

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO MINERALÓGICA E GEOQUÍMICA DE LATERITOS SOBRE
ROCHAS DO COMPLEXO DE MAICURÚ-PARÁ

Tese Apresentada por
VANDA PORPINO LEMOS

como requisito parcial à obtenção do grau em
DOUTOR EM CIÊNCIAS

Na área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA

Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em
Geociências da


Universidade Federal do Pará

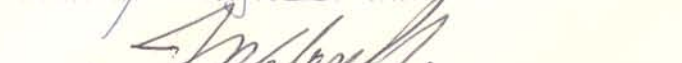
Aprovado: 17.08.90


Comitê de Tese


MARCONDES LIMA DA COSTA (ORIENTADOR)


MILTON LUIZ LAQUINTINIE FORMOSO


MARIA CRISTINA TOLEDO GROKE


JOSE VICENTE VALARELLI


WATERLOO NAPOLEAO DE LIMA

ÍNDICE

	PAG.
ÍNDICE DE FIGURAS.....	iv
ÍNDICE DE TABELAS.....	xi
AGRADECIMENTOS.....	xiv
RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	3
1 INTRODUÇÃO.....	5
1.1 Objetivos.....	5
1.2 Comportamento do P, Ti, e TR no Intemperismo.....	7
1.3 Localização da Área.....	18
1.4 Aspectos Fisiográficos.....	20
1.5 Aspectos Geológicos Regionais.....	25
1.6 Metodologia.....	28
2 GEOLOGIA LOCAL.....	36
2.1 Geologia de Subsuperfície.....	36
2.2 Geologia de Superfície.....	36
2.3 Perfis Lateríticos.....	44
3 MINERALOGIA.....	58
3.1 Minerais Identificados.....	58
3.1.1 Minerais Primários.....	59
3.1.2 Minerais Secundários.....	75
3.2 Distribuição dos Minerais nos Perfis.....	104
3.3 Distribuição dos Minerais em Superfície.....	112

3.4	Correlações Mineralógicas entre os Perfis.....	115
3.5	Transformações Mineralógicas.....	118
3.6	Associações Mineralógicas.....	141
4	GEOQUÍMICA.....	146
4.1	Geoquímica do Perfil Geral.....	146
4.2	Geoquímica dos Perfis.....	161
4.2.1	Perfil sobre Glimerito.....	161
4.2.2	Perfil sobre Apatitito.....	170
4.2.3	Perfil sobre Piroxenito.....	179
4.2.4	Perfil sobre Biotitito.....	190
4.2.5	Perfil sobre Dunito.....	198
4.2.6	Perfil sobre Sienito.....	208
4.3	Geoquímica dos Materiais de Superfície.....	215
4.3.1	Composição Química e Concentrações dos Elementos Traços.....	215
4.3.2	Padrões das Curvas Normalizadas dos ETR.....	222
4.4	Associações Geoquímicas.....	227
4.4.1	Associações Geoquímicas nas Rochas dos Substra- tatos dos Perfis.....	227
4.4.2	Associações Geoquímicas no H. Transição.....	227
4.4.3	Associações Geoquímicas na Interface H. Transição e Argilo-Fosfático.....	229
4.4.4	Associações Geoquímicas na Crosta.....	229
4.4.5	Associações Geoquímicas nos Materiais de Superfí- cie.....	233
4.5	Conclusões.....	236
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	245

5.1 Evolução Mineralógica e Geoquímica dos Lateritos...	245
5.2 Idade dos Lateritos.....	252
5.3 Perspectivas Econômicas.....	254
6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	256

ANEXOS

1. Padrões empregados nas análises dos fosfatos aluminosos.
2. Fórmulas mínimas dos minerais utilizados nas determinações de suas concentrações ilustradas nas figuras 42-43.
3. Valores de ΔG_f° utilizados na construção do diagrama ilustrado na figura 98.

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURAS	PAG.
01 - Localização da Serra de Maicuru-PA.....	19
02 - Relevo ondulado delineado pela crosta ferrugino- sa.....	21
03 - Indicação dos parâmetros característicos do cli- ma em Maicuru.....	23
04 - Variações das normas mensais dos elementos cli- máticos, representados pela estação meteorológi- ca de Santarém.....	24
05 - Mapa geológico da região de Maicuru.....	26
06 - Mapa de amostragem.....	29
07 - Esboço geológico de subsuperfície da área cen- tro sul do complexo alcalino-ultramáfico-carbo- natítico de Maicuru.....	37
08 - Mapa litológico da superfície de Maicuru.....	39
09 - Laterito titanífero. Agregados de anatásio.....	40
10 - Laterito fosfático representado pelo grupo da crandalita.....	40
11 - Laterito fosfático com textura oolítica-pisolí- tica.....	42
12 - Laterito fosfático com textura reticular.....	42
13 - Perfil geológico da linha LBA N-S indicado pelos materiais dos perfis lateríticos sobre dunito, glimerito, apatitito e sienito.....	47
14 - Distribuição areal dos perfis sobre piroxenito..	49
15 - Perfil geológico da LT-1600 W-E indicado pelos materiais dos perfis lateríticos sobre piroxeni-	

	to, glimerito e peridotito.....	52
16	- Distribuição areal dos perfis sobre sienito e gnaiss granodiorítico.....	55
17	- Perfil laterítico simplificado de Maicuru.....	57
18	- Cristais de fluorapatita com sobrecrecimento..	63
19	- Espectro de absorção da apatita na região do infravermelho, indicando bandas de CO_3^{2-}	65
20	- Espectro de absorção da apatita na região do infravermelho, indicando fraca absorção do grupo CO_3^{2-}	66
21	- Associação fluorapatita-perovskita em amostra de piroxenito.....	67
22	- Magnetita com intercrecimento de lamelas de ilmenita e inclusões de fluorapatita.....	67
23	- Modo de ocorrência da titanita e perovskita no piroxenito levemente alterado	72
24	- Laterito ferruginoso com estrutura coliforme apresentando córtex de goethita aluminosa.....	76
25	- Laterito ferruginoso com nódulos de goethita e hematita cimentados por goethita aluminosa.....	76
26	- Septos goethíticos associados ao anatásio criptocristalino.....	78
27	- Cristais de maghemita com fosfatos aluminosos em suas fissuras.....	78
28	- Guia de variação de d(A) para argilominerais interestratificados.....	82
29	- Agregados cristalinos de anatásio associados com a magnetita e ilmenita.....	84
30	- Pseudomorfoses de titanita representadas pelo	

	anatásio e cristais de ilmenomagnetita dispersos em material ferruginoso.....	84
31	- Anatásio criptocristalino comendo fragmentos com microestruturas de exsolução preservadas....	86
32	- Núcleo de um pisólito contendo fragmentos com estrutura reticular.....	86
33	- Aglomerados de cristais dos fosfatos do grupo da crandalita.....	89
34	- Correlação entre $I_{(101)}/I_{(110)}$ e os teores de TR_2O_3 no grupo da crandalita.....	91
35	- Variações do parâmetro Co em fosfatos do grupo da crandalita.....	93
36	- Espectro de absorção na região do infravermelho para o grupo da crandalita mostrando bandas do AsO_4^{3-} e CO_3^{2-}	95
37	- Espectro de absorção no infravermelho para o grupo da crandalita ilustrando fraca absorção do grupamento CO_3^{2-}	97
38	- Diagrama $CaO-SrO-TR_2O_3$, mostrando a variação composicional da solução sólida crandalita-goyazita-florencita, em amostras de lateritos fosfáticos.....	99
39	- Espectro de absorção no IV para augelita.....	100
40	- Espectro de absorção no IV para variscita.....	102
41	- Aglomerados cristalinos de variscita nos núcleos dos pisólitos.....	103
42	- Distribuição dos minerais nos perfis sobre gli-merito, apatitito e piroxenito.....	105
43	- Distribuição dos minerais nos perfis sobre pe-	

	ridotito-biotitito, dunito e sienito.....	106
44	- Mapa mineralógico de superfície do complexo.....	113
45	- Correlação mineralógica entre os perfis sobre apatitito, glimerito e sienito.....	116
46	- Correlação mineralógica entre os perfis sobre biotitito, sienito e piroxenito.....	117
47	- Esquema de evolução da fluorapatita.....	120
48	- Alteração intempérica da fluorapatita e neofor- mação de fosfatos aluminosos.....	122
49	- Esquema de evolução dos piroxênios.....	124
50	- Sequência de alteração dos piroxênios.....	126
51	- Esquema de evolução da perovskita.....	128
52	- Esquema de evolução da titanita.....	129
53	- Esquema de evolução da biotita.....	131
54	- Esquema de evolução da magnetita.....	134
55	- Esquema de evolução da ilmenita.....	135
56	- Esquema de alteração da imenomagnetita.....	136
57	- Esquema de alteração da serpentina com estrutura em rede.....	139
58	- Esquema e evolução das serpentinas com estrutu- ras lamelares curvas e em escamas.....	140
59	- Associações mineralógicas mais comuns nas rochas do complexo e nos horizontes típicos dos perfis lateríticos.....	143
60	- Distribuição das concentrações médias dos elemen- tos no perfil geral.....	149
61	- Agrupamento das curvas de distribuição dos ele- mentos com base nas semelhanças de seus compor- tamentos no perfil geral.....	150

62	- Balanço geoquímico (isoalumínio) no perfil laterítico geral.....	154
63	- Balanço geoquímico (isovolumétrico) no perfil geral.....	155
64	- Variações das curvas dos ETR normalizados aos condritos no perfil geral.....	159
65	- Distribuição das concentrações dos elementos químicos no perfil laterítico sobre glimerito...	164
66	- Agrupamento das curvas de distribuição dos elementos com base nas semelhanças de seus comportamentos no perfil sobre glimerito.....	165
67	- Balanço geoquímico (isovolumétrico) no perfil sobre glimerito.....	168
68	- Variação das curvas dos ETR normalizados aos condritos ao longo do perfil sobre glimerito.....	169
69	- Distribuição das concentrações dos elementos no perfil sobre apatitito.....	176
70	- Agrupamento das curvas de distribuição dos elementos no perfil sobre apatitito.....	177
71	- Balanço geoquímico (isovolumétrico) no perfil sobre apatitito.....	179
72	- Variações das curvas dos ETR normalizados aos condritos ao longo do perfil sobre apatitito....	180
73	- Distribuição das concentrações dos elementos no perfil sobre piroxenito.....	184
74	- Agrupamento das curvas de distribuição dos elementos no perfil sobre piroxenito.....	185
75	- Balanço geoquímico (isovolumétrico) no perfil sobre piroxenito.....	187

76	- Variações das curvas dos ETR normalizados aos condritos ao longo do perfil sobre piroxenito....	189
77	- Distribuição das concentrações dos elementos perfil sobre biotitito.....	195
78	- Agrupamento das curvas de distribuição dos elementos no perfil sobre biotitito.....	196
79	- Balanço geoquímico (isovolumétrico) no perfil sobre biotitito.....	198
80	- Variações das curvas dos ETR normalizados aos condritos ao longo do perfil sobre biotitito....	199
81	- Distribuição das concentrações dos elementos no perfil sobre dunito.....	205
82	- Agrupamento das curvas de distribuição dos elementos no perfil sobre dunito.....	206
83	- Balanço geoquímico (isovolumétrico) no perfil sobre dunito.....	207
84	- Variações das curvas dos ETR normalizados aos condritos ao longo do perfil sobre dunito.....	209
85	- Distribuição dos elementos no perfil sobre sienito.....	214
86	- Agrupamento das curvas de distribuição dos elementos no perfil sobre sienito.....	215
87	- Balanço geoquímico (isovolumétrico) no perfil sobre sienito.....	216
88	- Padrões de distribuição dos ETR normalizados aos condritos para o sienito e amostras do horizonte de transição e solos.....	218
89	- Diagrama $Fe_2O_3-P_2O_5-TiO_2$ classificando diferentes tipos de lateritos.....	223

90	- Diagrama $Al_2O_3-P_2O_5$ ($CaO+SrO+TR_2O_3$), indicando a variação composicional dos lateritos em relação aos seus fosfatos aluminosos.....	225
91	- Padrões de distribuição dos ETR normalizados aos condritos em amostras de lateritos fosfáticos, titaníferos e ferruginosos.....	226
92	- Padrões de distribuição dos ETR normalizados aos condritos em amostras de lateritos ferruginosos-fosfáticos, fosfáticos-titaníferos e ferruginosos titaníferos.....	227
93	- Síntese dos comportamentos dos elementos baseados no balanço geoquímico.....	240
94	- Correlações $P_2O_5-CaO-SrO$ ao longo do perfil laterítico de Maicuru.....	242
95	- Correlações $TRL-CaO-SrO$ ao longo do perfil laterítico de Maicuru.....	244
96	- Correlação TiO_2-Nb ao longo do perfil laterítico de Maicuru.....	246
97	- Principais transformações mineralógicas e geoquímicas envolvidas durante a evolução dos lateritos.....	248
98	- Diagrama $\text{Log } a_M^{2+}+2pH$ para fosfatos aluminosos versus $\text{Log } a_{H_3PO_4}$ em 1atm e $25^\circ C$	251
99	- Diagrama triangular $(K_2O+SiO_2)-(CaO+MgO)-(TR_2O_3+TiO_2)$, mostrando a evolução geoquímica dos lateritos.....	255

ÍNDICE DE TABELAS

TABELAS		PAG.
01	- Possibilidades de substituições iônicas na estrutura dos fluorapatitas.....	9
02	- Padrões difratométricos de algumas apatitas comparados com os de Maicuru.....	60
03	- Características químicas e cristaloquímicas de algumas apatitas comparadas com as do patito e glimerito.....	62
04	- Concentrações dos ETR nas fluorapatitas do apatitito comparados com as de outros locais	68
05	- Misturas de argilominerais identificadas por difração de raios-x.....	79
06	- Principais reflexões e intensidades relativas dos picos de difração de raios-x dos fosfatos do grupo da crandalita.....	90
07	- Parâmetros da cela unitária do grupo da crandalita em amostras de Maicuru e de outros locais.....	94
08	- Composição química média do substrato, dos horizontes comuns dos perfis e materiais de superfície.....	147
09	- Concentrações médias dos elementos traços no substrato, nos horizontes comuns dos perfis e nos materiais de superfície.....	148
10	- Principais características dos ETR no perfil geral.....	160
11	- Composição química de amostras representativas do perfil sobre glimerito.....	162

12	- Concentrações dos elementos traços em amostras representativas do perfil sobre glimerito.....	163
13	- Principais características do ETR ao longo do perfil sobre glimerito.....	171
14	- Composição química de amostras representativas do perfil sobre apatitito.....	172
15	- Concentração dos elementos traços em amostras representativas do perfil sobre apatitito.....	173
16	- Composição química de amostras representativas do perfil sobre piroxenito.....	180
17	- Concentrações dos elementos traços em amostras representativas do perfil sobre piroxenito.....	181
18	- Principais características dos ETR ao longo do perfil sobre piroxenito.....	188
19	- Composição química de amostras representativa do perfil sobre biotitito.....	191
20	- Concentrações dos elementos traços em amostras representativas do perfil sobre biotitito.....	192
21	- Principias características dos ETR ao longo do perfil sobre biotitito.....	199
22	- Composição química de amostras representativas do perfil sobre dunito.....	201
23	- Concentrações dos elementos traços em amostras representativas do perfil sobre dunito.	202
24	- Composição química de amostras representati-	

	vas do perfil sobre o sienito.....	209
25	- Concentrações dos elementos traços em amostras representativas do perfil sobre sienito.	210
26	- Composição química de amostras de superfície.	217
27	- Concentrações dos elementos traços em amostras de superfície.....	218
28	- Associações geoquímicas em rochas do complexo.....	228
29	- Associações geoquímicas no H. transição.....	230
30	- Associações geoquímicas na interface H. Transição-argilo-fosfático.....	231
31	- Associações geoquímicas na crosta.....	232
32	- Associações geoquímicas em amostra da crosta aflorante	234
33	- Associações geoquímicas em amostras de solos concrecionários ferruginosos.....	235

R E S U M O

O estudo sobre a evolução mineralógica e geoquímica dos lateritos da Serra de Maicuru-PA, formados a partir do intemperismo de rochas pertencentes ao complexo alcalino-ultramáfico-carbonatítico, foi feito com base nas amostragens (total de 223 amostras), abrangendo materiais de perfis lateríticos (sobre glimerito, apatitito, piroxenito, biotitito, dunito e sienito) e de superfície (crosta e solos). Este estudo demonstrou que após a dissolução dos carbonatos, alteração completa dos piroxênios e anfibólios em esmectitas e das micas (biotita e flogopita) em vermiculita e alteração incipiente das fluorapatitas, ocorreu: enriquecimento dos ETR, provavelmente sob as formas de hidróxi-carbonatos; perdas moderadas para o Si, Ca, Mg, Na, K, Mn, Zn, Sr, Y e P; e retenção do Al, Ni, Co, Cu (mantidos nas esmectitas e vermiculita), Fe, Ti, Nb, representados pela ilmenomagnetita, titanita e perovskita (Ti e Nb), e Zr, alojado preferencialmente na ilmenomagnetita e titanita.

Na interface horizontes de transição e argilo-fosfático, ocorreu a degradação das esmectitas e vermiculita e dissolução das fluorapatitas e perovskita, enquanto que a titanita e ilmenomagnetita permaneceram inalteradas. Portanto, foram obtidos como produtos a caulinita, goethita, anatásio e fosfatos aluminosos (wavelita, wardita e grupo da crandalita). Foi verificado assim, em relação aos níveis inferiores dos perfis, o enriquecimento moderado de Ti, Nb e Zr, deficiência dos ETR, especialmente ETRL, retenção de Al e Fe e perdas expressivas dos outros elementos analisados.

Nos níveis intermediários do horizonte argilo-fosfático procedeu-se à transformação da titanita em anatásio, com retenção do Nb e Zr em sua estrutura e liberação dos ETR, Ca, Sr

e Na, que foram retidos sob as formas dos fosfatos do grupo da crandalita e wardita. Na parte superior deste horizonte ocorreu a oxidação da ilmenomagnetita, que posteriormente evoluiu para maghemita e anatásio. A partir deste nível foi possível verificar nos perfis lateríticos: um grande enriquecimento em Y, ETR, (principalmente dos ETRL, tendo em vista os elevados teores de fosfato do grupo da crandalita), Ti, Nb, Fe e Zr, representados pelo anatásio goethita e maghemita; enriquecimento moderado do Cu sob a forma de turquesa, do Sr e Zn, abrigados na estrutura do grupo da crandalita, do Mn, contido nos relíctos de ilmenita e sob a forma de hidróxido (que deve ter fixado frações remanescentes de Co); lixiviação acentuada do Si K, Ca e Mg, moderada do Na e Ni e pouco expressiva do P.

Os padrões de distribuição dos ETR normalizados aos condritos para as rochas mães indicaram enriquecimento preferencial dos ETRL em relação aos ETRP. Este comportamento foi refletido ao longo dos perfis lateríticos, porém tornou-se mais acentuado nas amostras de crosta aflorante, haja vista a abundância de fosfato do grupo da crandalita. Foi observado eventualmente um maior enriquecimento em ETRP em relação aos ETRL, no horizonte argilo-fosfático e em algumas amostras da crosta, devido provavelmente, à formação da churchita.

Esses lateritos apresentam perspectivas econômicas favoráveis especialmente para fosfatos, titânio e terras raras.

A B S T R A C T

The study on the mineralogical and geochemical evolution of the laterites formed from the weathering of the alkaline-ultramafic-carbonatite rocks of the Maicuru complex, Pará, were based in the sampling of laterites (about 223 samples), including lateritic profiles (on the apatitite, glimmerite, pyroxenite, biotitite, dunite and syenite) and surface (crust and soils) materials. This study permitted to conclude that after dissolution of the carbonates, complete alteration of the pyroxenes and amphiboles in to smectites and micas (biotite and phlogopite) in to vermiculite, and incipient alteration of the fluorapatite, occurred: enrichment of the REE, probably in the form of carbonate-hydroxi; moderate losses in Si, Ca, Mg, Na, K, Mn, Zn, Y, Sr and P; and retention of Al, Ni, Co, Cu, maintained in smectite and vermiculite, Fe, Ti, Nb, represented by ilmenomagnetite, titanite and perovskite (Ti and Nb), and Zr, lodged in the ilmenomagnetite and titanite structures.

In the transitional and phosphatic-clayey horizons interface occurred the degradation of smectite and vermiculite and dissolution of fluorapatite and perovskite, while titanite and ilmenomagnetite remain unaltered. In this way the following products were obtained: Kaolinite, goethite, anatase and aluminous phosphates (wavelite, wardite and crandallite group). Hence, was observed: moderate enrichment in Ti, Nb and Zr, depletion in rare earth elements, especially in the LREE; retention of Al and Fe; and expressive losses in other elements analysed, relative to the lower levels of the profiles.

In the intermediary levels of the phosphatic-clayey horizon the transformation of the titanite into anatase, took place with retention of Nb and Zr in its structures and the li-

beration of REE, Ca, Sr and Na, which were in part retained as crandallite group and wardite phosphates. In the phosphatic-clayey and crust horizons interface oxidation of ilmenomagnetite occurred, with latter evolution into maghemite and anatase. From this level was possible to verify into the lateritic profiles: a great enrichment in Y, REE, (mainly LREE, due to high concentration in crandalite group), Ti, Nb, Fe and Zr, represented by anatase and maghemite; moderate enrichment of Cu, as turquoise, Sr and Zn, acomoded in structure of the crandallite group; Mn contained in the ilmenites and as hydroxides (which fixed fractions of Co); intense lixiviation of Si, K, Ca and Mg, moderate lixiviation of Na e Ni; and little lixiviation of P.

The chondrite normalized REE patterns for the parent rocks indicated a preferable enrichment in LREE relative to the HREE. This behaviour as reflected along the profiles, but stand out mainly in the outcropping crust, samples where there is abundance of crandalite group phosphates. Eventually, the enrichment of HREE in the phosphatic-clayey horizon and in some samples, of the crust was observed, probably due to churchite formation.

The laterites show favorable economic perspectives for phosphates, titanium and rare earth elements.

I INTRODUÇÃO

1.1 Objetivos

As ocorrências de lateritos fosfáticos e titaníferos, geralmente associados com ETR, Nb, V, Sr e Ba têm sido alvos de pesquisa relevante nas últimas décadas, tendo em vista a grande importância econômica que estes elementos representam, devido às suas perspectivas de aplicação, principalmente dos ETR, cuja demanda pelas nações mais desenvolvidas vem crescendo com o avanço de suas tecnologias nas áreas de eletrônica, ótica e catálise química.

Esses tipos de lateritos são formados geralmente a partir do intemperismo de rochas pertencentes a complexos alcalino-ultramáfico-carbonatíticos. Os principais depósitos do mundo, com potencialidades econômicas para o P, ETR, Ti e Nb estão, assim distribuídos: em alguns países da África, como o de Sukulu-Uganda que é rico em Nb (Reedman, 1984), o de Mrima Hill-Quênia, rico em ETR (Deans, 1978) e o de Mabounié-Gabão, com perspectivas para o P e Nb (Laval et al., 1988); na Finlândia, onde foram caracterizadas ocorrências de fosfatos na cobertura laterítica do Complexo carbonatítico de Sokli (Vartiainen & Paarma, 1979); e no Brasil, cujos principais depósitos estão limitados preferencialmente às áreas margeando a Bacia do Paraná, que abrange as regiões do Alto Paranaíba, Alto Araguaia, Sul e Sudeste, e a Bacia Amazônica, que compreende as regiões das bordas norte e sul. As maiores investigações foram realizadas para os depósitos da região do Alto Paranaíba, onde se destacam: o de Barreiro em Araxá-MG, o maior produtor mundial de Nb (Issa Filho et al., 1984); o de Tapira-MG, com mineralizações de fosfatos, Ti, Nb e ETR (Cruz & Cheney, 1976; Ro-

drigues & Lima, 1984); os de Catalão-GO, onde ocorrem mineralizações de fosfatos, Ti, ETR e Nb (Valarelli, 1971, Carvalho, 1974), e os de Salitre-MG, apresentando mineralizações de Ti a partir de anatásio (Rodrigues & Lima, 1984). As investigações sobre os depósitos da Amazônia são bem mais restritas, tendo em vista a distância e o difícil acesso às áreas. Tais ocorrências só vieram despertar maior interesse científico e econômico nos últimos anos, quando foram iniciados os estudos pelo RADAM e CRPM a serviço do DNPM, no Morro dos Seis Lagos-AM, pela DOCEGEO em Maracanaí e Maicuru no Pará e por pesquisadores da UFPA em Itacupim-MA.

Os trabalhos preliminares realizados nestes depósitos revelaram valores geoquímicos altos e anômalos para o Nb, ETR e V e elementos radioativos no Morro dos Seis Lagos (Issler & Silva, 1978; Bonow & Issler, 1980; Correa et al., 1988), mineralizações de Ti em Maracanaí (Fonseca & Rigon, 1984; Oliveira et al., 1988) e fosfatos associados com ETR em Itacupim (Oliveira & Schwab, 1980; Costa & sÁ, 1980; Costa, 1982) e Maicuru (Lemos & Costa, 1987; 1989). Nos lateritos de Maicuru, foram ainda revelados através dos trabalhos de pesquisa realizados pela DOCEGEO, o grande enriquecimento do Ti sob a forma de anatásio. Considerando a natureza peculiar desses lateritos e a necessidade de dados adicionais para a elucidação dos processos de enriquecimento dos ETR, Nb, Ti e de outros elementos acima referidos no ciclo supergênico laterítico, foi, então, proposto realizar um trabalho de cunho mineralógico e geoquímico em Maicuru, que foi favorecido devido à DOCEGEO se encontrar na área no período compreendido entre 1985-1987 desenvolvendo suas pesquisas. Este trabalho tem como principais objetivos:

- 1) caracterizar o amplo espectro de minerais em todos os estágios de alteração laterítica até as rochas-mães envolvidas e avaliar as distribuições dos minerais em perfis lateríticos selecionados e em superfície;
- 2) verificar as principais modificações mineralógicas, micro-morfológicas e geoquímicas ocorridas durante a formação destes lateritos;
- 3) investigar os tipos de associação mineralógicas e geoquímicas capazes de fornecer informações sobre a natureza das rochas-mães;
- 4) tentar correlacionar os dados sobre as condições de formação dos lateritos aqui investigados com os de trabalhos experimentais reportados na literatura.

1.2 Comportamento do P, Ti e ETR no Intemperismo

Nos estudos clássicos realizados sobre os comportamentos de uma variedade de elementos químicos, onde estão incluídos o P, Ti e ETR (Perelman, 1967; Lelong et al., 1976; Kronberg et al., 1979, entre outros), tem sido demonstrado que tais comportamentos são governados por vários fatores que podem ser parcialmente justificados através das propriedades químicas dos elementos, especificadas de acordo com os seus posicionamentos na tabela periódica. Esses fatores estão diretamente relacionados à cristalochimica dos minerais primários e secundários, onde estes elementos encontram-se distribuídos, e aos mecanismos que controlam as mobilidades dos elementos. Tais mecanismos dependem: da estabilidade dos minerais frente às soluções de intemperismo; da solubilidade dos elementos em meio aquoso, que é controlado pela atividade dos íons, pH e Eh

(no caso de elementos com diferentes estados de oxidação); da capacidade de incorporação ou sorção destes elementos pelos minerais secundários.

Uma revisão dos estudos realizados neste sentido será feita neste item, particularmente para o P, Ti e ETR que constituem o foco de interesse no presente trabalho.

1.2.1 Fósforo

O único estado de oxidação estável do fósforo na litosfera é o P^{5+} , no íon fosfato $(PO_4)^{3-}$. Entre os inúmeros fosfatos existentes na natureza, o mais abundante nas rochas ígneas é a fluorapatita.

Um conhecimento prévio sobre a cristalocímica da fluorapatita e dos processos envolvidos durante a sua alteração é de grande importância para o entendimento da distribuição do P durante o intemperismo. As várias possibilidades de substituições iônicas na estrutura da fluorapatita encontram-se indicadas na tabela 1, sendo as mais frequentes: as do Ca^{2+} por TR^{3+} , Y^{3+} e Mn^{2+} (Bas & Handley, 1979; Roeder et al., 1987; Khapayev & Kogarko (1987)); e as do P^{5+} por Si^{4+} , As^{5+} e C^{4+} (McConnell, 1970).

Os estudos realizados sobre a alteração das apatitas pela ação do intemperismo (Flicoteaux, 1982; Banfield & Egleton, 1989; Bonnot-Courtois & Flicoteau, 1989), indicam que este mineral se mantém relativamente estável em condições de pH compreendidas entre o ponto neutro a levemente ácido. Em ambiente mais ácido, procede-se, então, a sua dissolução incongruente. Neste processo de dissolução, o fósforo pode ocorrer inicialmente sob as formas de ânions complexos solúveis, haja vista o seu elevado potencial iônico.

TABELA 1 - Possibilidades de substituições iônicas na estrutura da fluorapatita.

Ca^{2+}	Na^+ , K^+ , Ag^+ , Sr^{2+} , Mn^{2+} , Mg^{2+} , Zn^{2+} , Cd^{2+} , Ba^{2+} Sc^{3+} , TR^{3+} , Bi^{3+} , V^{4+} .
PO_4^{3-}	CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , CrO_4^{2-} , AsO_4^{3-} , $\text{C}\text{O}_3\text{F}^{3-}$, $\text{C}\text{O}_3\text{OH}^{3-}$, SiO_4^{4-}
	F^- , OH^- , Cl^- , Br^- , O^{2-}

Fonte: Nathan (1984)

Em presença de caolinita, os ânions complexos são precipitados como fosfatos aluminosos, a exemplo da milisita, crandalita, wavelita e talvez augelita (Flicoteaux & Lucas, 1984). Os outros tipos de fosfatos aluminosos frequentemente formados são a wardita, senegalita e variscita, que têm sido observados nos perfis lateríticos da região de Gurupi (Costa, & sÁ, 1980; Costa, 1982; Oliveira & Schwab, 1980,; Schwab et al., 1989) e em Maicuru (Lemos & Costa, 1987, 1989).

No processo de formação desses fosfatos aluminosos, as espécies iônicas de alumínio que reagem com os íons fosfatos encontram-se sob as formas de Al^{3+} e de distintos polímeros, que são representados respectivamente por Al^a e Al^b (Huang & Keller, 1972, Yariv & Cross, 1979).

Em estudo experimental realizado por Hsu (1968 in Yariv & Cross, 1979) sobre o mecanismo de precipitação dos fosfatos aluminosos, foi verificado, através das variações das razões P/Al, que diferentes fosfatos aluminosos podem ser produzidos a partir desta reação e que a formação destes produtos está diretamente relacionada aos tipos iônicos Al^a ou Al^b que reagem com os ânions fosfatos. Não se especificou, porém, a sequência de precipitação dos fosfatos aluminosos. Nos estudos de Flicoteaux (1977 in Vieillard et al., 1979) em Lam-Lam, tais sequências foram discernidas a partir da alteração de um carbonato-fluorapatita:

Carbonato-fluorapatita milisita crandalita wavelita.

Carbonato-fluorapatita crandalita wavelita augelita.

A presença da caolinita e gibbsita por vezes associadas aos fosfatos aluminosos, deve-se ao fato de que, além dos íons fosfatos presentes nas soluções de intemperismo, ocorrem também o SiO_4^{4-} e OH^- que competem com as espécies iônicas de

Al para formar a caolinita e gibbsita (Huang & Keller, 1972).

As relações entre as estabilidades dos fosfatos aluminosos, minerais de argila e gibbsita, foram inicialmente investigadas por Nriagu (1976), que estimou através de cálculos matemáticos as energias livres de Gibbs de formação desses minerais e os seus respectivos campos de estabilidade. Os dados obtidos através deste estudo foram posteriormente aperfeiçoados por Vieillard et al. (1979), que obtiveram resultados compatíveis com as associações mineralógicas observadas nos perfis lateríticos desenvolvidos sobre fosforitos argilosos do Senegal.

As relações entre as estabilidades desses minerais poderiam tornar-se ainda mais próximas das condições naturais, a partir dos valores medidos das energias livres de formação dos componentes participantes das fases em equilíbrio químico. Pesquisas neste sentido já estão sendo iniciadas, como se verifica nos estudos de Schwab et al. (1989) sobre a formação dos fosfatos aluminosos da região do Gurupi, onde constam os valores das energias livres de formação a 25°C e 60°C para alguns fosfatos aluminosos e espécies iônicas como Sr^{2+} e Ba^{2+} . As estabilidades dos fosfatos de ferro não foram incluídas neste estudo, porém, tem-se conhecimento de que estes fosfatos são formados na ausência de minerais argilosos e em condições redutoras (Flicoteaux & Lucas, 1984).

1.2.2 Titânio

O Ti está incluído no grupo dos elementos de transição da tabela periódica. O seu estado de oxidação mais comum e mais estável na natureza é o Ti^{4+} .

Os seus principais minerais nas rochas ígneas são a titanita, perovskita, ilmenita, rutilo e titanomagnetita. Os outros minerais primários portadores de Ti são os piroxênios, anfibólios, pirocloro e as micas. A estrutura das micas favorece a concentração de Ti, como foi verificado nas biotitas investigadas por Mansker et al. (1979) e Labotka (1983) e nas flogopitas por Bachinski & Simpson (1984).

A titanita, conforme Zachariasen (1930 in Higgins & Ribbe, 1976), foi classificada como um ortossilicato, com Ti em coordenação octaédrica e o Ca em um poliedro irregular em coordenação 7 a 9 e apresentando substituições isomórficas, explicadas por meio de uma estrutura com fórmula geral $\text{CaTiO}_4\text{Si}_4$. O Ca pode ser substituído por cátions com raios iônicos entre 0,67-1,35Å, e o Ti por cátions com raios iônicos entre 0,57-0,67Å. Maiores detalhes sobre sua estrutura são fornecidos por Speer & Gibbs (1976), Hollabaugh & Foit (1984).

Conforme os dados sobre a composição química de titanitas foi verificado que o Ca é substituído em maior extensão pelos ETR, Sr e Na, sendo menos expressivas as substituições pelo Mn e K. As maiores substituições ocorrem na posição octaédrica, onde o Ti pode ser substituído por Nb, Ta, Fe, V, Al, Sn e Mg (Deer et al. 1966; Clark, 1974; Khapayev & Kogarko, 1987).

A perovskita é um titanato de cálcio (CaTiO_3), formado assim por octaedros (TiO_6) de vértices compartilhados, apresentando os grandes vazios, entre os octaedros, ocupados por íons Ca, que se encontram rodeados por 12 íons oxigênios. Em sua estrutura podem ocorrer substituições do Ca por ETR, Sr, Na e Ba e do Ti por Ta e Nb (Deer et al., 1966). As outras possibilidades de substituições iônicas em sua estrutura ainda não são conhecidas, pois são bem restritas as informações que se

tem sobre este mineral. Os dados disponíveis referem-se apenas a sua estabilidade termodinâmica e cinética de dissolução entre 25-30°C (Nesbitt et al., 1981).

A ilmenita é um titanato de ferro ferroso (FeTiO_3), cuja estrutura se assemelha à da hematita, mas com pequena distorção nas camadas de oxigênio (Deer et al., 1966). Raymond & Wenk (1971), Liu (1977) e Wechsler et al. (1984), descreveram a estrutura da ilmenita com base na do Corindon, sendo assim definida através de um empacotamento aproximadamente hexagonal de oxigênios e ferro, com o Ti em 1/3 dos interstícios octaédricos em camadas alternadas.

É muito comum nas rochas dos complexos alcalino-ultramáfico-carbonatíticos a ocorrência de magnetita com intercrescimento de ilmenita. No complexo carbonatítico de Jacupiranga, as ilmenitas representadas por lamelas, inclusões, grânulos internos e externos nas magnetitas, ocorrem sob a forma de uma solução sólida MgTiO_3 , FeTiO_3 e MnTiO_3 e apresentam substituições do Ti por Nb e Ta. Os teores de Nb_2O_5 nestes tipos de ilmenita encontram-se no intervalo de 0,14-3,36% e os de Ta_2O_5 em 0,01-1,2% (Mitchel 1878; Gaspar & Willie, 1983 a e b).

Os primeiros estudos realizados sobre o intemperismo dos minerais de Ti foram dirigidos principalmente para a ilmenita, tendo sido observadas algumas divergências sobre a natureza dos produtos formados.

Karkhanavala & Momin (1959), em suas experiências sobre a alteração da ilmenita, em elevadas temperaturas, sugeriu que os produtos formados nestas condições, representados por uma mistura chamada arizonita, constituída de rutilo, brookita e pseudo-brookita, deveriam ser equivalentes àqueles produzidos durante o intemperismo. Nas investigações de Temple (1966) não

foram obtidos esses produtos e sim o pseudo-rutilo, que após a completa oxidação e remoção do ferro foi transformado em rutilo. Este fato foi confirmado por Grey & Reid (1975), que descreveram detalhadamente a estrutura e o mecanismo de formação do pseudo-rutilo, e por Puffer & Cousminer (1982) em seus estudos sobre a acumulação dos óxidos Fe-Ti em Lakehurst- N. Jersey.

Nenhum dos produtos acima referidos foram observados por Valarelli (1971) em suas investigações sobre o intemperismo da ilmenita, assim como também da perovskita e titanomagnetita no minério de Catalão-GO. Durante a alteração destes minerais foi verificada a formação de uma mistura designada de leucoxênio, (termo normalmente empregado na literatura para os produtos de alteração dos minerais de Ti), que neste caso é constituída essencialmente de anatásio e contém impurezas de goethita e material amorfo.

A composição exata dos materiais secundários de Ti, formados a partir do intemperismo dos seus minerais próprios, assim como a daqueles que contêm o Ti em suas estruturas, foi elucidada através de experiências realizadas em condições próximas às do ambiente de intemperismo, desenvolvidas por Fitzpatrick et al. (1978). Através destas experiências, onde foram sintetizados o pseudo-rutilo e o anatásio, foi concluído que uma certa quantidade de ferro é necessária para a formação do pseudo-rutilo via solução e, quando o ferro é removido, os átomos de Ti são rearranjados para a estrutura do anatásio, que pode conter teores de ferro em torno de 5%.

Além do ferro, o anatásio pode ainda alojar o Mg (Weaver, 1968, 1976) e o Nb (Valarelli, 1971). Conforme Weaver (1976), a cor cinza do anatásio, no depósito de caolinita da

Geórgia, resulta da presença de impurezas tais como o Mg e o Fe. O anatásio, neste depósito, ocorre sob a forma de agregados de diminutos cristais tabulares, pseudomórficos segundo a ilmenita ou como "pellets", partículas subesféricas resultantes da alteração das biotitas. Estas partículas encontram-se ligadas entre si por forças eletrostáticas ou por agentes de cimentação química, constituindo assim uma espécie de agregados irregulares, associados à caolinita.

A mobilidade do Ti durante o intemperismo foi referida como fraca de acordo com Perel' Man (1967). Entretanto, há evidências de que esta mobilidade seja mais acentuada, como foi verificado, por exemplo, através das formações com estruturas coloformes ricas em Ti no minério de Catalão-GO (Valarelli, 1971). Esta mobilidade deve ocorrer sob a forma de hidróxido gelatinoso de Ti, cujo KPS deve ser na ordem de 10^{-40} (Pedro & Delmas, 1970, in Lelong et al., 1976), ou seja, antes da cristalização do anatásio, que é bastante estável no ambiente supergênico, mantendo-se inalterável até mesmo em $\text{pH}=2,5$ (Weaver, 1976; Fitzpatrick, et al., 1978).

1.2.3 Terras Raras

Trata-se de uma família de elementos químicos que na tabela periódica se estende do La ao Lu, apresentando semelhanças em suas propriedades químicas e físicas.

Os íons TR^{3+} comandam a química desses elementos, ocorrendo ainda, os íons TR^{4+} e TR^{2+} , sendo os mais estáveis em sistemas naturais o Ce^{4+} que apresenta o subnível f vazio, e o Eu^{2+} com o subnível f semi-preenchido (Lee, 1980; Henderson, 1984).

A despeito das semelhanças entre as propriedades químicas, os ETR podem ser diferencialmente mobilizados, em consequência, sofrer fracionamentos durante os processos de metamorfismo (Wood et al., 1976), hidrotermal (Humphris et al., 1978), sedimentar (Balashov et al., 1964; Balashov & Khitrov, 1967; Ronov et al., 1967) e de intemperismo (Nesbitt, 1979; Duddy, 1980; Middelburg et al., 1988; Banfield & Eggleton, 1989; Bonnot-Courtois & Flicoteaux, 1989; Formoso et al., 1989; Lottermoser, 1990; Braun et al., 1990).

As informações sobre o comportamento dos ETR durante o intemperismo são bem mais restritas do que as do P e Ti já expostas anteriormente. Nos estudos realizados em perfis lateríticos desenvolvidos sobre granitos (Duddy, 1980; Middelburg et al., 1988) e granodiorito (Nesbitt, 1979), verificou-se que, nos níveis inferiores desses perfis, os ETR são liberados a partir da alteração de minerais como a biotita (pobre em ETR e mais susceptível ao intemperismo se comparada à fluorapatita) e mobilizados sob a forma de complexos. Estes complexos são geralmente formados com ligantes dos tipos F^- , CO_3^{2-} , sendo os dos ETRP mais estáveis do que os dos ETRL, conforme já foi atestado em trabalhos experimentais (Cantrell & Byrne, 1987).

A estabilidade desses complexos em solução de água subterrânea depende do pH, alcalinidade (que aumenta com os teores dos cátions de bases fortes e ânions de ácido fracos) e concentração do ânion ligante. Qualquer variação desses parâmetros pode resultar no fracionamento e deposição dos ETR (Balashov et al., 1964; Nesbitt, 1979; Duddy, 1980; Lottermoser, 1990).

Em condições de pH elevados os ETRL podem ser separados dos ETRP, sob a forma de hidróxidos (Nesbitt, 1979) e carbonatos como a lantanita (Trescases et al. ; 1973 in Formoso et al. 1989). Os complexos dos ETRP permanecem ainda estáveis nestas condições. A desestabilização destes complexos só acontece em condições bem mais elevadas de pH e alcalinidade e em alta concentração de ligante (Lottermoser, 1990).

Nos níveis dos perfis lateríticos, onde o pH das soluções circulantes deve se encontrar nas imediações da faixa ácida os ETR devem ser liberados a partir da estrutura dos minerais primários, a exemplo da fluorapatita, e conseqüentemente podem sofrer mobilizações sob formas iônicas, sendo assim transportados para os níveis superiores dos perfis. Nestas condições, já ligeiramente oxidantes, o Ce tende a ser separado dos outros elementos do grupo, devido a sua oxidação e deposição, que pode ocorrer como cerianita (CeO_2), conforme atestado por Lottermoser (1990) e Braun et al. (1990), ou como minerais ainda não identificados, de aspecto finamente cristalino, geralmente associados com hidróxidos de ferro (Banfield & Eggleton, 1989) ou com fases manganesíferas (Formoso et al., 1989; Dani et al., 1989).

O Ce pode apresentar-se enriquecido também antes do seu processo de oxidação, como foi verificado no caso da alteração direta da fluorapatita para rhabdophama $Ce P_04.H_2O$ (Banfield & Eggleton, 1989). Em se tratando de apatita com deficiência em Ce, em relação aos outros ETRL, a sua alteração direta para fosfatos secundários, como os fosfatos aluminosos do grupo de crandalita, pode dar-se com a preservação da anomalia negativa em Ce (Bonnot-Courtois & Flicoteaux, 1989).

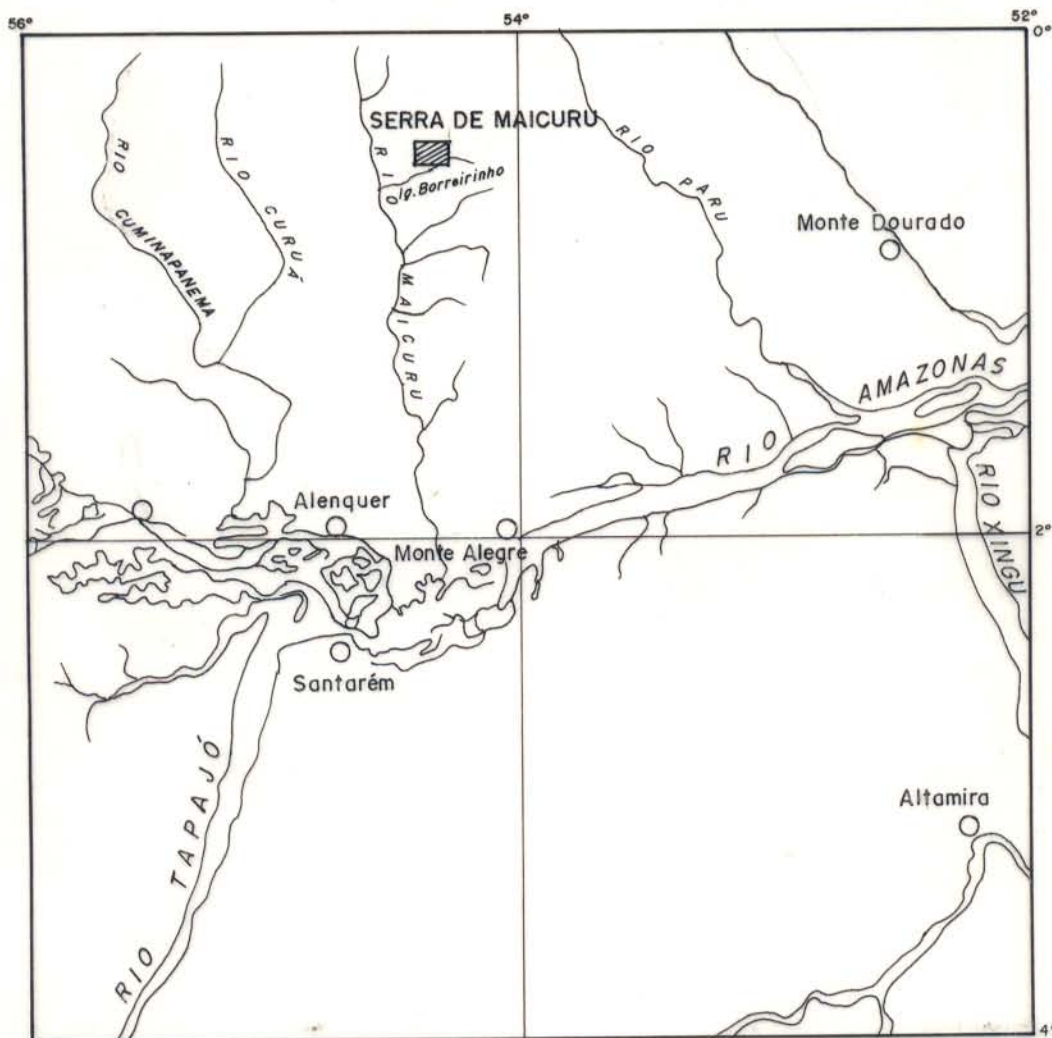
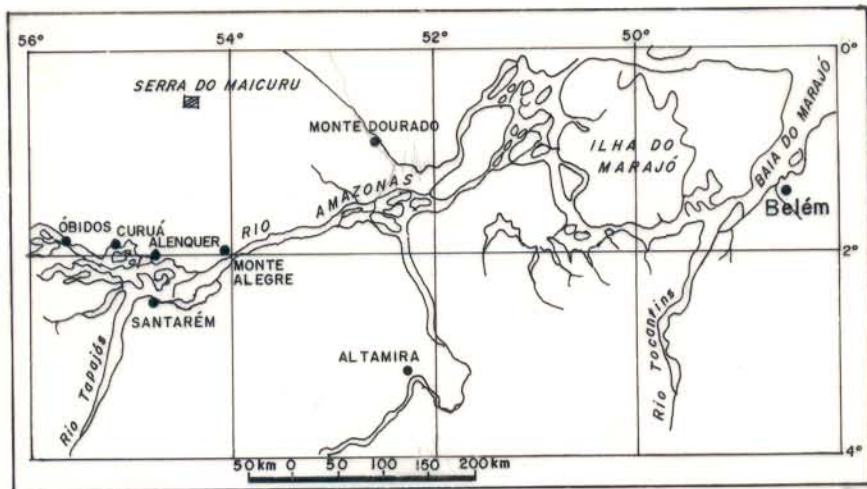
Nos horizontes superiores dos perfis lateríticos os ETR podem apresentar-se empobrecidos em relação aos níveis inferiores, como no caso dos bauxíticos (Kronberg et al., 1979; Formoso et al., 1989) ou enriquecidos como naqueles onde há formação de fases mineralógicas capazes de abrigá-los, a exemplo dos fosfatos do grupo da crandalita, que têm maior preferência pelos ETRL.

Os estudos realizados por Nesbitt (1979) indicaram o maior enriquecimento para os ETRP, que foi justificado pela incorporação destes elementos por hidróxidos de ferro. Tal inferência, porém, ainda não foi comprovada em trabalhos experimentais. O enriquecimento dos ETRP pode ocorrer sob a forma de churchita ($YPO_4 \cdot 2H_2O$), tendo em vista a semelhança entre o raio iônico do Y e os desses elementos, como foi verificado nos lateritos estudados por Lottermoser (1990).

1.3 Localização da Área

A Serra de Maicuru está localizada no flanco norte da Bacia Amazônica, no município de Monte Alegre-PA, a 40 km da margem esquerda do rio Maicuru. Suas coordenadas geográficas centrais são de $00^{\circ} 30' S$ e $54^{\circ} 24' W$ (Figura 1).

A serra é de difícil acesso, sendo alcançada através de helicóptero a partir de Santarém ou Monte Alegre. Existe uma alternativa, através de uma estrada de piçarra que conduz até 45 km ao sul da serra, onde há uma pista de pouso. Daí então, o trajeto é feito pelos igarapés afluentes do rio Maicuru, em barco de pequeno porte com capacidade para 5 pessoas.



▨ Serra do Maicuru



E S C A L A

FIG. 01 - LOCALIZAÇÃO DA SERRA DO MAICURU - PA.

1.4 Aspectos Fisiográficos

1.4.1 Relevo

Maicuru é formado por um conjunto de morros ou pequenas serras, que lhe confere um relevo serrano de contorno elíptico.

A serra vista à distância, tem uma superfície abaulada, ondulada, constituída por uma crosta ferruginosa rica em depressões, as quais se encontram geralmente preenchidas por águas pluviais, formando lagos (Figura 2). Os lagos, feições marcantes de Maicuru, são em número de sete, a maioria perenes com águas escuras.

A altitude máxima da serra é de 630m ao norte, onde predomina a crosta ferruginosa magnética, enquanto que na parte sul a altitude é de 490 m, onde se concentram preferencialmente os lateritos fosfáticos.

Nas áreas circunvizinhas à serra, o relevo é formado por uma superfície rebaixada, muito ondulada, com altitudes na ordem de 400 a 500 m.

1.4.2 Drenagem

A drenagem na serra é pouco desenvolvida, sendo marcada principalmente pelos igarapés Beré e Sarapó, fluindo de nordeste para sudoeste. Na parte central, ela está condicionada a grandes fraturas que atravessam a crosta ferruginosa, as quais, em certos trechos, encontram-se encravadas a mais de 10 m de profundidade. Em geral, nestes trechos, os igarapés formam cachoeiras e fortes correntezas.

Nas vizinhanças da serra, a rede de drenagem é pouco densa, geralmente orientada e adaptada às estruturas regionais.

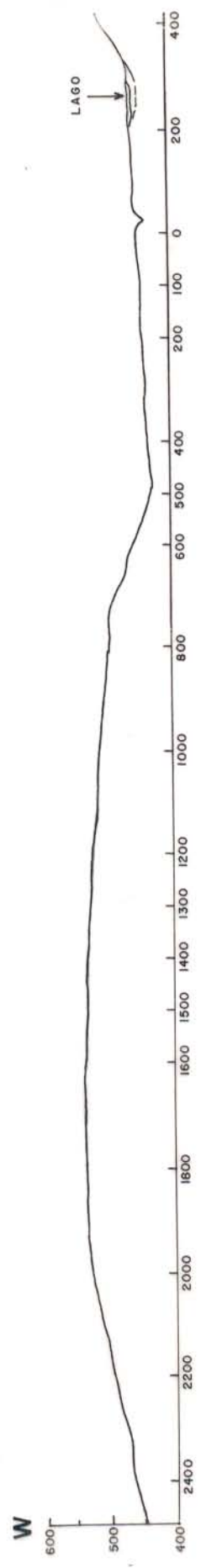


FIG. 02 - RELEVO ONDULADO DELINEADO PELA CROSTA FERRUGINOSA QUE OCASIONALMENTE APRESENTA DEPRESSÕES PREENCHIDAS POR ÁGUAS PLUVIAIS FORMANDO LAGOS. (perfil LT-00 Maicuru)

Os rios mais próximos são Maicuru e Paru, ambos controlados por estruturas lineares.

1.4.3 Clima

De acordo com o projeto RADAMBRASIL (Viana et al., 1976), o clima atual da região é tropical chuvoso, com precipitação pluviométrica anual de 1500 mm (Figura 3a), temperatura média anual oscilando em torno de 26°C (Figura 3b), umidade relativa superior a 80% (Figura 3c). Estas características o enquadram no tipo AW, da classificação de Köppen (Figura 3d).

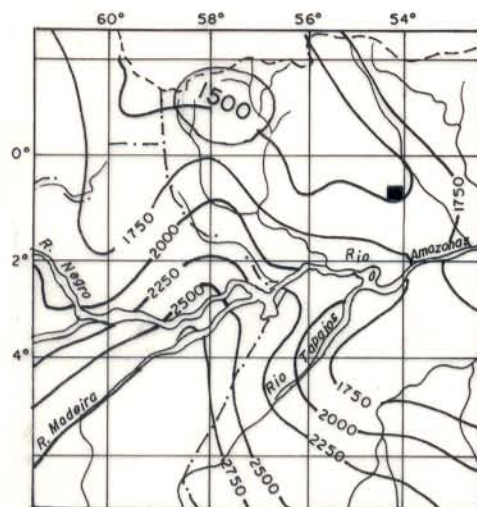
Conforme os dados da estação meteorológica de Santarém, a mais próxima de Maicuru (Figura 4), o período chuvoso ocorre entre dezembro e junho, enquanto a temperatura é praticamente constante o ano todo (temperatura média anual de 26°C).

1.4.4 Vegetação

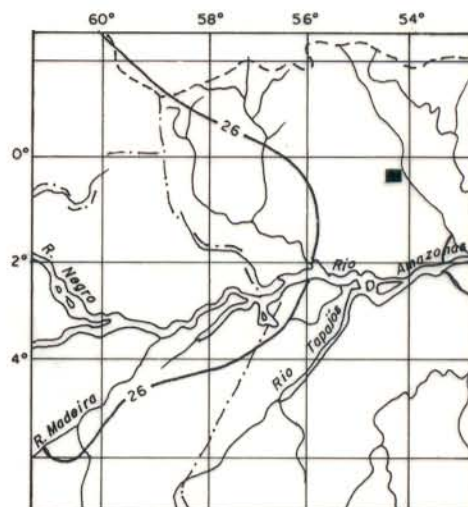
Nas áreas circunvizinhas à serra de Maicuru, a vegetação dominante é de floresta densa e se apresenta cobrindo um relevo bastante diversificado, com superfície aplainada e de diversos graus de dissecação. Os tipos que se destacam devido à floração são a "Tabeluia serratifolia" (pau-d'arco amarelo) e "Tabeluia violácea" (pau-d'arco roxo).

A vegetação da serra apresenta as seguintes características:

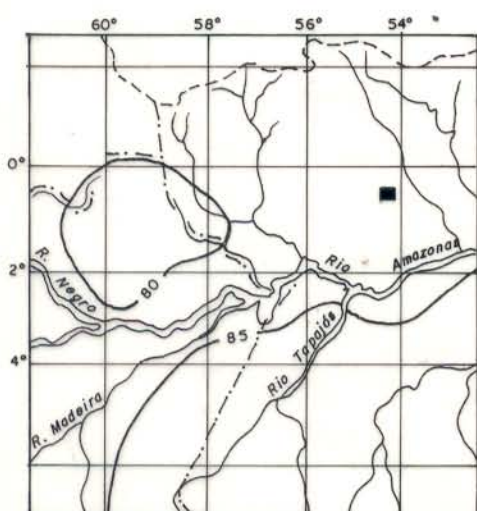
- 1) áreas de floresta aberta com árvores de grande porte eventualmente com madeira de lei a exemplo de acariquara e angelim. Esta vegetação se desenvolve sobre o relevo ondulado, estabelecido sobre solos derivados do intemperismo da crosta ferruginosa. Estes solos são pouco espessos e não fixam suficientemente as árvores de grande porte, levando assim a



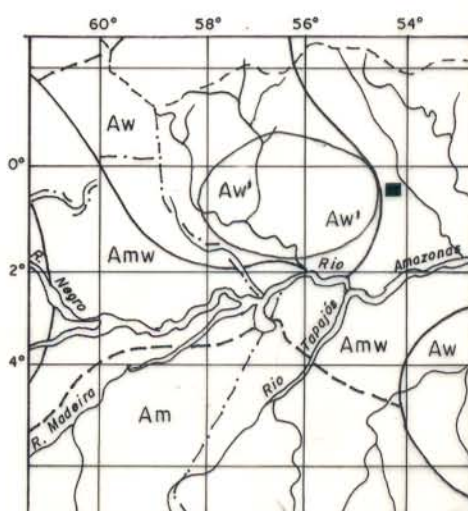
a) Precipitação Total Anual em mm (isoietas)



b) Temperatura Média Anual em °C (isotermas)



c) Umidade Relativa Anual em %



d) Tipos de Clima segundo Köppen

FIG. 03 - INDICAÇÃO DOS PARÂMETROS CARACTERÍSTICOS DO CLIMA EM MANAUS, CLASSIFICADO COMO AW' NO DIAGRAMA DE KÖPPEN (Viana et al. 1976).

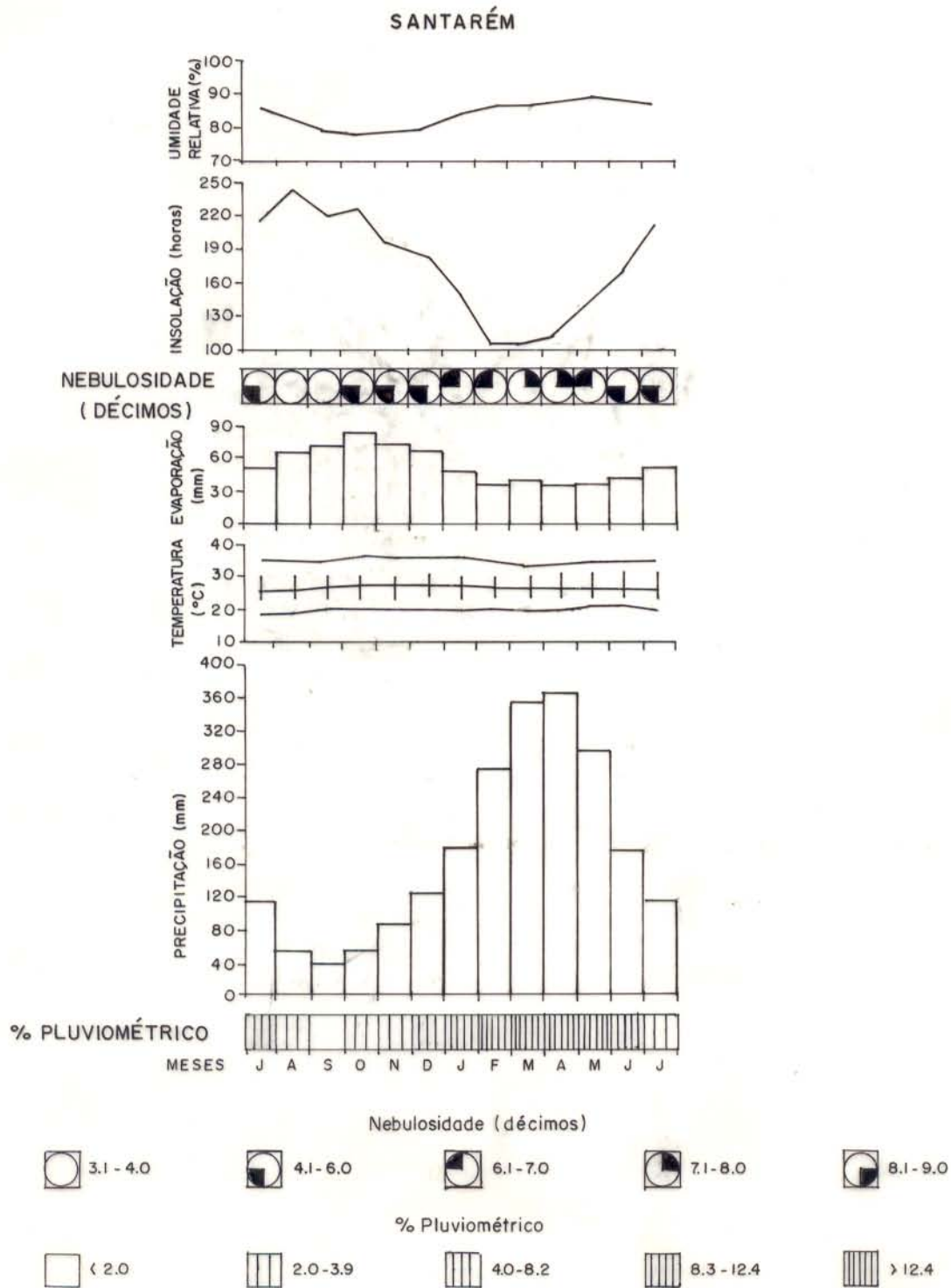


FIG. 04 - VARIAÇÕES DAS NORMAS MENSIS DOS ELEMENTOS CLIMÁTICOS, REPRESENTADAS PELA ESTAÇÃO METEOROLÓGICAS DE SANTARÉM. (Coelho, et al. 1976).

frequentes desabamentos.

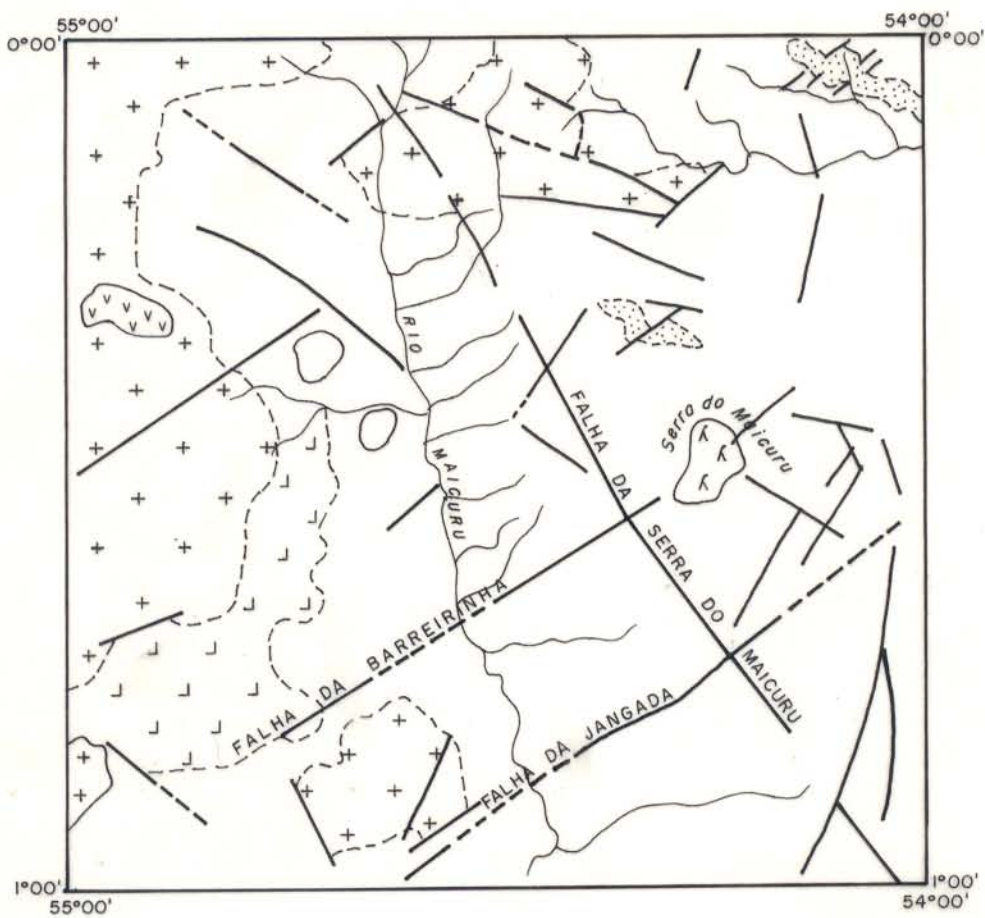
- 2) áreas de campo cerrado que recobrem os relevos mais ondulados, onde se encontra a crosta ferruginosa magnética. Nestes locais, a vegetação é representada em grande parte por "Ananas sativus" da família das bromeliáceas e por plantas portadoras de flores brancas, semelhantes a orquídeas.
- 3) áreas denominadas de Refúgio Ecológico, apresentando vegetação herbácea e arbustífera, constituindo uma comunidade relictual caracterizada pelos arbustos das famílias "Mirtáceas", "Erforbiáceas" e "Clusias" e pelo tapete herbáceo representado quase que exclusivamente por "Ananas Anasóides" (Viana et al., 1976, Coelho et al., 1976).

1.5 Aspectos Geológicos Regionais

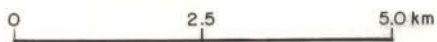
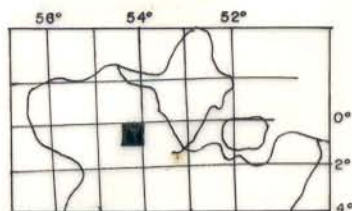
Segundo Araújo et al. (1976), a região onde se encontra a Serra de Maicuru é formada predominantemente pelo Complexo Guianense, de idade Proterozóica, que representa o embasamento crustal, e, em menor expressão, pelos Grupos Vila Nova e Uatumã, este último representado pela Formação Iricoumé, Granito Mapuera e Sienito Serra do Acari (Figura 5).

O Complexo Guianense constitui a parte mais basal do Craton Guianense e está sotoposto aos metamorfitos do Grupo Vila Nova e às rochas vulcânicas e piroclásticas da Formação Iricoumé. Este Complexo é constituído por rochas graníticas-granodioríticas e gnáissicas de idade de 1970 a 2527 Ma. No seu domínio, encontra-se a Serra de Maicuru, representando um corpo intrusivo alcalino-ultramáfico-carbonatítico, de forma subcircular de idade Proterozóica Superior (Costa, 1990).

O Grupo Vila Nova apresenta-se em discordância angular ao Complexo Guianense e não está coberto por nenhuma outra



- Rochas ígneas alcalinas
 - Sienito-Serra do Acari
 - Granito Mapuera
 - Formação Iricoumé
 - Grupo Vila Nova
 - Complexo Guianense
 - Corpos Circulares
 - Contato geológico
 - Falha normal, tracejada onde inferida
 - Drenagem
- } Grupo Uatumã



ESCALA

FIGURA 05 - MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE MAICURU. (Araújo et al. 1976).

unidade. é constituído por uma seqüência de metamorfitos ao fácies xisto verde e almandina-anfibolito e representado em geral por quartzitos, anfibolitos, biotita-granada xistos, actinolita-tremolita xistos, talco xistos, talco-antofilita xistos e itabiritos. Sua idade é de 1750 a 2530 Ma.

O Grupo Uatumã, com idade compreendida no intervalo de 1900 a 1400 Ma., constitui uma seqüência vulcano-plutônica de composição ácida intermediária, com intercalações locais de arenitos, arcóseos e grauvacas, sendo assim subdividido em duas unidades: uma constituída de rochas efusivas e piroclásticas e a outra, por uma fase mais grosseira com jazimento hipoabissal e plutônico, de composição predominantemente granítica e granodiorítica. As seqüências vulcânicas, piroclásticas e clásticas locais representam a Formação Iricoumé, enquanto que a plutônica, a hipoabissal, é denominada de Granito Mapuera e Sienito Serra do Acari.

A unidade Rocha ígnea Alcalina, corresponde ao corpo ígneo de Maicuru, intrusivo nas rochas do Complexo Guianense.

As principais feições estruturais da região são os falhamentos quilométricos, estruturas circulares e corpos tabulares. Os falhamentos mais importantes são aqueles de direção NNW-SSE, onde se destaca a falha de Maicuru, com cerca de 140 km de extensão, que é truncada por um sistema de falhamento NE-SW, onde se ressaltam as falhas de Barreirinha e de Jangada, ambas com cerca de 90 km de extensão. Outros falhamentos de menor extensão ocorrem em direção NNE-SSW e NW-SE.

A principal estrutura circular da região é aquela onde está alojada a Serra de Maicuru. Esta estrutura, de forma subcircular com 9x6 km de diâmetro, ocorre na interseção entre os falhamentos de direção NE-SW e NW-SE, especificamente a fa-

Iha de Barreirinha, e outro de menor expressão quase paralelo à de Maicuru.

Os corpos tabulares são de natureza ácida e básica e formam diques anelares e radiais.

1.6 Metodologia

1.6.1 Trabalhos de Campo

Para o desenvolvimento das atividades de campo em Maicuru contou-se com o total apoio da DOCEGEO. Os trabalhos foram realizados em três etapas.

A primeira, em maio/85, foi realizada com vistas ao reconhecimento da área, tendo-se, assim, coletado amostras em pontos esparsos na parte norte da estrutura.

A segunda, em novembro/85, foi feita quando a DOCEGEO dava início a sua campanha de sondagem. A amostragem, nesta época, restringiu-se à coleta de materiais de superfície, nos locais onde seriam concentradas as sondagens, tendo em vista as maiores ocorrências de lateritos fosfáticos. Deste modo, foi possível delimitar a área para o desenvolvimento do presente trabalho, estando situada, em sua maior extensão, na parte sudoeste da estrutura (Figura 6)

E a terceira, em novembro/86, ocorreu concomitantemente com a fase de conclusão das sondagens e das escavações de poços, totalizando 18 furos de sondagens, com profundidade média de 155 m e 40 poços, com até 20 m de profundidade. Nesta etapa, coletou-se amostras de poços, de furos de sondagens e materiais de superfície, a fim de cobrir a área selecionada para este trabalho.

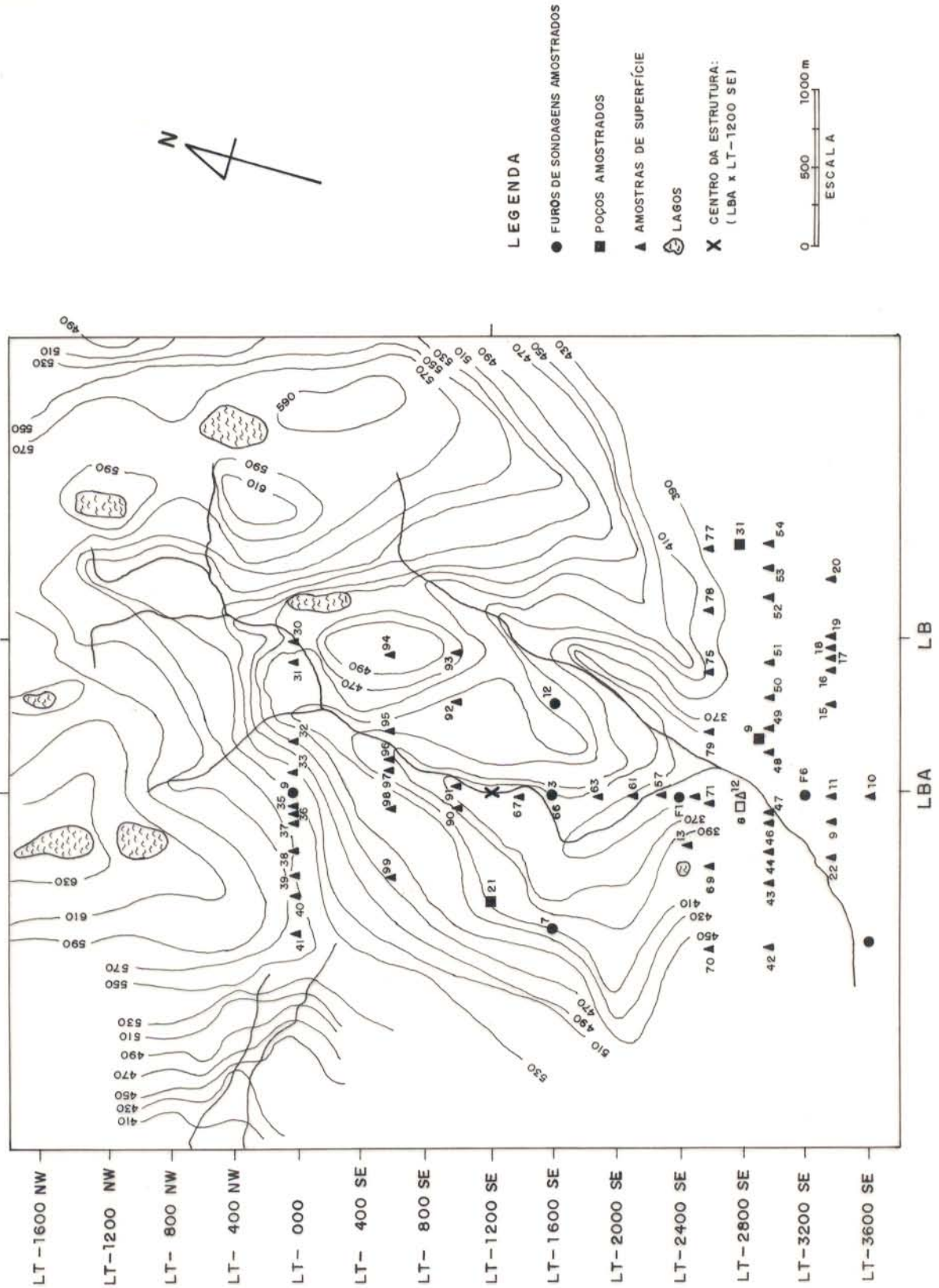


Figura 6 - Mapa de amostragem.

- Amostragem nos Furos de Sondagem

Entre os furos realizados na área, selecionou-se para as amostragens os furos 1, 3, 6, 7, 9, 12 e 15, face à importância de suas mineralizações em fosfatos e titânio e seus distintos tipos litológicos.

Após o exame geral dos perfis, empreendeu-se a coleta de amostras abrangendo a ampla variação de suas composições, estimadas segundo os seus aspectos macroscópicos (cor, densidade, grau de coesão, texturas e estruturas), sendo, deste modo, coletado um total de 109 amostras.

- Amostragens nos Poços

Os poços 8, 9, 21 e 31 foram selecionados por serem representativos de diferentes tipos de rochas do complexo e das encaixantes. A amostragem foi feita em intervalos de 1 m, sendo coletadas 58 amostras, com cerca de 2 quilos cada.

- Amostragem dos Materiais de Superfície

A amostragem desses materiais foi realizada de acordo com as variações dos seus aspectos macroscópicos, seguindo-se, assim, os mesmos critérios adotados na coleta de amostras dos furos de sondagens.

1.6.2 Trabalhos de Laboratórios

Os trabalhos de laboratório envolveram as seguintes fases:

- 1) descrição dos materiais geológicos;
- 2) análises mineralógicas preliminares;
- 3) análises químicas;
- 4) análises micromorfológicas e petrográficas;

- 5) microanálises mineralógicas e químicas;
- 6) análises mineralógicas auxiliares.

- Descrição dos Materiais

A descrição dos materiais foi realizada nas amostras "in natura", com a observação de seus aspectos macroscópicos tais como cor, granulometria, texturas, estruturas, etc., em conformidade com a sistemática proposta por Aleva (1983).

- Análises Mineralógicas Preliminares

Com vistas a obter informações gerais acerca da mineralogia dos materiais, foram analisadas 223 amostras por difração de raios-X, através de um difratômetro da PHILIPS, modelo PW-1390 do Departamento de Geoquímica e Petrologia-CG/UFGA.

Essas análises permitiram reconhecer e avaliar de forma semiquantitativa as principais fases mineralógicas presentes nos materiais amostrados, averiguar as variações concernentes às seqüências de alterações intempéricas e selecionar amostras de minerais (aproximadamente puros) para as análises mais refinadas.

- Análises Químicas Totais

Com o propósito de avaliar a composição química dos materiais e a sua variação nos perfis, efetuou-se análises químicas totais em 49 amostras, através de gravimetria (SiO_2 e perda ao fogo), absorção atômica (Na_2O , K_2O , CaO , MgO , Al_2O_3 e Fe_2O_3) e colorimetria (TiO_2 e P_2O_5)

- Elementos Traços

Considerando a natureza especial do material laterítico de Maicuru foram escolhidos para as análises os seguintes elementos: terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Ho, Er, Yb, Dy e Lu) Sr, Y, Zr, Nb, Zn, Mn, Cu, Ni e Co.

A execução das análises se deu através dos métodos de absorção atômica (Cu, Zn, Ni, Co e Mn), fluorescência de raios-X (Sr, Y, Zr e Nb) e espectrometria de plasma ICP (terras raras), sendo a última realizada nos laboratórios da GEOSOL e as demais nos laboratórios do Centro de Geociências/UFPA

- Análises Micromorfológicas e Petrográficas

As amostras (total de 64) foram examinadas ao microscópio óptico com os seguintes objetivos: estudar a petrografia das rochas sãs e dos seus produtos de alteração intempérica, contando com os dados previamente obtidos por difração de raios-X; reconhecer nas amostras sequenciais as suas relações microestruturais; verificar as modificações micromorfológicas ocorridas desde as rochas sãs até os seus correspondentes materiais mais alterados; selecionar seções adequadas e representativas para as microanálises.

- Microanálises Químicas e Mineralógicas

Face à necessidade de caracterização de certas fases mineralógicas não determinadas ao microscópio óptico e outros métodos de análises, efetuou-se microanálises mineralógicas e químicas, aplicando-se as técnicas enfatizadas por Gomes (1984): análises por dispersão de energia (EDS) e por dispersão de comprimentos de onda (WDS); varredura pelo feixe eletrônico (scanning); e catodoluminescência.

A análise por dispersão de energia objetivou a determinação qualitativa dos elementos químicos presentes nas distintas fases mineralógicas e a seleção destas para as análises químicas quantitativas subsequentes.

A análise por dispersão de comprimento de onda foi aplicada na determinação da composição química parcial das apatitas, fosfatos aluminosos, oxi-hidróxidos de ferro, anatásio e dos diferentes plasmas existentes nos materiais. Para a execução dessas análises empregaram-se os padrões: STd 4 No. 1 (apatita) para as análises de apatita; STd 4 No. 12 (magnetita) nas análises dos oxi-hidróxidos de ferro e plasmas ferruginosos; STd 5 No. 19 (rutilo) nas análises do anatásio e plasmas titaníferos. Nas análises dos fosfatos aluminosos, foram usados padrões que apresentavam maiores semelhanças, em termos dos teores dos elementos a serem determinados (Anexo 1), haja vista, não se ter conhecimento sobre a existência de padrões desses tipos de fosfatos.

O instrumento utilizado nestas análises foi o do laboratório do Instituto de Geociências da USP, que corresponde ao modelo EMX-SM da firma Applied Research Laboratories Sunland EUA.

A técnica de varredura pelo feixe eletrônico foi realizada operando-se com imagens produzidas a partir de elétrons retroespalhados, visando obter informações sobre os aspectos texturais, distribuição dos elementos presentes e homogeneidade química dos minerais.

A análise por catodoluminescência foi empregada a fim de observar a luminescência produzida nas apatitas, que está diretamente relacionada aos tipos de elementos traços atuantes como ativadores. Estas análises foram realizadas no laboratório

de Microscopia Eletrônica da CBMM que dispõe de um equipamento dotado de varredura pelo feixe eletrônico.

- Análises Mineralógicas Auxiliares

A caracterização mineralógica dos materiais foi auxiliada pelas análises de difração de raios-X e espectroscopia no infravermelho. As análises por difração de raios-X foram realizadas em maiores detalhes e em condições adequadas, visando à identificação dos minerais argilosos e à caracterização dos tipos de apatitas e fosfatos aluminosos do grupo da crandalita.

Os minerais argilosos foram investigados segundo as técnicas clássicas de análises (Warshaw & Ray, 1961; Brow & Brindley, 1980; Reynolds, 1980), ou seja, em lâminas orientadas, onde estes se dispõem paralelamente aos planos (001), reforçando, assim, as suas reflexões basais 001. A identificação dos grupos de argilominerais se deu através do exame das reflexões obtidas antes e após tratamento com etileno glicol e aquecimento a 350°C. Em certos casos foi possível determinar as espécies presentes através de suas reflexões características em 060. Essas análises foram realizadas com difratômetro Philips modelo PQ-1050, radiação Cu K α em 1 θ (2 θ /min; 2 θ =2-30° e 58-62° do CB/UFPA.

Nas investigações sobre a caracterização dos tipos de apatitas e fosfatos do grupo da crandalita foram determinados os parâmetros da cela unitária, em algumas amostras aproximadamente puras desses minerais, e os teores de CO₂ em amostras de apatitas.

Os parâmetros da cela unitária foram determinados nas amostras contendo uma substância padrão (fluorita a 30%), utilizada para corrigir os erros nas medidas de θ (ou 2 θ e de

d). Os índices h k l das diversas reflexões foram obtidos utilizando-se a Carta Index para cristais hexagonais de Guinier (1956, in Formoso (1984)).

Os teores de CO₂ foram determinados segundo o método de Guldbrandsen (1970 in Menor, 1975), definidos, assim, através da equação $\% \text{CO}_2 = 23,6341 - 14,7361X$, onde X é a diferença entre os valores de 2θ correspondentes às reflexões em 004 e 410.

As análises por espectroscopia no infravermelho, foram realizadas visando à identificação dos íons CO₃²⁻, SO₄²⁻, SiO₄⁴⁻ e AsO₄³⁻ nas estruturas dos apatitas e fosfatos aluminosos, com base nas frequências de vibração mais característica indicadas por Nakamoto (1970), Pouchert (1978), Povarennykh (1978) e Bannerjee et al. (1980).

2 GEOLOGIA LOCAL

2.1 Geologia de Subsuperfície

Um quadro geológico preliminar de subsuperfície da estrutura de Maicuru foi elaborado por Lemos et al. (1988), com base em furos de sondagens realizados pela DOCEGEO, restritos à porção centro-sul, e dos tipos de solos já registrados.

O mapa da figura 7 mostra que a serra de Maicuru, pelo menos em parte, está emoldurada indiretamente sobre as rochas típicas de complexos alcalino-ultramáfico-carbonatítico. Os principais tipos de rochas são os piroxenitos, carbonatitos, apatititos, glimeritos, sienitos e traquitos.

Os piroxenitos ao lado dos carbonatitos e glimeritos, são as rochas mais abundantes e constituem a maior parte do corpo mapeado.

Os apatititos ocorrem intimamente relacionados a estas litologias, formando veios ou corpos decamétricos, de segregação, geralmente muito silicificados.

Os sienitos ocorrem em uma estreita faixa nas bordas do Complexo e os traquitos se apresentam na forma de diques cortando os piroxenitos.

Além desses tipos de rochas ocorrem ainda localmente o dunito (LBA X LT-00), peridotito e biotitito (na parte SE da estrutura).

O complexo em toda a sua extensão está alojado nas rochas granodioríticas do Complexo Guianense.

2.2 Geologia de Superfície

Na Serra de Maicuru são raras as exposições de rochas primárias. Sua superfície é basicamente constituída de rochas

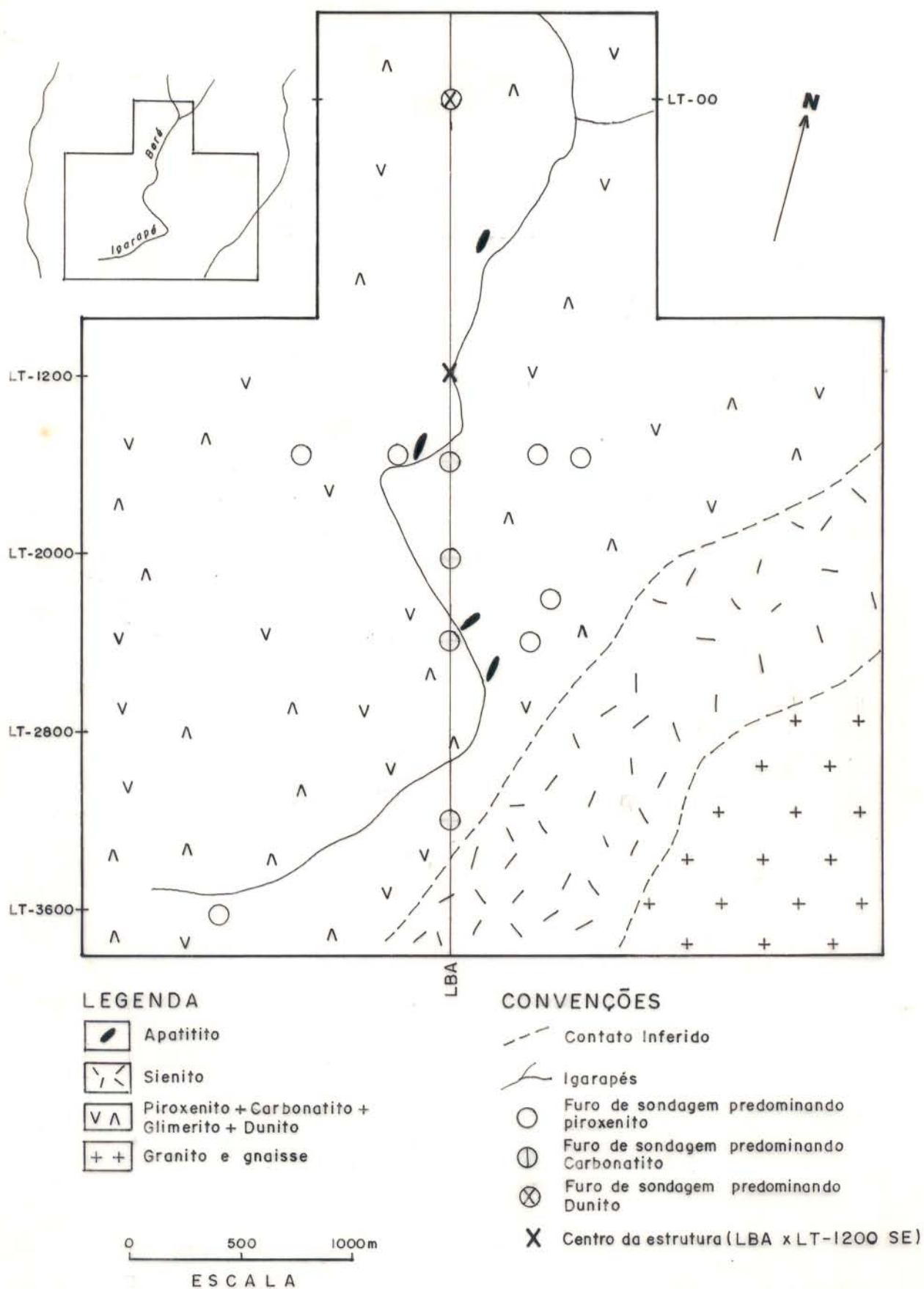


FIG. 07 - ESBOÇO GEOLÓGICO DE SUBSUPERFÍCIE DA ÁREA CENTRO-SUL DO COMPLEXO ALCALINO-ULTRAMÁFICO-CARBONATÍTICO DE MAICURU-PARÁ (modificado de Lemos et al, 1988).

lateríticas e dos produtos de alteração intempérica atual destas rochas e das rochas primárias.

O mapa geológico de superfície da estrutura (Figura 8), elaborado pela DOCEGEO e modificado neste trabalho, foi feito com base nas observações dos aspectos macroscópicos, tais como cor, densidade, textura e estruturas dos materiais amostrados. As unidades litológicas assim identificadas foram: 1) crosta laterítica ferruginosa; 2) crosta laterítica titanífera; 3) crosta laterítica fosfática; 4) crosta laterítica bauxítica; 5) solos aluminosos; 6) solos concrecionários ferruginosos; 7) solos areno-argilosos; 8) afloramentos de apatitito.

- Crosta Laterítica Ferruginosa

Constitui a unidade de superfície mais expressiva, ocupando assim uma grande área situada nas porções norte da estrutura. Ocorre na forma de lajedo e também como aglomerados de grande matações, originados pelo intenso fraturamento e intemperismo superimposto. Apresenta coloração marrom escura, textura concrecionária, densidade elevada (cerca de 2,63) e contém em abundância fragmentos milimétricos a centimétricos de magnetita cimentados por oxi-hidróxidos de ferro.

- Crosta Laterítica Titanífera

Concentra-se principalmente a SW da estrutura, onde encontra-se associada aos solos concrecionários ferruginosos e em uma faixa compreendida entre as partes NE e centro leste da estrutura, associada à crosta laterítica ferruginosa. Ocorre na forma de blocos compactos, maciços e bastante densos. Apresenta-se como agregados de coloração cinza representados pelo anatásio, dispersos em um material negro magnético (Figura 9).

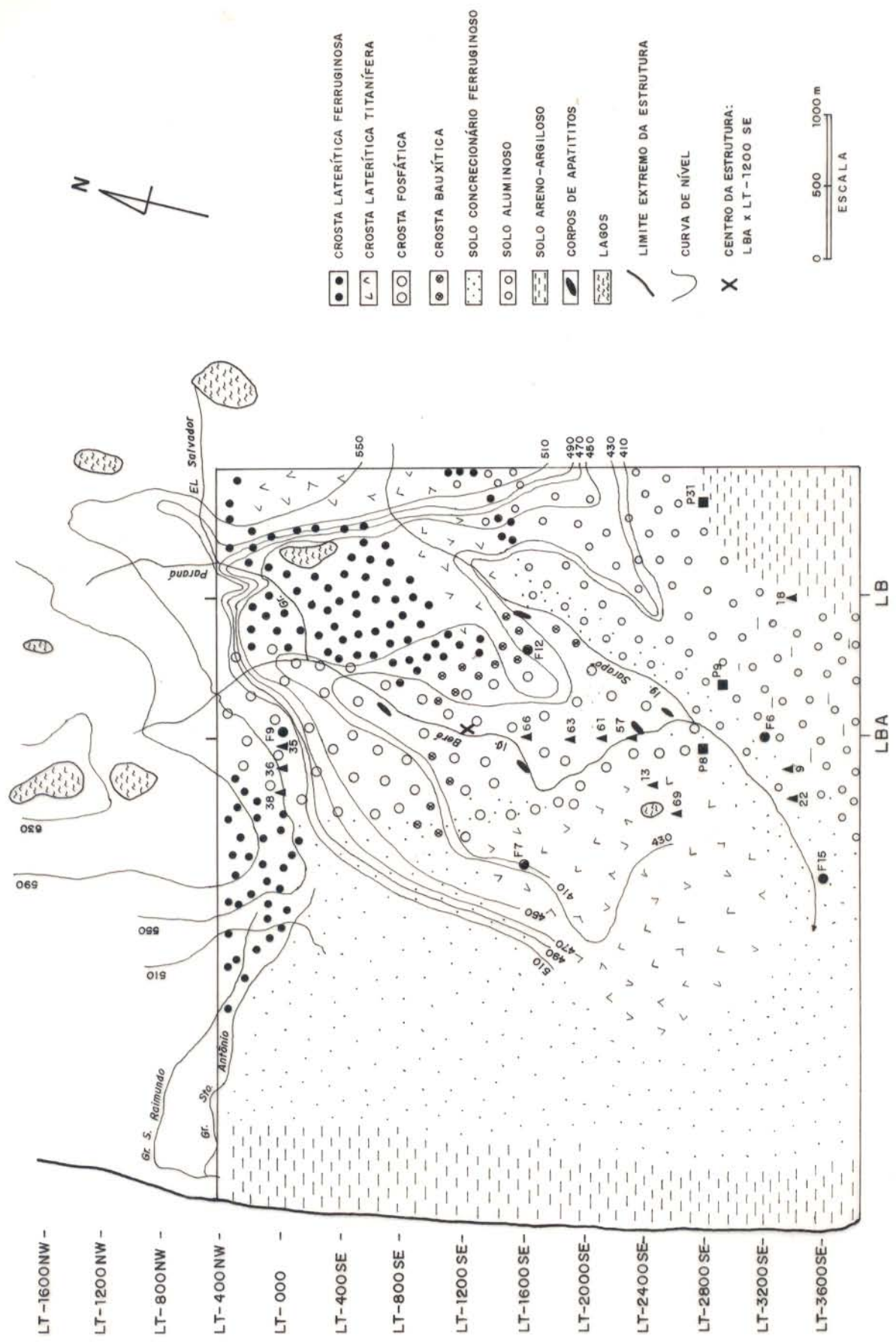


Figura 8 - Mapa litológico da superfície de Maicuru.

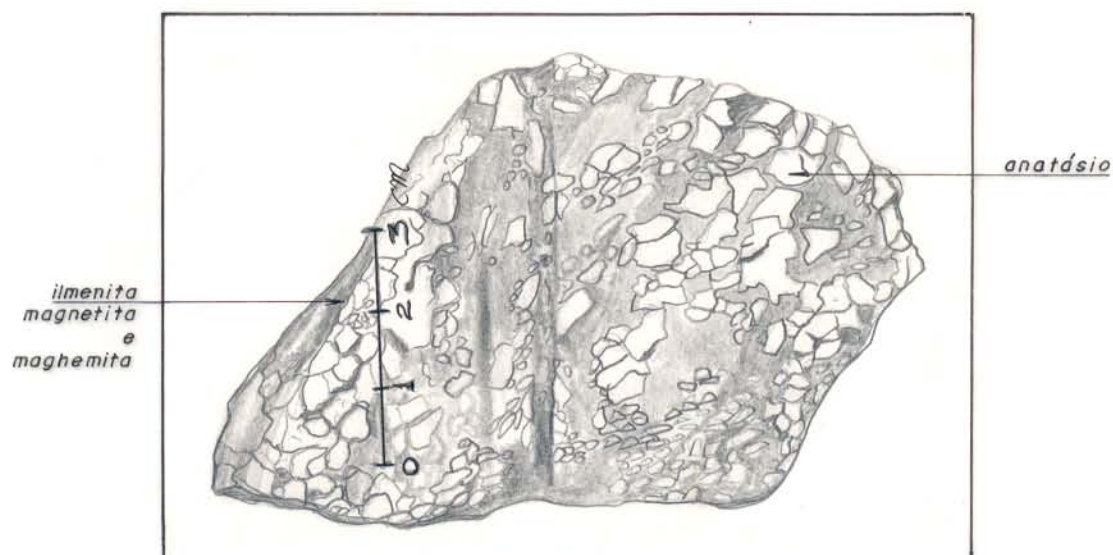


FIGURA 9 - LATERITO TITANÍFERO. AGREGADOS DE ANATÁSIO DISPERSOS EM MATERIAL NEGRO MAGNÉTICO.

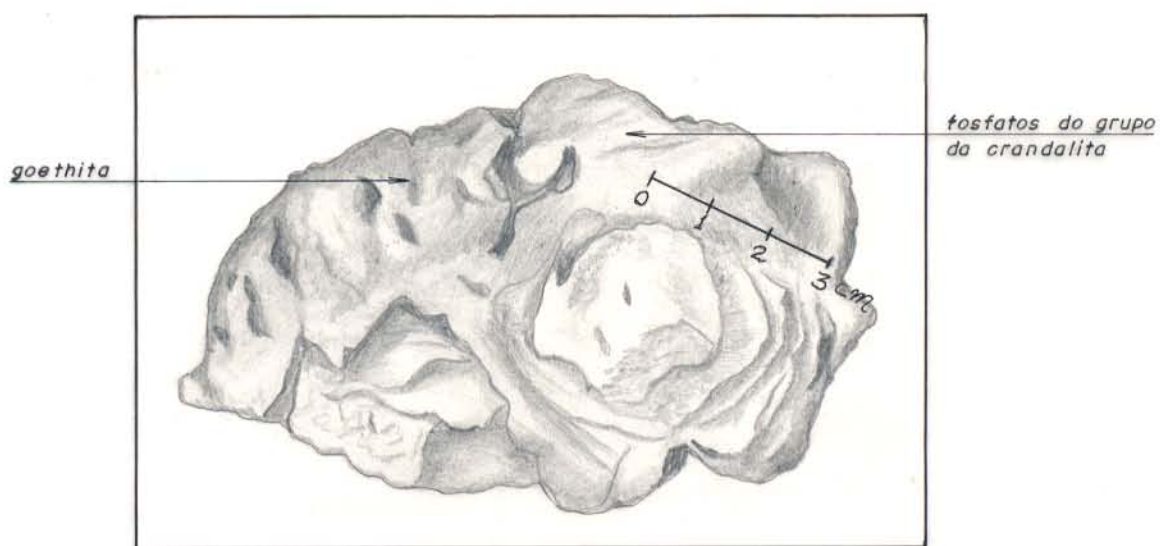


FIGURA 10 - LATERITO FOSFÁTICO REPRESENTADO PELO GRUPO DA CRANDALITA NAS PARTES ESBRANQUIÇADAS.

- Crosta Fosfática

Esta unidade encontra-se distribuída na parte central e se estende na direção norte e sul da estrutura.

Na porção Centro Sul, a crosta fosfática ocorre, preferencialmente, nas margens do igarapé Beré, em certos trechos nas do Sarapó e nos vales. Apresenta-se, nestes locais, sob as variedades densas ($d= 2,6-2,7$) e amarronzadas devido aos oxihidróxidos de ferro presentes (goethita, hematita e maghemita). As texturas e estruturas são por vezes vesicular, brechóide e colóidal. Observam-se com frequência manchas difusas esbranquiçadas de fosfatos aluminosos, representados geralmente pelo grupo da crandalita (Figura 10), assim como cavidades e fissuras preenchidas parcial ou totalmente por este tipo de fosfato.

Na parte norte da estrutura foram observadas as variedades: densas ($d= 2,75$), coloração cinza-amarelada e com textura oolítica-pisolítica, sendo a cor cinza conferida pelo anatásio e os oólitos-pisólitos pela augelita e variscita (Figura 11); e os tipos com baixa densidade ($d= 1,9$), de cor amarelo clara, aspecto sedoso e exibindo, às vezes, textura reticular (Figura 12).

- Crosta Bauxítica

É a unidade menos expressiva de superfície. Ocorre margeando parcialmente as áreas representadas pela crosta fosfática, titanífera e ferruginosa. Sua cor é amarelada a esbranquiçada, densidade relativamente baixa ($d=1,8 - 1,9$) e apresenta textura porosa a vacuolar e por vezes esponjosa.

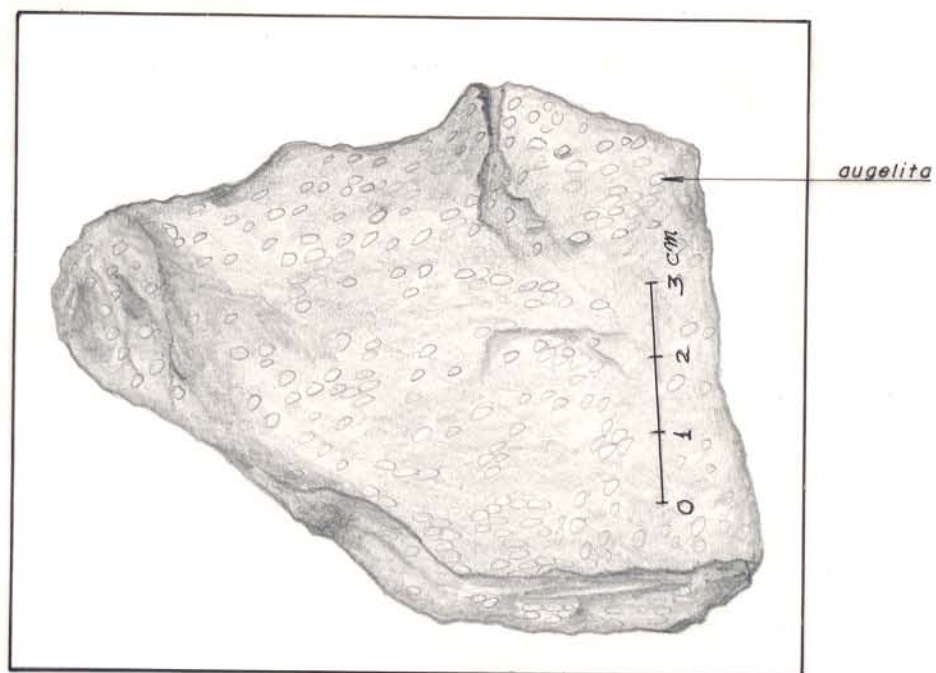


FIGURA 11 - LATERITO FOSFÁTICO COM TEXTURA OÓLICA - PISOLÍTICA. A AUGELITA COMO FOSFATO ALUMINOSO PREDOMINANTE.

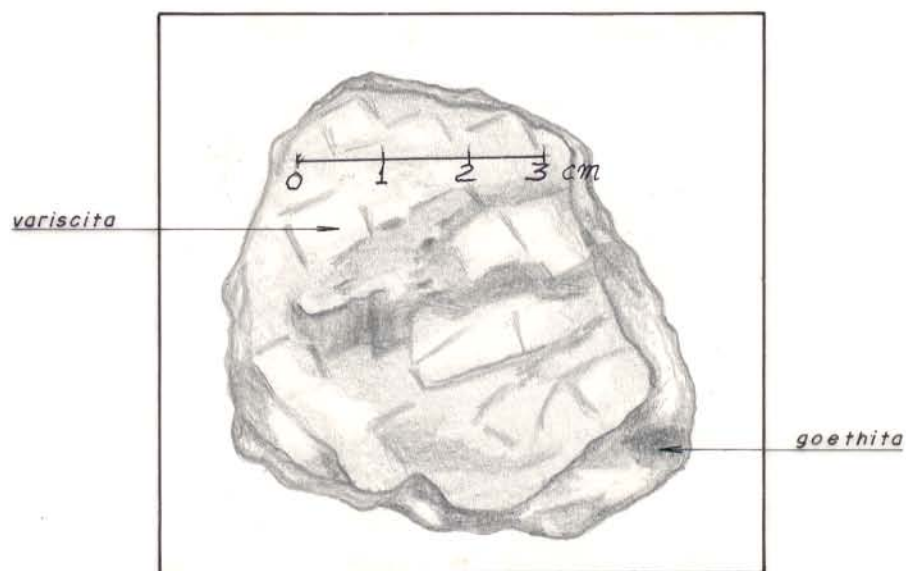


FIGURA 12 - LATERITO FOSFÁTICO COM TEXTURA RETICULAR. AS PARTES CLARAS SÃO REPRESENTADAS PELA VARISCITA.

- Solos aluminosos

Este tipo de solo encontra-se distribuído em uma faixa compreendida entre a parte centro sul a SE da estrutura. Apresenta-se na parte SE com coloração amarelo-pálida, aspecto areno-argiloso, constituído predominantemente de gibbsita, caolinita e quartzo e contendo raras concreções ferruginosas de dimensões milimétricas. Em direção à parte centro sul, sua cor tende a tornar-se gradativamente marron-amarelada, as concreções ferruginosas ocorrem com maior frequência e passa a apresentar como minerais predominantes a goethita, gibbsita e anatásio.

- Solos Concrecionários-Ferruginosos

A estrutura de Maicuru apresenta quase 2/3 de sua superfície ocupada por solos avermelhados, contendo concreções ferruginosas de dimensões milimétricas a centimétricas. Estes solos encontram-se distribuídos nas porções SW, NW e SE, associados, respectivamente, com a crosta titanífera e fosfática e com os solos aluminosos. Suas frações mais finas (<2 - 3mm) são constituídas basicamente de goethita, hematita, maghemita e anatásio, com fosfatos aluminosos (grupo da crandalita e wardita), caolinita e quartzo subordinados. Nas concreções com diâmetro em torno de 2-3 cm são observados geralmente pequenos núcleos subarredondados, de cor cinza-amarelada, representados pelo anatásio, imersos em um material composto predominantemente por hematita.

- Solos Areno-Argilosos

Ocorrem bordejando a estrutura, na área de domínio das encaixantes, especificamente nos bordos leste e oeste. Es-

tes solos são de cor amarronzada, com manchas esbranquiçadas de caolinita e apresentam abundantes fragmentos de quartzo leitoso com formas irregulares e dimensões centimétricas.

- Corpos de Apatitito

O único tipo litológico primário, aflorante, observado em Maicuru é o apatitito que se apresenta sob aspecto maciço, granulação fina, coloração creme, com pontos negros de magnetita, textura granular hipidiomórfica, sendo constituído essencialmente de apatita e magnetita. Ele aflora em cinco locais situados nas porções norte-sul e SE da estrutura, sendo quatro nas margens do igarapé Beré e um na do Sarapó.

Os afloramentos apresentam-se como corpos alongados formando feições positivas e abauladas no relevo rebaixado. Apesar de seus componentes mineralógicos (apatita e magnetita) ficarem expostos à ação das águas pluviais, eles mantêm-se preservados do intemperismo, pois não deve haver nas soluções circulantes íons H^+ livres suficientes capazes de promover a dissolução das apatitas e de acelerar a oxidação da magnetita para maghemita e/ou hematita. A escassez desses íons deve-se à ausência quase completa de minerais suscetíveis a reação de hidrólise no apatitito e de matéria orgânica sobre estes corpos. Além disso, os afloramentos, encontram-se envolvidos por uma película de quartzo que deve protegê-los ainda mais contra o intemperismo.

2.3 Perfis Lateríticos

Na área de enfoque deste trabalho foram selecionados perfis lateríticos desenvolvidos sobre diferentes substratos. Aqueles que não alcançaram a rocha sã, esta foi inferida a par-

tir das conclusões obtidas pelos geólogos da DOCEGEO em seus trabalhos de mapeamento realizados na estrutura de Maicuru.

O horizonte inferior dos perfis, onde se verificou a preservação total ou parcial do arcabouço geral da rocha de origem, recebeu aqui a denominação de horizonte de transição, equivalente na literatura à litomargem (Trescases & Oliveira, 1978), saprólito (Tardy, 1969) e isalterita (Chatelin, 1974 in Boulange, 1983).

O horizonte correspondente à alterita, cujas texturas e estrutura da rocha de origem são fracamente perceptíveis, tem sido designado como argila laterítica (Tardy, 1969), saprólito fino (Trescases & Oliveira, 1978) e aloterita (Chatelin, 1974 in Boulangé, 1983). Neste trabalho, foi denominado de argilo-fosfático devido à ocorrência muito frequente de fosfatos aluminosos.

A crosta foi distinguida do horizonte argilo-fosfático especialmente pelo grande aumento de densidade e grau de coesão.

Os seguintes perfis foram escolhidos para este estudo:

- 1) Perfil laterítico sobre apatitito-glimerito-carbonatito - furo de sondagem 1;
- 2) Perfil laterítico sobre glimerito - furo de sondagem 3;
- 3) Perfil laterítico sobre piroxenito - furos de sondagens 7 e 15 e poços 8 e 21;
- 4) Perfil laterítico sobre dunito-furo de sondagem 9;
- 5) Perfil laterítico sobre biotitito e peridotito-furo de sondagem 12;
- 6) Perfil laterítico sobre sienito-furo de sondagem 6 e poço 9;
- 7) Perfil laterítico sobre gnaissé-granodiorítico - poço 31.

As descrições dos aspectos macroscópicos não foram realizados para os perfis lateríticos representados pelos furos de sondagens 3, 6 e 7 devido às amostras obtidas pela DOCEGEO se encontrarem trituradas.

2.3.1 Perfil Laterítico sobre Apatitito-Glimerito-Carbonatito

A primeira rocha sã alcançada através do furo de sondagem 1 em uma profundidade cerca de 60 m é constituída, predominantemente, de apatita e magnetita, sendo assim classificada como apatitito (Figura 13). As mudanças de litologia foram observadas a partir de 100 m e são representadas até ao final do furo (cerca de 330 m) por glimerito recortado por veios de carbonatito calcítico e/ou dolomítico e intercalado por carbonatito de aspectos macroscópicos semelhantes aos dos veios.

Nos materiais intemperizados desenvolvidos sobre o apatitito foram distinguidos apenas os horizontes de transição e argilo-fosfático.

A parte inferior do horizonte de transição é representada por uma rocha densa compacta, de coloração cinza, com manchas de hidróxidos de ferro e algumas fissuras preenchidas por carbonatos. Na parte intermediária, os fragmentos de rocha apresentam coloração marrom-amarelada, são densos, porosos, facilmente fragmentáveis sob pressão de mão, com estrutura parcialmente conservada da rocha original e contêm vários pontos negros, representados por minerais magnéticos e abundantes cristais de quartzo macro e microcristalino. Os níveis superiores são formados por um material amarelado, não coeso, poroso, areno-argiloso e rico em minerais magnéticos.

No horizonte argilo-fosfático, os materiais tornam-se avermelhados devido à abundância de óxido-hidróxidos de Fe e

S

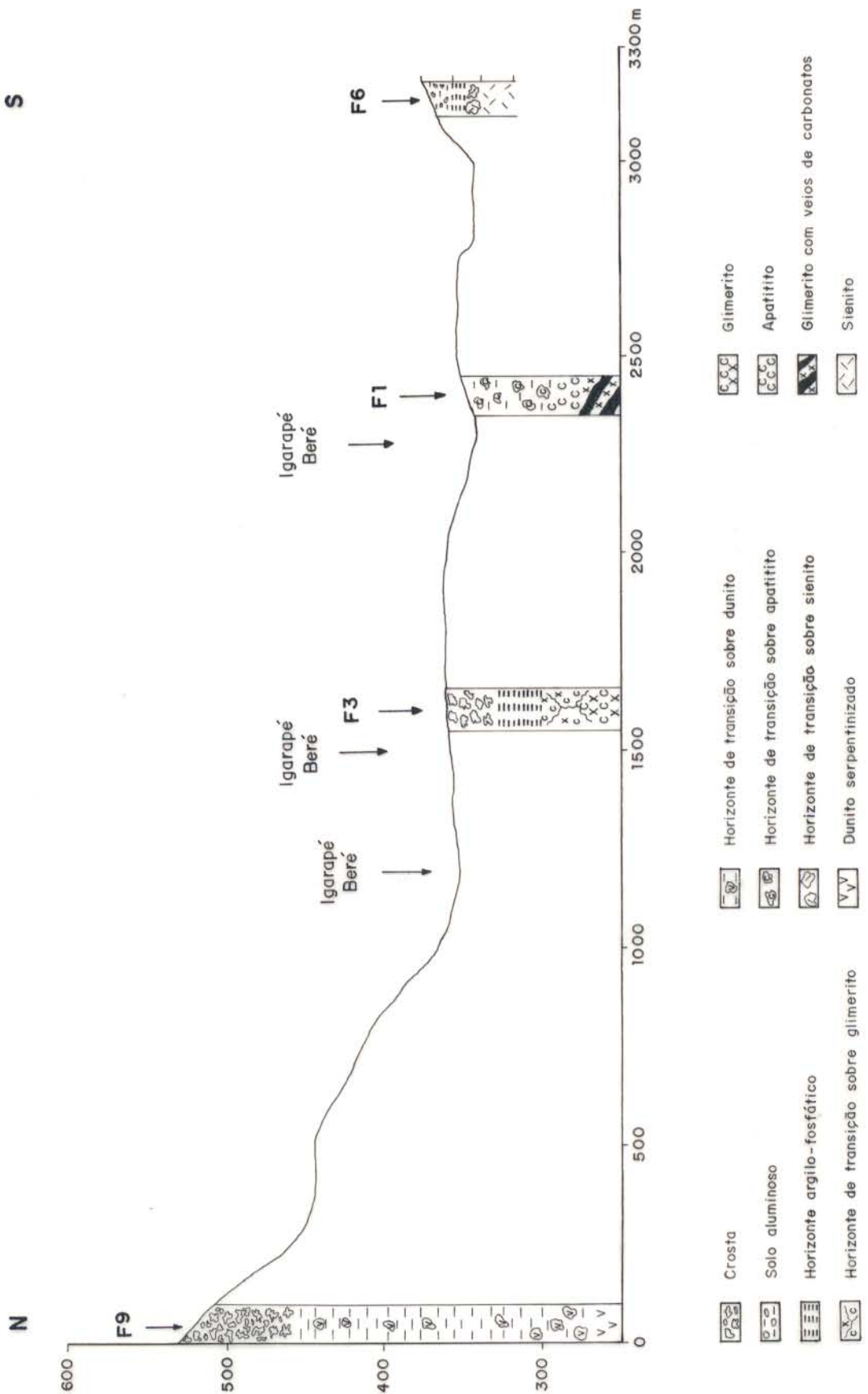


Figura 13 - Perfil geológico da linha LB N-S, indicado pelos materiais dos perfis lateríticos sobre dunito (F9), glimmerito (F3), apatitito (F1) e sienito (F6).

apresentam-se também incoesos e argilosos.

2.3.2 Perfis Lateríticos sobre Piroxenitos

Entre os perfis ilustrados na figura 14, estão registrados a rocha sã, a partir de 40,5 m (no F-15 que atingiu 104,82 m de profundidade) e os horizontes de transição, argilo-fosfático, crosta e solos concrecionários ferruginosos.

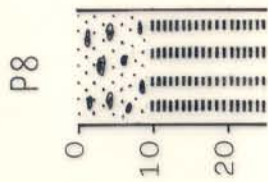
Rocha sã - a amostra tomada como referência (F15-40,5) é maciça, de granulação média a grossa e de coloração cinza com manchas esverdeadas. Apresenta textura cumulativa, consistindo em cristais bem desenvolvidos de piroxênio, geralmente zonados e dispostos aleatoriamente. Intersticialmente aos cumulus de piroxênios ocorrem os minerais intercumulus, representados por cristais de apatita, opacos, titanita, perovskita, anfibólios, biotita e carbonatos (Lemos et al., 1988).

Horizonte de transição - é constituído, em sua parte inferior, por rochas com tonalidades esverdeadas conferidas pelo piroxênio em vias de alteração, e com manchas amareladas de minerais de argila (esmectita). Estas rochas semi-alteradas são coesas, densas, porosas e com vários pontos acinzentados, representados talvez pela titanita, perovskita e fluorapatita, e negros devido aos minerais opacos. Os materiais da parte superior são formados por fragmentos de rocha esverdeada, densa, porosa e pouco coesa, dispersos em uma matriz argilosa amarelada, contendo abundantes minerais opacos.

Horizonte argilo-fosfático - no furo de sondagem 15, foi observado que este horizonte apresenta um contato gradativo com o subjacente, sendo representado por um material facilmente fragmentável sob pressão de mão, de aspecto argiloso, coloração marrom-amarelada e com raras manchas esverdeadas de esmectita.

N

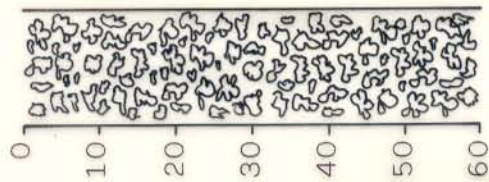
S



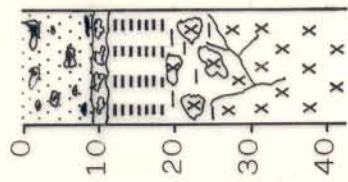
P21



F7



F15



L E G E N D A






-  Laterito concrecionário ferruginoso
-  Crosta ferruginosa
-  Horizonte argilo-fosfático
-  Horizonte de transição
-  Piroxenito

Figura 14 - Distribuição areal dos perfis sobre piroxenitos.

No poço 8 os materiais são também marron-amarelados, mas encontram-se praticamente incoesos e apresentam manchas brancas de caolinita e negras manganêsíferas.

Crosta - está representada através do furo de sondagem 7, onde alcança cerca de 108 m de espessura. Trata-se de um material marron-escuro, compacto, cavernoso (conforme indicam as descrições realizadas pela DOCEGEO) e constituído predominantemente de maghemita, goethita, hematita, anatásio e menores quantidades de fosfatos aluminosos (grupo da crandalita e wardita). Apresenta-se no poço 21 sob a forma de grandes blocos ferruginosos dispersos em material areno-argiloso. No furo de sondagem 15 é representada por um nível de apenas 20 cm e no poço 8 deve ter sido totalmente erodida.

Solos concrecionários ferruginosos - são observados nos perfis representados pelos poços 21 e 8 e furo de sondagem 15 com espessura em torno de 3,8 e 7,5 m, respectivamente. No poço 21 verificou-se que a passagem da crosta para este tipo de solo se dá com a fragmentação dos blocos ferruginosos e consequente produção de concreções com dimensões de 5-7 cm (decrecendo gradualmente em direção à superfície) e material areno-argiloso rico em goethita, maghemita e hematita. Estas concreções (já descritas anteriormente) apresentam as mesmas características físicas e mineralógicas dos materiais da crosta.

2.3.3 Perfil Laterítico sobre Dunito

A rocha caracterizada como dunito segundo Lemos et al. (1988), apresenta textura cumulática, com cumulus de olivina parcialmente transformada em serpentina e intercumulus de ilmenomagnetita. Em menores quantidades ocorrem a apatita, flo-gopita e carbonatos.

O perfil de alteração é representado pelos horizontes de transição, argilo-fosfático (pouco desenvolvido) e crosta ferruginosa (Figura 13).

O horizonte de transição em sua parte inferior é representado por uma rocha semidecomposta, de cor esverdeada, sendo constituída essencialmente de serpentinas (com estruturas em rede, em lamelas curvas e em placas ou escamas) e ilmenomagnetita. Na parte superior, a rocha encontra-se totalmente decomposta, com uma coloração marrom-escura, indicativa da presença de oxi-hidróxidos de ferro, além de manchas esbranquiçadas que são resultantes da ocorrência freqüente das serpentinas (em placas). O horizonte argilo-fosfático é basicamente representado por um material avermelhado com manchas amareladas de caolinita e/ou fosfatos aluminosos.

A crosta é formada por um material avermelhado, denso, compacto, de aspecto cavernoso, por vezes poroso e com vênulas preenchidas por fosfatos aluminosos.

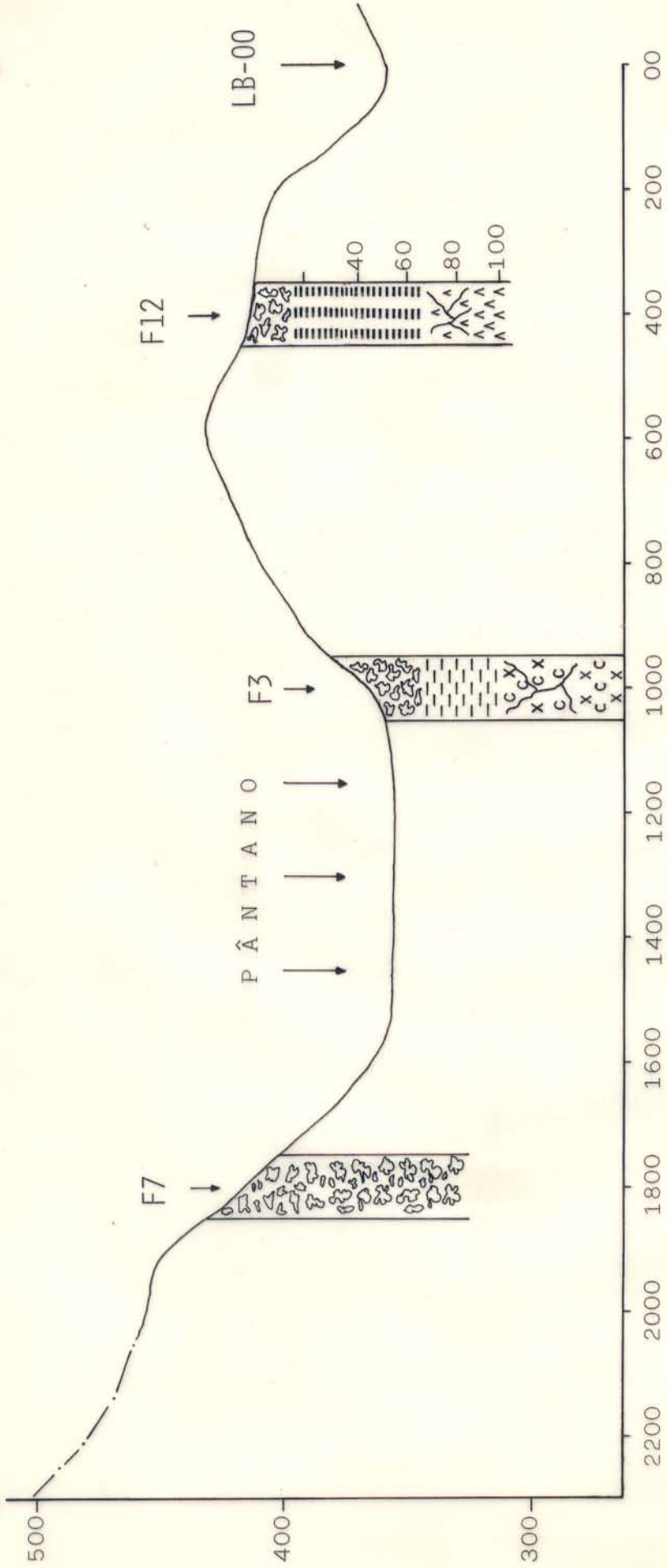
2.3.4 Perfil sobre Biotitito-Peridotito

No furo de sondagem 12, com 117,88 m de profundidade (Figura 15), foram observados da base para o topo:

- rocha de cor cinza, densa, compacta, caracterizada como peridotito devido apresentar como minerais principais a olivina, serpentina, piroxênio, anfibólio e flogopita e, como acessórios, a apatita e ilmenomagnetita. A partir de 100 m, foi observada uma rocha em vias de alteração, cinza-esverdeada apresentando os piroxênios, anfibólios, serpentina, clorita e esmectita como minerais predominantes, e o quartzo, apatita e ilmenomagnetita em menores quantidades. Próximo de 83 m foi verificada uma mudança de litologia, tendo sido a rocha (com in-

E

W



L E G E N D A





-  Crosta ferruginosa
-  Horizonte argilo-fosfático
-  Horizonte de transição do perfil sobre apatítico
- Horizonte de transição do perfil sobre glimerito
-  Horizonte argilo-fosfático
- Horizonte de transição do perfil sobre biotítico
- Biotítico

Figura 15 - Perfil geológico da LT-1600 W-E indicado pelos materiais dos perfis lateríticos sobre piroxenito (F7), glimerito (F3) e peridotito (F12).

dícios de alteração, coloração cinza com manchas amarronzadas) caracterizada como biotitito, tendo em vista a predominância da biotita sobre os demais minerais (titanita, magnetita, ilmenita e apatita).

- horizonte de transição - os materiais de quase toda a extensão deste horizonte (profundidade compreendida entre 80 a 70 m) apresentam-se sob forma pouco coesa, de aspecto areno-argiloso, de cor esverdeada e contêm como minerais predominantes a esmectita e opacos e, em menores teores, a apatita, titanita e quartzo. Nesta matriz areno-argilosa são encontrados com frequência fragmentos de rocha semi-decomposta em tonalidades cinza e esverdeada e de composições bem distintas. Os fragmentos de cor cinza são constituídos, predominantemente, por clorita (magnesiana) e os esverdeados, por serpentina e magnetita.

- horizonte argilo-fosfático - é representado por dois níveis bem espessos separados por um material negro, denso, não coeso, constituído, sobretudo, de magnetita. Na parte inferior deste horizonte, os materiais são esverdeados com manchas cremes e esbranquiçadas, pouco densos, fragmentam-se com facilidade, tendo assim aspectos areno-argilosos e ainda apresentam vestígios da estrutura da rocha de origem. Os materiais da parte superior apresentam grau de coesão semelhante, são amarronzados com manchas creme de caolinita e/ou fosfatos aluminosos e contêm com frequência concreções ferruginosas com dimensões milimétricas a centimétricas.

- crosta - a parte inferior é composta por lateritos com tonalidade variando de amarelo pálido ao amarronzado, sendo pouco densos e porosos. Já na parte superior, os lateritos tornam-se avermelhados, bastante densos, coesos e de aspecto cavernoso.

2.3.5 Perfil Laterítico sobre Sienito

No perfil representado pelo poço 9 foram observados os horizontes argilo-fosfático, crosta ferruginosa e solos aluminosos (Figura 16).

- Horizonte argilo-fosfático - é formado por pequenos blocos constituídos de hidróxido de ferro, pouco consolidados, de coloração arroxeada, cimentados por um material amarelo esbranquiçado de aspecto argiloso.

- Crosta ferruginosa - é ainda incipiente, apresentando-se constituída por concreções ferruginosas, com dimensões de 0,5 a 2 cm, cimentados por um material amarelo poroso e terroso.

- Solos aluminosos - são formados por material de aspecto areno-argiloso, constituído de quartzo, caolinita e gibb-sita, de coloração amarelo-clara e apresentando algumas concreções ferruginosas de dimensões milimétricas.

2.3.6 Perfil Laterítico sobre Gnaiss Cranodiorítico

Este perfil é representado por um horizonte argiloso, que foi observado desde a sua base (profundidade de 16 m) até a altura de 12 m, e por solos areno-argilosos, compreendidos a partir desta altura do perfil até a superfície (Figura 16).

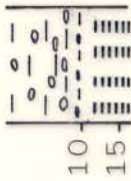
O horizonte argiloso é formado por fragmentos de rocha de dimensões centimétricas, completamente caolinitizados mas ainda contendo vestígios de estruturas primárias, dispersos em um material avermelhado e também argiloso.

Os solos areno-argilosos diferenciam-se do horizonte argiloso pelo desaparecimento completo de estruturas primárias e pela presença de raros grãos de quartzo leitoso, de dimensões milimétricas nas porções situadas logo acima do horizonte argi-

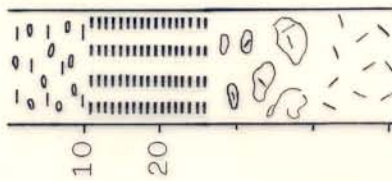
P31



P9



F6



LEGENDA






-  Solo areno-argiloso
-  Laterito aluminoso
-  Crosta incipiente
-  Horizonte argilo-fosfático
-  Horizonte argiloso com fragmentos de rocha caolinitizados

Figura 16 - Distribuição areal dos perfis sobre sienito e gnaiss granodiorítico.

loso. Estas características são mantidas em direção à superfície, porém os grãos de quartzo ocorrem com mais frequência e em maiores dimensões.

2.4. Perfil Laterítico Simplificado

Os perfis lateríticos desenvolvidos sobre as rochas do Complexo de Maicuru são relativamente espessos (45-230 m) e apresentam-se constituídos de três horizontes bem definidos, da base para o topo: horizonte de transição com 10 a 170 m de espessura; horizonte argilo-fosfático com 3 a 35 m; e crosta, cuja espessura chega a atingir 108 m nas partes mais elevadas da estrutura, enquanto que, nas partes mais baixas, encontra-se quase que totalmente transformada pela erosão em solos concrecionários ferruginosos e aluminosos.

Os dados macroscópicos e mineralógicos preliminares permitiram a elaboração de um perfil laterítico simplificado (Figura 17), cujas principais feições geológicas e mineralógicas são típicas dos autóctones maduros (Costa, 1990). Portanto, em termos de grau de evolução, assemelha-se à maioria dos perfis lateríticos maduros da região Amazônica, e, em especial, àqueles formados a partir de rochas de complexos dos tipos ultramáficos, como os de Itacupim (Oliveira & Schwab, 1980; Costa & Sá, 1980) e Maraconá (Fonseca & Rigon, 1984; Oliveira et al., 1988), e com carbonatitos associados como o de Seis Lagos (Issler & Silva, 1978; Bonow & Issler, 1980; Justo & Souza, 1984; Corrêa et al., 1988).

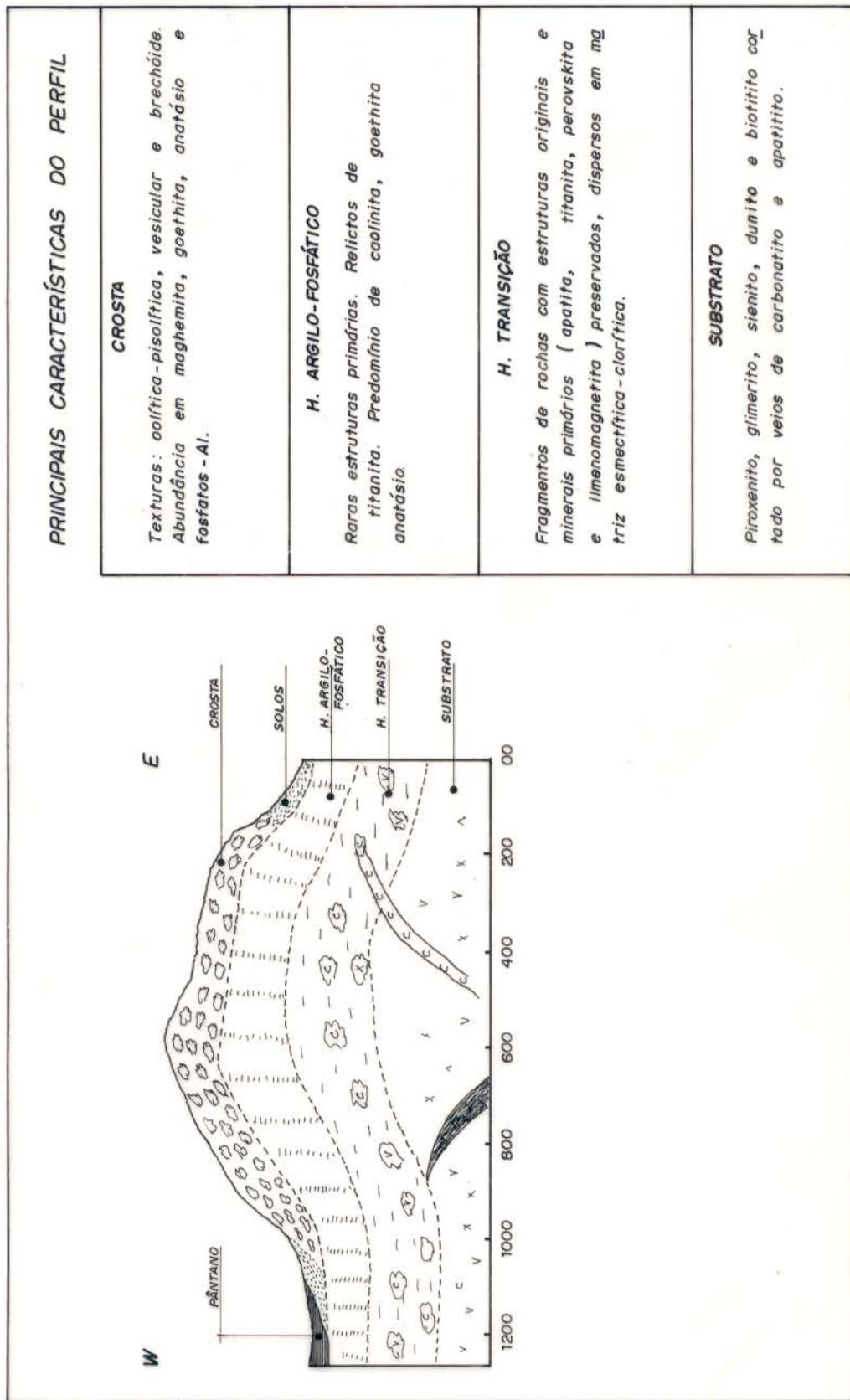


Figura 17 - Perfil laterítico simplificado de Maicuru com suas principais feições geológicas e mineralógicas.

3 MINERALOGIA

3.1. Minerais Identificados

Em Maicuru os minerais identificados apresentam amplo espectro envolvendo aqueles das rochas mães, os primários (inclusive os de origem hidrotermal), e os formados durante o intemperismo, os secundários.

Os minerais primários mais frequentes são as fluorapatitas, piroxênios (dos tipos diopsídio e aegirina-augita) micas (biotita e flogopita), carbonatos calcíticos e dolomíticos, magnetita, ilmenita, titanita, perovskita e anfibólios (sódicos e hornblenda). São mais restritas as ocorrências de feldspatos, olivinas e serpentinas.

Na categoria dos minerais secundários estão incluídos:

- 1) Os minerais de argila - grupos da esmectita, clorita, vermiculita e caolinita;
- 2) Os oxi-hidróxidos de ferro, de alumínio e titânio: goethita, lepidocrocita, hematita, maghemita, anatásio e gibbsita;
- 3) Os fosfatos aluminosos - grupo da crandalita, wardita, wavellita, augelita, senegalita, variscita e turquesa.

Neste estudo são apresentadas as principais características dos minerais primários e secundários segundo a ordem de frequência decrescente desses minerais nos materiais analisados. As apatitas e fosfatos do grupo da crandalita, foram investigados mais detalhadamente devido à importância econômica destes minerais e a necessidade de utilização de vários critérios que viabilizassem a caracterização evolutiva dos mesmos.

3.1.1 Minerais Primários

- Grupo da Apatita

Pertencem ao grupo da apatita, os minerais representados pela fórmula geral $\text{Ca}_5(\text{PO}_4, \text{CO}_3)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$, sendo os principais: a fluorapatita $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$; fluorcarbonato-apatita (francolita)- $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Na}, \text{K})_5(\text{PO}_4, \text{CO}_3)_3(\text{F}, \text{OH})$; carbonato-hidróxi-apatita (dahllita)- $\text{Ca}_5(\text{PO}_4, \text{CO}_3)_3\text{OH}$; cloro-apatita- $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$ e hidróxi-apatita- $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$.

Os critérios mais utilizados na distinção desses minerais são os seus padrões difratométricos, teores de CO_2 , parâmetros cristalográficos e razões $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$ e $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$.

Na caracterização das apatitas de Maicuru serão avaliados esses critérios, além de suas propriedades ópticas, e teores de terras raras.

- Padrões Difratométricos

Os padrões difratométricos das apatitas se diferenciam principalmente pelos valores de "d" correspondentes às intensidades relativas mais elevadas. Na fluorapatita, francolita e dahllita esses valores são $2,80\text{\AA}$, $2,692\text{\AA}$ e $2,78\text{\AA}$ respectivamente (Tabela 2). As outras diferenças referem-se às distâncias interplanares das reflexões 101 presente apenas na fluorapatita, 203 e 113 ausentes nas francolita, e 132 ausente na dahllita.

Os padrões difratométricos das apatitas de Maicuru, presentes no apatitito (Ma-68) e glimeritos são compatíveis com os de fluorapatita conforme tabela 2.

TABELA 2 - Padrões difratométricos de algumas apatitas comparados com os de Maicuru.

hkl	APATITAS DE MAICURU		F-APATITA SINTÉTICA		F-APATITA DURANGO		FRANCOLITA		DAHLITA			
	d(Å) ⁽¹⁾	I/I ₀	d(Å) ⁽²⁾	I/I ₀	d(Å) ⁽³⁾	I/I ₀	d(Å) ⁽⁴⁾	I/I ₀	d(Å) ⁽⁵⁾	I/I ₀	d(Å) ⁽⁶⁾	I/I ₀
100	9,109	9	8,139	10	8,12	8	8,12	7	8,04	18		
101	5,247	4	5,254	5	5,25	4	5,24	5				
110					4,684	1			4,67	2		
200	4,054	7	4,065	6	4,055	8	4,059	6	4,04	16		
111	3,870	6	3,876	4	3,872	8	3,870	8	3,86	2		
002	3,440	57	3,437	83	3,442	40	3,430	46	3,43	20	3,46	25
102			3,16	12	3,167	14	3,163	18	3,16	6	3,17	2
210	3,063	19	3,074	31	3,067	18	3,072	16	3,05	35	3,04	10
211	2,799	100	2,806	100	2,800	100	2,79	55	2,78	100		
112	2,772	50	2,774	58	2,772	55	2,773	34	2,769	16		
300	2,702	56	2,710	72	2,702	60	2,708	39	2,692	100	2,68	40
202	2,624	25	2,625	30	2,624	30	2,625	23	2,619	8	2,62	10
301	2,515	4	2,522	16	2,517	6	2,52	5	2,506	4	2,494	6
003	2,295	6	2,291	13	2,28	8	2,292	5	2,284	2	2,285	6
310	2,248	23	2,255	25	2,25	20	2,255	15	2,24	45	2,23	16
311	2,137	2	2,143	6	2,14	6	2,143	7	2,134	4	2,12	2
113	2,060	5	2,059	8	2,061	6	2,061	4			2,069	2
400	2,032	8			2,028	2			2,021	4	2,00	2
203	1,991	11			1,997	4	1,998	3				
222	1,950	13			1,997	25	1,939	15	1,931	12	1,929	16
132	1,882	10	1,885	15	1,884	14	1,886	9	1,887	8		
213	1,837	31	1,837	30	1,837	30	1,838	28	1,834	10	1,838	16
231	1,795	11	1,80	16	1,797	16	1,801	11				
410	1,769	11	1,774	23	1,771	14	1,775	6			1,783	10
303	1,748	7	1,760	16	1,648	14						
004	1,721	21	1,719	23	1,722	16					1,736	10

Referências: 1- apatita do apatitito; 2- apatita do glimerito; 3- ASTM Ficha 15876;
4- Young et al (1969 in Flicoteaux 1982); 5-ASTM Ficha 21-141; 6- ASTM 19-272.

- Teores de CO_2 , Parâmetros Cristalográficos e Razões $\text{F}/\text{F}_2\text{O}_5$ e $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$.

Na tabela 3 estão indicadas as principais características das apatitas de Maicuru, juntamente com as das fluorapatitas e francolitas de outros locais. Os teores de CO_2 em todos os casos foram calculados segundo o método de Guldbrandsen (1970 in Menor, 1975).

Examinando os dados desta tabela, verifica-se que as apatitas investigadas em Maicuru apresentam: teores de F, CaO e P_2O_5 bem próximos aos valores teóricos da fluorapatita e não inteiramente equivalentes aos apresentados para as fluorapatitas de outros locais; razões $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$ e $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ compatíveis da fluorapatita de Durango; valores do parâmetro ao compreendidos no intervalo indicado para as fluorapatitas (9,350 Å a 9,391 Å). Tais características indicam, assim, que apatitas de Maicuru apresentam maiores afinidades com as fluorapatitas.

- Dados Obtidos por Microscopia óptica e Eletrônica e Espectroscopia na região Infravermelho.

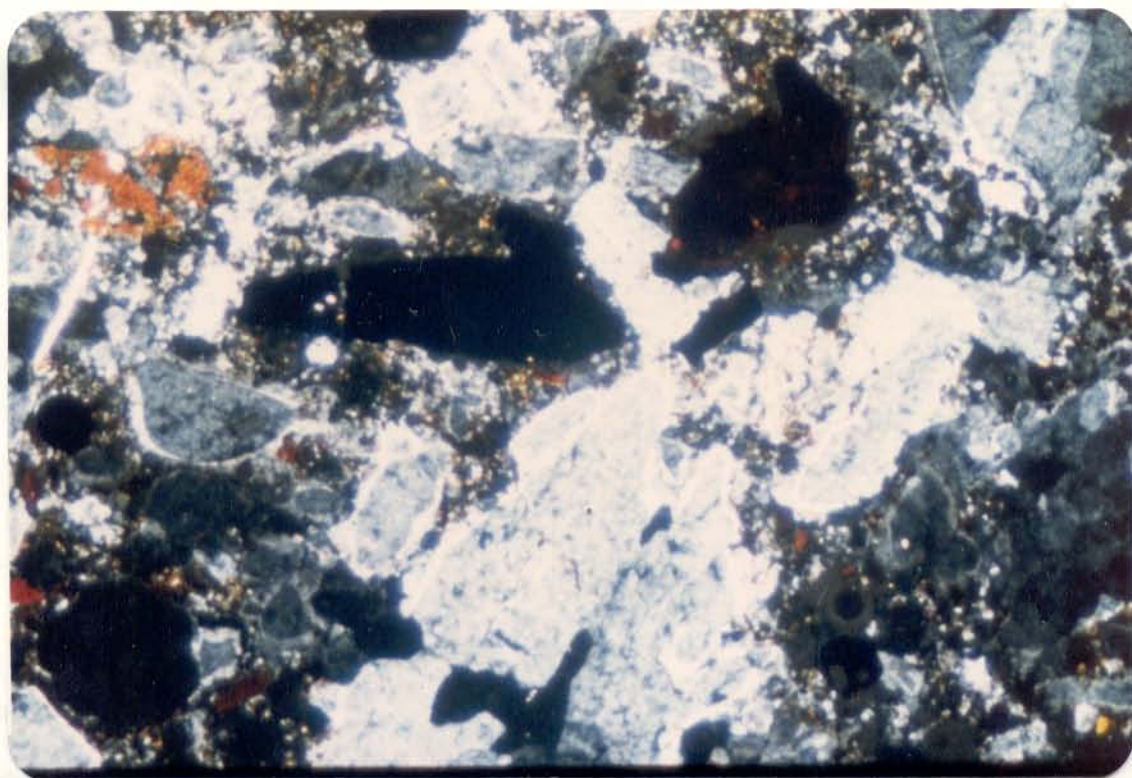
Os dados microscópicos e modo de ocorrência das apatitas dizem respeito apenas as amostras de apatitito (afloramento LBA-2400 e furo de sondagem 1), piroxenito, glimerito e dunito (furos de sondagem 15,3 e 9, respectivamente).

Nos apatititos do afloramento LBA-2400, os cristais de fluorapatita são euédricos, com dimensões de até 1,26 mm e apresentam sobrecrecimento, cuja birrefringência é maior do que no centro dos cristais (Figura 18). O aumento da birrefringência deve-se, provavelmente aos teores de CO_2 mais elevados nos bordos, pois, segundo Carlstran (1968 in Nathan, 1984), há uma relação direta entre os teores de CO_2 e os valores obtidos

TABELA 3 - Características químicas e cristalográficas de algumas apatitas comparadas com as do apatitito e glimerito.

APATITAS	PERCENTAGEM EM PESO)						
	F	P205	CaO	CO2	F/P205	CaO/P205	a (A)
1. Fluorapatita do apatitito de Maicuru (Na-68)	3,68	41,32	53,58	1,52	0,0890	1,321	9,359
2. Fluorapatita dos glimeritos de Mairucu (F3-80-81)	3,75	42,25	54,41	1,08	0,0891	1,314	9,389
3. Fluorapatita teórica	3,76	42,217	55,52				
4. Fluorapatita de Durango-México					0,087	1,320	9,391
5. Fluorapatita de Taiba (Fácies sem carbonato)	3,89	38,75	53,23	1,82	0,100	1,373	9,353
6. Fluorapatita de Olinda	3,08	29,37	42,12	2,79	0,105	1,434	9,357
7. Fluorapatita de Lam-Lam (11815)	3,875	37,20	51,60	2,65	0,104	1,387	9,359
8. Apatita de Ndiendouri	4,10	36,30	53,10	1,90	0,113	1,462	9,346
9. Apatita de Mahotoe (1180)	4,10	37,00	51,60	2,50	0,111	1,934	9,340
10. Francolita de Wheal Franco					0,097		9,340

Referências: 4,5 e 7: Flicoteaux & Lucas (1984); 6- Menor (1975); 8- Roeder et al. (1987).



0 0,1 mm

Figura 18 - Cristais de fluorapatita com sobrecrecimento.

para a birrefringência nos cristais de apatita.

A presença de carbonatos, em teores significativos, na estrutura das apatitas presentes nas amostras deste apatitito, foi confirmada através de análises por espectroscopia no infravermelho (Figura 19). Nos outros tipos de rochas já não se observa mais sobrecrecimento nos cristais de apatita. Os teores de CO₂ nestes caso, devem ser homogêneos e bem inferiores aos apresentados pelas apatitas do afloramento LBA 2400 (Figura 20).

No piroxenito, as fluorapatitas ocorrem predominantemente em cristais anédricos, com dimensões em torno de 0,792 mm, dispostos intersticialmente aos piroxênios. Por vezes apresentam-se envolvendo e inclusas na perovskita (Figura 21) e como pequenas inclusões na ilmenomagnetita (Figura 22). Na rocha pouco intemperizada, ocorrem ocasionalmente adjacentes aos cristais de titanita ou envolvidas por ilmenita.

No glimerito, as fluorapatitas apresentam-se como aglomerados de cristais anédricos com dimensões de até 1,98 mm, dispostos entre os anfibólios e nas vênulas de carbonatos, onde apresentam geralmente inclusões de anfibólios em forma de agulhas. Apresentam-se no dunito em cristais aciculares de dimensões em torno de 2 mm, associadas aos carbonatos.

- Terras Raras

As análises realizadas através de catodoluminescência indicaram a presença dos ETR em teores significativos nas rochas do complexo de Maicuru. Nas fluorapatitas do apatitito LBA-2400, os teores desses elementos (Tabela 4) apresentam-se na ordem daqueles das fluorapatitas do complexo alcalino de Anitápolis e inferiores aos dos apatititos e carbonatitos dos

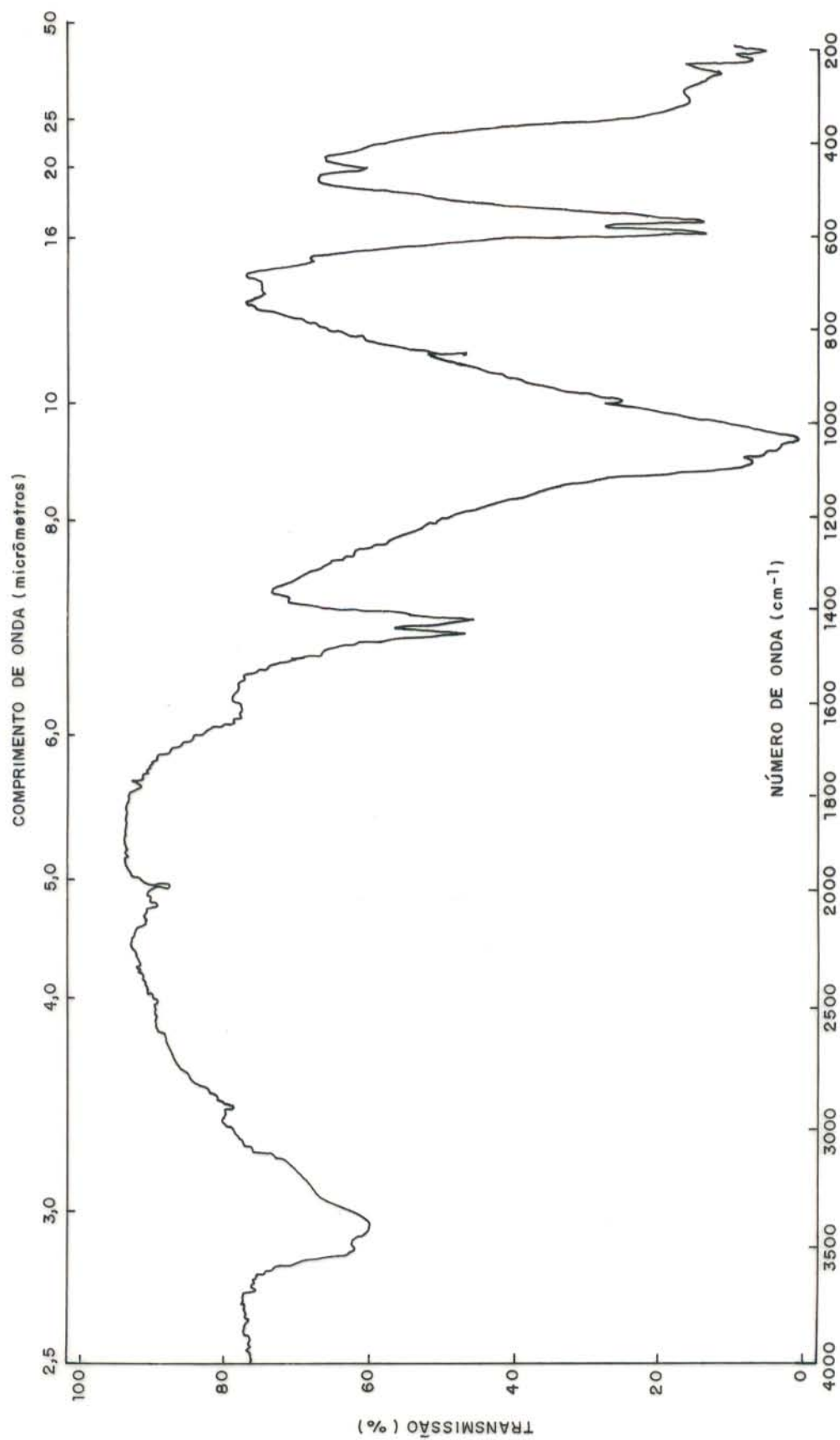


Figura 19 - Espectro de absorção na região do infravermelho da apatita (do apatito LBA-2400), indicando as bandas típicas do grupo tetraédrico PO_4^{3-} em $1250-1000 \text{ cm}^{-1}$ (V3) e $525-600 \text{ cm}^{-1}$ (V4) e as do grupo CO_3^{2-} em $1450-1425$, com dois desdobramentos (V3), além de uma banda fracamente perceptível em $760-750 \text{ cm}^{-1}$ (V4).

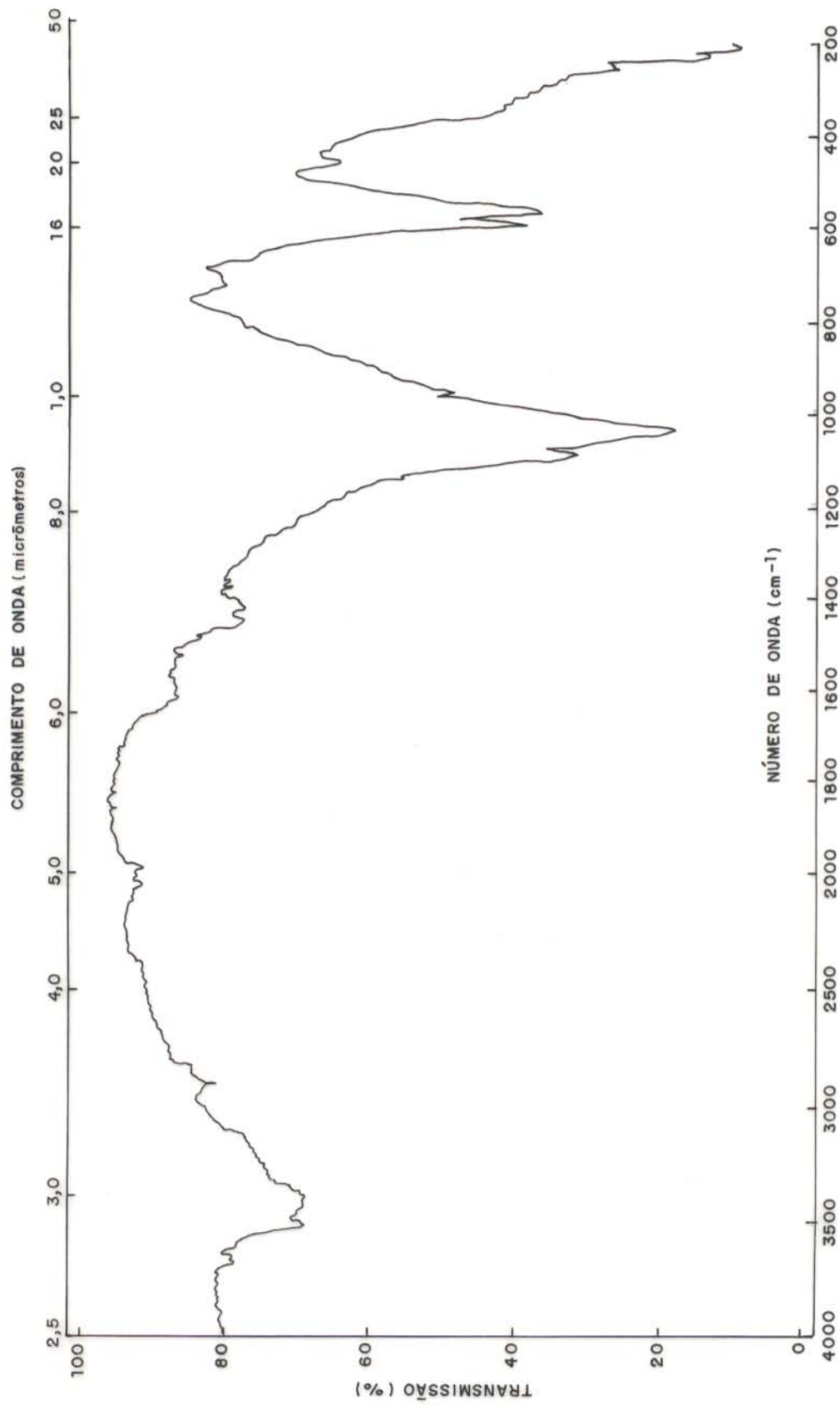


Figura 20 - Espectro de absorção na região do infravermelho da apatita (amostra F1-56-57), indicando fraca absorção do grupamento CO_3^{2-} em $1425 - 1450 \text{ cm}^{-1}$.



Figura 21 - Associação fluorapatita-perovskita em amostra de piroxenito.



Figura 22 - Magnetita com intercrescimento de lamelas de ilmenita e inclusões de fluorapatita.

TABELA 4 - Concentrações dos terras raras em fluorapatitas do apatitito de Maicuru comparados com as de outros locais.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
La	197,4	316,3	291	951	3530,3	2796,9	929,4	6574,5
Le	620	773	637	2649	4311,8	6924,5	1502,7	12807,3
Pr	na	na	na	na	589,5	803,2	384,5	2102
Nd	306,4	495	449	2160	1294,6	3472,2	454,3	4312,4
Sm	82,3	127	83	466	163,8	344,9	51,7	500
Eu	16,6	26	20,7	44	51,8	103,6	25,9	164
TRL	1222,7	1737,3	1480,7	6278	9941,8	14445,3	3348,5	26460,2
Gd	50,2	68	59,5	423	390,4	676,7	156,1	772,1
Tb	na	na	na	-	234,5	286,7	78,1	599,4
Dy	27,6	30	28,6	300	182,9	252,6	69,6	26,1
Ho	4,4	5	3,9	551	43,6	43,6	26,1	96
Er	9,4	9,3	8,6	142	43,7	43,7	26,2	78,7
Tm	1,1	1,3	na	-	35	35	8,7	70
Yb	5,0	3,6	3,1	83,9	52,6	70,2	7,9	61,4
Lu	0,55	0,42	0,3	10,4	35,1	26,3	43,9	52,7
TRP	98,25	117,6	104	1510,3	1017,8	1478,4	416,7	1756,4
TRL/TRP	12,44	14,77	14,23	4,1	9,76	9,77	8,03	15,06

ORIGEM	TIPO DE ROCHA	METODO ANALITICO	REFERENCIA
1-2 Maicuru	apatitito	1-4 espectrometria de plasma-ICP	Neste trabalho
3- Anitapolis	piroxenito		Costa (1987)
4- Hesnes, Norway	apatitito (nelsonito)	ativação de neutrons	Roelandts & Duchesne (1979 in Kolker, 1982)
5- Durango	apatitito		
6- Huddesfield	carbonatito	5-8 Microsonda eletrônica	5-8 Roeder et al. (1987)
7- Japira	carbonatito		
8- Oka	carbonatito		

outros locais. Conforme a tendência normal típica de apatitas, os ETRL estão preferencialmente enriquecidos em relação aos ETRP, sendo as razões ETRL/ETRP das apatitas em estudo aproximadamente equivalentes às do piroxenito de Anitápolis e carbonatito de Oka e superiores às dos apatititos de Hesnes e Durango e dos carbonatitos de Huddesfield e Tapira.

- Piroxênios

Ocorrem sob as variedades diopsídio e aegirina-augita. O diopsídio é o mineral dominante no piroxenito. Apresentam-se em cristais subédricos a euédricos, dimensões variando entre 1,15 a 3,49 mm, comumente zonados, onde os bordos são ricos em aegirina-augita. Nas análises por microscopia eletrônica observou-se que os cristais de diopsídio apresentam, geralmente, inclusões de magnetita e, eventualmente, de titanita, fluorapatita e de óxidos de ferro, titânio e cromo, onde os teores de Fe e Ti são aproximadamente equivalentes e maiores do que os de Cr. No peridotito, os cristais de diopsídio ocorrem com dimensões próximas de 1,08 mm, associados às olivinas e envolvidos poiquiliticamente pelos anfibólios.

A aegirina-augita ocorre no piroxenito em cristais anédricos a subédrico, formando um mosaico que se dispõe envolvendo os cristais de diopsídio. É o principal mineral ferromagnesiano do sienito, onde se apresenta em cristais anédricos a subédricos, dispersos na rocha ou, mais freqüentemente, formando concentrações.

- Magnetita e Ilmenita

As magnetitas e ilmenitas foram identificadas por difração de raios-X através dos valores das distâncias interplanares mais características, sendo para a magnetita 2,53 Å (100%), 1,49 Å (40%) e 2,97 Å (30%) e para as ilmenitas 2,74 Å (100%), 1,72 Å (100%) e 2,54 Å (100%). Apresentam-se em cristais anédricos e subédricos com dimensões desde 0,04 mm até 2,16 mm, envolvendo poiquiliticamente os cristais de fluorapatitas nos apatititos, e dispostos intersticialmente aos piroxênios nos piroxenitos, e às olivinas nos peridotitos e dunitos.

Nas análises por microscopia eletrônica foi verificado que os cristais de magnetita apresentam geralmente intercrescimento de finas lamelas de ilmenita e, por vezes, contêm inclusões de apatita (Figura 22). Este tipo de intercrescimento é muito comum na natureza. A sua origem tem sido amplamente discutida por Watkins & Haggerty (1967), Valarelli (1971), Bello et al. (1988), entre outros. Tais discussões são baseadas nos trabalhos experimentais de Buddington & Lindsley (1964) que, através de variações de temperaturas e fugacidades de oxigênio, demonstram os possíveis tipos de intercrescimentos resultantes de processos de oxidação e exsolução a partir de uma solução sólida inicial magnetita-ulvoespinelio (Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4). O intercrescimento ilmenita-magnetita seria resultante de processos de oxidação e exsolução simultâneos a partir dessa solução sólida.

- Titanita e Perovskita

A titanita ocorre nos piroxenitos, glimeritos e sienitos em cristais subédricos de coloração castanha. No biotitito foi observada uma outra variedade de cor marrom escura e em

cristais anédricos. A perovskita ocorre com maior frequência nos piroxenitos, onde se apresenta em cristais anédricos amarronzados.

Estes minerais ocorrem nos piroxenitos geralmente associados, sendo os cristais de perovskita envolvidos pelos de titanita. As análises por microscopia eletrônica indicaram que os cristais de perovskita apresentam teores de titânio mais elevados nos halos do que nos centros e inclusões de perovskita na titanita e fluorapatitas. Nas amostras de piroxenito alterado (do furo de sondagem 15) foram ainda observados outros tipos de ocorrências além das já mencionadas (Figura 23).

Nos sienitos, a titanita ocorre geralmente associada aos feldspatos ou formando concentrações juntamente com a aegirina augita.

- Micas

São representadas pela flogopita e biotita. A flogopita ocorre em abundância no glimerito e em menores quantidades no peridotito e dunito. A biotita encontra-se em teores elevados no biotitito, em menores, no sienito e, esporadicamente, no piroxenito.

A flogopita apresenta-se no glimerito em cristais anédricos a euédricos, com dimensões de 1,08 mm e em geral zonados. No peridotito e dunito, ocorre em cristais anédricos a subédricos, com dimensões em torno de 2,16 mm, por vezes, com clivagens recurvadas e dispostos intersticialmente aos outros minerais.

A biotita apresenta-se no biotitito (com indícios de alteração) com suas lamelas expandidas e recurvadas e encontra-se intimamente associada aos cristais anédricos de titanita.

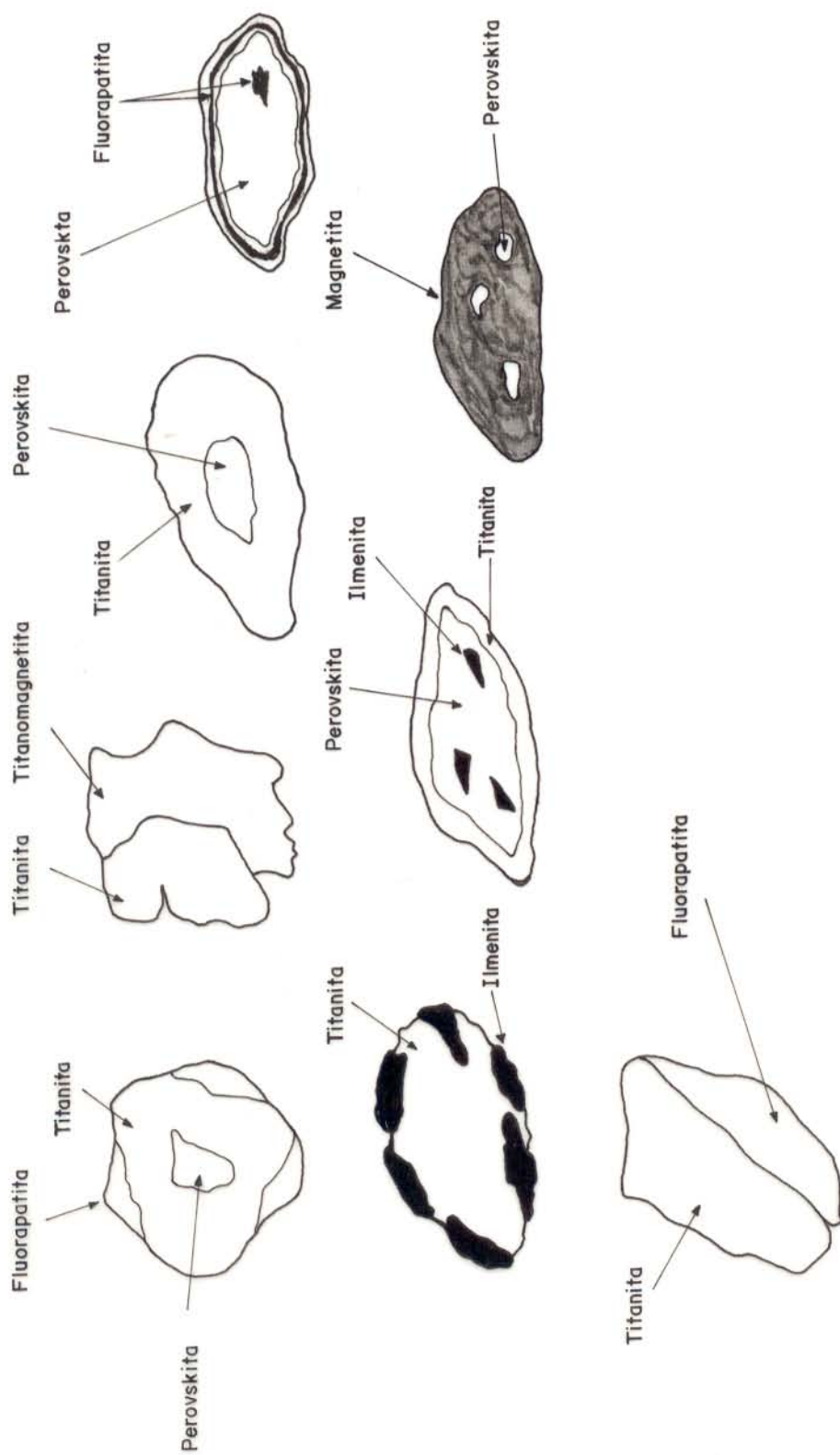


Figura 23 - Modo de ocorrência da titanita e perovskita no piroxenito levemente alterado.

Ocorre no sienito em cristais euédricos dipostos intersticialmente aos feldspatos sódicos e potássicos e associados aos piroxênios.

- Anfibólios

A variedade mais freqüente é a hornblenda. As outras variedades do grupo pertencem aos tipos sódicos, caracterizados segundo as suas propriedades ópticas como eckermanita-richterita e eckermanita-arfvedsonita.

A hornblenda ocorre em maiores teores no peridotito, em quantidades menores no sienito e, esporadicamente, no piroxenito. Apresenta-se no peridotito em cristais fraturados, com dimensões superiores a 1,8 mm e envolvendo poiquiliticamente as olivinas e piroxênios.

A eckermanita-arfvedsonita ocorre em abundância nos contatos dos enclaves de piroxenito nos glimeritos, apresentando-se, assim, como agregados de cristais anédricos a subédricos, de hábito acicular a prismático, pseudomórfico aos cristais de piroxênios, com dimensões de até 0,7 mm, localmente variando entre 1,1-8,3 mm.

A eckermanita-richterita ocorre em baixas concentrações no piroxenito e nas porções dos glimeritos constituídos essencialmente de flogopita. Apresenta-se no piroxenito em cristais com dimensões inferiores a 1 mm, dipostos no planos de clivagens e fraturas dos piroxênios e nos glimeritos em cristais subédricos a euédricos, hábito acicular e dimensões em torno de 1,8 mm.

- Olivina e seus Produtos de Alteração Hidrotermal

A olivina ocorre no peridotito e dunito. Apresenta-se parcialmente alterada em clorita, serpentina e nos materiais dos tipos boulingita e idingsita.

Esses produtos de alteração foram distinguidos pelas seguintes propriedades ópticas: a clorita apresenta-se em hábito lamelar semelhante ao das micas e birrefringência baixa; as serpentinas apresentam-se sob a forma de placas, com estruturas lamelares curvas e em rede; os materiais dos tipos boulingita e idingsita ocorrem como manchas de cor verde e amarronzadas, respectivamente. Segundo Deer et al. (1966), as composições destes materiais apresentam uma variação considerável e as suas constituições pormenorizadas não são conhecidas.

As análises por difração de raios-X em lâminas orientadas (secas ao ar, glicolizadas e aquecidas a 350°C), confirmaram a presença de clorita e serpentina e detectaram ainda a esmectita. Os valores de $d(060)$ obtidos para a clorita e serpentina foram 1,5499 Å e 1,536 Å, respectivamente. Estes valores correspondem às espécies magnesianas.

A natureza magnesiana para a clorita foi confirmada através das análises por microscopia eletrônica, que indicaram ainda a presença do Fe e Ni em sua estrutura.

- Carbonatos

Ocorrem em elevadas concentrações no glimerito e como acessórios no dunito e piroxenito sob as variedades calcita e dolomita, como indicam as análises por difração de raios-x.

No trabalho de pesquisa sobre a petrografia das rochas do complexo de Maicuru que está sendo desenvolvido por Lemos (comunicação verbal), foi observada, em amostras de carbo-

natitos após o tingimento com alizarina vermelho S e ferrocianeto de potássio, a presença de calcita e dolomita puras e calcita e dolomita ferrosas, com o predomínio da calcita pura sobre as demais variedades.

- Feldspatos

Ocorrem apenas no sienito, onde se encontram como feldspatos sódico-potássicos.

Os feldspatos Na-K apresentam intercrescimento variando de pertítico a antipertítico, onde as fases potássicas ou sódicas, em formas de filetes e retalhos, estão assim intercrescidas: a primeira, em um plagioclásio de composição An28 (oligoclásio) e a segunda, em um feldspato potássico.

Esses feldspatos ocorrem em cristais anédricos, tamanho de 2 a 5 mm, fraturados e com forte extinção ondulante, ou em cristais anédricos e euédricos, tamanho de 0,3 a 1,5 mm, envolvendo ou dipostos entre os cristais de maiores dimensões.

3.1.2 Minerais Secundários

- Oxi-Hidróxidos de Ferro

Ocorrem em todos os materiais investigados sob distintos aspectos macroscópicos, sendo assim observados:

- como materiais incoesos avermelhados e concrecionários;
- com estruturas coliformes representadas pela goethita e com córtex de goethita aluminosa (Figura 24);
- como fragmentos angulosos constituídos, geralmente, de goethita e hematita, cimentados por um material marrom-esverdeado formado essencialmente, de goethita aluminosa (Figura 25);

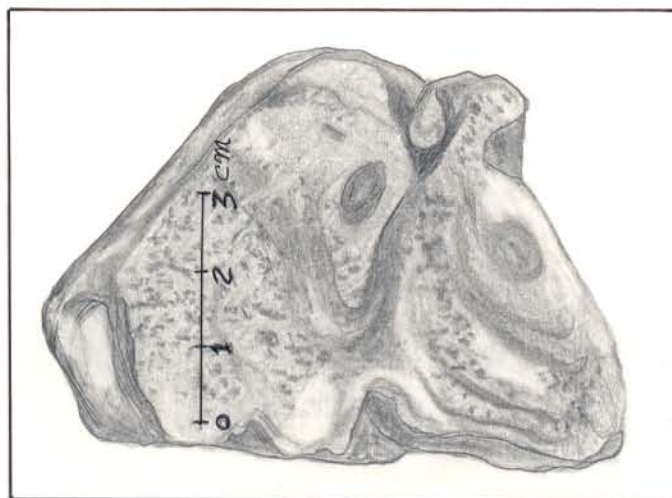


FIGURA 24 - LATERITO FERRUGINOSO COM ESTRUTURA COLOFORME APRESENTANDO CÔRTEX DE GOETHITA ALUMINOSA

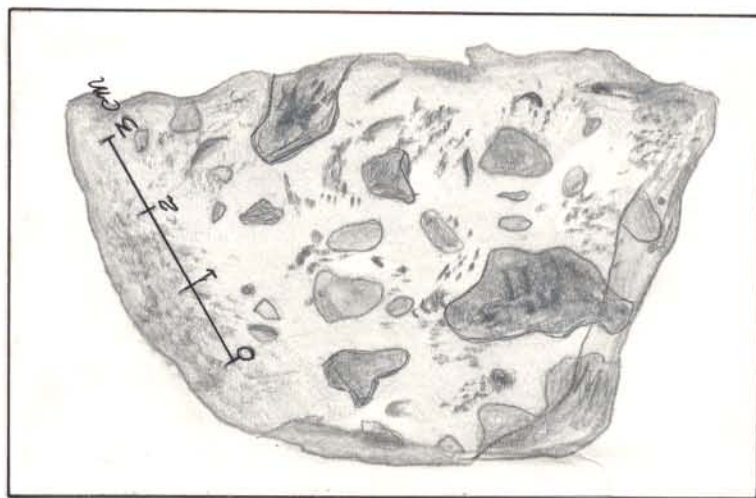


FIGURA 25 - LATERITO FERRUGINOSO COM NÓDULOS DE GOETHITA E HEMATITA CIMENTADOS POR GOETHITA ALUMINOSA.

- como componentes principais dos lateritos densos, coesos e com textura brechóide e daqueles com aspectos cavernosos, vesiculares e granulares.

Apesar de ocorrerem sob a forma criptocristalina e intercrescidos entre si, esses minerais foram facilmente distinguidos através de difração de raios-X, tendo em vista serem bem diferentes os valores das distâncias interplanares das reflexões mais características que correspondem a:

$d = 4,18 \text{ \AA} (100\%); 4,92 \text{ \AA} (10\%)$ - goethita, $-\alpha\text{-FeOOH}$

$d = 4,14 \text{ \AA} (100\%); 2,65 \text{ \AA} (30\%)$ - goethita alumiminosa, $\alpha(\text{Fe}, \text{Al})\text{OOH}$

$d = 6,29 \text{ \AA} (100\%), 3,29 \text{ \AA} (90\%)$ - lepidocrocita γFeOOH

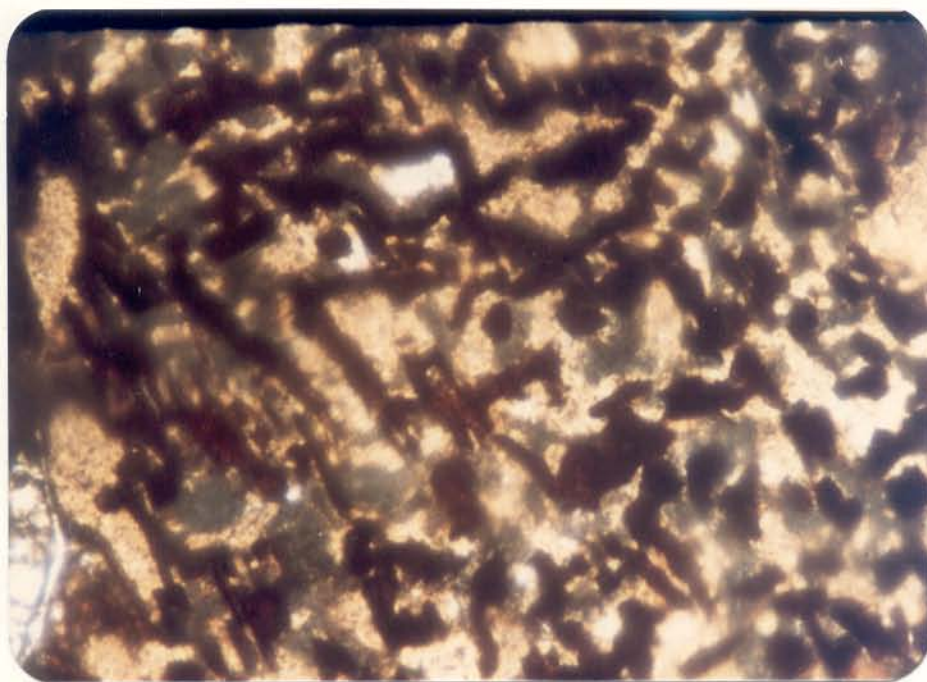
$d = 2,69 \text{ \AA} (100\%); 2,51 \text{ \AA} (50\%)$ - hematita $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$

$d = 2,95 \text{ \AA} (100\%); 4,82 \text{ \AA} (6\%)$ - maghemita $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$

Ao microscópio óptico, as goethitas e hematitas apresentam-se geralmente como agregados irregulares, de dimensões milimétricas a centimétricas, cimentados por fosfatos aluminosos. Nos materiais de superfície observa-se com frequência a goethita sob a forma de septos associados ao anatásio criptocristalino (Figura 26). A maghemita ocorre em abundância nos materiais da crosta ferruginosa dos perfis lateríticos, pseudomórfica segundo os cristais octaédricos de magnetita com intercrescimentos de ilmenita (Figura 27).

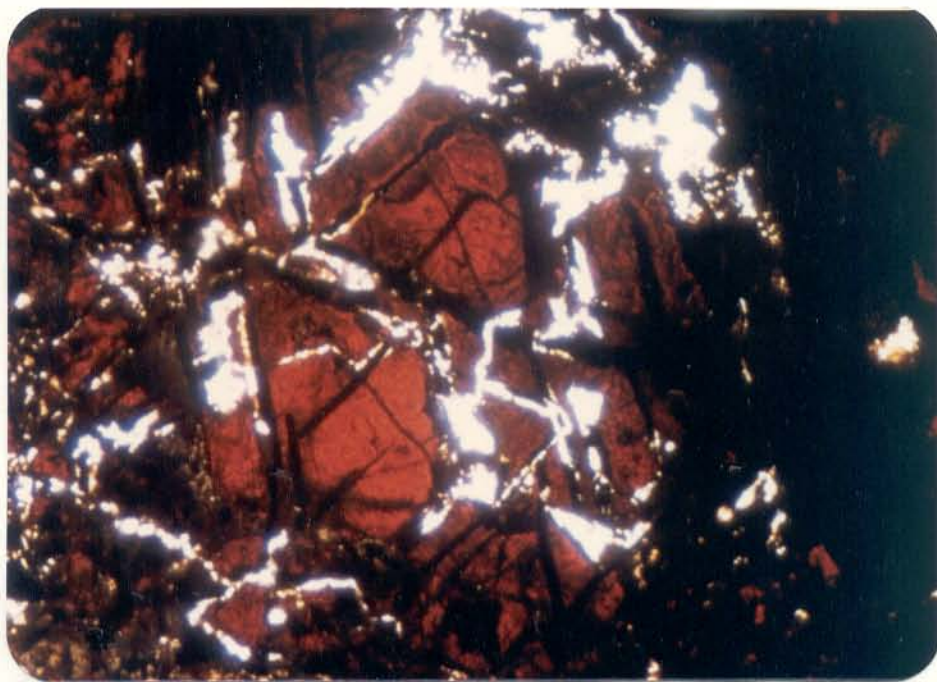
- Minerais de Argila

As análises por difração de raios-x, realizadas nos materiais dos perfis lateríticos, permitiram a identificação dos grupos da esmectita, clorita, e caolinita, e de cinco tipos de misturas indicadas na tabela 5.



0 0,1 mm

Figura 26 - Séptos goethíticos associados ao anatásio criptocristalino.



0 0,1 mm

Figura 27 - Cristais de maghemita com fosfatos aluminosos em suas fissuras.

TABELA 5 - Misturas de argilominerais identificados por difração de raios-x (lâminas orientadas secas ao ar, tratamento com glicol e aquecidas a 350 C).

TIPOS DE AMOSTRAS	LÂMINAS ORIENTADAS		
	SECAS AO AR	GLICOL	350 C
1. Clorita+esmectita			
a)	14,72 Å ^o	16,98 Å ^o	10 Å (contração)
		14,25 Å ^o	14,25 Å
		8,50 Å ^o	desaparece
	7,13 Å ^o	7,13 Å	7,13 Å
b)	13,6-15,23 Å ^o	16,8 Å	9,81 Å (desd/cont.)
			14,25 Å
	7,13-8,5 Å (banda larga)	8,4 Å	7,15 Å
2. Caolinita+esmectita			
a)	15,23 Å ^o	16,67 Å ^o	10,27-11,60 Å
	7,13-7,75 Å ^o	8,50 Å ^o	desaparece
		7,13 Å	7,13 Å
b)	15,43	16,98 Å ^o	10 Å
		8,5 Å ^o	desaparece
	7,13	7,13	7,13 Å
3. Esmectita+interestratificado(?) vermiculita-clorita ou clorita- esmectita	15,44	16,56 Å ^o	9,83 Å (desd/cont.)
	7,13-7,37	8,34	12,2-13,8 Å
			desaparece
4. Vermiculita+esmectita+Inter- estratificado(?) mica-vermi- culita.	14,72 Å ^o	15,23 Å ^o	
		16,98 Å ^o	10 Å
	11,32 Å ^o	11,32	
5. Esmectita+vermiculita(?) + clorita		8,5 Å ^o	
		16,98	
	14,15 Å ^o		10 Å
		13,8 Å ^o	14 Å
	7,13 Å ^o	7,13 Å	7,13

O grupo da esmectita ocorre em maior frequência nos níveis inferiores dos perfis lateríticos. Nos materiais do horizonte de transição do perfil sobre piroxenito, foi caracterizado como pertencente à família das nontronitas e, nas partes intermediárias deste horizonte, como uma esmectita rica em Mg, Fe e Ti, conforme indicaram as análises por microscopia eletrônica (EDS).

O grupo da clorita foi identificado no horizonte de transição dos perfis sobre peridotito-biotitito, dunito e piroxenito. É possível que, no horizonte de transição dos dois primeiros perfis, a maior parte da clorita presente seja de origem hidrotermal, tendo em vista as semelhanças dos valores obtidos $d(060)$ com os das espécies magnesianas caracterizadas no peridotito e dunito. Nas amostras do horizonte de transição do perfil sobre piroxenito, as variedades do grupo da clorita (identificado por difração de raios-X) devem estar compreendidas entre o clinocloro e a chamosita, pois as análises por microscopia eletrônica realizadas nas biotitas alteradas indicaram dois tipos de filossilicatos: um constituído do Mg, Fe, Ca, Ti e K e outro de Fe, Ca, Ti, Mg, K e Cu (ordem decrescente de participação dos elementos).

A caolinita é o único argilomineral presente no horizonte argilo-fosfático dos perfis. Ocorre, geralmente, sob a forma de massa heterogênea associada com os hidróxidos de ferro. Eventualmente, observa-se a sua individualização como um material esbranquiçado.

Nas misturas de argilominerais (Tabela 5) foram observadas, em algumas amostras, bandas largas em torno de 13,6 a 15,8 Å e 7,13 a 8,5 Å (mistura do tipo 1-b), o que levou a sugerir, em princípio, a presença do interestratificado esmecti-

ta-clorita com baixa proporção de clorita (inferior a 40%), tendo em vista os seguintes dados obtidos, comparados com os da literatura, após o tratamento com glicol:

Dados de Reynolds (1980)			Amostras investigadas			
% Clorita	d(Å)	d(Å)	d(Å)	d(Å)	d(Å)	d(Å)
0	17	8,5	3,38			
				16,8	8,4	3,39
40	15,9	7,94	3,44			

Esta hipótese foi desprezada devido ao desdobramento e contração da reflexão de 15,23Å para 14,25 e 9,8 Å (após aquecimento a 300°C), contrariando, assim, os dados da figura 28, e também por não ter sido detectada a reflexão em torno de 31,5 Å, que se apresenta bem definida quando as proporções das camadas esmectita e clorita são equivalentes.

Em uma amostra do horizonte de transição do perfil sobre biotitito foi identificado, além da esmectita (mistura 3 - tabela 5), um outro argilomineral em torno de 15 Å que, após aquecimento a 300°C, contraiu sua estrutura para 13,8-12 Å. Este comportamento sugere a presença do interestratificado vermiculita-clorita, mas com baixa proporção de clorita (bem inferior a 40%), pois não foi observada a reflexão em 28,5 Å, típica de uma mistura vermiculita-clorita na proporção 1:1 e menos perceptível quando as proporções são: 40% de clorita+60% vermiculita, ou 60% clorita+40% de vermiculita, conforme foi demonstrado através de padrões difratométricos calculados por Reynolds (1980).

Na mistura do tipo 4 (Tabela 5) foi inferida, a partir de uma baixa reflexão em 11,32 Å, a presença do interestra-

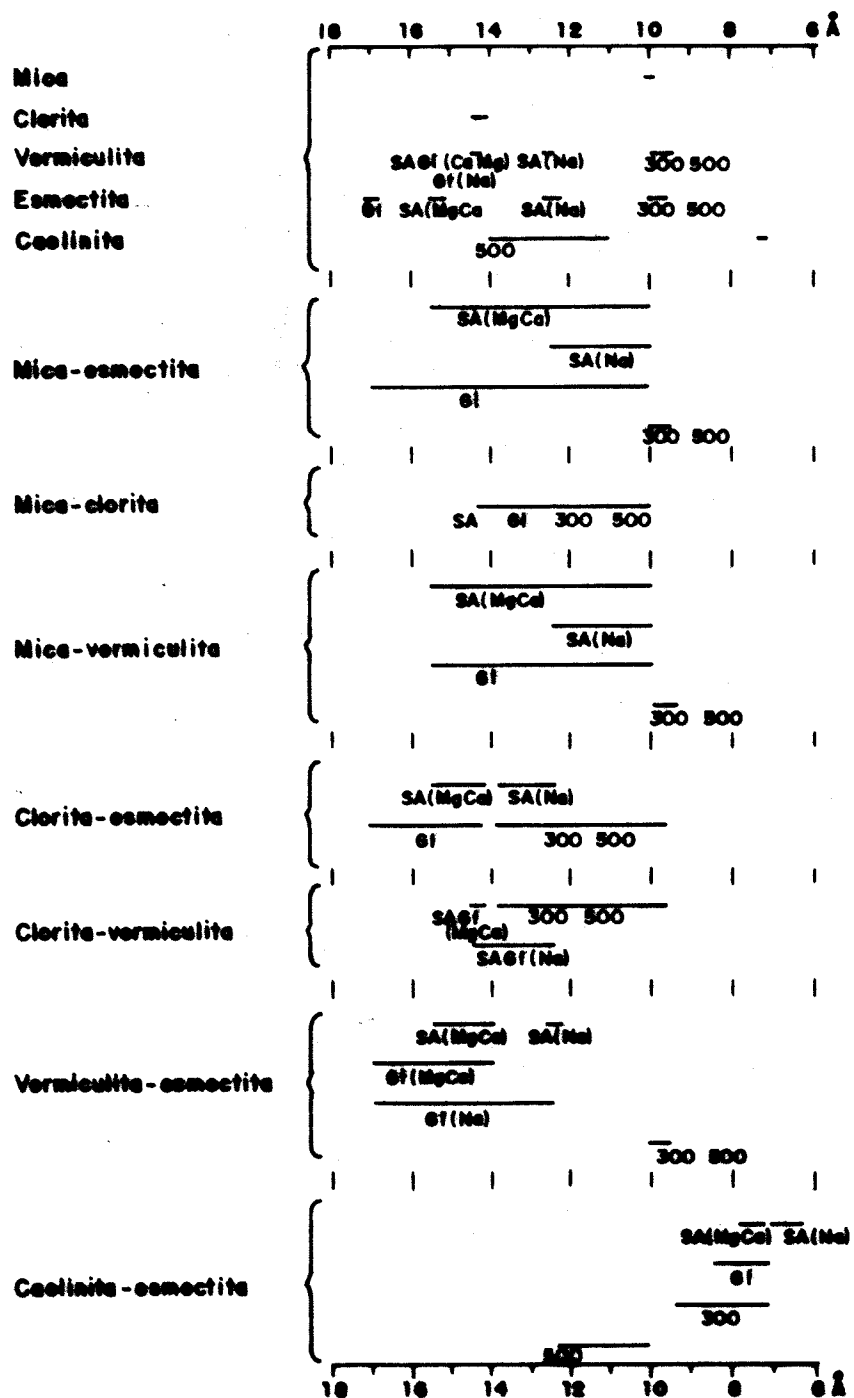


Figure 28 - Guia de variação de $d(\text{Å})$ para argilominerais interestratificados puros e contendo íons Na e Ca-Mg em lâminas orientadas secas ou ar (SA), tratadas com glicol (GI) e aquecidas a 300 e 500 °C (Brown & Brindley, 1960).

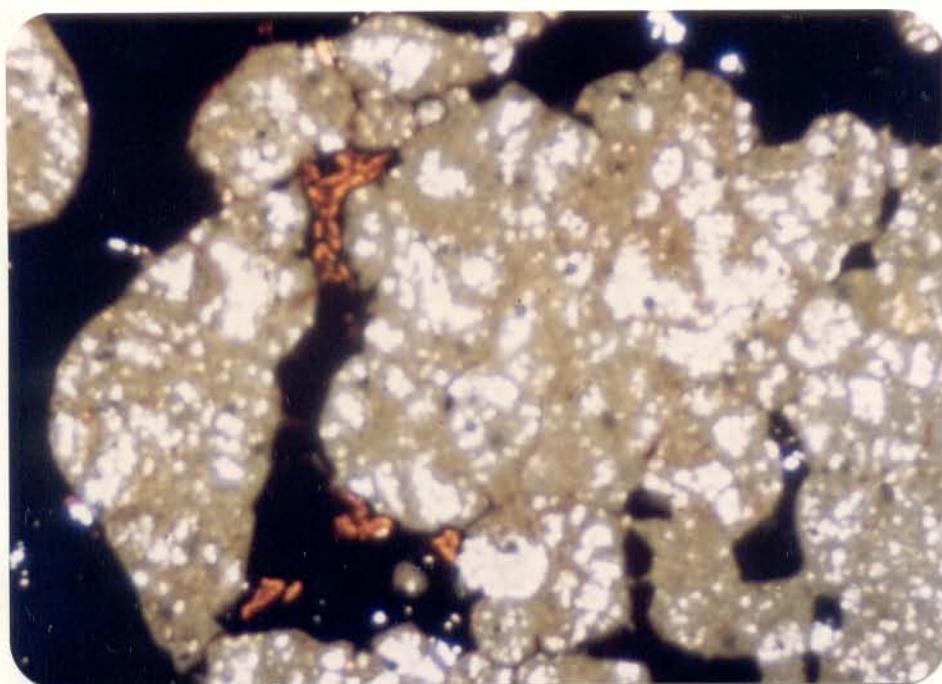
tificado mica-vermiculita, com baixa proporção de vermiculita (inferior a 30%) com base nos dados de Reynolds (1980) indicados abaixo:

% biotita	d(Å)	d(Å)
70	11,6	3,43
80	11,2	3,40
90	10,7	3,37
100	10,05	3,39

Infelizmente, os dados disponíveis sobre o estudo dos argilominerais aqui realizados são insuficientes para confirmar a presença desses interestratificados. Torna-se necessário, portanto, efetuar investigações mais detalhadas, que estão inseridas em planos de trabalho posteriores.

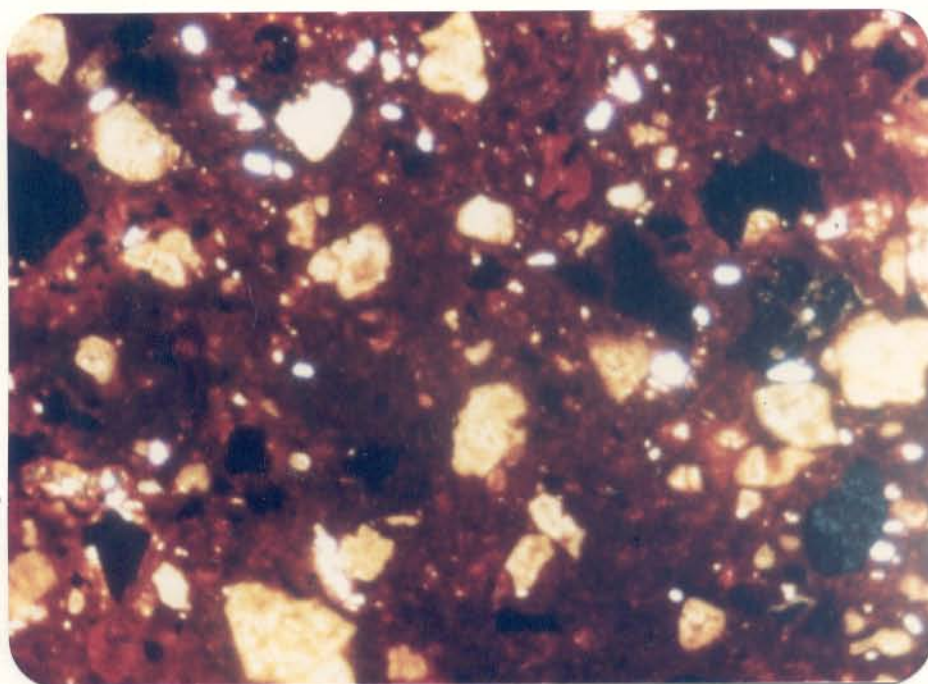
- Anatásio

É muito freqüente em todos os materiais lateríticos, a ponto de delinear áreas de crosta titanífera na superfície da estrutura de Maicuru, onde o anatásio apresenta-se macroscopicamente na forma de agregados de coloração cinza, com dimensões compreendidas entre 2 mm a 1,5 cm, dispersos em uma massa compacta negra magnética composta, predominantemente, de ilmenita magnetita e maghemita (Figura 14). Ao microscópio óptico e eletrônico foi observado que os espaços compreendidos entre os agregados dos diminutos cristais de anatásio encontram-se preenchidos por fosfatos do grupo da crandalita (Figura 29). É muito provável que estes fosfatos, assim como os agregados de anatásio, na crosta titanífera, tenham sido originados a partir da alteração da perovskita, originalmente inclusa nos cristais de magnetita.



0 0,1 mm

Figura 29 - Agregados cristalinos de anatásio em associação com magnetita e ilmenita.



0 0,1 mm

Figura 30 - Pseudomorfozes de titanita representadas pelo anatásio e cristais de ilmenita e magnetita dispersos em material ferruginoso.

Nas concreções dos solos concrecionários ferruginosos pode-se também observar o anatásio a olho nu, sendo assim representado como pequenos núcleos arredondados (diâmetro em torno de 3 mm), cimentados por material avermelhado constituído, essencialmente de goethita e hematita. Através de observações microscópicas foi verificado que os aglomerados cristalinos de anatásio, de cor amarelo brilhante à luz natural, apresentam-se dispersos em quase toda a extensão das pseudomorfozes de titanita. Estas, por sua vez, encontram-se dispersas em matriz ferruginosa juntamente com cristais de ilmenita e magnetita (Figura 30).

Nos outros materiais investigados, os agregados de anatásio são observados apenas ao microscópio óptico apresentando assim as seguintes características:

- nos níveis superiores do horizonte argilo-fosfático dos perfis lateríticos, apresenta-se como manchas cinza-esverdeadas dispostas irregularmente entre oxi-hidróxido de ferro;
- nas crostas dos perfis sobre piroxenito e dunito, o anatásio ocorre, freqüentemente, de forma criptocristalina, compondo os fragmentos com microestruturas de exsolução preservadas, que têm coloração esverdeada (Figura 31);
- nos níveis superiores do horizonte argilo-fosfático e na crosta do perfil sobre biotitito estão dispostos em torno dos núcleos residuais de ilmenita;
- na crosta fosfática aflorante com textura oolítica-pisolítica (Figura 16), verifica-se que os núcleos dos pisólitos são representados pelos fragmentos com microestruturas de exsolução, onde o anatásio encontra-se finamente disperso e associado aos fosfatos aluminosos (Figura 32).

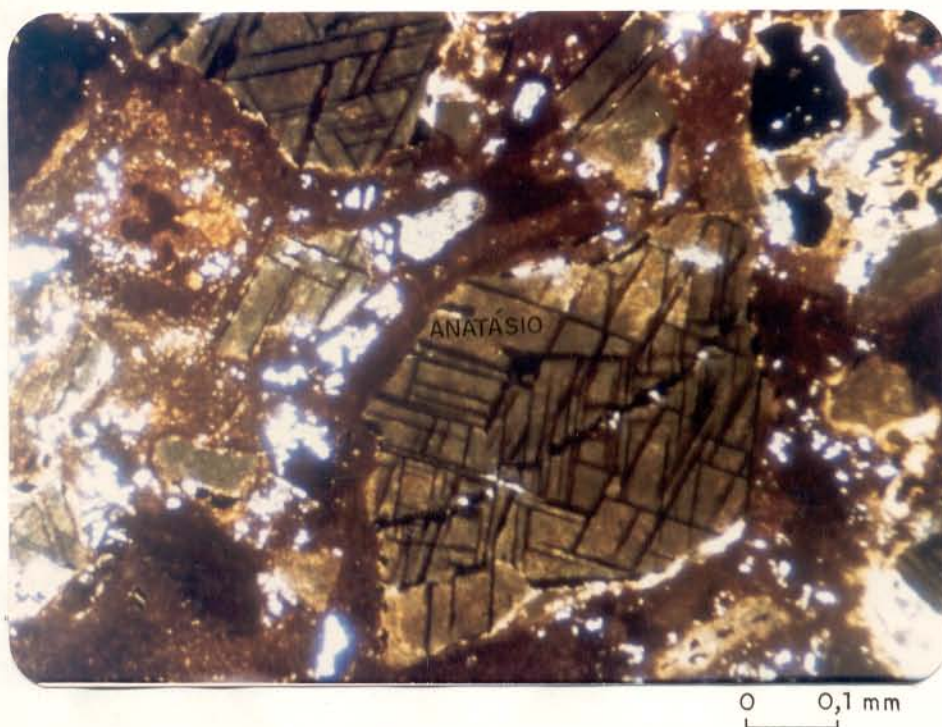


Figura 31 - Anatásio criptocristalino composto fragmentos com microestrutura de exsolução preservadas.

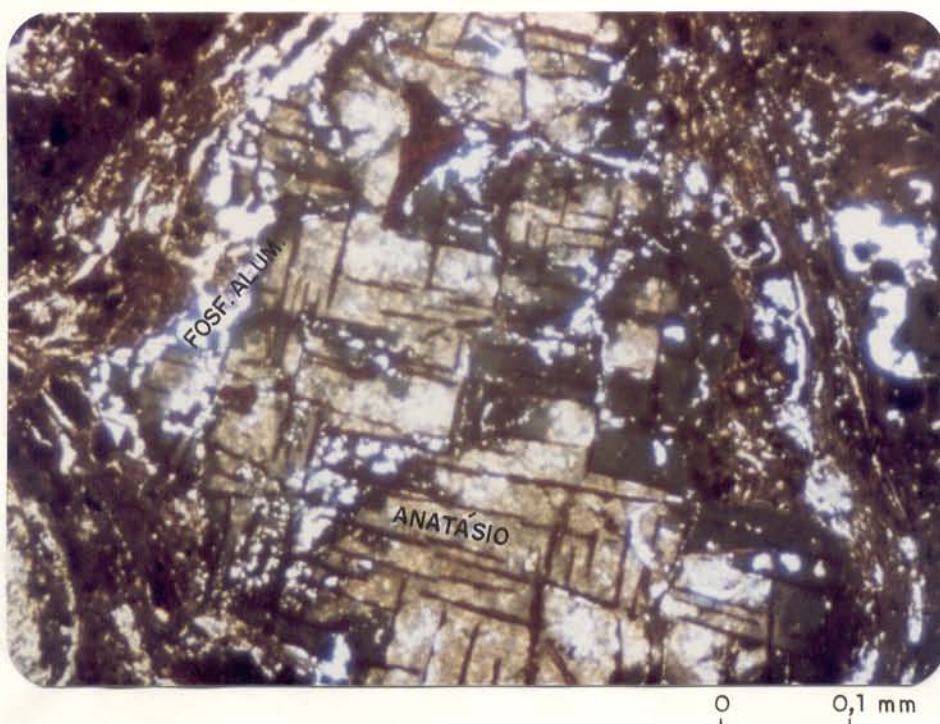


Figura 32 - Núcleo de um pisólito contendo fragmentos com estrutura reticular, representado pelo anatásio, séptos goethíticos e fosfatos aluminosos.

- Fosfatos Aluminosos

Estes fosfatos não são identificados macroscopicamente pois raramente ocorrem em formas de cristais visíveis a olho nu. É muito difícil, também, distinguí-los ao microscópio devido às semelhanças entre as suas propriedades ópticas, pois apresentam-se geralmente em cristais incolores a amarelo pálido, hábito radial e birrefringência baixa. Nas análises por difração de raios-X estes fosfatos foram facilmente identificados. Deste modo tornou-se possível selecionar amostras contendo isoladamente o grupo da crandalita, augelita e variscita, os únicos tipos de fosfatos investigados com maiores detalhes.

Grupo da Crandalita

Pertence ao sistema hexagonal, divisão romboédrica e grupo espacial $R3m$. O grupo é isoestrutural com a alunita, e representado pela fórmula química geral: $YX_3 (PO_4)_2(OH)_{6-n} \cdot n \cdot H_2O$, onde $X=Ca^{2+}$, Sr^{2+} , TR^{3+} , Ba^{2+} , Pb^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} , Bi^{3+} , Th^{4+} e U^{4+} e $Y=Al^{3+}$ e Fe^{3+} . O Al^{3+} pode ser substituído pelo Sc^{3+} , Ga^{3+} , Zr^{4+} e Nb^{5+} e o PO_4^{3-} por SO_4^{2-} , VO_4^{3-} , AsO_4^{3-} e SiO_4^{4-} (Wambeke, 1971; Lefebvre & Gasparrini, 1980; Triplehorn & Bohor, 1983; Costa & Melo da Costa, 1987). Maiores informações sobre a estrutura dos fosfatos deste grupo são dadas por Blount (1974).

Estes minerais têm sido descritos com muita frequência em materiais lateríticos, especialmente nos fosfáticos, onde a solução sólida mais comum é crandalita-goyazita (Costa & Sá, 1980; Oliveira & Schwab, 1980; Flicoteaux & Lucas, 1984; Costa & Melo Costa, 1987; Costa & Siqueira, 1988), sendo menos frequentes as do tipo crandalita-florencita (Lemos & Costa, 1987 e 1989) e goyazita-florencita (Barron, 1982).

- Modo de Ocorrência e Propriedades Ópticas

Ocorre em toda a extensão dos perfis lateríticos e em quase todos os tipos de materiais de superfície, porém, concentra-se, preferencialmente, na crosta fosfática aflorante da porção centro sul da estrutura.

Apresenta-se, nesses materiais, em cristais euédricos, com dimensões entre 0,04 a 0,12 mm, incolores a amarelado-pálido, com birrefringência baixa, relevo moderado positivo, extinção reta e comportam-se anormalmente como biaxiais (ângulo $2V$ pequeno). Estes cristais ocorrem geralmente como aglomerados entre os hidróxidos de ferro (Figura 33).

- Padrões Difratométricos

Em amostras investigadas, ricas nos fosfatos deste grupo, verificou-se que os seus padrões difratométricos, comparados aos de outros locais (Tabela 6), apresentam as maiores variações entre as intensidades relativas dos picos, nas reflexões 101, 102, 201, 122 e 107 e as menores, em 110. De acordo com Flicoteaux (1982), essas variações refletem os rearranjos estruturais, devido às substituições isomórficas do cálcio pelo estrôncio e bário. Em seus estudos, ele obteve correlações positivas entre $I(101)/I(102)$ e os teores de Ca, Sr e Ba.

Os rearranjos estruturais nos fosfatos aqui investigados, devem-se, principalmente, às substituições do cálcio por terras raras, pois foram obtidas correlações positivas entre os teores destes elementos e as razões das intensidades dos picos nas reflexões 101 e 110 (Figura 34).

- Parâmetros da Cella Unitária

As substituições iônicas do cálcio por cátions de raios iônicos elevados, a exemplo do Sr^{2+} e ETR^{3+} , na estrutura

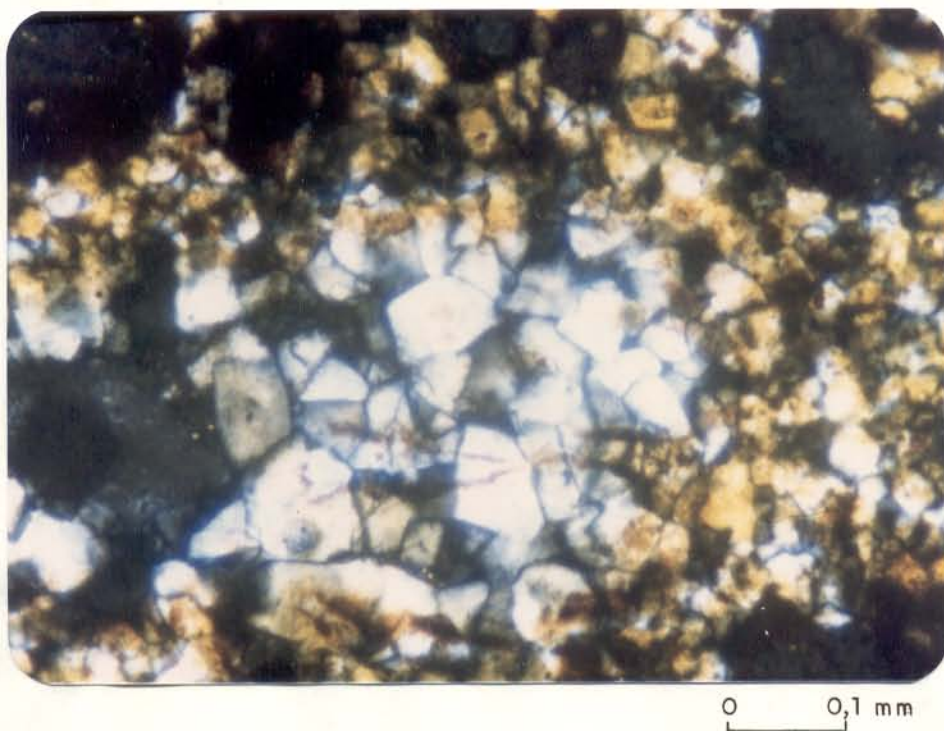
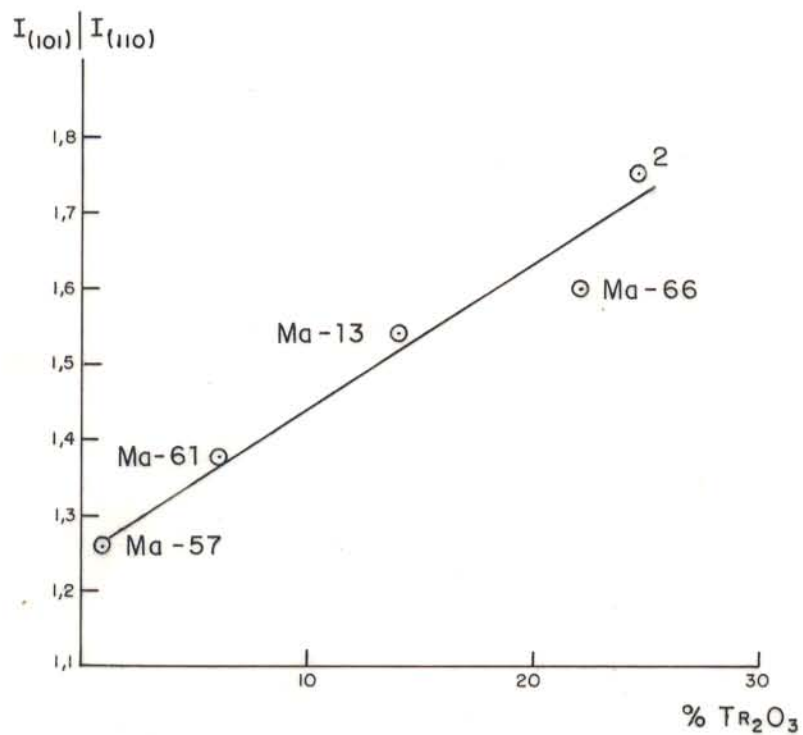


Figura 33 - Aglomerados de cristais do grupo da crandalita. *Estimativa de tamanho*

TABELA 6 - Principais reflexões e intensidades relativas dos picos de difração de raios-x dos fosfatos do grupo da crandalita.

nhl	AMOSTRAS ESTUDADAS				FLORENCITA				CRANDALITA				GOYAZITA			
	NAICURU(13)		NAICURU(66)		1.BICAS		2.8ODAYBO		3.ASTM		4.FLORIDA		5.HAMOTOE		6.WOLPOLE	
	d	I/I _o	d	I/I _o	d	I/I _o	d	I/I _o	d	I/I _o	d	I/I _o	d	I/I _o	d	I/I _o
101	5,650	71	5,643	64	5,64	70	5,70	70	5,70	40	5,69	41	5,70	40	5,70	33
003	5,40	4	5,387	45	5,31	20										
012																
102	4,838	3	4,833	3					4,86	30	4,86	20	4,92	7	4,86	13
110	3,470	45	3,482	40	3,48	40	3,48	40	3,50	40	3,51	54	3,50	43	3,50	38
104	3,363	4	2,355	4	3,34	20	3,34	20								
201	2,964	14	2,963	11												
113	2,926	100	2,924	100	2,92	100	2,93	100	2,93	100	2,96	100	1,96	100	2,93	100
105																
015	2,852	7	2,842	10			2,79	40	2,87	5	2,86	5	2,84	5		
202	2,825	9	2,825	7	2,82	10	2,42	10								
006	2,699	12	2,692	10	2,69	40			2,69	10	2,71	9	2,74	5	2,70	8
224	2,418	10	2,416	9	2,41	10			2,43	10	2,43	7	2,43	7	2,43	4
211	2,257	6	2,256	5	2,26	10										
205									2,23	20						
212																
122	2,194	25	2,193	22	2,09	40	2,21	40			2,209	39	2,22	34	2,21	24
107			2,156	34	2,15	60	2,17	60	2,16	50	2,16	28	2,18	22	2,16	38
116			2,129	25	2,13	20										
214	1,986	2	1,985	5	1,98	10	1,99	10	1,99	5	2,00	3	2,06	4	1,98	2
012									1,93	40						
303	1,88	28	1,88	30	1,88	30	1,89	30			1,89	28	1,89	34	1,89	36
215	1,864	4	1,862	9												
207																
304																
216	1,740	8	1,74	21			1,75	40					1,75	27	1,74	29
220					1,74	20	1,75	20								
208					1,68	10										

Referência: 1-2+ Svisero et al. (1984); 4+Blanchard (1972); 5-6+Flicoteaux (1982).



REFERÊNCIAS:

2 - Bodaybo - (Svisero et al. 1984)

Ma-13, Ma-66, Ma-57, Ma-61 = Amostras de Maicuru

Figura 34 - Correlação entre $I_{(101)} / I_{(110)}$ e os teores de TR₂O₃ no grupo da crandalita de Maicuru.

dos fosfatos do grupo da crandalita, provocam variações nas dimensões da cela unitária, especialmente no seu parâmetro C_0 (Costa, 1982).

Estas variações foram ilustradas por Flicoteaux & Lucas (1984) em seus estudos sobre o grupo da crandalita do Senegal, Mauritânia e Togo e por Lemos & Costa (1987) nas investigações sobre a solução sólida deste grupo em Maicuru (Figura 35). Nestas investigações foram comparados os valores dos parâmetros de amostras aproximadamente puras, com aqueles correspondentes às soluções sólidas com predominância nos membros crandalita, goyazita e florencita de vários locais (Tabela 7). Deste modo, foi verificado que as amostras de Maicuru são representativas do domínio do membro florencita.

- Dados Obtidos por Espectroscopia no Infravermelho

O espectro de absorção na região do infravermelho de uma amostra do grupo da crandalita (Figura 36) indica as bandas características da água de constituição em $3500-3000\text{ cm}^{-1}$ e 1625 cm^{-1} , as do grupamento fosfato em 940 , $475-420$, $1225-1000$ e $650-530\text{ cm}^{-1}$ referentes aos modos de vibração V_1 , V_2 , V_3 e V_4 , respectivamente. São ainda evidenciadas as bandas de arseniato em 900 cm^{-1} (V_3) e $410-320\text{ cm}^{-1}$ (V_4) e de carbonato em $1475-1390\text{ cm}^{-1}$ (V_3).

A substituição do PO_4^{3-} por AsO_4^{3-} no grupo da crandalita é um fato já conhecido na literatura, enquanto que por CO_3^{2-} pode ser considerado como inédito, tendo em vista tratar-se de um fosfato de ambiente laterítico. Entretanto, este tipo de substituição iônica seria esperado ocorrer em Maicuru, onde as soluções de intemperismo devem conter o íon CO_3^{2-} em abundância proveniente da alteração dos carbonatitos.

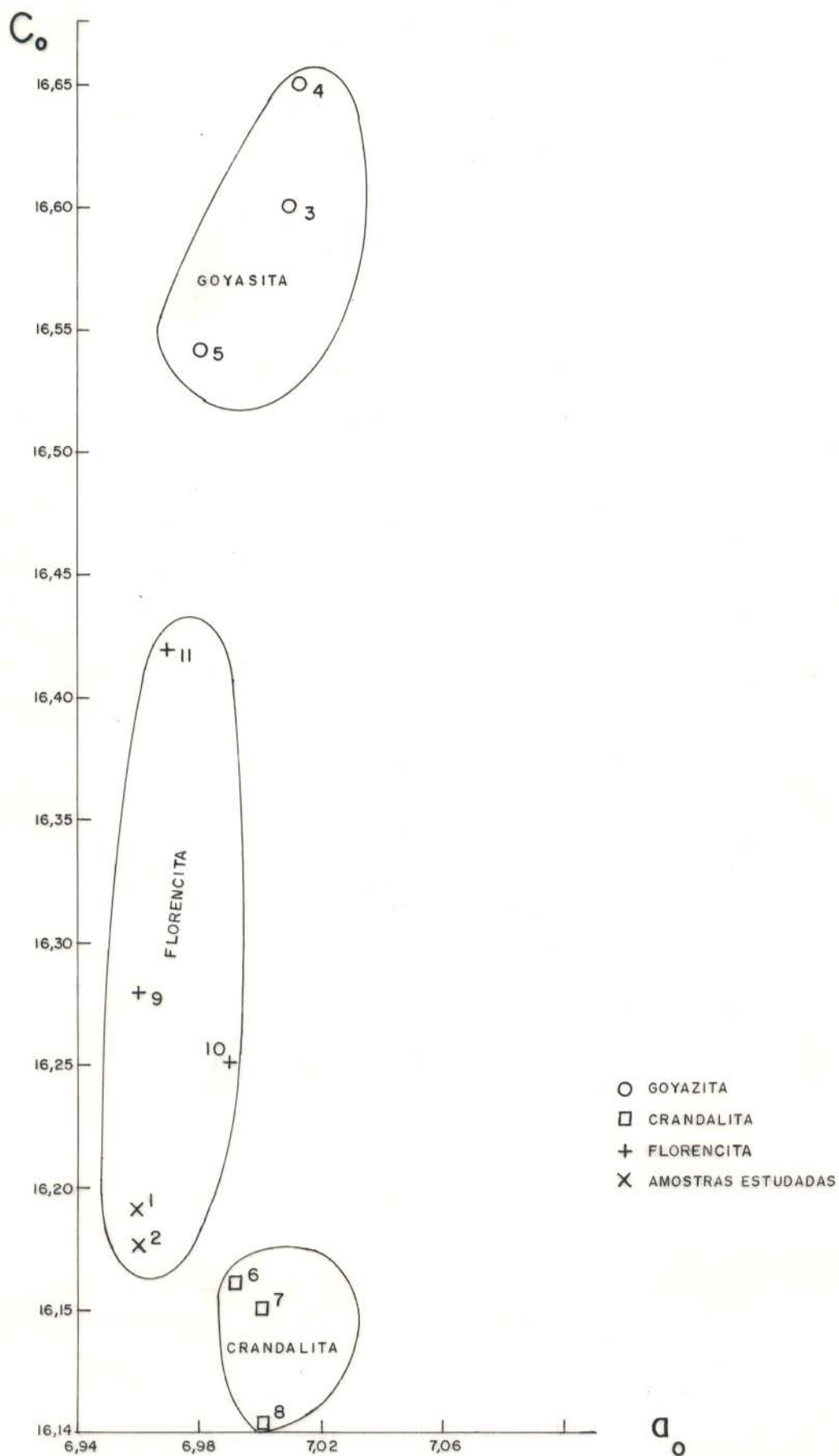


Figura 35 - Variação do parâmetro C_o em fosfato do grupo da crandalita (modificado de Lemos & Costa, 1987).

TABELA 7 - Parâmetros da cela unitária do grupo da crandalita em amostras de Maicuru e de outros locais.

MINERAIS/ORIGEM	ao(Å)	Co(Å)	REFERÊNCIAS
1) Grupo da crandalita de Maicuru (mai/13)	6,9628	16,1980	Este trabalho
2) Grupo da crandalita de Maicuru (Ma-66)	6,9612	16,1568	Este trabalho
3) Goyazita sintética	7,01	16,60	Herold (1983)
4) Goyazita sintética	7,013	16,65	Gilkes (1983 in Herold, 1983)
5) Goyazita de Wigu, Tanganyka	6,982	16,54	Mckie (1962)
6) Crandalita sintética	6,989	16,159	Flicoteaux e Lucas (1984)
7) Crandalita de Taiba-Senegal)	7,00	16,158	Flicoteaux (1982)
8) Crandalita de Paraiba-Brasil	7,00	16,14	ASTM - 0615
9) Florencita de Bicas-MG	6,96	16,23	Svisero et al (1984)
10) Florencita do Canadá	6,99	16,25	Pauliot e Hofmann (1981 in Svisero et al, 1984), Mckie (1962).

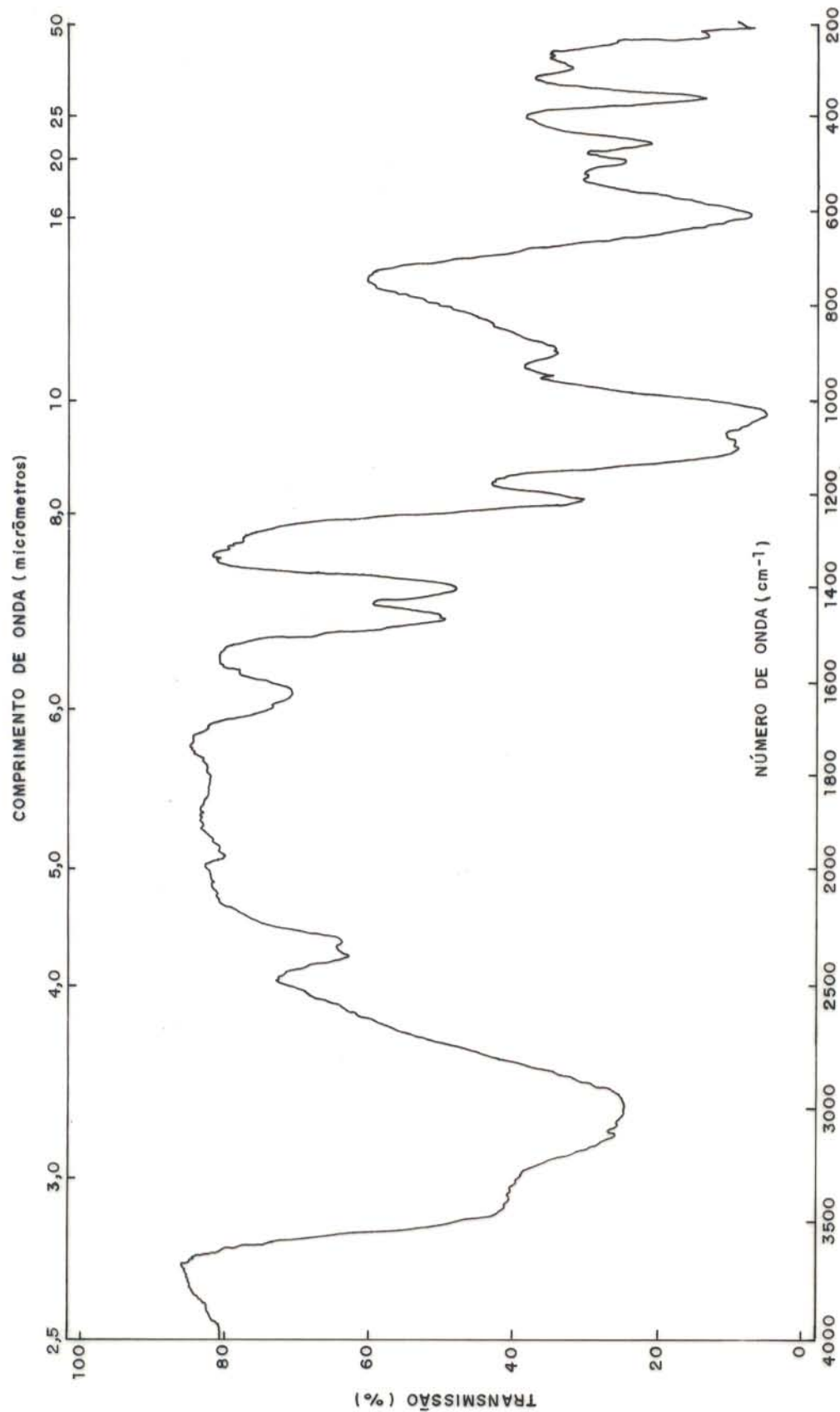


Figura 36 - Espectro de absorção na região do infravermelho para o grupo da crandalita (porção separada a partir da amostra Ma-66) mostrando as bandas características do AsO_4^{3-} em 900 cm^{-1} (V3) e $410 - 320 \text{ cm}^{-1}$ (V4) e do CO_3^{2-} em $1475 - 1390 \text{ cm}^{-1}$ (V3).

A banda moderadamente fraca e larga que aparece em 2400-2300 cm^{-1} , deve-se, provavelmente, a impurezas de natureza orgânica. Neste caso, poderia estar relacionada ao grupamento fosfito ligado à moléculas orgânicas (Pouchert, 1978) provenientes da decomposição de vegetais e/ou animais.

Em outra amostra do grupo da crandalita (Figura 37) observa-se que, além das bandas do grupamento PO_4^{3-} e da água de constituição, aparece ainda uma banda em 825 cm^{-1} referente a H_2O associada a íons metálicos e/ou do modo de deformação M-O-H dos hidróxi-compostos, conforme indicado por Nakamoto (1970) e enfatizado por Reymão (1982). O AsO_4^{3-} e CO_3^{2-} são evidenciados apenas através de pequenas bandas em 900 e 1500-1400 cm^{-1} , respectivamente.

- Composição Química

Os dados sobre a composição química de amostras de lateritos ricos neste grupo indicam que são freqüentes as substituições do cálcio por terras raras e estrôncio.

As análises por microsonda eletrônica, confirmaram a presença do Sr e ETR, em teores elevados, e sugerem outros tipos de substituições iônicas na estrutura destes fosfatos.

Considerando os valores médios obtidos (em 5 pontos), pode-se deduzir a partir dos resultados expostos, a possibilidade de substituições do Ca^{2+} pelo Ba^{2+} e o do PO_4^{3-} por SiO_4^{4-} . A determinação dos outros elementos do grupo dos ETR não foi possível devido à superposição das linhas mais sensíveis e adequadas para as análises por microsonda eletrônica.

Na ₂ O=	0,22%	Al ₂ O ₃ =	29,61%	La ₂ O ₃ =	3,57%
K ₂ O=	0,43%	SiO ₂ =	0,19%	Ce ₂ O ₃ =	7,41%
CaO=	5,80%	P ₂ O ₅ =	28,33%	Nd ₂ O ₃ =	0,73%

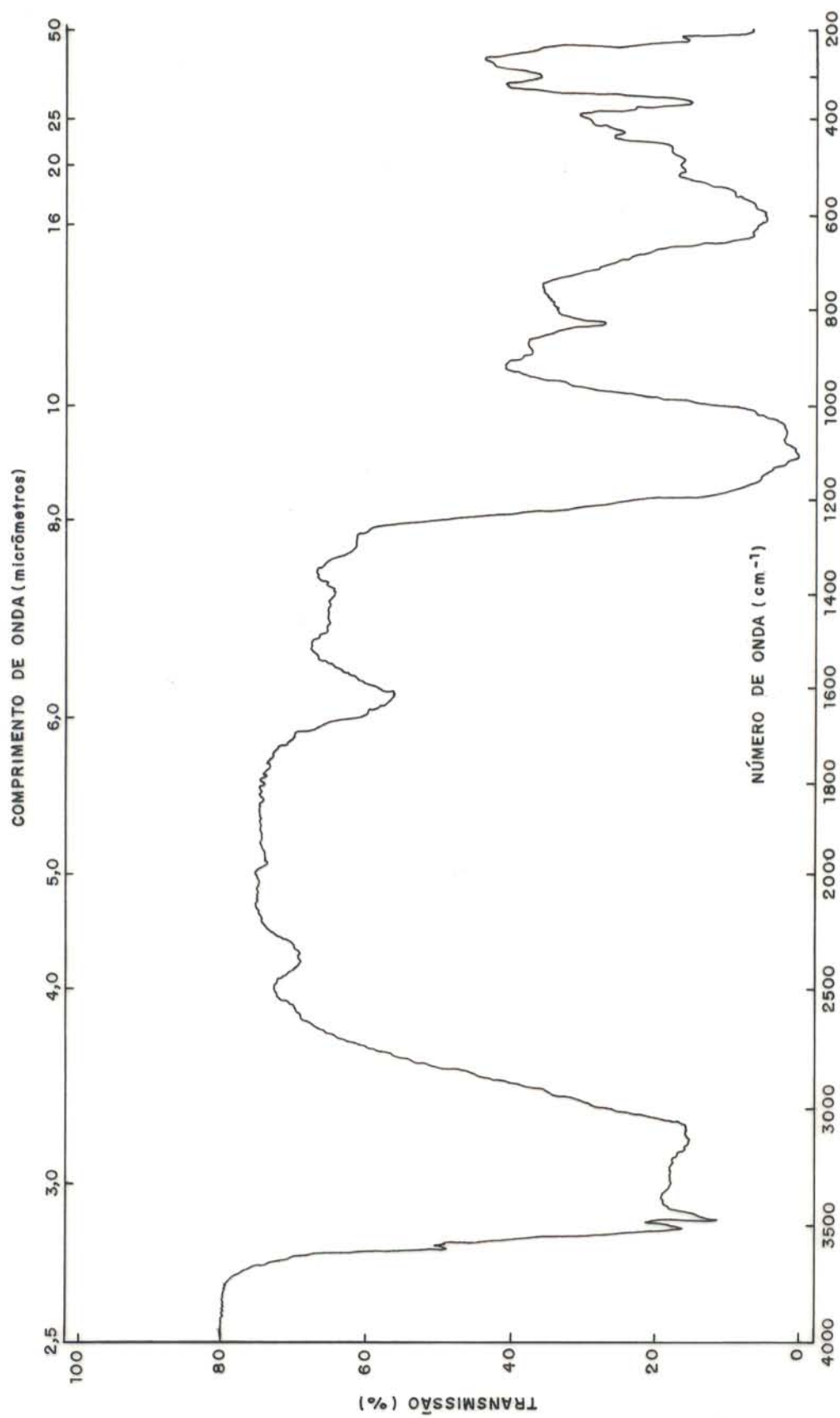


Figura 37 - Espectro de absorção no infravermelho para grupo da crandalita (porção separada a partir da amostra Ma-57) ilustrando fraca absorção do grupamento CO_3^{2-} (1500-1400 cm^{-1}) e AsO_4^{-3} (900 cm^{-1}).

SrO=	6,62%	BaO=	0,16%	TR2O3=	11,71%
MgO=	0,03				

Não são conhecidos os casos de substituição do Ca^{2+} por Na^+ , K^+ e Mg^{2+} , porém, os estudos de Mckie (1962) e sobre a cristalquímica dos fosfatos deste grupo sugerem que o cátion X em coordenação 12, pode ser substituído por cátions com raios iônicos situados entre $0,74 \text{ \AA}$ a $1,42 \text{ \AA}$. Neste intervalo encontram-se os raios iônicos dos ETR^{3+} , Ca^{2+} e Sr^{2+} e seria possível incluir muito restritamente os do Na^+ , K^+ e Mg^{2+} .

Esses dados indicam que os fosfatos do grupo crandalita de Maicuru, formam uma solução sólida do tipo crandalita-goyazita-florencita (Cn-Gz-Fc), com domínio dos membros crandalita e florencita, cuja variação composicional encontra-se ilustrada na figura 38.

Augelita $\text{Al}_2\text{P}_2\text{O}_7(\text{OH})_3$

Ocorre em elevados teores nos materiais da crosta fosfática de coloração cinza-amarelada e com textura oolítica-pisolítica (Figura 11), naqueles com aspecto brechóide e nas partes superiores do perfil sobre dunito.

Os seus cristais são prismáticos, de relevo moderado positivo, birrefringência baixa, extinção reta e ângulo $2V=35^\circ$.

Nos lateritos com textura oolítica-pisolítica, os oólitos-pisolitos são compostos essencialmente de augelita, cujo aspecto de absorção no infravermelho encontra-se ilustrado na figura 39.

Através de análises por microsonda foi verificado que a composição química da augelita (presente em uma amostra da crosta fosfática do aspecto brechóide) não é inteiramente

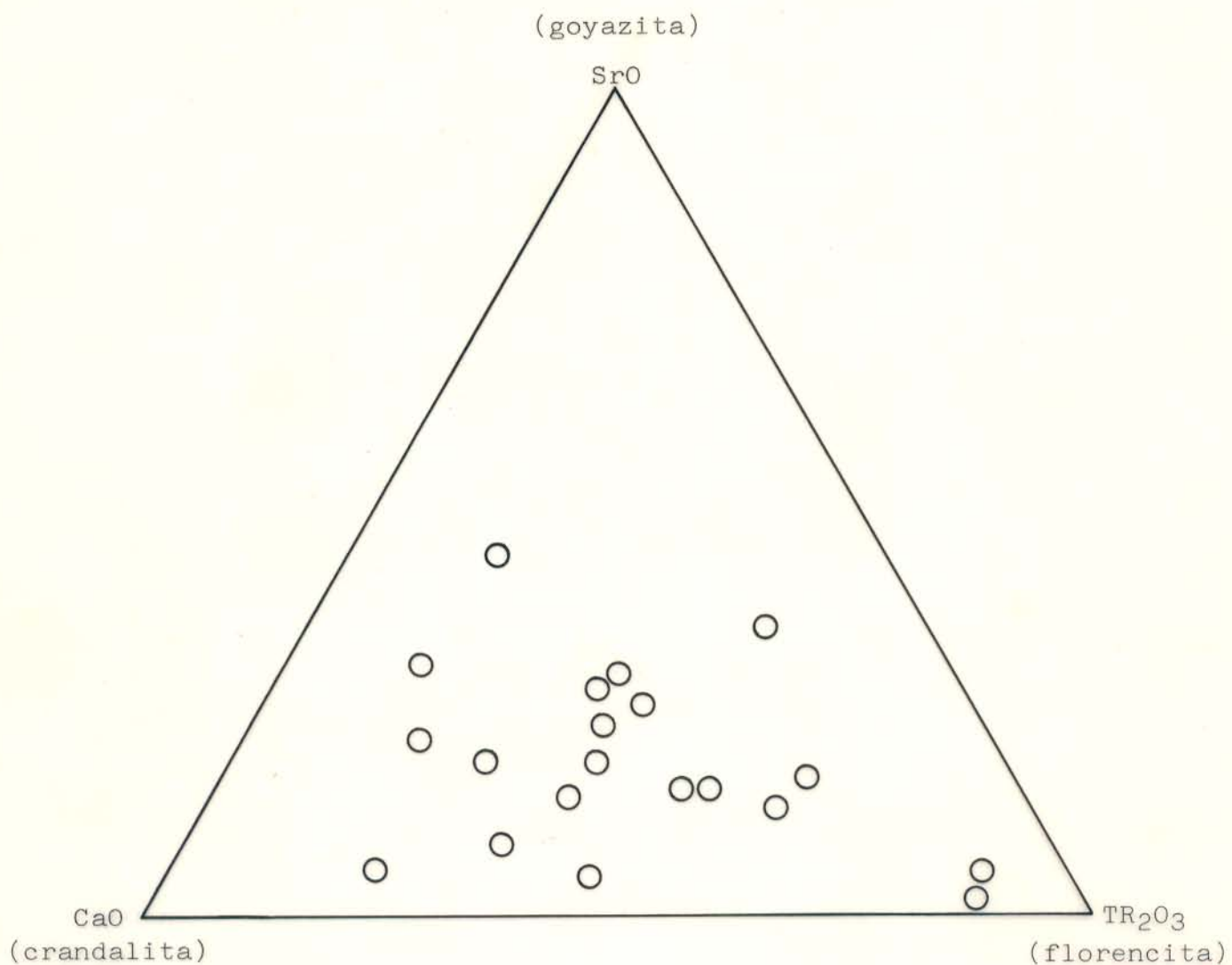


Figura 38 - Diagrama CaO-SrO-TR₂O₃, mostrando a variação composicional da solução sólida crandalita-goyazita-florencita, em amostras de lateritos fosfáticos de Maicuru.

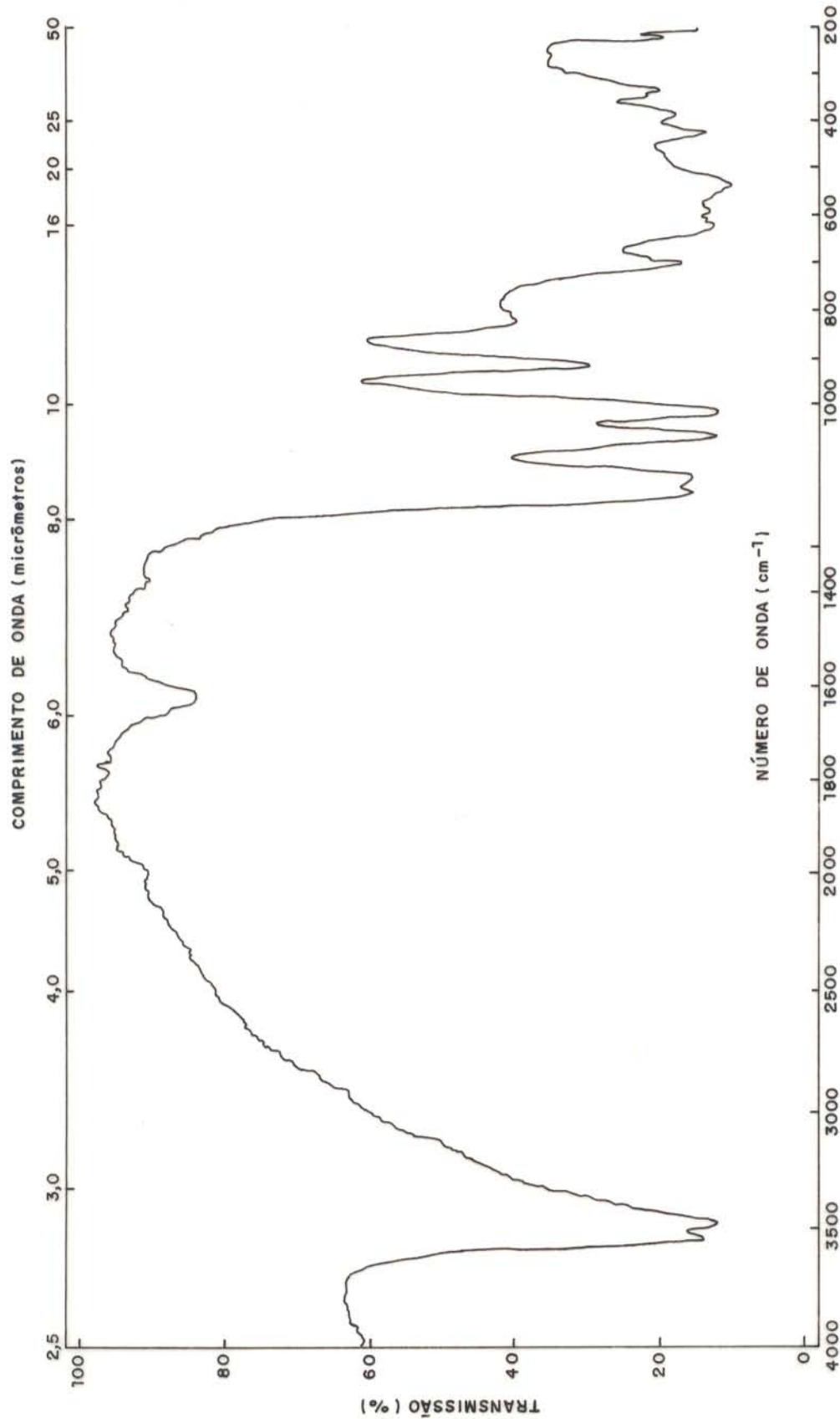


Figura 39 - Espectro de absorção na região infravermelho da augelita indicando a banda típica do íon OH^- em $3550\text{--}3490\text{ cm}^{-1}$, as deste íon ligada ao Al em 830 e 700 cm^{-1} e as do grupamento PO_4^{3-} em 920 , $450\text{--}360$, 1200 e $650\text{--}520\text{ cm}^{-1}$, referentes aos modos de vibração V1, V2, V3 e V4, respectivamente.

compatível com os dados teóricos, devido ao baixo valor obtido para o Al_2O_3 (valor teórico= 51%, e amostra investigada= 44,91%). A razão para este valor deve-se, provavelmente, à substituição do Al pelo Fe^{3+} , como ocorre nos fosfatos do Senegal, sendo neste caso denominado de pallita (Capdecombe, 1953 in Costa & Sá, 1980).

Variscita (Al, Fe^{3+}), $P_2O_5 \cdot 2H_2O$

Apresenta-se em teores mais elevados nos lateritos fosfáticos de cor amarelo-clara e de aspecto sedoso, onde foi identificada facilmente por difração de raios-X (as reflexões mais intensas apresentam os seguintes valores de $d(\text{Å})$: 4,29 (100%), 5,39 (90%), 4,43 (50%) e 4,483 (40%)) e espectroscopia no infravermelho. O seu espectro no infravermelho (Figura 40) caracteriza-se, especialmente, pelas bandas da água de constituição em $2900-3400\text{ cm}^{-1}$ e 1600 cm^{-1} e pelas do grupamento fosfato em $1150-1000\text{ cm}^{-1}$ (ν_3).

As suas propriedades ópticas se assemelham às dos outros fosfatos aluminosos, sendo os seus cristais incolores a amarelo-pálido, hábito radial e birrefringência baixa. Diferencia-se apenas por apresentar clivagem distinta e ângulo $2V=45^\circ$. Estes cristais ocorrem por vezes preenchendo os poros, fissuras e fraturas de fragmentos com microestruturas reticulares ou nos núcleos dos pisólitos (Figura 41).

Senegalita $Al_2P_2O_7(OH)_3 \cdot H_2O$

Foi verificada somente nos materiais das crostas dos perfis lateríticos, onde ocorre geralmente associada com a augelita. Estes fosfatos ocorrem em cristais prismáticos, dispostos entre os agregados de goethita e hematita.

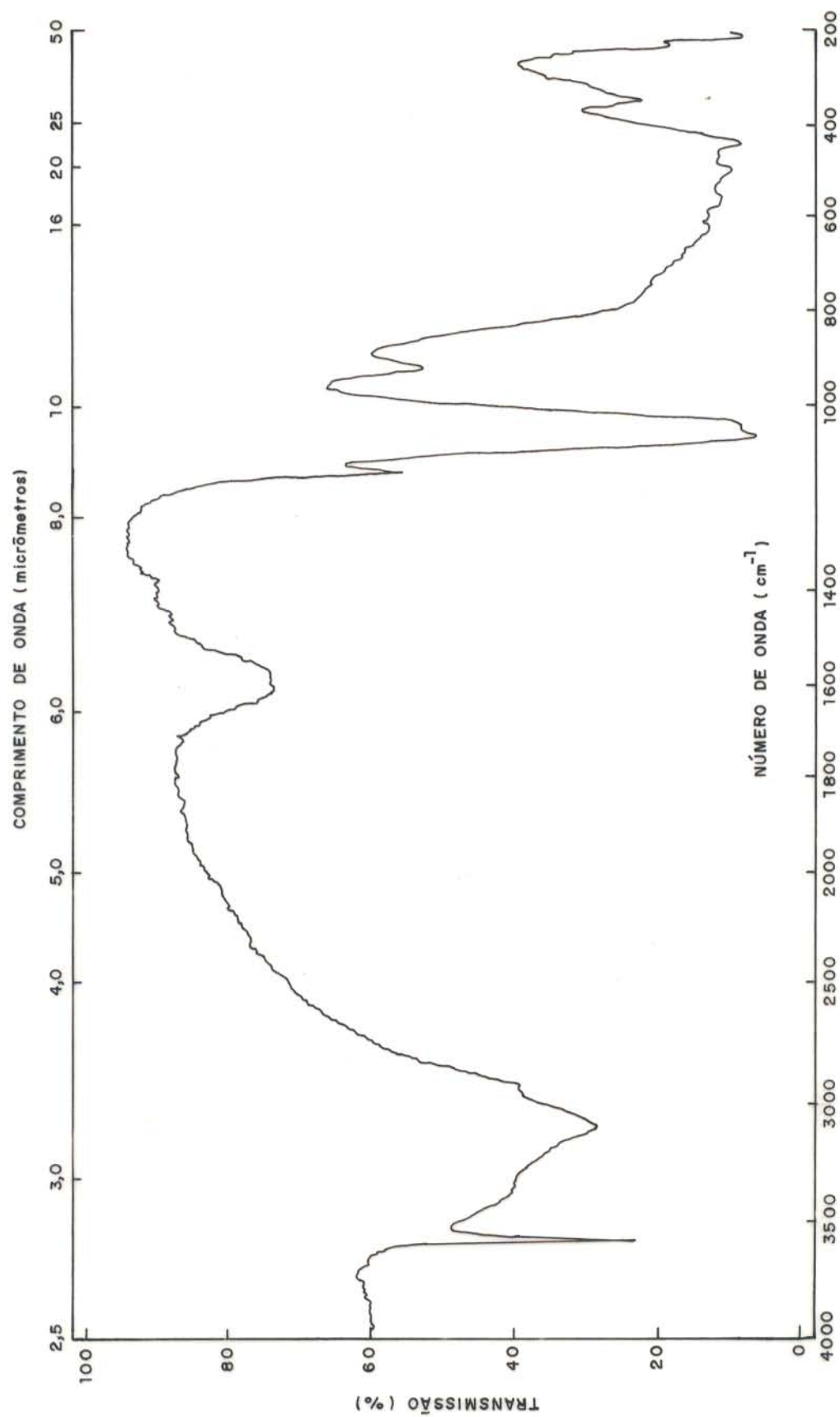
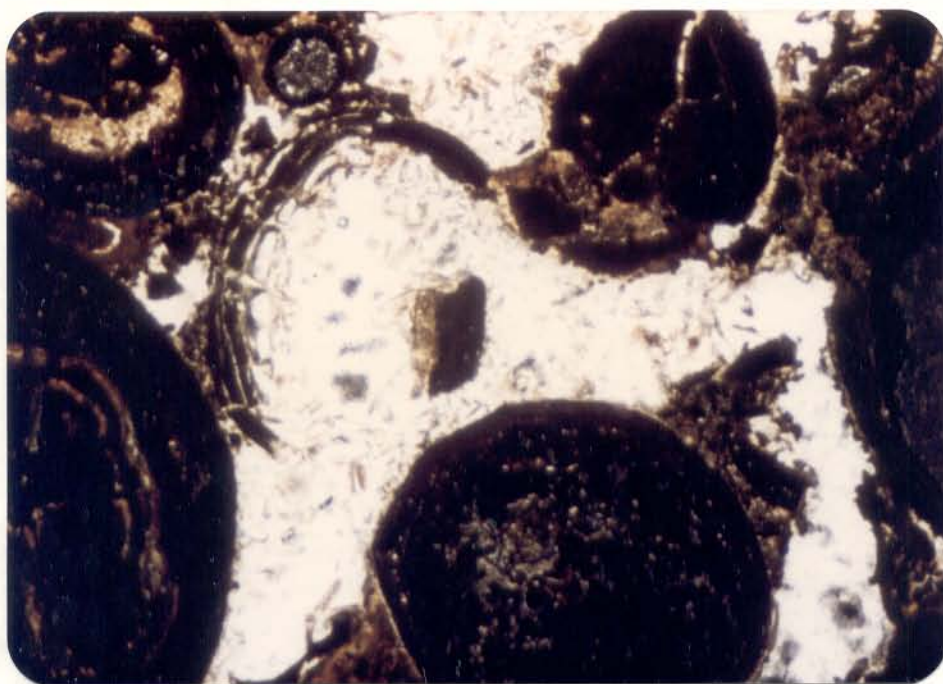


Figura 40 - Espectro de absorção na região do infravermelho para amostra de variscita (Ma-35). A banda fina de OH em 3600 cm^{-1} deve-se a presença de goethita como impureza.



0 0,1 mm

Figura 41 - Aglomerados cristalinos de variscita nos núcleos dos pisólitos.

Wardita $\text{NaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ e Wavelita $\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_3\text{H}_2\text{O}$

A wardita ocorre em toda a extensão dos perfis lateríticos e nos distintos materiais de superfície, enquanto a wavelita ocorre apenas na base dos perfis lateríticos.

Turquesa $\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8\text{H}_2\text{O}$

Este tipo de fosfato aluminoso foi identificado somente em duas amostras de superfície. Porém, é possível que ocorra em baixos teores, nos materiais da crosta haja vista os teores significativos verificados para o Cu nestes materiais.

- Gibbsita

Os dados disponíveis sobre a gibbsita são bem restritos, pois nos materiais onde se apresenta como mineral predominante (crosta bauxítica e solos aluminosos), as investigações mineralógicas foram realizadas apenas por difração de raios-X.

Sua ocorrência foi também registrada com grande frequência nos materiais da crosta do perfil sobre biotitito, tendo sido detectado através de observações microscópicas cristais de gibbsita bem desenvolvidos associados com oxi-hidróxido de ferro.

3.2 Distribuição dos Minerais nos Perfis

Uma visão em termos globais sobre a ampla variação e abundância dos minerais nos perfis pode ser verificada através da determinação semi-quantitativa dos minerais, baseada na composição química das amostras representativas dos distintos horizontes dos perfis (Figuras 42-43).

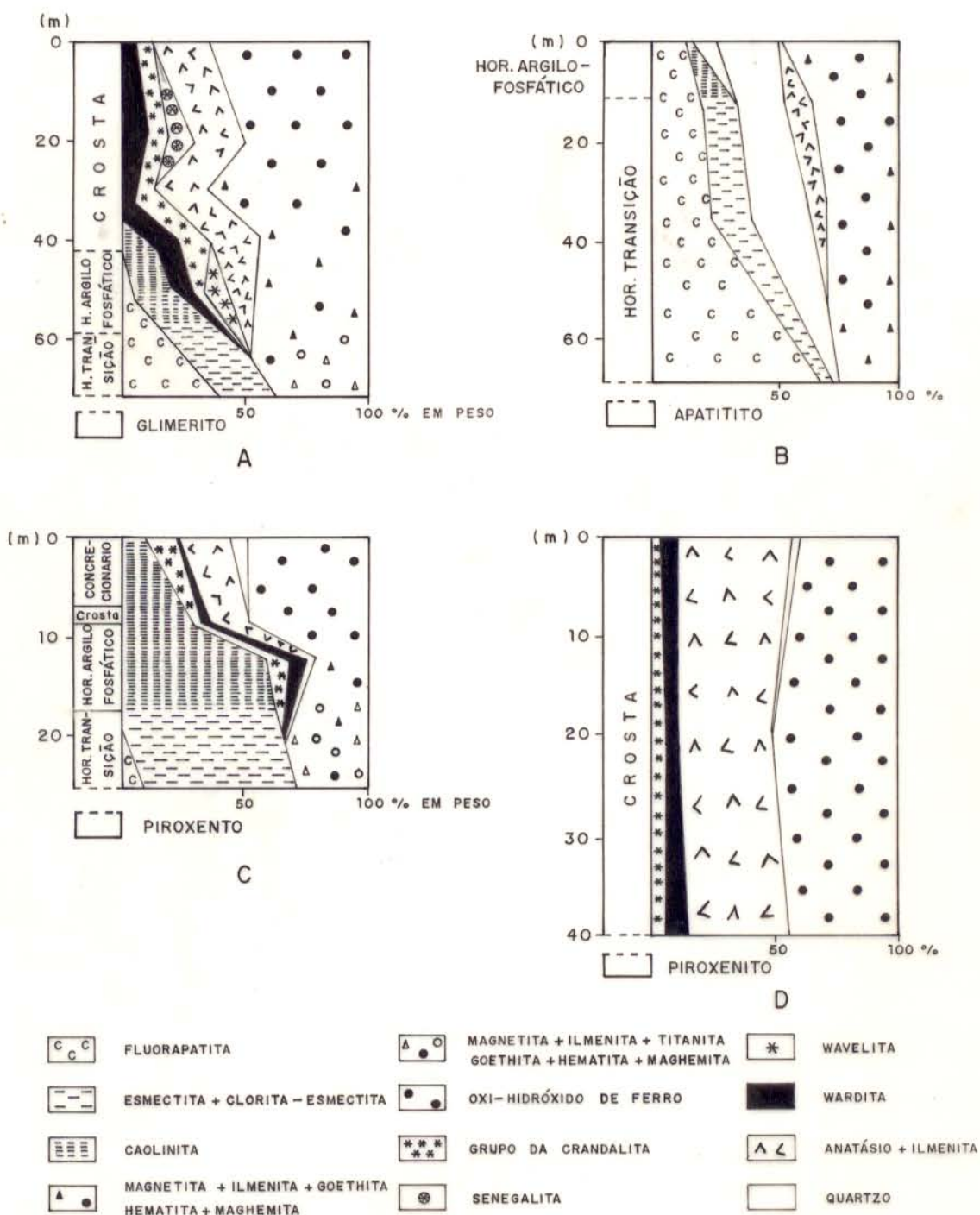


Figura 42 - Distribuição dos minerais nos perfis lateríticos sobre glimeritos (A), apatitito (B) e piroxenito (C e D).

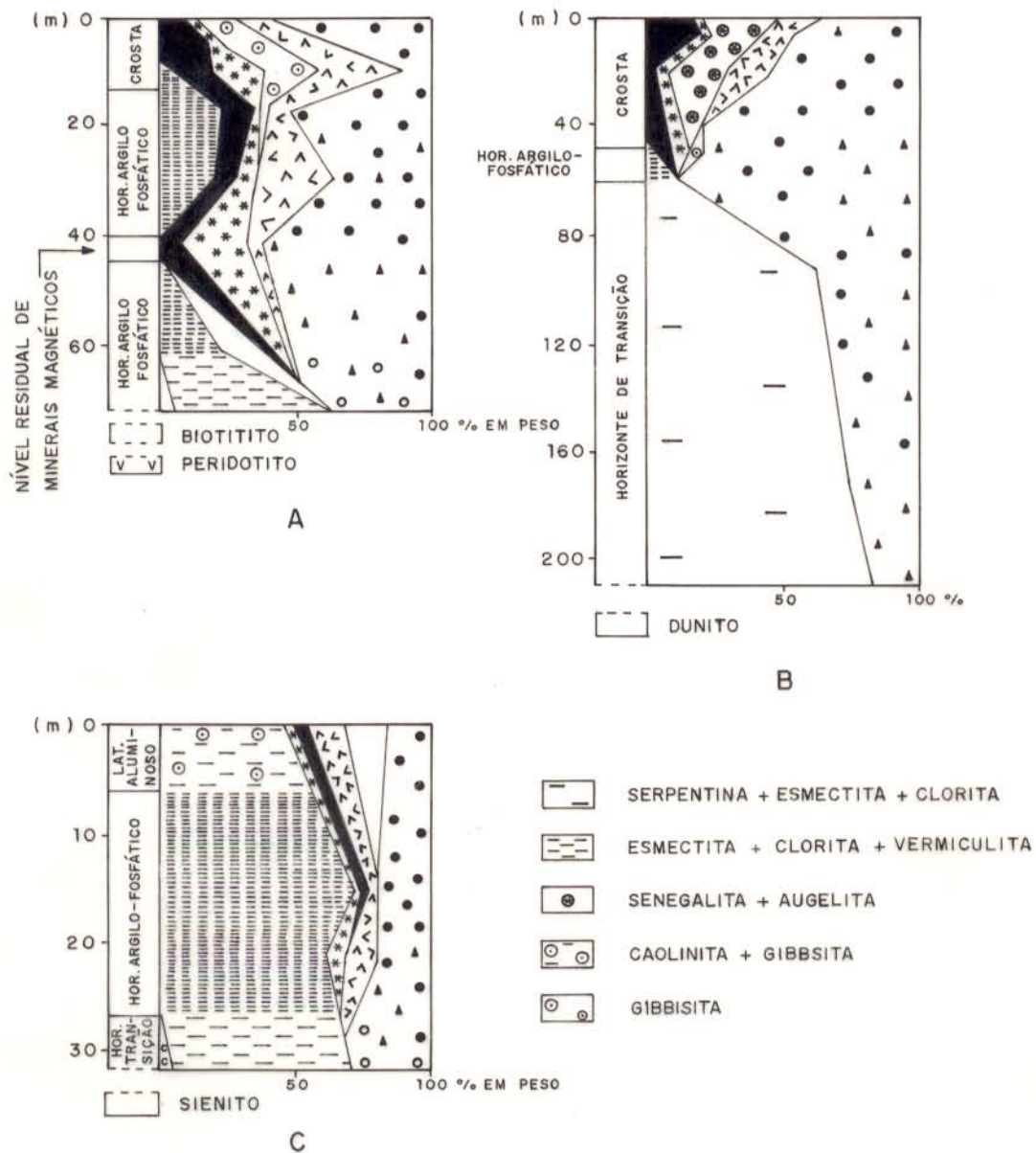


Figura 43 - Distribuição dos minerais nos perfis desenvolvidos sobre: A - peridotito-biotitito; B - dunito; C - sienito.

Não foi possível determinar os teores dos minerais nos horizontes de transição na maioria dos perfis devido à presença de piroxênios, anfibólios, micas e esmectitas, que contêm elementos comuns entre si, como Mg e Ca, em suas estruturas.

Nos cálculos envolvidos na determinação quantitativa dos minerais foram utilizadas as fórmulas químicas indicadas no anexo 2 e adotados os seguintes critérios:

- 1) os argilominerais, com exceção da caolinita, foram determinados pela diferença $100 - \Sigma\%$ dos outros minerais, devido ocorrerem geralmente em misturas;
- 2) nos níveis inferiores dos perfis que contêm magnetita com intercrescimento de ilmenita, cristais individuais de magnetita e ilmenita, titanita, perovskita, goethita e hematita, estes minerais foram determinados em conjunto com base nas concentrações de $F_2O_3 + TiO_2$.
- 3) nos materiais a partir das partes superiores do horizonte argilo-fosfático dos perfis, foram determinados juntamente os teores de ilmenita+anatósio e de goethita+hematita+magnetita.
- 4) nas amostras contendo caolinita, gibbsita e quartzo, determinou-se, inicialmente, os teores de gibbsita+caolinita. A partir destes resultados, foram calculadas as percentagens em peso da sílica na caolinita, sendo os teores de quartzo obtidos pela diferença entre SiO_2 na amostra e SiO_2 na caolinita.

Os diferentes perfis lateríticos investigados têm como referências os tipos de rochas são encontradas como substrato dos perfis, não significando, assim, que um determinado perfil tenha sido desenvolvido a partir de um só tipo de rocha, haja vista as diversidades litológicas em Maicuru.

3.2.1 Perfil sobre Glimerito

É notável neste perfil (Figura 42) o domínio dos minerais de ferro e titânio em toda a sua extensão. Da base até a parte superior do horizonte argilo-fosfático são representados pelas ilmenomagnetita, titanita, goethita e hematita, e a partir deste nível até a superfície, por maghemita, ilmenita, hematita e anatásio.

As fluorapatitas em teores apreciáveis na base do perfil (18%), apresentam decréscimo progressivo em direção aos níveis superiores do horizonte argilo-fosfático.

Os fosfatos aluminosos estão em teores na ordem de 14% na base e topo do perfil e, em teores mais elevados na parte intermediária da crosta (28%). São representados pela wavellita, que ocorre apenas nos níveis inferiores do perfil, pela senegalita, nas partes superiores, e pela wardita e grupo da crandalita em toda a extensão do perfil.

Os argilominerais são representados pela esmectita na base do perfil (30%) e nível intermediário do horizonte argilo-fosfático (12%). A partir deste nível até a parte inferior da crosta ocorre a caolinita.

3.2.2 Perfil sobre Apatitito

O perfil apresenta em toda a sua extensão (Figura 42-B) o predomínio das fluorapatitas e dos minerais de ferro sobre os argilominerais, quartzo e anatásio.

As fluorapatitas decrescem em direção à superfície. Apresentam-se em torno de 70% na base e em valores próximos a 15% no topo do perfil.

Os minerais de ferro e titânio em teores na ordem de 25% na base do perfil, aumentam gradualmente em direção aos ní-

veis superiores, onde atingem valores de 50%. Estes minerais são representados, na base do perfil, pela magnetita em maiores concentrações e pela titanita e ilmenita observadas esporadicamente. Nos níveis superiores, a magnetita apresenta-se ainda em teores elevados, ao lado da goethita, hematita e anatásio.

O quartzo tende a aumentar a partir da base do perfil (cerca de 4%) aos seus níveis superiores, onde alcança teores de até 24%.

Os argilominerais ocorrem em teores entre 2 - 18% neste perfil. São representados a partir da base até 17 m acima pela esmectita. A partir deste nível, começa a aparecer a caulinita ao lado da esmectita.

Os fosfatos aluminosos do grupo da crandalita e a wardita são observados apenas nos níveis aflorantes.

3.2.3 Perfil sobre Piroxenito

Observando-se a distribuição dos minerais neste perfil (Figura 42-C), verifica-se que a parte superior do horizonte de transição é composta, predominantemente, de esmectita+clorita e contém menores teores de minerais de ferro e titânio (ilmenomagnetita, goethita, titanita, perovskita) e de fluorapatita.

Os horizontes superiores são constituídos de caulinita, oxi-hidróxidos de ferro, anatásio, grupo da crandalita e wardita. O quartzo é verificado apenas nos solos concrecionários ferruginosos.

A crosta ferruginosa formada sobre piroxenitos é muito bem representada no furo de sondagem 7 (Figura 42-D). Trata-se de uma espessa crosta, constituída predominantemente por oxi-hidróxidos de ferro (goethita, e maghemita) e minerais de

titânio (ilmenita e anatásio). A wardita e o grupo da crandalita apresentam-se em baixos teores em toda a extensão da crosta e o quartzo ocorre apenas nos níveis superiores.

3.2.4 Perfil sobre Biotitito

A figura 43-A mostra que os minerais se apresentam distribuídos de uma forma complexa neste perfil. Esta distribuição mineralógica indica a heterogeneidade dos tipos litológicos que deram origem a estes lateritos.

É grande a variação nos teores dos minerais de ferro e titânio representados, na base do perfil, pela magnetita, ilmenita e titanita, em teores na ordem de 35%. A uma profundidade de aproximadamente 60 m desaparece a titanita e começa a aparecer o anatásio. A partir desta profundidade até 40-45 m, verifica-se um aumento progressivo nos teores de minerais de ferro que são representados predominantemente por magnetita.

Em direção aos níveis superiores do perfil são observadas as maiores variações para os minerais de ferro (goethita, hematita e/ou maghemita) e de titânio (ilmenita e anatásio).

Os fosfatos aluminosos do grupo da crandalita e wardita ocorrem em quase toda a extensão do perfil, observando-se teores mais elevados para o grupo da crandalita na parte intermediária e para a wardita, próximo à superfície.

Os argilominerais são representados pela esmectita, vermiculita e clorita na base do perfil e pela caolinita, nos níveis superiores.

A gibbsita apresenta-se em teores consideráveis somente a partir dos níveis superiores do horizonte argilo-fosfático.

O quartzo ocorre apenas nos níveis inferiores do horizonte argilo-fosfático e a fluorapatita na base do perfil.

3.2.5 Perfil sobre Dunito

Na figura 43-B observa-se o domínio das serpentinas em toda a extensão do horizonte de transição. A esmectita e clorita ocorrem esporadicamente neste horizonte e a caolinita, apenas no horizonte argilo-fosfático.

Os minerais de ferro e titânio, representados pela ilmenomagnetita e goethita, apresentam-se em teores na ordem de 16% em peso na base do perfil e alcançam valores em torno de 90% na parte inferior da crosta. A partir deste nível, verifica-se a presença do anatásio, associado a ilmenomaghemita e goethita.

Os fosfatos aluminosos ocorrem no horizonte argilo-fosfático e crosta do perfil, representados, predominantemente, pela senegalita, augelita e wardita, e em menores concentrações, pelo grupo da crandalita.

A gibbsita encontra-se localmente no horizonte argilo-fosfático.

3.2.6 Perfil sobre Sienito

Este perfil é caracterizado pela grande abundância de argilominerais e pelos teores relativamente baixos de oxihidróxidos de ferro, anatásio e fosfatos aluminosos (Figura 43 C).

Os argilominerais são representados na parte inferior do perfil pela esmectita e clorita e, nos níveis superiores, pela caolinita que ocorre associada com a gibbsita e quartzo.

Os teores de oxi-hidróxidos de ferro (goethita, hematita, magnetita e/ou maghemita) apresentam-se praticamente constantes no horizonte argilo-fosfático e aumentam levemente em direção à superfície.

O anatásio apresenta teores na ordem de 10% na parte inferior do horizonte argilo-fosfático e em torno de 8,7 nos níveis superiores do perfil.

Os fosfatos aluminosos do grupo da crandalita e wardita ocorrem em baixos teores neste perfil.

3.3 Distribuição dos Minerais em Superfície

Na determinação semi-quantitativa dos minerais foram aplicados os mesmos procedimentos do item precedente. As amostras selecionadas neste estudo são as mais representativas das áreas correspondentes à crosta fosfática e titanífera, e dos solos concrecionário-ferruginosos, aluminosos e areno-argilosos (Figura 44).

3.3.1 Crosta Fosfática

A área localizada na porção central da estrutura apresenta os fosfatos do grupo crandalita e oxi-hidróxidos de ferro como os minerais mais abundantes. A wardita e o anatásio ocorrem em teores compreendidos entre 2,5 a 5%. A gibbsita e caolinita aparecem localmente na ordem de 10 a 5%, respectivamente. Na área da porção Norte da estrutura, os fosfatos são representados principalmente pela augelita, senegalita e variscita, cuja somatória alcança até 40%. A wardita ocorre também com grande frequência em concentrações de 2,5 a 17,5%, enquanto que o grupo da crandalita é de ocorrência mais restrita. Os fosfatos em seu conjunto ultrapassam os teores de oxi-hidróxi-

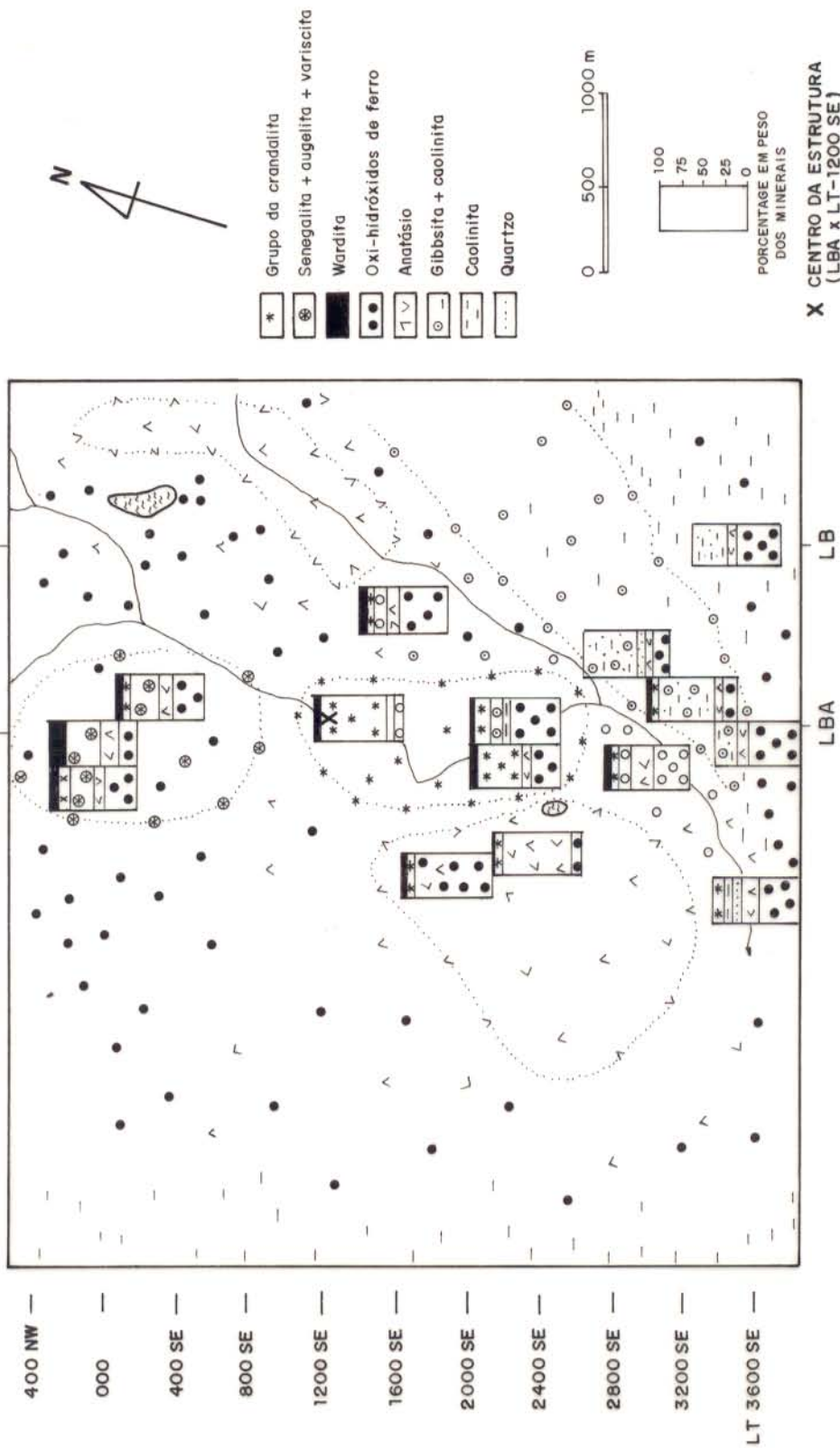


Figura 44 - Mapa mineralógico da superfície do Complexo de Maicuru-Pará.

dos de ferro. As concentrações de anatásio apresentam um sensível aumento em relação às observadas na área da parte central.

3.3.2 Crosta Titanífera

É constituída predominantemente por minerais de titânio (anatásio e ilmenita) e ferro (magnetita e maghemita), cujos teores nas amostras analisadas da parte SW da estrutura perfazem um total de 82-87%. Os outros componentes são representados pela wardita e grupo da crandalita.

Nas porções acinzentadas da crosta, os teores de anatásio apresentam-se na ordem de 65%, os de maghemita+ilmenita em torno de 25%, os do grupo da crandalita próximos de 15% e os da wardita inferiores a 5%.

3.3.3 Solos Aluminosos

A gibbsita, caolinita e quartzo presentes nestes solos chegam a alcançar em conjunto teores de até 60%. Os oxi-hidróxidos de ferro não ultrapassam 20%, o anatásio encontra-se em torno de 5-10% e o grupo da crandalita e wardita ocorrem em concentrações relativamente baixas.

3.3.4 Solos Concrecionários-ferruginosos

Na parte SE da estrutura apresentam-se constituídos em maiores teores por oxi-hidróxidos de ferro e, em menores, por anatásio, gibbsita, fosfatos do grupo da crandalita e wardita. Na parte SW, as concentrações de oxi-hidróxidos de ferro, anatásio e fosfatos do grupo da crandalita são aproximadamente equivalentes às da porção SE, porém, se diferenciam destes pela presença de caolinita e quartzo e ausência de gibbsita.

3.3.5 Solos Areno-Argilosos

Apresentam-se formados predominantemente por caolinita+quartzo e oxi-hidróxidos de ferro, em teores aproximados (47,5%). A fração restante é representada pelo anatásio e/ou ilmenita

3.4 Correlações Mineralógicas entre os Perfis

Os perfis lateríticos estudados apresentam algumas correlações que são refletidas a partir de grande parte dos minerais secundários e dos primários relativamente resistentes ao intemperismo. Nos estágios onde as rochas encontram-se semi-alteradas, os argilominerais, geralmente do grupo da esmectita e vermiculita, goethita e hematita, associados com a ilmenomagnetita, fluorapatita e titanita ainda bem preservados, apresentam-se como minerais predominantes produzidos pelo intemperismo. O anatásio e os fosfatos aluminosos do grupo da crandalita, wardita e wavelita são incipientes, porém, em estágio de intemperismo mais agressivo, os seus teores aumentam. Em direção às partes superiores do horizonte argilo fosfático (perfis evoluídos, como os formados sobre glimerito e dunito), a ilmenomagnetita tende a ser substituída progressivamente pela ilmenomagemita. Na crosta, este mineral cede lugar à maghemita, ilmenita, goethita e anatásio. Nesses níveis, a wardita e o grupo da crandalita ocorrem por vezes associados à senegalita e augelita.

Examinando-se as distribuições dos minerais nos perfis, suas correlações tornam-se mais acentuadas (Figuras 45-46). Com efeito, observa-se que os níveis superiores do perfil 1 poderiam corresponder à base do perfil 2 (Figura 45). Esta correspondência é evidenciada, principalmente, pelos teo-

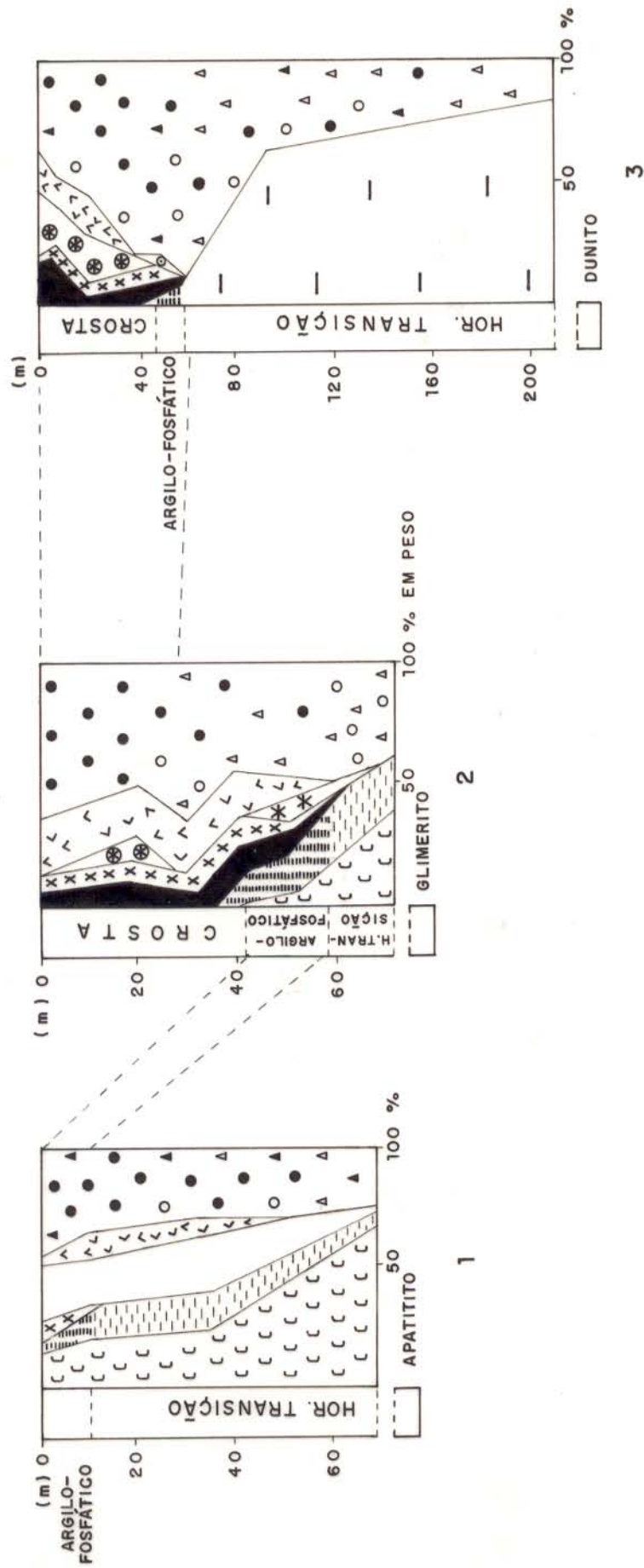


Figura 45 - Correlação mineralógica entre os perfis sobre apatito, glimerito e dunito.

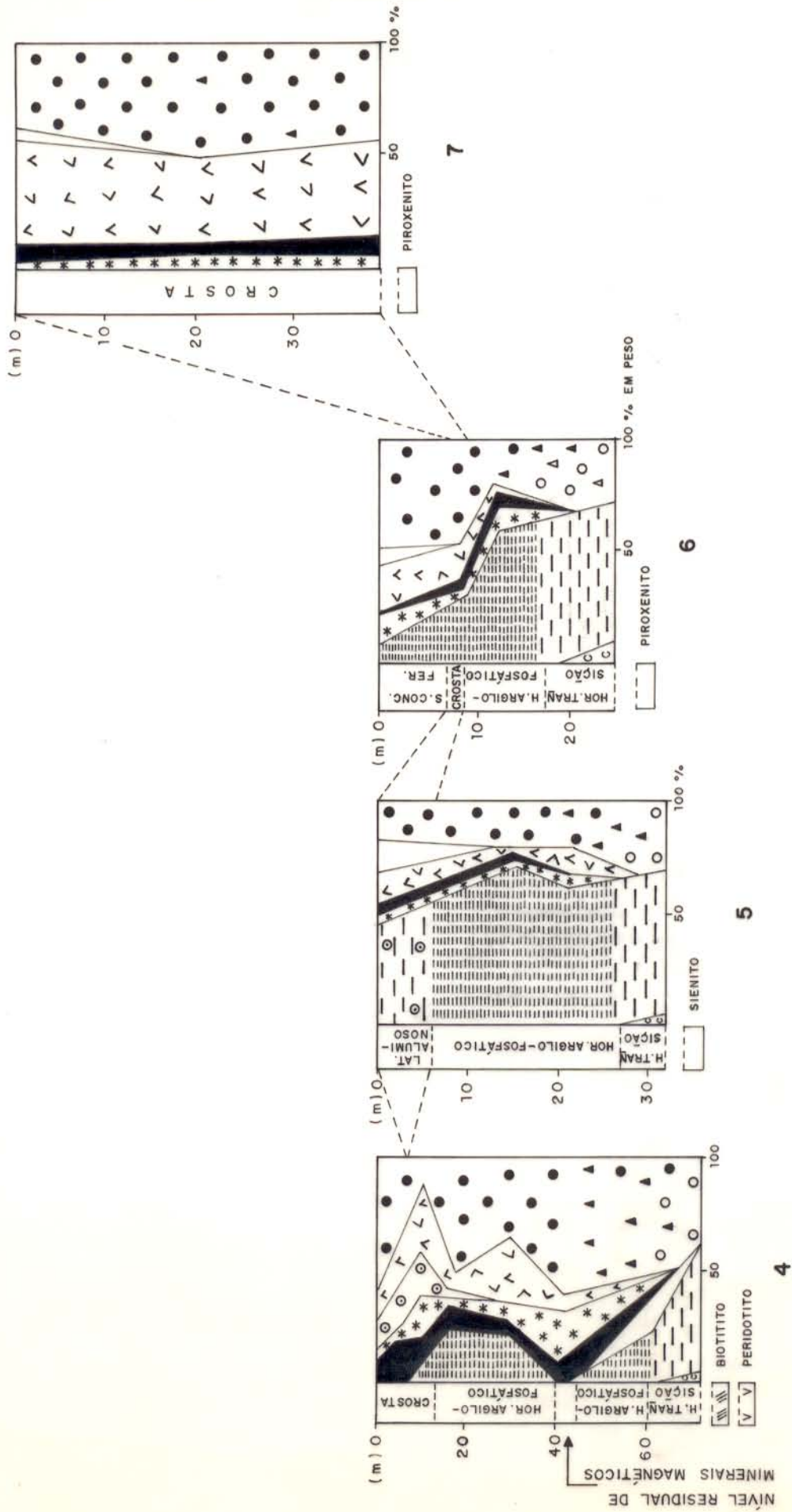


Figura 46 - Correlação mineralógica entre os perfis sobre biotito, sienite e piroxenite.

res relativamente elevados de fluorapatitas e presença dos fosfatos aluminosos do grupo da crandalita e wardita. As crostas dos perfis 2 e 3 (Figura 45) se assemelham pelo enriquecimento em oxi-hidróxidos de ferro, anatásio, senegalita e wardita. As divergências observadas devem-se apenas às proporções dos minerais presentes, a exemplo do anatásio mais elevado na crosta do perfil 2 e da wardita e senegalita mais concentrados no perfil 3.

Os horizontes argilo-fosfáticos dos perfis 4, 5 e 6 (Figura 46) têm em comum a maioria dos tipos de minerais presentes, tanto em sua base como nos níveis superiores. É possível que, sobrejacente aos horizontes argilo-fosfáticos dos perfis 5 e 6, existisse anteriormente uma crosta, sendo a do perfil 5 com correspondência mineralógica mais próxima à da crosta observada no perfil 4, e a do perfil 6 poderia ser semelhante àquela rica em anatásio e oxi-hidróxidos de ferro, representada no furo de sondagem 7 (Figura 46). Tendo em vista os perfis 5 e 6 estarem situados nas encostas da estrutura do Maicuru, suas crostas podem ter sido erodidas e retrabalhadas e, conseqüentemente, expuseram-se os solos aluminosos e concrecionários ferruginosos nas partes superiores dos perfis 5 e 6, respectivamente.

3.5 Transformações Mineralógicas

Este estudo visa mostrar as principais transformações mineralógicas, com os respectivos aspectos micromorfológicos envolvidos nos processos de formação dos lateritos fosfáticos e titaníferos, a partir do intemperismo das rochas pertencentes ao complexo de Maicuru.

Tendo em vista as grandes variações litológicas verificadas no complexo, a seqüência de alteração dos minerais primários será aqui investigada, utilizando-se como referência as zonas transicionais entre os horizontes dos perfis, onde os estágios de alteração tornam-se melhor representados.

3.5.1 Fluorapatitas

As fluorapatitas presentes no apatitito apresentam como primeiros indícios de alteração a formação de poros e fissuras preenchidas por material ferruginoso (Figura 47a), proveniente da dissolução parcial das magnetitas.

Na rocha mais alterada, verifica-se que os cristais de fluorapatita encontram-se parcialmente dissolvidos, sendo assim envolvidos por um plasma fosfatado (Figura 47b).

Com a evolução do intemperismo, os cristais de fluorapatita tendem a ser dissolvidos por completo e o plasma fosfatado assim originado é transportado e depositado, geralmente nos poros, fissuras e fraturas dos oxi-hidróxidos de ferro, ou entre os agregados de anatásio nos horizontes superiores. Em condições adequadas, recristalizam-se como fosfatados aluminosos (Figura 47c).

No caso do perfil sobre apatitito, verificou-se que os primeiros fosfatos aluminosos formados são a wavelita e o grupo da crandalita. Porém, em ambientes propícios contendo íons Na^+ liberados a partir da alteração de minerais ricos neste elemento, a exemplo dos anfibólios sódicos e feldspatos, pode-se também formar a wardita, como foi constatado por Oliveira & Schwab (1980) em Trauíra.

As fluorapatitas presentes nos outros tipos de rochas, encontram-se ainda parcialmente preservadas nos níveis

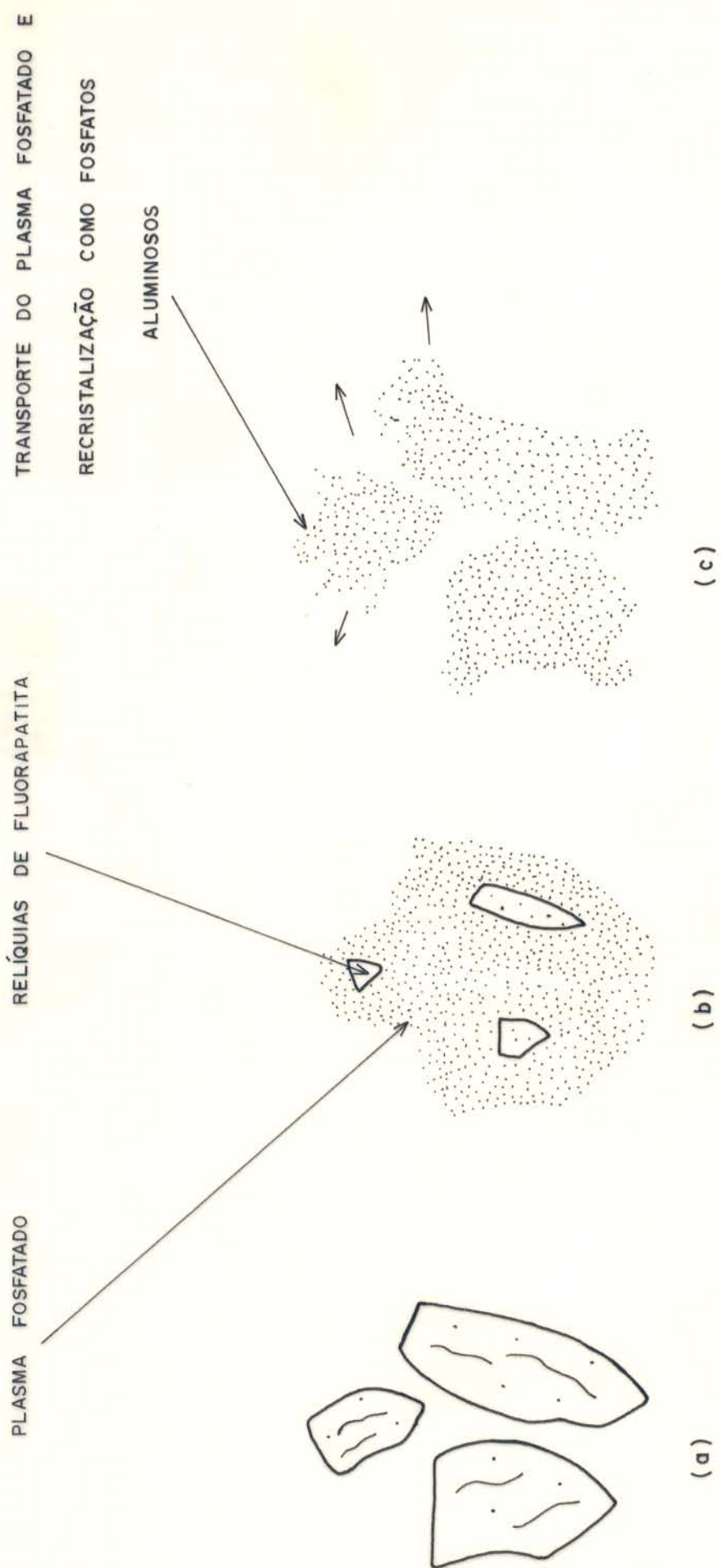


Fig. 47 - Esquema de evolução da fluorapatita.

intermediários e inferiores do horizonte de transição dos correspondentes perfis lateríticos, onde seus cristais podem ocorrer dispersos no plasma argiloso, envolvidos por cristais de ilmenita, inclusos na perovskita e titanita e adjacentes à titanita.

Nas análises por microscopia eletrônica, em uma amostra representativa destes níveis do perfil sobre piroxenito, verificou-se que as fluorapatitas inclusas na perovskita e titanita encontram-se parcialmente alteradas para fosfatos do grupo da crandalita com concentrações elevadas em terras raras.

Nos materiais dos níveis inferiores do horizonte argilo-fosfático desses perfis, observam-se apenas os núcleos residuais das fluorapatitas, que se encontram envolvidos por cristais de ilmenita e adjacentes aos cristais de titanita, dispersos no plasma argiloso. Não se verificou, assim, a formação de fosfatos secundários em torno de seus núcleos residuais, e nem a presença do plasma fosfatado, como foi observado no perfil de alteração do apatitito. Nestes casos, os componentes resultantes foram provavelmente transportados em direção às descontinuidades dos outros minerais presentes e, então, precipitados sob a forma de wardita ou grupo da crandalita.

A augelita e a senegalita foram observadas nos níveis superiores dos perfis, enquanto que a variscita apenas nos materiais de superfície.

A ocorrência desses fosfatos aluminosos observados nos materiais dos perfis lateríticos sugere que a alteração das fluorapatitas procedeu-se de acordo com o esquema indicado na figura 48.

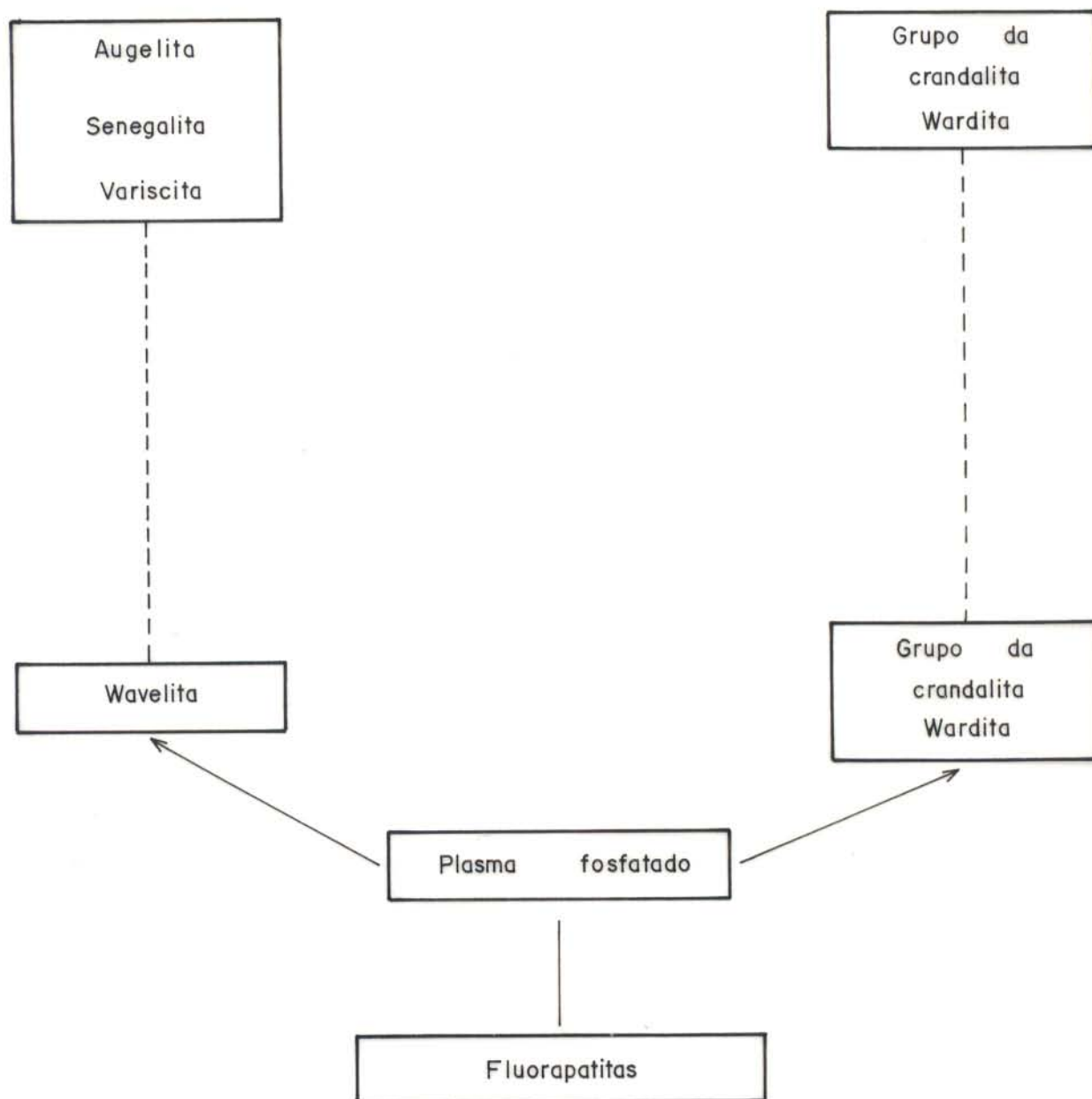


Figura 48 - Alteração intempérica de fluorapatitas e neoformação dos fosfatos aluminosos.

3.5.2 Piroxênios

No perfil laterítico sobre piroxenito (representado no furo de sondagem 15) foram observados os vários estágios de alteração dos piroxênios.

Na parte inferior do horizonte de transição os piroxênios, com várias inclusões de magnetita, apresentam os primeiros indícios de alteração, que são verificados pela formação de um argilomineral de coloração verde-escura, ao longo de suas fraturas e planos de clivagens (Figura 49a). As análises por difração de raios-x (fração menor que 2) permitiram identificar este argilomineral como esmectita pertencente à família das nontronitas, rica em Ti conforme indicaram as análises por microscopia eletrônica.

No nível intermediário deste horizonte, os cristais de piroxênios apresentam-se bastante fraturados e com manchas avermelhadas a marrom-esverdeadas (Figura 49b). Seria esperado que o processo de alteração dos piroxênios para esmectita ocorresse de forma congruente. Entretanto, o ferro deve ter sido parcialmente liberado, pois foi observada nitidamente a sua remoção através de um material avermelhado, de aspecto coloidal destinado a cristalizar-se como goethita e hematita. É possível que frações de Mg, Ca e Si tenham sofrido também remoção. Deste modo, somente o Ti deve ter sido transferido diretamente para a estrutura da esmectita (nontronita), juntamente com parte dos outros elementos que, se mantiveram no sistema.

Em direção aos níveis superiores do horizonte de transição, a alteração dos piroxênios evolui de maneira a se observarem apenas os seus núcleos residuais imersos em um plasma argiloso, marrom-esverdeado, que corresponde a uma esmectita rica em Mg e Fe e apresentando Ca, Ti e K em sua estrutura (Fi-

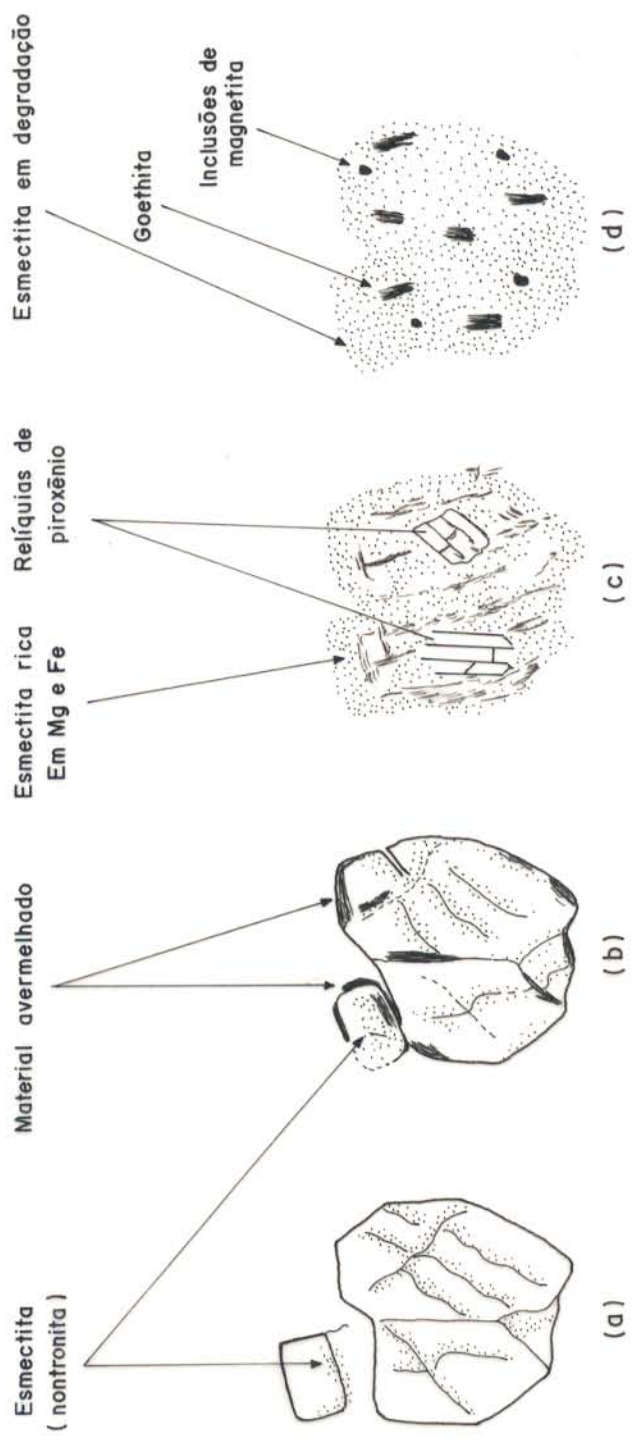


Figura 49 - Esquema de evolução dos piroxenitos.

gura 49 c).

Durante esses estágios de alteração, os piroxênios assumem morfologias que variam entre os padrões lineares cruzado e paralelo, segundo a terminologia de Stoops et al. (1967 in Toledo Groke, 1986). Não foram verificadas as estruturas dos tipos denticulada e fitada, observadas por Oliveira & Delvigne (1988), nos estágios de intemperismo do piroxênio pertencente à variedade titanoaugita.

Na interface horizonte de transição e argilo-fosfático desse perfil, já não se observam mais os relíctos de piroxênios. Tem-se, assim, como produtos de alteração, a esmectita em vias de degradação, que se verifica através da liberação do ferro sob a forma de manchas avermelhadas. Os cristais com formas esféricas de magnetita, originalmente inclusos nos piroxênios, encontram-se bem preservados na matriz argilosa (Figura 49d).

Com a evolução do intemperismo, a esmectita tende à completa degradação e, em consequência, obtém-se como produto um material ferruginoso-caolinítico, onde se encontram dispersos agregados de anatásio de coloração cinza-esverdeada.

Essas investigações sugerem que as variedades de piroxênios presentes nos piroxenitos apresentam uma seqüência de alteração durante o intemperismo, conforme indicado na figura 50.

3.5.3 Perovskita e Titanita

As suas evoluções estão bem representadas no perfil laterítico sobre piroxenito, tendo sido observados, em sua parte inferior, vários modos de ocorrência desses minerais.

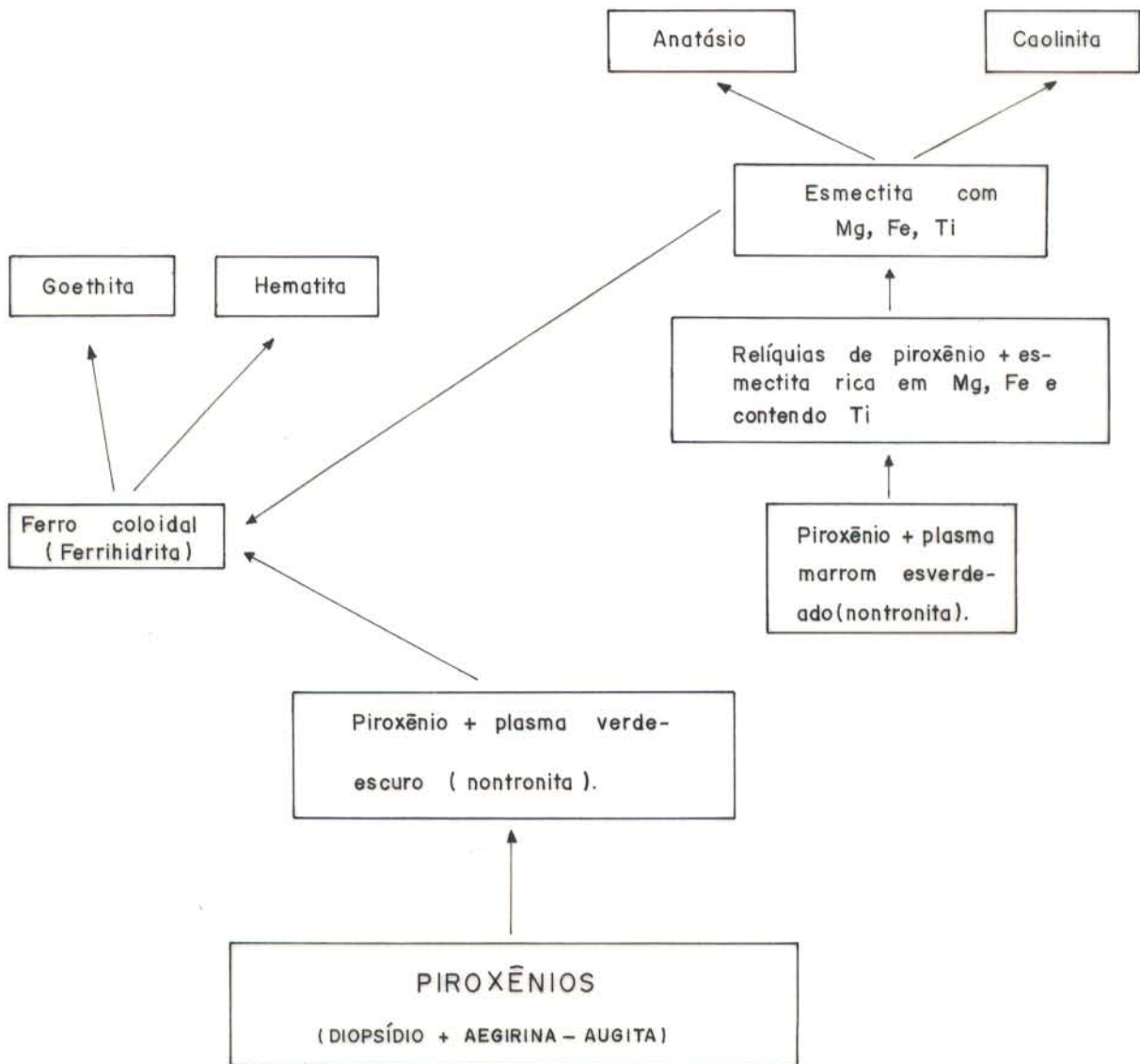


Figura 50 - Sequência de alteração dos piroxenitos e dos minerais neoformados que deles se originam.

Nos níveis intermediários do horizonte de transição tanto a titanita como a perovskita mantêm-se preservadas do intemperismo porém, em direção às partes superiores deste horizonte, verifica-se o início da alteração da perovskita, através da formação de um material amarronzado nas bordas, fraturas e fissuras dos seus cristais (Figura 51). Estes aspectos são melhor observados nos cristais de perovskita isolados, provavelmente aqueles originalmente envolvidos por fluorapatitas, as quais encontram-se parcialmente dissolvidas nestes níveis do perfil.

Com o avanço do intemperismo, os cristais de perovskita perdem por completo suas propriedades ópticas, transformando-se em material amarronzado que, posteriormente, recristaliza-se como anatásio, sob a forma de agregados cinza-esverdeados. Nestes níveis do perfil, que correspondem as partes inferiores do horizonte argilo-fosfático, os cristais de titanita começam a apresentar os primeiros indícios de alteração, verificados através de manchas de óxidos de titânio com formas verticais (Figura 52b). Esta alteração parece proceder-se lentamente, pois nos materiais da parte superior do horizonte argilo-fosfático, ainda se distinguem nitidamente, através das propriedades ópticas (coloração creme e extinção picotada), os relictos de titanita, envolvidos por agregados cristalinos de anatásio (Figura 52c). Os cristais de titanita quase totalmente transformados em anatásio ocorrem nestes materiais dispersos na matriz ferruginosa-caolinítica, em contato com a ilmenomagnetita parcialmente oxidada e envolvidos por cristais de ilmenita bem preservados.

Nas concreções ferruginosas presentes nos materiais do horizonte sobrejacente deste perfil, observam-se as antigas

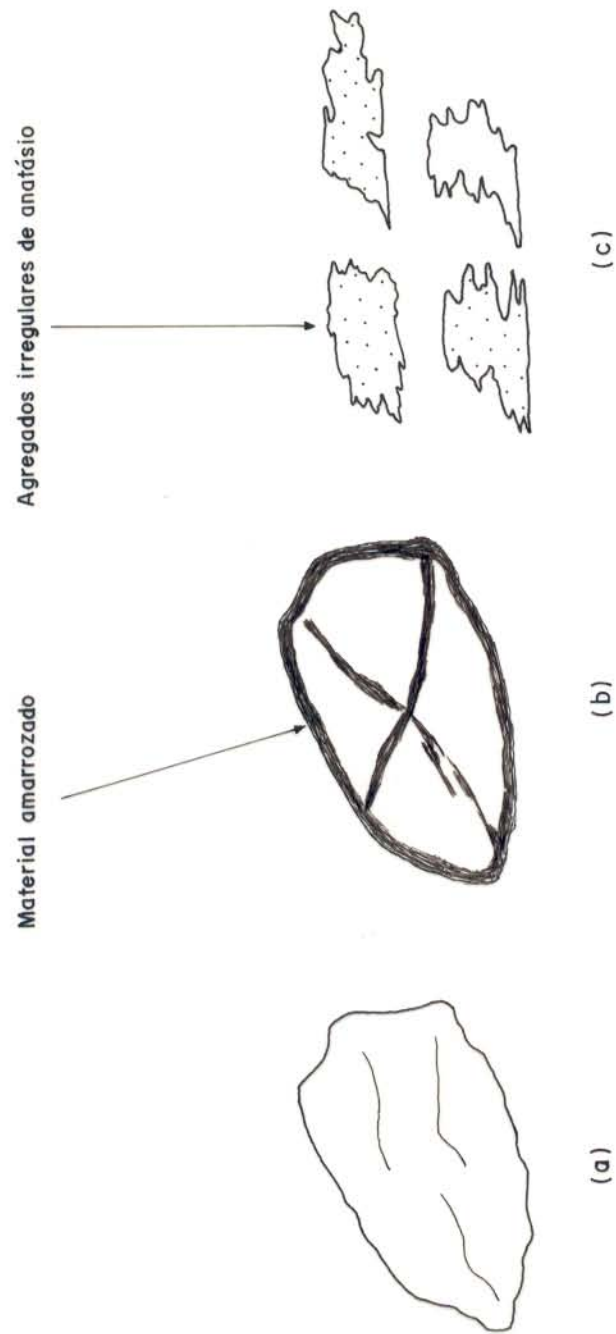


Figura 51 - Esquema de evolução da perovskita.

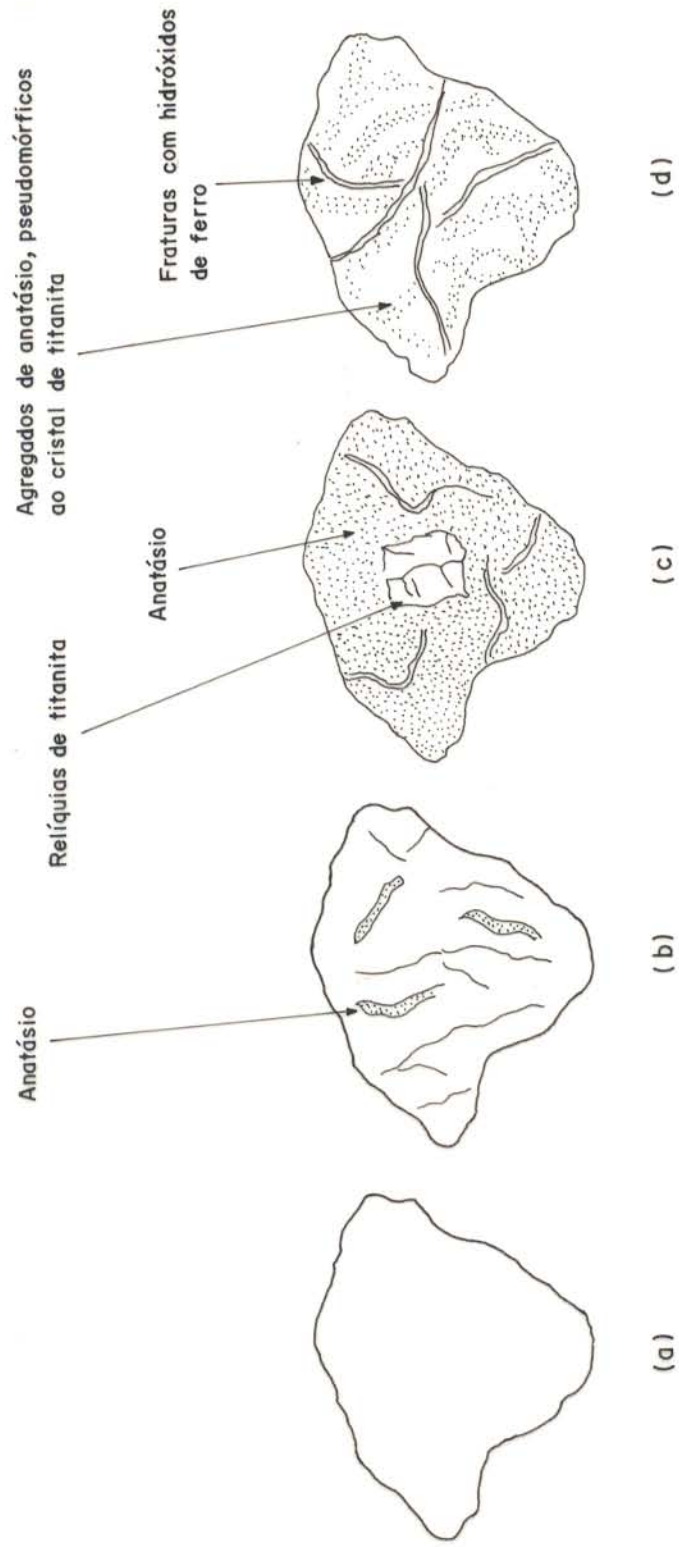


Figura 52 - Esquema de evolução da titanita.

formas dos cristais de titanita totalmente ocupados por diminutos cristais de anatásio (Figura 52d), de coloração amarelo-brilhante à luz natural.

3.5.4 Biotita

Os estágios de alteração da biotita são representados nos materiais dos perfis sobre biotitito e piroxenito, onde se verificou que os primeiros indícios de alteração seguem os padrões normais descritos por Wilson (1966) e Toledo-Groke (1986).

No biotitito levemente alterado, os cristais de biotita apresentam suas lamelas deformadas e espaços interlamelares preenchidos por material esbranquiçado, que deve corresponder à caolinita e gibbsita (Figura 53b), conforme foi indicado em uma porção da amostra analisada por difração de raios-x. Apesar desta alteração inicial, que deve resultar da remoção parcial dos íons K^+ das posições interfoliares e concomitante oxidação de Fe^{2+} em coordenação octaédrica, o pleocroísmo é forte e a birrefringência é alta.

De acordo com as análises por difração de raios-x (fração menor que 2μ), os produtos iniciais de alteração das biotitas presentes no piroxenito, são representados pela mica-vermiculita (proporção da camada vermiculita no interestratificado inferior a 30%), e no biotitito, pela vermiculita-clorita (proporção da camada clorita inferior a 40%).

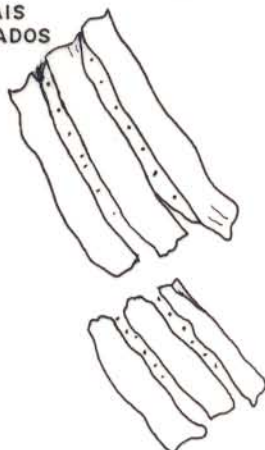
Em direção à parte superior do horizonte de transição desses perfis os cristais de biotita alterados tornam-se gradualmente ferruginizados, os espaços lamelares mais expandidos, o pleocroísmo cada vez mais fraco e não se observam mais zonas de caolinita e/ou gibbsita (Figura 53c). De acordo com as aná-

BIOTITA INALTERADA



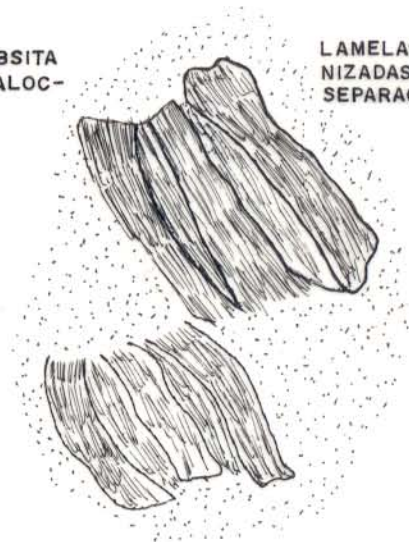
(a)

CRISTAIS DEFORMADOS



(b)

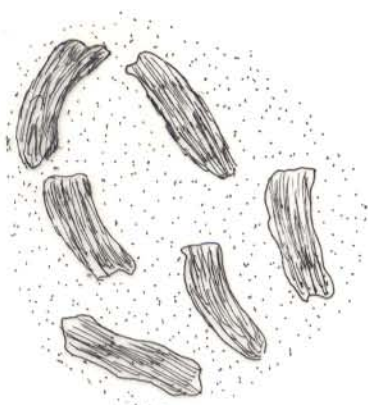
DEPOSIÇÃO DE GIBBSITA E/OU CAOLINITA (ALOC-TONE)



(c)

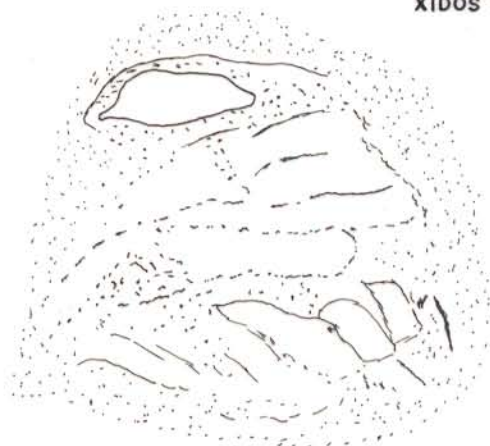
LAMELAS FERRUGI-NIZADAS EM VIAS DE SEPARAÇÃO

PSEUDOMORFOSES DE BIOTITA DISPERSAS EM MATRIZ FERRUGINOSA CAOLINÍTICA



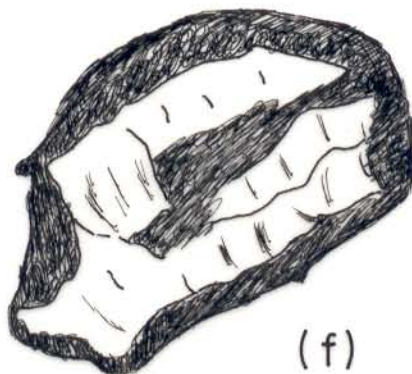
(d)

CAOLINITA CRIPTOCRISTALINA DISPOSTA ENTRE OXI-HIDRÓXIDOS DE FERRO.



(e)

GIBBSITA CRISTALINA ASSOCIADA AOS AGREGADOS DE GOETHITA E HEMATITA



(f)

Figura 53 - Esquema de evolução da biotita.

lises realizadas por difração de raios-x em condições adequadas, os argilominerais correspondem aos grupos da esmectita, clorita e vermiculita. O grupo da esmectita resulta da alteração de outros minerais, como os piroxênios e anfibólios (dos piroxenitos) e o grupo da clorita pode ser, em parte, de origem hidrotermal (no perfil sobre biotitito), conforme já foi constatado anteriormente.

Esses dados levam a sugerir duas possibilidades para a seqüência de alteração inicial da biotita:

biotita--> mica-vermiculita--> vermiculita (a mais provável);

biotita--> vermiculita-clorita--> clorita

No horizonte argilo-fosfático desses perfis, as pseudomorfoses de biotita encontram-se quase que totalmente destruídas, transformadas em um material ferruginoso caolinítico (Figura 53d). Nos materiais do perfil sobre biotitito, foi verificada a presença de caolinita sob a forma de agregados cristalinos esbranquiçados, dispostos entre oxi-hidróxidos de ferro (Figura 53e). Em direção aos níveis superiores, ocorre a dessilicificação da caolinita, formando-se, assim, a gibbsita cuja forma dos cristais relembra os da biotita (Figura 53f).

3.5.5 Magnetita, Ilmenita e Ilmenomagnetita

Nas investigações sobre a seqüência de alteração desses minerais foram utilizadas as amostras a partir do horizonte argilo-fosfático do perfil sobre biotitito (evolução da magnetita e ilmenita) e as amostras a partir da parte inferior da crosta do perfil sobre dunito (evolução da ilmenomagnetita).

- Magnetita

Os cristais de magnetita nos primeiros estágios de alteração podem apresentar uma orla de dissolução com produção de ferro colóidal (Figura 54a), que se cristaliza como hematita com estrutura fluidal (Figura 54b). Também podem ser oxidados diretamente para hematita e/ou maghemita, sem alteração das dimensões e formas dos antigos cristais (Figura 54 c e d). Estes dois tipos de alteração ocorreram lentamente em direção aos níveis superiores dos perfis, pois ainda se verificam, nestes níveis, núcleos reliquiais de magnetita envolvidos por hematita e/ou maghemita.

- Ilmenita

Na parte superior do horizonte argilo-fosfático do perfil sobre biotitito observou-se que os cristais de ilmenita, geralmente angulosos, apresentam como primeiros indícios de alteração a liberação do ferro sob a forma colóidal (Figura 55a) e a retenção do titânio como material mal cristalizado, de coloração cinza-amarelado (Figura 55b). Em estágio mais avançado de intemperismo, os cristais de ilmenita transformam-se parcialmente neste material, posteriormente cristalizado como anatásio (Figura 55c).

- Ilmenomagnetita

A alteração da magnetita com intercrescimento de ilmenita, processa-se através dos seguintes estágios:

- 1) as áreas correspondentes à magnetita hospedeira adquirem coloração amarronzada (figura 56a). Estes indícios de alteração são observados geralmente nos níveis inferiores da cro-

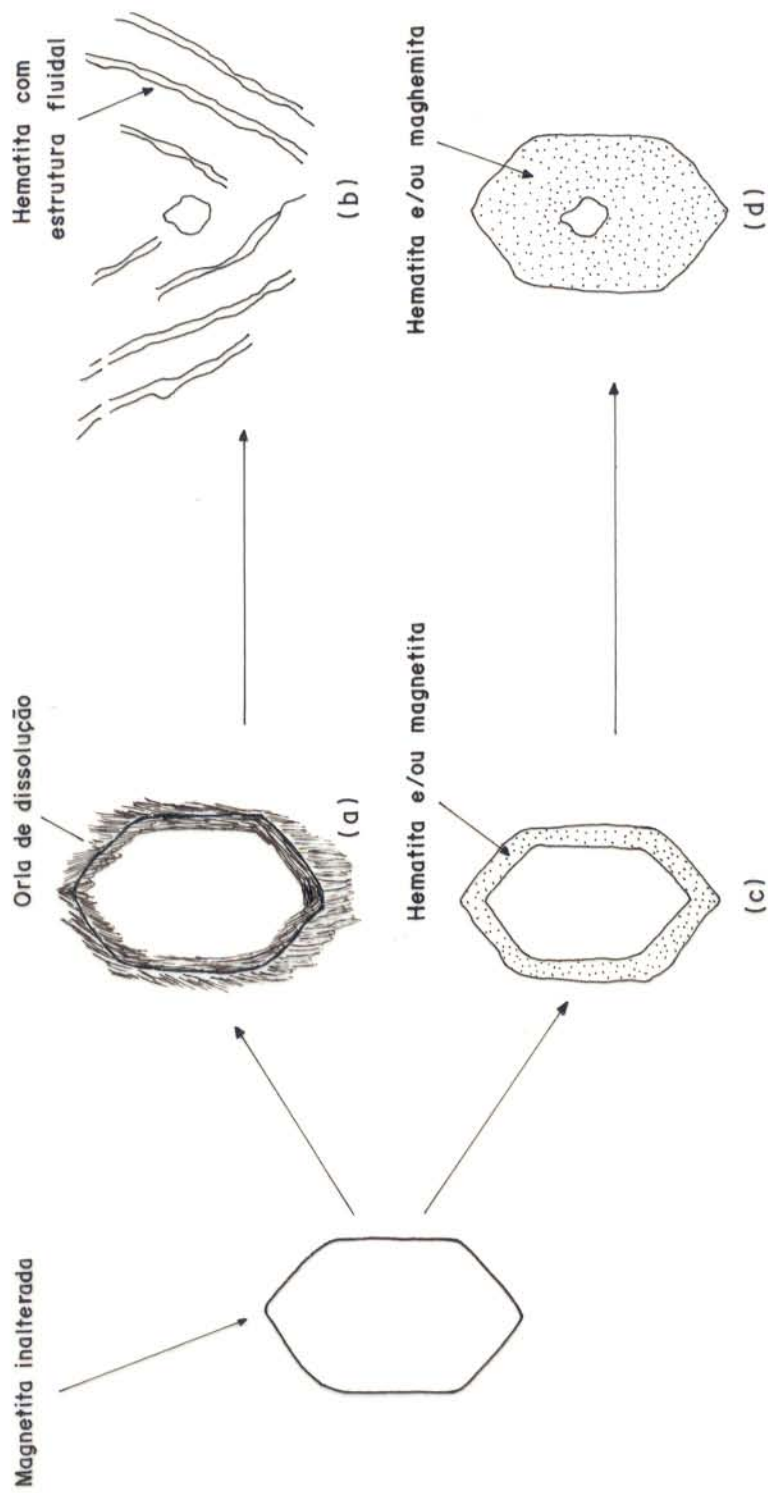


Figura 54 - Esquema de evolução da magnetita.

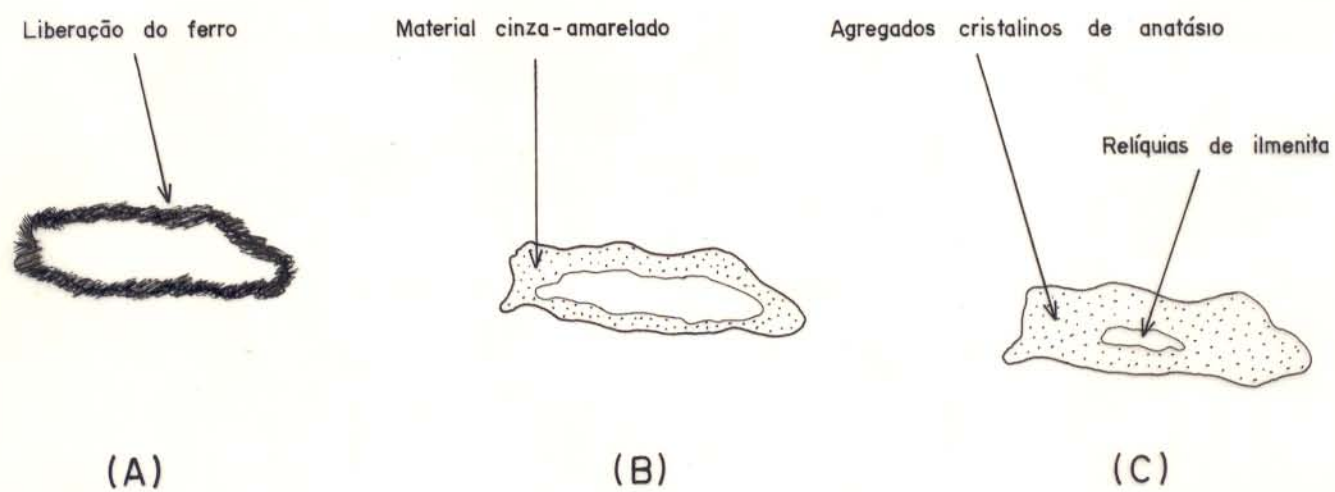


Figura 55 - Esquema de evolução da ilmenita.

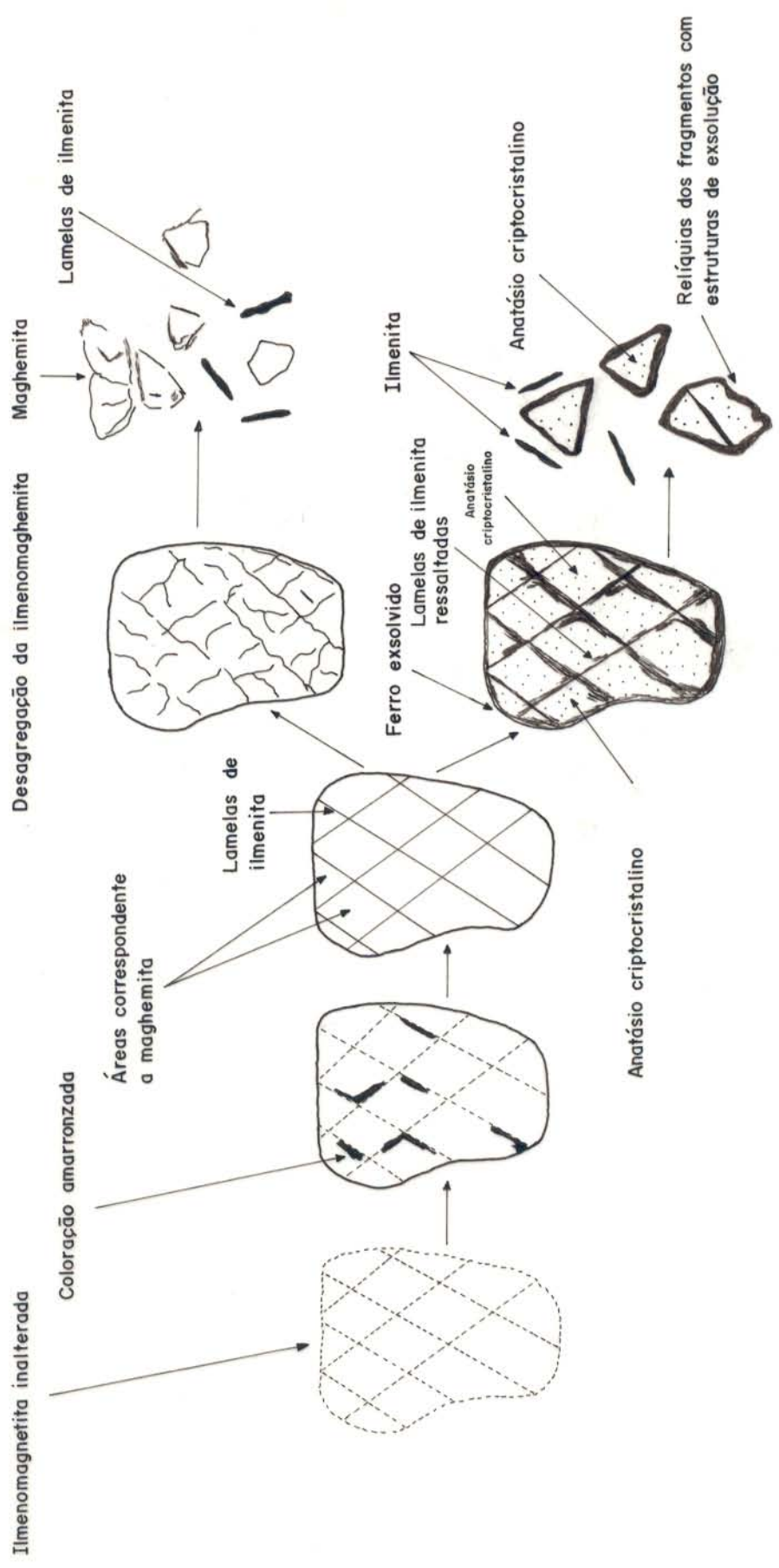


Figura 56 - Esquema de alteração da ilmenomagnetita.

ta feruginosa;

- 2) as áreas citadas acima correspondentes à magnetita em vias de alteração, tornam-se completamente avermelhadas, devido à oxidação do Fe^{2+} e conseqüente formação da maghemita. As lamelas de ilmenita tornam-se mais nítidas e não apresentam sinais de alteração (Figura 56b).
- 3) os fragmentos com microestruturas de exsolução, representados pela ilmenomagemita podem sofrer as seguintes transformações:
 - a) desagregação parcial das áreas triangulares e conseqüente separação da maghemita em fragmentos com formas octaédricas, e da ilmenita com forma de septos (Figura 56c);
 - b) desestabilização da ilmenomagemita e conseqüente liberação do Ti previamente contido nos cristais octaédricos de maghemita. Neste caso, os fragmentos tendem a adquirir tonalidades esverdeadas com manchas de hidróxidos de ferro (Figura 56d), constituídos predominantemente de titânio, ferro e menores teores de silício e magnésio. As microestruturas de exsolução podem ser facilmente destruídas ou mantidas preservadas;
 - c) no caso da destruição parcial verifica-se a separação da ilmenita em forma de septos e, ocasionalmente, vermiculares e das áreas triangulares representadas pelo anatásio criptocristalino (Figura 56e).
 - d) em se tratando da preservação destas microestruturas, observadas nos lateritos fosfáticos com textura oolítica-psolítica, verifica-se que as antigas lamelas de ilmenita encontram-se representadas por septos goethíticos e o anatásio criptocristalino parcialmente substituído por fosfatos aluminosos.

3.5.6 Serpentina

No horizonte de transição do perfil sobre dunito foram observadas as sequências de alteração das serpentinas com estruturas em rede, em lamelas curvas e em placas (ou escamas).

Na parte inferior, verificam-se ainda as antigas formas dos cristais de olivina, representadas por um material constituído de Mg, Fe e Si (análise através de microscopia eletrônica - EDS), que se encontram em contacto com a serpentina com estrutura em rede (Figura 57a). Em direção aos níveis intermediários, verifica-se a formação da goethita que se dispõe entre a rede de serpentina bem preservada (Figura 57b).

A goethita neste caso, pode ter sido formada de maneira semelhante à observada por Nahon et al. (1982), durante o intemperismo de dunitos serpentinizados na área de Sipilow. Nos primeiros estágios de intemperismo do dunito, verificam-se relictos de olivina substituídos quase totalmente por idingsita, apresentando uma orla marrom escura de goethita. Com o aumento de intemperismo, a orla de goethita tornou-se progressivamente mais espessa até a completa substituição da idingsita.

Nos materiais da parte intermediária deste horizonte, verifica-se grande abundância de cristais de serpentina em forma de placas e em estruturas lamelares curvas com inclusões de magnetita (Figura 58a). Estes cristais não mostram indícios de alteração, enquanto que a serpentina com estrutura em rede, em contato com a goethita, apresenta-se amarelada e ocasionalmente exibe estrutura em forma de pente (Figura 57c).

Em um nível de aproximadamente 80 m de profundidade, as serpentinas predominantes são aquelas em forma de placas e lamelas curvas. Eventualmente, observa-se a presença de serpentina em rede que se encontra parcialmente transformada em um

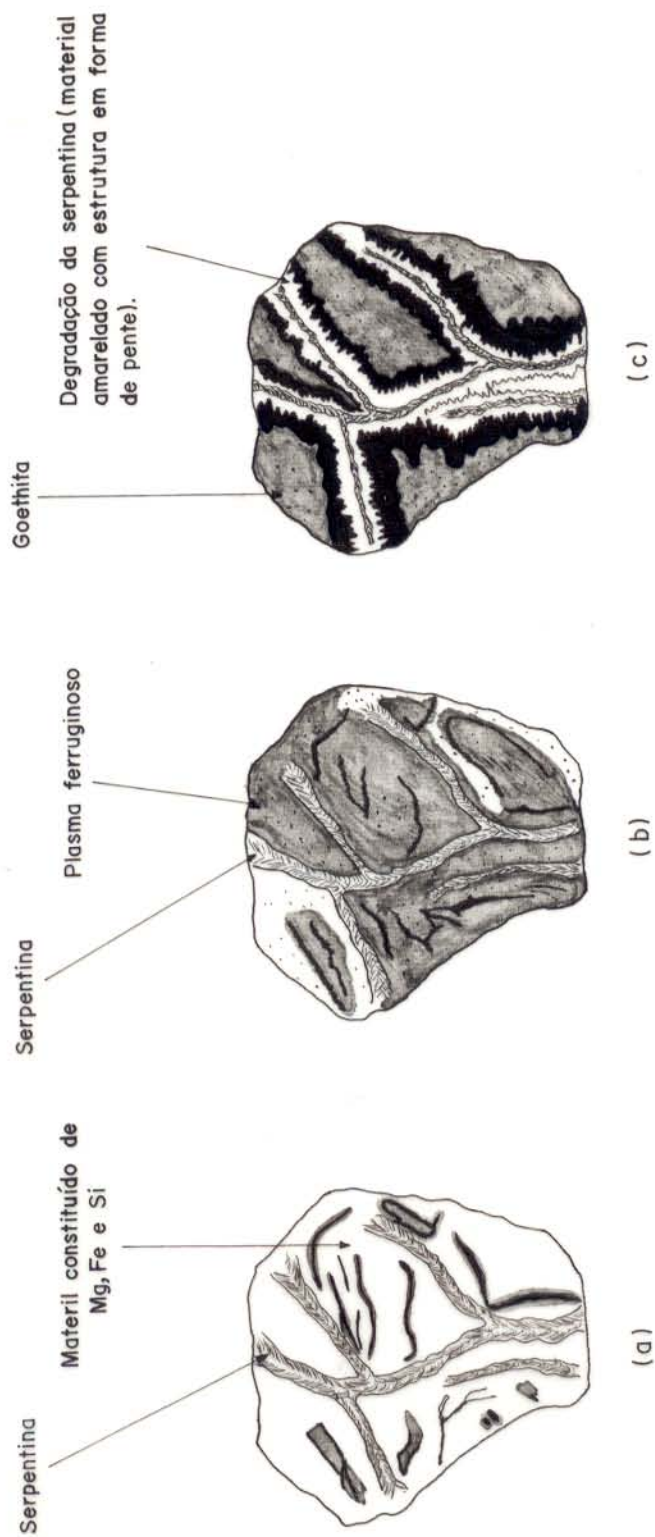


Figura 57 - Esquema de alteração da serpentina com estrutura em rede.

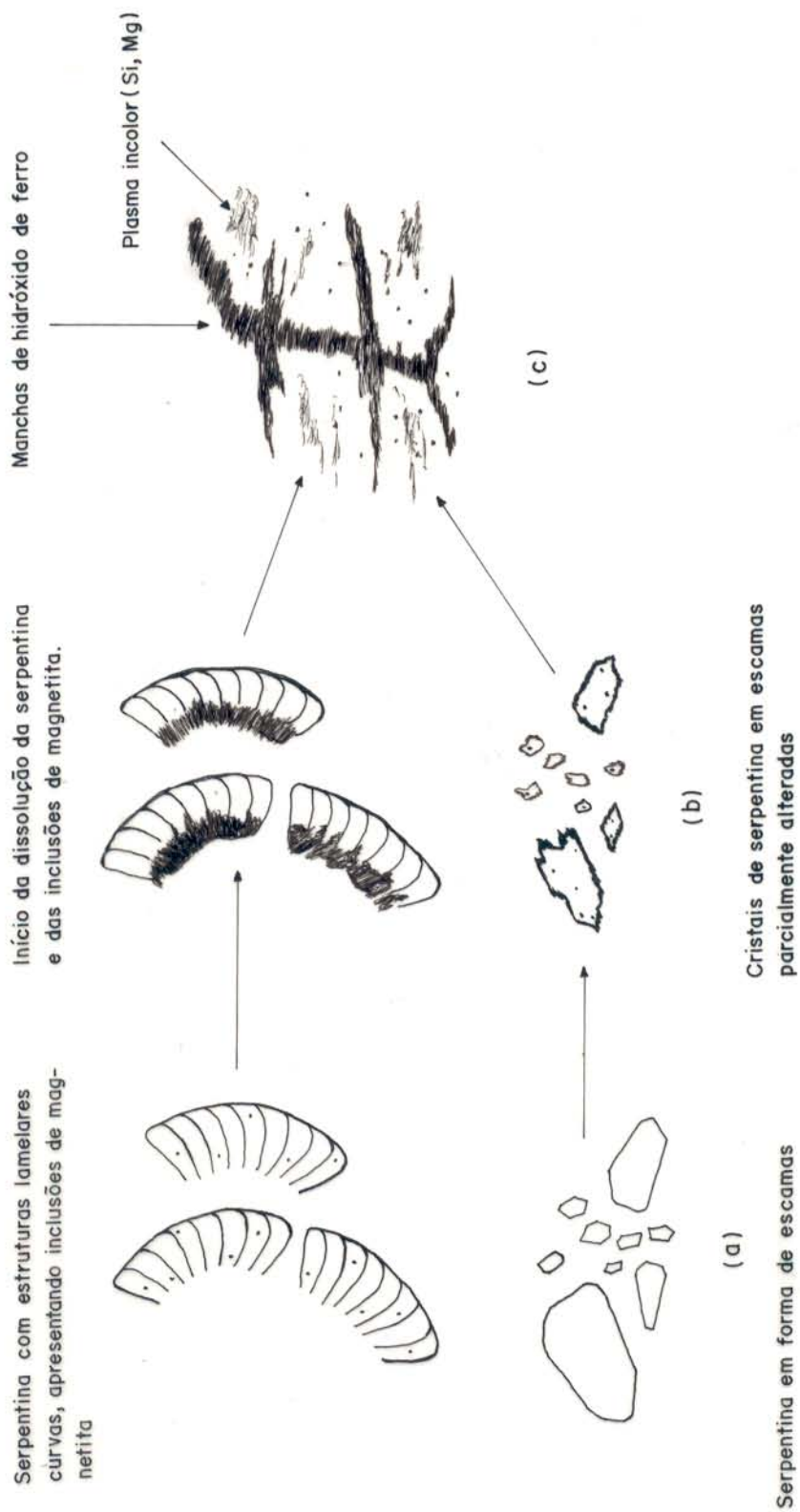


Figura 58 - Esquema de evolução das serpentinas com estruturas lamelares curvas e em escamas.

plasma incolor, constituído de Si e Mg. Neste nível do perfil, as outras variedades de serpentina começam a apresentar os primeiros indícios de alteração, indicados pela formação de um plasma incolor em torno dos seus cristais apresentando, por vezes, leves manchas amareladas (Figura 58b). É possível que este plasma tenha a mesma composição daquele produzido pela degradação da serpentina em rede.

Em direção aos níveis superiores deste horizonte, os cristais de serpentina encontram-se totalmente transformados nesse plasma incolor com manchas de hidróxidos de ferro provenientes da dissolução das inclusões de magnetita (Figura 58c). O magnésio presente neste plasma deve ter sido transportado e o Si depositado sob a forma de quartzo.

3.5.8 Carbonatos

Dissolvem-se nos primeiros estágios de intemperismo das rochas do complexo, tendo suas estruturas cristalinas destruídas por completo, sem deixar vestígios.

3.5.9 Anfibólios

O estudo sobre a alteração dos anfibólios foi prejudicado pela indisponibilidade de amostras adequadas dos perfis sobre glimeritos e peridotito. No perfil sobre piroxenito, tornou-se também impossível acompanhar os seus estágios de alteração devido ocorrerem em diminutos cristais e serem observados apenas esporadicamente no horizonte de transição.

3.6. Associações Mineralógicas

Os estudos precedentes mostraram que os perfis lateríticos de Maicuru apresentam grande complexidade mineralógica

que varia tanto na lateral como na vertical, refletindo a heterogeneidade petrográfica das suas rochas geradoras.

O intemperismo superimposto a estas rochas ocorreu de forma gradual em vários casos, o que permitiu distinguir as associações mineralógicas das principais variações litológicas.

As associações mais características, bem como suas direcções de transformações, encontram-se indicadas na figura 59, segundo os horizontes mais típicos dos perfis, o de transição, o argilo-fosfático e a crosta, desenvolvidos sobre tipos distintos de rochas.

3.6.1 Perfil sobre Apatitito

O perfil, se caracteriza em sua parte inferior e média, pela associação dos minerais primários (fluorapatita, magnetita e ilmenita) com a goethita, hematita, esmectita e quartzo. Estes minerais se associam na parte superior com a wavellita, grupo da crandalita, caolinita e anatásio, constituindo assim uma associação típica de lateritos fosfáticos em vias de formação.

3.6.2 Perfil sobre Piroxenito

O horizonte de transição apresenta a associação mineralógica característica dos piroxenitos, ao lado dos minerais neoformados como a goethita, hematita, esmectita (nontronita) e mica-vermiculita.

A parte superior deste horizonte é caracterizada pela associação dos acessórios, titanita, perovskita e fluorapatita, com os neoformados, a vermiculita, clorita, esmectita, goethita e hematita. No horizonte argilo-fosfático, a associação fica restrita à titanita, aos fosfatos aluminosos, oxi-hidróxidos de

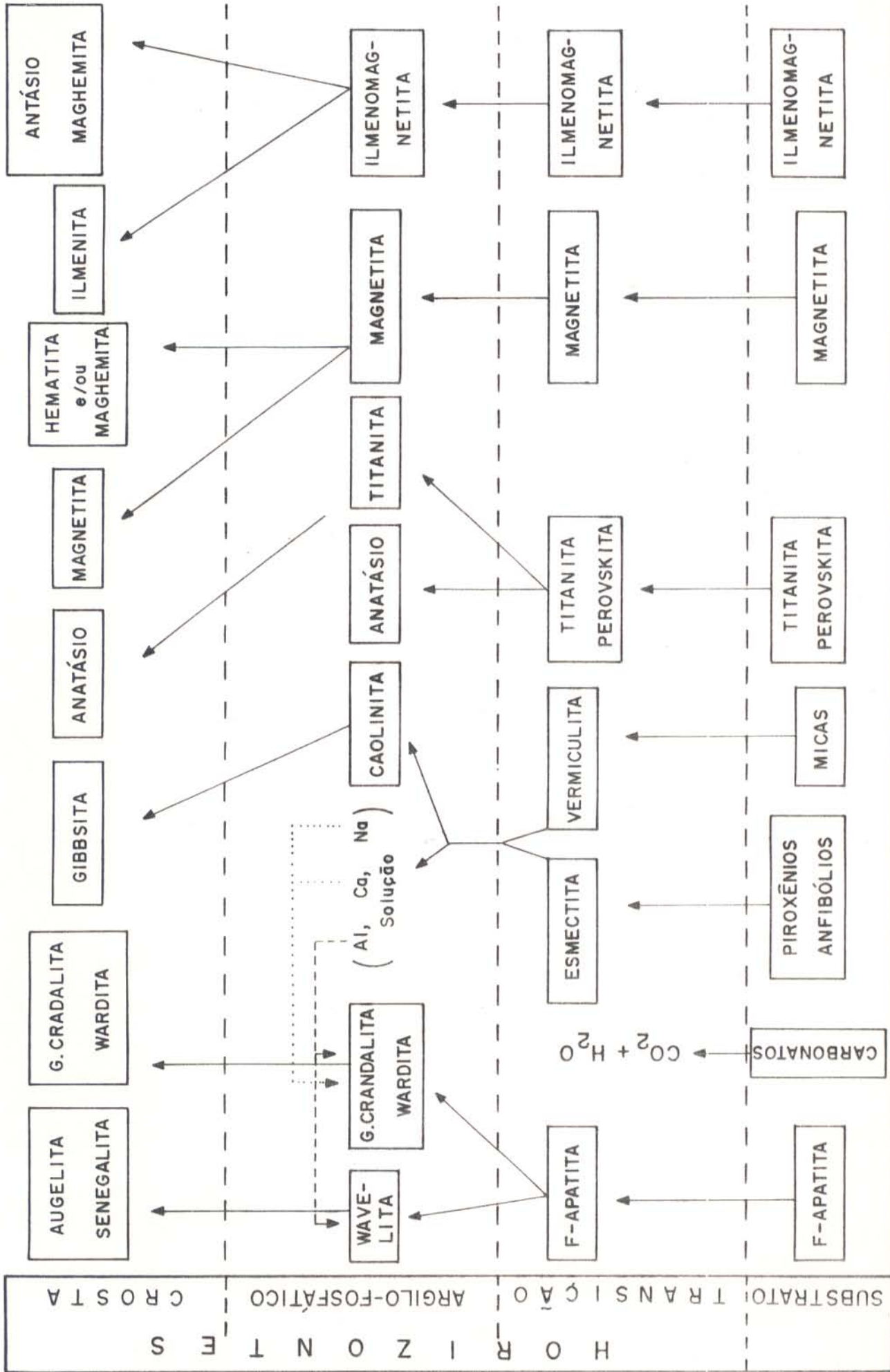


Figura 59 - Associações mineralógicas mais comuns nas rochas do complexo e nos horizontes típicos dos perfis lateríticos.

ferro e a caolinita.

No horizonte concrecionário ferruginoso, a titanita desaparece desta associação, sendo inserido, então, o quartzo.

3.6.3 Perfil sobre Biotitito

Seus minerais primários, exceto a biotita, ocorrem associados com a vermiculita-clorita e esmectita na parte inferior do horizonte de transição e com a clorita, clorita-esmectita, goethita e hematita, na parte superior deste horizonte.

No horizonte argilo-fosfático a wardita, o grupo da crandalita, oxi-hidróxido de ferro, caolinita e anatásio formam uma associação clássica ao lado da ilmenita e magnetita.

Na crosta, estes minerais, com exceção da caolinita, encontram-se associados com a gibbsita.

3.6.4 Perfil sobre Dunito

A associação mineralógica característica do horizonte de transição é representada pela serpentina, clorita, esmectita, ilmenomagnetita e goethita, e no horizonte argilo-fosfático, pela ilmenomagnetita, acompanhada da wardita, grupo da crandalita, caolinita, quartzo e gibbsita.

A crosta caracteriza-se em sua parte inferior pela associação da ilmenomagemita com a goethita, senegalita, augelita, grupo da crandalita e wardita. Na parte intermediária, estes minerais associam-se com anatósio e, na superior, com a maghemita.

3.7 Implicações Geológicas

Em termos gerais, as associações mineralógicas dos diversos horizontes proporcionam importantes informações sobre

a natureza das rochas-mães das variedades de lateritos em Maicuru (Figura 59). Obviamente, as associações dos horizontes inferiores, especialmente o de transição e argilo-fosfático, são mais significativas, tendo em vista ainda a presença de minerais primários.

As associações mineralógicas dos horizontes superiores, os mais acessíveis aos trabalhos de mapeamento e prospecção mineral, são, por sua vez, quase isentas de minerais primários e têm amplo espectro de secundários, tornando difícil a inferência das rochas geradoras. Entretanto, estas rochas são, por vezes, denunciadas através de alguns aspectos micromorfológicos observados nos lateritos, tais como:

- as pseudomorfoses de biotita ferruginizada e parcialmente destruída, indicando o intemperismo de rochas ricas em biotitas, no caso o biotitito;
- os agregados de anatásio pseudomórficos aos cristais de titanita sugerindo que teriam derivado de piroxenitos e glimeritos;
- Os fragmentos com microestruturas de exsolução parcialmente preservados, representados pelo anatásio criptocristalino em associação com a augelita e senegalita, são tipicamente resultantes do intemperismo do dunito. Até mesmo nos lateritos superficiais é possível inferir as respectivas rochas-mães, como mostram os processos de formação de materiais esferolíticos e brechóides, os quais contêm, em seus núcleos, os fragmentos reliquiais com estruturas reticulares, onde a augelita e variscita substituem o anatásio cripto-cristalino.

GEOQUÍMICA

4.1 Geoquímica do Perfil Geral

A fim de se ter uma visão geral sobre os comportamentos dos elementos durante a formação dos lateritos, foram utilizados os seus teores médios nas rochas dos substratos dos perfis lateríticos e nos materiais dos respectivos horizontes desses perfis, até os de superfície, especificamente nas áreas de ocorrências dos lateritos fosfáticos (crosta) e solos concrecionários ferruginosos, onde se concentraram as amostragens.

4.1.1 Médias da Composição Química e das concentrações dos Elementos Traços

As tabelas 8 e 9 indicam, respectivamente, os valores médios para a composição química e concentrações dos elementos traços no substrato, comparados aos da média crustal, nos materiais dos horizontes comuns dos perfis lateríticos e nos de superfície.

Esses dados mostram, em primeiro lugar, que a composição química e a concentração dos elementos traços no substrato divergem, consideravelmente, dos da média crustal. Estas divergências são demonstradas pelos valores inferiores em SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , Yb e Lu e superiores nos outros componentes, especialmente em TiO_2 , P_2O_5 , TR_2O_3 , Nb, Y, Zn e Cu, caracterizando, assim, as filiações alcalina-ultramáfica-carbonatítica.

São também notáveis, a partir dos dados representados nas figuras 60 e 61, as extremas variações dos teores dos elementos maiores, menores e traços entre os horizontes, mesmo assim permitindo identificar uma evolução composicional geral típica de rochas lateríticas.

TABELA 8 - Composicao química média do substrato, horizontes comuns dos perfis e materiais de superfície.

* MÉDIA (%) CRUSTAL	SUBSTRATO	H. TRANSIÇÃO	H. ARGILO-FOSFÁTICO	CROSTA	MATERIAIS DE SUPERFÍCIE CROSTA SOLOS CON. FE		
SiO ₂	60,32	23,95	27,92	17,60	<0,01	<0,01	2,02
TiO ₂	0,95	2,21	6,23	12,50	17,34	6,46	27,96
Al ₂ O ₃	15,55	6,58	8,22	15,65	10,54	19,27	8,72
Fe ₂ O ₃	8,04	17,42	23,82	33,52	48,19	36,57	44,70
MnO	0,122	0,43	0,35	0,21	0,79	0,23	0,34
MgO	3,45	12,33	12,06	0,66	1,32	0,78	0,78
CaO	5,81	16,27	7,96	1,39	0,76	1,11	0,54
Na ₂ O	3,18	1,91	0,85	0,38	0,70	0,72	0,32
K ₂ O	2,52	0,99	0,38	0,09	0,09	0,13	0,02
P ₂ O ₅ **	0,43	5,83	4,04	4,60	8,65	14,22	3,80
SrO	0,044	0,11	0,05	0,13	0,25	0,61	0,12
PF	-	10,05	11,16	13,86	10,82	13,86	10,00
(n)		(7)	(10)	(11)	(7)	(6)	
TR ₂₀₃	0,016	0,075	0,42	0,145	0,49	4,79	0,41
(n)	(7)	(7)	(5)	(11)	(5)	(6)	

* Taylor (1964)

** Fairbridge (1972 in Kronberg et al., 1983)

TABELA 9 - Concentrações médias dos elementos traços no substrato, nos horizontes comuns dos perfis e nos materiais de superfície.

ELEMENTOS (PPM)	MÉDIA CRUSTAL	SUBSTRATO	H. TRANSIÇÃO	H. ARGILO-FOSFÁTICO CROSTA		MATERIAIS DE SUPERFÍCIE CROSTA SOLOS CON. FER.	
La	30	116,93	824,91	242,5	752	11757	679
Ce	60	292,35	1613,04	546,84	1903	20242	1760
Nd	20	162,69	834,53	307,37	1045	6610	750
Sm	6	33,62	154,01	58,52	213	1047	162
Eu	1,2	8,41	32,98	14,62	50	171	32
TRL	125,2	614	3459,47	1169,85	3963	39827	3383
Gd	5,4	21,39	88,56	41,34	140	378	106
DY	3,0	10,48	44,0	23,04	65	137	38
Ho	1,2	1,63	7,31	3,91	7,4	23	6
Er	2,8	3,48	15,74	7,94	17	50	14
Tm	0,5**	na	na	na	na	17,84	na
Yb	3,48	1,70	7,99	3,71	7,13	62	7
Lu	0,50	0,196	0,937	0,58	0,7	3	0,7
TRP (n)	16,88	38,87 (7)	164,53 (7)	80,52 (5)	237,4 (11)	653 (7)	171,7 (6)
Y	33	133	59	136	226	567	119
Zr	165	391	507,2	1122,6	1742,7	1497	1019
Nb	20	102	263	403	874	601	1272
Cu	**68	354	739	831	802	1834	389
Zn	**276	857	194	239	495	880	145
Ni	75	257	388	382	244	143	205
Co	25	69	112	76	112	76	86
(n)	-	(5)	(10)	(6)	(11)	(7)	(6)

* Taylor (1967)

** Fairbridge (1972 in Kronberg et al., 1983).

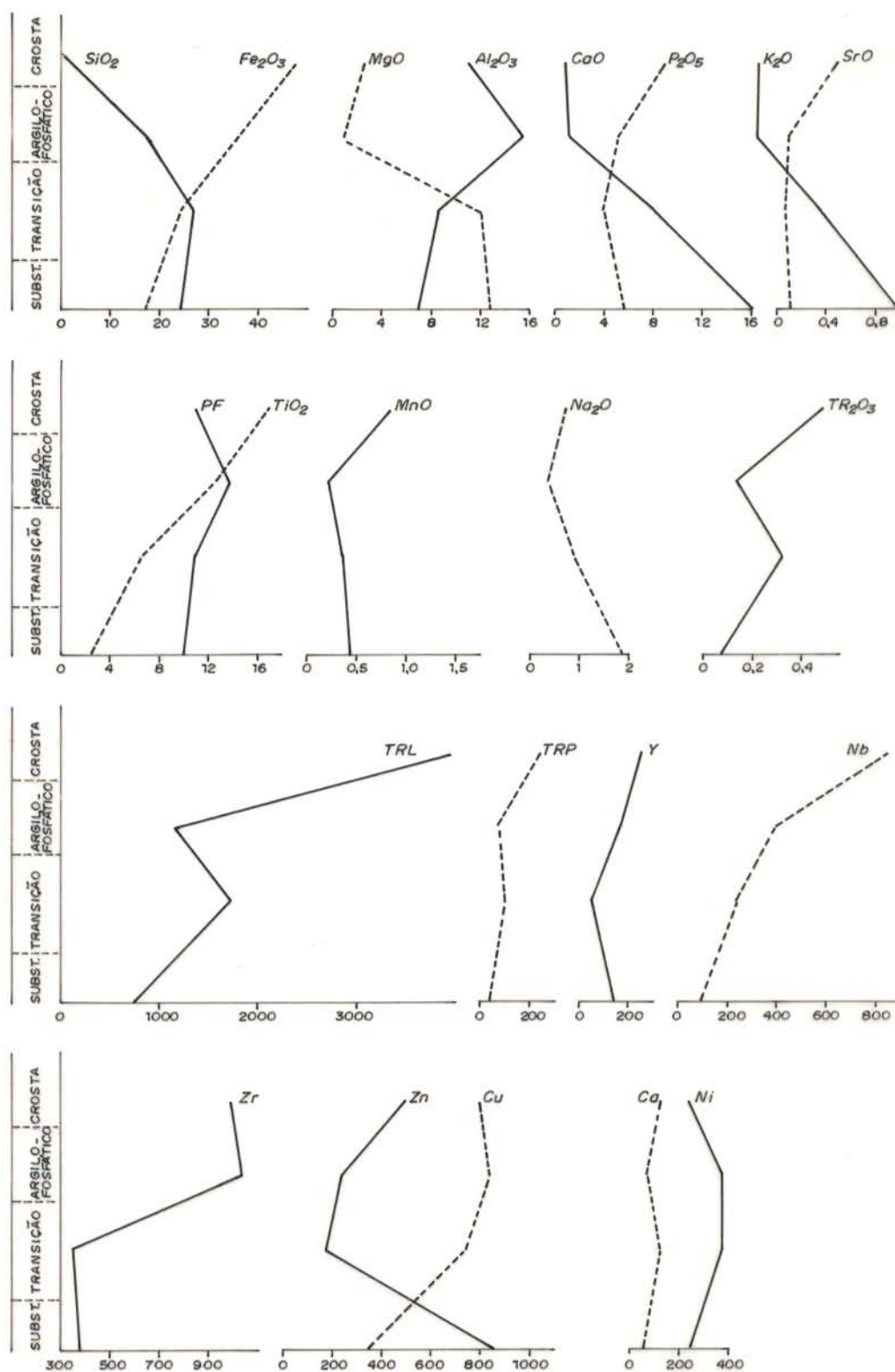


FIGURA 60 - DISTRIBUIÇÃO DAS CONCENTRAÇÕES MÉDIAS DOS ELEMENTOS QUÍMICOS NO PERFIL LATERÍTICO GERAL DE MAICURU.

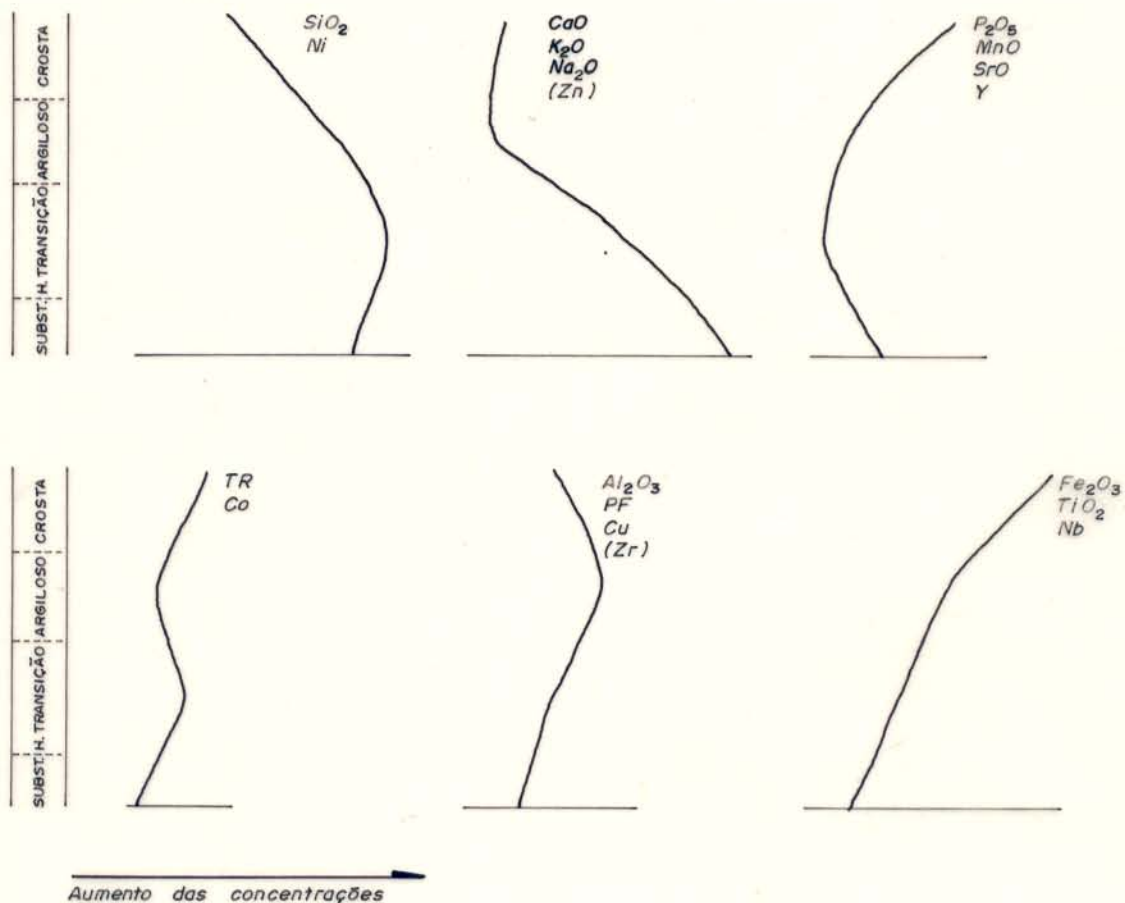


FIGURA 61 - AGRUPAMENTO DAS CURVAS DE DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS, COM BASE NAS SEMELHANÇAS DOS SEUS COMPORTAMENTOS REPRESENTADOS NA FIGURA 60 . OS DO Zn E Zr DIFERENCIAM-SE ENTRE SI E DOS OUTROS ELEMENTOS.

O horizonte de transição distingue-se daquele do substrato apenas pelos teores levemente atenuados em Na_2O , K_2O , CaO , SrO , MnO , P_2O_5 , Y e Zn e mais elevados em SiO_2 , TiO_2 , ETRL, ETRP e nos outros elementos traços. O aumento em SiO_2 e a preservação da concentração do MgO são refletidos, respectivamente, pela abundância em quartzo no perfil sobre apatitito e em serpentina no perfil sobre dunito.

O horizonte argilo-fosfático apresenta um maior desvio químico composicional em relação ao substrato e horizonte de transição, notadamente pelas concentrações inferiores de SiO_2 , Na_2O , K_2O , CaO , MgO , MnO , Zn, ETRL e EPRP, e bem superiores de TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Y, Zr, Nb e Cu.

Na crosta, as divergências químicas, em relação aos materiais subjacentes tornam-se substancialmente acentuadas, destacando-se elevados teores de TiO_2 (17,34%), P_2O_5 (8,65%), TR_2O_3 (0,49) e Nb (874 ppm) e bem significativos de CaO (0,76%), SrO (0,25), Na_2O (0,60%), MgO (1,32%) e MnO (0,79%). Na crosta aflorante ressaltam-se ainda mais as concentrações de P_2O_5 (14,22%) e TR_2O_3 (4,79%) e, nos solos concrecionários ferruginosos, as de TiO_2 (27,96%) e Nb (1272 ppm).

4.1.2 Balanço Geoquímico

O método tradicionalmente descrito na literatura para a quantificação dos ganhos e perdas dos elementos químicos durante o intemperismo é o isovolumétrico (Millot & Bonifas, 1955; Tardy, 1969), aplicado para os horizontes de um dado perfil de alteração onde se encontra preservada a estruturação original da rocha mãe, conduzindo, assim, a um decréscimo gradativo da densidade sem variação do volume.

Quando o arcabouço geral da rocha-mãe é destruído, este método torna-se inadequado. Neste caso, o balanço de massa é feito usualmente escolhendo-se o tratamento de elementos imóveis (Krauskopf, 1967; Nesbitt, 1979, Kronberg et al., 1979). Porém, este tratamento não deve ser considerado quantitativo, pois os elementos tomados normalmente como referência (Fe, Al e Ti), não são totalmente imóveis durante o intemperismo, como indicam os aspectos micromorfológicos dos lateritos de Maicuru e os dados da literatura (Schellmann, 1964; Valarelli, 1971 e Gardner, 1980). Além disso, estes elementos, assim como outros considerados também imóveis (Zr e Cr), podem apresentar uma distribuição heterogênea nas rochas protolateríticas e, conseqüentemente, nos perfis lateríticos, como se tem verificado em Maicuru.

Middelburg et al. (1988) minimizaram os erros causados pela mobilidade de Ti, que foi utilizado como referência em seus estudos sobre o intemperismo de rochas graníticas, empregando como parâmetro:

$$\text{Grau de alteração} = 1 - R(\text{amostra})/R(\text{rocha})$$

$$R = (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O})$$

A razão R é uma medida para o grau de dissolução dos feldspatos e formação dos minerais de argila.

Brimhall & Dietrich (1987) propuseram um aperfeiçoamento do método, visando calcular a concentração e lixiviação dos elementos químicos, introduzindo vários outros parâmetros, tais como densidade dos minerais, porosidade e grau de deformação dos materiais.

No presente estudo, teria sido mais adequado efetuar o balanço geoquímico com base no tratamento de Brimhall & Dietrich (1987), mas, infelizmente, os parâmetros referidos acima são de difícil determinação em materiais lateríticos terrosos e criptocristalinos. Deste modo, foi feita apenas uma estimativa sobre o grau de lixiviação e concentração dos elementos, sendo utilizadas, para fins comparativos, as equações:

$$(1) \text{ \% variação} = \frac{(Cx/(Al) \text{ horizonte})}{(Cx/(Al) \text{ substrato})} - 1 \times 100 \text{ (modificada de Nesbitt, 1979);}$$

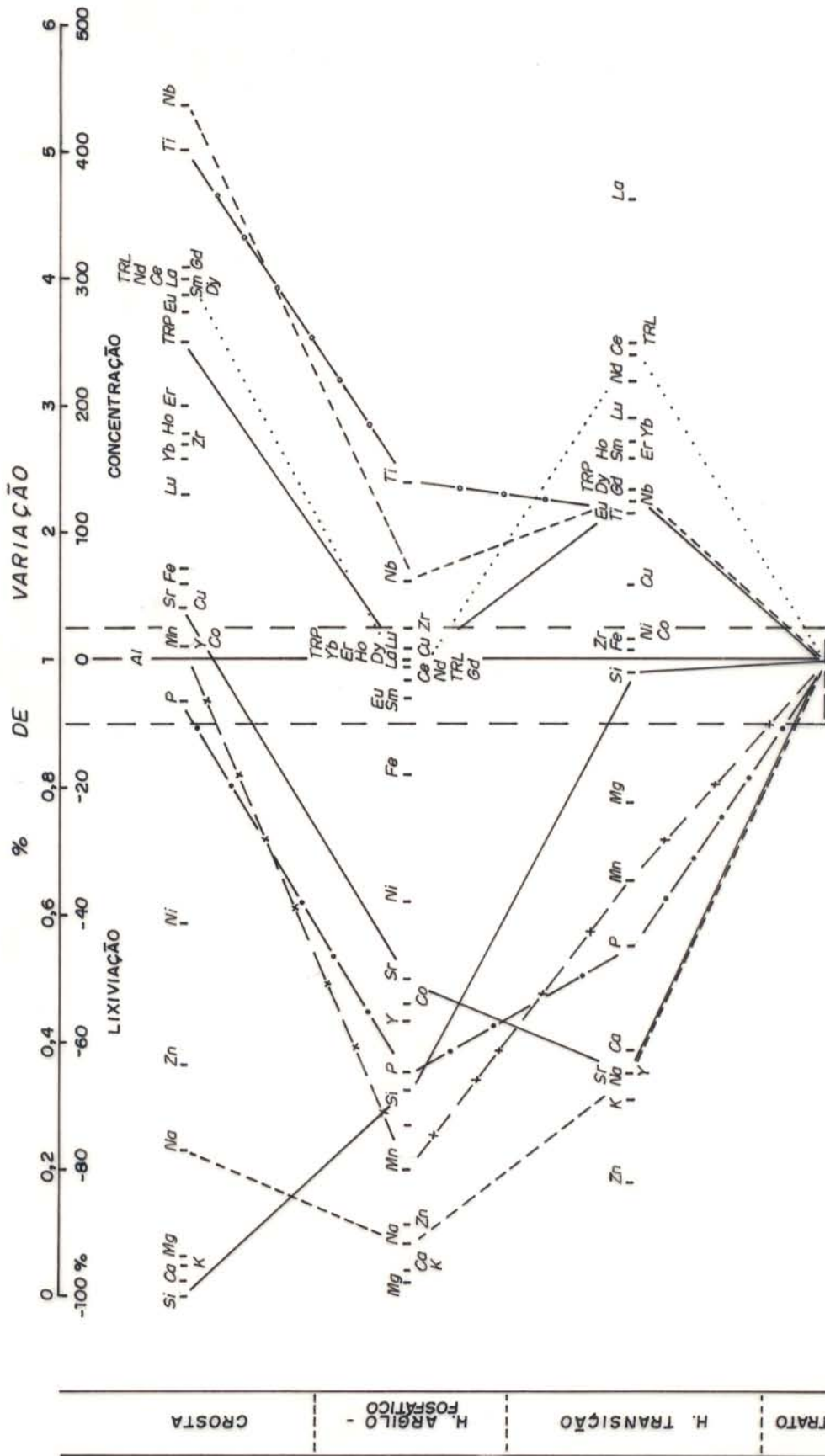
$$(2) E = \text{fator de enriquecimento} = \frac{Cx \text{ horizonte} \times d \text{ horizonte}}{Cx \text{ substrato} \times d \text{ substrato}}$$

(modificada de Monti, 1988)

onde Cx = concentração do elemento; d = densidade.

Os resultados obtidos através das equações 1 e 2 estão representados nas figuras 62 e 63, que se diferenciam entre si apenas pelos comportamentos do Cu e Nb no horizonte argilo-fosfático e Sr na crosta.

De acordo com os fatores de enriquecimento apresentados na figura 63, observa-se que os comportamentos do Fe, Al, Si, Ca, K e Mg tendem a seguir os padrões normais de lateritos, equivalentes aos de Tardy (1969), Monti (1988), Midderlburg et al. (1988), entre outros. Quanto ao comportamento dos outros elementos, algumas divergências foram verificadas em relação



aos dados indicados na literatura.

P, Sr, Y, Zn, Na e Mn são lixiviados nos horizontes inferiores, como se tem verificado em perfis lateríticos de outros locais, a exemplo de Boddington na Austrália (Monti, 1988). Porém, observa-se que, na crosta, estes elementos apresentam um sensível enriquecimento em relação aos horizontes subjacentes, que pode ser assim justificado: o P, devido à ocorrência de vários tipos de fosfatos aluminosos; o Sr e Y, por se encontrarem na estrutura do grupo da crandalita, assim como Zn que tem também capacidade de se alojar neste tipo de fosfato; o Na, devido à ocorrência muito frequente da wardita; o Mn, por se encontrar sob a forma de hidróxido e/ou na estrutura da ilmenita.

Ti, Nb e Zr não se apresentam como elementos imóveis, como são normalmente referidos na literatura. No perfil laterítico de Maicuru, estes elementos se concentram na crosta além dos limites de acúmulo residual.

O aparente enriquecimento do Ti e Nb no horizonte de transição é provocado pelas maiores concentrações de titanita, perovskita e ilmenomagnetita em relação às verificadas no substrato, refletindo, por conseguinte, a sua heterogeneidade composicional. Nas partes superiores dos perfis e, em particular, na crosta, o enriquecimento destes elementos deve-se à abundância de anatásio concentrado eluvialmente.

O Zr, da mesma forma que o Al, apresenta uma fraca mobilidade nos estágios iniciais de intemperismo, devido à alteração de anfibólio, biotita e flogopita, que devem conter, em parte, este elemento. As suas frações imóveis nos horizontes de transição e argilo-fosfático podem encontrar-se substituindo o Fe^{3+} na goethita, o Ti e/ou Fe^{3+} na ilmenomagnetita e o Ti na

titanita. O seu grande enriquecimento na crosta é justificado pela abundância em goethita, maghemita e anatásio.

O comportamento dos ETR desvia-se da tendência verificada em perfis lateríticos bauxíticos (Kronberg et al., 1979; Formoso et al., 1989; Dani et al., 1989), porém aproxima-se dos perfis investigados por Nesbitt (1979), Duddy (1980), Middelburg et al. (1988) e Bonnot-Coutois & Flicoteaux (1989). Os ETR são liberados nos estágios iniciais de intemperismo das rochas, a partir da estrutura dos minerais facilmente alteráveis, a exemplo dos carbonatos (calcita e dolomita), e mobilizados como complexos do tipo ETR $(CO_3)_4^{5-}$, sendo os dos ETRP mais estáveis que os dos TRL, conforme já demonstrado em trabalhos experimentais (Dumonceau et al., 1978 in Formoso et al., 1989; Cantrell & Byrne, 1987). Estes complexos, e em especial os dos ETRL, devem, ter sido logo desestabilizados e, em consequência, os ETR foram reprecipitados, provavelmente sob forma de hidróxidos ou hidroxicarbonatos, nos níveis dos perfis onde fluorapatitas, titanita e perovskita (principais minerais portadores de ETR nas rochas de Maicuru), encontram-se ainda bem preservadas do intemperismo.

Com a alteração completa desses minerais que se dá, geralmente, nas partes inferiores do horizonte argilo-fosfático, os ETR são liberados e transportados para os níveis superiores onde tendem a se alojar principalmente no grupo da cran-dalita.

Os comportamentos verificados para o Ni e Co no horizonte de transição indicam que estes elementos devem ter sido transferidos a partir dos piroxênios, anfibólios e micas (biotita e flogopita) para os argilominerais neoformados. O Cu, por sua vez, deve ter sido mobilizado durante a alteração da bioti-

ta e flogopita e, posteriormente, concentrado na vermiculita e/ou clorita. Após a degradação desses argilominerais seria esperado, segundo os dados da literatura (Monti, 1988, Middelburg et al., 1988), que os três elementos fossem progressivamente lixiviados em direção à crosta. Entretanto, verificou-se que o Cu se apresenta enriquecido no horizonte argilo-fosfático e na crosta, provavelmente sob a forma de turquesa, ou na estrutura do grupo da crandalita, e o Co é retido na crosta, provavelmente nos hidróxidos de Mn, e somente o Ni é lixiviado nesses horizontes.

4.1.3. Variações das Curvas Normalizadas dos ETR ao Longo do Perfil

O padrão de distribuição dos ETR normalizados aos condritos (valores segundo Evensen et al., 1978 in Boynton, 1984), para a média das rochas dos substratos dos perfis investigados é caracterizado pelo enriquecimento gradual e contínuo em direção aos ETRL (Figura 64). Este comportamento deve-se à presença das fluorapatitas, titanita e perovskita, que apresentam estruturas adequadas para abrigar, de preferência, os ETRL em relação aos ETRP. O enriquecimento preferencial em ETRL é refletido nos materiais ao longo do perfil e nos de superfície, mas se ressalta ainda mais na crosta aflorante, onde a forma da curva dos ETR diferencia-se das demais pelas pronunciadas anomalias positivas em Tm e Yb (Figura 64).

Apesar das semelhanças entre as curvas dos outros materiais com a correspondente da média das rochas dos substratos dos perfis, as razões $(Ce/Yb)_N$, $(La/Yb)_N$ e $(La/Lu)_N$ (Tabela 10), demonstram que os ETR sofreram fracionamentos a partir dos estágios iniciais de intemperismo dessas rochas. Em consequên-

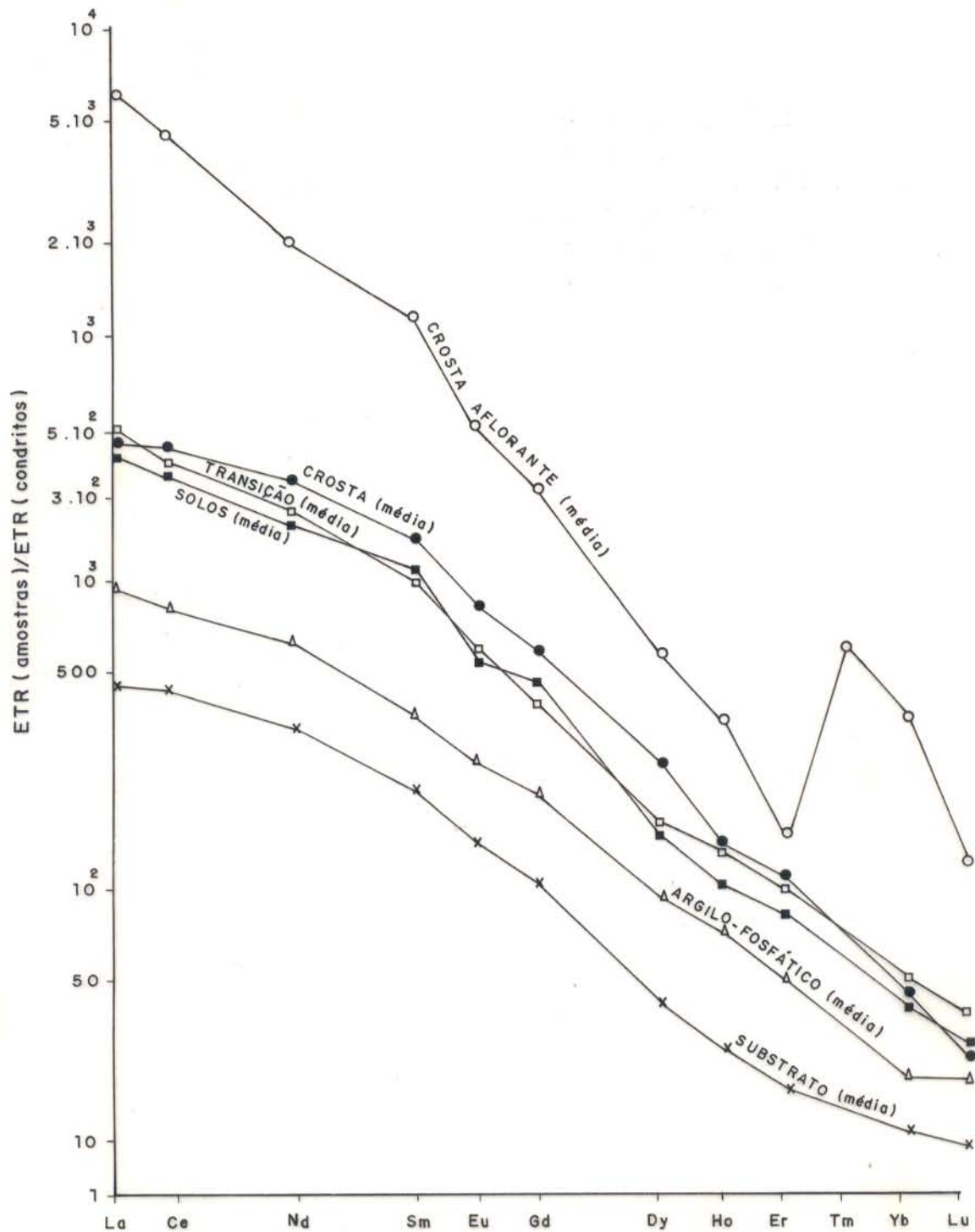


Figura 64 - Variações das curvas dos ETR normalizadas aos condritos no perfil geral e materiais de superfície de Malcuru.

Tabela 10 - Principais características geoquímicas dos ETR para as médias das rochas do substrato, horizontes dos perfis e materiais de superfície.

MATERIAIS	$\frac{\text{TRL}}{\text{TRP}}$	$\frac{\text{Ce}}{\text{Yb}}$	$\left(\frac{\text{Ce}}{\text{Yb}}\right)_N$	$\left(\frac{\text{La}}{\text{Yb}}\right)_N$	$\left(\frac{\text{La}}{\text{Lu}}\right)_N$
Substrato	16	172	44,5	46	62
H.transição	21	202	52	69	91
H.argilo-fosfático	14	147	38	44	43
Crosta	17	261	68	70	110
Materiais de superfície - crosta aflorente	61	326	84	100	339
Solos con.ferruginosos.	20	251	66	65	98

cia, ocorreu um enriquecimento preferencial dos ETRL no horizonte de transição. Os ETRP foram transportados para os níveis superiores dos perfis e retidos no horizonte argilo-fosfático, provavelmente na estrutura da churchita ($YPO_4 \cdot 2H_2O$). Em condições ácidas, que devem prevalecer a partir deste horizonte, as fluorapatitas, titanita e perovskita já se encontram quase que totalmente alteradas. Deste modo, os ETR liberados devem migrar em direção à crosta possivelmente sob a forma TRF_6^{3-} , ou como íons livres, sendo, então, incorporados pelos fosfatos do grupo da crandalita, cuja estrutura é propícia para alojar de preferência os ETRL.

Os valores das razões $(Ce/Yb)_N$, $(La/Yb)_N$ e $(La/Lu)_N$ (Tabela 10) não apresentam mudanças expressivas com o processo de transformação da crosta em solos concrecionários ferruginosos. Por outro lado, os materiais da crosta que resistiram a este processo apresentam valores bem superiores para essas razões, demonstrando, assim, o maior fracionamento dos ETR nestes materiais. Este fracionamento é controlado pela abundância dos fosfatos do grupo da crandalita e pela ocorrência de outras fases mineralógicas com estruturas adequadas para abrigar os ETRP, e em especial o Tm e Yb.

4.2 Geoquímica dos Perfis

4.2.1 Perfil sobre Glimerito

4.2.1.1 Composição Química e Concentração dos Elementos Traços

Segundo os dados das tabelas 11 e 12 (representados nas figuras 65 e 66), verifica-se que o glimerito se apresenta, em relação à média das rochas dos substratos dos perfis, com

TABELA 11 - Composição química de amostras representativas do perfil sobre glimerito (furo de sondagem 3).

COMPOSIÇÃO QUÍMICA(Z)	GLIMERITO	H. TRANSIÇÃO	H. ARGILO-FOSFÁTICO			C R O S T A		
	109-110	80-71	40-51	40-41	37-38	27-28	27-18	0,5-1
SiO ₂	13,20	7,0	3,46	1,19	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
TiO ₂	6,90	9,54	15,73	30,57	16,60	16,20	13,90	15,90
Al ₂ O ₃	5,66	6,8	10,39	9,1	7,55	9,44	7,55	5,66
Fe ₂ O ₃	13,88	38,98	39,50	37,66	54,83	52,10	57,17	59,27
MnO	0,28	0,56	0,66	0,98	0,82	0,49	0,48	1,51
MgO	11,21	0,93	1,87	0,53	0,82	0,38	0,75	0,62
CaO	21,19	14,00	6,50	0,66	0,71	0,56	0,84	0,31
Na ₂ O	1,91	0,27	0,73	0,82	0,79	0,05	0,84	0,51
K ₂ O	1,04	0,43	0,02	0,01	0,06	0	0,04	0,01
P ₂ O ₅	8,51	9,20	12,71	7,51	7,22	9,03	10,84	3,61
SrO	0,21	0,14	0,19	0,09	0,19	0,32	0,45	0,26
PF	14,96	10,58	8,26	9,51	8,14	10,81	6,98	11,64
TR ₂ O ₃	0,129	0,27	0,28	0,41	0,28	0,50	0,20	0,32
Total	99,08	98,70	100,30	99,87	98,01	100,03	100,22	100,71

TABELA 12 - Concentração dos elementos traços em amostras representativas no perfil sobre glimerito (furo de sondagem 3).

ELEMENTOS TRAÇOS (ppm)	GLIMERITO		H.TRANSIÇÃO	H.ARG-FOS	C R O S T A					
	(113)	(109-110)	70-71	50-51	40-41	37-38	34-35	27-28	18-18	0,5-1
La	199	212,9	483,6	484,1	590,3	504,2	537,5	885,9	313,4	512
Cr	505,2	476,2	1012,5	1139	1483	1100	1388,2	1946	766,5	1185
Nd	316,9	277,5	544	615	933,5	557,3	917,1	997,8	422,8	670,3
Sa	54,9	56,6	109,8	124	205,8	114	195	202	85,6	155,6
Eu	14,2	14,1	25,7	30	49	27,5	47	48,3	20,2	41,6
TRL	1090,2	1037,3	2176,6	2392,1	3261,6	2303	3004,8	4080	1608,5	2564,5
Gol	34,3	38,2	68,5	82	140	73	134	131,4	53,03	120,2
DY	13,9	18,3	33,9	39	55,4	33,7	59,5	64,6	23,2	63,8
Ho	2,3	2,6	4,95	5,6	9,4	4,7	8,4	9,5	3,4	8,6
Er	4,5	6,13	11,8	13	20,9	10,3	16,9	21,4	7,3	19,9
Ta	-	0,68	1,63	2,0	2,6	1,2	2,03	3,4	1,06	1,9
Yb	1,57	2,7	5,9	6,3	8,9	4,4	7,3	10,7	3,4	5,8
Lu	0,21	0,27	0,63	0,67	0,87	0,4	0,69	1,1	0,27	0,46
TRP	56,78	68,88	127,31	148,57	238,07	127,7	228,83	242,1	91,76	220,7
Y	na	71	130	156	265	229	227	264	335	224
Zr	na	375	834	1506	1004	588	4363	1081	805	786
Nb	na	307	471	843	1090	878	395	1115	1164	741
Cu	na	257	1596	1200	827	959	378	882	707	323
Zn	na	136	356	497	398	335	568	264	497	200
Ni	na	48	503	280	271	164	110	146	575	110
Co	na	55	437	132	217	166	210	38	64	64

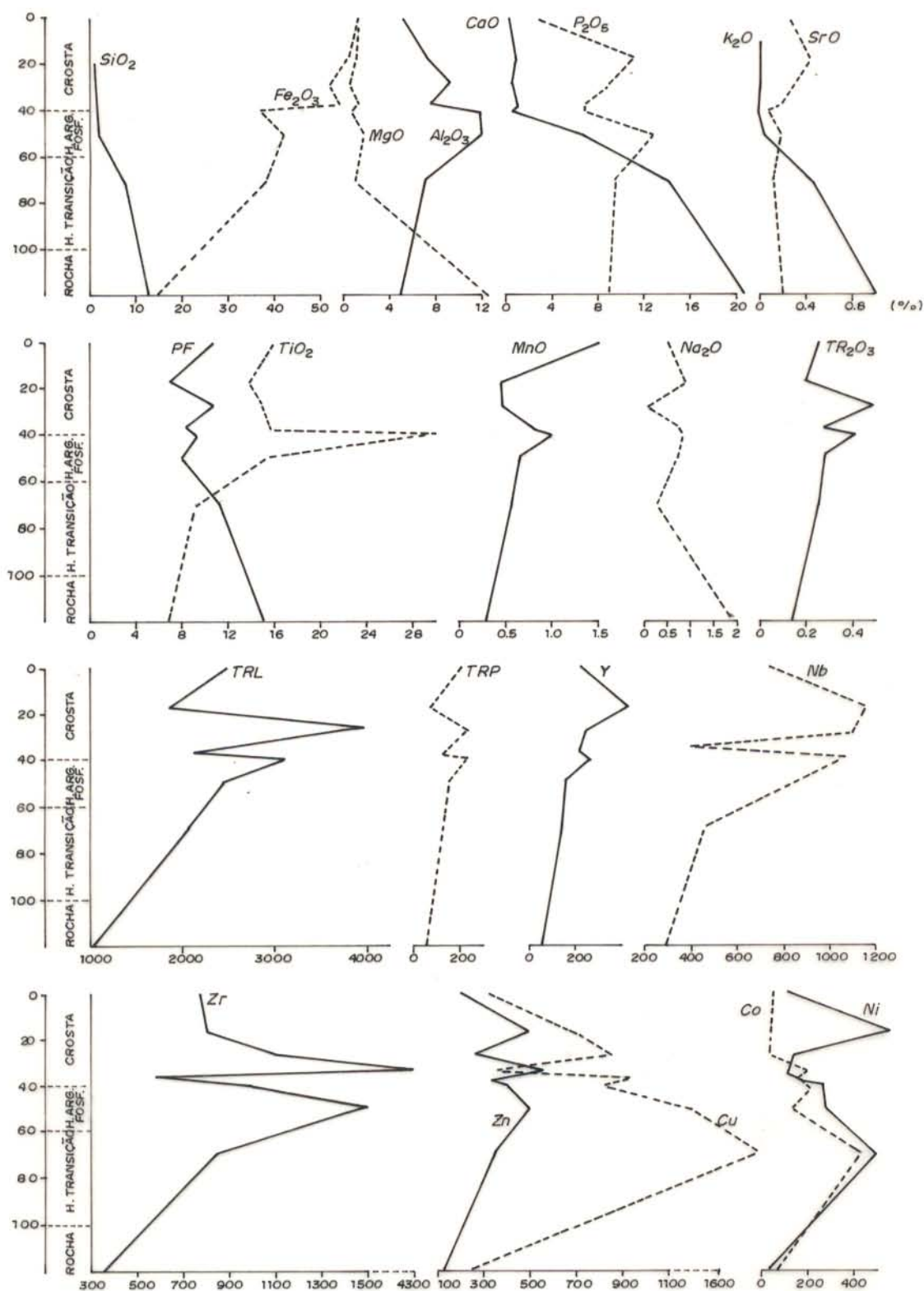


FIGURA 65 - DISTRIBUIÇÃO DAS CONCENTRAÇÕES DOS ELEMENTOS QUÍMICOS NO PERFIL LATERÍTICO SOBRE GLIMERITO.

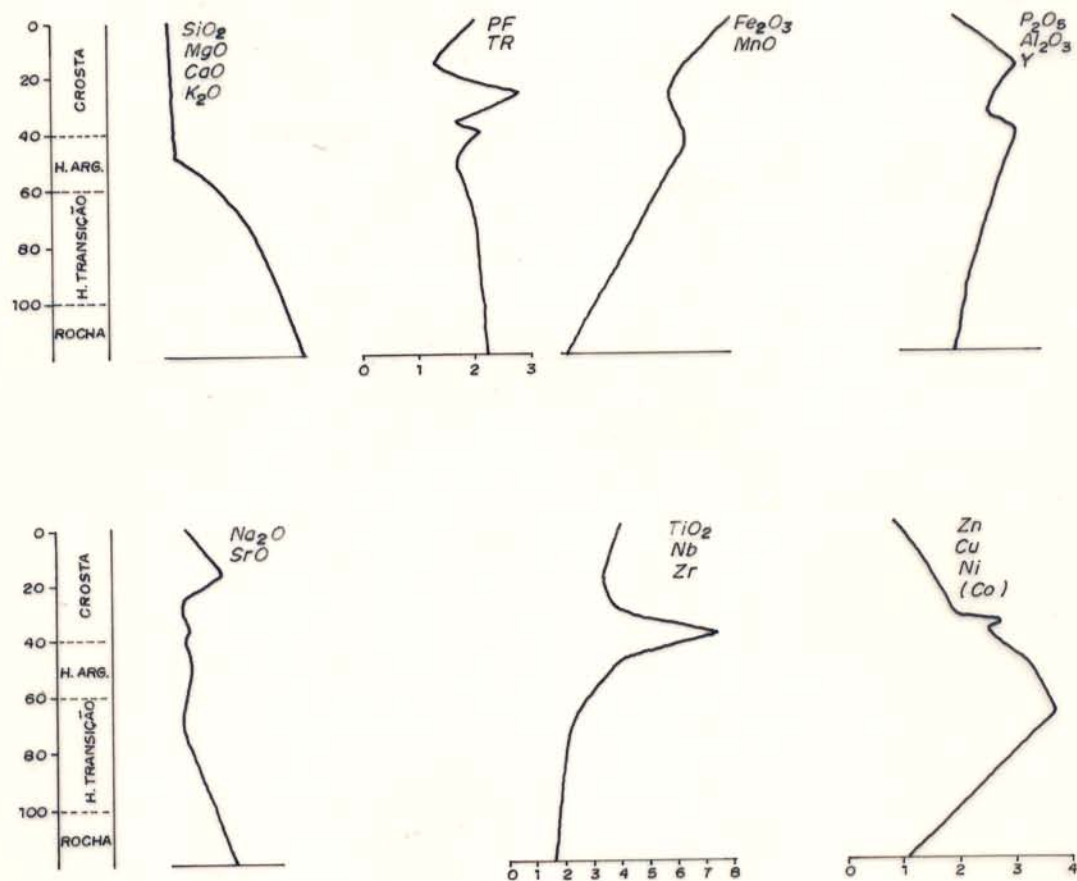


FIGURA 66 - AGRUPAMENTO DAS CURVAS DE DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS, COM BASE NAS SEMELHANÇAS DE SEUS COMPORTAMENTOS, NO PERFIL SOBRE GLIMERITO.

concentrações superiores em CaO (21,19%) e PF (14,96%), devido à abundância de carbonato, em P₂O₅ (8,51%), ETRL (1037-1090 ppm), SrO (0,21%), TiO₂ (6,9%) e Nb (307 ppm), demonstrando a ocorrência muito frequente de fluorapatita e titanita e bem inferior em SiO₂ (13,20%), tendo em vista os poucos silicatos presentes neste tipo de rocha.

O horizonte de transição distingue-se do glimerito especialmente: 1) pelo decréscimo acentuado em CaO, MgO, PF, SiO₂, Na₂O e K₂O, devido à completa dissolução dos carbonatos e alteração dos anfibólios em esmectita e das flogopitas em vermiculita e clorita; 2) pelo aumento dos teores de Fe₂O₃, TiO₂, MnO e em todos os elementos traços analisados.

As diferenças químicas entre o horizonte argilo-fosfático e os materiais subjacentes são demonstradas pela forte redução nos teores de SiO₂ e CaO e atenuação nos de Cu, Ni e Co. Estas variações são resultantes da alteração quase completa das fluorapatitas e titanita e da transformação da esmectita, vermiculita e cloritas em caolinita.

O decréscimo nos teores desses elementos é compensado pelo aumento nos de: 1) Al₂O₃ e P₂O₅ sob as formas de wavelita, wardita e grupo da crandalita; 2) Fe₂O₃, TiO₂ e MnO, representados predominantemente pela ilmenomagnetita; 3) Nb, contido no anatásio formado especialmente a partir da titanita; 4) ETR e Y distribuídos entre os relíctos de fluorapatita e titanita e no grupo da crandalita; 5) Zr, que pode estar alojado na goethita, anatásio e ilmenomagnetita.

Comparando-se os dados químicos da crosta aos do horizonte argilo-fosfático, verifica-se que as diferenças mais significativas referem-se ao aumento nos teores de Fe₂O₃ e TiO₂, que chegam a alcançar, respectivamente, 59,27 e 30,57%, e

redução nos de CaO , MgO e SiO_2 .

4.2.1.2 Balanço Geoquímico

Avaliando-se o comportamento dos elementos de acordo com os seus fatores de enriquecimento (Figura 67), verifica-se que as principais divergências em relação ao perfil geral referem-se aos ETR, Y, Fe, Zr, Ni, Co, Zn e Mn.

Os ETR e Y apresentam-se enriquecidos praticamente com a mesma intensidade nos horizontes de transição e argilo-fosfático. Observa-se que os fatores de enriquecimento correspondentes aos ETRL são superiores aos dos ETRP em todo o perfil. Este comportamento é refletido pelos teores elevados de fluorapatitas e titanita no horizonte de transição e pelos do grupo da crandalita nos horizontes superiores.

O grande enriquecimento indicado para o Fe e Zr no horizonte de transição deve ser resultante dos maiores teores de ilmenomagnetita em relação aos verificados no glimerito.

O Ni, Co, Zn e Mn se concentram em todo o perfil, sendo este comportamento anormal indicativo do aporte lateral destes elementos.

4.2.1.3 Variações das Curvas Normalizadas dos ETR ao Longo do Perfil.

Os padrões de distribuição dos ETR correspondente às amostras de glimerito e às dos horizontes distintos (Figura 68) são bem semelhantes aos do perfil geral.

As formas das curvas dos ETR para o horizonte de transição, argilo-fosfático e crosta diferenciam-se das do glimerito apenas pela inflexão correspondente ao Tm, que se apresenta bem atenuada no horizonte de transição e em algumas amos-

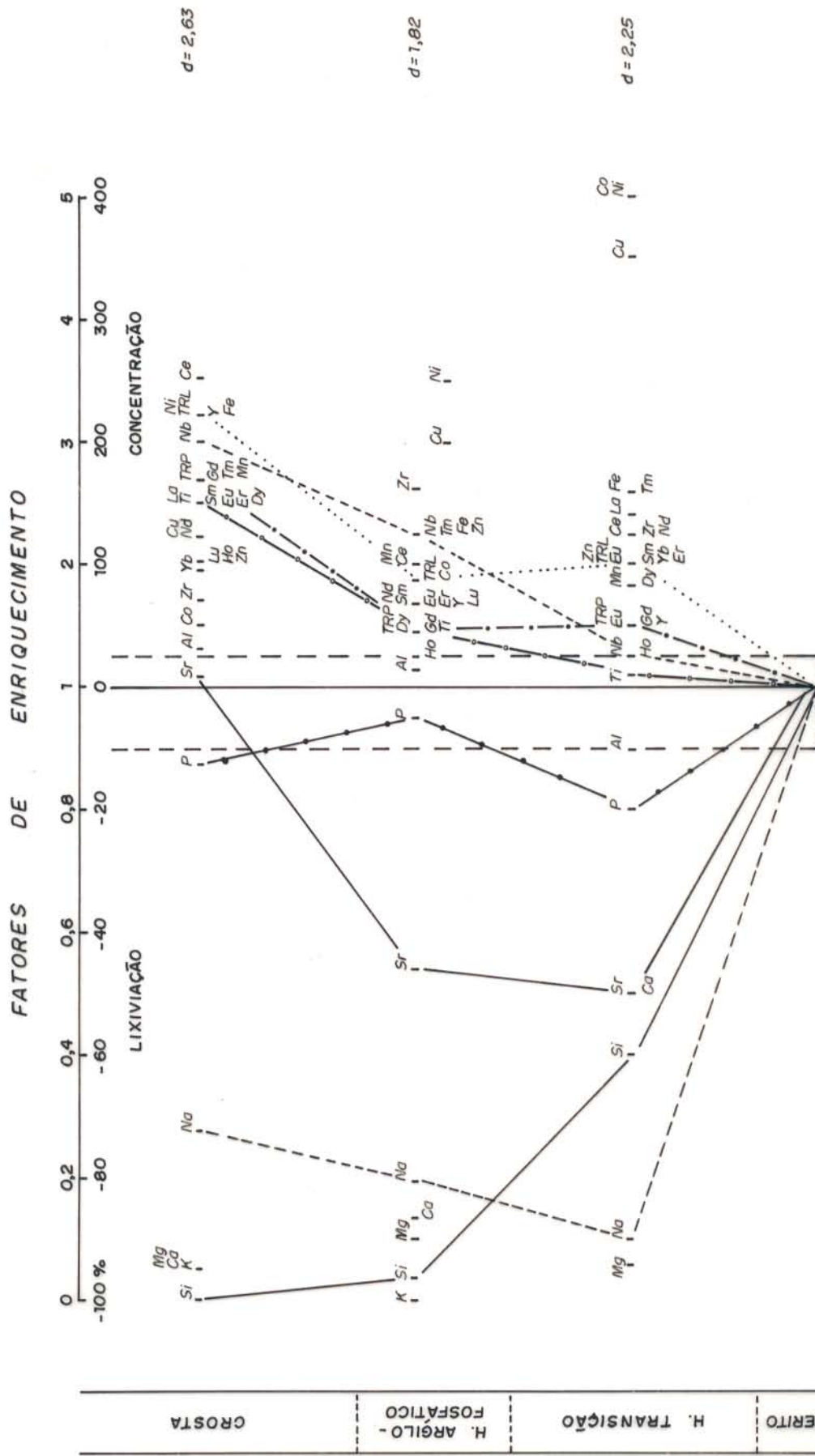


FIGURA 67 - BALANÇO GEOQUÍMICO (ISOVOLUMÉTRICO) NO PERFIL LATERÍTICO SOBRE GLIMERITO.

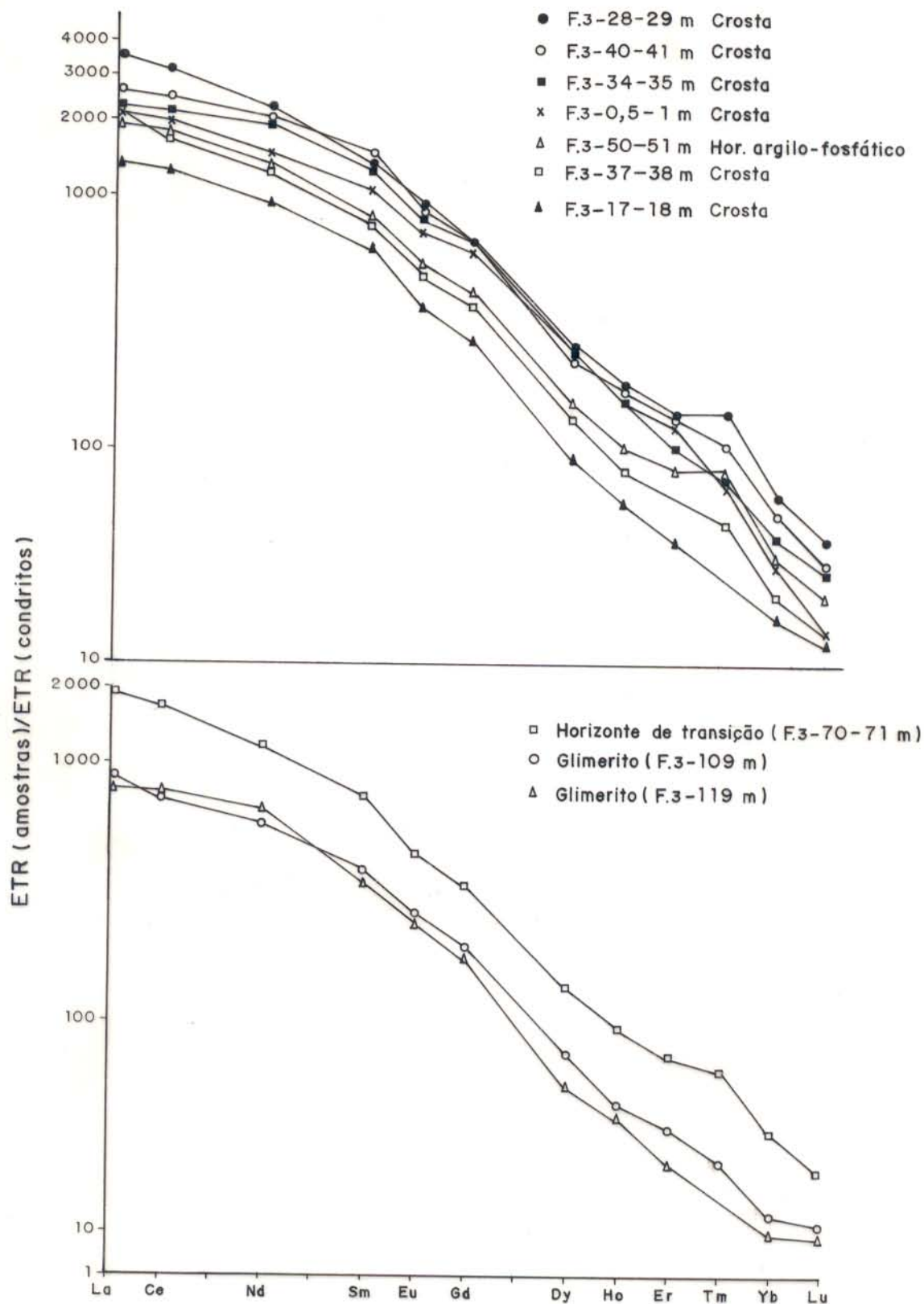


Fig. 68 - Variações das curvas normalizadas dos ETR em relação aos condritos ao longo do perfil sobre glimerito.

tras da crosta, e um pouco mais acentuada no horizonte argilo-fosfático. Já em uma amostra da crosta, a F3-27-28, verifica-se uma discreta anomalia positiva para este elemento.

As diferenças na intensidade de enriquecimento dos ETRL entre as amostras de glimerito não se ressaltam nos seus respectivos padrões de distribuição dos TR, mas sim, através dos dados da tabela 13. Se os valores das razões $(Ce/Yb)_N$, $(La/Yb)_N$ e $(La/Lu)_N$, obtidos para a média das amostras de glimerito forem comparados aos das amostras dos distintos horizontes do perfil, o comportamento dos ETR vai divergir consideravelmente do que foi observado no perfil geral. Entretanto, se a amostra F3-109 for tomada como referência, verifica-se que o fracionamento dos ETR teve início a partir do horizonte de transição, ocorrendo, assim, um maior enriquecimento para os ETRL em relação aos ETRP em todo o perfil, tendo-se como exceção apenas as amostras da crosta F3-40-41 e F3-34-35.

4.2.2 Perfil sobre Apatitito

4.2.2.1 Composição Química e Concentração dos Elementos Traços

O apatitito é constituído predominantemente de CaO , P_2O_5 e Fe_2O_3 e apresenta baixos teores de SiO_2 , Al_2O_3 , MgO e TiO_2 . Também ocorrem em teores superiores aos da média das rochas dos substratos: 1) MnO devido à substituição do Fe^{2+} pelo Mn^{2+} na magnetita e pelo Ca^{2+} na fluorapatita; 2) SrO , TR_2O_3 e Y , devido à abundância em fluorapatita; 3) Zr , que se encontra em substituição ao Fe^{3+} na magnetita (Tabelas 14 e 15).

A passagem do apatitito para o horizonte de transição se dá com variações bruscas nos teores de SiO_2 , TiO_2 , CaO , P_2O_5 , TR_2O_3 , Nb e Cu (Tabelas 14 e 15 e Figuras 69 e 70), re

Tabela 13 - Principais características dos ETR no perfil sobre glimerito.

MATERIAIS	$\frac{TRL}{TRP}$	$\frac{CE}{YB}$	$\left(\frac{Ce}{Yb}\right)_N$	$\left(\frac{La}{Yb}\right)_N$	$\left(\frac{La}{Lu}\right)_N$
Glimerito F3-113	19	332	83	85,5	98
Glimerito F3-109	15	176	46	53	82
Glimerito-média	17	249	64	69	90
H. transição	17	172	44	55	80
H. Arg. fosfático	16	181	47	52	75
Crosta					
F3-40-41		14	167	43	45
70,5					
F3-37-38	18	250	65	77	131
F3-34-35	13,5	190	49	50	81
F3-27-28	17	182	47	56	84
F3-17-18	17,5	255	58	62	88
F3-0,5-1	12	204	53	60	116
Crosta-média	15	203	53	58	95

TABELA 14 - Composição química de amostras representativas do perfil sobre o apatitito.

COMPOSIÇÃO QUÍMICA(Z)	H.TRANSIÇÃO			H.ARGILO-FOSFÁTICO FI-1-2
	APATITITO FI-67-63	FI-35-36	FI-13-14	
SiO ₂	0,90	26,30	25,85	25,40
TiO ₂	0,94	8,49	9,42	1,85
Al ₂ O ₃	1,04	3,20	2,97	3,33
Fe ₂ O ₃	31,77	35,85	39,71	55,86
MnO	1,51	0,36	0,42	0,76
HgO	0,95	1,03	1,0	1,04
CaO	38,0	6,40	3,58	3,02
Na ₂ O	0,65	0,54	0,1	<0,01
K ₂ O	0,1	0,01	<0,01	<0,01
P ₂ O ₅	22,96	9,52	6,18	6,05
SrO	0,33	0,04	0,02	0,25
PF	1,30	6,83	9,54	2,54
TR ₂ O ₃	0,154	0,41	na	0,051
Total	100,734	99,60	98,79	100,351

TABELA 15 - Concentração dos elementos traços no perfil sobre apatitito.

(ppm)	APATITITO Ma-68	H. TRANSIÇÃO		H. ARGILO-FOSFÁTICO F1-1-2
		F1-35-36	F1-13-14	
La	197,4	563,9	na	95,44
Ce	619,8	1563	na	196,5
Nd	306,4	978,5	na	107,1
Sm	82,3	116,7	na	18,4
Eu	16,6	44,31	na	4,31
TRL	1222,5	3315,51	na	427,75
Gd	50,2	103,6	na	12
Dy	27,6	58	na	5,55
Ho	4,4	9,7	na	1,06
Er	9,4	19,4	na	2,35
Tm	1,1			
Yb	5,0	9,42	na	0,9
Lu	0,55	1,13	na	0,16
TRP	98,25	201,25		21,96
Y	483	116	89	306
Zr	531	396	455	1841
Nb	65	663	575	81
Cu	137	1292	1183	203
Zn	261	306	299	370
Ni	110	253	244	217
Co	20	132	120	120

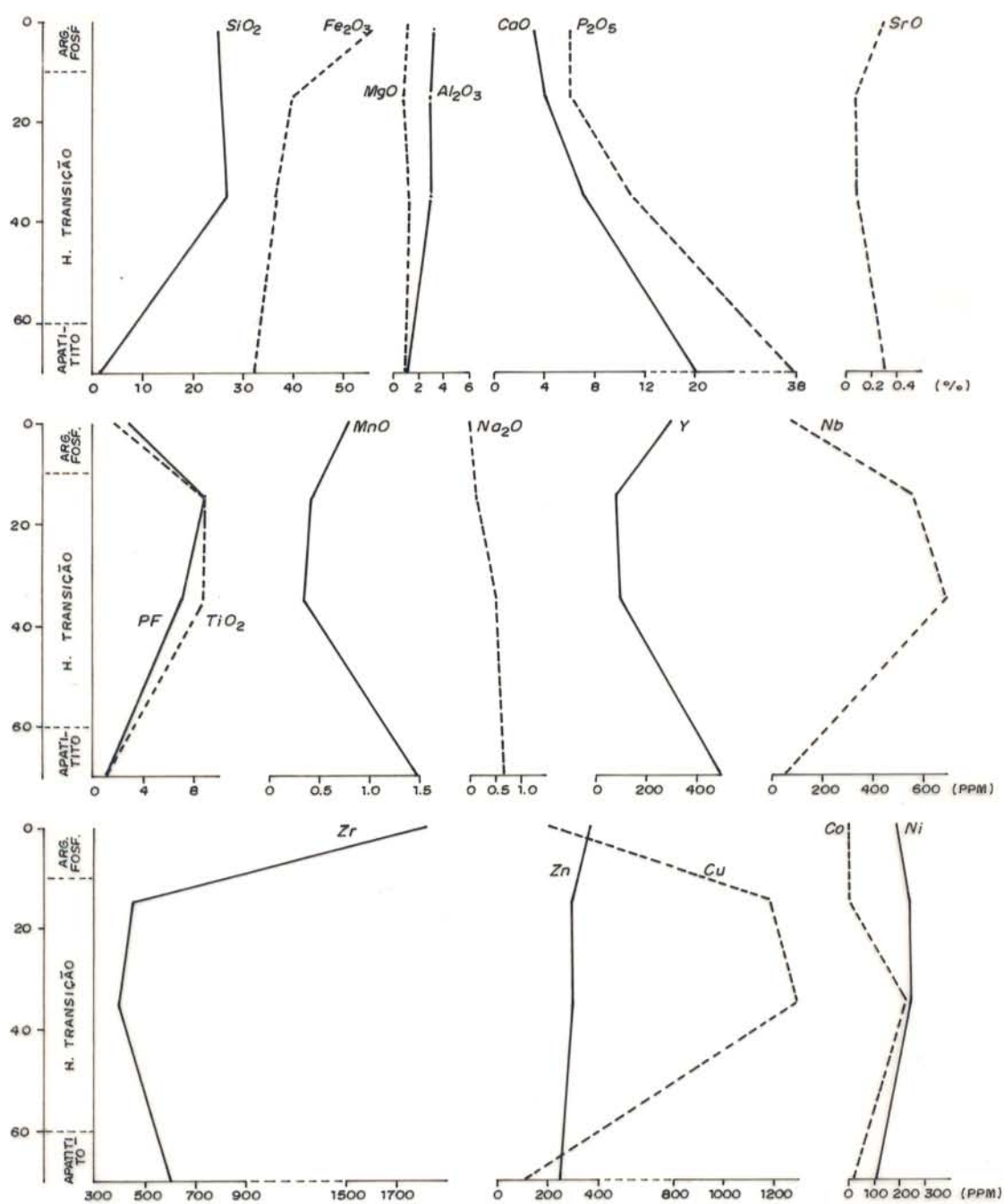


FIGURA 69 - DISTRIBUIÇÃO DAS CONCENTRAÇÕES DOS ELEMENTOS QUÍMICOS NO PERFIL DE ALTERAÇÃO SOBRE APATITITO.

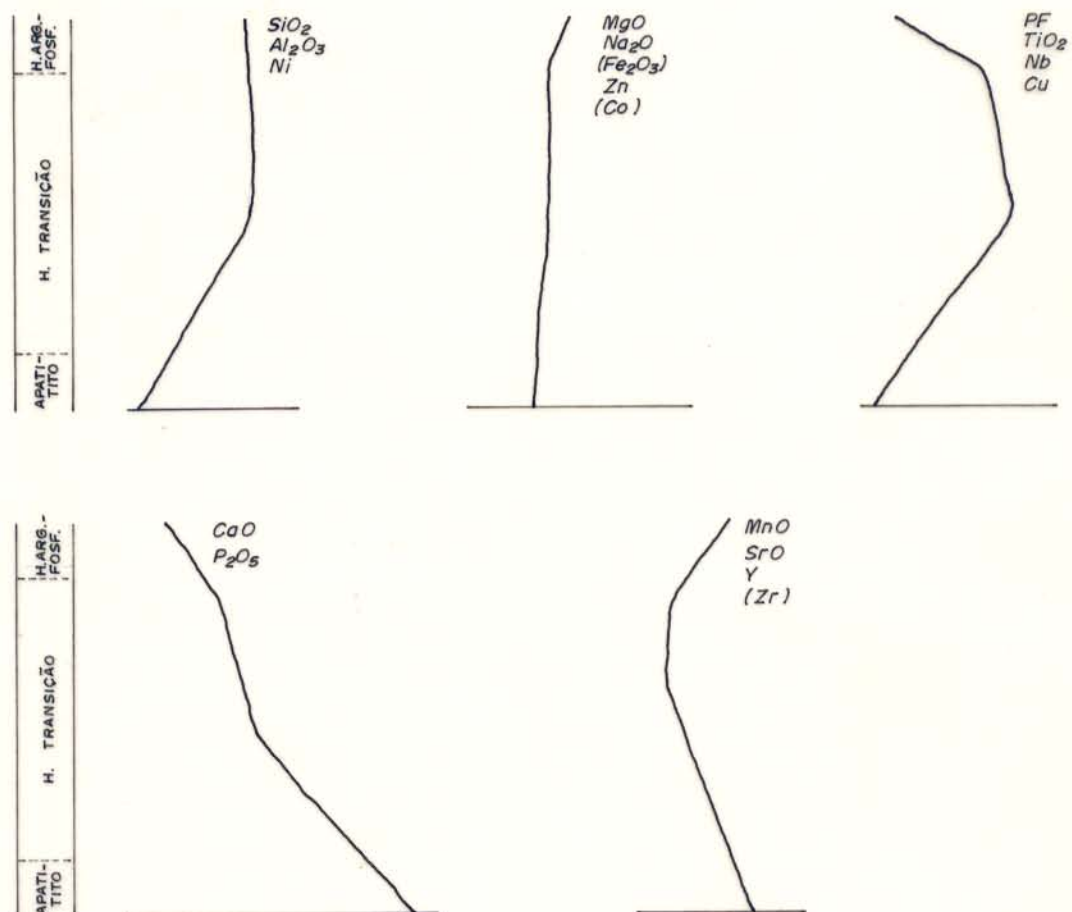


FIGURA 70 - AGRUPAMENTO DAS CURVAS DE DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS COM BASE NAS SEMELHANÇAS DE SEUS COMPORTAMENTOS. Fe_2O_3 , Zr E Co DIFERENCIAM-SE ENTRE SI E DOS OUTROS ELEMENTOS (PERFIL SOBRE APATITITO).

fletindo, assim, abruptas mudanças litológicas.

O horizonte argilo-fosfático distingue-se do de transição pelo aumento dos teores de Fe_2O_3 , Zn e Y e decréscimo nos de TR_2O_3 , Nb e Cu. As relações entre os materiais destes horizontes são demonstradas apenas pelos elevados teores em SiO_2 (representado predominantemente pelo quartzo) e pela ordem dos teores de P_2O_5 , CaO e Al_2O_3 , que se apresentam no argilo-fosfático como fluorapatita (relictos), fosfatos do grupo da crandallita, wavelita e caolinita.

4.2.2.2 Balanço Geoquímico

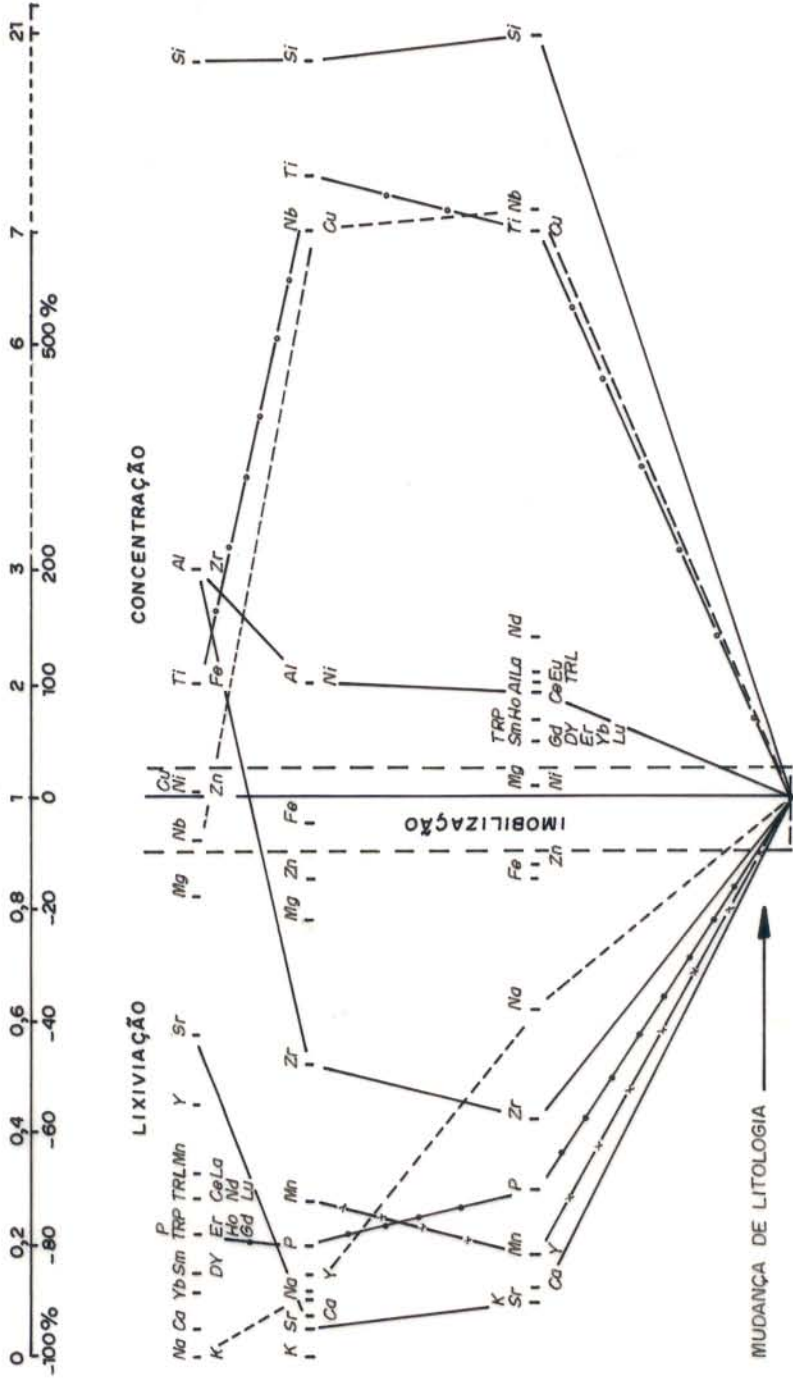
Os resultados obtidos para as perdas e ganhos dos elementos químicos nos materiais deste perfil (Figura 71), retratam nitidamente as diferenças litológicas entre o apatitito e os horizontes de transição e argilo-fosfático. As mudanças de litologia são refletidas, principalmente, através dos comportamentos do Si e Zr, que se deslocam respectivamente para os campos de elementos concentrados e lixiviados, do Ti, Nb e Cu, cujos fatores de enriquecimento são próximos de 7 no horizonte de transição, e do Al que se comporta como concentrado em todo o perfil.

Estes comportamentos bem divergentes do perfil geral refletem grandes mudanças litológicas protolateríticas.

4.2.2.3 Variação das Curvas Normalizadas dos ETR ao Longo do Perfil

O apatitito, assim como os outros tipos de rochas dos substratos dos perfis, apresenta-se preferencialmente enriquecido em ETRL em relação aos ETRP (Figura 72). O seu padrão de distribuição dos ETR é refletido diretamente a partir da

FATORES DE ENRIQUECIMENTO



d = 2,66

d = 3,53

CONCENTRAÇÃO

IMOBILIZAÇÃO

LIXIVIAÇÃO

MUDANÇA DE LITOLOGIA

H. AREOLADO
POSPÁT.
H. TRANSIÇÃO
APATITTO

FIGURA 71 - BALANÇO GEOQUÍMICO (ISOVOLÚMETRICO) NO PERFIL SOBRE APATITTO.

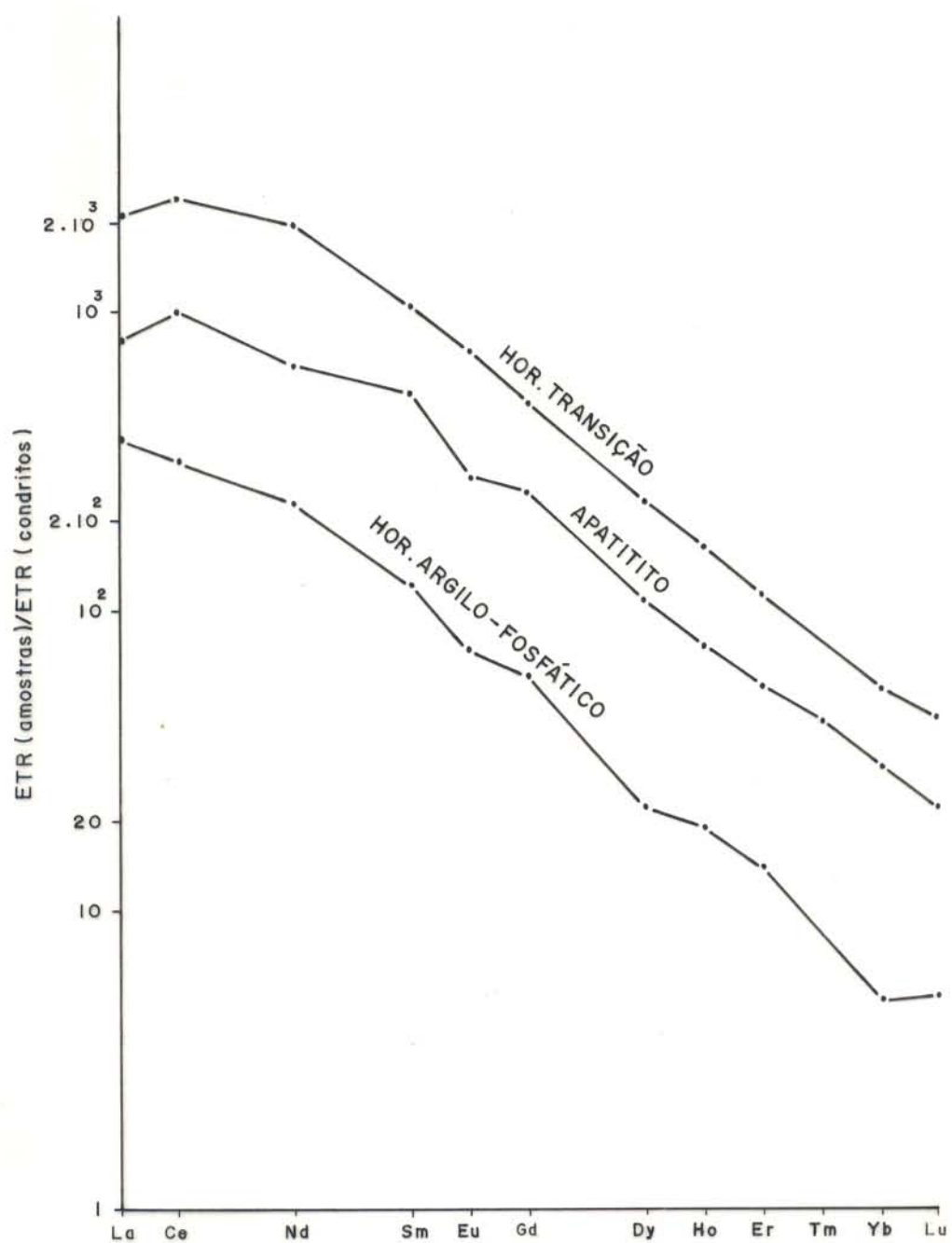


Fig. 72 - Variações das curvas dos ETR normalizados aos condritos ao longo do perfil sobre apatitito.

fluorapatitas, que deve se distinguir das da titanita e perovskita pela discreta anomalia positiva em Ce.

Apesar das mudanças litológicas constatadas neste perfil, não se verificam variações expressivas entre a forma da curva de distribuição dos ETR do apatitito e as dos horizontes de transição e argilo-fosfático, isto é, as rochas protolateríticas devem ter tido o mesmo padrão de distribuição dos ETR.

4.2.3 Perfil sobre Piroxenito

4.2.3.1 Composição Química e Concentração dos Elementos Traços

As tabelas 16 e 17 indicam, respectivamente, os valores para composição química e concentração dos elementos traços para o piroxenito e amostras representativas dos distintos horizontes do perfil. Esses valores encontram-se ilustrados nas figuras 73 e 74, sendo os dos horizontes de transição e argilo-fosfático representados pelas amostras do furo de sondagem 15 e os da crosta, pelas concentrações médias obtidas a partir dos furos de sondagem 7 e 15 e dos poços 8 e 21. Verifica-se através desses dados que o piroxenito distingue-se do glimerito (rocha resultante dos processos de fenitização atuantes, principalmente, no piroxenito e, em menor extensão, no sienito), pelos teores bem superiores em SiO_2 e Cu e inferiores em Al_2O_3 , P_2O_5 , TR_2O_3 , SrO, PF, TiO_2 e Nb.

O horizonte de transição, em sua parte inferior desvia-se do piroxenito especialmente pelo leve decréscimo dos teores de P_2O_5 , SrO e Y e aumento dos de TiO_2 , Nb, TRL e TRP. Na parte superior, as divergências em relação ao piroxenito tornam-se mais significativas e são marcadas, sobretudo, pelo decréscimo acentuado em P_2O_5 , CaO, SrO e TR_2O_3 devido à altera-

TABELA 16 - Composição química de amostras representativas dos distintos horizontes de um perfil laterítico sobre piroxenito.

	PIROXENITO	H.TRANSICAO		H.ARG-FOSF		C R O S T A			
	F15-40	F13-34	F15-23	F15-12,30	F15-9,40	P8-17	F7-20-21	F7-37-38	P21-9-10
SiO ₂	42,17	45,28	24,49	29,82	2,0	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
TiO ₂	0,80	1,60	3,0	3,0	16,58	8,82	29,16	28,38	30,00
Al ₂ O ₃	1,57	2,51	4,40	9,36	8,04	14,25	2,13	3,40	9,97
Fe ₂ O ₃	12,27	15,90	23,08	26,20	48,59	43,00	55,82	53,77	48,73
MnO	0,11	0,095	0,15	0,08	0,17	2,61	0,45	0,86	0,38
MgO	9,56	9,01	7,62	1,49	0,1	0,52	3,31	3,97	1,35
CaO	24,50	19,00	9,13	1,60	0,24	2,05	0,60	0,60	0,2
Na ₂ O	1,73	1,90	0,89	0,48	0,02	0,21	0,23	0,64	0,1
K ₂ O	0,80	0,55	0,33	0,26	0,02	0,15	0,39	0,04	<0,01
P ₂ O ₅	4,42	2,21	1,02	2,00	5,53	11,60	1,61	3,40	3,04
SrO	0,09	0,04	0,01	0,31	0,06	0,63	0,05	0,17	0,13
PF	2,88	0,84	24,46	24,96	18,56	14,58	6,44	5,0	7,54
TR ₂ O ₃	0,043	0,33	0,028	0,06	na	1,58	0,30	na	na
Total	100,943	100,06	98,608	100,42	99,91	100,15	100,49	100,23	101,44

TABELA 17 - Concentrações dos elementos traços em amostras representativas dos distintos horizontes dos perfis lateríticos sobre piroxenito.

	PIROXENITO		H. TRANSIÇÃO		H. ARGILO FOSFÁTICO		C R O S T A				
	F15-40,50	F15-34	F15-23	F7-115-116	F15-12,3	F15-9,40	F8-17	F7-20-21	F7-37	F7-107	P21-9-10
La	94	506	72,39	3463	73	na	1518	619	na	1102	na
Ce	158	1170	107	5679	156	na	3984	1342	na	2576	na
Nd	81	768	41,26	2555	166	na	2297	499	na	831	na
Sm	15,3	152	8	436	40	na	490	81	na	402	na
Eu	3,6	37	1,66	79	10	na	118	14	na	79	na
TR1	351,9	2633	230	12212	445	na	8407	2555	na	4990	na
Gd	11,88	108	5,7	221	36	na	389	37	na	211	na
Dy	5,81	55	2,9	101	21	na	188	15	na	99	na
Ho	0,88	8,88	0,58	18	4	na	16	2	na	16	na
Er	2,06	21,45	1,06	37	8	na	33	4	na	31	na
Yb	1,13	12,93	0,47	17	4	na	23	1	na	12	na
Lu	0,16	1,57	0,78	2	0,6	na	2,3	0,15	na	1,3	na
TRP	21,92	207,83	11,49	396	73,6	na	651,3	59,15		370,3	na
Y	26	19	25	666	112	45	502	40	212	460	89
Zr	217	253	375	319	785	1943	1028	667	243	5000	980
Nb	31	71	125	15000	88	670	669	1919	1331	621	1112
Cu	836	881	669	na	1134	767	2560	98	318	na	224
Zn	53	59	80	na	440	139	462	172	338	na	164
Ni	87	112	87	na	337	87	289	162	212	na	92
Co	71	71	43	na	57	171	387	86	128	na	115

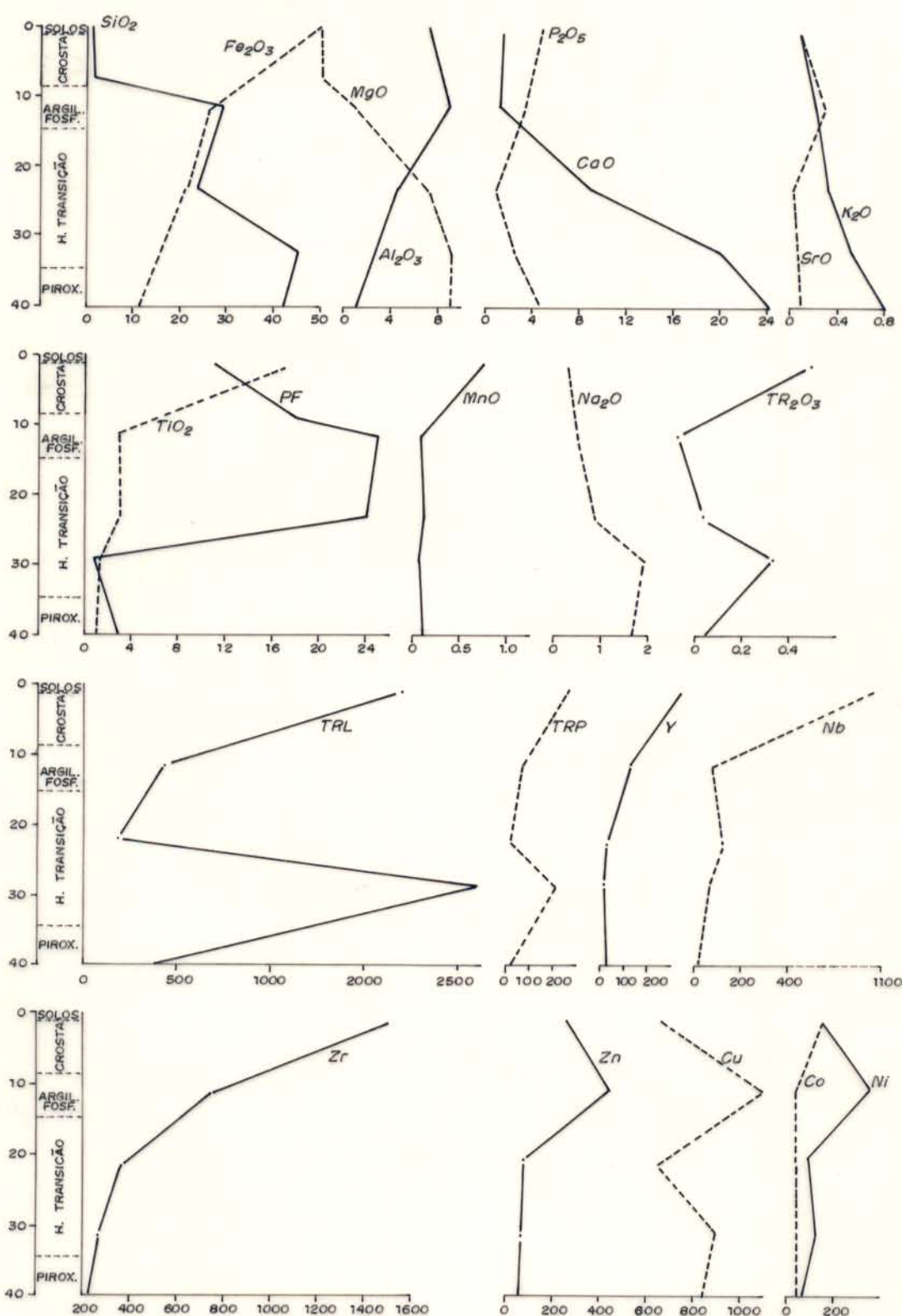


FIGURA 73 - DISTRIBUIÇÃO DAS CONCENTRAÇÕES DOS ELEMENTOS QUÍMICOS NO PERFIL LATERÍTICO SOBRE PIROXENITO (FURO DE SONDAGEM F-15).

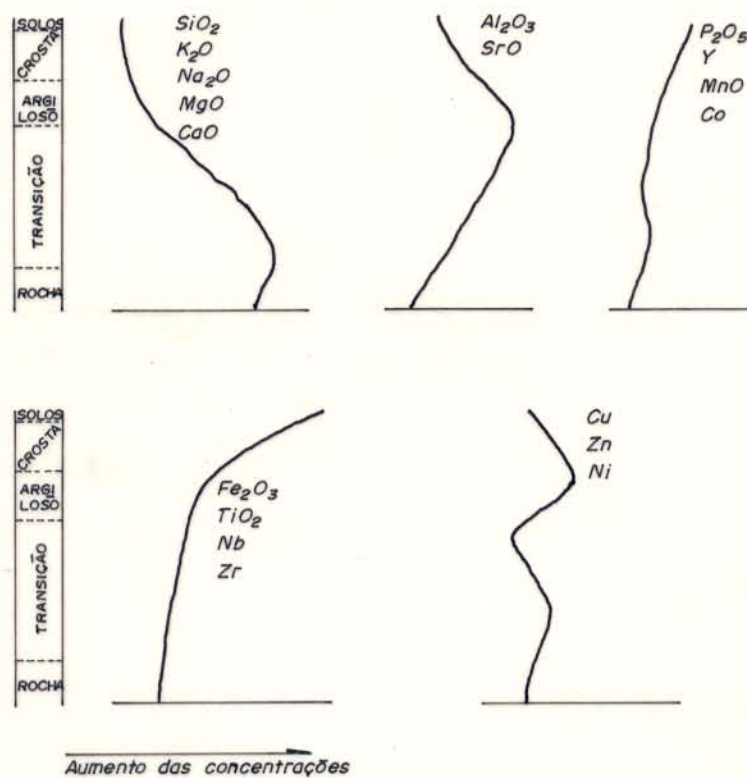


FIGURA 74 - AGRUPAMENTO DAS CURVAS DE DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS NO PERFIL SOBRE PIROXENITO.

ção quase completa de fluorapatitas e perovskita. Os teores de SiO_2 , Na_2O , K_2O , MgO e Cu são parcialmente reduzidos, em decorrência da alteração dos anfibólios e piroxênios em esmectitas e da biotita em vermiculita. Em compensação, aumentam as concentrações de: 1) TiO_2 , Nb e Zr , devido ao acúmulo de titanita e ilmenomagnetita; 2) Fe_2O_3 sob a forma de goethita e ilmenomagnetita; 3) Al_2O_3 , PF e Zn , que são representados pelos argilominerais neoformados.

No horizonte argilo-fosfático torna-se mais pronunciado o decréscimo dos teores em CaO , MgO , Na_2O e K_2O e o aumento dos de Fe_2O_3 , refletindo transformação completa da esmectita, vermiculita e cloritas em caolinita e goethita. A concentração de P_2O_5 é inferior à do piroxenito e mais elevada do que a do horizonte de transição, tendo em vista a formação da wardita e do grupo da crandalita. Os elementos traços, com exceção do La e Nb apresentam-se em teores mais elevados do que os da parte superior do horizonte de transição.

Os materiais da crosta caracterizam-se principalmente pelos elevados teores em Fe_2O_3 , TiO_2 , Nb , Zr e TRL , alcançando valores na ordem de 56,82%, 30%, 1919 ppm, 5000 ppm e 8407 ppm, respectivamente. Há grandes variações nas concentrações de Al_2O_3 , P_2O_5 e TR_2O_3 , assim como nas dos outros elementos traços. Os valores mais elevados nestes três componentes são observados na amostra P8-17, que apresenta o menor teor de TiO_2 .

4.2.3.2 Balanço Geoquímico

Observando-se o comportamento dos elementos químicos na figura 75, verifica-se que, neste perfil, ressalta-se ainda mais o enriquecimento já indicado no perfil geral para os ETR no horizonte de transição e crosta, e para o Ti , Nb , Zr , Fe e

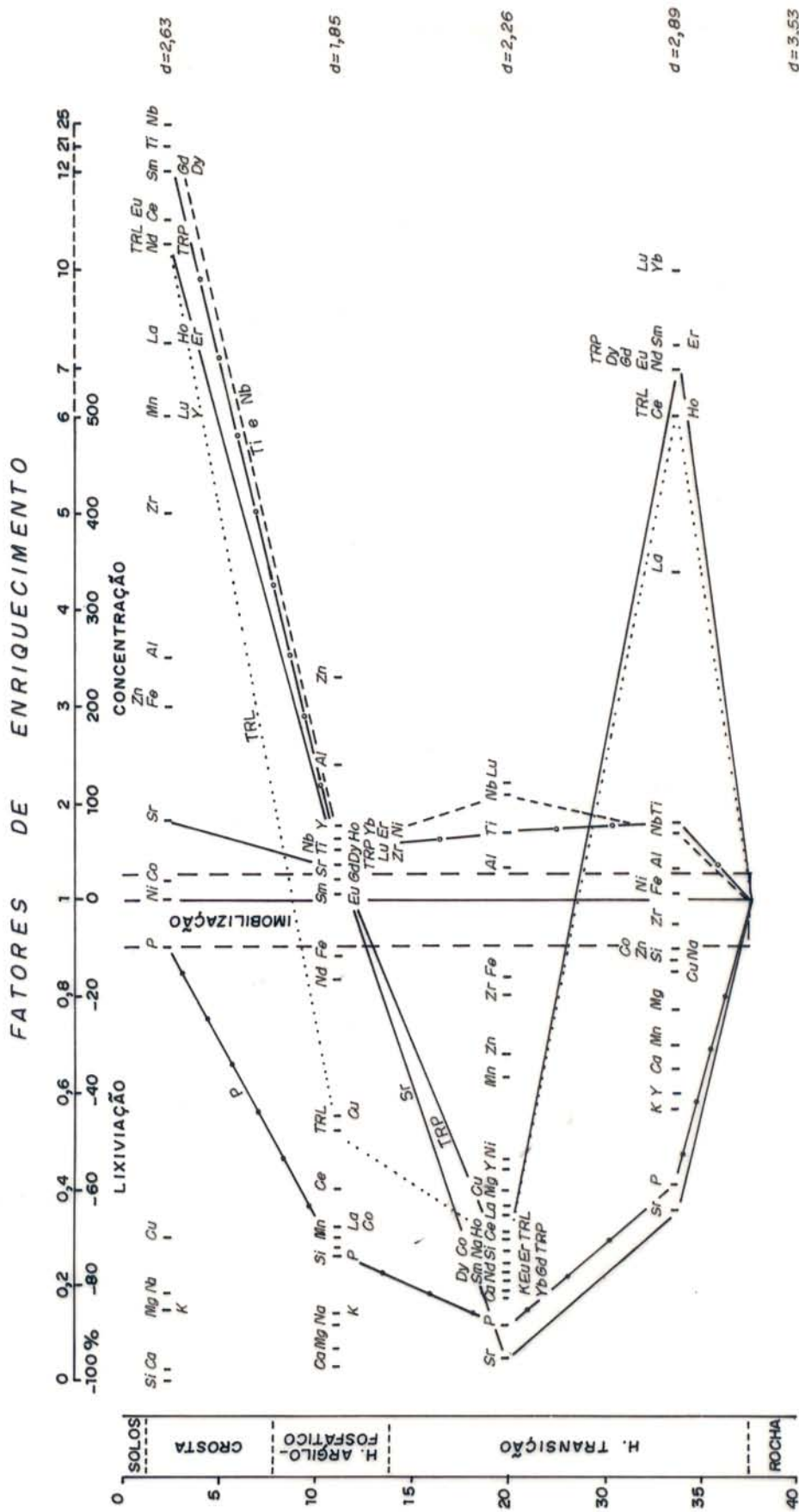


FIGURA 75 - BALANÇO GEOQUÍMICO (ISOVOLUMÉTRICO) NO PERFIL SOBRE PIROXENITO.

Mn na crosta. Torna-se também mais evidente a mobilização com tendência à lixiviação do ETR em direção aos níveis do perfil, onde as fluorapatitas e perovskita já se encontram quase que totalmente dissolvidas.

As diferenças mais expressivas em relação ao perfil geral referem-se: 1) aos aparentes enriquecimentos indicados para o Al, Sr e Zn no horizonte argilo-fosfático e crosta, o que vem, então, demonstrar a participação de outros tipos de rochas durante a formação destes materiais; 2) à retenção do Ni na crosta, provavelmente nos oxi-hidróxidos de ferro; 3) à lixiviação do Cu em todo o perfil, tal como foi verificado no perfil laterítico de Boddington (Monti, 1988).

4.2.3.3 Variações das Curvas Normalizadas dos ETR ao Longo do Perfil

O piroxenito segue o padrão normal de enriquecimento preferencial dos ETRL em relação aos ETRP observado para a maioria das rochas do Complexo (Figura 76). A amostra representativa da parte inferior do horizonte de transição (F15-34), embora apresente o mesmo tipo de distribuição dos ETR, suas razões $(Ce/Yb)_N$, $(La/Yb)_N$ e $(La/Lu)_N$, comparadas às do piroxenito (Tabela 18), demonstram um maior enriquecimento para os ETRP. Tal comportamento contraria o que foi observado no perfil geral e é incompatível com os resultados das microanálises mineralógicas e químicas realizadas nesta amostra, que revelaram como principais minerais portadores do ETR, as fluorapatitas, titanita e perovskita. Portanto, é provável que o tipo de piroxenito em vias de alteração neste nível do perfil seja diferente daquele encontrado no substrato.

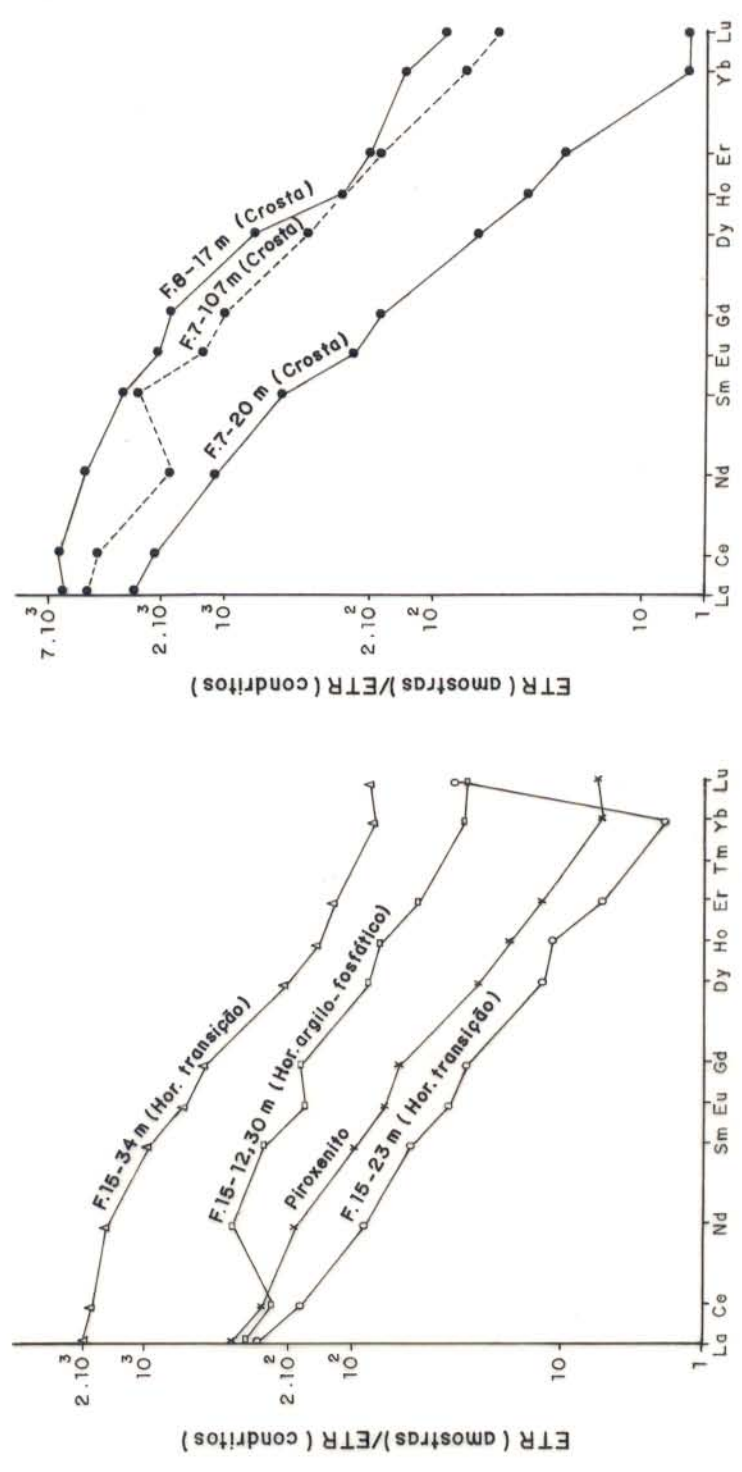


Fig. 76 - Variações das curvas normalizadas dos ETR em relação aos condritos ao longo do perfil sobre piroxenito.

TABELA 18 - Principais características dos TR no perfil sobre piroxenito.

MATERIAIS	$\frac{TRL}{TRP}$	$\frac{Ce}{Yb}$	$\left(\frac{Ce}{Yb}\right)_N$	$\left(\frac{La}{Yb}\right)_N$	$\left(\frac{La}{Lu}\right)_N$
Piroxenito	16	140	36	56	61
H. Transição F15-54 F15-23	13	90	23	26	33
H. Argilo-fosfático	6	34	10	12	12
Crosta					
F8-17	13	173	45	44,5	68,5
F7-20-21	43	1342	347	418	429
F7-107-108	13	214	56	62	88

As formas das curvas de distribuição dos ETR correspondentes aos outros materiais do perfil, com exceção de uma amostra da crosta (F7-20), são bem distintas das do piroxenito.

Na parte superior do horizonte de transição (F15-23), os ETR, com exceção do Lu, apresentam-se empobrecidos em relação aos materiais subjacentes, tendo em vista a alteração quase completa das fluorapatitas e perovskita. É possível que o Lu, neste caso, tenha encontrado algum mineral com estrutura favorável para sua retenção, tornando-se então enriquecido neste nível do perfil.

No horizonte argilo-fosfático a mudança da curva de distribuição dos ETR, comparada com a do piroxenito, é demonstrada pelo maior enriquecimento dos ETRP em relação aos ETRL. Portanto, deve ocorrer nesta amostra algum mineral (cujo teor não alcançou o limite de detecção por difração de raios-x) com capacidade de abrigar os ETRP.

Na crosta observam-se diferentes padrões de distribuição para os ETR. A forma da curva correspondente à amostra F7-20 é típica do grupo da crandalita, demonstrando o enriquecimento gradual e contínuo em direção aos terras raras mais leves. Na amostra P8-17, onde foi verificado o teor mais elevado nos fosfatos do grupo da crandalita, deve existir também um outro mineral receptivo aos ETRP, como se pode verificar pelas inflexões a partir do Gd ao Dy e em Yb. Este mineral desconhecido deve ocorrer finamente disseminado nas fases manganésíferas e ferruginosas na amostra F7-107-108, composta essencialmente de maghemita, goethita, anatásio e material manganésífero mal cristalizado (não sendo detectados os fosfatos do grupo da crandalita).

4.2.4 Perfil sobre Biotitito

4.2.4.1 Composição Química e Concentração dos Elementos Traços

O biotitito apresenta-se em relação à média do substrato com teores superiores em Fe_2O_3 , marcando a ocorrência muito freqüente da magnetita e em K_2O , PF, Ni, Co e Cu, caracterizando abundância em biotita. São bem inferiores as concentrações em CaO , Na_2O e Zn, demonstrando a ausência de carbonatos e anfibólios, e em P_2O_5 (Tabela 19 e 20), tendo em vista os baixos teores de fluorapatitas.

O horizonte de transição distingue-se do biotitito (Tabelas 19 e 20 e Figuras 77 e 78) pelos teores mais baixos em SiO_2 , Na_2O , K_2O , CaO , MgO e MnO , e mais elevados em Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , TR_2O_3 , Sr, Zr, Nb, Cu, Zn e Ni. O aumento das concentrações de P_2O_5 , TR_2O_3 , Sr e Y é justificado pelo acúmulo de fluorapatita e titanita.

No horizonte argilo-fosfático observa-se que as variações nos teores dos elementos, com exceção de P_2O_5 , SrO, Na_2O , Y e Co, são compatíveis com as verificadas no perfil geral. O grande aumento nas concentrações de P_2O_5 , SrO, Na_2O e Y deve-se à ocorrência muito freqüente da wardita e do grupo da crandalita.

Os dados químicos para a zona constituída predominantemente de magnetita e grupo da crandalita, situada na parte intermediária desse horizonte e resultante, provavelmente, do intemperismo de veios de apatititos cortando o biotitito, indicam que a magnetita apresenta teores significativos em MgO e MnO e baixos em TiO_2 . O grupo da crandalita contém teores mais elevados em CaO e TR_2O_3 e mais baixos em SrO, ocorrendo sob a forma de crandalita-goyazita-florencita, com predominância dos

TABELA 19 - Composição química de amostras representativas do perfil sobre biotitito.

(X)	BIOTITITO	H.TRANSIÇÃO		H.ARG-FOSFÁTICO		ZONA DE MAGNETITA E GRUPO DA CRANDALITA		C R O S T A	
	F12-83	F12-71,80	F12-61	F12-28	F12-15	F12-42	F12-9,40	FE12-3,10	F12-0,60
SiO ₂	28,80	25,40	21,16	10,05	9,23	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
TiO ₂	2,06	4,06	4,33	29,41	6,46	0,54	29,57	12,82	11,11
Al ₂ O ₃	6,41	5,66	11,33	11,64	11,96	0,27	26,60	17,35	17,75
Fe ₂ O ₃	28,05	37,50	47,05	35,29	52,09	72,03	12,32	40,82	50,99
MnO	0,20	0,11	0,55	0,06	0,11	1,48	0,77	0,23	0,25
MgO	10,66	6,13	0,66	0,1	0,10	1,69	1,87	0,82	0,78
CaO	7,20	6,44	0,60	0,60	0,24	2,03	1,33	0,36	0,26
Na ₂ O	0,19	0,13	0,29	0,23	0,27	0,51	0,25	0,28	0,58
K ₂ O	1,51	0,10	0,20	0,05	0,13	0,01	0,10	0,10	0,10
P ₂ O ₅	1,63	2,71	3,23	4,0	4,30	7,66	9,75	10,72	1,67
PF	14,55	10,85	10,32	8,44	13,04	3,33	14,88	15,66	14,67
SrO	0,15	0,18	0,10	0,29	0,23	0,59	0,59	0,05	0,05
TR ₂ O ₃	0,05	0,39	na	0,30	na	1,60	2,10	0,16	na
Total	101,46	99,74	99,82	100,46	98,16	99,75	100,13	99,37	98,53

TABELA 20 - Concentração dos elementos traços em amostras representativas do perfil sobre biotilito.

	BIOTITO	H. TRANSIÇÃO	H. ARGILO-FOSFÁTICO			ZONA DE MAGNETITA	C R O S T A		
	(PRM) F-12-83	F12-71,8	F12-61	F12-28	F12-15	E GRUPO DA CRANDALITA F12-42	F12-9,4	F12-3,1	F12-0,6
La	81,4	606,8	na	487,6	na	2080	2932	281	na
Ce	221,6	1528	na	1232	na	5577	8263	625	na
Nd	124,1	808,5	na	697,5	na	3869	4645	340	na
Sm	22,3	180,9	na	102,2	na	866	921	64	na
Eu	5,5	36,2	na	27,16	na	210	204	17	na
TRL	455,4	3160	na	2456,46	na	12602	16985	1327	na
Gd	12,7	98,67	na	71	na	638	549	41	na
Dy	6,1	47,56	na	46,76	na	231	244	21	na
Ho	0,91	7,45	na	8,33	na	20	24	3	na
Er	1,5	15,34	na	15,3	na	42	58	6	na
Yb	0,87	6,59	na	6,92	na	22	20	2	na
Lu	0,083	0,68	na	0,71	na	2,2	2	0,2	na
TRP	22,16	176,29	na	149,02	na	955,2	891	73,2	na
Y	19	106	47	217	93	612	642	55	43
Zr	300	614	536	1336	1018	2902	4428	1103	910
Nb	80	343	215	619	267	146	1383	432	314
Cu	273	1020	382	1151	718	718	805	359	268
Zn	143	295	177	123	102	497	214	129	122
Ni	342	787	437	425	700	307	280	289	271
Co	115	71	143	28	28	149	81	38	64

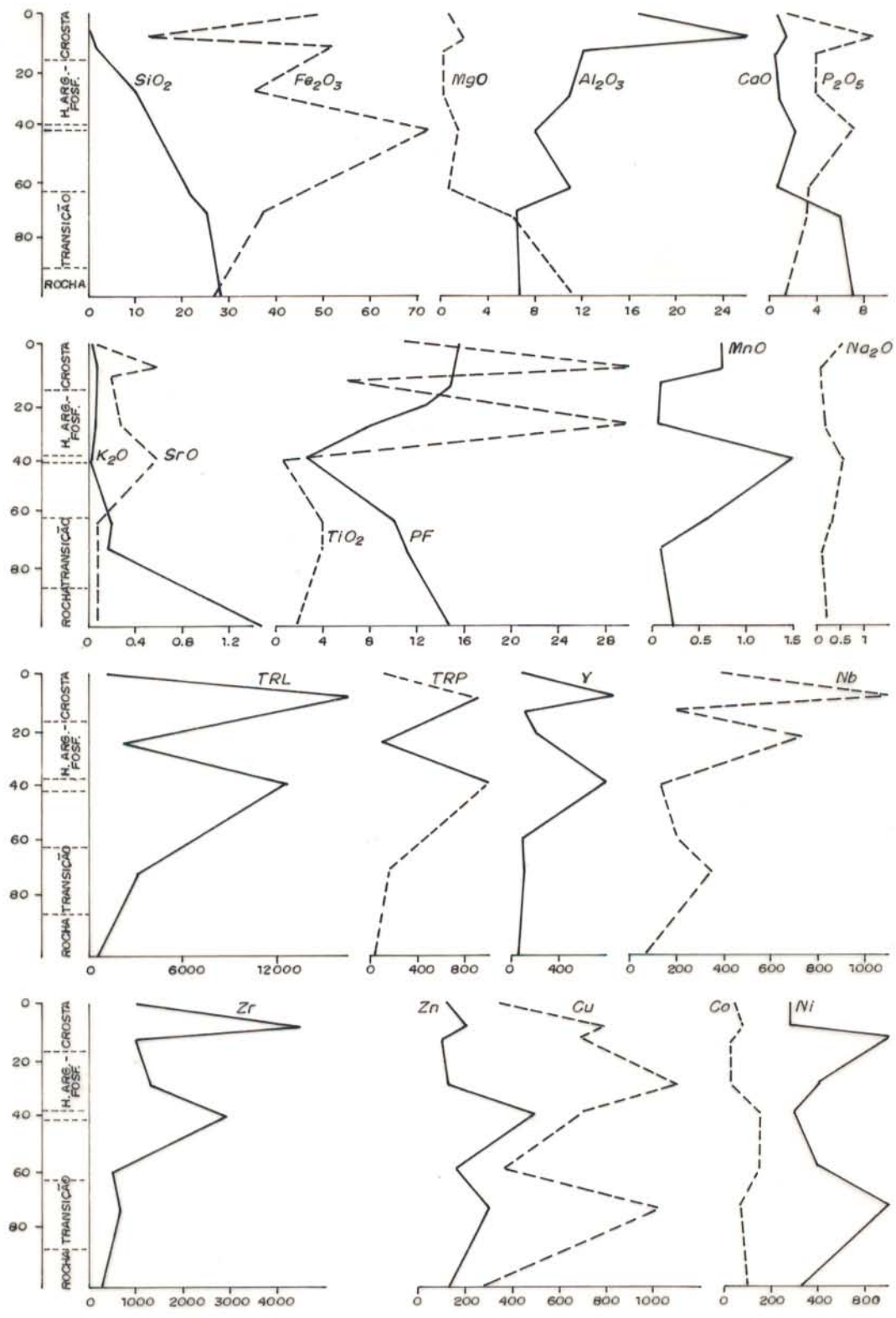


FIGURA 77 - DISTRIBUIÇÃO DAS CONCENTRAÇÕES DOS ELEMENTOS QUÍMICOS NO PERFIL LATERÍTICO SOBRE BIOTITITO.

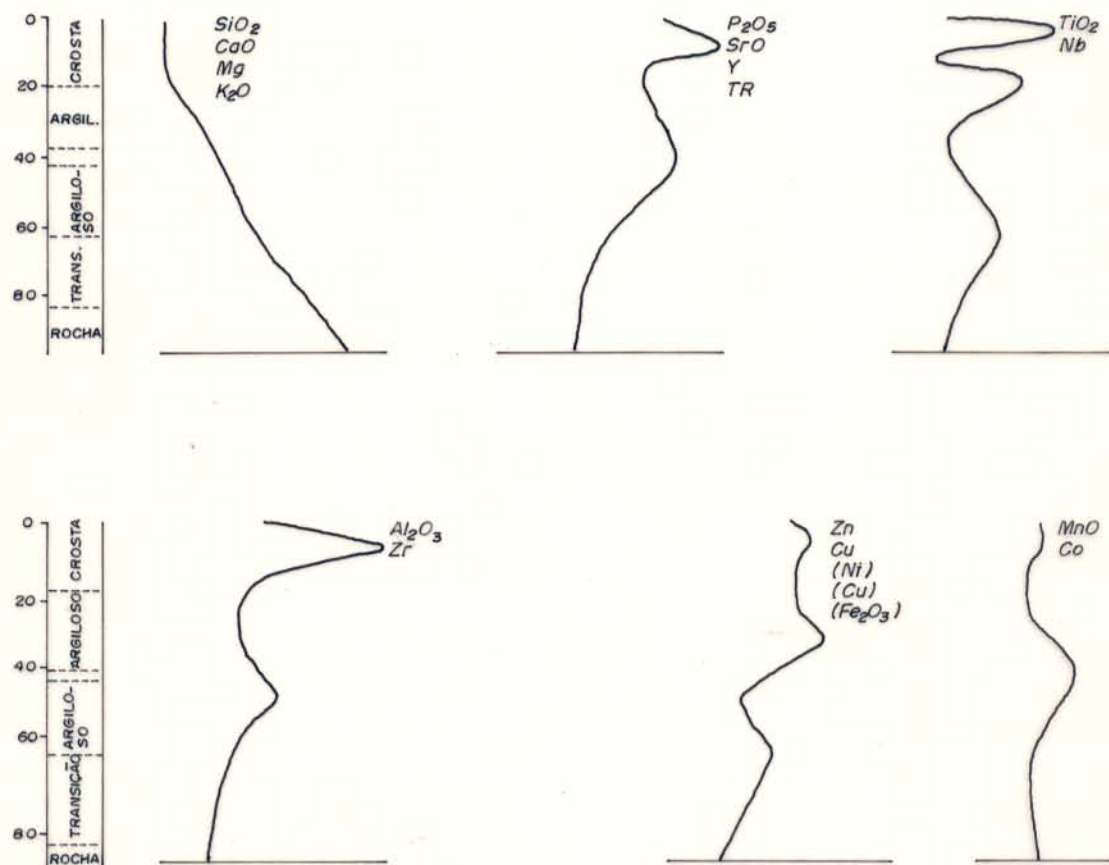


FIGURA 78 - AGRUPAMENTO DAS CURVAS DE DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS NO PERFIL SOBRE BIOTITITO. AS DO Na_2O , Fe_2O_3 , Ni E Cu DIFERENCIAM-SE ENTRE SI E DOS DEMAIS.

membros crandalita e florencita, como já foi demonstrado em itens anteriores. O Zr, em concentração relativamente elevada, pode se encontrar alojado tanto na magnetita (em substituição ao Fe^{3+}), como no grupo da crandalita (em substituição ao Al).

Na crosta destacam-se os teores de: 1) Fe_2O_3 em seus níveis superiores e os de TiO_2 e Al_2O_3 em toda a sua extensão, sendo o TiO_2 representado pelo anatásio e o Al_2O_3 pelos fosfatos aluminosos (wardita e grupo da crandalita) na parte inferior, e pela gibbsita na parte superior; 2) TR_2O_3 , SrO, CaO, Y e Zr, uma profundidade de 9,40 m que corresponde a um outro nível rico no grupo da crandalita.

4.2.4.2. Balanço Geoquímico

Os desvios mais expressivos em termos de balanço geoquímico, comparados com perfis lateríticos de outros locais (Kronberg et al., 1979; Monti, 1988), referem-se aos comportamentos do P, Cu, Sr, TR, Y, Cu, Ti e Nb (Figura 79). Em relação ao perfil geral, as maiores divergências são verificadas para o P e Y, que se deslocam para o campo dos elementos concentrados. Estes comportamentos são refletidos pela ocorrência de veios de apatititos cortando o biotitito.

4.2.4.3 Variações das Curvas Normalizadas dos ETR ao Longo do Perfil

A curva normalizada dos ETR do biotitito tal como a do apatitito, diferencia-se do padrão geral das rochas do complexo apenas pela discreta anomalia positiva em Ce (Figura 80). Este mesmo tipo de distribuição é verificado para amostras ricas nos fosfatos do grupo da crandalita (F12-42 e F12-9,40), o que vem confirmar que estes fosfatos formaram-se diretamente a

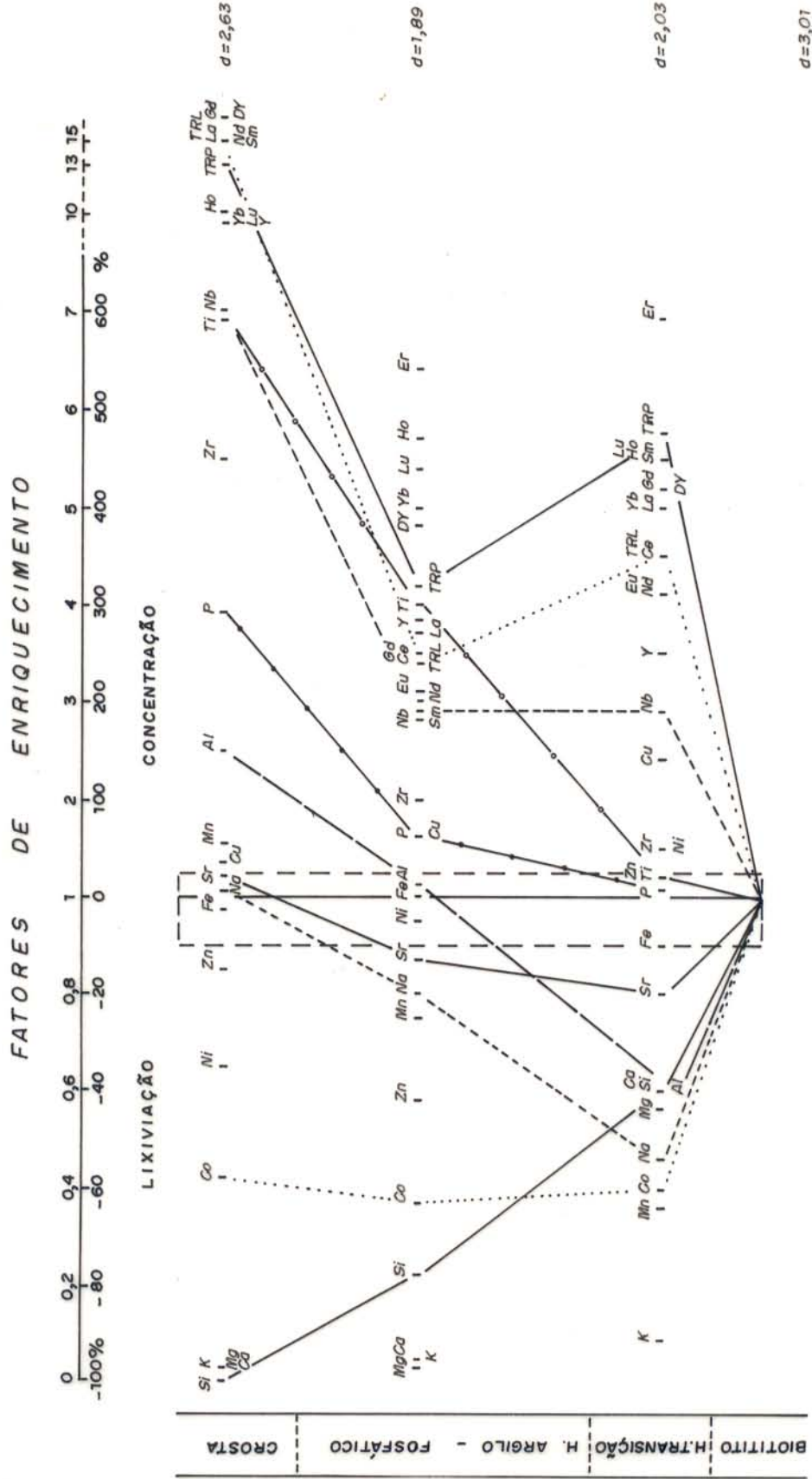


FIGURA 79 - BALANÇO GEOQUÍMICO (ISOVOLÚMETRICO) NO PERFIL SOBRE BIOTITTO.

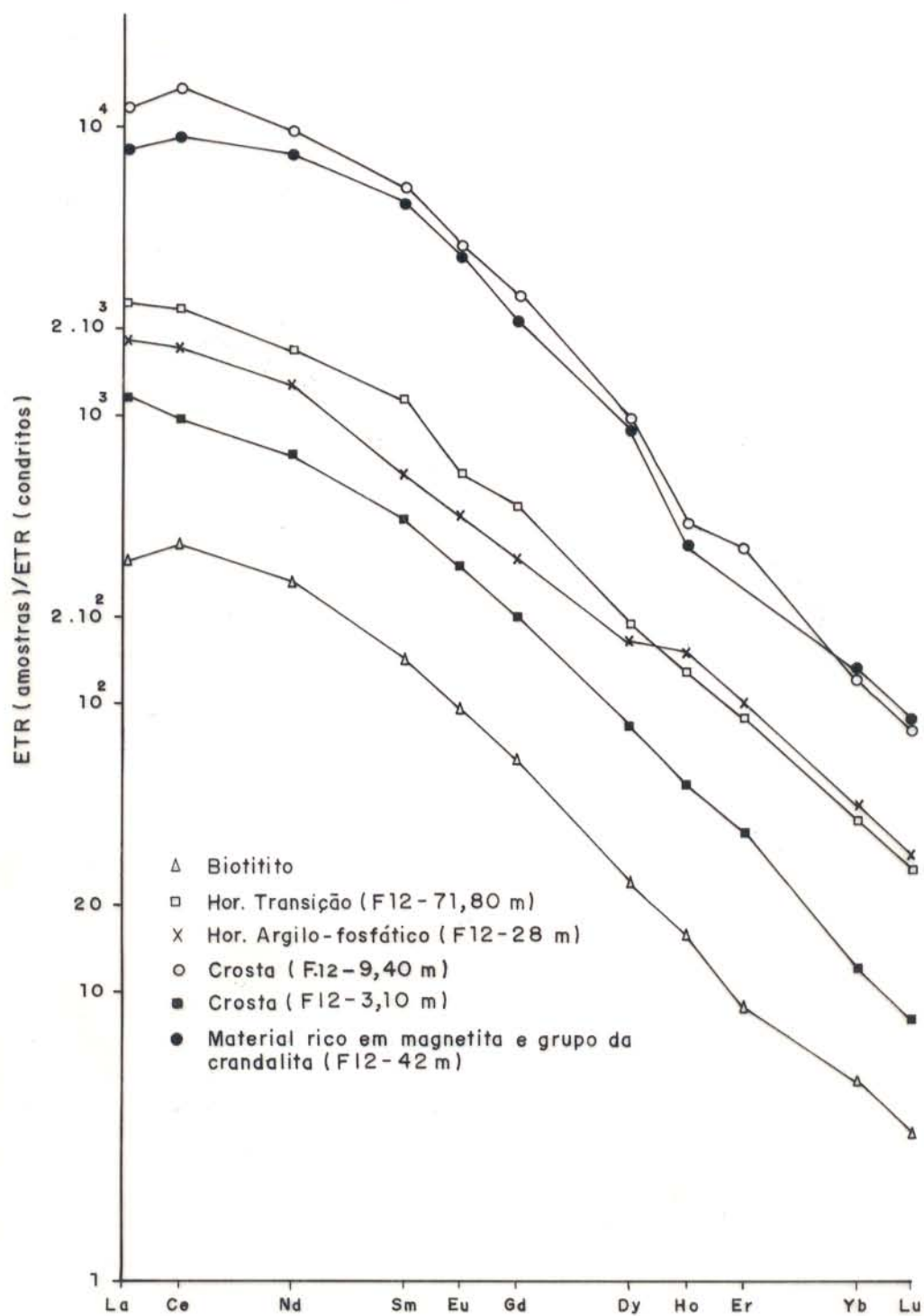


Figura 80 - Variações das curvas normalizadas dos ETR em relação aos condritos ao longo do perfil sobre biotitito.

partir do intemperismo do apatitito. Nas amostras representativas dos horizontes de transição (F12-71,80), argilo-fosfático (F12-28) e da parte superior da crosta (12-3,10), não mais se observa essa anomalia, embora as formas de suas curvas também sejam típicas de minerais que têm estruturas adequadas para alojar os ETRL, como as fluorapatitas e titanita (F12-71,80) e grupo da crandalita (F12 28 e F12-3,10).

Os valores das razões $(Ce/Yb)_N$, $(La/Yb)_N$ e $(La/Lu)_N$ (Tabela 21), obtidos para o horizonte de transição e zona constituída de magnetita e fosfatos do grupo da crandalita (amostra F12-42), são praticamente equivalentes aos do biotitito, significando não ter havido fracionamento expressivo dos ETR nestes níveis do perfil. Por outro lado, verifica-se que o horizonte argilo-fosfático e crosta apresentam, respectivamente, valores bem inferiores e superiores aos do biotitito para estas razões, tendo os ETR comportamento semelhante ao observado no perfil geral.

4.2.5 Perfil sobre Dunito

4.2.5.1 Composição Química e Concentração dos Elementos Traços

A rocha não intemperizada tomada como referência do substrato deste perfil, distingue-se quimicamente de um dunito normal por teores baixos em SiO_2 (11,80%) e elevados em: 1) CaO (13,0%) e PF (16,03%), devido à abundância em carbonatos calcínicos; 2) Zn (4559 ppm), que deve estar contido nas esmectitas e cloritas (produto de transformação das olivinas); 3) K_2O (2,30%) e Cu (509 ppm), tendo em vista a ocorrência frequente de flogopita; 4) TiO_2 (3,11% e MnO (0,60%), representados especialmente pela ilmenomagnetita; 5) Zr que deve ocorrer na flo-

Tabela 21 - Principais características dos ETR no perfil sobre biotitito.

MATERIAIS	$\frac{\text{TRL}}{\text{TRP}}$	$\frac{\text{Ce}}{\text{Yb}}$	$\left(\frac{\text{Ce}}{\text{Yb}}\right)_N$	$\left(\frac{\text{La}}{\text{Yb}}\right)_N$	$\left(\frac{\text{La}}{\text{Lu}}\right)_N$
Biotitito	20	254	65	63	101
H.Transição(F12-71,80)	18	232	60	62	93
Zona constituída de magm. e G.Crandalita.	13	253	66	64	98
H.argilo-fosfático (F12-28)	16	178	46	47	71
Crosta					
F12-9,40	19	413	107	99	152
F12-3,10	18	312	81	95	146

gopita e ilmenomagnetita (Tabelas 22 e 23). A concentração relativamente elevada em MgO (33,01%), representada por serpentinas, clorita, esmectita e restos de olivina, indica que a rocha original deve ser do tipo ultramáfica, provavelmente um dunito, como foi atestado nas análises petrográficas realizadas em amostras das partes mais profundas do furo de sondagem 9 (Lemos et al., 1988).

Os dados das tabelas 22 e 23, ilustrados nas figuras 81 e 82 mostram que, na passagem desta rocha para o horizonte de transição, mantêm-se constantes somente as concentrações de MgO , Fe_2O_3 e Y , em virtude de os materiais deste horizonte serem constituídos predominantemente por serpentina e ilmenomagnetita, sem vertígios de carbonatos, olivina e flogopita. Percebe-se que esta mudança de litologia se dá com o aumento brusco nos teores de SiO_2 (de 11,80 para 34,80%) e Ni (de 289 para 912 ppm) e decréscimo nos dos outros elementos, especialmente nos de CaO (de 13,0 para 0,36%), K_2O (de 2,30 para 0,07%), Zr (de 4559 para 54 ppm), Cu (de 509 para 81 ppm) e Zr (de 336 para 27 ppm). Tais características indicam que estes materiais devem corresponder ao outrora dunito verdadeiro.

Na crosta destacam-se os altos teores de Fe_2O_3 (46,39 a 61,41%), TiO_2 (5,0 a 11,51%), P_2O_5 (8,58 a 22,20%) e baixos em Al_2O_3 (6,37 a 11,33%), representados pela ilmenomagnetita, goethita, anatásio e fosfato aluminosos (principalmente a augelita, senegalita e wardita).

As relações entre a crosta e a rocha analisada do substrato são indicadas pelas concentrações elevadas em Zn e Cu e relativamente baixas em TR_2O_3 e com o horizonte de transição pelos teores elevados em Ni e baixos em Sr . Os três tipos de material apresentam teores elevados em Fe_2O_3 e TiO_2 e bai

TABELA 22 - Composição química de amostras representativa do perfil sobre dunito.

ROCHA	H. TRANSIÇÃO								
	F12-234	F9-210	F9-160	F9-60	F9-516	C F9-25,70	R O S F-15,20	T A F9-3,86	F9-0,25
SiO ₂	11,80	34,80	29,20	25,90	1,20	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
TiO ₂	3,11	1,13	4,71	5,65	7,45	5,0	11,51	6,82	10,40
Al ₂ O ₃	1,94	0,94	1,66	1,38	10,62	11,33	6,37	9,21	7,81
Fe ₂ O ₃	15,20	12,27	21,80	30,96	57,80	60,01	61,41	54,80	46,39
MnO	0,60	0,15	0,41	0,35	0,61	0,26	0,12	0,21	0,28
MgO	33,01	34,25	27,37	27,11	2,81	0,83	1,82	3,11	1,60
CaO	13,00	0,36	0,78	0,32	0,23	<0,01	0,32	0,58	0,52
Na ₂ O	1,66	0,37	0,48	0,56	<0,01	0,14	0,18	1,45	1,36
K ₂ O	2,30	0,07	0,04	0,04	0,02	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
P ₂ O ₅	1,31	0,85	1,20	0,61	9,72	10,28	8,58	14,73	22,20
PF	16,03	13,96	12,58	7,94	8,0	12,66	10,41	9,98	9,19
SrO	0,60	0,05	0,01	0,001	0,001	0,07	0,03	0,03	0,03
TR ₂ O ₃	0,007	na	0,027	na	na	na	0,015	0,04	na
Total	100,56	99,20	100,27	100,82	98,46	100,59	100,76	100,96	99,78

TABELA 23 - Concentração dos elementos traços em amostras representativas do perfil sobre dunito.

	ROCHAS	H. TRANSIÇÃO			C R O S T A				
	F9-234	F9-210	F9-1160	F9-90	F9-51,60	F9-25,70	F9-15,28	F9-3,86	F9-0,25
La	14,3	na	36,42	na	na	na	30,4	66,4	na
Le	29,9	na	110,1	na	na	na	67,3	175	na
Nd	18,6	na	67,61	na	na	na	35,8	74,8	na
Sm	2,2	na	10,83	na	na	na	6,3	13,7	na
Eu	4,5	na	2,56	na	na	na	1,6	3,4	na
TRL	69,5	na	227,52	na	na	na	141,4	333,3	na
Gd	1,424	na	5,3	na	na	na	3,6	8,6	na
DY	0,73	na	2,5	na	na	na	2,4	4,5	na
Ho	0,17	na	0,33	na	na	na	0,51	0,68	na
Er	0,24	na	0,57	na	na	na	1,6	1,6	na
Yb	0,15	na	0,35	na	na	na	1,36	1,06	na
Lu	0,04	na	0,030	na	na	na	0,22	0,13	na
TRP	2,57	na	9,05	na	na	na	9,69	16,57	na
Y	2	5	5	2	41	21	20	13	15
Zr	336	27	43	2	272	2	2	147	206
Nb	118	25	135	106	174	80	62	163	390
Cu	509	81	20	137	148	257	279	992	1452
Zn	4559	54	108	186	405	724	1149	1624	1419
Ni	289	912	414	414	1289	2360	414	128	48
Co	106	100	81	115	319	233	47	55	64

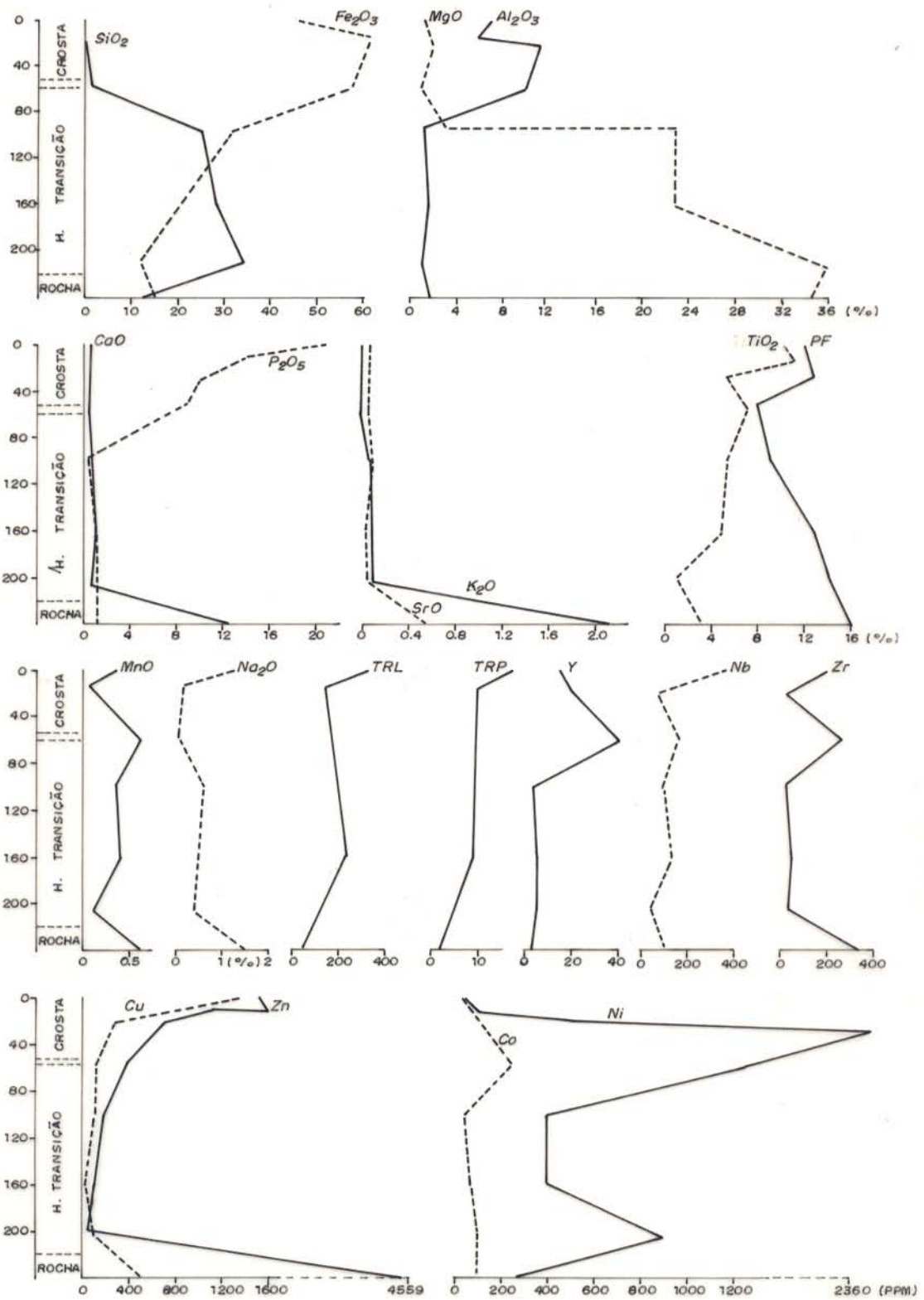


FIGURA 81 - DISTRIBUIÇÃO DAS CONCENTRAÇÕES DOS ELEMENTOS NO PERFIL LATERÍTICO SOBRE DUVITO.

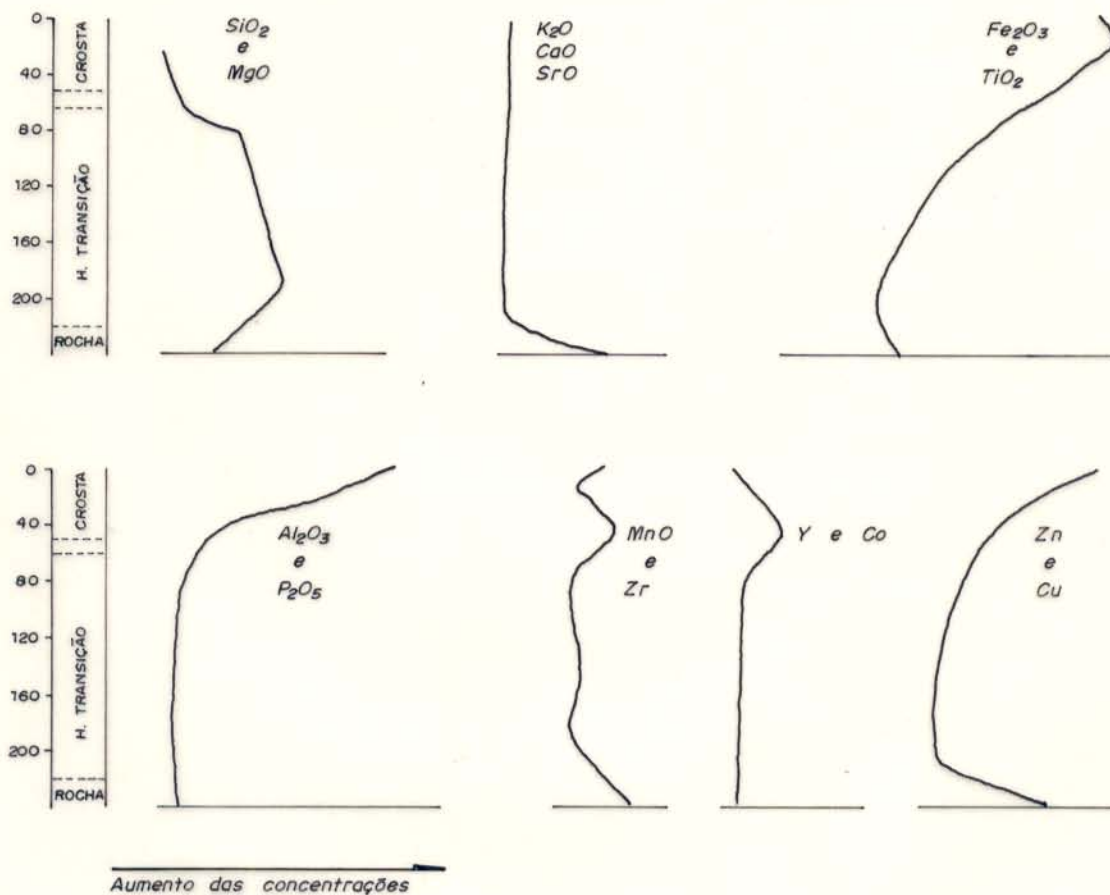


FIGURA 82 - AGRUPAMENTO DAS CONCENTRAÇÕES DOS ELEMENTOS QUÍMICOS, NO PERFIL SOBRE DUNITO. AS DO Na_2O E Ni DIFERENCIAM-SE ENTRE SI E DOS DE MAIS.

xos em Y.

4.2.5.2 Balanço Geoquímico

Na figura 83 percebe-se, de início, através dos comportamentos incoerentes do Al, P, Y, Nb e Zr, as variações dos tipos litológicos que deram origem aos materiais deste perfil.

Apesar dessas variações, nota-se que os comportamentos do Si, K, Ca, Mg, Sr, Zn, Cu, Mn e Co tendem a seguir os padrões indicados por Kronberg et al. (1979), Middelburg et al. (1988) e Monti (1988) em perfis lateríticos de outros locais. O do Ni é compatível ao observado em perfis lateríticos desenvolvidos sobre dunito serpentizado, a exemplo da Área do Vermelho-Carajás (Corrêa, 1982; Corrêa et al., 1984), e os de Na, Fe e Ti se assemelham ao do perfil geral de Maicuru.

4.2.5.3 Variações das Curvas Normalizadas dos ETR ao longo do Perfil

A curva de distribuição dos ETR da rocha tomada como referência do substrato (F9-234) distingue-se daquelas já estudadas pela pronunciada anomalia positiva em Eu e discreto enriquecimento em Ho e Lu (Figura 84). Tem-se conhecimento de que anomalia positiva em Eu ocorre com maior frequência em rochas portadoras de plagioclásio, o que não é o caso da rocha em questão, pois este mineral não foi detectado em nenhuma amostra analisada do substrato deste perfil. Portanto, as alternativas capazes de explicar este tipo de anomalia seriam: a mobilização preferencial do Eu em relação aos outros ETRL durante a serpentinização, a exemplo do que foi observado no dunito serpentizado de Pindos (Sun & Nesbitt, 1978), ou a substituição do Eu^{+2} pelo K^+ na flogopita, tal como foi suposto ocorrer nas biotitas

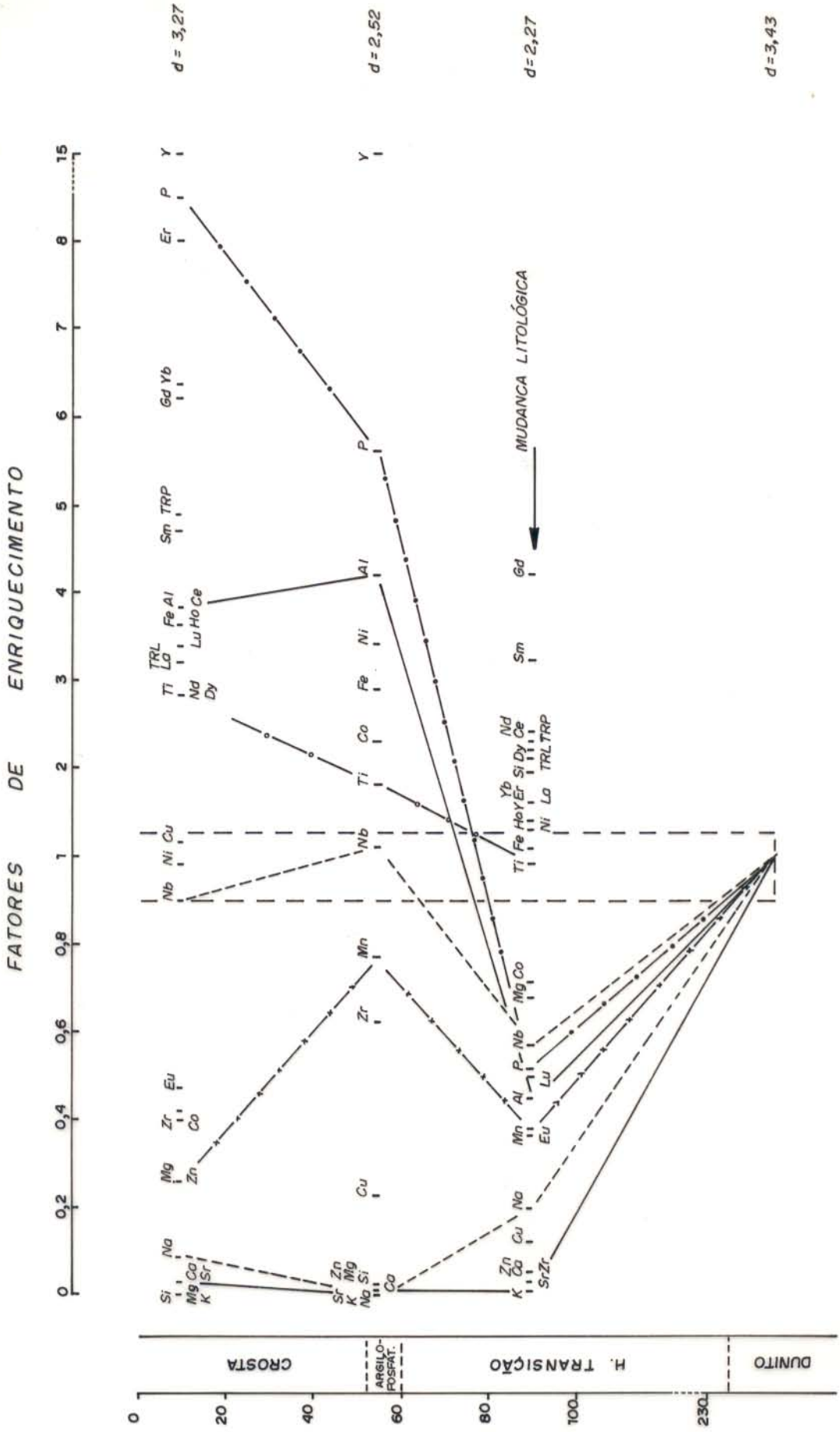


FIGURA 83 - BALANÇO GEOQUÍMICO NO PERFIL SOBRE DUNITO.

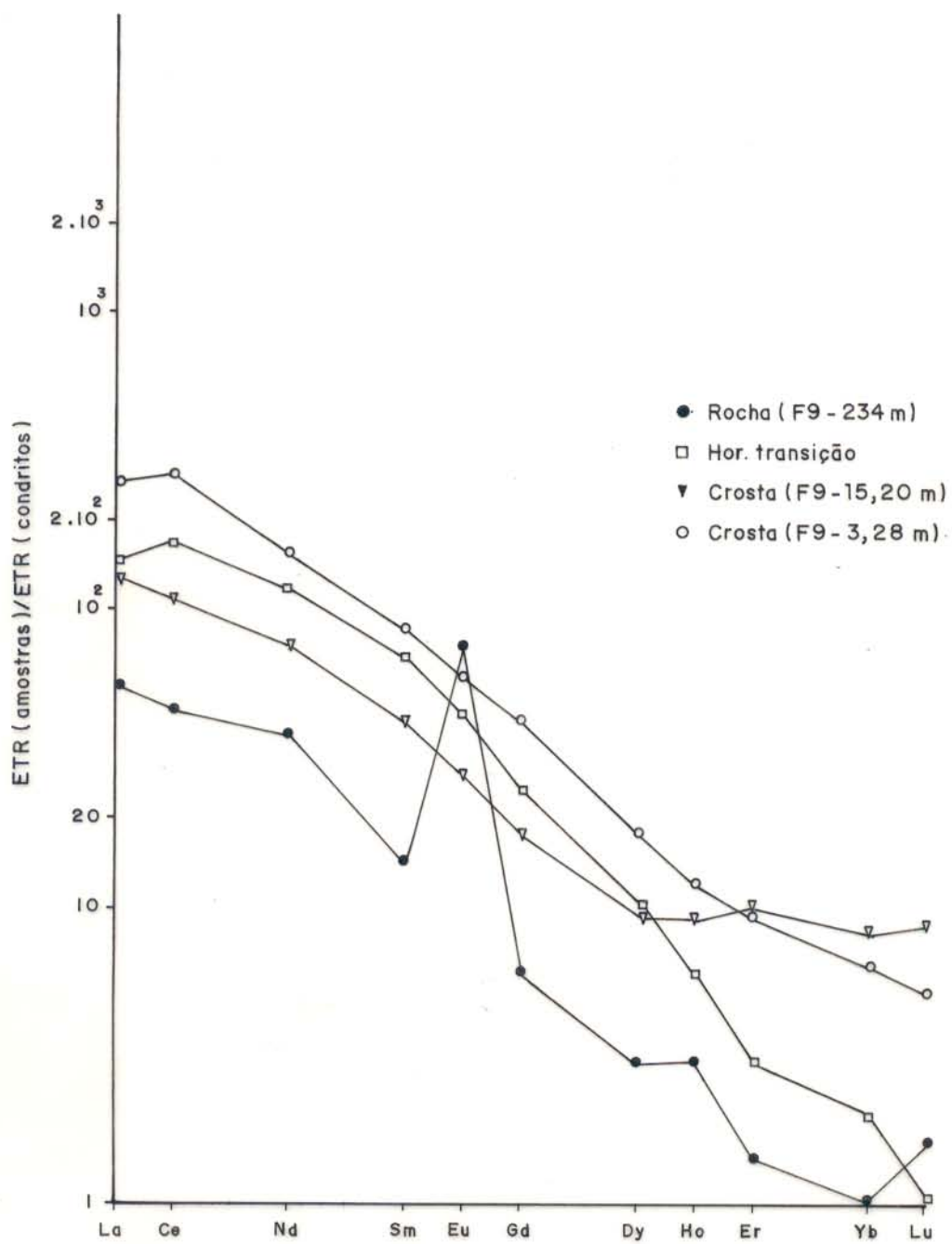


Figura 84 - Variações das curvas dos ETR normalizados aos condritos ao longo do perfil sobre dunito.

do complexo de Oka-Quebec (Eby, 1975).

A amostra representativa do horizonte de transição (F9-160) apresenta padrão de distribuição dos ETR semelhante ao do apatitito, que é caracterizado pelo enriquecimento preferencial do ETRL em relação aos ETRP, como tem sido demonstrado para a maioria das rochas do Complexo, e por uma fraca anomalia positiva em Ce. Este mesmo padrão de distribuição dos ETR é também indicado para a amostra da crosta F9-3,28, sendo inclusive preservada a anomalia positiva em Ce, conforme ilustrado anteriormente para algumas amostras dos níveis superiores do perfil sobre biotitito. Por outro lado, a curva da amostra F-9-15,2 diferencia-se destes materiais pela tendência de enriquecimento em direção aos ETRP, apresentando, portanto, neste aspecto, afinidades com a rocha do substrato do perfil e denunciando mais uma vez a ocorrência de fases mineralógicas ricas em ETRP nos materiais lateríticos.

4.2.6 Perfil sobre Sienito

4.2.6.1 Composição Química e Concentração dos Elementos Traços

Os valores para a composição química e concentração dos elementos traços do sienito (Tabelas 24 e 25), distinguem-se dos da média das rochas dos substratos dos perfis pelos teores superiores em Al_2O_3 (19,58%) e Na_2O (5,24%), devido à abundância em feldspatos Na-K. Registram-se concentrações inferiores em: 1) Fe_2O_3 , MgO , MnO , TiO_2 , Ni, Co e Zn, tendo em vista os minerais ferromagnesianos ocorrerem apenas como acessórios; 2) CaO demonstrando a ausência de carbonatos; 3) P_2O_5 , TRL, TRP e Y, em virtude da baixa concentração de fluorapatita.

TABELA 24 - Composição química de amostras representativas do perfil sobre sienito.

	SIENITO	H. TRANSIÇÃO	H. ARGILOSO-FOSFÁTICO		S O L O S		
	F6-45-46	F6-31-32	F6-21-22	F6-14-15	P9-6	F6-01	P9-1
SiO ₂	43,99	36,68	27,37	28,00	26,70	19,50	20,80
TiO ₂	1,0	1,06	8,33	1,80	5,97	4,53	6,37
Al ₂ O ₃	19,58	26,00	31,00	35,68	35,18	38,72	37,42
Fe ₂ O ₃	6,00	9,14	15,28	17,14	13,30	13,39	15,03
MnO	0,136	0,08	0,06	0,01	0,005	0,01	0,009
MgO	4,97	3,48	0,3	0,25	0,2	0,1	0,2
CaO	8,12	4,62	0,60	0,14	0,1	0,1	0,08
Na ₂ O	5,24	1,13	0,13	0,18	0,026	0,18	0,03
K ₂ O	2,54	1,28	0,08	0,07	<0,01	<0,01	<0,01
P ₂ O ₅	2,38	1,95	4,42	2,63	2,92	2,29	2,27
PF	6,12	13,04	12,53	14,84	15,14	21,28	16,88
SrO	0,09	0,1	0,45	0,15	0,005	0,17	0,01
TR ₂ O ₃	na	0,068	na	na	na	0,095	0,091
Total	98,17	98,628	100,55	100,75	99,54	100,37	99,18

TABELA 25 - Concentrações dos elementos traços no sienito e em amostras representativas do perfil laterítico.

	SIENITO	H. TRANSIÇÃO	H. ARGILOSO		S O L O S	
	F6-49,57	F6-31-32	F6-21-22	F6-1415	F6-0-1	F9-1
La	19,57	114,7	na	na	204	193
Ce	34,94	288,7	na	na	370	356
Nd	14,37	120,1	na	na	169	164
Sm	1,77	21,85	na	na	32	31
Eu	0,81	6,15	na	na	8	8
TRL	71,46	550,9	na	na	783	752
Gd	1,24	14,87	na	na	21	20
Dy	0,96	10,1	na	na	11	11
Ho	0,16	1,92	na	na	2	2
Er	0,46	4,66	na	na	4	4
Yb	0,49	3,77	na	na	2	2
Lu	0,06	0,52	na	na	0,25	0,25
TRP	3,37	35,84	na	na	40,25	39,25
Y	24	105	172	41	91	
Zr	375	377	1549	418	1168	
Nb	103	112	351	210	358	
Cu	457	489	588	218	163	
Zn	80	220	150	77	43	
Ni	50	150	175	50	50	
Co	28	28	28	114	43	

As variações das concentrações dos elementos químicos, com exceção das de TiO_2 , Nb, Zr e Y nas amostras sequenciais do perfil (Tabelas 24 e 25 e Figuras 85 e 86), são compatíveis com as previstas para o intemperismo de uma rocha do tipo sienito.

No horizonte de transição, o TiO_2 , Nb e Zr apresentam-se praticamente com as mesmas concentrações verificadas no sienito, tendo em vista a maior resistência da titanita e ilmenomagnetita ao intemperismo. A partir do horizonte argilo-fosfático, estes elementos adquirem uma distribuição bem heterogênea. As variações dos teores de Y não acompanham as do P_2O_5 como tem sido geralmente observado nos outros perfis.

4.2.6.2 Balanço Geoquímico

Os comportamentos do Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, Mn, Zn e Cu (Figura 87) tendem a seguir os padrões observados em perfis lateríticos clássicos, os do P e Co aproximam-se daqueles do perfil geral de Maicuru, enquanto que os do Ti, Nb, Sr, Zr e Y desviam-se desses padrões e dos outros perfis já estudados nos itens anteriores.

O Ti, Nb, Sr e Zr apresentam a mesma distribuição. No horizonte de transição, estes elementos devem se encontrar retidos na titanita, que se mantém preservada do intemperismo. No horizonte argilo-fosfático, em sua parte inferior, o Ti, Nb e Zr se concentram no anatásio formado a partir do processo de transformação da titanita. O Sr liberado com este processo destina-se a ser acomodado na estrutura dos fosfatos do grupo da crandalita. Na parte superior deste horizonte, os quatro elementos tornam-se empobrecidos em relação ao nível subjacente. Esses comportamentos devem ser resultantes das variações de li-

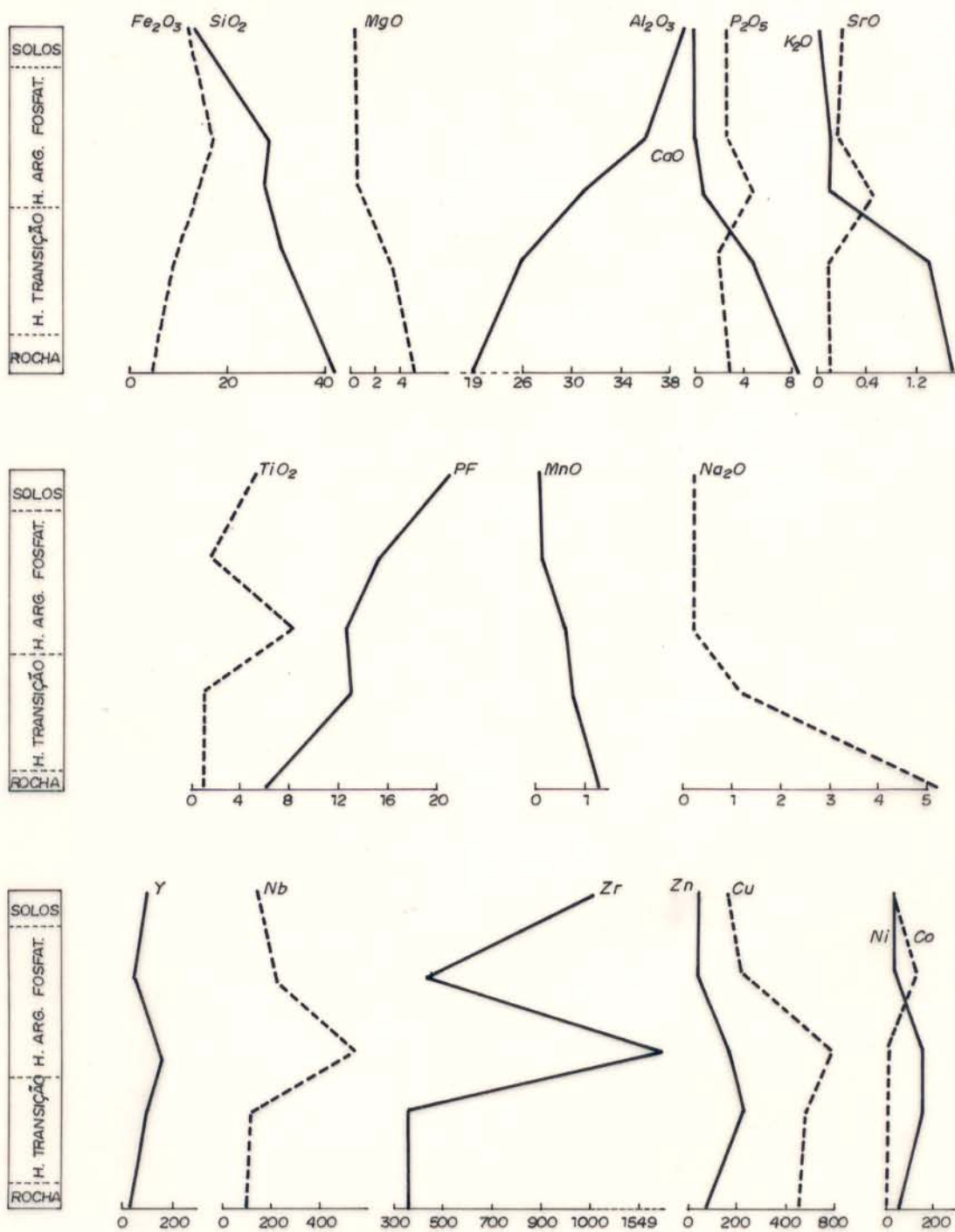


FIGURA 85 - DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS NO PERFIL LA TERÍTICO SOBRE SIENITO.

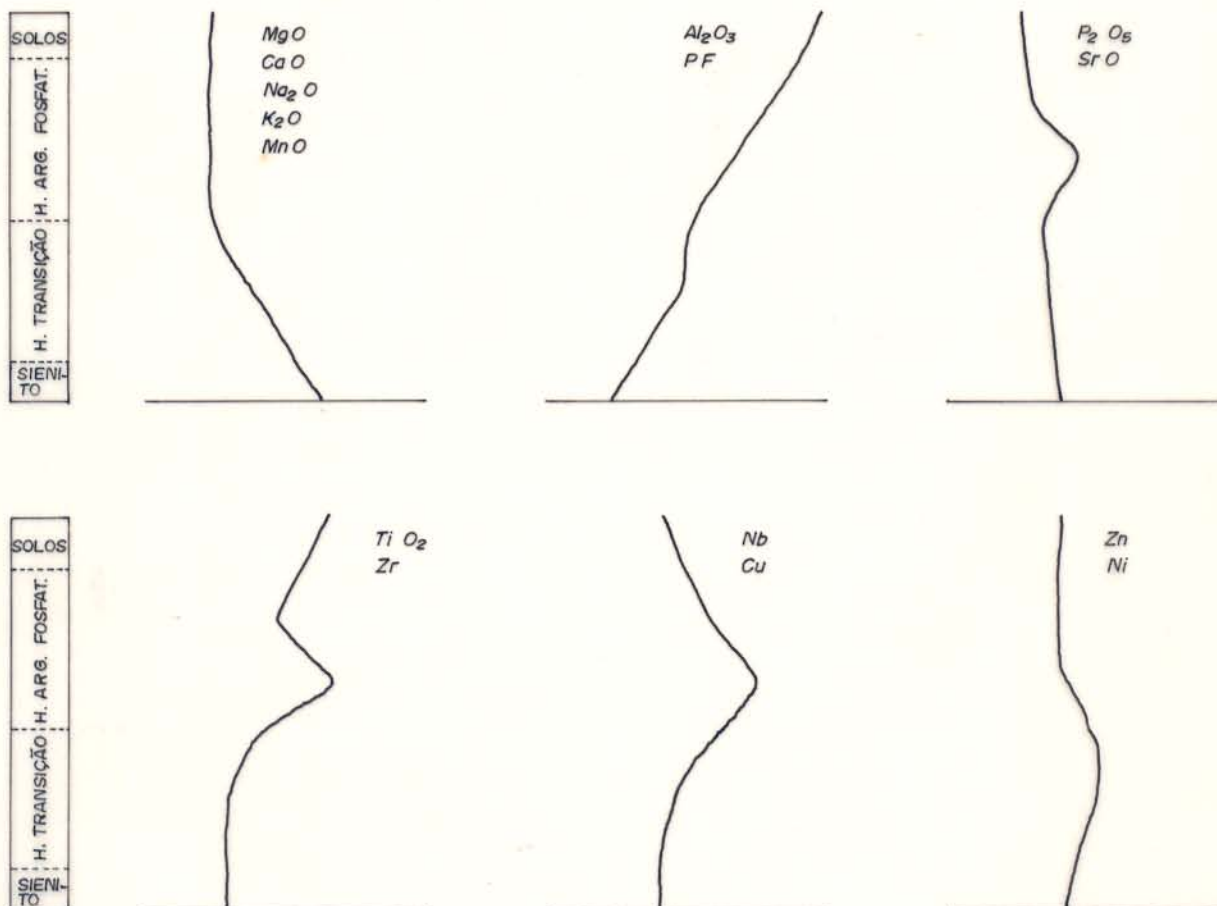


FIGURA 86 - AGRUPAMENTO DAS CURVAS DE DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS QUÍMICOS NO PERFIL SOBRE SIENITO COM BASE EM SUAS SEMELHANÇAS. AS DO CO E Y₂ DIFERENCIAM-SE ENTRE SI E DAS DE MAIS.

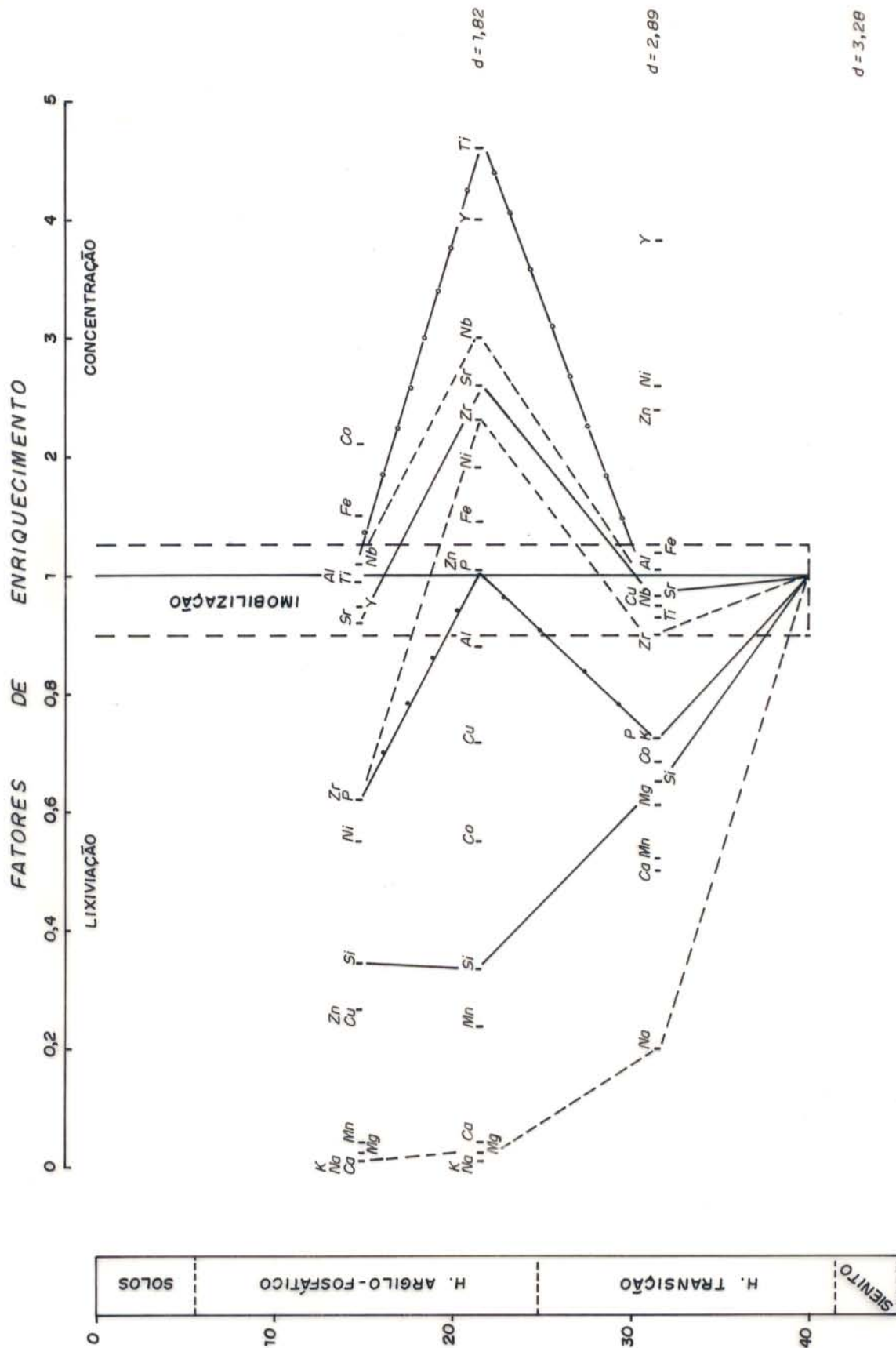


FIGURA 87 - BALANÇO GEOQUÍMICO (ISOVOLUMÉTRICO) NO PERFIL SOBRE SIENITO.

tologias no perfil, o que também explicaria o aparente enriquecimento verificado para o Y nos horizontes de transição e argilo-fosfático.

4.2.6.3 Variações das Curvas Normalizadas dos ETR no Perfil

A amostra de sienito analisada apresenta baixas concentrações de ETR, que decrescem ainda mais em direção aos ETRP, e uma discreta anomalia positiva em Eu (Figura 88), que é verificada pela presença de plagioclásio nesta rocha.

No horizonte de transição já não se observa este tipo de anomalia, sendo a forma de sua curva semelhante à dos solos em que as distribuições dos ETR são refletidas, respectivamente, a partir das fluorapatitas e titanita e dos fosfatos do grupo da crandalita.

4.3 Geoquímica dos Materiais de Superfície

Conforme já foi apresentado anteriormente, os materiais de superfície da estrutura de Maicuru compreendem a crosta predominantemente de natureza ferruginosa, titanífera e fosfática e os solos derivados da crosta e/ou horizonte argilo-fosfático dos perfis lateríticos. Estes materiais representam, assim, o nível superior de cada perfil já investigado e são constituídos basicamente de oxi-hidróxidos de ferro, fosfatos aluminosos e anatásio.

4.3.1 Composição Química e Concentrações dos Elementos Traços

É bem ampla a variação na composição química e nos teores dos elementos traços para as amostras da crosta aflorante (Tabelas 26 e 27). As amostras Ma-66 e Ma-13 são as que apresentam os teores mais elevados de TR_2O_3 (19,82 e 10,69%,

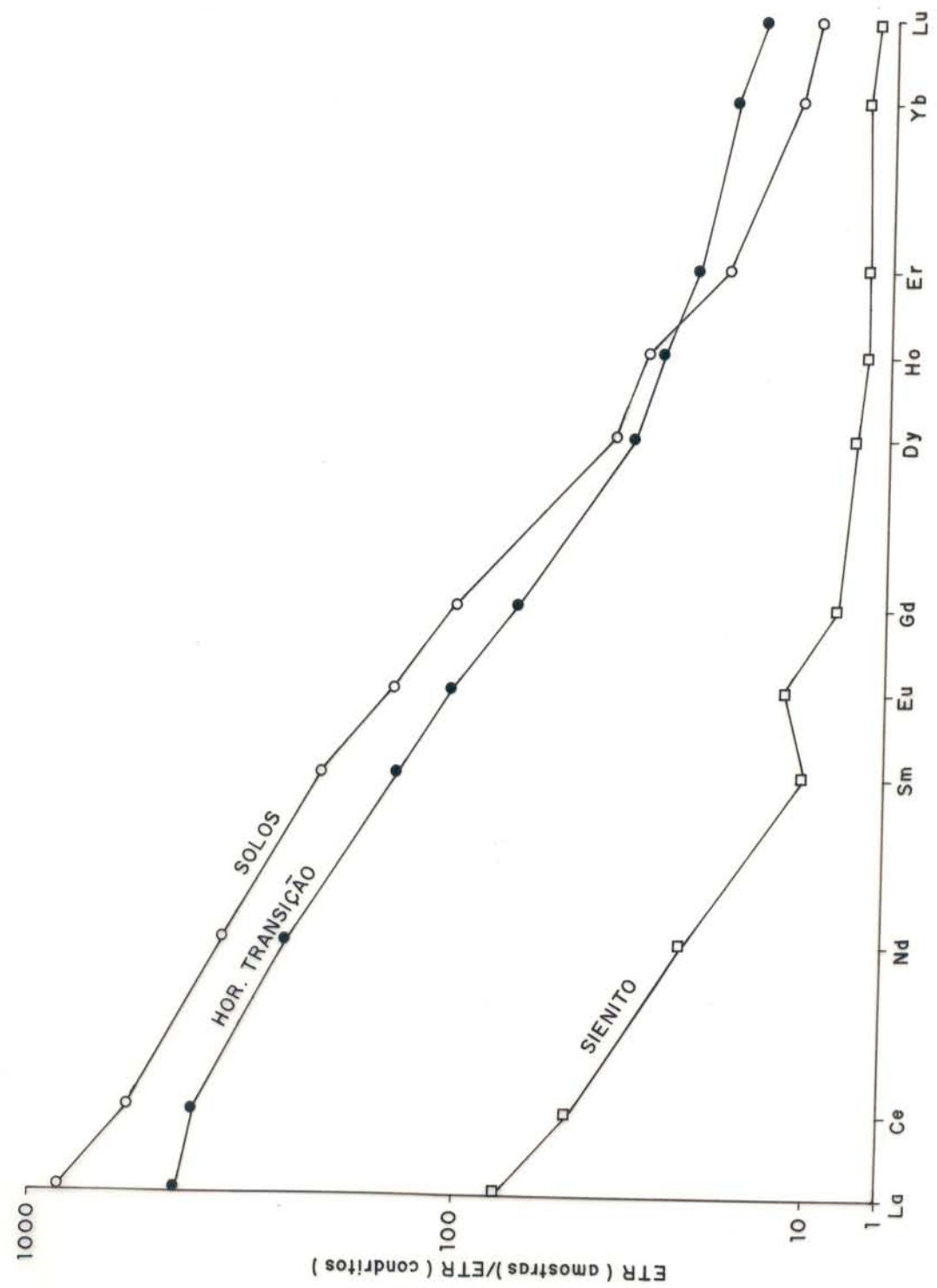


Fig. 88 - Padrões de distribuição dos ETR normalizados aos condritos para o sienito e amostras representativas do horizonte de transição e solos.

TABELA 26 - Composição química de amostras de superfície (Crosta e solos concrecionários ferruginosos).

	C R O S T A									SOLOS CONCRECIONÁRIOS FERRUGINOSOS					
	Ma-57	Ma-61	Ma-63	Ma-66	Ma-13	Ma-35	Ma-38	Ma-38	Ma-69	F15-074	F21-1	F7-0-1	P8-00	Mo-22	Mo-12
SiO ₂	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	2,32	1,40	1,82	3,88	<0,01	3,20
TiO ₂	3,62	3,69	5,82	2,28	2,22	26,08	21,51	6,14	65,00	20,51	23,61	32,58	22,20	46,20	22,69
Al ₂ O ₃	21,41	4,13	12,04	23,60	26,45	11,66	25,65	21,66	2,05	9,36	7,50	3,44	8,90	11,82	11,30
Fe ₂ O ₃	37,92	70,42	62,90	4,80	15,50	33,51	13,53	44,58	22,50	45,37	55,23	52,09	46,99	26,96	45,60
MnO	0,20	0,46	0,59	0,18	0,02	0,23	0,16	0,04	1,15	0,15	0,32	0,32	0,49	0,33	0,47
MgO	0,15	0,66	2,10	0,15	0,02	1,87	1,45	0,93	1,40	0,01	0,12	2,15	1,09	1,19	0,90
CaO	1,66	0,32	0,20	2,86	1,20	0,06	0,58	0,97	0,26	1,56	0,23	0,36	0,50	0,52	0,54
Na ₂ O	0,13	0,07	0,01	0,20	1,23	0,42	1,97	1,43	0,50	0,20	0,01	0,39	0,46	0,02	0,01
K ₂ O	0,04	0,01	0,05	0,06	0,12	0,01	0,01	0,62	<0,01	0,09	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
P ₂ O ₅	16,35	4,43	5,47	26,20	23,30	9,14	18,0	8,82	3,15	4,68	2,48	2,04	3,30	5,20	5,06
PF	14,14	13,28	8,38	17,52	17,52	17	16,0	13,38	1,91	15,05	7,62	5,40	10,55	6,04	10,37
SrO	1,77	0,23	0,43	0,55	0,52	0,05	0,03	0,70	na	0,14	0,11	0,08	0,20	0,004	0,22
TR ₂ O ₃	0,62	0,92	0,61	19,82	10,69	na	0,039	0,86	1,85	0,44	na	0,30	0,71	0,06	0,44
Total	98,01	98,62	98,60	98,02	98,79	100,03	98,929	100,13	99,77	100,04	98,64	100,98	99,28	98,35	100,83

TABELA 27 - Concentrações dos elementos traços em amostras de superfície (crosta e solos concrecionários ferruginosos).

	C R O S T A									SOLOS CONCRECIONÁRIOS FERRUGINOSOS					
	Ma-57	Ma-16	Ma-63	Ma-66	Ma-13	Ma-35	Ma-36	Ma-38	Ma-69	F15-0,74	P21-1-2	F7-0-1	P8-00	Mo-22	Mo-12
La	1171	1121	1736	55015	22000	na	71	1188	508,6	832	800	403	1045	126	673
Ce	2453	3300	8381	86602	45042	na	141	3316	11176	1163	2399	1568	2919	535	1980
Nd	1254	1687	425,4	22396	19809	na	87	1878	951,4	867	824	448	1408	116	838
Sm	327	436,8	110	3096	2925	na	16	4155	1933	183	191	76	305	26	192
Eu	66,8	935	226	503	414	na	4	941	313	35	35	76	64	7	37
TRL	5271,8	6638,3	3132,3	167612	90190	na	319	6891,6	14882	3080	4249	2508	5741	810	3720
Gd	187,1	265,7	65,7	1113	724	na	9	280	634,8	95	149	30	233	30	98
Dy	114,5	130,9	30,8	255	292	na	5	130,9	218,7	46	34	12	75	17	46
Ho	7,3	20,4	4,8	49	61	na	0,8	16,2	35,1	7	7	2	10	2	7
Er	87,5	40	10,4	79,2	97	na	20	38,8	50,4	14	15	2	30	5	15
Tm	13,7	5,4	1,7	48,2	20	na	na	na	4,1	na	na	na	na	na	na
Yb	8,9	19,7	6,0	275	41	na	2	25,1	9,4	6	8	1	13	3	8
Lu	9,3	1,8	0,62	5,02	5	na	02	2,6	1	0,7	0,8	0,1	1,3	0,3	0,8
TRP	508,3	483,9	120,9	1824,42	1240	na	19	487,6	953,5	168,7	213,8	47,1	362,3	57,3	174,8
TR	5780,1	7122,2	3252,12	16436,42	91430	na	59	7379,2	15835,5	3248,7	4462,8	2555,1	6103,3	138,3	3894,8
Y	1445	421	162	519	985	17	23	412	na	172	64	29	260	15	174
Zr	724	534	3383	689	2006	37	314	2338	na	1576	1418	602	981	436	1098
Nb	196	201	538	1868	714	223	225	469	na	579	1074	1511	850	2729	882
Cu	8800	334	268	170	200	126	597	2438	na	506	20	106	553	400	750
Zn	604	4000	440	341	420	753	270	86	na	86	172	80	200	157	172
Ni	80	120	57	92	40	20	75	75	na	137	40	125	260	207	460
Co	107	115	98	20	20	55	20	47	na	43	64	71	140	38	106

respectivamente), e mais baixos de TiO_2 (2,28 e 2,22% respectivamente), contrastando, deste modo, com a Ma-36, cujas concentrações de TR_{203} e TiO_2 , são, respectivamente, 0,039% e 21,51%, equivalentes aproximadamente aos da crosta do perfil sobre dunito, e com a Ma-69, onde o TiO_2 alcança 65%.

Em termos dos teores de TR_{203} e TiO_2 , as amostras Ma-66, Ma-13 e Ma-69 desviam-se de forma acentuada dos materiais da crosta dos perfis lateríticos. Por outro lado, as amostras Ma-57, Ma-61, Ma-63 e Ma-38, podem ser correlacionadas com as da crosta dos perfis sobre piroxenito, glimerito ou biotitito.

É notável ainda nessas amostras a disparidade dos teores de Fe_2O_3 , cujo valor máximo é de 70,42% (Ma-61) e o mínimo de 4,80% (Ma-66), de Nb entre 196 ppm (Ma-57) e 1868 ppm (Ma-66), de Cu, que alcança até 800 ppm (Ma-57), devido à presença da turquesa, e de Zn que se encontra entre 314 ppm (Ma-66) a 4000 ppm (Ma-61).

Os solos concrecionários ferruginosos, ao contrário das amostras da crosta aflorante, apresentam somente pequenas variações na composição química e concentrações dos elementos traços (Tabelas 26 e 27). Percebe-se que esses dados aproximam-se daqueles verificados para a crosta dos perfis sobre piroxenito, glimerito e biotitito. Tem-se como principais divergências em relação à crosta desses perfis, a presença de SiO_2 que foi detectada sob a forma de caolinita e quartzo, a ampliação do intervalo dos teores de TiO_2 , que chegam a alcançar 42% (Ma-22) e a concentração dos de P_2O_5 (2,04 - 5,20%) e TR_{203} (0,06 - 0,71%), que são representados predominantemente pelos fosfatos do grupo da crandalita.

A heterogeneidade química das amostras da crosta e a homogeneidade daquelas dos solos concrecionários ferruginosos, evidenciam-se claramente através das relações entre os teores de Fe_2O_3 , TiO_2 e P_2O_5 , conforme ilustrado na figura 89. Com base nesta figura foram delimitados os campos principais dos três tipos de lateritos: fosfáticos- $\text{P}_2\text{O}_5 > 19\%$; ferruginosos- $\text{Fe}_2\text{O}_3 > 33,5\%$ e titaníferos- $\text{TiO}_2 > 29\%$. Os tipos intermediários compreendem:

- . Ferruginosos-titaníferos

Fe_2O_3 - 13,5 a 44%

TiO_2 - $> 19,0$

P_2O_5 - $< 9,5\%$

- . Ferruginosos-fosfáticos

Fe_2O_3 - 13,5-44,0%

P_2O_5 - 9,5-26,0%

TiO_2 - $< 19,5\%$

- . Fosfáticos-titaníferos

P_2O_5 - 9,5-26,0%

TiO_2 - 19,0 a $< 65,0\%$

- . Fosfáticos-titaníferos-ferruginosos

P_2O_5 - 9,5-19,0%

TiO_2 - 19,5-29%

Fe_2O_3 - 13,5-23,0%

Nota-se através da figura 89 que as amostras da crosta aflorante encontram-se distribuídas nos campos representativos dos diferentes tipos de lateritos, enquanto as da crosta dos perfis se concentram no campo dos ferruginosos e as dos solos, no dos ferruginosos titaníferos.

As variações químicas dos lateritos em relação aos tipos de fosfatos aluminosos presentes podem ser observadas na

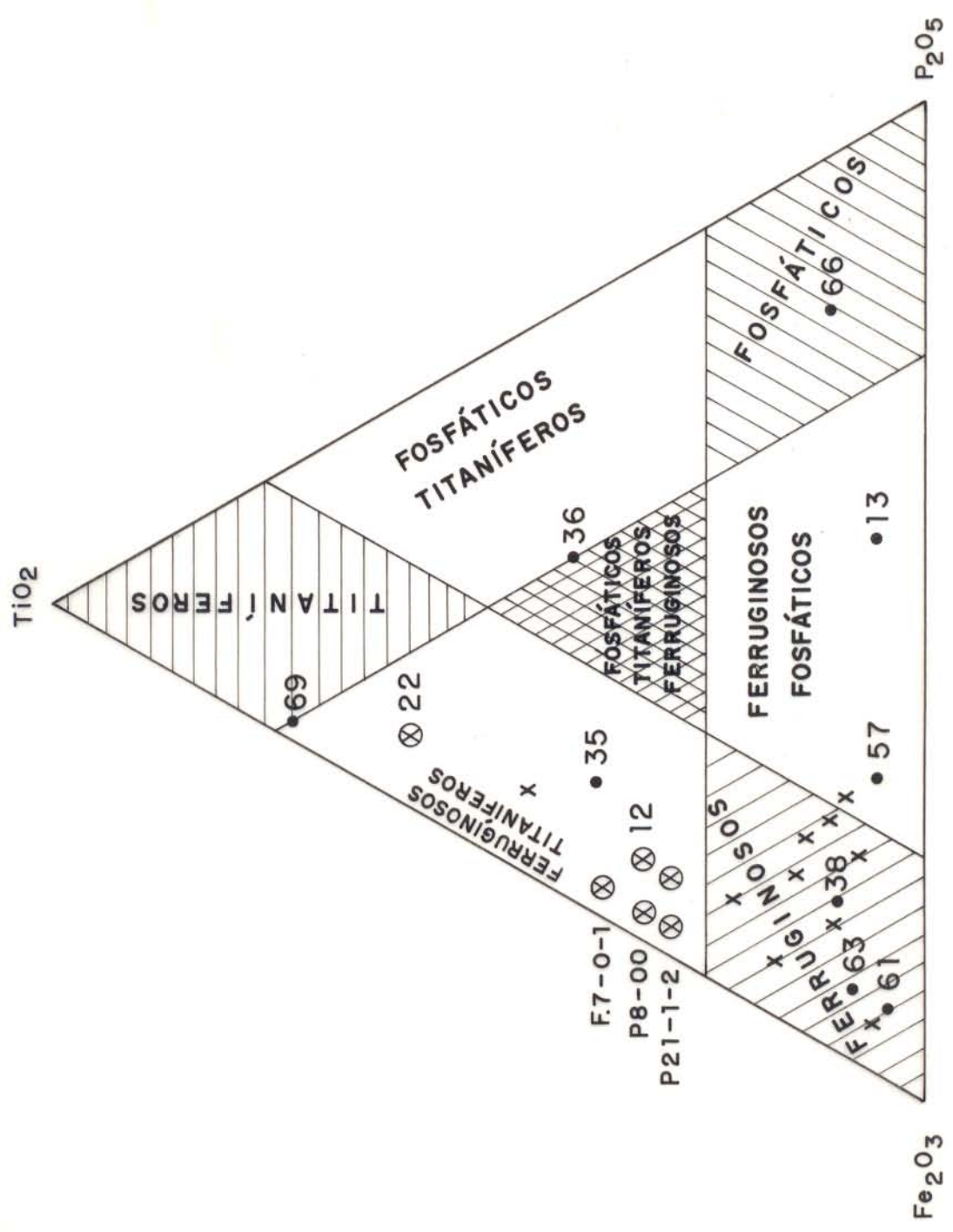


Figura 89 - Diagrama $Fe_2O_3 - TiO_2 - P_2O_5$, classificando diferentes tipos de lateritos e indicando os campos ocupados pelas amostras das crostas dos perfis (x) e aflorante (●) e sq los concrecionário ferruginosos (⊗).

figura 90, onde foram indicadas a composição teórica da crandalita, goyazita, florencita, wardita, variscita, augelita e turquesa.

4.3.2 Padrões das Curvas Normalizadas dos Terras Raras

A heterogeneidade da crosta e a homogeneidade dos solos concrecionários ferruginosos são colocados mais uma vez em evidência através de seus respectivos padrões de distribuição dos ETR (Figura 91 e 92). Verifica-se que as formas das curvas dos lateritos classificados como fosfáticos, titaníferos e ferruginosos são bem diferentes entre si (Figura 91).

O fosfático (Ma-66), tal como uma amostra (Ma-13) representativa do ferruginoso fosfático (Figura 92a), exibem um grande enriquecimento em ETRL, na forma de florencita (respectivamente 62,0 e 33,00%) e anomalias positivas em Tm e Yb. As inflexões verificadas em ETRP nestas amostras, assim como na Ma-57 (ferruginoso-fosfático), demonstram claramente a presença de outro mineral, provavelmente a churchita ($Y P O_4 \cdot 2 H_2 O$), capaz de alojar os ETRP.

O laterito do tipo titanífero, por sua vez, já apresenta forte enriquecimento em Ce, Sm, Eu e Gd em relação aos outros elementos do grupo (Figura 91b). Apesar do grupo da crandalita ser o único mineral portador de ETR identificado, nota-se que a curva de distribuição dos ETR é bem diferente da ilustrada para o laterito fosfático (Figura 91a), assim como também das dos outros tipos de lateritos (Figuras 91c e 92a e c) onde este fosfato ocorre com grande frequência.

Os ferruginosos (Figura 91c) apresentam uma discreta anomalia positiva em Ce (Ma-38 e Ma-61) e um pronunciado enriquecimento em La (Ma-63) em relação aos outros ETR, e os fosfá-

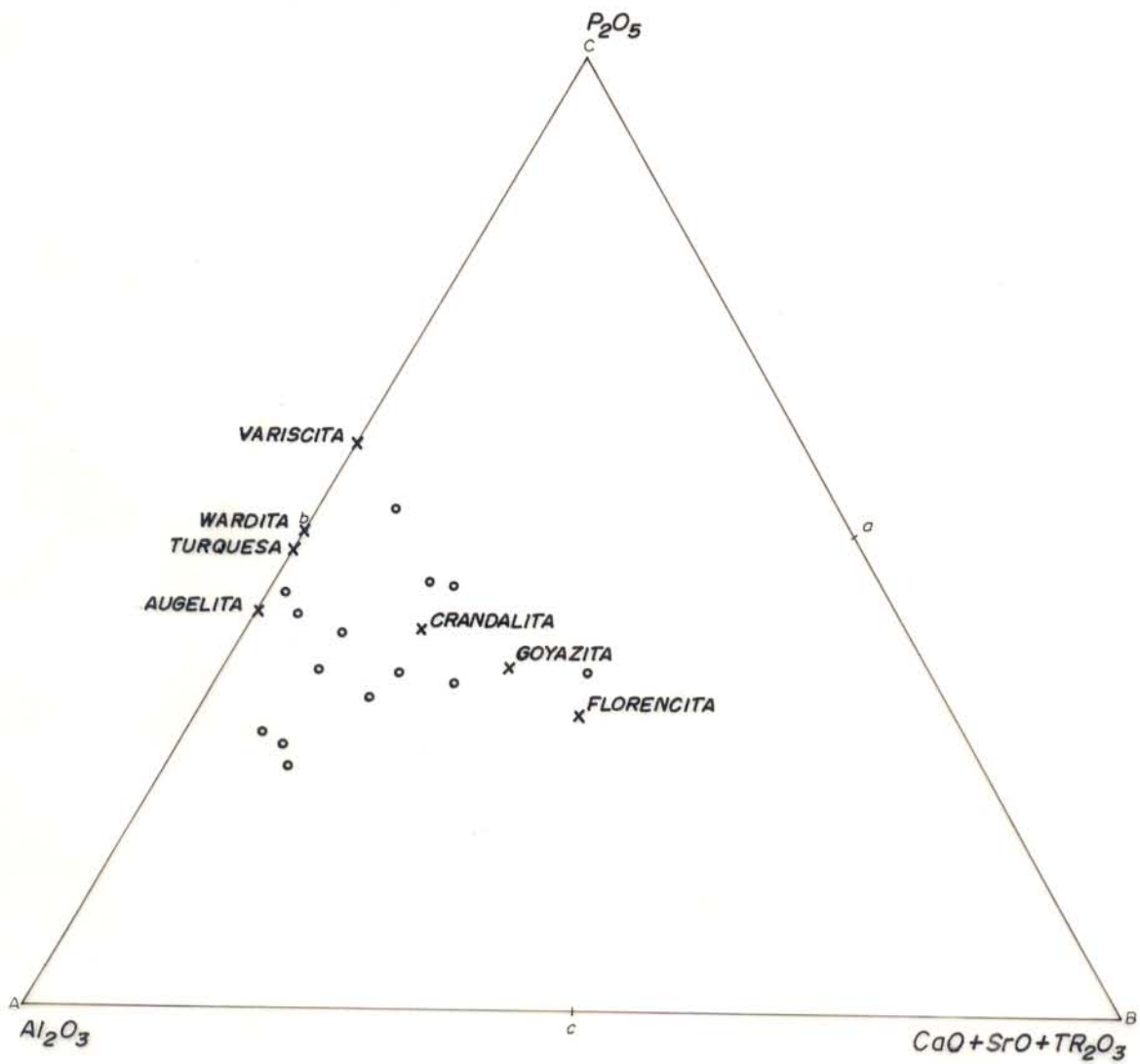
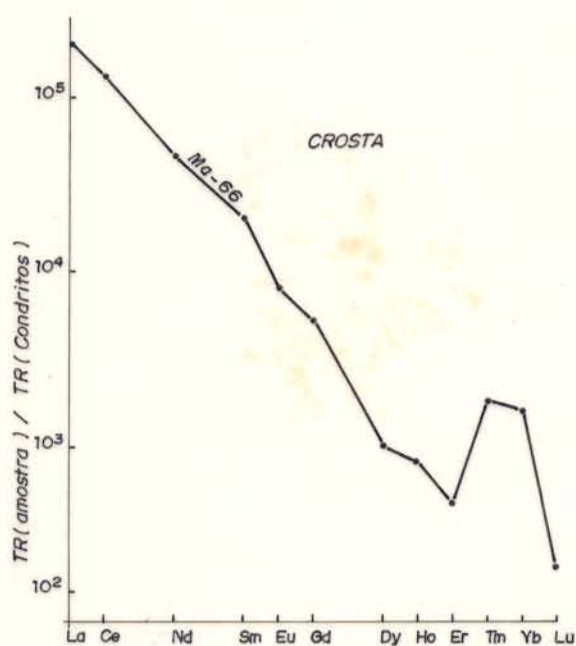
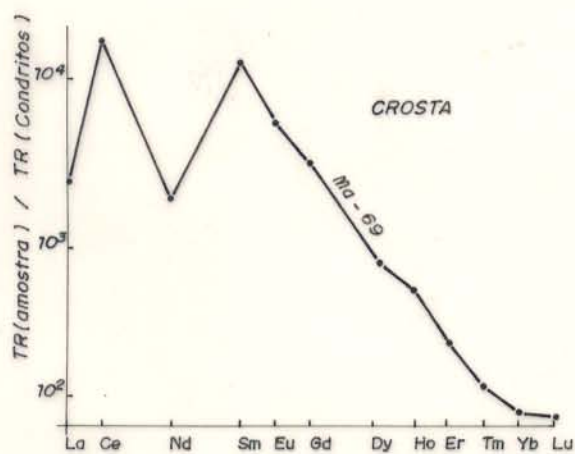


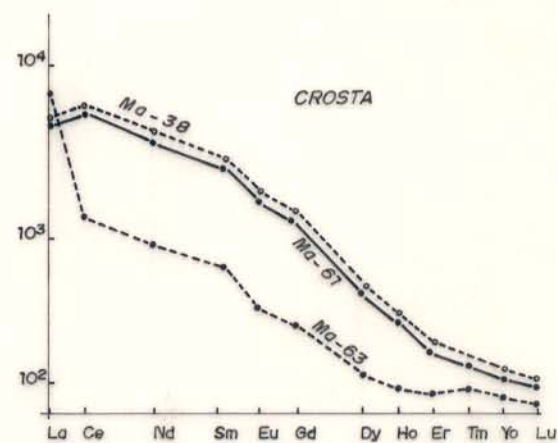
FIGURA 90 - Diagrama $Al_2O_3 - P_2O_3 - (CaO + SrO + TR_2O_3)$, indicando a variação composicional dos lateritos em relação aos seus fosfatos aluminosos.



a) FOSFÁTICOS

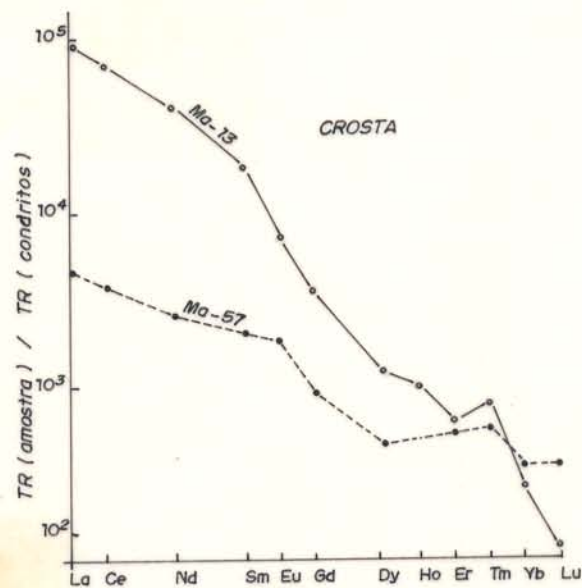


b) TITANÍFEROS

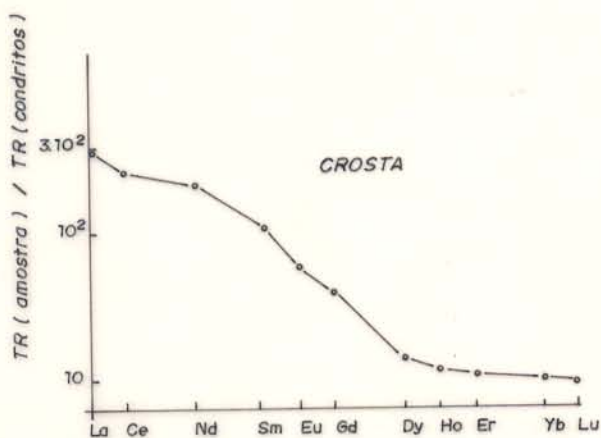


c) FERRUGINOSOS

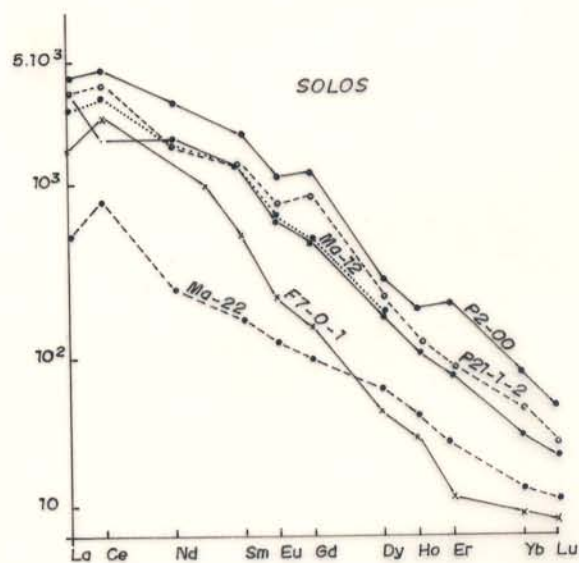
Figura 91 - Padrões de distribuição dos ETR normalizados aos condritos em amostras de lateritos fosfáticos, titaníferos e ferruginosos.



a) FERRUGINOSOS - FOSFÁTICOS



b) FOSFÁTICOS - TITANÍFEROS



c) FERRUGINOSOS - TITANÍFEROS

Figura 92 - Padrões de distribuição dos ETR normalizados aos condritos em amostras de lateritos ferruginosos-fosfáticos, fosfáticos-titaníferos e ferruginosos-titaníferos.

tico-titaníferos (Figura 92b) são caracterizados pelo enriquecimento gradual e contínuo em direção aos terras raras mais leves. Os ferruginosos-titaníferos (representados principalmente pelos solos concrecionários ferruginosos), têm padrões de distribuição dos ETR aproximadamente semelhantes entre si (Figura 92c) e aos dos lateritos ferruginosos (amostras Ma-38 e Ma-61 na figura 91c).

Face ao exposto verifica-se que as formas das curvas de distribuição dos ETR dos lateritos fosfáticos e titaníferos são as que apresentam mudanças mais expressivas em relação às dos materiais dos perfis lateríticos. Tais modificações, resultantes do maior fracionamento dos ETR nos estágios tardios de intemperismo, podem até impedir que sejam inferidas as rochas que deram origem aos lateritos. Entretanto, no caso dos lateritos da superfície de Maicuru, foram preservadas algumas características dos materiais dos perfis, em especial da crosta. Têm-se como exemplos a fraca anomalia positiva em Tm, verificada na crosta do perfil sobre glimerito (Figura 68), que se tornou mais pronunciada nas amostras de superfície (Ma-66 e Ma-13), e o enriquecimento de ETRP em amostras da crosta dos perfis sobre piroxenito e dunito, também evidenciado na Ma-57 (laterito ferruginoso-fosfático).

Em certos casos, o padrão de distribuição dos ETR da rocha mãe pode ser preservado até mesmo em materiais de superfície, como se observou para os lateritos ferruginosos (Ma-38 e Ma-61 na (Figura 91c) e ferruginosos-titaníferos (Figura 92c), semelhantes aos da crosta do perfil sobre biotitito que, por sua vez, apresentam o mesmo padrão de distribuição dos ETR do apatitito e biotitito.

4.4 Associações Geoquímicas

As associações foram obtidas através dos coeficientes de correlação de Pearson, montando-se uma matriz com estes coeficientes para as rochas dos substratos dos perfis e amostras representativas dos distintos horizontes, crosta aflorante (ferruginosa e fosfática) e solos concrecionários ferruginosos. Todas elas apresentam coeficientes de correlação positivas com limites de confiança acima de 99,5%.

4.4.1 Associações Geoquímicas nas Rochas dos Substratos do Perfil.

Dentre as associações Geoquímicas obtidas (Tabela 28), as mais significativas são: 1) as do P_2O_5 -CaO-Sr, representando as substituições do Sr e ETRL pelo Ca nas fluorapatitas; 2) as dos ETRL-CaO-SrO, indicando as substituições do Sr e ETR pelo Ca nas fluorapatitas, titanita e perovskita; 3) a do TiO_2 -Nb, devido à substituição do Ti pelo Nb na titanita e perovskita; 4) as do Zr com Fe_2O_3 e Al_2O_3 refletindo a provável capacidade deste elemento em se alojar nas estruturas da ilmenomagnetita (substituindo o Fe^{+3}), anfibólios, biotita e flogopita (substituindo o alumínio).

A correlação entre Al_2O_3 e Nb parece, em princípio, incoerente, entretanto, é possível que estes elementos se encontrem associados substituindo o Ti na estrutura da titanita, como indicam os dados da literatura (Deer, et al., 1966; Clark, 1974; Khapayev & Kogarko, 1987).

4.4.2 Associações Geoquímicas no Horizonte de Transição

Persistem neste horizonte alguns tipos de correlações e associações geoquímicas já indicadas para as rochas dos subs-

TABELA 28 - Correlações e associações geoquímicas nas rochas

PARES E GRUPOS DE ELEMENTOS COM CORRELAÇÕES POSITIVAS	MINERAIS E ASSOCIAÇÕES MINERALÓGICAS
P205 - CaO - SrO	FLUORAPATITA
La-Ce-Nd-Sm-Gd-Dy-Ho-Ee-Yb-TRL-CaO-SrO	FLUORAPATITA, TITANITA E
TRL-CaO-SrO	PEROVSKITA
MnO-SrO	FLUORAPATITA E TITANITA
TiO ₂ -Nb	TITANITA E PEROVSKITA
Fe ₂ O ₃ -Zr	ILMENOGANETITA
Al ₂ O ₃ -Zr	ANFIBÓLIO-BIOTITA-FLOGOPITA
Na ₂ O-CaO	
MnO-Zr	
SrO-Zr	TITANITA
Al ₂ O ₃ -Nb	

tratos dos perfis, tais como P_2O_5 -CaO-SrO, TRL-CaO-SrO e TiO_2 -Nb (Tabela 29) e aparecem novas correlações, sendo as mais significativas: 1) TiO_2 -SrO, refletida pela substituição do Ca^{2+} pelo Sr^{2+} na titanita e perovskita; 2) TiO_2 -Zr-Y, CaO-Y-Zr e CaO-SrO-Zr, demonstrando que na titanita podem ocorrer as substituições do Ti^{4+} pelo Zr^{4+} e as do Ca^{2+} pelo Y^{3+} e Sr^{2+} ; 3) Fe_2O_3 - TiO_2 e Fe_2O_3 -MnO que se devem às substituições do Fe^{3+} pelo Ti^{4+} e do Fe^{2+} pelo Mn^{2+} na ilmenomagnetita.

4.4.3 Associações Geoquímicas na Interface Horizonte de Transição-Argilo-Fosfático.

Neste nível dos perfis lateríticos, já não se verificam mais as correlações P_2O_5 -SrO e ETRL-CaO-SrO. Permanecem apenas as do P_2O_5 -CaO nos relictos de fluorapatita, as do ETR e SrO-Y na titanita e relictos de fluorapatita e perovskita, e as do TiO_2 -Nb, SrO-Zr na titanita. Os outros tipos de correlações obtidas encontram-se indicados na tabela 30.

4.4.4 Associações Geoquímicas na Crosta

Entre os tipos de correlações e associações geoquímicas obtidas para a crosta dos perfis lateríticos (Tabela 31) destacam-se: 1) TiO_2 -Nb no anatásio; 2) P_2O_5 - Al_2O_3 e P_2O_5 -PF, indicando a presença de vários tipos de fosfatos aluminosos, como o grupo da crandalita e wardita, ocorrendo em todos os perfis, senegalita nos perfis sobre glimerito e dunito, augelita no perfil sobre dunito, e turquesa que deve ocorrer em baixos teores nesses perfis; 3) Cu- P_2O_5 - Al_2O_3 , confirmando a ocorrência da turquesa; 4) TR_2O_3 -CaO-SrO, demonstrando que os fosfatos do grupo da crandata ocorrem sob a forma de uma solução sólida crandalita-goyazita-florencita; 5) CaO-Yb-Lu no grupo da

TABELA 29 - Correlações e associações geoquímicas no H. transição.

PARES E GRUPOS DE ELEMENTOS COM CORRELAÇÕES POSITIVAS	MINERAIS E ASSOCIAÇÕES MINERALÓGICAS
P205-CaO-SrO	FLUORAPATITA
P205-CaO-Y	FLUORAPATITA, TITANITA E PEROVSKITA
TRL-CaO-SrO	TITANITA E PEROVSKITA
TiO2-Nb	TITANITA
TiO2-SrO	ILMENONAGNETITA
TiO2-Zr-Y	BIOTITA, FLOGOPITA, ANFIBÓLIOS
CaO-Y-Zr	VERNÍCULITA E CLORITA
CaO-SrO-Zr	ESNECTITAS E CLORITAS
Fe203-TiO2	ILMENONAGNETITA
Fe203-MnO	BIOTITA, FLOGOPITA, ANFIBÓLIOS
Na2O-SiO2	VERNÍCULITA E CLORITA
K2O-Na2O	ESNECTITAS E CLORITAS
K2O-Al2O3	
MnO-Zn	
Co-Zn	
CaO-Cu	

TABELA 30 - Correlações e associações geoquímicas na interface H. transição argilo-fosfático.

PARES E GRUPOS DE ELEMENTOS COM CORRELAÇÕES POSITIVAS	MINERAIS E ASSOCIAÇÕES MINERALÓGICAS
P205-CaO	RELICTOS DE FLUORAPATITA
La-Ce-Nd-Sm-Eu-Gd	TITANITA E RELICTOS DE FLUORAPATITA E PEROVSKITA
Nd-Sm-Eu-Dy-Ho-Er	
TiO ₂ -Nb	TITANITA
SrO-Zr	
TiO ₂ -Fe ₂ O ₃ -Zr	TITANITA-ILMENOMAGNETITA
TiO ₂ -MnO	
SiO ₂ -K ₂ O	
Al ₂ O ₃ -Zn	ESNECTITAS E CLORITAS
Ni-Cu	
Cu-Zn	

TABELA 31 - Correlações e associações geoquímicas na crosta.

CORRELAÇÕES GEOQUÍMICA NA CROSTA	MINERAIS E ASSOCIAÇÕES MINERALÓGICAS
TiO ₂ -Nb	Anatásio
P205-A1203 A1203-PF	Fosfatos aluminosos
P205-A1203-Cu	Turquesa
MnO-Co	Hidróxidos de manganês
MnO-Zr	Ilmenomaghemita
CaO-SrO-TR203-La-Ce-Nd-Sm-Eu-Gd-Dy-Ho-Er-Yb-Ly-Y CaO-Yb-Lu-Cu	Grupo da crandalita
TR203-CaO-MnO-Zr	Grupo da crandalita-ilmenomaghemita
TR203-CaO-MnO-Co	Grupo da crandalita-hidróxido de manganês

crandalita; 6) $MnO-Nd-Sm-Gd-Dy-Ho-Er$, que deve ser refletida pela ocorrência dos fosfatos do grupo da crandalita e/ou outras fases mineralógicas (mal cristalizadas) rica em ETR, finamente disseminadas entre os hidróxidos de manganês.

4.4.5 Associações Geoquímicas nos Materiais de Superfície

As principais associações geoquímicas extraídas da matriz de correlação dos materiais da crosta aflorante (fosfática e ferruginosa) encontram-se indicadas na tabela 32.

A correlação $P_2O_5-Al_2O_3$, reflete a abundância de fosfatos aluminosos, a do P_2O_5-CaO caracteriza o grupo da crandalita e a do $PF-Na_2O$ demonstra a ocorrência da wardita.

O titânio não se correlaciona com Nb, como se verificou nos materiais dos perfis lateríticos e nas rochas sãs dos seus substratos, mas apenas com MgO. Este comportamento resulta da presença do anatásio na maioria das amostras investigadas, sob a forma de um material finamente cristalino contendo traços de Mg. Além disso, este material encontra-se intimamente associado com relictos de ilmenita, que devem conter ainda Mg em sua estrutura.

O nióbio, por sua vez, apresenta correlações com $TR_2O_3-La-Ce$, devido a sua provável substituição pelo Al no grupo da crandalita.

Na matriz de correlação dos solos concrecionários ferruginosos destacaram-se algumas correlações e associações geoquímicas, já observadas nos materiais da crosta dos perfis lateríticos, como as do TiO_2-Nb , $P_2O_5-Al_2O_3$, $Cu-P_2O_5$, $MnO-Co$ e $Zr-TR_2O_3$, e apareceram novas associações em decorrência da presença da caolinita (Tabela 33).

TABELA 32 - Correlações e associações geoquímicas em amostras da crosta (aflorante).

Correlações e associações geoquímicas significativas	Minerais e/ou associações mineralógicas
A1203-P205 P205-PF	fosfatos aluminosos
CaO-P205 CaO-PF-Nd Tr203_La_Ce-Sm-EuGd-Dy-Ho-Er-Yb Tr203-Ce- Nd-Sm-Eu-Gd-Dy-Er TR203-La-Ce-Nb SrO-Gd-Dy-Erg-	grupo da crandalita
PF-Na2O TiO2-MgO	wardita anaísio

TABELA 33 - correlações e associações geoquímicas nos solos concrecionários ferruginosos.

Correlações e associações geoquímicas	minerais e /ou associações mineralógicas
Fe203-Si02	oxi-hidróxidos-Fe-caolinita
P205-Al203	G.crandalita-wardita
Ti02-Nb	anaísio
TR203-SrO-Si02	G.crandalita-caolinita
P205-CaO-Cu	G.crandalita-turquita
CaO-Cu-Ni	
HgO-MnO-Co	ilmenita-hidróxido Mn
TR203-SrO-La-Ce-Nd-Sm-Eu-Gd	
TR203-SrO-La-Nd-Sm-Eu-Gd-Y-Zr	G. grandalita
SrO-PF-Dy-Ho-Y	
Dy-Ho-Yb-Lu-Y	
Er-Yb-Lu-Y	churchita

4.5 Conclusões

Os resultados geoquímicos obtidos nos lateritos formados sobre diferentes tipos de rochas do complexo de Maicuru, ao mesmo tempo que, em termos gerais, mostraram semelhanças e diferenças mineralógicas e geoquímicas entre si, permitiram identificar a grande heterogeneidade litológica ao longo do perfil das rochas pré-lateríticas. Isto foi possível através das associações e correlações geoquímicas e mineralógicas, e, em especial, por meio do balanço geoquímico.

4.5.1 Correlações entre os Perfis

Os perfis lateríticos quando são correlacionados entre si, através de suas composições químicas e das concentrações dos seus elementos traços, apresentam em termos gerais algumas semelhanças, que são notadas especialmente na crosta.

Os materiais da crosta têm em comum os teores elevados em Fe_2O_3 (12,32 a 59,27%) sob as formas de maghemita e goethita, TiO_2 (3 a 30,5%) como anatásio, P_2O_5 (1,6 a 22,20%) e Al_2O_3 (2,13 a 26,60%), representados pelos vários tipos de fosfatos aluminosos. São também comuns os teores significativos em: Na_2O (0,02 a 1,45%), ocorrendo como wardita; MgO (0,1 a 3,97%), contido nas lamelas de ilmenita intercrescida com a maghemita, e em Cu (alcançando 2560 ppm), que deve ocorrer como turquesa.

A crosta do perfil sobre dunito distingue-se das dos outros perfis pelos teores bem inferiores em CaO , SrO , TR_2O_3 , Y , Nb e Zr e superiores em Ni e Zn .

De acordo com as relações dos teores de Fe_2O_3 , TiO_2 e P_2O_5 (Figura 89), os materiais da crosta desses perfis concentraram-se, principalmente no campo dos lateritos ferruginosos. Em superfície, onde grande parte do ferro deve ter sofrido mo-

bilização, as amostras de crosta aflorante ficaram distribuídas entre os campos ocupados pelos lateritos fosfáticos, titaníferos, ferruginosos-titaníferos, ferruginosos-fosfáticos e titaníferos-fosfáticos, enquanto que os solos derivados da crosta se agruparam no campo dos lateritos ferruginosos-titaníferos.

Através do balanço geoquímico tornou-se evidente que somente o Fe, Al, Si, Ca, K e Mg tendem a seguir os comportamentos verificados em perfis lateríticos clássicos.

Nos perfis lateríticos de Maicuru, o Ti, Nb e Zr comportam-se como aproximadamente imóveis no horizonte de transição, tendem a se enriquecer no horizonte argilo-fosfático e se concentram na crosta além dos limites normais esperados para o acúmulo meramente residual.

Os ETR são mobilizados com a alteração dos minerais mais suscetíveis ao intemperismo, possivelmente os carbonatos, e retidos talvez como hidróxidos ou hidroxicarbonatos nos níveis inferiores do horizonte de transição. Após alteração dessas fases, assim como das fluorapatita, titanita e perovskita, os ETR tornam-se empobrecidos, enquanto que na crosta são fortemente enriquecidos, tendo em vista a ocorrência muito freqüente dos fosfatos do grupo da crandalita. Os outros elementos tendem a seguir, de uma forma geral, os comportamentos indicados na figura 93.

Conforme os padrões de distribuição dos ETR, verificou-se que as rochas dos substratos dos perfis apresentam-se preferencialmente enriquecidas em ETRL, tendo em vista a abundância em fluorapatitas e ocorrências muito freqüente da titanita em perovskita, cujas estruturas são adequadas para acomodar os ETR maiores, dispondo assim de elevados coeficientes de partição para os ETRL. As amostras contendo apenas relictos

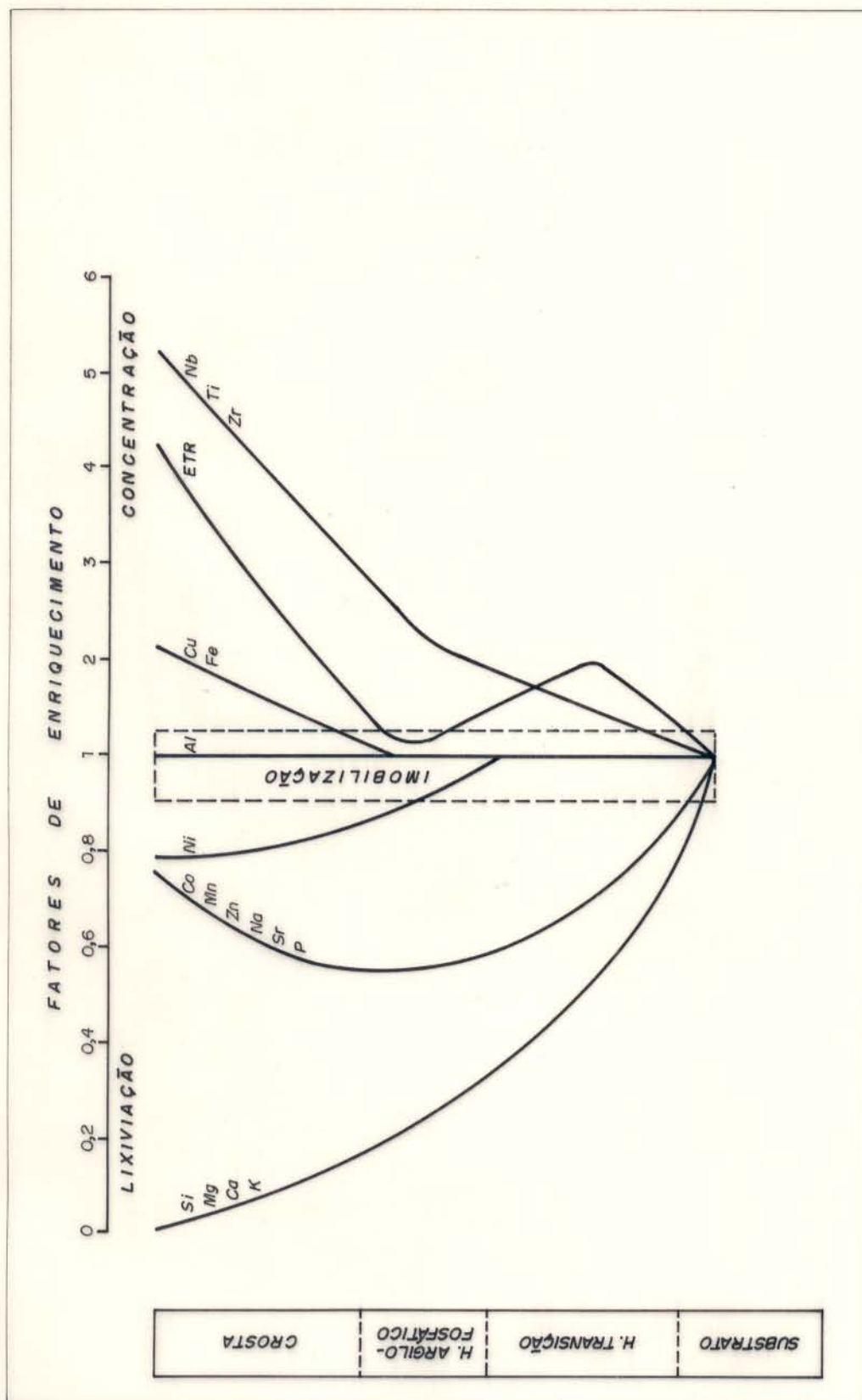


FIGURA 93 - SÍNTESE DOS COMPORTAMENTOS DOS ELEMENTOS BASEADA NO BALANÇO GEOQUÍMICO.

desses minerais apresentam mudanças expressivas nas formas de suas curvas, comparadas às das rochas sãs. Estas modificações são indicadas pela deficiência em ETRL em relação aos ETRP. Por outro lado, na crosta dos perfis lateríticos e nos materiais de superfície, onde foram observados os maiores teores de fosfatos do grupo da crandalita, os ETRL apresentam preferencialmente enriquecidos em relação aos ETRP. Tem-se com exceção apenas as amostras F9-15,28 (do perfil sobre dunito) e Ma-57 (crosta aflorante). É possível que, na última, os ETRP estejam contidos na churchita ($Y, TRP, PO_4)_2H_2O$, haja vista a sua concentração de $Y=1445$ ppm.

4.5.2 Evidências de Heterogeneidade Litológica

As variações litológicas foram claramente detectadas por meio de divergências geoquímicas, salientadas especialmente pelo balanço geoquímico. Entre os perfis estudados, os que devem ter sido derivados de rochas litologicamente muito heterogêneas são aqueles sobre apatitito, dunito e biotitito.

No perfil sobre apatitito a mudança de litologia foi indicada na passagem da rocha sã para o horizonte de transição pelas variações bruscas dos teores de SiO_2 (de 0,9 para 26,30%) sob a forma de quartzo e esmectitas, TiO_2 (de 0,94 para 8,49%), representados pela ilmenita e titanita, Nb (de 65 para 663 ppm) e Cu (de 157 para 1292 ppm), contidos, respectivamente, na titanita e esmectitas. Estes teores são compatíveis com os do glimerito. Portanto, acima do atual apatitito poderia ter existido um glimerito antes do processo laterítico.

No perfil sobre dunito, a passagem da rocha não intemperizada para o horizonte de transição se dá através do brusco aumento dos teores de SiO_2 (de 11,80 para 34,80%) e Ni

(de 289 para 912 ppm), que se encontram representados predominantemente pelas serpentinas, e decréscimo dos teores de K_2O (de 2,30 para 0,07%), Zn (de 4559 para 54 ppm), Cu (de 509 para 81 ppm) e Zr (de 336 para 27 ppm). Tais variações indicam que os materiais do horizonte de transição provêm realmente de um dunito, não tendo assim praticamente nenhuma relação com a rocha analisada do substrato, que, por sua vez, contém somente reclitos de olivina e apresenta como minerais predominantes a flogopita, carbonatos, cloritas, esmectitas e serpentinas.

No perfil sobre biotito, as divergências em termos de balanço geoquímico foram demonstrados especialmente para o P, que se desloca para o campo de elementos concentrados em todo o perfil, comportamento este refletido pela ocorrência de veios de apatitito cortando o biotitito.

4.5.3 Associações Geoquímicas

Este estudo permitiu verificar que as correlações do P_2O_5 com CaO e SrO são mais significativas no substrato e tendem a se dispersar em direção à crosta (Figura 94), onde o fósforo encontra-se distribuído entre os vários tipos de fosfatos aluminosos, sendo a sua correlação mais significativa com o Al_2O_3 .

O CaO e SrO apresentam-se também associados com os ETRL no substrato e horizonte de transição. Após a alteração quase completa da fluorapatita, titanita e perovskita no horizonte argilo-fosfático estes elementos tendem a se separar, porém na crosta voltam a se correlacionar (Figura 95), tendo em vista a abundância no grupo da crandalita. Este tipo de associação demonstra que os ETRL e Sr substituíram o Ca em proporções praticamente constantes na estrutura do grupo d crandali-

CROSTA

H. ARG. FOSFÁTICO

H. TRANSIÇÃO

SUBSTRATO

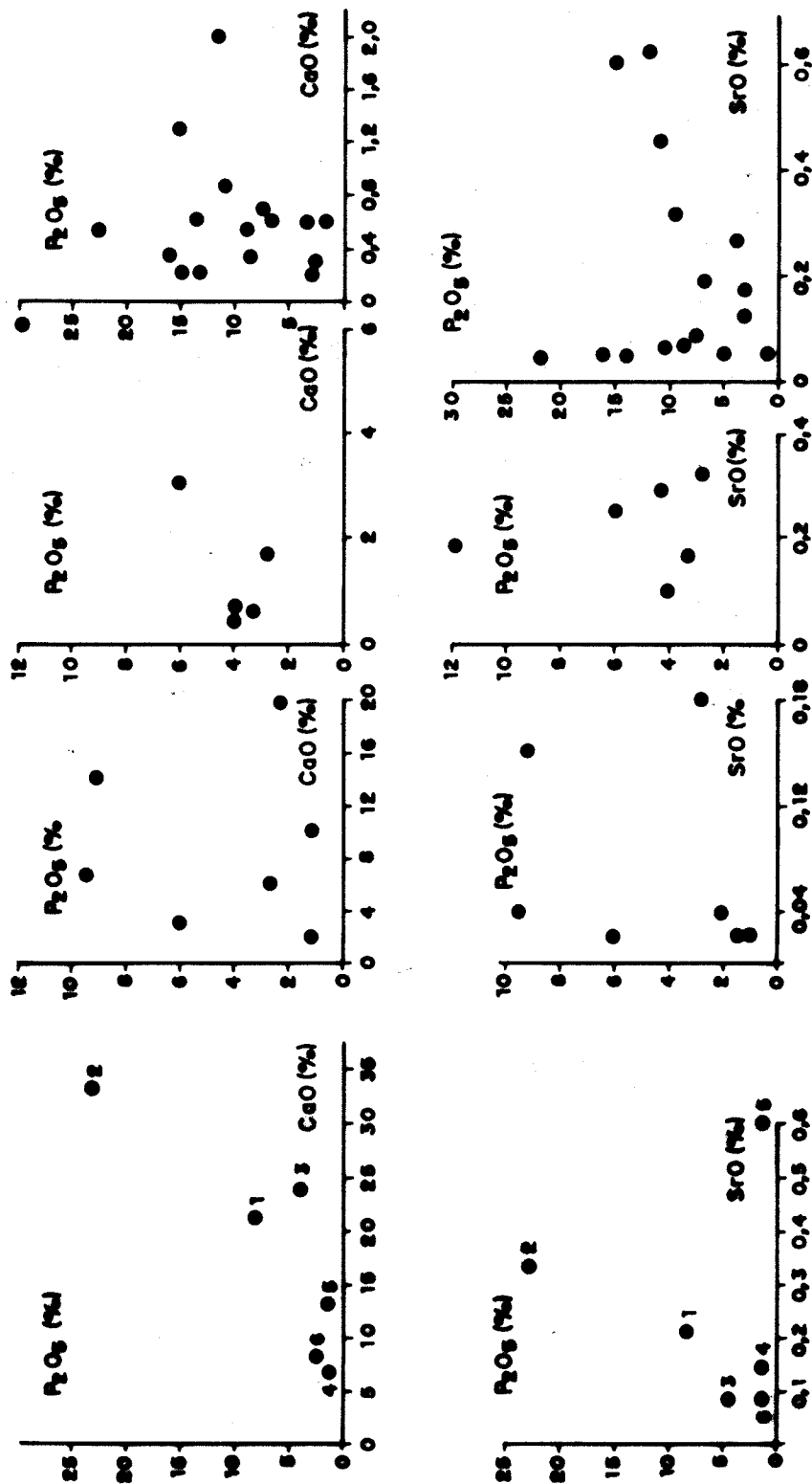


Figura 94 - Correlações de P_2O_5 com CaO e SrO ao longo do perfil laterítico de Maicuru. 1 = glimerito, 2 = epatite, 3 = pirarsenita, 4 = biotite, 5 = "dunita", 6 = olivite.

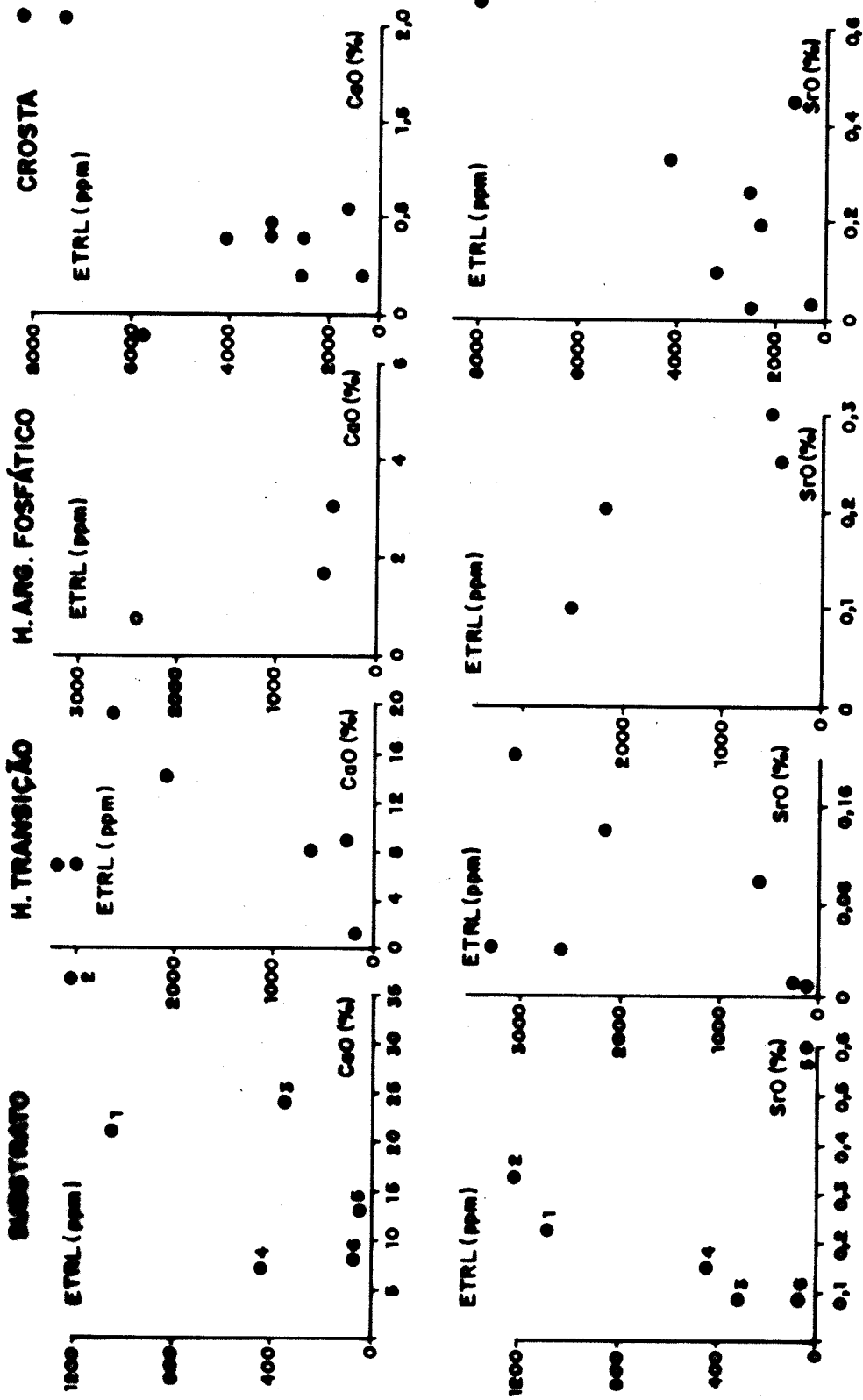


Figura 96 - Correlações das ETRL com CaO e SrO ao longo do perfil ieterítico de Maicuru. 1 = glimerite, 2 = apatite, 3 = pirromita, 4 = biotite, 5 = dunito, 6 = estauite.

ta.

O TiO_2 e Nb mantêm-se sempre associados (Figura 96), sendo no substrato e horizonte de transição representados predominantemente pela titanita e perovskita e, nas partes superiores dos perfis, pelo anatásio.

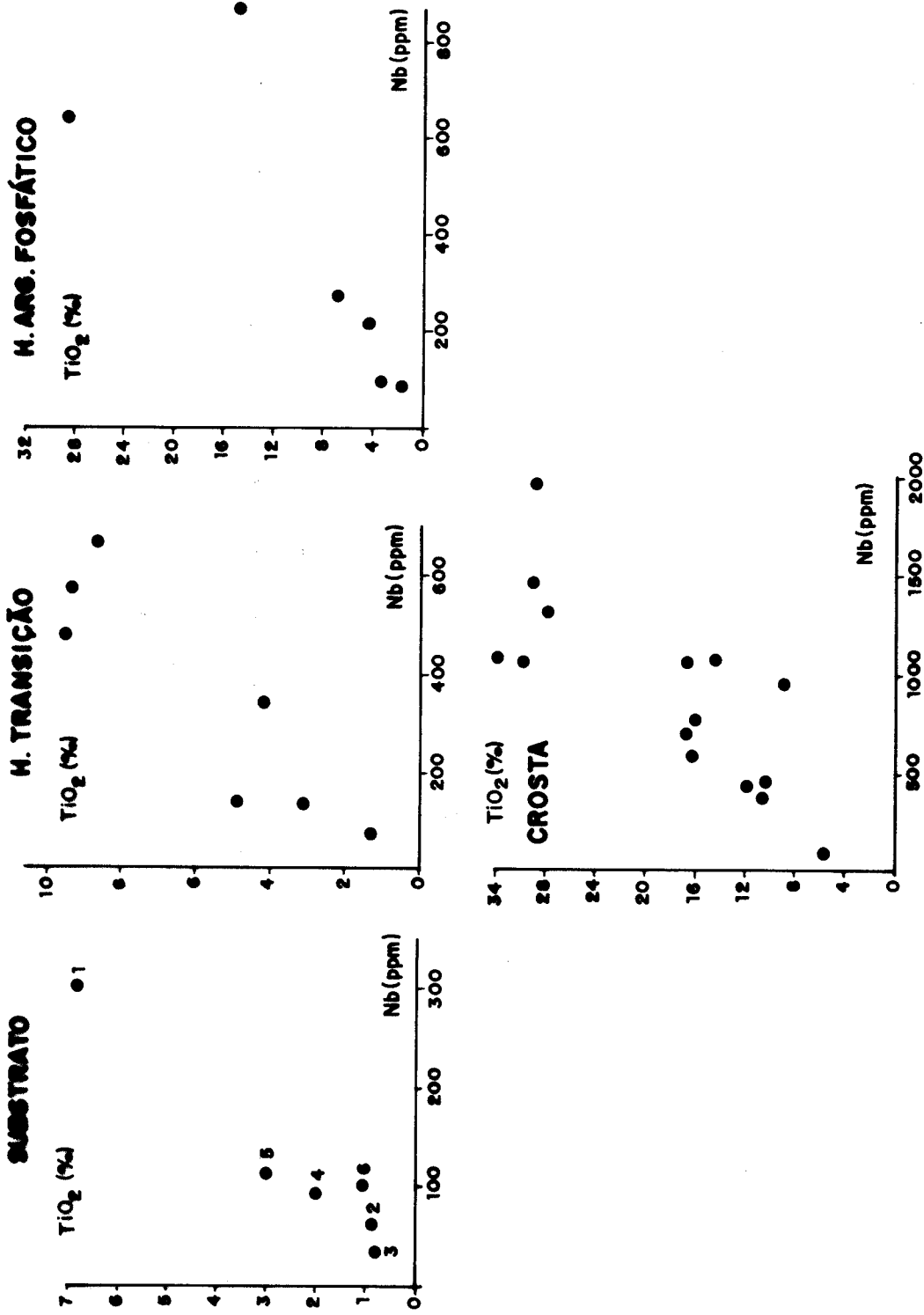


Figura 96 - Correlação TiO₂ - Nb ao longo do perfil laterítico de Matucuru. 1 = gímerito, 2 = apatito, 3 = piroxenito, 4 = biotite, 5 = éonito, 6 = sienito.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1. Evolução Mineralógica e Geoquímica dos Lateritos

As investigações realizadas sobre as principais transformações mineralógicas e geoquímicas envolvidas durante a evolução dos lateritos de Maicuru, sintetizadas na figura 97, permitiram concluir que os estágios iniciais de intemperismo das rochas do complexo foram marcados pela dissolução dos carbonatos (Calcita e dolomita) e liberação dos seus constituintes. Entre estes, os ETR, sob a forma de complexos solúveis, provavelmente do tipo $\text{ETR}(\text{CO}_3)_4^{5-}$, cujas constantes de estabilidade foram determinadas por Dumonceau et al. (1978 in Formoso et al., 1989). Estes complexos devem ter sido desestabilizados em pH próximo do ponto neutro, dominante no horizonte de transição. Deste modo, os ETR e em especial os ETRL podem ter sido depositados como hidróxidos ou hidroxí-carbonatos. Nesse interím, os piroxênios e micas (biotita e flogopita) começaram a apresentar os principais indícios de alteração para esmectita (nontronita) e vermiculita, respectivamente.

Com a alteração completa dos piroxênios e micas, frações de Si, Ca, Mg, Na e K tenderam a ser lixiviadas e as do ferro, a se precipitarem como hidróxidos denominado de ferrihidrita (Schwertmann & Murad 1983). Obtiveram-se, assim, como produtos as esmectitas e cloritas contendo Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Zn, Zr e Ti em suas estruturas. Estes argilominerais atuam como fundo matricial para as fluorapatitas e perovskitas parcialmente alteradas e para a titanita e ilmenomagnetita ainda intactas. A ferrihidrita pode evoluir para goethita a partir dos íons Fe^{3+} , $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$ e $\text{Fe}(\text{OH})_4^{3-}$ produzidos por sua dissolução, ou para hematita que se forma pela desidratação e rearranjo dos

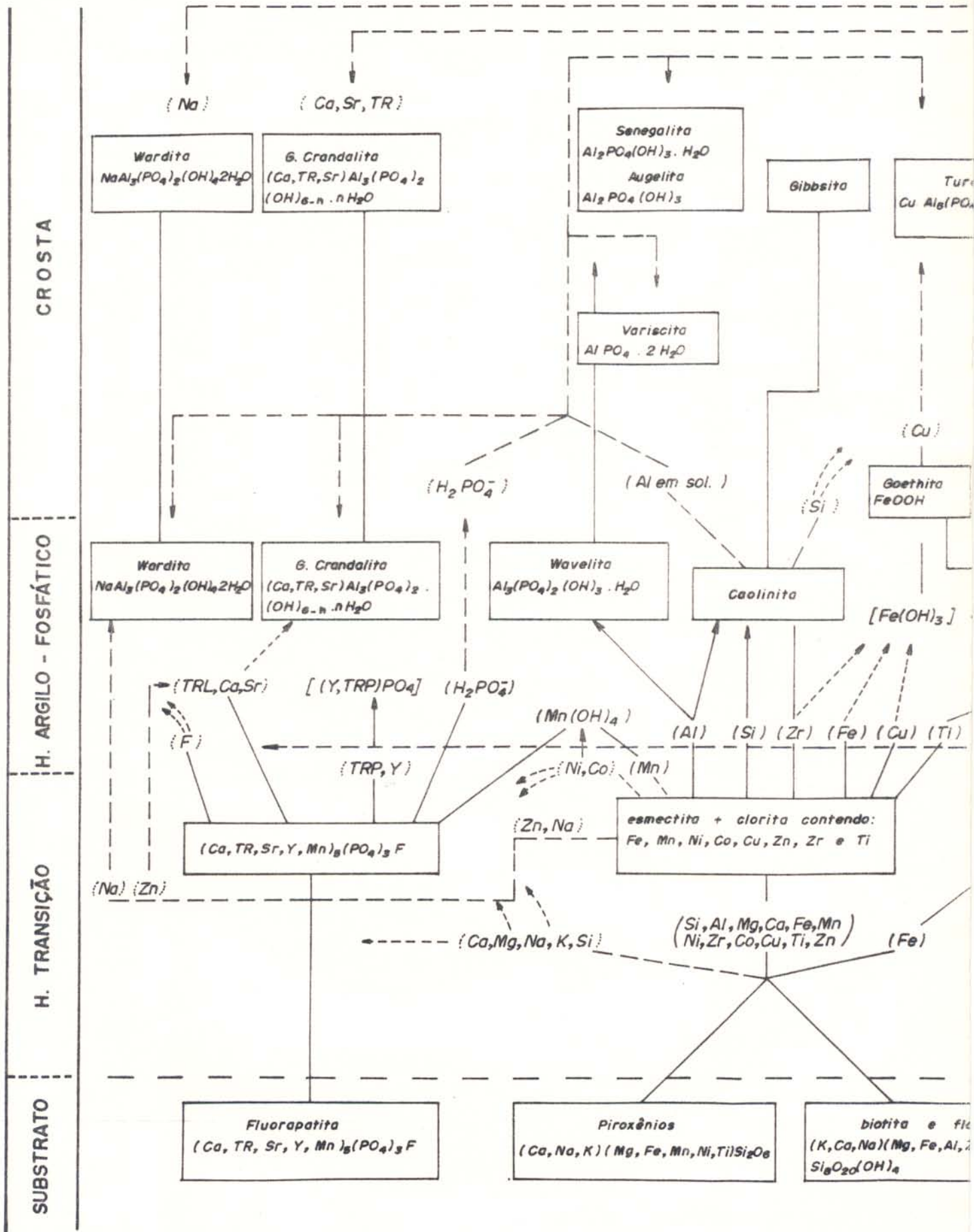
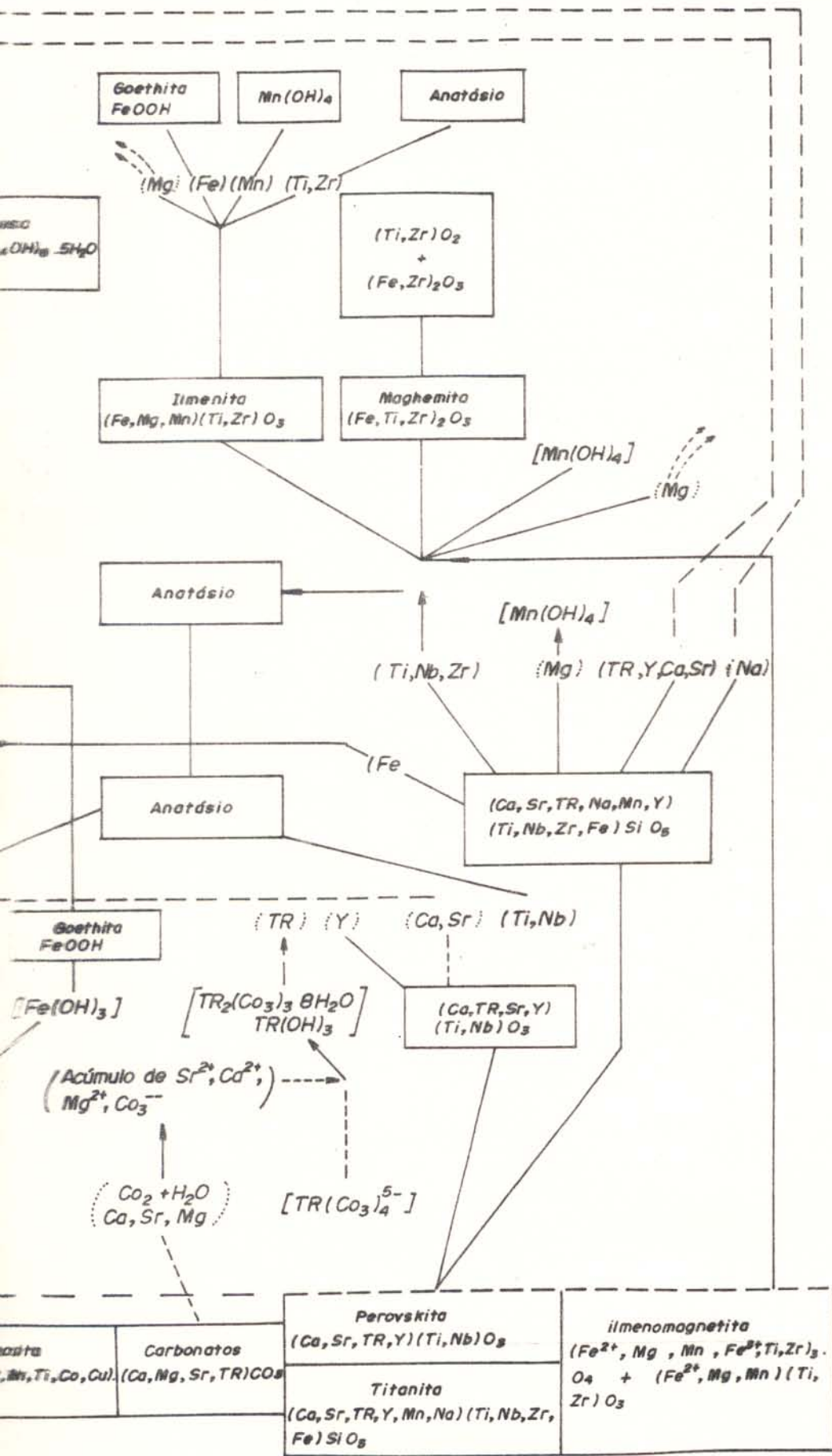


FIGURA 97 - PRINCIPAIS TRANSFORMAÇÕES MINERALÓGICAS E GEOQUÍMICAS ENVOLVIDAS DURANTE

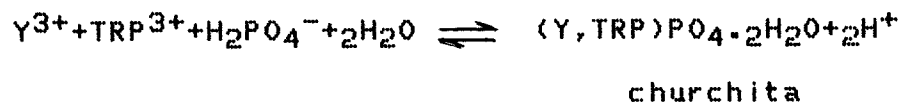


agregados de ferrihidrita, conforme demonstraram os trabalhos experimentais realizados por Fischer & Schwertmann (1975 in Schwertmann & Murad 1983).

Na interface horizonte de transição e argilo-fosfático ocorreu a desestabilização das esmectitas e cloritas e alteração quase completa das fluorapatitas e perovskita. A degradação das esmectitas e cloritas se processou com a formação: da caolinita, goethita (onde o Zr deve se encontrar em substituição ao Fe), de anatásio e de hidróxido de manganês, que deve fixar frações de Ni e Co. O Zn deve ter sido transportado para os níveis superiores dos perfis e o Cu retido pelos hidróxidos de Fe.

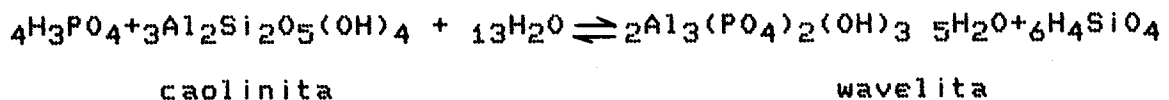
Com a dissolução das fluorapatitas e perovskita, os ETR, Y, Ca e Sr foram liberados e mobilizados sob as formas iônicas, ocorrendo, respectivamente, a formação de fosfatos secundários e do anatásio, que retém o Nb em sua estrutura.

O Y e ETRL devem ter sido depositados como churchita:

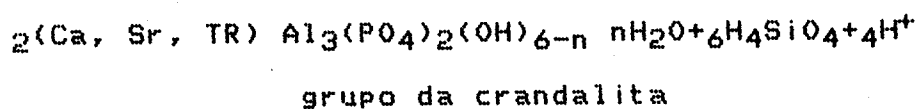
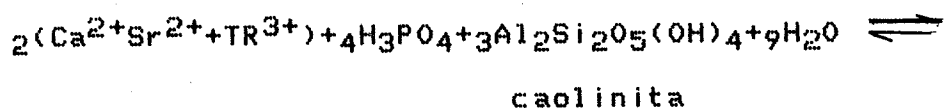


Com íons $H_2PO_4^-$ em solução, em presença da caolinita, formaram-se também:

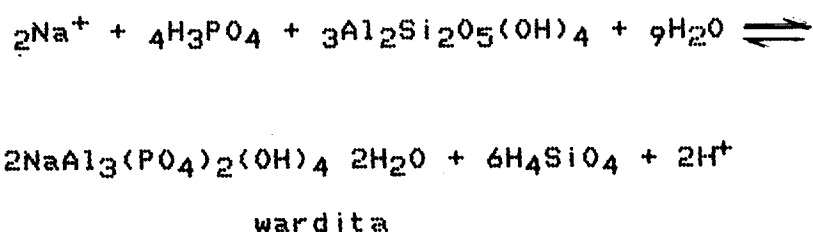
. wavelita



. os fosfatos do grupo da crandalita



e a wardita, tendo em vista a presença de íons Na^+ remanescentes nas soluções de intemperismo:



A wavelita é formada em condições de elevadas concentrações de H_3PO_4 , conforme pode ser constatado através do diagrama $\log a_{\text{M}^{2+}} + 2\text{pH}$ versus $\log a_{\text{H}_3\text{PO}_4}$, ilustrado na figura 98 (os valores de ΔG_f utilizados na construção deste diagrama encontram-se indicados no Anexo 3). Portanto, a sua ocorrência foi verificada somente nos níveis inferiores dos perfis.

Por outro lado, os fosfatos do grupo da crandalita (crandalita, goyazita, gorceixita e florencita, etc) assim como a wardita (o seu campo de estabilidade na figura 98 foi inferido com base no fato de ocorrer geralmente associada com os fosfatos do grupo da crandalita), podem se formar tanto em elevadas como em baixas concentrações de H_3PO_4 .

Nos níveis intermediários do horizonte argilo-fosfático, ocorreu transformação da titanita em anatásio, com a retenção do Nb e Zr e liberação de Fe, Mn, Na, Ca, Sr, ETR e Y. O

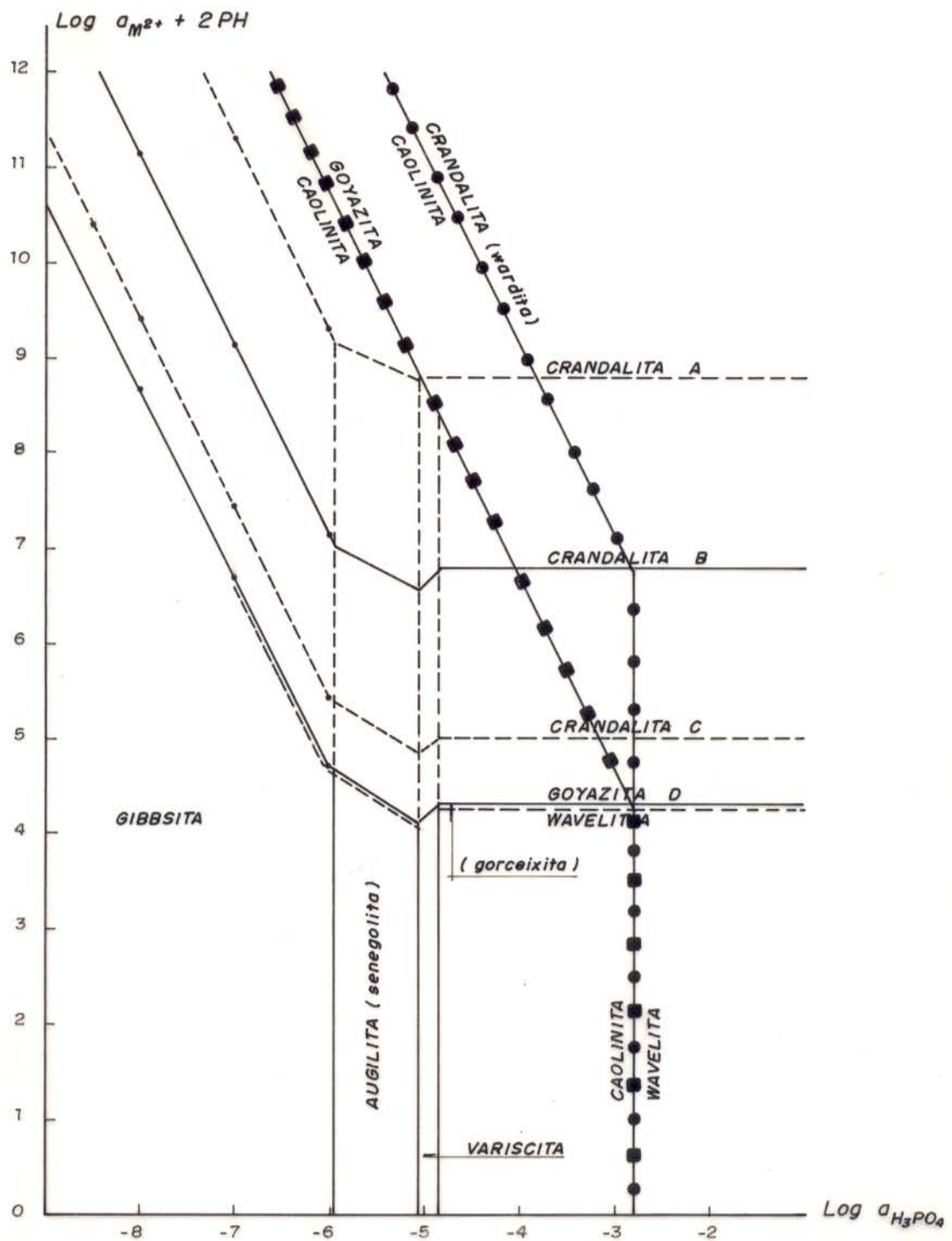


Figura 98 - Diagrama $\log a_{M^{2+}} + 2PH$ versus $\log a_{H_3PO_4}$ para fosfatos aluminosos em 1 atm e $25^\circ C$ (modificado de Schwab et al. 1989). No equilíbrio com a gibbsita os limites são marcados por linhas e aqueles com a caolinita por: ■ para a goyazita; ● para a crandalita; e ■● para a wavelita.

De uma forma global, a evolução geoquímica desses lateritos pode ser colocada em evidência através das relações das concentrações de pares de elementos químicos, cujos comportamentos tendem a se aproximar durante o intemperismo dos diferentes tipos de rochas encontradas nos substratos dos perfis. Neste caso foram escolhidos: K_2O+SiO_2 , que foram progressivamente lixiviados durante a alteração dos silicatos; $CaO+MgO$, por terem sido lixiviados durante a alteração das fluorapatitas, titanita, perovskita (CaO), piroxênio, anfibólio, micas (biotita e flogopita), esmectitas, cloritas (CaO e MgO) e serpentina (MgO), mas ainda mantidos em teores significativos na crosta, sendo o Ca^{2+} encontrado na estrutura do grupo da crandalita e o Mg^{2+} nas lamelas de ilmenita intercrescida com a maghemita; $TR_2O_3+TiO_2$, por se terem gradualmente enriquecido em direção à crosta dos perfis, onde são representados, respectivamente, pelos fosfatos do grupo da crandalita e pelo anatásio.

Observa-se na figura 99 a separação dos tipos distintos de rochas analisadas do complexo e a tendência que seus produtos de intemperismo apresentam de se afastarem dos campos com teores elevados em CaO e MgO e se deslocarem gradativamente em direção ao membro $TR_2O_3+TiO_2$, que é também equivalente ao do Fe_2O_3 , onde se encontram as amostras da crosta dos perfis.

5.2 Idade dos Lateritos e Fases de Evolução

As rochas do complexo de Maicuru, assim como outras da região Amazônica, devem ter sido submetidas à laterização no Terciário Inferior (Paleoceno-Eoceno-Oligoceno) ou Cretáceo Superior (Costa, 1982; Truckenbrodt, et al., 1982).

A espessa cobertura laterítica atualmente verificada sobre essas rochas resultou especialmente das mudanças climáti-

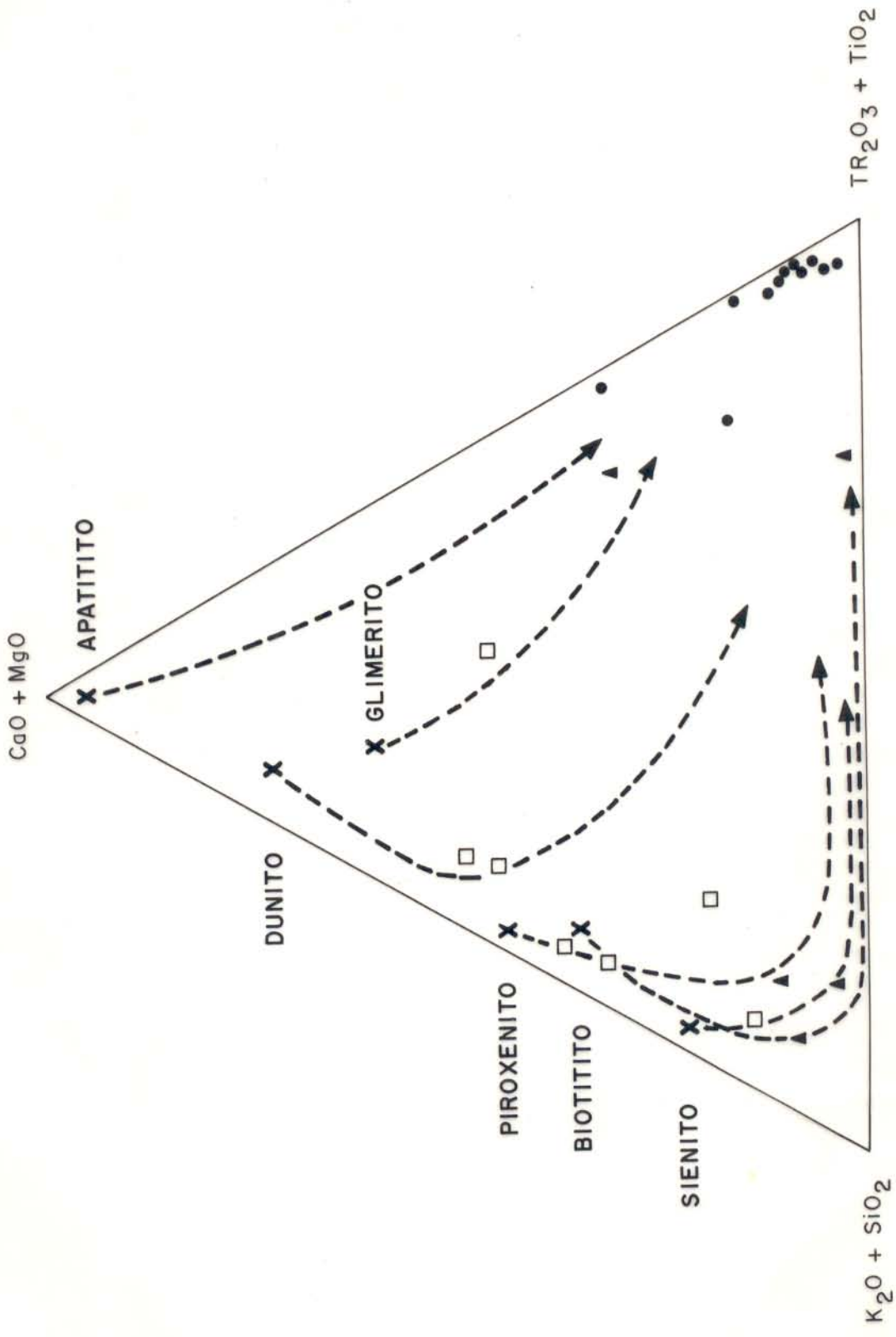


Figura 99 - Diagrama triangular ($K_2O + SiO_2$) - ($CaO + MgO$) - $TR_2O_3 + TiO_2$, mostrando a evolução geoquímica dos lateritos de Maicuru.

cas ocorridas durante a sua formação, conforme foi enfatizado por Kotschoubey & Truckenbrodt (1981) em seus estudos sobre a evolução de lateritos bauxíticos em Paragominas-Açailândia (PA-MA). Estes autores sugerem que a formação desses laterito foi controlada pela alternância de períodos sob condições de clima quente e úmido e períodos secos.

Esta hipótese foi estendida para a a formação dos lateritos maduros da região Amazônica, cujas fases de evolução mais prováveis durante os períodos chuvosos e de estiagens, segundo Costa (1982, 1984, 1990), encontram-se resumidas abaixo, com algumas modificações que podem ser adaptadas para o caso de Maicuru:

Primeira Fase - podsolização tropical, que se dá sob condições de lençol freático pouco profundo e em $\text{pH} < 5$;

Segunda Fase - dissolução dos carbonatos e alteração dos aluminossilicatos primários com a formação e acúmulo de argilominerais dos grupos da vermiculita, esmectita e clorita;

Terceira Fase - formação e acúmulo da caolinita e goethita acompanhada pela alteração completa das fluorapatitas, titanita e perovskita. Início de formação dos fosfatos aluminosos e anatásio;

Quarta Fase - oxidação dos óxidos de Fe-Ti primários e acúmulo de anatásio e fosfatos aluminosos. Formação de gibb-sita e alcance do equilíbrio.

5.3 Perspectivas Econômicas

Em Maicuru há perspectivas econômicas para os fosfatos primários e lateríticos, titânio e terras raras e mais restritamente para o nióbio.

Os corpos de apatitito constituem a principal fonte de fosfatos primários. Os trabalhos de pesquisa realizados pela DOCEGEO na área mineralizada em fosfatos (2000 m de comprimento e 800 m de largura), situada na parte central da estrutura alongada no sentido norte-sul, propiciaram estimar as reservas de minério fosfático primário e laterítico em 200 milhões de toneladas com 15% de P_2O_5 (Beisiegel & Souza, 1986).

O titânio nos lateritos encontra-se predominantemente sob a forma de anatásio, associado com a maghemita, goethita e relictos de ilmenita. A reserva de minério de Ti foi estimada por Santos (1981) em 5 bilhões de toneladas com 20% de TiO_2 , sendo assim superior às de Tapira-MG e Salitre-MG, que apresentam, respectivamente, reservas de 191.600.000 T com 21% de TiO_2 e de 314.800.000 T com 19,5 de TiO_2 , conforme indicaram relatórios da DOCEGEO.

OS ETR nos lateritos estão sobretudo, nos fosfatos do grupo da crandalita, que ocorrem finamente disseminados entre os oxi-hidróxidos de Fe, preenchendo as fissuras e fraturas dos grãos de goethita e maghemita e nos agregados criptocristalinos de anatásio. A concentração médio de TR_2O_3 na crosta dos perfis é de 0,49% e em superfície, de 4,79%.

O Nb encontra-se nitidamente substituindo o Ti na estrutura do anatásio. Ocorre em teores mais elevados nos materiais provenientes do intemperismo dos piroxenitos como aqueles do furo de sondagem 7 (15000 ppm) e solos concrecionários-ferrosos (cerca de 3000 ppm).

VI. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALEVA, G.J.J. 1983. Suggestions for a systematic structural and textural discription of lateritic rocks. In: Melfi, A.J. & Carvalho, A. eds. Proceedings on Int. Seminar on Lateritisation Process, São Paulo, IAG/USP. p. 443-454.
- ARAÚJO, J.F.V.; MONTALVÃO, R.M.G.; LIMA, M.I.C.; FERNANDES, P.E.C.A.; CUNHA, G.M.B.; FERNANDES, C.A.C.; BASEI, M.A.S. 1976. Geologia da Folha SA-21 Santarém. In: BRASIL/MME, Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, DNPM. V. 10, p. 21-22.
- BACHINSKI, S.W. & SIMPSON, E.L. 1984. Ti-Flogopites of the show's Cove Minette: a comparason with micas of other Comprophyres, potassic rocks kimberlites and Montle Xenoliths. *Am. Mineral.*, 69(1-2): 41-46.
- BALASHOV, Y.A. & KHITROV, L.M. 1967. Composition of the rare earths in the clastic material carried by the Volga River. *Geoch. Int.*, 4(2): 404-407.
- BALASHOV, Y.A.; RONOY, A.B.; MIGDISOV, A.A.; TURANSKAYA, N.V. 1964. The effect of climate and facies environment on the fractionation of the rare earths during sedimentation. *Geoch. Int.* 5: 951-969.
- BANERJEE, D.M.; BASU, P.C.; SRIVASTAVA, N. 1980. Petrology, Mineralogy, Geochemistry and Oringin of the Precambrian Aravalian Phosphorits Deposits of Udaipur and Jhabua, India. *Econ. Geol.* 75:1181-1189.
- BANFIELD, J.F. & EGGLETON, R.A. 1989. Apatite replacement and rare earth mobilization, fractionation and fixation during weathering. *Clays and Clay Miner.*, 37(2):113-127.
- BARRON, C. N. 1982. Exploration Chararistics of the Muri Mountains Alkaline Complex Guyana-Brazil Border. In: Laming, D.J.C. & Gibbs, A.K. eds. Mineral Exploration Techniques in

- Tropical Forest Areas. AGID Report nº 7: 75-79.
- BAS, M.J. & HANDLEY, C.D. 1979. Variation in apatite composition in ijolitic and carbonatitic igneous rocks. *Nature*, 279:54-56.
- BEISIEGEL, W.R. & SOUZA, W.D. 1986. Reservas de fosfatos - Panorama Nacional e Mundial. In: ENC. NAC. DE ROCHA FOSFÁTICA, 3, Brasília, 1986. IBRAFOS-MME. p. 55-66.
- BELLO, R.M.S.; VALARELLI, J.V.; BARBOSA, J.S.F.; GUTTLER, R.S. 1988. óxidos de Fe e Ti do depósito de cobre de Surubim, Vale do Curaca-Ba. *Rev. Bras. Geoc.*, 18(2):149-161.
- BLANCHARD, F.N. 1972. Physical and chemical data for crandallite from Alachua Country, Florida. *Am. Mineral* 57:437-484.
- BLOUNT, A.M. 1974. The Crystal Structure of Crandallite. *Am. Mineral* 59: 41-47.
- BONNOT-COURTOIS, C. & FLICOTEAUX, R. 1989. Distribution of rare earth and some trace elements in Tertiary phosphorites from the Senegal Basin and their weathering products. *Chem. Geol.*, 75:311-328.
- BONOW, C.W. & ISSLER, R.S. 1980. Reavaliação e Aspectos Econômicos do Jazimento de Terras Raras e Ferro-Ligas do Lago Esperança-Complexo Carbonatítico de Seis Lagos. In: CONGR. BRAS. GEOL., Camboriú, 1980. Anais... Camboriú, SBG. V. 3, p. 1431-1443.
- BOULANGÉ, B. 1983. Les formation bauxitiques latéritiques de Côte d Ivoire. Les facies, leur transformation, leur distribution et l'evolution du modèle. Paris, 352 p. (Thèse de doctorat ès Sciences, Université de Paris VII).
- BOYNTON, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorit Studies. In: HENDERSON, P. ed. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, Elsevier. p. 63-107. (Developments

- in Geochemistry 2).
- BRAUM, J. J.; PAGEL, M.; MULLER, J. P.; BILONG, P.; MICHARD, A.; GUILLET, B. 1990. Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochemi. Cosmoch. Acta*, 54 (3): 781-795.
- BRIMHALL, G.H. & DIETRICH, W.E. 1987. Constitutive mass balance relations between chemical composition, volumes, density, porosity and strain in metasomatic hydrochemical systems: Results on weathering and pedogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51(3):567-587.
- BROWN, G. & BRINDLEY, G.W. 1980. X-Ray Diffraction Procedure for Clay Mineral Identification In: BRINDLEY, G. W. & BROWN, G. eds. *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification*. London, Mineralogical Society p. 305-359.
- BUDDINGTON, A.F. & LINDSLEY, D.H. 1964. From titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Jour. Pet.*, 15(2):310-357.
- CANTRELL, K. J. & BYRNE, R.H. 1987. Rare earth element complexation by carbonate and oxalate ions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51(3):597-605.
- CARVALHO, W.T. 1974. Aspectos geológicos e petrológicos do complexo ultramáfico-alcalino de Catalão I-GO. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. *Anais... Porto Alegre, SBG. V. 5, p. 107-123.*
- CLAK, A.M. 1974. A tantalum-rich variety of sphene. *Mineral Mag.*, 39(305):605-607.
- COELHO, F.J.F.; FERREIRA, H.C.; SILVA, S.B.; RIBEIRO, A.G.; TE-REZO, E.F.M. 1976. Vegetação da Folha SA-21 Santarém. In: Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, DNPM. V. 10, p. 311-345.
- CORREA, S.L.A. 1982. Aspectos mineralógicos da laterita níquelífera da área do Vermelho, Serra dos Carajás (Pará). Belém-

- Pará, 73 p. (Dissertação de Mestrado/UFGA).
- CORREA, S.L.A.; COSTA, M.L.; OLIVEIRA, N.P. 1988. Contribuição Geoquímica à Zona Laterítica do Complexo Carbonatítico de Seis Lagos-AM. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. V. 4, p. 1959-1968.
- CORREA, S.L.A.; OLIVEIRA, N.P.; SCHWAB, R.G. 1984. Alguns aspectos mineralógicos da laterita níquelífera do Vermelho-Serra dos Carajás e suas implicações genéticas. In: CONGR. BRAS. GEOL. 32, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. V. 10, p. 4838-4849.
- COSTA, M.L. 1982. Petrologisch-geochemische Untersuchungen zur genese der bauxite und phosphat-laterite der region Gurupi (Ost Amazonien). Erlangen-Nuremberg, 189 p. (Dissertação de doutorado, Universitat Erlang-Nürnberg).
- COSTA, M.L. 1984. A dinâmica de Formação de Lateritos: O exemplo do NE do Pará e do NW do Maranhão. In: CONGR. BRAS. GEOL. 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. V. 10, p. 4823-4837.
- COSTA, M.L. 1987. Uma contribuição ao desenvolvimento do perfil intempérico de Anitápolis-SC. In: CONGR. BRAS. GEOQ., 1, Porto Alegre, 1987. Anais... Porto Alegre, SBGq. V. 2, p. 17-34.
- COSTA, M.L. 1990. General Geological Setting of the Amazon Laterites. (no prelo).
- COSTA, M.L. & MELO DA COSTA, W.A. 1987. Distribuição dos terras raras na solução sólida crandalita-goyazita de Sapucaia (Bonito-Pará). In: CONGR. BRAS. GEOQ. 1, Porto Alegre, 1987. Anais... Porto Alegre, SBGq, V. 1, p. 53-69.
- COSTA, M.L. & SÁ, J.H.S. 1980. Os fosfatos lateríticos da Amazônia Oriental: Geologia Mineralogia, Geoquímica e Correlação

- com as bauxitas da Amazônia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Camboriú, 1980. Anais... Camboriú, SBG. V. 3, p. 1459-1472.
- COSTA, M.L. & SIQUEIRA, N.V.M. 1988. Correlações geoquímicas entre apatita e crandalita. Rev. Escolar de Minas, 15 (1-4):231-239.
- CRUZ, F.F. & CHENEY, T.M. 1976. Recursos de fosfatos nos complexos carbonatíticos de Tapira-MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, 1976. Anais... Ouro Preto, SBG. V. 7, p. 89-109.
- DANI, N.; FORMOSO, M.L.L.; VALENTON, I.; ROSENBERG, F. 1989. Geoquímica da Alteração supergênica das rochas alcalinas de Lages. In: CONGR. BRAS. GEOQ. 2, Rio de Janeiro, 1989. Anais... Rio de Janeiro, SBGq. V. 1, p. 405-416.
- DEANS, T. 1978. Mineral production from carbonatite complexes. A world review. In: SYMPOSIUM INTERNATIONAL CARBONATITES, 1, Poços de Caldas, 1978. Anais... Poços de Caldas, p. 123-153.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMANN, J. 1966. Rock-Forming Minerals. London, Longmans, 558 p.
- DUDDY, I.R. 1980. Redistribution and fractionation of rare earth and other elements in a weathering profile. Chem. Geol., 30 (4): 363-381.
- EBY, G.N. 1975. Abundance and distribution of the rare-earth elements and Yttrium in the rocks and minerals of the Oka Carbonatite Complex Quebec. Geochim. Cosmochim. Acta, 39:597-620.
- FITZPATRICK, R.W.; ROU, J.L.; SCHWERTMANN. 1978. Amorphous and crystalline titanium and iron-titanium oxides in synthetic preparations, at near ambient conditions, and in soil clays. Clays and Clay Minerals, 26 (3):189-201.

- FLICOTEAUX, R. 1982. Génèse des phosphates alumineux du Senegal Occidental. Etapes et guides d'altération. Strasbourg, 229 p. (Thèse Dr. Sco. Univ. Louis Pasteur de Strasbourg - ULP)
- FLICOTEAUX, R. & LUCAS, J. 1984. Weathering of phosphate Minerals. In: NRIAGU, J. O. & MOORE, P. B. eds. Phosphate Minerals. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, Springer-Verlag, p. 292-317.
- FONSECA, L.R. & RIGON, J.C. 1984. Ocorrência de titânio no complexo ultramáfico-alcálico de Maracaná no estado do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. V. 7, p. 3841-3852.
- FORMOSO, M.L.L. 1984. Difractometria de raios-x. In: TRESCASES, L.; DUTRA, J.J.; GOMES, C.B. eds. Técnicas Analíticas Instrumentais Aplicada à Geologia. São Paulo, Edgar Blucher. p. 2-43.
- FORMOSO, M.L.L.; MELFI, A.J.; KRONBERG, B.I. 1989. Comportamento dos elementos terras raras no intemperismo tropical. In: FORMOSO, M.L.L., NARDI, L.V.S., HARTMANN, L.A. eds. Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil. Rio de Janeiro, CPRM-DNPM-SBGq. p. 109-120.
- FORMOSO, M.L.L.; RETZMANN, K.; VALENTON, I. 1989. Fractionation of rare-earth elements in weathering profiles on phonolites in the área of Lages, Santa Catarina, Brasil. Geoch. Brasiliensis, 3(1):51-61.
- GARDNER, L.R. 1980. Mobilization of Al and Ti during weathering-Isovolumetric geochemical evidence. Chem. Geol., 30:151-165.
- GASPAR, J.C. & WILLIE, P.J. 1983-a. Ilmenite (high Mg, Mn, Nb) in the carbonates from the Jacupiranga complex, Brazil. Am. Mineral 68(9-10):960-971.

- GASPAR, J.C. & WILLIE, P.J. 1983-b. Magnetite in the carbonates from the Jacupiranga Complex, Brazil. *Am. Mineral.*, 68(1-2):195-213.
- GOMES, C.B. 1984. Microsonda eletrônica: Princípios e aplicação na Geologia. In: FORMOSO, M.L.L.; TRESCASES, J.J.; DUTRA, C.V.; GOMES, C.B. eds. *Técnicas Analíticas Aplicadas à Geologia*. São Paulo, Edgard Blücher. p. 160-208.
- GREY, I.A. & REID, A.F. 1975. The structure of pseudorutile and its role in the natural alteration of ilmenite. *Am. Mineral.*, 60(9-10):898-906.
- HENDERSON, P. 1984. General Geochemical Properties and Abundances of the Rare-Earth Elements. In: HENDERSON, P. ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam-Oxford-N.Y.-Tokyo, Elsevier. p. 1-29.
- HEROLD, H. 1983. Lösungs-gleichgewicht von phosphaten des crandalit types. Erlangen, 53 p. (Dissert. Mestr. Univ. Erlangen-Nuremberg).
- HIGGINS, J.B. & RIBBE. 1976. The crystal chemistry and trace group of natural and synthetic titanites. *Am. Mineral.*, 61(9-10):878-888.
- HOLLABAUGH, G.L.; FOIT JR., F.F. 1984. The crystal structure of an Al-rich titanite from Grisons, Switzerland. *Am. Mineral.*, 69(7-8):725-732.
- HUANG, W.H. & KELLER, W.D. 1972. Geochemical mechanics for the dissolution, transport and deposition of aluminium in zone of weathering. *Clay Minerals*, 20 (2):69-74.
- HUMPHRIS, S.E.; MORRISON, M.A.; THOMPSON, R.N. - 1978 - Influence of rock crystallization history upon subsequent lanthanide mobility during hydrothermal alteration of basalts. *Chem. Geol.*, 23:125-137.

- ISSA FILHO, A.; LIMA, P.R.A.S.; SOUZA, O.M. 1984. Aspectos da Geologia do Complexo Carbonatítico do Barreiro-Araxá-MG. In: RODRIGUES, C.S. & LIMA, P.R.A. eds. Complexo Carbonatítico do Brasil. São Paulo, CBMM, p. 21-43.
- ISSLER, R. & SILVA, G.G. 1978. The Seis Lagos Carbonatite Complex. In: SYMPOSIUM INTERNATIONAL CARBONATITES, Poços de Caldas, 1978. Anais... Poços de Caldas. p. 223-240.
- JUSTO, L.J.E.C. & SOUZA, M.M. 1984. Jazida de nióbio do Morro dos Seis Lagos. In: Simp. Amazônico 2, Manaus, 1984. Anais... Manaus. p. 467-472.
- KHAPAYEV, V.V. & KOGARKO, L.N. 1987. Composition of rock forming minerals in the Khibiny apatite bearing intrusion and the origin of the apatites deposits. Geoch. Int., 24(12):21-31.
- KHARKHANAVALA, M.D. & MOMIN, A.C. 1959. The alteration of ilmenite. Econ. Geol., 54:1095-1102.
- KOLKER, A. 1982. Mineralogy and Geochemistry of Fe-Ti oxide and apatite (Nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis. Econ. Geol., 77(5):1146-1158.
- KOTSCHUBEY, B. & TRUCKENBRODT, W. 1981. Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas-Açailândia (Estado do Pará-Maranhão). Rev. Bras. Geoc. 11(3):193-202.
- KRAUSKOPF, K.B. 1967. Introduction to Geochemistry. New York, McGraw-Hill, 721 p.
- KRONBERG, B.I.; COUSTON, J.F.; STILIANIDI, B.; FYFE, W.S.; NASH, R.A.; SUGDEN, D. 1979. Minor element geochemistry of the Paragominas Bauxite, Brasil. Econ. Geol., 74:1869-1875.
- KRONBERG, B.I.; FYFE, W.S.; LEONARDOS, O.H.; SANTOS, A.M. 1979. The chemistry of some Brazilian soils elements mobility during intense weathering. Chem. Geol., 24:211-229.

- KRONBERG, B.I.; FYFE, W.S.; NESBITT, H.W.; MELFI, A.J. 1983. Kinetics and geochemistry of weathering. In: Seminar on Lateritisation Processes, 2, São Paulo, 1982. São Paulo, IAG/USP p. 271-279.
- LABOTKA, T.C. 1983. Analysis of the compositional variations of biotite in pelitic hornfels from northeastern Minnesota. *Am. Mineral.*, 68 (9-10):900-914.
- LAVAL, M.; JOHN, V.; TOURLIERE, B. 1988. La carbonatite de Ma-boulié: Exemple de formation d'un gite résiduel à pyrochlore. *Chron-Rech. Min.*, 491:125-136.
- LEE, J.D. 1980. *Química Inorgânica*. 3 ed. São Paulo, Edgard Blücher, 507 p.
- LEFEBRE, J.J. & GASPARRINI, C. 1980. Florencite an occurrence in the Zairian Copperbelt. *Canadian Mineralogist* 18: 301-311.
- LELONG, F.; TARDY, Y.; GRANDING, G.; TRESCASES, J.J.; BOULANGÉ, B. 1976. Petrogenesis, Chemical Weathering and Processes of Formation of Some Supergene ore Deposits. In: WOLF, K. H. ed. *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*. Amsterdam-Oxford, Elsevier, V. 3, p. 94-173.
- LEMOS, R.L.; FONSECA, L.R.; MARTINS, L.P. 1988. Petrografia do Complexo Alcalino-ultramáfico-carbonatítico de Maicuru. In: CONGR. BRAS. GEOL., Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. V. 1, p. 1400-1411.
- LEMOS, V.P. & COSTA, M.L. 1987. Partição dos terras raras nos lateritos fosfáticos de Maicuru-PA. In: CONGR. BRAS. GEOQ., 1, Porto Alegre, 1987. *Anais...* Porto Alegre, SBGq. V. 1, p. 83-102.
- LEMOS, V.P. & COSTA, M.L. 1989. Aspectos mineralógicos dos lateritos da Serra de Maicuru-Pa. In: CONGR. BRAS. GEOQ., 2,

- Rio de Janeiro, 1989. Anais... Rio de Janeiro, SBGq. p. 375-389.
- LIU, L.G. 1977. Ilmenite type solid solutions between $MgSiO_3$ and some structural systematics among ilmenite compounds. *Geoch. Cosm. Acta* 41(9):1335-1361.
- LOTTERMOSER, B.G. 1990. Rare-earth element mineralisation within the Mt. Weld carbonatitic laterite Australia. *Lithos* 24:151-167.
- MANSKER, W.L.; WEWING, R.C.; KEIL, K. 1979. Barion-Titanian in nephelinites from Oahu Hawaii. *Am. Mineral*, 64(1-2):156-179.
- McCONNELL, D. 1970. Arsenic in phosphorites and apatite-scientific communications. *Econ. Geol.*, 65(1):64-65.
- MCKIE, D. 1962. Goyazite and florencite from two african carbonatites. *Mineral. Mag.*, 33:281-297.
- MENDES, M.J.C.; MURTA, C.C.; CASTRO, L.O. 1968. Mineralogia do depósito de terras raras, nióbio e urânio da área zero Araxá-MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 22, Belo Horizonte, 1968. Anais... Belo Horizonte, SBG. p. 103-106.
- MENOR, E.A. 1975. La sédimentation phosphatée-petrographie, minéralogie et géochimie des gisements de Taiba (Senegal) et d Olida (Brésil). Paris, 153 p. (Thèse Dr. Sci., Univ. Luis Pasteur).
- MIDDELBURG, J.J.; WEIJDEN, C.H.; WOITTEZ, J.R.W. 1988. Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks-Chem. Geol., 68(4):253-273.
- MILLOT, G. & BONIFAS, M. 1955. Transformation isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et bauxitisation. *Bull. Carte Géol.*, Al. Saxe-Lorraine, 8(1):3-20.

- MITCHELL, R.H. 1978. Manganoan magnesian ilmenite and titanian clinohumite from the Jacupiranga carbonatite São Paulo Brazil. *Am. Mineral.*, 63(5-6):544-547.
- MONTI, R. 1988. Boddington lateritic gold deposit, western Australia. In: *Bicentennial Gold, 88-exc. 5 Guide*. p. 1-15.
- NAHON, D., PAQUET, H.; DELVIGNE, J. 1982. Latheritic weathering of ultramafic rocks and the concentration of nickel in the western Ivory Coast. *Econ. Geol.* 77:1159-1175.
- NAKAMOTO, K. 1970. *Infrared Spectra of Inorganic and Coordination Compounds*. 2^a Ed. London, Willey, Interscience, 338 p.
- NATHAN, Y. 1984. The mineralogy and geochemistry of phosphorite. In: NRIAGU, J. & MOORE, P.B. eds. *Phosphate Minerals*. Berlin, Heidelberg, N. York, Tóquio, Spring-Verlag p. 275-291.
- NESBITT, H.W. 1979. Mobility and fractionation of rare earth element during weathering of a granodiorite. *Nature*, 279:169-179.
- NESBITT, H.W.; BANCROFT, G.M.; FYFE, W.S.; KARK-HANIS, S.N.; NISHIJIMA, A.; SHIN, S. 1981. Thermodynamic stability and kinetics of perovskite dissolution. *Nature*, 289:358-362.
- NRIAGU, J.O. 1976. Phosphate-clay mineral relations in soils and sediments. *Can. Jour. Earth. Sci* 13(6):716-736.
- OLIVEIRA, C.M.; FONSECA, L.R.; OLIVEIRA, N.P. 1988. A laterita titanífera de Maracónai-Pa. In: *CONG.BRAS.GEOL.*, 35, Belém, 1988. *Anais...Belém, SBG. v.1*, p.271-285.
- OLIVEIRA, N.P. & SCHWAB, R.G. 1980. Itacupim: Um exemplo da influência do fósforo sobre o desenvolvimento de perfis lateríticos. In: *CONG.BRAS.GEOL.*, 31, Camboriú-SC, 1980. *Anais... Camboriú, SBG. v.1*, p.184-192.

- OLIVEIRA, S.M.B. & DELVIGNE, J. 1988. Evolução mineralógica dos Jacupiranguitos, de Jacupiranga-SP durante alteração intempérica. *Rev. Bras. Geoc.*, 18(1):79-85.
- PERELMAN, A.I. 1967. *Geochemistry of epigenesis*. New York, Plenum Press, 266 p.
- POUCHERT, C.J. 1978. *The Aldrich Library of Infrared Spectra*. USA, Aldrich Chemical Company, 1576 p.
- POVARENYYKH, A.S. 1978. The use of Infrared Spectra for the Determination of Minerals. *Am. Mineral*, 63(9-10): 956-959.
- PUFFER, J.H. & COUSMINER, H.L. 1982. Factors Controlling Accumulation of Titanium-iron oxide rich sands in the Cohansey Formation, Lakehurst area, New Jersey. *Econ. Geol.*, 77:379-391.
- RAYMOND, K.N. & WENK, H.R. 1971. Lunar ilmenite (refinement of the crystal structure). *Contrib. Mineral and Petrol.*, 30(2):135-140.
- RAYNOLDS, R.C. 1980. Interstratified Clay Minerals. In: BRINDLEY, G.W. & BROW, G. eds. *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification*. London, Mineralogical Society, p.249-303.
- REEDMAN, J.H. 1984. Resources of phosphates, iron and other elements in residual soils over the Sukulu carbonatite complex southeastern Uganda. *Econ. Geol.*, 79:716-724.
- REYMÃO, M.F.F. 1982. *Estudo Físico-Químico de Hidroxi-Fosfatos e Minerais Associados Ocorrentes na Chapada do Pirocaua-MA, e no Morro de Jandiá. Belém, 150 p. (Dissert.mestr. CG/UF-PA).*
- RODRIGUES, C.L. & LIMA, P.R.A.S. 1984. Complexos carbonatíticos do Brasil. In: RODRIGUES, C.L. & LIMA, P.R.A.S. eds. *Complexos Carbonatíticos do Brasil*, São Paulo, CBMM. p. 3-17.

- ROEDER, P.L.; MACARTHUR, D.; MAXIN-PEI; PALMER, G.R.; MARIANO, A.N. 1987. Cathodoluminescence and microprobe study of rare-earth elements in apatite. *Am. Mineral.*, 72(7-8):801-811.
- RONOV, A.B.; BALASHOV, Y.A.; MEGDISOV, A.A. 1967. Geochemistry of the rare earths in the sedimentary cycle. *Geoch. Int.*, 4(1):1-17.
- SANTOS, B.A. - 1981 - Amazônia: potencial mineral e perspectivas de desenvolvimento. São Paulo, EDUSP, 256 p. (Biblioteca de Ciências Naturais, 7).
- SHELLMANN, W. 1964. Zur lateritischen Verwitterung vom Serpentin. *Geol. Jahrb. Hannover* 81: 645-678.
- SCHWAB, R.G.; HEROLD, H.; DA COSTA, M.L.; OLIVEIRA, N.P. 1989. The Formation of Aluminous Phosphates Through Lateritic Weathering of Rocks. In: BALASUBRAMANIAN et al. eds. *Weathering: its products and deposits. Atenas. Teophrastus. v.2, p.369-386.*
- SCHWERTMANN, V. & MURAD, E. 1983. Effect of pH on the formation of goethite and hematite from ferrihydrite. *Clay and Clays Minerals*. 31(4):277-284.
- SOUZA, J.M. & CASTRO, L.D. 1968. Geologia do depósito de terras raras, nióbio e urânio na área Zero Araxá-MG. In: CONG. BRAS. GEO., 22, Belo Horizonte-MG, 1968. *Anais...Belo Horizonte, SBG. V.1, p. 97-102.*
- SPEER, J.A. & GIBBS, G.V. 1976. The crystal structure of synthetic titanite CaTiOSi_4 and the domain textures of natural titanites. *Am. Mineral.*, 61 (3-4):238-247.
- SUN, S.S. & NESBITT, R.W. 1978. Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65 (301-325).

- SVISERO, D.; MASCARENHAS, Y.P.; SIMONE, C.C.A.; FRANCISCONI, R. 1984. Mineralogia da ocorrência de florencita do município de Bicas-MG. In: CONG.BRAS.GEOL.,33. Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. V.4, p.4434-4445.
- TARDY, Y. 1969. Géochimie des altérations. étude des arènes et des eaux des quelques massifs cristallins d Europe et d Afrique. Strasbourg, 199p.(Mém. Serv. carte Géol. Als-Lor., 31).
- TAYLOR, S.R. 1964. Trace element abundances and the chondritic Earth model. Geoch. Cosmochim. Acta, 28: 1989-1998.
- TEMPLE, A.K. 1966. Alteration of ilmenite. Econ. Geol., 61:695-714.
- TOLEDO-GROKE, M.C. 1986. Intemperismo das rochas mineralizadas em cobre do Salobo 3A, Serra dos Carajás. São Paulo, 173p. (Tese de doutoramento, USP).
- TRESCASES, J.J. & OLIVEIRA, S.M.B. 1978. Alteração dos serpentinitos do Morro do Níquel-MG. In: CONG.BRAS.GEO.,30, Recife-PE, 1978. Anais...Recife, SBG. V.4, p.1655-1669.
- TRIPLEHORN, M.D. & BOHOR, B.F. 1983. Goyazite in Kaolinitic Altered Tuff Bedds of Cretaceous age near Denver, Colorado. Clays and Clay Min., 31(4): 299-304.
- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHUBEY, B.; GÓES, A.M. 1982. Considerações a respeito da idade das bauxitas na parte leste da região amazônica. In: SIMPÓSIO GEOL.AMAZ., 1, Belém-PA, 1982. Anais... Belém, SBG. V.1, p.201-209.
- VALARELLI, J.V. 1971. O minério de nióbio, titânio e terras raras de Catalão-GO. São Paulo, 104p. (Tese de Livre Docência, USP).
- VARTIAINEN, H. & PAARMA, H. 1979. Geological Characteristics of the Sokli Carbonatite Complex, Finlândia. Econ. Geol.,

- 74(5):1296-1306.
- VIANA, C.D.B.; ARAUJO, J.V.; SOUZA, L.F.P.; CARVALHO, A.L. 1976. Pedologia Folha SA-21 Santarém. In: BRASIL/MME, Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, DNPM, V. 10, p. 201-303.
- VIEILLARD, P.; TARDY, V.; NAHON, D. 1979. Stability fields of clay and aluminium phosphates: parageneses in lateritic weathering of argillaceous phosphatic sediments. *Am. Mineral.*, 64:626-634.
- WAMBEKE, L.V. 1971. The problem of cation deficiency in some phosphates due to alteration processes. *Am. Mineral.*, 56: 1366-1384.
- WARSHAW, C.M. & ROY, R. 1961. Classification and scheme for the identification of layer silicates. *Geol. Soc. of Am. Bul.*, 72: 1445-1492.
- WATKINS, N.D. & HAGGERTY, S.E. 1967. Primary oxidation, variation and petrogenesis in a single lava. *Contrib. Miner. Petrol.*, 15(3):251-272.
- WEACHSLER, B.A.; LINDSLEY, D.H.; PREWITT, C.T. 1984. Crustal structure and cation distribution in titanomagnetites ($Fe_{3-x}Ti_xO_4$). *Am. Mineral.*, 69(7-8):754-770.
- WEAVER, C.E. 1968. Electron microprobe study of kaolin. *Clays and Clay min.*, 16:187-189.
- WEAVER, C.E. 1976. The nature of TiO_2 in kaolinite. *Clays and Clay Minerals*, 24(5):215-218.
- WILSON, M.J. 1966. The weathering of biotites in some Aberdeenshire soils *Mineral. Mag.*, 35(276):1080-1093.
- WOOD, D.A.; GIBSON, I.L.; THOMPSON, R.N. 1976. Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of tertiary basalts of Eastern Iceland. *Contrib. Mineral., Petrol.*, 55(3):241-254.

YARIV, S. & CROSS, H. 1979. Geochemistry of colloid systems.
Berlin-Heidelberg, Springer-Verlag, 439 p.

ANEXO 1 - Padrões empregados nas análises dos fosfatos aluminosos (microsonda eletrônica).

PADRÕES	ELEMENTOS DETERMINADOS	CONCENTRAÇÃO NOS PADRÕES%
	P205	40,71
	Sr0	0,46(1)
	Ca0	54,48
Std 4 No.1-apatita	La203	0,14
	Ce203	0,32
	F	3,67
Std 4 No.11-obsidiana	Na20	4,07
Std 4 No.12-clorita	Cr203	1,35
Std 5. NO. 8-ortoclásio	Ba0	0,82
	Al203	
	Si02	64,39
Std 5 No. 9-hornblenda	K20	2,05
Std 5 No.15-sintético	Sr0	46,50
	Cr203	49,31
Std 6-REE1-vidro sintético	Si02	26,96
	Al203	18,58
Std 6-REE2-vidro sintético	Nd203	4,26
	Sm203	4,26
Std 6-REE3-vidro sintético	La203	4,28
	Ce203	4,00

ANEXO 2 - Fórmulas mínimas dos minerais utilizadas nas determinações de suas concentrações

MINERAIS	FÓRMULAS MÍNIMAS
Fluorapatita Wavelita	Ca ₅ (P ₀₄) ₃ F A ₁₃ (P ₀₄) ₂ (OH) ₃ ,5H ₂ O
Grupo da crandalita:	
Crandalita	CaA ₁₃ (P ₀₄) ₂ (OH) ₅ ,H ₂ O
Goyazita	SrA ₁₃ (P ₀₄) ₂ (OH) ₅ ,H ₂ O
Florencita	ETRA ₁₃ (P ₀₄) ₂ (OH) ₆
Wardita	NaA ₁₃ (P ₀₄) ₂ (OH) ₄ ,2H ₂ O
Senegalita	A ₁₂ (P ₀₄)(OH) ₃ ,H ₂ O
Augelita	A ₁₂ P ₀₄ (OH) ₃
Variscita	Al(P ₀₄),2H ₂ O
Ilmenita	FeTi ₀₃
Anatásio	Ti ₀₂
Goethita e Lepdocrocita	Fe _{00H}
Maghemita e Hematita	Fe ₂₀₃
Magnetita	Fe ₃₀₄

ANEXO 3 - Valores de ΔG_f a 25°C utilizados na construção da figura 98.

COMPONENTES	G f (Kcal/mol)	REFERÊNCIAS
Crandalita A	-13336,7	Vieillard et al. (1973)
Crandalita B	- 1339,6	Schwab et al. (1987)
Crandalita C	- 1342,0	Nriagu (1976)
Goyazita	- 1344,5	Schwab et al. (1989)
Gibbsita	- 274,88	Vieillard et al. (1979)
Augelita	- 660,90	" "
Wavelita	- 1330,0	" "
Variscita	- 498,8	" "
Caulinita	- 907,68	" "
H4SiO4	- 312,56	" "
H3PO4	- 273,1	" "
H2O (liq)	- 56,69	" "
Ca	- 132,18	Nriagu (1976)
Sr	- 133,71	Wagman et al. (1938 in Schwab, 1987)

Ainda não foi medido o valor de ΔG_f para a garceixita a 25 C. Na construção da figura 98 foram utilizados: ΔG_f (goceixita a 60°C) = 1346,2 Kcal/mol e ΔG_f (Ba a 60°C) = 134,2 Kcal/mol (Schwab et al., 1989).