

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**“MINERALOGIA, MICROMORFOLOGIA E
GEOQUÍMICA DOS FOSFATOS DE ITACUPIM, PA”.**

Camila Maria Passos

Orientadora: Profa. Dra. Maria Cristina Motta de Toledo

Co-orientador: Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-03/2002)

SÃO PAULO
2002

TF
P289
CM.m

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**“MINERALOGIA, MICROMORFOLOGIA E
GEOQUÍMICA DOS FOSFATOS DE ITACUPIM, PA”**

Camila Maria Passos

DEDALUS - Acervo - IGC



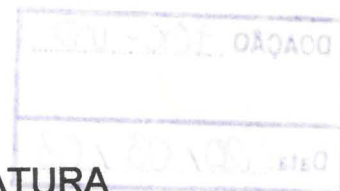
30900011577



Orientadora: Profa. Dra. Maria Cristina Motta de Toledo

Co-orientador: Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF- 2002/03)**



**SÃO PAULO
2002**

TF
P289
C.M.m

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

"MINERALOGIA, MICROMORFOLOGIA E
GEOQUÍMICA DOS FOSFATOS DE ITACUPIM, PA"

Camila Maria Passos



Orientador: Profa. Dra. Maria Christina Molis de Toledo
Co-orientador: Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa

DOAÇÃO IGC - USP
Data: 20/03/03

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMAÇÃO
(TF-2002/03)

SÃO PAULO
2002

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço aos meus pais que sempre estiveram presentes em todas as etapas da minha vida, à minha irmã (Raquel), que foi a principal responsável pela minha entrada no meio geológico, minhas avós (Leda e Isabel), meu avô e minha tia (Bianca), que são pessoas que eu amo e são muito importantes para mim.

Ao Instituto de Geociências pela infra-estrutura utilizada durante a realização deste trabalho.

À Fundação de Amparo à Pesquisa no Estado de São Paulo, FAPESP, pelo auxílio financeiro.

Aos amigos e companheiros que eu fiz durante estes anos de geologia, em especial ao meu amigo “forrozeiro” João Paulo (Eva), Sérgio (Mortis), Douglas (5min), Daniel (Phelícia), Pedro (Timão), Deborah (Tubaína) e principalmente às minhas amigas, ouvintes e conselheiras Sueli (Anômala) e Daniela (AB).

À Verônica, do Laboratório de Análises Mineralógicas, que teve que me agüentar durante todo este ano com minha bagunça diária na sua sala.

Ao Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa pelas amostras e orientação no trabalho de campo.

Em especial, agradeço à minha orientadora, Profa. Dra. Maria Cristina Motta de Toledo, pela sua dedicação, carinho e paciência durante todo este trabalho.

Muito obrigada a todos!!!

ÍNDICE

RESUMO	3
1. INTRODUÇÃO	4
2. OBJETIVOS	5
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	6
4. MATERIAL E MÉTODO	8
5. ATIVIDADES REALIZADAS	9
6. RESULTADOS OBTIDOS	10
6.1. CARACTERÍSTICAS TÉRMICAS (ATD/TG)	10
6.2. MINERALOGIA (DRX), MICROMORFOLOGIA (MO, MEV-EDS) E GEOQUÍMICA (EDS)	11
6.2.1. BASE DO PERFIL (HORIZONTE DE TRANSIÇÃO)	11
6.2.2. HORIZONTE CAOLINÍTICO	16
6.2.3. HORIZONTE FOSFÁTICO	19
6.2.4. CROSTA FERRUGINOSA	22
6.2.5. AMOSTRAS FORA DO PERFIL	24
7. CONCLUSÕES	26
BIBLIOGRAFIA	29
ANEXOS 1 (FOTOS)	31
ANEXO 2 (GLOSSÁRIO)	38

RESUMO

A pesquisa proposta visou uma caracterização mineralógica e micromorfológica de um conjunto de amostras representativas do perfil de alteração da ilha de Itacupim, localizada na divisa norte entre os estados do Pará e Maranhão, e a uma contribuição ao entendimento da dinâmica do P nos perfis lateríticos da região.

As amostras foram estudadas por difratometria de raios-X (DRX), análise térmica diferencial e gravimétrica (ATD/TG), microscopia óptica (MO) e microscopia eletrônica de varredura (MEV) para determinação da mineralogia, composição química qualitativa, identificação das feições micromorfológicas e das relações crono-espaciais entre os constituintes.

O perfil estudado apresenta cinco horizontes: rocha-mãe (ultramáficas alcalinas apatíticas), horizonte de transição, de caolinita, de fosfatos e crosta ferruginosa. Os horizontes de transição e caolínítico são predominantemente isalteríticos, embora apresentem porções aloteríticas, principalmente o de transição. Os dois níveis superiores (horizonte fosfático e crosta ferruginosa) são aloteríticos e apresentam feições pedológicas nodulares e de encouraçamento.

O perfil apresenta diferenciação mineralógica, morfológica e geoquímica vertical. Da base para o topo, há distribuição normal das neoformações e transformações mineralógicas entre os silicatos: nas partes basais (horizonte de transição), ocorre principalmente argilomineral 2:1 e, nas partes intermediárias (horizonte caolínítico), caolinita, o que reflete grau crescente de lixiviação do Si.

Entre os fosfatos, a wavellita predomina nas porções inferiores (transição) e a crandallita-goyazita nas partes superiores (zona fosfática e crosta ferruginosa). Nas porções intermediárias (zona de caolinita) ocorrem estes dois fosfatos.

A seqüência de materiais mostra a fixação dos elementos menos móveis (Fe e Al) em todo o perfil. O Si foi retido principalmente nas porções intermediárias e inferiores, como argilominerais e nas porções superiores (horizonte caolínítico, fosfático e crosta) como quartzo supérgeno. O P é distribuído em todo o perfil, com uma diferenciação na fase mineral (base para o topo: apatita, wavellita e mineral do grupo da crandallita), que condicionou uma retenção do Ca e Sr nas partes superiores do perfil, o que não é ainda facilmente explicado.

O trabalho, como outros em andamento ou já finalizados no Brasil, contribui para o levantamento dos problemas do comportamento geoquímico do P no ambiente laterítico, em particular no ambiente amazônico, e da dinâmica das desestabilizações e neoformações dos minerais fosfáticos.

1. INTRODUÇÃO

Na região Nordeste do Pará e Noroeste do Maranhão há exemplos diversificados de fosfatos de alumínio relacionados a perfis lateríticos. Estes compostos encontram-se em um horizonte típico, situado abaixo da crosta ferro-aluminosa, também portadora de fosfatos. Os perfis lateríticos, da rocha-mãe ao topo, apresentam espessuras de 30 a 40m; o horizonte de fosfatos atinge até 10m. Estes perfis são produtos da primeira fase de laterização ocorrida na Amazônia, provavelmente no Eoceno-Oligoceno e ocorrem na forma de platôs sustentados pelas crostas com extensões de até 5km (Costa 2001).

Os depósitos de fosfatos de alumínio lateríticos tiveram como fonte rochas de diferentes origens, desde sedimentos até metamorfitos e ultramafitos; em alguns não se conhece a origem dos fosfatos (Oliveira & Costa 1984 e Costa 2001).

A ilha estudada neste trabalho está inserida neste contexto laterítico. De acordo com Costa & Sá (1980) e Oliveira & Costa (1984) o depósito de Itacupim encontra-se na zona costeira do nordeste do Pará, próximo à desembocadura do rio Gurupi (figura 1).

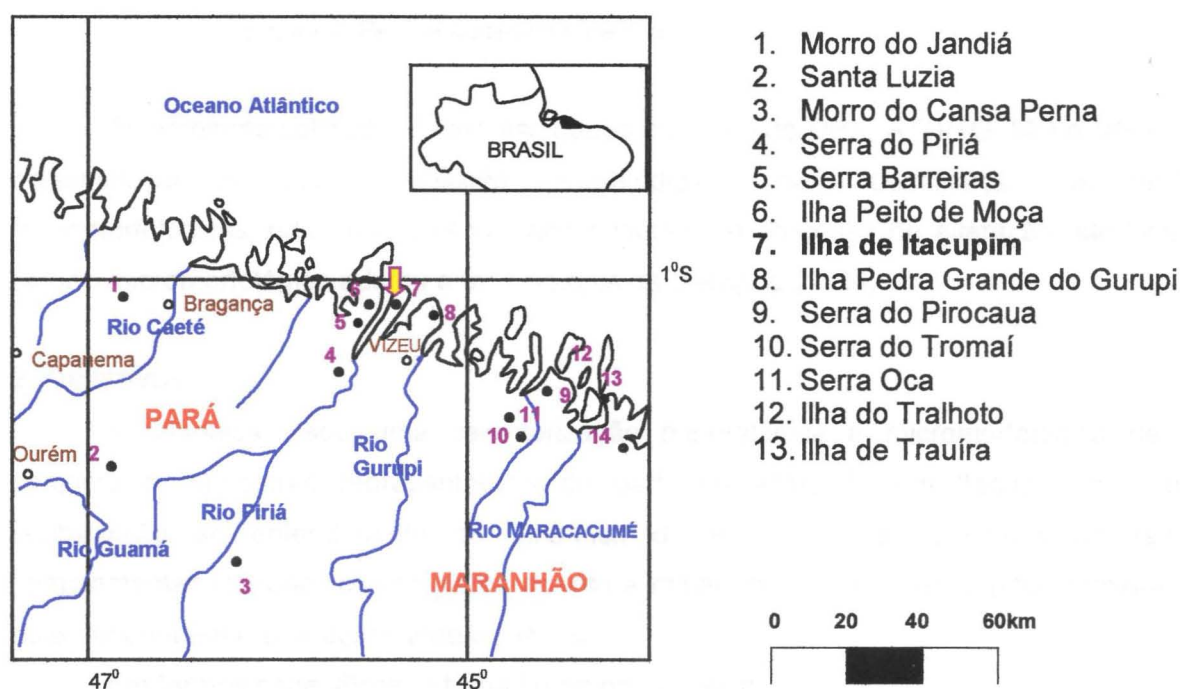
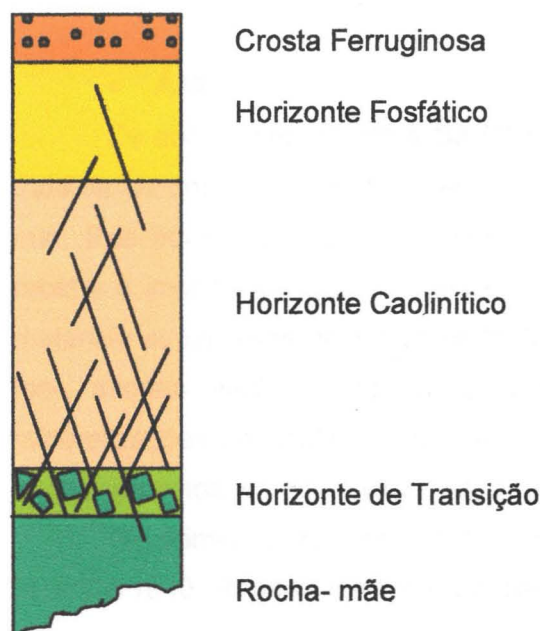


Figura 1: Distribuição das ocorrências de fosfatos de alumínio lateríticos e não lateríticos no Pará e Maranhão (Brasil) (modificado de Costa *et al.* 1980).

O perfil de laterização da ilha de Itacupim é constituído por quatro horizontes, da base para o topo: rocha-mãe, horizonte de caolinita, horizonte de fosfatos e crosta ferruginosa (Costa & Sá 1980). Oliveira e Schwab (1980) interpretaram um horizonte de transição, entre a rocha-mãe e o horizonte de caolinita (figura 2).



Escala: 1:50

Figura 2: Perfil esquemático da ilha com todos os horizontes presentes

As amostras coletadas foram estudadas por meio de DRX, ATD/TG, MO e MEV para determinação de sua composição mineralógica e para identificação das feições micromorfológicas indicativas das filiações minerais no processo de alteração laterítica. O estudo micromorfológico adotou a terminologia de Delvigne (1998).

2. OBJETIVOS

A pesquisa visou uma caracterização mineralógica e micromorfológica de um conjunto de amostras representativas do perfil de alteração em Itacupim e a uma contribuição ao entendimento da dinâmica do P nos perfis lateríticos da região, complementando trabalhos anteriores quanto à mineralogia e estudando pela primeira vez este material em preparações indeformadas.

Em termos específicos, o trabalho proposto visa a:

- o reconhecimento das filiações mineralógicas e
- a identificação do itinerário geoquímico dos elementos que interagem com o P na alteração dos minerais primários e na formação dos minerais supérgenos, como o Al, o Fe, e os alcalinos e alcalino-terrosos.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

• ÁREA DE ESTUDO

De acordo com Costa & Sá (1980) e Oliveira & Costa (1984) o depósito de Itacupim trata-se de um platô-ilha, com cerca de 1km na maior extensão, a 50m acima do nível do mar. Sua borda oeste está voltada para campos de mangue, enquanto sua borda leste recebe o impacto do mar, o que gerou falésias, onde afloram os horizontes contendo os materiais supérgenos, inclusive os fosfatos de alumínio. Na base das mesmas, em baixa-mar, afloram ainda as rochas ultramáficas alcalinas, já parcialmente alteradas, com mineralizações de apatita. O fosfato principal é do grupo crandallita (crandallita-goyazita), ocorrendo ainda wardita e wavellita; apatita é o fosfato primário.

Os primeiros autores a estudarem a região do Gurupi (Brandt 1932, Abreu 1937, Miranda 1940, Rabello 1945 e Argentièrre 1971, todos *apud* Costa & Sá 1980) atribuíram a origem do P a dejetos de aves marinhas (guano), posteriormente laterizados.

Mais tarde, os fosfatos da serra do Pirocaua e da ilha de Trauíra, no Maranhão, e os do morro Jandiá, Cansa Perna e ilha de Itacupim, no Pará, foram classificados como de origem laterítica a partir de rochas com fácies ricas em fosfatos primários (Costa & Sá 1980; Oliveira & Schwab 1980).

Costa (1991) caracteriza os perfis lateríticos amazônicos em maduros e imaturos. Os primeiros iniciaram seu desenvolvimento no Terciário-Inferior (Eoceno-Oligoceno), e apresentam-se em perfis com crostas ferruginosas sobrepostas ao horizonte bauxítico e/ou de fosfatos aluminosos; normalmente ocorrem como platôs. Já os imaturos se formaram durante o Quaternário (Pleistoceno), sendo portanto menos evoluídos; apresentam uma distribuição geográfica maior que os maduros, constituem um relevo rebaixado, levemente ondulado e são caracterizados por um horizonte concrecionário ferruginoso. Dentro deste contexto, o perfil laterítico de Itacupim, é classificado como maduro.

As lateritas amazônicas com couraças formaram-se sob clima tropical úmido, com duas estações bem definidas, uma longa estação seca e outra chuvosa (Costa & Sá 1980, Nahon 1986). Estas condições hidroclimáticas favorecem o encouraçamento; assim as couraças podem ser utilizadas como importantes indicadores paleoambientais (Larizatti 2002). As mudanças climáticas rumo a situações mais úmidas e com estações menos contrastantes podem promover a degradação da couraça, como observado em várias partes da Amazônia (Nahon *et al.* 1989, Beauvais & Tardy 1991 e Lucas & Chauvel 1992, todos *apud* Larizatti 2002).

A rocha-mãe do perfil de Itacupim, na falta de afloramentos completamente inalterados, foi classificada com base na composição dos materiais alterados, particularmente dos fosfatos lateríticos, que contêm altos teores de Ce, La, Zr, Nb, Ba, Sr e Rb, como pertencente a um complexo máfico-ultramáfico a alcalino, Pré-Cambriano,

metamorfizado, com fácies ricas em apatita (Costa & Sá 1980, Oliveira & Schwab 1980). Oliveira & Schwab (1980) classificam a rocha-mãe como um apatita-horblendito.

A sequência de alteração intempérica apresenta-se em horizontes superpostos para todas as ocorrências citadas acima e é correlacionável com os depósitos de bauxita do Vale Amazônico e da região de Paragominas (Costa & Sá 1980).

Os horizontes, da base para o topo, dividem-se em: horizonte de caolinita, horizonte de fosfatos de Al e crosta ferruginosa. Oliveira & Schwab (1980) diferenciaram um horizonte de transição entre a rocha-mãe e o horizonte de caolinita.

Costa & Sá 1980 e Oliveira & Schwab (1980) identificaram os seguintes fosfatos na ilha aqui estudada: fosfatos de alumínio (wavellita, crandallita-goyazita e wardita, esta última não encontrada neste trabalho) e apatita.

O período mínimo necessário de cerca 2,8 milhões de anos para o desenvolvimento completo do perfil laterítico da ilha de Itacupim foi calculado, com base na velocidade de denudação atual da Amazônia, por Oliveira & Schwab (1980).

• COMPORTAMENTO GEOQUÍMICO DO FÓSFORO DURANTE A ALTERAÇÃO INTEMPÉRICA

A evolução supérgena dos fosfatos primários, no caso, apatita, com lixiviação ou fixação do fósforo e formação dos fosfatos secundários depende das condições climáticas e topográficas e das características texturais, estruturais, mineralógicas e geoquímicas da rocha original, que determinam as condições físico-químicas dos meios e o comportamento geoquímico do fósforo (Toledo 1999a).

O itinerário geoquímico do fósforo em mantos de alteração intempérica inicia-se com a desestabilização da apatita primária em meios moderadamente ácidos (5,5 a 6,5) (Lucas *et al* 1980, Flicoteaux & Lucas 1984, Zanin 1989, Lottermoser, 1990, entre outros, *apud* Alcover Neto & Toledo 1993).

Presente nas soluções percolantes, o fósforo, nas diferentes formas dissociadas do ácido fosfórico (Vieillard 1978), pode recrystalizar-se dando origem a dois tipos de estruturas: apatíticas e não-apatíticas (fosfatos do grupo da crandallita). O fósforo seria em parte fixado com outros cátions em fases secundárias (fosfatos de alumínio com Ba, Sr, Fe, ETR e outros), e em parte migraria para níveis inferiores do perfil, eventualmente formando apatita secundária ao atingir horizontes levemente alcalinos (The British Sulfur Corporation Limited 1980 *apud* Alcover Neto & Toledo 1993).

Os parâmetros determinantes do tipo de estrutura secundária formada são, segundo Vieillard *et al* (1979) e Schwab *et al* (1989) o pH, a atividade do H_3PO_4 e a atividade dos cátions envolvidos nas novas fases (Na, Ca, Sr, Ba, Al, Fe, ETR, Pb entre outros).

Outros fosfatos secundários, não crandallíticos, podem ainda ocorrer como produtos da alteração das apatitas primárias, como wardita, leucofosfita, barrandita, variscita, wavellita, augelita, senegalita, vivianita e strengita, entre outros. Admite-se uma sequência

típica de zonalidade vertical no perfil, quanto à formação de fosfatos secundários, normalmente na seguinte ordem, da base para o topo (Lucas *et al.* 1980, Zanin 1968, Vieillard *et al.* 1979, Lucas *et al.* 1980, Flicoteaux *et al.* 1984, todos *apud* Alcover Neto & Toledo 1993):

$Fosf_1Ca \rightarrow Fosf_2Ca \rightarrow Fosf_3Ca,Al,Fe \rightarrow Fosf_4Al,Fe \rightarrow Fosf_5Al + Fosf_6Fe$, onde:

$Fosf_1Ca$ e $Fosf_2Ca$: apatita primária e secundária;

$Fosf_3Ca,Al,Fe$: crandallita e wardita;

$Fosf_4Al,Fe$: leucofosfita e barrandita;

$Fosf_5Al$: variscita, wavellita, augelita, e senegalita;

$Fosf_6Fe$: estrengita.

Condições específicas de intemperismo e as disponibilidades geoquímicas particulares podem omitir algumas fases intermediárias na sequência referida. Nesta sequência, as tendências geoquímicas são: decréscimo em álcalis e hidratação, acréscimo da razão Al+Fe/P e aumento do grau de oxidação do ferro.

O cálcio, que é um elemento solúvel, vai sendo fixado na estrutura dos fosfatos secundários, o que retarda sua lixiviação, assim como de outros elementos geoquimicamente semelhantes.

4. MATERIAL E MÉTODO

A pesquisa foi desenvolvida com o apoio e co-orientação do Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa, da Universidade Federal do Pará (UFPA), que colocou à disposição materiais já existentes sobre a área, como amostras coletadas anteriormente e material bibliográfico, e com o apoio da FAPESP através da concessão de auxílio à pesquisa.

Foram utilizados dois conjuntos de amostras:

- material coletado pelo Prof. Dr. Marcondes L. da Costa (A, It02, 03, 04, 05, 06, 07, 09, 12, 13 e 14);
- amostras coletadas durante o mês de junho de 2002.

A micromorfologia é uma ferramenta fundamental no estudo da história dos perfis e das paisagens; permite, através da visualização das relações espaciais entre as fases primárias e secundárias, complementada pelo estudo de suas composições, a reconstituição da evolução morfológica e mineralógica dos materiais, dando indicações sobre o itinerário geoquímico dos elementos presentes. Assim, após a fase de preparação das amostras e de identificação mineralógica pela DRX e ATD/TG, os estudos de lâminas delgadas ao MO e MEV foram as atividades principais. As análises ao MEV com sistema EDS para análise química qualitativa foi aplicada sempre que preciso identificar quimicamente fases muito finas não reconhecíveis ao MO.

Foram, portanto, utilizadas as principais técnicas e procedimentos analíticos úteis nos estudos em geoquímica de superfície, particularmente em micromorfologia, destacando-

se os conceitos e terminologia sintetizados por Delvigne (1998), além de parte da terminologia de Brewer (1964).

5. ATIVIDADES REALIZADAS

A seqüência de trabalhos desenvolvida, além da revisão bibliográfica (A), que foi feita ao longo de todo o estágio, pode ser vista abaixo:

Atividades de coleta e de preparação:

B: campo,

C: descrição das amostras e reconhecimento de fases separáveis manualmente ou com broca (preenchimento de fissuras, nódulos etc.). Morfologia à lupa binocular,

D: separação de alíquotas da amostra total e/ou das fases separadas para análise mineralógica e estudos micromorfológicos,

E: moagem das amostras totais e frações para DRX,

F: impregnação de fragmentos indeformados para confecção de lâminas delgadas para estudos micromorfológicos.

Atividades de análise:

- sobre amostras com estrutura destruída:

G: DRX,

H: ATD/TG.

- sobre amostras indeformadas:

I: microscopia óptica (micromorfologia/petrografia),

J: microscopia eletrônica de varredura com EDS em lâminas delgadas.

Foram reservados períodos para a integração dos resultados, comparação com a bibliografia e redação da monografia (atividade L) (tabela 1).

MÊS/ ATIVIDADE	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV
A										
B										
C										
D										
E										
F										
G										
H										
I										
J										
L										

Tabela 1: Atividades realizadas durante a pesquisa de Trabalho de Formatura

A maior dificuldade encontrada neste trabalho refere-se à interpretação das análises térmicas. A maioria das amostras não mostrou uma boa resposta, tendo sido obtidos termogramas de difícil interpretação. Foram selecionadas algumas amostras cujos dados de DRX indicavam a presença de minerais supérgenos bem cristalizados para deferrificação com solução de TAMM sob luz ultravioleta, com o objetivo de melhorar a definição dos picos dos minerais presentes não ferruginosos. Os materiais assim preparados foram novamente analisados por ATD, e apenas uma amostra apresentou termograma comparável ao normalmente encontrado para caolinita. Assim, a parte de estudo das características térmicas dos minerais supérgenos do perfil de Itacupim não pôde ser concluída no tempo de preparação deste trabalho.

6. RESULTADOS OBTIDOS

6.1. CARACTERÍSTICAS TÉRMICAS (ATD/TG)

Todas as amostras coletadas pelo professor Marcondes (A, It02, 03, 04, 05, 06, 07, 09, 12, 13 e 14) foram analisadas por ATD/TG, com o objetivo de coletar dados sobre as características térmicas dos materiais inicialmente disponíveis, e relacioná-los aos dados da literatura, principalmente sobre os fosfatos (Schwab *et al.* 1989, 1990a, 1990b, Toledo 1999b).

Na amostra A os picos encontrados eram pouco evidentes e não puderam ser caracterizados. Em It02, 03, 04, 05, 06, 07 (amostras da crosta) e 09 (horizonte fosfático) as análises mostram picos endotérmicos entre 291°C (It09) a 353°C (It07), sendo que as amostras It03, 04, 05 e 06 apresentam picos ao redor de 300°C. Estes picos podem ser relacionados à goethita, de acordo com Mackenzie (1957).

As amostras It26 e 28 foram deferrificadas pelo método ultravioleta, para que os minerais de Fe presentes não encobrissem os picos dos outros minerais, caolinita e mineral do grupo da crandallita, que ocorrem nestas amostras. O termograma da amostra It28 (horizonte de caolinita) mostrou um pico endotérmico a 507°C e outro exotérmico a 974°C, que podem ser correlacionados à caolinita (Mackenzie 1957). Em It26 (crosta) o pico encontrado foi de 307°C, relacionado à goethita, o que mostra que a deferrificação efetuada não foi suficiente para a total eliminação dos produtos ferruginosos. Em It32, amostra que corresponde a seixos constituídos por wavellita (DRX, MO), os picos endotérmicos encontrados (191°C e 209 °C) foram a temperaturas menores que as esperadas (275 °C e 315 °C). Na amostra It37 foram identificados dois picos endotérmicos (73 °C e 142 °C) que não foram identificados.

6.2. MINERALOGIA (DRX), MICROMORFOLOGIA (MO, MEV-EDS) E GEOQUÍMICA (EDS)**6.2.1. BASE DO PERFIL (HORIZONTE DE TRANSIÇÃO)**

Foram estudadas dez amostras do horizonte de transição (It12, 14, 36, 37, 38, 40, 41, 43, 50 e 51), definido por Oliveira & Schwab (1980), que ocorre acima da rocha-mãe, classificada pelos mesmos autores como um apatita-hornblendito. Estas amostras coletadas afloram em níveis próximos à zona de maré, na face leste da ilha e encontram-se topograficamente abaixo dos locais de ocorrência do horizonte caolinítico.

Os dados da DRX mostram minerais primários e supérgenos, distribuídos conforme a tabela 2.

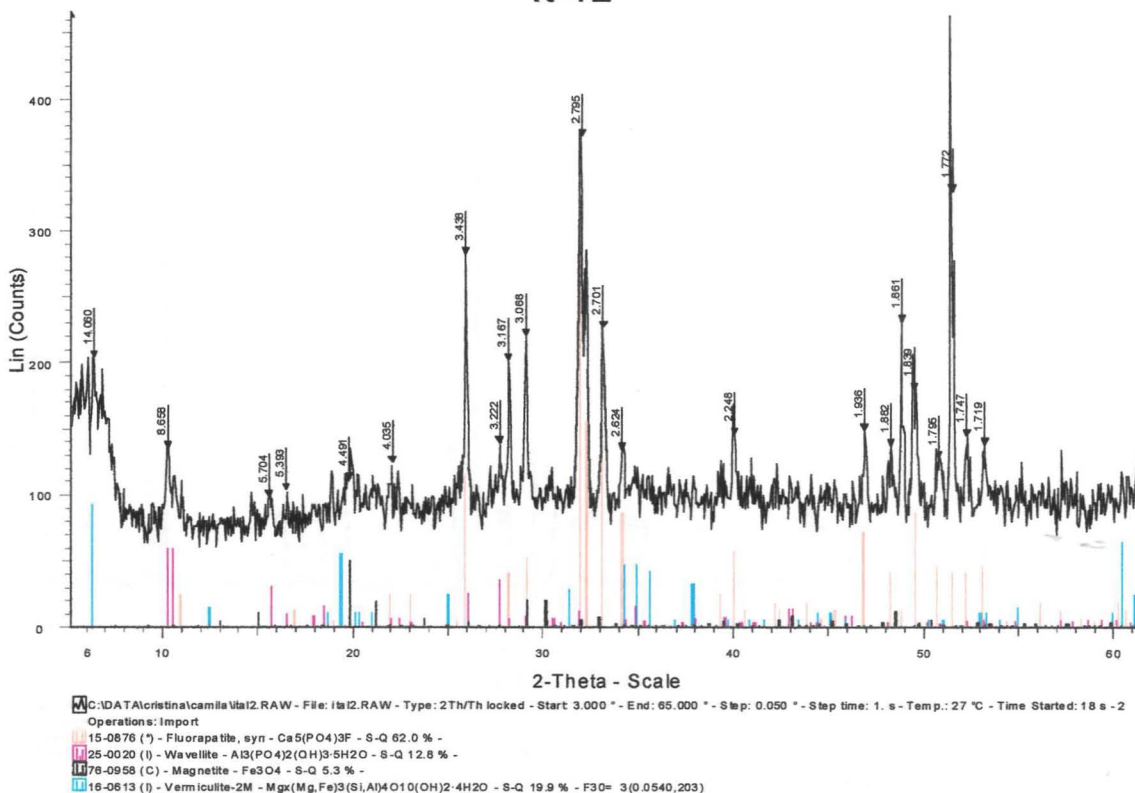
	MINERAIS PRIMÁRIOS					MINERAIS SUPÉRGENOS				
	AP	ANF	FELD	MT	OP	2:1	K	WAV	CR	GT
It12										
It14										
It36										
It37										
It38										
It40										
It41										
It43										
It50										
It51										

Tabela 2: Minerais encontrados por meio de DRX, MO e MEV-EDS nas amostras do horizonte de transição (AP: apatita, ANF: anfibólio, FELD: feldspato, MT: magnetita (ímã de mão), OP: outros opacos que não a magnetita (MO), 2:1: argilomineral do tipo 2:1, K: caolinita; WAV: wavellita, CR: mineral do grupo da crandallita, GT: goethita)

A maioria das amostras apresenta magnetita, que foi identificada por meio da DRX (DRX 1) em It12 e separada por ímã de mão nas outras amostras.

A apatita (DRX 1), fonte de P do perfil, ocorre como grãos arredondados e esparsos que, junto com o anfibólio (It41) e com o plasma secundário, formam uma textura porfiroscúlica (It12, 37, 40, 43), segundo denominação de Brewer (1964). A apatita que ocorre no perfil foi classificada como fluorapatita por Costa *et al.* (1980). Alguns grãos apresentam feições de alteração em forma de golfos de dissolução (foto 1 do anexo 1).

It 12

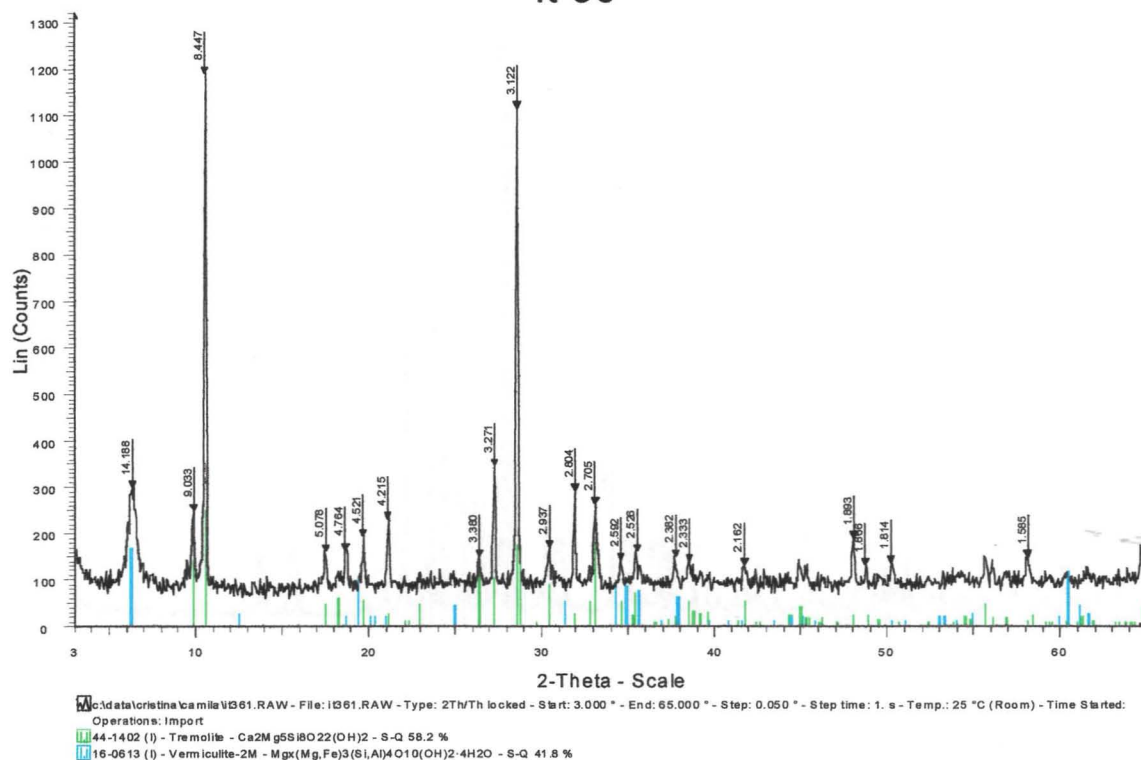


DRX 1: Difratoograma com picos de wavellita, fluorapatita, argilomineral 2:1 e magnetita

Em It12, a apatita ocorre envolta por uma auréola de reação (córTEX), com textura diferenciada, mas mesma composição (MEV-EDS) (foto 2 do anexo 1). Oliveira & Schwab (1980) e Costa *et al.* (1980) classificam esta auréola como wavellite-wardita, diferentemente da composição aqui encontrada, que indica tratar-se de apatita.

A apatita também ocorre como grãos em meio a uma matriz constituída somente por anfibólio (It36, foto 3 do anexo 1). Este foi interpretado por meio da DRX (DRX 2) e do MEV-EDS como pertencente ao grupo dos anfibólios cálcicos. De maneira esparsa, ocorrem conjuntos de cristais aciculares verdes de anfibólio (It14), arranjados de forma radial, geralmente; alguns cristais encontram-se total ou parcialmente alterados em produtos ferruginosos (foto 4 do anexo 1), provavelmente goethita, formando, assim, pseudomorfos.

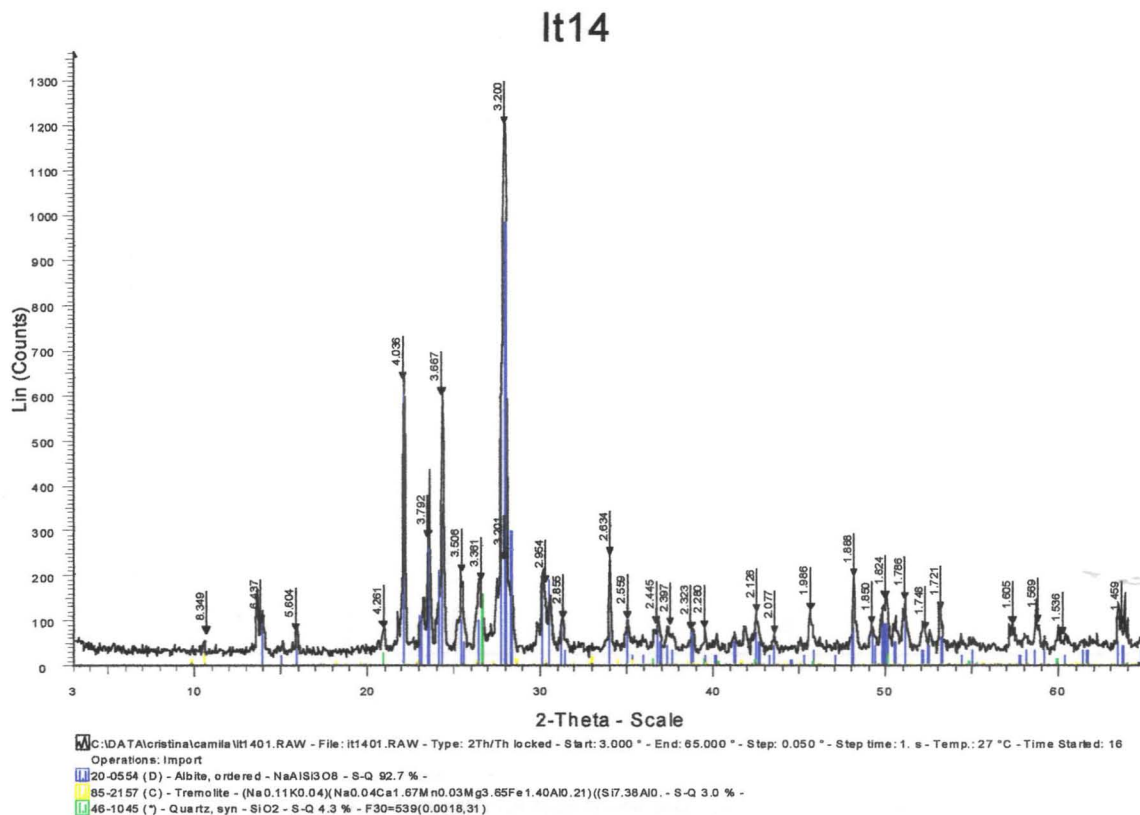
It 36



DRX 2: Difratoograma onde se observam os picos de tremolita e argilomineral 2:1

A amostra It36 é formada por mais de 90% de anfibólio, que ocorre como grãos bem formados que se apresentam com a borda “denteada” ou com hábito fibroso (foto 3 do anexo 1). Já em It43, os grãos encontram-se em estado de alteração avançado, mas em algumas porções ainda observa-se seu hábito fibroso e sua cor esverdeada. Ao MEV-EDS a composição do anfibólio é dada por Si, Ca, Mg e Fe. Enquanto em It14 o Fe é apenas traço e o Mg é o elemento predominante, nas outras amostras eles se apresentam com alturas similares de picos ao EDS qualitativo; embora as análises não sejam quantitativas, esta condição dá uma idéia de não haver forte preponderância de um sobre o outro.

O feldspato ocorre somente em It14 como uma assembléia de grãos eqüidimensionais, com textura em mosaico e pequena porosidade (MO e DRX) (DRX 3).



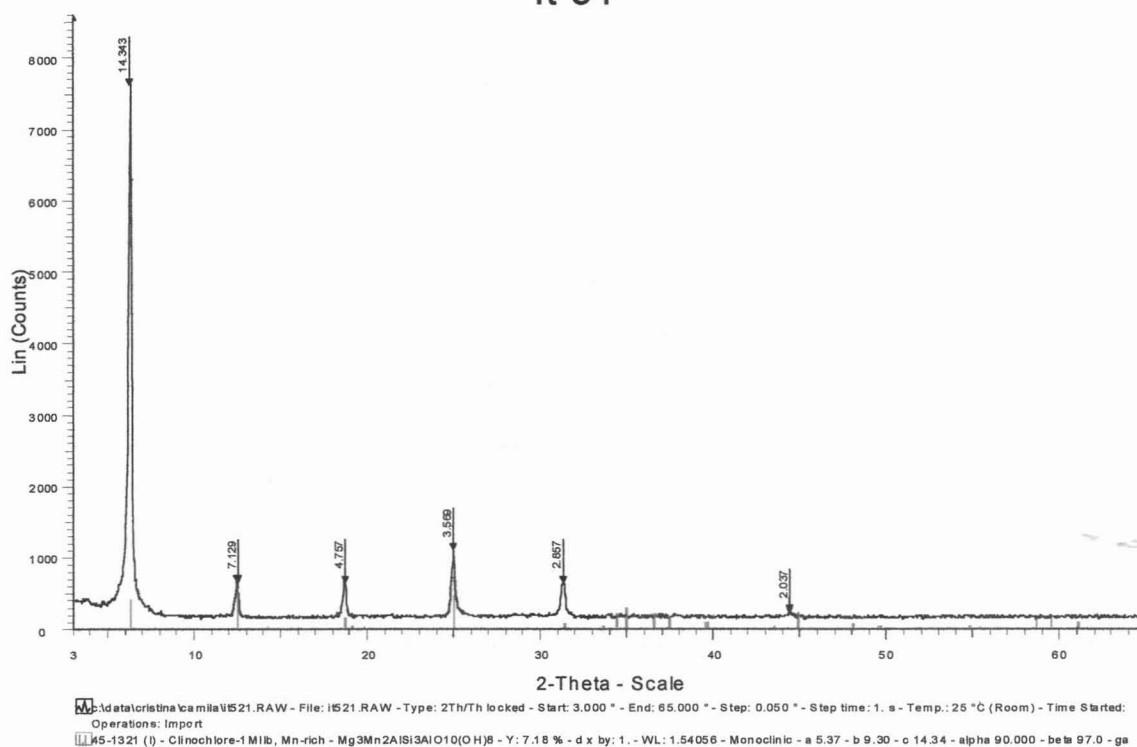
DRX 3: Difractograma onde se observam os picos do feldspato (albita)

Os dados de MEV-EDS sugerem que o fosfato aluminoso crandallítico, encontrado no horizonte de transição (It38), seja uma solução sólida entre crandallita e goyazita (fosfato crandallítico com Sr no sítio A), o que coincide com a bibliografia sobre a área (Costa & Sá 1980; Oliveira & Schwab 1980). Ocorre, no entanto, como uma fase muito fina não reconhecível ao MO.

Outro tipo de fosfato secundário que há em um número maior de amostras (It12, 40, 41, 50) é a wavellita (DRX 1). Esta apresenta-se com hábito acicular-radial ou como cristais prismáticos de birrefringência média preenchendo fissuras (fotos 5 e 6 do anexo 1). Devido ao seu hábito radial apresenta extinção ondulante. Em It40 ela também ocorre como pseudomorfos de apatita (foto 7 do anexo 1). Sua ocorrência na base do perfil de alteração representa um problema de interpretação na sequência normal de neoformações fosfáticas, apresentada na revisão bibliográfica. Assim, sua formação pode ser considerada como resultado ou de transferências supérgenas posteriores à alteração, ou de processos hidrotermais, fora, portanto, do âmbito do intemperismo aqui estudado. O modo de ocorrência da wavellita, como preenchimento maciço de fissuras e em grandes cristais (milimétricos) pode ser utilizado na defesa desta última hipótese.

Os plasmas primário (que preserva feições morfológicas da rocha inicial) e secundário (que não mais preserva a geometria original), são formados por argiliplasma composto por argilomineral 2:1, identificado à DRX (It12, 37, 41, 43) (fotos 8 e 9 do anexo 1) (DRX 4). Oliveira & Schwab (1980) classificam este argilomineral como smectita rica em Fe (nontronita) e Costa *et al.* (1980) como montmorilonita.

It 51



Ao MEV-EDS, o argiliplasma mostra uma composição com Si, Al, P e Fe, em maiores quantidades, e Ca e Ti como elementos-traço. Deve-se ressaltar que sua composição é variável, e que nem sempre todos os elementos citados acima estão presentes em todos os pontos de análise, com exceção apenas do Si e do Al.

Ocorrem pseudomorfos de mica (It37, 50 e 51), com suas lamelas separadas, constituídas pelo plasma primário (foto 10 do anexo 1), composto por argilomineral 2:1. Pela morfologia observada, há, durante a alteração, uma perda de coesão e elasticidade das lamelas. Ao MO observa-se uma evolução das lamelas micáceas que se tornam, quanto mais alterada a rocha, mais separadas umas das outras e onduladas, como comumente observado (Toledo 1986 e Delvigne 1998).

A amostra It50, composta por argilomineral 2:1 (DRX 4), é uma fase de alteração posterior da amostra It36, onde já não se encontram mais os minerais primários (anfíbólio e apatita).

A presença de argilominerais 2:1 é justificável na base do perfil, pois nesta porção pode haver uma dificuldade de lixiviação, que seria menos eficaz na remoção dos elementos dissolvidos nas reações do intemperismo químico, que nas porções superiores. Assim, ocorre um predomínio de Si, que é pouco lixiviado, sobre o Al (fase bissialítica transitória da laterização).

A única amostra que apresenta argilomineral do grupo da caolinita e encontra-se inserida no horizonte de transição é a It38, e a única a apresentar óxi-hidróxidos de Fe é It12 (DRX). Estes dois minerais supérgenos não são, como se vê, típicos deste horizonte.

Neste horizonte também ocorrem produtos manganésíferos na forma de pontuações pretas, esparsas, observadas macroscopicamente em algumas amostras. Estes materiais não foram detectados por meio da DRX.

6.2.2 HORIZONTE CAOLÍNICO

Foram estudadas 10 amostras (It18, 20, 21, 24, 27, 28, 31, 33, 34 e 35) do horizonte de caolinita que é o mais espesso do perfil, com cerca de 15m de espessura (Oliveira & Schwab 1980) e ocorre acima do horizonte de transição. Estas amostras, afloram na face leste da ilha, próximas à zona de maré. São materiais predominantemente brancos com porções de cor marrom e laranja, apresentam uma friabilidade menor que as rochas da zona de transição e caráter ora isalterítico, ora aloterítico.

Segundo Oliveira & Schwab (1980), os minerais típicos deste horizonte são caolinita, goethita e quartzo, que foram observados em algumas amostras (It 21, 27, 28, 31, 33, e 35).

Os dados de DRX, MO e MEV-EDS mostram minerais primários e supérgenos, distribuídos conforme a tabela 3.

	MP		MINERAIS SUPÉRGENOS					
	OP	MT	CR	WAV	K	GT	HT	QZ
It18								
It20								
It21								
It24								
It27								
It28								
It31								
It33								
It34								
It35								

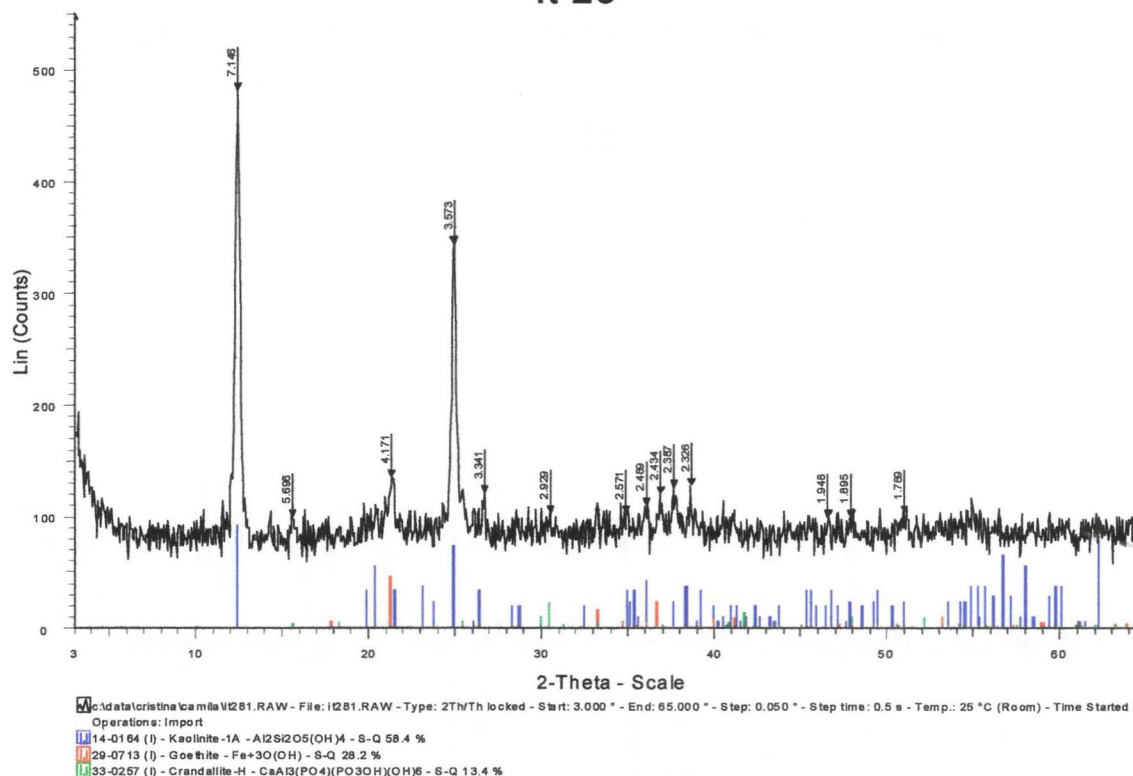
Tabela 3: Minerais presentes nas amostras do Horizonte de Caolinita (MP: minerais primários, OP: outros opacos que não a magnetita (MO), MT: magnetita (ímã de mão), CR: mineral do grupo da crandallita, WAV: wavellita, K: caolinita, GT: goethita, HT: hematita, QZ: quartzo)

As análises (MO e MEV-EDS) indicam minerais opacos (provavelmente magnetita com ou sem Ti) como os únicos minerais primários existentes. Estes minerais estão parcialmente alterados, apresentam fissuras e, em alguns grãos, goethita bem formada em seu interior (It18, 27) (foto 11 do anexo 1).

O estudo micromorfológico deste horizonte mostra a ocorrência tanto de plasma primário (argiliplasma), como plasma secundário (argiliplasma e cristaliplasma) (foto 12 do anexo 1).

O plasma primário é formado por pseudomorfos de mica, provavelmente biotita, constituídos por caolinita, formada por transformação mineralógica s.s. (It18, 21, 24, 27, 28, 35) (foto 13 do anexo 1) (DRX 5).

It 28



DRX 5: Difratograma com picos de kaolinita, goethita e crandallita

Em algumas amostras (It27, 28 e 35) há ferruginização ao longo dos planos de clivagem da mica (foto 14 do anexo 1).

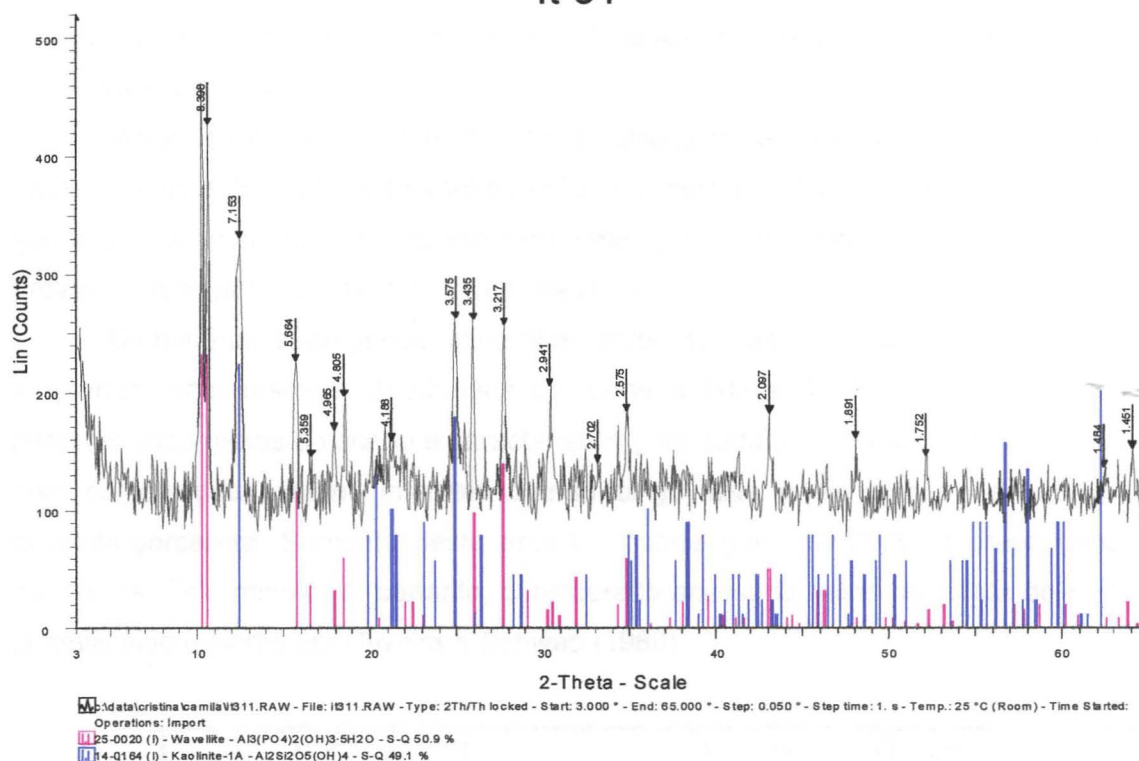
O plasma secundário (argiliplasma) apresenta-se alaranjado ao MO. Ao MEV-EDS estas porções mostram composição com Si, Al e Fe, correlacionada a caolinita associada a produtos ferruginosos (goethita). Dentro deste plasma secundário, predominantemente caolínítico, ocorrem óxidos de Fe, que podem estar associados com Ti (titano magnetita ou ilmenita inclusa em magnetita que já foi alterada). O plasma secundário (argiliplasma) é heterogêneo e não diferenciável ao MO; em alguns locais ocorre com composição de crandallita (Ca e Sr) e em outros com composição de caolinita (MEV-EDS).

O fosfato do grupo da crandallita ocorre como argiliplasma que forma paredes em meio a vazios (foto 15 do anexo 1) (It18, 33) e como cristaliplasma, constituído por grãos micrométricos de baixa birrefringência que preenchem fissuras e cavidades (It21, 33, 34). Em alguns locais observa-se a presença de inclusões de mineral do grupo da crandallita nos pseudomorfos caolíníticos (It34). Isto pode indicar uma desestabilização da caolinita nestes locais, com neoformação crandallítica (foto 16 do anexo 1). Para ocorrer esta neoformação, o Al, presente nas porções desestabilizadas da caolinita, pode ter-se combinado com o Ca e o P das soluções percolantes, para formar o fosfato aluminoso. Neste caso, o Si destes micromeios pode ter sido lixiviado do perfil ou precipitado na forma de quartzo.

Nas amostras It28 e 31, o cristaliplasma é formado predominantemente por wavellita (DRX 6), que apresenta birrefringência média e encontra-se intimamente associada com o plasma primário caolínítico. Esta associação é caracterizada por pequenos grãos ou por

fibras de wavellita que ocorrem entre e ao redor das lamelas da caolinita. Quando este fosfato ocorre preenchendo fissuras, apresenta-se com hábito fibro-radial e extinção ondulante (foto 17 do anexo 1).

It 31



DRX 6: Difratoograma com picos de wavellita e caolinita

A presença de wavellita neste horizonte pode ser herança da zona de transição (mesmo modo de ocorrência); a presença de fosfato do grupo da crandallita (que não existe na zona abaixo, de transição) pode ser explicada pela combinação de elementos liberados na alteração da apatita (Ca e P), que existia na zona de transição e não aparece mais no horizonte caolínítico, e o Al poderia ser proveniente das remobilizações eventualmente ocorridas durante a caolinização dos argilominerais 2:1.

Neste horizonte, a presença de grãos de quartzo (MO e MEV-EDS) em vazios ou fissuras é comum. Ele ocorre como grãos milimétricos, com superfície rugosa. Na amostra It31 observam-se grãos de quartzo associados com wavellita acicular-radial que ocorre dentro de fissura. As fibras de wavellita e os grãos irregulares de quartzo estão completamente imbricados, o que indica uma simultaneidade de precipitação entre estes dois minerais. Não há nenhuma feição que mostre que um deles se formou antes do outro. Sendo a rocha-mãe do perfil caracterizada como máfica-ultramáfica, imagina-se neste trabalho que o quartzo não seja mineral residual da rocha; além disso, as feições micromorfológicas até agora encontradas sugerem fortemente que ele seja resultado de acumulação absoluta (precipitação química) promovida pela lixiviação do Si de níveis superiores.

6.2.3. HORIZONTE FOSFÁTICO

Foram estudadas 6 amostras do horizonte fosfático (It09, 19, 22, 23, 26 e 52), que possui cerca de 7m de espessura (Oliveira & Schwab 1980) e encontra-se acima do horizonte caolinítico e abaixo da crosta ferruginosa. São materiais predominantemente marrons que apresentam-se com menor friabilidade que as rochas dos horizontes de transição e caolinítico.

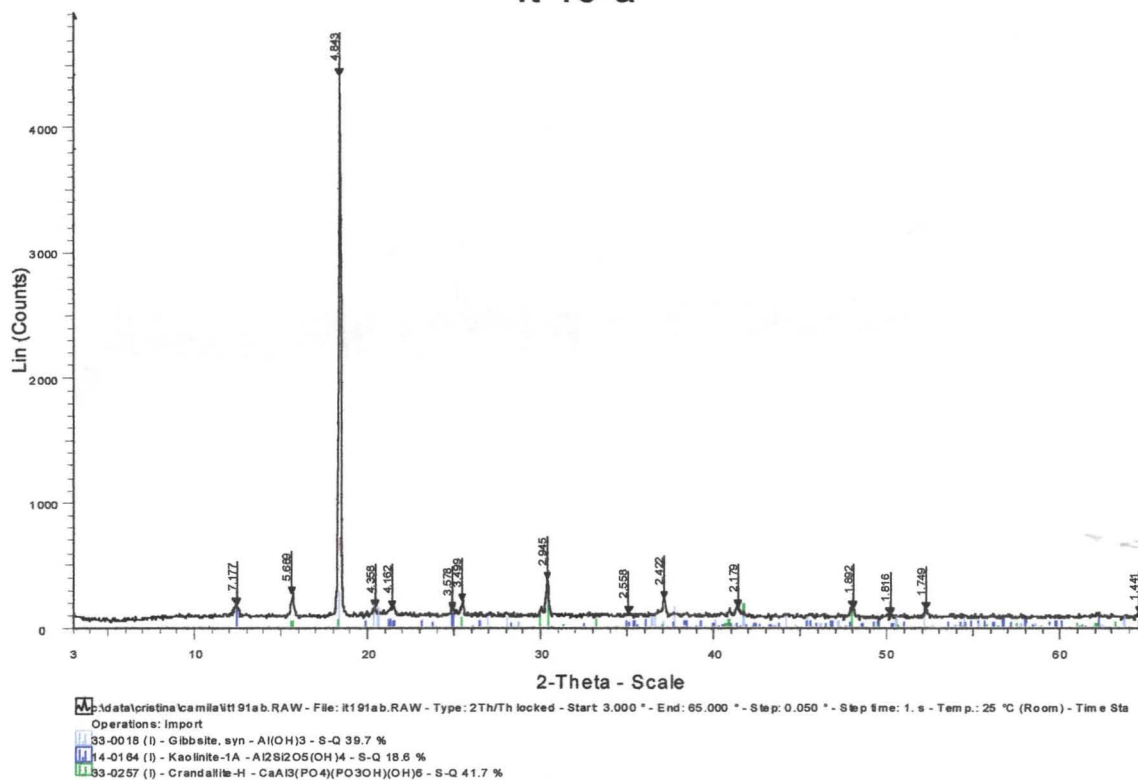
Minerais opacos e magnetita são os únicos minerais primários que ainda ocorrem neste horizonte. Em It23 observam-se grãos de minerais opacos que ainda preservam sua geometria original, mas já apresentam uma borda diferenciada, vermelha, constituída provavelmente por goethita (foto 18 do anexo 1).

Os minerais supérgenos (mineral do grupo da crandallita, goethita, caolinita, gibbsita e quartzo) encontram-se distribuídos conforme a tabela 4. O modo de ocorrência dos minerais supérgenos é variado e característico para cada tipo. O grupo da crandallita ocorre com composições ora no intervalo crandallita-goyazita (mais comum) e ora crandallita-goyazita-gorceixita. Somente nesta amostra ocorre gibbsita (DRX 7) preenchendo raras cavidades. Este mineral é, portanto, considerado acessório neste horizonte do perfil, como já havia sido descrito por Oliveira & Schwab (1980).

	M P		MINERAIS SUPÉRGENOS				
	MT	OP	CR	GIB	GT	K	QZ
It09							
It19							
It22							
It23							
It26							
It52							

Tabela 4: Minerais encontrados por meio de DRX, MO e MEV/EDS nas amostras do horizonte fosfático (MP: minerais primários, MT: magnetita, OP: outros opacos que não a magnetita (MO), CR: mineral do grupo da crandallita GIB: gibbsita, GT: goethita, K: caolinita; QZ: quartzo

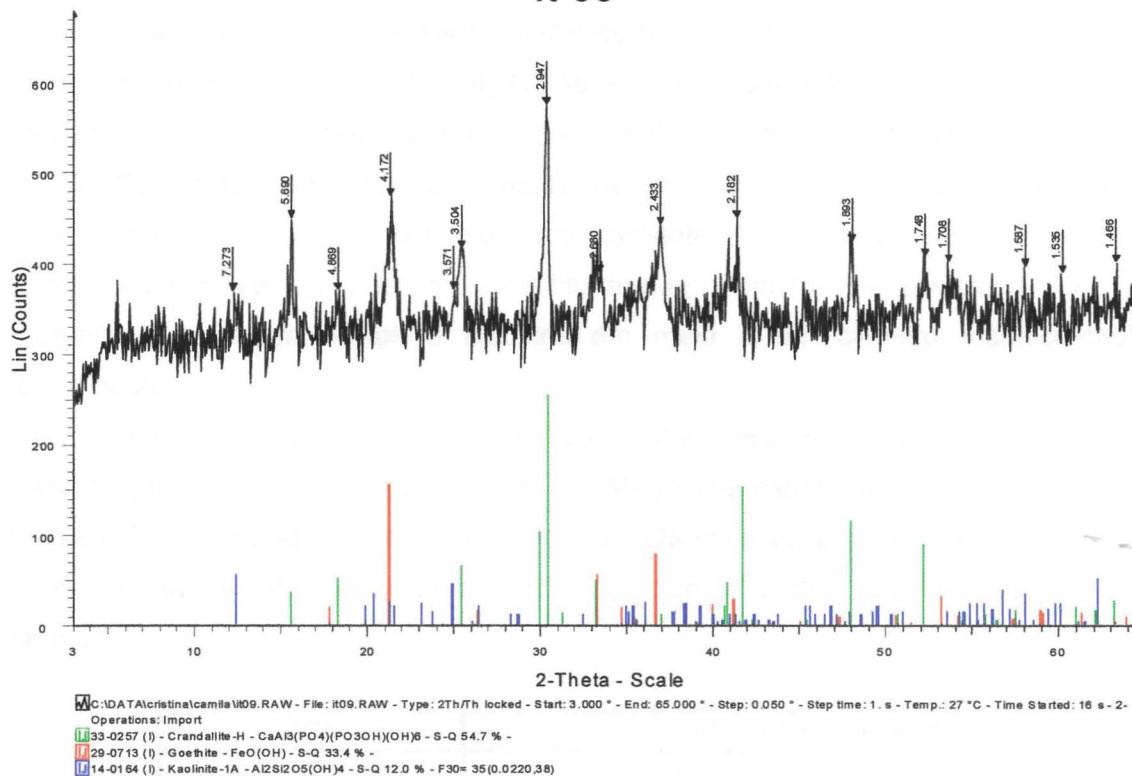
It 19 a



O estudo micromorfológico mostrou a organização dos minerais supérgenos, preservando algumas vezes ainda estruturas originais (pseudomorfos, plasma primário, portanto) ou formando já feições pedológicas (plasma secundário), típicas das partes superiores.

O horizonte é aloterítico, apresentando uma única amostra (It26) com porções restritas ainda isalteríticas. Nestas, o plasma primário forma pseudomorfos micáceos com lamelas rompidas e onduladas (foto 19 do anexo 1), vermelhas e constituídas provavelmente por mineral do grupo da crandallita e goethita (DRX 8). Esta é a única amostra, no perfil, que apresenta pseudomorfos constituídos por esta associação produtos ferruginosos-crandallíticos. Os outros pseudomorfos que ocorrem nos horizontes de transição e caolínítico, são constituídos por argilominerais, como já visto.

It 09



DRX 8: Difratograma típico do horizonte fosfático com picos de crandallita, goethita e caolinita

As outras amostras do horizonte, tipicamente aloteríticas, contêm plasma secundário (argiliplasma e cristaliplasma) organizado num fundo matricial poroso e em feições pedológicas.

O argiliplasma do plasma secundário é constituído predominantemente por goethita e fosfato do grupo da crandallita (além de caolinita) (DRX e MEV-EDS). Em algumas porções (It26) o plasma apresenta textura cutânica evidente (foto 20 do anexo 1). Algumas regiões do horizonte fosfático apresentam fosfato crandallítico (Ca, Ba e Sr) formando uma trama de paredes, isolando vazios; esta feição poderia ser pseudomórfica, sublinhando espaços intergranulares de antigas assembléias de cristais de apatita, por exemplo, como encontrado por Florêncio & Toledo (1995), com wavellita, mas esta hipótese não pôde ser confirmada.

O cristaliplasma, que ocorre em todas as amostras deste horizonte, é formado por grãos de mineral do grupo da crandallita que apresentam birrefringência baixa e encontram-se em fissuras e cavidades (foto 20 do anexo 1). Em particular, nas amostras It22 e 23, a crandallita ocorre bem cristalizada, preenchendo fissuras (foto 21 do anexo 1), com hábito fibro-radial chegando a quase 10mm na maior dimensão. Nestas amostras, a crandallita-goyazita pode ser vista macroscopicamente, nas fissuras, com cor branca em meio a uma matriz marrom. Estas são as únicas amostras estudadas, de todo o perfil, na qual pôde-se observar esta fase crandallítica com as características acima citadas. Também ocorre nestas amostras goethita bem cristalizada (foto 22 do anexo 1).

Este horizonte, conforme já foi mencionado, apresenta já alguns exemplos de feições pedológicas; em It19, ocorrem nódulos vermelhos constituídos de produtos ferruginosos.

6.2.4. CROSTA FERRUGINOSA

Foram estudadas 18 amostras pertencentes à crosta ferruginosa (A, It02, 02, 04, 05, 06, 07, 15, 16, 17, 25, 30, 44, 45, 46, 47, 48, 49), que ocorre acima do horizonte caolínítico, na porção superior do perfil, com cerca de 2m de espessura, segundo Oliveira & Schwab (1980). São materiais predominantemente marrom-alaranjados que apresentam-se menos friáveis que os horizontes descritos anteriormente. Ocorrem porções ferruginosas que formam nódulos vermelho-escuros, constituídos de hematita, que apresentam alta dureza. Algumas apresentam oólitos e pisólitos em meio a um cimento fosfático-caolínítico-ferruginoso.

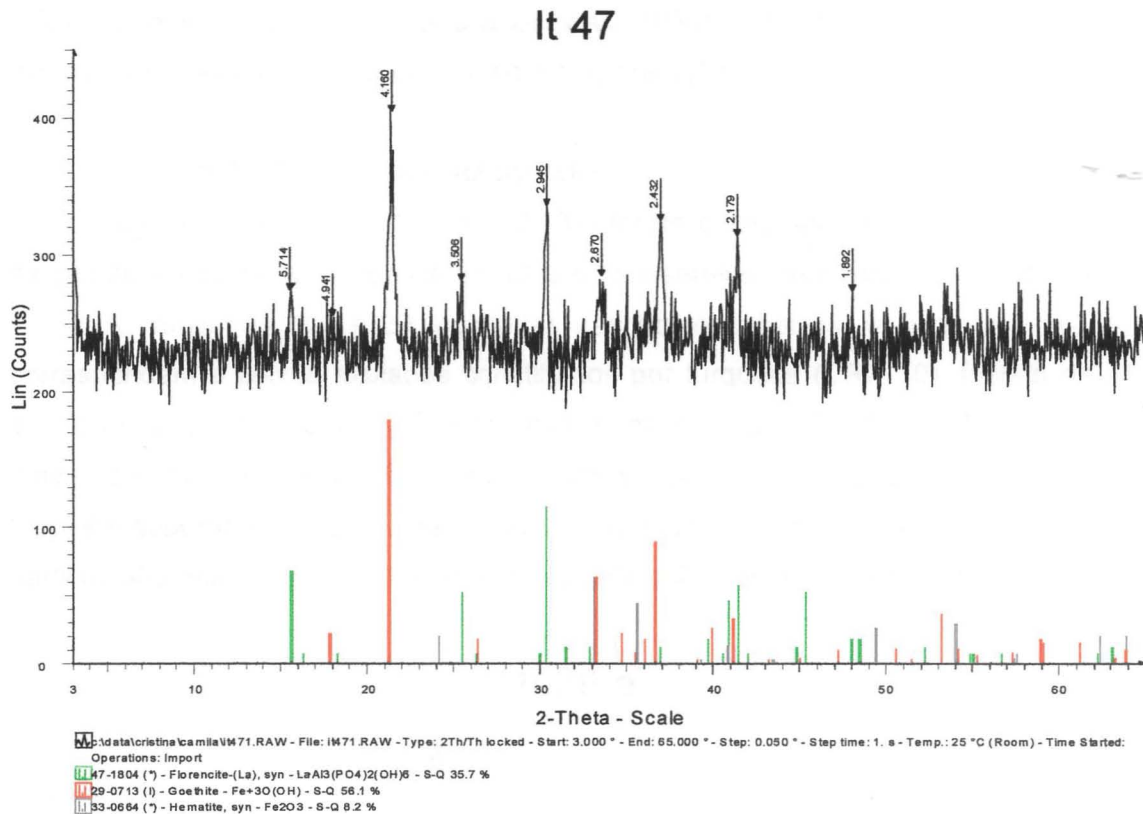
Os dados de DRX, MO e MEV-EDS mostram opacos e magnetita como os únicos minerais primários existentes (It06, 30 e 49). Magnetita, separada por meio de ímã de mão, também foi encontrada em algumas amostras. Os minerais supérgenos (mineral do grupo da crandallita, hematita, goethita, caolinita e quartzo) encontram-se distribuídos conforme a tabela 5.

	MP		MINERAIS SUPÉRGENOS				
	OP	MT	K	QZ	CR	HT	GT
A							
It02							
It03							
It04							
It05							
It06							
It07							
It15							
It16							
It17							
It25							
It30							
It44							
It45							
It46							
It47							
It48							
It49							

Tabela 4: Minerais encontrados por meio de DRX, MO e MEV-EDS nas amostras da crosta ferruginosa fosfática (MP: minerais primários, OP: outros opacos que não a magnetita (MO), MT: magnetita, K: caolinita, QZ: quartzo, CR: mineral do grupo da crandallita, HT: hematita, GT: goethita)

As amostras deste horizonte são caracterizadas pela presença maciça de plasma secundário (argiliplasma e cristaliplasma) no estudo ao MO. O argiliplasma é heterogêneo, sendo em alguns locais formado por caolinita (MEV-EDS) (It15, 16, 17, 45), e em outros por crandallita-goyazita, ambas associadas a produtos ferruginosos. O cristaliplasma é constituído por pequenos grãos crandallíticos, que apresentam birrefringência baixa, e encontram-se no interior ou ao redor dos oólitos e nódulos (fotos 23 e 24 do anexo 1) (It02 e 46) e em cavidades (MEV-EDS).

Algumas amostras (It02, 03, 04, 05, 07, 16, 45, 46) apresentam oólitos e pisólitos, que variam de 1 a 4mm de diâmetro e são formados por plasma secundário (argiliplasma). Estas feições pedológicas variam de amarelo a laranja, apresentam estrutura zonada (foto do 25 do anexo 1), são sub-arredondadas (foto 26 do anexo 1) e constituídas por crandallita-goyazita (MEV-EDS) associada a óxi-hidróxidos de Fe (DRX 9 e MEV-EDS). Alguns oólitos apresentam estrutura interna tipo septária (It45) (foto 27 do anexo 1). Em alguns é possível ver a existência de grãos opacos em seu interior (It16) (fotos 28 e 29 do anexo 1).



DRX 9: Difractograma com picos de mineral do grupo da crandallita, goethita e hematita

Na crosta (amostras It15, 16, 17, 25, 47) há nódulos que chegam a 15mm de diâmetro e apresentam núcleo vermelho-escuro e córtex laranja. Ao MEV-EDS, percebe-se que estes núcleos são constituídos apenas por produtos ferruginosos e apresentam em sua borda cristaliplasma de crandallita-goyazita (eventualmente também com Ba) e, sobre esta, caolinita (foto 30 do anexo 1).

Os minerais supérgenos predominantemente encontrados nos horizontes superiores do perfil estão de acordo com o comportamento geoquímico dos elementos que os constituem, ou seja, sendo o Fe e o Al pouco móveis nas condições normais da superfície, devem acumular-se no manto de alteração; quanto ao P, sua característica de acumular-se em ambiente laterítico também é conhecida (Schwab *et al.* 1989).

Os minerais opacos ocorrem como núcleo de alguns oólitos (fotos 28 e 29 do anexo 1). Alguns evoluem para goethita que pode ocorrer bem cristalizada (It02, 04, 06 e 30). Em It04 observa-se uma perfeita orientação dos cristais de goethita, que apresentam um

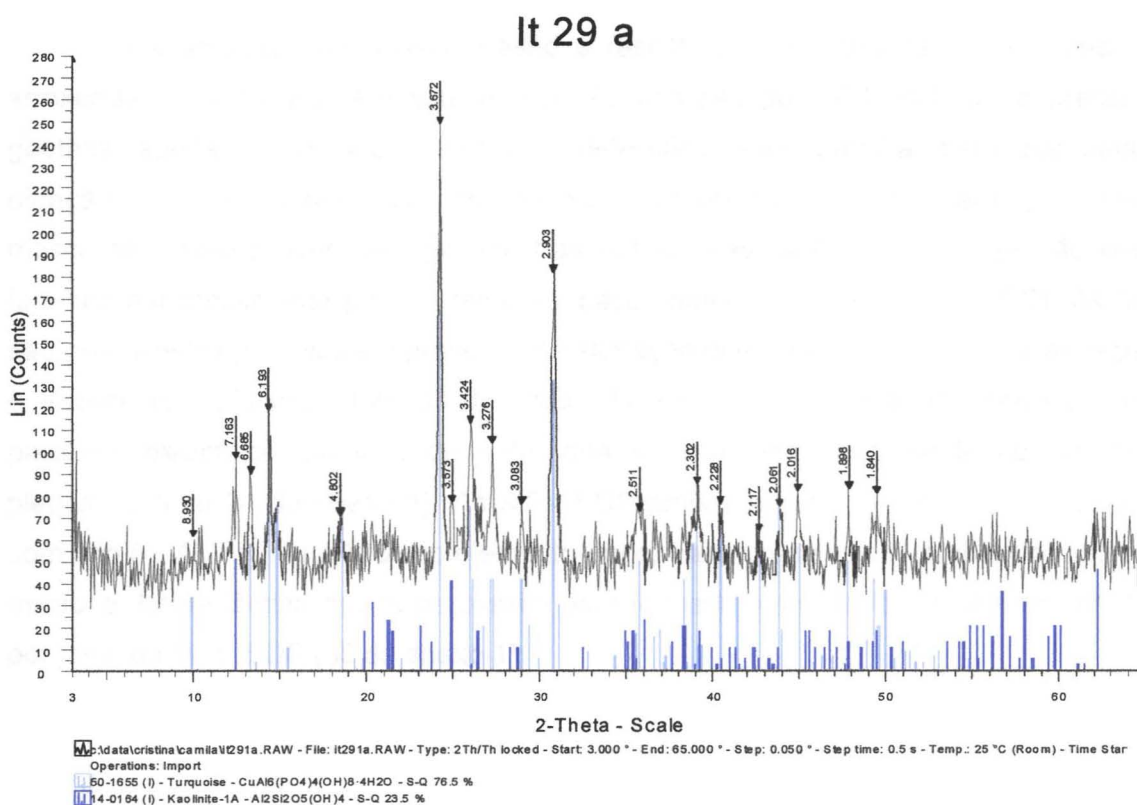
crescimento perpendicular em relação ao seu suporte (foto 31 do anexo 1) analogamente a exemplos de formações semelhantes em outros locais mostrados por Delvigne (1998). O mesmo autor diz que, na primeira camada formada, os cristais são perpendiculares às paredes da cavidade na qual ele está se cristalizando. Gradualmente, como a cavidade vai sendo substituída, a curvatura do depósito cristalino vai também sendo modificada. Desta maneira, os cristais são sempre orientados perpendicularmente às camadas adjacentes formadas.

Os grãos de quartzo ainda ocorrem na crosta ferruginosa (It15, 16, 17, 45, 47), diferentemente do que diz Oliveira & Schwab (1980). Eles encontram-se em cavidades ou fissuras, em meio ao plasma caolinítico-ferruginoso (MEV-EDS) (foto 32 do anexo 1).

6.2.5 AMOSTRAS FORA DO PERFIL

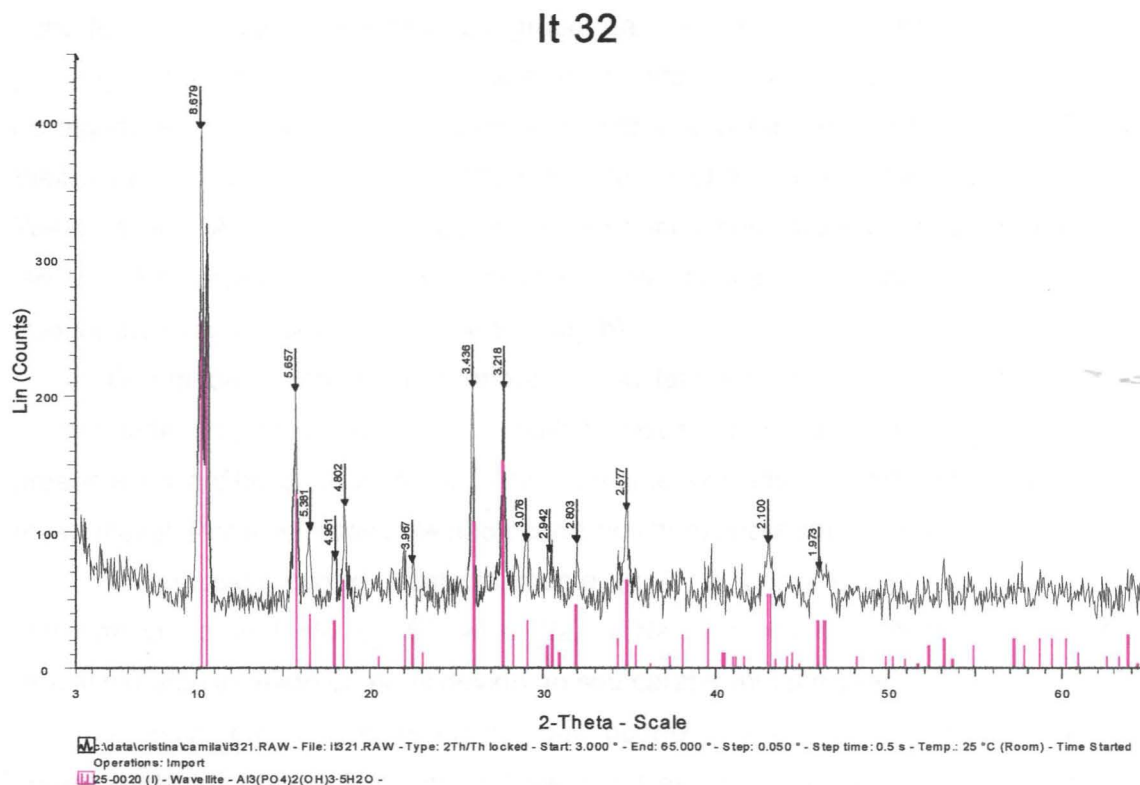
Algumas amostras (It13; 29; 32; 39) foram coletadas fora do contexto do perfil, e ainda não existem informações suficientes para inseri-las nos horizontes estudados.

As amostras It13 e 29, coletadas nas porções baixas da ilha, na zona de maré, correspondem a seixos azulados constituídos por turquesa (DRX 10), fosfato de Al e Cu, associado a goethita, em It13 e a goethita e caolinita, em It29. A ocorrência deste mineral ainda não havia sido registrada nas publicações sobre a área. Sendo a turquesa um mineral frágil em superfície, supõe-se que estas amostras representem material erodido da base do perfil de alteração que encontra-se exposto pela ação das ondas e marés.



DRX 10: Difratograma com picos de turquesa e caolinita

A amostra It32 caracteriza-se por seixos esbranquiçados e esverdeados constituídos por wavellita (DRX 11), também proveniente da base do perfil de alteração (zona de transição).



DRX 11: Difractograma com picos de wavellita

Já a amostra It39 possui coesão e resistência de rocha sã. Apresenta-se preta-arroxeadada, com fissuras em seu interior. As análises por DRX indicam a presença de goethita, apenas; teria sido interessante deferrificar esta amostra, para que uma nova difração pudesse indentificar os minerais presentes que estavam provavelmente mascarados pelo produto ferruginoso. Nas outras observações feitas, a porção escura é formada essencialmente por um mineral opaco composto por Fe (MEV-EDS). As fissuras são preenchidas por mica em processo de alteração que apresenta suas lamelas separadas e levemente onduladas (foto 33 do anexo 1). Dentro delas também ocorre um mineral placóide, pleocróico, ao lado de outro que se apresenta com hábito fibroso, também pleocróico (foto 34 do anexo 1). Ao MEV-EDS ambos apresentam a mesma composição, com alto Si, Al, Fe, Mg e K como elemento-traço, tratando-se assim também de um mineral micáceo. Nesta lâmina ocorre perovskita bem formada, com hábito octaédrico, identificada por meio do MEV-EDS (35 do anexo 1).

7. CONCLUSÕES

A apatita, presente no horizonte de transição, altera-se, conforme observado no estudo micromorfológico, tornando-se fonte de P e Ca no perfil. Apesar do Ca ser um elemento bastante solúvel, verifica-se que ele não é lixiviado, pois junta-se ao Al e ao P para formar fosfato aluminoso, do grupo da crandallita. Com isso percebe-se que a presença do íon PO_4^{3-} nos perfis de alteração pode modificar o comportamento geoquímico de alguns elementos, conforme a literatura sobre o tema (Lucas *et al.* 1980, Zanin 1968, Vieillard *et al.* 1979, Lucas *et al.* 1980, Flicoteaux *et al.* 1984, todos *apud* Alcover Neto & Toledo 1993). A fonte do Sr e do Ba, encontrados nos minerais do grupo da crandallita (MEV-EDS), provavelmente está também relacionada à apatita, na qual constituem freqüentes substituintes do Ca (Toledo, 1999b).

O anfibólio, outro mineral primário, que também ocorre no horizonte de transição, corresponde à fonte de Fe para os óxi-hidróxidos (hematita e goethita) presentes; o Mg, presente no anfibólio, deve ter sido rapidamente lixiviado do perfil devido ao seu caráter muito móvel. Por este motivo ele não ocorre nos horizontes superiores.

O feldspato ocorre localizadamente (It14), e por isto não deve ter tido grande importância como fonte de Si, Al e Na; o Na, liberado na alteração do feldspato, é provavelmente lixiviado do perfil devido ao seu caráter muito móvel.

A mica, provavelmente biotita, que ocorre já alterada no horizonte de transição, corresponde à fonte de Al do perfil. Este é um elemento pouco móvel que permanece no perfil na forma de fosfatos aluminosos e argilominerais, assim como o Fe, que permanece na forma de oxi-hidróxidos. Estes dois elementos encontram-se, assim, enriquecidos relativamente, com a lixiviação dos outros elementos liberados na alteração dos minerais. A mica também é fonte de Si. Este elemento está presente nos argilominerais 2:1 (horizonte de transição) e na caolinita (horizonte caolinítico, fosfático e crosta ferruginosa). O quartzo, observado em pequena quantidade nas amostras a partir do horizonte caolinítico e interpretado como supérgeno, deve ter tido como fonte este Si proveniente dos argilominerais.

A caolinita do horizonte caolinítico pode ter evoluído tanto do argilomineral 2:1 como diretamente dos minerais primários, no caso, de minerais micáceos, a partir de porções preservadas da rocha-sã na etapa de formação da zona de transição.

Em relação aos fosfatos aluminosos, o normal, para este perfil, seria encontrar mineral do grupo da crandallita (fosfato de Al com Ca, Sr e Ba) em suas porções inferiores e wavellita, fosfato de Al, em suas porções superiores, considerando as interpretações geoquímicas na evolução dos perfis fosfáticos. No entanto, nos perfis de Itacupim, é a wavellita que ocorre na base, colocando um problema na interpretação de sua gênese por intemperismo. Há duas hipóteses prováveis: a wavellita poderia ser registro de transferências posteriores à alteração, no caso de ser realmente supérgena, ou poderia ter uma origem hidrotermal, aparentemente suportada pelo seu modo de ocorrência.

Os processos descritos acima referem-se à formação do perfil laterítico mas, devido às condições hidroclimáticas atuais, este perfil, como outros que ocorrem na região amazônica, encontram-se em degradação. Larizatti (2002) estudou um perfil laterítico amazônico no qual observou um processo de degradação da couraça, devido à mudança climática em direção a uma maior umidade, com formação de latossolos. Em Itacupim não foi observada a ocorrência expressiva de latossolos sobre a crosta ferruginosa, mas as evidências de degradação da crosta foram observadas em estudo micromorfológico, como por exemplo a hidratação de hematita em goethita.

O quadro da figura 3 representa a síntese das interpretações sobre as filiações mineralógicas e o itinerário geoquímico dos elementos durante a formação do perfil.

Este trabalho terá prosseguimento visando a uma melhor compreensão do perfil, com novos trabalhos de campo e detalhamento da amostragem principalmente do horizonte fosfático e da busca de materiais provenientes da degradação da couraça, bem como visando à complementação das análises já efetuadas, e obtenção de dados de química mineral para todas as fases minerais encontradas.

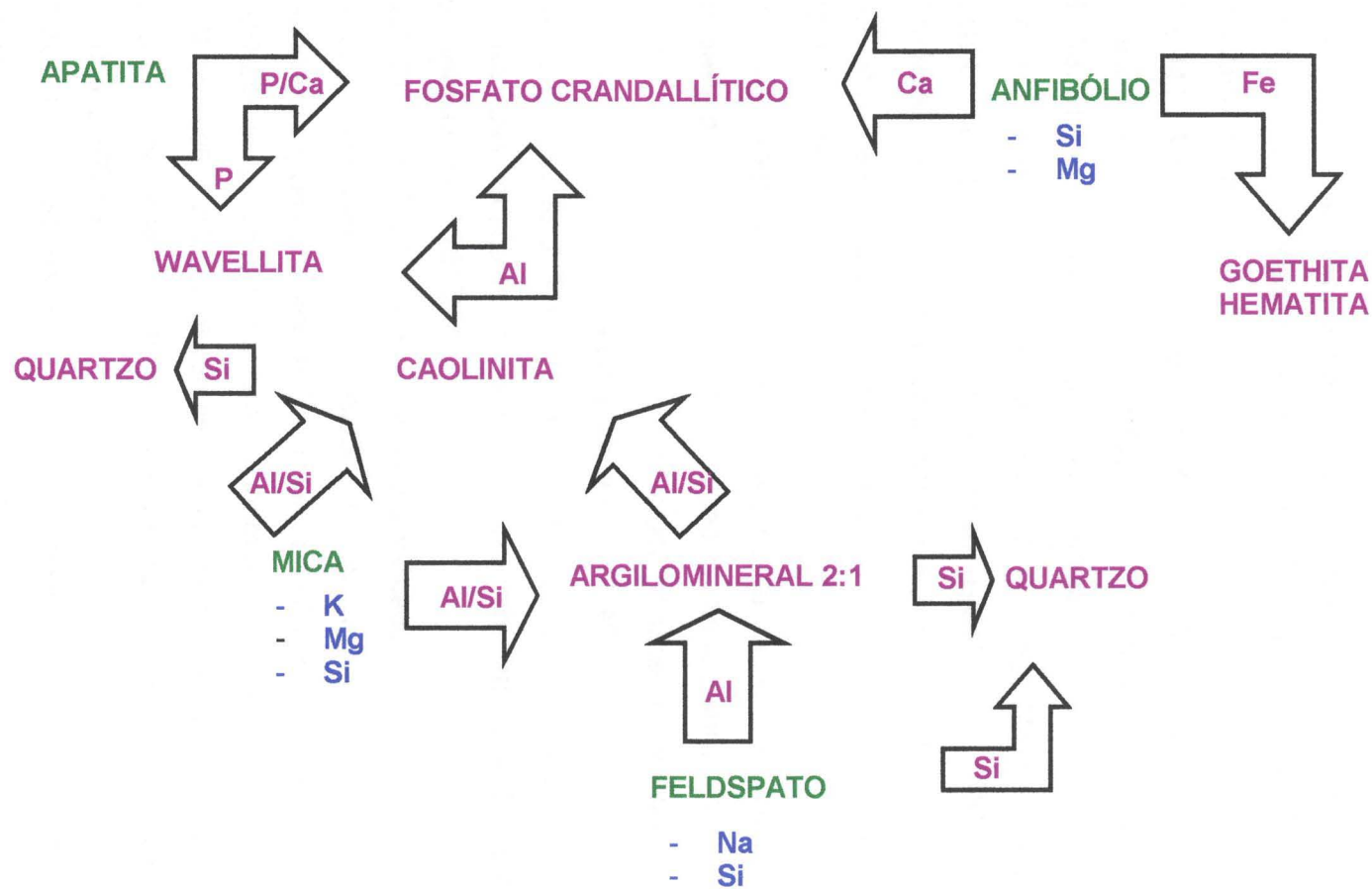


Figura 3: Quadro com filiações mineralógicas dos principais minerais do perfil e itinerário gequímico do fósforo. Elementos em azul foram lixiviados, verde são minerais primários (esqueleto), e em roxo estão representados os minerais supérgenos

BIBLIOGRAFIA

- ALCOVER NETO, A. & TOLEDO, M.C.M. de 1993. Evolução supérgena do carbonatito de Juquiá (SP). *Rev. do Inst. Geológico*, **14**(1): 31-43.
- BREWER, A.C. 1964. *Fabric and mineral analysis of soils*. John Wiley and Sons, New York, 470p.
- COSTA, M.L. 1980. Geologia, mineralogia, geoquímica e gênese dos fosfatos de Jandιά, Cansa-Perna e Itacupim no Pará e Pirocaua e Trauíra no Maranhão. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, Dissertação de Mestrado, 164p.
- 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, Santa Catarina, 1980. *Anais...Santa Catarina*, SBG.v.3, p.1459-1472.
- COSTA, M.L.; COSTA, W.A.M.; SCHWAB, R.G. 1980. Mineralogia das ocorrências de fosfatos lateríticos do Pará e Maranhão (Brasil). In: CONGR. BRAS. GEOL., 31. Camboriú, 1980. *Anais...Camboriú*, SBG. v. 4, p.1982-1996.
- COSTA, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(2):146-160.
- COSTA, M.L. 2001. A ocorrência de fosfatos de Itacupim no contexto dos fosfatos do nordeste do Pará e noroeste do Maranhão. Resumo Inédito, 1p.
- DELVIGNE, J.E. 1998. *Atlas of Micromorfology of Mineral Alteration and Weathering*. The Canadian Mineralogist, special publication, v.3, 494p.
- FLORÊNCIO, R.V. de S. & TOLEDO, M.C.M. 1997. Estudo da alteração intempérica sobre rochas ricas em apatita no maciço Alcalino-carbonatítico de Ipanema, SP. *Geochimica Brasiliensis*, **11**(3):261-284.
- LARIZZATTI, J.H. 2002. Ouro e elementos indicadores no regolito do garimpo Fazenda Pison - Processos de dispersão e implicações para prospecção. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 204p.
- MACKENZIE, R. C. 1957. *The differential thermal investigation of clays*. 3 ed. London, 456p.
- NAHON, D. 1986. Evolution of iron crust in intropical landscape. In: S.M. Colaman and D.P. Dethier (eds.) *Rates of chemical weathering of rocks and minerals*. Academic Press, London, p.169-191.
- OLIVEIRA, N.P. & SCHWAB, R.G. 1980. Itacupim: Um exemplo da influência do fósforo sobre o desenvolvimento de perfis lateríticos. In: Congr. Bras. Geol., 31, Balneário de Camburiu, Santa Catarina, 1980. *Anais...Santa Catarina*, SBG.v.1, p.185-196.
- OLIVEIRA, N.P. & COSTA, M.L. 1984. Os fosfatos aluminosos do Pará e do Maranhão: estágio atual de conhecimentos e estratégia para o aproveitamento econômico. *Ciências da Terra*, **10**: 16-19.

- SCHWAB, R.G., HEROLD, H., COSTA, M.L. & OLIVEIRA, N.P. 1989. The formation of aluminous phosphates through lateritic weathering of rocks. In: BALASUBRAMANIAN, K.S. & EVANGELOV, V.P. ed. *Weathering: its products and deposits*. Athens, Theophrastus. v. 2, p. 369-386.
- SCHWAB, R.G., HEROLD, H., GÖTZ, C. & OLIVEIRA, N.P. 1990a. Compounds of the crandallite type: Synthesis and properties of pure goyazite, gorceixite and plumbogummite. *N. Jb. Miner. Mh.*, H.3:113-126.
- SCHWAB, R.G., HEROLD, H., GÖTZ, C. & OLIVEIRA, N.P. 1990b. Compounds of the crandallite type: Synthesis and properties of pure Rare Earth Element-phosphates. *N. Jb. Miner. Mh.*, H.6: 241-254.
- TOLEDO, M.C.M. 1986. Intemperismo das rochas mineralizadas em Cobre do Salobo 3A, Serra dos Carajás. Mecanismos de alteração dos minerais primários e localização do cobre nos produtos secundários. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 173p.
- TOLEDO, M.C.M. 1999a. Os fosfatos aluminosos da série da crandallita – Uma Revisão. *Rev. do Inst. Geológico*, 20 (1/2): 49-63.
- TOLEDO, M.C.M. 1999b. Mineralogia dos principais fosfatos do Maciço Alcalino-carbonatítico de Catalão I (GO) e sua evolução no perfil laterítico. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-Docência, 198p.
- TOLEDO, M.C.M. 2000. O grupo da crandallita no manto laterítico sobre o maciço carbonatítico de Catalão I (GO, Brasil). *Geochimica Brasiliensis*, 14(1): 71-95.
- TOLEDO, M.C.M. ; FERRARI, V. C.; ALCOVER NETO, A.; FONTAN, F.; MARTIN, F.; SANTOS, C.N. dos & CARVALHO, F. M. S. Fosfatos aluminosos com ferro do grupo da crandallita nas coberturas lateríticas de Catalão I, Juquiá e Tapira, Brasil, e Chirigué, Paraguai. Submetido à Revista Brasileira de Geociências, SBG, em junho de 2001, aceito em maio de 2002, em fase de revisão.
- VIEILLARD, P. 1978. Géochimie des Phosphates. Etude thermodynamique. Application à la genèse et à l'altération des apatites. *Sciences Géologiques*, 51:1-181.
- VIEILLARD, P., TARDY, Y. & NAHON, D. 1979. Stability fields and aluminum phosphates: parageneses in lateritic weathering of argillaceous phosphatic sediments. *Am. Mineral.*, 64:626-634.

ANEXOS 1 (FOTOS)

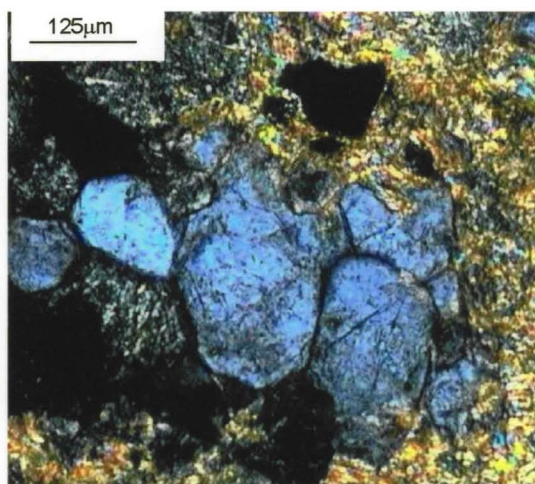


Foto 1: Grãos de apatita apresentando golfo de dissolução (It12).

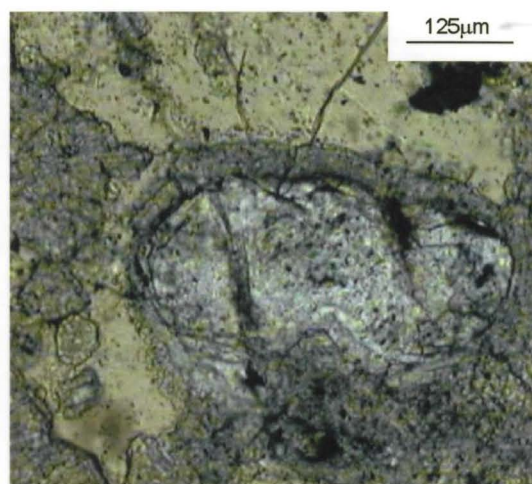


Foto 2: Apatita com auréola de reação de mesma composição (It12).

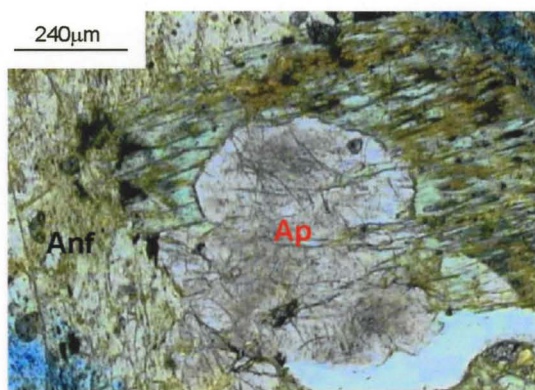


Foto 3: Apatita em meio a matriz constituída por grãos de anfibólio (It36)

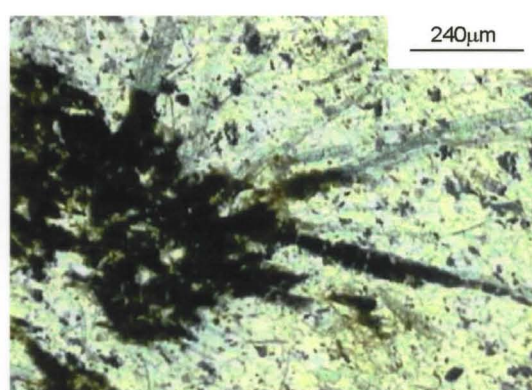


Foto 4: Cristais de anfibólio transformando-se em produtos ferruginosos (It14)

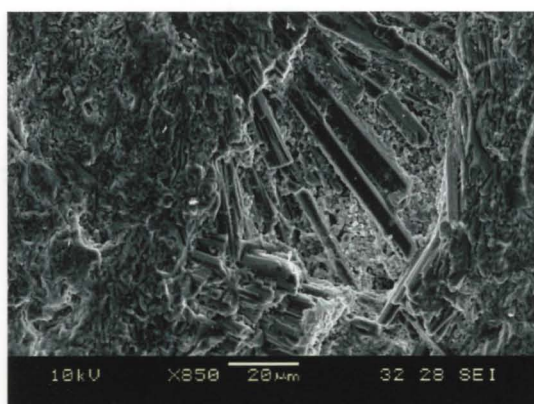


Foto 5: Wavellita prismática preenchendo fissura (It12)

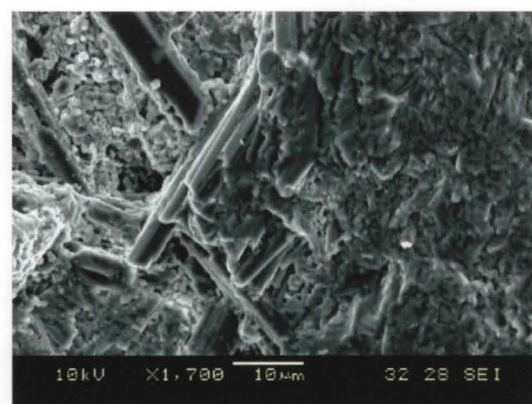


Foto 6: Wavellita prismática (It12)

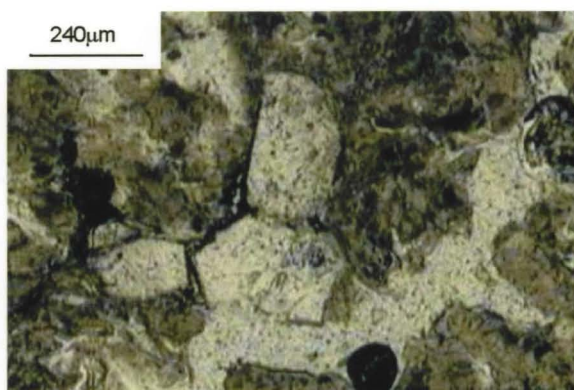


Foto 7: Wavellita pseudomórfica de apatita (It40)

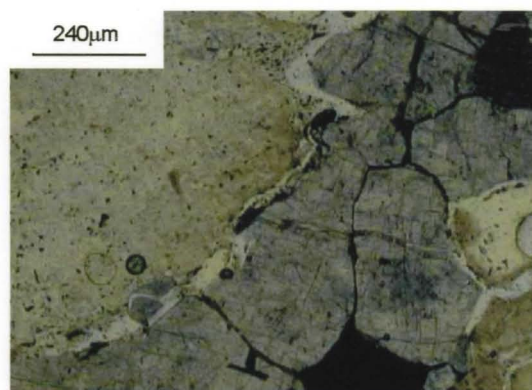


Foto 8: Grãos de apatita junto com plasma secundário (It37)

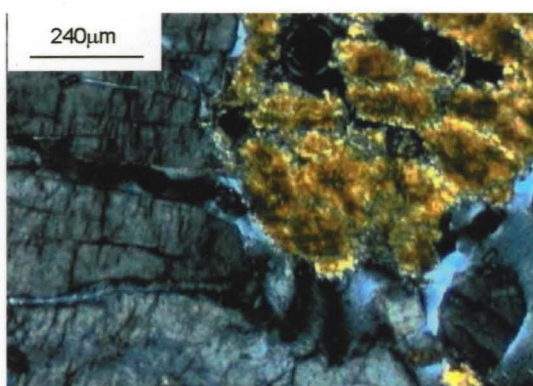


Foto 9 : Apatita próxima de argiliplasma (plasma secundário) (It41)

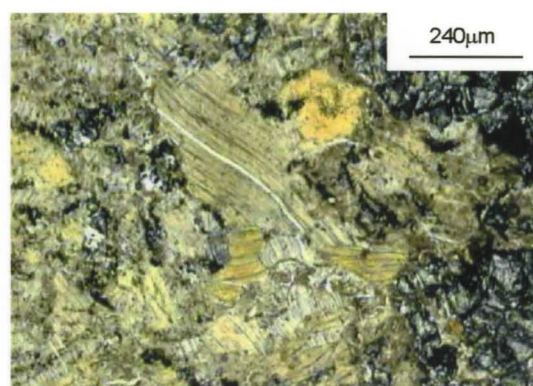


Foto 10: Pseudomorfos de mica constituídos por argilomineral 2:1 (It37)

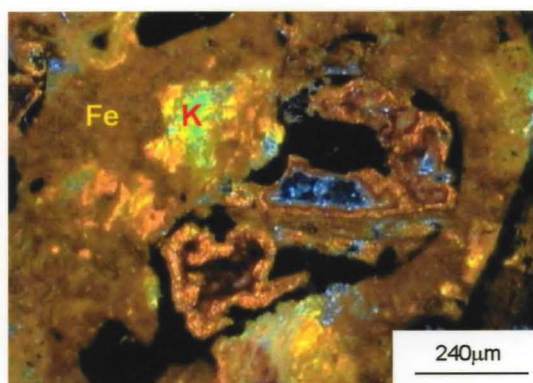


Foto 11: Opaco alterado com goethita em seu interior. A porção amarela é caolinita (K) e a laranja uma fase mais rica em Fe (It18)

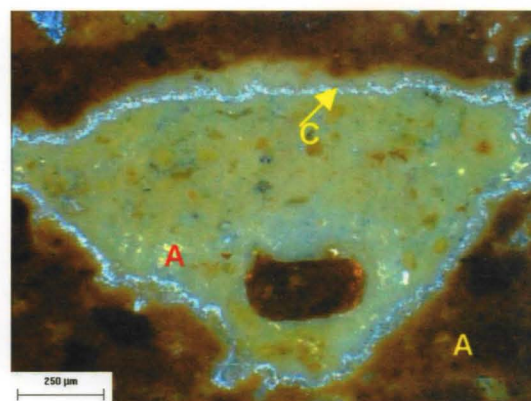


Foto 12: Porção com plasma secundário diferenciado em argiliplasma (A) e cristaliplasma (C) de crandallita-goyazita. Porção amarela: caolinita; vermelha: óxido de Fe (It24)

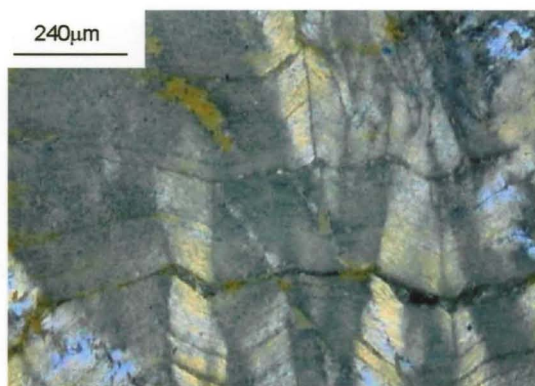


Foto 13: Pseudomorfo micáceo constituído por caolinita (It27)

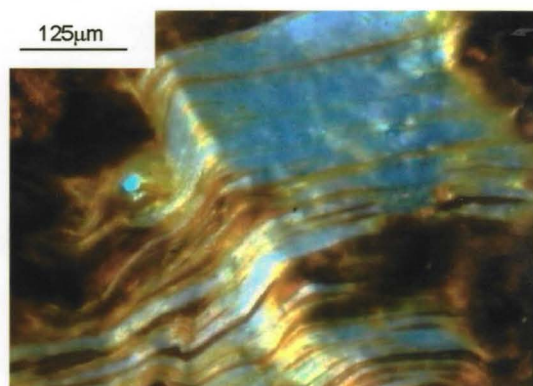


Foto 14: Pseudomorfo de caolinita com ferruginização ao longo dos planos de clivagem (It35)

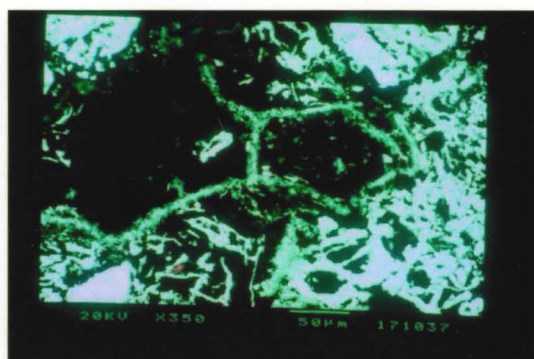


Foto 15: Parede de crandallita em meio a buracos (It18)

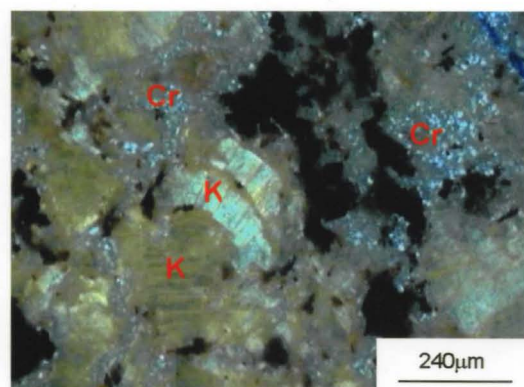


Foto 16: Cristaliplasma de crandallita-goyazita (Cr) em meio aos grãos de caolinita (K) (It34)

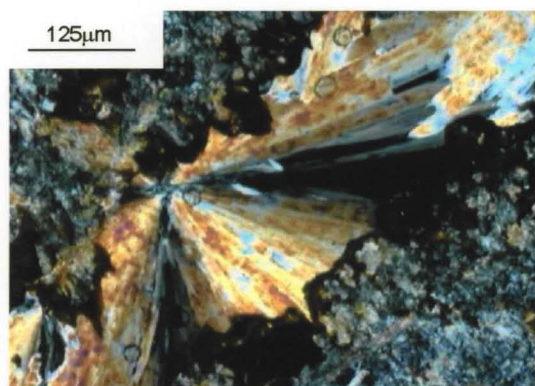


Foto 17: Fissura preenchida por wavellita de hábito fibro-radial (It31)

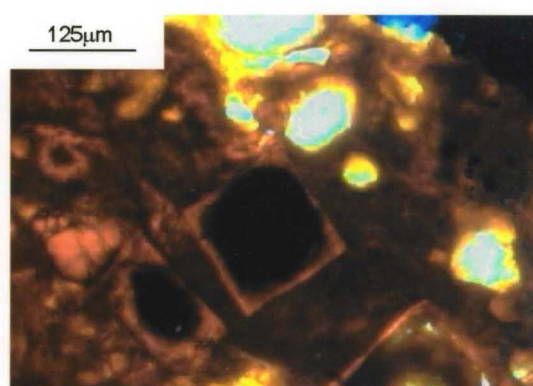


Foto 18: Pseudomorfos de minerais opacos, ferruginosos, com geometria original preservada e borda diferenciada (It23)

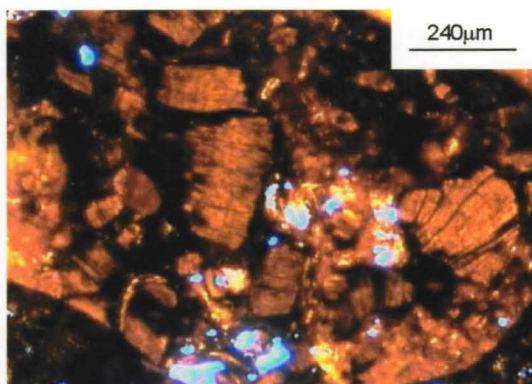


Foto 19: Pseudomorfos micáceos com lamelas rompidas e onduladas (It26)

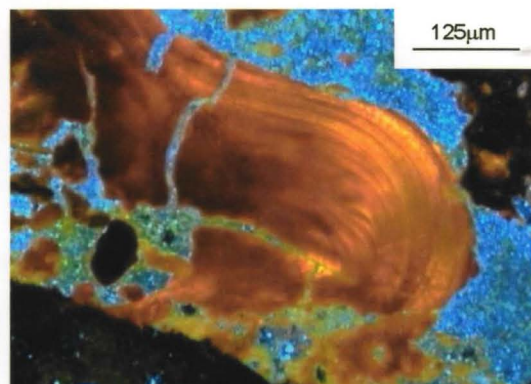


Foto 20: Plasma secundário com textura cutânica evidente, em meio ao cristaliplasma crandallítico (It26)

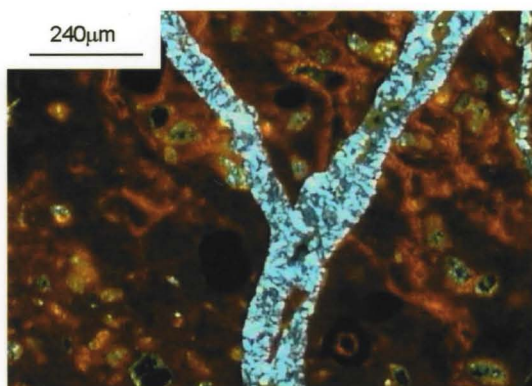


Foto 21: Crandallita-goyazita preenchendo fissuras (It23)

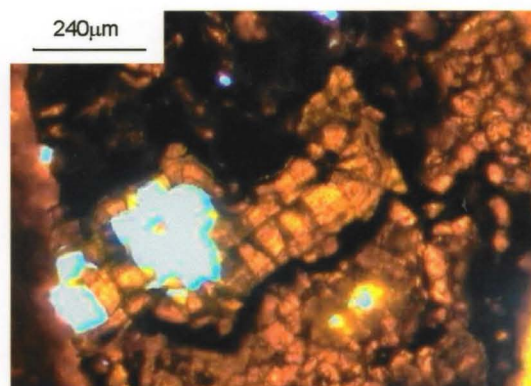


Foto 22: Goethita bem cristalizada (It23)

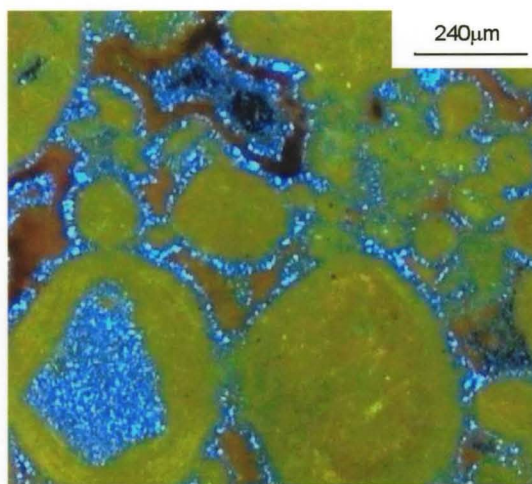


Foto 23: Oólitos envoltos ou preenchidos por crandallita-goyazita (It02)

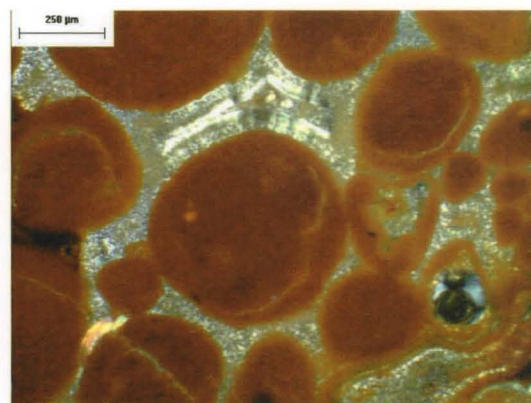


Foto 24: Oólitos envoltos por cristaliplasma de crandallita-goyazita (It46)

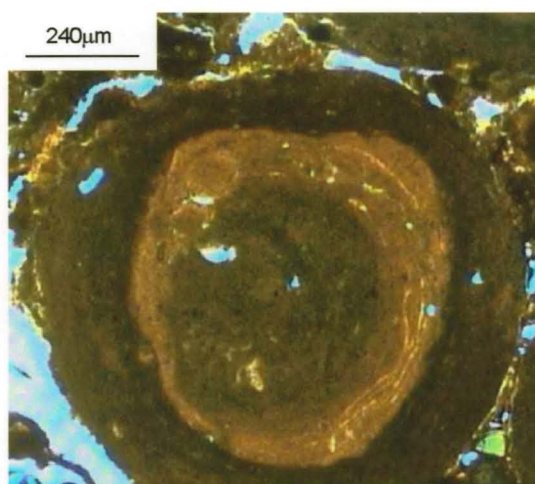


Foto 25: Oólito com estrutura zonada (A)

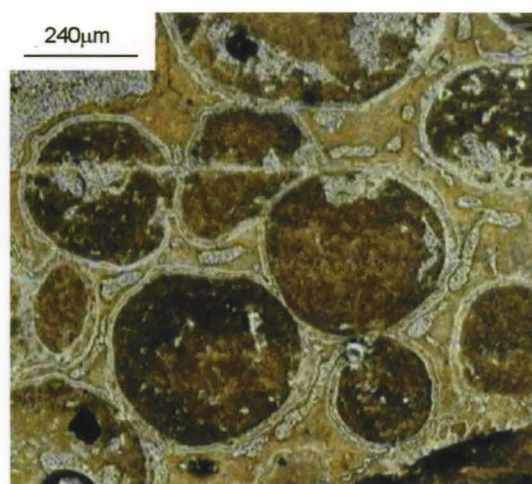


Foto 26: Oólitos sub-arredondados envolvidos por crandallita-goyazita (It07)

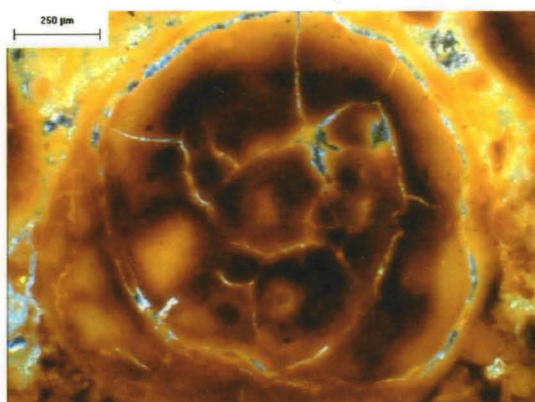


Foto 27: Oólito com septárias (It45)

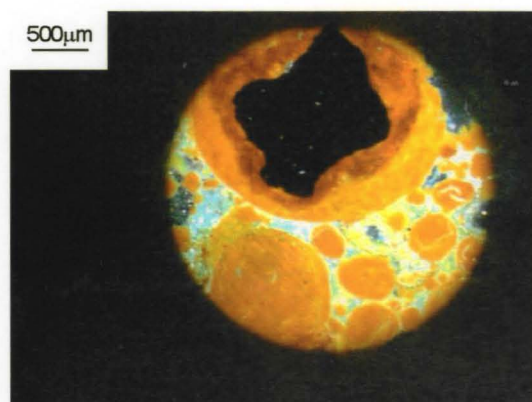


Foto 28: Opaco dentro de oólito. Percebe-se que a borda externa, laranja, é mais clara que a interna, vermelha (It46)

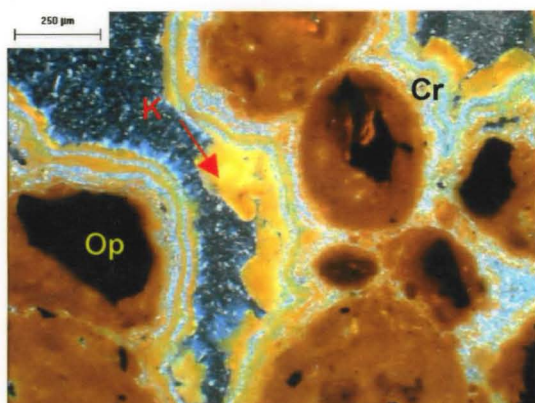


Foto 29: Oólitos com opacos (Op) em seu interior. Ao redor deles ocorre cristiplasma de crandallita-goyazita (Cr) e caolinita (K) com Fe (It16)

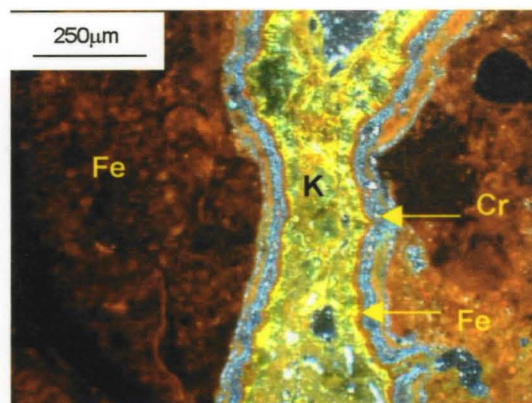


Foto 30: Fissura preenchida por caolinita com Fe com grãos de quartzo em seu interior. Nas bordas ocorre cristiplasma de crandallita-goyazita (Cr) (It17).

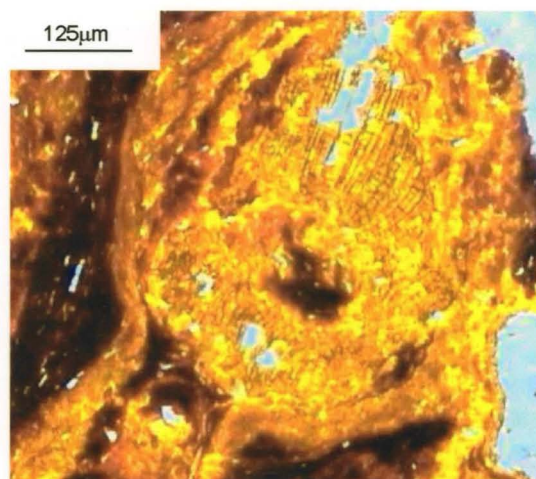


Foto 31: Goethita bem formada (It04)

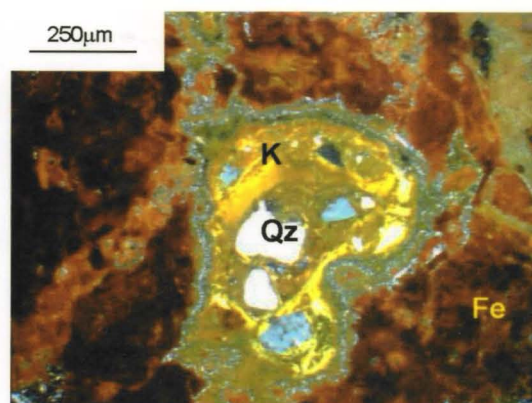


Foto 32: Grãos de quartzo envoltos por material caolinítico em meio ao plasma secundário ferruginoso (It17)

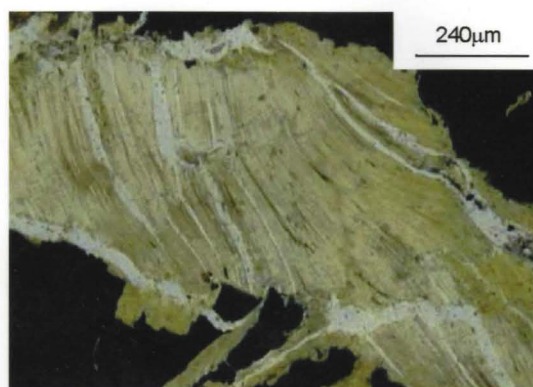


Foto 33: Fissuras preenchidas por minerais micáceos, com suas lamelas separadas e, levemente onduladas (It39)

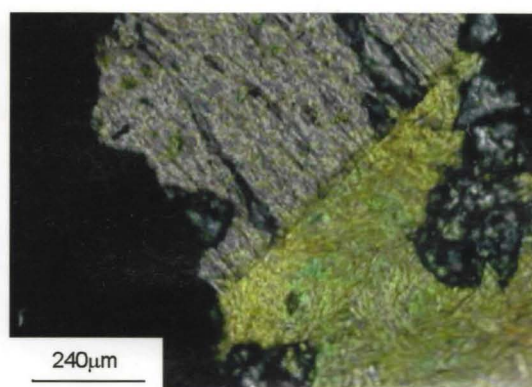


Foto 34: Fissura preenchida por mineral placóide ao lado de outro que se apresenta com hábito fibroso (It39)

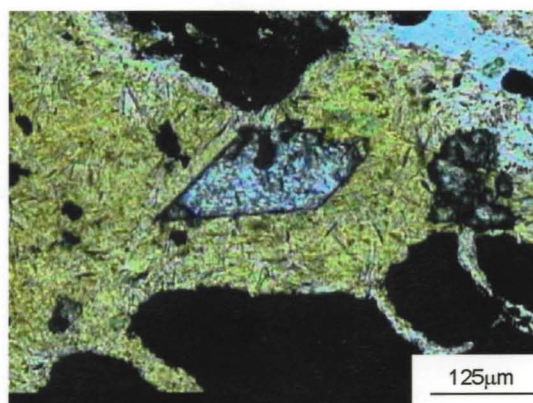


Foto 35: Perovskita com hábito octaédrico (It39)

ANEXO 2 (GLOSSÁRIO)

(ADAPTADO DE I JANE 1998)

Argiliplasma

O termo designa a fração de material coloidal do solo que consiste predominantemente de minerais argilosos. Na organização dos elementos do solo, o termo argiliplasma é complementar aos grãos de esqueleto

Cristaliplasma

O termo é usado para distinguir a porção do plasma cujos componentes exibem grãos com dimensão que permite sua distinção como unidades anisotrópicas separadas. O termo é geralmente usado em oposição ao termo argiliplasma.

Córtex

Este termo denota uma camada de qualquer substância cobrindo superfícies de grãos e agregados. Ele foi usado primeiramente para descrever filmes coloidais ao redor de grãos.

Cutã

Designa a modificação da textura, estrutura ou fábrica de superfícies naturais em materiais do solo, devido a concentração de seus constituintes particulares ou modificações in situ do plasma. Cutã pode ser composto por qualquer substância componente do solo.

Esqueleto

O termo esqueleto determina, relativamente, grãos e organismos minerais residuais estáveis, que geralmente correspondem à fração areia do solo. Os grãos de esqueleto são geralmente concentrados ou reorganizados em horizontes específicos, associado com argiliplasma coloidal acima da influência do processo pedológico.

Feição pedológica

Organizações do plasma diferenciadas do fundo matricial.

Fundo matricial

Porção de vazios + plasma + esqueleto.

Golfo de dissolução

Grão mineral com feições que indicam dissolução.

Matriz

O termo é usado em sedimentologia para indicar o material fino sin-sedimentar entre grãos de areia. Ele é usado em micromorfologia de solos para designar o material mais fino do solo.

Nódulo

Pequena massa ou substância mineral de formato irregular, geralmente arredondado, mas com reentrâncias, e com menos de 60 mm de diâmetro, apresentando normalmente um córtex.

Oólito

Corpo concrecionário esférico com diâmetro entre 0,5-2mm. Pode apresentar estrutura interna concêntrica e córtex.

Pisólito

Mesmo que oólito mas com diâmetro entre 2-6mm.

Plasma

Plasma é usado para designar qual parte do solo é capaz de mover-se, reorganizar-se e concentrar-se por processos de formação do solo. Ele é a parte ativa móvel do material do solo. O plasma inclui todo material, mineral ou orgânico, de dimensão coloidal e material relativamente solúvel que não é encontrado em grãos de esqueleto.

Plasma primário

Material que forma pseudomorfos.

Plasma secundário

Material que “não respeita” a forma original dos pseudomorfos.

Porfirosquélica

O conceito é baseado na relação do plasma com os grãos de esqueleto. O plasma ocorre como uma massa em que os grãos de esqueleto são colocados, de uma maneira que lembra fenocristais em uma rocha ígnea porfirítica.