UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**MINERALOGIA, MICROMORFOLOGIA E
DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DOS
MATERIAIS ALTERADOS DE UMA
TOPOSSEQUÊNCIA DA LAGOA CAMPESTRE,
COMPLEXO ALCALINO CARBONÁTICO
DE SALITRE II, MINAS GERAIS.**

Sueli Apati

Orientador: Prof. Dr. Joel B. Sígolo

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1997

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**MINERALOGIA, MICROMORFOLOGIA E
DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DOS
MATERIAIS ALTERADOS DE UMA
TOPOSSEQUÊNCIA DA LAGOA CAMPESTRE,
COMPLEXO ALCALINO CARBONÁTICO DE
SALITRE II, MINAS GERAIS**

SUELI APATI

Orientador: Prof. Dr. Joel Barbujani Sígolo

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Joel Barbujani Sígolo

Examinadores: Prof. Dr. Adolpho José Melfi

Prof. Dr. Carlos Clementi Cerri

SÃO PAULO

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004527

**MINERALOGIA, MICROMORFOLOGIA E
DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DOS
MATERIAIS ALTERADOS DE UMA
TOPOSSEQUÊNCIA DA LAGOA CAMPESTRE,
COMPLEXO ALCALINO CARBONÁTICO
DE SALITRE II, MINAS GERAIS.**

Sueli Apati

Orientador: Prof. Dr. Joel B. Sígolo

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1997

SUMÁRIO

Resumo.....	i
Abstract.....	ii
Agradecimentos.....	iv
Índice de figuras.....	v
Índice de tabelas.....	vi
Índice de fotos.....	vi
I. INTRODUÇÃO.....	1
II. OBJETIVO.....	2
III. LOCALIZAÇÃO E GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO	
III.1. LOCALIZAÇÃO.....	2
III.2. GEOLOGIA REGIONAL.....	2
III.3. GEOLOGIA DO COMPLEXO.....	5
IV. GEOMORFOLOGIA.....	8
V. CLIMA E VEGETAÇÃO	
V.1. CLIMA.....	8
V.2. VEGETAÇÃO.....	9
VII HISTÓRICO DAS PESQUISAS EM SALITRE	9
VII.METODOLOGIA DE TRABALHO	
VII.1. MATERIAIS.....	11
VII.2. TRABALHOS DE CAMPO.....	11
VII.3. TRABALHOS DE LABORATÓRIO.....	12
VII.3.1. Análise granulométrica.....	12
VII.3.2. Análises mineralógicas.....	15
a) <i>Difratometria de raios X da amostra total</i>	15
b) <i>Difratometria de raios X das frações argila e silte</i>	15
c) <i>Difratometria de raios X dos minerais pesados da fração areia</i>	15
d) <i>Observações em lupa binocular</i>	16
VII.3.3. Caracterização microscópica.....	16
VIII. RESULTADOS	
VIII.1.1 DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA DA TOPOSSEQUÊNCIA LCA.....	17
VIII.1.2.Comentários sobre a delimitação dos fácies.....	19
VIII.2. ANÁLISE GRANULOMÉTRICA	
VIII.2.1. Variações da classe textural.....	20
VIII.2.2. Variações nas frações granulométricas.....	20

VIII.2.3. Comentários sobre as análises granulométricas.....	31
VIII.3. MINERALOGIA	
VIII.3.1. Mineralogia global.....	35
VIII.3.2. Mineralogia da fração argila.....	40
VIII.3.3. Comentários sobre a mineralogia global e mineralogia da fração argila.....	42
VIII.3.4. Mineralogia da fração silte.....	42
VIII.3.5. Comentários sobre a mineralogia da fração argila e silte.....	42
VIII.3.6. Análise de minerais pesados da fração areia	
VIII.3.6.1. Identificação.....	43
VIII.3.6.2. Distribuição da fração pesada no furo LCA2.....	53
VIII.3.6.3. Exame a lupa binocular da fração areia grossa.....	56
VIII.3.7. Comentários sobre a mineralogia.....	58
VIII.4. ANÁLISE AO MICROSCÓPIO ÓTICO E MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA COM EDS	
VIII.4.1 Organização micromorfológica.....	60
VIII.4.2. Agregados da fração pesada: composição interna.....	66
VIII.4.3. Comentários sobre a micromorfologia.....	67
IX. HIPÓTESE PARA A EVOLUÇÃO DOS FÁCIES.....	73
X. CONCLUSÕES.....	76
XI. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	79
ANEXO A-.....	84
ANEXO B.....	93

RESUMO

O complexo de Salitre está localizado nas proximidades da cidade de Patrocínio, no Estado de Minas Gerais, Brasil. Os tipos litológicos associados o classificam como um complexo de natureza ultramáfico-alcalino-carbonatítica. Essa complexo é circundado fenitos resultantes de efeitos metassomáticos com as rochas quartzíticas encaixantes.

A feição geomorfológica do complexo é de um domo semicircular com uma bacia interior de drenagem que converge numa depressão. Essa depressão é denominada Lagoa Campestre.

Visando entender o processos de transporte dos materiais dentro desse sistema, foi desenvolvido dentro de um projeto temático, uma série de trabalhos na área. Dentre eles foi realizada uma série de toposseqüências nas vertentes ao redor da lagoa. Nesta dissertação são apresentados os estudos realizados em uma dessas vertentes.

A toposseqüência LCA foi realizada por meio de uma série sistemática de tradagens ao longo da porção que compreende desde a metade inferior até jusante, na borda SE da lagoa. Curvas isodiferenciais foram executadas com base no material obtido nas tradagens. Essas curvas evidenciaram uma sucessão de horizontes sobrepostos que permitiam subdividir a toposseqüência em três zonas. A montante, onde os horizontes são paralelos a superfície topográfica; na metade onde os horizontes são discordantes e se expressam em direção a jusante, e à jusante onde horizontes apresentavam ou características turfosas, ou com relíquias de turfás.

Análises granulométricas, mineralógicas e micromorfológicas foram conduzidas com o objetivo de detalhar essa seção, e tentar compreender sua evolução.

A paragênese principal é composta por minerais secundários: caolinita, gibbsita, anatósio alumino-fosfatos do grupo da crandallita (provável florencita) e o fosfato raddofânio. Além destes, é muito provável que haja uma importante contribuição da fase amorfa junto aos minerais secundários. Os minerais residuais são acessórios e se constituem por ilmenita, magnetita, perovskita, monazita e rutilo, e ainda zircão, calzirtita e badeleíta.

Os minerais secundários encontram-se distribuídos em todas as frações granulométricas, inclusive a fração areia, onde ocorrem na forma de agregados com ou sem minerais residuais.

As variações mineralógicas ao longo da toposseqüência é quase homogênea. As exceções são níveis profundos de montante onde a gibbsita não foi detectada.

As variações granulométricas permitiram verificar características eluviais no topo dos horizontes de superfície, e iluviais nos níveis mais profundos da toposseqüência.

Nos horizontes intermediários há evidências da ação dos dois processos. Isso é verificado principalmente com as análises micromorfológicas, que mostra uma organização plásmica que tende à redução de porosidade conforme aumenta a profundidade. Essa porosidade é reduzida por uma reorganização da assembléia que passa de granular a intertextica, e de intertextica a porfiroscúlica. Apesar disso, dentro da assembléia intertextica e granular são notadas concentrações plásmicas reliquiares que parecem ter se desenvolvido dentro de uma assembléia porfiroscúlica. Isso sugere a importância do aprofundamento da frente de alteração, colocando um antigo domínio iluvial em condições eluviais.

De posse dessas informações, sugeriu-se três estágios de evolução, sobre material de mesma origem, para esta vertente: no topo um estágio mais antigo, na metade um estágio intermediário e a jusante um estágio mais recente.

ABSTRACT

The Salitre complex is located near the Patrocínio city, in Minas Gerais State, Brazil. The litological types associated classify it like an ultramafic-alkaline-carbonatitic complex. This complex is surrounded by fenites which resulted from a metassomatic event with the schistites and quartzites wall rocks.

The geomorphogical shape of this complex is a semicircular dome with a interior drainage basin that converges in a depression. This depression is named Lagoa Campestre.

To understand the process of the materials transported into this system, it was developed in a tematical project, a sistematic work in the area. Among these, it was carried out many topossequences in the slopes around the lake. This work presents the results obtained from the study of one of these slopes.

The LCA topossequence was made with a sistematical series of boring along the portion that comprise from the inferior middle to downslope, in the SE edge of the lake. Isodifferentiation curves was done based on the material from the boring. These curves clearly showed a succession of superimposed soil horizons that permitted to divide the topossequence in three zones. At the top of the topossequence the horizons were parallels to the topographic surface; at the middle the horizons were discordant and thickened itself to the downslope; and at the downslope the horizons have peats features or reliquial peats.

Granulometrical, mineralogical and micromorfological analyses was made for the purpose of detail these sections and try to understand it.

The principal paragenesis is composed by secondary minerals: kaolinite, gibbsite, anatase, aluminous phosphates from the crandallite group (mainly florencite) and the rhabdophane phosphate. Additionally, it is probable the contribution from one amorph phase near the secondary minerals. The residual minerals are accessory and composed by ilmenite, magnetite, perovskite, monazite and rutile, zircon calzirtite and badelleite.

The secondary minerals are distributed in all the granulometric fractions, including the sand fraction, where they occur as in aggregates, with or without residual minerals.

The mineralogical variation only occurs in the deeper levels of the upslope where gibbsite was not found.

The granulometrical variations permit to verify eluvial features at the top of the superficial horizons, so that the iluvial level was deeper in the topossequence.

The intermediate horizons were submitted to the effect of two processes. It's verified mainly by the micromorphological analyses that show a finest fraction in aggregates form tending to reduce the porosity as the depth increases. This porosity is reduced by the assemblages that change from granular to intertextic, and from intertextic to porphyroclastic. This suggests the importance from the deeper of the alteration front, placing an ancient iluvial environment to eluvial conditions.

According to these data, we suggest that exist three stages of evolution over the same original material in this slope: one ancient in the top of the topossequence; one intermediate stage in the middle; and a recent stage in the downslope.

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Joel B. Sígolo, cuja orientação foi essencial ao desenvolvimento deste trabalho.

Ao Sr. Helder Ribeiro Sampaio, técnico do NUPEGEL, cuja experiência profissional proporcionou grande ajuda nas análises ao MEV.

À Sra. Rosana Astolfo, técnica do NUPEGEL, pelas análises por DRX.

Ao Sr. Flávio M. de Souza Carvalho, técnico, do Instituto de Geociências, pela dedicação na realização de algumas análises por DRX, na interpretação e discussão resultados e principalmente pelas valiosas informações a respeito da técnica.

Ao geólogo Sr. Luiz G.P. Teixeira pelo auxílio na interpretação das análises por DRX.

Ao Dr. René Boulet pelas sugestões na elaboração de alguns desenhos.

À Dr^a. Sônia Maria Barros de Oliveira pelas sugestões na interpretação da DRX.

À Dr^a. Maria Cristina M. de Toledo pelas sugestões em micromorfologia.

À Sr^a Rosely Imbernon pelo apoio e ajuda na redação deste trabalho, e de outros também.

À Dr^a Rosa M. Bello, cujo exemplo de pessoa e pesquisadora, em muito contribuiu ao meu amadurecimento.

À todos os funcionários, alunos e professores do IG-USP e NUPEGEL, pela amizade e convivência, sem as quais a elaboração deste trabalho seria muito árdua.

À Sra. Emília Zampolli do Prado, minha avó, e ao Sr. Artur V. Pessoa, meu esposo, pelo apoio e compreensão durante a realização deste trabalho.

E finalmente a finalização desta dissertação não seria possível sem a cooperação de diferentes pessoas, em especial do Prof. Dr. A. J. Melfi, coordenador projeto temático: "Transferências geoquímicas entre ambientes de alteração intempérica e de sedimentação: estudo do complexo alcalino-carbonatítico de Salitre I (MG)", FAPESP processo nº 91/3518-0.

ÍNDICE DAS FIGURAS

FIGURA 1. LOCALIZAÇÃO E MAPA GEOLÓGICO DO COMPLEXO DE SALITRE	3
FIGURA 2 PLANTA DA LAGOA CAMPESTRE	4
FIGURA 3. DIAGRAMA DE DISTRIBUIÇÃO DOS FÁCIES NA TOPOSSEQUÊNCIA LCA	13
FIGURA 4 DIAGRAMAS TRIANGULARES DAS VARIAÇÕES NA CLASSE TEXTURAL	21
FIGURA 5 DISTRIBUIÇÃO DAS CLASSES GRANULOMÉTRICAS COM A PROFUNDIDADE	22
FIGURA 6 DIAGRAMAS DE VARIAÇÕES DA FRAÇÃO ARGILA	24
FIGURA 7. DIAGRAMAS DE VARIAÇÕES DA FRAÇÃO SILTE FINO	27
FIGURA 8 DIAGRAMAS DE VARIAÇÕES DA FRAÇÃO SILTE GROSSO	29
FIGURA 9 DIAGRAMAS DE VARIAÇÕES DA FRAÇÃO AREIA FINA	30
FIGURA 10 DIAGRAMAS DE VARIAÇÕES DA FRAÇÃO AREIA GROSSA	32
FIGURA 11 VARIAÇÕES DA MINERALOGIA	38-39
FIGURA 12 DRX DA FRAÇÃO ARGILA MOSTRANDO FLORENCITA	41
FIGURA 13 DRX DA FRAÇÃO ARGILA MOSTRANDO RABDOFÂNIO	41
FIGURA 14 DRX DE AGREGADOS DE OXI-HIDRÓXIDOS DE FE	44
FIGURA 15 ESPECTROS EDS DE AGREGADOS DE OXI-HIDRÓXIDOS DE FE	44
FIGURA 16 DRX DE AGREGADOS POLIMINERÁLICOS OCRE	46
FIGURA 17 ESPECTROS EDS DE AGREGADOS POLIMINERÁLICOS OCRE	46
FIGURA 18 DRX DE AGREGADOS ILMENÍTICOS	47
FIGURA 19 ESPECTROS EDS DE AGREGADOS ILMENÍTICOS	47
FIGURA 20 DRX DE AGREGADOS DE ÓXIDOS DE TI	49
FIGURA 21 ESPECTROS EDS DE AGREGADOS DE ÓXIDOS DE TI	49
FIGURA 22. DRX DE AGREGADOS DE PEROVSKITA-ILMENTITA-MAGNETITA-MONAZITA	51
FIGURA 23 ESPECTROS EDS DE CALZIRTITA(?)	51
FIGURA 24 ESPECTROS EDS DE MATERIAL DE MORFOLOGIA EM “PETALAS”	51
FIGURA 25 HISTOGRAMA DE DISTRIBUIÇÃO DOS AGREGADOS DA FRAÇÃO AREIA	56
FIGURA 26 VARIAÇÕES NA ESTIMATIVA DE ABUNDÂNCIA DE AGREGADOS ARGILOSOS, QUARTZO E AGREGADOS PESADOS DA FRAÇÃO AREIA GROSSA	57
FIGURA 27 VARIAÇÕES NA ESTIMATIVA DE ABUNDÂNCIA RELATIVA DAS VARIEDADES PESADAS DA FRAÇÃO AREIA GROSSA	57
FIGURA 28. ESQUEMA DA FOTO 15 E ESPECTROS EDS DO PLASMA	85
FIGURA 29 ESQUEMA DA FOTO 17 E ESPECTROS EDS DE GLÉBULA FERRUGINOSA	86
FIGURA 30 ESQUEMA DA FOTO 18 E ESPECTROS EDS DE AGREGADOS DE ÓXIDOS DE TI	87
FIGURA 31 ESQUEMA DA FOTO 20 E ESPECTROS EDS DE AGREGADOS ILMENÍTICOS	88
FIGURA 32 ESQUEMA DA FOTO 21 E ESPECTROS EDS DE GLÉBULA CAOLÍNICA	89
FIGURA 33 ESQUEMA DA FOTO 22 E ESPECTROS DA PEROVSKITA	90
FIGURA 34 ESQUEMA DA FOTO 24 E ESPECTROS AGREGADOS DE OXIDOS DE TI	91
FIGURA 35 ESQUEMA DA FOTO 25 E ESPECTROS DO PLASMA ESVERDEADO	92
FIGURA 36. PROPOSTA ESQUEMÁTICA DE EVOLUÇÃO DOS FÁCIES DA TOPOSSEQUÊNCIA LCA	75

ÍNDICE DAS TABELAS E FLUXOGRAMAS

FLUXOGRAMA I ROTEIRO ESQUEMÁTICO DOS TRABALHOS DE LABORATÓRIO	14
TABELA I. ASSOCIAÇÕES MINERALÓGICAS EM AGREGADOS DA FRAÇÃO AREIA	52
TABELA II COMPOSIÇÃO GLOBAL DA FRAÇÃO AREIA.	54

ÍNDICE DAS FOTOS

FOTO 1. LUPA BINOCULAR: AGREGADOS DE OXI-HIDRÓXIDOS DE FE	44
FOTO 2. MEV: "BOXWORK" EM AGREGADOS DE OXI-HIDRÓXIDOS DE FE	44
FOTO 3. MEV: OXI-HIDRÓXIDOS DE FE PERPENDICULARES A UM VAZIO.	44
FOTO 4. LUPA BINOCULAR: AGREGADOS POLIMINERÁLICOS OCRE (APO)	46
FOTO 5. LUPA BINOCULAR: AGREGADOS ILMENÍTICOS (AIL)	48
FOTO 6. MEV: ILMENITA DE HÁBITO LAMELAR	48
FOTO 7 MEV: ILMENITA DE HÁBITO HEXAGONAL	48
FOTO 8 MEV: ILMENITA CORROÍDA	48
FOTO 9 LUPA BINOCULAR: AGREGADOS DE ÓXIDOS DE TI	49
FOTO 10. MEV: ANATÁSIO (?) NA SUPERFÍCIE DE AGREGADOS DE ÓXIDOS DE TI	49
FOTO 11. LUPA BINOCULAR: AGREGADOS PEROVSKITA-ILMENITA-MAGNETITA-MONAZITA	51
FOTO 12. LUPA BINOCULAR: PEROVSKITA	51
FOTO 13. MEV: CALZIRTTA (?)	51
FOTO 14 MEV: MATERIAL EM FORMA DE "PÉTALAS"	51
FOTO 15 E 16. PLASMA DE ASSEMBLÉIA GRANULAR A INTERTEXTICA	85
FOTO 17. GLÉBULA FERRUGINOSA	86
FOTO 18 E 19. QUARTZO, AGREGADOS POLIMINERÁLICOS OCRE E AGREGADOS DE ÓXIDOS DE TI EM PLASMA DE ASSEMBLÉIA PORFIROSQUÉLICA	87
FOTO 20. AGREGADO ILMENÍTICO	88
FOTO 21. GLÉBULA CAOLÍNÍTICA	89
FOTO 22 E 23 PEROVSKITA	90
FOTO 24 AGREGADOS DE ÓXIDOS DE TI	91
FOTO 25 AGREGADO DE ÓXIDOS DE TI DE TEXTURA ZONADA	91
FOTO 26 AGREGADO DE ÓXIDOS DE TI DE TEXTURA ZONADA FERRUGINOSA	91
FOTO 27. CONCENTRAÇÃO PLÁSMICA ESVERDEADA	92

ÍNDICE DAS PRANCHAS

PRANCHA 1 (PLASMA	85
PRANCHA 2 (GLÉBULA FERRUGINOSA)	86
PRANCHA 3 (QUARTZO, AGREGADO DE ÓXIDO DE TI E AGREGADO POLIMINERÁLICO OCRE)	87
PRANCHA 4 (AGREGADO ILMENÍTICO)	88
PRANCHA 5 (GLÉBULA CAOLÍNÍTICA)	89
PRANCHA 6 (PEROVSKITA)	90
PRANCHA 7 (AGREGADO DE OXIDO DE TI)	91
PRANCHA 8 (PLASMA ESVERDEADO)	92

I. INTRODUÇÃO

Trabalhos recentes focalizando a ação de mecanismos de alteração supérgena sobre rochas associadas a complexos carbonatíticos brasileiros tem sido apresentado por alguns autores (LEMOS, 1990; ALCOVER NETO, 1991; IMBERNON, 1993). De um modo geral nesses complexos, a composição da rocha carbonatítica (mais de 50% do volume constituída por carbonatos) e suas relações genéticas com as encaixantes formando veios e diques, favorecem a ação dos mecanismos de alteração intempérica tanto sobre a rocha carbonatítica, quanto sobre as rochas associadas (piroxenitos, dunitos, glimeritos, sienitos, nefelina sienitos, peridotitos etc.) e encaixantes.

Os complexo ultramáfico-alcalino-carbonatítico de Salitre, é classificado por ULBRICH e GOMES, (1981) como pertencente à província do Alto Paranaíba. Segundo BARBOSA et al. (1970), ULBRICH e GOMES (1981) e RODRIGUES e SANTOS LIMA (1984) é uma intrusão encaixada em rochas quartzíticas e xistosas. As rochas encaixantes sofreram arqueamento em função da intrusão do magma alcalino enquanto o efeito metassomático de contato levou a formação de uma auréola de fenitização nas bordas do complexo. A maior resistência dessas rochas fenitizadas aos processos intempéricos sustentam o relevo, resultando na feição geomorfológica atual em forma de domo semi-circular, com uma depressão central e drenagem condicionada segundo padrão anelo-radial.

No caso de Salitre o interior do complexo é formado por elevações pouco salientes. Próximo a borda leste ocorre uma depressão de características pantanosas, denominada "Lagoa Campestre" em cujas bordas a presença de couraças ferruginosas é freqüente. De geometria semi-circular, essa lagoa representa o meio de receptação da drenagem da área, e a nascente do córrego Bebedouro de Salitre, a única saída superficial da drenagem no complexo.

A atual lagoa constitui-se no principal ambiente deposicional dos produtos da alteração intempérica das rochas das bordas. Acredita-se, portanto, que todo o material depositado na lagoa seja fruto do transporte ao longo do tempo desses materiais. Em função deste aspecto, elegeu-se este setor para uma série de trabalhos envolvendo vários pesquisadores de diversas áreas de atuação, trabalhos que foram incluídos dentro de um projeto temático de estudo das transferências geoquímicas entre ambientes expostos a alteração intempérica e sedimentação.

Nas bordas dessa lagoa foram executadas várias topossequências por meio de tradagens. Nesta dissertação foi selecionada uma dessas topossequências, correspondente à vertente SE, que foi denominada de topossequência LCA. O motivo da escolha foi inicialmente a aparente ausência de couraça, indicada pela forma arredondada da encosta e confirmada pela não observância da mesma quando da tradagem. Outro aspecto que contribuiu para a escolha foi o fato de terem sido realizadas na mesma vertente, a coleta de amostras para análise e datação isotópica de carbono em carvões soterrados e em matéria orgânica (BOULET et. al. 1995, PESSENDA et. al. 1994). Os resultados negando a ocorrência de coluviamento questionavam a hipótese de soterramento dos carvões por este processo, reforçando a idéia de uma caracterização mais detalhada dessa vertente.

II. OBJETIVO

Este trabalho envolve a caracterização mineralógica e granulométrica de uma vertente desenvolvida na borda de uma depressão central ao complexo alcalino-carbonatítico de Salitre. Com a caracterização mineralógica, granulométrica, e a organização do material desde a escala macroscópica, até ultramicroscópica, pretende-se ter conhecimento de algumas variantes ligadas à evolução dessa vertente.

III. LOCALIZAÇÃO E GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

III.1. LOCALIZAÇÃO

O complexo alcalino-carbonatítico de Salitre está situado nas proximidades da cidade de Patrocínio a NNE de Araxá, Minas Gerais, na região do Alto Paranaíba. As coordenadas geográficas são 19°00'S e 46°45' W (fig.1), segundo mapeamento realizado por BARBOSA et al.(1970). Próximo à borda Leste ocorre uma depressão de características pantanosas, denominada Lagoa Campestre. O sítio de estudo está localizado na borda sudeste dessa depressão (fig. 2)

III.2.GEOLOGIA REGIONAL:

Segundo BARBOSA et al.(1970) , GUIMARÃES e GROSSI SAD (1966) e GROSSI SAD et al. (1971) na região ocorrem duas seqüências metassedimentares: as séries Canastra e Bambuí. A série Bambuí, que na região apresenta metamorfismo regional quase nulo, mostra-se afetada por metamorfismo de contato de alto grau na área onde ocorrem as intrusões alcalino-carbonatíticas. Segundo os mesmos autores, essa série aparece de maneira alternada com mudança de fácies entre arenitos, siltitos e folhelhos. Na área onde está intruso o

Figura 1. Localização e mapa geológico esquemático dos complexos de Salitre e Serra Negra (simplificado de BARBOSA et. al. (1970)). Em destaque Complexo de Salitre I, em cujo centro situa-se a **LAGOA CAMPESTRE**.

Figura 2. Planta da bacia da LAGOA CAMPESTRE com localização das seções topográficas, topossequências e poços efetuados. Em destaque a **topossequência LCA**.

complexo de Salitre, GROSSI SAD et al. (1971) subdividiu a série Bambuí em duas formações: formação III e formação IV. A formação III exibe como membros predominantes da base para o topo: ortoquartzitos, folhelhos argilosos e folhelhos siltíticos. A base da formação está em contato com a intrusiva, que a assimilou parcialmente e a metamorfoisou. A formação IV está distante cerca de 600m do contato com a intrusiva e é menos afetada pelo metamorfismo de contato. É composta por ortoquartzitos na base e folhelhos argilosos e siltíticos no topo.

III.3. GEOLOGIA DO COMPLEXO

As três estruturas distintas em forma de domo que formam o complexo alcalino-carbonatítico de Serra Negra, Salitre I e Salitre II são intrusões ígneas de idade entre 82,5+-5,6 m.a. e 94,5+-1,6 m.a. segundo SONOKI E GARDA (1988). A ação intempérica, mais intensa ocorre no interior do domo de Salitre. Suas bordas silicificadas e fenitizadas, permitiram o desenvolvimento de uma bacia interior de drenagem coberta com solo residual derivado do intemperismo sobre a porção ígnea. Nesse manto de intemperismo há uma considerável contribuição de quartzo e argila, provavelmente procedente das rochas metassedimentares da borda.

Os principais estudos petrográficos sobre as rochas do complexo de Salitre foram descritos por GROSSI SAD et al. (1971) a partir de amostragem realizada na área do córrego Bebedouro do Salitre. Os principais tipos petrográficos são, segundo GROSSI SAD et al. (1971): micaperidotitos, piroxenitos, e carbonatitos ocorrendo ainda: dunitos, glimeritos e rochas sieníticas. Essas variedades possuem as seguintes composições minerais:

Peridotito: segundo GROSSI SAD et al. (1971) apresenta a maior distribuição na área. É constituído por: olivina (69% de composição modal), diopsídio (12,5%), flogopita (14,2%), magnetita-ilmenita (2,5%) e acessórios: apatita, perovskita e calcita (1,8%). O peridotito pode se apresentar substituído por material silicoso formado de calcedônia e algum quartzo. Eventualmente aparece carbonatito na forma de diques e veios cortando o peridotito.

Piroxenito: a segunda maior distribuição na área, constitui-se de flogopita, perovskita, apatita, e magnetita perfazendo cerca de 20 a 40% de composição modal da rocha. O restante é constituído por diopsídio, diopsídio-augita e acessórios como titanita, sulfetos e soda-anfibólio. Podem ocorrer zonas com calcita e/ou apatita. Outros tipos de piroxenitos são de comum ocorrência: piroxenitos de composição variável contendo diopsídio, diopsídio augita,

flogopita, biotita, perovskita, calcita, magnetita, apatita, e titanita, além dos tipos: bebedourito (TROGÈR, 1928; GROSSI SAD et al., 1971) e salitrito (TROGÈR 1928).

Carbonatito: ocorre na porção sul do complexo na forma de veios e diques de pequena expressão cortando os peridotitos e piroxenitos. Na porção Leste onde ocorre a depressão denominada de Lagoa Campestre, GROSSI SAD et al. (1971) a partir de um único furo de sondagem realizado pelo DNPM, admitiu a hipótese de que toda a área compreende um corpo de carbonatito intrusivo em piroxenitos. Ainda segundo o mesmo autor, algumas amostras de carbonatito são compostas essencialmente de calcita. Como acessórios ocorrem apatita, magnetita-ilmenita, sulfetos, olivina e flogopita. Em quantidades subordinadas ocorrem clinohumita, clorita e raro quartzo. São identificadas ainda zonas silicificadas no carbonatito, onde a rocha se torna dura e fraturada com sílica na forma de calcedônia e quartzo.

Dunitos: os minerais essenciais são, em ordem decrescente de abundância: olivina forsterítica, perovskita, opacos, flogopita, titanita e apatita. Às vezes ocorrem piroxênio e melanita, assim como material serpentizado.

Glimeritos: são essencialmente constituídos por flogopita e quantidades variáveis de olivina e piroxênio além de acessórios como opacos, perovskita, titanita e apatita.

Sienitos: são compostos essencialmente por feldspatos potássicos pertíticos e piroxênios (aegirina e aegirina-augita) e como acessórios: titanita, biotita, apatita, zircão e magnetita.

Os tipos de fenitos de Salitre são, em linhas gerais, originados por alteração alcalina metassomática não remobilizada dos sedimentos Bambuí, de peridotitos e de piroxenitos. Esses fenitos se apresentam como:

1. Ortoquartzitos parcialmente feldspatizados do anel interno (formação III). A feldspatização afeta irregularmente os ortoquartzitos devido aos efeitos da zona de choque termodinâmico, fazendo com que estes se apresentem cisalhados, brechados e fraturados. Algum soda-ortoclásio pode ocorrer incluso na rocha quartzítica acompanhando o acamamento.

2. Aplosienito e lusitanito resultante da transformação do anel interno de ortoquartzitos e parte dos folhelhos siltíticos e argilosos da formação III. Os principais feldspatos são o soda-ortoclásio e anortoclásio. Ocorrem grãos de quartzo inclusos nos feldspatos. O máfico principal é a aegirina-augita ou aegirina e como acessórios ocorrem: titanita, fersmanita, apatita e magnetita.

O manto de alteração sobre as rochas do complexo de Salitre é muito espesso (às vezes chegando a 100m de profundidade) e até o presente momento nenhum estudo detalhado do perfil de alteração foi realizado. Algumas sondagens realizadas pelo DNPM a poucos metros de profundidade revelaram a presença de algumas estruturas preservadas dos fenitos feldspáticos que compõem o anel interno aos arenitos. Os solos resultantes da meteorização das rochas do complexo, de acordo com GROSSI SAD et al. (1971) são constituídos por grãos angulares e arredondados de magnetita-ilmenita, goethita, perovskita, anatásio, "leucoxênio" (uma mistura de óxidos de Ti criptocristalinos), apatita, barita, pirocloro, rutilo, caulinita, titanita e quartzo imerso em matriz argilosa contendo finas plaquetas de vermiculitas.

Análises químicas de Nb e Ta dos solos de Salitre (FUJINUKI 1989) fornecem resultados que mostram baixa quantidade desses elementos quando comparado aos solos do complexo de Catalão. Os teores em Th e U também não são muito grandes nos materiais superficiais do manto de alteração em Salitre, de acordo com resultados de levantamento radiométrico (SOUZA FILHO 1974).

MARIANO MARCHETTO(1991) relatam acumulação relativa de magnetita ilmenita residual e altas quantidades de anatásio associado a Nb, Sr e ETR nos solos residuais de Salitre. Utilizando como traçadores os ETR, os mesmos autores evidenciam que grande parte do anatásio é produto de alteração da perovskita, cuja descalcificação, além de acumular titânio, ainda foi importante para um enriquecimento em ETR. Segundo os mesmos autores o complexo de Salitre se constitui numa das maiores reservas de anatásio supérgeno do mundo.

Alguns estudos mineralógicos e geoquímicos realizados sobre os sedimentos da Lagoa Campestre, depressão interior ao complexo de Salitre encontram-se em SOUBIÉS et al.(1991a). Esse trabalho relata a ocorrência de um mineral silico-fosfato-titanífero raro, que talvez constitua uma nova espécie mineral, neoformado provavelmente a partir da importação do titânio dos solos circundantes à lagoa. Esse mineral é acompanhado por minerais primários e secundários herdados das coberturas pedológicas vizinhas como perovskita, anatásio, ilmenita, magnetita, fosfatos etc., além de calzirtita, mineral raro em carbonatitos.

A importância da atividade biológica no processo de pedogênese sobre os solos de Salitre encontra-se em BOULET et al.(1995). Este estudo baseia-se em datação radiocarbônica de carvões soterrados e humina do solo. Realizado em três pontos de uma vertente, este estudo mostrou que carvões originados por incêndios da vegetação, estão

presentes até profundidades de 2 metros correspondendo a idade desde 9000 anos até os últimos 100 anos. Os três pontos amostrados, topo, metade superior e metade da vertente, não apresentam diferente relação entre idade e profundidade, sendo assim, o soterramento dos carvões não poderia ser devido a deslocamento de coluviões, o que iria misturar as idades dos carvões. A hipótese levantada foi então o soterramento pela atividade da mesofauna, formigas e térmitas, que devem ter uma importante participação na organização dos constituintes do solo, pelo menos nos horizontes acima do nível de base superior.

IV.GEOMORFOLOGIA

Os complexos de Salitre e Serra Negra formam a maior expressão topográfica da região, que em geral não apresenta relevo muito acidentado.

O Complexo de Salitre possui arquitetura dômica circundada por um anel quartzítico formando encostas bem definidas. No interior da estrutura o relevo acidentado pode atingir até 1283m (LEDRU 1993), com formas típicas de erosão e exibindo raros afloramentos de rocha fresca.

A parte norte do interior do domo é coberta por solo laterítico onde muitas vezes ocorre a presença de couraça. Uma grande depressão formada no centro, próximo a borda NE do complexo, recepta as águas de drenagem dos diversos córregos anônimos. Essa depressão denominada Lagoa Campestre representa a nascente do córrego Bebedouro do Salitre que é um afluente do Rio Salitre, que por sua vez deságua no Rio Quebra Anzol. A drenagem na região onde o complexo está incluso é anulo radial, passando a dendrítica nas regiões circunvizinhas.

V.CLIMA E VEGETAÇÃO

V.1. CLIMA

O clima predominante na região é tropical subquente semi-úmido com 4 meses secos (IBGE, 1977), com temperatura média anual de 20°C. A temperatura máxima de 36°C é alcançada nos meses de outubro, novembro ou dezembro e a temperatura mínima às vezes chega próxima a 0°C nos meses de junho ou julho. A precipitação média anual é de 1700mm, com chuvas concentradas nos meses de dezembro a fevereiro e seca nos meses de maio a agosto.

V.2. VEGETAÇÃO

A cobertura vegetal apresenta fisionomia de cerrado, apesar de muito perturbada por ação antrópica. Matas estacionais semi-decíduas, de pequena extensão são encontradas em fragmentos isolados. Matas ciliares bastante reduzidas estão presentes ao longo do Ribeirão do Salitre e vegetação de campo úmido são encontrados cobrindo os solos hidromórficos da lagoa.

VI. HISTÓRICO DAS PEQUISAS EM SALITRE

Os primeiros dados sobre o complexo de Salitre levantados por ANDRADE JR (1925) e GUIMARÃES (1925) visavam determinar a origem dos elementos contidos nas famosas águas minerais dos complexos de Tapira (Antas), Araxá (Barreiro), Salitre e Serra Negra. O alinhamento dos complexos já era admitido e vários tipos petrográficos foram descritos. TROGËR (1928) determinou duas variedades de rochas jacupiranguíticas denominadas de bebedourito e salitrito.

Em 1953-1954 a PROSPEC S.A., ao executar um reconhecimento aeroradiométrico, registrou uma anomalia em Salitre, análoga aos domos de Barreiro (Araxá), Tapira e Serra Negra (LEONARDOS 1956). GUIMARÃES e GROSSI SAD (1966), a partir de dados preliminares coletados em duas viagens ao local, descreveram a geologia regional e petrografia do complexo de Salitre, além da primeira datação, através do método da dispersão da birrefringência do piroxênio, que levou a uma idade de 183,1 m.a. para o bebedourito de Salitre. Um pouco mais tarde HASUY e CORDANI (1968) chegaram a 82,7 $\pm$ 4,2 m.a. e 78,7 $\pm$ 4,0 m.a. para a intrusão através do método K/Ar na biotita do bebedourito. Pouco depois BARBOSA et al. (1970) realizaram o mapeamento da região do Triângulo Mineiro, com várias considerações a respeito da geologia regional e dos complexos alcalino-carbonatíticos ali situados incluindo as rochas encaixantes.

Um trabalho detalhado de pesquisa incluindo a avaliação de reservas de Ti, foi realizado no complexo de Salitre pelo DNPM (GROSSI SAD et al., 1971). Também o Departamento de Exploração Mineral da CENEN desenvolveu um trabalho de prospecção no complexo, desta vez uma avaliação das reservas de Urânio e Tório. Embora a pesquisa tenha resultado num quadro negativo quanto a exploração econômica, trouxe informações importantes sobre a geologia e petrografia das rochas do complexo. (SOUZA FILHO 1974).

ULBRICH e GOMES(1981) reunindo dados petrográficos, cronológicos e argumentos regionais de várias ocorrências de rochas alcalinas no Brasil, classificaram o complexo de Salitre dentro da província ultramáfico-alcalino-carbonatítica do cinturão alcalino Minas Gerais-Goiás. São características dessa província a ocorrência de pico na atividade magmática por volta de 80 m.a. e petrografia dos complexos classificada como tipo III, constituída por associação máfica-ultramáfica, alcalina a peralcalina com glimeritos, dunitos, peridotitos e piroxenitos como rochas dominantes.

Menções ao complexo são feitas por RODRIGUES e LIMA (1984) quando publicam dados reunidos pela CBMM sobre a geologia dos complexos carbonatíticos do Brasil, e por WOOLLEY (1987) quando faz um levantamento dos complexos carbonatíticos mundiais.

Em 1988, SONOKI e GARDA revisaram as idades dos complexos alcalinos pelo método K/Ar para as novas constantes de decaimento radioativo e encontraram uma idade de 82,5+-5,6 a 86,3+-5,7 m.a. para o bebedourito e de 87,9+-1,2 a 94,5+-1,6 m.a. para o fonolito de Salitre. GOMES et al. (1990) efetuaram uma revisão ao trabalho de ULBRICH e GOMES (1981) subdividindo os carbonatitos de idade mesozóica em três tipos de acordo com a principal rocha silicática associada, a presença e a forma do material carbonatítico. O complexo de Salitre foi então incluído no grupo dos complexos plutônicos com dunitos, peridotitos e piroxenitos como principal rocha associada.

MARIANO e MARCHETTO (1991) apresentaram a descrição do complexo num estudo sobre a mineralogia e geoquímica dos ETR no material intemperizado. SOUBIÉS et al.(1991a) apresentaram os resultados preliminares de estudos mineralógicos e geoquímicos realizados sobre os sedimentos da Lagoa Campestre, depressão interior ao complexo de Salitre. LEDRU (1993) executou um trabalho de reconstituição paleoambiental sobre sedimentos depositados no interior da lagoa. Seu estudo, baseado em datações radiocarbônicas da turfa, ou volumes turfosos, conjunto com a identificação de pólenes permitiu a dedução de uma paleovegetação. A partir do tipo de vegetação foi então inferida uma reconstituição paleoclimática.

PESSENDA et al. (1994) apresentam os resultados de análises isotópicas de carbono (C^{14} e δC^{13}) de carvões e matéria orgânica encontrados no solo da borda da lagoa, na tentativa de reconstituir uma paleovegetação na área. Finalmente BOULET et al.(1995) relacionam os resultados da datação isotópica com a participação da atividade da mesofauna na organização dos solos da borda da lagoa.

VII. METODOLOGIA DE TRABALHO

VII.1. MATERIAIS

O andamento do projeto temático de estudo da área da Lagoa Campestre compreendeu algumas campanhas de campo para coleta de material e informações destinadas aos vários estudos ali em realização.

De início os critérios para a locação das topossequências apresentadas na figura 2, obedeciam às diferenciações geomorfológicas observadas em campo e por meio de fotos aéreas. Por ocasião da realização das tradagens, a presença de níveis turfosos junto à base das vertentes, determinou que fossem efetuadas mais algumas topossequências com o propósito de observar esses níveis

A topossequência LCA, objeto dessa dissertação, corresponde a uma seção topográfica da metade até a base de uma vertente da borda sudeste da lagoa. A forma convexa da vertente sugere ausência de encouraçamento. Não há evidências de grandes deslizamentos de coluviões, conforme as fotos aéreas, e a delimitação dos horizontes turfosos não é nítida. No topo da topossequência, correspondendo a metade da vertente, foram encontrados fragmentos de carvões milimétricos a centimétricos. Paralela a topossequência LCA foram realizadas, por pesquisadores do CENA-Piracicaba, três trincheiras para coleta de carvões e matéria orgânica destinados a análise e datação isotópica.

VII.2. TRABALHOS DE CAMPO

Duas campanhas de campo foram levadas. A primeira campanha contituiu na realização de diversos furos por meio de tradagem. A locação dos furos seguiu uma técnica utilizada em análise estrutural de solos (BOULET et al. 1982). Desse modo procedeu-se a execução de uma série de furos espaçados de 50m, desde o limite à jusante com a lagoa, até o limite a montante da bacia, perfazendo uma seção topográfica. Foram observadas as características como cor (segundo carta de cores de Münsell); textura; estrutura; aspecto ao tato e a presença de nódulos ou volumes diferentes da matriz do solo.

Como as observações iniciais mostraram uma grande diferenciação de horizontes na parte inferior da vertente, esse ponto foi selecionado para a execução de mais uma série de 10 furos cada vez menos espaçados para delimitar as diferenciações. Desse forma demarcou-se a topossequência denominada LCA, que vai desde a metade até a base da vertente SE da Lagoa Campestre. Com base nessas observações em campo e a olho nu, procedeu-se à execução de

isodiferenciais que delimitam os fácies, palavra usada neste trabalho com o sentido dado por NAHON (1986), para designar um horizonte com características comuns.

Foram coletadas nessa topossequência cerca de 150 amostras de meio em meio metro até a profundidade variável de 6 a 8,50m metros dependendo do furo. Selecionou-se 5 furos para coleta de 49 amostras de tradagem como representativas dos diversos fácies.

Na segunda campanha de campo foram executados 3 poços de dimensões de 0,70m por 1,50m e 2,60m de profundidade em média que representam a base, meio e topo da topossequência. No poço da base (LCAS-1) foram coletadas 5 amostras indeformadas, no poço do meio (LCAS-2) 6 amostras indeformadas e no poço do topo (LCAS-3) 8 amostras indeformadas (fig 5).

VII.3. TRABALHOS DE LABORATÓRIO

O roteiro dos trabalhos laboratoriais realizados sobre as amostras coletadas nas duas campanhas de campo está representado no fluxograma 1.

VII.3.1. Análise granulométrica

As 49 amostras de tradagem selecionadas foram quarteadas para homogeneização e separada cerca de 10 gramas de cada uma para análise granulométrica. Procedeu-se então, à secagem ao ar, peneiramento para eliminar a fração maior que 2,00mm, pesagem em balança analítica, tratamento com H_2O_2 para eliminar a matéria orgânica e com pirofosfato de sódio para a dispersão das argilas. As classes granulométricas foram separadas seguindo a escala americana:

Argila: menor que 0,002mm

Silte fino: entre 0,002mm e 0,020mm

Silte grosso: entre 0,020 e 0,053mm

Areia fina: entre 0,053mm e 0,210mm

Areia grossa: entre 0,210 e 2,00mm

Cada fração foi quantificada em peso e relacionada em percentagem com relação ao peso total da amostra.

Os dados obtidos foram distribuídos segundo a posição vertical em cada furo, através de gráficos lineares, e quanto sua posição horizontal na vertente, através de diagramas isovalores para cada fração granulométrica. As variações texturais foram observadas através de

Figura 3. Diagrama esquemático da distribuição das fácies ao longo da porção inferior da toposequência LCA. A delimitação dos fácies foi realizada por meio de curvas isodiferenciais.

Fluxograma 1. Roteiro dos trabalhos de laboratório realizados sobre amostras coletadas na topossequência LCA

diagramas triangulares de classificação textural de solos , classificação adotada pelo USDA (1981), com tradução e adaptação de LEMOS e SANTOS (1982)

VII.3.2. Análises mineralógicas

a.Difratometria de raios X da amostra total

As 49 amostras de tradagem coletadas, forma submetidas previamente ao quarteamento, com separação de uma alíquota para secagem em estufa com temperatura inferior a 60°C. Logo após a secagem seguiram-se sucessivas pulverizações em moinho de ágata e peneiramentos, até que toda a amostra atingisse uma granulometria menor que 200 mesh.

Esse material foi prensado em lâminas e submetido à análise por difração de raios X, no laboratório da NUPEGEL, em equipamento marca Rigaku com ânodo de cobalto, velocidade do goniômetro igual a 1º/min, velocidade do papel de 10mm/min e leitura de 3 a 60º.

b.Difratometria de raios X das frações argila e silte

Com base nos resultados das análises de amostra total foram selecionadas 20 outras, as quais foram submetidas a desagregação nas frações argila, silte e areia. As frações argila e silte passaram por nova análise por DRX, em difratômetro marca Philips modelo PW 3710 BASED com ânodo de cobre, leitura de 3 a 60º, equipado com monocromador e acoplado a software PHILIPS ANALITICAL.

c.Difratometria de raios X de minerais pesados da fração areia

O exame da fração areia à lupa, revelou a presença de muitos agregados. Para melhor identificação e agrupamento das diferentes fases minerais, procedeu-se à separação dos minerais pesados antes da DRX.

Foram selecionadas 5 amostras coletadas do furo LCA-2 sobre as quais realizou-se a separação da fração areia (menor que 2,00mm e maior que 0,053mm). Essa fração foi pesada e submetida à separação gravimétrica por bateamento em pan californiano e separação em líquido denso (bromofórmio $d=2,87 \text{ g/cm}^3$). Foram separadas as variedades leves e pesadas que foram quantificadas. Em sequência procedeu-se à separação granulométrica da variedade pesada, por peneiramento. Todas as frações foram quantificadas e cada uma isoladamente foi submetida ao separador magnético que as subdividiu em novas frações que obedeciam à uma classificação segundo o caráter não magnético, pouco magnético e muito magnético, também

quantificada. Executou-se então a separação de grupamentos minerais segundo suas características morfológicas, cor e hábito observadas à lupa com igual quantificação. Por último submeteu-se os vários grupamentos minerais da fração pesada à análise por DRX a fim de identificar as variedades existentes. As variedades mais abundantes foram moídas e prensadas em lâminas para serem analisadas no difratômetro de RX marca ZEISS, modelo URD-6 do Departamento de Mineralogia e Petrologia do IG-USP. Para os pouco abundantes, procedeu-se a separação de único cristal ou agregado mineral que foi analisado em câmera de Gandolfi, também no IG-USP.

d. Observações em lupa binocular:

A fração areia grossa proveniente da análise granulométrica de todos os furos foi observada em lupa com a finalidade de comparação com o perfil selecionado para análise de pesados (LCA2). O exame de lupa foi utilizado com a finalidade de observar características como: morfologia, cor, hábito, friabilidade e estimativa de abundância das variedades encontradas e compará-las com as variedades separadas do perfil LCA 2. Como o pretendido era avaliar a ocorrência ou não de cada variedade, e observar alguma variação importante, não foi realizada separação e tampouco quantificação. Apenas foram observadas, com estimativa de abundância à escala da lupa binocular, as variedades comuns na maioria dos horizontes.

VII.3.3. CARACTERIZAÇÃO MICROSCÓPICA

A caracterização microscópica do material foi efetuada em duas etapas: na primeira foram examinados os agregados da fração pesada ao MEV a fim de observar a morfologia dos constituintes dos agregados e precisar o material que seria examinado em lâmina. A segunda etapa constituiu-se na observação ao microscópio ótico de lâminas delgadas feitas a partir de material indeformado coletado em três poços (LCAS1, LCAS2 e LCAS3).

As amostras indeformadas coletadas nos três poços realizados foram secas em estufa a temperatura inferior a 60°C, impregnadas com resina tipo "polilyte" (VERBECKE, 1969), e laminadas na Secção de Laminação do Instituto de Geociências - USP. O equipamento utilizado foi microscópio polarizante marca ZEISS-JENAPOL equipado com fotômetro ZEISS modelo Mf AKS 24X36 AUTOMATIC-2 e microscópio eletrônico de varredura (MEV) marca GEOL JSMT 330A acoplado a analisador EDA ou EDS (análise por dispersão de energia) NORON série Micro Z ambos dos laboratórios do NUPEGEL.

A terminologia adotada no ISSS HANDBOOK (BULLOCK et.al 1985), reunindo os sistemas de classificação de BREWER (1964), BISDOM (1967) e STOOPS et al. (1979) foi usada para descrever as características observadas em lâmina delgadas.

VIII. RESULTADOS

VIII.1.1. DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA DA TOPOSEQUÊNCIA LCA

O material obtido nas tradagens revelou a presença de horizontes diversos quanto às características observáveis a olho nu como: cor, textura ao tato e estrutura. Procurando-se estabelecer uma visão bidimensional da cobertura pedológica, procedeu-se a execução de curvas isodiferenciais que resultaram no esquema de delimitação dos fácies representados na figura 3.

Para efeito de descrição, considerou-se inicialmente a sequência, profundidade e espessura dos fácies sobrepostos a montante na topossequência, a partir de onde passou-se a descrição das organizações conforme se desce na vertente. Desse modo a montante (furo LCA4), encontra-se a seguinte sequência de horizontes sobrepostos:

0-1,50m - horizonte húmifero bruno amarelado escuro (10YR 4/6) de textura areno-argilosa ao tato, estruturas poliédricas pouco desenvolvidas e crosta superficial lamelar (fácies 1).

1,50-4,00m - horizonte marrom forte (7,5 YR 4/6) de textura argilo-arenosa ao tato e estrutura microagregada (fácies 5).

4,00-5,50m - horizonte vermelho amarelado (5 YR 5/8) de textura argilosa ao tato, estrutura microagregada e com volumes de argila mais resistentes de aspecto "seco ao tato" (fácies 6).

5,50m- (sem limite inferior)- horizonte vermelho a vermelho amarelado (3,75 YR 5/8) de textura argilosa ao tato e estrutura menos microagregada que o horizonte sobrejacente. Apresenta volumes de material "seco ao tato" (fácies 7).

Seguindo as variações no sentido descendente da vertente, o horizonte húmifero bruno amarelado escuro (fácies 1) segue paralelo à topografia até perto da metade da topossequência (furo LCA9). A partir desse ponto passa a apresentar adelgaçamento e mudança para coloração mais escura ainda (10 YR 4/4), desaparecendo em seguida próximo à metade da topossequência (furo LCA 12).

O horizonte subjacente de cor marrom forte (7,5 YR 4/6) (fácies 5), tem espessura regular até perto do terço superior da topossequência (furo LCA8), quando passa a inclinar-se

em direção ao fundo da topossequência com um aumento brusco na espessura que chega a 5m entre os furos LCA8 e LCA5. O aumento na espessura é acompanhado pelo aparecimento de volumes vermelhos de características diferentes da matriz, cuja distribuição segue o horizonte inferior. Perto do furo LCA5 os volumes vermelhos desaparecem e há pequena mudança para coloração mais escura (7,5 YR 4/5.)

O horizonte vermelho amarelado (5 YR 5/8) (fácies 6), assim como seu sobrejacente, também se inclina em direção às porções da base da topossequência. Do mesmo modo, essa inclinação,, ocorre concomitantemente ao aparecimento de volumes vermelhos e amarelos de dimensões milimétricas. A espessura do horizonte, entretanto, permanece constante até seu desaparecimento.

O vermelho a vermelho amarelado (3,75 YR 5/8) (fácies 7), apresenta pequena, desaparecendo próximo ao terço superior da topossequência (furo LCA8). De modo análogo aos seus sobrejacentes, também apresenta-se heterogêneo , com a presença de pequenos volumes vermelhos e amarelos, pouco antes de desaparecer bruscamente.

Com localização subjacente ao fácies 7, aparece um horizonte de coloração amarela amarronzada (10 YR 6/8) com volumes ocre (7,5 YR), de textura argilosa e estrutura um tanto compacta, passando a um nível de nódulos dispersos (fácies 8). Esse horizonte tem espessura inicial de 1,50m e é regular até o nível do freático. A partir daí vai se espessando de maneira progressiva e desaparece de modo brusco próximo a metade da topossequência (furo LCA11).

Subjacente a este último , ocorre um horizonte bege a cinza claro (10 YR 7/2), de textura argilosa e plástica ao tato (fácies 9). De pequena extensão neste ponto, este horizonte desaparece para reaparecer próximo à metade da topossequência (furo LCA9), desaparecendo novamente e reaparecendo no furo LCA7.

De montante até a metade da topossequência há uma constância na ordem dos fácies acima descritos, porém a partir desse ponto, há uma mudança brusca, mostrando outra sequência como a descrita a seguir:

0-2,00m - horizonte bruno amarelado mais escuro que a montante (10YR 3/4), de textura argilo-arenosa, estrutura poliédrica com crosta superficial compacta (fácies 2).

2,00-6,00m - horizonte mais escuro que o sobrejacente (10YR 3/3), com volumes negros, nódulos ocre e por vezes com volumes de argila bege (fácies 10).

6,00-7,00m - horizonte bege a cinza claro (10 YR 7/2), textura argilosa e estrutura plástica (fácies 9).

7,00m - (*sem limite inferior*)- horizonte de alteração bege e ocre.

O horizonte superficial aparece com cerca de 2,00m de espessura. Em direção a jusante esse horizonte se adelgaça um pouco, chegando a 1,50m de espessura pouco antes de desaparecer dando lugar a horizonte marrom acinzentado escuro (10YR 3/3; fácies 3) de textura argilo arenosa. Este último, por sua vez, mais abaixo na vertente dá lugar à turfa (fácies 4).

O horizonte subjacente (fácies 10) apresenta-se adelgado em direção a montante, mas espessando-se de modo brusco. À jusante este horizonte envolve outro de coloração muito escura (5 YR 3/1) a preta, com aspecto de turfa mais ou menos fluida e ocasionalmente com fibras vegetais (fácies 11). Além de envolver o horizonte subjacente, o fácies 10 apresenta volumes dispersos no seu interior bastante semelhante ao material do fácies 11.

O horizonte inferior, bege a cinza claro (10 YR 7/2) (fácies 9) é o mesmo que aparece em alguns pontos subjacentes aos horizontes de montante. Neste ponto de jusante a sua distribuição é regular, fazendo limite tanto com o fácies 10 quanto com o fácies 11, sendo sobrejacente somente ao horizonte de alteração bege e ocre.

VIII.1.2.Comentários sobre a delimitação dos fácies

A morfologia dos horizontes de montante na seção da topossequência LCA mostra, inicialmente, concordância com a topografia. Entre os furos LCA6 e LCA5 ocorre um espessamento do horizonte de coloração marrom forte, enquanto os horizontes subjacentes apresentam uma inclinação brusca, até desaparecerem. Simultâneo à inclinação surgem heterogeneidades formadas por volumes de características diferentes às da matriz.

Os horizontes abaixo do furo LCA11 apresentam total discordância com os horizontes de montante mediante brusca transição. O horizonte superficial é mais escuro e espesso que o de montante. Um espesso horizonte escuro, subjacente ao horizonte de superfície, ocorre no sentido ascendente da topografia e envolve outro horizonte de característica turfosa, que se adelgaça no seu interior.

À montante, o padrão paralelo e concordante com a topografia denota importante atuação dos processos de eluviação-iluviação pelas águas meteóricas. Nesse caso o

desenvolvimento de cada fácies se realiza às custas do seu subjacente, seguindo o aprofundamento da frente de alteração. O espessamento e desaparecimento de alguns horizontes na metade da seção poderia ser interpretado como resultado de coluviamento. Nesse caso a presença de volumes vermelhos poderia ser devido a migrações de oxi-hidróxidos de Fe, proporcionada pelo fraturamento resultante da movimentação coluvionar. Por outro lado não foi observada nenhuma evidência de coluviamento. BOULET et al (1995) por meio de datações isotópicas de carvões soterrados, notaram que pelo menos na parte superior da vertente não ocorreu deslizamentos. Por ocasião da realização dos furos observou-se que somente o poço LCAS3, do topo da topossequência apresentava carvões. Se tivessem havido escorregamentos nos últimos 9000 anos (idade dos carvões mais antigos) (BOULET et al 1995), haveriam carvões soterrados também nos pontos a jusante do poço LCAS3. Como não foram observados carvões, deve-se admitir que não ocorreu deslocamento de material vindo de montante, e nesse caso, os volumes vermelhos estariam relacionados a outros aspectos. Enquanto isso, a jusante, a organização dos fácies e diferença na coloração dos horizontes sugere que a transformação se deu sob influência de sedimentação e mineralização/pedogênese de turfas depositadas a partir da lagoa.

VIII.2. ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

VIII.2.1. Variação da classe textural (fig. 4)

Os diagramas de variação textural do solo, apresentados na figura 4, foram executados de acordo o fácies delimitado macroscopicamente. As variações texturais desses fácies são descritas no anexo B item I.

VIII.2.2. Variações nas frações granulométricas (fig. 5)

Na figura 5 são apresentados os diagramas das variações verticais da granulometria completa com a profundidade. A observação desses diagramas permite subdividir cada furo em "setores", de acordo com o comportamento das frações. As variações das frações desse modo descritas no anexo B item II, ajudam a relacionar as variações granulométricas aos fácies macroscópicos.

Por meio desse tipo de diagrama observa-se a relação que ocorre próximo a superfície entre aumento da fração argila e diminuição em silte fino. Abaixo de 1,00m de profundidade é comum a diminuição na taxa de participação de argila ser acompanhada de aumento em areia fina, bem como aumento em argila acompanhada de diminuição em areia fina. Apenas em

Fig. 4. Diagramas triangulares mostrando as variações na classe textural do solo

Figura 5. Distribuição das diversas classes granulométricas com a profundidade nos furos de sondagem.

alguns pontos dos furos LCA11, LCA7 e LCA2 há relação entre a diminuição de argila e o aumento de areia grossa, e vice-versa. Nos pontos profundos entretanto, as variações em taxa de argila em geral envolvem todas as demais frações.

Com os diagramas de variação textural dos fácies, os diagramas das variações na granulometria completa com a profundidade e ainda o diagrama de delimitação dos fácies macroscópicos, procurou-se estabelecer a existência de relações entre eles. Com a comparação notou-se que próximo a superfície os dois horizontes, representados por meio dos fácies 1 e 2, apresentam variações texturais semelhantes. Primeiro do topo para a base devido a aumento em argila contra diminuição em silte fino, e depois, conforme desce a vertente, por diminuição de argila contra aumento em areia fina.

Os horizontes subjacentes aos horizontes de superfície, fácies 5 e fácies 10 de jusante, também apresentam-se semelhantes quanto a textura. Ambos apresentam-se próximo a textura franco-argilo-arenosa. Por outro lado, enquanto fácies 5 perde argila as custas de aumentos de areia fina, o fácies 10 perde argila contra aumentos em areia fina e areia grossa.

O fácies 6, profundo de montante; o fácies 8 profundo da metade da topossequência; e o fácies 9, esparsamente distribuído na base da topossequência, apresentam textura variando de argilosa a muito argilosa. O fácies 6, entretanto, apresenta aumentos em argila por diminuição em silte fino a montante, e areia fina a jusante. O fácies 8 tem seu aumento em argila condicionado à diminuição em areia grossa no terço superior da topossequência, e a diminuição de todas as demais frações nos demais pontos. O fácies 9 apresenta seu aumento em argila ocasionados por diminuição em todas as demais frações.

Para mais um exame do comportamento granulométrico de cada fração, os resultados foram plotados em outros dois tipos de diagramas: diagramas de variações com a profundidade em cada furo e diagramas isovalores de variações laterais na topossequência. Ambos os diagramas foram realizados para cada fração em separado.

a) Fração argila (fig. 6)

A observação dos diagramas das variações da argila com a profundidade, de modo análogo ao que foi notado na variação da granulometria completa, permite subdividir o perfil de cada furo em setores de acordo com o comportamento granulométrico dessa fração (descrição: anexo B item III). As variações da fração argila, agrupadas em setores

Figura 6. Diagrama de variações da fração ARGILA com a profundidade e curvas isovalores na topossequência.

comportamentais, possibilitaram verificar com mais clareza as relações entre as variações na fração argila e a delimitação macroscópica dos fácies.

A concordância entre as variações dessa fração granulométrica e a delimitação dos fácies é especialmente observada nos furos a montante da topossequência (do furo LCA4 ao LCA5). O fácies 1, nos dois furos de montante apresenta enriquecimento em argila do seu topo para sua base, enquanto mais a jusante os valores são próximos tanto no topo quanto na base. O fácies 5 subjacente, à montante apresenta decréscimo progressivo na fração argila. Descendo na vertente, esse mesmo fácies passa, a apresentar decréscimo em relação ao fácies sobrejacente, enquanto em toda a sua extensão os valores são constantes. Já sua porção à jusante, nem mesmo diferenciações entre esse fácies e seu sobrejacente são notadas, e desde o topo até sua base os valores são equivalentes.

O fácies 6, à montante, representa aumento em fração argila quando relacionado ao seu superior, mas na sua porção pouco mais abaixo apresenta-se semelhante ao fácies 5. Enquanto isso o fácies 8 e 9 apresentam incremento na fração argila em toda sua extensão, desde montante até a metade da topossequência.

Nos furo de jusante, a partir do furo LCA11, as variações comportamentais da fração argila parecem se relacionar mais a sua posição em relação a superfície e o nível do lençol freático, que aos fácies. Desde a metade até jusante, um incremento na fração argila é verificado a partir da superfície até o nível próximo de 1,00m de profundidade. No furo da metade (LCA11) esse incremento inicial sofre decréscimo progressivo até o nível do lençol freático, quando passa a sofrer acréscimo. No furo LCA7, as poucas variações não possibilitam verificar relação expressiva, exceto pelo nível mais profundo, correspondente ao fácies 9, onde é evidente o enriquecimento em argila. À jusante(furo LCA2) novamente é verificada a relação com o lençol, quando nota-se valores aproximadamente constantes até o nível de base, e enriquecimento em argila abaixo deste.

As variações na fração argila, quando plotadas no diagrama isovalores, exibem variações laterais através da topossequência. Esse tipo de diagrama possibilita considerar algumas variações que não parecem significantes nos diagramas de variações verticais com a profundidade. Nos diagramas de variações verticais, alguns valores sofrem pouca alteração e portanto não são consideradas quando se leva em conta a precisão da análise. Esses mesmos valores, no entanto, quando plotados em diagramas isovalores, podem revelar-se como uma

característica comum a determinado nível dentro da topossequência, adquirindo dessa forma significado.

Desse modo, é notado no diagrama isovalores que apesar de a maioria dos níveis apresentarem um valor próximo de 30% em argila, à montante os valores são quase sempre maiores que este valor, ao passo que a jusante encontram-se alguns pontos com valores menores. Nota-se também que à montante os níveis amostrados são bastante argilosos (a maioria com mais de 40% de argila), bem como os níveis profundos da topossequência.

À jusante as curvas isovalores de 40% na taxa de argila delimitam o fácies 11, correspondente às turfas mais ou menos fluidas. Por outro lado valores próximos de 30% delimitam o fácies sobrejacente (fácies 10), enquanto valores menores que 30% correspondem ao nível do freático.

Na metade da topossequência, desde o furo LCA8 até LCA7, as curvas isovalores de 40% na taxa de argila demarcam os fácies 8 e 9 mais profundos e de modo análogo ao que ocorre à jusante, também o fácies 8 tem seu ponto próximo ao nível do lençol freático delimitado pela curva de 30%.

b) Fração silte fino (fig. 7)

A fração silte fino varia de 5% a 20% em toda a topossequência, com exceção da base quando seu percentual relativo às demais frações oscila entre 15 a 20%.

De modo semelhante ao executado para a fração argila, procurou-se agrupar as variações segundo feições comportamentais, a fim de facilitar a correlação com os fácies. A descrição dessas variações encontram-se no anexo B item IV.

Quando correlacionadas aos fácies, as variações na fração silte fino, mostram o fácies 1 apresentando queda nos valores dessa fração do seu topo para sua base. O fácies 5 representa aumento na fração silte fino em relação a seu sobrejacente quando está posicionado a montante, mas logo abaixo na vertente já apresenta valores equivalentes..

O fácies 6, à montante representa queda na fração silte fino em relação ao seu sobrejacente, mas descendo na vertente é semelhante ao fácies 5. Já o fácies 8 representa aumento nessa fração na sua porção à montante; mais abaixo é semelhante ao fácies 5; e novamente passa a representar aumento na fração silte fino na metade da topossequência.

Figura 7. Diagrama de variações da fração SILTE FINO com a profundidade e curvas isovalores na topossequência.

Localizado na superfície, desde a metade até a base da topossequência, o fácies 2, de modo análogo ao fácies 1, tem diminuição na fração silte fino do seu topo para sua base. Entretanto, ao passar de sua base para o fácies 10 subjacente, não há diferenciação comportamental. Aliás os fácies característicos de jusante, fácies 10 e 11, tem comportamento bastante semelhante quanto às variações na fração silte fino com a profundidade.

O diagrama isovalores para a fração silte fino delimita níveis mais enriquecidos nessa fração na superfície se espessando em direção a base da topossequência até delimitar todo o furo LCA2 com valores maiores que 10%.

c) Fração silte grosso (fig.8)

Devido às poucas variações dessa fração, entre 5 e 10%, qualquer consideração ficaria sujeita às restrições impostas pela precisão da análise. Além disso, em nenhum ponto foi verificada variação significativa dentro do conjunto das informações. Sendo assim não considerou-se essas variações significantes.

d) Fração areia fina (fig.9)

Nos diagramas de variação da fração areia fina com a profundidade, descritos no anexo B item V, nota-se que os furos de jusante (LCA2 e LCA7) apresentam certa homogeneidade na variação desta fração (taxa próxima de 20%), ao passo que grandes variações ocorrem nos demais furos: menor que 20% na superfície, subindo para perto de 20% e atingindo 30% ou 40% nos níveis intermediários, diminuindo então em direção a maiores profundidades, até valores menores que 20%. Apesar disso observa-se comportamento comum a todos os furos, no sentido de aumentar a participação dessa fração conforme aumenta a profundidade no furo, muitas vezes ocorrendo decréscimo nos níveis mais profundos.

Correlacionando-se aos fácies, verifica-se somente à montante (furo LCA4) alguma relação com a delimitação do fácies 1, que apresenta valores constantes e os demais fácies que apresentam aumento na fração areia fina. Nas demais posições, de montante até a metade da topossequência não se nota relação entre as variações na fração areia fina e a delimitação dos fácies 1, 5 e 6. Somente os fácies 8 e 9 se distinguem por representar decréscimo nessa fração.

Nos demais furos da metade até jusante, não há variações significativas em areia fina, não correspondendo, portanto, a diferenciações nos fácies.

Figura 8. Diagrama de variações da fração SILTE GROSSO com a profundidade e curvas isovalores na topossequência.

Figura 9. Diagrama de variações da fração AREIA FINA com a profundidade e curvas isovalores na topossequência.

No diagrama isovalores, as máximas inflexões das curvas que ocorrem próximo ao furo LCA11, evidenciam diferença na taxa de participação dessa fração entre jusante, com valores menores, e montante, em geral com valores maiores. Essas curvas mostram também uma tendência a diminuição na taxa nos níveis profundos.

e) Fração areia grossa (fig. 10)

Nos furos de montante (LCA4, LCA8 e LCA5) do mesmo modo que ocorreu com a fração silte grosso, as variações entre 5 e 10% na fração areia grossa não são passíveis de correlação. Entretanto, quando considerado no conjunto, nota-se alguns aspectos dignos de consideração. Dessa forma nota-se valores dessa fração menores a montante que a jusante e ainda a queda na fração areia grossa no fácies 9. Do mesmo modo desde a metade até jusante na topossequência somente têm expressão os níveis a 3,00m e 4,50m do furo 11, pelo fato do alto valor adquirido por essa fração corresponder a localização próxima ao nível do lençol freático.

Nas curvas isovalores é mais evidente a distinção entre montante, com valores próximos a 10% e de jusante, próximos de 15%. Além disso essas curvas mostram que a partir da metade da topossequência, os níveis superiores se assemelham aos níveis de jusante (valores maiores que 15%), segue até 2,00m semelhança com os níveis de montante (menores que 15%), e abaixo de 2,00m volta a assemelhar-se com jusante.

As curvas isovalores mostram ainda que no topo (furo LCA4) os valores na taxa de areia grossa são menores que 10%.

VIII.2.3.Comentários sobre as análises granulométricas

De acordo com as análises granulométricas, o material que constitui os diversos fácies da topossequência LCA tem importante participação da fração argila. No sentido descendente da vertente entretanto, há aumento na contribuição da fração areia nos níveis próximos ao lençol freático à época da amostragem (setembro, final do período seco).

As variações texturais sugerem semelhança entre os fácies 1 de montante e o fácies 2 de jusante, ambos superficiais, no sentido de que ambos apresentam deslocamento em direção a textura mais argilosa do seu topo para sua base. A interpretação desse fato pode estar tanto relacionada a uma “siltificação” do material de superfície, quanto a uma acumulação de argila na base por iluviação a partir da superfície, ou até a atuação dos dois processos. Além disso,

Figura 10. Diagrama de variações da fração AREIA GROSSA com a profundidade e curvas isovalores na topossequência

também é verificado que esses dois fácies apresentam uma tendência a deslocamento em direção a uma textura mais arenosa conforme se desce na vertente.

Os fácies 5 e 10, subjacentes aos dois primeiros, apresentam-se da mesma forma, semelhantes texturalmente, inclusive pelo deslocamento do ponto abaixo do freático, em direção a textura mais argilosa.

Quanto aos demais fácies, o 6 apresenta tendência a ser mais argiloso que seu superior, enquanto os subjacentes, 8 e 9 são essencialmente argilosos. Uma anomalia importante ocorre no fácies 8, num ponto onde há deslocamento em direção a textura mais arenosa, e pode estar relacionada a proximidade desse ponto ao lençol freático.

Com as variações na granulometria completa verificou-se que próximo a superfície, as variações na fração argila e fração silte fino estão relacionadas. Enquanto isso, abaixo de 1,00m de profundidade são as frações argila e areia fina que se relacionam e somente em alguns pontos, em especial ao nível do leçol, há relação entre argila e areia grossa. Nos níveis profundos os aumentos em argila, em geral se relacionam com diminuição de todas as demais frações.

A comparação entre os diagramas de variação textural, granulometria completa e delimitação dos fácies, procurou explicitar o tipo de comportamento granulométrico que se reflete na variação textural, e qual a localização dessas variações dentro dos fácies. Os dados obtidos dessa forma mostraram que nos fácies 1 e 2 o enriquecimento em argila do topo para a base se deve à diminuição em silte fino, mas a textura mais arenosa de montante para jusante, se deve a aumento em areia fina. Esse tipo de exame possibilitou notar também que apesar do fácies 5 e 10 serem semelhantes texturalmente, o fácies 5 tem textura mais arenosa graças ao aumento em areia fina, enquanto o fácies 10 apresenta aumento tanto em areia fina quanto em areia grossa.

O fácies 6, apresenta textura semelhante tanto à montante quanto à jusante. À montante, entretanto, sua textura argilosa está condicionada a diminuição em silte fino, enquanto a jusante se deve a diminuição em areia fina.

Também o fácies 8 tem comportamento diferenciado entre montante e jusante. À montante, sua textura argilosa se deve a diminuição em areia grossa, enquanto a jusante se deve a diminuição em todas as demais frações. Enquanto isso o fácies 9, também bastante

argiloso, apresenta seus altos valores de argila sempre condicionados a diminuições em todas as demais frações.

Por meio desse tipo de observação verificou-se que nem sempre as variações texturais semelhantes implicam em fácies semelhantes. Apesar da homogeneidade textural, cada fácies pode ter uma variação granulométrica característica.

Além disso, notou-se que apesar dos fácies 6, 8 e 9 apresentarem uma textura argilosa, apenas o fácies 9 e os pontos à jusante do fácies 8 por certo representam acumulação absoluta de argila, já que essa fração aumenta às custas de todas as demais.

Os diagramas de cada fração em separado ajudou a estabelecer as relações entre cada fração granulométrica e sua posição, tanto em relação aos fácies quanto a sua posição na vertente.

Dentre as diversas frações, as variações mais significativas ocorreram na fração argila, e foram capazes inclusive de mostrar que a montante as variações podem ser relacionadas aos fácies, enquanto a jusante o comportamento granulométrico se relaciona melhor à sua posição em relação à superfície ou ao nível do lençol freático.

Os diagramas isovalores possibilitaram ainda notar as variações através da topossequência, e assim considerar mais algumas observações que não eram significativas sem o conjunto.

Com base nesses diagramas verificou-se que à montante o percentual relativo da fração argila é sempre maior ou igual a 30%, enquanto à jusante encontram-se alguns pontos com menos de 30%. Nesses pontos de jusante, a diminuição de argila se relaciona a aumentos em areia grossa e correspondem aproximadamente ao nível do lençol freático, cujas flutuações sazonais devem promover tal comportamento.

Esse tipo de diagrama ajudou ainda a delimitar o fácies 11, das turfas, com a curva de 40%, enquanto os valores próximos a 30% delimitaram o fácies subjacente (fácies 10) e os valores menores que 30% distinguiram o nível próximo ao freático. É importante ressaltar que esse tipo de informação não era evidente quando observada a distribuição vertical da fração com a profundidade, isso porque as pequenas variações caíam dentro da margem de precisão da análise. No diagrama isovalores entretanto, quando as curvas se inter-relacionam de modo a evidenciar uma variação na topossequência, o fato que individualmente era insignificante, torna-se expressivo quando considerado no conjunto.

Por fim, os diagramas isovalores de fração argila delimitaram os fácies 8 e 9 como fácies enriquecidos em argila.

As variações na fração silte fino, quando plotadas em diagramas isovalores mostraram que a diminuição nessa fração delimita uma capa superficial enriquecida nessa fração, se espessando conforme desce a vertente, até demarcar toda a sua porção de jusante da topossequência.

As variações na fração areia fina, que acompanham as variações da argila, quando plotadas em diagramas isovalores chegam a delinear com as curvas de 30% os fácies 5 e 6, mostrando esses fácies com os maiores valores percentuais dessa fração

VIII.3. MINERALOGIA

A etapa de identificação mineralógica envolveu: mineralogia global; mineralogia da fração argila; mineralogia da fração silte e mineralogia dos agregados pesados da fração areia.

VIII.3.1. Mineralogia global

A análise da amostra total (método do pó) permitiu a identificação de caolinita, gibbsita, anatásio, quartzo e fosfatos secundários e/ou alumino-fosfatos secundários. A caolinita, anatásio, quartzo e fosfatos/alumino-fosfatos são comuns em todas as amostras analisadas. A gibbsita é bastante comum, porém não foi detectada em alguns pontos particulares.

Quanto aos fosfatos/alumino-fosfatos secundários, sua identificação foi melhor estabelecida na análise das frações argila e silte, descritas mais adiante.

Procurou-se, com base nos difratogramas de DRX, estabelecer uma relação semi-quantitativa dos componentes da amostra, bem como as variações nessa relação com a profundidade. Apesar de controverso quanto a sua avaliabilidade, esse método é utilizado por alguns autores (BOULET, 1974; RAMOS e FORMOSO, 1976), com a finalidade de observar as variações na quantidade relativa dos componentes com a profundidade e/ou lateralmente.

As controvérsias quanto a utilização do método existem porque as intensidades de difração ao RX não refletem somente a proporção ponderal do mineral na mistura, mas também o tamanho do cristal, o grau de cristalinidade, sua orientação e ainda as relações existentes entre as difrações de diversas ordens de cada mineral. Em especial nos materiais submetidos a processos supérgenos de alteração, as dificuldades se acentuam devido a grande

heterogeneidade mineral; diferentes graus de cristalinidade; presença de material amorfo de difícil detecção aos RX; e ainda a presença de argilo-minerais, cuja orientação influencia determinadas intensidades de difração. No caso desses materiais, até mesmo a utilização de padrões é dificultada, dado que o padrão deve ter a mesma cristalinidade da amostra, o que é complicado quando se trata de argilo-minerais (BROWN, 1972).

Apesar das ressalvas, que devem ser levadas em consideração para a interpretação dos resultados, a utilização do método se justifica porque os materiais supérgenos em geral apresentam uma mineralogia bastante homogênea. A sua principal característica diferencial não está na qualidade e tampouco na quantidade mineral identificada, mas sim nas variações que ocorrem ao longo do perfil (RAMOS e FORMOSO, 1976). Ainda segundo BOULET (1974), quando essas variações se ordenam no espaço de alguma forma coerente, elas devem ser consideradas, não como cifras, mas de acordo com as variações que elas traduzem.

O método de avaliação semi-quantitativa tomou como base a leitura, no difratograma, da intensidade das difrações de cada mineral, através da medida das áreas dos picos característicos de difração. Para o quartzo utilizou-se a área do pico que corresponde ao plano (101), por ser o único plano característico identificado. O anatásio foi avaliado segundo o pico do plano (101), já que o plano (200) apresenta baixa intensidade de difração. Para a caolinita e gibbsita a avaliação foi executada tomando-se a média entre as áreas dos principais picos detectados. Tomou-se a média a fim de minimizar possíveis efeitos de orientação preferencial, já que a análise a DRX não foi realizada sobre amostra orientada. Desse modo utilizou-se para a avaliação de gibbsita, os picos correspondentes ao plano (002) e (110) e para a caolinita, os picos correspondentes aos planos (001), (110) e (002). Para os fosfatos/alumino-fosfatos secundários, tomou-se a média entre os picos localizados entre 6,03 e 5,69 angstrons. Os valores obtidos dessa forma para cada mineral, foram então calculados em partes por 100 e plotados nos diagramas apresentados na figura 11.

Por ocasião da interpretação, especial cuidado foi tomado quanto à avaliação semi-quantitativa do quartzo, com base nos DRX. Como visto na revisão bibliográfica, o complexo de Salitre está encaixado em rochas quartzíticas e xistosas, que nos contatos com a intrusão apresentam-se parcialmente metamorfizados e fenitizados. Desse modo, o quartzo pode ser proveniente das encaixantes das bordas, pode ter se cristalizado junto aos demais minerais da rocha intrusiva, ou até se tratar de quartzo neoformado por mecanismos supérgenos de alteração. Sendo assim, as diferentes origens poderiam implicar em diferentes graus de

cristalização não necessariamente ligadas a mecanismos supérgenos de alteração, o que por sua vez implicariam em diferentes intensidades de difração aos RX.

Ainda devido a baixa exatidão do método (FORMOSO, 1963), na interpretação foram consideradas somente as variações marcantes, e que de alguma forma apresentam alguma coerência com dados anteriores ou posteriores.

Nota-se nos diagramas que as variações no conteúdo de caolinita, gibbsita e anatásio, são quase sempre condicionados aos aumentos nas difrações do quartzo. Assim, os aumentos nas difrações do quartzo correspondem a diminuição proporcional dos demais componentes. Visto isso, passou-se a examinar a proporção relativa entre os três outros componentes e verificou-se que:

Caolinita

A caolinita tem um conteúdo relativo bem próximo à gibbsita e ao anatásio. Somente é notado aumento na proporção de caolinita em níveis profundos dos furos LCA8, LCA5 e LCA2. Nos furos da metade da topossequência, LCA11 e LCA7, a proporção é constante até os níveis mais profundos.

Gibbsita

Os valores de gibbsita acompanham de modo inverso os valores de caolinita, diminuindo e chegando a não ser detectada nos níveis profundos onde a caolinita apresenta aumento no seu teor relativo. Na amostra escura a 3,20m do furo LCA2, a gibbsita apresenta um incremento no seu conteúdo relativo, quando comparada a amostra clara de mesma localização.

Anatásio

O anatásio tem valores aproximadamente constantes em todas as amostras. Seu conteúdo relativo só se intensifica às custas da diminuição da gibbsita.

Fosfatos e/ou alumino-fosfatos secundários

As baixas taxas de participação dos minerais dessa espécie não permitiram observações importantes em relação à mineralogia global.

Em resumo, as variações na relação distributiva dos minerais com base em DRX, mostram diminuição significativa de gibbsita nos pontos mais profundos, enquanto a caolinita e

Figura 11. Variações da mineralogia (semi-quantitativa) com a profundidade.

LCA11

LCA7

LCA2

Figura 11.(continuação) Variações da mineralogia (semi-quantitativa) com a profundidade

o anatásio adquirem altos valores. É interessante ainda notar que nesses mesmos pontos ocorre concomitantemente uma diminuição significativa nas intensidades de difração do quartzo.

VIII.3.2.Mineralogia da fração argila

Para alguns pontos selecionados efetuou-se a identificação mineral, com igual estimativa semi-quantitativa, da fração argila. Essa fração é composta especialmente por caolinita, gibbsita, anatásio e fosfatos/alumino-fosfatos secundários e ainda óxidos e/ou hidróxidos mal cristalizados ou amorfos que são evidenciados pelo alto "background" dos difratogramas. Os alumino-fosfatos, melhor identificados através desse tipo de análise, pertencem ao grupo da crandalita, especificamente do tipo florencita. A dificuldade na distinção entre florencita de Ce, La e Nd reside no fato de somente o primeiro plano de difração ser distinto, enquanto os demais são idênticos. Além disso, é possível que se trate de uma mistura dos três tipos de florencita (fig 12). Às vezes, ocorre próximo ao primeiro plano da florencita, o plano de difração de um fosfato secundário identificado com rabdofânio, igualmente de difícil precisão quanto a rabdofânio de Ce ou La (fig.13).

A estimativa semi-quantitativa com base nas DRX, apresentada na figura 11, mostra que as espécies minerais identificadas na fração argila tem seu teor relativo com poucas variações. Os níveis profundos, entretanto (furos LCA8 e LCA2) apresentam acréscimo em caolinita e anatásio, às custas de decréscimo em gibbsita. Enquanto isso o furo LCA7 tem valores constantes em caolinita, gibbsita e anatásio, mesmo nos níveis profundos.

VIII.3.3.Comentários sobre a mineralogia global e mineralogia da fração argila

Apesar das dificuldades em estabelecer um paralelo entre os resultados da mineralogia global e a mineralogia da fração argila, devido às variações do quartzo, isso pode ser feito considerando-se a relação de proporcionalidade entre caolinita, gibbsita e anatásio. Desse modo, tanto a mineralogia global quanto a mineralogia da fração argila afirmam que a queda nos teores em gibbsita se relaciona a aumentos tanto em anatásio, quanto em caolinita.

Ocorrem ainda pontos, onde os valores em quartzo são constantes, sendo então possíveis mais algumas considerações. No furo LCA4, por exemplo, ao passar de 4,50m para 6,00m de profundidade, a mineralogia global apresenta uma diminuição no conteúdo relativo de gibbsita contra aumento em caolinita. Na mineralogia da fração argila é verificado aumento somente em anatásio, enquanto a caolinita não se altera. Enquanto isso no furo LCA8, abaixo

Figura 12. Difratoograma de RX da fração argila mostrando mineral do grupo da crandallita com distância interplanar de 5,59 angstroms (florencita)

Figura 13. Difratoograma de RX da fração argila mostrando mineral com distância interplanar de 6,03 angstroms (rabdofânio).

de 6,50m, o decréscimo em gibbsita contra acréscimo em anatásio e caolinita é confirmado pela mineralogia global.

Com relação a discordância entre os resultados constatados no furo 4, cabe considerar que as limitações do método tornam pouco relevante sua consideração. Quando tomadas, entretanto, no conjunto das observações, ela merece ser destacada, para ser retomada mais adiante, por ocasião das observações em lâmina delgada.

VIII.3.4. Mineralogia da fração silte

É constituída pelos mesmos tipos minerais que a fração argila. Na estimativa semi-quantitativa apresentada na figura 11 notou-se as mesmas variações que a sofrida pela fração argila: a gibbsita não é detectada nos níveis profundos, quando ocorrem os aumentos relativos em caolinita e anatásio.

VIII.3.5. Comentários sobre mineralogia da fração argila e fração silte

Procurou-se estabelecer uma comparação entre os resultados obtidos pela mineralogia da fração silte e mineralogia da fração argila.

Em primeiro lugar é notado, na maioria das amostras, uma maior contribuição relativa de anatásio nessa fração, que na fração argila. Se por um lado esse resultado pode ser interpretado com maior teor ponderal relativo de anatásio nessa fração, por outro lado isso pode também denotar que o anatásio esteja melhor cristalizado nessa fração.

Observa-se ainda no furo LCA8 à 6,50m, que apesar do pequeno conteúdo relativo, a gibbsita é detectável na fração argila, enquanto na fração silte não foi identificada. Tal aspecto deve representar menores teores relativos, ou menor grau de cristalinidade desse mineral na fração silte.

VIII.3.6. Análise de minerais pesados da fração areia

VIII.3.6.1. Identificação

Da fração areia foram separadas a fração mais densa que o bromofórmio ($d=2,87\text{g/cm}^3$) e a fração mais leve. Agrupou-se, em seguida, as variedades pesadas de acordo com características magnéticas, cor, hábito e morfologia. A mineralogia principal dos grupos separados foi determinada por meio de exames a DRX, enquanto o exame ao MEV acoplado a analisador EDS possibilitou observar a composição química qualitativa de alguns pontos dos diferentes agregados minerais.

Os agrupamentos observados foram:

a) Agregados com predomínio de quartzo (QTZ)

Principal material da fração leve, ocorre também na fração pesada, porém com pouca frequência. O quartzo ocorre como grãos arredondados, subangulares ou angulares, hialino ou leitoso e por vezes de coloração amarelada. Os cristais podem estar envolvidos por material argiloso friável de coloração avermelhada, rosada ou branca. Grãos pequenos de quartzo criptocristalinos de coloração rósea são eventualmente observados, apresentando feições de corrosão.

b) Agregados de oxi-hidróxidos de ferro (AOF) (foto1)

São agregados constituídos essencialmente por caolinita, anatásio, oxi-hidróxidos de Fe, provavelmente fosfatos secundários e eventualmente magnetita residual.

As características físicas, óticas e morfológicas, observadas à lupa binocular, demonstram que esses agregados podem ser duros ou friáveis, de coloração vermelho-ocre, às vezes com deposição de material mais claro. São arredondados a subangulares e podem apresentar aspecto rugoso. Estão presentes nas frações não magnética, pouco magnética e muito magnética (Foto1).

A análise por DRX (método do pó) desse agregado detectou caolinita e anatásio, além de óxidos ou oxi-hidróxidos pouco cristalinizados, evidenciados pelo espectro de RX mal definido (fig. 14) (provavelmente óxidos de Ti, e oxi-hidróxidos de Fe e Al).

O exame ao MEV/EDS determinou ainda a presença de magnetita, como pequenos cristais compostos por Fe e Cr, dispersos em matriz ferruginosa. Por vezes os oxi-hidróxidos de Fe aparecem ao MEV como estruturas tipo “boxwork” (foto 2), ou como microcristais aciculares, arranjados paralelamente à parede de um vazio (cutã) ou grão mineral de maior granulometria (foto 3).

É bastante comum a presença de Al e Si (provável caolinita) (fig 15A) e em alguns pontos também Ti e P (anatásio/fosfatos secundários) (fig.14B), todos associados à matriz ferruginosa. Pontualmente foram detectadas as presenças de Cu e Zn, de Mn, ou então Cr (figs. 15 B, C e D), também na composição da matriz ferruginosa.

Foto 1. Lupa binocular. Agregados de oxi-hidróxidos de Fe (AOF). É composta de óxidos e oxi-hidróxidos mal cristalizados, caolinita, anatásio e fosfatos secundários (?).

Foto 2 Imagem ao MEV: estruturas tipo "boxwork" de oxi-hidróxidos de Fe.

Foto 3 Imagem ao MEV: oxi-hidróxidos de Fe perpendicular a superfície de um vazio (cutã)

Figura 14. Difratoograma de RX de grãos de agregados de oxi-hidróxidos de Fe com presença de caolinita (K) e anatásio (A).

Figura 15 Espectros EDS pontuais de agregados de oxi-hidróxidos de Fe (A) mostrando associação com aluminossilicato (caolinita?)(D) aluminossilico fosfato (caolinita-fosfatos secundários ?)(B) e enriquecimentos em Cu, Zn, Cr, e Mn (amorfos ?).(C e D)

c) Agregados poliminerálicos de coloração ocre (APO) (foto 4)

São agregados compostos por caolinita gibbsita, anatásio, alumino-fosfato do grupo da crandallita (florencita) e ainda rabdofânio. Eventualmente ocorrem ainda magnetita e ilmenita.

À lupa apresentam-se como agregados duros com coloração ocre, ou variando do centro para as bordas desde ocre até bruno-avermelhado. Em geral são arredondados, mas podem ocorrer na forma subarredondada. Estão presentes nas frações não magnética e pouco magnética. Grãos de minerais residuais aparecem dispersos na matriz alterada do agregado.

A análise por DRX (método do pó) identificou caolinita, gibbsita, anatásio, alumino-fosfato do grupo de crandallita, especificamente florencita, e também rabdofânio, um fosfato secundário (fig.16).

Ao MEV/EDS foram notados microcristais compostos por Fe (magnetita) e por Fe e Ti (ilmenita). Os diferentes graus de alteração em que se apresentam esses minerais residuais são indicados pela morfologia do cristal e presença de espécies químicas associadas ao material matricial (fig. 17 A e B). Como o exame da matriz ao MEV/EDS detectou alumino-silicato, fosfatos e ainda Ti e Fe (fig 17 C), acredita-se que os minerais determinados à DRX sejam os componentes da matriz.

d) Agregados ilmeníticos alterados (AIL) (foto 5)

Os agregados são compostos por magnetita, ilmenita, perovskita e eventual quartzo como minerais residuais e ainda rabdofânio, além de provável caolinita e anatásio como minerais de alteração.

À lupa nota-se que esse tipo de agregado é basicamente composto por minerais residuais em processo de alteração. Os minerais residuais são negros, de brilho discreto, e apresentam um material de coloração gradando de creme a bruno avermelhado, na forma de cobertura ou preenchimento das fissuras. A forma vai desde arredondado até angular (foto 5).

A análise por DRX (método do pó) evidenciou a presença de magnetita/ilmenita, perovskita e fosfato com padrão de difração próximo ao rabdofânio (fig. 18).

O exame ao MEV/EDS confirmou a presença de perovskita e ilmenita como o constituinte residual (fig.19 A e B). No material de cobertura e preenchimento do agregado foram detectados alumino-silicatos, fosfatos e também Ti e Fe, representado provavelmente uma composição de caolinita, anatásio e fosfatos secundários (rabdofânio e/ou florencita).

Foto 4. Lupa binocular: agregados poliminerálicos ocre (APO), composto por caolinita, gibbsita, anatásio, aluminio-fosfato do grupo da crandallita (florencita?), rabdofânio, magnetita(?) e ilmenita (?).

Figura 16. Difratoograma de RX de agregados poliminerálicos ocre com presença de caolinita (K), gibbsita (Gb), anatásio (A), fosfatos (rabdofânio (fos R) e aluminio-fosfatos (florencita (fos?)).

Figura 17. Espectros EDS pontuais de agregados poliminerálicos ocre mostrando Fe Ti e Mg como componentes residuais (ilmenita?) (A) e enriquecimentos em Fe (B) (amorfo?) na matriz alterada composta por aluminio-silício fosfato (caolinita- fosfatos secundários)(C).

Foto 5. Lupa binocular: agregados ilmeníticos. São constituídos por magnetita-ilmenita; perovskita; às vezes quartzo; caulinita (?), anatásio (?) e rabdofânio.

Foto 6. Imagem ao MEV: placas de ilmenita de hábito lamelar.

Foto 7. Imagem ao MEV: ilmenita de hábito hexagonal

Foto 8. Imagem ao MEV: placas de ilmenita residual lamelar (A) e esférica (B) com feições de corrosão.

Figura 18 Difratoograma de RX de agregados ilmeníticos com perovskita (PW); ilmenita (IL); alumino-fosfatos do grupo da crandallita (florencita? (fos?)) e rabdofânio (fosR)

Figura 19 Espectros EDS pontuais de agregados ilmeníticos. Ocorrem perovskita (A) ilmenita (B) residuais associados a (caulinita?)(A); alumino fosfatos (C) e caulinita-fosfatos secundários (D).

Embora rara, a associação mineral entre ilmenita, perovskita e quartzo por vezes pode ser observada. Ao MEV observa-se que a associação, de natureza magmática, ocorre como microveios de quartzo na perovskita, microveios de perovskita no quartzo e interdigitações entre ilmenita e perovskita. Nos contatos interminerais perovskita-quartzo foi detectada a presença de Ti, além de Al, P, Fe, e eventual Cu (fig.19 D). Sobre o grão e nas bordas da perovskita é comum a presença de material composto por Ti (anatásio); ou então Ti, Al e P (associação entre anatásio alumino-fosfato); ou ainda Ti, Al, Si , P e Fe (anatásio, fosfatos secundários e caolinita ferruginosa)(fig.19 C).

A ilmenita residual, evidenciada ao MEV/EDS pela presença de Ti, Fe, Mg e Mn na composição (fig.19 B), apresenta-se ora com hábito lamelar (foto 6), ora como cristais hexagonais (foto 7), ou então sem hábito definido. Na superfície das microplacas de ilmenita podem ocorrer pequenas estruturas lamelares ou esféricas de ilmenita aparentemente corroída (foto 8).

e) Agregados de óxidos de Ti (AOT) (foto 9)

São agregados de anatásio, caolinita, rabdofânio, provavelmente gibbsita e eventualmente ilmenita e perovskita residual.

As análises em lupa demonstram agregados duros, inquebráveis ao estilete, de coloração creme levemente amarelado, ou então de coloração esverdeada. De brilho discreto, estão presentes nas frações não magnética e pouco magnética. Por vezes são observados resquícios de minerais residuais de coloração negra (provável perovskita, ilmenita, magnetita, rutilo ou monazita).

Com base nas análises por DRX (método do pó), identificou-se a presença de anatásio, caolinita e fosfato secundário (provável rabdofânio) nos agregados creme (fig 20A), enquanto somente anatásio e rabdofânio nos agregados esverdeados (fig 20B).

Ao MEV/EDS nota-se uma composição essencialmente titanífera (anatásio), muitas vezes associada a Al (oxi-hidróxidos de Al, provável gibbsita) (fig 21A), ou então Al e Si (caolinita); Al,Si e P (caolinita-fosfatos secundários) (fig. 21 B). Em alguns pontos do agregado podem ser detectados Cu e Zn associados ao Ti (fig 21 C). Também o exame ao MEV/EDS possibilitou definir os minerais residuais através de vestígios de ilmenita, evidenciada pela composição feita de Fe, Ti, Mg e Mn; ou então a perovskita que aparece como cristais ainda são de composição cálcio-titanífera.

Foto 9. Lupa binocular: agregado de óxidos de Ti composto por anatásio, caolinita, rabdofânio, gibbsita(?), perovskita e ilmenita

Foto 10. Imagem MEV. filetes esferoidais de anatásio na superfície de agregado de óxidos de Ti.

Figura 20. Difratogramas de RX de agregados de óxidos de Ti. Os agregados creme são compostos por anatásio (A), caolinita(K) e rabdofânio (fos R)(1) enquanto nos esverdeados ocorrem anatásio (A) e rabdofânio (fos (R)).(2)

Figura 21. Espectros EDS pontuais de agregados de óxidos de Ti composto por anatásio (A) associado a caolinita e fosfatos secundários (B) e enriquecimento em Cu e Zn (amorfo ?)(C)

Na superfície dos agregados podem ocorrer filetes ou estruturas esféricas, observáveis somente ao MEV, de composição titanífera, sugerindo se tratar de grânulos de anatásio (foto 10 fig. 21 A).

f) Agregado perovskita-magnetita-ilmenita- monazita (NEG) (foto 11)

À lupa apresentam-se como agregados de coloração negra, brilho vítreo e em formas angulares distribuídos em diferentes granulometrias. Em geral apresentam sinais de corrosão gradando para material amarelo acastanhado ou avermelhado. Estão presentes nas frações não magnética e pouco magnética (foto 11).

A perovskita e ilmenita/magnetita foram detectadas em DRX. O exame ao MEV/EDS indicou a presença de microcristais são de magnetita com Cr e Ti na composição. Associações com Al e Si (caolinita) ou Al, Si e P (caolinita-fosfatos secundários) foram observados em vários pontos dos agregados.

.g) Rutilo (RUT)

Apesar de não ser identificado por meio de DRX, devido a semelhança dos seus planos de difração aos planos da magnetita/ilmenita, o exame ao MEV/EDS permitiu a detecção de um agregado de composição titanífera e hábito lamelar cruzado (aumento 2000X) característico de rutilo.

h) Perovskita (TIT) (foto 12)

Identificada por DRX em Câmara de Gandolfi, a perovskita apresenta-se à lupa como grão de coloração negra, brilho vítreo, morfologia tabular ou octaédrica e não magnética.

i) Espécies associadas aos agregados.

O exame ao MEV/EDS, por vezes apontou a ocorrência de algumas espécies químicas de associação pouco comum à mineralogia determinada por DRX. Material contendo Zr e Ca, por exemplo, algumas vezes são notadas através da imagem de elétrons retroespalhados sobre agregados de óxidos de Ti e sobre perovskita. Há a possibilidade no caso, de trata-se de calzirtita ($\text{CaZr}_3\text{TiO}_3$), que segundo HEINRICH (1980) é um mineral pouco comum em carbonatitos (foto 13, fig 23).

Também eventualmente é notada a ocorrência de Al, Si, Ti, Fe, Na, Ca, K, Cl e S, desta vez nas bordas dos agregados, e na forma de um material cuja morfologia lembra “pétalas de flor” (foto 14, fig 24).

Foto 11. Lupa binocular: agregados de ilmenita-magnetita-perovskita-monazita.

Figura 22. DRX de agregados perovskita (PW)-ilmenita-magnetita (IL)- monazita (Mo)

Foto 12. Lupa binocular: perovskita

Foto 13. Imagem ao MEV: calzirtita(?)

Foto 14. Imagem ao MEV. Material com morfologia em "pétalas" composto por Na, K, Ca, Fe, Al, Ti, Si, S e Cl

Figura 23. Espectro EDS pontual de calzirtita (?)

Figura 24. Espectro EDS pontual de material em forma de "pétalas de flor" mostrando uma composição complexa.

A síntese da mineralogia principal dos agregados da fração pesada, determinada com base nas análises por DRX e avaliada por meio das análises ao MEV/EDS está representada na tabela I.

	AOF	APO	AIL	AOT	NEG	RUT	TIT
Anatásio	X	X	(?) X	X			
Caolinita	X	X	(?) X	X			
Gibbsita		X		(?)X			
Oxi-hidr.Fe	X						
Fosfat. 2 ^{ários}	(?) X	X	X	X			
Rutilo						X	
Perovskita			X	X	X		X
Ilmenita		X	X	X	X		
Monazita					X		
Magnetita	X	X	X		X		

TABELA.I.Associações mineralógicas em agregados da fração areia grossa. O símbolo (?) indica a provável mineralogia deduzida com base nas análises EDS.

Em suma, os resultados sugerem que os agregados perovskita-magnetita-ilmenita representam minerais pouco alterados enquanto os agregados ilmeníticos são parcialmente alterados e os demais agregados são quase totalmente constituídos por minerais de alteração.

No caso dos agregados pouco alterados, a transição entre os minerais residuais e minerais de alteração é evidenciada pela presença de espécies químicas associadas tanto aos primeiros quanto aos últimos. Quanto aos minerais de alteração destes agregados pouco alterados, as espécies químicas identificadas sugerem que sua constituição seja principalmente caolinita e fosfatos secundários.

Os agregados ilmeníticos, parcialmente alterados, além dos minerais residuais apresentam uma parcela alterada significativa o bastante para ser detectada à DRX, principalmente os fosfatos secundários. Além dos fosfatos, entretanto, a determinação de outras espécies químicas demonstram que, apesar de pouca quantidade, é provável que ocorram outros minerais como caolinita e anatásio, ou então uma fase amorfa de composição semelhante.

Nos agregados de óxidos de Ti e agregados poliminerálicos ocre a ocorrência de minerais residuais é restrita a pequenos e eventuais microcristais. Esses agregados são basicamente constituídos por minerais de alteração: caolinita, anatásio fosfatos secundários e gibbsita. Apesar disso, enquanto nos agregados poliminerálicos ocre, a gibbsita é detectada nos DRX, nos agregados de óxidos de Ti sua presença é deduzida a partir das espécies químicas obtidas ao EDS, e pode se tratar de uma fase pouco cristalinizada.

Os agregados de oxi-hidróxidos de Fe, da mesma forma, apresentam rara ocorrência como minerais residuais e são constituídos essencialmente por minerais de alteração, nesse caso caolinita, anatásio e fosfatos secundários.

O exame ao MEV/EDS ainda possibilitou detectar alguns elementos como Cr, Cu, Zn e Mn na magnetita alterada dos agregados de oxi-hidróxidos de Fe e Mn, Cu e Ti na ilmenita sã e alterada dos agregados ilmeníticos.

VIII.3.6.2 Distribuição da fração pesada no furo LCA2.

Para a realização do estudo de pesados, escolheu-se o furo LCA2 pelo fato deste se encontrar na base do perfil e portanto apresentar tanto material proveniente de sedimentação, como material coluvionar provindo do topo. Desse modo, a falta de seleção proporcionaria a observação de todas as variedades do perfil. Em paralelo, efetuou-se a observação do material da fração areia grossa dos demais furos, com o objetivo de extrapolar a mineralogia dos pesados do furo 2 para os demais furos.

A composição global da fração areia do furo 2, e a distribuição das variedades agrupadas da fração pesada é representada na tabela II e o histograma das principais variedades é apresentado na fig. 25.

O total da fração pesada apresenta, próximo a superfície, um percentual relativo a fração leve de cerca de 15%. Entre 1,00m e 3,20m de profundidade esse valor cai para 10%, enquanto a 5,20m sofre novo aumento para cerca de 15%.

Observando-se cada variedade, nota-se que a variação da fração pesada está relacionada às variações dos agregados poliminerálicos ocre, agregados de oxi-hidróxidos de Fe, agregados perovskita-ilmenita-magnetita e agregados de óxidos de Ti, enquanto os agregados ilmeníticos, rutilo e perovskita, devido ao seu baixo percentual relativo, não podem ser convenientemente relacionados.

Tipo de agregado	profundidade				
	0,50m	1,00m	1,50m	3,20m	5,20m
QTZ	86,6%	91,2%	92,8%	92,8%	86,3%
AOF	3,1%	1,2%	1,1%	0%	0%
APO	3,0%	3,6%	1,2%	1%	0%
AIL	0,3%	0,1%	0,9%	0%	0%
AOT	3,9%	1,2%	1,1%	0%	5,8%
NEG	2,3%	1,9%	1,8%	1,6%	4,9%
RUT	0,7%	0,5%	1,1%	0%	0,3%
TIT	tr	0,3%	0%	0%	0%
Outros	0,1%	tr	tr	1,3%	0%

TABELA II. Composição global da fração areia do furo LCA2.

Entre 0,50m e 1,00m de profundidade, as variações da fração pesada são relacionadas as variações de agregados de oxi-hidróxidos de Fe (AOF) e agregados de óxidos de Ti (AOT). Os agregados de oxi-hidróxidos de Fe apresentam queda em seu percentual de perto de 3% para 1%, enquanto os agregados de óxidos de Ti diminuem de cerca de 4% para 1%.

Entre 1,00m e 1,50m são os agregados poliminerálicos ocre (APO) os principais responsáveis pela queda na fração pesada, quando sofrem decréscimo de cerca de 4% para 1%. Enfim a 5,20m o novo aumento na fração se deve aos agregados de óxidos de Ti e agregados perovskita-ilmenita-magnetita (NEG) que atingem nesse ponto perto de 6% e 5% respectivamente.

VIII.3.6.3. Exame à lupa binocular da fração areia grossa.

Por ocasião da observação em lupa, notou-se uma grande abundância, na fração areia grossa, de agregados friáveis com aspecto argiloso, cujas características de coesão não permitiram a dispersão com pirofosfato de sódio. Em virtude desse aspecto, realizou-se em primeiro lugar uma estimativa de abundância entre os agregados argilosos e quartzo, correspondendo a fração leve, e os agregados da fração pesada. Em seguida partiu-se para nova estimativa, desta vez somente relacionando as variedades da fração pesada.

Os diagramas da fig. 26 apresentam a distribuição das estimativas de abundância dos agregados argilosos, quartzo e agregados pesados, com a profundidade em cada furo.

Relacionando-se essas variações com a delimitação dos fácies, nota-se que ao passar do fácies 1 para o fácies 5, a abundância relativa dos agregados argilosos sofre decréscimo. Esse percentual, entretanto se mantém por toda a extensão do fácies 5, e inclusive até a porção a jusante do fácies 6.

O fácies 8 apresenta à montante, maior abundância desse tipo de agregado, enquanto sua porção à jusante só apresenta maior abundância ao nível do lençol freático, em 6,50m de profundidade.

Nos furos de jusante são poucas as variações desses componentes. Somente ao nível do lençol freático, próximo a metade da topossequência (furo LCA11), é notado aumento significativo na abundância relativa dos agregados argilosos.

Quando comparados os dados obtidos na observação em lupa da fração areia grossa e a distribuição dessa fração com a profundidade (item VIII.2.6) nota-se que a tendência a maiores valores de areia grossa sempre correspondem a aumentos em agregados argilosos friáveis. Essa relação demonstra que o aumento verificado na fração areia grossa, e que talvez possa ser parcialmente extrapolado para a areia fina, significa maior dificuldade de desagregação do material, que na realidade deveria figurar na fração mais fina.

Os diagramas da figura 27 apresentam as estimativas de abundância relativa das variedades pesadas predominantes na fração areia grossa.

As variações na abundância dos agregados da fração pesada, demonstram aumento nos agregados poliminerálicos ocre no contato entre os fácies 5 e 6 dos furos LCA8, enquanto os agregados de óxidos de Ti e agregados ilmeníticos não foram observados. Além disso os agregados poliminerálicos ocre são bastante abundantes no fácies 10, bem como abaixo de nível do freático na porção a jusante do fácies 8.

Os agregados de óxidos de Ti são mais abundantes nos fácies de montante, especificamente na porção mais exposta do fácies 5.

No furo LCA11, abaixo de 4,50m ocorre aumento significativo nos agregados poliminerálicos ocre, contra diminuição nos agregados de oxi-hidróxidos de Fe.

Agregados quartzosos

Variedades pesadas

Figura 25. Histograma de distribuição dos agregados da fração areia no furo :LCA2

Figura 26 Variações na estimativa de abundância relativa entre agregados argilosos, quartzo e agregados pesados da fração areia grossa.

Figura 27 Variações na estimativa de abundância relativa entre as variedades pesadas da fração areia grossa.

No fácies 9 do furo LCA8 há acréscimo na abundância de agregados ilmeníticos e agregados de óxidos de Ti, enquanto no mesmo fácies, mas no furo LCA7, há aumento em agregados perovskita-ilmenita-magnetita, em ambos os caso contra diminuição em agregados de oxi-hidróxidos de Fe.

O exame em lupa binocular possibilitou ainda notar que nos furos LCA8 e LCA5 ocorrem freqüentemente agregados de óxidos de Ti, e eventualmente também agregados ilmeníticos, com coloração esverdeada em todas as profundidades, o que é raro observar nos demais furos.

VIII.3.7.Comentários sobre a mineralogia

As análises mineralógicas por DRX permitiram a identificação de *quartzo*, *ilmenita/magnetita*, *perovskita*, *monazita*, *caolinita*, *gibbsita*, *anatásio*, e os *fosfatos secundários florencita e rabdofânio*. Além disso o alto "background" dos difratogramas sugerem a presença de uma fase amorfa.

Enquanto as frações argila e silte são compostas por minerais secundários: *caolinita*, *gibbsita*, *anatásio* e *fosfatos secundários*, a fração areia apresenta minerais residuais: *quartzo*, *perovskita*, *magnetita* e *ilmenita* que ocorrem individualizados ou na forma de agregados; agregados de minerais primários associados a produtos de alteração; agregados completamente alterados e ainda agregados argilosos de difícil desagregação, que na verdade deveriam aparecer na fração mais fina.

Os agregados de minerais primários associados a produtos de alteração apresentam-se como agregados negros de magnetita-ilmenita-perovskita pouco alterada e oxi-hidróxidos secundários; agregados ilmeníticos compostos por ilmenita/magnetita e anatásio neoformado associado a oxi-hidróxidos de Fe; e ainda agregados de perovskita pouco alterada com anatásio.

Os agregados já quase totalmente alterados são agregados de oxi-hidróxidos de Fe associados a caolinita e anatásio; agregados poliminerálicos ocre e agregados de óxidos de Ti, ambos compostos por anatásio e fosfatos secundários, sendo que o primeiro apresenta caolinita e gibbsita suscetível a detecção por DRX, enquanto no segundo o Al e Si só foram observados por análise EDS.

A distribuição semi-quantitativa dessa mineralogia mostra que a fração argila em geral tem uma composição equilibrada entre caulinita, gibbsita e anatásio, com menor participação

dos fosfatos secundários. Embora isso ocorra na maioria das amostragens, existem pontos com diminuição significativa, as vezes a ponto de dificultar a detecção de gibbsita. Nesses pontos, em geral os mais profundos, a diminuição em gibbsita pode estar relacionada ao aumento em anatásio, ou então o que é mais comum, aumento em anatásio e caolinita na fração argila.

Na fração silte a caolinita tem suas intensidades de difração diminuídas quando comparadas a fração argila. Isso é mais evidente à montante que a jusante, e pode ser devido tanto a menor quantidade relativa, quanto a desarranjos cristalográficos da caolinita nessa fração.

Como na fração argila, também na fração silte, a diminuição em gibbsita é acompanhada de aumento em anatásio ou também de caolinita.

Na fração areia a mineralogia está distribuída em agregados. Os agregados argilosos de difícil desagregação, de composição idêntica ao material da fração argila, é abundante na superfície e o comportamento distributivo é diferenciado entre os furos de montante e jusante. À montante a abundância decresce com o aumento da profundidade, só aumentado nos pontos mais profundos, enquanto a jusante os valores são bastante próximos, mesmo com o aumento da profundidade, exceto pelo nível de base quando há aumento dos agregados argilosos. Os agregados pesados, apesar de apresentarem em geral maior abundância relativa à montante que à jusante, apresentam decréscimo significativo nos pontos profundos de montante.

Entre os agregados pesados, as variações na abundância relativa das principais variedades são mínimas, exceto em alguns pontos específicos. É o caso do contato entre as fácies 6 e 8 de montante e toda a porção abaixo do lençol freático de jusante, onde os agregados poliminerálicos ocre são bastante abundantes. É também o caso da fácies 9, que apresenta aumento na abundância dos minerais residuais negros, agregados ilmeníticos, ou agregados de óxidos de Ti.

Conforme a descrição acima, os minerais secundários encontram-se distribuídos nas mais variadas frações granulométricas. As análises semi-quantitativas obtidas a partir de amostra global, ainda revelam algumas relações com essa distribuição.

Na mineralogia global o conteúdo relativo de gibbsita apresenta decréscimo nos pontos profundos contra aumentos em caolinita e anatásio, juntamente com diminuição de quartzo. Apesar disso, no furo LCA4 à montante na topossequência, essa queda em gibbsita na mineralogia global corresponde, na fração argila, a acréscimo somente em anatásio, sem

alteração na caolinita. Enquanto isso, nos demais locais, é verificado que a queda em gibbsita é acompanhada por aumentos em anatásio e também caolinita. No furo LCA4, portanto, a caolinita deve se encontrar, pelo menos em parte, numa outra fração, para justificar o seu aumento na mineralogia global, sem aumento na fração argila. Esse fato será retomado mais adiante, por ocasião do exame em lâminas delgadas.

Entre os agregados pesados, as variações na abundância relativa das principais variedades são mínimas, exceto em alguns pontos específicos. É o caso do contato entre os fácies 6 e 8 de montante e toda a porção abaixo do lençol freático de jusante, onde os agregados poliminerálicos ocre são bastante abundantes. É também o caso do fácies 9, que apresenta aumento na abundância dos minerais residuais negros, agregados ilmeníticos, ou agregados de óxidos de Ti.

Conforme a descrição acima, os minerais secundários encontram-se distribuídos nas mais variadas frações granulométricas. As análises semi-quantitativas obtidas a partir de amostra global, ainda revelam algumas relações com essa distribuição.

Na mineralogia global o conteúdo relativo de gibbsita apresenta decréscimo nos pontos profundos contra aumentos em caolinita e anatásio, juntamente com diminuição de quartzo. Apesar disso, no furo LCA4, à montante da topossequência, essa queda em gibbsita na mineralogia global corresponde, na fração argila, a acréscimo somente em anatásio, sem alteração na caolinita. Enquanto isso, nos demais locais é verificado que a queda em gibbsita é acompanhada por aumentos em anatásio e também caolinita. No furo LCA4 portanto, a caolinita deve se encontrar pelo menos em parte, numa outra fração, para justificar o seu aumento na mineralogia global sem aumento na fração argila. Esse fato será retomado mais adiante, por ocasião do exame em lâminas delgadas.

VIII. 4. ANÁLISES AO MICROSCÓPIO ÓTICO E MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA COM EDS.

O exame do material indeformado em lâminas delgadas teve como propósito:

1. Verificar a organização do material,
2. Observar o interior dos agregados,
3. Complementar as observações analíticas com análise química semi-quantitativa por EDS.

VIII.4.1. Organização micromorfológica e mineralógica

No topo da seção detalhada da topossequência LCA, poço LCAS3, as observações em microscopia ótica demonstraram que o material plásmico ($<2\ \mu\text{m}$) é dominante. A composição desse plasma obtida por EDS é semelhante em toda a topossequência e é essencialmente formada por Al e Si, mas com presença de Ti e Fe e eventualmente P (prancha 1 A, B e C; ANEXO A). No caso da associação a fosfatos podem ocorrer variações nos teores relativos do P (prancha 1, fig 28 B e F). Além disso, podem ocorrer elementos como Cu, Zn, Mg, Mn em alguns pontos (prancha 1, fig 28 E e G). É provável que a composição mineral seja caolinita ferruginosa com algum anatásio, fosfatos secundários e, compostos amorfos das espécies químicas apontadas acima. Sua coloração ao microscópio ótico (LN) é escura na superfície, gradando suavemente a avermelhada com o aumento da profundidade. Pequenos volumes vermelho-vivo estão presentes desde a superfície. Esses volumes são concentrações plásmicas constituídas por Al, Si e Fe (caolinita ferruginosa). Aparentes variações no teor de Fe conforme a região, formam pequenos pontos amarelos no interior do volume. Com a profundidade, esses volumes adquirem melhor visibilidade, devido a coloração mais clara da matriz na qual estão inseridos (prancha 1, foto 15 e 16). Em torno de 2,70m esses volumes assumem dimensões consideravelmente maiores que nas profundidades inferiores, ao mesmo tempo que ocorrem concentrações de plasma ferruginoso de textura "brechada" (glébulas). Em geral estas concentrações "brechadas" apresentam-se imersas em plasma denso (prancha 2, foto 19, ANEXO A). Sua composição varia desde essencialmente ferruginosa, com Si e algum Al (prancha 2, fig. 29 A), passando a composição alumino-silicático-ferruginosa (caolinita ferruginosa) (prancha 2, fig. 29 B).

Ocorrem ainda pequenos volumes constituídos por concentração plásmica de coloração esverdeada (LN) (prancha 1, foto 15 e 16) . O exame ao MEV detectou Al, Si e muito Ti e Fe, além do P.

Desde a superfície até perto de 2,20m de profundidade, o plasma se apresenta como grânulos esféricos. A porosidade é formada por vazios alveolares que se formam no contato entre os grânulos (assembléia granular) (prancha 1, foto 15 e 16). À 2,70m o material plásmico da maioria da lâmina dispõe-se como pequenos volumes sem forma definida, unidos entre si por "pontes" do mesmo material (assembléia intertextica) (prancha 1, foto 15 e 16). Alguns pontos, entretanto, apresentam porções de plasma denso (assembléia porfirosquélica), que inclusive envolvem volumes vermelhos bastante nítidos (prancha 2, foto 17).

Além da porosidade estrutural representada pelos vazios entre as "pontes", também há porosidade fissural, representada por fissuras ou fraturas com pouca continuidade; e ainda canais tubulares e vazios circulares de diâmetro médio de 2mm, provavelmente estrutura de origem biológica (biotúbulos). Esses biotúbulos apresentam-se ora preenchidos por grânulos esféricos de plasma, ora por um plasma intertextico.

Dispersos no plasma ocorrem grãos de quartzo, minerais opacos residuais e agregados minerais desde pouco alterados até totalmente alterados.

Com distribuição homogênea de cerca de 10% nas lâminas, os grãos de quartzo são em geral de grã fina (maioria com diâmetro de até 200 μm). Em alguns grãos de maiores dimensões é possível notar extinção ondulante, feições de corrosão e deposição de material ferruginoso. Por vezes podem ocorrer inclusões de rutilo, como o observado no poço LCAS1(prancha 3, foto 18 e 19, ANEXO A).

Os opacos são na sua maioria anhédricos e com feições de corrosão. Uns poucos são subeuhédricos. As dimensões da maioria dos grãos e/ou agregados não é superior a 200 μm , mas alguns chegam a 1,5 mm. As espécies químicas detectadas ao EDS sugerem que esses opacos sejam: ilmenita, magnetita ou agregados de ilmenita e magnetita.

Ocorrem ainda, se bem que raramente, grãos de perovskita. A perovskita tem coloração cinza azulada (LN) e alto relevo. Em geral apresenta fraturas internas e as vezes textura amarrotada "rumpled texture". Pode apresentar bordas esverdeadas de composição titanífera (provável anatásio). Outro mineral, de coloração cinza escura, alta birrefringência, alto relevo e textura amarrotada, se revelou ao EDS com composição essencialmente titanífera (provável rutilo, que já foi detectado no exame dos agregados da fração areia). Também raramente ocorrem grãos de mineral de alto relevo e alta birrefringência, cujo exame ao MEV revelou composição cálcio-titânico-zirconífero (calzirtita- $\text{CaZr}_3\text{TiO}_3$). Apesar de serem raros os grãos de dimensões suficientes para observação ao microscópio ótico, ao MEV foi possível verificar que existem muitos grãos desse tipo disseminados no plasma, numa granulometria bastante pequena, onde também ocorrem minerais sílico-zirconíferos (zircão - $\text{Zr}(\text{SiO}_4)$) e somente zirconíferos (badeleíta ZrO_2).

Os agregados ilmeníticos são constituídos por uma região opaca formada por ilmenita ou agregado ilmenita magnetita residual (prancha 4, fig. 31 A e B, ANEXO A) e uma região esverdeada sob luz normal (LN) e amarelo-esverdeada sob nicóis cruzados (LP) (anatásio

associado a caulinita e/ou então compostos amorfos de Al, Si, P Ti (prancha 4, fig 31 C)). O contato entre ambos é brusco com interdigitações e é comum apresentar feições de corrosão na borda do agregado. Em 2,70m ocorrem agregados de maiores dimensões, onde o mineral esverdeado tem uma nítida delimitação com o opaco e é possível observar feições de substituição do mineral residual pelo mineral de alteração (prancha 4, foto 20).

Os agregados de óxidos de Ti, de coloração esverdeada (LN) e amarelo-esverdeada aos nicóis cruzados (LP), podem ser anhédricos ou subeuhédricos, por vezes apresentando face cúbica, ou então apresentando feições de corrosão. Alguns agregados de coloração verde escura de óxidos de Ti são quase opacos a luz refratada, têm textura interna rugosa com uma sutil diferença na extinção. As variações composicionais internas exibem variações nos teores relativos de Al, Si, Fe e P, mas sua descrição em detalhe é impossibilitada pela difícil observação de sua estrutura interna ao microscópio ótico, devido à opacidade. Abaixo de 2,20m observaram-se também agregados ferruginizados internamente, com coloração vermelho-esverdeada (LP) como o do poço LCAS1, apresentado na prancha 3, foto 19. Esse tipo corresponde aos agregados ocre definidos ao exame de pesados a lupa. Abaixo de 2,20m também foram observados agregados de óxidos de Ti com dimensões maiores (até 4mm) cuja coloração é verde homogênea e pouco ferruginosa.

Os agregados de oxi-hidróxidos de Fe são de difícil observação no plasma escuro, além de poderem ser confundidos com os volumes vermelhos do plasma. Somente a partir de 2,20m, quando a coloração do plasma é mais clara, é possível notar a presença desses agregados. São agregados bastante avermelhados a luz natural, por vezes quase opacos, mas que sob nicóis cruzados a cor avermelhada é nítida, sobretudo nas bordas.

No poço LCAS2, localizados na metade da seção detalhada da topossequência LCA, o material plásmico é avermelhado, semelhante ao poço de montante, mas pouco mais claro. Essa coloração só se modifica à 2,60m para mais avermelhada. A organização do material plásmico é semelhante ao poço de montante. Até 1,10m os grânulos esféricos formam uma assembléia granular, em 1,10m começam a aparecer volumes organizados segundo assembléia intertextica que a partir de 2,60m passa a ser a estrutura dominante, com alguns volumes de assembléia porfirosquélica.

Os volumes vermelho-vivo são evidentes desde a superfície como volumes individualizados ou envolvidos pelo plasma dominante na lâmina. Pequenos volumes formados por concentrações plásmicas de cor amarelo brilhante (glébulas ou nódulos) constituídos por

bastante Al e pouco Si (caolinita), segundo análise EDS, são de comum ocorrência (prancha 5, foto 21, ANEXO A).

A porosidade, como no poço de montante, pode ser estrutural, fissural de pouca continuidade, ou então originada por biotúbulos.

Como minerais residuais, ocorrem quartzo, opacos e perovskita. A perovskita desse poço pode apresentar bordas esverdeadas de anatásio semelhante ao poço LCAS3, mas com fina camada de material creme brilhante (prancha 6, foto 22 e 23, ANEXO A) o que não foi observada no poço de montante. A nicóis cruzados esse material creme exhibe anisotropia com diferentes padrões de extinção, de orientação paralela ao agregado, semelhante a microcristais de gibbsita. A constituição do material creme é feita por óxidos Ti associado Al e as vezes P e Si (prancha 6, fig 33 A, B e C). Por vezes são observados alguns pontos onde Ce, La, e Nd fazem parte da composição do agregado de perovskita (prancha 6, fig 33 D).

Os agregados ilmeníticos por vezes são de grandes dimensões (até 4mm), enquanto os agregados de óxidos de Ti não ultrapassam 600 μm .

Os agregados de óxidos de Ti apresentam-se ora semelhante ao poço de montante, ora com uma borda amarelo-brilhante e anisótropa (prancha 7, foto 24, ANEXO A). Abaixo de 1,10m de profundidade os agregados de óxidos de Ti são bastante ferruginizados.

Os agregados de oxi-hidróxidos de Fe são quase totalmente opacos até 1,10m de profundidade, a partir de onde aparecem alguns agregados mais avermelhados que facilmente se confundem com os volumes vermelhos do plasma.

No poço LCAS1, próximo a base da vertente, a coloração do material plásmico dominante é amarelo escura, gradando com o aumento da profundidade para amarelo mais claro. Perto de 2,60m a coloração do plasma se torna amarelo avermelhada com volumes marrom amarelado forte. A transição entre esses dois tipos de plasma é brusca, sendo que o mais escuro ocorre dentro do mais claro como volumes dispersos com interdigitações nos seus limites.

O material plásmico dominante está organizado na forma de assembléia granular até 2,10m de profundidade. Em 2,10m aparecem também regiões com assembléia intertextica e alguns volumes porfiroscélicos. Em 2,60m é dominante na lâmina a assembléia intertextica e porfiroscélica, mas persistem algumas regiões granulares, principalmente preenchendo os biotúbulos. A composição é alumino-silicática (caulinita) variando nos teores relativos de Al e

Si, às vezes associada a fosfatos e quase sempre apresentando Ti na composição. No caso da associação a fosfatos podem ocorrer variações nos teores relativos de P (prancha 1, fig. 28 B e F). Podem ocorrer elementos como Cu, Zn, Mg, Mn em pequenos pontos (prancha 1, fig 28 E e G). Também foi observado um pequeno ponto do grão cuja composição química básica contém Al, Ca, Na, K, Sr, Ce, La e Nd além de P (prancha 1, fig 28 H). Essa composição sugere tratar-se de um fosfato de ETR do grupo da crandalita, mal cristalizado.

Volumes de plasma de coloração esverdeada não muito nítidos, são observados a partir de 1,50m de profundidade (prancha 8, foto 27, ANEXO A). São volumes de plasma compacto esverdeado a lupa e amarelo esverdeado ao microscópio (LN). Em geral esses volumes apresentam pequenas e finas fissuras internas mais ou menos contínuas e orientadas de acordo com seu delineamento. A composição do plasma é principalmente de alumino-silicato (caolinita) com alto pico relativo de Ti (anatásio) e ainda contendo Fe e fosfatos (alumino-fosfato ou fosfato secundário) (prancha 8, fig. 35 A); ou então alumino-silicato com alto pico relativo de Al com Fe e P na composição (prancha 8, fig. 35 B). Os componentes das demais granulometrias são os mesmos componentes do plasma predominante.

A porosidade é representada principalmente pelos vazios estruturais do plasma granular intertextico, mas também ocorrem fissuras e fraturas, inclusive no plasma porfirósquico, e ainda biotúbulos.

Os grãos de quartzo, opacos e perovskita tem ocorrência e distribuição semelhante aos poços de montante.

Os agregados de oxi-hidróxidos de Fe em geral são opacos no centro, mas com bordas avermelhadas. Os agregados ilmeníticos e os agregados de óxidos de Ti apresentam nítidos zoneamentos na coloração, formando uma textura colloforme (prancha 3, foto 18 e 19). De forma aproximadamente circular, o zoneamento intercala camadas de cor esverdeada com diferentes tonalidades, em cujas bordas pode aparecer material creme brilhante e anisótropo cujos microcristais tem orientação perpendicular aos zoneamentos. O exame EDS detectou Ti associado a alumino-fosfatos nas zonas esverdeadas e maiores picos relativos de Al nas bordas anisótropas. (prancha 7, fig. 34 C). Nos agregados mais ferruginizados, diferentes tons avermelhados acompanham o zoneamento: o centro do zoneamento apresenta-se mais avermelhado, gradando em direção as suas bordas para coloração esverdeada e formando uma fina borda brilhante. As vezes esse zoneamento forma estruturas de face cúbica interiores ao agregado (foto 25), outras vezes parece seguir as fraturas intraminerais (foto 26). Também

ocorrem, porém mais raramente, agregados de óxidos de Ti quase opacos a (LN) e vermelho esverdeado (LP). Da mesma forma que ocorre com a perovskita, às vezes os elementos Ce, La e Nd fazem parte da composição em pequenos pontos do agregado de óxidos de Ti.

VIII.4.2. Agregados da fração pesada: composição interna

Conforme descrição acima, os agregados da fração pesada representam minerais residuais em processo de alteração e minerais já completamente alterados. Na tentativa de compreender a evolução desses agregados, procedeu-se a investigação de suas variações composicionais internas.

A ilmenita residual (prancha 4), encontrada principalmente nos agregados ilmeníticos alterados, é composta por Ti, Fe, Mg e Mn. Nas imediações do grão residual o Mg e Mn passam a não ser detectados, enquanto o Fe apresenta menor intensidade em seu pico característico (fig. 31A). O Al e Si com algum P passam a fazer parte da composição do agregado também nas imediações do grão de ilmenita. Em direção às bordas do agregado o teor relativo de Ti decresce, enquanto crescem os picos característicos de Al, Si e P (fig. 31 C). Verificou-se também a ocorrência significativa de Ti no plasma próximo ao agregado.

A perovskita residual, constituída por Ca e Ti, pode ser encontrada como agregado pouco alterado, onde o mineral residual perfaz grande parte do grão, ou como centro de um agregado de óxidos de Ti, onde a maior parte do grão é composta por material esverdeado.

Os agregados pouco alterados (prancha 6, fig. 33 A)) apresentam, a partir das bordas da perovskita, associação com Al e Si (fig. 33 B), seguido de aumento relativo em Ti na forma de um material esverdeado (anatásio), ou então um material anisótropo que se assemelha a gibbsita quando vista ao microscópio ótico, mas com discreta coloração amarelada. A composição deste último material é de Ti e Al e P (anatásio associado a gibbsita ou fosfatos secundários) (fig. 33 C).

Os agregados já bastante alterados (prancha 3, fig. 30 A) apresentam, do centro para as bordas, dois tipos de comportamento:

1. Desaparecimento do pico de Ca (da perovskita) pelo aumento em Ti, ou então aumento recíproco de Ti e Al, na forma do material brilhante descrito acima ou então aumentos em Ti, Si, Al, Fe e P (fig. 33 B e C).

2. Diminuição relativa em Ca e Ti (da perovskita) devido ao aparecimento de Al, Si, Fe e P na composição (fig. 33 D).

Em ambos os casos, as variações nos teores relativos de Al, Si, Fe e P são representadas pela formação de uma textura colloforme zonada, com diferenças na coloração, já descritas acima. O material anisótropo composto por Ti e Al, desta vez é presente tanto nas bordas dos agregados como nas bordas do zoneamento (foto 25, prancha 7).

Os agregados de óxidos de Ti e agregados ocre são bastante semelhantes em lâmina delgada. A distinção entre eles ao microscópio ótico só é possível porque os agregados de óxidos de Ti são pouco ferruginizados, enquanto os agregados ocre tem coloração mais avermelhada devido a maior conteúdo em Fe (prancha 3, foto 18 e 19 e prancha 7, foto 25 e 26).

Os agregados menos ferruginizados são constituídos por anatásio com Al, Si, Ti, as vezes P (prancha 7, foto 24, fig 34 B e D) e apresentam do centro para as bordas inicialmente diminuição relativa nos picos de Si, seguido de queda também no do Fe com conseqüente aumento em Al, que pode ou não resultar em estrutura anisótropa (prancha 7, fig 34 C). Finalmente nas bordas, há decréscimo também em Al resultando em composição essencialmente titanífera (anatásio) (prancha 7, fig 34 C).

Os agregados mais ferruginizados, também são constituídos por Ti associado a Al, Si e bastante Fe. Do centro para as bordas ocorre aumento em Ti e progressiva elevação dos picos relativos de Al e Si contra queda em Fe.

VIII.4.3.Comentários sobre a micromorfologia

Os agregados examinados na fração areia constituem a maior parte dos grãos maiores de esqueleto observados em lâmina delgada. As variações composicionais semi-quantitativas obtidas ao MEV/EDS permitiram algumas considerações no que diz respeito a sua provável evolução sob a ação dos processos de alteração.

Os agregados ferruginosos de oxi-hidróxidos de ferro apresentam composição essencialmente ferruginosa no centro do agregado. Em direção às bordas aparecem o Al, Si e as vezes P na composição, que aumentam seus picos a medida que se distancia do centro. Em alguns agregados pode ocorrer enriquecimento em Fe em direção às bordas.

Nos agregados ilmeníticos é notado enriquecimento relativo em Ti (provavelmente na forma de anatásio ou outros óxidos), próximo ao grão residual, com perda nas demais espécies químicas. O desaparecimento do Mg e Mn, bem como o decréscimo no Fe denotam a mobilização dessas espécies químicas. Nos processos de alteração da ilmenita é comum a lixiviação de Mg enquanto o Fe e Mn formam oxi-hidróxidos (LEMOS 1990). A diminuição relativa do Fe, entretanto, denota que parte desse Fe é mobilizado, enquanto outra parte pode permanecer ou junto aos óxidos de Ti, ou então fixado juntamente ao Al e Si. A presença de Al e Si desde o início da alteração mostram que essas espécies devem tomar o lugar deixado vazio pela saída de matéria.

Apesar do enriquecimento relativo, o Ti também é mobilizado, o que se evidencia pelo alto conteúdo relativo dessa espécie química no plasma próximo ao agregado.

Nas bordas da perovskita, a presença de Ti na forma de material esverdeado, mostra que também a alteração desse mineral leva a neoformação de anatásio. O anatásio entretanto, algumas vezes ocorre associado a alumino-silicato rico em Al, ou então alumino-fosfato, na forma de material anisótropo que aparece nas bordas da perovskita pouco alterada. A mineralogia desse material não pode ser inferida apenas com base nas análises ao MEV/EDS, isso porque em geral os picos de P são pequenos e podem ter sido ocultados pelo alto pico de Ti. Desse modo, o Al detectado pode tanto estar na forma de gibbsita associada a anatásio, quanto na forma de alumino-fosfato associado a anatásio. Quanto a esse aspecto, os fosfatos secundários, segundo SCHWAB et al.(1989), tendem a inibir a formação de gibbsita, fixando preferencialmente o Al. Há entretanto a possibilidade do meio apresentar baixa concentração relativa de íons fosfato e altas quantidades de caolinita em degradação para gibbsita, nesse caso favorecendo a estabilidade do Al na forma gibbsítica. Esse entretanto, não parece ser o caso desse material, já que é abundante a presença de fosfatos no plasma. Desse modo, parece que o material anisótropo resulta do aprisionamento de fosfatos secundários, dentro de uma estrutura de anatásio neoformado a partir da alteração da perovskita.

Quando o agregado já está bastante alterado, o Ti acumulado se associa com Al formando a estrutura anisótropa, ou então se associa com as demais espécies comuns no plasma como Si, Al, P e Fe. As variações nos teores relativos dessas espécies químicas se revelam na forma de uma textura colloforme zonada com diferenças na coloração. Esse tipo de material se assemelha muito ao descrito por SOUBIES et al (1991.b). Segundo esse autor essa textura é característica de crescimento simultâneo, em solução, de numerosos germes

esferulíticos de anatásio, aparentemente como o observado sobre o agregado de óxidos de Ti da fração areia (ítem VIII.3.4.1.foto10). As diferenças na coloração parecem ser devido a migrações internas das demais espécies químicas, particularmente do Fe. Essas migrações internas são promovidas através das fraturas intraminerais na perovskita, já que as bordas do zoneamento deixam-nas em evidência. O resultado final da continuidade dessas migrações deve promover a individualização de agregados menores de anatásio neoformado, já que em alguns agregados o zoneamento deixa em evidência as estruturas de face cúbica características do agregado de anatásio.

A diminuição relativa em Ca e Ti contra aumentos em Si, Al Fe e P, poderia denotar dissolução congruente da perovskita, mas como o Ti é conhecidamente pouco móvel, acredita-se que isso deve estar mais relacionado a preenchimento de poros ou fraturas na perovskita original.

Os agregados já sem vestígios de mineral residual se apresentam na forma de agregados de óxidos de Ti e agregados poliminerálicos ocre e devem representar o estágio posterior do processo de alteração da ilmenita e perovskita. A diferença nesses dois tipos de agregados reside na aparência menos ferruginosa do agregado de óxidos de Ti, e na aparência mais ferruginosa dos agregados poliminerálicos ocre.

Os agregados de óxidos de Ti, ou agregados menos ferruginosos, são compostos por anatásio com Al, Si, Fe e P, sendo que o P nem sempre aparece na composição, talvez ocultado pelas demais espécies. Do centro para as bordas a perda em Si, seguida pela perda em Fe, contra enriquecimento relativo em Al, denota uma fixação preferencial desse elemento, talvez na forma de alumino-fosfato, enquanto o Si e Fe são lixiviados.

Os agregados poliminerálicos ocre, mais ferruginizados, também são constituídos por anatásio associado a Al, Si, Fe e provavelmente P, do centro para as bordas apresentam enriquecimento relativo em Ti, Al e Si por lixiviação do Fe.

Talvez os agregados menos ferruginizados representariam o anatásio neoformado a partir da perovskita, enquanto os mais ferruginizados da ilmenita. Entretanto, não se pode prever se houve algum processo de migração do Fe, entrada ou saída, a partir do estado atual do agregado, o que impossibilita qualquer afirmação quanto a sua origem residual. Sendo assim, não se pode considerar em separado os dois tipos de agregados.

Parece portanto, que o anatásio neoformado, tanto a partir da alteração da ilmenita como da perovskita, está sempre associado aos elementos Al, Si, Fe que são comuns no plasma, e com certeza nas soluções. Mesmo após totalmente alterado as migrações internas continuam, desta vez no sentido de eliminar os elementos que se associaram ao anatásio neoformado (Si, Al, Fe) e talvez até o próprio Ti, num processo de dissolução do agregado. De fato, a dissolução do agregado seria a próxima etapa que justificaria a dominância da fração fina no material.

Os agregados ferruginosos de oxi-hidróxidos de ferro, sem presença marcante de óxidos de Ti, devem ser principalmente provenientes da alteração da magnetita. A composição essencialmente ferruginosa deve representar o mineral residual são, central ao agregado. Em direção às bordas aparecem na composição as espécies comuns no plasma, o que significa que houve saída de matéria, e que esse espaço deixado foi preenchido pelas espécies químicas comuns no plasma, e possivelmente nas soluções. Em alguns agregados pode ocorrer enriquecimento em Fe em direção às bordas, podendo denotar ou saída de Al e Si, ou então dissolução de ferro do centro com migração do mesmo até as bordas onde há nova deposição por modificação das condições microambientais. De acordo com BRINKMAN (1987) um meio de características confinantes promove a dissolução de ferro na forma de Fe^{2+} . Esse ferro migra em solução até que as condições mudem para mais oxidantes quando há oxidação para Fe^{3+} e consequente reprecipitação na forma de oxi-hidróxidos. A oxidação do Fe promove ao mesmo tempo a liberação de íons H^+ , desestabilizando a caulinita e favorecendo sua dissolução. Desse modo, nas bordas do agregado além da perda em Al e Si haveria a concentração do Fe, o que foi confirmado pelas análises ao MEV/EDS.

Como apresentado anteriormente, esses agregados são os principais constituintes do esqueleto das matrizes em lâminas delgadas. Morfologicamente esses agregados pouco diferem ao longo da topossequência, exceto pela perovskita e óxidos de Ti. As bordas brilhantes de material fosfático associado a enriquecimento em Al, somente foram verificadas nos dois poços de jusante, enquanto a montante a coloração mais escura desses agregados não permitiu verificar essa ocorrência.

Quanto às organizações da fração mais fina, constituindo o plasma, foi verificado que a montante a predominância de uma assembléia granular persiste desde a superfície até cerca de 2,10m de profundidade, passando então a uma assembléia intertextica dominante com alguns volumes de assembléia porfirosquélica.

A importância desse tipo de organização vertical reside na relação com a dinâmica hídrica que ela confere ao solo. Os microagregados da assembléia granular conferem uma porosidade elevada ao material, favorecendo a drenagem vertical. Ao mesmo tempo, entretanto, esses microagregados mantêm a umidade por meio de uma fina película de água que se encontra retida na criptoporosidade intra-agregado similar ao descrito por PEDRO et al. (1976) em outros tipos de materiais. Conforme aumenta a profundidade, os materiais transportados, por lessivagem ou lixiviação tendem a obstruir essa porosidade, diminuindo a drenagem e a percolação.

O desenvolvimento desse tipo de organização pode estar ligado a presença de matéria orgânica ativa no topo dos perfis. A presença de matéria orgânica, evidenciada pela coloração mais escura dos horizontes de superfície, ocasiona uma diminuição no pH, favorecendo a mobilização do Fe associado a caolinita. A caolinita sem Fe é mais móvel, e é então transportada para os horizontes mais profundos, isso graças a maior porosidade observada na porção superior dos perfis. Essa mobilidade e estabilidade da caolinita com e sem Fe já fora verificado por VIZIER (1983). Desse modo, enquanto o topo se empobrece em argila (pela saída de caolinita sem Fe), os horizontes profundos se enriquecem. Apesar disso, o aprofundamento da frente de alteração e o abaixamento do lençol freático podem promover a desestabilização desse material acumulado, e novamente seu transporte. Desse modo, nos horizontes profundos a assembléia porfiroscúlica, característica de um meio de acumulação, ao ser desestabilizada passa a uma assembléia intertextica por perda de matéria.

As concentrações plásmicas presentes nessa porção à montante é formada por volumes vermelho-vivo, que adquirem maior nitidez nas maiores profundidades. A nitidez desses volumes sugere sua formação ligada aos horizontes mais profundos, enquanto que a perda da nitidez para o topo sugere sua degradação nessa direção. Os volumes de plasma porfiroscúlico em meio a uma assembléia intertextica dominante deve se constituir num micromeio de características confinantes (reductor), enquanto em suas bordas o meio é mais oxidante. Essa diferença de potencial deve proporcionar a migração do Fe da zona redutora (Fe^{2+}) para a zona oxidante da borda do volume, onde é reprecipitado (Fe^{3+}). (NAHON e BOQUIER 1983). O fato da caolinita pobre em Fe ser impossibilitada de migração é devido a esta se encontrar em plasma porfiroscúlico (menor porosidade). Essa conjugação de fatores resulta apenas numa separação de fases. A fase mais ferruginosa se concentra nas bordas ou

poros do volume, enquanto a menos ferruginosa é observada no interior das glêbulas e volumes vermelhos.

Conforme se aprofunda a frente de alteração, esses volumes são individualizados no meio do plasma cada vez mais poroso por saída de matéria. Sob essas novas condições sua estabilidade é desfavorecida, proporcionando sua desagregação e perda de nitidez das concentrações plásmicas para o topo.

No poço LCAS2 a assembléia granular passando a intertextica a 1,10m de profundidade, sugere que somente a capa superficial se constitui num domínio essencialmente eluvial, enquanto abaixo dessa profundidade duas hipóteses podem ser consideradas. Por um lado esse pode se constituir num domínio eluvial, mas agindo sobre um material em desequilíbrio com suas condições atuais. Por outro lado pode haver uma importante contribuição de materiais provenientes de montante, que por algum motivo, como diferença de porosidade entre esse ponto e pontos mais a jusante, se acumulam provisoriamente até que sejam novamente transportados para jusante. Nesse caso, os dois processos, eluviação e iluviação, estariam agindo sincronicamente.

De todo modo, a porção profunda do poço é idêntica à de montante e provavelmente também deve representar um meio de acumulação em desequilíbrio pelo abaixamento do nível de base e conseqüente abaixamento do lençol freático.

No que diz respeito às concentrações plásmicas, também esse poço apresenta volumes vermelho-vivo, porém as glêbulas "brechadas" não foram observadas. Ainda outro tipo de glêbula foi verificado nessa porção. São glêbulas caulíníticas amarelo-brilhante, com certa anisotropia. Além disso, enriquecimentos em Al foram detectados nas bordas da perovskita e agregados de óxidos de Ti, o que não foi notado no poço de montante.

No poço LCAS1 a assembléia granular é dominante até 2,10m de profundidade, com algumas porções intertexticas de alta porosidade. Abaixo de 2,10m a assembléia é intertextica com alguns volumes porfiroscúlicos. É interessante notar que esse ponto corresponde a mudança no tipo de assembléia nas proximidades da passagem do fácies 2 superficial, para fácies 10. Isso significa que o fácies 2 tem características de um horizonte de maior subtração de matéria que o seu subjacente.

Os volumes vermelhos não foram observados, tampouco as glêbulas caoliníticas amarelo-brilhante. Nas bordas da perovskita e agregados de óxidos de Ti ainda são notadas as

bordas anisótropas enriquecidas em Al, apesar de muitos agregados de óxidos de Ti apresentarem-se bastante ferruginizados, inclusive com zoneamentos ocasionados por diferença nos teores relativos de Fe.

IX. HIPÓTESE PARA A EVOLUÇÃO DOS FÁCIES

A distribuição dos fácies com base nas descrições macroscópicas de campo, análises granulométricas, mineralógicas, micromorfológicas e química qualitativa em MEV permitiram detectar a existência de três *sistemas de transformação* ao longo da vertente. A montante a organização dos fácies paralela à topografia sugere um sistema em *equilíbrio dinâmico* (sistema descrito por BOULET, 1977), onde as transformações devem ocorrer de modo que um fácies se desenvolva a custa das transformações de seu subjacente, conforme a frente de alteração/pedoturbação avança na vertente.

As características turfosas do fácies 11 e relíquias turfosas do fácies 10, sugerem que estes fácies de jusante se desenvolvem por sedimentação e posterior mineralização/pedoturbação das turfas. Ao mesmo tempo a distribuição granulométrica sugere que esses mesmos fácies têm seu desenvolvimento também ligado a ação do lençol freático. À jusante portanto, a evolução dos fácies pode ser considerada como um estágio mais recente.

Se a montante a evolução é mais antiga, e a jusante mais recente, a metade da topossequência deve representar um estágio intermediário. De fato, as discondâncias morfológicas entre os fácies dessa posição tanto em relação aos fácies de montante quanto em relação aos fácies de jusante, denota que este se encontra em desequilíbrio sob condições atuais. De início pensou-se na possibilidade desses fácies serem representantes de uma fase de coluviamento. Mais tarde descartou-se essa idéia, principalmente pela ausência de carvões nessa localidade, enquanto a montante os carvões estão sempre presentes. Admitiu-se então outra possibilidade, a de que esses fácies seriam representantes de uma fase mais evoluída de fácies semelhantes a jusante.

A primeira evidência dessa interpretação surgiu a partir da morfologia do fácies 5, que na sua porção a jusante é bem espesso aliás, alcançando as proximidades do lençol freático.

A segunda evidência, foi a semelhança textural, com base nas análises granulométricas, entre esses dois fácies. Apesar da textura arenosa do fácies 5 ser devido a areia fina, a do fácies 10 se deve a areia fina e grossa. Essa diferença só é significativa ao nível do lençol freático atual.

Finalmente a terceira evidência provém das análises micromorfológicas, cujos resultados mostram que até 1,10m de profundidade domina um plasma granular que passa a intertextico nessa profundidade. Essa mudança na textura da assembléia do plasma provém do desequilíbrio gerado pela passagem de um antigo domínio iluvial para um atual domínio eluvial. Apesar de ser apenas uma hipótese, considera-se a mesma como responsável pelo processo de formação desses fácies, o que pode explicar a presença das glébulas caoliníticas amarelo-brilhante e pouco ferruginosas. Nesse processo, a origem dessas glébulas estaria ligada à evolução dos agregados argilosos outrora constituídos por caolinita ferruginosa e semelhante ao que atualmente é verificado na fração areia grossa ao nível do lençol freático.

De qualquer forma, pode-se resumir os três sistemas verificados na vertente como:

1. Um sistema mais antigo de montante, cujas organizações sugerem estado de *equilíbrio dinâmico*.

2. Um sistema intermediário na metade da topossequência, que se constitui em fácies cuja origem estaria ligada à uma sedimentação antiga, que já passou pelo nível do lençol freático. Num estágio mais recente, entretanto, essas fácies passam sofrer a ação de processos de eluviação no seu topo e iluviação na sua base, graças ao aprofundamento do lençol freático desde sua instalação até a atualidade.

3. Um sistema mais recente a jusante, onde os fácies se desenvolvem no sentido de promover a mineralização/pedogênese das turfas depositadas a partir da lagoa, isso sob forte influência do nível de base atual.

A figura 36 procura traçar o esquema dessa evolução para os diferentes fácies. Na execução da figura tomou-se como referencia três pontos na topossequência e estipulou-se três fases de deposição para as turfas. Deve-se considerar entretanto que essas três fases de deposição servem apenas como referência no tempo-espço, já que em nenhum momento ficou evidenciada essa distinção de fases nessa topossequência. Foram consideradas somente essas três fases por serem suficientes para o entendimento da hipótese levantada.

Num estágio mais antigo (estágio I), houve a deposição das turfas num nível que hoje corresponde ao fácies 5. Enquanto essas turfas eram depositadas, o topo já sofria processos de eluviação provocado pelo movimento da água de infiltração vertical e lateral e pelo avanço da frente de alteração. Com o rebaixamento do nível da lagoa ao longo do tempo, novas turfas foram depositadas. Como consequência da mudança do nível de base anterior as turfas mais

Figura 36. Proposta esquemática de evolução dos fácies de metade até jusante topossequência LCA

antigas passaram a situar-se numa posição mais propícia a subtração de matéria no seu topo, bem como acumulação de matéria na sua base (estágio II). Este segundo estágio iniciaria o processo de mineralização das turfas mais antigas do topo para a base. Em estágio mais recente, essas turfas mais antigas, já bastante mineralizadas, foram colocadas mais acima do nível atual do freático. Dessa forma, essas turfas formam sendo submetidas subtração de matéria, inclusive de seus constituintes orgânicos. Nesse estágio as relíquias de antigas turfas já desapareceram e o domínio é principalmente eluvial do topo até os horizontes intermediários e iluvial na base próximo ao nível atual do freático.

X. CONCLUSÕES

Com base nos dados obtidos por meio dos diferentes métodos de investigação como análise do comportamento granulométrico, análises por difratometria de raios X, análises micromorfológicas e a descrição macroscópica de diferentes horizontes pedológicos, pôde-se estabelecer as seguintes conclusões sobre a topossequência estudada:

1. Os principais minerais encontrados são caolinita, gibbsita, anatásio, alumino fosfatos do grupo da crandallita (florencita?) e fosfatos (rabdofânio?) como minerais secundários; e quartzo, perovskita, ilmenita, magnetita, monazita e rutilo além de zircão, calzirtita e badeleíta como minerais residuais, além de presença de óxidos de Ti e oxi-hidróxidos de Fe e Al amorfos.

2. Os minerais secundários encontram-se distribuídos em todas as frações, inclusive na fração areia, quando se apresentam na forma de agregados com ou sem resquício de mineral residual. Na fração argila e silte, o conteúdo de caolinita, gibbsita, anatásio e fosfatos secundários tem pouca variação com a profundidade. Nos níveis mais profundos a gibbsita apresenta tendência à diminuição, ao mesmo tempo que o teor relativo de argila aumenta em relação aos sobrejacentes, o que caracteriza esses níveis como prováveis ambiente de acumulação/neoformação de caolinita.

3. As variações na classe textural exibem semelhanças muito grandes no comportamento granulométrico entre os fácies 1 e 2, que formam a capa superficial da topossequência. A perda comum em silte fino do topo para a base desses fácies contra aumento em argila, delimita um horizonte superficial que se espessa de montante para jusante. A matéria orgânica existente nesses fácies deve ter promovido a migração de Fe contido nas estruturas da caolinita, mobilizando esta última para porções mais profundas.

4. Dos diferentes fácies estudados, o 5 exibe mudanças significantes de ordem granulométrica e micromorfológica mais acentuada entre sua porção de montante e sua porção média. No contexto granulométrico se manifesta por diminuição nos valores dos teores relativos de argila com a profundidade à montante e com valores constantes de argila na porção média. No contexto micromorfológico verifica-se a existência de inúmeras glébulas caoliníticas amareladas, mais pobre em Fe que o plasma adjacente, visíveis na porção mediana da topossequência. Além disso na porção mediana o plasma está organizado em assembléia intertextica com volumes porfiroscúlicos. Considerando-se que a assembléia intertextica apresenta canais intercomunicantes, o contato entre a porção de plasma e esses canais deveriam representar ambiente mais aberto e oxidante que a porção central ao plasma. Sendo esse o mecanismo geoquímico de alteração que ocorreu no manto de alteração dessa porção, ele poderia explicar a presença das concentrações caoliníticas nesse setor e justificaria os enriquecimentos em Al nas bordas dos agregados de perovskita e agregados de óxidos de Ti.

5. Com base na hipótese apresentada anteriormente, tanto o fácies 5 como o 10 seriam similares, apenas aquele mais evoluído que este. A porção inferior do 5 porém, ainda estaria em desequilíbrio com sua nova condição de horizonte acima do nível do freático. Com o rebaixamento deste houve a passagem de uma condição iluvial para eluvial, transformando este fácies de acumulativo de matéria para um fácies de subtração de matéria.

6. Fica claro que os horizontes acima do freático a jusante na topossequência são principalmente eluviais, enquanto abaixo são iluviais. Ao nível do freático, as flutuações deste devem promover, através da alternância entre condições oxidantes e redutoras, a agregação do material argiloso.

7. Na porção de jusante, a ausência de glébulas caoliníticas amareladas pode ser explicada pelo fato de que em solos saturados em água (solos hidromórficos), a presença de Fe em solução é marcante, não permitindo a existência de uma caolinita pobre em Fe. Na região de flutuação do freático, além de caolinita rica em Fe, a alternância entre condições oxidantes e redutoras deve ajudar na fixação do Fe na superfície da caolinita, provocando uma diminuição ainda maior na mobilidade desta.

Enfim, as análises granulométricas e mineralógicas, aliadas a análise da organização macroestrutural a microestrutural, permitiram o estabelecimento de alguns aspectos inerentes a evolução dessa topossequência tais como:

A) as porções de montante apresentam-se num estágio bastante evoluído, onde os horizontes se desenvolvem seguindo o aprofundamento da frente de alteração/ pedoturbação,

B) as porções medianas representam um estágio intermediário, onde horizontes de características eluviais apresentam ainda relíquias de um período iluvial anterior,

C) as porções de jusante representam o estágio mais recente na escala evolutiva. Nessa porção a origem dos fácies está vinculada tanto a sedimentação das turfas, a partir da lagoa, quanto a acumulação de material transportado a partir de montante. O desenvolvimento dos fácies portanto sofrem a forte influência do material de origem e ainda das flutuações sazonais do nível do lençol freático.

XLREFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALCOVER NETO, A (1991) *Evolução supérgena das rochas carbonatíticas ricas em apatita do complexo alcalino de Juquiá (SP)*. São Paulo, 131p. (Dissertação-Mestrado)-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- ANDRADE JR.,J.F. (1925) Reconhecimentos geológicos dos arredores de Araxá e outros pontos de ocorrência de águas minerais. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, n.9, RJ, p 125-128.
- BARBOSA,O.; BRAUM,O.P.; DYER,R.C. E CUNHA,C.A.(1970) Geologia do Triângulo Mineiro. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral DNPM*. RJ, n.136, p 48-85.
- BISDOM, E.B.A.(1967) The role of microcrack systems in the spheroidal weathering of an intrusive granite in Galicia (NW Spain). *Geologie in Mijnbouw*. 46
- BOULET, R. (1974) *Toposéquences des sols tropicaux en Haute-Volta. Équilibres dynamiques et bioclimat*. Strasburg, Univ. Louis Pasteur, Thèse de Doctorat, ORSTOM, 1978, 292p (mém 85).
- BOULET,R.; BOCQUIER, G; MILLOT, G (1977) Géochimie de la surface et formes du relief. Déséquilibre pedobioclimatique dans les couvertures pédologiques de l'Afrique Tropicale de l'Oest et son rôle dans l'aplanissement des reliefs. *Bull Science Geologique*, 30, 4, p 235-243.
- BOULET,R.; CHAUVEL, A.; HUMBEL, F.X.; LUCAS,Y. (1982) Analyse structurale et cartographie en pédologie. *Cahier O.R.S.T.O.M., Pédologie*, v. XIX, n. 4, p. 309-351.
- BOULET, R.; PESSENDA, L.C.R.; TELLES, E.C.C.; MELFI A.J. (1995) Une evaluation de la vitesse de l'accumulation superficielle par la faune du sol a partir de la datation des carbons et de l'umine du sol. Exemple des latosols de versants du Lac Campestre, Salitre, Minas Gerais, Brésil. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 320, série IIa, p.287-294.
- BREWER, R. (1964) *Fabric and mineral analysis of soil*. New York, John Willey and Sons 470p.

- BRINKMAN, R. (1987) Surface-water gley soils in Bangladesh: genesis. In: JOHN GERVARD ed. *Aluvial soils*. The University of Birmingham, England, p.154-163.
- BROWN (1972) *The X RAY identification and crystal structures of clay minerals*. London, Brown, 544p.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JORGERIUS, A; STOOPS, G.; TUCSINA, T. (1985) *Handboock for soil thin description*. 150p.
- FUGINUKI, T. (1989) Determination of Nb and Ta in weathering soils from brasilian carbonatite complexes. In. INTERNATIONAL RESEARCH AND DEVELOPMENT COOPERATION. Japan, Geological Survey of Japan (Japão) & DNPM (Brasil), p.112-115 (ITIT Project # 8316)
- FORMOSO, M. L.(1963) Determinação semi-quantitativa de argilo-minerais por difração de RX em sedimentos paleozóicos. *Cerâmica*, v.10., n.36., p. 1-14
- GOMES, C.; RUBERTI, E. e MORBIDELLI, L. (1990) Carbonatite complexes from Brazil: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, v.3, p 51-63.
- Y GUIMARÃES, D e GROSSI SAD, J.H. (1966) Observações geológicas e petrográficas em Salitre e Serra Negra, Patrocínio, Minas Gerais. *Boletim do Instituto de Geologia EFMOP*. Ouro Preto, n.1, p 169-180
- GUIMARÃES, D (1925) Estudo de algumas rochas relacionadas relacinadas com as fontes minerais de Araxá e outras. *Boletim do Serviço Geológico Mineral do Brasil*. n. 9, RJ, p 79-98.
- X GROSSI SAD, J.H.; CHABAN, N. E TORRES, N. (1971) *Geologia e recursos minerais do Complexo de Salitre - Minas Gerais - Brasil*. Relatório Nº1586, DNPM
- HASUY, Y e CORDANI, U.G. (1968) Idades K/Ar de rochas eruptivas mesosóicas do oeste mineiro e sul de Goiás. IN. CONGRESSO BRAS. DE GEOLOGIA, 22. Belo Horizonte. *Anais*. Belo Horizonte, SBG, p.139-143.
- HEINRICH, E.W. (1980) *The geology of carbonatites*. Robert & Krieger ed. N.Y., 585p..
- IBGE (1977) *Geografia do Brasil*, Rio de Janeiro, v 3, 324 p

- IMBERNON, R. A. L. (1993) *Evolução geoquímica e mineralógica dos produtos de alteração intempérica sobre rochas do complexo alcalino-carbonatítico de Catalão I, Goiás*. São Paulo, 123p (Dissertação-Mestrado)-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- LEDRU, M. P. (1993) Late quaternary environmental and climatic changes in Central Brazil. *Quaternary Research*, n. 39, p.90-98.
- LE MOS, V.P. (1990) *Evolução mineralógica e geoquímica de lateritos sobre rochas do complexo de Maicuru, Pará*. Belém, 235p. (Tese- Doutorado)-Universidade Federal do Pará.
- LE MOS, R. C.; SANTOS, R. D. (1982) Manual de descrição e coleta de solo. 2ª ed. Campinas. Soc. Bras. Ciência do Solo, SNLCS/EMBRAPA. 1982, 46p.
- LEONARDOS, O.H. (1956) Carbonatitos com pirocloro e apatita. *DNPM RJ. Divisão de Fomento da Produção Mineral*, avulso 80, 30p.
- MARIANO, A.N.; MARCHETTO, M. (1991) Serra Negra e Salitre- Carbonatite alkaline igneous complex. In. FIFT INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, Araxá 1991. Field Guide Book, Brasília, CPRM, p 75-79.
- NAHON, D e BOQUIER, G. (1983) Petrology of elements transferred in weathering and soil systems. *Mém. Sciences géologiques*, Strasbourg., 72, p 111-121.
- PÉDRO, G.; CHAUVEL, A.; MELFI, A.J.; (1976) Recherches sur la constitution et la genèse des "terra roxa estruturada" du Brésil. Introduction a une étude de pédogénese ferralitique. *Ann. Agron.*, 27. 3, p265-294.
- PESSENDA, L.C.R.; ARAVENA, R.; MELFI, A.J.; TELLES, E.C.C.; BOULET, R.; VALENCIA, E.P.E.; TOMAZELLO, M. (1994) The use of carbon isotopes (^{13}C , ^{14}C) in soil to evaluate vegetation changes during the holocene in Central Brazil. 15th INTERNATIONAL RADIOCARBON CONFERENCE, Glasgow, Escócia.
- RAMOS, A. N.; FORMOSO, M. L. L. (1976) Clay mineralogy of the sedimentary rocks at the Paraná Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, n.6, p.15-42.
- RODRIGUES, C.S. e SANTOS LIMA, P.R.A. (1984) *Complexos carbonatíticos do Brasil*. CBMM Dep. de Geol, São Paulo, 44p.

- SONOKI, I.K. e GARDA, G.M. (1988) Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil meridional e Paraguai oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Boletim IG-USP, Sér. Cient.*, 19:63-85.
- SOUBIÉS, F.; SONDAG, F.; DELAUNE, M.; LEDRU, M.P.; MARTIN, L.; SUGUIO, K.; TURCQ, B.; MELFI, A. J. (1991.a) Neoformação de fosfato de titânio em sedimentos da "Lagoa Campestre" de Salitre, Minas Gerais. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEQUÍMICA, 3., São Paulo, 1991. Anais. São Paulo, SBGq. v 1, p.74-75.
- SOUBIÉS, F.; MELFI, A.J.; AUTEFAGE, F. (1991.b) Comportamento goe químico dos ETR nos alteritos da jazida de fosfato e titânio de Tapira (Minas Gerais, Brasil): a importância dos fosfatos. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo. v.21, n.1, p.3-6.
- SOUZA FILHO, J.G.C. (1974) Prospecção de U nas chaminés alcalinas de Serra negra e Salitre, MG. *Boletim Comissão Nacional de Energia Nuclear*, n. 9, RJ, 41p.
- STOOPS, G.; ALTEMULLER, H. J.; BISDOM, E. B. E.; DEVIGNE, J.; DOBROVOLSKY, V. V.; FITZPATRICK, E. A.; PANEQUE, P. & SLEEMANS, J. (1979) Guidelines for the description of mineral alterations in soil micromorphology. *Pedologie*, XXIX. p 121-135.
- 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. ed. *Weathering: its products and deposits*. Athens, Treopluastus, 2, p 369-386.
- TRÖGER, W.E. (1928) Alkaligesteine aus der Serra do Salitre in westlichen Minas Geraes, Brasilien, *Centralbl. F. Mineral*, p.202-204.
- ULBRICH, H. e GOMES, C. (1981) Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Sciences Reviews* n.17, p 135-154.
- USDA (1981) Department of Agriculture. Soil Conservation Service. *Soil Survey Manual*. Rev. Washington, D.C.
- VERBECKE, R. (1969) Sur un procédé de fabrication de lames minces dans les roches peu cimentées et des sols. *Bull. Soc. Geol. France*, 11 (3), p 426-433.

VIZIER, (1983) Etude des phénomènes d'hydromorphie dans les sols des régions tropicales à saisons contrastées. Dynamique du fer et différenciation des profils. *Trav. Documents ORSTOM*, 165, 294p.

WOOLLEY, A.R. (1987) *Alkaline rocks and carbonatites of the world Part 1: North and South America*. British Museum of Natural History, London, 549p.

ANEXO A

PRANCHAS

FOTOMICROGRAFIAS

ESQUEMAS DE FOTOMICROGRAFIAS

ESPECTROS EDS

PRANCHA 1

Foto 15 e 16. Fotomicrografia (LN e LP) Plasma granular (inferior direita) a intertêctico (superior esquerda), envolvendo agregado poliminerálico ocre (APO) e agregado de oxi-hidróxidos de Fe (AOF), volumes vermelhos pouco nítidos (1) e glêbulas amarelo-esverdeadas (2).

Figura 28 Esquema da foto 16 : (1) volume vermelho pouco nítido (2) concentração plásmica amarelo-esverdeada, e espectros EDS mostrando a composição do plasma geral: caolinita (?) com Ti e Fe (A); e pontual: caolinita-fosfatos (?) (B) caolinita com Ca, Ti enriquecida em Si (C). Pontualmente são verificados enriquecimentos em Cu e Zn (D); Cr (E), Nb e Mn (F) (oxi-hidróxidos amorfos ?) e fosfato de ETR (grupo da crandallita (?)) com Na e K na composição. (G)

PRANCHA 2

Foto 17. Fotomicrografia (LN). Glóbula ferruginosa em plasma porfirósquático (inferior) a intertêxtilo (superior).

Figura 29 Esquema da foto 17 e espectros EDS de glóbula ferruginosa (poço LCAS3-2,70m). Região clara (A) composta por caolinita pobre em Fe. Região escura (B) enriquecida em Fe. O plasma porfirósquático envolve a parte inferior da glóbula, enquanto plasma intertêxtilo aparece na parte superior.

PRANCHA 3

Foto 18 e 19 Fotomicrografia (LN e LP). Volumes de plasma porfirósquico (PL) com vazios (V), envolvendo quartzo(Q), agregado de óxidos de Ti (AOT) (anatásio?) e agregado poliminerálico ocre (anatásio, caolinita e enriquecido em Fe?) (APO).

Figura 30. Esquema da foto 18 e espectros EDS pontual do agregado de óxidos de Ti. Do centro para as bordas a perovskita (A) perde em Ca concentrando Ti (anatásio?) associado a Al-Si (caolinita?) (B) ou Al, Si e P (caolinita-fosfatos secundários?) (C). Em outros agregados desse tipo a perovskita apresenta perda em Ca e Ti com aumento de alumino-fosfatos (?) e oxi-hidróxidos de Fe. (D)

PRANCHA 4

Foto 20. Fotomicrografia (LN). Agregado de ilmenita-magnetita com alteração para anatásio associado a caulinita e fosfatos secundários.

Figura 31. Esquema da foto 20 e espectros pontuais de agregados ilmeníticos. A região residual do grão apresenta ilmenita (A) e magnetita (B), a parte alterada apresenta anatásio (?) associado a caulinita-fosfatos secundários (?) (C)

PRANCHA 5

Foto 21. Fotomicrografia (LN). Glóbula caolínica (?) pobre em Fe, de coloração amarelo-brilhante com certa anisotropia.

Figura 32. Esquema da foto 21 e espectro EDS de glóbula caolínica (?)

PRANCHA 6

Foto 22. e 23 Fotomicrografia (LN e LP). Perovskita com bordas anisótropas enriquecidas em Al.

Figura 33. Esquema da foto 22 e espectros EDS de perovskita (A). Do centro para as bordas ocorre a associação caolinita (?) (B) enriquecimento em Al nas bordas anisótropas (C), além de pontos enriquecidos em ETR (D).

PRANCHA 7

Foto 24. Fotomicrografia (LN) Agregado de óxidos de Ti com bordas anisótropas. É composto por anatásio, talvez óxidos amorfos de Ti e bordas enriquecidas em Al.

Foto 25. Fotomicrografia (LN). Agregados de óxidos de Ti exibindo zoneamentos de face cúbica.

Foto 26. Fotomicrografia (LN) Agregado de óxidos de Ti exibindo zoneamentos ferruginosos seguindo as fraturas intraminerais (?)

Figura 34. Esquema da foto 24 e espectros de agregados de óxidos de Ti. Do centro para as bordas o anatásio (?) (A) se associa com caolinita (B) ou caolinita fosfatos-secundários(?) (C). As bordas anisótropas apresentam enriquecimento em Al (anatásio-gibbsita?) (D)

PRANCHA 8

Foto 27. Fotomicrografia (LN) Concentração plásmica esverdeada, pouco nítida e com fraturas mais ou menos orientadas. Plasma composto por caolinita associada a fosfatos secundários (?) e anatásio.

Figura 35. Esquema da foto 27 e espectros EDS de concentração plásmica esverdeada. Sua composição é anatásio (?), caolinita (?), e fosfatos secundários (A) ou então somente caolinita ferruginosa (?)(B)

ANEXO B

DESCRIÇÕES

I. DESCRIÇÃO DAS VARIAÇÕES TEXTURAIS

II. DESCRIÇÃO DAS VARIAÇÕES DAS CLASSES

GRANULOMÉTRICAS

**III. DESCRIÇÃO DAS VARIAÇÕES DE CADA FRAÇÃO COM A
PROFUNDIDADE**

I. Descrição das variações texturais

- *fácies 1*, de montante, apresenta uma tendência ao afastamento da textura argilo-francosa em direção a argilosa, do seu topo para sua base. Ao mesmo tempo, de montante para jusante, se aproxima de uma textura franco-argilo-arenosa.

- *fácies 2*, representa a continuidade do *fácies 1* a jusante, a partir da metade da topossequência apresenta comportamento semelhante: se afasta da textura francosa em direção a argilosa, do seu topo para sua base, e se aproxima da textura franco-argilo-arenosa de montante para jusante.

- *fácies 5*, tem textura argilosa no seu topo e franco argilosa na sua base de montante, passando a textura entre argilo-arenosa e franco-argilo-arenosa conforme se desce na vertente.

- *fácies 6*, apresenta pequeno deslocamento em direção a textura argilosa, enquanto o *fácies 8* apresenta textura tendendo a muito argilosa, exceto no ponto próximo ao nível do lençol freático, quando seu comportamento textural se desloca em direção a franco-argilo-arenosa.

- *fácies 9*, o mais profundo, apresenta textura muito argilosa.

- *fácies 10*, localizado abaixo da metade da topossequência, se assemelha texturalmente à porção de jusante do *fácies 5*, onde a textura é franco-argilo-arenosa. Dois pontos entretanto, fogem desse campo para o campo da textura argilosa, e correspondem a uma localização abaixo do nível superficial do lençol.

II. Descrição das variações das classes granulométricas (fig 5)

À montante, no furo **LCA4** (fig. 5A), ocorrem três setores cujo comportamento granulométrico é diferenciado:

- até 1,00m de profundidade, apresenta elevação nos valores de argila, contra redução das demais frações.

- até 3,50m, ocorre decréscimo progressivo de argila, pelo acréscimo em areia fina

- à 4,50m há nova elevação na fração argila, desta vez com diminuição em silte fino.

Descendo a vertente, o furo **LCA8**, pode ser dividido em três setores.

- até 1,00m, onde o aumento inicial de argila é acompanhado por diminuição em silte fino.
- até 5,50m, quando apresenta redução nos valores de argila contra aumento significativo em areia fina.
- até 8,50m, onde ocorre incremento nos valores de argila e silte fino, enquanto baixam os valores de areia fina.

Da mesma forma, o furo **LCA5**, logo abaixo na vertente, também apresenta três setores:

- até 1,00m, onde há incremento nos valores de argila e areia fina, contra decréscimo em silte fino;
- até 6,50m onde não ocorrem variações granulométricas significativas,
- à 7,50m quando ocorre elevação importante nos valores de argila, contra diminuição das demais frações.

Na metade da topossequência, furo **LCA11**, nota-se basicamente quatro setores.

- até 1,00m, que apresenta acréscimo de argila contra diminuição em silte fino;
- até 4,50m, apresentando queda progressiva em argila, contra aumento em areia grossa;
- à 5,50m, quando as elevações nos valores de argila envolvem queda em areia grossa;
- à 7,00m, onde ocorre baixa no teor relativo de argila contra elevação das demais frações.

Pouco abaixo na vertente, o furo **LCA7**, volta a apresentar somente três setores:

- até 1,00m, com elevação nos valores de argila pela baixa em silte fino;
- até 6,50m, onde há poucas variações nas frações;
- à 7,10m onde ocorre incremento em argila pelo decréscimo das demais frações.

Por fim, à jusante na topossequência, furo **LCA2**, verifica-se também três setores:

- até 1,00m, onde ocorre elevação em argila contra diminuição em silte fino;
- até 1,50m onde a queda em argila é acompanhada por aumento nas frações silte fino, silte grosso e areia fina;
- até 5,20m, onde a fração argila sofre incremento nos seus valores relativos, pela diminuição em areia grossa.

III. Descrição das variações de cada fração com a profundidade (fig 6 a 10)

a) Fração argila (fig 6)

A montante, o furo LCA4, as variações na fração argila com a profundidade mostram três setores comportamentais distintos.

- até 1,00m de profundidade, com um aumento na fração de perto de 35% para cerca de 55%;
- até 3,50m de profundidade, quando a fração sofre decréscimo até atingir perto de 30%;
- a 4,50m onde ocorre acréscimo de argila para cerca de 40%.

Em direção a jusante na vertente, no furo LCA8, de modo análogo à montante, observa-se três setores:

- até 1,00m com elevação no percentual relativo de argila de aproximadamente 30% para 45%;
- à 2,50m com diminuição para cerca de 30% que permanece constante até 5,50m de profundidade.
- à 6,50m quando percentual da fração argila se eleva para perto de 45% e atinge a 8,00 e 8,50m, cerca de 55%.

Mais abaixo na vertente, no furo LCA5, são pequenas as variações na fração argila com a profundidade e somente dois setores podem ser notados:

- até 6,50m com os valores de argila próximos de 35%;
- à 7,50m quando intensifica-se o percentual relativo da fração para perto de 70%.

Na metade da topossequência, furo LCA11, são significativas as variações na fração argila:

- até 1,00m de profundidade ocorre incremento na fração para cerca de 50%;
- até 3,00m há diminuição até atingir perto de 25%.

A partir desse ponto cada nível amostrado apresenta um comportamento, alternado-se entre elevações e decréscimos, sendo portanto de pouca utilidade considerar cada nível como um setor.

Mais abaixo, no sentido descendente na vertente, no furo LCA7, novamente são três setores comportamentais da fração argila com a profundidade:

- até 1,00m há o comum aumento na superfície, de 20% a 35%;
- até 5,00m apresentando valores constantes próximos de 30 e 35%. A terceira feição é representada pelo nível a 7,10m, quando há aumento para perto de 60%.

À jusante da vertente, furo **LCA2**, nota-se apenas dois setores:

- até 2,00m com valores próximos de 30% ;
- até 5,20m quando os valores são entre cerca de 35 e 40%.

b) Fração silte fino (fig 7)

À montante (furo **LCA4**) as variações na fração silte fino com a profundidade podem ser agrupadas em três setores:

- até 1,00m onde há decréscimo de cerca de 15 para 5%;
- até 3,50m quando ocorre acréscimo para perto de 15% ;
- em 4,50m onde o valor de silte fino volta a cair para próximo de 5%.

Quatro setores ocorrem mais abaixo na vertente, no furo **LCA8**:

- até 1,00m há decréscimo de 20% para 5%;
- até 6,00m com poucas variações;
- à 6,50m com incremento para próximo de 15% ;
- à 8,50m com nova queda para cerca de 5%.

Em seguida, no furo **LCA5**, somente dois setores são notados:

- até 1,00m com cerca de 20% de silte fino;
- até 7,50m com valores entre 5 e 10%.

Na metade da topossequência, furo **LCA11**, também somente dois setores são encontrados:

- até 3,00m quando ocorre queda progressiva nos valores da fração silte fino, de 20 para 5%;
- até 7,50m com valores constantes próximos à 10%.

No furo **LCA7**, somente dois setores:

- até 6,50m, com queda de 30% para cerca de 5%;
- à 7,10m, com 10%.

À jusante (**LCA2**) as variações são tão insignificantes que podem ser consideradas como um único setor comportamental, cujos valores permanecem ao redor de 15%.

c) Fração silte grosso (fig 8)

As variações dessa fração estão entre 5 e 10%, colocando qualquer consideração sujeita a restrições impostas pela precisão da análise. Tampouco nenhuma variação foi significativa quando considerada no conjunto das observações.

d) Fração areia fina (fig 9)

À montante (LCA4) podem ser notados dois setores:

- até 1,00m, com valores próximos de 15% e;
- até 4,50m, com incremento progressivo até cerca de 35%

No furo LCA8, são dois setores:

- até 6,00m com aumento progressivo atingindo 40%; e
- até 8,50m com diminuição para cerca de 15%.

No furo LCA5 são três setores verificados:

- até 3,00m quando há aumento progressivo até 40%; até 7,00m cuja cifra se mantém; e
- a 7,50m quando há queda brusca para perto de 5%.

No furo LCA11, as cifras são quase constantes ao redor de 20%, com exceção apenas do ponto à 3,50m quando atinge 30%.

No furo LCA7 da mesma forma, os valores de areia fina são constantes em torno de 20 a 25%, e somente o nível mais profundo, à 7,10m apresenta queda brusca para perto de 10%.

O furo LCA2, apresenta percentuais constantes para essa fração entre 20 e 25%.

e) Fração areia grossa (fig 10)

Os valores para essa fração não sofrem modificação significativa com a profundidade dos furos. À montante, entretanto é possível notar que os valores percentuais dessa fração são próximos de 10%, enquanto a jusante são próximos de 15%. Além disso, em alguns pontos, como o nível a 8,50m do furo LCA8 e o nível a 7,50m do furo LCA5, há um decréscimo na fração areia grossa que corresponde ao fácies 9.

Desde a metade até jusante na topossequência essa fração apresenta valores expressivos (cerca de 30%) somente nos níveis entre 3,00m e 4,50m, correspondente ao nível do lençol freático.