ALTERAÇÕES E SOLOS DESENVOLVIDOS SOBRE ROCHAS VULCANICAS
ACIDAS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL NOS PLANALTOS DE GUARAPUAVA
E PALMAS, REGIAO CENTRO SUL DO ESTADO DO PARANA

CELSO AUGUSTO CLEMENTE

Orientador: Prof. Dr. ADOLPHO JOSE MELFI

Tese apresentada à Escola Superior
de Agricultura "Luiz de Queiroz",
da Universidade de São Paulo, para
obtenção do título de Doutor em
Agronomia, Area de Concentração:
Solos e Nutrição de Plantas.

P I R A C I C A B A

Estado de São Paulo - Brasil

Maio - 1988

A minha esposa Sueli e aos meus filhos
Gustavo, Ana Carolina e Juliana
dedico.

Aos meus pais, irmãos e amigos,
ofereço.

INDICE

	Página
LISTA DE FIGURAS	iv
LISTA DE QUADROS	vii
LISTA DE FOTOMICROGRAFIAS	viii
LISTA DE FOTOGRAFIAS	xiii
AGRADECIMENTOS	xiv
RESUMO	xvi
SUMMARY	xix
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISAO BIBLIOGRAFICA	3
3. ESTUDO DO MEIO FISICO	14
3.1. Localização Geográfica.....	14
3.2. Clima	14
3.3. Vegetação	16
3.4. Relevo	20
3.5. Aspectos geológicos da área.....	22
4. MATERIAIS E METODOS	27
4.1. Materiais	27
4.1.1. Material de Origem - caracterização..	28
4.1.2. Alteração e Solos.....	38
4.1.2.1. Topossequência Entre-Rios-ER	40
4.1.2.2. Topossequência Pinhão-PI....	54

4.2. Métodos	62
4.2.1. Campo	62
4.2.2. Laboratório.....	63
4.2.2.1. Preparo das amostras.....	63
4.2.2.2. Análises físicas.....	64
4.2.2.3. Análises químicas.....	65
4.2.2.4. Análises mineralógicas.....	68
a. Difração de raios-X.....	68
b. Microscopia óptica.....	70
c. Microscopia eletrônica de varredura (M.E.V.).....	72
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	75
5.1. Os alteritos	75
5.2. Características mineralógicas dos alteritos.	81
5.3. Evolução supêrgena dos minerais primários e da matriz	86
5.3.1. Plagioclásios	86
5.3.2. Piroxênios.....	112
5.3.3. Magnetita	126
5.3.4. Matriz do riódacito (ATC) e do vitrófiro (ATP)	131
5.4. Solos	146
5.4.1. Considerações gerais.....	146
5.4.2. Características micromorfológicas e mineralógicas.....	153

5.4.3. Discussão.....	160
5.4.4. Relação entre a distribuição dos so- los e das rochas ácidas.....	165
6. CONCLUSOES	167
7. BIBLIOGRAFIA	170
8. APENDICE	194

LISTA DE FIGURAS

	Página
Figura 1 - Mapa de localização da área estudada.....	15
Figura 2 - Tipos climáticos do Estado do Paraná.....	17
Figura 3 - Mapa litoestratigráfico da região estudada.....	25
Figura 4 - Distribuição das Rochas Vulcânicas ácidas do tipo ATP e ATC no Diagrama R1 x R2 De La Roche et alii, 1980.....	31
Figura 5 - Distribuição na paisagem dos solos e das camadas de alteração da topossequência ER.	41
Figura 6 - Perfil típico esquemático da alteração sobre o riódacito porfirico para as duas topossequências estudadas.....	77
Figura 7 - Difratoograma de raios-X efetuados sobre amostras totais dos alteritos da topossequência ER.....	83
Figura 8 - Difratoograma de raios-X efetuados sobre amostras totais dos alteritos do perfil ER3	84
Figura 9 - Difratoogramas de raios-X efetuados sobre amostras totais dos alteritos da topossequência PI.....	85
Figura 10- Esquemas gerais de alteração dos plagioclásios.....	89
Figura 11- Esquema representativo do pseudomorfo de plagioclásio com diversas fases de alteração e estruturas em formas de "escadas".....	92
Figura 12- Difratoogramas de raios-X de microamostras pontuais retiradas diretamente de fenocristais de plagioclásio em início de alteração.....	95

Figura 13 - Distribuição relativa dos elementos Si , Al e Ca segundo uma transversal efetuada. em um pseudomorfo de plagioclásio.....	97
Figura 14 - Mapeamento dos elementos Si, Al e Ca no pseudomorfo de plagioclásio, diretamente na zona onde foi realizado a transversal da figura 13.....	98
Figura 15 - Mapeamento dos elementos, Al, Si e Fe nas proximidades e ao longo de um "filete"...	102
Figura 16 - Análises químicas qualitativas pontuais de diversos pontos da fotomicrografia 13.	106
Figura 17 - Análises químicas qualitativas pontuais nos diferentes pontos assinalados na fotomicrografia 14.....	107
Figura 18 - Análises químicas qualitativas pontuais na zona intermediária entre os "filetes" e o centro das septas do pseudomorfo de plagioclásio.....	109
Figura 19 - Análise química qualitativa de toda superfície da fotomicrografia 16.....	110
Figura 20 - Análises químicas qualitativas globais e pontuais nas diferentes formas apresentadas na fotomicrografia 17.....	111
Figura 21 - Esquema evolutivo geral da alteração dos piroxênios.....	115
Figura 22 - Mapeamento de elementos (Al, Si e Fe) na superfície representada pela fotomicrografia 28, realizado à microsonda eletrônica.....	123
Figura 23 - Microanálises químicas qualitativas globais e pontuais nos diferentes cristais focalizados pela fotomicrografia 28d.....	125
Figura 24 - Esquema evolutivo geral da alteração das magnetitas.....	127
Figura 25 - Análises químicas qualitativas da magnetita.....	129

Figura 26 - Análises químicas qualitativas relativas as diferentes formas dos cristais que aparecem na fotomicrografia 31.....	133
Figura 27 - Análises químicas qualitativas relativas as diferentes formas na fotomicrografia 32.....	135
Figura 28 - Análises químicas qualitativas pontuais nos cristais alongados de tendência acicular das fotomicrografias 34 e 35.....	136
Figura 29 - Difrátogramas de raios-X de amostras totais das diversas fases de alteração do vitrófiro.....	141
Figura 30 - Esquema representativo das relações entre o material branco e vermelho do MV3.....	142
Figura 31 - Difrátogramas de raios-X da parte vermelha do MV3.....	143
Figura 32 - Difrátogramas de raios-X da parte branca do MV3.....	145
Figura 33 - Análises químicas qualitativas nos cristais de forma arredondada focalizados na fotomicrografia 36.....	147
Figura 34 - Análises químicas qualitativas nos cristais focalizados nas fotomicrografias 37 e 38	147
Figura 35 - Difrátogramas de raios-X com tratamentos da fração argila dos solos.....	155

LISTA DE QUADROS

	Página
Quadro I - Composição química média em % da rocha ATP e ATC (NARDY et alii, 1986).....	30
Quadro II - Composição química média das rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral - Santa Maria-R.S.....	32
Quadro III - Análise química quantitativa em % dos fenocristais obtidos na microsonda eletrônica por BELLIENI et alii, 1986b.	37
Quadro IV - Análises químicas qualitativas dos pontos assinalados na figura 24. Mag- netita e Matriz da rocha.....	129
Quadro V - Análise química total das diversas fa- ses de alteração do vitrófiro.....	139
Quadro VI - Propriedades físicas dos solos das to- possequências ER e PI.....	151
Quadro VII - Propriedades químicas dos solos das to- possequências ER e PI.....	152
Quadro VIII - Análises quali e quantitativas dos óxi- dos e relação Ki e Kr dos solos das to- possequências ER e PI.....	158

LISTA DE FOTOMICROGRAFIAS

	Página
Fotomicrografia 1 - Início da alteração do plágio - clásio em finas fraturas de algumas micras de espessura. Microscópio óptico, luz polarizada e nicóis cruzados (LP-NC)....	196
Fotomicrografia 2 - Pseudomorfo de plagioclásio subdividido em septas com geles, residuo do cristal e gibbsita bem cristalina. Microscópio óptico, luz polarizada (LP).....	196
Fotomicrografia 3 - Idem, (LP-NC)).....	196
Fotomicrografia 4 - Cristalites em nuvem difusa de gibbsita no pseudomorfo de plagioclásio (LP-NC).....	196
Fotomicrografia 5 - Alargamento dos "filetes" com cristalizações perpendiculares ao longo deste e pontos com nuvem difusa de gibbsita (LP-NC)..	196
Fotomicrografia 6 - Estrutura em forma de pente dos "filetes" e a cristalização seguindo sua orientação. (LP-NC)..	196
Fotomicrografia 7 - Detalhe de cristais com "filetes" amarelados e septas preenchidas por gibbsita aciculares misturada com fase amorfa incipiente de cor escura. (LP-NC)...	198
Fotomicrografia 8 - Estrutura em forma de "escada" concêntricas ao longo dos "filetes" no pseudomorfo de plágio - clásio. (LP).....	198
Fotomicrografia 9 - Idem anterior, com linhas paralelas mais escuras.....	198

Fotomicrografia 10-	Plagioclásio alterado com septas do resíduo do cristal. Microscópio Eletrônico de varredura (M.E.V.).....	198
Fotomicrografia 11-	Septas do pseudomorfo de plagioclásio. No retângulo central a delimitação do "filete" onde foi realizado mapeamento do Al, Si e Fe. M.E.V.....	198
Fotomicrografia 12-	Aspecto geral de um pseudomorfo de plagioclásio num fragmento de rocha, mostrando as formas dos "filetes" no pseudomorfo M.E.V..	198
Fotomicrografia 13-	Detalhe do "filete" do pseudomorfo de plagioclásio. M.E.V....	200
Fotomicrografia 14-	Zona de transição entre os "filetes com material amorfo e cristais alongados. M.E.V.....	200
Fotomicrografia 15-	Situação intermediária entre o centro das septas e os "filetes" no pseudomorfo de plagioclásio. M.E.V.....	200
Fotomicrografia 16-	Detalhe da situação intermediária, foto anterior mostrando a morfologia dos cristais M.E.V...	200
Fotomicrografia 17-	Relações morfológicas entre os cristais de gibbsita e caolinita do centro das septas do pseudomorfo de plagioclásio. M.E.V..	200
Fotomicrografia 18-	Início da alteração do piroxênio ao longo de suas fissuras, já com tendência à formar núcleos residuais denticulados. LP.....	200
Fotomicrografia 19-	Idem anterior, (LP-NC).....	202

Fotomicrografia 20-	Pseudomorfose de piroxênio com "box work" preenchido por gibbsita micro-cristalinas em nuvem difusa. (LP-NC).....	202
Fotomicrografia 21-	Secção paralela ao maior eixo do ex-piroxênio. Os compartimentos do "box work" preenchido por cristais regulares, alongados de gibbsita. (LP).....	202
Fotomicrografia 22-	Idem, LP-NC	202
Fotomicrografia 23-	Detalhe do "box work" com gibbsitas do ex-piroxênio da foto anterior. (LP-NC).....	202
Fotomicrografia 24-	Idem anterior, acrescida de estruturas em forma de "uvas" de coloração amarelo-avermelhada que se assenta sobre as gibbsitas. (LP).....	202
Fotomicrografia 25-	Secção ortogonal ao maior eixo do ex-piroxênio, mostrando "box work" com gibbsitas e a côroa de alteração que envolve o cristal. (LP-NC).....	204
Fotomicrografia 26-	Detalhe da parte central, salientando o "box work" e as estruturas em forma de "uvas" de tamanho maior que as apresentadas anteriormente. (LP).....	204
Fotomicrografia 27-	Idem anterior, (LP-NC).....	204
Fotomicrografia 28-	Aspecto geral do pseudomorfo de piroxênio da fotomicrografia 21 e 22. M.E.V.....	204
Fotomicrografia 28a-	Morfologia dos cristais que preenchem o "box work" do ex-piroxênio, num fragmento de rocha alterada. M.E.V.	204
Fotomicrografia 28b-	Concentração de cristais em forma de "uvas" e suas relações com cristais aciculares e prismáticos, num pseudomorfo de piroxênio. M.E.V.	204

Fotomicrografia 28c-	Mesma posição da foto anterior. Aumento de 2050x. Os cristais na forma de "uvas" se assentam sobre os aciculadores que com maior resolução vão se tornando prismáticos. M.E.V.....	206
Fotomicrografia 28d-	Idem anterior com aumento de 4250x. Os pontos 1 e 2 referem-se à micro-análises químicas qualitativas pontuais realizadas nesses cristais e apresentadas na figura 24. M.E.V.....	206
Fotomicrografia 29-	Detalhe das goethitas da fotomicrografia anterior. Aumento de 4240x. M.E.V.....	206
Fotomicrografia 30-	Idem. Aumento de 16.900x. M.E.V.	206
Fotomicrografia 31-	Detalhe da matriz do riódacito num fragmento alterado (Fácies III). Os cristais subhedrais maiores são de gibbsitas (pto.1) ou de hidróxidos amorfos de Al em vias de cristalização e os cristais anhedrais menores de tendência hexagonal (placas) são de caolinitas (pto. 2). M.E.V.	206
Fotomicrografia 32-	Espaço deixado por um plagioclásio na matriz alterada do riódacito. Em tal matriz é comum a presença de caolinita (cristais com tendência plácoides, pto. 3), associada à gibbsita (cristais menores, pto. 4). M.E.V.	206
Fotomicrografia 33-	Concentração de Si na matriz do riódacito. M.E.V.	208
Fotomicrografia 34-	Cristalizações alongadas de tendência acicular de gibbsita ao longo de fendas ou fissuras na matriz do riódacito. M.E.V.....	208

Fotomicrografia 35-	Detalhe da foto anterior. M.E.V.	208
Fotomicrografia 36-	Constituição da parte vermelha do MV3. Cristais de quartzo de forma acicular e arredondada. M.E.V.	208
Fotomicrografia 37-	Detalhe da parte branca do MV3. Cristais de forma alongadas e retorcidas de montmorilonitas. Aumento de 3030x. M.E.V.	208
Fotomicrografia 38-	Idem anterior. Aumento de 6180x. M.E.V.	208

LISTA DE FOTOGRAFIAS

	Página
FOTO 1 - Vista geral do relêvo da topossequência Entre- Rios	42
FOTO 2 - Detalhe da parte mais baixa, próxima do perfil ER-1	42
FOTO 3 - Vista geral do ER3, localizado na posi- ção intermediária do relêvo da toposse - quência ER	48
FOTO 4 - Detalhe do perfil ER-3	48
FOTO 5 - Vista parcial da topossequência Pinhão...	55
FOTO 6 - Perfil completo da unidade PI-1.....	57
FOTO 7 - Detalhe da interface rocha/alteração/solo do PI-1	57
FOTO 8 - Mapa de solos do Levantamento de Reconhe- cimento de solos do Centro-Sul do Paraná- EMBRAPA/IAPAR, 1979. (Apêndice).....	209

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Adolfo José Melfi pela dedicação, incentivo e espírito científico com que orientou este trabalho. Pela oportunidade que me ofereceu de estagiar e trabalhar com pesquisadores franceses no Laboratório de Bondy, contribuindo sobremaneira para o sucesso da pesquisa.

De maneira especial ao Prof. Dr. Jean Delvigne integrante da Missão ORSTOM no Instituto de Geociências pela orientação precisa e dedicada em toda fase preliminar de análise ao microscópio óptico, ocupando um grande número de horas de seu importante trabalho.

Ao Prof. Dr. José Luiz Ioriatti Demattê o qual consideramos um co-orientador deste trabalho, pelas críticas, sugestões e apoio que dedicou ao longo de todo período.

Ao Chefe do Departamento de Solos, Geologia e Fertilizantes, na pessoa do Prof. Dr. Ibrahim Octavio Abrahão pelo apoio constante, incentivo, e condições materiais que ofereceu.

Ao Dr. Claude Gense e ao químico Sylvain Locati por viabilizarem a realização do estágio no laboratório de Microsonda Eletrônica da ORSTOM em Bondy e especialmente pelo apoio durante minha permanência na França.

A Fundação de Amparo à Pesquisa no Estado de São Paulo-FAPESP pela concessão de auxílio financeiro para as etapas de campo e laboratório e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento e Tecnológico - CNPq que possibilitou à viagem para o estágio em Bondy.

Aos funcionários do Departamento de Solos, Geologia e Fertilizantes - ESALQ, que contribuíram direta ou indiretamente em todas as fases de elaboração do trabalho, em especial à Sra. Marta Sueli C. Ferraz pela dedicação na digitação e impressão da Tese.

ALTERAÇÕES E SOLOS DESENVOLVIDOS SOBRE ROCHAS VULCANICAS
ACIDAS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL NOS PLANALTOS DE GUARAPUAVA
E PALMAS, REGIAO CENTRO SUL DO ESTADO DO PARANA

Autor: CELSO AUGUSTO CLEMENTE

Orientador: PROF. DR. ADOLPHO JOSE MELFI

RESUMO

A região dos Planaltos de Guarapuava e Palmas, localizada no centro-sul do Estado do Paraná é caracterizada geologicamente por apresentar uma grande distribuição de rochas vulcânicas básicas e ácidas da Formação Serra Geral.

Os processos e produtos de alteração das rochas básicas são apresentados por inúmeros trabalhos, mas estudos envolvendo alteração das vulcânicas ácidas são bastante raros.

Este trabalho apresenta o resultado de estudos geoquímicos, mineralógicos e estruturais nas

alterações e solos desenvolvidos sobre riódacitos porfíricos e vitrófiros da região, com ênfase para evolução mineralógica dos plagioclásios, piroxênios e material vítreo.

Foram realizadas análises mineralógicas e químicas em amostras de alterações e solos de duas topossequências, totalizando 7 perfis de alteração desenvolvido no riódacito porfírico e em amostras das diversas fases de alteração do vitrófiro.

Determinações químicas qualitativas e quantitativas à Microsonda Eletrônica de Varredura (M.E.V.) em lâminas e fragmentos de rocha alterada aliada aos resultados obtidos nas análises mineralógicas normais, permitiram importantes interpretações e conclusões, a saber:

- os fenocristais do riódacito porfírico apresentam uma sequência de evolução que em linhas gerais coincidem com a alteração das rochas vulcânicas básicas.

- os cristais maiores de plagioclásio se alteram diretamente em gibbsita enquanto que os menores passam por uma fase amorfa para depois resultar em gibbsita ou em gibbsita + caolinita.

- a principal característica de alteração do piroxênio é a formação de estrutura porosas ("box-works") por acúmulo de goethitas ao longo de seu sistema de clivagens e fraturas e posterior preenchimento por Al importado que cristaliza em gibbsita macro e microcristalina.

- a evolução da matriz vítrea do riódacito é a seguinte matriz: vítrea -> geles -> gibbsita + caolinita.

- o vitrófiro tem sua evolução caracterizada pela presença do quartzo + esmectitas.

- Alitização é o principal processo de formação dos solos.

ALTERATIONS AND SOILS DEVELOPED FROM ACID VOLCANIC ROCKS,
"SERRA GERAL" FORMATION OCCURRING IN THE GUARAPUAVA AND
PALMAS PLATEAU IN THE SOUTH - CENTRAL REGION OF THE STATE
OF PARANA, BRAZIL

Author: CELSO AUGUSTO CLEMENTE

Adviser: PROF. DR. ADOLPHO JOSE MELFI

SUMMARY

The Guarapuava and Palmas plateau is located in the south-central region of the State of Paraná, Brazil and is geologically characterized by a great distribution of acid and basic volcanic rocks from the "Serra Geral" Formation.

Basic rocks have been extensively studied as to their processes and products of alteration. However, published material on the same subject related to volcanic rocks is rare.

This work presents geochemical, mineralogical and structural data on alteration and soils developed

from porphyritic rhyodacites and rhyolites from that region the State of Parana, with special emphasis on the mineralogical evolution of plagioclases, pyroxenes and vitric material.

Volcanic rock altered material and soil samples were collected from seven complete profiles occurring in two catenas and developed from porphyritic rhyodacite. Samples representing various alteration phases of the rhyolite were also collected. These samples were analysed mineralogically and chemically.

The quantitative and qualitative chemical determinations, the Scanning Eletronic Microprobe Analysis of thin sections and altered rock fragments in association with the normal mineralogical analysis led to the following interpretations and conclusions:

- The phenocrysts from the porphyritic rhyodacite have a sequence of evolution that is in general similar to the alteration of the basic volcanic rocks.

- The biggest plagioclase alters directly to gibbsite, and the smallest goes through an amorphous phase and then results in gibbsite or gibbsite + kaolinite.

- The main characteristic of the alteration of pyroxene is the formation of a porous structure (box-work) due to the accumulation of goethite in cleavages and fractures which are later filled with imported Al that crystalizes in macro and microcrystalline gibbsite.

- Evolution of the vitric matrix is as follows: vitric matrix → gels → gibbsite + kaolinite.

- Evolution of rhyolite is characterized by the presence of quartz + smectite.

- Alitization is the main soil forming process.

1. INTRODUÇÃO

Na região meridional do Brasil as rochas vulcânicas pertencentes à Formação Serra Geral são dominantes. São representadas por litotipos básicos e ácidos. Os litotipos básicos dominam e ocupam uma área de mais de um milhão de km², enquanto que os ácidos subordinados cerca de 150.000 km².

Sobre as rochas básicas ocorrem solos vermelhos profundos e de boa fertilidade natural, classificados como Latossolos Roxo, Terra Roxa Estruturada e Brunizem avermelhado. Tais solos são responsáveis por altas produtividades agrícolas. Por outro lado, sobre rochas ácidas desenvolvem-se solos extremamente argilosos, profundos, dessaturados e com elevado teor de alumínio em profundidade. De maneira geral, são solos de cores avermelhadas nas partes inferiores e de cores brunas quando próximo à superfície. A produtividade agrícola em áreas onde dominam as rochas ácidas é menor. Tais solos são designados pela EMBRAPA/IAPAR, 1979 como Terras Brunas.

O estudo sobre a alteração das rochas básicas são comuns, como os trabalhos de MELFI, 1967, 1968 e 1978; MONIZ, 1967; MELFI e LEVI, 1971; LEVI e MELFI, 1972; ROISENBERG, 1974; GONÇALVES, 1978 e 1987; MENEGOTTO, 1986, entre outros. Entretanto as alterações das rochas vulcânicas ácidas foram pouco estudadas, pois até bem pouco tempo não existia conhecimento de sua presença. Apenas alguns trabalhos realizados no Sul do Brasil, entre eles o de MENEGOTTO e GASPARETTO, 1987, fazem menção da alteração e dos tipos de solos desenvolvidos sobre estas rochas.

Com o objetivo de caracterizar a alteração destas rochas vulcânicas, foram realizados estudos geoquímicos, mineralógicos e estruturais na região central da Bacia do Paraná que comporta os Planaltos de Guarapuava e Palmas, onde são mais frequente os afloramentos das vulcânicas ácidas.

2. REVISÃO BIBLIOGRAFICA

O estudo de alteração de rochas contava com escassas pesquisas até praticamente a década de 60. De modo geral, o trabalhos eram poucos e não sistemáticos. Tais trabalhos eram distribuídos aleatoriamente no que diz respeito à localização no globo terrestre, tipo de rochas, clima, meio ambiente atuante sobre as rochas e métodos de estudo.

Contudo, é oportuno destacar alguns trabalhos que caracterizaram o estudo das alterações na época. LAPPARENT (1939), estudou alteração de granitos na região de Guiana Francesa. CARROL e JONAS (1947), relataram a formação de lateritas em rochas ácidas do sudoeste australiano. ALLEN (1948), formação de bauxita sobre basaltos de Oregon. CAILLERE et alii (1952) realizaram experimentos visando elucidar a formação de mineral argiloso a partir de um gabro. AOMINE e YOSHINAGA (1955) mostraram os minerais argilosos desenvolvidos em cinzas vulcânicas do Japão.

A partir da década de 60 o estudo de alterações de rochas teve grande impulso, devido sobretudo aos trabalhos dos pesquisadores franceses na África. Muitos trabalhos mostraram a evolução de diferentes tipos de rochas sob diferentes condições bioclimáticas. Aparecem nesta fase os primeiros trabalhos que evidenciam o papel da drenagem na evolução das rochas e dos minerais secundários. É nesta época também que surgem estudos pedológicos e mineralógicos de perfis de alteração, principalmente os desenvolvidos sobre rochas vulcânicas básicas.

Pelo maior interesse em pedogênese e filiação mineralógica, muitos pesquisadores dispensaram atenção especial as vulcânicas básicas, estudando-as sob diversos aspectos, tais como: filiação, variação pedológica e mineralógica, evolução geoquímica e formação de jazidas supérgenas. Entre eles podemos destacar: SEGALÉN (1957); DELVIGNE (1960); SIEFFERMANN *et alii* (1968); SIEFFERMANN e MILLOT (1968); GENSE (1970a e b); ESWARAN e DE CONINCK (1971); ESWARAN (1972, 1979); SIEFFERMANN (1973); BAIN e RUSSEL (1980); CURTIN e SMILLE (1981); DEJOU *et alii* (1982); GLASMANN (1982); CHESWORTH *et alii* (1983) e GLASMANN e SIMONSON (1985).

Menor atenção foi dada à evolução intempérica das rochas cristalinas ácidas. Dentre estes estudos, é interessante destacar alguns que tinham como objetivo o estudo da evolução intempérica de minerais isoladamente. Entre eles incluem-se: LENEUF (1959); LELONG (1967); DEJOU et alii (1968); GAC (1968); TARDY (1969); DELVIGNE E MARTIN (1970); TSAWLASSOU (1971) E MEUNIER et alii (1983).

De maneira geral, as rochas vulcânicas vitreas apresentam problemas para estudo de detalhe, provavelmente em função da dificuldade de identificação e acompanhamento da evolução intempérica de seus constituintes. Sendo assim, são raros os estudos envolvendo estes tipos de rochas. Os principais estudos foram realizados com rochas vitreas submarinas de forma experimental de laboratório. Grande contribuição ao estudo dos vidros foi dada por TRICHET (1970) sendo seguido por NOACK (1979), CROVISIER et alii (1983) e THOMASSIN et alii (1983).

Na literatura, a maioria dos trabalhos envolvendo alteração de rochas aparece ligados à gênese, evolução e filiação de solos. Tais trabalhos podem estar relacionados à evolução intempérica de rochas numa determinada região, portanto envolvendo diversos materiais

de origem (como rochas ácidas, básicas, vidros e cinzas vulcânicas) num mesmo clima, principalmente o tropical. São comuns também pesquisas relacionadas à evolução da alteração de certos minerais isolados, com a consequente formação de minerais secundários.

Nestas linhas de pesquisa situam-se inúmeros autores, entre eles podemos relacionar: Erhart (1940), Cady (1951), Millot et alii (1955), Sherman et alii (1956), Smith (1957), Pedro (1958), Hoyos de Castro (1960), Millot (1961), Pecrot et alii (1962), todos citados por DELVIGNE (1965), COLMET-DAAG et alii (1967), COLMET-DAAG et alii (1970), BOULET (1970), BOCQUIER (1973), QUANTIN (1973, 1974), NOVIKOFF (1974), BOULET (1978), QUANTIN et alii (1978), TEJEDOR SALGUERO et alii (1979), PARFITT et alii (1983), ROSELLO (1984) e BOULANGE (1984).

DELVIGNE, 1965, estudou os processos de formação de minerais secundários em meio ferralítico e concluiu que estes dependem da qualidade e quantidade da água de drenagem e por consequência da posição topográfica do perfil na paisagem. Na parte superior da catena, é comum a cristalização direta do alumínio em gibbsita, formação de hidróxidos de Fe amorfo e mais tarde goetita e

hematita. Na parte média da catena, os feldspatos se transformam em gibbsita, passando por um estágio intermediário de gel aluminoso. Por sua vez, na parte baixa os feldspatos se transformam em caolinita e depois em gibbsita.

Recentemente, BOULANGÉ (1984) estudou a formação de lateritas (bauxitas) em clima tropical, meio ferralítico, sobre granitos e anfibolitos da região de Costa do Marfim.

No caso dos granitos, conclui que ocorrem as seguintes transformações: - Os ortoclásios e albitas transformam-se em plasma amorfo e metahalloysita e em seguida em gibbsita; - O quartzo sofre dissolução com posterior cristalização de sílica secundária.

Sobre a alteração dos anfibolitos conclui que no início o "front" é um meio aberto, resultando individualização direta de hidróxidos de Fe e Al em "pain d'apice". Na sequência com o depósito de argila que se realiza em seguida nas diáclases, cada estrutura "concêntrica" fica um meio semi-fechado, passando a ter influência a concentração e atividade do H_4SiO_4 , ocorrendo a precipitação do quartzo, dissolução da gibbsita e

formação de metahalloysita.

BOULANGÉ (1984), conclui ainda, que sob teor de sílica $< 1,7$ ppm, a dessilicificação transforma a caolinita diretamente em gibbsita. Onde o teor de sílica é próximo a $1,7$ ppm, (principalmente nas alterações do anfibolito) a transformação é indireta ou seja caolinita fase amorfa gibbsita.

No Brasil, os trabalhos envolvendo alteração de rochas são escassos. Se considerarmos e separarmos os trabalhos por tipos de rochas tais como, vulcânicas e intrusivas, ácidas e básicas estes tornam-se menos frequentes ainda.

No caso das vulcânicas básicas os primeiros estudos envolvendo seus processos de alteração foram realizados por PAIVA NETO & NASCIMENTO (1957) sendo seguidos por MELFI (1967, 1978), MONIZ (1967), CARVALHO (1970), MELFI & LEVI (1971), LEVI & MELFI (1972), MONIZ et alii (1973), SARTORI et alii (1973), MELFI & PEDRO (1978a e b), GONÇALVES (1978), CARVALHO et alii (1983), MENEGOTTO (1986), MENEGOTTO & GASPARETTO (1987) GONÇALVES (1987) entre outros.

Entretanto, podemos considerar que são poucos em relação à área de ocorrência dessas rochas, principalmente devido ao fato de que o Brasil ou, mais precisamente, a Bacia do Paraná foi palco de uma das maiores manifestações vulcânicas de natureza continental observada na superfície da Terra. Estas manifestações vulcânicas que ocorreram no mesozóico deram origem a derrames de lavas que recobrem uma área de 1.200.000 km², englobando parte do sudeste do Brasil e Paraguai, Norte da Argentina e grande parte da região Ocidental do Uruguai (RÜEGG e AMARAL, 1976). Levando-se em conta que a espessura média dos derrames é igual a 650m (LEINZ et alii, 1966), calcula-se que o volume do material vulcânico atinge cerca de 780.000 km³. (BELLINI et alii, 1984c), sendo 90% de basaltos, 7% rochas intermediárias e 3% de rochas ácidas.

Especificamente sobre a natureza dos constituintes secundários dessas rochas vulcânicas básicas, MELFI (1978) identificou um grande número de argilominerais,, óxidos e hidróxidos de alumínio e ferro, produtos amorfos e calcita.

Recentemente, GONÇALVES (1987) realizou estudos detalhados sobre vulcânicas-básicas da porção

setentrional da Bacia do Paraná (Região de Ribeirão Preto-SP). Tais estudos revelaram que essas rochas sofreram ação de atividades prè-meteóricas (alteração hidrotermal) antes de serem expostas ao sistema de alteração superficial.

O sistema de alteração supèrgena associada a processos pedogenéticos levam a transformação dos plagioclásios essencialmente para caolinita e gibbsita passando por uma fase amorfa Si-Al.

No caso dos piroxênios, o curso de alteração supèrgena evolui segundo filiações principais de plasma, inicialmente de composição caolinitica mais oxi-hidroxidos de Fe amorfos ou essencialmente goethita. Raras pseudomorfoses de plasma de transferência gibbsitico estão presentes. A transformação dos piroxênios em goethita é a característica mais marcante. Por micro transferências intercristalinas do Al a partir dos plagioclásios, a gibbsita pode se cristalizar em pequenos vazios de dissolução dos piroxênios.

Toda região envolvida pelos derrames básicos da Bacia do Paraná, seja no Estado de São Paulo, Paraná, Santa Catarina ou Rio Grande do Sul, possui agricultura

reconhecidamente bem desenvolvida e rica. Sendo assim, seus solos receberam grande atenção dos pedólogos e pesquisadores da área, sendo relativamente comuns trabalhos envolvendo, caracterização (mineralógica, física e química), gênese e relações com a paisagem desses solos. Dentre esses trabalhos podemos destacar: MONIZ (1967), MELFI (1968), CARVALHO (1970), CHAUVEL et alii, (1971), PEDRO et alii (1970), ROISENBERG (1974), CURI (1975), PEDRO et alii (1976), KÄMPF & KLAMT (1978), GALHEGO & ESPÍNDOLA (1979), VOLKOFF & MELFI (1980), PÖTTER & KÄMPF (1981), MÖLLER e KLAMT (1982 e 1983), KÄMPF & SCHWERTMANN (1983), SCHWERTMANN & KÄMPT (1983), PEDRO & MELFI (1983), KÄMPF & DICK (1984), UBERTI & KLAMT (1984), CURI et alii (1984), VOLKOFF et alii (1984), QUEIROZ & KLAMT (1985), entre outros.

Contudo, pouca ênfase tem sido dada às rochas ácidas, sejam intrusivas do Pré-Cambriano Brasileiro ou vulcânicas ácidas que recobrem os derrames básicos da Bacia do Paraná e que ocupam uma área considerável de 150.000 km² (BELLIENI et alii, 1984c).

Os estudos de alteração das rochas vulcânicas ácidas são raros. A intemperização de vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral na região de

Santa Maria, R.S. foi estudada por MENEGOTTO e GASPARETTO 1987. Em tal estudo, os autores abordaram aspectos estruturais e mineralógicos da alteração, fazendo tentativa de comparação com alteração das vulcânicas básicas da mesma região e formação.

Entre outras conclusões, os autores destacaram que:

- Em termos estruturais, a alteração desenvolve-se sob duas formas: uma concêntrica e outra em perfis verticais. A alteração concêntrica ocorre tanto nas rochas vulcânicas básicas, quanto nas ácidas, sendo que sua formação esta condicionada à existência de uma estrutura maciça, com poucas diâclases. Os perfis de alteração vertical formam-se onde a rocha apresenta intenso diaclasamento ou estrutura intensamente vesicular.

- A intemperização determina a destruição sucessiva dos minerais, na seguinte ordem crescente de estabilidade: (carbonato = piroxênio = vidro) < plagioclásio < feldspato alcalino < magnetita < quartzo.

- Os principais produtos de alteração do basalto são a esmectita, os geis amorfos e subordinadamente a goethita.

- Entre as rochas vulcânicas ácidas, a alteração do vitrófiro origina esmectita em elevada proporção, enquanto o riólito forma géis amorfos, caolinita, illita e menores proporções de esmectita.

- O processo intempérico principal que ocorre na área é a bissiliatização. Entretanto, a formação da caolinita a partir do feldspato alcalino sugere também o processo monossilítico parcial. O fato mostra que em termos de velocidade de lixiviação as condições estão próximas ao limite entre os dois processos.

- A deficiência da drenagem na área, não está vinculada a aspectos topográficos ou climáticos, mas a baixa permeabilidade das fácies do manto de alteração, em vista de sua composição argilosa.

3. ESTUDO DO MEIO FISICO

3.1. Localização Geográfica

A área de estudo localiza-se nos estados do Paraná e Santa Catarina. Compreende dois planaltos, de Guarapuava e de Palmas. O primeiro situa-se na região centro sul do Estado do Paraná e o outro na região sul, na divisa entre os Estados do Paraná e de Santa Catarina.

As coordenadas geográficas extremas da área de estudo com base na Carta do Brasil ao Milionésimo são as seguintes: $25^{\circ} 00'$ a $27^{\circ} 00'$ de latitude Sul e $51^{\circ} 00'$ a $52^{\circ} 30'$ de longitude Oeste de Greenwich. (Figura 1).

3.2. Clima

De acordo com a classificação de Köppen, o clima da região é do tipo Cfb, mesotérmico, úmido e superumido, sem estação seca com verões frescos e com

Figura 1. Mapa de localização da área estudada.
 A - dos Estados do Paraná e Santa Catarina no Brasil.
 B - da área estudada nos Estados do Paraná e Santa Catarina.

média do mês mais quente inferior a 22 °C (Figura 2a). As geadas são severas e mais frequentes em relação ao clima Cfa que predomina ao norte, oeste e sudoeste paranaense.

No Planalto de Guarapuava, a altura da precipitação atinge de 2000 a 3000 mm anuais, sendo que nos dois planaltos, em geral a distribuição da precipitação durante o ano é extremamente uniforme. (Figura 2b).

A temperatura média do Estado é de 17 °C mas na região centro-sul e nas proximidades de Palmas as médias termométricas caem para 15,6 °C. A temperatura do mês mais quente (janeiro) alcança 26 °C na porção oeste do Estado, enquanto a temperatura média do mês mais frio (julho) é de 10 °C na região sul próxima à Palmas. A frequência de geadas aumenta da região de Guarapuava para a região de Palmas, onde com cerca de 1050 m de altitude ocorrem 20 a 30 dias de geadas durante o ano.

3.3. Vegetação

A região dos Planaltos de Guarapuava e Palmas a vegetação está representada pelos campos

SIMBOLO DE KÖEPPEN	TEMPERATURA MÉDIA	
	mes mais quente	mes mais frio
Af	> 22°C	> 18°C
Cfb	< 22°C	< 18°C
Cfa	> 22°C	< 18°C

----- Isoietas Anuais (mm)
 ————— Época da Concentração Máxima da Precipitação
 ASO Agosto, Setembro e Outubro

Figura 2. Clima. A-Tipos climáticos do Paraná (Adaptado de EMBRAPA, 1984). B-Carta do regime de chuvas (Adaptado de NIMER, 1977).

subtropicais naturais. Segundo MAACK, 1968 (in EMBRAPA/IAPAR, 1984), caracterizam-se por apresentarem gramíneas baixas, cobrindo grandes áreas mais ou menos contínuas e apenas interrompidas por pequenos bosques ou capões próximos à nascentes, ou na transição do campo para a mata. Árvores e arbustos ocorrem em faixas próximas aos cursos d'água, em meio aos campos formando as pseudomatas de galerias.

Associadas às gramíneas ocorrem ervas e arbustos com grossos rizomas subterrâneos ou bulbos resistentes às queimas anuais ou as geadas.

Como áreas de campos naturais existe uma distinção entre a do Planalto de Guarapuava e a de Palmas. Os campos de Guarapuava e também os de Pinhão são qualitativamente inferiores, apresentando apenas as características supracitadas, mas a região de Palmas é caracterizada pela excelência de seus campos, constituídos por um grande número de espécies, principalmente gramíneas dos gêneros *Paspalum*, *Andropogon* e *Axonopus* e leguminosas dos gêneros *Desmodium* e *Trifolium*. Nos chamados Campos de Palmas de Baixo, transição da mata com o campo é grande a incidência de capim-limpo e barba-de-bode, assim como vegetação arbustiva.

3.4. Relevo

Devido aos seus grandes rios limitrofes e lineamentos orográficos, o Estado do Paraná tem limites nitidos, marcados por zonas naturais de paisagem, as quais foram moldadas pelos sistemas hidrográficos, movimentos epirogenéticos e tectônicos e pela influência de alteração do clima. Esses fatos, segundo EMBRAPA/IAPAR (1984), proporcionaram limites geográficos marcantes, os quais demarcaram a divisão do Estado em cinco regiões de paisagens naturais, sendo que a região de estudo faz parte, nesta divisão, do Terceiro Planalto ou Planalto do Trapp do Paraná ou de Guarapuava.

O Terceiro Planalto representa a região dos grandes derrames de lavas que desenvolve-se a oeste da escarpa mesozóica e tem sido considerada a região fisiográfica paranaense mais simples, tanto pelas suas formas quanto pelas suas estruturas. Suas formas de superfície são esculpidas nos extensos derrames vulcânicos da Formação Serra Geral, sendo as classes de relevo mais comuns as superfícies de topografia suave ondulada e ondulada.

Regionalmente este Terceiro Planalto apresenta uniformidade na conformação de sua superfície, mas observa-se uma divisão em vários blocos, delimitados pelos grandes rios que percorrem o planalto, os quais tem curso nitidamente condicionados à inclinação das rochas vulcânicas para oeste, sudoeste e noroeste do Estado. No bloco sul desta divisão do Terceiro Planalto, EMBRAPA/IAPAR (1984) encontram-se os Planaltos de Guarapuava e Palmas.

As formas superficiais dos Planaltos de Guarapuava e Palmas que mais chamam a atenção, são as que constituem as paisagens típicas, em mesetas estruturais, dando origem a uma topografia de aspecto tabuliforme, entremeada em diversas áreas pelas formas onduladas com chapadas de encostas mais suavizadas.

Os Planaltos de Guarapuava e Palmas estão delimitados respectivamente pelos divisores Piqueri - Iguaçu e Iguaçu - Uruguai e chegam a atingir 1200 m de altitude na testa da escarpa. São relativamente iguais e uniformes quanto as formas, mas é no Planalto de Guarapuava que as mesetas são bem mais evidenciadas existindo uma notável sucessão das mesmas. Este caráter estrutural das mesetas observadas nos blocos planálticos

deriva das estruturas tabulares dos derrames vulcânicos, de maneira que os degraus representam, via de regra, as superfícies entre os sucessivos empilhamentos de lavas.

Segundo EMBRAPA/IAPAR (1984), os solos derivados de rochas eruptivas básicas no Terceiro Planalto (bloco sul) são:

- Planalto de Guarapuava: Latossolo Roxo Eutrófico, Distrófico e Alico em clima tropical ou subtropical, Latossolo Bruno Alico em clima subtropical, Terra Roxa Estruturada Eutrófica, Distrófica e Alico, tanto em clima tropical como subtropical, Terra Bruna Estruturada Alico em clima subtropical, Brunizem Avermelhado, Solos Litólicos Eutróficos, Distróficos e Alicos e Cambissolo Eutrófico, Distrófico e Alico em clima subtropical ou tropical.

- Planalto de Palmas: Latossolo Roxo Distrófico e Alico, Terra Roxa Estruturada Eutrófica, Distrófica e Alico, Latossolo Bruno Alico, Terra Bruna Estruturada Distrófica e Alico, Cambissolo Eutrófico, Distrófico e Alico e Solos Litólicos Eutróficos e Alicos, todos em clima subtropical.

3.5. Aspectos geológicos da área

A área estudada é formada por rochas vulcânicas da Formação Serra Geral que predominam em todo sul do Brasil. Tal formação é considerada produto de uma das maiores manifestações vulcânicas de natureza continental já observada em toda superfície da Terra. Essas rochas vulcânicas recobrem parte do sudeste do Brasil e Paraguai, norte da Argentina e grande parte da região ocidental do Uruguai, totalizando uma área de $1.200.000 \text{ km}^2$ (MAACK, 1952) e um volume de material vulcânico da ordem de 780.000 km^3 (LEINZ et alii, 1966).

Datações radiométricas realizadas por Amaral et alii, 1966; Melfi, 1967; Sartori et alii, 1975; Cordani et alii, 1980, (métodos K/Ar e Rb/Sr), todos citados por BELLIENI et alii, 1986a, revelaram que o vulcanismo Serra Geral ocorreu há 140-120 milhões de anos atrás.

Frequentemente essas rochas vulcânicas eram cartografadas como derrames básicos. Entretanto, alguns autores, muito embora não apresentassem a distribuição e a separação dessas rochas, reconheceram sucessivos derrames ácidos e intermediários, sobretudo na parte superior do pacote nos Estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande

do Sul. Entre esses autores se destacam, Guimarães 1933, citado por LEINZ, 1949; SCHNEIDER, 1964; SZUBERT et alii, 1978; SARTORI & GOMES, 1980 e SARTORI & MACIEL FILHO, 1983.

Recentemente, trabalhos de detalhes forneceram os principais aspectos mineralógicos, vulcanológicos, petrogenéticos e geodinâmicos deste importante evento vulcânico. Entre eles incluem-se trabalhos de BELLIENI et alii, 1983 e 1984a, b e c; MANTOVANI et alii, 1985a e b; BELLIENI et alii, 1986a e b; MELFI et alii 1987; PETRINI et alii, 1987; PICCIRILLO et alii, 1987a e b e BELLIENI et alii, 1987.

De acôrdo com BELLIENI et alii, 1986a e b, as rochas vulcânicas de toda Bacia do Paraná são representadas por basaltos (90 % em volume) e subordinadamente por rochas intermediárias (7% em volume) e ácidas (3% em volume). As rochas ácidas são representadas por riódacitos e riólitos granofíricos² recobrando uma área de aproximadamente 150.000 m², distribuindo-se a sul do Estado de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e mais extremamente no Rio Grande do Sul. Tais trabalhos permitiram separar entre as ácidas duas unidades distintas, uma caracterizada pela ocorrência de

riodacitos porfiríticos de coloração cinza-esverdeado denominado de ácidas tipo Chapecó (ATC) e outra pela ocorrência de riólitos cinza claros granofíricos denominado de ácidas tipo Palmas (ATP).

Especificamente na área de estudo trabalhos mais recentes mostraram que existem básicas, ácidas e intermediárias, que constituem volumes cartografáveis. NARDY, 1988, estudando a mesma região, sob o ponto de vista geológico, petrológico conseguiu separar 3 unidades vulcânicas particulares. Estas unidades representadas no mapa geológico (figura 3) da área são as seguintes:

- **Unidade básica** - basaltos e andesibasaltos toleíticos com abundantes intercalações de basaltos toleíticos hipovitreos, maciços, intensamente fraturados.

- **Unidade ácida I** - denominada ATP (Ácida Tipo Palmas). Riólitos, cinza-claros com acamamento bem desenvolvido, bastante fraturados, normalmente granofíricos com intercalações delgadas de litotipos da Unidade básica frequentes nas regiões próximas ao topo e/ou na base da Unidade. Lati-andesitos e Andesitos são comuns na base da Unidade em forma de finas intercalações.

Legenda:

1- Unidade SpK - Sequência Sedimentar pré-Vulcânica: Formações: Corumbataí, Rio do Rastro e Botucatú. 2- Unidade JKSGB- Sequência de Rochas Vulcânicas Básicas-Intermediárias, Representadas por Basaltos e Andesít-Basaltos Toleíticos ou Toleíticos-Transicionais Basaltos Transicionais, Andesitos Toleíticos e Latí-Andesitos. 3- Unidade JKSGaI- Sequência de Rochas Vulcânicas Ácidas do Tipo Palmas-ATP (Riodacitos e Riolitos) com Intercalações de Rochas Básicas-Intermediárias. 4- Unidade JKSGaII- Sequência de Rochas Vulcânicas Ácidas do Tipo Chapeco-ATC (Quartzo-Latitos, Riodacitos e Riolitos), sotoposta a uma Sequência de Rochas Básicas, com até 300 m de Espessura, que pode estar ausente. 5- Contatos Geológicos Definidos. 6- Contatos Geológicos Inferidos.

FIGURA 3. MAPA LITOESTRATIGRÁFICO DA REGIÃO ESTUDADA (SEGUNDO NARDY, 1988).

- Unidade Ácida II - denominada ATC (Ácida Tipo Chapecó). Riodácitos de coloração cinza-esverdeados, estrutura fluidal, acamamento bem desenvolvido. Intercalações de litótipos da Unidade básica são raras e comuns. Basaltos hipovitreos são frequentes no topo da Unidade.

4. MATERIAIS E METODOS

4.1. Materiais

Os materiais necessários para o desenvolvimento da pesquisa proposta foram coletados em duas missões de campo que tiveram objetivos distintos.

Na primeira missão de campo, foi realizado o reconhecimento geral da área, envolvendo conceitos geomorfológicos, geológicos e petrológicos. Para tais observações, foi utilizado o mapa geológico preliminar da época, recentemente publicado por NARDY, 1988, (figura 3). Com base nestas observações, foram selecionados e coletados 9 perfis de alteração sendo 7 desenvolvidos em rochas ácidas representadas por riódacitos porfiriticos, granófiros e vitrófiros e 2 em rochas básicas, basaltos de granulação essencialmente fina às vezes com estrutura amigdaloidal.

Após trabalhos de laboratórios e estudo petrográfico destes 9 perfis, foi realizada a segunda missão de campo com o objetivo de localizar

topossequências completas de alteração desenvolvidas agora sobre a Unidade ácida-II riódacitos porfíricos. Depois de localizadas diversas sequências de alteração ao longo da encosta, foram selecionadas duas principais que receberam a denominação de Entre Rios (ER) e Pinhão (PI). Tais designações se referem a nomes regionais, sendo que os perfis ficaram representados pelas siglas da região e por números em função da posição na sequência. Assim, na topossequência Entre Rios (ER) foram coletados 5 perfis, ER1, ER2, ER3, ER4 e ER5 sendo os três primeiros completos da rocha íntegra até o horizonte superior do solo e os demais apenas dos horizontes do solo. Na topossequência Pinhão (PI) foram coletados 2 perfis, PI1 e PI2 completos, rocha fresca ao solo.

4.1.1. Material de Origem - Caracterização

O material de origem das alterações e solos objetos da pesquisa é constituído por rochas ácidas da Formação Serra Geral que foram estudadas e caracterizadas por BELLIENI et alii 1986a,b e NARDY et alii 1986 entre outros. Com respeito à textura e estrutura BELLIENI et alii 1986a e b definiram 2 tipos litológicos: rochas ácidas tipo Palmas (ATP) e rochas ácidas do tipo Chapecó (ATC).

As rochas ácidas do tipo Palmas (ATP) são representadas por rochas ácidas granofíricas, de coloração cinza claro, em afloramentos com "acamamento" levemente contorcido e bem definido, bastante fraturados, separando-se facilmente em delgadas lages. Intercalações (de até 50 m de espessura) de rochas básicas e intermediárias são frequentes. A espessura máxima observada para a Unidade é de 300 m.

As rochas ácidas porfíriticas tipo Chapecó (ATC), são de coloração cinza-amarelada (quando inalterada) ou castanha-avermelhada (quando alterada), com fenocristais de plagioclásio de até 8,0 mm de comprimento imersos em uma matriz vítrea. Os afloramentos deste litotipo apresentam um aspecto "bandado" devido a presença de linhas de fluxo, com até 2 cm de espessura, de grande continuidade lateral. A Unidade é definida ainda, por uma sequência de rochas básicas de até 100 m de espessura, de grande continuidade lateral sobreposta à sequência ácida e na maioria dos casos ausente. A espessura máxima observada para esta Unidade é de 250 m.

As composições químicas médias das rochas ácidas tipos ATP e ATC obtidas por NARDY et alii, 1986 encontram-se no quadro 1.

Quadro 1 - Composição química média em % das rochas ATP e ATC (NARDY et alii, 1986).

Constituintes em óxidos	ATP n=22	e*	ATC n=20	e*
SiO ₂	70.55	1.59	65.33	0.53
TiO ₂	0.82	0.14	1.43	0.07
Al ₂ O ₃	12.57	0.33	13.45	0.39
Fe ₂ O ₃	4.02	0.58	4.58	0.52
FeO	1.44	0.68	2.46	0.41
MnO	0.08	0.02	0.14	0.02
MgO	0.86	0.31	1.33	0.22
CaO	2.22	0.54	3.10	0.27
Na ₂ O	2.82	0.34	3.55	0.25
K ₂ O	4.38	0.50	4.14	0.20
P ₂ O ₅	0.23	0.05	0.48	0.04
SOMA	100.00	-	100.00	-

(*) Variança.

(n) no. de amostras.

A figura 4, que ilustra o diagrama R₁ x R₂ (De La Roche et alii, 1980) in NARDY et alii, 1986, para

Figura 4. Distribuição das rochas vulcânicas ácidas do tipo Palmas (ATP) e Chapecó (ATC) no diagrama R1xR2 (De La Roche et alii, 1980) in NARDY et alii, 1986.

as rochas da região estudada mostra que as rochas ácidas do tipo Palmas, concentram-se próximas ao limite Riolito-Riodacito, enquanto que aquelas do tipo Chapecó na intersecção dos campos Riolito-Riodacito-Quartzito Latito, ou seja, as rochas ácidas do tipo ATP apresentam valores de $R1 (=4Si-11(Na+K)-2(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Ti))$ maiores e de $R2 (+6Ca + Mg + Al)$ menores do que aquelas do tipo Chapecó ($R1=2180-2780-ATP$, $1710-2100-ATC$; $R2=430-680-ATP$, $580-750-ATC$). Isto indica que as rochas do tipo ATC, apresentam um caráter mais alcalino do que aquelas do tipo ATP.

Resultados semelhantes aos do quadro 1, foram encontrados por MENEGOTTO e GASPARETTO, 1987, para as rochas ácidas da região de Santa Maria, R.S. (Quadro II).

Quadro II - Composição química média das rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral - Santa Maria, R.S. Adaptado de MENEGOTTO e GASPARETTO, 1987.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	TiO ₂	Na ₂ O	F ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	TOTAL
68.5	12.4	5.21	1.94	0.51	0.07	0.46	2.98	4.97	0.12	1.09	1.01	99

-Caracterização dos fenocristais e da matriz fina das ATP e ATC.

NARDY et alii, 1986, aproveitam dados obtidos de análises em microsonda eletrônica e fornecidos por Piccirilo, E.M. e apresentam uma descrição completa dos fenocristais e da matriz das ATP e ATC.

De acordo com tais autores, as rochas ácidas do tipo ATP, ao microscópio petrográfico, são levemente porfíriticas, com microfenocristais (0,1-0,5 mm) e mesofenocristais (0,5-2,0 mm), cuja proporção em relação à matriz não ultrapassa à 5% em volume. Os fenocristais, são representados por plagioclásio, augita, pigeonita, opacos, apatita e mais raramente, por hiperstênio.

Os cristais de plagioclásio quando ocorrem na forma de fenocristais, são euhedrais à subhedrais, ripiformes, com composição variando entre An 43-56, levemente zonados, com sinais de reabsorção (max. 2-3% volume em relação aos demais), contém uma concentração de An 63-68, concentração esta igual aos plagioclásios encontrados nas rochas básicas.

Os piroxênios são anhedrais (granulares) à subhedrais (prismáticos) e são predominantemente representados por augita (Wo 30-40) e subordinadamente por pigeonita (Wo 8-11) e ortopiroxênio (Wo 4), que podem estar ausentes. Os piroxênios cálcicos (augita) de cristalização precoce, ou seja que ocorrem como fenocristais, são mais enriquecidos em Ca do que aqueles de cristalização tardia (os que ocorrem como microfenocristais ou na matriz), que por sua vez, são mais enriquecidos em Fe. Este tipo de variação composicional, e a coexistência com piroxênios subcálcicos, é típica de um "trend" evolutivo toleítico (Carmichael, 1967) in NARDY et alii, 1986.

Os minerais opacos, são representados por Ti-magnetita (19-22% TiO_2) e mais raramente, observa-se a ilmenita. Ocorrem como mesofeno e microfenocristais, subhedrais, com forma granular ou esquelética. As Ti-magnetitas presentes nas ácidas do tipo ATP, são mais empobrecidas em TiO_2 do que aquelas presentes nas rochas ATC.

A matriz destas rochas, é constituída por quartzo e feldspato alcalino (Or 52-75 - SARTORI e GOMES, 1983) intercrescimento micrográfico (formando uma massa semi-vitrea), plagioclásio, piroxênio, Ti-magnetita,

ilmenita e alguma apatita acicular.

Os minerais presentes na matriz, em ambos os tipos de rochas (ATP e ATC) apresentam texturas de resfriamento rápido. Os plagioclásios são mal formados, com terminações em "rabo de andorinha", os piroxênios mostram-se ocos e a magnetita, esquelética.

As rochas ácidas do tipo Chapecó, são porfiríticas (5-10 % vol.) e são facilmente reconhecidas daquelas do tipo ATP. Os fenocristais são constituídos por plagioclásios, augita, pigeonita e Ti-magnetita.

Os macrofenocristais (>2mm) de plagioclásio, com até 8 mm de comprimento são, via de regra, zonados, com núcleos mais cálcicos que a periferia, sendo em média 2,5% mais cálcicos do que os demais fenocristais coexistentes na mesma rocha (An 39-46). Os piroxênios, são representados por augita (Wo 33) e pigeonita (Wo 8-10), são subhedrais, prismáticos ou anhedrais, granulares. Em alguns casos (também verificados nas rochas do tipo (ATP) os fenocristais de piroxênio apresentam bordas de reação, verificando-se uma fina coroa de anfibólio e/ou clorita. Ao contrário do que se verifica para as rochas do tipo ATP, os piroxênios de

cristalização precoce e tardia das rochas ATC, não mostram variação significativa nos conteúdos de Ca e Fe.

Os minerais opacos, representados por ilmenita e Ti-magnetita (25-26% TiO_2), têm as mesmas características de ocorrência daquelas do tipo ATP, apresentando apenas maiores concentrações de TiO_2 do que aqueles do tipo ATP.

A matriz das rochas ácidas do tipo ATC, caracterizam-se pelo intercrescimento de quartzo e feldspato alcalino (Or-52-63 - SARTORI et alii, 1982) ocorrendo ainda, plagioclásios, piroxênios, Ti-magnetita, ilmenita e apatita.

Um resumo das análises químicas quantitativas dos fenocristais e da matriz das rochas ácidas ATC e ATP obtidas por BELLINI et alii, 1986b encontram-se no quadro III.

QUADRO III. Análise química quantitativa, em % dos Fenocristais e da Matriz, obtidos na microsonda eletrônica por BELLINI et alii, 1986b. Os resultados representam a média geral das análises.

[illegible]

4.1.2. Alterações e Seles

De modo geral os perfis de alteração seguem um controle estrutural da rocha. Via de regra, os afloramentos mostram uma estrutura em "acamamento" horizontal com camadas de espessura média de 20 a 30 cm bem definidas, podendo no caso das ácidas tipo Palmas (ATP) se separarem facilmente em delgadas lajes.

Este tipo de estrutura faz com que a alteração tenha uma variação ao longo de todo o perfil e dentro de uma camada, mesmo que esteja posicionada próxima ao topo. Sendo assim, é comum ocorrer em certas camadas mais alteradas dentro da "estratificação original, núcleos mais frescos da rocha. O fato desta estrutura exercer um controle na alteração da rocha também foi discutido e considerado por MENEGOTTO e GASPARETTO, 1987, nas alterações de rochas vulcânicas na região de Santa Maria, RS.

A amostragem das alterações sobre as ácidas tipo Chapecó (ATC) foi realizada seguindo os critérios de topossequência. Para tal, foram selecionadas duas principais e que melhor representassem as variações verticais e laterais ao longo da encosta. Uma maior

ênfase foi dado às rochas do tipo Chapecô pelo fato delas apresentarem estruturas porfíriticas onde a matriz e os fenocristais poderiam ser estudados separadamente do ponto de vista de filiação mineralógica, petrológica e geoquímica.

As rochas ácidas (ATP), caracterizadas predominantemente pela existência de uma matriz vítrea, foram estudadas através de amostragem da alteração isolados na paisagem, sendo as amostras selecionadas e coletadas em função de uma melhor apresentação das diferentes fácies de alteração.

Quando da amostragem das alterações do riódacito porfíritico (ATC), os horizontes receberam a denominação de Fácies II, III, IV e V obedecendo uma sequência desde a camada em início de alteração até o solo. Dependendo dos vários estágios de uma FÁCIES, diversas amostragens foram realizadas.

Para o caso do estudo de alteração do vitrófiro (ATP), amostras foram tiradas da rocha inalterada, parcialmente alterada e totalmente alterada, sem seguir necessariamente uma amostragem de horizontes de alteração desde a base até o topo do perfil. Nestas amostras foram realizados estudos com o objetivo de

esclarecer a evolução da matriz do riódacito (ATC). Assim sendo, as amostras do vitrófiro receberam a denominação de MV1, MV2 e MV3 onde MV representa a matriz vítrea e os números as diversas fases de alteração.

4.1.2.1. Topossequência Entre-Rios (ER).

A topossequência Entre-Rios localiza-se na altura do km 34 da PR-170, rodovia que liga Guarapuava-Foz do Areia. A altitude média nas proximidades de Entre-Rios é de 1100 m. O relevo da região é suave ondulado e a vegetação de campos gerais ou implantada. A posição dos pontos de descrição dos perfis de alteração estão indicados na fig. 5. Nesta sequência foram descritos e amostrados 5 perfis. As fotos 1 e 2 ilustram uma visão geral do relevo da sequência ER.

a. Perfil ER-1

Situa-se na parte mais baixa da topossequência à uma altitude de 1005 m. Este perfil está muito próximo de um canal de drenagem à 150 m da estrada,

- GRANULAR (Ed. LÚBRICO)
- BLOCOS SUBANGULAR
- MACIÇO (MORT. ÓXIDO)
- SOLO E FRAGMENTO DE ROCHA (FÁCIES IV e VI)
- ALTERAÇÃO AMARELA E VERMELHA COM BÓLDOS DE ROCHA ÍNTEGRA (FÁCIES III)
- EPIODACTIL CHAPECOIT (FÁCIES I)

Figura 11. Distribuição na paisagem dos solos e das camadas de alteração em consequência Entre-Pios.

Foto 1. Visão geral do relevo desde a parte baixa até a intermediária da topossequência Entre-Rios.

Foto 2. Detalhe da parte mais baixa, próxima do perfil 1 e do canal de drenagem. Topossequência Entre-Rios.

sendo necessário a abertura de trincheira um pouco acima do canal para a coleta dos horizontes do solo. A vegetação é implantada (soja) e o solo é de boa drenagem.

Descrição morfológica do solo e das camadas de alteração do perfil, assim como coleta de amostras.

Ap	- 00 - 15 cm;	-bruno avermelhado escuro (5YR 3/2); argila; granular, pequena e média, moderada; ligeiramente plástico e pegajoso; raízes abundantes;
A-B	- 15 - 30 cm;	-bruno avermelhado (5YR 4/4); argila; blocos, pequena à média, maciça, fraco, macio, friável, ligeiramente plástico e pegajoso;
Bo	- 30 - 70 cm;	-bruno avermelhado (5YR 5/4); argila; blocos, pequena à média, maciça, fraco, macio, friável, ligeiramente plástico e pegajoso;

FACIES - III e IV	70 - 90 cm;	-rocha completamente alterada de
	90 -120 cm	coloração bruna amarelada domi-
	120 -140 cm	nante sobre a vermelha. Núcleos
	140 -170 cm	da rocha inalterada pouco es-
		pessos, podendo inclusive não
		existir. A estrutura original
		da rocha em acamamento é per-
		feitamente preservada e as li-
		nhas de contato entre as cama-
		das, destacadas pela coloração
		mais avermelhada.

No. total de amostras: 09

b. Perfil ER2

Para a coleta do perfil ER2, o segundo da parte mais baixa para a mais alta da topossequência, (fig. 5) aproveitou-se de um corte de estrada fazendo-se a limpeza e escarificação do mesmo.

Dos perfis analisados é o que apresenta a maior espessura de alteração. Sua altitude é de 1032 m e dista 300 m do ER1. A drenagem do solo é boa. O

horizonte A/B e o B2 é de estrutura moderada a forte.

Descrição morfológica do solo e das camadas de alteração assim como coleta de amostras do ER2.

Ap	- 00 - 15 cm;	-bruno acinzentado muito escuro (10YR 3/2); argila; granular, pequena à média, forte; ligeiramente duro, macio, plástico e pegajoso.
A-B	- 15 - 50 cm;	-bruno amarelado escuro (10YR 4/4); argila; granular e blocos, moderada e fraca; macio, friável, plástico e pegajoso.
Bo1	- 50 -100 cm;	-bruno avermelhado (5YR 4/4); argila, maciça porosa que se desfaz em granular muito fraca; macio, muito friável, plástico e pegajoso.

Bo2	-100 -140 cm;	-vermelho (2YR 4/4); argila, maciça porosa, que se desfaz em granular muito fraca; macio, muito friável, plástico e pegajoso.
FACIES	-1,40-2,00 m;	-Parte mais avermelhada da alteração. Núcleos inalterados da rocha mais raros. Difícil observar a estrutura da rocha. Solo e fragmentos de rocha.
IV e V	-2,00-2,60 m	
FACIES III	- 2,60-3,10m;	-A cor bruna amarelada domina, os núcleos inalterados da rocha diminuem de espessura, podendo não existir. A estrutura original da rocha é perfeitamente observável.
	3,10-3,60m	
	3,60-4,10m	
FACIES II	-4,10-4,50 m;	-Rocha com início de alteração, conservando ainda a cor cinza, apenas com manchas de cor bege amarelado. Preservação total da
	4,50-4,90 m	
	4,90-5,20 m.	
	5,20-6,00 m	
	6,00-6,60 m	

estrutura em camadas horizontais, sendo que, dentro de suas camadas o núcleo é muito mais espesso que a parte externa alterada.

Rocha inalterada -6,60 + m; -Riodacito porfirítico - ATC.

Total de amostras: 14

c. Perfil ER3

Situado à 250 m de distância do ER2 e localizado na mesma topossequência (fig. 5) à 1042 m de altitude. O solo é mais profundo e boa drenagem. Os horizontes mais inferiores do solo são mais avermelhadas enquanto que os mais superiores são pardacentos e horizonte superficial da mesma maneira que os demais solos coletados apresenta cor escura.

Foto 3. Vista Geral do ER3, localizado na posição intermediária do relevo. Observa-se a variação da cor dos horizontes B, de vermelho para pardo. O epipedon é âmbrico.

Foto 4. Detalhe da interface, fase mais avançada da alteração/solo do ER3.

As fotos 3 e 4 ilustram o perfil de solo ER3 assim como as camadas de alteração. No caso do solo observa-se a variação da cor vermelha no horizonte óxico, próximo à camada de alteração, para cor parda nas camadas mais superiores. O epipedon é úmbrico.

Descrição morfológica do solo, das camadas de alteração e coletas das amostras do ER3.

Ap	- 00 - 20 cm;	-bruno acinzentado muito escuro (10YR 3/2); argila; granular, forte; ligeiramente duro, macio, plástico e pegajoso; raízes fasciculadas abundantes.
----	---------------	---

A-B	- 20 - 60 cm;	-bruno escuro (10YR 3/3); argila, granular e blocos, moderado; ligeiramente dura, macio, plástico e pegajoso; raízes fasciculadas abundantes.
-----	---------------	---

Bo1	- 60 -130 cm;	-vermelho amarelado (5YR A/6); argila; blocos, moderado e fraco, com aspecto maciço; macio, friável, plástico e pegajoso de matéria orgânica na fendas das estruturas.
Bo2	-130 -170 cm;	-vermelho (2,5YR 4/6); argila; maciça porosa; macio muito friável, plástico e pegajoso; presença de matéria orgânica nas fendas das estruturas.
FACIES	-1,70-2,00 m;	-Parte mais avermelhada da alteração. Núcleos da rocha inalterada são raros. Difi- cil observar a estrutura ori- ginal da rocha. Solo e fragmentos de rocha fazem uma mistura dando o aspecto des- tas FACIES IV e V.
IV e V	2,00-2,20 m	
	2,20-2,35 m	
	2,35-2,60 m	

FACIES III - 2,60 + m; -Dominância da cor bruna amarelada. Os núcleos da rocha inalterada são mais espessos e abundantes que na FACIES IV. A estrutura original da rocha é perfeitamente preservada.

No. de amostras: 08

d. Perfil ER4

Situado na parte mais alta e plana da topossequência, dista 3300 m do perfil ER3, estando à 1060 m de altitude. Neste ponto foi limpo e escarificado um corte de estrada secundária. Além das descrições feitas no corte de estrada foi realizado uma tradagem até as camadas inferiores do solo e/ou FACIES V. A vegetação é a mesma e a drenagem continua sendo boa.

Descrição morfológica do solo, das camadas de alteração e coleta de amostras do ER4.

Ap	- 00 - 25 cm;	-bruno amarelado escuro (10 YR 4/4); argila; granular, média, moderado; firme, plástico e pegajoso; raízes fasciculadas abundantes.
A-B	- 25 -110 cm;	-vermelho amarelado (5YR 4/6); argila; granular e/ou blocos, moderada; firme, plástico e pegajoso; raízes fasciculadas abundantes.
Bo1	-110 -200 cm;	-vermelho (2,5 YR 4/6) ; argila granular e/ou blocos, moderada; firme, plástico e pegajoso.
Bo2	-200 -300 cm;	-amostra de trado, vermelho (2,5YR 4/6); argila.

FACIES V - 300-350 cm - amostra de trado, parte avermelhada da alteração, solo e fragmentos de rochas.

No. de amostras: 05

e. Perfil ER5

Localizado na parte mais baixa da sequência e do outro lado do canal de drenagem (fig. 5). Dista 200 m do ER1 com uma variação de 2 a 3 m de altitude deste. A vegetação é a mesma e a drenagem boa.

Descrição morfológica do solo, das camadas de alteração e coleta de amostras do perfil ER5.

Ap	- 00 - 30 cm;	-bruno escuro (7,5 YR 4/2); argila; granular e blocos, pequena, moderado; ligeiramente duro, plástico e pegajoso; raízes fasciculadas abundantes.
----	---------------	--

- A-B - 30 - 90 cm; -bruno (7,5 YR 4/4); argila; blocos, pequena à média, moderada e fraca; macio, friável, plástico e pegajoso.
- Bol - 90 -160 cm + -vermelho (2,5 YR 4/6) ; argila; moderada e fraca, com aspecto maciço; muito poroso; macio, muito friável, plástico e pegajoso; raízes poucas.
- FACIES IV - 160 cm +. -não amostrado.

No. de amostras: 04

4.1.2.2. Topossequência Pinhão (PI)

A topossequência Pinhão, designada de PI, se localiza na altura do quilometro 65,5 da rodovia PR-170, Guarapuava - Foz do Areia. A altitude média da região desta sequência é de 1250m. O relevo é suave ondulado e ondulado. Nesta sequência foram amostrados e

descritos 2 perfis de solos e de alteração, designados de perfil PI-1 e perfil PI-2. A foto 5 ilustra uma visão parcial da toposequência PI. O PI-1 foi amostrado na meia encosta, enquanto que o PI-2 na parte mais elevada e plana.

Foto 5. Vista parcial da toposequência PI.

a. Perfil PI-1

Trata-se de um perfil completo de alteração desde a rocha levemente alterada até o horizonte superficial do solo. Situa-se na parte intermediária da

topossequência à 1211 m de altitude e 360 m de distância do PI-2. O perfil é pouco profundo tanto que a rocha dura aparece à menos de 1,50 m de profundidade. A amostragem foi realizada aproveitando-se o corte de estrada, sendo necessário apenas, sua limpeza e escarificação.

A foto 6 ilustra o perfil completo de alteração e do solo do PI-1. A foto 7 indica detalhes da alteração do PI-1, na interface rocha/alteração/solo. Observa-se que o sistema radicular esta presente inclusive nas fendas de alteração.

Descrição morfológica do solo, das características das camadas de alteração e coleta de amostras do PI-1.

Ap	- 00 - 25 cm;	-bruno escuro (7,5YR 4/2); argila; blocos e granular, média, moderado; friável, plástico e pegajoso; raízes fasciculadas abundantes.
----	---------------	--

Foto 6. Perfil completo da unidade PI-1.

Foto 7. Detalhe da interface rocha/alteração/solo do perfil PI-1.

- B - 25 - 59 cm; -bruno avermelhado (5YR 4/4);
argila; blocos, prismática,
moderada; plástico e
pegajoso.
- B-C - 50 - 90 cm; -bruno avermelhado (5YR 5/4);
argila.
- FACIES IV - 90 - 95 cm; -Transição da FACIES IV para o
solo. Mistura de solo e
fragmento de rocha, pouco
espessa e com tendência
amarelada à levemente
avermelhada.
- FACIES III - 95 -120 cm; -Cor bruna amarelada domina as
lages fruto do "acamamento"
original da rocha que é pre-
servado. A espessura dos nú-
cleos da rocha inalterada é
maior que a da fase alterada.
Estrutura resistente próxima,
ao de uma rocha inalterada.

FACIES II -120 -135 cm; -As características de rocha integra é mais marcante neste ponto. Ocorre apenas uma descoloração da cor cinza da rocha inalterada para um amarelo em finíssima camada.

No. de amostras: 07

b. Perfil PI-2

Situado na parte mais elevada da encosta à 1223m de altitude e a 360m do PI-1. O solo ainda é relativamente raso e o perfil de alteração é bem maior do que o perfil anterior, apresentando todos estágios de transição da rocha parcialmente alterada até o horizonte superficial do solo. Neste perfil não se encontra as cores avermelhadas nos horizontes B ou BC dos perfis da topossequência ER. Os horizontes superficiais dos perfis PI-1 e PI-2 são levemente mais claros quando comparados com os horizontes superficiais dos perfis da topossequência ER.

Descrição morfológica do solo, das características das camadas de alteração e coletas de amostras do PI-2.

Ap - 00 - 15 cm; -Bruno escuro (7,5YR 4/2); argila.

B - 15 - 40 cm; -Bruno (7,5YR 5/4); argila, fragmentos de rocha alterada abundante.

BC - 40 - 60 cm; -Bruno (7,5YR 5/4 - 4/4); argila.

FACIES IV - 60 -110 cm; -(com 1 amostra); cor cinza-amarelada clara, estrutura original da rocha destruída. É comum uma mistura de solo escuro com fragmentos de rocha mais claro. Núcleos frescos são raros.

FACIES III -110 -300 cm; -(com 4 amostras); cor bruna-amarelada dominante, apenas algumas faixas levemente avermelhadas. A estrutura de alteração se desfaz com facilidade, sendo raro os núcleos da rocha inalterada. Vestígios de estrutura original da rocha.

FACIES II -300-360 + m; -(com 1 amostra); cor amarelada dominante com núcleos da rocha inalterada pouco espessos. Estrutura original da rocha moderadamente preservada.

No. de amostras: 9

4.2. Métodos

4.2.1. Campo

Tipos de amostragem:

- Amostras normais: em cada camada de alteração ou do solo foram coletadas aproximadamente 2 kg de material para determinações físicas, químicas e mineralógicas.

- Amostras indeformadas: as amostras indeformadas das alterações e dos solos foram coletados em caixas metálicas de "folha de flandres" de dimensões 14x9x8 cm. Após a retirada cuidadosa das amostras do perfil, estas foram protegidas diretamente com fita adesiva sendo depois embaladas em sacos plásticos e novamente fechadas com fita adesiva para transporte.

Procurou-se realizar a coleta partindo-se desde a rocha inalterada até o solo, baseando-se em observações dos estágios de alteração em função da sua cor, estrutura de alteração e friabilidade.

No processo de escolha das duas sequências ER e PI, que melhor representasse as fases de evolução de alteração da rocha e inclusive fluxos vertical e lateral de elementos, foi necessário um reconhecimento detalhado de campo. Tal trabalho envolveu entre outras, observações do relevo, redes de drenagem, cortes de estradas, e afloramentos naturais de rocha.

Os afloramentos naturais e os cortes de estradas foram limpos para as coletas das amostras e quando necessário realizou-se a abertura de trincheiras.

4.2.2. Laboratório

4.2.2.1. Preparo das amostras para análises

Para análises físicas, químicas e mineralógicas as amostras (solo e alteração) foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneiras com malha de abertura de 2 mm sendo designadas de Terra Fina Seca ao Ar (TFSA) e acondicionadas.

Para as análises, as amostras das alterações e rocha inalterada, foram previamente moídas em

almofariz, passadas na mesma peneira de 2 mm e armazenadas.

As amostras orientadas para estudo em secção delgada, foram previamente preparadas e moldadas no formato de frascos de papel alumínio ou de vidro e deixadas secando ao ar.

4.2.2.2. Análises físicas

Análise granulométrica - Amostras de TFSA foram colocadas em garrafas de "Stollman" e dispersadas usando o calgon como agente dispersante. Após agitação de 16 horas a suspensão foi passada através de peneira de malha no. 270 onde ficou retida a fração areia. Esta foi seca e pesada. A fração argila foi determinada por sifonação da suspensão seca e pesada. A fração silte foi calculada por diferença de 100%.

Densidade Aparente - Determinadas em amostras indeformadas coletadas sob a forma de torrão e protegidas com fita adesiva e sacos plásticos. A

determinação foi realizada pelo método do torrão parafinado (*).

Densidade real - A densidade real foi determinada a partir da TFSA para amostra de solo ou nas alterações à parte de amostras totais moidas e passadas também na peneira de 2 mm. Todas determinações foram realizadas por embebição com álcool etílico (*).

Argila dispersa em água (argila natural) - Seguiu-se o mesmo processo descrito para argila total. Foi apenas substituído o agente dispersante, sendo utilizada, para tal, a água destilada (*).

4.2.2.3. Análises químicas

As determinações químicas dos solos e das camadas de alteração foram feitas de acordo com o Manual de Métodos de Análises de Solos, EMBRAPA, 1979. Tais determinações constaram de: carbono orgânico, nitrogênio

(*). Análises executadas segundo o Manual de Métodos de Análise de Solos, EMBRAPA, 1979.

total, pH em H_2O e KCl, fósforo assimilável, cálcio, magnésio, potássio, sódio e alumínio trocáveis e acidez trocável ($H^+ + Al^{+++}$), cálculo dos valores de soma de ($Al^{+++} + \text{valor S}$).

As análises químicas totais foram feitas com ataque sulfúrico e constaram dos seguintes procedimentos: Tratamento da TFSA com solução de H_2SO_4 1:1 (volume) por fervura, sob refluxo com posterior resfriamento, diluição e filtração. No residuo foi determinado o SiO_2 e no filtrado, Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 , MnO e P_2O_5 , de acôrdo com os seguintes métodos:

SiO_2 - Extraída do residuo do ataque sulfúrico com solução de NaOH 0,6 a 0,8%, sob fervura branda e refluxo; determinada em aliquota do filtrado por colorimetria, usando-se o molibdato de amônio em presença de ácido ascórbico, em expectrofotômetro.

Fe_2O_3 - Determinado em aliquota do extrato sulfúrico, por volumetria, com solução de EDTA 0,01 M em presença de ácido sulfossalicílico como indicador.

Al_2O_3 - Determinado na mesma alíquota da determinação do Fe_2O_3 , após essa dosagem, por volumetria, usando-se solução EDTA 0,031 M e sulfato de zinco 0,0156M, feita a correção de TiO_2 dosado juntamente.

TiO_2 - determinado em alíquota do extrato sulfúrico, por método colorimétrico e oxidação pela água oxigenada, após eliminação da matéria orgânica. Dosado por espectrofotômetro, em presença do priodato de potássio.

P_2O_5 - Determinado em alíquota do extrato sulfúrico, por método colorimétrico, na presença do ácido ascórbico, em espectrofotômetro ou fotocolorímetro.

Relações moleculares entre os óxidos do ataque sulfúrico:

- Relação molecular $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ (Ki).
 Calculado pela fórmula: $\% \text{SiO}_2 \times 1,70 / \% \text{Al}_2\text{O}_3$.

- Relação molecular $\text{SiO}_2 / \text{Fe}_2\text{O}_3$ (Kr).
 Calculado pela fórmula: $\% \text{SiO}_2 \times 1,70 \div \% \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,64) \text{ \AA}$.

4.2.2.4. Análises Mineralógicas

a) Difração de raios-X

As análises mineralógicas por difração de raios-X foram efetuadas em: 1. amostras selecionadas das camadas de alteração, 2. em amostras retiradas diretamente de cristais alterados e 3. em todos horizontes dos solos.

Preparo das amostras - Inicialmente, amostras das camadas de alteração e dos solos foram preparadas para análises pelo método do pó. Na sequência foram colocadas em suporte de alumínio e irradiadas no intervalo de 3 a 62 2 θ , utilizando-se um aparelho RIGAKU equipado com tubo de Cu e filtro de Ni, operando com 20 mA e 40kv.

Nos exemplares das camadas alteradas ocorrem muitos fenocristais também alterados. Com auxílio de um estilete tais fenocristais foram cuidadosamente removidos e acondicionados, principalmente os cristais de alguns plagioclásios. Após a amostragem destes cristais, o pó foi colocado no suporte de alumínio e irradiado nas mesmas condições das amostras anteriores.

Para o caso dos solos e especialmente das amostras de alteração do vitrófiro que foi tomado como

apoio para estudo de evolução dos vidros, o preparo constou do seguinte:

- eliminação da matéria orgânica. A matéria orgânica foi eliminada utilizando-se água oxigenada (H_2O_2 a 30%), segundo procedimento de JACKSON (1969).

- Eliminação dos óxidos de ferro - os óxidos de ferro foram removidos de todas amostras selecionadas pelo método do citrato - bicarbonato - ditionito (CBD), segundo MEHRA e JACKSON (1960) e JACKSON (1969).

- Separação das frações do solo - o fracionamento das amostras após remoção da matéria orgânica e dos óxidos de ferro foi realizado por peneiragem úmida, centrifugação e decantação. As frações separadas foram as seguintes: areia (200-50 μm), silte (50 - 2 μm) e argila (< 2 μm). A fração argila foi armazenada em suspensão enquanto que as frações silte e areia foram secas e armazenadas.

- Saturação com K e Mg. As amostras da fração argila foram saturadas com KCl e $MgCl_2$. As saturadas com Mg foram glicoladas para eventual expansão dos argilos minerais, tudo segundo metodologia de JACKSON (1969).

- Testes de aquecimento. Nas amostras saturadas com K^+ foram realizados aquecimentos a $110^{\circ}C$, $350^{\circ}C$ e $550^{\circ}C$.

- Preparação das lâminas para difração - após os tratamentos, foram preparadas lâminas orientadas da fração argila. A preparação consistiu na utilização de pequena quantidade de pasta de argila saturada, a qual foi distribuída sobre uma lâmina de vidro em fina camada, para orientação dos planos basais dos argilo-minerais (THIESEN e HARWARD, 1962). Foram preparadas argilas saturadas com K^+ a $25^{\circ}C$ e as calcinadas a $110^{\circ}C$, $350^{\circ}C$ e $550^{\circ}C$ por duas horas e as saturadas com Mg^{++} ao natural e glicoladas sendo irradiadas no intervalo de 3 a $40^{\circ}2\theta$.

b) Microscopia óptica

Microscópio petrográfico foi utilizado tanto nas análises micromorfológicas das alterações e solos como também na identificação dos minerais.

As amostras indeformadas de alterações e solos coletadas de cada horizonte e/ou camada, foram

submetidas à secagem em estufa a 45-50 °C pelo período de 24 horas para posterior impregnação.

A impregnação das amostras foi realizada seguindo um procedimento similar ao descrito por HANRION (1976). Utilizou-se uma mistura na de 2:1 entre a resina prè-acelerada ("Polylite T-208") e o diluente (monômero de estireno). Adicionou-se 1 gota de catalizador (peróxido de metil-etil-cetona) como endurecedor, para cada 100 ml da mistura resina Polylite e monômero. Esta mistura foi colocada em funis separadores adaptados a um dessecador e uma bomba de vácuo. As amostras colocadas no dessecador foram submetidas à vácuo equivalente a uma pressão de 8 a 10 mm' Hg pelo período de 10 a 20 minutos. A seguir, a mistura, foi adicionada vagarosamente em fluxo contínuo e no vácuo até cobrir as amostras. Após a inundação pela mistura, as amostras foram ainda deixadas no vácuo por um período adicional de 30 a 45 minutos. Após este tempo, a bomba de vácuo foi desligada, as amostras retiradas do dessecador e colocadas para endurecer em temperatura ambiente.

Após a polimerização e endurecimento da resina, o que durou em média 60 dias, as amostras foram cortadas em serra própria para rochas no laboratório de

laminação do IG-USP. Em cada amostra foram invariavelmente realizado 5 cortes, totalizando cerca de 500 fatias com 6 cm de espessura.

De cada amostra com base nos critérios de estudo de alteração de rochas, principalmente cor e estrutura, foi selecionada a fatia mais representativa e sobre esta foi feita uma reimpregnação segundo o método de HANRION, 1976. O principal objetivo neste caso era o de completar o preenchimento dos vazios que não tivessem sido preenchidos na impregnação anterior.

As fatias reimpregnadas foram recortadas em tabletes de tamanho de lâmina petrográfica (26x45 mm) e levadas aos laboratórios de laminação do IG-USP. Nos laboratórios executou-se a colagem, laminação e acabamento sem cobertura pela laminula, resultando assim 140 lâminas para análise e seleção ao microscópio petrográfico e posteriormente no microscópio eletrônico de varredura.

c) Microscopia eletrônica de varredura (MEB).

Como método complementar dos estudos mineralógicos e geoquímicos, amostras selecionadas

(lâminas utilizadas ao microscópio petrográfico e amostras naturais na forma de fragmentos) foram analisadas ao microscópio eletrônico de varredura. Tais estudos foram realizados no Laboratoire de Petrologie de la Surface, Centre de Bondy, ORSTOM, França, possibilitado através de convênio USP-ORSTOM-CNPq.

No Centre de Bondy, as lâminas foram polidas automaticamente no aparelho de polimento automático, Templemann-Metallog-Bedarf com cilindros à diferentes sensibilidades e usando-se líquido oleoso e pó de diamante especial. As lâminas se tornaram com a superfície como espelho plano e uniforme, sendo que em seguida sofreram uma metalização com carbono ou quando necessário em ouro, no aparelho de metalização SEMPREP-2. Tais procedimentos não modificam as propriedades óticas dos minerais permitindo reconhecê-los ao microscópio da sonda e analisá-los quali e quantitativamente, pois asseguram que o feixe eletrônico incida sobre a superfície plana e uniforme da lâmina.

As amostras naturais na forma de fragmentos de rocha alterada foram estudadas e selecionadas em função dos problemas levantados pela microscopia óptica nas

lâminas. Para tanto utilizou-se de uma lupa binocular de grande aumento (marca OLIMPUS c/Zoom). Após esta seleção, os fragmentos que melhor representaram os problemas levantados, foram colados em suportes especiais da microsonda, denominados de GRANDS PLOTS e levados ao aparelho de metalização SEMPREP-2. Depois de metalizados com carbono ou ouro, foram levados à microsonda para estudos das relações entre a morfologia e a composição química (qualitativa) dos cristais.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Os alteritos

Os perfis estudados ao longo das topossequências e em pontos isolados, permitiram sempre a separação de dois conjuntos de horizontes bem definidos. Um conjunto inferior, alterito que, via de regra, encontra-se em contato com a rocha fresca, que é caracterizado pela existência de diferentes fácies e que guardam relações mais ou menos estreita com a rocha original. Em tal conjunto identificam-se duas partes, as quais se encaixam perfeitamente nos termos das definições de ISALTERITA e ALOTERITA citadas por BOULANGE, 1984.

A ISALTERITA é a parte deste conjunto, resultante de uma transformação isovolumétrica da rocha parental, onde ocorre conservação das estruturas litológicas e das texturas petrográficas iniciais.

ALOTERITA é a parte que resulta da transformação "in situ", de uma rocha, mas, sem qualquer conservação de estruturas ou texturas.

O segundo conjunto de horizontes bem definidos, superior, que sofreu processos de bioturbação, ação da matéria orgânica, eluviação de argila para horizontes inferiores, estruturação, é o solo.

Esses dois conjuntos se desenvolveram de maneira uniforme sobre as rochas ácidas tipo Chapecó (ATC), nas duas tossequências estudadas. O perfil de alteração mais espesso (ER2) atinge aproximadamente 7m, mas a média de espessura para os alteritos das sequências é de 3 m.

Agrupando-se as informações dos perfis de alteração e utilizando-se parâmetros físicos, mineralógicos e estruturais (coesão, cor, estágio de alteração dos principais minerais primários sejam eles fenocristais ou da matriz e grau de conservação das estruturas) foi possível estabelecer um perfil ideal e esquemático dos diversos fácies e do solum para as sequências de estudo. Estas diversas fácies de alteração apresentam transição gradativa, às vezes de espessuras variáveis.

Neste trabalho faz-se um perfil geral das alterações contendo 5 fácies reconhecidas pelos algarismos romanos de I a V e dos horizontes do solo reconhecidas pelas letras A, B e C (Fig. 6).

Figura 6 - Perfil típico esquemático da alteração e solum sobre o riodacito porfirítico das duas topossequências estudadas.

No perfil hipotético apresentado na figura 6, as fácies alteritas II, III e IV apresentam a estrutura original da rocha conservada correspondendo à denominação de ISALTERITA. A fácies saprolito fino V corresponde à ALOTERITA.

. Fácies Rocha Pouco Alterada (II)

Caracterizada pelo início de alteração da rocha, conservando ainda as texturas e estruturas petrográficas. Como variação apresenta leve modificação da cor cinza original da rocha sã, exibindo tons amarelos nas zonas de contato de seu "acamamento" e fraturamento. A rocha é bastante coerente e resistente ao martelo, sendo que a parte sã é muitas vezes mais espessa que a camada fina alterada. A espessura média deste nível foi estimada em cerca de 3 m.

. Fácies Rocha Alterada (III)

Neste nível, os núcleos de rocha sã dentro do "acamamento" original da rocha diminui sensivelmente de espessura. As estruturas e texturas litológicas são conservadas dentro destes núcleos. Predominam cores amareladas e o material é bem mais friável, sendo

consistente apenas nos núcleos inalterados. Os fenocristais de plagioclásios já apresentam sinais marcantes de alteração, com coloração modificada. Os piroxênios e as magnetitas apresentam auréolas de alteração com tons avermelhados pontuais que começam a se difundir no fundo matricial da rocha. A espessura média deste nível é de 3m.

. fácies Rocha Muito Alterada (IV)

Este nível apresenta as estruturas litológicas relativamente reconhecíveis como as linhas de "acamamento" e sistema de fraturamento original da rocha. A textura foi praticamente toda destruída com ocorrência de uma matriz argilo-ferruginosa. As cores são pouco mais avermelhadas que o nível anterior e a coesão da rocha é muito pequena. Os plagioclásios estão coloridos de amarelo-avermelhado junto com a matriz da rocha. Os piroxênios e as magnetitas se encontram em avançado estágio de alteração, liberando o Fe que migra para a matriz, denotando côroas de alteração que difundem para a matriz dando o aspecto mais avermelhado. A espessura deste nível varia de 1 a 2 m.

. Facies Saprolite fino ou aloterita (V)

Caracteriza-se por uma mistura de solo avermelhado com raros núcleos pequenos (3 a 4 cm de diâmetro) de rocha levemente alterada e centro são. As estruturas litológicas originais encontram-se destruídas. A cor amarelada dos raros núcleos integros é bastante contrastante com a cor avermelhada da matriz argilo-ferruginosa do solo. A espessura de horizonte tem em média 1 m.

. Solum

No conjunto, os horizontes de solos das topossequências possuem normalmente espessuras que variam desde 0,60 m (PI-1) à 3,00 m (ER-4). Apresentam características brunas com coloração bruno cinzento, bruno amarelado à bruno avermelhado e vermelho.

A estrutura é representada pelos tipos granular e blocos, ocorrendo em diâmetros que variam de pequena à média. A textura dos solos é sempre argila e os perfis considerados situam-se em posições de relevo suave ondulado à ondulado.

Os solos da região apresentam uma fertilidade aparente baixa que aumenta no sentido da vertente.

5.2. Características mineralógicas gerais dos alteritos

Um rápido exame por difratometria de raios-x, utilizando-se de amostras totais dos perfis de alteração, desenvolvidas sobre as rochas tipo Chapecô, mostraram a existência de alteritos constituídos por uma associação mineralógica relativamente simples, formada por caolinita, gibbsita, quartzo e óxidos de Fe (Figuras 7 a 9).

Os alteritos do perfil ER1 apresentam associação mineralógica mais simples, onde a presença da caolinita não foi verificada (Figuras 7a e 7b). Entretanto em todos os difratogramas a presença da gibbsita é verificada pelos seus picos característicos e marcantes de 4,84 e 4,37 Å. O quartzo é identificado pelo seu espaçamento principal de 3,33 Å, sendo os óxidos de Fe pelas bandas de picos de 2,69, 2,51 e 2,45 Å.

A ocorrência da caolinita foi marcada pelos picos de 7,18 e 3,58 Å nos alteritos dos perfis ER2, ER3 e PI-1, sempre nas Fácies Rocha alterada III e/ou Fácies

Rocha Muito Alterada IV. Esta característica leva a supor que nas partes mais baixas de todos os perfis, Fácies Rocha Alterada II, a associação mineralógica seja apenas gibbsita, quartzo e óxidos de Fe.

Nas Fácies Rocha Pouco Alterada II e Rocha Muito Alterada do PI-2 (Figuras 9c e 9d) os difratogramas de raios-X apresentam picos isolados de 10 Å, provavelmente da mica ou da vermiculita aluminosa. Tal ocorrência é de menor importância no contexto global da alteração, visto que foi detectada em apenas um dos difratogramas de raios-X.

Figura 7. Difrátogramas de raios-X efetuados sobre amostras totais dos alteritos da topossequência ER.

- (a) ER1 Fácies Rocha Pouco Alterada II
- (b) ER1 Fácies Rocha alterada III e muito alterada IV
- (c) ER2 Fácies Rocha Pouco Alterada II
- (d) ER2 Fácies Rocha Alterada III

C = Caolinita
Q = Quartzo
H = Hematita

Gi = Gibbssita
Go = Goethita

Figura 8. Difratoograma de raios-X efetuados sobre amostras totais das Alteritas do perfil ER3.

- (a) Fácies rocha pouco alterada II
 (b) Fácies rocha alterada III

C = Caolinita
 Q = Quartzo
 H = Hematita

Gi = Gibbsita
 Go = Goethita

Figura 9. Difrátogramas de raios-X efetuadas sobre amostras totais dos alteritos da topossequência PI.

- (a) Perfil PI-1 - Fácies rocha pouco alterada II
- (b) Perfil PI-1 - Fácies rocha muito alterada IV
- (c) Perfil PI-2 - Fácies rocha pouco alterada II
- (d) Perfil PI-2 - Fácies rocha muito alterada IV

M = Mica C = Caolinita Gi = Gibbsita
 Q = Quartzito Go = Goethita H = Hematita

5.3. Evolução supérgena dos minerais primários

Afim de caracterizar as filiações mineralógicas, foi feito um estudo seguindo a evolução de cada fase mineral isoladamente. Tal estudo foi realizado a partir dos fenocristais (plagioclásios, piroxênios e magnetitas) e matriz das rochas ácidas tipo Chapecó.

5.3.1. Alteração e evolução supérgena dos plagioclásios

As alterações de minerais e sobretudo dos aluminossilicatos foram detalhadas e descritas por inúmeros autores, entre eles, LENEUF (1959), BONIFAS (1959), DELVIGNE (1965), LELONG (1969), NOVIKOFF (1974), BOULANGÉ (1984). Tais trabalhos invariavelmente mostraram que as alterações dos feldspatos evoluem de acordo com a situação geográfica da rocha de origem (no caso, características climáticas, balanço hídrico, relevo, etc) e drenagem interna do perfil onde se encontra o mineral objeto da alteração.

Em condições tropicais úmidas, regiões de elevada pluviosidade e manto com boa drenagem o plagioclásio apresenta um tipo extremo de transformação.

Tal alteração do plagioclásio é diretamente para gibbsita (DELVIGNE, 1965). Em condições progressivamente menos severas de intemperismo, as alterações seguem outros cursos ou seja: Plagioclásio -> geles amorfos -> gibbsita ou plagioclásio -> geles amorfo -> gibbsita + caolinita.

Segundo DELVIGNE (1965), a rapidez com a que as bases e a sílica são eliminadas dos níveis de alteração, determina a importância da fase amorfa que precede o aparecimento da gibbsita. Se a exportação da sílica é rápida e total, a gibbsita se forma diretamente às expensas do plagioclásio, sem fase intermediária aparente. As bordas das fissuras podem se guarnecerem de cristais dispostos regularmente em uma camada de algumas dezenas de micra de espessura.

Se a exportação da sílica no ambiente de alteração é mais lenta, uma parte desta se mantém um certo tempo combinada com o alumínio. O retardamento da destruição da estrutura do feldspato se traduz pelo aparecimento de uma fase amorfa-caolinita de degradação, precedendo a cristalização dos minerais secundários. Esta fase amorfa-caolinita mantém-se até a eliminação total do silício, quando se dá o aparecimento dos primeiros cristais de hidróxido de Al.

Os resultados obtidos no estudo dos plagioclásios dos riódacitos porfiríticos das duas topossequências aqui estudado não fogem às regras descritas por estes autores, sendo inclusive muito semelhantes aos obtidos por DELVIGNE (1965) e BOULANGE (1984), entre outros.

De uma maneira geral, os fenocristais de plagioclásios, que segundo BELLINI *et alii*, 1986b, tem composição AN 39-46 se alteram de maneira aproximadamente uniforme. Em todos os casos, as primeiras manifestações da alteração consistem no aparecimento de finas fraturas, de alguns micra de espessura, sinuosas, e que não seguem geralmente os planos de clivagem ou macla do plagioclásio. (figura 10a). Essas fissuras são as vezes fracamente amareladas ou amarelo-avermelhadas por hidróxidos de Fe proveniente da alteração dos minerais vizinhos. O espaço entre elas ainda são ocupados pelo próprio mineral (figura 10b e fotomicrografia 1). Estas características de alteração se encaixam perfeitamente na classe de padrão linear irregular de STOOPS *et alii*, 1979.

Com o avanço da alteração, as finas fraturas sinuosas dividem o plagioclásio em algumas fases distintas. Os espaços entre essas fissuras são preenchidos ora por um material isotrópico (geles ou plasma

Figura 10. Esquemas gerais de alteração de plagioclásios.

- a. Plagioclásio.
- b. Início de alteração. De acordo com STOOPS et alii, 1979, alteração segundo padrão linear irregular.
- c. Pseudomorfo sobre plagioclásio subdividido em septas com resíduo do cristal, geles isotropos e gibbsita macrocristalina.
- d. Cristal dividido em septas com plasma de alteração e cristaliplasma de gibbsita acompanhando as fissuras.
- e. Alargamento das fissuras.
- f. Fissuras com cristalização perpendiculares dando "aspecto de pente" sugerindo a presença do quartzo.

de alteração) ora por partes residuais do cristal formando ilhas do plagioclásio inalterado, corroído e cavernoso ainda inalterado (fig. 10c). Além disso, essas ilhas no plagioclásio estão isoladas no seio destes geles, pertencendo por origem ao mesmo cristal, pois conservam geralmente uma extinção simultânea, provando que são imobilizados no lugar, aprisionados pelo gel que os contornam estreitamente e os impedem de qualquer deslocamento em relação à sua posição inicial. As vezes, num mesmo cristal, com estas características, ocorrem ao lado dos espaços preenchidos por geles ou ocupado pelo residuo do mineral, cristais de gibbsita de algumas dezenas de micra de tamanho (figura 10e e fotomicrografia 2 e 3).

Numa outra característica da alteração (figura 10d), as fissuras sinuosas que separam o cristal em septas de zonas isótropas (plasma de alteração) e septas de zonas com cristaliplasma de gibbsita muito pequenos, possuem cristalização de gibbsita ao longo de suas paredes. Devido ao tamanho, tais cristais são indetermináveis ao microscópio óptico. Além disso, eles estão arranjados em nuvem difusa e uniformemente repartidos no seio da fase amorfa de tendência evolutiva para gibbsita (Fotomicrografia 4).

Em determinados cristais a fissuração do ex-plagioclásio sofre um alargamento transformando-se nitidamente em estruturas em forma de "filetes" de um material cinza claro à branco em luz polarizada e com extinção ondulante, tendo no centro uma linha preta de óxidos de Fe. Nas septas formados pelos "filetes", observa-se para alguns cristais espaços vazios e para outros preenchimento ou uma ocupação por plasma de alteração ou cristaliplasma em nuvem difusa de gibbsita (Figura 10e e fotomicrografia 5).

Em lâmina das facies rocha muito alterada (IV), a alteração do plagioclásio é caracterizada pelo aspecto destacado dos "filetes", sendo que agora estes possuem cristalizações de um material claro com linhas escuras perpendiculares, de extinção ondulante dando um aspecto em forma de "pente" ao conjunto. Como na figura anterior é comum que as septas, agora porém menos isoladas, estejam ocupadas por plasma de alteração e raramente por cristaliplasma em nuvem difusa de gibbsita. (Figura 10f e fotomicrografia 6). São comuns também, nesta fase, alguns cristais com filetes totalmente amarelados por óxidos de Fe repartindo-o em septas totalmente ocupadas por cristais aciculares (gibbsita) distribuídos ao acaso e misturados com uma fase amorfa "intermediária" de cor escura à preta que evolui para gibbsita (fotomicrografia 7).

Como a estrutura em forma de "filete" forma uma rede no plagioclásio, lembrando a estrutura em box-work o quartzo pode ser cristalizado ao longo deste "filete" tendo sua origem na sílica que passa pela estrutura junto com o Fe.

Simultaneamente a fase de alteração representada na figura 10c onde ocorre resíduo ou células do plagioclásio levemente alterado, fase amorfa e gibbsita de tamanho próximo à algumas dezenas de micra, aparecem pseudomorfos de plagioclásio onde estruturas em forma de "escadas" envolvem estas fases (Figura 11).

Figura 11. Pseudomorfo de Plagioclásio com diversas fases de alteração e estrutura em forma de escada.

O pseudomorfo do plagioclásio, fig. 11, está separado, como nos outros, por paredes septárias. Em algumas partes apresenta estruturas em forma de "escadas" que acompanham as paredes laterais e as fissuras de distribuição aleatória do mineral. Estas estruturas em forma de "escadas" são concêntricas e se destacam ao microscópio óptico em luz natural por linhas de índice de refração mais alto que as outras fases presentes (Fotomicrografia 8 e 9). O aspecto escuro, esfumado de materiais amorfos está presente mais próximo das "escadas" que das fissuras.

Paralelamente às observações das propriedades ópticas dos plagioclásios das diferentes Fácies de alteração, foram realizadas microamostragens pontuais em fenocristais com o objetivo de submetê-las a análises por difratogramas de raios-X. Tal procedimento resultou em diversos difratogramas semelhantes, sendo que os 3 mais representativos são apresentados na figura 12.

De acordo com estes difratogramas de raios-x, a gibbsita é o mineral predominante, sendo identificadas em todos gráficos seus picos característicos de 4,84 e 4,37 Å. Entretanto, a gibbsita está sempre associada a picos de 3,33 Å de relativa intensidade do

quartzo. Nos difratogramas 12^b e 12^c aparecem evidências de que a caolinita também se faz presente com os picos de 7,18 Å.

O conjunto de observações até aqui apresentadas permitem supor que a alteração dos plagioclásios evolui de 3 maneiras distintas e que além dessas evoluções pode-se ter associações com o quartzo cuja sílica é importada da matriz da rocha. As maneiras de evolução que se supõem são as seguintes:

- a. plagioclásio -> alteração direta em gibbsita
- b. plagioclásio -> geles -> gibbsita
- c. plagioclásio -> geles -> gibbsita + caolinita

Essas possibilidades de transformações dos plagioclásios puderam ser confirmadas quando se relacionaram os resultados até aqui apresentados com outros obtidos na Microsonda Eletrônica de Varredura (M.E.V.).

A sequência de transformação plagioclásio diretamente em gibbsita (hipótese a) além de levantada pelos difratogramas de raios-X (figura 12) foi acompanhada por determinações e estudos na M.E.V.

Figura 12. Difrátogramas de raios-x de amostras pontuais retiradas diretamente de fenocristais de plagioclásios em início de alteração.

- a. Pseudomorfo onde não existe vestígios de ocorrência de caolinita.
- b e c. Pseudomorfo com picos incipientes de 7,18 Å, indicando a possível ocorrência de caolinita associada a gibbsita (picos de 4,84 e 4,37 Å).

Na microsonda, a distribuição relativa do Si, Al e Ca, seguindo uma transversal (fotomicrografia 10 e figura 13) mostra ilhas do plagioclásio onde o pico Si, Al, e Ca são intensos, coexistindo com zonas mais claras (hachureadas) que circundam essas ilhas com evidência do pico de Al e praticamente ausência de Si e Ca. As septas formadas pelas fissuras estão ocupadas por gibbsita (lado direito do gráfico) onde aparece somente o pico do Al.

A distribuição dos elementos Si, Al e Ca contida no mapeamento realizado com a microsonda (Figura 14 que corresponde à fotomicrografia 2, 3 e 10) revela a existência, lado a lado, de algumas septas de gibbsita e septas de residuo do cristal. A gibbsita é identificada pelos pontos claros do Al e ausência dos pontos de Si e Ca (Figura 14b) e o residuo do cristal, pelos pontos claros de Si e Ca e ausência dos pontos do Al (Figuras 14a e 14c).

Figura 13. Distribuição relativa dos elementos Si, Al e Ca, seguindo uma transversal efetuada com utilização da microsonda, através de um pseudomorfo de plagioclásio que corresponde às fotomicrografias 2, 3 e 10.

- a. Transversal seguindo à linha A-B. Areas escuras são de residuo do cristal (P), as hachureadas que as vezes circundam as mais escuras ou vazios são de gibbsita (G), as brancas de material amorfo (A) e as brancas com letra (V) os vazios.
- b. Distribuição relativa, pela ordem de Si, Al e Ca obtido na microsonda. Observar que as áreas escuras os picos de Si e Ca são intensos e do Al fraco. Nas áreas cinzas claras o pico do Al é intenso e do Si e Ca praticamente não existe.

14a. Distribuição do Si, mostrando sua ausência na parte central direita da figura.

14b. Distribuição do Al, mostrando sua concentração nos pontos onde o Si é ausente.

14c. Distribuição do Ca. O elemento ocorre em pequena quantidade no resíduo do cristal evidenciando que esta muito alterado.

Figura 14. Mapeamento do Si, Al e Ca realizado no pseudomorfo de plagioclásio diretamente na zona onde foi realizada a transversal da figura 13.

Aliando-se os resultados obtidos com os difratogramas de raios-X, de amostras pontuais dos pseudomorfos de plagioclásios com os resultados da microsonda transversal da Figura 13 e mapeamento do elemento da Figura 14) se confirma a hipótese de transformação direta do plagioclásio em gibbsita. Tal transformação, segundo DELVIGNE (1965), se realiza em condições, severas de intemperismo, com elevada taxa de precipitação em ambiente de boa drenagem. Nestas condições, o processo de alitização é intenso.

A alteração do plagioclásio em gibbsita via fase amorfa (hipótese b) é praticamente a mais comum em todas as Fácies estudadas. Ela aparece tanto na Fácies rocha pouco alterada (II) como Rocha muito alterada (IV).

Como no caso precedente, os cristais de plagioclásios são percorridos por finas fissuras de alguns micra de largura que partem da periferia em direção ao centro do cristal. Com a evolução da alteração essas fissuras se alargam e se transformam nos "filetes", preenchidos por geles perfeitamente isótropos, muitas vezes incolores e de índices de refração inferiores aos índices dos plagioclásios. Estes geles muitas vezes incolores adquirem cores ligeiramente amareladas com a chegada ou passagem dos hidróxidos de Fe.

(Fotomicrografias 4 e 5).

O mapeamento dos elementos Si, Al e Fe nas proximidades de um "filete" foi realizado com auxílio da microsonda (fotomicrografia 11). As figuras 15a a 15c ilustram este caso e são descritas à seguir:

- Ao longo do filete (figura 15a) ocorre a concentração do Si em detrimento do Al. Isto pode evidenciar uma característica de zona de exportação ou importação ou passagem de elementos.

Margeando o "filete" e em todo espaço ocupado pela septa do cristal (figura 15b), a predominância dos pontos de Al é importante. Tal característica marca a coexistência dos cristais em nuvens difusas de gibbsita com os geles, discutida também quando da apresentação das figuras 10c, d e e.

- Na zona central dos "filetes" (fig. 15c), a linha homogênea de concentração do Fe segue aproximadamente a orientação da zona de concentração de Si, denotando assim uma zona de passagem, do Fe que veio do meio externo ao cristal e uma zona de exportação de Si da matriz e do plagioclásio.

Figura 15a. Distribuição do Si no "filete".

Figura 15b. Distribuição do Al no "filete" e nas septas próximas deste.

Figura 15c. Distribuição do Fe no "filete".

Figura 15. Mapeamento do Al, Si e Fe no retângulo central delimitado na fotomicrografia 11.

A transformação plagioclásio -> geles -> gibbsita + caolinita levantada pelas análises mineralógicas (microscopia p'tica e difração de raios-x) foi confirmada através das análises químicas obtidas pela microsonda associada com a morfologia dos cristais.

Foram estudados pseudomorfos do plagioclásio em fragmentos de rocha alterada dos diversos fácies descritos. Tais estudos mostraram as características dos "filetes" de grande importância na alteração do mineral, bem como a composição mineralógica de sua zona interna.

A relação das análises químicas pontuais da microsonda associado com a morfologia dos cristais obtido no microscópio eletrônico colocou em evidência a ocorrência da caolinita associada a gibbsita e a composição silício-alumínio dos gels.

A fotomicrografia 12 mostra um pseudomorfo de plagioclásio num fragmento de rocha alterada. As características são semelhantes às do plagioclásio estudado na microscopia ótica, com desenvolvimento de "filetes" ao longo das finas fraturadas (Fotomicrografia 8 e 9) e estruturas concêntricas em forma de "escadas" nas septas do cristal (figura 11). Este fragmento de rocha alterada foi analisado detalhadamente na tentativa de obter as características do plagioclásio e da matriz rocha que será descrita posteriormente.

O detalhe de um filete (fotomicrografia 13), zona de passagem de elementos, mostra as características amorfas dos pontos A, B e C, pondo ainda em evidência o seguinte:

- O espaço do filete no pseudomorfo de plagioclásio é ocupado por materiais amorfos de composição química silício-alumínio com traços de P e Fe (Figura 16a).

- Na zona central dos filetes, faixas mais escuras, ocorre um aparente equilíbrio entre o Al e Si e um enriquecimento em Fe (Figura 16b).

- Na zona lateral ao "filete" em direção ao centro do cristal o material toma forma acentuada de cristais alongados e composição química mais aluminosa (Figura 16c). Estes cristais sugerem as estruturas em forma de escadas concêntricas observadas nas fotomicrografias 8 e 9. Uma ampliação deste ponto de transição da fase totalmente "amorfa" para "cristalina" dos "filetes" (fotomicrografia 14) mostra composição química semelhante denotando assim duas fases para um mesmo composto químico (figura 17 análise A e B).

Figura 16. Análises químicas qualitativas em pontos ao longo do "filete" assinalados na fotomicrografia 16.

- a. Composição química do ponto a
- b. Composição química do ponto b
- c. Composição química do ponto c

a.

b.

Figura 17. Análises químicas qualitativas pontuais nos diferentes pontos assinalados na fotomicrografia 14.

- a. Composição química do ponto a
- b. Composição química do ponto b

Neste pseudomorfo de plagioclásio as septas delimitadas pelos "filetes" são ocupados por cristais de diversas morfologias, ocorrendo às vezes no centro alguns espaços vazios. Na posição intermediária entre os "filetes" e o centro das septas, com o microscópio eletrônico em baixa resolução, o material tem a aparência amorfa (fotomicrografia 15, pontos A e B). Diversas análises qualitativas pontuais neste material de posição intermediária apresentaram uma composição silico-aluminosa (Figuras 18a e 18b).

Contudo, com o microscópio eletrônico em alta resolução as formas dos cristais tornam-se mais nítidas. São cristais de diâmetro médio de 5 μm , aproximadamente hexagonais em camadas orientadas de aspecto de empacotamento (fotomicrografia 16). Na análise química qualitativa de toda a foto (Figura 19), o pico de Al e Si são praticamente equivalentes, sugerindo que são formas semelhantes às caolinitas encontradas por BOULANGE, 1984.

Na parte central das septas onde inclusive aparecem alguns espaços vazios (fotomicrografia 12) os cristais adquirem duas formas reais e distintas, uma com formato hexagonal de tamanho próximo a 0,5 μm e outro com formato de prisma alongado com aproximadamente 5 μm de comprimento (fotomicrografia 17).

a

b

Figura 18. Análises químicas qualitativas pontuais na zona intermediária entre os filetes e o centro das septas do pseudomorfo de plagioclásio. Várias análises registraram invariavelmente 2 tipos de gráficos que estão representados em a e b.

- a. Gráfico representativo de várias análises pontuais na superfícies ao redor da zona central mais clara da septa. Normalmente nesta zona os picos de Al e Si são praticamente equivalentes. O Fe tem presença importante dando inclusive uma aparência mais escura na microsonda e uma cor de mel em condições de lupa binocular.
- b. Segundo tipo de gráfico apresentando o pico do Al um pouco mais intenso que o Si. É comum em alguns pontos o pico do Fe, praticamente desaparecer.

A análise geral da fotomicrografia 17 (figura 20a) demonstra a mesma composição química obtida em análises com o microscópio eletrônico em baixa resolução. Entretanto, quando se realizam análises qualitativas pontuais nos cristais hexagonais e nas formas cristalinas prismáticas, obtêm-se a separação entre as caolinitas e as gibbsitas. Nos cristais menores hexagonais os picos de Si e Al são de intensidade próximas, sugerindo com isso a presença de caolinita (figura 20b), enquanto que nas formas prismáticas e maiores o pico de Si é insignificante, sugerindo a ocorrência de cristais de gibbsita (figura 20c).

Figura 19. Análise química qualitativa de todo campo da fotomicrografia 16. Os picos de Al e Si são equivalentes sugerindo a ocorrência de caolinitas, colorida pela ocorrência do Fe.

Figura 20. Análises químicas qualitativas nas diferentes formas apresentados na fotomicrografia 17.

- Análise de todo campo da fotomicrografia. O pico do Si é relativamente mais intenso que o Al, mas no conjunto o gráfico é praticamente idêntico aos apresentados nas figuras 18 e 19.
- Análises pontuais em vários cristais hexagonais menores da foto. Os picos de Si são ligeiramente mais intensos que o Al que aliada à morfologia sugere a ocorrência da caolinita.
- Análises pontuais em vários cristais prismáticos e maiores da foto. O gráfico apresenta o pico do Al praticamente isolado, sendo o pico do Si praticamente nulo, sugerindo a ocorrência de gibbsita associada à caolinita.

5.3.2. Alteração e evolução supergena dos Piroxênios

Os fenômenos de alteração dos piroxênios foram estudados por vários autores. A maioria desses estudos mostra uma grande diversidade de seus produtos de alteração. DELVIGNE (1983) descreve a formação de caolinita, hematita e hidróxidos de ferro. PION (1979) observou na base de perfis lateríticos a formação de talco, esmectita, caolinita e goetita. BEYALA (1987) descreve a evolução de piroxênio por ação meteórica em assembléia de oxihidróxidos de ferro mais caolinita. ESWARAN (1979) reconhece a alteração de clinopiroxênios (augitas) em esmectita e materiais amorfos sob condições básicas e em goethita e oxi-hidróxidos em ambiente ácidos.

Contudo, a maioria dos autores, entre eles DELVIGNE 1965 & 1983, ESWARAN et alii, 1971, ESWARAN 1979, GLASMANN e SIMONSON, 1985 são concordantes que em condições ferralíticas o principal produto de alteração dos piroxênios são os hidróxidos de Fe, seja na forma amorfa ou cristalina (principalmente goethita).

Os piroxênios dos riódacitos das topossequências em estudo, junto com os plagioclásios e em

proporções idênticas perfazem quase a totalidade dos fenocristais da rocha porfiritica que somam cerca de 15% do volume total da rocha.

Segundo BELLIENI et alii 1984c esses piroxênios são representados por augita (Wo 33) e pigeononita (Wo 8-10). A augita que ocorre em cristais subhedrais, prismáticos ou anhedrais granulares é o mineral mais frequente, apresentando a seguinte composição química média e simplificada: $\text{SiO}_2 = 51\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1\%$, $\text{FeO} = 17\%$, $\text{MgO} = 13\%$, $\text{CaO} = 16\%$ (Quadro III).

Devido ao tamanho limitado dos cristais de piroxênios, não foi possível uma determinação prévia dos produtos de alteração em microanálises pontuais por difratometria de raios-x. Entretanto, as análises ao microscópio óptico levantaram as possibilidades dos piroxênios se alterarem em várias etapas, resultando vários minerais secundários e produtos de alteração. As observações ao microscópio óptico permitiram ainda a escolha de microssítios representativos de cada alteração que foram posteriormente analisados à microsonda eletrônica.

Durante a primeira etapa, a alteração progride ao longo do sistema de clivagens e fissuras dos piroxênios. Em seguida, ao seu redor aparece uma espécie de corôa de alteração regular e mais clara (cor amarelo bem claro, quase branco) em luz polarizada que envolve todo o cristal. As bordas do cristal de piroxênio e as "franjas" que bordejam as fissuras e planos de clivagens internas se degradam em hidròxidos de Fe e se destacam pela alta birrefringência (Fig. 21-I e II e fotomicrografia 18 e 19).

Na segunda etapa as fissuras se tornam cada vez mais espessas e avermelhadas pela transformação em hidròxidos de Fe. As "franjas" que se tornam mais opacas progridem irregularmente em direção ao centro do cristal podendo se estender à várias dezenas de micra. Já nesta fase os núcleos denticulados dos resíduos do cristal, tornam-se cada vez menores e menos frequentes. (Fig. 21, IIIa e IIIb).

Nesta mesma etapa já é possível ocorrer o início das pseudomorfoses porosas. Segundo DELVIGNE, 1965 este tipo de alteração de mineral primários pode dar origem a uma certa quantidade de minerais secundários que não ocupam a totalidade do volume liberado pelo

Figura 21. Esquema evolutivo geral da alteração dos piroxênios.

desaparecimento do mineral primário. A forma e os contornos da zona primária são geralmente muito bem conservadas mas o espaço fechado que limita estes contornos é ocupado por uma estrutura celular, porosa, na qual a proporção de vazios pode ser importante. Este tipo de pseudomorfose é muito comum nas alteritas superficiais em região ferralítica, onde as alterações minerais são acompanhadas de perdas importantes de elementos químicos. Apenas alguns elementos, menos solúveis e menos móveis, entre eles, essencialmente o ferro e o alumínio, participam da formação da arquitetura residual. Esta estrutura porosa do mineral em compartimentos fechados geralmente brunos devido a acumulação de hidróxidos de ferro em franjas ou bordas denticuladas, constitui pseudomorfoses em "box-work". (Fig. 21, IVa).

Na terceira fase de alteração, os núcleos residuais, isolados pela malha de hidróxidos, desaparecem rapidamente da pseudomorfose pela solubilização e evacuação dos elementos móveis e formação concomitante de volumes vazios com o ferro e o alumínio liberados indo alimentar a armação neoformada (Fig. 21, IVb).

Após a alteração completa do mineral primário, a pseudomorfose resultante reproduz em negativo a rede regular das clivagens originais, podendo-se

identificar facilmente a origem piroxênica pela disposição das lamelas de hidróxidos subortogonal. Estas clivagens se alargam e sub-dividem o cristal em septas. (Fig. 21 IVa).

Em sua fase ulterior, os volume vazios da estrutura celular podem ser parcialmente ou totalmente preenchidos pelas cristalizações tardias de gibbsita secundária alóctone, cujo alumínio é importado dos níveis superiores do perfil ou por micro transferências intercristalinas do Al (BOCQUIER et alii, 1983), a partir dos plagioclásios ou matriz da rocha, a gibbsita pode comparecer e se cristalizar em pequenos vazios de dissolução dos piroxênios (Figs. 21, Va, Vb, Vc e Vd; fotomicrografias 20 a 26).

As gibbsitas que preenchem os "box-works" podem apresentar diversas características morfológicas e estar associada com hidróxidos de Fe (goethita) de formas também interessantes. Essas gibbsitas ocorrem em pseudomorfoses de cristais alongados ou curtos de piroxênios, tendo as seguintes características:

- gibbsitas microcristalinas em nuvens difusas, às vezes no seio de geles amorfos, preenchendo pseudomorfoses de formas irregulares de um piroxênio (fotomicrografia 20).

- gibbsitas em cristais maiores e regulares preenchendo "box-work" de uma secção paralela ao maior eixo do cristal do ex-piroxênio (fotomicrografias 21 a 23). Associadas a esses cristais de gibbsita de morfologia regular, é comum ocorrer estruturas em "forma de uvas" muito pequenas de coloração avermelhada de goethita. (Fig. 21, V b e fotomicrografia 24).

- gibbsitas em cristais grandes e irregulares (fig. 21, Vd) em pseudomorfoses de secção ortogonal ao maior eixo do cristal. Assentam-se sobre as gibbsitas de formas irregulares algumas estruturas em "forma de uvas" avermelhadas, maiores que a citada anteriormente (fotomicrografias 25 a 27).

O estudo ao microscópio óptico e o esquema apresentado na fig. 21 levantou a possibilidade de que a principal característica da evolução intempérica do piroxênio seja sua transformação em goethita.

Contudo, além da transformação piroxênio -> goethita ocorre uma outra fase incipiente distinta, ou seja, a sequência piroxênio -> esmectita + goethita. Aliada a esta evolução as pseudomorfoses podem apresentar

preenchimento de seus vazios por Al alóctone (gibbsita) resultando as sequências:

- Piroxênio -> esmectita e goethita.
- Piroxênio -> goethita + preenchimento por gibbsita.

A história evolutiva das transformações do piroxênio pode ser melhor elucidada (comprovada) com as análises químicas e morfológicas realizadas no M.E.V.

Essas análises revelaram que, na fase inicial da alteração, ocorre ao redor da pseudomorfose do piroxênio, uma corôa de cor bege claro à branco que se destaca do restante do cristal. (Fotomicrografia 21 e figura 21). Trata-se de uma fase incipiente de ocorrência de minerais de estrutura 2:1 (esmectitas), e não muito comum a todas alterações dos piroxênios.

Com o desenvolvimento do processo, tem-se na parte mais central dos cristais a formação dos "box - works" em decorrência da ligação e preenchimento por Fe das redes de clivagens e fissuras do mineral.

Posteriormente, os espaços vazios são ocupados por gibbsitas formadas pela cristalização do Al importado de regiões superiores do perfil.

A gibbsita se instala tanto nos espaços internos dos "box-works" como nos externos até o contorno da pseudomorfose. Geralmente, as gibbsitas internas são de tamanhos mais desenvolvidos podendo atingir 30 a 50 μm e de formas bem definidas. Por sua vez, as que ocupam a posição intermediária entre o "box-work" e os limites externos do cristal são muito pequenas e em nuvens difusas numa fase amorfa e muito misturadas com hidróxidos de Fe.

O mapeamento dos elementos Al, Si e Fe (Figura 22a, b e c), realizado à microsonda eletrônica no mesmo local da fotomicrografia 20, 21 e 27, mostrou o seguinte:

- a corôa de alteração com concentrações elevadas de Si em detrimento parcial do Fe e Al, evidenciando assim a formação de mineral de rede cristalina do tipo 2:1. (figura 22 a).

- a rede regular de clivagens originais e algumas linhas irregulares de fissuras preenchidas por Fe (figura 22b), formando as estruturas denticuladas em

compartimentos fechados, isto é, as pseudomorfoses porosas citadas por DELVIGNE (1965).

- os compartimentos fechados, anteriormente vazios, agora preenchidos por uma grande concentração de pontos de Al (figura 22 c) denotando a presença da gibbsita.

As interações entre a gibbsita e goethita observadas e levantadas ao microscópio ótico (fig. 21 e fotomicrografia 22, 23, 24, 26 e 27) puderam ser estudadas.

As relações de forma, tamanho e composição química qualitativa entre a gibbsita e goethita puderam ser definidas por análise micromorfológicas realizadas em pseudomorfoses de piroxênio nos fragmento indeformados da rocha alterada (fotomicrografia 28a, b, c e d). Algumas pseudomorfoses interessantes com cristais de gibbsita aciculares e prismáticas e de goethitas em forma de "uvas" são mostradas nesta fotomicrografia.

Figura 22a. Mapeamento do Si na área da fotomicrografia 27, salientando sua presença na coroa de alteração que envolve o cristal e ao longo das fissuras acompanhando o Fe.

Figura 22b. Mapeamento do Fe mostrando o compartimento fechado formado pela cristalização deste elemento e sua concentração nos espaços internos do ex-piroxênio.

Figura 22c. Pontos do Al. Grande concentração nos "box - works" formados pelo Fe e na parte inferior da figura ocupando o espaço de um "fantasma" de apatita.

As goethitas em forma de "uvas" encontram-se aderidas aos cristais de gibbsita como se estivessem nas paredes de vazios. ESWARAN *et alii*, 1971, descreveu a presença de Fe amorfo como agregados nas paredes de fissuras e nas paredes de caolinitas. GLASMANN e SIMONSON 1985, encontraram goethitas de formas irregulares precipitadas nas paredes de dissolução de plagioclásios.

As análises químicas qualitativa pontuais (fig. 23) realizadas em vários cristais da fotomicrografia 28 mostraram que:

- a composição química qualitativa dos cristais que ocupam os espaços dos "box-works" se resume a dois elementos, Al e Fe. Figura 23a.

- os cristais de maiores tamanho de até 30 fm, de forma aciculares e prismáticos, fotomicrografias 28a, b, c e d, tem composição química essencialmente aluminosa onde o pico de Fe praticamente não existe, denotando assim a presença da gibbsita (fig. 23b).

- os cristais em forma de "uvas" que aparecem com maior detalhe nas fotomicrografias 29 e 30 se assentam sobre essas gibbsitas ou nas paredes de dissolução do ex-piroxênio das mesmas fotomicrografias e tem na sua composição química somente o Fe, marcando assim a ocorrência da goethita (fig. 23c).

Figura 23 - Microanálises químicas qualitativa globais e pontuais em diversas formas da fotomicrografia 28d.

- a. Microanálise de toda área da fotomicrografia
- b. Microanálise pontual nos cristais aciculares e prismáticos assinalados com número 1.
- c. Microanálise pontual nos cristais em forma de uvas assinalados com o número 2.

5.3.3. Alteração e evolução supèrgena da Magnetita

Os minerais opacos que ocorrem como fenocristais perfazem cerca de 4% do volume total do riódacito. Seu tamanho médio é de 1 a 2 mm mas pode atingir 8 mm, equiparando-se, com os fenocristais de plagioclásio da rocha. São representados principalmente por magnetitas e Ti-magnetitas, sendo rara a ocorrência da ilmenita.

Normalmente apresentam-se xenomorfas de contornos irregulares podendo contudo, ocorrer em cristais automorfos. Suas formas são bastante diversificadas variando desde regulares prismáticas até irregulares em forma de "puzzle".

O estudo de secções delgadas ao microscópio óptico, de fragmentos indeformados de rocha alterada à lupa binocular de grande aumento (c/Zoom), acompanhado de difratogramas de raios-X de amostras totais da alteração e de determinações químicas qualitativas e quantitativas à microsonda eletrônica, leva a esquematizar a evolução intempérica das magnetitas da maneira apresentada na figura 24.

Figura 24. Esquema evolutivo geral da alteração das magnetitas.

Várias análises foram realizadas nos pontos assinalados com pequenos círculos nos cristais de magnetitas e na matriz da rocha próximo a estes cristais. Os resultados qualitativos (figura 25) e quantitativos (quadro IV) mostraram a ocorrência de magnetitas com 65 a 70 % de Fe e 12 a 24 % de Ti na sua composição (análises 1, 2 e 3). Tais resultados são similares aos obtidos por BELLINI *et alii*, 1985, apresentados anteriormente (quadro III). As análises na matriz da rocha ao redor dos cristais de magnetita (pto. 4) revelaram uma quantidade de Fe próxima de 50 %, mostrando a difusão do elemento.

Devido as magnetitas não apresentarem fraturas nem direções cristalográficas preferenciais e particulares, (Figura 24a) estas desenvolvem alteração do tipo pelicular, isto é, progride em direção ao interior do mineral a partir de suas bordas, seguindo os planos de sutura do mineral com a matriz da rocha.

Figura 25 - Análise química qualitativa da magnetita

Quadro IV - Análises químicas qualitativas dos pontos assinalados na figura 24. Magnetitas e matriz da Rocha.

	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	K2O	CaO	TiO2	MnO	Fe2O3	TOTAL
Mgt. ANALISE (1)	0.98	0.24	3.44	7.61	0.27	0.27	0.82	14.83	0.82	69.00	100.00
Mgt. ANALISE (2)	0.40	0.88	2.97	4.14	0.00	0.12	0.11	23.18	0.98	66.10	100.00
Mgt. ANALISE (3)	0.76	0.76	2.73	4.01	0.00	0.12	0.19	23.64	0.63	65.74	100.00
MATRIZ-ANALISE (4)	0.99	0.63	22.68	23.49	0.50	0.36	0.47	0.85	0.12	48.89	100.00

No início, a alteração ocorre com uma leve descoloração das bordas do mineral (figura 24b). O avanço é de maneira centripeta, de forma que cada vez mais as bordas coloridas se alargam e vão dominando o espaço em relação ao núcleo do mineral (figura 24c e 24d). A tendência desta evolução é deixar no centro do mineral um núcleo cujo tamanho diminui progressivamente sendo que raramente chega ao ponto de não existir partes do mineral primário (figura 24e).

Com o progresso da alteração (fase avançada) o mineral original se transforma em mineral secundário que ao fim ocupará a quase totalidade (ou a totalidade como na figura 24e) do volume inicial ocupado pelo mineral primário.

Os principais produtos da alteração da magnetita são a hematita e a goethita. A hematita dá cores que variam do vermelho ao violeta, ligeiramente dicrômica, em aspecto homogêneo ocupando os espaços da corôa de alteração mais próximos da magnetita. A goethita com cores que variam do amarelo ao bruno, parece mais transparente e se difunde para a matriz da rocha cobrindo de amarelo os minerais próximos da magnetita e a própria matriz da rocha.

5.3.4. Alteração e evolução supérgena da matriz do riódacito (ATC) e do vitrófiro (ATP)

De acordo com o citado anteriormente, o material de origem das alterações e solos das topossequências Entre Rios e Pinhão é composto por duas partes distintas. Uma delas é representada por uma assembléia de fenocristais de plagioclásios, augita, pigeonita e subordinadamente magnetita e apatita. Tal composição mineralógica é muito semelhante à dos basaltos e diabásios da região.

A outra parte é a matriz fina e vítrea que perfaz cerca de 85 a 90% do volume total do riódacito e que é semelhante aos vitrófiros. Segundo NARDY *et alii*, 1986, a matriz do riódacito e a massa fina que forma o vitrófiro são constituídas por quartzo e feldspato alcalino (Or 52-75) em intercrescimento micrográfico (formando uma massa semi-vítrea) com plagioclásio, piroxênio, Ti-magnetita, ilmenita e alguma apatita acicular.

Em função da semelhança química e mineralógica entre a matriz do riódacito e o vitrófiro, tornou-se importante também o estudo da alteração deste último. Para tal, foram realizados estudos paralelos dos dois materiais com o objetivo de conhecer e fazer uma tentativa de comparar suas evoluções.

a. Matriz do riodacito

Conjuntamente com as análises dos fenocristais à microsonda, foi estudada a matriz do riodacito. Amostras em fragmentos indeformados para interpretações morfológicas e análises químicas qualitativas foram realizadas à microsonda.

A fotomicrografia 31 mostra a matriz do riodacito alterado (Facies III) da topossequência ER, com cristais subhedrais alongados de tamanho próximo a 8 μm (ponto 1 da foto), coexistindo com cristais menores de tendência anedral em placas hexagonais de tamanho próximo a 1 μm (ponto 2 da foto). A análise qualitativa de toda a superfície abrangida pela fotomicrografia revelou a existência de Al e Si predominando sobre o Fe e outros elementos de menor importância (Figura 26a).

Quando analisadas separadamente, as duas feições morfológicas (figuras 26b e 26c), mostram composições químicas qualitativas distintas. Os cristais subhedrais maiores tem praticamente só Al, levando-se a supor a presença de gibbsita ou de hidróxido amorfo de Al. Entretanto, os cristais menores anhedrais de tendência hexagonal e de aparência de placas apresentam o Al e Si com picos de intensidade equivalentes predominando sobre o Fe, levando-se a supor a ocorrência de caolinita.

Figura 26. Análises químicas qualitativas relativas as formas que ocorrem na fotomicrografia 31.

- a. Análise de toda área representada na foto.
- b. Análises pontuais dos cristais subhedrais maiores da foto assinalados com o ponto 1.
- c. Análises pontuais dos cristais subhedrais menores da foto assinalados com o ponto 2.

Alem disso existem concentrações ou zonas onde o Si é um dos únicos elementos presentes, ocorrendo nos espaços deixados por cristais (plagioclásios ou piroxênios, como visto na fotomicrografia 32) ou em lugares distintos no seio da matriz (fotomicrografia 33). A parte central da fotomicrografia 32 (ponto 1) mostra num espaço deixado por um cristal, estruturas praticamente amorfas tendo em sua composição essencialmente o Si (figura 27a). Imediatamente ao lado (ponto 2), aparecem cristais irregulares, praticamente de mesma composição química (figura 27b), levando-se a supor a presença de quartzo secundário de tamanho próximo a 2 μ m.

Alguns cristais prismáticos com tendência placóide de tamanho próximo a 1 μ m aparecem associados aos quartzo citado anteriormente. As análises destes pequenos cristais (figura 27c) revelaram a predominância marcante do Al sobre o Si levando-se a supor a existência da caolinita em vias de transformação para gibbsita que aparece no ponto 4. (figura 27d).

Paralelamente a estas análises na matriz como um todo, foram realizadas observações morfológicas e análises químicas qualitativas pontuais em fissuras ou fendas da rocha alterada. As fotomicrografias 34 e 35

Figura 27. Análises químicas qualitativas relativas as formas que ocorrem na fotomicrografia 32.

- a. Análise pontual no espaço deixado pelo fenocristal de plagioclásio na matriz da rocha (pto. 1).
- b. Análise pontual nos cristais irregulares assinalados com o no. 2.
- c. Análise pontual nos cristais prismáticos com tendência placóide, assinalados com o no. 3.
- d. Análise pontual nos cristais assinalados com o no. 4.

foram obtidas no mesmo fragmento de rocha das fotomicrografias 32 e 33. Trata-se de cristalizações alongadas de tendência acicular com tamanho próximo a 5 μm . De acordo com algumas análises químicas qualitativas pontuais (figura 28) onde aparece isolado o pico do Al, trata-se provavelmente de cristalizações de gibbsita que acompanha algumas fendas identificadas na matriz da rocha e que podem ter 0,5 a 1 mm de espessura.

Figura 28. Análises químicas qualitativas pontuais nos cristais alongados de tendência acicular das fotomicrografias 34 e 35.

Embora essas cristalizações de gibbsita não sejam comuns para todas as fissuras, podem explicar um fenômeno intenso de translocação de soluções e de alitização. Soluções contendo Si, Ca, Na e outras bases são removidas do seio da matriz ficando o Al (menos móvel) precipitado na forma óxidos amorfos e/ou de gibbsita, logo nas bordas das fissuras.

b. Vitrófiro

Os estudos de alteração de vidros vulcânicos (vitrófiros) que ocorreram associados aos riólitos e riodacitos de Formação Serra Geral são bastante raros. Alguns dados sobre composição química dessas rochas foram apresentados por BELLINI et alii, 1985 (quadro III, pag. 38) e por MENEGOTTO e GASPARETTO (1987).

Os resultados químicos obtidos por esses autores são semelhantes e apresentam uma quantidade de SiO_2 sempre ao redor e as vezes superior à 70% e Al_2O_3 ao redor de 13%. Outros elementos de menor importância como o Fe_2O_3 , em torno de 5% e o Na_2O e K_2O somados perfazem cerca de 8% da rocha vítrea.

Para os estudos das alterações destes vitrôfiros foram coletadas amostras, considerando os diferentes estágios de alteração. Tal procedimento resultou em seleção da rocha inalterada, rocha parcialmente alterada e rocha muito alterada, recebendo respectivamente as denominações de MV1, MV2 e MV3.

Preliminarmente foram realizadas nas fases de alteração descritas, análises químicas totais e mineralógicas (ao microscópio óptico e por difratogramas de raios-X). Posteriormente, estudos à microsonda eletrônica com análises químicas qualitativas e morfológicas foram efetuadas na fase mais avançada da alteração (MV3).

Amostras totais das diversas fases de alterações foram previamente moidas e submetidas à análises químicas totais e análises por difratogramas de raios-x.

Os resultados químicos obtidos, (quadro V), mostraram para a rocha inalterada grande semelhança com os dados apresentados por outros autores supracitados. Os teores de SiO_2 sempre ao redor de 67%, de Al_2O_3 12% e outros de menor quantidade também próximos.

Quadro V - Análise química total das diversas fases de alteração do vitrofiro - MV1, MV2 e MV3.

Amostra(*)	Elementos %										TOTAL
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	
1	66.98	11.37	1.41	5.72	0.09	2.33	0.75	0.19	2.59	3.66	95.04
2	43.17	18.46	2.37	9.87	0.07	1.39	0.90	0.22	1.19	1.93	79.57
3	59.16	10.81	2.58	12.02	0.10	0.39	1.58	0.02	0.07	0.04	86.77
4	49.40	23.31	0.39	2.32	2.32	0.28	2.08	0.01	0.03	0.01	77.99

- (*) 1. Vitrofiro fresco (MV1)
 2. Vitrofiro parcialmente alterado (MV2)
 3. Vitrofiro totalmente alterado parte vermelha (MV3)
 4. Vitrofiro totalmente alterado parte branca (MV3)

Entretanto, os dados das análises químicas das fases de alteração (Quadro V) mostraram que, à medida que esta avança, ocorre um enriquecimento relativo do Al₂O₃ em detrimento do SiO₂ e dos outros elementos.

Por sua vez os difratogramas de raios-x (figura 29a) mostram que na rocha inalterada ocorre a presença da sílica (provavelmente na forma de tridimita) e da labradorita. A tridimita é identificada pelos seus picos característicos de 4,08, 3,74, 3,60, 3,37, 3,01 e 2,91 Å. A labradorita pelos picos de 3,18 e 3,74 Å.

Os difratogramas das fases alteradas (figuras 29B, C e D) mostram a evolução no sentido da formação de quartzo, identificado pelos picos de 3,34 Å e de minerais de estrutura cristalina 2:1 provavelmente smectitas, as quais são identificadas pelos picos de 18,78, 15,48, 8,33 e 4,50 Å.

Para o estudo das fases mais avançadas da alteração, optou-se pelo estudo pormenorizado da amostra MV3. Tal opção deve-se ao fato de que esta fase apresenta macroscopicamente características peculiares. Uma tentativa de representar estas características é apresentada na figura 30. Esta figura mostra aproximadamente a presença de dois materiais na fase MV3. Uma parte vermelha como micro pontuações incolores que faz o papel da massa vítrea propriamente dita e as estruturas alongadas (de forma lenticular) de material totalmente branco, lembrando ou sugerindo um desenvolvimento nos pontos onde se encontravam as microvesículas ou germes de cristalização no vitrófiro original.

Nas partes branca e vermelha da fase MV3 foram realizadas análises químicas, difratogramas de raios-x e estudos à microsonda eletrônica envolvendo análises qualitativas e morfológicas dos cristais.

Figura 29. Difrátogramas de raios-x de amostras totais das diversas fase de alteração do vidro.

(A) MV1
(B) MV2

(C) MV3 parte branca
(D) MV3 parte vermelha

Figura 30 - Esquema representativo das relações entre o material branco e vermelho que perfaz o material vitreo em avançado estágio de alteração (MV3).

Os difratogramas de raios-X da parte vermelha do MV3 (figura 31) apresentam uma certa uniformidade nos seus picos nas amostras saturadas com K⁺ e aquecidas a 25, 110 e 350 °C. Nestes, os picos de 12,43, 4,48, 4,26, 3,34 e 3,14 Å praticamente não se alteram. Somente com o aquecimento a 550 °C que o pico de 12,43 Å se retrai para 10,04 Å. Estas características revelam de um lado a ocorrência predominante do quartzo com picos de grande intensidade (3,34 e 4,26 Å) e de outro a presença de minerais de estrutura 2:1.

Contudo, quando a amostra foi saturada com Mg e glicolada o pico de 12,46 Å expandiu até 14,01 Å. Tal

Figura 31 - Difratogramas de raios-X com tratamentos da parte vermelha do MV3.

fato sugere a presença da vermiculita.

Os difratogramas de raios-x da parte branca (figura 32) mostram a presença do montmorilonita com picos de grande intensidade de $15,49 \text{ \AA}$ que no aquecimento a 550°C se contrai para $9,88 \text{ \AA}$ e ao ser saturado com Mg e glicolado se expande até $18,4 \text{ \AA}$. O quartzo é identificado pelos picos incipientes de $3,34$ e $4,26 \text{ \AA}$ sugerindo uma pequena contaminação quando da separação das duas partes vermelha e branca.

Com o objetivo de conhecer as relações entre a morfologia e mineralogia desses minerais, vários fragmentos da fase MV3 foram selecionados e submetidos à microsonda, sempre mantendo a intenção de analisar separadamente as partes brancas e vermelhas.

A parte vermelha é constituída por cristais de tamanho próximo a $1 \mu\text{m}$ de forma aproximadamente circular a arredondada (fotomicrografia 36). Várias análises qualitativas foram realizadas nestes cristais, sendo registrado sempre a ocorrência isolada do Si (figura 33) confirmando assim a presença isolada do quartzo.

Figura 32 - Difrátogramas de raios-X, com tratamentos da parte branca do MV3.

Na parte branca ocorrem cristais de formas diversificadas e às vezes retorcidas, mas sempre alongadas de tamanho que pode atingir a 5 μm (fotomicrografias 37 e 38). As análises qualitativas destes cristais (figura 34) demonstram a presença do Si e do Al com aparente predominância do Si, levando a sugerir a presença de montmorilonita. ESWARAN e DE CONINCK, 1971, estudando solos derivados de basaltos em meio tropical (Nicarágua e Madagascar) e GLASMANN, 1982, produtos de alteração de andesitos do oeste de Oregon, encontraram morfologias e composições químicas semelhantes a estas e reconheceram a presença da montmorilonita.

Esses resultados vem confirmar a ocorrência de picos intensos de montmorilonita nos difratogramas de raios-x da parte branca (figura 32) e a provável contaminação pela parte vermelha na retirada da amostra fazendo com que apareçam picos incipientes do quartzo.

5.4. Solos

a. Considerações Gerais

Os solos dos Planaltos de Guarapuava e Palmas-PR, região das rochas ácidas estudadas, são

Figura 33. Análise química qualitativa pontual nos cristais de forma aproximadamente circular e arredondada que aparecem na fotomicrografia 36.

Figura 34. Análise química qualitativa pontual nos cristais de formas alongadas que aparecem nas fotomicrografias 37 e 38.

classificados pela EMBRAPA/IAPAR (1979) como Latossolos Brunos Alicos, Terras Brunas Alicas e Cambissolos associados.

Os solos da classe Latossolo Bruno são profundos, muitos argilosos, formados a partir das rochas ácidas e básicas do trapp. O perfil típico é constituído por um horizonte A proeminente, seguido de um horizonte B latossólico. Possuem coloração brunada, sendo muito porosos e acentuadamente drenados. Ocorrem em relevo suave ondulado e são de baixa fertilidade natural, ácidos, e com elevados teores de matéria orgânica e de alumínio trocável. O contraste de cor entre o horizonte superficial escuro e o B bruno avermelhado, são peculiares que o distinguem dos demais Latossolos identificados no norte, oeste e sudoeste do Estado.

Dentro da classe Latossolo Bruno EMBRAPA/IAPAR, 1979 identificou quatro unidades a saber:

1. LATOSSOLO BRUNO ALICO com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifolia relevo suave ondulado.
2. LATOSSOLO BRUNO ALICO pouco profundo com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical

perenifolia, relevo suave ondulado e vertentes curtas.

3. LATOSSOLO BRUNO ALICO pouco profundo com A proeminente textura argilosa fase campo subtropical relevo suave ondulado.
4. LATOSSOLO BRUNO DISTROFICO com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifolia relevo ondulado.

Diferenças entre essas unidades de mapeamento se referem principalmente à espessura dos horizontes superficiais e à profundidade do solo. As unidades 2 e 3 são mais rasas do que as demais sendo enquadradas como variações do Latossolo Bruno ou então como sendo solos intermediários entre o Latossolo e o Cambissolo.

De acordo com os dados morfológicos obtidos para os 5 perfis da topossequência ER e dos 2 perfis da topossequência PI (ver cap. 4, material e método) observa-se que eles se enquadram na descrição geral de Latossolos Brunos. De todos os perfis estudados, os mais rasos são os da topossequência PI, com profundidade média de 70 cm podendo ser enquadrado como uma variação de profundidade do mesmo Latossolo Bruno.

Granulometricamente, todos os perfis são argilosos na superfície com teores de argila variando de 44 a 58%, aumentando em profundidade, passando para a classe muito argiloso e decrescendo em seguida (Quadro V). A variação textural da maioria dos perfis é suficiente para caracterizar um horizonte argílico, entretanto não foi constatado nenhuma evidência de iluviação nos horizontes inferiores. Os horizontes intermediários entre A e B apresentam grau de estrutura mais desenvolvido, decrescendo no horizonte B que apresenta típicas características latossólicas. Os resultados de densidade do solo (quadro VI) são semelhantes os dos Latossolos Brunos descritos pela EMBRAPA/IAPAR, 1979, inclusive as variações nos teores de silte.

Quimicamente, são solos pobres em bases com saturação inferior a 10% nos horizontes B e elevados teores de alumínio. O teor de matéria orgânica é elevada nos horizontes superiores (quadro VII). São comuns nas camadas de alteração e mesmo no horizonte B, pequenas fendas com recobrimento parcial da matéria orgânica.

Quadro VI. Propriedades físicas dos solos das topossequências Entre Rios (ER) e Pinhão (PI).

Horizonte	Profun- didade cm	B R A N U L O M E T R I A * %									DENSIDADE- g/cm3		
		a.m.g.	a.g.	a.m.	a.f.	a.m.f	areia total	silte	argila	argila natural	silte/ argila	solo	particula
TOPOSSEQUENCIA ENTRE RIOS													
Perfil ER - 1													
Ap	00-15	0.8	3.0	3.7	3.0	1.2	11.7	44	44	20	0.99	1.2	2.6
Bo1	-30	0.8	2.3	1.3	0.9	0.5	5.8	22	72	34	0.30	1.1	2.6
Bo2	-70	0.2	1.7	1.8	2.1	1.2	7.0	32	61	26	0.53	1.0	2.7
Perfil ER - 2													
Ap	00-15	0.2	2.3	4.2	4.0	1.2	11.9	36	53	26	0.67	1.1	2.7
A3	-50	0.3	1.7	2.2	1.4	0.7	6.3	18	75	3	0.24	1.2	2.7
Bo1	-100	0.3	1.2	2.2	2.0	0.9	6.6	23	70	13	0.33	1.2	2.7
Bo2	-140	0.2	2.6	3.5	2.6	1.6	10.5	31	59	2	0.51	1.2	2.7
Perfil ER - 3													
Ap	00-20	1.7	2.2	5.5	6.2	1.6	17.2	39	44	25	0.88	1.1	2.6
A-B	-60	0.5	2.2	4.1	3.8	0.9	11.5	27	62	26	0.44	1.1	2.7
Bo1	-130	0.6	1.8	2.4	1.8	0.9	7.5	28	65	4	0.43	1.2	2.7
Bo2	-170	0.4	2.2	2.8	2.3	1.4	9.1	37	54	4	0.68	1.1	2.7
Perfil ER - 4													
Ap	00-25	0.6	1.4	2.0	2.6	1.1	7.7	34	58	20	0.59	1.0	2.5
A-B	-110	0.5	1.0	1.5	1.7	0.7	5.4	31	64	29	0.48	1.1	2.6
Bo1	-200	0.1	0.5	0.5	0.7	0.4	2.2	15	82	3	0.19	1.1	2.8
Bo2	-300	0.2	0.4	0.7	1.2	0.8	3.3	12	84	3	0.15	1.2	2.7
B/C	-350	3.8	6.1	2.9	2.2	1.0	16.0	13	71	2	0.18	1.2	2.8
Perfil ER - 5													
Ap	00-30	0.8	2.5	4.0	4.2	1.0	12.5	33	55	23	0.60	1.1	2.7
A-B	-90	0.5	1.6	1.8	1.8	0.8	6.5	37	56	9	0.67	1.1	2.7
Bo1	-160	0.5	1.9	1.9	1.9	1.2	7.8	27	65	2	0.42	1.1	2.6
TOPOSSEQUENCIA PINHAD - Perfil PI - 1													
Ap	00-25	0.8	2.0	2.1	1.7	1.1	7.7	37	55	25	0.66	1.1	2.5
B	-30	0.7	1.5	1.7	1.8	1.6	7.3	36	57	21	0.64	1.1	2.6
B-C	-90	0.6	2.1	2.4	2.5	2.0	9.6	39	51	4	0.76	1.2	2.6
Perfil PI - 2													
Ap	00-15	0.7	1.8	2.7	2.4	1.2	8.8	40	51	22	0.79	1.1	2.6
B	-40	0.4	1.8	2.3	2.1	1.0	7.6	33	60	31	0.54	1.2	2.6
B-C	-60	0.9	1.9	2.0	2.0	1.1	7.9	32	61	34	0.52	1.2	2.6

* a.m.g.-areia muito grossa 2-1 mm

a.g. -areia grossa 1-0,5 mm

a.m. -areia media 0,5-0,25 mm

a.f. -areia fina 0,25-0,1 mm

a.m.f. -areia muito fina 0,1-0,005 mm

ar. total-areia total

silte -0,005-0,002 mm

argila -< 0,002 mm

Quadro VII - Análise química dos Solos das topossequências ER e PI.

Amostra Hori- zonte	Profun- didade (cm)	pH		M.O. %	P ppm	K+	Ca2+	Mg2+	Al3+	H+	S	T	V %
		H2O	KCl										
		m.e.q./100 g											
Topossequencia Entre Rios													
Perfil ER-1													
Ap	00-15	5.3	4.4	2.72	12	0.47	3.20	1.44	0.86	11.52	5.12	16.6	31
Ba1	-50	5.0	4.3	2.04	2	0.17	0.60	0.60	1.70	11.20	1.37	12.5	11
Ba2	-70	5.4	4.4	1.89	3	0.10	0.36	0.32	0.98	10.40	0.78	11.1	7
Perfil ER-2													
Ap	00-10	5.2	4.5	2.23	6	0.32	1.98	1.02	0.67	9.23	3.33	13.6	27
A3	-50	5.4	5.4	0.43	2	0.02	0.22	0.02	0.14	2.64	0.26	2.9	9
Ba1	-100	5.5	4.5	1.67	2	0.09	0.28	0.28	0.94	8.72	0.65	9.4	7
Ba2	-140	5.1	5.0	0.22	2	0.13	0.20	0.18	0.16	2.72	0.51	3.2	16
Perfil ER-3													
Ap	00-20	5.7	4.8	2.88	3	0.13	3.80	2.32	0.30	8.96	6.26	15.2	41
A-13	-60	5.2	4.3	2.17	2	0.04	0.52	0.44	2.08	12.00	1.01	13	8
Ba1	-130	5.3	5.0	1.12	2	0.01	0.20	0.24	0.18	5.76	0.45	9.7	5
Ba2	-170	5.1	4.9	1.15	2	0.01	0.30	0.20	0.30	3.20	0.51	4.0	13
Perfil ER-4													
Ap	00-25	4.5	4.2	3.00	2	0.37	0.40	0.40	2.56	16.00	1.19	17.2	7
A-B	-110	4.9	4.5	2.10	2	0.04	0.32	0.12	1.20	10.80	0.49	11.3	4
Ba1	-200	5.8	5.5	0.56	3	0.01	0.20	0.10	0.14	2.48	0.31	2.8	11
Ba1	-300	5.6	4.9	0.22	6	0.02	0.20	0.26	0.26	2.96	0.49	3.5	14
B/C	-350	5.8	4.9	0.19	2	0.05	0.04	0.12	0.30	3.12	0.21	3.4	6
Perfil ER-5													
Ap	00-30	5.1	4.3	2.63	2	0.13	0.36	0.10	1.93	13.68	0.60	14.3	4
AB	-90	5.3	4.6	2.07	2	0.04	0.24	0.16	0.83	10.96	0.45	11.4	4
Ba1	-160	5.4	5.5	0.93	2	0.04	0.28	0.12	0.14	3.89	0.49	4.4	11
Topossequencia Pinhao													
Perfil PI-1													
Ap	00-25	4.7	4.0	2.51	2	0.14	0.08	0.16	4.80	15.60	0.40	16.0	3
B	-50	5.0	4.1	1.42	2	0.09	0.04	0.15	3.76	11.60	0.29	11.9	2
B/C	-90	5.2	4.1	0.84	2	0.07	0.04	0.32	3.10	8.40	0.44	8.9	5
Perfil PI-2													
Ap	00-15	4.5	4.0	2.85	3	0.16	0.32	0.16	5.92	16.08	0.65	16.7	4
B	-40	4.6	4.0	2.10	2	0.09	0.24	0.24	5.44	14.64	0.57	15.7	4
B-C	-60	4.6	4.0	1.55	2	0.05	0.19	0.17	5.12	14.80	0.42	15.2	3

b. Características micromorfológicas e mineralógicas

De maneira geral, as características micromorfológicas dos solos das duas topossequências estudadas são muito semelhantes, o que evidencia de um lado uma uniformização dos processos pedológicos e de outro um extremo intemperismo. A descrição micromorfológica apresentada a seguir nada mais é do que um apanhado geral de todos os perfis das topossequências estudadas, seguindo principalmente BREWER, 1964.

Matriz do solo: via de regra a "fábric" do plasma é asépica, designado como argilasépica. Em algumas áreas da lâmina o plasma apresenta uma tendência para insépica. A cor é muito homogênea variando de vermelho (2,5YR 4/8) à amarelo-avermelhado (5YR 6/8) nos horizontes mais inferiores. O perfil ER 4 é o que apresenta plasma pouco mais avermelhado, em torno de 10 R 4/8-4/6. A orientação é predominantemente fraca, ocorrendo casos com plasma sem orientação. A orientação tende a aumentar à medida que se dirige para a superfície do solo. A transparência é média e contínua.

As características mineralógicas do plasma dos solos das duas topossequências são apresentadas nas figuras 35a, b e c. Predominantemente, o plasma é argiloso de natureza gibbsita-caulinita podendo ocorrer interestratificados e com ferruginização moderada. A gibbsita é identificada pelos seus espaçamentos característicos de 4,85 e 4,37 Å devendo ser o mineral predominante pois a relação Ki desses solos é baixa, variando de 0,56 (horizonte Bo1, Perfil ER 5) a 1,63 (horizonte Ap, Perfil PI-2) sendo mais comuns valores próximos de 1,0 (Quadro VIII). A caulinita apresenta os picos de 7,18 e 3,58 Å que, quando aquecidos, a 550 °C desaparecem totalmente. Com os tratamentos de saturação com K⁺ e aquecimento, associado a saturação de Mg⁺⁺ e glicolagem identificou-se a presença de vermiculita luminosa.

A distribuição relativa, relação entre o esqueleto e o plasma é "porfiric" (porfiroquelética), de acordo com STOOPS e JONGERIUS, 1975.

Vazios: canais cavidades e fissuras comuns, sendo a grande parte orto e metavazios - "meta-skew planes".

Figura 35a - Difrátogramas de raios-X da fração argila, deferrificada dos horizontes B, dos perfis da topossequência ER.

C: caolinita

Gi: gibbsita

Figura 35b - Difratogramas de raios-X das argilas dos horizontes B da topossequência ER.

Gi = gibbsita C = caolinita
Verm.Al. = Vermiculita aluminosa

Figura 35c - Difractogramas de raios-X das argilas dos horizontes B dos perfis da topossequência PI.

Quadro VIII - Analise quali e quantitativa dos oxidos e Relacoes, Ki e Kr dos solos das topossequencias ER e Pl.

Amostra/ horizonte	Profun- didade (cm)	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	TiO2	P2O5	Ki	Kr

Esqueleto: constituído quase que exclusivamente por microcristais de quartzo e gibbsita, esta formada por pedogênese. Presença em menor quantidade de grânulos ou "minerais fantasma" de plagioclásios e piroxênios nos mais variados graus de alteração e normalmente recobertos por óxidos de ferro, protegendo-os do intemperismo. Concreções ferruginosas dos mais variados tamanhos são de ocorrência comum em todos os perfis, podendo estar relacionadas à granulos de magnetitas.

Feições pedológicas: nódulos de ferro (hematita, goethita) bastante comum, poucas concentrações em forma circular, com orientação fraca e moderada disseminada no plasma. Presença de sesquís preenchendo total ou parcialmente as fissuras circundando grânulos e microestruturas. Ausência de cutã de iluviação inclusive no horizonte mais estruturado (B-A). Presença de microcristais de gibbsita em tamanho silte, dispersos no plasma; presença de cristais de gibbsita preenchendo vazios na forma de cristalarias e nas paredes dos canais; presença de cristais de gibbsita circundando parcialmente as faces dos agregados; presença de nódulos de gibbsita.

Outras feições pedológicas muito comuns se referem aos nódulos (de acordo com BULLOCK et alii, 1985).

Os nódulos típicos são de maior ocorrência com fundo matricial indefinido caracterizado por concentrações de hematita e/ou goethita; nódulos concêntricos bem menos comuns; nódulos típicos, pseudomorfos de plagioclásios e piroxênios. Os litorelictos são relativamente comuns, principalmente os grânulos de plagioclásios e piroxênios, protegidos por camadas de óxidos de ferro. Minerais "fantasmas", preservando as formas herdadas do mineral original, encontram-se dispersos no plasma. Presença de papulas provavelmente de segregação, de forma predominantemente circular. Minerais intemperizados em "boxwork" como na fases iniciais de alteração.

As fissuras presentes são resultantes da retração do solo, principalmente nos horizontes mais inferiores. Os argilãs presentes são mais de segregação do que formados por iluviação. Neste caso os horizontes B estudados não seriam considerados argílicos sob o ponto de vista micromorfológico.

c. Discussão

Os dados micromorfológicos das sequências estudadas assim como os resultados das diversas fases de alteração das rochas podem fornecer uma história de

formação dos solos. A formação de gibbsita, na primeira fase de alteração dos plagioclásios em associação caulinita-gibbsita (figuras 12 e 35) leva a sugerir um ambiente de extremo intemperismo. Neste ambiente, a atividade da sílica e das bases é baixa, não permitindo a formação de minerais 2:1, como visto por KITTRICK (1969), HERBILLON (1971) E LINDSAY (1984). Em termos de processo, poderia ser enquadrado como dissilicatização moderada e intensa (JACKSON, 1964) ou que corresponde a monossilatização ou alitização de MELFI e PEDRO (1977).

No solo, a composição mineralógica predominante da fração argila é exatamente de composição igual à composição das primeiras fases de alteração, ou seja, caulinita-gibbsita. Sendo assim estes minerais são herdados diretamente da alteração das rochas.

Quimicamente, os solos são álicos desde os horizontes superficiais até o horizonte C, próximo à camada de alteração, sugerindo com isso um intenso intemperismo, não havendo praticamente distinção entre os horizontes B e C. O fato desse intenso intemperismo leva à formação, no campo, de solos com características óxicas, caracterizado por uma consistência quase solta e uma estrutura maciça ou fracamente desenvolvida em blocos que

facilmente se desfazem em pequenos grânulos, dando origem a uma estrutura microagregada ("microped"), reconhecida em secções delgadas desde 1960 por diversos autores e considerada como características típica de muitos oxissois por BUOL e ESWARAN (1978), BEAUDON (1972), CHAUVEL (1977), MULLER (1977 e 1981).

Estudando solos ferralíticos vermelhos de Cameroon (MULLER, 1977) distinguiu diversos tipos genéticos de "micropeds" entre eles o "network microped" que se assemelha ao "microped" brunado formado nas sequências de Entre-Rios e Pinhão. Tal estrutura corresponde à estrutura designada de pseudo areia ou pseudo silte, demonstrado através de estudos micromorfológicos por PEDRO *et alii* (1976), GUEDEZ e LANGHOR (1978).

Por um lado, a formação de "micropeds" e do outro a intensa lixiviação, fazendo com que o complexo de troca dos solos estudados sejam saturados com H e Al (Quadro VII) faz com que as argilas não se transloquem. Sendo assim, as características oxidicas dos solos foram formadas nos primeiros estágios de alteração e não por pedogênese atual, não possibilitando a translocação do plasma para formação de outros tipos de horizontes, tais

como o argílico. Outra consequência desses fatos se refere ao aspecto bastante homogêneo do plasma, encontrado por outros autores que trabalharam com oxissóis, entre eles, STOOPS e BUOL (1985).

O fundo matricial do material oxidico é fracamente desenvolvido, sendo essencialmente argilasépica. A ausência de estrutura isòtica ou mesmo ondùlica da maioria de horizontes estudados difere de outros oxissóis essencialmente argilosos (ESWARAN, 1972, ESWARAN e SYS, 1970; ESWARAN e DE CONINCK, 1971). Tal ausência se justifica devido a grande anisotropia apresentada por estruturas microcristinas de gibbsita constatada também por outros autores, entre eles STOOPS e BUOL (1985). A gibbsita ocorre como cristais dispersos na massa do solo de tamanho silte, ESWARAN *et alii* (1977). A concentração de cristais de gibbsita nas fases dos plagioclásios (figura 10) nas primeiras fases de alteração pode evoluir no solo para uma cristalària. A concentração de Al nas cavidades pode evoluir para a formação de nòdulo de gibbsita.

E possível que parte da gibbsita cristalizada nas paredes de algumas fissuras ou ao redor de "micropeds" possa ser pedogênica como demonstrado por ESWARAN *et alii* (1977).

Os óxidos de ferro ocorrem formando nódulos e preenchendo alguns canais e fissuras. A ferruginização do plasma teve início também nas primeiras fases de alteração, haja visto a cor do fundo matricial de horizontes inferiores, próximos às camadas de alteração que são semelhantes as dos horizontes óxicos.

d. Relação entre a distribuição dos solos e das rochas ácidas.

A distribuição dos Latossolos Brunos Alicos, Terras Brunas Alicas e Cambissolos associados, guarda uma estreita relação com a distribuição das rochas ácidas da região.

Quando colocado lado a lado o mapa geológico da região de NARDY, 1988 (figura 3) com o levantamento de reconhecimento de solos do Centro Sul do Estado do Paraná de EMBRAPA/IAPAR, 1979 (foto 8, apêndice), é possível observar certas coincidências, como as seguintes:

- na porção norte dos mapas, região próxima a Guarapuava, os limites desses solos álicos que foram propositadamente remarcados como um todo e destacados por linhas mais grossas dos demais, sobrepõem e acompanham aproximadamente os limites das rochas ácidas tipo Chapecó (ATC).

Legenda:

- 1- Unidade SpK - Sequência Sedimentar pré-Vulcânica: Formações: Corumbataí, Rio do Rastro e Botucatú. 2- Unidade JKSG8 - Sequência de Rochas Vulcânicas Básicas-Intermediárias, Representadas por Basaltos e Andesit-Basaltos Toieíticos ou Toieíticos-Transicionais Basaltos Transicionais, Andesitos Toieíticos e Latit-Andesitos. 3- Unidade JKSGul - Sequência de Rochas Vulcânicas Ácidas do Tipo Palmas-ATP (Riodacitos e Riollitos) com Intercalações de Rochas Básicas-Intermediárias. 4- Unidade JKSGul - Sequência de Rochas Vulcânicas Ácidas do Tipo Chape cô-ATC (Quartzo-Latitos, Riodacitos e Riollitos), sotoposta a uma Sequência de Rochas Básicas, com até 300 m de Espessura, que pode estar ausente. 5- Contatos Geológicos Definidos. 6- Contatos Geológicos Inferidos.

FIGURA 3. MAPA LITOESTRATIGRÁFICO DA REGIÃO ESTUDADA (SEGUNDO NARDY, 1988).

- da mesma maneira na porção sul dos mapas, região próxima à Palmas, os limites de tais solos sobrepõem e acompanham os limites das rochas ácidas tipo Palmas (ATP).

Esses fatos podem evidenciar a grande influência dessas rochas ácidas na formação e nas propriedades desses solos. Suas características químicas, mineralógicas e morfológicas denunciam um intenso processo de eliminação de bases e consequente aluminização em toda região. Como vemos, tal processo se inicia nos primeiros estágios de alteração das rochas, culminando com a formação desses solos essencialmente álicos.

Essas características álicas dos solos, aliadas às transformações dos plagioclásios diretamente gibbsita e cristalização de gibbsita ao longo de microfraturas podem comprovar um ambiente de lixiviação intensa em virtude de boa drenagem, sendo o principal processo de transformação dos minerais a Alitização.

6. CONCLUSOES

O conjunto de resultados obtidos, suas considerações e interpretações permitiram as seguintes conclusões:

1. As rochas ácidas que são caracterizadas pela presença de fenocristais de plagioclásios, piroxênios e magnetitas numa matriz vítrea, apresentam uma sequência de alteração que em linhas gerais coincide com a alteração das rochas básicas que são bem mais conhecidas.

2. A alteração do plagioclásio procede seguindo tres linhas evolutivas principais, ou seja:

a. Nos cristais maiores a evolução é praticamente direta, plagioclásio -> gibbsita.

b. Nos cristais menores a evolução tem duas fases distintas, uma plagioclásio -> geles -> gibbsita e a outra plagioclásio -> geles -> gibbsita + caolinita.

3. É comum nas alterações dos plagioclásios ocorrer a associação plagioclásio -> gels -> gibbsita + quartzo, principalmente ao longo dos tais "filetes", que no conjunto formam uma estrutura em rede no mineral e que caracteriza uma zona de passagem de sílica e ferro.

4. O piroxênio apresenta duas linhas evolutivas principais:

a. piroxênio -> esmectita e goethita, sendo que a ocorrência da esmectita se dá unicamente em coroas de alteração de alguns pseudomorfos.

b. piroxênio -> goethita + preenchimento de suas estruturas porosas ("box-works") por Al formando a gibbsita.

5. Na matriz dessas rochas ácidas, duas assembléias distintas de produtos de alteração foram caracterizadas:

a. As ácidas tipo Chapecó (ATC) tem na sua evolução a sequência matriz vítrea -> geles -> gibbsita + caolinita.

b. No material vítreo tipo Palmas (ATP) a linha evolutiva é a seguinte: matriz vítrea -> quartzo + esmectitas.

6. Aliando-se os fenômenos de alteração dos plagioclásios -> gibbsita, a mineralogia e o caráter predominantemente álico dos solos e as condições climáticas da região pode-se dizer que o fenômeno de alteração predominante é a alitização.

7. Existe uma estreita relação entre os Latossolos Brunos e Cambissolos associados com as rochas ácidas, sendo seus limites perfeitamente correlacionados.

8. Tanto as diversas Fácies de alteração como os solos são de associação mineralógica simples. Tal associação e sequência mineralógica evidencia também uma alteração e formação "in situ".

7. BIBLIOGRAFIA

ALLEN, V.T. 1948. Formation of bauxite from basaltic rocks of Oregon. *Econ. Geol.*, pp. 619-626.

AOMINE, S. & YOSHINAGA, N. 1955. Clay minerals of some weel drained volcanic ash soils in Japan. *Soil Sci.*, 79, no. 5, pp. 349-358.

BAIN, D.C. & RUSSEL, J.D. 1980. Swelling minerals in a basalt and its weathering products from Movern Scotland: I. Interstratified montmorillonite-vermiculite-illite. *Clay Minerals*, 15, 445-451.

BEAUDON, A.G. 1972. Espression micromorfologique de la micro-agregation et de l'illuviation dans certains horizons de sols ferralitiques centrafricains et dans les sols hidromorphes associès, *Cah. ORSTOM Ser. Pedol.* 10(4):357-372.

BELLIENI G., BROTZU P., COMIN-CHIARAMONTI, P., ERNESTE, M., MELFI, A.J., PACCA, I.G., PICCIRILLO, E.M. & STOLFA, D. 1983. Petrological and paleomagnetic data on

the plateau basalt to rhyolite sequences of the southern Paraná basin (Brazil). An. Acad. brasil. Cienc. (55):355-383.

BELLIENI, G., BROTZU, P., COMIN-CHIARAMONTI, P., ERNESTE, M., MELFI, A.J., PACCA., I.G., PICCIRILLO, E.M. & STOLFA, D., 1984a. Flood basalt to rhyolite suites in the southern Paraná plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. J. Petrology, 25, 579-618.

BELLIENI G., COMIN-CHIARAMONTI, P., MARQUES, L.S., MELFI, A.J., PICCIRILLO, E.M. & STOLFA, D., 1984b. Low-pressure evolution of basalt sills from bore-holes in the Paraná basin (Brazil). TMPM, 33, 25-47.

BELLIENI G., COMIN-CHIARAMONTI, P., MARQUES, L.S., MELFI, A.J., NARDY, A.J.R., PICCIRILLO, E.M. & ROISENBERG, A., 1984c. High and low TiO₂ flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. Neus Jahr. Miner. Abh., 150, 273-306.

BELLIENI, G., COMIN-CHIARAMONTI, P., MARQUES, L.S., MARTINEZ, L.A., MELFI, A.J., NARDY, A.J.R., PICCIRILLO, E.M. & STOLFA, D., 1986a. Continental flood basalts from the central-western regions of the Paraná plateaus

(Paraguay and Argentina): petrology and petrogenetic aspects. Neues Jahr. Miner. Abh., 154, 111-139.

BELLIENI, G., COMIN-CHIARAMONTI, P., MARQUES, L.S., MELFI, A.J., NARDY, A.J.R., PAPATRECHAS, C., PICCIRILLO, E.M., ROISENBERG, A. & STOLFA, D., 1986b. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. J. Petrology, 27, 915-944.

BELLIENI, G., PICCIRILLO, E.M., COMIN-CHIARAMONTI, P., DA ROIT, P. & MELFI, A.J., 1987. Mineral chemistry of continental stratoid volcanics related intrusives from the Paraná basin (Brazil). In "The Mesozoic flood volcanism from the Paraná basin (Brazil): petrogenetic and geophysical aspects", Eds. Piccirillo, E.M., Melfi, A.J. & Comin-Chiaramonti P., Instituto Astronômico e Geofísico, University of São Paulo (Brazil), in press.

BEYALA, K. 1987. Alteration supergene des roches granitíferes de la région de Yaoundé (Cameroun): Petrologie-Mineralogie. These 3eme cycle. Univ. Poitiers. França. 170p.

BOCQUIER, G. 1973. Genèse et évolution de deux toposequences de sols tropicaux du Tchad.

Interprétation biogeodynamique Mèm. ORSTOM, Paris, 62, 349p.

BOCQUIER, G., BOULANGE, E., ILDEFONSE, P., NAHON, D. & MULLER, D. 1983. Transfers, accumulations modes, mineralogic transformations and complexity of historical developement in lateritic profiles. Proceed. II Intern. Sem. on Laterization Processes, S.Paulo, Brasil, A.J. Melfi & A. Carvalho (edit.):331-343.

BONIFAS, M. 1959. Contribution à l' etude géochimique de l' alteration latéritique. Mèm. Serv. Cart. Geol. Als. Lon., (17):153p.

BOULANGE, G. 1984. Les formations bauxitiques lateritiques de Côte-D'ivoire. Mèm. ORSTOM, 175, 363p., Paris.

BOULET, R. 1970. La géomorphologie et les principaux types de sols en Haute-Volta Septentrionale. Cah. ORSTOM, Serv. Pedol., vol. VIII, no. 3.

BOULET, R. 1978. Toposéquences de sols tropicaux en Haut-Volta. Equilibre et deséquilibre paleobioclimatique. Th. Doct., Strasbourg et Mèm. ORSTOM, 85, 272p.

BREWER, R. 1964. Fabric and mineral analysis of soils. John Wiley and Sons, N.Y. 470p.

- BULLOCK, R., FEDOROFF, N., JONGERIUS, A., STOOPS, G. & TURSINA, T. 1985. Handbook for soil thin section description Waine Research Publishing Co. The Albkinghton, U.K.
- BUOL, S.W. & ESWARAN, H. 1978. The micromorphology of oxisols, pp. 325-347. In: M. Delgado (Ed.). Soil micromorphology, Proc. 5 Th, Int. Work. Meet. Soil micromorphol. Granada, Spain, 24-28. May 1977. University of Granada, Spain.
- CAILLERE, S., BIROT, P. & HENIN, S. 1952. Formation d'un minéral argileux par altération expérimentale d'un gabbro. C.R. Acad. Sci. Paris, 234, pp. 2104-2106.
- CARROL D., & JONAS N.K. 1947. Laterite developed on acid rocks in South-Western Australia. Soil Sci., 64, pp. 01-15.
- CARVALHO, A. 1970. Study of Terra Roxa Estruturada and Latossolo Roxo on a topographic sequence in São Paulo State, Brasil - Master's Thesis in Soil Science, University of Newcastle upon Tyne (England):93p.
- CARVALHO, A., CHAUVEL, A. & GONÇALVES, N.M.M. 1983. Alterations of basalt and formation of kaolinitic and gibbsitic material in the region of Ribeirao Preto (SP), Brazil. Proceed. II Intern. Sem. on Lateritisation

Processes, S. Paulo, Brasil, A.J. Melfi e A. Carvalho
(Edit.):477-489.

CHAUVEL, A. 1977. Recherches sur les transformations des
sols ferralitiques dans la zone tropicale à saisons
contrastées. Evolution et reorganisation des sols
rouges en Moyenne Casamance. Trav. Doc. ORSTOM, Paris:
62:543p.

CHAUVEL, A., PEDRO, G., QUEIROZ, NETTO, J.P. & MELFI, A.J.
1971. Contribuição ao conhecimento dos horizontes B das
Terras Roxas Estruturadas. XIII Contresso Soc. Bras.
Geol., Vitória.

CHESWORTH, H., DEJOU, J., KIMPE, C. de., MACIAS VASQUES,
F., CANTAGREL, J.M., LARROQUE, P., GARCIA PAZ, C. &
GARCIA RODEJA, E. 1983. Importance de la
ferrallitisation sur les basaltes miocenes du Massif
Central. Principales caracteristiques de cette
pedogenese. Sci., Geol., Mém. (73), p.53-67.
Strasbourg.

COLMET-DAAG, F., CUCALON, F., DELAUNE, M., GAUTHERYROU, J.
& MOREAU, B. 1967. Caracteristiques des quelques sols
d'Equateur derives de cendres volcaniques, 2e partie:
Conditions de formation et d'evolution. Cah. ORSTOM,
Paris, Sér. Pédol., V.4, pp.353-391.

- COLMET-DAAG, F., KIMPE, C. de, SIEFFERMANN, G., DELAUNE, A. & FUSIL. 1970. Caractéristiques de quelques sols dérivés de cendres volcaniques de la côte pacifique du Nicaragua. Cah. ORSTOM, Paris, Sér. Pédol. V.III, 2, pp. 113-172.
- CROVISIER, J.L., EHRET, G., EBERHART, J.P. & JUTEAU. 1983. Altération expérimentale de verre basaltique Tholeitique par l'eau de mer entre 3 et 50 °C. Sci. Geol., Bull., 36, 2-3. pp. 187-206. Strasbourg.
- CURI, N. 1975. Relações genéticas e geomórficas em solos das encostas inferior e superior do Nordeste, no Rio Grande do Sul. Tese de Mestrado. Porto Alegre, R.S. Departamento de Solo da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1975. 134p.
- CURI, N., KÄMPF, N. & RESENDE, M. 1984. Mineralogia, química, morfologia e geomorfologia de solos originados de rochas efusivas das Encostas Superior e Inferior do Nordeste do Rio Grande do Sul. Rev. Bras. Ci. Solo, 8:269-276.
- CURTIN, D. & SMILLIE, G.W. 1981. Composition and origin of smectite in soils derived from basalt in northern Ireland. Clays and Clay Minerals, vol.29, no. 4. 277-284.

- DEJOU, J., GUYOT, J., PEDRO, G., CHAUMONT, C. & ANTOINE, H. 1968. Nouvelles données concernant la presence de gibbsite dans les formations d'altération superficielle des massifs granitiques (cas du Cantal et du Limousin). C.R. Acad. Sci., Paris, 266D, pp.1825-1827.
- DEJOU, J., CHESWORTH, W. & LARROQUE, P. 1982. Données nouvelles sur l' evolution superficielle fersiallitique subie par les basalts pontiens du Bassin D' Aurillac (Cantal, France). Cas du profil de Saint Etienne de Carlat e consideration paleoclimatiques. Pedologie, XXXII, 1. p.67-83. Gand.
- DELVIGNE, I. 1960. L' altération des basaltes du Kivu méridional (Congo Belge). Mèm. Lic. Géol. Min., Univ. Cath. Louvain, 198p.
- DELVIGNE, J. 1965. Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique, Mèm. ORSTOM, 13, 177pg., Dunod, Paris.
- DELVIGNE, J. & MARTIN, H. 1970. Analyse a la microsonde electronique de l'altération d'un plagioclase in Kaolinite par l'intermédiaire d' une phase amorphe. Cah. ORSTOM. Sér. Geol., II, 2, 259-295.
- DELVIGNE, J. 1983. Micromorphology of the alteration and weathering of pyroxenes in the Kona Bona ultramafic

intrusion (Ivory Coast). Sci. Geol. Mem. (72):57-68.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUARIA. 1979. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação do Solo. Manual de Método de Análise de Solo. Rio de Janeiro, RJ.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUARIA/INSTITUTO AGRONOMICO DO PARANA. 1984. Levantamento de reconhecimento dos solos do Centro-Sul do Paraná (Area 9). Boletim Técnico no. 56. Curitiba-PR.

ESWARAN, H. 1972. Micromorphological indicators of pedogenesis in some tropical soils derived from basalt from Nicaragua. Geoderma, 7:15-31.

ESWARAN, H. 1979. The alteration of plagioclases and augites under differing pedo-environmental Conditions. Journal of Soil Sci., 30, 547-555.

ESWARAN, E. & DE CONINCK, F. 1971. Clay mineral formations and transformations in basaltic soils in tropical environments. Pedologie, XXI, 2, p.181-210. Ghent, Belgica.

ESWARAN, H., STOOPS, G. & SYS, C. 1977. The micromorphology of gibbsite forms in soils. The Journal of Soil Sci., (28):136-143.

- ESWARAN, H. & SYS, C., 1970. An evaluation of the free iron in tropical basaltic soils. *Pedologie* (Gent), 20:62-65.
- GAC, J.Y. 1968. Les altérations de quelques roches cristallines des Vosges - Etude mineralogique et géochimique. Thèse 3o. Cycle, Strasbourg, 77p.
- GALHEGO, H.R., & ESPINDOLA, C.R. 1979. Mineralogia da argila de solos desenvolvidos de produtos de alteração de rochas eruptivas básicas em Botucatu (SP). *R. Bras. Ci. Solo*, Campinas, 3:131-135.
- GENSE, C. 1970a. Premières observations sur l'altération de quelques roches des Hautes Terres Malgaches. *Cah. ORSTOM, Sér. Pedol.*, vol. VIII, no.4:451-467.
- GENSE, C. 1970b. Altération du Basalte dans une Basse-Colline de la Cote Est de Madagascar (Unité morphologique de cette region). *Cah. ORSTOM, Sér. Geol.* vol. II, 2, 249-258.
- GLASMANN, J.R. 1982. Alteration of Andesite in wet unstable soils of Oregon's Western Cascades. *Clays and Clay Minerals*. vol. 30, no. 4, 253-263.
- GLASMANN, J.R. & SIMONSON, G.H. 1985. Alteration of basalt in soils of Western Oregon. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49:262-273.

- GONÇALVES, N.M.M. 1978. Estudo dos materiais superficiais da Região de Ribeirão Preto-SP e suas relações morfológicas da paisagem. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociência, USP, 177p.
- GONÇALVES, N.M.M. 1987. Transformações Mineralógicas e Estruturais relacionadas à alteração hidrotermal e intemperica de rochas vulcânicas básicas da Bacia do Paraná Setentrional - Região de Ribeirão Preto-SP. Brasil. Tese de Doutorado-Instituto de Geociências - USP. São Paulo. 212 p.
- GUEDEZ, J.E. & LANGHOR, R. 1978. Some characteristics of pseudosilts in a soil topossequence of the Llanos orientales (Venezuela). *Pedologie* 28:118-131.
- HANRION, C. 1976. Techniques utilisées pour la preparation des lames minces petrographiques. ORSTOM Centre D'Adiopodoume. Côte D'Ivoire. Abidjan. 39p.
- HERBILLON, A.J. 1980. Mineralogy of Oxisol acid oxic materials. In: B.K.G. Theng (ed.) *Soils with variable charge*. New Zealand Soc. Soil Sci., Lower Flutt, N.Z., pp. 109-123.
- JACKSON, M.L. 1964. Chemical composition of soils. In: Bear, F.E. (ed) *Chemistry of the Soil*, 2o. ed. Reinhold Publ. Univ. of Wisconsin, Madison, 895p.

- JACKSON, M.L. 1969. Soil Chemical Analysis. Advanced Course, 2nd Edition, 7Th printing, 1973. Publ. Univ. of Wisconsin, Madison, 895p.
- KÄMPF, N. & KLAMT, E. 1978. Mineralogia e Gênese de Latossolos (Oxisols) e Solos Podzólicos da Região Nordeste do Planalto Sul-Riograndence. R. Bras. Ci. Solo. 2:68-73.
- KÄMPF, N. & SCHWERTMANN, U. 1983. Relações entre óxidos de Fe e a cor em solos cauliniticos do Rio Grande do Sul. R. Bras. Ci. Solo, 7:27-31.
- KÄMPF, N. & DICK, D.P. 1984. Óxidos de Ferro em Cambissolos Brunos no Rio Grande do Sul e Sul de Minas Gerais. R. Bras. Ci. Solo, 8(2):183-188.
- KITTRICK, J.A. 1969. Soil Minerals in the $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ system and a theory of their formation. Clays Clay Miner. 17:157-167.
- LAPPARENT, J. de. 1939. La décomposition latérique du granite dans la région de Macenta (Guinée française). C.R. Acad. Sci., Paris, 208, pp. 1465-1467.
- LEINZ, V. 1949. "Contribuição à geologia dos derrames basalticos do Sul do Brasil". Bol. Fac. Fil. Cien. Lt. USP, 103 p.

- LEINZ, V., BARTORELLI, A., SADOWSKI, G.R. & ISOTTA, G.A.L.
1966. Sobre o comportamento espacial do trapp basaltico da Bacia do Paraná. Bol. Soc. Bras. Geol., 15, 809p.
- LELONG, F. 1967. Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane française). These Fac. Sci., Nancy et Mèm., Sci. de la terre, 14, 188p.
- LELONG, F. 1969. Nature e genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française). Mèm. Sci. de la Terre, Nancy. (14), 188p.
- LENEUF, N. 1959. L' altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d' Ivoire forestiere et les sols qui en sont dèrives. These Sci., Paris, ORSTOM, 210p.
- LEVI, F. & MELFI, A.J. 1972. Geochemical and Mineralogical studies on the first stage of weathering of basic and related rocks. part 2. Geochemical Study. Rev. Bras. Geoc. 2(1):1-7.
- LINDSAY, W.L. 1979. Chemical Equilibria in Soils. John Wiley and Sons. 419p.

- MAACK, K. 1952. Die entwicklung der Gondwana-Schichten Suedbrasilens und ihre Beziehugen zur Kanu-Formation Suearikas, Inst. Geol. Congr. Aler., 19, 339-372.
- MANTOVANI, M.S.M., MARQUES, L.S., SOUZA, M.A., ATALLA, L., CIVETTA, L. & INNOCENTI, F. 1985a. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina state (southern Brazil). J. Petrology, 26, 187-209.
- MANTOVANI, M.S.M., CORDANI, U.G. & ROISENBERG, A. 1985b. Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná e implicações genéticas associadas. Rev. Bras. Geoc., 15, 61-65.
- MEHRA, O.P. & JACKSON, M.L. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a ditionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. In: Nat. Conf. on clays and clay Minerals, 7, Washington, D.C., 1958, Proc. New York, Pergamon Press, p.317-327.
- MELFI, A.J. 1967. Intemperismo de granitos e diabásios do Municipio de Campinas e arredores. ESP. São Paulo. 166p. (Doutoramento FFCC-USP).

- MELFI, A.J. 1968. Contribution à L' étude des Terras Roxas Legitima du Brèsil. Bull. An. Fr. Etude du Sol., no. 6, p.31-39.
- MELFI, A.J. 1978. Natureza e origem dos constituintes secundários dos solos desenvolvidos sobre rochas básicas da Bacia do Paraná. Cerâmica, 24(105):347-354.
- MELFI, A.J. & LEVI, F. 1971. Geochemical and Mineralogical study on the first stages of weathering of basic and related rocks - Part 1. Mineralogical Study. Rev. Bras. Geoc. 1(1):22-28.
- MELFI, A.J. & PEDRO, G. 1977. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Parte 1. Caracterização e repartição dos principais tipos de evolução pedogeoquímica. Rev. Bras. Geol. 7(4):272-286.
- MELFI, A.J. & PEDRO, G. 1978. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Parte 2. Considerações sobre os mecanismos envolvidos na alteração superficial e sua repartição no Brasil. Rev. Bras. Geoc. 8(1):11-12.
- MENEGOTTO, E. 1986. Alteração intempérica das rochas básicas faneríticas de Pedras Pretas, São Sepê (RS). Acta Geològica Leopoldensia (no prelo).

- MENEGOTTO, E. & GASPARETTO, N.V.L. 1987. Intemperização de rochas vulcânicas básica e ácidas na região de Santa Maria-RS. Anais 1o. Congr. Bras. Geoq. vol.2, 69-83.
- MEUNIER, A., VELDE, V., DUDOIGNON, P. & BEAUFORT, D. 1983. Identification of weathering and hidrothermal alteration in acidic rocks: Petrography and Mineralogy of clay minerals. Sci. Geol., Mêm., 72, pp. 93-99, Strasbourg.
- MONIZ, A.C. 1967. Quantitative Mineralogical Analysis of Brazilian soils developed from basic rocks and slate. Master's Theses, University of Wiscosin, USA:75p.
- MONIZ, A.C., NASCIMENTO, A.C. & PAIVA NETTO, J.E. 1973. Mobilidade dos constituintes de rochas básicas de São Paulo durante o intemperismo. Rev. Bras. de Geol., vol.3:201-213.
- MÖLLER, M.R.F. & KLAMT, E. 1982. Identificação e gênese de argilominerais em Latossolo Roxo de Santo Angelo (RS). R. Bras. Ci. Solo 6:161-166.
- MÖLLER, M.R.F. & KLAMT, E. 1983. Intemperismo de argilominerais em Latossolo Roxo. R. Bras. Ci. Solo 7:33-38.

- MULLER, J.P. 1977. Microstruturation des structichrons rouges ferralitiques à l'amont des modèles convexes (Centre Cameroun). Aspects morphologiques. Cah. ORSTOM. Ser. Pedol. 15:239-258.
- MULLER, J.P. 1981. Sequence of vertical evolution in the micro organization of loose ferralitic materials in the Cameroons. pp. 1-10. In: A Bullock and C.P. Murphy (ed.) Soil Micromorphology. Proc. 6 Th. Int. Work. Meet. Soil Micron. London.
- NARDY, A.J.N. 1988. Petrologia e paleomagnetismo das rochas vulcânicas da região Centro-sul do Estado do Paraná: Formação Serra Geral. Dissertação de Mestrado - IAG. 186p.
- NARDY, A.J.R., MARQUES, L.S. & RAPOSO, M.I.B. 1986. Aspectos Petrológicos das rochas efusivas ácidas da Região Centro Sul do Estado do Paraná. Rev. Geociências - UNESP. v.516:43-57.
- NOACK, Y. 1979. Altération sous-marine des verres volcaniques basiques essai sur la palagonitization. Th. Doct. en geologie. Strasbourg. 111p.
- NOVIKOFF, A. 1974. L' alteration des roches dans le massif du chaillu (République Populaire du Congo). Formação et évolution des argiles en zone ferralitique. Th. Doct.

Sc., Strasbourg, 297 p.

PAIVA NETO, J.E. & NASCIMENTO, A.C. 1957. Diabasios e seus produtos de decomposição. XI Congr. Bras. Geol. (mimeografado). Salvador, BA.

PARFITT, R.L., RUSSELL, M. & ORBELL, G.E. 1983. Weathering sequence of soils from volcanic ash involving allophane and halloysite, New Zealand. *Geoderma*, 29:41-57.

PEDRO, G., CHAUVEL, A. & MELFI, A.J. 1976. Recherches sur la constitution et la gènesese des Terra Roxa Estruturada du Brésil. *Ann. Agron.* 27(3):265-294.

PEDRO, G. & MELFI, A.J. 1983. The superficial alteration in tropical region and the Lateritisation phenomena. Lateritisation Processes. Proceed. of the II Intern. Sem. on Lat. Processes. S. Paulo, Brazil. Melfi & Carvalho (Edit.):3-13.

PEDRO, G., MELFI, A.J. & QUEIROZ NETTO, J.P. 1970. L'evolution des sols et la caracterisation superficielle dans la zone basaltique du Paraná. Relatório do C.N.R.A. França (mimeografado).

PETRINI, R., CIVETTA, L., PICCIRILLO, E.M., BELLINI, G., COMIN-CHIARAMONTI, P., MARQUES, L.M. & MELFI, A.J. 1987. Mantle heterogeneity and crustal contamination in

the genesis of low-Ti continental flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): Sr-Nd isotope and geochemical evidence. *J. Petrology*, in press.

PICCIRILLO, E.M., CIVETTA, L., PETRINI, R., LONGINELLI, A., COMIN-CHIARAMONTI, P., BELLINI, G., MARQUES, L.S. & MELFI, A.J. 1987a. Regional variations within the Paraná continental flood basalt sequences as evidence for different mantle regions and variable crustal contamination. *Terra Cognita*, 7, p.618.

PICCIRILLO, E.M., RAPOSO, M.I.B., MELFI, A.J., COMIN-CHIARAMONTI, P. BELLINI, G., CORDANI, U.G. & KAWASHITA K. 1987b. Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná basin (Brazil): K-Ar age, Sr-isotopes and Geochemistry. *Rev. Geoch. Bras.*, 1, 53-69.

PION, J.C. 1979. L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale sèche. Etude de quelques toposéquences en Haute-volta. Thèse. Sci., Univ. Strasbourg, França. 220p.

PÖTTER, R.O. & KÄMPF, N. 1981. Argilo-Minerais e Óxidos de Ferro em Cambissolos e Latossolos sob Regime climático Térmico Údico no Rio Grande do Sul. *R. Bras. Ci. Solo*, 5:153-159.

- QUANTIN, P. 1973. Andosolos saturés sur cendres basaltiques des Nouvelles-Hébrides. Bull. Liaison Theme D., Pedol., ORSTOM, Paris, 2, pp.78-104, Multigr.
- QUANTIN, P. 1974. Hypothèses sur la genèse des andosols en climat tropical: Evolution de la "pedogenèse initiale" en milieu bien drainé, sur roches volcaniques. Cah. ORSTOM, Sér. Pedol., vol. XII, no. 1:3-12.
- QUANTIN, P., TEJEDOR SALGUERO, M.L. & FERNANDEZ CALDAS, E. 1978. Observations sur la présence des sols ferrallitiques dérivés de matériaux volcaniques aux Iles Canaries. Cah. ORSTOM, Sér. Pedol., vol. XVI, no. 2:155-175.
- QUEIROZ, S.B. & KLAMT, E. 1985. Mineralogia e gênese de Brunizem avermelhado e Terra Roxa Estruturada similar na Encosta Inferior do Nordeste do Rio Grande do Sul. Rev. Bras. Ci. Solo 9:51-57.
- ROISENBERG, A. 1974. Argilo minerais em rochas basálticas frescas. Mineralogia dos estádios primários de intemperismo de rochas basálticas. Dissertação de MS, C.P.G., Geociências, UFRSG. Porto Alegre. 275p.
- ROSELLO, V. 1984. Les sols bruns des hauts (Ile de la Reunion) caracterisation minéralogique et microstructurale de matériaux andosoliques.

Reconnaissance experimentale de leur comportement. Th.
Doct. in Gologie Applique. Paris VII. 201p.

REGGE, N.R. & AMARAL, G., 1976. Variao regional da
composio qumica das rochas baslticas da Bacia do
Paran. Bol. Inst. Geoc., USP, 7:131.147.

SARTORI, R.L.P., MACIEL FILHO, C.L. & MENEGOTTO, E. 1973.
Contribuio ao estudo das rochas baslticas e seus
produtos de alterao. Regio de Santa Maria, RS.
Relatrio Indito, F.A.P.E.R.G.S., 101p.

SARTORI, R.L.P. & GOMES, C.B. 1983. Composio qumica-
mineralgica das ltimas manifestaes vulcnicas na
regio de Santa Maria, RS. An. Acad. Bras. Cienc.
(52):125-133.

SARTORI, R.L.P. & MACIEL FILHO, C. 1983. Petrografia das
rochas cidas da Formao Serra Geral na regio do
Paranapanema. Sao Paulo. Cincia e Natura (5):19-32.

SEGALEN, P. 1957. Etude des sols drives des roches
volcaniques basiques Madagascar. These et Mm. Inst.
Sc. Madagascar, D, 8, 182p.

SCHNEIDER, A.W. 1964. Contribuio petrologia dos
derrames baslticos da Bacia do Paran. Esc. Geol.
Porto Alegre. UFRGS. Publ. avulsa no. 1.

- SCHWERTMANN, U. & KÄMPF, N. 1983. Óxidos de Ferro jovens em ambientes pedogenéticos Brasileiros. Rev. Bras. Ci. Solo, 7:251-255.
- SIEFFERTMANN, G. 1973. Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun. Variations pédologiques et mineralogiques du milieu équatorial au milieu tropical. These (1969) Mém. ORSTOM, Paris, 66. 183p.
- SIEFFERMANN, G., JEHL, G. & MILLOT, G. 1968. Allophanes et minéraux argileux des altérations récentes des basaltes du Mont Cameroun. Bull. G. Franç. Argile, XX, pp. 109-129.
- SIEFFERMANN, G. & MILLOT, G. 1968. L'halloysite des sols jeunes sur basaltes récents du Centre Cameroun. Bull. Ge. franç. Argiles, XX, pp.25-38.
- STOOPS, G. & BUOL, S.W. 1985. Micromorphology of oxisols. In: Soil micromorphology and soil classification. L.A. Douglas, M.L. Thompson, (ed). Soil Sci. Soc. Amer. Special Publication. no. 15. pp.105-120.
- STOOPS, G., ALTEMÜLLER, H.J., BISDOM, E.B.A., DELVIGNE, J., DO BROVOLSKY, V.V., FITZPATRICK, E.A., PANEQUE, P. & SLEMAN, J. 1979. Guidelines for the description of mineral alterations in soil micromorphology. Pedologie, XXIX, Ghent, 121-135.

- STOOPS, G. & JONGERIUS, A. 1975. Proposal for a micromorphological classification of soil materials. I. A classification of the related distributions of fine and coarse particles. *Geoderma*, 13:189-199.
- SZUBERT, E.C., KIRCHNER, C.A. & SHINTAKU, I. 1978. "Vulcanismo ácido no planalto meridional do Rio Grande do Sul. Anais. XXX. Comp. Bras. Geol., (3), 1359-1356.
- TARDY, Y. 1969. Géochimie des altérations. Étude des arenés et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Mém. sér. Carte Geol. Als. Lon., Strasbourg, 31. 199p.
- TEJEDOR SALGUERO, M.L., QUANTIN, P. & FERNANDES CALDAS, E. 1979. Séquence climatique des sols de la région septentrionales de Ténérife (Iles Canaries). Partie II. Caractéristiques minéralogiques et micromorphologiques. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. XVII, no. 2, 119-127 pp.
- THIENSEN, A. & HARWARD, M.E. 1962. A paste method for preparation of slides for clay mineral identification by x-ray diffraction. *Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.*, Madison, 23:152-156.
- THOMASSIN, J.H., BAILLIF, P. & TOURAY, J. 1983. Comparaison des mécanismes d'altération des verres basaltiques et andésitiques dans l'eau de mer à 90 °C, 1

Bar (entre 15 minutes et 9 mois). Sci. Géol., Bull., 36, 2-3, pg 173-186. Strasbourg.

TRICHET, J. 1970. Contribution a L' etude de L' alteration experimentale des verres volcaniques. These de Doct. d'Etat ès Sci. Nat. Ecole normales superieure. Paris. 170p.

TSAWLASSOU, G. 1971. Géochimie de l'altération des roches granitiques et gnaissiques en pays tropical et équatorial. Evolution des biotites et des feldspaths. These 3o. cycle ULP Strasbourg, 68p., multigr.

UBERTI, A.A. & KLAMT, E. 1984. Relações Solo-Superfície geomórficas na Encosta Inferior do Nordeste do Rio Grande do Sul. Rev. Bras. Ci. Solo. 8:229-234.

VOLKOFF, B., CERRI, C.C. & MELFI, A.J. 1984. Humus e Mineralogia dos horizontes superficiais de tres solos de campo de altitude dos Estados de Minas Gerais, Paraná e Santa Catarina. Rev. Bras. Ci. Solo 8:227-283.

VOLKOFF, B. & MELFI, A.J. 1980. Transformações mineralógicas em rubrozens da bacia sedimentar de Curitiba (PR). Rev. Bras. Ci. Solo. 4:173-181.

APENDICE

- Fotomicrografia 1 Microscópio óptico, luz polarizada e nicóis cruzados. (LP-NC). Aumento. x 6,3. Início da alteração do plagioclásio em finas fraturas de algumas micras de espessura.
- Fotomicrografia 2 - Microscópio óptico, luz polarizada (LP) x 16. pseudomorfo de plagioclásio subdividido em septas com geles, resíduo do cristal e gibbsita bem cristalina.
- Fotomicrografia 3 - Idem, (LP-NC)
- Fotomicrografia 4 - LP-NC x 16. Cristalites em nuvem difusa de gibbsita no pseudomorfo de plagioclásio.
- Fotomicrografia 5 - LP-NC x 16. Alargamento dos "filetes" com cristalizações perpendiculares ao longo deste e pontos com nuvem difusa de gibbsita.
- Fotomicrografia 6 - LP-NC x 25.. Estrutura em forma de pente dosw "filetes" e cristalização seguindo sua orientação.

1

2

3

4

5

6

- Fotomicrografia 7 - LP-NC x 25. Detalhe de cristais com "filetes" amarelados e septas preenchidas por gibbsita aciculares misturada com fase amorfa incipiente de cor escura.
- Fotomicrografia 8 - LP x 16. Estrutura em forma de "escadas" concêntricas ao longo dos "filetes" no pseudomorfo de plagioclásio.
- Fotomicrografia 9 - LP x 16. Estruturas em forma de escadas com linhas paralelas mais escuras.
- Fotomicrografia 10 - Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). x 36. Plagioclásio alterado, com a mesma septa das fotomicrografias 2 e 3. A linha transversal indica o transcepo realizado com a microsonda.
- Fotomicrografia 11 - M.E.V. x 145. Septas do pseudomorfo de plagioclásio. No retângulo central a delimitação do "filete" onde foi realizado mapeamento do Al, Si e Fe.
- Fotomicrografia 12 - M.E.V. x 24,1. Aspecto geral de um pseudomorfo de plagioclásio num fragmento de rocha, alterada, mostrando as formas dos "filetes" no pseudomorfo.

7

8

9

10

11

12

- Fotomicrografia 13 - M.E.V. x 203. Detalhe do "filete" do pseudomorfo de plagioclásio. As letras A, B e C indicam os pontos onde foram realizadas análises químicas qualitativas pontuais.
- Fotomicrografia 14 - M.E.V. x 597. Zona de transição entre os "filetes" com material amorfo (A) e cristais alongados (B).
- Fotomicrografia 15 - M.E.V. x 36,3. As letras A e B indicam uma posição intermediária entre o centro das septas e os "filetes" no pseudomorfo de plagioclásio.
- Fotomicrografia 16 - M.E.V. x 2530. Detalhe da posição intermediária, pontos A e B da foto anterior mostrando a morfologia dos cristais.
- Fotomicrografia 17 - M.E.V. x 4540. Relações morfológicas entre os cristais de gibbsita (1) e caolinita (2) do centro das septas do pseudomorfo de plagioclásio.
- Fotomicrografia 18 - LP x 10,1. Início da alteração do piroxênio ao longo de suas fissuras, já com tendência à formar núcleos residuais denticulados.

13

14

15

16

17

18

Fotomicrografia 19 - Idem anterior, LP-NC.

Fotomicrografia 20 - LP-NC x 16. Pseudomorfose de piroxênio com "box work" preenchido por gibbsita microcristalinas em nuvem difusa.

Fotomicrografia 21 - LP-NC x 6,3. Secção paralela ao maior eixo do ex-piroxênio. Os compartimentos do "box work" estão preenchidos por cristais regulares e alongados de gibbsita.

Fotomicrografia 22 - Idem, LP-NC.

Fotomicrografia 23 - LP-NC x 25. Detalhe do "box work" com gibbsitas do ex-piroxênio da foto anterior.

Fotomicrografia 24 - LP x 25. Idem anterior, acrescida de estruturas em forma de "uvas" de coloração amarelo-avermelhada que se assenta sobre as gibbsitas.

19

20

21

22

23

24

- Fotomicrografia 25 LP-NC x 6,3. Secção ortogonal ao maior eixo do ex-piroxênio, mostrando "box work" com gibbsitas e a côroa de alteração que envolve o cristal.
- Fotomicrografia 26 - LP x 25. Detalhe da parte central, salientando o "box work" e as estruturas em forma de "uvas" de tamanho maior que as apresentadas anteriormente.
- Fotomicrografia 27 - LP-NC x 25. Idem anterior, destacando a cor bege clara da gibbsita no interior do piroxênio.
- Fotomicrografia 28 - M.E.V. x 123. Aspecto geral do pseudomorfo de piroxênio da fotomicrografia 21 e 22.
- Fotomicrografia 28a- M.E.V. x 1020. Morfologia dos cristais que preenchem o "box work" do ex-piroxênio num fragmento de rocha alterada.
- Fotomicrografia 28b- M.E.V. x 1020. Concentração de cristais em "forma de uvas" e suas relações com cristais aciculares e prismáticos.

25

26

27

28

28 a

28 b

Fotomicrografia 28c- M.E.V. x 2050. Mesma posição da foto anterior. Os cristais na forma de "uvas" se assentam sobre os aciculadores que com maior resolução vão se tornando prismáticos.

Fotomicrografia 28d- M.E.V. Idem anterior com aumento de 4250x. Os pontos 1 e 2 referem-se à microanálises químicas qualitativas pontuais realizadas nesses cristais.

Fotomicrografia 29 - M.E.V. x 4240. Detalhe das goethitas em formas de uvas que se assentam sobre as gibbsitas apresentadas na foto anterior.

Fotomicrografia 30 - Idem. Aumento de 16.900x.

Fotomicrografia 31 - M.E.V. x 2390. Detalhes da matriz do riódacito num fragmento alterado (Fácies III). Os cristais subhedrais maiores são de gibbsitas (pto. 1) ou de hidróxidos amorfos de Al em vias de cristalização e os cristais anhedrais menores de tendência hexagonal (placas) são de caolinitas (pto. 2).

Fotomicrografia 32 - M.E.V. x 2040. Espaço deixado por um plagioclásio na matriz alterada do riódacito. Em tal matriz é comum a presença de caolinita (cristais com tendência plácide, pto. 3), associada à gibbsita (cristais menores, pto. 4).

28c

28b

29

30

31

32

Fotomicrografia 33 - M.E.V. x 1270. Concentração de sílica amorfa na matriz do riodacito.

Fotomicrografia 34 - M.E.V. x 1050. Cristalizações alongadas de tendência acicular de gibbsita que ocorrem ao longo de fendas ou fissuras da matriz do riodacito.

Fotomicrografia 35 - M.E.V. x 4500. Detalhe das formas da gibbsita que se concentram ao longo das fraturas da rocha.

Fotomicrografia 36 - M.E.V. x 5850. Constituição da parte vermelha do MV3. Cristais de quartzo de forma acicular e arredondada.

Fotomicrografia 37 - M.E.V. x 3030. Morfologia da parte branca do MV3. Cristais de forma alongadas e retorcidas de montmorilonitas.

Fotomicrografia 38 - M.E.V. x 6180. Detalhe do aspecto morfológico das montmorilonitas que ocorrem na parte branca do MV3.

33

34

35

36

37

38

FQTD 8

LEVANTAMENTO DE RECONHECIMENTO DOS SOLOS DO CENTRO SUL DO ESTADO DO PARANÁ. EMBRAPA/IAPAR, 1984.

LEGENDA

LATOSSOLO VERMELHO ESCURO

- LEa - LATOSSOLO VERMELHO ESCURO ÁLICO com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia relevo suave ondulado.

LATOSSOLO ROXO

- LRa1 - LATOSSOLO ROXO ÁLICO com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia relevo suave ondulado.
 LRa2 - LATOSSOLO ROXO ÁLICO com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia relevo ondulado.
 LRa3 - LATOSSOLO ROXO ÁLICO com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical relevo suave ondulado.
 LRd1 - LATOSSOLO ROXO DISTRÓFICO com A moderada textura argilosa fase floresta tropical perenifólia relevo suave ondulado.
 LRd2 - LATOSSOLO ROXO DISTRÓFICO com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia relevo suave ondulado.
 LRd3 - LATOSSOLO ROXO DISTRÓFICO com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia relevo ondulado.
 LRd4 - Associação LATOSSOLO ROXO DISTRÓFICO + CAMBISSOLO DISTRÓFICO (substrato rochas do derrame do Trapp) ambos com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia relevo ondulado.

LATOSSOLO BRUNO

- LATOSSOLO BRUNO ÁLICO com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia relevo suave ondulado.
 - LATOSSOLO BRUNO ÁLICO com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical relevo suave ondulado.
 LBa3 - Associação LATOSSOLO BRUNO ÁLICO relevo suave ondulado + CAMBISSOLO ÁLICO relevo ondulado (substrato rochas do derrame do Trapp) ambos com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia.

TERRA ROXA ESTRUTURADA

- TRa1 - TERRA ROXA ESTRUTURADA ÁLICA com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia relevo ondulado.
 TRa2 - Associação TERRA ROXA ESTRUTURADA ÁLICA relevo ondulado + CAMBISSOLO ÁLICO relevo forte ondulado (substrato rochas do derrame do Trapp) ambos com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia.
 TRd1 - Associação TERRA ROXA ESTRUTURADA DISTRÓFICA relevo ondulado + LATOSSOLO ROXO DISTRÓFICO relevo suave ondulado ambos com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia.
 TRd2 - Associação TERRA ROXA ESTRUTURADA DISTRÓFICA floresta subtropical perenifólica + SOLOS LITÓLICOS DISTRÓFICOS floresta subtropical subperenifólia (substrato rochas do derrame do Trapp) + CAMBISSOLO DISTRÓFICO floresta subtropical subperenifólia (substrato rochas de derrame do Trapp) todos com A proeminente textura argilosa fase pedregosa relevo forte ondulado e montanhoso.
 TRe1 - TERRA ROXA ESTRUTURADA EUTRÓFICA com A moderada textura argilosa fase floresta tropical perenifólia relevo ondulado.
 TRe2 - TERRA ROXA ESTRUTURADA EUTRÓFICA com A chernozêmica textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia relevo ondulado.
 TRe3 - Associação TERRA ROXA ESTRUTURADA EUTRÓFICA fase floresta tropical perenifólia + SOLOS LITÓLICOS EUTRÓFICOS fase pedregosa floresta tropical subperenifólia (substrato rochas eruptivas do Trapp) ambos com A moderada textura argilosa relevo ondulado e forte ondulado.
 TRe4 - Associação TERRA ROXA ESTRUTURADA EUTRÓFICA floresta subtropical perenifólia + SOLOS LITÓLICOS EUTRÓFICOS floresta subtropical subperenifólia (substrato rochas eruptivas do Trapp) + CAMBISSOLO EUTRÓFICO floresta subtropical subperenifólia (substrato rochas do derrame do Trapp) todos com A chernozêmica textura argilosa fase pedregosa relevo forte ondulado e montanhoso.

TERRA BRUNA ESTRUTURADA

- TBa1 - TERRA BRUNA ESTRUTURADA ÁLICA com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia relevo suave ondulado de vertentes curtas.
 TBa2 - Associação TERRA BRUNA ESTRUTURADA ÁLICA + CAMBISSOLO ÁLICO (substrato rochas do derrame do Trapp) ambos com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia relevo suave ondulado.
 TBa3 - Associação TERRA BRUNA ESTRUTURADA ÁLICA (Similar) fase floresta subtropical subperenifólia + SOLOS LITÓLICOS ÁLICOS fase floresta subtropical subperenifólia (substrato siltitos e argilitos) ambos com A proeminente textura argilosa relevo ondulado.
 TBd - Associação TERRA BRUNA ESTRUTURADA DISTRÓFICA relevo ondulado e forte ondulado + LATOSSOLO BRUNO DISTRÓFICO relevo ondulado ambos com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia.

PODZÓLICO VERMELHO AMARELO (argila de atividade alta)

- PVa – Associação PODZÓLICO VERMELHO AMARELO ÁLICO fase floresta subtropical perenifólia relevo ondulado + SOLOS LITÓLICOS ÁLICOS fase floresta subtropical subperenifólia relevo ondulado e forte ondulado (substrato siltitos e argilitos) ambos com A moderado textura argilosa

CAMBISSOLO

- Ca1 – CAMBISSOLO ÁLICO com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia relevo ondulado (substrato rochas do derrame do Trapp)
- Ca2 – Associação CAMBISSOLO ÁLICO (substrato rochas do derrame do Trapp) + LATOSSOLO ROXO ÁLICO ambos com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia relevo ondulado e forte ondulado.
- Ca3 – Associação CAMBISSOLO ÁLICO (substrato rochas do derrame do Trapp) + LATOSSOLO BRUNO ÁLICO pouco profundo ambos com A proeminente textura argilosa relevo suave ondulado de vertentes curtas fase floresta subtropical perenifólia.
- Ca4 – Associação CAMBISSOLO ÁLICO (substrato rochas do derrame do Trapp) + LATOSSOLO BRUNO ÁLICO pouco profundo ambos com A proeminente textura argilosa fase campo subtropical relevo suave ondulado de vertentes curtas.
- Ca5 – Associação CAMBISSOLO ÁLICO (substrato rochas do derrame do Trapp) + TERRA BRUNA ESTRUTURADA ÁLICA ambos com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia relevo ondulado.
- Ca6 – Associação CAMBISSOLO ÁLICO fase floresta subtropical perenifólia + SOLOS LITÓLICOS ÁLICOS fase floresta subtropical subperenifólia ambos com A proeminente textura argilosa relevo suave ondulado de vertentes curtas (substrato rochas do derrame do Trapp).
- Ca7 – Associação CAMBISSOLO ÁLICO fase floresta subtropical perenifólia + SOLOS LITÓLICOS ÁLICOS fase pedregosa floresta subtropical subperenifólia ambos com A proeminente textura argilosa relevo ondulado (substrato rochas do derrame do Trapp).
- Ca8 – Associação CAMBISSOLO ÁLICO + SOLOS LITÓLICOS ÁLICOS ambos com A proeminente textura argilosa fase pedregosa campo subtropical relevo suave ondulado de vertentes curtas (substrato rochas do derrame do Trapp) + SOLOS ORGÂNICOS ÁLICOS.
- Ca9 – CAMBISSOLO ÁLICO latossólico com A proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia relevo suave ondulado de vertentes curtas.

SOLOS HIDROMÓRFICOS

- HG – SOLOS HIDROMÓRFICOS GLEYZADOS INDISCRIMINADOS fase campo e floresta subtropical de várzea relevo plano.

SOLOS LITÓLICOS

- Ra1 – Associação SOLOS LITÓLICOS ÁLICOS com A proeminente textura argilosa fase pedregosa floresta subtropical subperenifólia relevo forte ondulado (substrato rochas do derrame do Trapp) + AFLORAMENTOS DE ROCHA.
- Ra2 – Associação SOLOS LITÓLICOS ÁLICOS com A proeminente textura argilosa fase pedregosa campo subtropical relevo suave ondulado de vertentes curtas (substrato rochas do derrame do Trapp) + AFLORAMENTOS DE ROCHA + CAMBISSOLO ÁLICO com A proeminente textura argilosa fase pedregosa campo subtropical relevo suave ondulado de vertentes curtas (substrato rochas do derrame do Trapp).
- Ra3 – Associação SOLOS LITÓLICOS ÁLICOS com A proeminente textura argilosa fase pedregosa campo subtropical relevo suave ondulado (substrato rochas do derrame do Trapp) + SOLOS ORGÂNICOS ÁLICOS + TERRA BRUNA ESTRUTURADA ÁLICA com A proeminente textura argilosa fase campo subtropical relevo suave ondulado.
- Ra4 – Associação SOLOS LITÓLICOS ÁLICOS + CAMBISSOLO ÁLICO ambos com A proeminente textura argilosa fase pedregosa floresta subtropical subperenifólia relevo forte ondulado e montanhoso (substrato rochas do derrame do Trapp).
- Ra5 – Associação SOLOS LITÓLICOS ÁLICOS floresta subtropical subperenifólia (substrato rochas do derrame do Trapp) + TERRA ROXA ESTRUTURADA ÁLICA floresta subtropical perenifólia ambos com A proeminente textura argilosa fase pedregosa relevo forte ondulado e montanhoso.
- Rd1 – Associação SOLOS LITÓLICOS DISTRÓFICOS textura argilosa fase pedregosa floresta subtropical subperenifólia (substrato rochas do derrame do Trapp) + SOLOS LITÓLICOS DISTRÓFICOS textura média fase floresta subtropical subperenifólia (substrato siltitos e arenitos finos) ambos com A proeminente relevo montanhoso e escarpado.
- Re1 – Associação SOLOS LITÓLICOS EUTRÓFICOS com A chernozêmico (substrato rochas eruptivas básicas) + BRUNIZEM AVERMELHADO raso ambos com textura argilosa fase pedregosa floresta tropical subperenifólia relevo forte ondulado e montanhoso.
- Re2 – Associação SOLOS LITÓLICOS EUTRÓFICOS floresta subtropical subperenifólia relevo forte ondulado e montanhoso (substrato rochas eruptivas básicas) + TERRA ROXA ESTRUTURADA EUTRÓFICA floresta subtropical perenifólia relevo forte ondulado ambos com A chernozêmico textura argilosa fase pedregosa.
- Re3 – SOLOS LITÓLICOS EUTRÓFICOS com A moderado textura argilosa fase floresta subtropical subperenifólia relevo forte ondulado e montanhoso (substrato siltitos e argilitos).