALIZADAS NO ESPECTROFOTÔMETRO DE ABSORÇÃO ATÔMICA

	Chama	Comprimento de onda (nm)	Faixa de Concentração (ppm)
Mg	oxidante	285,2	0,1 - 0,4
Fe	oxidante	248,3	2,5 - 10
Al	redutora	309,3	40 - 200
Cr	redutora	357,9	2 - 8
Ni	oxidante	232,0	3 - 12
Co	oxidante	240,7	3 - 12
Cu	oxidante	324,7	2 - 8
Mn	oxidante	279,5	1 - 4
Ca	(emissão)	422,7	1 - 4

DOCUMENTAÇÃO FOTOGRÁFICA

Foto 1 - Visão geral do maciço ultrabásico.

Foto 2 - Serra do Tira-Pressa, intensamente silicificada.

Foto 3 - Olivina ocupando o centro reticulado de serpentina. Veio de carbonato. Nicóis cruzados. Aumento aproximado: 110 vezes.

FOTO 1

FOTO 2

FOTO 3

Foto 4 - Cristais de cromita circundados por vermiculita-clorita. Nicóis cruzados. Aumento aproximado: 90 vezes.

Foto 5 - Magnetita entre as bandas de serpentina. Nicóis paralelos. Aumento aproximado: 90 vezes.

Foto 6 - Veio de quartzo, mais bem cristalizado quando livre de Fe. Nicóis cruzados. Aumento aproximado: 110 vezes.

FOTO 4

FOTO 5

FOTO 6

Foto 8 - Serpentina placóide (II), ocupando o centro do retículo. Fe depositado no contato da serpentina I e da serpentina II. Nicóis cruzados. Aumento aproximado: 220 vezes.

Foto 7 - Fantasma de olivina, preenchido por quartzo microcristalino. Nicóis cruzados. Aumento aproximado: 90 vezes.

Foto 9 - Fantasma de olivina, preenchido por amorfos ferruginosos. Nicóis cruzados. Aumento aproximado: 110 vezes.

FOTO 7

FOTO 8

FOTO 9