

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
&
UNIVERSIDADE DE POITIERS

(CO-TUTELA)

**EVOLUÇÃO MINERALÓGICA DA ALTERAÇÃO LATERÍTICA EM
ROCHAS VULCÂNICAS BÁSICAS NA BORDA SUDESTE DA
BACIA DO PARANÁ
(RIO GRANDE DO SUL E SANTA CATARINA)**

MARISA TEREZINHA GARCIA DE OLIVEIRA

ORIENTADORES:

PROF. DR. MILTON L. L. FORMOSO
PROF. DR. JEAN-JACQUES TRESCASES

COMISSÃO EXAMINADORA:

PROF. DR. ADOLPHO J. MELFI
PROF. DR. ALAIN DECARREAU
PROF. DR. JEAN-JACQUES TRESCASES
PROF. DR. MILTON L. L. FORMOSO

**Tese de doutorado apresentada como requisito para obtenção do
Título de Doutor em Geociências.
Ano de Conclusão 1995.**

Aos meus filhos

Elena e Fernando

Dedico esta tese.

AGRADECIMENTOS

A todos aqueles que, pessoas ou instituições, citados nestas páginas, ou involuntariamente omitidos, me ajudaram na concretização deste trabalho, expresso o meu agradecimento.

Inicialmente, gostaria de agradecer ao professor Dr Milton Formoso, por aceitar orientar esta tese, me aconselhando, e encorajando, em todas as etapas do trabalho.

No desenvolvimento do trabalho, o primeiro contato com o estudo das alterações de rocha, ocorreu em fins de 1989, em expedição de campo, com a participação da professora Dra. Ida Valetton, e o orientador desta tese, professor Dr. Milton Formoso. Nesta ocasião, surgiram as primeiras idéias sobre a relação entre as formações superficiais, lateríticas, e as superfícies aplainadas do Planalto Meridional do Brasil. Outras expedições se seguiram, promovidas pelo dedicado professor Milton Formoso, das quais participaram vários pesquisadores com experiência no estudo das formações lateríticas e solos tropicais. Dr Claude Gense, Professor Dr. Jean Jacques Trescases, Norberto Dani, Vítor Paulo Pereira, além do Professor Formoso, ampliaram os meus conhecimentos, na identificação e técnicas de estudo das alterações. Aos trabalhos de campo, se seguiram estudos globais das alterações, baseados em análises químicas e análises por difração de raios X, realizadas pelos técnicos do Laboratório de Geoquímica da UFRGS. Simultaneamente, avançaram os estudos geomorfológicos, tendo sempre a colaboração, através de profícuas discussões, do colega professor Nelson Amoretti Lisboa.

Este trabalho teve início e motivação no Brasil, mas a sua realização concretizou-se em Poitiers, França, viabilizada pelo convênio Capes-Cofecub 108-90, através de bolsa de estudos da CAPES.

Entre outubro de 1993 e fevereiro de 1995 foram realizadas pesquisas utilizando a infraestrutura do Laboratório Argilas Solos e Alterações (URA 721 CNRS) da Universidade de Poitiers. Sob a orientação do professor Jean Jacques Trescases foram se desenvolvendo as idéias, apoiadas em procedimentos analíticos usando os equipamentos do Laboratório, chefiado pelo professor Alain Decarreau. Este estágio também propiciou contatos científicos importantes com pesquisadores críticos e atuantes como o professor Alain Meunier, que me permitiram uma maior compreensão da metodologia de estudo e dos processos da alteração hidrotermal e com Dominique Proust sempre disponível para discutir o tratamento dos resultados das análises da microsonda eletrônica. Também a colaboração científica com os pesquisadores, Sabine Petit (URA 721 CNRS) e Olivier Grauby (CRMC2, UPR 7251 CNRS) resultou num estudo mineralógico detalhado das argilas halloysíticas.

Todos os trabalhos de pesquisa, se apoiaram, também, na ajuda dos técnicos do Laboratório Argilas Solos e Alterações, que sempre com atenção, dedicação e solicitude, tornaram possível a realização de análises: Mr. Garais, pela realização dos diagramas ATD; Mme. Augas, pelo precioso auxílio na desferrificação; Mme. Guylon, pelo auxílio na separação das frações granulométricas; Mr. Paquet, pelo polimento das lâminas de rocha; Marie France Hubert, pelo apoio que me propiciou na minha estadia na França; e Mme. Besse, pesquisadora do Serviço SUMEB, pelo gentil treinamento no manuseio do microscópico eletrônico de transmissão e na metalização de amostras.

De volta ao Brasil, em fase de redação, salientou-se, novamente, o apoio e amizade do Professor Milton Formoso, através de uma leitura crítica desta tese, que foi escrita utilizando o laboratório de informática do Centro de Pesquisas em Petrologia e Geoquímica da UFRGS.

Aos colegas da Universidade de Poitiers, colegas do curso de Pós Graduação em Geociências da UFRGS, colegas do Instituto de Geociências da UFRGS, funcionários do Instituto de Geociências de UFRGS e bolsistas de iniciação científica, agradeço pela amizade, apoio e colaboração.

Expresso, também, minha gratidão, aos professores Adolpho José Melfi, Alain Decarreau, Jean Jacques Trescases e Milton Luis Laquintinie Formoso, que me honram, com a participação como membros da banca examinadora desta tese.

Finalmente agradeço aos meus pais, pelo apoio em todas as etapas desta tese, e aos meus filhos, pelo companherismo e estímulo.

ABSTRACT

Alteration profiles in low TiO₂ basalts of Southeastern Parana Basin are associated to planation surfaces within an altitude range of 950 m to 750 m (at Vacaria, RS) and within 1000 m to 920 m (near Lages, SC). Climatic influence is a dominant condition factor of alteration. These profiles are absent in the very incised terrains of the young surfaces.

The complete alteration sequences, located on the flat top hills, presents the following facies: Rock, saprolite, argillaceous alterite, esferoidal alterite, stone line, mobile covers and organic soil. These alterations' products are all chemically "laterites," following Schellmann (1981) definition. They present Fe₂O₃ and H₂O enrichment and SiO₂, FeO, MgO, CaO, Na₂O e K₂O losses; Al₂O₃ presents probable small losses.

The hydrothermal alteration studied in the interstitial microsites of the saprolite is characterized by mixed layers and cristobalite. The titanomagnetite crystals, with irregular blue spots, are maghemitized. There are pseudomorphosed magmatic and hydrothermal minerals in the argillaceous alterite. Smectites are in the hydrothermal mixed layer sites; 7 and 10 Å halloysites dominates the pseudomorphosed plagioclases and iron - silica rich plasmas dominates the pseudomorphosed piroxenes. Halloysite pass to disordered iron rich kaolinite in the top of the horizon. The secondary plasmas are silica-aluminous rich in the lower part of the horizon and are iron-rich in the top. Such plasmas are constituted of halloysite, litiophorite, goethite and maghemite. The spheroidal alterite presents a rock core and a yellow, low density cortex with high abundance Al-goethite. Cristobalite, maghemite and gibbsite are of low abundance. A kaolinitic plasma, hematite and goethite- rich, constitute the mobil covers. There are granules, pisolits and nodules, inherited from ancient fragmented lateritic iron crust.

The lateritic minerals are 7Å and 10Å halloysites, disordered kaolinite, hematite, goethite, gibbsite and litiophorite. The alteration mineralogy is parental rock texture dependent. Gibbsite and litiophorite are exclusively present at porphyritic rocks' profiles. The titanomagnetites are maghemitized. The chemical evolution of titanomagnetite presents lowering of the 32(Fe+Ti)/O ratio, and small α parameter. 7Å halloysite predominates over 10Å halloysites in the alteration cortex of the basic rock. Kaolinite predominates in the "tacheté" facies. Four morphologies for halloysite particles, are identified: spheroids, tubes, plates and cones. Halloysite forms preferentially to kaolinite in the alteration cortex of these basic rocks. Cones and tubes have the lowest Fe₂O₃ content, platy halloysites have the highest Fe₂O₃ contents. Some spheres have high and others have low Fe₂O₃ contents. The oxides and hydroxides characterize variations of the water and silica activities, temperature, which are related to the conditions of paleolateritic environment.

ÉVOLUTION MINÉRALOGIQUE DE L'ALTÉRATION LATÉRITIQUE DE ROCHES VOLCANIQUES BASIQUES DE LA BORDURE SUD-EST DU BASSIN DU PARANA (RIO GRANDE DO SUL ET SANTA CATARINA)

(RÉSUMÉ ÉTENDU)

Introduction

L'évolution supergène des roches volcaniques basiques à faibles teneurs en TiO_2 (LTiB) (Melfi, *et al.* 1988) entre Vacaria (État du Rio Grande do Sul) et Lages (État de Santa Catarina), sur la bordure sud-est du Bassin du Paraná, a élaboré des altérites et des sols latéritiques. La minéralogie des minéraux secondaires, et, en particulier, les rapports goethite / hématite de ces sols (horizon B), ont été étudiés par divers auteurs (Kämpf & Klamt, 1978; Kämpf, 1981; Potter & Kämpf, 1981; Kämpf & Schwertmann, 1983; Kämpf & Dick, 1984; Palmieri, 1986; Kerr & Resende, 1990).

Les profils d'altération, chimiquement caractérisés comme des latérites (Schuck & Formoso, 1991), présentent des faciès comparables à ceux qui ont été décrits par Gonçalves (1987) sur des profils à cuirasse dégradée dans des roches basiques de la partie Nord du Bassin du Paraná à Ribeirão Preto (état de São Paulo). La minéralogie, ainsi que l'organisation, l'évolution texturale et la genèse de ces altérations latéritiques, constituent les objectifs de cette thèse.

1. Matériaux et méthodes

Le paysage a été étudié au moyen d'analyses intégrées du relief, du réseau de drainage, de la couverture végétale, obtenues à partir de techniques de télédétection, associées à des observations de terrain.

Le profil a été décrit, à partir d'observations et d'échantillonnages des ensembles d'altération, et les échantillons soumis à des analyses variées: analyses chimiques globales, détermination de la densité apparente, séparation de phases minérales et diffraction de rayons X.

Les réactions entre les minéraux et les solutions, générant des déstabilisations et des recristallisations, ont lieu au niveau de microsites (Meunier, 1980), à chaque niveau macroscopique du profil. Les micro systèmes d'altération correspondent à un ensemble de microsites qui sont classés géochimiquement comme: des systèmes de contact, des systèmes plasmiques et des systèmes fissuraux (Proust & Meunier, 1989), qui peuvent coexister dans un même échantillon. Dans l'étude de ces systèmes, ont été utilisées des techniques d'analyses ponctuelles, comme la microsonde électronique, la microscopie électronique à balayage, avec analyseur, et la diffraction de rayons X de petites quantités de matière. Les données ainsi obtenues ont été interprétées à partir d'analyse de diagrammes de phases (Proust & Meunier, 1989).

Les analyses minéraux argileux sont basées sur la DRX. La morphologie des particules a été observée grâce à la microscopie électronique de transmission (MET). Les analyses chimiques des particules argileuses obtenues par microscopie électronique analytique (MEA), ont été complétées par la spectroscopie infrarouge avec transformation de Fourier (FTIR). Les analyses thermiques ont complété les informations cristallographiques.

2. Situation des profils dans le Paysage

Les profils d'altération s'associent à des surfaces aplanies, dans les plateaux des Araucárias (Ab' Saber, 1973), entre les altitudes 950 m et 750 m (Vacaria) et 1000 m et 920 m (Lages). Dans les domaines plus incisés du relief, qui croissent de l'Est vers l'Ouest, et dans les versants intensément incisés de ces plateaux au Sud (vallée du fleuve Antas) et au Nord (vallée du fleuve Pelotas), les profils d'altération sont tronqués ou inexistantes (fig. 4).

Au Sud du Brésil, de São Paulo au plateau de Santa Catarina, le paysage montre un ensemble de collines à sommets aplanis (altitude 950) et des vallées à fond plat situé 100 à 150 m plus bas; King (1962) a corrélié respectivement ces deux unités aux cycles érosifs Sud-Américain (Tertiaire inférieur) et "Velhas" (Tertiaire moyen).

L'association des profils d'altération, étudiés ici, à des surfaces aplanies et élevées, plus anciennes, et l'absence de ces profils dans les surfaces plus jeunes, incisées, fait supposer que le début des processus d'altération est, probablement, Tertiaire.

3. Description des profils

Les profils sont situés dans des collines à sommets plats et présentent les faciès d'altération suivants: Saprolite; Altérite argileuse ou Altérite sphéroïdale; "stone line"; Couvertures meubles; Sol actuel (fig. 9 et 10).

La roche, à fractures multidirectionnelles, peut être observée, dans les vallées en V qui coupent la surface aplanie. Le saprolite est un ensemble constitué de fragments de roche désagrégée de tailles variées. L'épaisseur de cet ensemble est variable, de quelques centimètres à quelques mètres. Les contacts saprolite - altérite argileuse et saprolite - altérite sphéroïdale sont irréguliers et abrupts.

L'altérite argileuse se situe au-dessus du saprolite, présente une texture de roche préservée et est constituée de matériel argileux de couleurs diverses et pâles. Elle présente des fissures planaires multidirectionnelles (système fissural) remplies par des argiles blanches mélangées à des pellicules noires. A la base de l'altérite argileuse, les couleurs sont plus jaunâtres et homogènes. En direction du sommet, dans certains profils, l'altérite argileuse devient plus rougeâtre, présentant des taches rouges et blanches (faciès argile tachetée).

L'altérite sphéroïdale est un ensemble de blocs arrondis de 10 cm à 1 m de diamètre le plus souvent à noyau de roche saine et cortex jaune-orangé (10YR 6/6) de faible densité apparente. Quelques boules ne présente pas de noyau de roche saine. Ce faciès se situe au-

dessus, à côté, ou au-dessous de l'ensemble altérite argileuse, dans les coupes étudiées. Certaines de ces croûtes concentriques présentent dans leur surface concave interne, des pellicules blanches et des pellicules gris-foncé. Le contact roche - cortex est abrupt et millimétrique.

La limite entre les altérites et les couvertures meubles supérieures (horizon B d'oxysols) est une surface ondulée, irrégulière, localement balisée par une "stone line".

Les couvertures meubles se caractérisent par une couleur marron rougeâtre (10R 4/6), par l'organisation en agrégats naturels, "peds" (Brewer, 1964), et par une épaisseur variée (7 m dans la partie la plus haute de la toposéquence, à 0 m dans les versants convexes). Sur la surface fraîche des "peds", des glebules de couleurs jaune-orange, marron-foncé et blanches sont observées. Ces couvertures constituent un ensemble de matériel friable. Le sol marron, actuel, support d'une végétation constituée de graminées, a une épaisseur moyenne de 20 cm et recouvre la surface de toute la toposéquence.

4. Évolution Géochimique globale des profils

La mobilité des éléments chimiques dans ces faciès, nécessaire à la compréhension des processus d'altération météorique agissant dans le profil, a été défini à partir des calculs de bilans chimiques proposé par Gresens (1967). En considérant la texture de la roche, préservée dans les altérites, le processus isovolume a été utilisé (tab. 4 et 5). Dans le cortex de l'altérite sphéroïdale du profil étudié, les pertes sont presque totales en CaO (99%), en MgO (98%) et en FeO (97%, par oxidaton); significatives en SiO₂ (80%), en MnO (84%); Al₂O₃ présente des pertes probables. Il y a eu des gains de Fe₂O₃, H₂O et TiO₂. Pour l'altérite argileuse, les plus grandes pertes sont en MgO, FeO et CaO; SiO₂, MnO et K₂O subissent des pertes de l'ordre de 60%; Al₂O₃ présente de petites pertes probables. Il y a eu des gains de Fe₂O₃, H₂O et TiO₂ (6%). L'altérite sphéroïdale peut être caractérisée comme un faciès dans lequel se produit une plus grande perte en SiO₂ et MnO relativement à l'altérite argileuse.

5. Pétrologie de l'Altération

Deux profils à situations topographiques et morphologiques semblables (collines à sommet plat), à roches chimiquement semblables (basaltes), mais à textures distinctes, ont été étudiés: la roche du profil 1 présente une texture porphyritique et la roche du profil 2, une texture sub-afirique.

5.1 *Altérations hydrothermales*

Dans le saprolite, les morceaux de roche fragmentée ont permis l'étude des altérations hydrothermales, principalement exprimées dans les paragenèses des microsites interstitiels, constitués de matériaux cryptocristallins et de matériaux cristallins. Les minéraux de ces microsites comprennent des smectites trioctaédriques et de la cristobalite (profil 1); des interstratifiés smectites - glauconite (fig. 48), un mélange cristobalite - zéolites et feldspath potassique (profil 2).

La composition des minéraux argileux verts de la porosité primaire, représentée par les coordonnées MR₃, 2R₃, 3R₂ (Velde, 1985) (fig. 43), coïncide avec le champ des minéraux des interstratifiés, du profil 2. La distribution du fer dans ces minéraux argileux, Fe²⁺ = 15% et Fe³⁺ = 85%, est obtenue à partir de la spectroscopie Mössbauer. Ils présentent le K⁺ comme principal cation interfoliaire et une haute substitution tétraédrique. Les analyses de DRX montre un caractère expansif. Considérant l'occupation de la couche octaédrique, ces minéraux argileux présentent une composition glauconitique (fig. 47).

Dans les fragments de roche du profil 1, on note la présence de plages d'iddingsite, résultant de l'altération hydrothermale de phenocristaux ferromagnésiens (olivine ?).

L'identification d'aiguilles d'apatite, associés aux minéraux argileux interstitiels du profil 1, suggère une origine à partir de fluides hydrothermaux, dans des vides miarolitiques (Bohlke *et al.*, 1980; Ildéphonse, 1987). La cristallisation tardive en vésicules a également été observée. Les plagioclases et pyroxènes, dans les stades d'altération initiale des microsites de contact, en milieu fermé (saprolite), présentent des figures de corrosion qui mettent en évidence une forte dissolution.

Dans les noyaux sains de l'altérite sphéroïdale, dans les deux profils, au milieu des minéraux ignés inaltérés, ont été rencontrés des matériaux interstitiels riches en Fe, à zonation de couleur, selon des halos concentriques, présentant des cristallisations éparées d'argiles fibro-radiées vertes, altérées, et de cristobalite. La DRX n'a pas permis l'identification minéralogique de ses matériaux interstitiels extrêmement mal cristallisés. La mobilisation du fer, dans ces matériaux, qui remplit tous les interstices de la roche, a probablement, a lieu de l'extérieur vers l'intérieur des blocs altérés, suggérant une forte porosité de ces matériaux. Il y a, toujours, une auréole externe appauvrie en fer (jaune), une autre enrichie en fer (orange), jusqu'à la limite interne de la bordure noire (observée sur échantillon macroscopique), dans laquelle les matériaux interstitiels ont acquis une concentration maximum en Fe₂O₃. L'origine de ce fer, est probablement associée à l'altération supergène qui débute dans ces porosités primaires, atteignant, également, les minéraux argileux fibro-radiés verts (rares) (fig. 68 et photo 36).

En conclusion, les altérations hydrothermales subies pas le basalte sont différents d'un endroit à l'autre: elles ont conduit à des matériaux interstitiels silico-ferrugineux très hydratés extrêmement mal cristallisés dans les noyaux de roche saine du faciès "altérite sphéroïdale"; à des mélanges du silice, phyllosilicates interstratifiés et smectites dans les fragments de roche dont l'altération semble conduire au faciès "alterite argileuse".

5.2 . Altérite sphéroïdale.

La migration du fer, de l'extérieur vers l'intérieur et en zones concentriques, est due à l'alternance des conditions de circulation de l'eau (bon et mauvais drainage) dans les blocs de la roche altérée, donnant origine à des zones plus ou moins hydratées (fig. 69).

Le processus d'altération, dans l'altérite sphéroïdale, débute par les sites interstitiels (colmatés par des matériaux cryptocristallins). Dans ces plasmas interstitiels, tous les

minéraux initiaux sont altérés en même temps. Les vides de dissolution de plagioclases, pyroxènes et titanomaghémite (photo 24) entraînent une forte porosité. Des cristaux de gibbsite se forment sur les bords des grands pores laissés par la dissolution des phénocristaux de labradorite du profil 1. Revêtant les petits pores de dissolution de plagioclases de la roche sub-afirique du profil 2, apparaissent des plasmas constitués de mélanges d'halloysite et d'oxydes de fer, mais il n'apparaît pas de gibbsite.

La goëthite alumineuse prédomine dans les plasmas qui soutiennent le réseau de pores du cortex d'altération de l'altérite sphéroïdale, dans les deux profils.

Certains résidus de matériaux interstitiels persistent dans le cortex de l'altérite sphéroïdale, de même que les matériaux siliceux: cristobalite et résidus de k-feldspaths.

5.3. *Altérite argileuse*

L'altérite argileuse est le siège d'altérations qui surviennent, initialement, avec un certain contrôle des minéraux primaires sur les phases secondaires de pseudomorphose. Les phyllosilicates d'origine hydrothermale de la porosité primaire, ont subi des transformations chimiques: oxydation du Fe^{2+} , dissolution d'éléments meubles comme les cations alcalins, laissant une structure de minéraux argileux 2:1 dioctaédriques, expansifs (nontronites). Les plages d'iddingsites se présentent totalement substituées par de l'hématite (photo 10).

Les plagioclases sont substitués par des plasmas constitués essentiellement par de l'halloysite 7Å et 10 Å, dans l'altérite argileuse des deux profils. Des plasmas riches en Fe et Si, avec de petites quantités de goëthite, constituent les produits de l'altération supergène des pyroxènes.

5.4. *Argile tachetée*

Au sommet de l'altérite argileuse du profil 1, le faciès argile tachetée (Tardy, 1993) est caractérisé par la prédominance de ferrikaolinites désordonnées sur les halloysites, la présence de taches d'hématite et des nombreuses évidences de redistribution et transformation des plasmas. Le spectre infrarouge des kaolinites du faciès argile "tachetée" (fig. 32), présente, dans la zone des hautes fréquences, un épaulement à 3601 cm^{-1} , qui correspond à des vibrations du groupe $AlFeOH$, témoignant de la substitution du Al par le Fe dans les kaolinites (Petit, 1990). Dans le profil 2, ce faciès n'est pas identifié.

5.5. *Système fissural*

Les transferts de matière au travers de la porosité héritées se traduisent par l'accumulation absolue de plasmas silico-alumineux à base des profils, et des accumulations mangano (lithiophorite) -ferrugineuses (principalement goëthite) dans les positions les plus hautes du profil.

Le saprolite est recoupé par des fissures remplies par des plasmas silico-alumineux qui ont une continuité dans l'altérite argileuse. Ces fissures sont fines et seulement visibles à l'échelle microscopique. La composition chimique du matériel de remplissage de fissures du saprolite présente un mélange de phases, avec une prédominance des minéraux argileux du type 1:1. La minéralogie de ces vides secondaires dans les deux profils étudiés présente

comme principale différence la présence de lithiophorite dans le profil 1 et de plasma manganésifère cryptocristallin dans le profil 2. La formation de lithiophorite, qui ne survient que dans le profil 1, requiert, selon Chukhrov *et al.*, 1983, des espèces d'aluminium en solution.

5.6. *Partie supérieure des profils*

L'ensemble moyen d'accumulation est peu exprimé dans ces profils et existe principalement sous forme discontinue, comme des "stone lines" essentiellement composés de blocs de basalte altéré (faciès sphéroïdale) et des géodes siliceuses.

Les couvertures meubles présentent un fond matriciel constitué d'un plasma isotrope.

Le squelette est essentiellement quartzeux; les grains de quartz, peu abondants et de formes variées, apparaissent "flottants", n'occupant pas le volume total de la cavité et présentent des figures de dissolution. L'ensemble plasma - squelette est porphyritique.

Le plasma est kaolinitique et riche en hématite; là où l'hématite est plus abondante, la couleur de l'ensemble est rougeâtre; là où la goethite est plus abondante, la couleur est jaunâtre.

Différents types de traits pédologiques apparaissent: d'abondants nodules d'hématite, certains avec des indices de dissolution; des granules à franges de déferrugineisation, des pisolites arrondis de dimensions variées, avec un cortex externe goethitique et un noyau constitué de plasmas ferrugineux et argileux dont l'organisation rappelle la texture des altérites.

Des cavités tubulo-alvéolaires et de petits glebules épars, à la base de ces couvertures, suggèrent des activités biologiques d'excavation (Tardy, 1993), et le déplacement de fragments de matériel des parties basses du profil (altérites) vers les parties hautes (couvertures meubles). Ces sont donc allochtones à l'échelle du profil mais n'ont pas subi de déplacement à l'échelle du paysage.

Il existe donc une convergence, dans cet horizon: d'indices de dégradation "in situ" de cuirasses anciennes, d'évolution ultime du faciès argile tacheté sous - jacent, et de remontés biologiques (termites ?) de matériaux des altérites.

5.7 *Conclusions:*

Les trois ensembles principaux d'horizons des couvertures latéritiques (Bocquier *et al.*, 1984) sont identifiés dans ces profils: un ensemble inférieur d'altération, un ensemble moyen glebulaire (très peu développé), un ensemble supérieur meuble.

Le faciès des altérites est contrôlé par la structure du basalte initial, et par la nature des altérations hydrothermales ultérieures:

- *altérite sphéroïdale*, dans le cas de matériaux interstitiels hydrothermaux très mal cristallisés et très poreux, où le fer est aisément mobilisé; dans ce cas l'altération des plagioclases conduit à de la gibbsite (à partir de phénocristaux de la roche porphyritique) ou

à l'halloysite (pour des microcristaux de la roche sub-afrique); les plasmas argileux et les plasmas goethitiques sont intimement associés.

-*altérite argileuse* dans le cas d'altérations hydrothermales à paragenèses mieux cristallisées; les plasmas argileux (halloysite) et goethitiques, sont alors plus séparés que dans le faciès précédent.

Dans les plasmas secondaires remplissant les porosités fissurales, un contrôle par la lithologie du basalte pourrait être également évoqué: l'halloysite y est associée à de la lithiophorite dans le seul profil n°1 (où la gibbsite est observée); et à un plasma manganésifère "cryptocristallin" dans le profil 2, sans gibbsite.

Les observations pétrographiques ont mis en évidence des résidus de faciès "tacheté", constitué de kaolinite et hématite, au sommet d'un profil, ainsi que des domaines de dégradation de cuirasses, dans les couvertures meubles supérieures.

6. Étude de quelques phases minéralogiques secondaires

Les minéraux formés par les processus d'altération supergène, sont, respectivement: les phyllosilicats smectites ferrifères, halloysite 7 Å et 10 Å, kaolinite désordonnée, et les oxydes et hydroxydes, hématite, goethite, gibbsite. On rencontre, encore, dans ces horizons d'altération supergène, la cristobalite ou opale TC et la titanomaghémite.

6.1. Titanomaghémite

Spinelles déficients en cations (titanomaghémites) sont rencontrés à la base de ces profils latéritiques. Les titanomaghémites identifiées dans les saprolites des roches basiques présentent les caractéristiques pétrographiques du processus de maghématisation: taches bleues irrégulières, en plusieurs tonalités et fractures curvilignes, mais la forme originale des titanomagnétites est conservée. Dans les altérites la titanomaghémite est très fragmentée avec des indices de dissolution. Dans la fraction magnétique des saprolites et altérites la titanomaghémite est identifiée par la DRX.

L'évolution chimique des titanomaghémites dans les saprolites et altérites (altération latéritique) se caractérise par une diminution du rapport métal / oxygène et par l'augmentation conséquente de lacunes dans la maille cristalline, ce qui se traduit par une diminution du paramètre a obtenu par diffraction de rayons X de la fraction magnétique. Les autres ions présentent un comportement distinct. Alors que Mg diminue avec l'altération météorique, Mn et Al apparemment se concentrent dans les phases magnétiques des altérites, comme ions moins meubles (fig. 88a, b et 89).

6.2 Halloysite et Kaolinite

L'halloysite 7Å prédomine sur la forme 10Å, dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$, de l'altérite argileuse, de l'altérite sphéroïdale et dans le système fissural et se forme préférentiellement à la kaolinite, dans les premiers stades d'altération météorique. Ces minéraux secondaires de première génération (pseudomorphes), cristalliseraient à partir de solutions intraminérales plus concentrées (Novikoff, 1974).

Lorsque les solutions minérales sont plus diluées (en direction du sommet des profils), se forme la kaolinite. Dans le faciès "tacheté", la kaolinite riche en fer structural, associée à l'hématite, est dominante.

La fraction argile d'altérite sphéroïdale, de roche sub-afrique, a montré quatre morphologies distinctes, pour les halloysites, par observation au microscope électronique de transmission: tubes, sphères, lamelles et cônes, cette dernière n'ayant encore jamais été décrite, pour des halloysites.

Dans le cas des tubes, les premiers stades de croissance cristalline se font à partir d'une "gouttière" dont les bords ont le temps suffisant pour se joindre.

Si la solution est supersaturée, les côtés croissent très rapidement et la fermeture devient imparfaite, donnant origine à une particule cônique (Devouard, 1995).

Les données chimiques des particules ont montré que les tubes et les cônes ont les teneurs en Fe_2O_3 les plus faibles, alors que les particules planaires ont les teneurs les plus hautes en Fe_2O_3 .

La teneur en Fe_2O_3 des particules sphéroïdes est variée. Elles résultent plutôt de mécanismes de formation que de facteurs structuraux (Bailey, 1989; Soma *et al.*, 1992).

L'existence de particules de morphologies et compositions chimiques variées, indique des variations dans le micromilieu de cristallisation, spécialement en ce qui concerne les concentrations de Fe des solutions.

6.3. Goethite- hematite-gibbsite

La Al-goethite, principal constituant de l'altérite sphéroïdale, apparait essentiellement, dans le plasma résultant de la dissolution simultanée des pyroxènes, des titanomaghémites, et des matériaux interstitiels cryptocristallins de certains niveaux de la roche originelle.

La substitution du Fe par Al dans les goethites des faciès latéritiques des profils étudiés est supérieure (23,9%) dans les échantillons où la goethite coexiste avec la gibbsite. Les Al-goethites qui coexistent avec l'halloysite, présentent des substitutions entre 13,2 et 19,3% de Al par mole.

Le taux de substitution de Fe par l'Al dans l' hematite (partie supérieur du profil) est systématiquement la moitié de celui qui est mesuré dans la goethite selon Schwertmann & Kämpf (1985).

La gibbsite est trouvée exclusivement associée à la goethite, dans l'altérite sphéroïdale, tapissant les grands pores laissés par la dissolution de plagioclases des roches porphyriques originelles où les conditions de drainage sont intenses.

Conclusions générales.

Les roches volcaniques basiques de la bordure sud-est du bassin du Paraná ont subi plusieurs épisodes d'altérations après leur mise en place. Les minéraux formés lors de ses épisodes, ainsi que leurs relations permettent de reconstituer l'histoire complexe des interactions entre ces roches et le solutions hydrothermales et météoriques.

1. Des profils d'altération météorique sont développés à partir de ces roches; ils ne subsistent que sur des témoins de surfaces d'aplanissement anciennes (Tertiaires) et sont tronquée ou absents lorsque ses surfaces sont incisées; le début des processus supergènes peut donc être placé au Tertiaire.

2. Quand ils sont complets, ces profils comprennent un ensemble inférieur d'altérite, bien développe et pouvant se présenter sous plusieurs faciès, un ensemble moyen glébulaire mince et dis continu, et un ensemble supérieur meuble. Les caractéristiques de ces ensembles permettent de rapproches ces profils des couvertures lateritiques.

3. Les deux faciès d'altérite à texture conservée: altérite sphéroïdale, où la goethite prédomine, et altérite argileuse, où domine l'halloysite 7Å et 10Å, mettent en évidence des variations d'activité de la silice dans ces profils. Ces variations résultent des différents chemins de circulation des fluides, déterminés par la diversité minéralogique et texturale originelle de la roche mère; le rôle des altérations hydrothermales qui ont précédé les actions supergènes est ici fondamentale. Le faciès sphéroïdal correspond aux zones où l'hydrothermalisme a développé un matériel interstitiel très mal cristallisé et très poreux; le faciès argileuse correspond aux zones où l'hydrothermalisme se traduit par des paragenèses interstitielles à smectites, interstratifiées et une fermeture de la porosité primaire.

4. Au sein du faciès sphéroïdal, c'est la propre texture de la roche mère qui oriente les néoformations supergènes, la gibbsite se formant aux dépends des phenocristaux de plagioclases, alors que c'est l'halloysite qui apparaît lorsque la texture est sub-afirique; la porosité, ici induite par l'altération météorique, contrôle les conditions de drainage et l'activité de la silice en solution.

5. Les solution percolant le système fissural contrôlent la minéralogie des plasmas secondaires qui remplissent ces pores; ici encore la texture de la roche mère semble jouer un rôle essentiel: ces plasmas associent de l'halloysite, de la goethite et de la lithiophorite lorsque la texture était porphyrique; dans les altérites de roches sub-afiriques, (dans lesquelles la gibbsite n'apparaît jamais) les plasmas fissuraux comprennent de l'halloysite, de la goethite et des oxydes de manganèse non identifiables par DRX.

6. La paire halloysite - kaolinite, présente dans les parties supérieures des altérites, caractérise les variations de saturation des solutions d'altération: initialement plus saturées et cristallisant l'halloysite; elles deviennent plus dilués en haut de profil et cristallisent la kaolinite.

7. Les pôles minéraux hématite (anhydre) et goethite (hydraté) dominent respectivement le faciès "tacheté" et dans l'altérite sphéroïdale. La stabilité de l'un ou l'autre des ces minéraux est en partie contrôlée par les conditions d'humidité (variations de l'activité de l'eau). Le développement de l'un ou l'autre de ces faciès seraient ainsi favoré par le type de climat: chronologiquement un paléoclimat tropical à saison bien contrastées, correspondant au faciès argile tachetée, aurait été suivi par un paléoclimat plus humide, responsable de la formation plus récente de l'altérite sphéroïdale.

8. Les nodules d'hématite, qui révèlent des traces de dissolution, dans les couvertures meubles en sommet de profil, ainsi que le développement très réduite du faciès "tacheté", sont des témoins de l'existence d'anciennes cuirasses, beaucoup moins importantes que dans la partie nord du Bassin du Paraná, mais situant néanmoins beaucoup plus au sud que ce qui était admis jusqu'à présent, la limite des paléoclimats tropicaux et de la latéritisation. Ces anciennes cuirasses sont presque totalement démantelées aujourd'hui dans les conditions subtropicales actuelles.

9. Ainsi, la minéralogie et organisation structurale et texturale de ces profils tracent les paléoconditions de la formation de ces couvertures fossiles: conditions intrinsèques au matériel initial, comme sa texture, sa porosité ou son histoire pré-météorique; et conditions morpho-climatiques, qui ont évolué depuis le Tertiaire, du tropical à saisons contrastées, vers des conditions d'abord plus humides, et maintenant subtropicales.

RESUMO

Perfis de alteração em basaltos com baixos teores de TiO_2 (LTiB) da Parte Sudeste da Bacia do Paraná (SPB) associam-se a superfícies aplainadas, nos planaltos das Araucárias (Ab' Saber, 1973), entre altitudes de 950 m a 750 m (Vacaria) e 1000m a 920m (a Sul de Lages). Em domínios mais dissecados do relevo, que crescem de Este para Oeste, e nas encostas intensamente dissecadas destes planaltos a Sul (calha do rio Antas) e a Norte (calha do rio Pelotas), os perfis de alteração são truncados ou inexistentes. A associação dos perfis de alteração com superfícies geomorfológicamente mais antigas (aplainadas e elevadas) faz supor que o início dos processos de alteração seja correlativo às superfícies aplainadas, antigo e, provavelmente, Terciário.

As seqüências de alteração mais completas localizam-se em morros de topo plano e apresentam as seguintes fácies: Rocha mãe, saprólito, alterito argiloso, alterito esferoidal, "stone line", coberturas móveis e solo atual. Quimicamente os produtos de alteração intempérica dos basaltos são "lateritas" segundo definição de Schellmann (1981), com enriquecimento em Fe_2O_3 e H_2O ; perdas em SiO_2 , FeO , MgO , CaO , Na_2O e K_2O ; prováveis pequenas perdas em Al_2O_3 .

No saprólito, os pedaços de rocha fragmentada permitiram a descrição das alterações hidrotermais refletidas nas paragêneses dos sítios intersticiais, constituídos por materiais cristalinos e criptocristalinos. Os cristais de titanomagnetita aparecem com manchas azuis irregulares que sugerem variações cristal químicas contínuas dentro de um mesmo cristal, típicas da maghemitização. O alterito argiloso é sede de pseudomorfoses dos minerais magmáticos e hidrotermais. Esmectitas, ocupam os sítios das camadas mistas hidrotermais; halloysitas 7 e 10 Å são dominantes nos plasmas das pseudomorfoses de plagioclásios e plasmas ricos em ferro e sílica predominam nas pseudomorfoses de piroxênios. Observa-se a transição halloysita -caolinita desordenada rica em ferro estrutural nas partes superiores do conjunto. Os plasmas secundários são silico-aluminosos, nas partes baixas do conjunto, e predominantemente opacos no topo. Estes plasmas constituem-se de halloysita, litioforita (ou plasma rico em Mn), goethita e maghemita. O alterito esferoidal apresenta o núcleo de rocha e um córtex de cor amarelo -alaranjada em que se verifica a presença dominante da goethita aluminosa. Secundariamente, aparecem cristobalita, maghemita e gibbsita. As coberturas móveis, são constituídas de plasma caolinítico e plasmas ricos em hematita e goethita. Aparecem ainda grânulos, pisólitos e nódulos herdados de antigas couraças desmanteladas.

Os minerais, formados em condições lateritizantes, são os filossilicatos halloysita 7Å e 10Å, caolinita desordenada e os óxidos e hidróxidos, hematita, goethita, gibbsita e

litioforita. Observou-se que a mineralogia de alteração está intimamente associada à textura da rocha original. Encontram-se, ainda, nestes horizontes de alteração intempérica, a cristobalita (metaestável) e a titanomaghemita. As titanomaghemitas identificadas nos saprólitos e alteritos apresentam as características de maghemitização: diminuição da taxa $32(\text{Fe}+\text{Ti})/\text{O}$, aumento de lacunas na malha cristalina e diminuição do parâmetro a . Mg diminui com o intemperismo, Mn e Al se concentram nas fases magnéticas. A halloysita 7\AA predomina sobre a 10\AA , na fração $< 2\mu\text{m}$, do alterito argiloso, alterito esferoidal e no sistema fissural. A caolinita predomina no horizonte “tacheté”. No alterito esferoidal, ocorre também caolinita e esmectita. As argilas halloysíticas apresentam quatro morfologias: esferas, tubos, lamelas planares e cones. A halloysita forma-se preferencialmente à caolinita no córtex de alteração do alterito esferoidal e na fácies argilosa, constituindo um primeiro estágio de intemperismo. Os tubos e cones têm os menores teores de Fe_2O_3 enquanto as halloysitas planares têm os mais altos teores de Fe_2O_3 . O teor de Fe das partículas esferoidais é variado. Os óxidos e hidróxidos destes perfis caracterizaram variações da atividade a água, de atividade da sílica dissolvida e temperatura, refletindo as paleocondições (climáticas) de formação destas coberturas fósseis.

SUMÁRIO

Dedicatória	I
Agradecimentos	II
Abstract	IV
Resumé Etendu	V
Resumo	XV
Sumário	XVII
INTRODUÇÃO	1
Generalidades	1
Objetivos	2
Importância das Formações Lateríticas	2
Contexto geológico dos materiais estudados	3
a. A bacia do Paraná e o vulcanismo de derrame continental	3
b. Alteração hidrotermal dos basaltos continentais	5
c. Estratigrafia.	6
Contexto geográfico dos materiais estudados	6
a. Clima.	6
b. Vegetação	6
c. Solos	7
Métodos de Estudo	9
<u>Capítulo 1. GEOMORFOLOGIA DA PAISAGEM LATERÍTICA</u>	13
1.1 RELEVO	13
1.2 DESCRIÇÃO DA PAISAGEM E DO MANTO DE ALTERAÇÃO	13
1.3 RELAÇÃO ENTRE LATERITIZAÇÃO - SUPERFÍCIES APLAINADAS - MOVIMENTOS TECTÔNICOS	20
1.3 DISCUSSÃO	23
1.4 CONCLUSÕES.	24
<u>Capítulo 2 - DESCRIÇÃO DOS PERFIS DE ALTERAÇÃO</u>	26
2.1. INTRODUÇÃO	26
2.2. PERFIL 1 - BR 285 - km 30	26
2.3. PERFIL 2- BR 116 km 287	29
2.4. EVOLUÇÃO GEOQUÍMICA GLOBAL DOS PERFIS	31
2.5. DISCUSSÃO	37
2.5. CONCLUSÕES	39
<u>Capítulo 3 - PETROLOGIA DA ALTERAÇÃO LATERÍTICA.</u>	40
3.1 INTRODUÇÃO	40
3.2 PETROLOGIA DA SEQUÊNCIA DE ALTERAÇÃO - PERFIL 1	41
<u>3.2.1. O SAPRÓLITO- Perfil 1</u>	42

3.2.1.1. FENOCRISTAIS	44
3.2.1.2. POROSIDADE PRIMÁRIA	51
<u>3.2.2. ALTERITO ARGILOSO</u>	53
3.2.2.1. DOMÍNIOS DE ORGANIZAÇÃO DOS PLASMAS	55
<u>3.2.3. O SISTEMA FISSURAL - PLASMAS SECUNDÁRIOS</u>	63
<u>3.2.4. O ALTERITO ESFEROIDAL</u>	66
3.2.4.1. CORESTONE	66
3.2.4.2. CÓRTEX DE ALTERAÇÃO	67
<u>3.2.5. COBERTURAS MÓVEIS</u>	71
3.3. PETROLOGIA DA SEQUÊNCIA DE ALTERAÇÃO - perfil 2	74
<u>3.3.1. SAPRÓLITO (rocha alterada)</u>	74
3.3.1.1. MICRO-FENOCRISTAIS	74
3.3.1.2. MATRIZ	76
3.3.1.3. MINERAIS OPACOS	78
3.3.1.4. POROSIDADE PRIMÁRIA	78
<u>3.3.1.4.1. Sítios Intersticiais.</u>	78
<u>3.3.1.4.2. Cavidades amigdalares</u>	83
3.3.1.5. POROSIDADE SECUNDÁRIA	92
<u>3.3.2. ALTERITO ARGILOSO perfil2</u>	94
3.3.2.1. POROSIDADES PRIMÁRIAS	97
3.3.2.2. PLASMAS PRIMÁRIOS (PSEUDOMORFOSES)	100
<u>3.3.3. AS POROSIDADES FISSURAS E OS PLASMAS SECUNDÁRIOS (perfil2)</u>	101
3.3.3.1. PLASMAS RICOS EM Mn	103
3.3.3.2. PLASMAS RICOS EM Fe - FERRIARGILÃS	104
3.3.3.3. PLASMAS SÍLICO ALUMINOSOS- ARGILÃS	104
<u>3.3.4. ALTERITO ESFEROIDAL</u>	105
3.3.4.1. CORESTONE	106
<u>3.3.4.1.1 Observações petrográficas</u>	106
<u>3.3.4.1.2. Dados mineralógicos.</u>	107
<u>3.3.4.1.3. Composição química pontual dos materiais intersticiais</u>	108
<u>3.3.4.1.4. Análises por espectroscopia infra-vermelho com transformada de Fourier.</u>	115
<u>3.3.4.1.5. Conclusões.</u>	118
3.3.4.2. ESTUDO DO CÓRTEX ESFEROIDAL	119
<u>3.3.4.2.1. Organização dos materiais.</u>	122
<u>3.3.5 “STONE LINES”</u>	125
<u>3.3.6 COBERTURAS MÓVEIS SUPERIORES</u>	127

3.4. DISCUSSÃO SOBRE OS ASPECTOS PETROLÓGICOS.	129
<u>3.4.1. A MINERALOGIA.</u>	130
<u>3.4.2. OS SÍTIOS INTERSTICIAIS</u>	132
<u>3.4.3. OS ALTERITOS</u>	134
<u>3.4.4. A FÁCIES "TACHETÉ".</u>	135
<u>3.4.5. ALTERITO ARGILOSO & ALTERITO ESFEROIDAL</u>	136
<u>3.4.6. O SISTEMA FISSURAL.</u>	137
<u>3.4.7. AS "STONE - LINES"</u>	138
<u>3.4.8. AS COBERTURAS MÓVEIS.</u>	139
<u>3.4.9. A SEQUÊNCIA DE MINERAIS NOS PERFIS.</u>	140
<u>3.4.10. SUPERPOSIÇÃO DE SEQUÊNCIAS DE ALTERAÇÃO</u>	141
3.5. CONCLUSÕES- ASPECTOS PETROLÓGICOS	143
<u>Capítulo 4 - CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS DA ALTERAÇÃO</u>	146
4.1 INTRODUÇÃO	146
4.2 A MAGHEMITIZAÇÃO	146
<u>4.2.1 PETROGRAFIA DA MAGHEMITIZAÇÃO</u>	148
<u>4.2.2 INVESTIGAÇÃO DO QUIMISMO DAS TITANOMAGHEMITAS</u>	149
<u>4.2.3 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES - MAGHEMITIZAÇÃO</u>	155
4.3 CARACTERIZAÇÃO DOS FILOSSILICATOS DE ORIGEM LATERÍTICA.	155
<u>4.3.1. DISTRIBUIÇÃO E LOCALIZAÇÃO DOS FILOSSILICATOS NOS SÍTIOS (MICROMORFOLOGIA).</u>	156
<u>4.3.2 CARACTERIZAÇÃO DOS FILOSSILICATOS POR DIFRAÇÃO DE RAIOS X.</u>	157
<u>4.3.3 CARACTERIZAÇÃO DOS FILOSSILICATOS LATERÍTICOS POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE TRANSMISSÃO</u>	162
<u>4.3.4 CARACTERIZAÇÃO DOS ARGILOMINERAIS HALLOYSÍTICOS DO CÓRTEX DE ALTERAÇÃO DO ALTERITO ESFEROIDAL.</u>	162
4.3.4.1 MATERIAL	162
4.3.4.2 RESULTADOS	162
<u>4.3.4.2.1. Difração raios x</u>	162
<u>4.3.4.2.2. Morfologias</u>	167
<u>4.3.4.2.3. Análises Químicas.</u>	168
<u>4.3.4.2.4. Análise Térmica Diferencial</u>	170
<u>4.3.4.2.5. Infra Vermelho Transformada de Fourier</u>	171
<u>4.3.5 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES - FILOSSILICATOS DE ORIGEM LATERÍTICA.</u>	173

4.4 ÓXIDOS E HIDRÓXIDOS LATERÍTICOS.	175
<u>4.4.1 INTRODUÇÃO</u>	175
<u>4.4.2 GOETHITA, GIBBSITA, HEMATITA, INDICADORES DE PALEOCLIMAS</u>	176
4.4.2.1 ÓXIDOS E HIDRÓXIDOS NOS ALTERITOS E FÁCIES “TACHETÉ”.	177
4.4.2.2 ÓXIDOS E HIDRÓXIDOS NAS COBERTURAS MÓVEIS SUPERIORES.	179
<u>4.4.3 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES - ÓXIDOS E HIDRÓXIDOS LATERÍTICOS</u>	181
<u>Capítulo 5 - CONSIDERAÇÕES E CONCLUSÕES FINAIS.</u>	183
5.1. A PAISAGEM.	183
5.2. O PERFIL	183
5.3- A PETROLOGIA	185
<u>5.3.1. MICROSSISTEMAS DE ALTERAÇÃO</u>	185
<u>5.3.2. ORGANIZAÇÕES PEDOLÓGICAS</u>	187
5.4. A MINERALOGIA	188
5.5 CONCLUSÕES FINAIS	190
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	194
ANEXO 1 - FOTOGRAFIAS	211
Índice de figuras	239
Índice de tabelas	246

INTRODUÇÃO

Generalidades

A evolução supergênica das rochas básicas no Planalto Meridional do Brasil, entre Vacaria (Estado do Rio Grande do Sul) e Lages (Estado de Santa Catarina), borda sudeste da Bacia do Paraná, originou alteritos e solos lateríticos. Considerando a mineralogia dos minerais secundários, vários autores caracterizaram como principais componentes destes solos (horizonte B) a caolinita, goethita, hematita, gibbsita e materiais amorfos (Kämpf, 1981; Potter & Kämpf, 1981; Kämpf & Dick, 1984; Kämpf & Klamt, 1978; Kerr & Resende, 1990). Enquanto Palmieri (1986) identificou halloysita 7Å como filossilicato dominante nestes solos, Almeida *et al.* (1992) demonstraram a predominância da caolinita desordenada sobre a halloysita.

Embora os óxidos e hidróxidos de Fe e Al destes solos e alteritos estejam relacionados à lateritização terciária, a contribuição da pedogênese atual foi caracterizada por Kämpf & Schwertmann (1983). Para estes autores, a razão goethita / hematita + goethita, nestes solos ferralíticos apresenta uma variação dependente das características climáticas locais e do solo. Nas regiões mais frias e úmidas do extremo leste (região de Bom Jesus) predomina a goethita; para oeste, (próximo a Lagoa Vermelha) a medida que o clima torna-se mais quente e menos úmido, predomina a hematita (Kämpf & Schwertmann, 1985).

Os alteritos apresentam duas fácies (Schuck & Formoso, 1991), alterito esferoidal, caracterizado por um córtex de alteração amarelo alaranjado escuro em que domina a goethita como principal componente, e uma fácies vermelho pálida, constituída principalmente por filossilicatos 1:1. Kämpf (1981) identificou nestes alteritos halloysita 10Å.

Por outro lado, como observou Gonçalves (1987), é frequente que rochas vulcânicas básicas da Bacia do Paraná apresentem associações mineralógicas de preenchimento de vesículas e descontinuidades primárias. Os mais recentes estudos sobre essas associações devem-se a Roisenberg *et al.* (1974), Murata *et al.* (1986), Scopel (1990) e Scopel *et al.* (1990), este último sobre as mineralizações de ametista em geodos de lavas basálticas na região de Planalto, RS. Estas paragêneses mineralógicas representam episódios de alteração hidrotermal que desencadearam importantes transformações mineralógicas, geoquímicas e texturais nas rochas básicas.

Considerando o importante papel da lateritização como fonte de reservas minerais de Al, Fe, Mn e Ni no Brasil (Melfi *et al.*, 1988-b), este trabalho direcionou-se ao estudo da evolução mineralógica e textural das rochas básicas sob a ação dos paleo-processos sucessivos de hidrotermalismo e, principalmente, intemperismo laterítico que atuaram na borda sudeste da Bacia do Paraná. Foram usados recursos técnicos avançados que permitiram não só a caracterização dos produtos de alteração hidrotermal e intempérica como possibilitaram delinear as mudanças texturais e estruturais na lateritização das paragêneses magmáticas e hidrotermais.

Objetivos

A partir do exposto acima, verifica-se que, embora definidas por Schuck & Formoso (1991), as formações lateríticas em rochas básicas da bacia do Paraná, no Planalto Meridional do Brasil, apresentam muitas questões em aberto. A composição mineralógica dos solos ferralíticos (horizonte B) foi bastante estudada, citando-se os trabalhos de Kampf (1981); Potter & Kampf (1981); Kämpf & Schwertmann (1983) Kämpf & Dick (1984); Schwertmann & Kämpf (1985), Palmieri (1986), Kerr & Resende (1990). Aspectos genéticos, assim como a composição e evolução mineralógica nas alteritas continuam assuntos a serem considerados com maior precisão.

Esta tese tem por objetivos, portanto, a caracterização das etapas de evolução da alteração dos minerais das rochas básicas e os processos de redistribuição de matéria, à escala microscópica, que definem as texturas e estruturas dos alteritos. A partir da definição destes processos, pretende-se delinear as condições climáticas ou paleoclimáticas e geomorfológicas que resultaram na formação destas coberturas lateríticas.

Importância Econômica das Formações Lateríticas

Em zonas intertropicais, a ocorrência de depósitos supergênicos de minérios metálicos associados a formações lateríticas é muito comum, sendo que no Brasil, 30% da produção mineral (excluindo carvão e óleo) têm origem em depósitos supergênicos (Melfi *et al.* 1988-b).

As condições de gênese destas formações lateríticas implicam em condições litológicas, climáticas e morfotectônicas específicas. A existência de rocha contendo elementos ou minerais como próto-minérios (alumínio, ferro, manganês, níquel, etc.) é fundamental para a formação destes depósitos. A atuação do intemperismo em clima quente e úmido é o fator que, pela alteração da rocha parental, concentra o minério. Terrenos aplainados e estáveis tectonicamente, propiciam a lateritização e preservam estes depósitos de processos erosivos.

Condições lateritizantes existem e ou existiram em algumas regiões do Brasil. Os depósitos supergênicos de alumínio (bauxitas) concentram-se principalmente na Amazônia, Centro Este e Sudeste do país, sobre vários tipos de rochas (Tab. 1).

Os depósitos de ferro laterítico, situam-se em áreas pré-cambrianas onde são comuns as "BIF" (Serra dos Carajás, Quadrilátero Ferrífero e Urucum); os principais depósitos de Mn situam-se no estado do Mato Grosso (Urucum) e na região amazônica (Azul, Serra do Navio e Buritirama) formados em rochas carbonáticas.

Os depósitos de minério de níquel, desenvolvidos em rochas ultrabásicas, cujas reservas excedem 4×10^6 toneladas de Ni, concentram-se em regiões climáticas tropicais de estações contrastantes do Centro-oeste, ou em zonas mais úmidas da costa atlântica (São Paulo e Minas Gerais) e na região amazônica (Pará).

Tabela 1 Depósitos bauxíticos do Brasil (Melfi *et al.*, 1988-b)

Região Geográfica	Local	litologia	reservas x 10 ⁶ ton	Al ₂ O ₃ %	SiO ₂ %
Sudeste	Poços de Caldas	rochas alcalinas K-Terciario	65	54-50	2.5
	Itatiaia		10	45-50	2.6
	Lages		5	48-51	4.6
	Passa Quatro		20	48-50	2
Centro Este	Quadrilátero Ferrífero	Embasamento pré - cambriano	20	36-42	1-4
	Serra do Mar		5	42	2
	Serra Mantiqueira		120	38-45	3-6
Norte	Carajás	sedimentos detriticos	50	38-40	1-2
	Trombetas		1126	49	3-5
	Jari		369	50	3-5
	Almeirim		639	48-50	4-6
	Paragominas		2460	48-52	4-6

Contexto geológico dos materiais estudados:

a. A Bacia do Paraná e o vulcanismo de derrame continental.

A Bacia do Paraná localiza-se na metade centro - leste da América do Sul e cobre uma área de $1,6 \times 10^6$ Km² (Brasil: 1.000.000; Argentina 400.000; Uruguai: 100.000 e Paraguai: 100.000 Km²) (fig 1). As mais importantes feições tectônicas são estruturas alongadas e positivas, "arcos". As estruturas NNE e NE paralelas aos lineamentos do embasamento cristalino estão relacionadas aos cinturões móveis do ciclo Brasileiro (Melfi *et al.*, 1988-a).

Almeida (1981) distingue 4 estágios de evolução na Bacia do Paraná. Deposição sedimentar em uma bacia subsidente sinforme corresponde aos dois primeiros estágios caracterizados por ciclos tectônico-sedimentares completos. O terceiro e quarto estágio incluem soerguimento e extrusão de rochas vulcânicas, quando a bacia assumiu uma estrutura antiformal, a reativação Wealdeniana (Almeida, 1966), culminando com a ruptura do continente gonduânico.

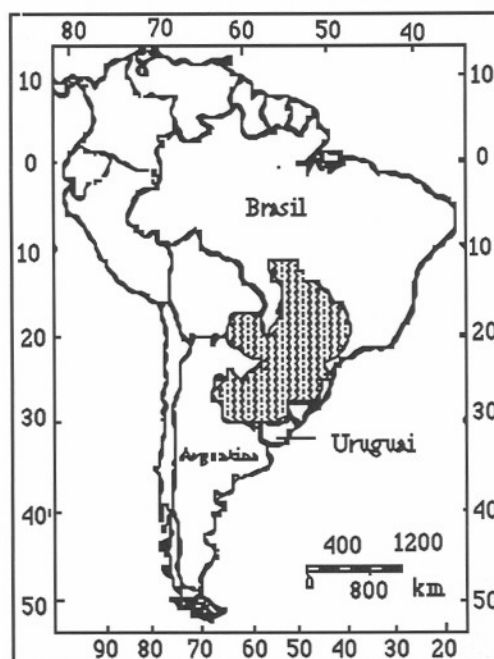


Figura 1. Localização da bacia do Paraná na América do Sul (de Melfi *et al.*, 1988 a)

A atividade vulcânica claramente associada a uma tectônica extensional (Cox, 1980), iniciou a 130 milhões de anos segundo dados de traços de fissão de Gallagher *et al.* (1994), em áreas de baixo relevo, seguida por um importante magmatismo alcalino tipo central, sendo que o vulcanismo cessou somente no Eoceno (Melfi *et al.*, 1988 a). Conforme Minioli (1971), Petri & Fúlfaro (1983) e Cox (1989) este vulcanismo relaciona-se ao processo geodinâmico de separação da América do Sul e África.

As rochas vulcânicas da Bacia do Paraná representam um dos mais importantes vulcanismos de platô do mundo, cobrindo uma área de 1.200.000 km² (75% da bacia do Paraná).

Petrologicamente, as rochas vulcânicas da Bacia podem ser subdivididas em três principais partes: Bacia do Paraná parte sul (SPB) abaixo do lineamento Rio Uruguai; Bacia do Paraná central (CPB) entre os lineamentos Rio Uruguai e Rio Piquiri e Bacia do Paraná Norte (NPB) acima do lineamento Rio Piquiri (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1988).

A SPB é representada por 65% de vulcânicas básicas nas porções basais sendo que 22% de rochas intermediárias intercalam-se entre as rochas básicas e 13% de rochas ácidas no topo dos derrames; a CPB apresenta 98% de rochas básicas e 0.3% de rochas ácidas. A NPB é essencialmente caracterizada por rochas básicas.

Estudos recentes (Mantovani *et al.*, 1988) demonstraram um zoneamento químico nestas rochas. As suites da SPB apresentam teores < 2% TiO₂ (LTiB) (em média 1,4%) e mais baixos teores de elementos incompatíveis (P, Ba, Sr, La, Ce, Zr, e Y); as suites da NPB apresentam teores > 2% de TiO₂ (3 a 4%) e teores mais altos de elementos

incompatíveis. Por outro lado, os basaltos da Bacia do Paraná central caracterizam-se por teores altos (HTiB) e baixos (LTiB) de TiO_2 , tendo caráter intermediário.

A mineralogia destas lavas de textura predominantemente afírica e sub-afírica, é constituída por fenocristais (0,5 - 2mm) de plagioclásio (An₈₃₋₅₀), augita, pigeonita, titanomagnetita e rara olivina; na matriz aparecem plagioclásio, augita, pigeonita e Ti-magnetita (Wilson, 1989). As rochas ricas em TiO_2 apresentam conteúdo modal inferior de pigeonita e superior em Ti-magnetita em relação às rochas pobres em TiO_2 . Estas rochas caracterizam uma suite toleítica pela ocorrência de dois piroxênios rico (augita) e pobre em Ca (pigeonita), concentração em minerais opacos na matriz afanítica e pobreza em Mg-olivina.

Estudos petroquímicos de Piccirilo *et al.* (1988) indicam que as variações nos elementos maiores e traços são compatíveis com uma significativa contaminação crustal na gênese das fusões ácidas e básicas, principalmente na SPB. Ainda, os LTiB da parte sul da bacia apresentam uma anomalia negativa de Eu não encontrada nos LTiB da parte norte; estes últimos apresentam razões Sm / Lu mais altas que seus análogos da parte sul da bacia.

Resultados de análises isotópicas apresentados por Cordani *et al.* (1988) apontam origem no manto subcontinental heterogêneo; as várias fontes originaram diferentes suites magmáticas. Assim, as rochas de baixos teores de TiO_2 da província sul, sofreram diferenciação em sistema aberto, com assimilação de material granítico. Contaminação seletiva por elementos incompatíveis, alteração hidrotermal pervasiva e produção de fusões anatéticas podem ter tido um papel essencial na petrogênese de algumas rochas da província Paraná.

b. A alteração hidrotermal dos basaltos continentais

Os basaltos da bacia do Paraná foram afetados por uma alteração hidrotermal continental de grandes proporções (Gonçalves *et al.*, 1990). Na parte norte da bacia do Paraná, os derrames são sistematicamente alterados nos bordos das colunas, apresentando um halo cinza, contornando núcleos de basalto não alterado e as juntas entre as colunas estão preenchidas por zeolitas brancas. Gonçalves *et al.* (1990) estudaram as interações rocha-fluido, através das paragêneses das zonas alteradas. Estes autores concluíram que o evento hidrotermal de caráter continental atuou nas lavas basálticas da área de Ribeirão Preto (S. P.) através de quatro fases: 1 expulsão da água do magma basáltico durante o estágio que conduziu à disjunção colunar. Olivina e vidro reagiram de tal forma que Si, Ca, Al, Fe e Mg foram dissolvidos. 2- dissolução da rocha em torno da fissura e precipitação nas paredes da mesma. Começa difusão iônica e cristalizam novas fases; 3 - a dissolução progride e o metassomatismo governa as interações fluido-rocha estabelecendo um zoneamento dos minerais secundários na parede da rocha. Zeolita precipita nas fissuras. 4- a alteração hidrotermal cessa quando a fratura é colmatada por depósitos de opala- calcedônia + portlandita.

Scopel (1990) e Scopel *et al.* (1990) descrevem celadonitas, saponitas e camadas mistas saponita-clorita, substituindo vidro e olivina. Esta assembléia de argilominerais aparece também revestindo cavidades amigdalares e geodos com o núcleo preenchido por zeolitas e ametista, no nível maciço dos basaltos de Planalto (RS).

c Estratigrafia

As rochas vulcânicas da região estudada, correspondentes a derrames de lava basáltica, constituem a Formação Serra Geral. Segundo Leinz (1949), cada derrame basáltico pode aparecer diferenciado, estruturalmente em quatro zonas: basal, de disjunção horizontal; zona central de disjunção colunar; superior de disjunção horizontal e zona vesicular, de topo.

Contexto geográfico dos materiais estudados

a. Clima:

O clima da da borda Sudeste da Bacia do Paraná é do tipo sub-tropical a temperado, Cfb1 na classificação de Köepen (Nimer, 1990).

O Planalto Meridional do Brasil entre Rio Grande do Sul e Santa Catarina (fig.2) apresenta elevações entre 808 m (Lagoa Vermelha) a 1050 m de altitude (Bom Jesus), precipitações anuais entre 2450 a 1700 mm e temperaturas médias anuais entre 14° a 20° no Rio Grande do Sul.

Em Santa Catarina, o clima do planalto se caracteriza por um inverno frio em que no mínimo ocorre um mês com temperatura média inferior a 10 ° C e um verão do tipo brando. Normalmente, o mês mais quente apresenta uma temperatura média de 20°C. Embora o inverno oficial se estenda de junho a agosto, a altitude interfere no sentido de ampliar este período, ocorrendo baixas temperaturas de abril a outubro (Dani, 1988). A precipitação anual média é de 1328mm, caracterizando um clima úmido.

O inverno no Planalto Meridional do Brasil caracteriza-se por precipitação de neve que chega a uma média de 3 dias de neve por ano.

Sintetizando as condições climáticas, Leite & Klein (1990) caracterizam esta região pela alternância de um período frio ($T_m \leq 15^\circ\text{C}$) de 3 a 8 meses, centrados no inverno e um período quente ($T_m = 20^\circ\text{C}$) de zero a três meses, centrados no verão, com chuvas bem distribuídas durante todo o ano.

O tipo de clima desta região não apresenta condições propícias à lateritização (que necessita de clima tropical quente e úmido). As formações lateríticas, aí encontradas, correspondem a um processo mais antigo.

b. Vegetação.

As formações vegetais primitivas apresentam nesta região correlação mais importante com as formas do relevo e conseqüentemente com os diversos tipos de solos que com diferenciações de ordem térmica. As savanas estendem-se nas superfícies aplainadas interfluviais. Nas nascentes da rede de drenagem que corta o planalto, onde aumenta o grau

de dissecação do relevo, ocorre a Floresta Ombrófila Mista e, nos vales íngremes e profundos, aparece a Floresta Estacional Decidual.

A savana ou campo caracteriza-se pelo predomínio de gramíneas baixas. Savana é vegetação típica de climas tropicais marcados por estação seca, mas a ocorrência de savanas nas mais variadas situações geográficas do sul do país, não parece poder ser atribuída a ação direta do clima atual e sim a antigos climas semi-áridos pleistocênicos (Maack, 1968).

A floresta Ombrófila Mista ou Floresta Araucária é contida de espécies tropicais misturadas a espécies de clima temperado (flora austro-brasileira) onde se distingue a Araucária Augustifolia, que tem sido objeto de interessantes hipóteses. A área de dispersão natural da araucária demonstra haver sofrido expansão e regressão, ao longo do tempo geológico, em função de flutuações climáticas, conforme comprovam achados fósseis. A floresta araucária, mais homogênea que a atual, era marcada, num passado mais frio e mais seco de períodos climáticos quaternários, por altitudes bem mais baixas, sob forma de capões e mata galeria (Leite & Klein, 1990).

A Floresta Estacional Decidual de fisionomia caducifolia é exuberante, com árvores de até 35m de altura. A queda foliar, significativa durante o inverno, faz parte de um processo de hibernação, provavelmente acionado através de reações hormonais, mas não estão descartadas origens relacionadas a mudanças paleoclimáticas ocorrentes no continente sul-americano (Ab' Saber, 1977).

c. Solos

Os solos da área estudada, situam-se no grande grupo dos latossolos Brunos húmicos (região de Bom Jesus, R.S. e sul de Lages, S.C.) e latossolos brunos intermediários a latossolos roxos (entre Vacaria e Lagoa Vermelha). Ambos os tipos de solos possuem horizonte B latossólico e apresentam perfis profundos diferenciados em horizontes A, B, C e R (rocha).

O primeiro grupo de solos são minerais, não hidromórficos, com horizonte B latossólico argiloso e cor brunada (7.5YR e 5YR). Os horizontes superficiais definem o caráter úmico: teor em matéria orgânica > 1% na profundidade de 1m. São derivados de rochas eruptivas básicas, intermediárias e mesmo ácidas, com predominância de goethita responsável pela cor brunada.

Os Latossolos Brunos Intermediários a latossolos roxos, são solos minerais com horizonte B latossólico, não hidromórficos, de textura muito argilosa. Desenvolvem-se nas rochas efusivas básicas e menos comumente nas ácidas. Geralmente os horizontes superficiais apresentam diferenciação de matizes entre A e B. Os baixos teores de bases trocáveis conferem a estes solos uma baixa fertilidade, e os teores de alumínio ocorrem em quantidades prejudiciais ao cultivo, sendo necessário o uso de corretivos; não obstante, são muito usados no cultivo de soja, trigo, maçã e pastagens, por ocorrerem em relevos suaves e por suas propriedades físicas (Moser, 1990).

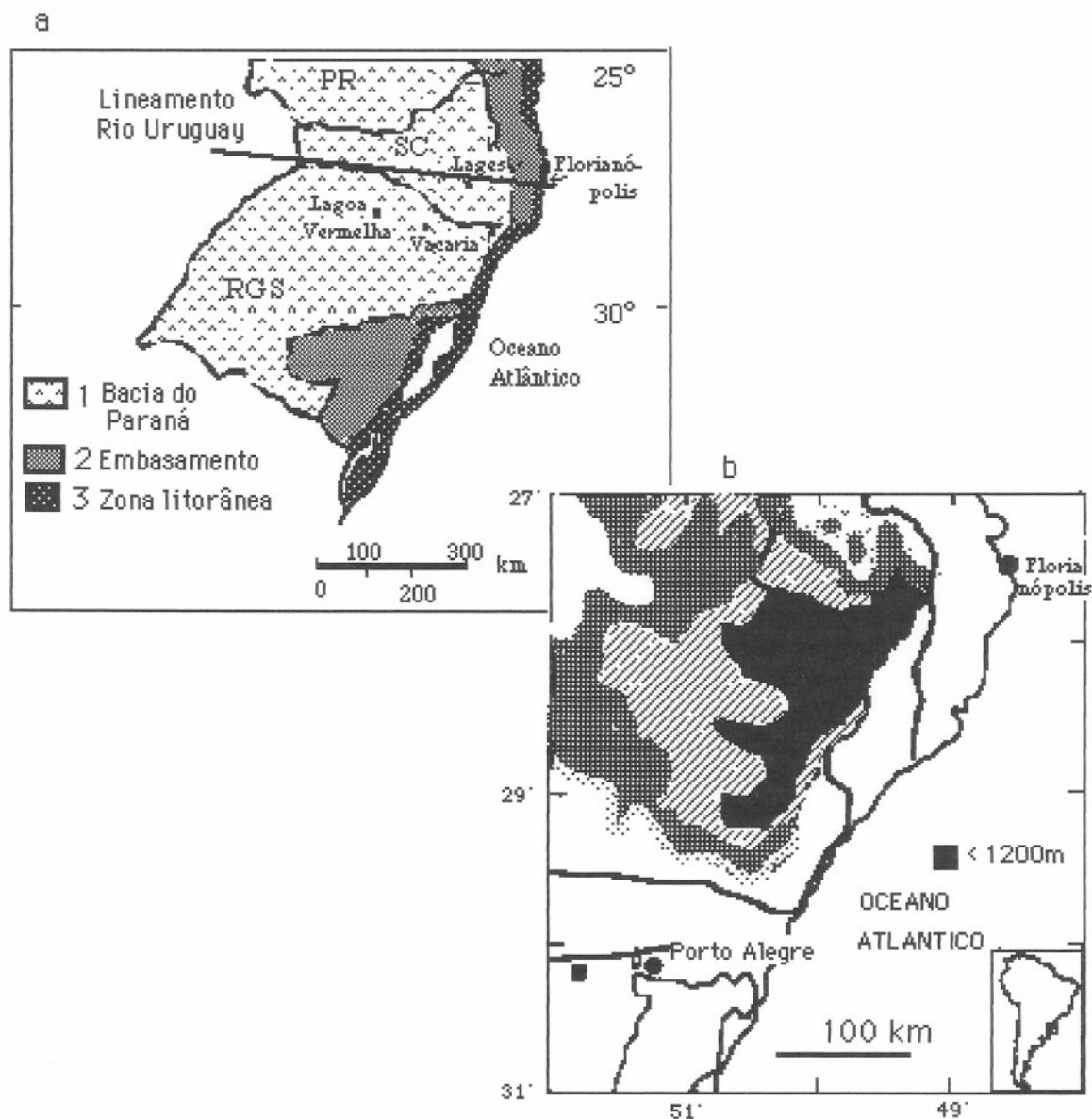


Figura 2. a. Esquema geológico e de localização da região estudada: 1 -rochas vulcânicas e sedimentares, 2 - embasamento cristalino, 3 - zona litorânea com sedimentos recentes. **b.** Mapa topográfico simplificado: a topografia é apresentada em curvas de 200m de equidistância. De Gallagher *et al.* (1995), modificado.

Métodos de Estudo

A metodologia de trabalho utilizada nesta tese decorre de abordagens em quatro níveis distintos de estudo da alteração intempérica: nível da paisagem, nível do perfil, nível de sistemas de alteração e nível cristaloquímico.

A paisagem

Notadamente no oeste africano, vários estudos relacionando platôs couraçados a superfícies aplainadas de idades diferentes ou a uma mesma superfície sobre rochas de diferentes graus de alterabilidade são sintetizados por Tardy (1993). Nestes casos, a superfície dos platôs couraçados apresenta uma diversidade de fácies e de topografias explicadas pela erosão mecânica que sucede o intemperismo.

Para verificar relações entre morfologias do terreno e diferenciações no manto de alteração, empregou-se metodologia proposta por Ab'Saber (1969) e utilizada por Modenesi (1988) que parte da análise da compartimentação e das formas do relevo, passando pelo estudo da estrutura superficial e termina no estudo da fisiologia da paisagem.

Em termos de paisagem, a compartimentação topográfica relaciona as formas do terreno ao grau de dissecação do relevo resultantes de fatores morfodinâmicos (aplainamentos e movimentos neo-tectônicos).

A estrutura superficial da paisagem foi verificada a partir de levantamento, descrição e análise das formações superficiais dos diferentes compartimentos topográficos definidos.

O terceiro nível de tratamento, relacionado à compreensão de situações dinâmicas atuais da paisagem não foi atingido, estando fora dos objetivos desta tese.

Procedimentos integrados de análise cartográfica, interpretação visual de imagens orbitais do satélite Landsat e expedições de campo foram efetuados nas diferentes abordagens do estudo da paisagem.

O perfil

Os estudos de perfis de alteração intempérica, caracterizados em numerosa bibliografia, partem de observações minuciosas, descrições detalhadas e amostragens dos conjuntos de alteração para análises diversas.

A fim de poder reconhecer nos níveis de alteritos e nos solos, as estruturas e os volumes, e a fim de poder distinguir as estruturas herdadas pré-existentes, das estruturas eventualmente desenvolvidas pela evolução do processo de alteração, foram efetuadas coletas no meio de horizonte do perfil e na transição entre dois horizontes distintos. As amostras foram coletadas sob forma de blocos, destacados e manipulados com cuidado, sendo acondicionados em pequenas caixas plásticas de 10cm de comprimento, onde são marcadas as posições topo e base da amostra, no perfil. No caso de alteração esférica, foram destacados fragmentos concêntricos, numerados sucessivamente, a partir do núcleo.

Os perfis estudados foram fotografados com câmara polaróide, e nas fotografias obtidas (ex. foto 5) foram feitas anotações e localização da amostragem realizada.

As amostras assim obtidas foram impregnadas com uma mistura de resina resapol e monômero de estireno na proporção de 3:1, sob vácuo. Os blocos de material endurecido, após secagem (1 semana) foram cortados para confecção de lâminas delgadas.

Parte do material amostrado foi utilizado, após secagem ao ar, para realização de análises químicas globais por fluorescência de raios x de elementos maiores, no laboratório de geoquímica da UFRGS e para determinação da densidade aparente visando à interpretação das análises químicas pelo balanço geoquímico.

A partir desta amostragem foram também efetuadas separações magnéticas com imã de mão e análises por difração de raios x da fração magnética, da fração global e da fração menor que $2\mu\text{m}$.

As análises foram feitas com o difratômetro Phillips PW 1730 com tubo de cobalto (40kv - 40mA) acoplado a um sistema de aquisição de dados Daco do Laboratório Argilas, solos e alterações da Universidade de Poitiers. Os agregados naturais da fração $<2\mu\text{m}$ foram analisados sob forma orientada para se obter as principais reflexões basais do tipo 00l e não orientada para se obter as reflexões hkl. A aquisição dos dados foi feita, no modo passo a passo, com uma contagem por passo de $0.02^\circ 2\theta$.

O tempo de contagem variou com o objetivo da análise. Nos difratogramas de 2° a $80^\circ 2\theta$ do pó da fração global e da fração $<2\mu\text{m}$ desorientada, o tempo de aquisição foi de 10 segundos. Para cálculo do parâmetro b de filossilicatos, as aquisições entre 72° e $77^\circ 2\theta$ da fração $<2\mu\text{m}$ desorientada, foram realizadas num tempo de aquisição de 20 segundos. Para a identificação dos filossilicatos a difrações em amostras orientadas (secas ao ar, glicoladas e aquecidas) foi de 5 segundos.

Pequenos fragmentos de alteritos dos conjuntos identificados foram metalizados com ouro para observação da morfologia dos agregados de partículas argilosas ao MEV JEOL 6400 com sistema de análise KeveX (detector EDS munido de diodo de Si-Li da Universidade de Poitiers) com voltagem de aceleração de 15 Kev.

A morfologia dos agregados argilosos foi analisada no microscópio eletrônico de transmissão JEOL 100 Sx do serviço SUMEB da Universidade de Poitiers. A fração $<2\mu\text{m}$ das amostras escolhidas foi diluída em água destilada (diluição importante) e procedeu-se a dispersão por ultrassom. A suspensão assim obtida foi colocada sob forma de uma gota em um micro-suporte de cobre coberto por filme de carbono. As observações foram efetuadas com a amostra seca.

Os sistemas de alteração

O desenvolvimento e a introdução de técnicas mais refinadas têm permitido estabelecer conceitos mais recentes sobre sistemas de alteração, propiciando um domínio cada vez mais pormenorizado da química e cristalochímica dos produtos de alteração.

O conceito de sistemas de alteração pode ser definido como a interpretação mineralógica e geoquímica das análises de fases e microfases de desestabilização e recristalizações sucessivas, no complexo das estruturas de alteração (Gonçalves, 1987).

Esta interpretação parte do estudo ao microscópio óptico, acompanhando-se as transformações mineralógicas dos minerais da rocha até o topo, onde se encontram as alterações mais evoluídas do perfil. Nesta ótica, três microssistemas de alteração (Meunier, 1983; Groke *et al.*, 1983; Proust & Meunier, 1989) principais têm sido descritos: contato (discontinuidades e porosidades originais da rocha), fissural (resultante da abertura progressiva da porosidade primária) e plásmico (materiais secundários formados pela alteração). Nestes microssítios de alteração, caracterizados por observações microscópicas, são empregados métodos analíticos mais finos com objetivo de identificações mineralógicas e químicas “in situ”.

As observações de lâminas delgadas, ao microscópio óptico, tiveram por objetivo a caracterização mineralógica e localização das diversas fases de alteração visando a análises posteriores por microsonda eletrônica. Estes microssítios delimitados a partir do estudo microscópico foram fotografados para possibilitar análises químicas pontuais exatamente nos pontos marcados.

As análises químicas pontuais foram realizadas na microsonda Cameca SX 50 (WDS analysis) no Laboratório de Petrografia da Universidade de Paris VI. As condições analíticas foram de 15 kV de voltagem, beam size $1\mu\text{m}$ e corrente 7nA .

Foram feitas análises pontuais para 9 elementos (Na, Ca, Mg, Al, Si, K, Ti, Mn, e Fe). Estas análises químicas são apresentadas sob forma de óxidos, como fórmulas estruturais, ou como proporções iônicas.

Como complemento das análises da microsonda foi efetuada Espectroscopia Mössbauer (298°K) para determinar o estado de oxidação do ferro de alguns filossilicatos 2:1 (Besson, 1990).

Cristaloquímica

A caracterização das argilas halloysíticas, principal grupo de filossilicatos dos alteritos, foi realizada a partir de uma metodologia específica:

A fração $<2\mu\text{m}$ da amostra 4C, de argilas halloysíticas, sob preparação orientada e desorientada foi analisada pela difração de raios x. A amostra foi submetida aos seguintes tratamentos: aquecimento a 120°C (24h) e 450°C (2h), intercalação com formamida, saturação com K^+ e saturação com etileno glicol. Após cada tratamento, as amostras foram examinadas pela difração de raios x. Para distinguir feições discretas nas difrações, utilizou-se o programa DECOMPXR (Lanson & Champion, 1991). Para estimar o grau de intercalação, calculou-se a razão da área da reflexão basal apropriada.

Observações através da microscopia eletrônica de transmissão (TEM), foram feitas com um microscópio JEOL 2000 FX (Universidade Aix-Marseille II), usando amostras dispersas em um micro suporte coberto por uma película de carbono.

As análises químicas foram obtidas por microscopia eletrônica analítica (AEM), usando o mesmo microscópio (voltagem de aceleração de 200kV). Nas partículas analisadas, de espessura muito fina, $<1000\text{\AA}$, os dados quantitativos foram obtidos a partir do método desenvolvido por Cliff & Lorimer (1975), tendo como parâmetros argilominerais naturais e sintéticos de composição conhecida e homogênea.

Para observações por microscopia eletrônica de varredura (MEV), os agregados orientados foram preparados em um suporte de grafite, secos ao ar, e cobertos por uma fina película de carbono. No microscópio, um JEOL 6400, os agregados foram analisados pelo sistema EDS com voltagem de aceleração de 15 Kev.

Os dados de espectroscopia infravermelho com transformada de Fourier (FTIR) foram registrados no intervalo entre 4800-400 cm^{-1} em um espectrômetro Nicolet 510-FTIR, com uma resolução de 4 cm^{-1} . As pastilhas utilizadas foram preparadas com a mistura 300mg de KBr, 3mg de amostra e foram previamente aquecidas a 110°C por uma noite.

As análises termais, foram feitas por calorimetria de varredura diferencial (CVD), no analisador termal NETZSCH STA 409 EP. A amostra foi acomodada em uma cápsula de platina, sendo vazia a cápsula de referência. As curvas foram obtidas com 20mg de amostra aquecida a 10°C/mn no ar.

Capítulo 1.

GEOMORFOLOGIA DA PAISAGEM LATERÍTICA

1.1 RELEVO

Na região Sul do Brasil, borda ocidental, destaca-se um conjunto de planaltos, bem marcados em terrenos cristalinos, cujas altitudes variam entre 850 a 1300m de aproximadamente 400.000 km², os planaltos das Araucárias (Ab' Saber, 1973). Na unidade do relevo Planalto das Araucárias (Herrman & Rosa, 1990), as cotas altimétricas mais elevadas ocorrem a leste, ultrapassando 1200m próximas à escarpa conhecida como Serra Geral. Na porção oeste, as cotas decaem, em direção à parte central da Bacia do Paraná.

1.2 DESCRIÇÃO DA PAISAGEM E DO MANTO DE ALTERAÇÃO.

Com o objetivo de relacionar a estrutura superficial da paisagem (manto de alteração e rocha) com os grandes domínios texturais do relevo delineados a partir do estudo das imagens Landsat (Schuck *et al.*, 1991), foi feito um levantamento minucioso dos perfis evidenciados pelos cortes de estrada, observação e descrição das estruturas e localização em mapa topográfico.

Os perfis visitados foram observados em morros testemunhos, pedimentos e vales em V, que são as formas de relevo comuns aos domínios texturais observados em imagens orbitais da área estudada. Estas formas do relevo se evidenciam especialmente na observação de fotografias aéreas, mas são igualmente visualizáveis em perfis elaborados a partir de mapas topográficos. Assim, a figura 3 mostra a relação entre os perfis topográficos a, b, c, d e as formas do relevo.

O perfil topográfico a (fig. 3), entre Bom Jesus, no extremo Leste (próximo à escarpa limite das rochas vulcânicas) e Vacaria, mostra um modelado plano, constituído por extensas superfícies aplainadas com altitudes variando entre 900 e 1000m.

O perfil topográfico b (fig. 3), entre Vacaria (E) e Lagoa Vermelha (W), apresenta um modelado mais recortado correspondente ao encadeamento de morros de topo plano de altitudes entre 850 a 950 m (restos da superfície aplainada situada a Este), vales em U (esculpidos por um aplainamento mais jovem de altitudes entre 700 e 800m) e vales em V que cortam a superfície dos vales em U e correspondem à superfície mais recente da área.

O perfil topográfico c (fig. 3) entre a cidade de Lagoa Vermelha e Passo Fundo, apresenta formas suavemente arredondadas entre 600 e 700 m de altitude recortadas por vales em V.

Estes três perfis topográficos de Este para Oeste, no Planalto das Araucárias, região correspondente ao domínio das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná, demonstram uma crescente denudação do relevo de Este para Oeste, acompanhada de um rebaixamento topográfico gradual.

O perfil topográfico d (fig. 3) entre Vacaria (RS) ao Sul, e Lages (SC) ao Norte, mostra um modelado variado. A Sul, antes do Rio Pelotas o modelado é aplainado, após a calha do Rio Pelotas, o modelado é constituído de morros de topo plano e vales em U.

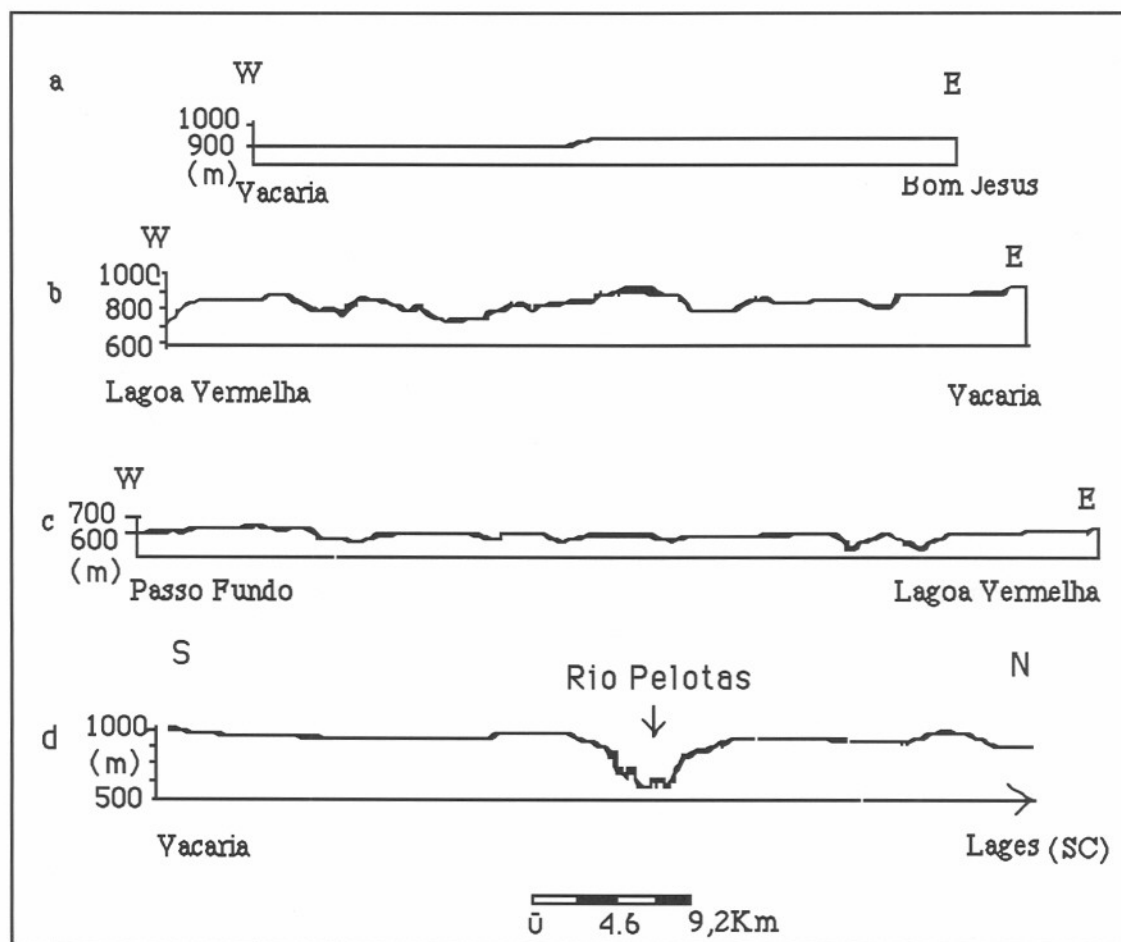
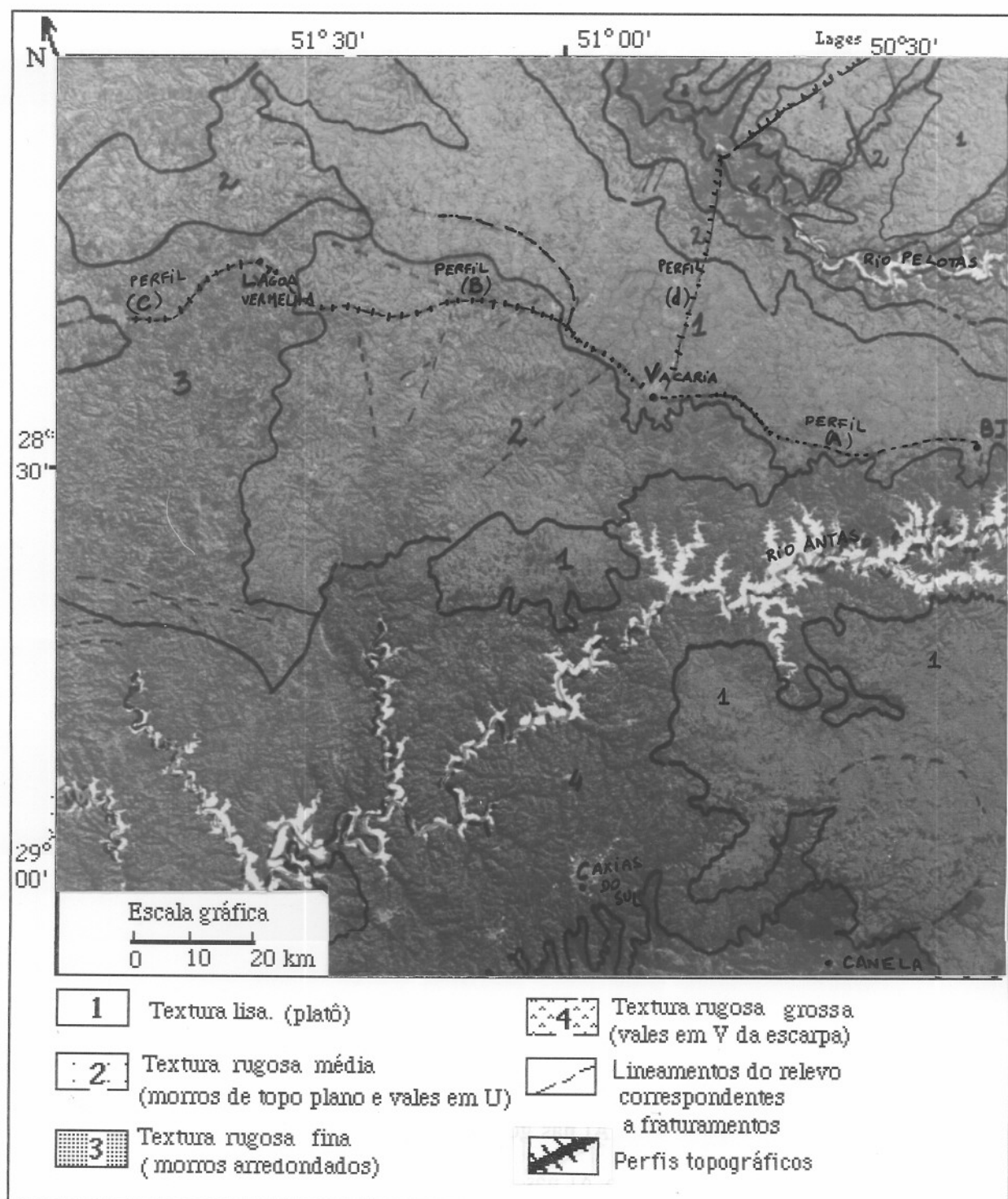


Figura 3. Perfis topográficos da área estudada: **a.** - entre Bom Jesus, no extremo Leste (próximo à escarpa limite das rochas vulcânicas) e Vacaria; **b.** - entre Vacaria (E) e Lagoa Vermelha (W); **c.** - de Lagoa Vermelha e Passo Fundo e **d.** - entre Vacaria (S) e Lages (N).



Existe uma intercalação de rochas vulcânicas ácidas (topo da sequência) - rochas vulcânicas básicas - rochas vulcânicas ácidas (base da sequência), de este para oeste (Piccirillo *et al.*, 1988), acompanhada pela gradual denudação do relevo e da topografia (diminuição das altitudes).

Os perfis de alteração foram observados nestes domínios de crescente denudação, com o objetivo de determinar possíveis relações entre as formações superficiais (horizontes dos perfis) (figuras 5, 6 e 7) e os modelados do relevo (fig. 3).

Os perfis de alteração do domínio 1 (fig.4) correspondente à superfície aplainada (fig.3), apresentam a superfície basal de intemperismo (Büdel, 1982) muito próxima da superfície atual; as coberturas friáveis superiores (solos correspondentes ao horizonte B de acumulação de cambissolos brunos) apresentam glébulas orientadas e estratificadas e a cor geral é marrom pálida; a linha de pedras é constituída por blocos sem o córtex amarelo, comum nos perfis de basaltos do domínio de relevo de morros de topo plano e vales em U; os solos apresentam-se pouco desenvolvidos (fig. 5). A rocha é predominantemente ácida. A paisagem, neste domínio, apresenta extensas áreas cobertas de blocos de rocha desagregada ("boulders inselbergs") (foto 1), interpretados por Thomas (1974) e Büdel (1982) como evidência de grande remoção de material (erosão). Nos cortes de estrada, observa-se a superfície topográfica cortando as partes mais baixas dos perfis de intemperismo, formando extensas superfícies aplainadas sobre saprólitos.

No domínio 2, a rocha é predominantemente básica. Os perfis de alteração do domínio 2 (altitudes entre 750 e 950 m) (fig. 6) apresentam o horizonte de coberturas friáveis (horizonte B do solo) com cores marrom-avermelhadas. Imersos neste conjunto, aparecem pedaços de crosta ferruginosa e também pequenas glébulas esparsas que aumentam em quantidade na base deste horizonte, até atingir a linha de pedras. Esta "stone line" é descontínua, não aparecendo em todos os perfis e quando aparece, é formada por fragmentos de diversos tamanhos, recobertos por camada pulverulenta amarela.

São identificadas duas fácies nos alteritos: uma mais argilosa, com cores pálidas, e uma fácies esferoidal, constituída por blocos de até 1m de diâmetro, constituídos por um córtex amarelo-alaranjado pulverulento. No núcleo de alguns destes blocos, aparece rocha ("corestones").

Uma feição importante, observada no topo dos alteritos, é o contato alterito - coberturas friáveis, sinuoso e abrupto. Neste setor dos perfis, são observáveis canais e mesmo pequenas bolsas escavadas no alterito e preenchidas por material dos horizontes superiores.

A superfície topográfica corta as coberturas friáveis (solos vermelhos) em alguns perfis, em outros ela corta diretamente o alterito e mesmo a rocha (foto 2 e 3). Este último fato evidencia que também estes perfis de alteração do domínio 2 (fig. 4) são testemunhos de um antigo ciclo de erosão.

A paisagem se caracteriza por uma sucessão de morros de topo plano, onde se encontram os perfis de alteração mais desenvolvidos, e vales em U, onde são abundantes as exsudações freáticas (Schuck *et al.*, 1991). Nestes setores do modelado (vales em U), as exsudações freáticas criam ambientes hidromórficos propícios à formação de turfeiras.

A rocha, neste domínio, é predominantemente básica.

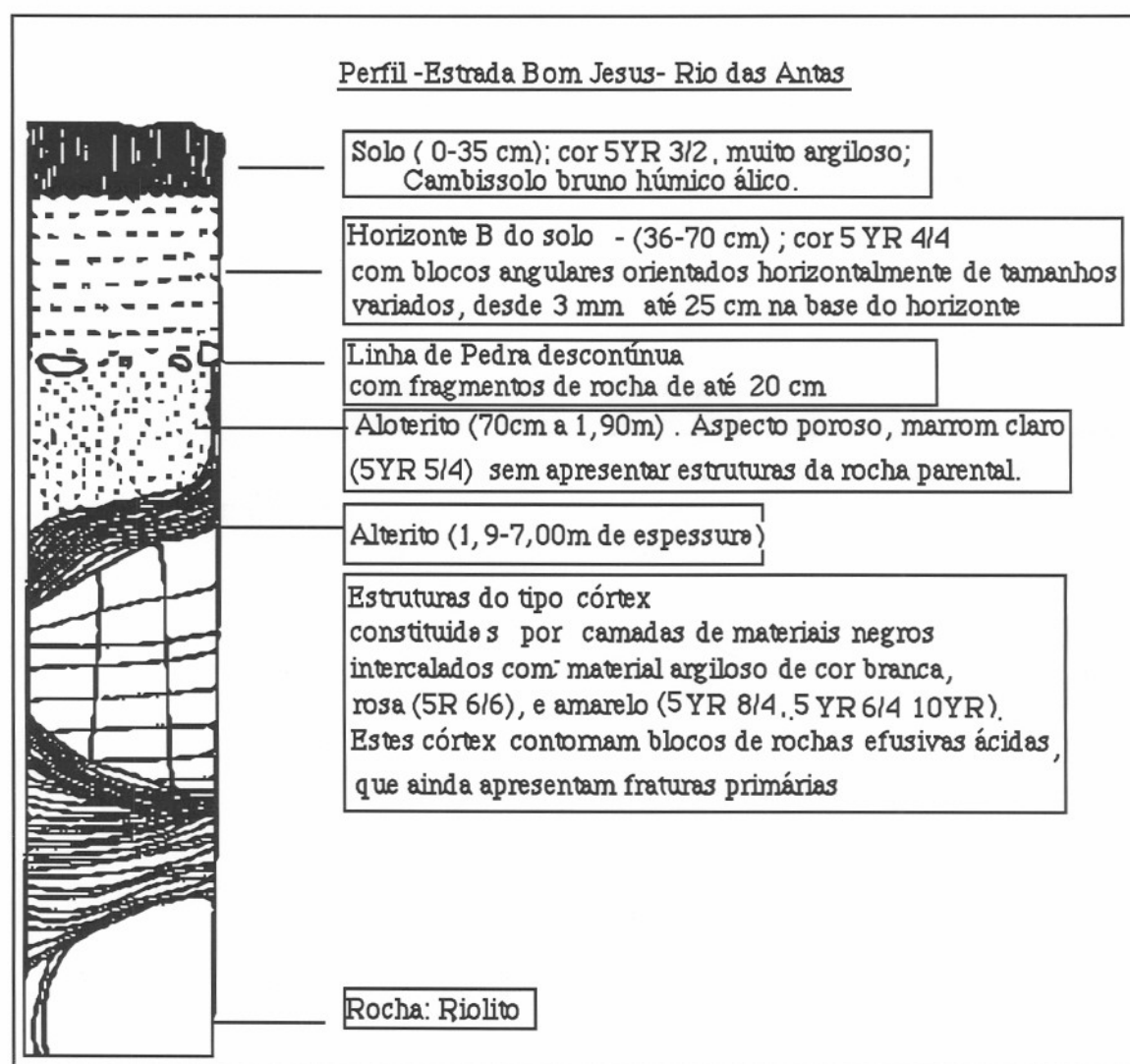


Figura 5. Perfil de alteração em riolitos da superfície aplainada correspondente ao domínio de textura lisa em imagem Landsat (domínio 1, fig. 4)

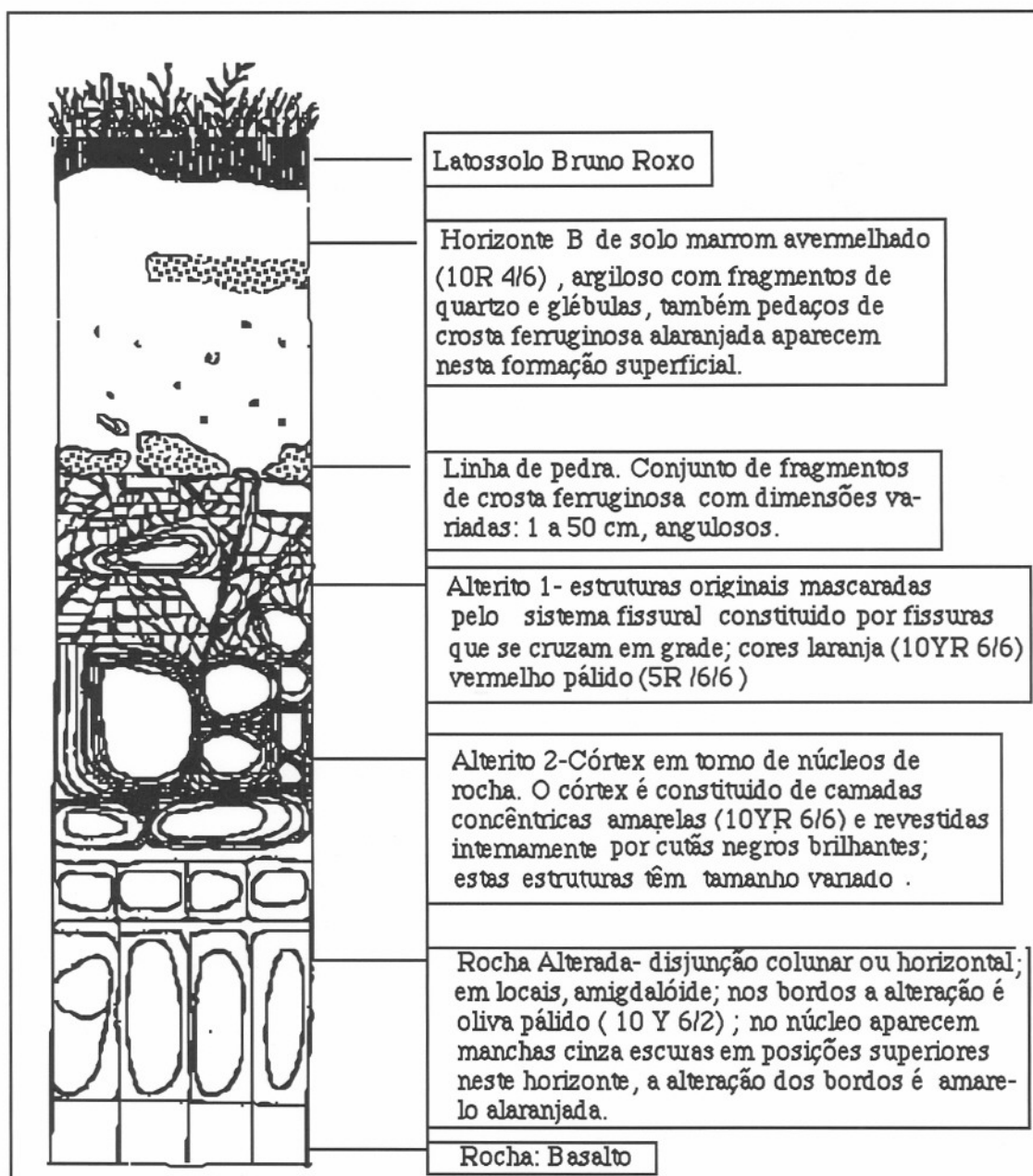


Figura 6. Perfil de alteração composto, correspondente ao domínio de relevo de morros de topo plano e vales em U (domínio 2, fig. 4); os perfis mais completos associam-se sempre aos morros de topo plano.

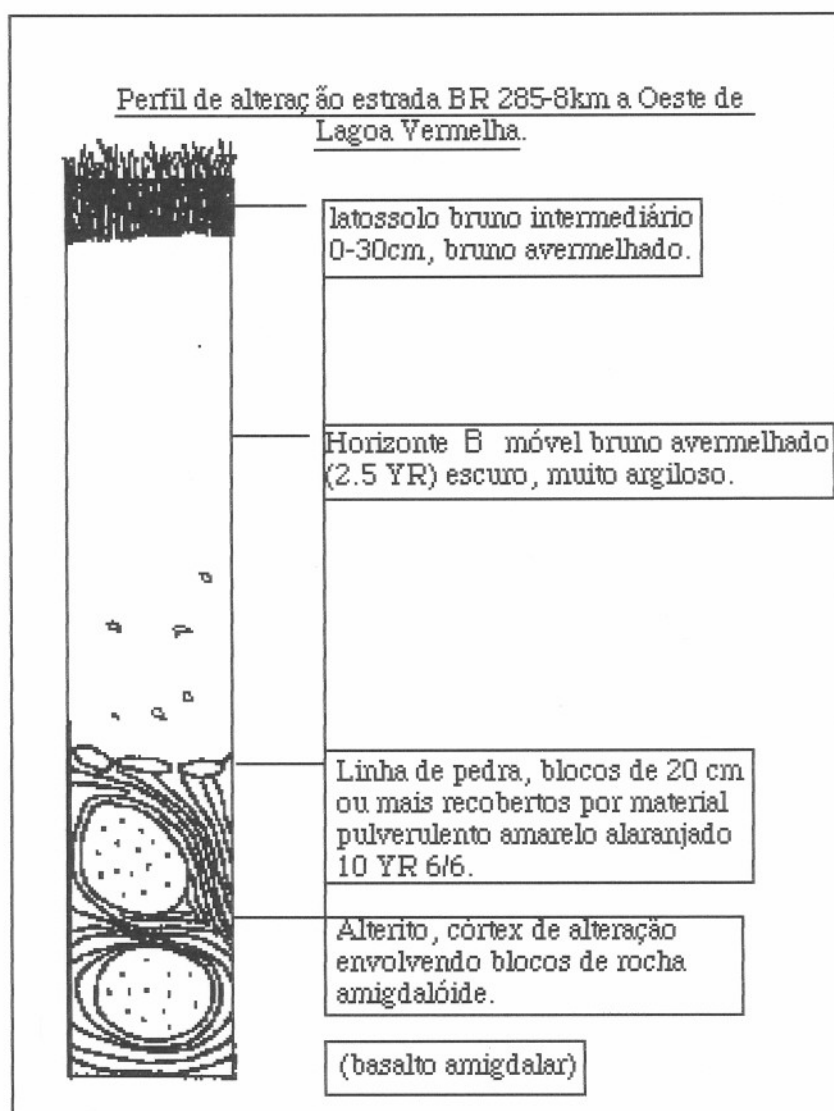


Figura 7. Perfil de alteração em basalto em relevo com modelado de colinas arredondadas e vales em V, (domínio 3, fig.1).

Os perfis de alteração do domínio 3 (altitudes entre 600 e 750 m) - modelado de colinas arredondadas e vales em V, apresentam como principal característica grandes espessuras das coberturas móveis (até 7m). Este horizonte apresenta cores avermelhadas. As linhas de pedra estão presentes e os alteritos estão pouco expostos. A rocha neste domínio de dissecação do relevo, é de básica, a leste, a ácida, a oeste (fig.4)

Os perfis de alteração descritos, especialmente os do domínio 2 (em morros de topo plano) apresentam um espesso volume de rocha alterada, os alteritos e coberturas móveis, entre a rocha e o solo atual. Os conjuntos de alteração estão diferenciados da rocha, segundo uma discordância, a superfície basal de intemperismo (Budel, 1982) ou front de intemperismo (Millot, 1983).

Esta discordância tem origem na interação entre a rocha e o manto de alteração, sob condições climáticas correspondentes a estações úmidas bem definidas (Millot, 1983), que conservam o volume e as estruturas, transformando a natureza mineralógica do material original, segundo uma linha irregular e sinuosa.

O limite superior dos conjuntos de alteração, discordante sobre os alteritos, define o “front” de lixiviação que se desenvolve na parte superior do perfil (Millot, 1983). Balisando esta segunda discordância identificada, aparece, em alguns perfis, uma “stone line”, limite inferior da atividade das térmitas, que, retrabalhando os alteritos, desagregam mecânicamente o solo, promovendo um intemperismo intenso (Büdel, 1982).

Os mecanismos de pedogênese são mais fortes nas partes superiores dos alteritos que próximo à superfície topográfica, onde a alternância de condições secas e úmidas conduzem ao desenvolvimento de um horizonte residual, móvel e friável, aplainado pela água superficial, típica de climas contrastantes (Millot, 1983).

Em condições secas e úmidas alternadas de climas tropicais, três mecanismos agem sucessivamente: intemperismo geoquímico, pedogênese e erosão. Períodos úmidos favorecem o intemperismo; períodos secos favorecem erosão e remoção lateral. O aplainamento decorre do desenvolvimento das duas discordâncias (frente de intemperismo e frente de lixiviação), em equilíbrio (Millot, 1983).

As evidências geomorfológicas situam os perfis de alteração da Borda Sudeste da Bacia do Paraná num contexto climático diferente do atual (caracterizado por um clima temperado úmido). São identificados, nestes perfis, a atuação do intemperismo basal, pedogênese e erosão, gerando espesso manto de alteração e superfícies aplainadas. Estes processos integrados caracterizam o aplainamento climático ou etchplanação (Thomas, 1974; Büdel, 1982; Millot, 1983; Pinto, 1988), responsável pela morfogênese em climas tropicais.

O produto do intemperismo químico de rochas (perfil de alteração) que se desenvolve em clima quente e úmido, contribuindo para o aplainamento de extensas superfícies de zonas tropicais, são denominados LATERITAS (Mc Farlane, 1976). Quando estas superfícies aplainadas, lateritizadas, aparecem fora dos domínios tropicais (como no planalto das Araucárias), a sua origem pode ser explicada por paleoclimas diferentes do atual (Bourman, 1993).

1.3 RELAÇÃO ENTRE LATERITIZAÇÃO - SUPERFÍCIES APLAINADAS - MOVIMENTOS TECTÔNICOS.

A partir das descrições dos perfis de alteração na paisagem, verifica-se uma estreita relação temporal entre estes perfis, os aplainamentos e os prováveis movimentos tectônicos

verticais que afetaram esta parte da Bacia do Paraná. Esta relação pode levar a uma maior aproximação na idade destes conjuntos de alteritos.

As sequências morfológicas de superfícies de aplainamento em diferentes partes do continente Gondwana, foram estabelecidas por King (1956 e 1962), retomadas por Aleva (1979, 1981) no estudo das lateritas em superfícies aplainadas das Guianas, por Valeton (1985) e Valeton *et al.* (1991) no estudo das relações entre superfícies de aplainamento e jazidas bauxíticas brasileiras.

Da Amazônia ao norte da Patagônia, King (1962) descreve o aplainamento dominante de idade Terciária (paleoceno-eoceno), dissecado por vales largos que reduziram a superfície Sul-Americana a platôs menores. No Sul do Brasil, de São Paulo ao platô de Santa Catarina, King (1962) observou a mesma combinação de morros do Terciário inferior e vales com desníveis da ordem de 100m, localizados entre altitudes de 800 a 950 m. O ciclo erosivo pós Sul-Americana é chamado de "Velhas" no Leste do Brasil.

Ab'Saber (1969) descreve no setor Nordeste do Planalto Sulriograndense, uma superfície aplainada (1000 a 1100 m) do tipo cimeira, a superfície de Vacaria, que representa um dos primeiros e importantes períodos erosivos, por pediplanação exorreica, pós derrames, correlacionável, pois com a superfície Sul-Americana (King, 1956 e 1962). Esta região (entre Vacaria e Bom Jesus) caracteriza-se por um modelado aplainado do relevo, cortando alteritos e rochas, a altitudes entre 1000 e 1100 m (fig.3 a).

Para Valeton (1985), as bauxitas de Lages (SC) desenvolvidas sobre rochas alcalinas ao Norte do Rio Pelotas (fig. 3 d) associam-se à superfície Sul-Americana, e a sua alteração inicial começou em áreas mais baixas, próximas ao oceano Atlântico, num clima extremamente úmido do Terciário. O modelo para a concentração de minério supergênico (bauxita) implica em períodos de clima quente e úmido, com intercalação de períodos de peneplanação e epirogênese.

Superfície aplainada é um termo genérico que descreve uma área onde os processos de denudação geraram um plano topográfico discordante das estruturas, localizado acima do nível de base regional, por processos epirogênicos (Pinto, 1988).

Os perfis de alteração em rochas básicas mais desenvolvidos associam-se aos morros testemunhos da superfície de Vacaria (Sul-Americana) entre Vacaria (RS) e Lagoa Vermelha (RS) e entre Vacaria (RS) e Lages (S) (fig. 3 b).

Segundo Ab'Saber (1969) os resíduos do platô de Vacaria (superfície Sul-Americana) estão perfeitamente preservados, em altitudes mais baixas, em meio a áreas mais dissecadas. Observações a partir de fotos aéreas (Ab'Saber, 1969) e imagens Landsat

(Schuck *et al.*, 1991) “denunciam a inclinação da superfície do platô basáltico de N para S e de NNE para SSW devido à deformação moderna da velha superfície aplainada, da qual o planalto de Vacaria é a herança mais flagrante”(Ab’Saber, 1969).

Entre Vacaria (RS) e Lagoa Vermelha (RS) e entre Vacaria (RS) e Lages (SC) (fig. 3 b), a superfície Sul-Americana (Terciário inferior a médio) apresenta-se retomada por aplainamento mais recente, caracterizado pelos vales em U; este aplainamento pode ser correlativo à superfície Velhas, do Terciário superior, segundo observações de King (1956 e 1962).

Portanto, as observações de campo associadas a análises de imagens orbitais, sub-orbitais e mapas topográficos regionais permitem relacionar os perfis de alteração em rochas básicas, mais desenvolvidos, a morros testemunhos da superfície Sul-Americana (perfil topográfico b, fig. 3).

Os vales em U seriam resultantes de um aplainamento posterior ao da superfície Sul-Americana (provavelmente Velhas) (Fig. 8), sendo que todo o conjunto (Platô de Vacaria-Bom Jesus, morros de topo plano e vales em U) teria sido soerguido e arqueado em abóbada no Quaternário (Ab’Saber, 1969). Núcleos de soerguimento epirogênicos foram também definidos nesta região por Schuck *et al.* (1991).

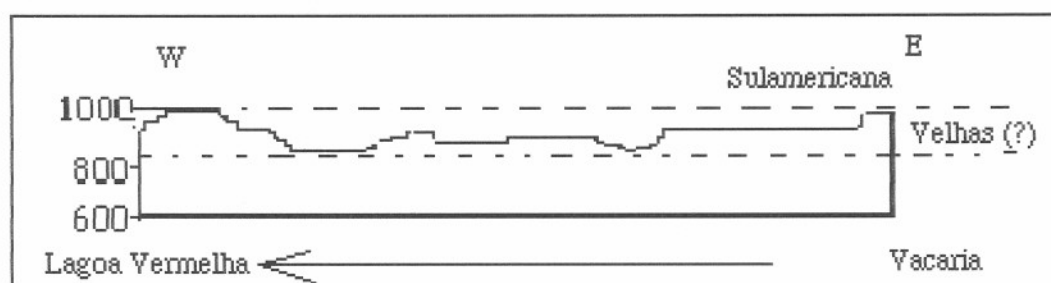


Figura 8. Superfícies de aplainamento na borda sudeste da bacia do Paraná

Este processo neotectônico, caracterizado, inicialmente, por Ab’Saber (1969), possibilitou a existência de uma superfície aplainada (Sul-Americana) encontrar-se a diferentes níveis de altitude com formações lateríticas no topo, como foi também observado por Valetton *et al.* (1991) na Serra Mantiqueira.

Assim, a partir do Pleistoceno, teriam se generalizado condições de semiaridez e mesmo aridez nas épocas glaciais, alternando-se a dissecação em clima úmido (épocas interglaciais), promovendo uma grande ação erosiva (Ab Saber, 1969; Bigarella, 1994) sobre as coberturas lateríticas terciárias, com a formação dos modelados dissecados das encostas do planalto.

1.4 DISCUSSÃO.

Os estudos geomorfológicos, relacionando superfícies aplainadas e movimentos neotectônicos, situam os processos de alteração laterítica das rochas básicas da Bacia do Paraná entre o Terciário inferior e médio, associados à Superfície Sul-Americana.

Relações entre solos muito evoluídos e antigas superfícies de aplainamento foram descritas na Índia e Austrália (King, 1962).

Também na África, McFarlane & Brock (1983) cartografaram as coberturas lateríticas de Buganda (Uganda) a partir da identificação de platôs e pedimentos correspondentes a superfícies aplainadas.

Na parte Norte da bacia do Paraná, Gonçalves (1987) relacionou as formações superficiais espessas das rochas vulcânicas básicas aos níveis mais aplainados, sobressaindo em meio a uma superfície ondulada suave. Estes testemunhos se distribuem na forma de elevações isoladas ou plataformas interfluviais amplas e contínuas em altitudes acima de 700m.

Para McFarlane (1983) as relações laterita-litologia são inconsistentes, sendo suplantadas por outros fatores determinantes como a história geomorfológica que controla a história hidrológica e, principalmente, a influência climática. Esta influência estaria caracterizada na definição de “lateritas” de Pedro & Melfi (1983): “formações superficiais resultantes da alteração meteórica em condições tropicais”.

O intemperismo tropical pode desenvolver-se a partir de três meios distintos (Pedro & Melfi, 1983):

1 - úmido e permanentemente percolado originando os solos ferralíticos, caracterizados pela pedoplasmação, com o estabelecimento de associações hidróxidos de ferro- argilominerais constituindo um material uniforme (vermelho ou amarelo).

2 - meio úmido com oscilações do nível freático, originando separação de argilominerais e constituintes ferruginosos, conduzindo a um nível heterogêneo de zonas cinzas empobrecidas em Fe intercalado com zonas vermelhas enriquecidas em Fe.

3 - meio onde se alternam condições úmidas e secas originando separação de argilominerais e constituintes ferruginosos, conduzindo a um nível heterogêneo de argilominerais empobrecidos em Fe, intercalado com zonas enriquecidas em óxidos de ferro com

substituição de Fe por Al na estrutura. Esta formação foi chamada de laterita no Oeste Africano, cobrindo grandes extensões sob um clima tropical de estações contrastantes.

Assim, interpretando Pedro & Melfi (1983), pode-se associar as coberturas móveis do topo das sequências de alteração constituindo um material uniforme (solo vermelho), às alterações ferralíticas em meio úmido e permanentemente percolado; e os alteritos com fácies heterogêneas (foto 4) (alterito esferoidal e alterito argiloso) às alterações em meios onde se alternam condições úmidas e secas, ou oscilações do nível freático.

Uma interpretação completamente distinta discutida por King (1962) situa as "terras, solos e areias vermelhas" com bandas de seixos na base, à fases de acumulação subsequentes a cada ciclo de denudação (aplainamento). "Cada aplainamento sucessivo produz seu próprio manto (de terras e areias vermelhas)". Esta hipótese, alóctone, é considerada por Kämpf & Klämt (1978), para os oxissolos desta área, devido à presença de grãos de quartzo rolado na fração areia, provavelmente originados da Formação Tupanciretã.

Verifica-se pois, para as coberturas móveis constituídas de solo vermelho, duas hipóteses de origem, uma alóctone pela acumulação de sedimentos resultantes de um ciclo erosivo (King, 1962, Kämpf & Klämt, 1978) e uma autóctone, a partir dos alteritos, por instalação de um pedoclima úmido e permanentemente percolado, agindo no sentido de estabelecer associações hidróxidos de ferro- argilominerais (plasmação) (Pedro & Melfi, 1983).

Estes alteritos e solos presentes nos terrenos aplainados do Planalto Meridional do Brasil foram posteriormente retrabalhados pela erosão quaternária como atestam observações de Schuck *et al.* (1991) que em zonas mais dissecadas das bordas do Planalto, os vales em V que nascem nestas superfícies aplainadas, conduzem a água que permeia rapidamente pelas fissuras, resultando em frequentes exposições de rocha nua, perfis incompletos e depósitos de tálus.

1.5 CONCLUSÕES

Os grandes domínios texturais do relevo, delineados a partir do estudo das imagens Landsat (Schuck *et al.*, 1991), relacionam-se ao predomínio de formas do tipo morros testemunhos, pedimentos e vales em V, no Planalto Meridional do Brasil. A zona de textura lisa na imagem, corresponde a modelado de superfícies aplainadas; a zona de textura rugosa média - corresponde a modelado de morros de topo plano e vales em U; a zona de textura rugosa mais fina, associada à vegetação mais abundante relaciona-se a um modelado de colinas arredondadas e vales em V.

Entre Vacaria (RS) e Lagoa Vermelha (RS) e entre Vacaria (RS) e Lages (SC), a superfície Sul-Americana (Terciário inferior a médio) (King, 1956 e 1962) ou Superfície de Vacaria (Ab'Saber, 1969) apresenta-se retomada por aplainamento mais recente, caracterizado pelos vales em U, que individualizam morros testemunhos, associados aos quais aparecem os perfis de alteração mais diferenciados da área.

São identificados nestes perfis, a atuação de três processos geomorfológicos: intemperismo basal, pedogênese e erosão, gerando espessos horizontes móveis e superfícies aplainadas.

Na evolução destas coberturas lateríticas, emerge a influência climática como fator determinante das condições de alteração. O intemperismo tropical é caracterizado pela observação de um horizonte heterogêneo (alteritos) com separação de argilominerais e constituintes ferruginosos (fácies argilosa e fácies esferoidal), resultantes da alternância de condições úmidas e secas (boa drenagem) do clima Terciário. O desenvolvimento, sobre o conjunto de alteritos, de coberturas friáveis, constituídas por um material uniforme (vermelho ou marrom avermelhado) caracterizado pela pedoplasmação, com o estabelecimento de associações hidróxidos de ferro - argilominerais, sugere posterior mudança para um clima mais úmido e permanentemente percolado (Pedro & Melfi, 1983), contrariamente às interpretações de King (1956 e 1962), que atribui origem alóctone para estes horizontes móveis avermelhados.

Prováveis movimentos tectônicos verticais afetaram esta parte da Bacia do Paraná no quaternário. Definidos inicialmente por Ab'Saber (1969), estes movimentos neotectônicos arquearam, a superfície Sul-Americana, individualizando núcleos de soerguimento (Schuck *et al.*, 1991) e testemunhos aplainados a diferentes níveis de altitude. As formações lateríticas no topo destes testemunhos, foram expostas a condições de semiaridez e mesmo aridez nas épocas glaciais, a partir do Pleistoceno, alternando-se à dissecação em clima úmido (épocas interglaciais), e sofreram uma grande ação erosiva (Ab Saber, 1969; Bigarella, 1994) resultando na formação dos modelados intensamente dissecados das encostas do Planalto das Araucárias.

Capítulo 2

DESCRIÇÃO DOS PERFIS DE ALTERAÇÃO

2.1. INTRODUÇÃO

Seis perfis de alteração foram estudados nos limites da área escolhida, todos eles apresentando características comuns.

Para caracterizar aspectos petrológicos da alteração laterítica intempérica das rochas vulcânicas básicas, foram escolhidas as duas sequências, mais completas, preservadas da erosão intensa que ocorre nas bordas dissecadas do planalto.

Os perfis de alteração apresentam semelhanças morfológicas, estruturais, petrográficas, mineralógicas e químicas com os perfis lateríticos descritos por diversos autores; eles ocorrem associados a um modelado de relevo da superfície aplainada mais antiga do Planalto Meridional do Brasil.

Este modelado é constituído por uma zona superior plana (topo), zona intermediária (vertente) e zona inferior (vale em U entalhado pela drenagem atual).

As sequências mais completas localizam-se no topo do modelado descrito.

Duas sequências de alteração associadas a este modelado do relevo são descritas:

2.2 PERFIL 1 - Br 285 - km 30 (fig. 9)

Este perfil se desenvolve em um modelado de morros de topo plano com vertentes escalonadas (fig. 9).

A altitude máxima é de 950m em topo plano, seguido por vertente convexo-concava e suave até um segundo plano de altitude 900m, seguido por vertente retilínea até o vale de fundo chato a 850 m de altitude.

Os alteritos, expostos pelo corte de estrada, têm a espessura de 10 m (fig. 9).

Pode -se descrever os seguintes conjuntos (fácies) do perfil de alteração 1:

Rocha mãe; Saprólito; Alterito argiloso; Alterito esferoidal; Coberturas móveis; Solo atual.

A rocha mãe é um basalto de cor preta, com fraturas multidirecionais, que se situa a jusante do modelado descrito. O contato rocha-saprólito é irregular e sinuoso.

O saprólito é um conjunto constituído por fragmentos de rocha desagregada de tamanhos variados. Estes fragmentos apresentam um halo cinza que se torna gradualmente mais escuro em direção ao núcleo. Entre os fragmentos, aparece uma matriz constituída de micro fragmentos e de materiais argilosos. A espessura deste conjunto é variável, desde alguns centímetros a alguns metros

Os contatos saprólito-alterito argiloso e o contato saprólito alterito esferoidal são irregulares e abruptos.

O alterito argiloso situa-se acima do saprólito. Apresenta, a nível de observação macroscópica e microscópica, a textura da rocha preservada. É constituído por material

argiloso intensamente cortado por fissuras planares multidirecionais. As fissuras são preenchidas por argilas brancas entremeadas a películas pretas de brilho untuoso. A cor é variada: laranja acinzentada, 10YR 7/4, laranja amarelada escura 10YR 6/6, vermelha pálida 10R 6/2. Na base do alterito argiloso, as cores são mais amareladas e homogêneas. Em direção ao topo do perfil, ele se torna mais avermelhado.

Os blocos de alterito argiloso, quando observados numa superfície fresca de amostra do topo do horizonte, fácies "tacheté", apresentam uma matriz vermelha moderada (5R-4/6), com densas pontuações milimétricas brancas. O conjunto destas duas feições resultam na cor geral vermelha pálida. Nesta parte do perfil, também aparecem manchas vermelhas e canais de 2 a 3 cm de largura de bordas não conformes preenchidos por materiais vermelhos das coberturas móveis superiores (foto 5).

O alterito esferoidal é um conjunto de blocos arredondados de 10 cm a 1m de \varnothing que se caracteriza, inicialmente, pela cor laranja amarelada escura (10YR 6/6) e pela estrutura concêntrica, esferoidal de um córtex em torno de núcleos de rocha. Esta fácies é denominada por Tardy (1993) de fácies "pain d'épice". Estas esferas situam-se acima, ao lado, ou abaixo do conjunto alterito argiloso, nos cortes estudados. Algumas esferas são formadas exclusivamente de material amarelo pulverulento, de baixa densidade, com pontuações milimétricas cinza amarronadas, 5 YR 4/1. Estas crostas concêntricas apresentam na superfície côncava interna, películas brancas e películas cinza escuras azuladas. Outras bolas do conjunto, apresentam um núcleo de rocha (saprólito) muito pouco alterada da ordem de 10-20 cm e um cortex amarelo pulverulento. O contato rocha-córtex é abrupto; a transição rocha-córtex ocorre em 5mm.

As coberturas móveis (horizonte B de oxissolos) situam-se acima dos alteritos, se caracterizam pela cor marrom avermelhada moderada, 10R 4/6, e pela organização em agregados naturais "peds" (Brewer, 1964). Este conjunto apresenta uma espessura muito variada: de 7 m na parte mais alta da topossequência a 0 m nas vertentes convexas. Na superfície fresca dos "peds", observa-se glébulas de cores amarelo - alaranjadas, frágeis e foscas; glébulas marrom-escuras densas e glébulas brancas. Estas coberturas constituem um conjunto de material friável (móvel) Em vários estudos de perfis lateríticos, o termo cobertura móvel (Tardy, 1993) ou horizonte móvel (Gonçalves, 1987) é utilizado para designar esta fácies de estruturação fina, com acumulações glebulares reliquiaes de alteritos, no topo do perfil.

O limite inferior das coberturas móveis é uma superfície ondulada, irregular, o que faz supor que sejam *in situ*, desenvolvidas a partir dos alteritos devido a processos pedogenéticos que atuaram no alterito.

O solo marrom, atual, suporte de uma vegetação constituída por gramíneas, tem espessura média de 20cm e recobre a superfície de toda a topossequência (fig 9).

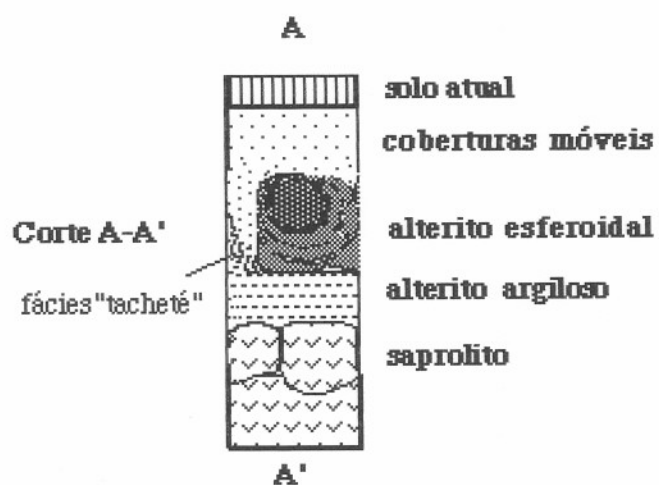
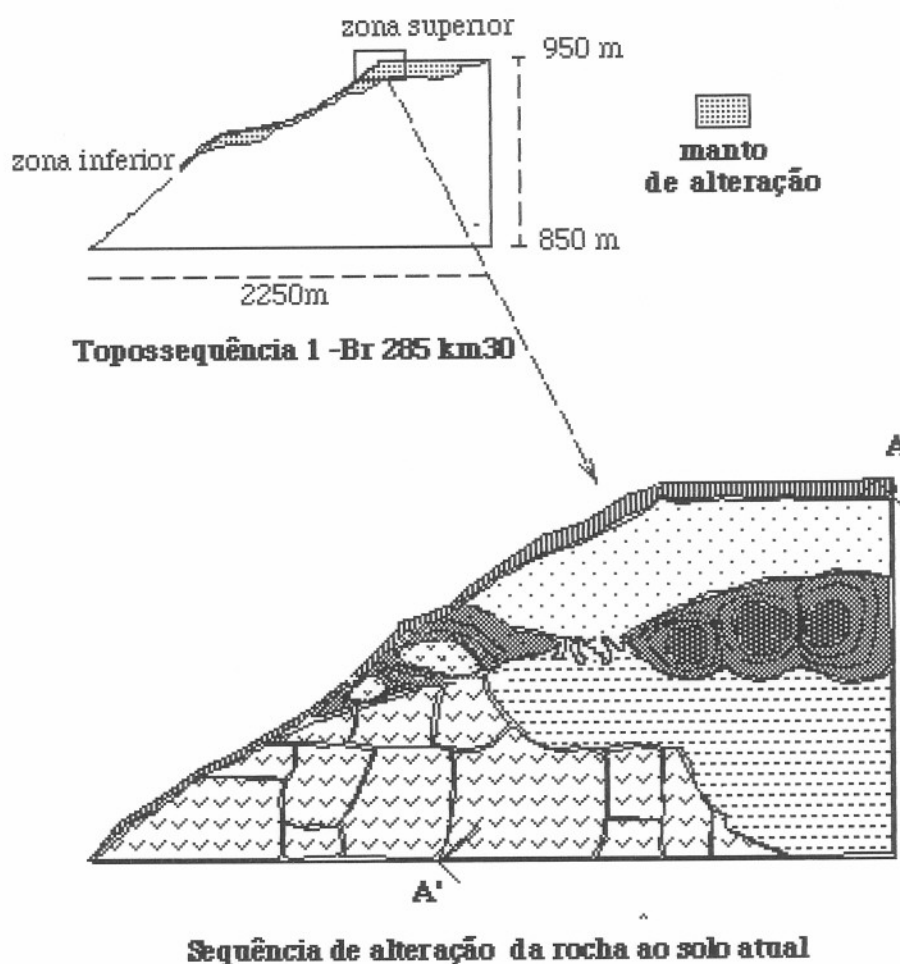


Figura 9. Sequência de alteração da rocha ao solo atual no perfil 1

2.3.PERFIL 2- Br 116 km 287

Esta topossequência difere da anterior nas altitudes: topo aplainado com altitude de 1000m, vertentes convexo-côncavas e suaves até um segundo plano de altitude 950m seguido por vertente retilínea até vale de fundo plano a 920m de altitude (fig. 10).

O contato rocha -saprólito é irregular e gradual. No manto de alteração, identifica-se as fácies: Saprólito que aparece na base do alterito argiloso e se caracteriza por apresentar blocos de rocha desagregada. Estes blocos que variam em tamanho, da ordem de 2 m a alguns centímetros de diâmetro e apresentam os bordos externos de cor cinza clara -média, com manchas verde acinzentadas, 10 GY 5/2. Esta auréola externa ou halo mostra transição com o núcleo de rocha cinza escuro médio. Em alguns fragmentos, observa-se uma espécie de zonação concêntrica constituída por zonas concêntricas mais escuras e mais claras na auréola externa e, contornando o núcleo de rocha interno, de cor cinza escuro, aparece uma fina linha preta de 1mm de largura. O contato saprólito-alterito argiloso ou saprólito-alterito esferoidal é irregular e sinuoso.

Alterito argiloso, que tem cor vermelha clara, (10R 6/2), é intensamente fissurado e apresenta estruturas da rocha preservadas. A superfície fresca deste alterito apresenta uma matriz de cor vermelha clara, com micropontuações brancas e verde-pálidas. Nesta superfície, observa-se também microfissuras preenchidas por argilas brancas. Os fragmentos de alterito argiloso são separados uns dos outros por descontinuidades, fissuras. As paredes destas fissuras são revestidas por películas marrom-avermelhadas moderadas de brilho untuoso. Os contatos alterito argiloso-alterito esferoidal são irregulares e abruptos. Pedacos de rocha pouco alterada são raramente encontrados no alterito argiloso.

Alterito esferoidal, em que as direções de fratura da rocha pouco alterada são mantidas e, a partir destas direções, desenvolve-se um cortex em camadas concêntricas laranja-amareladas escuras (10 YR 6/6), de baixa densidade. No núcleo destas esferas, pode aparecer rocha pouco alterada, rocha alterada ou o material amarelo pulverulento de baixa densidade que constitui o córtex. As camadas concêntricas apresentam revestimento interno de película escura e brilhante.

A base das coberturas móveis é marcada por uma linha de seixos, glébulas (Brewer, 1964) constituídas por geodos de sílica (ametista) e concreções amarelas, uma "stone line".

Este conjunto glebular poderia constituir resíduo de antigas crostas lateríticas degradadas, segundo Bocquier *et al.*, (1984).

As coberturas móveis, neste perfil, tem espessura média de 2m e cor marrom avermelhada (10R 4/6). São constituídas por acumulações de materiais pulverulentos resultando numa organização nitidamente pedológica de micropeds (Brewer, 1964), com esqueleto reliquial de opacos, fragmentos de materiais silicosos e pequenas glébulas (0,5 a 1 cm) amarelas.

As pequenas glébulas desaparecem nas partes superiores do conjunto evidenciando filiação com o horizonte glebular inferior.

O contato alterito (alterito argiloso e alterito esferoidal)-coberturas móveis é abrupto e irregular.

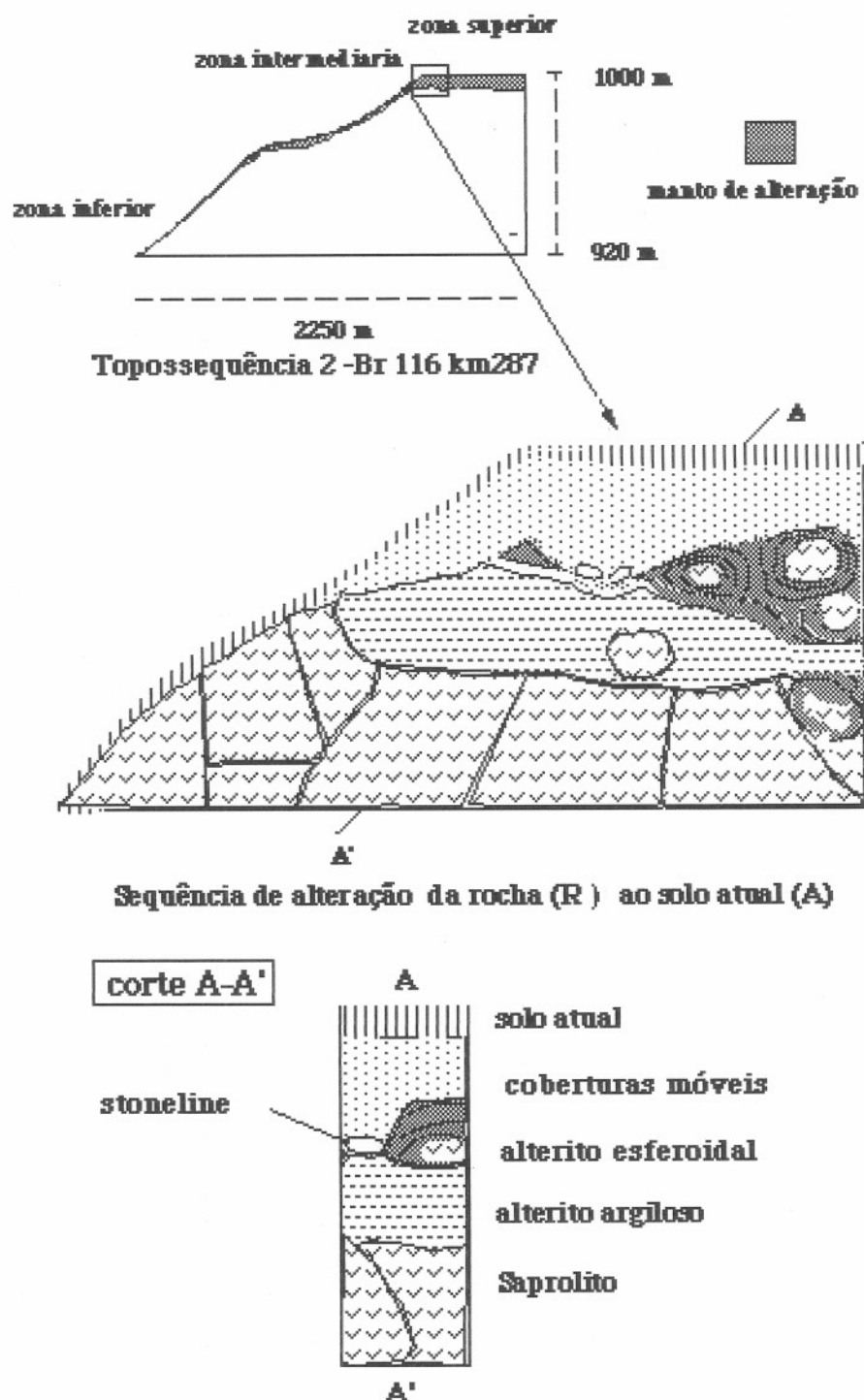
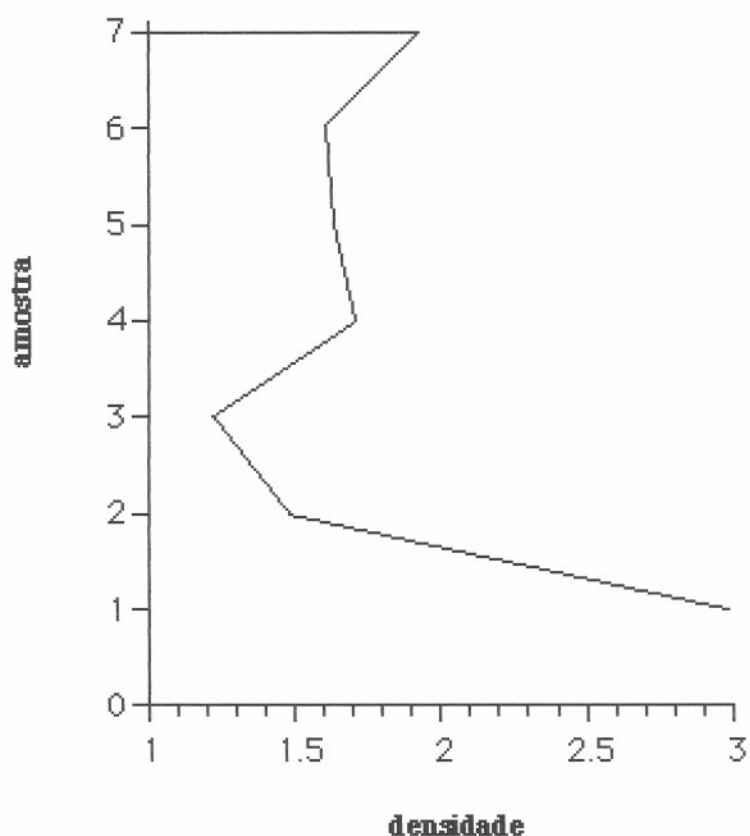


Figura 10. Sequência de alteração da rocha ao solo atual no perfil 2

2.4. EVOLUÇÃO GEOQUÍMICA GLOBAL DOS PERFIS

Foram feitas amostragens dos conjuntos de alteração e análises globais químicas e de densidade aparente.

Observou-se, inicialmente, que a densidade dos alteritos sofre uma diminuição considerável, comparativamente à rocha de origem, sendo que os produtos de alteração menos densos são as camadas externas de córtex do alterito esferoidal, seguidas pelos alteritos argilosos e coberturas móveis (fig.11).



**1-rocha, 2-saprólito, 3-córtex, 4, 5, alterito argiloso
6- alterito esferoidal, 7- coberturas móveis.**

Figura 11. Variação das densidades dos alteritos e coberturas móveis

Esta variação na densidade traduz mudanças químicas globais como perda em SiO_2 , FeO , MgO , CaO , Na_2O e concentração de Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 , tabelas 2, 3 e 4, em que os óxidos foram analisados por absorção atômica ou por fluorescência de raios x.

Para melhor ilustrar a evolução geoquímica global destas fácies, utilizou-se representações quimiográficas que permitem avaliar o comportamento relativo dos elementos maiores (fig 12). Os ganhos e perdas ficam evidenciados no sistema $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$, em que se observa-se uma perda gradual em SiO_2 no saprólito e nos alteritos e uma

diferenciação alterito argiloso com mais SiO_2 que o alterito esferoidal. Schellmann (1981) propôs a definição de “lateritas” aos produtos de intemperismo subaéreo intenso em que os teores de Fe e ou Al são mais altos e os de Si mais baixos que a rocha parental caolinizada.

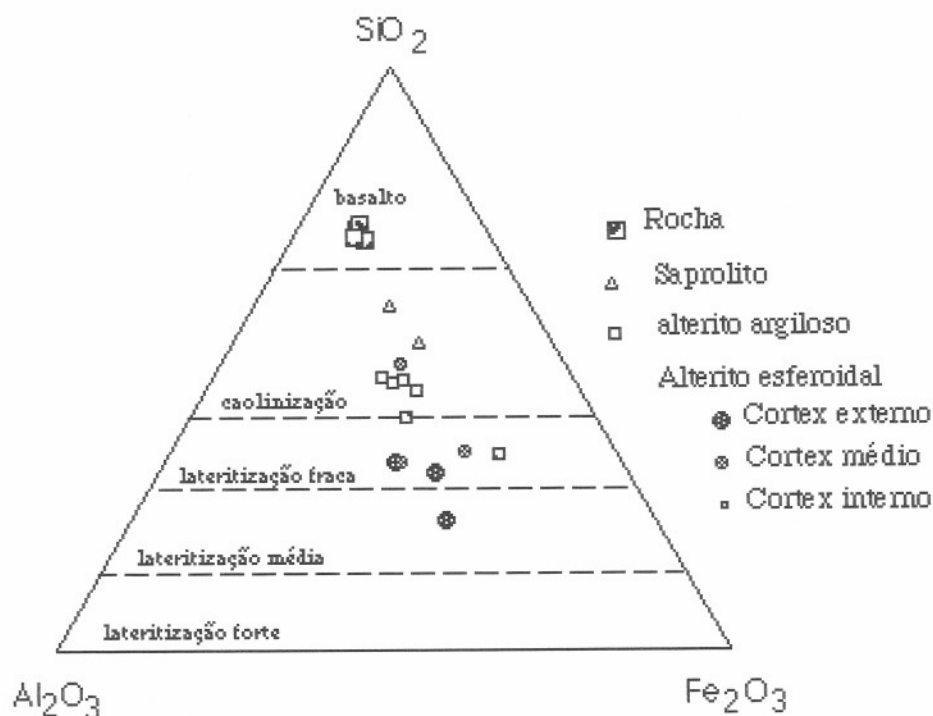


Figura 12. Evolução geoquímica da rocha pela alteração intempérica, no sistema $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$, segundo grau de intemperismo definidos por Schellman (1981).

Considerando a definição química de lateritização de Schellman (1981), pode-se atribuir aos alteritos, o grau de intemperismo correspondente à lateritização fraca a média, resultante do processo de intemperismo que sofreram as rochas básicas da área confirmando resultados de Schuck & Formoso (1991).

Tabela 2. Análise químicas globais das fácies de alteração do perfil

km 30 BR285	rocha	alterito argiloso	alt. esferoidal cortex m	Alterito esferoidal cortex int	Alterito esferoidal cortex ext	cobertura móvel
	48,99	30,31	23,42	31,84	16,73	34,67
SiO_2						
	13,38	21	23,81	19,68	23,35	21,08
Al_2O_3						
	7,20	tr	tr	0,27	0,43	0,01
FeO						
	7	24,23	25,75	24,72	34,98	18,60
Fe_2O_3						
	6,33	0,25	0,17	0,19	0,15	0,27
MgO						
	1,43	2,68	2,92	2,46	4,36	2,89
TiO_2						
	0,25	0,19	0,16	0,14	0,09	0,07
MnO						
	8,41	0,14	0,16	0,14	0,14	0,03
CaO						
	2,70	0,03	0,03	0,34	0,75	tr
Na_2O						
	0,67	0,42	0,46	0,42	0,44	0,13
K_2O						
	0,25	0,03	0,35	0,20	0,49	0,13
P_2O_5						
	1,65	7,87	7,09	7,78	3,64	9,79
H_2O						
pf						
	1,37	11,97	15,66	11,51	14,88	11,8
TOTAL						
	99,33	99,22	99,98	99,69	100,43	99,47

Tabela 3. Análise químicas globais das fácies de alteração do perfil km24, BR285.

km23 BR285	rocha- dens.(2,89)	alterito argiloso dens.(1,61)	Alterito esferoidal dens. (1,46)	Alterito esferoidal dens. (1,27)	cobertura móvel dens. (1,71)
SiO ₂	48,99	36,66	39,44	20,52	31,19
Al ₂ O ₃	13,38	19,84	14,86	19,44	17,11
FeO	7,20	tr	2,53	1,77	tr
Fe ₂ O ₃	7,00	22,44	20,49	27,82	22,07
MgO	6,33	0,34	1,86	0,21	0,20
TiO ₂	1,43	3,48	2,13	0,17	3,45
MnO	0,25	0,34	0,18	0,09	3,24
CaO	8,41	0,21	2,21	0,21	0,14
Na ₂ O	2,70	3,17	3,50	3,30	3,24
K ₂ O	0,67	0,47	0,87	0,49	0,37
P ₂ O ₅	0,25	0,03	0,04	0,03	tr
H ₂ O-	1,65	0,56	3,30	3,16	9,34
pf	1,37	11,7	8,58	16,97	12,53
TOTAL	99,33	99,24	99,99	99,14	99,84

No processo de alteração intempérica, certos elementos são recombinados e outros são importados ou exportados pelos fluidos. Para seguir os ganhos e perdas de elementos, deve-se estabelecer balanços geoquímicos (Millot & Bonifas, 1955 e Gresens, 1967)

Tabela 4. balanço geoquímico entre a rocha e a camada mais externa do córtex no perfil km 30, segundo cálculo de Gresens (1967).

rocha	Fv	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
isovol	0	-49,32	-13,47	-6,37	-7,05	-7,25	-1,44	-0,25	-8,47	-2,72	-0,67	-1,38
iso Ti	1	-42,66	-4,17	-6,31	6,88	-7,08	0,3	-0,21	-8,41	-2,42	-0,49	4,55
iso Ti	0,83	-43,79	-5,75	-6,32	4,51	-7,11	0	-0,22	-8,42	-2,47	-0,52	3,54

Tabela 5. Balanço geoquímico entre a rocha e a fácies argilosa no perfil km 30, segundo cálculo de Gresens (1967).

	Fv	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
rocha	0	-49,32	-13,47	-6,37	-7,05	-7,25	-1,44	-0,25	-8,47	-2,72	-0,67	-1,38
isovol	1	-32,01	-1,48	-6,23	6,79	-7,24	0,09	-0,14	-8,39	-2,7	-0,43	5,46
isoTi	0,94	-33,05	-2,2	-6,24	5,96	-7,24	0	-0,15	-8,39	-2,7	-0,44	5,05

A figura 13 representa o balanço geoquímico entre a rocha e o alterito argiloso. Este diagrama permite estimar os ganhos e perdas em função das variações de volume da rocha.

As reações de alteração podem ser isovolumétricas ou isoquímicas com relação a um elemento. Gresens (1967) estabeleceu uma equação relacionando a composição e o volume de uma rocha alterada em relação à rocha sã:

$$X_n = (F_v * (g^B / g^A) * C_n^B) - C_n^A$$

g^B e g^A são as densidades respectivas da rocha A e do alterito B; C_n^B e C_n^A são os teores em óxidos do elemento na análise da amostra total. X_n representa a perda ou ganho do

elemento. A variação em volume é expressa pelo fator de volume FV , que é o valor pelo qual deve-se multiplicar o volume da rocha A para obter o volume do alterito B.:

$$FV \cdot V_A = V_B.$$

$FV=1$ significa uma reação a volume constante.

$FV>1$ significa aumento de volume e $FV<1$ significa diminuição de volume.

As concentrações iniciais da rocha são apresentados nas ordenadas do gráfico para um valor de $FV=0$ segundo a equação: $X_n = -100 C_n^A$.

O valor negativo representa a dissolução dos elementos. Para cada elemento é possível calcular a variação de volume induzida se ele for constante na rocha alterada, isto é, se $X_n=0$.

Cada valor de FV obtido é posicionada na reta horizontal correspondente a $X_n=0$.

A interpretação do diagrama pode estabelecer dois mecanismos de alteração laterítica: isovolume, como descrito por Millot & Bonifas (1955), quando a textura da rocha original se mantém, e isoelemento.

Para uma alteração isovolume, $FV=1$, observa-se para o alterito argiloso, perdas quase totais em CaO, Na₂O, FeO e MgO; perdas significativas em K₂O, SiO₂, MnO; o Al₂O₃ com um valor de $X = -0.49$ teve uma perda muito pequena, restando quase constante. Houve ganhos em Fe₂O₃ e H₂O e TiO₂ (valores positivos, tabela 5).

O alterito esferoidal, considerando um processo de alteração isovolume, sofreu perdas quase totais em CaO, Na₂O, FeO e MgO; perdas em SiO₂, MnO e Al₂O₃ e K₂O e ganhos em Fe₂O₃ e H₂O e TiO₂, sendo que os ganhos em Fe₂O₃ e TiO₂ foram mais significativos que no alterito argiloso. Este último perdeu menos SiO₂ que o alterito esferoidal.

O cálculo da alteração considerando o $Al = 0$ mantém as mesmas perdas e ganhos obtidas no cálculo isovolume, porém com aumento de volume para o alterito esferoidal.

O cálculo isotitânio apresenta valores semelhantes aos obtidos no cálculo isovolume.

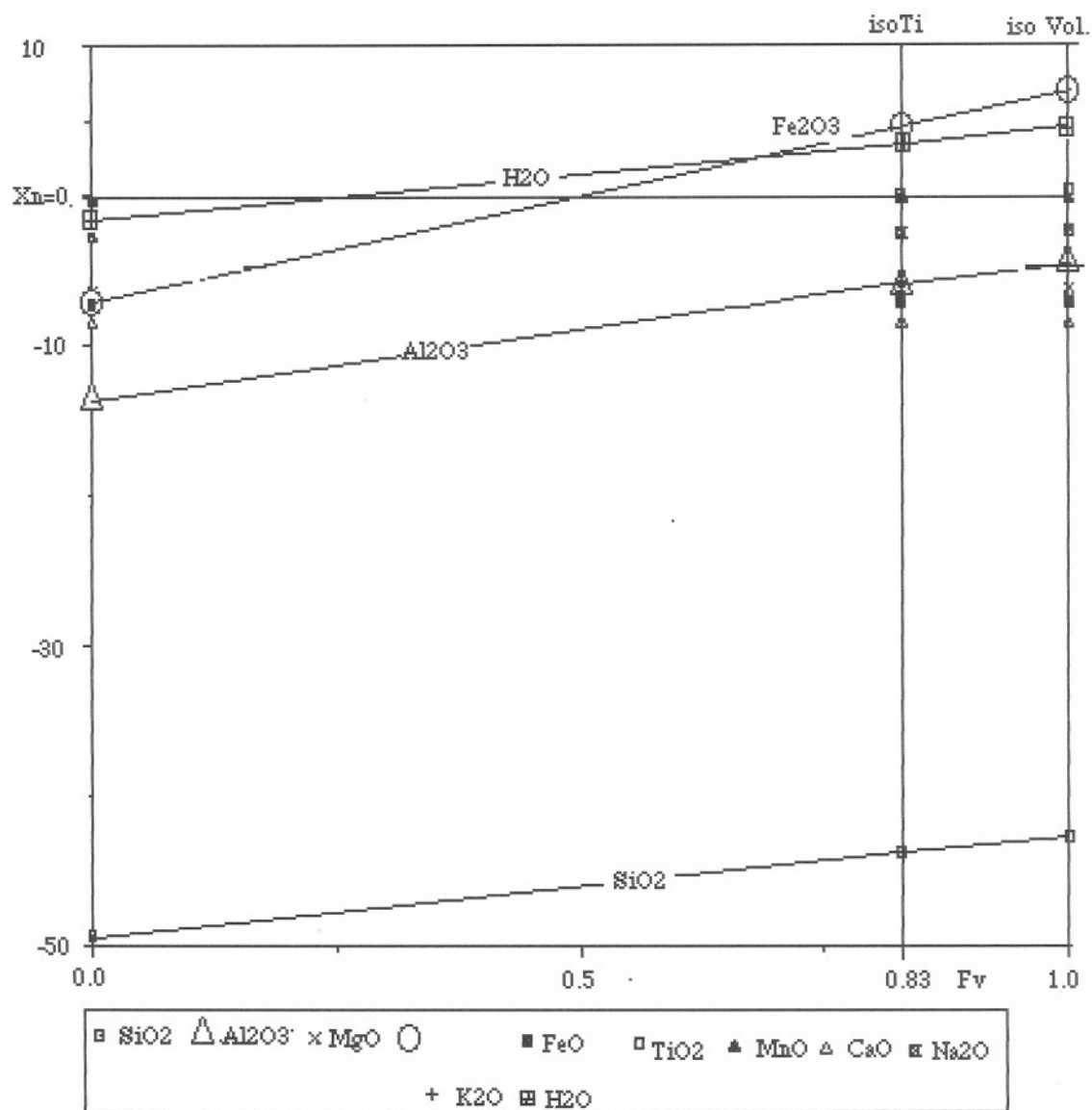


Figura 13. Diagrama composição & volume para o córtex do alterito esférico que é comparado com a rocha.

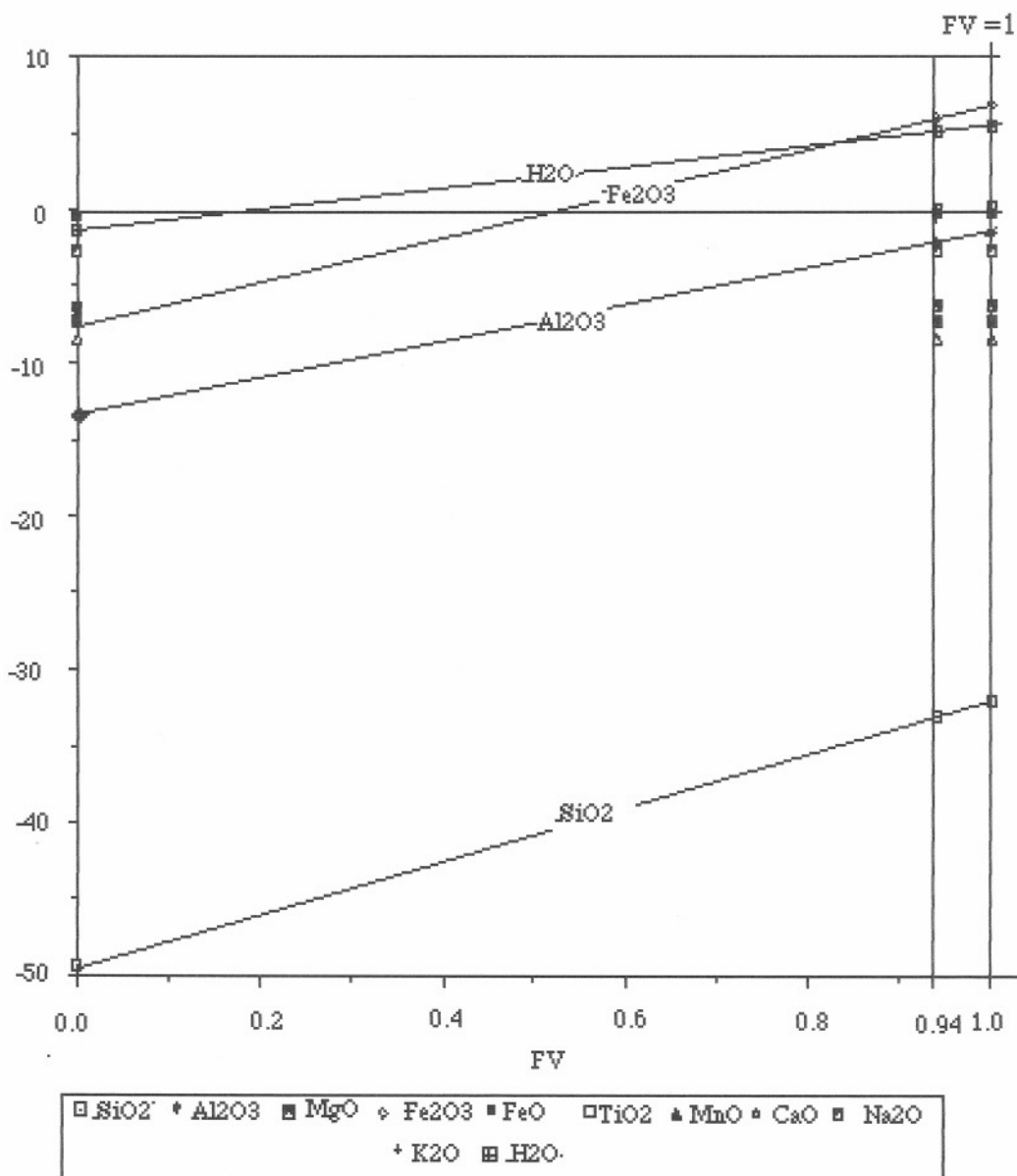


Figura 14. Diagrama composição & volume, para o alterito argiloso que é comparado com a rocha.

Os mesmos cálculos foram aplicados para os conjuntos de alteritos do perfil do km 24, Br 285 (tabela 2).

Tabela 6. Cálculo de perdas e ganhos no alterito argiloso e no alterito esférico (cortex) do perfil km 24, Br 285, considerando o volume constante na alteração.

Fv	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
0.00	-48,99	-13,38	-6,33	-7	-7,2	-1,43	-0,25	-8,41	-2,7	-0,67	-1,37
cortex	-39,97	-4,84	-6,24	5,23	-6,42	-1,36	-0,21	-8,32	-1,25	-0,45	6,09
%	81,59	36,17	98,58	-74,71	89,17	95,10	84,00	98,93	46,30	67,16	-444,53
1.53	-35,19	-0,31	-6,19	11,70	-6,01	0,00	-0,13	-8,27	-0,48	-0,34	10,04
%	71,84	2,31	97,77	-167,21	83,47	-0,15	51,59	98,32	17,82	50,83	-732,83
alter. argil.	-28,57	-2,33	-6,14	5,5	-7,14	0,51	-0,06	-8,29	-0,93	-0,41	5,15
%	58,32	17,41	97,00	-78,57	99,17	-35,66	24,00	98,57	34,44	61,19	-375,91
0.74	-33,88	-5,20	-6,19	2,25	-7,16	0,00	-0,11	-8,32	-1,39	-0,48	3,45
%	69,15	38,87	97,79	-32,16	99,43	-0,32	43,93	98,97	51,60	71,08	-252,07

Neste outro perfil, o cálculo isovolume caracteriza maiores perdas em SiO₂ para o alterito esferoidal, maiores perdas em Al₂O₃ também para o alterito esferoidal, maior ganho em Fe₂O₃ (por oxidação do Fe²⁺) no alterito argiloso, ganho em TiO₂ no alterito argiloso e perda muito grande no alterito esferoidal; maior ganho em água no alterito esferoidal.

Devido às grandes perdas em TiO₂ no córtex, evidenciadas pelo cálculo isovolume, atribuiu-se um fator volume para o cálculo isotitâneo. Considerando uma perda de volume para o alterito esferoidal, obtém-se menores perdas em SiO₂, menores perdas em Al₂O₃ e MnO; maiores ganhos em Fe₂O₃ (por oxidação do Fe²⁺).

2.5 DISCUSSÃO

Lateritas são formações superficiais resultantes da alteração meteórica de rochas sob condições tropicais (Pedro & Melfi, 1983). Nestas condições, todos os minerais são alterados e forma-se um nível constituído essencialmente por minerais secundários. O manto de intemperismo atinge grandes profundidades e divide-se em dois níveis principais: os alteritos e o solo pedológico, como os dois perfis descritos .

A formação de alteração situada à base dos perfis, caracterizada por uma separação mecânica nítida de fragmentos de rocha, sem nenhuma organização de origem pedológica é denominada de saprólito, quando desenvolvida sobre rochas básicas e ultrabásicas (Trescases, 1975; Menegotto, 1981). Quando desenvolvida sobre rochas ácidas de textura grossa como os granitos chama-se “arène” (Tardy, 1993).

Os saprólitos ou arênes são pouco desenvolvidos em domínio tropical úmido. As espessuras aumentam no domínio tropical árido e sobretudo em climas temperados úmidos

Em perfis lateríticos, o horizonte de alteração ou horizonte C divide-se em dois (Bocquier, 1984): o saprólito na base e o saprólito fino no topo.

O saprólito fino pode apresentar as seguintes fácies (Tardy, 1993): “lithomarga” constituída predominantemente de argilas caoliníticas e ainda quartzo (se presente na rocha mãe), hematitas e goethitas subordinadas, com organização herdada do material parental; a fácies “pain d’épice”, definida como fácies de saprólito fino, muito poroso, à goethita e hematita, se desenvolvendo pela alteração de rochas básicas e ultrabásicas; o horizonte “tacheté” que apresenta manchas de ferruginização, no qual a arquitetura e organização da rocha mãe são apagadas. Para Tardy (1993) os movimentos de matéria, a formação de cavidades, câmaras e canais assim como o preenchimento dos mesmos, no horizonte “tacheté”, se devem ao trabalho das térmitas.

Chatelin (1974) utiliza o termo “alterito” para designar uma formação de alteração em que a arquitetura e o volume da rocha parental são conservados. O alterito tem como limites a rocha mãe, na base, e o horizonte “tacheté”, no topo.

Optou-se por designar os conjuntos de alteração com textura conservada de **alteritos**, argiloso onde as cores são esbranquiçadas, indicando o predomínio das argilas brancas, e esferoidal, onde se formam córtex de alteração poroso, de cor amarelo-alaranjada e de baixa densidade.

Encontra-se tanto a sequência saprólito-alterito esferoidal- alterito argiloso, como também a sequência saprólito-alterito argiloso-alterito esferoidal.

Uma conclusão sobre a razão destas fácies passa necessariamente por um estudo petrológico detalhado.

Chatelin (1974) introduziu também o termo "aloterito" para designar todas as formações de alteração onde a textura parental da rocha não é reconhecida. Preferiu-se atribuir o termo "coberturas móveis" (Tardy, 1993) ao invés de "aloterito" para designar os oxissolos vermelhos situados acima dos alteritos, pois a origem autóctone deste conjunto não é totalmente comprovada.

Os resultados das análises globais confirmaram as diferenças observadas na descrição dos perfis. No saprólito, iniciam-se as perdas em SiO_2 , FeO , MgO , CaO , Na_2O . Nos alteritos, define-se uma fácies de baixa densidade (fácies esferoidal) com perdas significativas em SiO_2 e ganhos (por oxidação) em Fe_2O_3 , correspondente a lateritização de fraca a moderada (Schellman, 1981) diferenciada da fácies argilosa, que perde menos SiO_2 , correspondendo a uma caolinização.

Para caracterizar a mobilidade dos elementos químicos nestas fácies, necessária à compreensão dos processos de intemperismo atuantes no perfil, utilizou-se o cálculo do balanço geoquímico proposto por Gresens (1987). Considerando a textura da rocha, que está preservada nos alteritos, utilizou-se o raciocínio isovolume (tab.4, 5, e 6). Observa-se, para o alterito esferoidal dos dois perfis, perdas quase totais em CaO (99%), MgO (98%) e oxidação do FeO (97%). Perdas significativas em SiO_2 (80%), MnO (84%); O Al_2O_3 apresenta prováveis pequenas perdas. Houve ganhos em Fe_2O_3 e H_2O . K_2O e Na_2O apresentam-se mais móveis no alterito esferoidal do perfil Km 30 que no perfil km 24. Para o alterito argiloso, nos dois perfis, as maiores perdas são de MgO , FeO (oxidação) e CaO ; SiO_2 e K_2O e MnO sofrem perdas da ordem de 60%; O Al_2O_3 apresenta prováveis pequenas perdas; MnO , Na_2O apresentam maiores perdas no perfil do Km 30 que no perfil Km 24; Houve ganhos em H_2O .

As grandes perdas em TiO_2 no córtex do alterito esferoidal, do perfis km 24, obtidas pelo cálculo isovolume, sugerem uma perda de volume. Obtém-se, com o cálculo isotânico menores perdas em Al_2O_3 ; menores ganhos em Fe_2O_3 e MnO .

Pode-se caracterizar o alterito esferoidal como a fácies em que ocorre uma maior perda em SiO_2 e MnO relativamente ao alterito argiloso.

2.6 CONCLUSÕES:

Três principais conjuntos de horizontes típicos de coberturas lateríticas (Bocquier *et al.*, 1984) são identificados no manto de alteração de rochas vulcânicas básicas da Bacia do Paraná: um conjunto inferior de alteração, um conjunto médio glebular, pouco expressivo e um conjunto superior móvel.

A descrição dos perfis permite identificar como a sequência mais completa para o manto de alteração de rochas básicas da borda Sudeste da Bacia do Paraná os seguintes conjuntos, da base, para o topo: saprólito; alterito argiloso ("litomarga" na base e fácies "tacheté" no topo) ou alterito esferoidal (fácies "pain d'épice"); "stoneline" descontínua; coberturas móveis e solo atual.

Esta sequência ocorre frequentemente nos perfis de superfície de aplainamento mais antiga (de altitudes, entre 950 a 1000m).

Sequências incompletas, com apenas alguns dos horizontes descritos ocorrem em perfis de superfícies mais jovens.

As duas fácies, no conjunto de alteritos, suscitam explicações que passam necessariamente por um estudo petrológico detalhado.

Os dados geoquímicos globais caracterizam quimicamente os produtos de alteração intempérica dos basaltos como "lateritas" segundo definição de Schellmann (1981). Estas lateritas caracterizam-se por apresentarem enriquecimento em Fe_2O_3 e H_2O ; apresentam perdas em SiO_2 . Pode-se caracterizar o alterito esferoidal como a fácies em que ocorre uma maior perda em SiO_2 relativamente ao alterito argiloso.