Intemperismo de granitos e diabásios no municipio de Campinas e arredores, Estado de São Paulo.

ADOLPHO JOSÉ MELFI

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
TD 395
U. S. P.

DEDALUS - Acervo - IGC
30900005288

ADOLPHO JOSÉ MELFI

INTEMPERISMO DE GRANITOS E DIABÁSIOS NO MUNICÍPIO DE CAMPINAS E ARREDORES, ESTADO DE SÃO PAULO

BIBLIOTECA
T/395
U. S. P.

Tese de doutoramento apresentada à Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo

TOMBO
3684
551.31 L.23 (216.12)
(CUB)
M5211

São Paulo — 1967

ÍNDICE

INTRODUÇÃO 1

PRIMEIRA PARTE

CONSIDERAÇÕES GERAIS

CAPÍTULO I - ESTUDO DO MEIO FÍSICO 6

1 - Geologia 6

2 - Relêvo 13

3 - Clima 18

4 - Vegetação 25

CAPÍTULO II - OS SOLOS 29

1 - Solos desenvolvidos sôbre granitos 32

2 - Solos desenvolvidos sôbre diabásios 37

CAPÍTULO III - MATERIAIS E MÉTODOS 42

1 - Materiais 42

A - Descrição dos perfis de alteração dos granitos 43

B - Descrição dos perfis de alteração dos diabásios 49

2 - Métodos de investigações 56

A - Análise granulométrica 57

B - Análise mineralógica 59

a) Microscopia óptica 59
b) Difração de Raios X 60
c) Análise térmica diferencial .. 61
d) Microscopia eletrônica 62

C - Análises químicas 63

a) análises químicas totais . . . 63
b) cálculos isovolumétricos . . 63

SEGUNDA PARTE

RESULTADOS E DISCUSSÕES

CAPÍTULO I - ESTUDO DO INTEMPERISMO NOS GRANITOS E A FORMAÇÃO DOS PERFIS DE ALTERAÇÃO 65

1 - Perfil IT-1

A - Análise granulométrica 65

B - Análise mineralógica do perfil 67

C - Análises químicas 75

2 - Perfil IT-2

A - Análise granulométrica 75

B - Análise mineralógica do perfil 79

C - Análises químicas 87

3 - Perfil MO-1

A - Análise granulométrica 87

B - Análise mineralógica do perfil 91

C - Análises químicas 98

CAPÍTULO II - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS DO INTEMPERISMO NOS GRANITOS E A FORMAÇÃO DOS PERFIS DE ALTERAÇÃO 101

A - Análise granulométrica 101

B - Análise mineralógica dos perfis 101

C - Comportamento geoquímico dos elementos 108

CAPÍTULO III - ESTUDO DO INTEMPERISMO SÔBRE OS DIABÁSIOS E A FORMAÇÃO DOS PERFIS DE ALTERAÇÃO 113

1 - Perfil CA-1

A - Análise granulométrica 113

B - Análise mineralógica do perfil 115

C - Análises químicas 124

2 - Perfil PA-1

A - Análise granulométrica 124

B - Análise mineralógica do perfil 128

C - Análises químicas 129

3 - Perfil AM-1

A - Análise mineralógica do perfil 135

B - Análises químicas 140

CAPÍTULO IV - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS DO INTEMPERISMO SÔBRE DIABÁSIO E A FORMAÇÃO DOS PERFIS DE ALTERAÇÃO 144

A - Análise granulométrica 144

B - Análise mineralógica dos perfis 144

C - Comportamento geoquímico dos elementos 150

TERCEIRA PARTE

CONCLUSÕES

1 - Estabilidade dos minerais primários .. 154

2 - Gênese dos minerais de neoformação .. 155

3 - Comportamento geoquímico dos elementos 157

BIBLIOGRAFIA. 161

INTRODUÇÃO

Com freqüência, os geólogos têm suas vistas voltadas para o estudo do intemperismo e da formação dos solos, principalmente nas regiões de climas tropicais e sub-tropicais, em virtude do fato de uma espêssa cobertura de material intemperizado capear, pràticamente, tôdas as formações geológicas e tornar difícil e, por vêzes, impossível, a observação direta do substratum geológico.

De longa data os pesquisadores que se dedicaram ao estudo da geologia do Brasil sentiram a necessidade de conhecimentos pedológicos para servir de subsídios a levantamentos geológicos. Capanema (1866), Washburne (1930) e Moraes Rego (1935) situam-se entre os primeiros que se preocuparam efetivamente com o estudo dos materiais provenientes do intemperismo das rochas.

Entretanto, entre nós, muito pouca coisa tem sido feita neste campo, que tem também grande importância econômica:basta atentarmos para o grande número de jazidas minerais que estão genèticamente associadas a fenômenos intempéricos. O estudo do material intemperizado e seu processo de formação têm, ainda, importância nos problemas ligados à geologia aplicada, haja visto que a estabilidade estrutural de barragens e pontes depende essencialmente da extensão e da intensidade dos efeitos do intemperismo sôbre o substratum rochoso.

O intemperismo, como foi definido por Merril (1897), é o resultado da ação dos diversos elementos da atmosfera e, em par-

ticular, da água, do oxigênio, do gás carbônico e da temperatura sôbre as rochas, aos quais é necessário ajuntar em certos casos produtos da vida animal e vegetal. Ainda segundo Merril, o intemperismo é um processo tìpicamente destrutivo, que permite o desenvolvimento de novos minerais a partir daqueles alterados.

Pesquisadores que no início do século XX estudaram os problemas ligados ao intemperismo faziam nítida separação entre os processos ligados direta ou indiretamente à vida, referidos como processos de formação do solo, e aquêles inorgânicos, sem nenhuma relação com qualquer forma de vida, que eram restritamente denominados intempéricos. Atualmente, todos os autores modernos consideram os dois processos estreitamente correlacionados. Ambos ocorrem em virtude da inteiração dos mesmos fenômenos, podendo o solo ser considerado simplesmente como o produto final da decomposição das rochas.

O intemperismo das rochas e conseqüente formação do solo depende de vários fatôres, designados por Dokuchaiv (citado por De'Sigmond, 1938) de pedogenéticos ou formadores do solo. O solo é, portanto, considerado uma função de tais fatôres, tendo Dokuchaiv simbolizado o fenômeno na seguinte equação:

$$S = f\,(c,\ r,\ m,\ o,\ t,\ \ldots.)$$

onde S é o produto da decomposição ou o solo, c é o clima, r é o relêvo, m é o material original, o são os organismos (vegetais e animais) e t é o tempo.

Sendo os fatôres acima mencionados os responsáveis diretos pelo intemperismo das rochas e pela formação dos solos, torna-se indispensável, no trabalho que ora realizamos, fazer uma síntese dos aspectos mais importantes dos referidos fatôres para melhor compreensão da matéria analisada.

O presente trabalho realizado nos anos de 1965 a 1967, tem a finalidade de contribuir para o conhecimento da gênese de determinados tipos de solos tropicais e para elucidar certos aspectos relacionados com o intemperismo, principalmente químico, de rochas magmáticas.

A análise da decomposição meteórica limitou-se ao estudo de granitos e diabásios que, além de serem rochas bastante comuns na litosfera, possuem comportamento geoquímico análogo e de interpretação relativamente simples.

A região de Campinas foi escolhida para a realização de tal estudo, pois os fatôres de intemperismo e formadores do solo poderão aí ser bem documentados, principalmente os climáticos, os geológicos e os geomorfológicos, além do fato de ser possível nesta região a obtenção de bons perfis de alteração.

Trabalhos Prévios

A bibliografia nacional, que aborda problemas relacionados com o estudo do intemperismo das rochas e da gênese dos solos formados, é extremamente escassa, merecendo citação os trabalhos de Gutmans (1943), Guerra (1950 e 1952) e Setzer(1960), os quais abordam parcialmente o problema do estudo do material

proveniente do intemperismo e sua relação com o solo formado.

Paiva Netto e Nascimento (1957), analisando os produtos da alteração dos diabásios no Estado de São Paulo, tentaram pela primeira vez analisar de maneira mais completa a decomposição química das rochas e o produto desta alteração. Mais recentemente, Moniz (1964), Ranzani (1965) e Melfi et al.(1967), realizaram estudos que podem ser considerados pioneiros para a elucidação de problemas ligados ao intemperismo e gênese de nossos solos.

Entretanto, tal fato não ocorre com relação a trabalhos estrangeiros realizados neste campo, pois seu número é bastante grande, sendo pràticamente impossível uma revisão bibliográfica completa.

Citaremos neste capítulo sòmente os trabalhos realizados principalmente na África, onde as condições oferecidas pelo meio físico, bastante similares às nossas, serviram de base para possíveis comparações.

Segalen (1957), estudando a gênese dos solos derivados das rochas vulcânicas básicas em Madagascar e correlacionando-a com o tipo de drenagem e com as condições climáticas existente na ilha (precipitação e temperatura), mostrou que êstes dois fatôres são de grande importância tanto na qualidade do material intempérico formado, quanto na qualidade do solo originado. Leneuf (1959), em sua tese de doutoramento, apresenta dados interessantes sôbre a alteração de granitos e granodioritos em clima tropical, e a gênese dos solos formados a partir destas ro

chas, Bonifas (1959), aborda de maneira bastante detalhada o estudo geoquímico da alteração laterítica, destacando o comportamento dos elementos químicos perante o intemperismo e a formação dos óxidos, hidróxidos e silicatos hidratados que constituem as formações lateríticas. Précot et al (1962) realizaram um trabalho sucinto sôbre a alteração de diversas rochas ígneas, metamórficas e sedimentares e a formação do solo na região do Kivu; apresentaram resultados referentes à alteração dos minerais primários, à formação dos minerais secundários e concluiram que os fatôres principais que determinam a natureza dos materiais de alteração são essencialmente as condições de drenagem e o conteúdo iônico das águas de percolação, sendo o papel da rocha-mãe apenas o de delimitar as possibilidades de transformação. Finalmente Delvigne (1965) analisa, em seu trabalho, de maneira completa os aspectos ligados à pedogênese na região tropical de Côte-d'Ivoire. O autor aborda o comportamento geoquímico dos elementos maiores, sua mobilidade e acumulação dentro do perfil de alteração e a formação dos minerais secundários.

As demais obras consultadas serão citadas no texto, no decorrer do desenvolvimento do trabalho.

AGRADECIMENTOS

Antes de expor os resultados de nossa pesquisa, queremos expressar nossos sinceros agradecimentos a tôdas as pessoas e instituições que contribuiram para a realização do presente trabalho, seja por seus ensinamentos, por seus conselhos ou, ainda, por sua colaboração técnica.

Ao Prof. Dr. Viktor Leinz pelo estímulo e pela valiosa orientação dispensada durante a elaboração do trabalho; ao Eng. Químico Alcyr César do Nascimento, chefe da Secção de Agrogeologia do Instituto Agronômico do Estado, que gentilmente cedeu os laboratórios de sua secção para a elaboração das análises químicas e análises pelos raios X; ao Prof. José Pereira de Queiroz Neto, pelas sugestões apresentadas no decorrer dos trabalhos de campo; ao Dr. Franco Levi pelas críticas apresentadas ao manuscrito; ao Eng. Agrônomo Elliot Katijama pela microscopia eletrônica, que muito auxiliou na elucidação de certos problemas; aos Geólogos Vicente A. V. Girardi, Igor Bittencourt e Adilson de Carvalho pelas sugestões apresentadas aos trabalhos de laboratório; ao Dr. Evaristo Ribeiro Filho pela micrografia das secções delgadas; ao Sr. Jordão Nepote pela elaboração de análises químicas.

Agradecemos, ainda, à Profa. Srta. Maria de Lourdes Loureiro pela leitura e correção do texto; à Srta. Maria Inês de Paiva e ao Sr. José Ponchirolli pela datilografia e ao Sr. Italo Bello pela impressão do texto.

Finalmente, é imprescindível que agradeçamos à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), sem o auxílio da qual não seria possível a realização dêste trabalho.

PRIMEIRA PARTE

CONSIDERAÇÕES GERAIS

CAPÍTULO I

ESTUDO SUCINTO DO MEIO FÍSICO

A região em estudo acha-se situada na parte centro-leste do Estado de São Paulo, logo acima do trópico de Capricórnio, estendendo-se entre os paralelos de 22°39' e 23°14'S e os meridianos de 46°38' e 47°26' W Gr. (Fig. 1).

A área total abrangida é de aproximadamente 3.100 km^2.

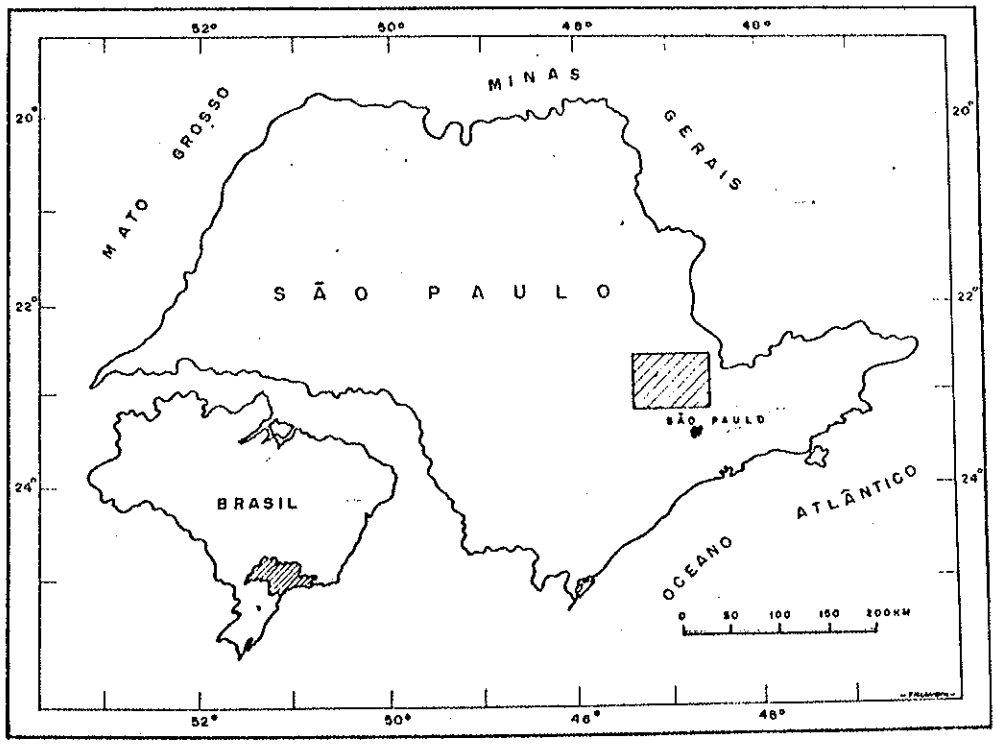


Fig. 1 - Mapa de localização da área estudada

1 - Geologia

Geològicamente, a região é constituída por rochas do embasamento cristalino pré-devoniano, por sedimentos permo-carbonníferos pertencentes ao chamado Grupo Tubarão e por rochas ígneas básicas mesozóicas intrusivas nestes sedimentos. Tôdas es-

tas formações geológicas acham-se parcialmente recobertas por sedimentos cenozóicos, cuja origem é ligada a fenômenos de pedimentação (Bjonberg, 1966 e Melfi et al., 1966).

Grande parte da área já foi estudada geològicamente por Melfi e Bitencourt (1962), fundamentando-se a presente pesquisa bàsicamente neste trabalho.

A distribuição das principais unidades litológicas é mostrada no mapa geológico anexo (Fig. 2).

Descrição das unidades

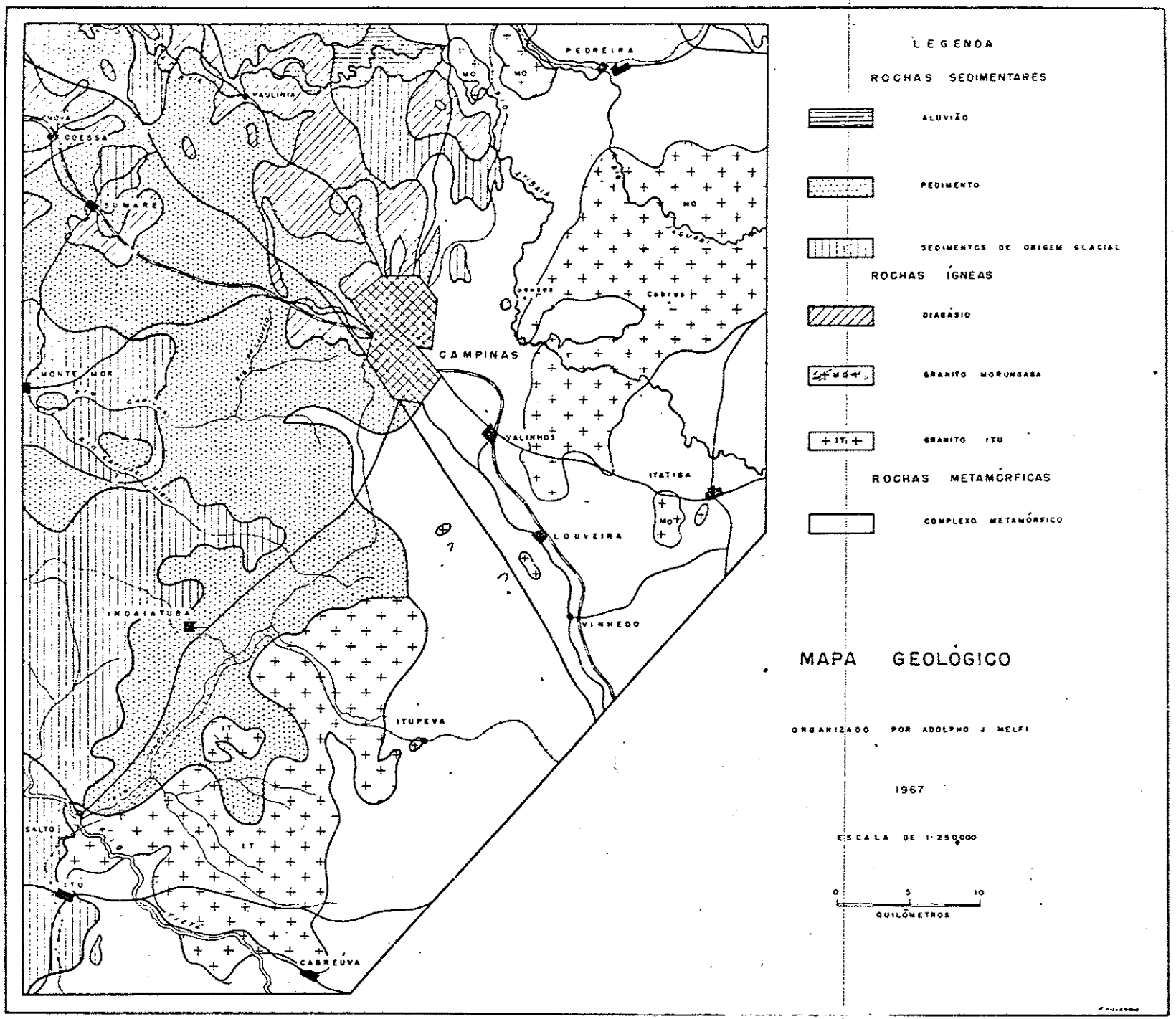
a) Complexo Metamórfico - As principais rochas que constituem o complexo metamórfico são predominantemente gnaisses e micaxistos, quartzitos e filitos subordinados.

Os gnaisses são predominantemente bandeados, com camadas claras (quartzo-feldspáticas) intercaladas com bandas escuras constituídas de anfibólios e biotitas. Ao norte, no Município de Amparo e ao sul, no de Itu aparecem grandes massas de migmatitos em estreita associação com os corpos graníticos.

Os únicos corpos de mica-xistos (quartzo muscovita xisto) afloram ao longo do rio Atibaia, no Distrito de Souzas.

Os quartzitos são relativamente raros na região, não constituindo faixas contínuas de espessuras apreciáveis, com uma só exceção no Município de Amparo. Os filitos possuem seus únicos afloramentos na parte ~~sul~~ SW da região, no Município de Itu.

Pequenos corpos anfibolíticos, ora concordantes com a estrutura geral do complexo metamórfico e ora discordantes, aflo-


LEGENDA
ROCHAS SEDIMENTARES
ALUVIÃO
PEDIMENTO
SEDIMENTOS DE ORIGEM GLACIAL
ROCHAS ÍGNEAS
DIABÁSIO
GRANITO MORUNGABA
GRANITO ITU
ROCHAS METAMÓRFICAS
COMPLEXO METAMÓRFICO
MAPA GEOLÓGICO
ORGANIZADO POR ADOLPHO J. MELFI
1967
ESCALA DE 1:250.000
0 5 10
QUILÔMETROS
PEDREIRA
PAULINIA
COESSA
SUMARE
CAMPINAS
MONTE MOR
VALINHOS
ITATIBA
LOUVEIRA
VINHEDO
INDAIATUBA
ITUPEVA
SALTO
ITU
CABREÚVA
MO
IT

ram ao norte, nos Municípios de Amparo e Pedreiras e ao sul, nos municípios de Itu e Cabreúva.

b) Intrusivas Ácidas - Encaixados nas rochas metamórficas regionais, afloram corpos intrusivos ácidos que, para efeito de mapeamento, foram separados em duas unidades. Ambos são granitos típicos, caracterizados por uma extrema pobreza em minerais fêmicos que raramente atingem um teor de 5%. A porcentagem de plagioclásios é maior nos granitos aflorantes na região de Cabras e Morungaba do que nos aflorantes na região de Itu e Valinhos.

Granito Itu - Nos municípios de Itu, Valinhos e Indaiatuba ocorrem corpos graníticos de textura equigranular grossa, constituídos, principalmente, por feldspato potássico, quartzo e plagioclásio, com biotita subordinada. Apresentam, quando frescos, coloração rósea. Devido a sua pobreza em minerais fêmicos e ao seu alto teor em feldspato potássico, podem ser classificados como alasquito.

A designação de granito Itu, por nós utilizada, é popular no Estado de São Paulo, pois é neste Município que predominam seus afloramentos, principalmente, na forma de enormes matacões.

Granito Morungaba - Nos Municípios de Morungaba, Pedreira e Campinas afloram corpos de granitos por vêzes porfiroidais que se apresentam orientados paralela ou sub-paralelamente à xistosidade apresentada pelas rochas pertencentes ao complexo metamórfico, sugerindo tratar-se de um granito sin-tectônico.

Sua textura é equigranular, variando de média a grossa, porém quase sempre mais fina do que o granito tipo Itu. Comumente apresenta uma textura porfiroidal, com cristais centimétricos de feldspatos numa massa milimétrica de quartzo e feldspato.

A análise microscópica evidenciou tratar-se de alasquito, semelhante ao anterior, possuindo, entretanto, um teor ligeiramente mais elevado em plagioclásio. O feldspato potássico é o seu principal constituinte, perfazendo cêrca de 40% do volume total da rocha. O quartzo é o segundo mineral em abundância, constituindo cêrca de 35% do volume total. O plagioclásio aparece formando por volta de 25% de seu volume total, enquanto a biotita é escassa, como no granito Itu, raramente atingindo 2% do volume total da rocha. Os acessórios podem atingir até no máximo 2%, sendo a titanita o principal mineral dêste grupo, seguida dos minerais opacos, zircão e apatita.

Associados aos granitos, ocorrem inúmeros diques de granitos pórfiros e alguns de lamprófiros, que já mereceram estudos detalhados por Girardi e Bittencourt (1963) e Wernick (1966).

c) Sedimentos da Bacia do Paraná - Na parte oeste da área mapeada ocorrem sedimentos permo-carboníferos de origem glacial, flúvio-glacial e lacustre-glacial, pertencentes à base da Bacia Sedimentar do Paraná. Apresentam-se, via de regra, recobertos por uma camada relativamente fina de sedimentos cenozóicos, aflorando sòmente nas zonas onde a rêde de drenagem entalhou mais profundamente o terreno, como acontece ao longo dos

vales do Tietê, Capivari e Capivari Mirim. São, principalmente, sedimentos clásticos finos, siltitos e argilitos associados a tilitos e conglomerados subordinados. É notável a ausência de sedimentos arenosos na região.

Os siltitos e argilitos, têrmos litológicos predominantes, são encontrados na região de Itu, Indaiatuba e Monte Mor. Os tilitos e conglomerados ocorrem em afloramentos esparsos na região de Salto e Tanquinho, em contato com o fundo irregular da bacia formado pelo embasamento cristalino.

A existência de manchas isoladas de sedimentos permo-carboníferos em terrenos pré-devonianos, descritas por Martin et al. (1959) e por Melfi e Bittencourt (1962), mostram maior extensão para leste das rochas de Grupo Tubarão, atualmente erodidas.

d) Intrusivas Básicas - Os diabásios constituem as rochas predominantes na parte noroeste da região estudada, ocorrendo na forma de sills intrusivos nos sedimentos permo-carboníferos ou no contato dos sedimentos com rochas mais antigas pré-devonianas. São rochas escuras, tendendo para o prêto, com granulação variável, fina nas zonas periféricas dos corpos intrusivos e grossa na parte central dos grandes corpos ígneos. A textura é em geral sub-ofítica, podendo ocorrer ainda a ofítica, a porfirítica e mais raramente a intersetal. No município de Paulínea, na extremidade norte do grande sill de Campinas, o intercrescimento de quartzo e feldspato potássico é de tal intensidade que empresta à rocha um caráter granofírico.

A composição mineralógica varia pouco de afloramento para afloramento, sendo o mineral mais abundante o plagioclásio, que constitui geralmente cêrca de 50% do volume da rocha total.

O segundo lugar em importância é ocupado pelos piroxênios, cujos cristais pertencem a dois minerais do grupo dos clinopiroxênios: augita, mais abundante, e pigeonita, subordinada. Ambos constituem cêrca de 35 a 40% do volume total da rocha.

Os acessórios, que em casos extremos atingem o máximo de 15% do volume total, são, principalmente: magnetita, ilmenita apatita. Quartzo, olivina e feldspato potássico podem aparecer esporàdicamente em determinados afloramentos, podendo ainda ocorrer biotita.

Com base nos recentes estudos geocronológicos efetuados no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo por Amaral et al. (1965), e Melfi (1967), êstes corpos ígneos intrusivos podem ser considerados de idade Cretácea inferior, correlacionáveis a do vulcanismo básico que afetou todo o Brasil meridional.

e) Sedimentos cenozóicos - Recobrindo parte dos sedimentos permo-carboníferos do Grupo Tubarão, parte dos diabásios e parte das formações pré-devonianas, temos uma camada detrítica por vêzes espêssa, caracterizada pela incoerência de um material mal selecionado, sem estratificação visível. Em seu contato com as formações inferiores, é freqüente a existência de linhas de seixo de espessura variável, como ficou demonstrado no trabalho de Melfi et al (1967).

Esta sedimentação capeia marcantes superfícies aplainadas e está ligada genèticamente a processos desenvolvidos em clima semi-árido, com transporte relativamente pequeno e nas proximidades de zonas montanhosas. Estas características são típicas de depósitos de pedimentação. Bjornberg (1966), Bjornberg e Landim (1966), e Melfi et al. (1966) discutiram recentemente essas características na região.

2 - Relêvo

A área em estudo apresenta uma morfologia complexa, abrangendo duas regiões naturais; o planalto Atlântico e a depressão periférica.

Planalto Atlântico

Almeida (1964), baseado na grande heterogeneidade estrutural da qual resultam formas topográficas diversas, dividiu o planalto Atlântico em 10 zonas, das quais duas são, em parte, abrangidas pela região ora analisada: a) serrania de São Roque e b) zona cristalina do norte.

a) Serrania de São Roque - Corresponde a uma estreita faixa que ocorre no sul da área, formando um planalto onde as maiores elevações alcançam 1.200 m de altitude, enquanto seus vales mais baixos estão em cotas nunca inferiores a 600 metros.

É constituída essencialmente por granitos e gnaisses. O granito do tipo não porfírico, rosado, aflora contínuamente desde Cabreúva até o sul do Município de Campinas. Este grande batólito forma no extremo meridional da área a maior expressão topo -

gráfica da zona dentro da região estudada: a serra de Itaguá, que serve de limite norte para a serrania de São Roque, separando-a da zona cristalina do norte.

Todo o relêvo nesta região vai gradualmente perdendo altura de leste para oeste, passando de 1.200 metros na serra do Japi, para 1.000 metros na serra da Itaguá, continuando a diminuir até desaparecer sob as rochas sedimentares do Grupo Tubarão.

A rêde de drenagem mostra-se subordinada à estrutura geológica. Os dois principais rios que atingem a área, o Tietê e o Jundiaí, apresentam claramente esta tendência; o Tietê está adaptado às direções estruturais NNE e NW apresentadas por granitos e rochas metamórficas e o Jundiaí, ao contato geológico entre as rochas pré-devonianas e os sedimentos da Bacia do Paraná.

b) Zona cristalina do Norte - Quase tôda a totalidade do planalto Atlântico na região pode ser enquadrado dentro da zona cristalina do Norte.

Apresenta um relêvo montanhoso com as maiores altitudes não ultrapassando a 1.200 metros, condicionadas pela superfície de aplainamento de Itaguá, segundo Almeida (1964). Esta altitude só é atingida na serra das Cabras, a leste do Município de Campinas.

Geològicamente, predominam gnaisses e granitos com micaxistos e quartzitos subordinados. As maiores expressões topográficas da área, as serras de Cocais e das Cabras, constituí -

das de granitos, apresentam uma morfologia que constrasta com o relêvo das regiões vizinhas, esculturado em gnaisses e mica - xistos, formando um nível altimétrico mais baixo, de aproximadamente 800 metros (Fig. 3). O tôpo e as vertentes destas serras estão coalhadas de matacões, que emprestam à área um aspecto bastante peculiar.

Os principais rios da região são: Atibaia, Jaguari e Jundiaí. O Atibaia e o Jaguari cortam as principais estruturas NE transversalmente, de forma superimposta, o que é uma característica da drenagem de todo o planalto; aproveitam, nos granitos, as linhas de fraquezas, formando uma rêde de drenagem ortogonal e concordando eventualmente com a xistosidade e gnaissificação das rochas metamórficas. O Jundiaí, como na área anterior, acompanha o contato rochas pré-devonianas - sedimentos, que se efetua na direção NE.

Depressão Periférica

A expressão depressão periférica, criada por Moraes Rego (1932) é ainda mantida porque se enquadra perfeitamente dentro do aspecto da região. É uma zona rebaixada entre as terras altas do planalto Atlântico e as cristas elevadas das cuestas basálticas.

Almeida (1964) adotou uma subdivisão para a depressão periférica, em três zonas: do médio Tietê, do Paranapanema e do Mogi-Guaçu, estando a região estudada totalmente compreendida dentro da zona do médio Tietê.

A zona do médio Tietê é constituída parcialmente por se-

dimentos do Grupo Tubarão, com importantes intrusões de diabásio, que na forma de sills desempenham papel relevante na topografia.

De um modo geral a topografia é pouco acidentada, com desníveis que raramente ultrapassam 100 metros, predominando o relêvo em colinas arredondadas de bordos convexos.

Os locais onde aflora o sill de diabásio, apresentam formas peculiares de topografia, em contraposição ao relêvo oferecido pelos sedimentos circunvizinhos. Tais formas se caracterizam por tôpos planos, rupturas de gradiente mais acentuadas e concavidade geral das encostas (Fig. 4).

As altitudes médias estão por volta de 600 metros, raramente atingindo valôres maiores, com exceção das regiões onde afloram corpos de diabásio de grande porte, podendo aí atingir altitudes superiores a 700 metros, como ocorre na cidade de Campinas, no bairro Chapadão.

A drenagem da região é feita pelos rios Atibaia, Jaguari e Tietê, possuindo todos êles nesta faixa, direção geral NW, acompanhando o pequeno mergulho dos sedimentos.

A rêde de drenagem, que é abundante nos sedimentos de origem glacial, torna-se bastante restrita nas áreas recobertas por material de pedimentação, em virtude da grande porosidade decorrente de seu mau selecionamento. ?

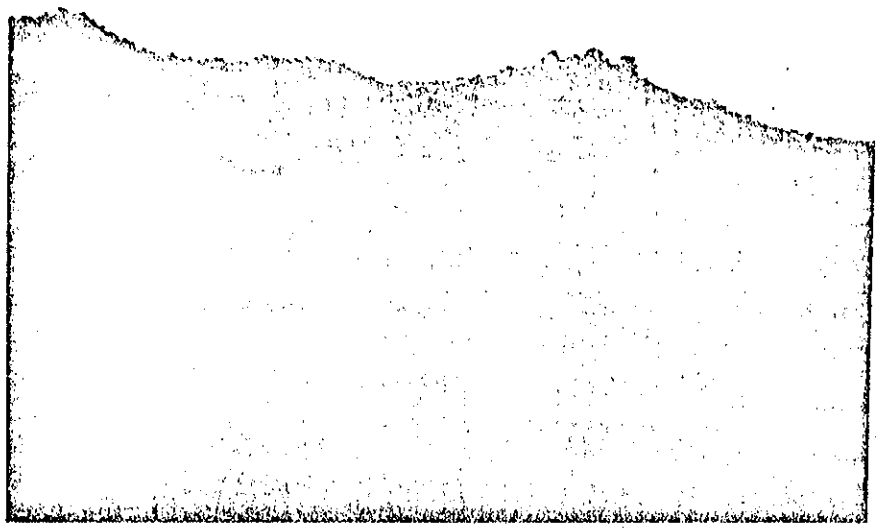


Fig. 3 - Relêvo característico da região de contato entre granitos e mica-xistos.

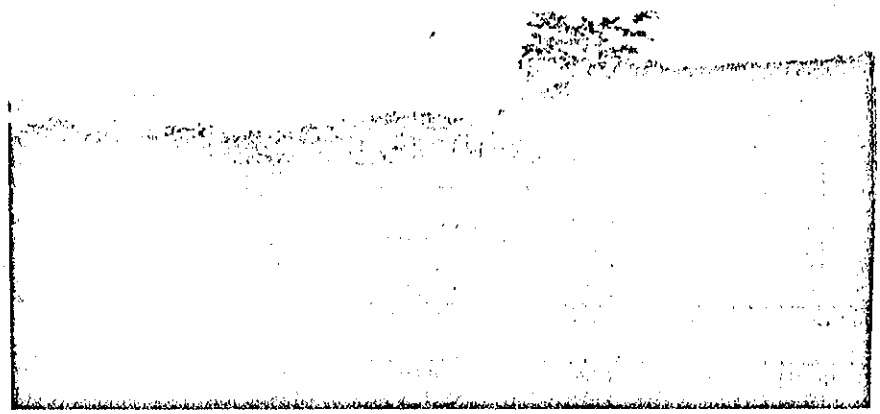


Fig. 4 - Forma típica do relêvo formado pelos corpos de diabásios.

3 - Clima

Os agentes climáticos que realmente exercem papel preponderante nos fenômenos intempéricos e pedogenéticos são: água e temperatura, como muito bem ficou demonstrado nos trabalhos de Geoffe (1936), Demolon (1952), Segalen (1957), Aubert (1957) e Douchaufour (1960).

A temperatura crescente favorece a velocidade das reações de hidratação dos íons, e sua solubilidade, favorecendo o aumento de material que pode passar para o estado dissolvido. Facilita ainda a troca iônica entre íons carregados pela solução e os situados nas estruturas cristalinas.

A água age de maneira complexa, pois, além de retirar material solubilizado, pode conter substâncias dissolvidas anteriormente. Estas podem intensificar a ação intempérica ou contribuir com partículas que são adsorvidas e incorporadas ao material sólido.

Comumente, êstes dois agentes climáticos são analisados a partir de dados da climatologia clássica, que por si só, têm um valor relativo, pois realmente o que interessa é conhecer como a água e a temperatura agem no solo ou na rocha, isto é, conhecer o clima do solo.

Mohr e Van Baren (1954) mostraram que o clima do solo é condicionado pelos valores do clima atmosférico (água e temperatura) e pelas radiações solares que atingem a superfície. A água do solo depende não só da quantidade de água precipitada, como também da evaporação que, por sua vez, depende de outros fatô -

res atmosféricos.

Entretanto, como as informações diretas sôbre o clima do solo são muito escassas, e pelo fato dêste depender do clima atmosférico, podemos, através do estudo de seus elementos componentes e dos fatôres que intervêm para modificá-los (vegetação e relêvo), inferir alguns dados que possam ser de grande utilidade para o conhecimento do clima do solo.

Regime térmico e Pluviométrico

No estudo climático da área utilizamos dados meteorológicos obtidos em nove estações localizadas dentro ou nas cercanias da região estudada.

A) Precipitação - em zonas situadas nos limites dos trópicos, a precipitação torna-se o elemento climático mais importante para a análise do intemperismo das rochas e dos solos (Schroeder, 1956).

Pelo mapa de isoietas do Estado de São Paulo, apresentado por Schroeder (1956), verifica-se que a pluviosidade aumenta para leste, passando de valores de 1.100 mm na região de Itu para valores aproximados de 1.500 mm na região da serra dos Cristais; esta funciona como uma barreira interceptadora das massas de ar que se deslocam de leste para oeste, forçando-as a descarregar aí sua umidade.

A tabela 1 apresenta as médias mensais de precipitação e temperatura de cinco localidades situadas na área estudada, assim como outras quatro situadas nas vizinhanças.

TABELA 1

Médias Mensais de Temperaturas e Precipitações

	LOCALIDADE Clima-altitude	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Média anual
10 anos	Americana* Cwa - 530m	184	199	136	52	35	29	18	26	78	125	154	238	1274 P
35 anos	Amparo* Cfa-Cwa-670m	23.0 308	23.1 202	22.3 153	20.4 72	17.7 51	16.2 63	15,6 40	17,5 31	19.3 69	20.4 100	21.8 153	22.7 225	20.0 t° 1467 P
31 anos	Cabreúva* Cfa - 640m	279	173	140	72	57	65	35	48	95	104	143	230	1441 P
36 anos	Campinas** Cwa - 670m	23.1 241	23.0 217	22.7 144	20.7 62	18.5 49	17.2 41	17.0 24	18.7 33	20.2 56	21.1 128	21.8 138	22.4 232	20.5 t° 1364 P
46 anos	Itu* Cfa-Cwa-570m	23.5 178	23.7 173	23.1 108	21.2 60	18.5 53	17.1 49	16.7 35	17.5 53	19.6 69	21.0 88	22.1 99	22.4 109	20.5 t° 1152 P
37 anos 18 anos	Jundiaí* Cfb-Cfa-730m	21.7 268	21.9 216	21.1 139	19.9 64	17.7 58	16.0 50	16.1 37	16.8 45	18.6 85	19.9 114	20.6 167	21.0 235	19.3 t° 1478 P
25 anos	Limeira** Cwa - 620m	22.6 236	22.4 210	22.0 171	20.1 66	18.0 47	16,7 34	16.5 22	18.6 28	20.1 59	20.9 125	21.4 153	21.9 223	20.1 t° 1374 P
20 anos	Monte Alegre** Cwa - 930m	22.1 265	22.0 220	21.5 190	19.3 63	16.9 48	15.6 50	15.7 30	17.7 32	19.8 47	20.5 122	20.5 152	21.3 220	19.4 t° 1439 P
14 anos	Pedreira* Cfa - 690m	217	204	154	64	46	35	25	32	81	132	166	251	1413 P

Fonte: *Setzer, 1946 - Clima do Estado de São Paulo.
**Dados obtidos na Seção de Climatologia Agrícola do Instituto Agronômico de Campinas.

Os dados de Monte Alegre do Sul foram tomados para a caracterização climática das regiões elevadas de Campinas e Itatiba (serras das Cabras e de Cocais), assim como os de Americana, para a caracterização das regiões de Sumaré e Paulínia.

A análise dos dados fornecidos pela tabela 1 mostra que:

a) as maiores precipitações ocorrem no mês de janeiro, com exceção de Americana e Pedreira onde as maiores precipitações foram registradas em dezembro;

b) as precipitações verificadas nos meses de inverso são tôdas inferiores a 60 mm, com duas exceções: Cabreúva, onde, em junho, elas atingem um valor de 65 mm; e Amparo, onde em junho, apresentam 63 mm;

c) abril representa o início do período sêco, o qual se prolonga até setembro, quando novamente a precipitação vai-se intensificando;

d) pràticamente 50% das chuvas caem durante os 3 meses correspondentes ao verão. O inverno é realmente sêco, com precipitações, raramente alcançando 15%.

B) Temperatura - com relação à temperatura, a tabela 1 mostra-nos que:

a) há um decréscimo da temperatura de oeste para leste, e das áreas situadas em cotas mais baixas para as situadas em cotas mais elevadas;

b) nos meses mais quentes (janeiro e fevereiro) a temperatura é sempre igual ou superior a 22°C;

c) os meses mais frios são junho e julho.

Classificação Climática

Os dados da temperatura média do ar e da precipitação pluviométrica permitem identificar o clima da região como pertencente ao tipo C na classificação proposta por Köppen (climas úmidos de temperaturas brandas), onde a temperatura do mês mais frio está entre 3°C e 18°C e a temperatura do mês mais quente está acima de 10°C. /?

Na região, o tipo C admite dois sub-tipos: Cwa e Cfa.

Cwa - apresenta, no mês mais sêco, chuva inferior a 30mm; a temperatura é superior a 20°C no mês mais quente e inferior a 18°C no mês mais frio.

Cfa - apresenta, no mês mais sêco, chuva entre 30 e 60 mm; a temperatura média no mês mais quente é superior a 22°C e no mês mais frio, inferior a 18°C.

No Município de Jundiaí tem-se uma transição do sub-tipo Cfa para o Cfb, onde a temperatura do mês mais quente não a tinge a 22°C. o que é Cfb

Balanço Hídrico de Thornthwaite

Sob o ponto de vista do estudo do intemperismo e da pedogênese, deve-se observar que a classificação do clima não é suficiente para definir as conseqüências de sua ação sôbre as rochas e solos. Precisamos então adotar critérios que permitam melhor a avaliação dos fatôres climáticos, principalmente o pluviométrico.

Uma forma é a determinação do balanço hídrico. Este cálcu-

lo, desenvolvido por Thornthwaite (citado por Camargo, 1961), é baseado no conceito da evapotranspiração potencial, que é definida como a quantidade de água que retorna à atmosfera através da evaporação e transpiração de uma área com vegetação e sem qualquer limitação por deficiência de umidade do solo. O balanço hídrico, por êste método, indica não sòmente as deficiências anuais de água, como também os excedentes anuais, ou sejam as quantidades de água pluvial que percolam para o lençol freático por efeito da gravidade.

Em vista disso, procuramos mostrar o comportamento do balanço hídrico na região em estudo, analisando o comportamento de três localidades dentro da região, e mais Amparo e Monte Alegre do Sul. Os resultados apresentados na tabela 2, foram elaborados com a utilização dos dados de precipitação e temperatura e cálculos da evapotranspiração potencial.

A tabela 2 mostra que a região apresenta um balanço hídrico bastante homogêneo, não havendo pràticamente deficit em tôda a área, com exceção da zona noroeste, onde um pequeno deficit pode ocorrer no mês de setembro. O excedente vai aumentando de oeste para leste, chegando a alcançar 615 mm em Monte Alegre do Sul.

Dos dados apresentados, infere-se que a região possui tal quantidade de água que, durante cinco ou seis meses por ano, mesmo após a evaporação e o seu aproveitamento pela vegetação, ainda sobra um excesso de água que percola pelos solos e rochas promovendo a mobilização dos seus elementos.

TABELA 2

Disponibilidade de água em mm nos solos, determinada pelo método de Thornthwaite (1948). Os números com sinal + indicam excedentes de água no mês. Os com sinal - as deficiências; e os sem sinal, a quantidade de água disponível no solo.

	Amparo	Campinas	Itu	Jundiai	Limeira	Monte Alegre
Janeiro	+191	+127	+56	+164	+122	+158
Fevereiro	+97	+118	+64	+122	+114	+127
Março	+52	+43	+4	+51	+73	+99
Abril	76	78	81	72	76	67
Maio	57	60	60	57	57	51
Junho	+10	49	45	43	49	+3
Julho	42	48	45	45	48	45
Agôsto	56	65	53	53	65	59
Setembro	72	-10	69	+3	-18	75
Outubro	85	91	88	+32	91	88
Novembro	+39	99	99	+78	96	+29
Dezembro	+110	+100	+44	+165	+109	+119
Balanço Anual						
Excedente	499	388	168	615	418	534
Deficiência	0	10	0	0	18	0
Precipitação	1.467	1.365	1.152	1.478	1.375	1.439
EP potencial	968	987	984	863	972	906

4 - Vegetação

Os fatôres já estudados, responsáveis pelo intemperismo ou pela formação dos solos constituem as variáveis independentes. A ação da vegetação, entretanto, é muito complexa neste aspecto, pois ora assume característica de uma variável dependente, ora de uma variável independente.

A vegetação pode agir diretamente através da penetração das raízes que produzem efeitos mecânicos; ou pelas substâncias que excretam ou absorvem, produzindo efeitos físico-químicos. Pode agir indiretamente no intemperismo, controlando a ação dos agentes climáticos, diminuindo normalmente seu potencial erosivo e reduzindo as amplitudes das variações de temperatura e umidade, além de criar condições para a atividade biológica.

A análise de sua atuação sôbre os solos é feita, em geral, através da qualidade da matéria orgânica formada, e pela influência que cada tipo de cobertura vegetal exerce sôbre o clima da superfície e do interior dos solos. Os trabalhos realizados por Geoffe (1936), Soil and Man (1938), D'Hoore et al (citado por Aubert, 1961) e Da Costa e Godoy (1962), salientam muito bem êstes aspectos.

Na região em estudo, a observação da influência da vegetação apresenta certa dificuldade, devido ao fato da utilização agrícola na da área ter provocado a eliminação quase total da cobertura vegetal primária, pois a ação do homem se fêz sentir por tôda a parte, mesmo onde as terras eram mais fracas e recobertas por cerrado. Tentaremos neste capítulo reconstituir a vegetação pri -

mitiva, com base nos poucos testemunhos existentes para permitir o estabelecimento de suas influências sôbre o solo.

Do ponto de vista da distribuição dos tipos de vegetação, encontramos duas áreas típicas bem delimitadas: uma maior, dominando pràticamente tôda a região, e constituída por testemunho de um tipo de vegetação floresta (Fig. 5); e outra menor, restrita à parte oeste da área, constituída por vegetação de cerrado (Fig. 6).

Dentre as fomações florestais distinguem-se dois tipos: a floresta latifoliada tropical e a floresta tropical latifoliada semidecídua (C.N.S., 1960).

Floresta latifoliada tropical - é a mais importante formação vegetal do Estado de São Paulo. Árvores de 30 metros de altura, troncos grossos, ausência do aspecto úmido conseqüente da menor precipitação e grande variedade de representantes das famílias das leguminosas, são as características principais desta formação vegetal.

Este tipo de formação vegetal ocorre na área, associada à terra roxa legítima (latossolo roxo). Esta unidade pedológica caracteriza-se por apresentar perfis profundos, com predominância de textura argilosa, e com capacidade de retenção de água na época das sêcas.

Floresta latifoliada tropical semidecídua - é menos densa e menos exuberante do que a primeira. Caracteriza-se por uma perda parcial das folhas na estação sêca, em conseqüência dos solos que a sustentam apresentarem textura mais arenosa que os

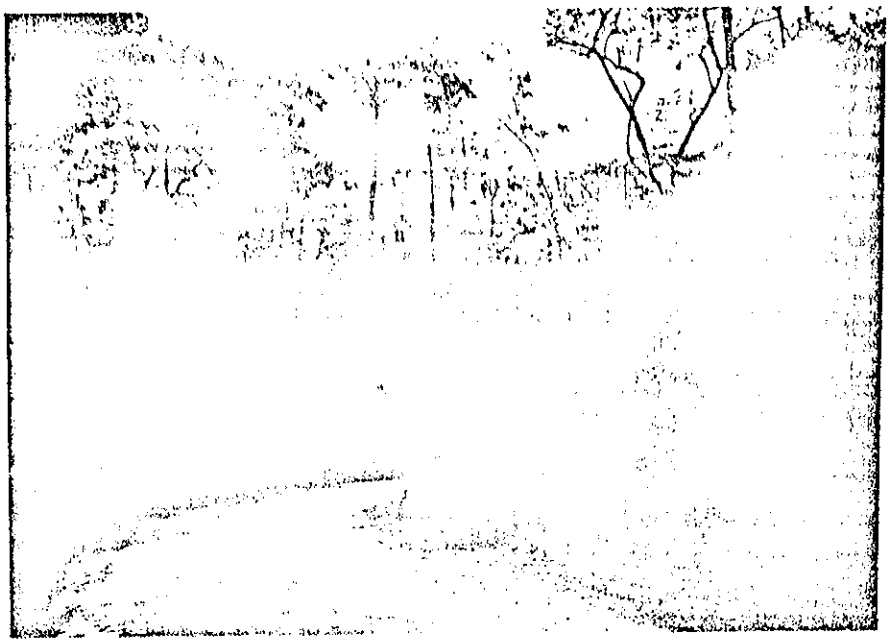


Fig. 5 - Fisionomia da floresta latifoliada tropical no Município de Campinas (Foto I.A.C.).

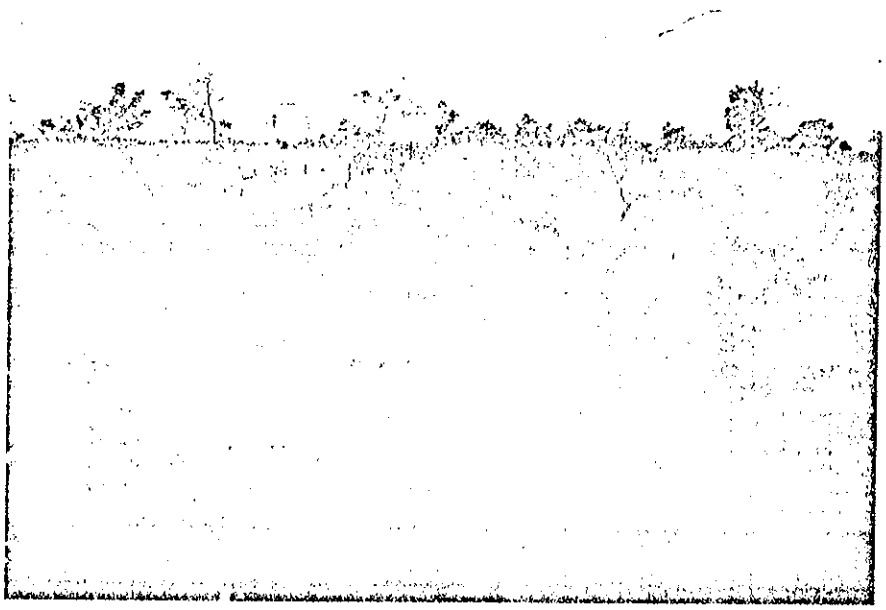


Fig. 6 - Aspecto da vegetação de cerrado nas proximidades de Viracopos, Campinas (Foto I.A.C.).

primeiros e possuirem pequena capacidade de retenção de água.

As árvores apresentam porte menor, alcançando no máximo alturas que variam de 20 a 25 metros e seus troncos são mais finos, com diâmetros nunca ultrapassando 40 centímetros.

Este tipo de vegetação está associado aos solos desenvolvidos sôbre rochas do complexo cristalino, mapeados como podzólicos com cascalho e podzólicos vermelho-amarelo.

Relações entre vegetação e solos

As formações florestais são as únicas que nos interessam, pois nossos estudos dizem respeito aos solos que as sustentam.

Estas formações vegetais apresentam uma dinâmica e um ciclo vegetativo relativamente simples. Os elevados valôres da transpiração, determinados por Ferri (1944) e Rawitsher (1942 e 1944) indicam um grande consumo de água contrabalançado por aquela que o solo armazena de maneira eficaz nos meses de pluviosidade elevada.

A terra roxa legítima, que é um solo bastante argiloso e que possui satisfatória retenção de água, pode suportar uma floresta latifoliada, enquanto que nas mesmas condições climáticas, solos mais arenosos, como os podzólicos com cascalho, provocam o aparecimento da floresta tropical latifoliada semidecídua, pois possuem menor capacidade de retenção de água.

CAPÍTULO II

OS SOLOS

Em virtude de limitarmos nossas pesquisas ao estudo da alteração meteórica das rochas ígneas ácidas e básicas, trataremos neste capítulo sòmente dos solos desenvolvidos sôbre êstes dois tipos de rochas, situando apenas para efeito de mapeamento as unidades pedológicas formadas a partir dos outros materiais existentes na área.

Os solos formados sôbre as rochas graníticas, e denominados pela Comissão Nacional de Solos (1960) de solos podzolizados com cascalho, ocupam uma área de 2,2% do Estado, sendo a região em estudo a que apresenta maior concentração dêstes solos (Fig. 7).

Os solos desenvolvidos sôbre as rochas básicas, foram designados pela Comissão Nacional de Solos (1960), de terra roxa legítima. Ocupam uma área de 14% da área total do Estado (Fig. 8) e formam-se indistintamente a partir de basaltos e de diabásios. Esta região é a mais representativa dos solos desenvolvidos sôbre diabásios.

Onze perfis de alteração, coletados pelo autor e pela Secção de Agrogeologia do Instituto Agronômico do Estado, foram estudados mineralógica e quìmicamente com a finalidade de determinar-se o comportamento do intemperismo e a gênese dos solos na região de Campinas. Tendo sido verificada similaridade mineralógica e química entre alguns perfis formados sôbre o mesmo tipo de rocha, apresentamos no presente trabalho sòmente o resultado

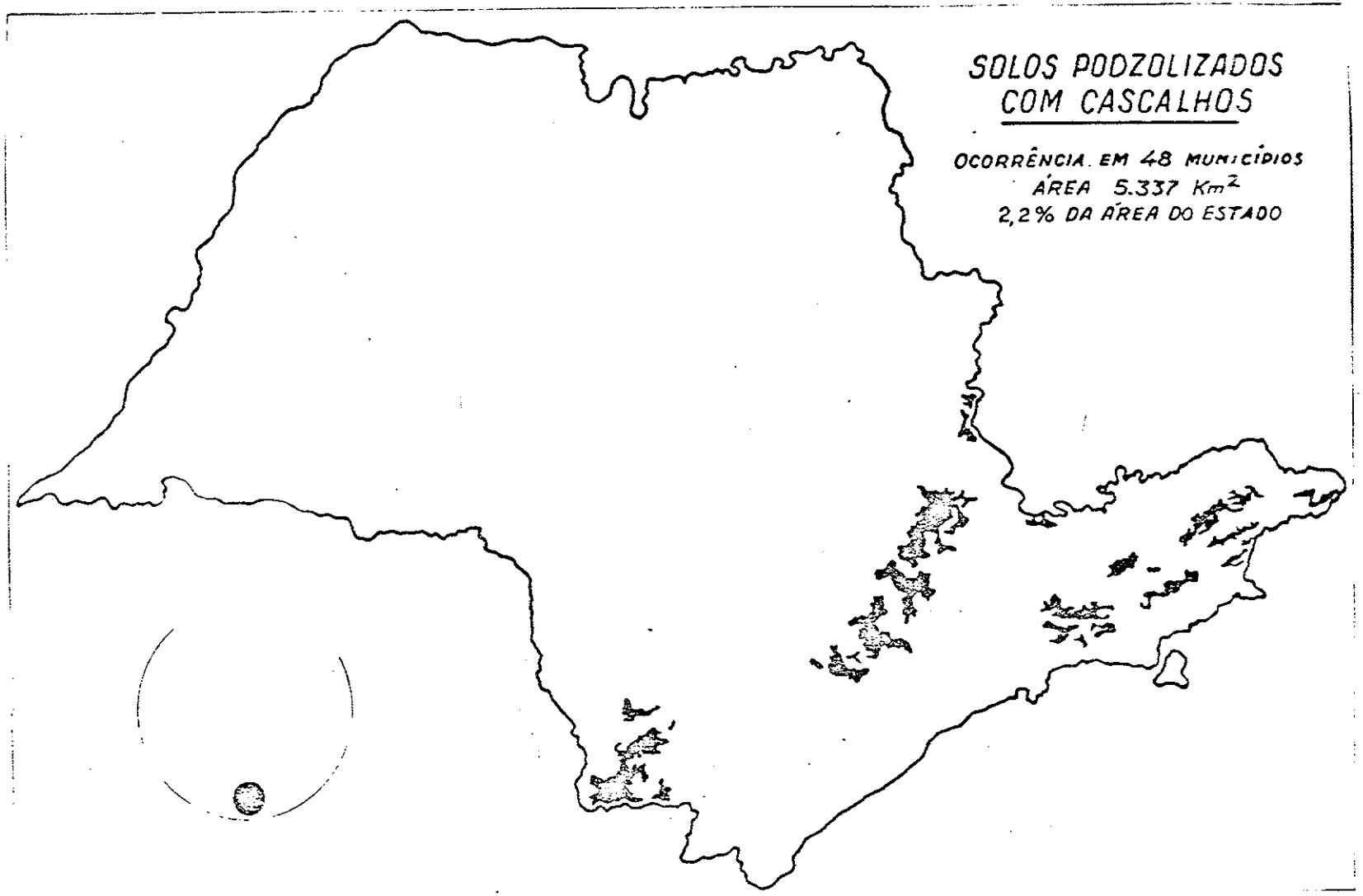


Fig. 7 - Mapa de localização dos solos podzolizados com cascalhos no Estado de São Paulo.

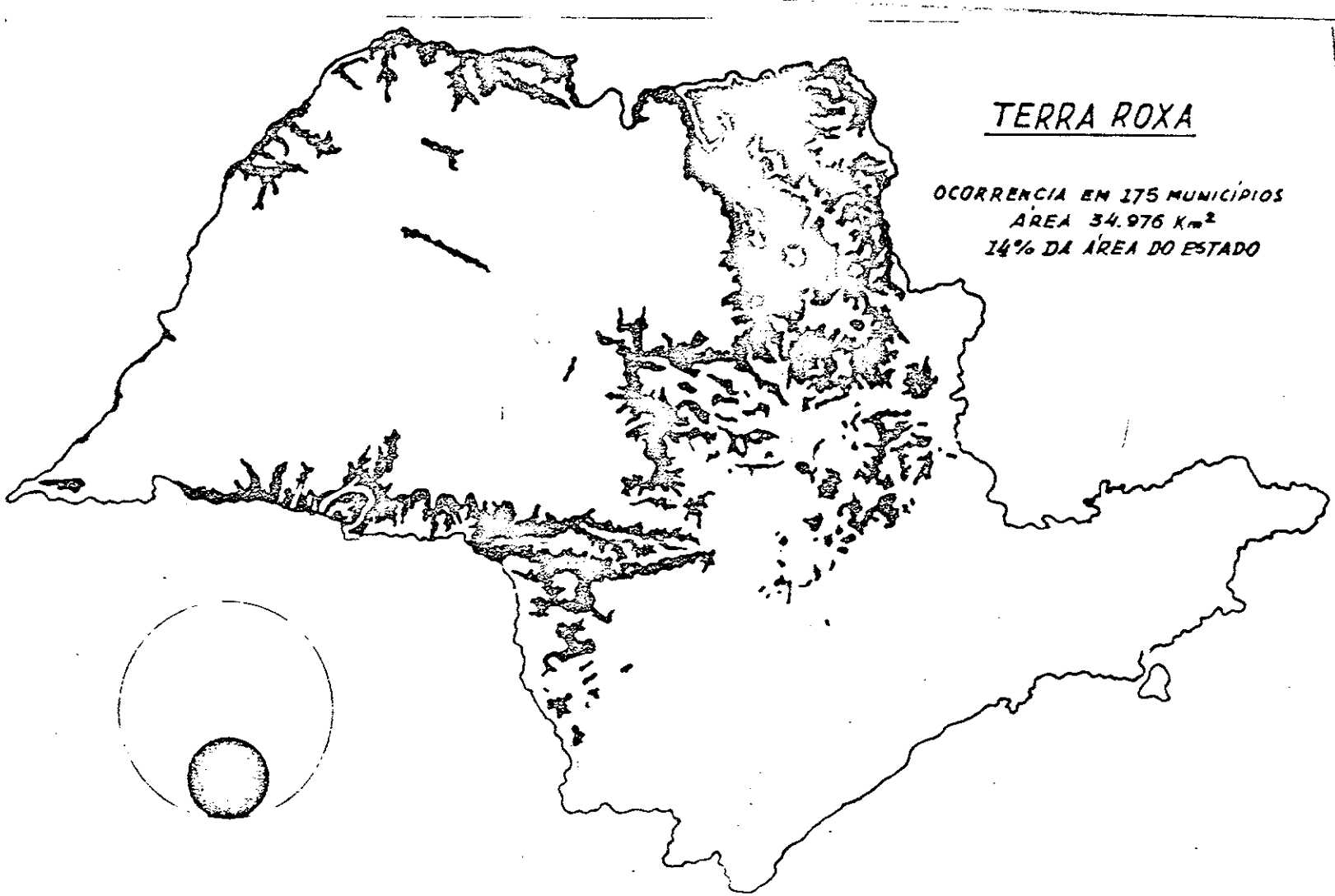


Fig. 8 - Mapa de localização das Terras roxas legítimas no Estado de São Paulo.

de seis dêles, considerados representativos para a área.

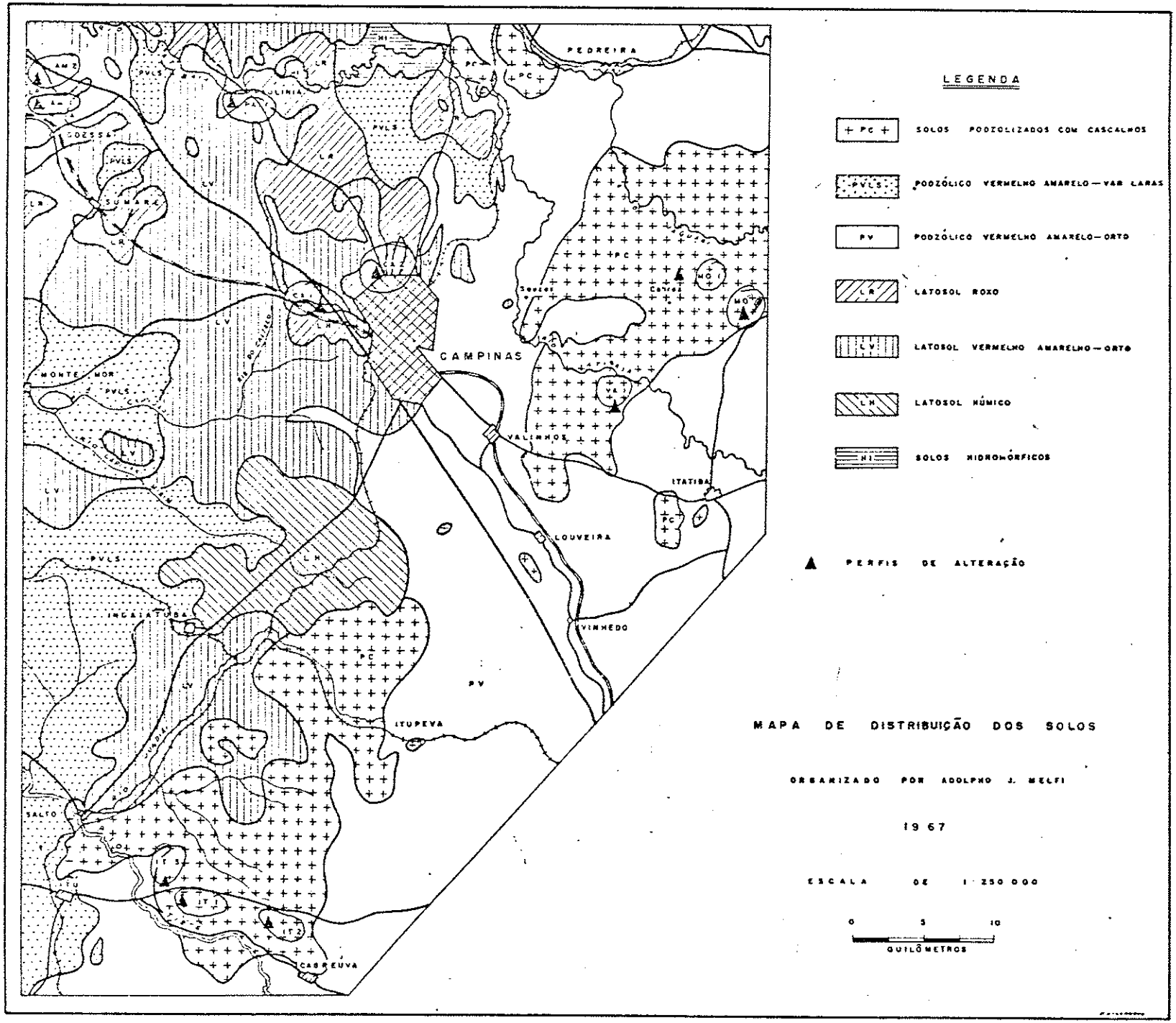
O mapa de solos da região (Fig. 9) difere em muitos pontos daquele apresentado no levantamento de reconhecimento dos solos do Estado de São Paulo, levado a efeito pela Comissão Nacional de Solos (1960), principalmente na zona oeste: aí, pelo fato de não ter sido observada uma extensa camada de sedimentos modernos que recobre parcialmente os sedimentos de origem glacial, os diabásios e as rochas pré-devonianas foram colocados sob uma mesma legenda solos diferentes formados a partir de rochas diferentes ("regosol intergrade para latosol vermelho-amarelo").

No mapa de solos, para denominarmos as unidades mapeadas, utilizamos, com algumas modificações, a classificação proposta por Thorp and Smith (1949), classificação esta já utilizada pela Comissão Nacional de Solos quando do levantamento dos solos do Estado de São Paulo.

1 - Solos desenvolvidos sôbre granitos

Os dois diferentes tipos de granitos da área apresentam comportamento uniforme no que diz respeito à maneira de se intemperizarem. Ambos formam um único tipo de solo, denominado solo podzolizado com cascalhos (C.N.S., 1960).

Estes solos são caracterizados por sua pouca profundidade, drenagem boa ou moderada e espessura por volta de 1,50 metros. Apresentam cascalhos ao longo de todo o perfil, sendo os horizontes fàcilmente separáveis tanto pela côr como pela textura.


LEGENDA
PC SOLOS PODZOLIZADOS COM CASCALHOS
PVLS PODZÓLICO VERMELHO AMARELO — VAR LARAS
PV PODZÓLICO VERMELHO AMARELO — ORTO
LR LATOSOL ROXO
LV LATOSOL VERMELHO AMARELHO — ORTO
LH LATOSOL HÚMICO
HI SOLOS HIDROMÓRFICOS
PERFIS DE ALTERAÇÃO
MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DOS SOLOS
ORGANIZADO POR ADOLPHO J. MELFI
1967
ESCALA DE 1:250 000
0 5 10
QUILÔMETROS
PEDREIRA
CAMPINAS
VALINHOS
ITATIBA
LOUVEIRA
VINHEDO
ITUPEVA
INDAIATUBA
MONTE MOR
SUMARÉ
SALTO
CABREUVA
RIO PIRACICABA
RIO CAPIVARI
RIO JUNDIAÍ
RIO ATIBAIA
RIO JAGUARI
RIO ITU
PVLS
LR
LV
LH
PC
PV
HI

Desde o início do intemperismo a rocha granítica, que dá origem a êste tipo de solo, desagrega-se completamente em seus constituintes, principalmente em virtude de haver uma porcentagem muito alta de material estável e resistente. O material formado é rico em frações grossas, constituídas essencialmente por quartzo e feldspato potássico. Esta individualização inicial de seus componentes não significa que a rocha tenha sofrido a ação de intenso intemperismo físico, como à primeira vista poderia parecer, pois na região não existem condições que pudessem provocar tal desagregação. Esta individualização está ligada a processos químicos incipientes, relacionados com a textura grossa dos granitos e com a quantidade de material resistente à ação do intemperismo.

Analisando o material totalmente desagregado, notamos que o intemperismo químico causou certas modificações, principalmente nos plagioclásios e feldspatos potássicos. Os plagioclásios tornam-se foscos e, por vêzes, pulverulentos, enquanto que os feldspatos potássicos apresentam-se mais ou menos fraturados, sem perder no entanto sua dureza. Este aspecto corresponde a uma perda relativamente pronunciada da coesão da rocha. A biotita, nestes primeiros estádios de alteração, sofre muito pouco a ação do intemperismo. Sua coloração torna-se às vêzes mais amarelada, chegando, em alguns casos, a apresentar-se pràticamente incolor. O quartzo não mostra sinal nenhum da ação do intemperismo.

A êste tipo de material, os geólogos dão o nome de sal-

bro. O processo que provoca sua formação tem sido freqüente - mente denominado, por geólogos e pedólogos europeus, arenização.

A arenização é uma feição típica da ação do intemperis - mo sôbre rochas graníticas em climas temperados. No saibro , ao lado das frações grosseiras, há a formação de material argiloso, principalmente por síntese, mas em proporção extremamente baixa como bem evidencia Collier (1961) em seu trabalho sôbre a alteração de granitos em países temperados; neste estudo apresenta diversas análises granulométricas de saibros, mostrando que o teor em argila não ultrapassa a 5% e o teor em limo está por volta de 5%.

Em regiões de climas tropicais e sub-tropicais o fenômeno é similar, mas quase sempre está associado a granitos de granulação grossa, como os que ocorrem em nossa área. Nestas regiões, pelo fato de existir mais água e a temperatura ser supe - rior àquela encontrada em regiões de clima temperado, o saibro vai necessàriamente possuir um teor mais elevado em argila, se bem que raramente ultrapasse 10%.

Curioso é notar que nestas regiões graníticias é comum a presença de blocos de rocha totalmente fresca, envolvidos por material totalmente decomposto (Fig. 10).

A existência de voçorocas associadas a êste tipo de material é uma feição bastante comum para esta região, pois o sai - bro, sendo um material arenoso, sofre fácil erosão superficial (Fig. 11).

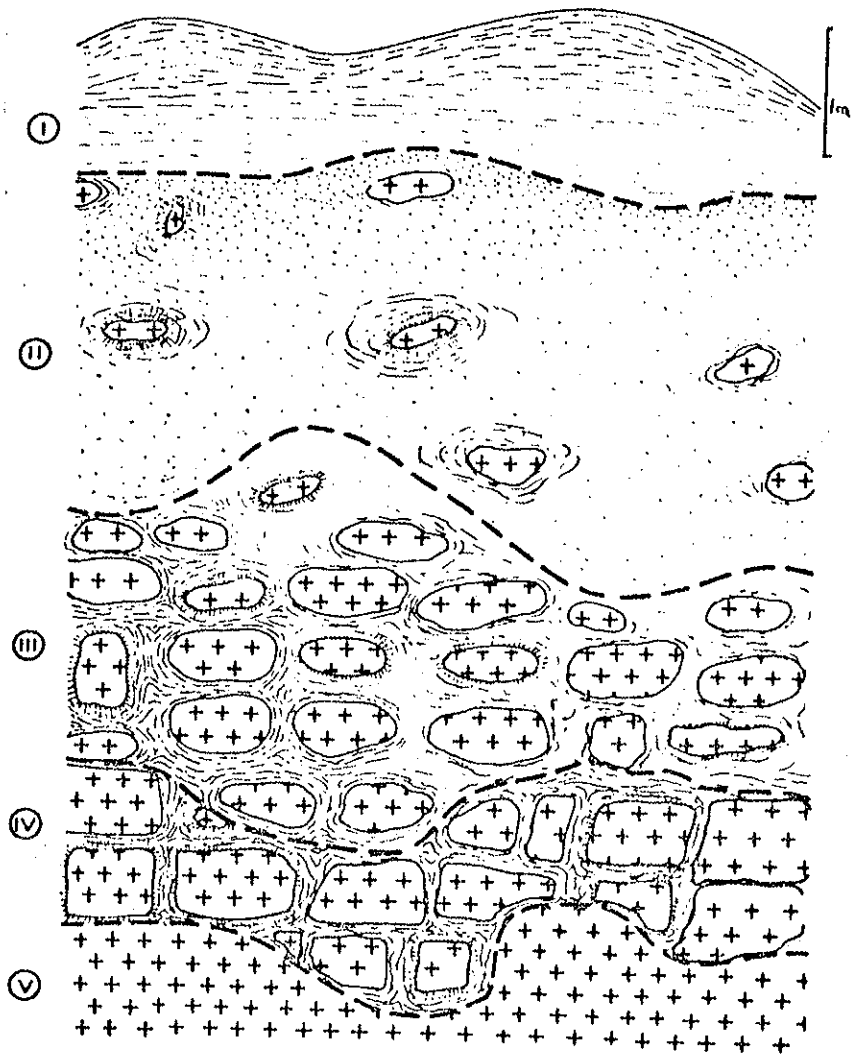


Fig. 10 - Perfil esquemático mostrando a típica alteração do granito.

I - Solo, horizontes A e B.

II - Saibro, horizonte C. Rocha totalmente decomposta, com blocos parcialmente alterados.

III - Rocha parcialmente alterada. Blocos com capa de alteração, evidenciando decomposição esferoidal.

IV - Rocha bastante diaclasada, notando-se em alguns blocos a presença de capas concêntricas de alteração. A maior parte dos blocos não se apresentam ainda arredondados.

V - Rocha totalmente fresca.

Nos solos hidromórficos desenvolvidos a partir de granito, extremamente restritos na área e sem expressão para que possam ser mapeados como uma unidade, o processo de arenização desenvolve-se de maneira semelhante. Porém, possuimos escassas informações a respeito da intensidade do fenômenos, pois em nenhum perfil atingimos a rocha fresca original.

Depois do desenvolvimento do saibro, há o início da inteiração dos processos pedológicos com os do intemperismo. A simples observação do perfil de alteração sugere a importância de processos pedogenéticos no material desenvolvido a partir do saibro; é o solo pròpriamente dito (Fig. 12).

2 - Solos desenvolvidos sôbre diabásios

Os diabásios apresentam comportamento bastante uniforme quanto à maneira de se intemperizarem. Formam um único tipo de solo, denominado pela Comissão Nacional de Solos (1960) terra roxa legítima. São os típicos latossólicos da classificação proposta por Thorp and Smith (1949) ou solos ferralíticos da classificação proposta por Costa e Azevedo (1953) e Aubert (1954). O têrmo ferralítico tem sido usado largamente para evitar o uso do têrmo latossolo, proposto por Kellog (1949) para designar os solos desenvolvidos em regiões tropicais e que se formavam por processos semelhantes ao da formação de lateritas, isto é, por laterização. Na realidade, grande parte dos latossolos nada têm em comum com o processo de laterização.

Os solos ferralíticos são caracterizados por serem fre -

Fig 11 - Feição comum apresentada pelas áreas com solos podzolizados com cascalho; presença de grandes voçorocas e abundância em matacões.

Fig. 12 - Perfil típico de solo podzolizado com cascalhos. Observa-se a nítida separação dos horizontes.

qüentemente profundos, com horizontes mal definidos, apresentando passagem gradual ou difusa. O horizonte B, nos perfis mais argilosos podem apresentar uma estrutura incipiente, mas os agregados não são em nenhum caso claramente desenvolvidos. A estrutura fundamental é a subangular muito fina.

Pràticamente, não ocorrem no perfil os minerais primários mais fàcilmente intemperizáveis. O mineral do grupo das argilas predominante é a caulinita, que está comumente associada a uma grande quantidade de ferro sob a forma de óxidos ou hidróxidos. Normalmente, associa-se ainda o hidróxido de alumínio, que não é essencial, se bem que freqüente.

Em contraste com os granitos, a decomposição dos diabásios é bastante rápida em nossas condições climáticas, em virtude de ser uma rocha constituída de minerais bastante instáveis nas condições-ambiente. Sòmente em locais onde a erosão é acelerada, podemos esperar o aparecido de blocos que mostram a sua típica decomposição esferoidal.

O diabásio, a uma distância da ordem de alguns poucos decímetros, já perdeu pràticamente tôda a sua mineralogia inicial.

Normalmente, a rocha se exfolia em capas concêntricas, de espessuras variáveis: a primeira, nunca superior a 10 mm, apresenta uma coloração verde-amarelada, pouco mais clara do que a rocha fresca original. Recobrindo esta camada, há uma segunda mais externa, em geral mais espêssa, da ordem de 20 a 40 mm, constituída de um material avermelhado ou amarelo-

-acastanhado, friável e pulvurolento. A composição mineralógica dêste material difere quase que totalmente da composição da rocha original.

Em contato com êste material encontra-se o solo, ou antes, uma camada intermediária, que já apresenta tôdas as características do solo, mas contendo ainda pequenos blocos de rocha parcialmente intemperizada (Fig. 13) e de coloração amarela.

O solo desenvolvido sôbre diabásio é bastante espêsso, não sendo raras as profundidades superiores a 10 metros (Fig. 14).

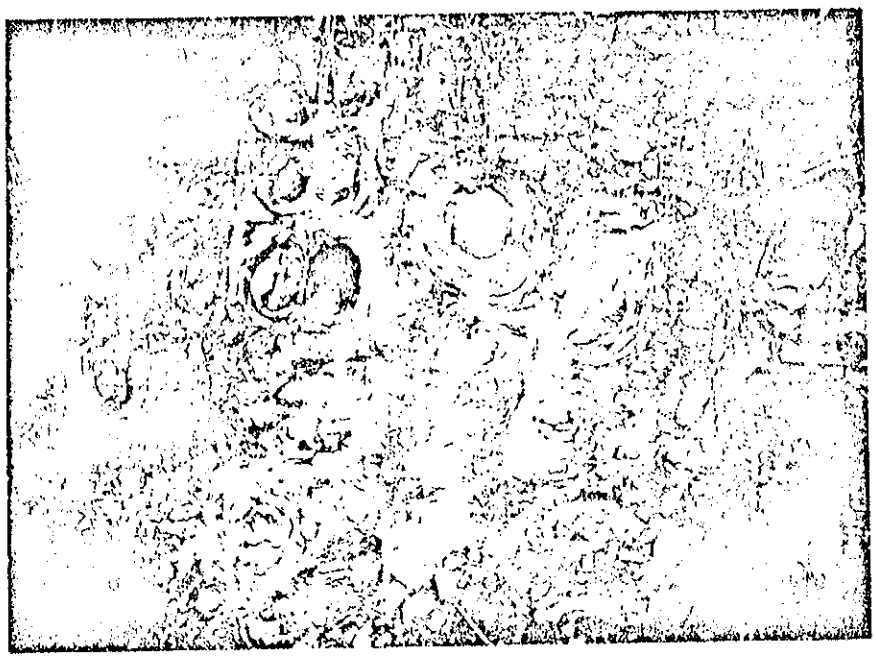


Fig. 13 - Decomposição esferoidal típica. Nota-se núcleos de diabásio totalmente frescos, envolvidos por camadas concêntricas em diferentes estádios de alteração.

Fig. 14 - Perfil típico de Terra Roxa legítima. Observa-se a pequena diferenciação dos horizontes, bem como a grande espessura do solo.

CAPÍTULO III

MATERIAIS E MÉTODOS

1 - Materiais

Na figura 9 (mapa de solos da região) estão assinalados os locais de coleta dos perfis de alteração, em número de 11, seis dos quais serão descritos neste capítulo, pormenorizadamente: aquêles analisados com mais detalhe.

As amostras foram coletadas preferencialmente em cortes de estradas, já que nestes locais temos as melhores exposições de perfis completos de alteração que atingem a rocha fresca, na maior parte dos casos. Nem todos os horizontes coletados foram analisados do ponto de vista mineralógico. Os analisados receberam uma numeração crescente a partir das amostras coletadas de cima para baixo, isto é, do solo para a rocha mãe, antecedida por um prefixo que consta das duas primeiras letras do nome do município onde o perfil foi coletado.

Nas descrições dos perfis obedecemos, em geral, às normas e definições do Soil Survey Manual (U.S. Dept. Agricul., 1951). A determinação da côr foi feita em material úmido, por comparação com as côres do Munsell Soil Color Chart (1954), sendo a designação da côr em português, de acôrdo com a tradução feita pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (1956).

A - Descrição dos perfis de alteração dos granitos

a) Perfil IT-1

Perfil situado no Município de Itu, no ponto mais alto do maciço granítico ao lado da estrada de rodagem que liga a cidade de Itu a Jundiaí. O perfil é raso, sendo a espessura do solo de aproximadamente 1,00 metro.

O relêvo é bastante movimentado, ocupando o perfil uma posição topográfica de alto de morro. A drenagem, tanto a interna quanto a externa é boa. Existe no local de coleta do perfil, erosão superficial do tipo laminar. A cobertura vegetal é de capim-gordura.

Horizontes		Descrição
Símbolo	Profundidade	
A_1	0 - 16 cm:	côr 10 YR 4/3 (bruno-escuro). Não apresenta estrutura, é um horizonte muito rico em cascalho. A passagem entre os horizontes é abrupta e ondulada.
A_2	16 - 36 cm:	côr 10 YR 4/4 (bruno-avermelhado). Não apresenta estrutura, horizonte muito rico em cascalhos. Possui manchas filamentosas 10 YR 1/1. A passagem entre os horizontes é clara e gradual ondulada.
IT-11		

Horizontes		Descrição
Símbolo	Profundidade	
B_{21}	36 - 45 cm:	Côr 7,5 YR 5/6 (bruno forte). Não apresenta estrutura, horizonte muito rico em cascalhos. A passagem entre os horizontes é clara e gradual.
B_{22} IT-12	45 - 74 cm:	côr 5 YR 5/8 (vermelho-amarelado). Estrutura subangular fraca. O horizonte é rico em cascalhos. Apresenta uma ligeira cerosidade. A passagem entre os horizontes é gradual e irregular.
C_1 IT-13a	74 - 120 cm:	côr 5 YR 5/8 (vermelho amarelado). Nota-se grande quantidade de material primário. Horizonte correspondente à rocha alterada, saibro. Transição de horizonte gradual e irregular.
C_2 IT-13b	120 - 140 cm:	côr 5 YR 5/8 (vermelho-amarelado). Nota-se grande quantidade de material primário. Corresponde à rocha totalmente decomposta, saibro. Transição de horizonte gradual e irregular. Apresenta muitas manchas de

Horizontes		Descrição
Símbolo	Profundidade	
		coloração mais clara.
D_1	140 - 142 cm:	rocha parcialmente alterada, formando uma capa concêntrica fina que recobre parcialmente a rocha fresca. Apresenta uma côr um pouco mais clara que o granito róseo tipo Itu.
IT-14		
D_2	142 - ? cm:	rocha pràticamente inalterada.
IT-15		Granito róseo tipo Itu.

b) Perfil IT - 2

Perfil situado no Município de Itu, no mesmo maciço granítico em que foi coletado o perfil IT - 1. Não atingimos a rocha fresca, que foi considerada a mesma do perfil anterior. As camadas inferiores foram coletadas por meio de tradagens.

O relêvo da região é fortemente movimentado, sendo a posição do perfil de fundo de vale. A drenagem é imperfeita, dando origem a um solo hidromórfico. A cobertura vegetal é de gramíneas.

Horizontes		Descrição
Símbolo	Profundidade	
A_1	0 - 11 cm:	côr 10 YR 4/1 (cinzento escuro). Estrutura maciça. É um horizonte muito rico em cascalhos. O contato entre os horizontes é on
IT-21		

Horizontes		Descrição
Símbolo	Profundidade	
		dulado.
G_1	11 - 38 cm:	côr N 7/, (cinzento claro). Horizonte arenoso, formado de grãos soltos, sem agregação. O contato entre os horizontes é ondulado.
IT-22		
G_2	38 - 90 cm:	côr N7/, (cinzento claro). Horizonte compactado, arenoso, formado por grãos soltos e sem agregação. O contato entre os horizontes é ondulado.
C_1	90 - 125 cm:	côr 2,5 YR 8/2 (branco). Apresenta grãos soltos e consistência não plástica e não pegajosa. O horizonte é bastante mosqueado.
C_2	125 - ? cm:	côr 2,5 YR 8/2 (branco). Apresenta características semelhantes às apresentadas pelo horizonte anterior, todavia aqui predominam os aspectos de rocha alterada.
IT-23		

c) Perfil MO-1

Perfil situado na serra das Cabras, na divisa dos Municípios de Itatiba e Morungaba, numa cota de 900 metros de altitude. A pronfudidade do solo é de aproximadamente 1,50 metros.

O relêvo é fortemente ondulado com declividade de 20% , sendo a posição topográfica de alto de morro. A drenagem tanto a interna como a externa é moderada. No local de coleta do perfil existe grande quantidade de matacões, sendo forte a erosão superficial, causando ravinamento e voçoroca. A cobertura vegetal é de capim gordura.

Horizontes		Descrição
Símbolo	Profundidade	
A_1	0 - 6 cm:	côr 10 YR 4/3 (bruno-escuro). A estrutura tende a granular, os grãos são soltos. O horizonte é rico em cascalhos. A passagem entre os horizontes é gradual ondulado.
A_2	6 - 31 cm:	côr 7,5 YR 4/2 (bruno-escuro). Estrutura subangular fina, horizonte rico em cascalhos. O contato entre os horizontes é nítido, abrupto e ondulado.
MO-11		
B_1	31 - 45 cm:	côr 5 YR 5/8 a 6/8 (vermelho-amarelado). Estrutura subangular média, horizonte rico em casca

Horizontes		Descrição
Símbolo	Profundidade	
		lhos. O contato entre os horizontes é nítido, abrupto e ondulado.
B_{21}	45 - 90 cm:	côr 5 YR 5/8 (vermelho-amarelado). Estrutura subangular média. Apresenta cerosidade. O horizonte é rico em cascalhos. O contato entre os horizontes é plano gradual, difuso.
B_{22}	90 - 145 cm:	côr 5 YR 5/6 (vermelho-amarelado). Estrutura subangular média, com cerosidade mais forte que o anterior. É rico em cascalhos. O contato de horizontes é semelhante ao anterior.
MC-12		
B_{31}	145 - 160 cm:	côr 5 YR 5/8 (vermelho-amarelado). Estrutura subangular fina, horizonte rico em cascalhos. O contato entre os horizontes é ondulado e gradual.
C_1	160 - 180 cm:	côr 5 YR 5/6 a 6/6 (vermelho-amarelado), com manchas mais claras 2,5 YR 5/8 (vermelho). Estrutura granular grossa. Horizonte rico em cascalhos, e
MO-13		

Horizontes		Descrição
Símbolo	Profundidade	
		contato entre os horizontes é gradual ondulado.
C_2	180 - 300 cm:	côr 5 YR 5/6 a 6/6 (vermelho - amarelado), com manchas mais claras 2,5 YR 5/8. Estrutura granular grossa, mostrando todos os aspectos semelhantes ao anterior, entretanto mais parecido com a rocha decomposta.
D_1 MO-14	300 - 400 cm:	côr 2,5 YR 5/8 (vermelho). Rocha totalmente decomposta, clara, com tôda a estrutura original da rocha preservada.
D_2 MO-15	400 - ? cm:	rocha fresca. Granito róseo, tipo Cabras.

B - Descrição dos perfis de alteração dos diabásios

a) Perfil CA - 1

Perfil situado no Município de Campinas, numa região de altitude média de 700 metros de altura. O perfil é profundo, encontrando-se a rocha fresca a 8,00 metros de profundidade.

A topografia geral e no local do perfil é plana tendendo a ondulada, sendo a posição topográfica do perfil, de alto de colina.

A drenagem interna e externa é boa. A cobertura vegetal é feita por cana de açúcar.

O perfil foi coletado na pedreira Chapadão. Não há no local erosão superficial.

Horizontes		Descrição
Símbolo	Profundidade	
A_{11}	0 - 5 cm:	côr 2,5 YR 3/6 (vermelho-escuro). Apresenta estrutura subangular entre fina e média. Consistência plástica e pegajosa. Transição clara e plana.
A_{12}	5 - 12 cm:	côr 2,5 YR 3/6 (vermelho-escuro). Apresenta estrutura subangular entre média e fina. Consistência plástica e pegajoja. A transição dos horizontes é clara e plana.
CA-11		
B_1	12 - 40cm:	côr 10 R 3/4 (vermelho acinzentado-escuro). Apresenta estrutura subangular média. Consistência plástica e pegajosa. A transição dos horizontes é gradual e plana.
B_2	40 - 75 cm:	côr 10 R 3/6 (vermelho-escuro). Apresenta estrutura subangular média. Consistência
CA-12		

?

Horizontes		Descrição
Símbolo	Profundidade	
		plástica e pegajosa. A transição dos horizontes é gradual e plana.
B_3	75 - 245 cm:	côr 10 R 3/6 a 4/6 (vermelho-escuro). Apresenta estrutura maciça que rompe em granular fina (pó de café). Consistência plástica e pegajosa. Transição abrupta e ondulada.
C_1	245 - 382 cm:	côr 2,5 YR 4/6 a 4/8 (vermelho). Apresenta estrutura granular fina, com ligeiro mosqueamento e restos de rocha amarela totalmente decomposta. Transição de horizontes gradual e ondulada.
C_2	382 - 504 cm:	côr 2,5 YR 4/6 (vermelho), contendo mais restos de rochas que o horizonte anterior, com côr 10 YR 6/8 (manchas escuras) e bastante mosqueado. Transição dos horizontes, clara e ondulada.
	CA-13	

Horizontes		Descrição
Símbolo	Profundidade	
C_3	504 - 586 cm:	côr 10 R 4/8 (vermelho-escuro) com manchas 5/8 e 6/8 e 10 YR 6/8 (amarelo-brunado). Pode pràticamente ser considerado rocha. Neste horizonte notamos a estrutura original da rocha. Transição abrupta e ondulada.
CA-14		
D_1	586 - 806 cm:	côr 2,5 Y 5/6 (vermelho) com manchas escuras e veios 7,5 YR 5/8 (bruno escuro). Rocha totalmente decomposta com estrutura original preservada e seixos de diabásio com capas de alteração.
D_2	806 - 809 cm:	rocha parcialmente decomposta, formando uma camada que envolve a rocha fresca. Tem uma consistência bastante friável e apresenta uma coloração avermelhada.
CA-15		
D_3	809 - 810 cm:	rocha parcialmente decomposta, no início de alteração. É
CA-16		

Horizontes		Descrição
Símbolo	Profundidade	
		um diabásio um pouco mais claro que a rocha fresca.
D_4	810 - ? cm:	rocha fresca, diabásio apresentando-se já diaclasado.
CA-17		

b) Perfil PA - 1

Perfil situado no Município de Paulínia, na margem esquerda do rio Atibaia, em uma região de altitude média de 550 metros. O perfil é profundo aparecendo a rocha fresca a 4,30 metros. A rocha é um diabásio de textura grossa, mais claro que os diabásios comuns.

A topografia geral e no local do perfil é levemente ondulada, sendo a situação topográfica do perfil de alto de colina. A drenagem, tanto interna como externa, é muito boa. A cobertura vegetal é de capim gordura.

O perfil foi coletado numa pedreira abandonada.

Horizontes		Descrição
Símbolo	Profundidade	
A_1	0 - 13 cm:	côr 2,5 YR 3/4 a 3/6 (vermelho-escuro). Apresenta estrutura granular fina bem desenvolvida. Consistência plástica e pegajosa. Limite do hori

Horizontes		Descrição
Símbolo	Profundidade	
		zonte abrupto e plano.
A_3	13 - 43 cm:	côr 10 R 3/4 (vermelho acinzentado-escuro). Apresenta estrutura granular média a subangular fina. Consistência plástica e pegajosa. Limite entre os horizontes, abrupto e plano.
PA-11		
B_{21}	43 - 70 cm:	côr 25 YR 3/4 (vermelho-escuro). - Estrutura granular grossa. Consistência plástica e pegajosa. O limite entre os horizontes é claro e plano.
B_{22}	70 - 105 cm:	côr 10 R 3/4 (vermelho acinzentado-escuro). Apresenta estrutura subangular grossa. É extremamente friável e o contato entre os horizontes é difuso e ondulado.
PA-12		
C_1	105 - 180 cm:	côr 10 R 2/4 (vermelho acinzentado-escuro). Apresenta estrutura subangular grossa. O horizonte tem um limite difuso e ondulado.

Horizontes		Descrição
Símbolo	Profundidade	
C_2 PA-13	180 - 405 cm:	côr 2,5 YR 3/4 (vermelho escuro). Apresenta estrutura granular fina (pó de café). O limite entre os horizontes é difuso e ondulado.
D_1 PA-14	405 - 430 cm:	côr 2,5 YR 3/4 (vermelho escuro). Rocha totalmente decomposta, porém preservando a estrutura da rocha original. Totalmente manchado, com nódulos pretos e nódulos mais claros.
D_2 PA-15	430 - 431 cm:	rocha decomposta; crosta de alteração amarelada, tendo, no máximo, 1 cm de espessura.
D_3 PA-16	431 - 433 cm:	rocha parcialmente alterada. Apresenta uma coloração um pouco mais clara que a rocha original, sendo ainda bastante coerente.
D_4 PA-17	433 - ? cm:	rocha fresca, diabásio.

c) Perfil AM - 1

Perfil situado no Município de Americana, em região

de altitude média ao redor de 530 metros. Situa-se o perfil no fundo de um vale, o que impede uma perfeita drenagem. Sòmente foram coletados os materiais que correspondem à rocha fresca, à parcialmente alterada e à totalmente decomposta. Não foi possível a coleta dos horizontes pedológicos, pelo fato de serem êstes transportados, o que indica que tais horizontes se desenvolveram em condições diferentes daquelas encontradas no local.

Horizontes		Descrição
Símbolo	Profundidade	
C_1 AM-11	0 - 45 cm:	rocha totalmente decomposta, amarelo-esverdeada, produzindo um material muito argiloso. No seu interior encontramos por vêzes restos de rocha parcialmente decomposta.
D_1 AM-12	45 - 50 cm:	rocha parcialmente alterada, formando crostas de exfoliação concêntrica. Normalmente a espessura é inferior a 5 cm.
D_2 AM-13	50 - ? cm:	rocha fresca, diabásio com pouca olivina.

2 - Métodos de investigações

Diversos métodos foram usados no presente trabalho, com o objetivo principal de determinar as várias fases e os vários mi-

nerais formados pelo processo de intemperismo.

É importante notar que raramente um único método é suficiente para a determinação dos minerais, principalmente em se tratando de minerais neoformados, geralmente mal cristalizados e de tamanho bastante reduzido, quase sempre ocorrendo em agregados.

Em vista do fato de todos os métodos possuirem limitações neste tipo de estudo, procurou-se aplicar concomitantemente várias técnicas experimentais.

A - Análise granulométrica

Foram efetuados, no presente trabalho, dois tipos de análise granulométrica para cada amostra, um com a finalidade de estabelecer as classes texturais dos diversos solos, e outro para a obtenção das frações para os estudos mineralógicos futuros.

No primeiro caso, foi adotada a técnica utilizada na Secção de Agrogeologia do Instituto Agronômico: trataram-se 10 gramas de terra fina, sêca ao ar com 50 ml de NaOH a 0,1 N. As frações determinadas foram: areia grossa (2 - 0,2 mm), areia fina (0,2 - 0,002 mm), limo (0,02 - 0,002 mm) e argila (menor que 0,002 mm).

Na obtenção do material para análise mineralógica partimos de 30 gramas de terra fina sêca ao ar, prèviamente separada das frações acima de 2 mm. Antes de ser efetuada a separação, as amostras ricas em matéria orgânica foram tratadas

com H_2O_2, que promove a retirada da matéria orgânica da mes - ma. Em determinadas amostras foi realizada também a extração do ferro livre, pois a presença dêste em grande quantidade pode prejudicar a posterior identificação dos minerais existentes nos produtos de alteração, tanto nas frações grosseiras onde se tor - na difícil a identificação microscópica, como nas frações mais finas (argila) onde o excesso de ferro livre prejudica a qualidade do difratograma. O método utilizado foi o preconizado por Aguillera e Jackson (1953), que empregaram o ditionito de sódio (NaS_2O_4) como redutor, o bicarbonato de sódio como substância tampão e o citrato de sódio como agente complexante para o fer - ro ferroso e férrico. O ferro assim extraído foi posteriormente dosado por métodos colorimétricos.

A fração areia grossa, acima de 0,2 mm, é separada em primeiro lugar, por meio de peneira; e o material menor que 0,2 mm, é transportado para cilindros de decantação. Lavagens sucessivas por meio de sifonagem permitiram a separação das frações argila, limo e areia fina respectivamente. Para obter - mos melhores resultados analíticos, efetuamos em algumas a- mostras a separação em sub-frações das frações areia fina, li - mo e argila, com o auxílio de centrífuga, segundo o método pro - posto por Jackson (1965).

Nas diversas sub-frações da areia fina, assim como na sub-fração mais grosseira do limo, efetuamos a separação de minerais pesados, por meio de bromofórmio (densidade = 2,87). Nas frações grosseiras, esta separação foi feita segundo técnica

descrita por Amaral (1965); entretanto, nas frações mais finas, a separação por êste processo torna-se demasiadamente lenta, por isso utilizou-se a centrifugação do material.

B - Análise mineralógica

As análises mineralógicas foram efetuadas em todos os perfis, sendo utilizadas principalmente técnicas de microscopia óptica e de difração de raios X; e para complementar a identificação de diversos minerais secundários, empregaram-se métodos termo-diferenciais, de microscopia eletrônica e químicos, como auxiliares. Estas técnicas foram empregadas tanto nos produtos iniciais e finais envolvidos no processo intempérico, como também nas fases intermediárias da alteração mineral.

a) Microscopia óptica - Por meio do microscópio polarizador foram analisadas lâminas delgadas das rochas nos diferentes estádios de alteração; e lâminas dos resíduos leves e pesados das diversas sub-frações da fração areia fina e da sub-fração mais grossa do limo, dos diferentes horizontes de alteração.

Em lupa binocular foram estudadas as frações areia grossa e cascalho.

As lâminas dos resíduos foram montadas com bálsamo do Canadá (resíduo leve) e com hyrax (resíduo pesado). O hyrax, devido ao seu alto índice de refração (1, 68) facilita a identificação dos minerais pesados. Em média contamos 500 grãos para cada fração.

Na determinação dos minerais utilizamos os métodos ópticos normais.

b) Difração de Raios - X - Juntamente com a microscopia óptica, êste foi o método mais utilizado na presente pesquisa.

Não só as frações limo e argila foram analisadas mineralògicamente por intermédio da difração de raios X, mas também as rochas totais nos diversos estádios de alteração e o solo. Em alguns casos, utilizamos a difração de raios X no estudo da fração areia fina.

O material, antes de ser analisado, era triturado completamente e em seguida colocado no suporte do difratógrafo Norelco, sendo utilizado tubo de cobre no caso das amostras não possuirem teores elevados em ferro livre. Nestas amostras, as corridas ("scannings") foram realizadas, usando-se 35 kV e 20 MA. No caso do material possuir grande quantidade de ferro livre, o que acontece com as terras roxas, ou efetuamos a limpeza do ferro pelo método de Aguillera e Jackson (1953), retro-mencionado, ou então analisamos o material com o tubo de ferro, sendo, neste caso, as corridas realizadas com 35 kV e 10mA.

As leituras dos difratogramas foram feitas em papel registrador, entre os ângulos de 2 e 60°, que possibilitaram a captação dos espaçamentos interplanares largos, até o espaçamento correspondente ao plano 060 do grupo das montmorilonitas e caulinita; tal fato é fundamental para a diferenciação dos

minerais do grupo das argilas dioctaedrais do grupo das trioctaedrais.

As raias medidas são, para cada mineral, as mais importantes: caulinita, 7,2 Å; gibbsita, 4,15 Å; montmorilonita, 14,2 Å; hematita, 2,69 Å a 2,71 Å e 2,51 a 2,52 Å; vermiculita, 14,2 Å; clorita, 14,2 Å; plagioclásios 3,19 Å; feldspatos potássicos quartzo, 3,35 Å; micas 10,1 Å.

Como êsses espaçamentos correspondem ou podem corresponder a mais de um mineral, em diversos casos tivemos que recorrer ao emprêgo de técnicas auxiliares a fim de podermos efetuar a identificação. Estas técnicas, apresentadas por Grim (1953), baseiam-se na contração ou expansão do espaçamento basal, por ação da temperatura ou de moléculas polares.

A vermiculita e os minerais do grupo da montmorilonita e da clorita, apresentam raias características a 14 Å, sendo então difícil fazermos distinção entre êstes minerais, sem o emprêgo de técnicas auxiliares. Os minerais do grupo da montmorilonita são fàcilmente identificados, pois sua primeira raia basal passa de 14 Å a 17 Å quando o mineral é tratado com etileno glicol; e a 10 Å após um aquecimento a 500°C. Os minerais do grupo da clorita se caracterizam fàcilmente, pois sua raia basal a 14 Å não sofre deslocação nem com o aquecimento nem com o tratamento de etileno glicol. A vermiculita, ao contrário, já com um pequeno aquecimento apresenta mudança de posição de sua raia basal.

c) Análise térmica diferencial - Em um grande número de

amostras, utilizamos como técnica complementar, a fim de confirmar certos resultados duvidosos, a análise térmica diferencial.

O equipamento utilizado foi semelhante ao desenvolvido por Kapel e Sousa Santos (1963), de registro manual. Como comparador foi usada a alumina calcinada, que é uma substância tèrmicamente inerte até 1.100°C.

Os fenômenos endotérmicos, como a desidratação e a quebra do retículo cristalino, provocam um abaixamento de temperatura em relação à substância inerte, enquanto que as reações exotérmicas, como a recristalização e a formação de novas fases, provocam um aumento de temperatura. Os termogramas foram desenhados colocando-se em abcissa as temperaturas, em ordenadas positivas as transformações exotérmicas e em ordenadas negativas as transformações endotérmicas.

Nas amostras representativas dos diversos estádios de alteração das rochas, foi analisado o material total, enquanto que nos solos, analisamos sòmente as frações argilosas.

d) Microscopia eletrônica - Este método foi utilizado para a determinação do grau de cristalinidade dos minerais secundários formados no decorrer do processo intempérico, além de permitir a detectação de pequenas quantidades de halloysita em mistura com caulinita, o que seria impossível só por métodos de difração de raios X, pois ambas possuem diagramas semelhantes (Brindley et al., 1963).

A preparação do material foi feita por dispersão em so-

lução aquosa de hidróxido de amônia, segundo técnica descrita por Sousa Santos e Sousa Santos (1957).

C - Análises químicas

a) Análises químicas totais - Estas análises foram efetuadas em todos os perfis coletados, tanto nas amostras das rochas em suas diversas fases de alteração, como nas amostras dos diferentes horizontes pedológicos.

Os óxidos dosados foram: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, TiO_2, Na_2O, CaO, MgO, MnO, P_2O_5, H_2O^+ e H_2O^-.

Em algumas amostras foram realizadas análises totais na fração argila, com a finalidade de obtermos dados complementares que auxiliaram não só na identificação dos minerais do grupo das argilas ou dos minerais sesquoxídicos mas também na determinação mineralógica quantitativa.

O método analítico empregado foi o método clássico da fusão alcalina para a dosagem de silicatos. Tôdas as análises foram efetuadas na Seção de Agrogeologia do Instituto Agronômico do Estado, pelo técnico de laboratório Sr. Jordão Nepote.

b) Cálculos isovolumétricos - O estudo quantitativo da evolução dos constituintes de uma rocha no decorrer do intemperismo, pode ser feito por diversos métodos geoquímicos. O método tradicional de comparar as análises químicas; o de Harrison (1933), de considerar o Ti um elemento constante em tôdas as

fases do intemperismo; o de Mohr (1938-1944), de considerar para efeito de comparação o Al como um elemento estável, todos êles apresentam falhas, pois devemos admitir que sempre no intemperismo há transformações com perda de pêso.

Para examinarmos o comportamento geoquímico dos elementos, utilizamos os cálculos isovolumétricos desenvolvidos por Millot e Bonifas (1955) que se baseiam na conservação do volume aparente nos diferentes estádios de intemperismo, onde a estrutura da rocha original ainda pode ser notada.

Para a elaboração das comparações, é necessário determinar a densidade aparente do material que, por sua vez, depende da determinação anterior do volume aparente.

Nos diferentes estádios de alteração das rochas a determinação do volume aparente é simples, bastando tornar o material coerente e impermeável, o que pode ser conseguido por revestimento com parafina. A determinação do volume é feita por meio de pesagem da amostra assim revestida, no ar e depois na água. O volume do revestimento de parafina deve ser corrigido.

No caso dos solos, coletamos no campo, por meio de um anel volumétrico de 50 cc de capacidade, amostras pràticamente indeformadas. No laboratório, essas amostras são pesadas após secagem a 105°C, determinando-se assim a densidade aparente. Após a sua obtenção calculamos a quantidade de cada um dos óxidos dosados em 1 cc da amostra, para posterior comparação.

SEGUNDA PARTE

RESULTADOS E DISCUSSÃO

CAPÍTULO I

ESTUDO DO INTEMPERISMO DOS GRANITOS E A FORMAÇÃO DOS PERFIS DE ALTERAÇÃO

O estudo do intemperismo do material granítico foi realizado em 5 perfis, quatro dos quais desenvolvidos em condições de drenagem boa ou moderada, e o quinto sob condições de hidromorfismo. Devido à similaridade de resultados nos perfis desenvolvidos sob as mesmas condições, foram selecionados apenas três, considerados representativos para tôda a área e cujos resultados passaremos a expor.

1 - Perfil - IT-1

A - Análise granulométrica

A observação da tabela 3 e da figura 15, mostra que a passagem do material original para o solo manifesta-se por um aumento gradual das frações grosseiras de aproximadamente 50% na rocha totalmente decomposta, para mais de 70% no horizonte pedológico A.

A fração cascalho é sempre bem desenvolvida ao longo de todo o perfil, o que aliás é uma característica dos solos desenvolvidos sôbre os granitos da área.

A fração argila ocorre em pequena quantidade nos horizontes inferiores correspondentes ao saibro, porém aumenta ràpidamente com a evolução do perfil, sofrendo forte concentração no horizonte B_{22}, por razões puramente pedogenéticas.

TABELA 3

Composição granulométrica do perfil IT-1

Horizontes	Profundidade em cm	TERRA FINA SECA AO AR Cascalho % > 2 mm	Areia Grossa % 2 - 0,2	Areia Fina % 0,2 - 0,02	Limo % 0,02-0,002	Argila % < 0,002 mm	Classe textural da TFSA
A_1	0 - 16	60,1	15,2	10,6	6,2	8,0	Areno barrento
A_2	16 - 36	70,1	9,0	9,1	4,9	7,0	Areno barrento
B_{11}	36 - 45	66,5	7,7	9,5	5,0	11,3	Barrento
B_{22}	45 - 74	51,6	6,3	12,4	6,7	23,0	Argiloso
C	74 - 140	34,5	12,7	27,3	10,0	15,5	Fino areno barrento

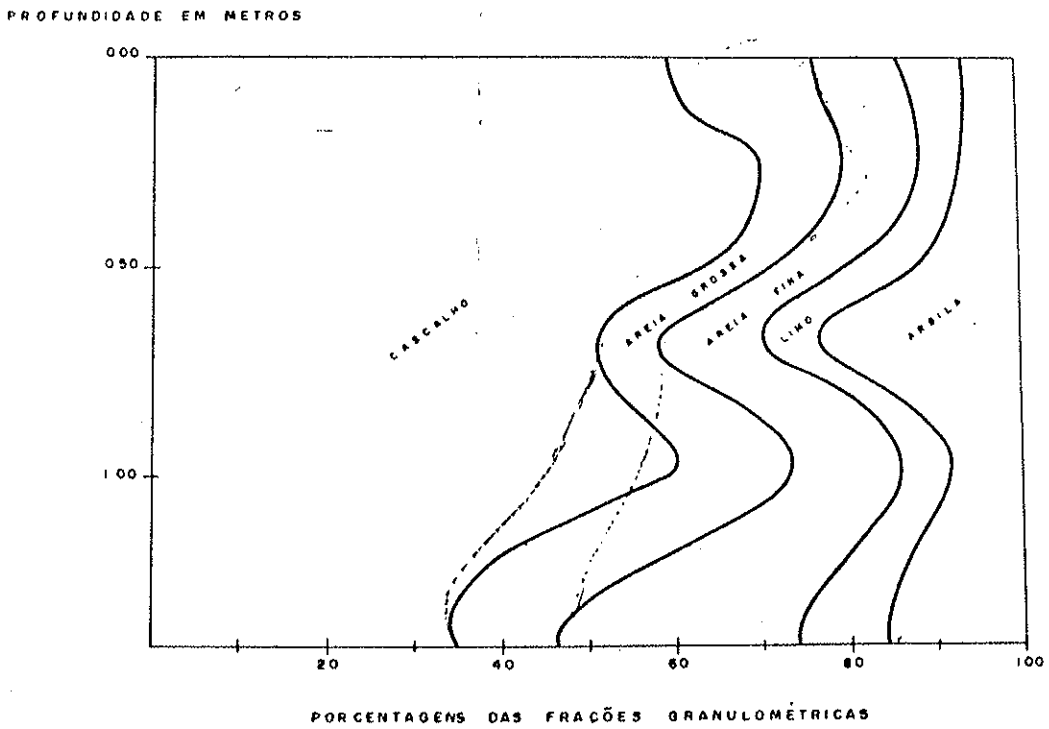


Fig. 15 - Distribuição das frações granulométricas ao longo do perfil IT-1.

B - Análise mineralógica do perfil

IT - 15

Rocha completamente fresca. Granito róseo de textura grossa. Sua composição mineralógica é simples, e revela tratar-se de um alasquito, por sua extrema pobreza em minerais máficos e alto teor em feldspato alcalino.

O feldspato potássico é o principal constituinte, perfazendo 51% do volume total da rocha; forma cristais grandes, apresentando-se geralmente pertítico, com dimensões variando de 4 a 7 mm, podendo mais raramente, apresentar tamanhos superiores a 1 cm. Em muitos cristais notamos o gradeamento de microclínio. O quartzo vem a seguir com 31%; seus cristais são grandes, porém menores que os de feldspato potássico. São comuns as bolhas de gás, exibindo quase sempre extinção ondulante. Os plagioclásios constituem cêrca de 14% do volume da rocha, aparecendo em cristais idiomorfos ou hipidiomorfos, que atingem dimensões de aproximadamente 3 mm, com composição por volta de $Ab_{90}An_{10}$ ou $Ab_{85}An_{15}$, portanto, altamente sódicos. Freqüentemente êstes cristais são zonados, apresentando nestes casos composições mais cálcicas. Em quase todos os cristais de plagioclásio notamos um incipiente processo de saussuritização, havendo a formação de sericita. Ao que parece, êste processo estaria ligado a fenômenos hidrotermais e não intempéricos. A biotita é escassa, constituindo sòmente

1,5% do volume da rocha. Apresenta coloração marron na maioria dos cristais. Foi constatada clorita associada à biotita. Finalmente os restantes 2,5% do volume da rocha são constituídos pelos minerais acessórios. Os mais importantes quantitativamente são: opacos (ilmenita e magnetita); apatita, que geralmente se associa à biotita; titanita e zirconita.

IT - 14

Rocha parcialmente alterada, num estádio muito incipiente de alteração. Forma uma crosta, de no máximo 2 cm de espessura, que recobre a rocha fresca. Este nível foi estudado mineralògicamente por intermédio de uma lâmina delgada, cortada perpendicularmente ao contato rocha fresca - rocha alterada.

O quartzo não evidencia nenhum sinal da ação do intemperismo, continuando límpido tal como na amostra anterior.

A biotita perde parte de seu ferro, que vai tingir parcialmente o material estudado. Entretanto, microscòpicamente, continua apresentando tôdas as características ópticas que lhe são peculiares.

Os plagioclásios e os feldspatos potássicos apresentam ocasionalmente manchas escuras (aos nícois cruzados), que se desenvolvem a partir das fissuras e clivagens dos cristais. Estas manchas, totalmente isótropas, têm sido interpretadas por diversos autores como gels amorfos, e representariam o primeiro estádio na transformação dos feldspatos por ação do intemperis -

mo. Entretanto, no nosso caso, a formação dêste material sòmente ocorre em alguns cristais, não sendo o processo principal de alteração.

Tanto os plagioclásios como os feldspatos potássicos apresentam, já neste estádio, uma incipiente alteração para gibbsita (Fig. 16), porém em quantidade extremamente baixa para ser detectada pelos raios X (Fig. 17).

IT - 13

Este horizonte representa o saibro, isto é, rocha totalmente desagregada. Para efeito de estudo, dividimos êste nível em dois diferentes sub-níveis: um próximo à rocha alterada parcialmente (IT - 13b) e outro, mais acima, próximo ao horizonte de transição entre o saibro e o solo (IT - 13a).

IT - 13b

O quartzo sofre um enriquecimento residual, em virtude de sua grande resistência ao intemperismo, sendo que alguns grãos mostram um ligeiro arredondamento. Sua concentração é maior nas frações mais grosseiras, podendo atingir 60% na fração areia grossa e cêrca de 70% na fração cascalho. Êste teor cai bruscamente para menos de 10% nas frações areia fina e limo, não sendo detectado na fração argila.

Os feldspatos apresentam comportamento distinto. O plagioclásio sofre um decréscimo acentuado, ficando restrito às frações mais grosseiras. Alguns grãos brancos, sem brilho e geralmente cavernosos representam os últimos resquícios dos cris-

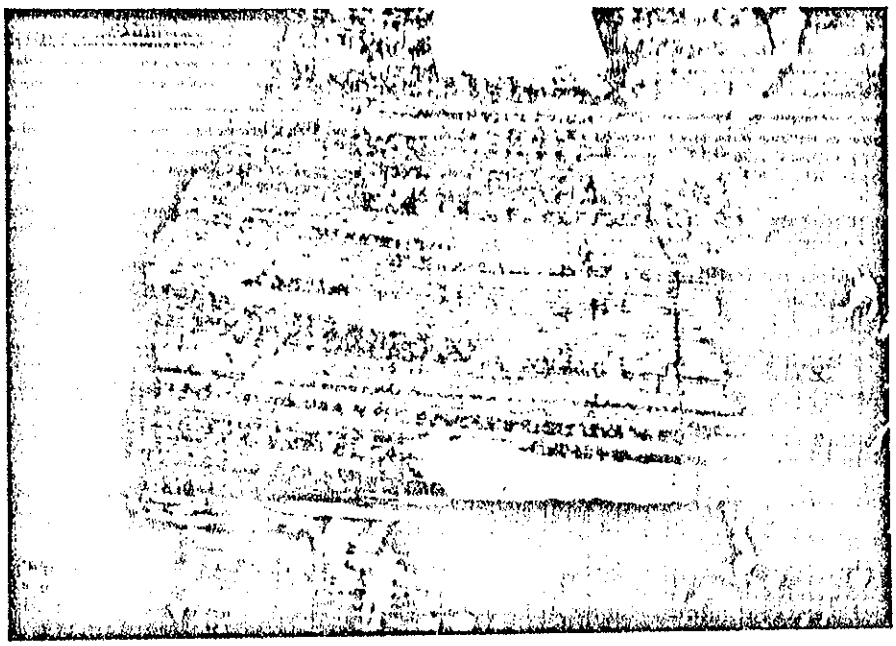


Fig. 16 - Alteração do feldspato em gibbsita nas fases iniciais de alteração do granito

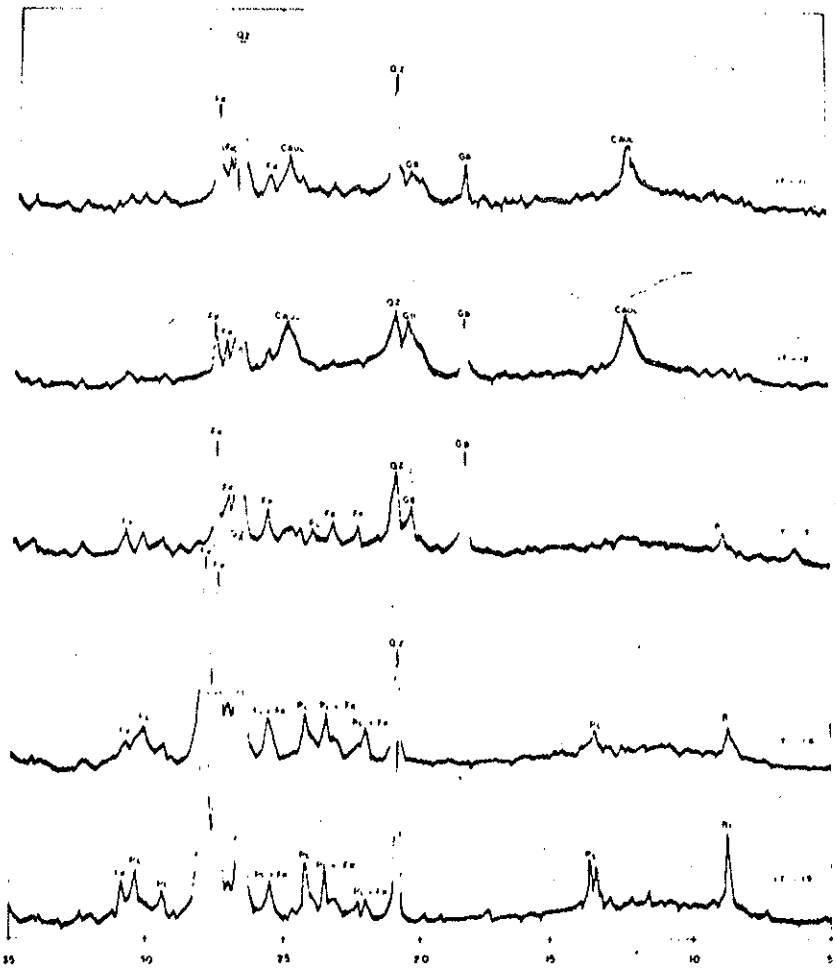


Fig. 17 - Difratogramas dos diferentes níveis de alteração do perfil IT-1. Qz(quartzo), FK (feldspato potássico), Pl(plagioclásio), Bi (biotita), GB(gibbsita) e CAUL(caulinita).

tais de plagioclásio. O feldspato potássico, mais resistente à ação do intemperismo, apenas torna-se mais claro, não mantendo sua típica coloração e perdendo também seu brilho.

Examinando-se detidamente diversos grãos que apresentavam aspectos externos de feldspatos, verificou-se que suas estruturas não eram mais de tectosilicatos, mas sim de gibbsita, que é o primeiro mineral de alteração a aparecer. A gibbsita ocorre microcristalina, substituindo os cristais de feldspato, preservando a forma externa dêstes; em alguns casos mesmo a clivagem original dos cristais é mantida.

Neste nível a gibbsita concentra-se nas frações areia fina e limo, e aparece em quantidade menor na fração argila, que seria a fração onde deveríamos encontrar maior concentração (Figs. 18, 19 e 20).

IT - 13a - horizonte C_1

O comportamento mineralógico dêste horizonte é bastante similar ao anterior, havendo apenas diferenças quantitativas na composição mineralógica.

A biotita, que desde o início da alteração vinha diminuindo gradativamente de porcentagem, pràticamente desaparece neste estádio, transformando-se em vermiculita. 154

IT - 12

Neste estádio de alteração, já se nota a interação de processos geológicos e pedológicos: trata-se de um horizonte edafológico que, pelas características apresentadas, pode ser classificado como um horizonte B_{22}.

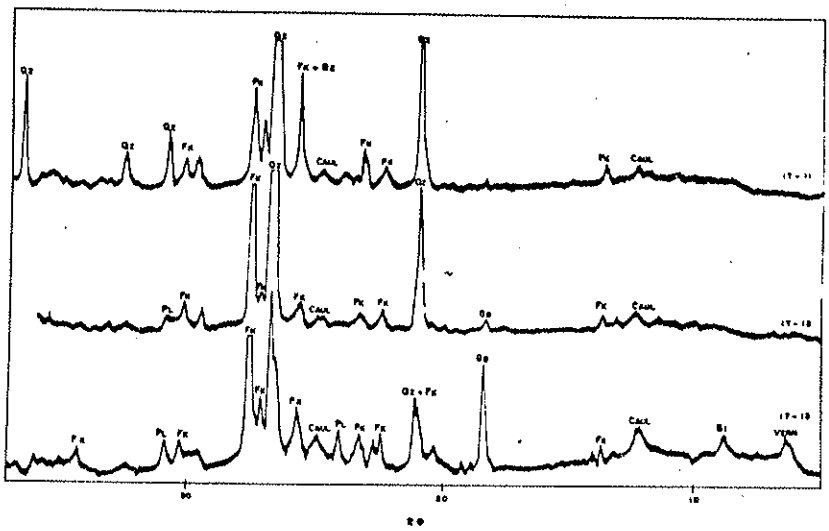


Fig. 18 - Difratogramas da fração areia fina (0,2-0,02 mm) do perfil de alteração IT-1

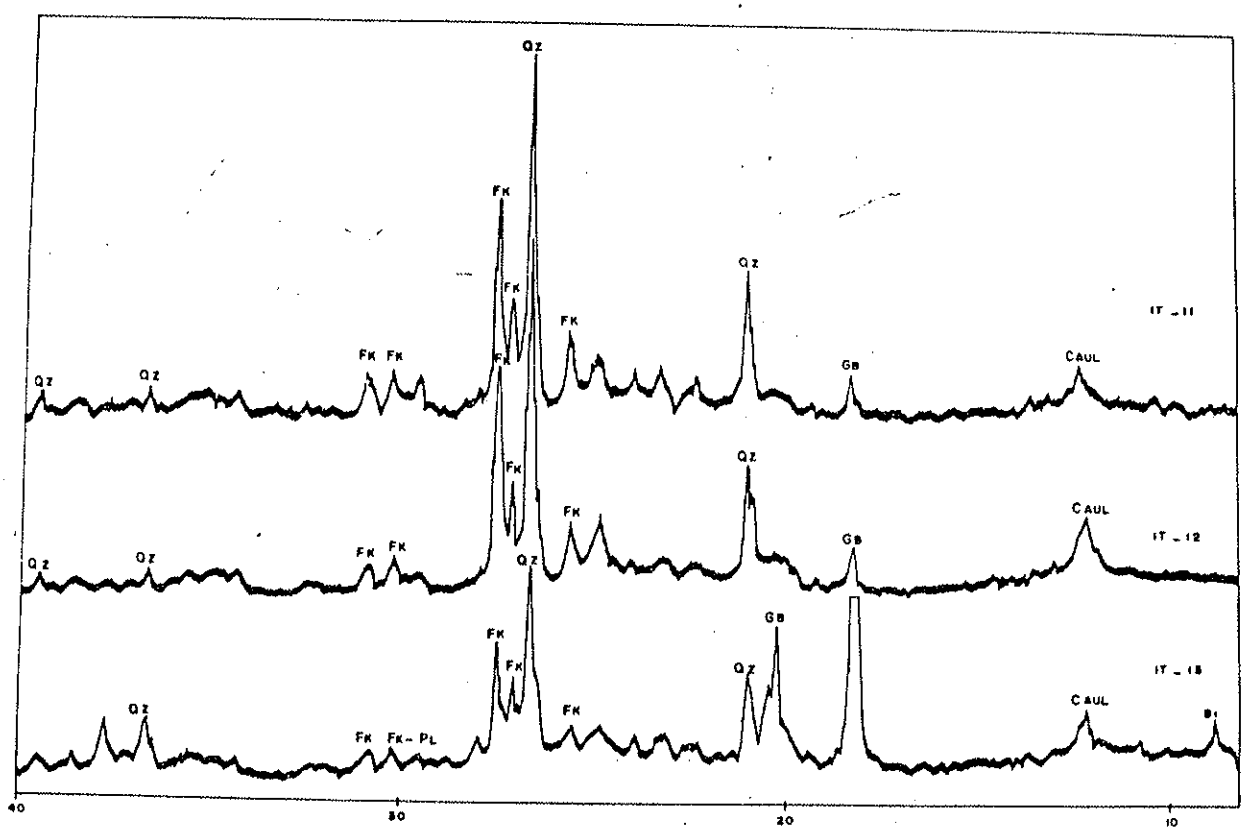


Fig. 19 - Difratogramas da fração limo (0,02-0,002 mm) do perfil de alteração IT-1.

O fato mais importante neste horizonte é notar o desaparecimento dos plagioclásios, totalmente transformados em gibbsita. O feldspato potássico aparece ainda, mas em menor quantidade, e concentra-se nas frações intermediárias, areia fina e limo, pois a ação do intemperismo causa a quebra de seus cristais e conseqüentemente, seu desaparecimento das frações mais grosseiras.

O quartzo é ainda o mineral predominante do horizonte, constituindo mais de 90% da fração cascalho e cêrca de 70% na fração areia grossa.

A gibbsita, que no horizonte anterior era o principal mineral de neoformação, decresce em quantidade, cedendo seu lugar para a caulinita. Tal fato é sugestivo para explicar uma possível transformação da gibbsita em caulinita por meio de ressilicatização.

Neste horizonte aparece um outro mineral de neoformação: halloysita, que pelo fato de possuir grande semelhança estrutural com a caulinita, e ainda por aparecer em pequenas quantidades só pode ser detectada com o auxílio de microscopia eletrônica (Fig. 21).

A vermiculita, que no estádio anterior atingiu seu teor máximo, sofre neste estádio um ligeiro decréscimo. Tanto neste nível como no anterior, associada à vermiculita, encontramos subordinadamente clorita, que pode ter-se formado no próprio solo por alteração intempérica da biotita ou ter vindo do granito, juntamente com a biotita, possuindo, portanto uma origem hidrotermal.

IT - 11

Representa o estádio final do intemperismo no perfil de

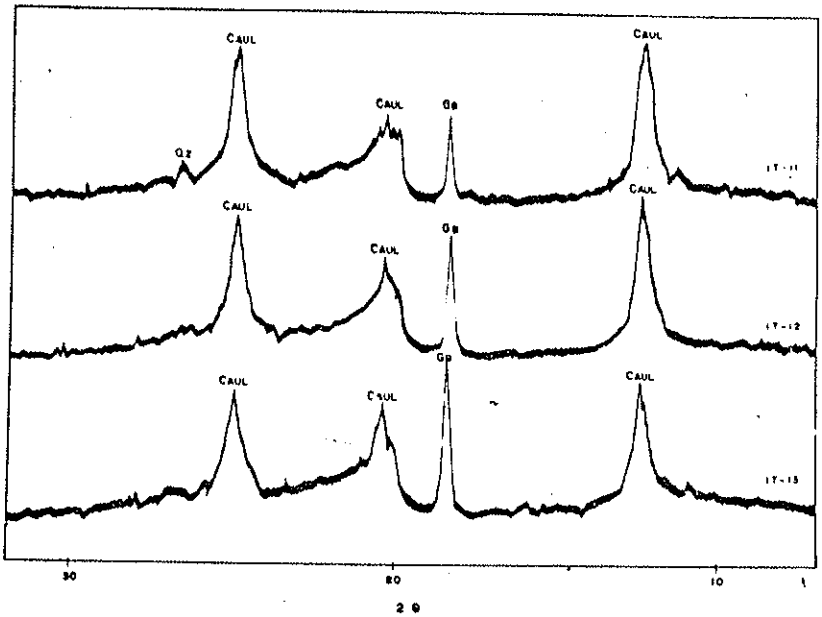


Fig. 20 - Difratogramas da fração argila (menor que 0,002 mm) dos níveis de alteração do perfil IT-1.

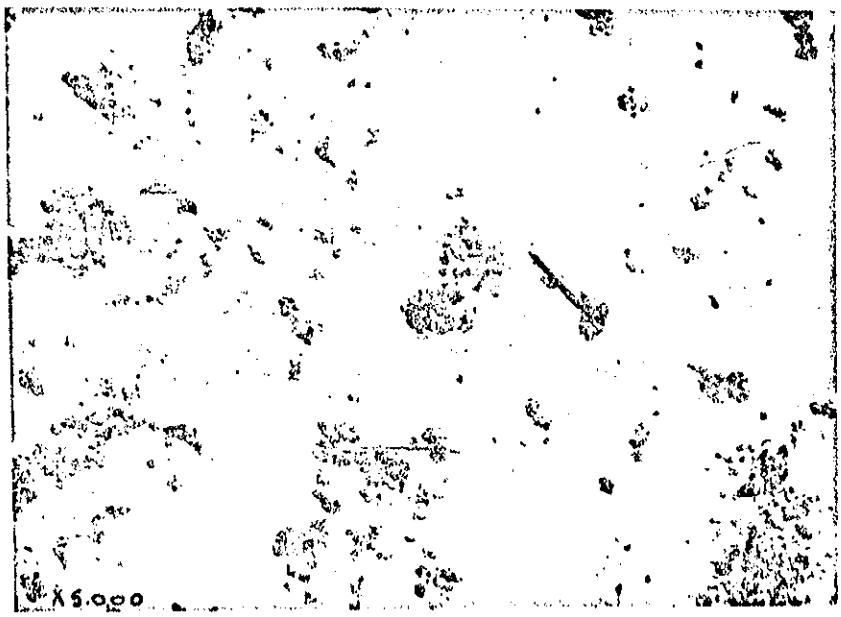


Fig. 21 - Microscopia eletrônica da fração argila da amostra IT-12; observando-se: a)cristais de caulinita de dimensões muito reduzidas e b) pequena quantidade de tubos finos de halloysita.

alteração. É o horizonte mais superficial, sendo bastante afetado por material estranho que contamina êste nível e torna difícil o contrôle da evolução do intemperismo.

O quartzo é o mineral principal, contribuindo com mais de 60% do volume total do solo, enquanto que há um apreciável decréscimo do feldspato potássico em relação ao horizonte anterior.

A caulinita mantém-se pràticamente constante, mostrando ser o mineral de neoformação mais resistente apesar de sofrer, neste horizonte, certa diminuição em suas dimensões, o que pode ser constatado pelo difratograma de raios X. A gibbsita e a vermiculita sofrem uma diminuição progressiva em seus teores.

A tabela 4 e a figura 22 representam os dados mineralógicos da evolução do perfil IT-1.

C - Análises Químicas

As análises químicas e os cálculos isovolumétricos dos diferentes horizontes do perfil IT-1 estão representados na tabela 5.

2 - Perfil IT - 2

A - Análise granulométrica

A análise da tabela 6 e da figura 23 evidencia que a passagem da rocha mãe para o solo se verifica com acentuado decréscimo das frações grosseiras durante todo o perfil, aumentando sòmente junto à superfície.

Como no perfil anterior êste é caracterizado pela presença de cascalho em todos os horizontes, se bem que em quantidades inferiores. O horizonte correspondente ao saibro é o que apresenta maior porcentagem de frações grosseiras, que constituem mais de

TABELA 4

Composição mineralógica dos diferentes níveis de alteração do perfil IT-1 em % (volume)

	IT-15	IT-14	IT-13b	IT-13a	IT-12	IT-11
Quartzo	31	31	33	38	56	67
Feldspato K	51	50	36	25	20	13
Plagioclásio	14	12	9	5	2	tr.
Biotita	1,5	2	1	1	tr.	tr.
Caulinita	-	-	1	3	11	9
Gibbsita	-	3	12	19	6	3
Halloysita	-	-	-	tr.	tr.	tr.
Vermiculita	-	-	5	7	2	2
Acessórios	2,5	2	3	2	3	6

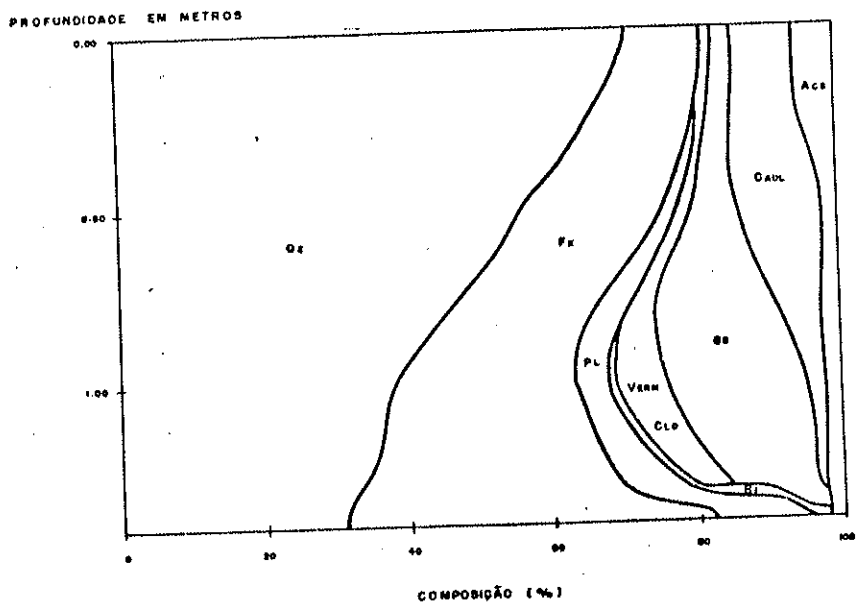


Fig. 22 - Esquema mineralógico do perfil IT-1

TABELA 5

Análises químicas totais do perfil IT-1 (porcentagem pêso) e porcentagens a volume constante calculadas a partir das análises químicas

	IT-15	IT-14	IT-13b	IT-13a	IT-12	IT-11
SiO_2	71,40	69,80	65,50	60,00	46,30	61,50
Al_2O_3	14,50	15,00	20,20	26,80	30,20	19,40
Fe_2O_3	1,27	2,20	3,20	4,60	4,40	3,40
FeO	1,00	1,10	1,00	1,00	0,90	1,00
K_2O	7,90	6,80	6,00	4,00	3,90	4,00
Na_2O	1,80	1,60	1,30	0,20	0,10	0,10
MgO	0,08	0,10	0,10	0,09	0,08	0,09
MnO	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04
CaO	1,00	1,00	0,08	0,06	0,05	0,45
TiO_2	0,10	0,10	0,10	0,20	0,20	0,20
P_2O_5	0,05	0,05	0,06	0,07	0,07	0,06
H_2O-	0,16	0,04	0,08	0,14	0,90	1,14
H_2O+	0,34	1,48	3,90	4,50	11,30	7,36
Total	99,63	99,30	101,55	101,70	98,43	98,74
Dens. apar.	2,62	2,58	1,99	1,44	1,49	
Quartzo	31,3	31,8	33,8	38,7		
SiO_2		-6,7	-40,1	-72,2		
Al_2O_3		+1,8	+5,8	+1,6		
Fe total		+44,1	+42,4	+37,2		
K_2O		-15,4	-37,7	-72,0		
Na_2O		-12,8	-44,7	-93,6		
MgO		-	-	-50,0		
CaO		-	-92,3	-96,1		
H_2O total		+200	+500	+400		

TABELA 6

Composição granulométrica do perfil IT-2

Horizontes	Profundidade em cm	Cascalho %	TERRA FINA SÊCA AO AR Areia Grossa %	Areia Fina %	Limo %	Argila %	Classe textural da TFSA
A_1	0 - 11	25,5	29,9	31,2	7,7	5,5	Fino arenoso
G_1	11 - 38	7,6	39,2	27,2	6,5	19,4	Areno barrento
G_2	38 - 90	3,3	41,3	23,5	8,8	23,2	Areno barrento
C_1	90 - 125	5,0	40,8	23,6	6,6	22,5	Areno barrento
C_2	125 - ?	40,0	31,6	12,4	4,4	11,6	Areno barrento

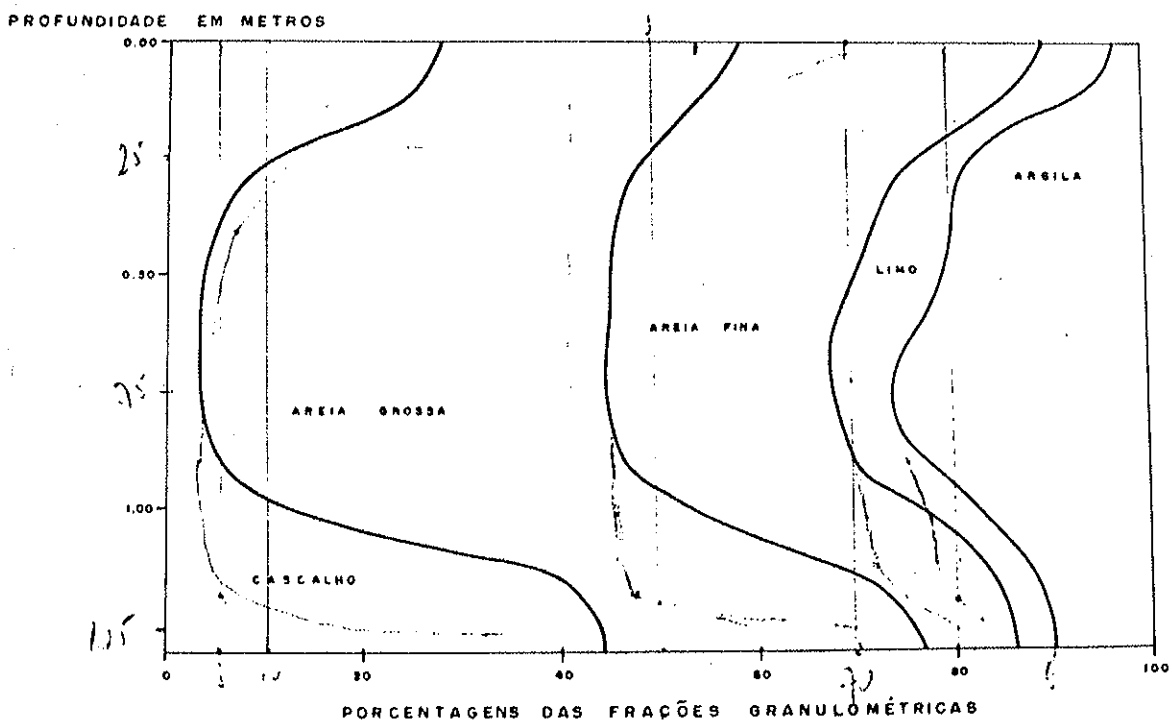


Fig. 23 - Distribuição das frações granulométricas ao longo do perfil IT-2.

50% do material total.

B - Análise mineralógica do perfil

IT - 24

Rocha inalterada, idêntica à do perfil anterior. Esta amostra foi coletada próxima ao perfil, pois êste não atingiu a rocha fresca.

É um granito róseo, de textura equigranular grossa , constituído de grandes cristais de feldspato potássico. São comuns os intercrescimentos pertíticos e micropertíticos. O quartzo, segundo mineral em abundância mostra sempre grande quantidade de bolhas de gás, exibindo normalmente extinção ondulante. Cristais idiomorfos e hipidiomorfos de plagioclásios geralmente aparecem com tamanhos sempre inferiores ao do quarto e feldspato potássico. Constituem o terceiro mineral em quantidade. Apresentam composição que varia de $Ab_{90}An_{10}$ a $Ab_{75}An_{25}$ e possuem geminação do tipo albita combinada com a de Carlsbad.

A biotita, como no granito do perfil anterior, é escassa, apresentando-se em parte transformada em clorita, possìvelmente por ação de processos hidrotermais.

Os principais acessórios são: apatita, zirconita, rutilo e opacos, principalmente ilmenita e magnetita.

A análise modal é pràticamente idêntica à rocha do perfil anterior, podendo esta amostra ser classificada como alasquito. Sua textura e sua densidade são também semelhantes, de modo que consideramos sua composição química igual à anterior.

Não foi possível obter-se nesta amostra o estádio de ro

cha parcialmente alterada, pois a transição de rocha fresca para saibro é brusca.

IT - 23

Rocha totalmente decomposta, conservando ainda a textura original do granito. Este horizonte corresponde ao saibro.

No perfil IT-2, ao contrário do perfil anterior, o fenômeno de arenização é bastante reduzido.

O quartzo sofre uma pequena concentração residual, em virtude de sua grande resistência ao intemperismo, não evidenciando nenhum sinal da ação do mesmo. Constitui quase que a totalidade dos minerais presentes nas frações cascalho, areia grossa e areia fina. No limo sua concentração é ainda alta, o mesmo não acontecendo na fração argila (Figs. 24. 25 e 26).

O feldspato potássico predomina nas frações grosseiras, acompanhando o quartzo. É um mineral que possui certa resistência à ação do intemperismo. Uma parte dos grãos, já neste horizonte, perdeu sua coloração avermelhada, tornando-se esbranquiçada com visíveis sinais da alteração, enquanto que a maior parte possui brilho de clivagem.

Os plagioclásios, por sua vez, apresentam uma alteração bem mais pronunciada, havendo certo decréscimo em seu teor. Os grãos mostram-se com as faces corroídas, apresentando aspecto cavernoso.

Ao microscópio, tanto os plagioclásios (principalmente), como os feldspatos potássicos, apresentam manchas informes, completamente isótropas, que se desenvolvem nas clivagens, fissuras e faces dos cristais. Estas manchas são normalmente in

Fig. 24 - Difratogramas dos diferentes níveis de alteração do perfil IT-2. Qz(quartzo); FK(feldspato potássico); Pl (plagioclásio); Bi(biotita); CAUL (caulinita).

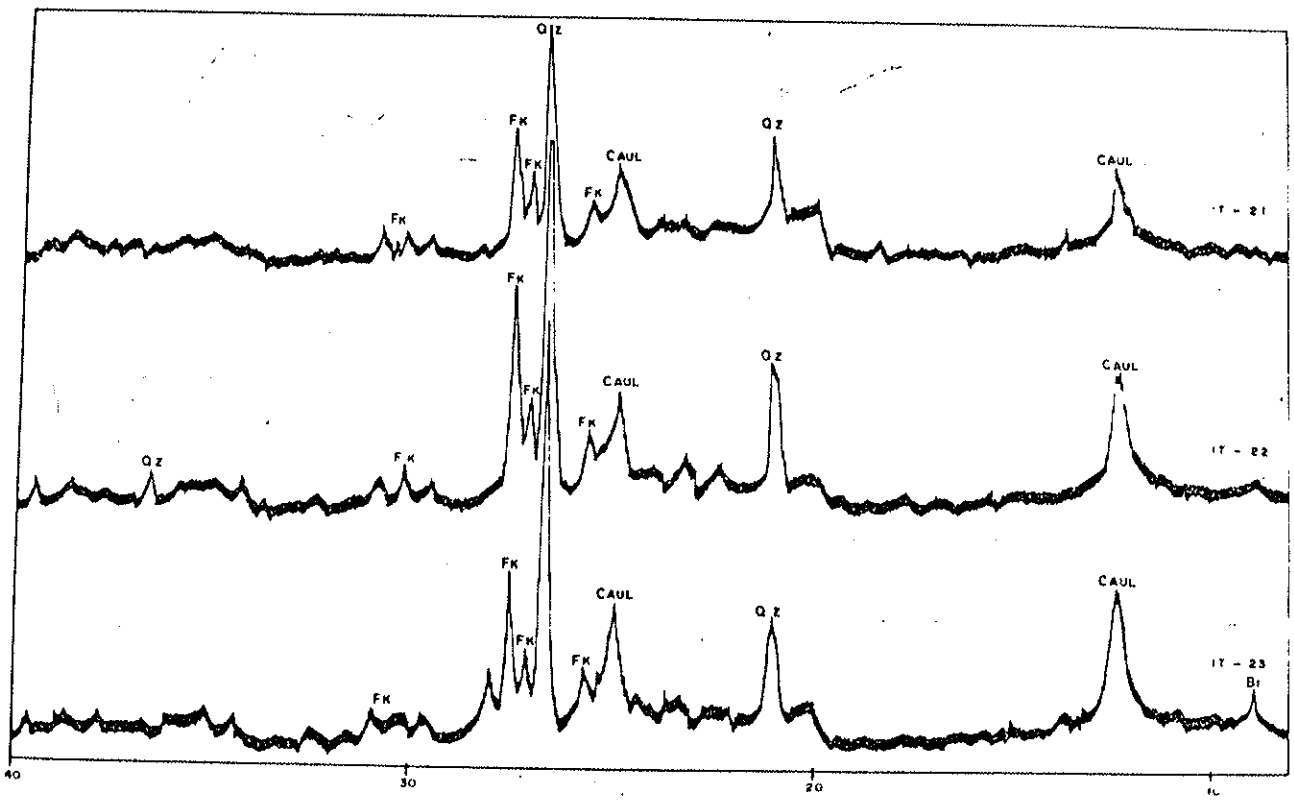


Fig. 25 - Difratogramas da fração limo (0,02-0,002 mm) dos diferentes níveis do perfil de alteração IT-2.

colores, podendo às vêzes estar tingidas de vermelho, devido ao ferro liberado a partir da biotita. Êste material isótropo (Figs. 27 e 28) pode ser interpretado como gel amorfo e representaria um primeiro estádio na transformação dos feldspatos, por ação do intemperismo. Associado a êste material amorfo, notamos pequenos grãos de opala, comuns nas camadas superiores.

A biotita sofre uma acentuada diminuição, apresentando-se, em parte, alterada em vermiculita. A clorita, que aparece em teores baixos na rocha fresca, continua neste horizonte com um teor aproximadamente constante, em virtude de possuir certa estabilidade nas condições superficiais.

A caulinita é o primeiro mineral de neoformação a surgir no perfil. Encontra-se concentrada nas frações limo e argila, se bem que pode ocorrer em pequenas quantidades na fração areia fina. A análise cuidadosa dêsse material ao microscópio, revelou cristais de feldspatos, apresentando-se alterado parcial ou totalmente em caulinita (Fig. 29). A caulinita apresenta-se bem cristalizada, possuindo por vêzes tamanhos relativamente grandes, da ordem de 0,005 mm (Fig. 30). Esta figura revela ainda a presença de halloysita, não observada na análise dos difratogramas de raios X.

IT - 22

Já representa um típico horizonte pedológico, desenvolvido em condições de hidromorfia.

As transformações mineralógicas verificadas neste horizonte nada mais são do que as ocorridas no horizonte anterior, havendo sòmente variações quantitativas na composição mineraló

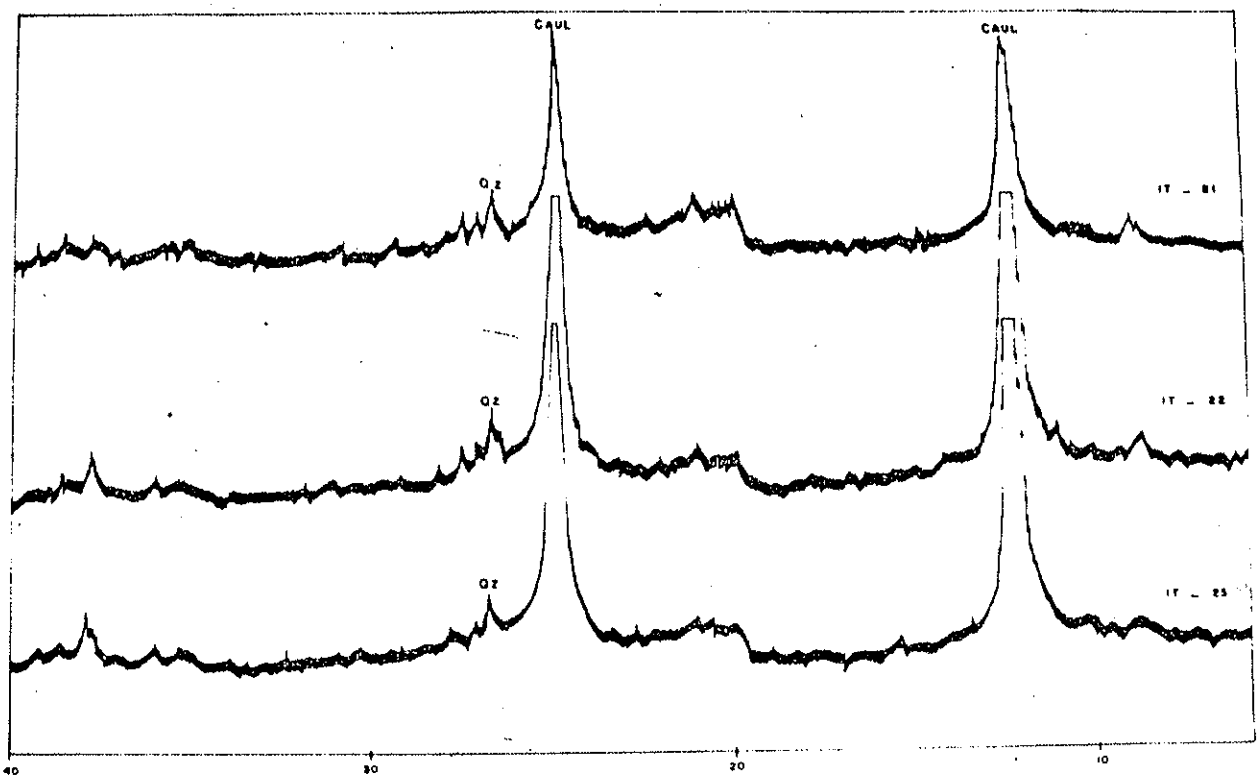


Fig. 26 - Difratogramas da fração argila (menor que 0,002 mm) dos diferentes estádios de alteração do perfil IT-2.

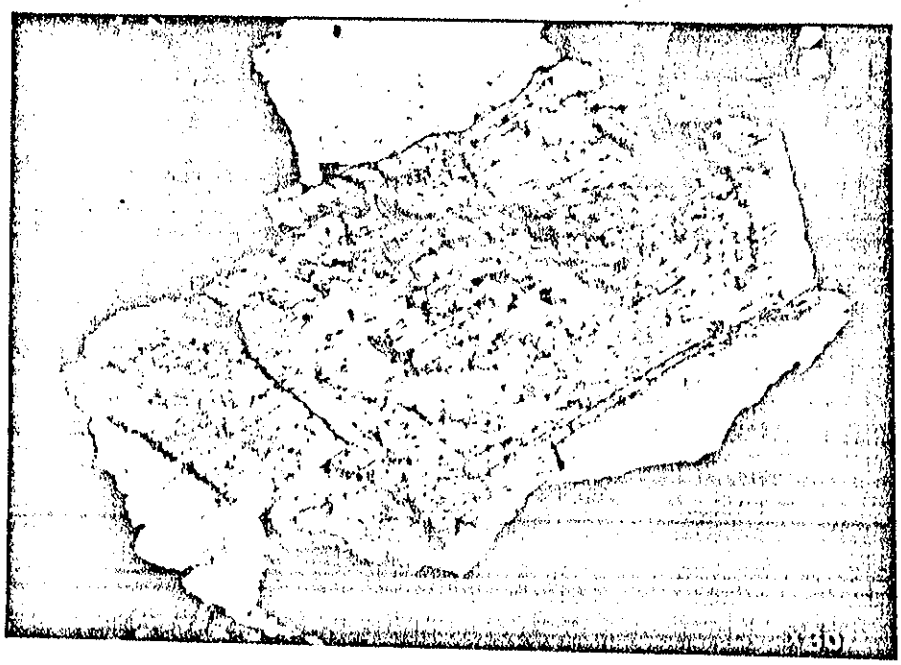


Fig. 27 - Início de alteração dos feldspatos - As fissuras são preenchidas por gels amorfos.

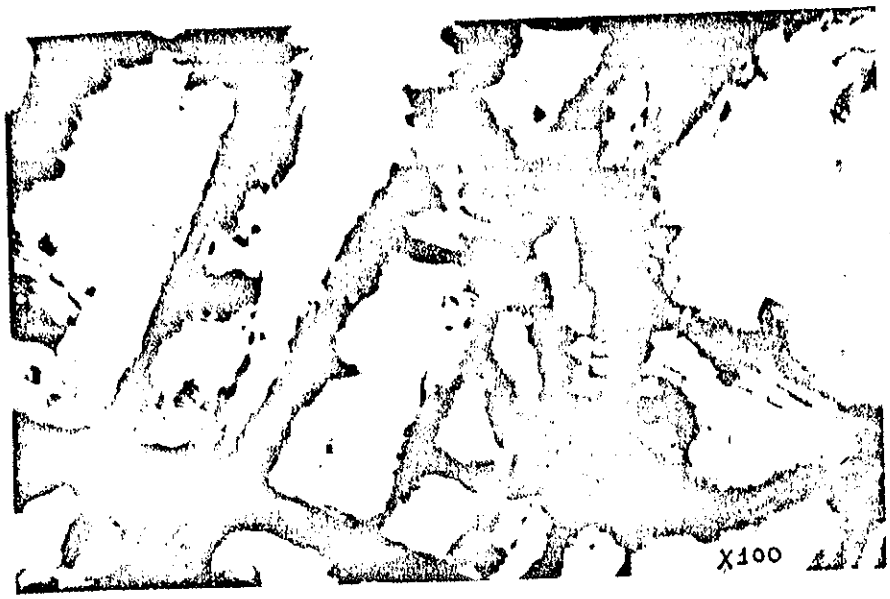


Fig. 28 - Início de alteração dos feldspatos - cristal de feldspato mostrando numerosas fissuras ao redor das quais se desenvolve gels isótropos.

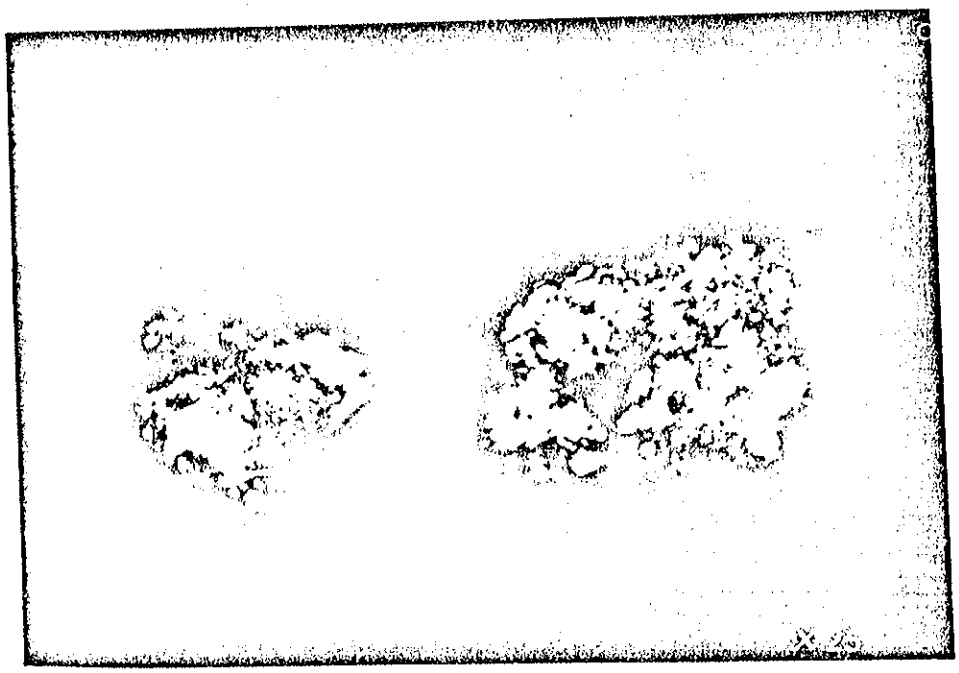


Fig. 29 - Alteração do feldspato em caulinita: grãos de feldspatos isolados da fração areia fina do horizonte IT-23 totalmente alterados em caulinita.

Fig. 30 - Micrografia eletrônica da fração argila do nível IT-22, notando-se caulinita bem cristalizada com contornos hexagonais e tubos longos e curtos de halloysita.

gica.

O teor em quartzo se mantém constante no início do horizonte, aumentando rápidamente na parte superior. Devido a sua resistência ao intemperismo, os cristais continuam límpidos e sem nenhum sinal da alteração. Ocorre em maior ou menor proporção em tôdas as frações granulométricas do horizonte.

O plagioclásio pràticamente desaparece do perfil, restando apenas vestígios de sua ocorrência.

O teor em feldspato potássico decresce pouquíssimo, mostrando ser um mineral bastante estável nas condições existentes no perfil. Seus cristais perdem quase que totalmente a côr original e o brilho, apresentando-se translúcidos.

Ao microscópio, notamos ser ainda freqüente a existência das manchas amorfas, se bem que mais restritas do que no horizonte anterior. A presença de opala é ainda uma feição comum dêste estádio de alteração.

Quase tôda a biotita se transformou em vermiculita; esta, mais a clorita, diminui dentro do perfil, mostrando possuirem ambas certa instabilidade.

A caulinita torna-se um dos minerais mais importantes quantitativamente dentro do horizonte, predominando nas frações argila e limo.

IT-21

É o horizonte superficial do solo. Sofre grandes contribuições de materiais estranhos ao perfil.

O quartzo contribui de 50% para o volume total do horizonte, no qual temos certamente quartzo aloctone, evidenciado pela existência de grãos que apresentam pronunciado arredondamento.

O feldspato potássico contribui ainda com grande por - centagem para a formação do horizonte, apresentando as mesmas características encontradas no nível anterior.

O plagioclásio aparece neste horizonte em quantidades insignificantes e os poucos grãos que restam estão parcialmente alterados.

Tanto a biotita como a vermiculita e a clorita pràtica - mente desapareceram do perfil.

A caulinita é ainda um dos minerais mais importantes do horizonte, apesar de ter sofrido também uma pequena diminuição em seu teor.

A tabela 7 e a figura 31 representam os dados minera - lógicos do perfil IT-2.

C - Análises Químicas

As análises químicas e os cálculos isovolumétricos dos diferentes horizontes do perfil IT-2 são apresentados na tabela 8.

3 - Perfil MO - 1

A - Análise granulométrica

A observação dos resultados da tabela 9 e da figura 32 revela que a passagem da rocha granítica para o solo se verifica com um aumento progressivo das frações grosseiras.

Como nos demais perfis coletados sôbre rochas graníticas, êste é também caracterizado pela presença da fração cascalho ao longo de todo o perfil, em quantidades sempre crescente em direção à superfície.

A argila constitui uma pequena fração nos horizontes in

TABELA 7

Composição mineralógica dos diferentes níveis de alteração do perfil IT-2 em % (volume)

	IT-24	IT-23	IT-22	IT-21
Quartzo	31	38	39	60
Feldspato K	51	35	29	21
Plagioclásio	14	9	4	tr.
Biotita	1,5	1	1	tr.
Caulinita	-	12	23	10
Halloysita	-	tr.	tr.	tr.
Vermiculita	-	tr.	1	tr.
Opala	-	1	1	tr.
Acessórios	2,5	4	3	9

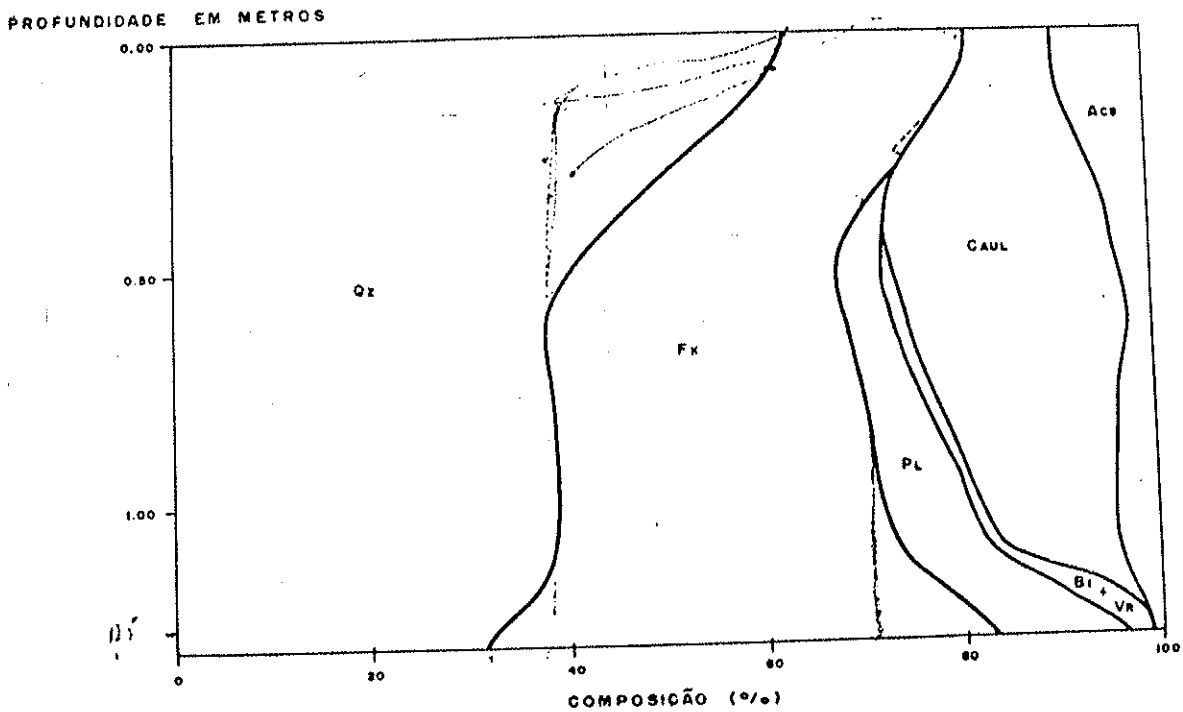


Fig. 31 - Esquema mineralógico do perfil IT-2.

TABELA 8

Análises químicas totais do perfil IT-2 (porcentagem pêso) e porcentagens a volume constante calculadas a partir das análises químicas

	IT-24	IT-23	IT-22	IT-21
SiO_2	71,40	68,30	69,80	70,80
Al_2O_3	14,50	19,40	16,30	12,70
Fe_2O_3	1,27	1,43	0,77	1,43
FeO	1,00	0,57	0,43	0,57
K_2O	7,90	4,37	4,46	4,37
Na_2O	1,80	0,54	0,24	nd
MgO	0,08	0,06	0,05	0,05
CaO	1,00	0,50	0,34	0,56
MnO	0,03	-	-	-
TiO_2	0,10	0,20	0,28	0,38
P_2O_5	0,05	0,04	0,02	0,04
H_2O-	0,16	0,70	0,70	0,90
H_2O+	0,34	4,00	4,20	7,90
Total	99,63	100,11	97,59	99,70
Dens. apar.	2,62	2,51	2,49	2,41
Quartzo	31,3	38,9	39,3	62,8
SiO_2		-12,4	-11,4	
Al_2O_3		+28,2	+6,8	
FeO total		-16,9	-49,1	
K_2O		-46,8	-46,3	
Na_2O		-70,2	-87,2	
MgO		-50,0	-50,0	
CaO		-50,0	-65,4	
TiO_2		+6,6	+13,3	
H_2O total		+684	+730	

TABELA 9

Composição granulométrica do perfil MO-1

Horizontes	Profundidade em cm	Cascalho %	TERRA FINA SÊCA AO AR Areia Grossa %	Areia Fina %	Limo %	Argila %	Classe textural da TFSA
A_1	0 - 6	39,5	30,3	11,6	8,0	10,6	Areno barrento
A_2	6 - 31	37,0	36,0	10,2	5,0	11,8	Areno barrento
B_1	31 - 45	35,0	20,0	13,0	11,1	20,9	Barrento
B_{21}	45 - 90	29,6	17,4	11,0	15,6	26,4	Barrento
B_{22}	90 - 145	23,0	18,9	14,4	15,6	28,6	Barrento
B_{31}	145 - 160	23,0	16,5	18,9	17,4	24,2	Fino areno barrento
C_1	160 - 180	22,0	17,9	27,2	18,8	14,1	Fino areno barrento
C_2	180 - 300	18,0	28,0	29,6	15,2	9,2	Fino arenoso
D	300 - 400	21,0	14,6	34,3	23,2	6,9	Fino arenoso

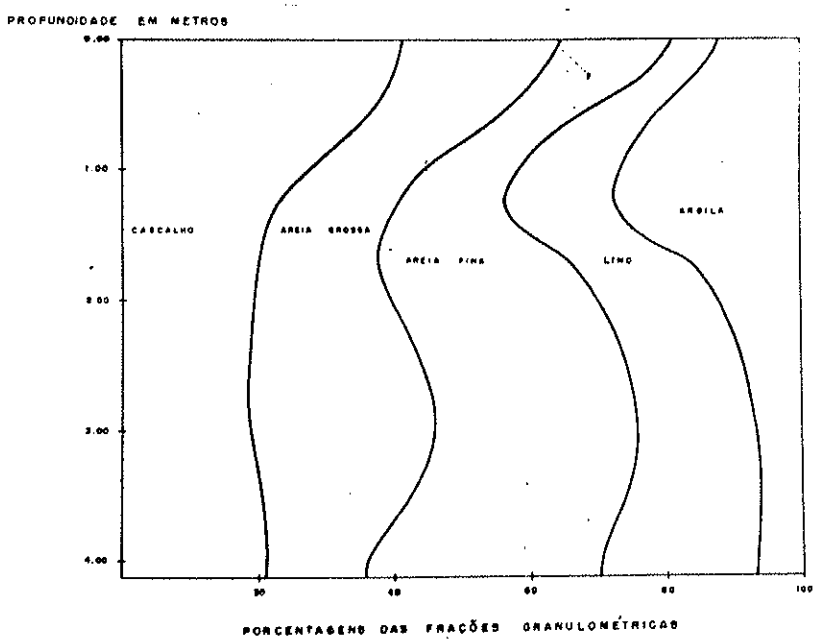


Fig. 32 - Distribuição das frações granulométricas ao longo do perfil MO-1.

feriores do perfil, sofrendo um rápido aumento no horizonte B do solo.

As frações intermediárias (areia fina e limo), que no início da decomposição constituem cêrca de 60% do material total, diminuem em direção ao tôpo do perfil, sendo que no horizonte superficial A_1 não atingem a 20%.

B - Análise mineralógica do Perfil

MO - 15

Rocha fresca. Granito leucocrático, de granulação grossa equigranular.

Sua composição mineralógica é a seguinte: microclínio, que constitui 35,5% do volume total da rocha; apresenta-se sob a forma de grandes cristais que mostram geralmente o típico gradeamento do microclínio. O quartzo, segundo mineral em abundância, constitui 32,4% do volume da rocha; seu tamanho é sempre menor que o do feldspato e apresenta-se límpido, com inúmeras inclusões gasosas. O plagioclásio constitui 28,6%; possui tamanho inferior ao do quartzo e apresenta composição que varia entre $Ab_{90}An_{10}$ a $Ab_{80}An_{20}$. A biotita é escassa, constituindo apenas 2% do volume total da rocha. Parte desta biotita encontra-se alterada hidrotermalmente em clorita. Os acessórios formam 1,5% da rocha, sendo a titanita o principal, com opacos, zircão e apatita subordinadamente. Como mineral secundário, temos o epídoto, que ocorre preenchendo fraturas da rocha.

MO - 14

Este horizonte corresponde ao saibro, rocha totalmente alterada. O processo de arenização neste perfil é bastante intenso.

O quartzo se mantém constante, não sofrendo a ação do intemperismo. É o principal constituinte das frações grosseiras.

O feldspato potássico apresenta um pequeno decréscimo em seu teor, assim como os plagioclásios. Estes últimos possuem pràticamente todos os seus cristais com as faces corroídas.

Os plagioclásios, mais intensamente, e os feldspatos potássicos apresentam neste estádio a formação de gels amorfos, mas não com a intensidade apresentada no perfil anterior. Estes gels ràpidamente evoluem para caulinita, que é o primeiro mineral formado pela ação do intemperismo (Fig. 33).

A caulinita, além de aparecer de forma incipiente nos cristais de feldspatos das frações areia grossa e areia fina (Fig. 34) é ainda o mineral predominante das frações argila e limo (Figs. 35 e 36), ao lado de quartzo, feldspatos e biotita.

Tanto a biotita, como a clorita sofrem uma redução não só em teor, mas também em tamanho, concentrando-se nas frações finas. Parte da biotita já se apresenta alterada em vermiculita, que não foi detectada nos difratogramas de raios X das frações estudadas, sendo sòmente observada quando do estudo do material micáceo isolado.

Por meio de microscopia eletrônica, foi constatada neste horizonte quantidades apreciáveis de halloysita, que por dificuldades técnicas não pôde ser analisada quantitativamente (Figs.

Fig. 33 - Difratogramas dos diferentes níveis de alteração do perfil MO-1. Qz(quartzo); FK(feldspato potássico); Pl(plagioclásio); Bi(biotita); CAUL(caulinita); Gb (gibbsita).

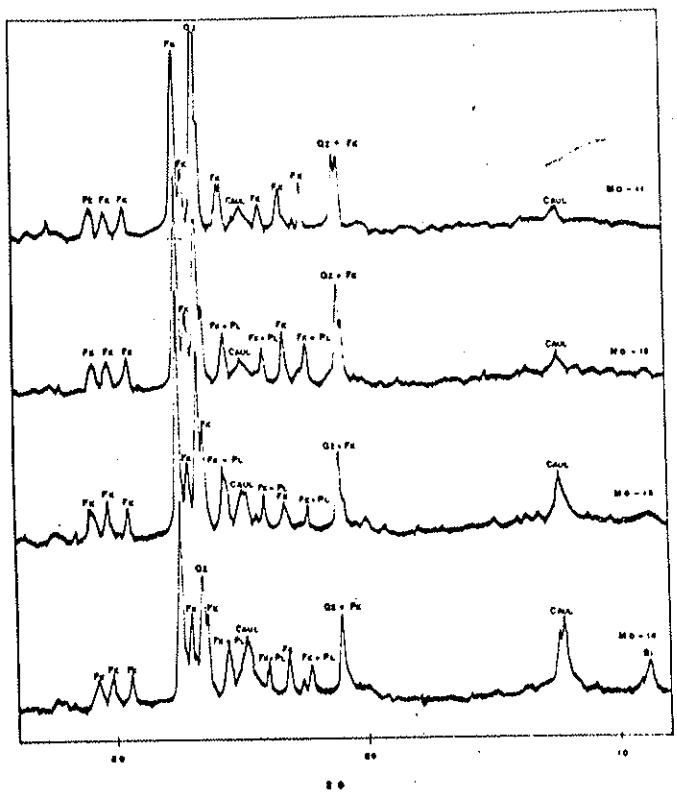


Fig. 34 - Difratogramas da fração areia fina (0,2-0,02mm) dos diferentes estádios de alteração do perfil MO-1.

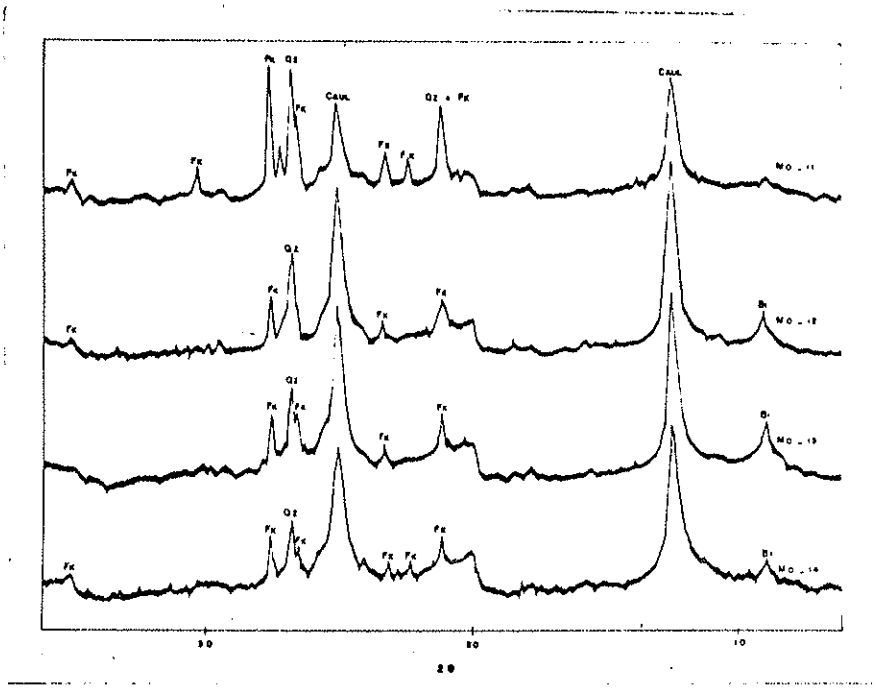


Fig. 35 - Difratogramas da fração limo (0,02-0,002mm) dos horizontes do perfil MO-1.

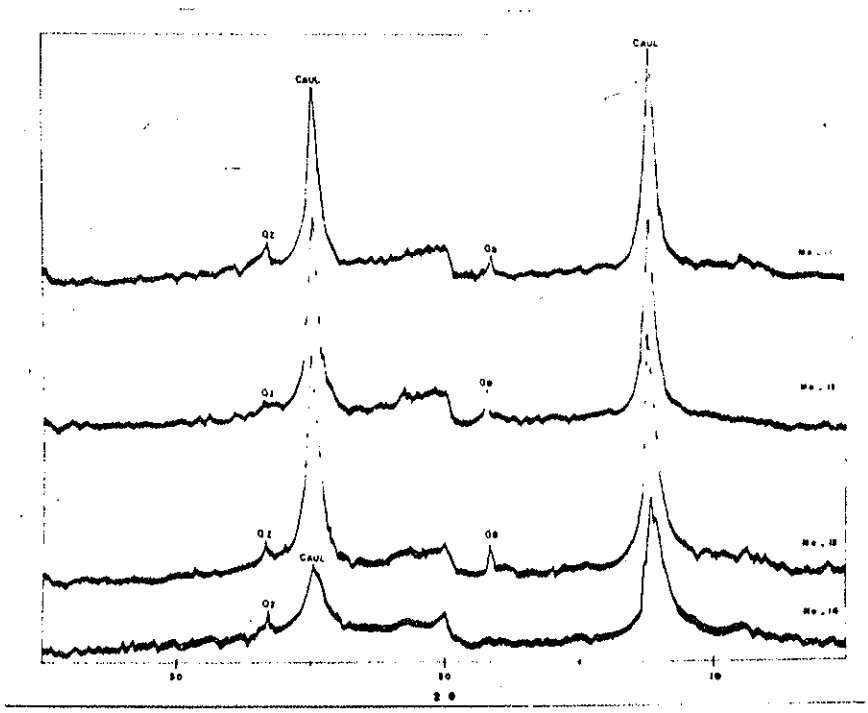


Fig. 36 - Difratogramas da fração argila (menor que 0,002 mm) dos diferentes horizontes do perfil MO-1.

37 e 38).

MO - 13

Rocha totalmente decomposta. Este nível corresponde à parte superior do saibro. Sua mineralogia é semelhante à encontrada no horizonte anterior, havendo apenas variação nos teores dos minerais presentes.

Na fração argila, ao lado da caulinita, há o aparecimento de pequena quantidade de gibbsita, o que não foi notado em nenhuma outra fração.

A caulinita tem o seu teor altamente elevado, tornando-se, ao lado do quartzo, o principal mineral do horizonte.

MO - 12

Horizonte pedológico, mostrando características fortemente influenciadas por fatôres pedogenéticos.

Os fatos mais importantes neste nível são: o total desaparecimento da biotita, acompanhado por uma diminuição bastante acentuada do teor de vermiculita e a quase total ausência dos plagioclásios.

Quartzo, caulinita e feldspato potássico são os minerais predominantes do horizonte. A gibbsita apresenta seu teor levemente aumentado, porém ainda, insuficientemente alto para ser detectado nos termogramas das frações argilas (Fig. 39).

MO - 11

É o horizonte superficial do solo, representando o es-

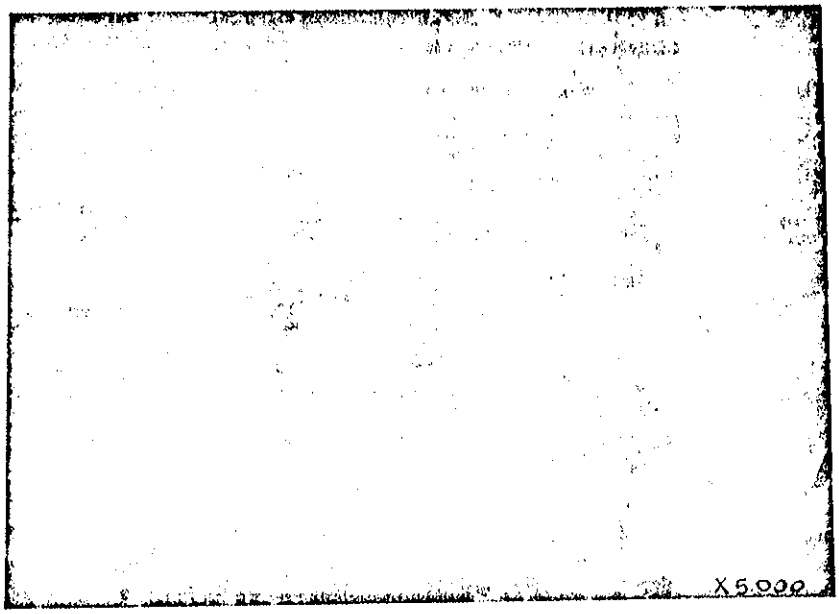


Fig. 37 - Micrografia eletrônica da fração argila do horizonte MO-14 notando-se cristais pequenos de caulinita;poucos cristais em forma de tubos curtos de halloysita e uma grande quantidade de material amorfo.

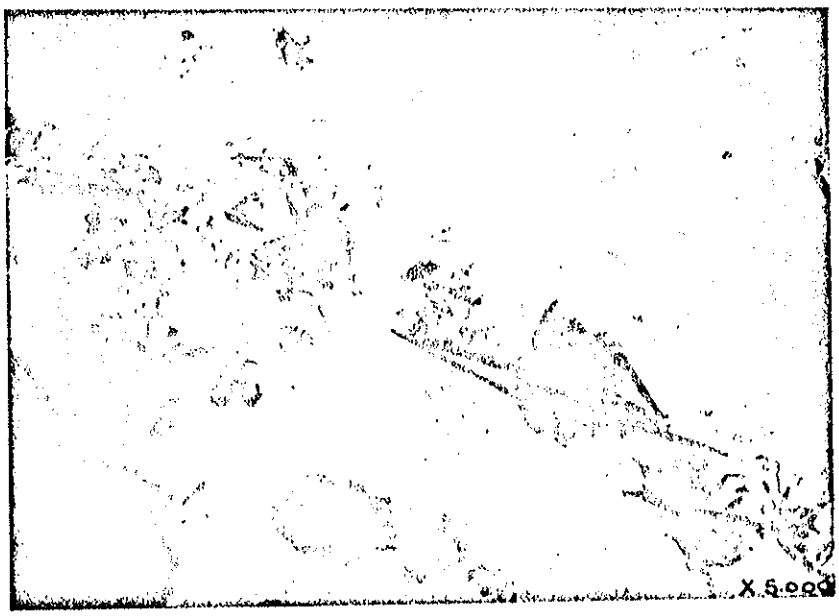


Fig. 38 - Micrografia eletrônica mostrando outro aspecto do mesmo material acima: concentração de tubos longos e finos de halloysita.

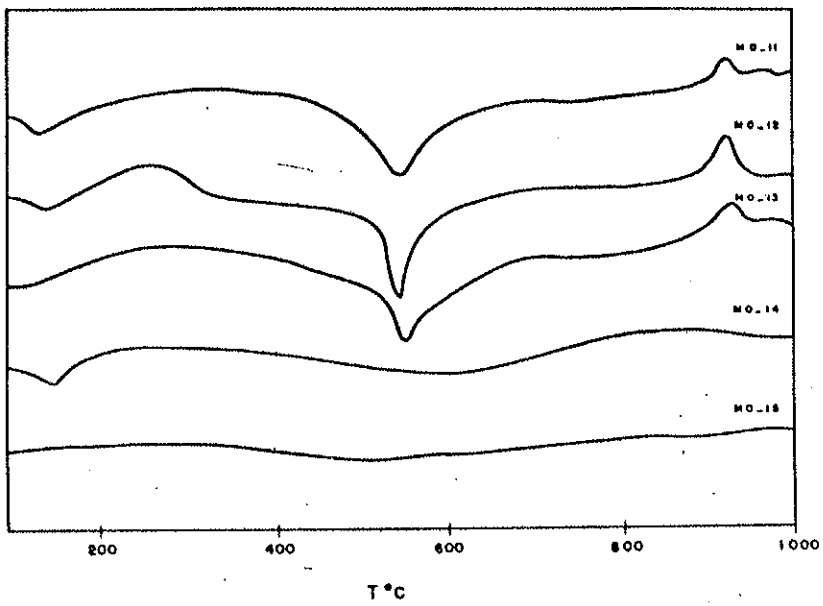


Fig. 39 - Termogramas da fração argila dos diferentes níveis de alteração do perfil MO-1. Picos endotérmicos entre 550 e 575°C e exotérmicos entre 920 e 960°C indicam a presença de caulinita.

tádio mais avançado do intemperismo neste perfil.

Neste nível, quartzo, feldspato potássico e caulinita continuam a ser os minerais predominantes, com a diferença que o quartzo, em relação aos horizontes anteriores, teve o seu teor altamente elevado, principalmente por contribuição externa, constituindo cêrca de 50% do horizonte. O feldspato potássico também sofre um aumento de teor ocasionado pela entrada de material estranho ao perfil.

A caulinita teve sua concentração diminuída, enquanto que a gibbsita manteve sua concentração ao redor de 6%.

O plagioclásio não chega a constituir 1% do volume total do horizonte, e os poucos grãos que atestam sua existência mostram-se parcialmente alterados.

A tabela 10 e a figura 40 representam os dados da análise mineralógica do perfil MO-1.

C- Análises Químicas

As análises químicas e os cálculos isovolumétricos dos diferentes horizontes de alteração do perfil MO-1 são apresentados na tabela 11.

TABELA 10

Composição mineralógica dos diferentes níveis de alteração do perfil MO-1 em % (volume)

	MO-15	MO-14	MO-13	MO-12	MO-11
Quartzo	32,4	29	32	39	50
Feldspato K	35,5	25	19	12	15
Plagioclásio	28,6	19	9	3	tr.
Biotita	2,0	1	1	-	-
Vermiculita	-	5	7	2	1
Caulinita	-	18	27	34	24
Halloysita	-	tr.	tr.	tr.	tr.
Gibbsita	-	-	2	5	2
Opala	-	tr	tr.	tr.	-
Acessórios	1,5	3	3	5	6

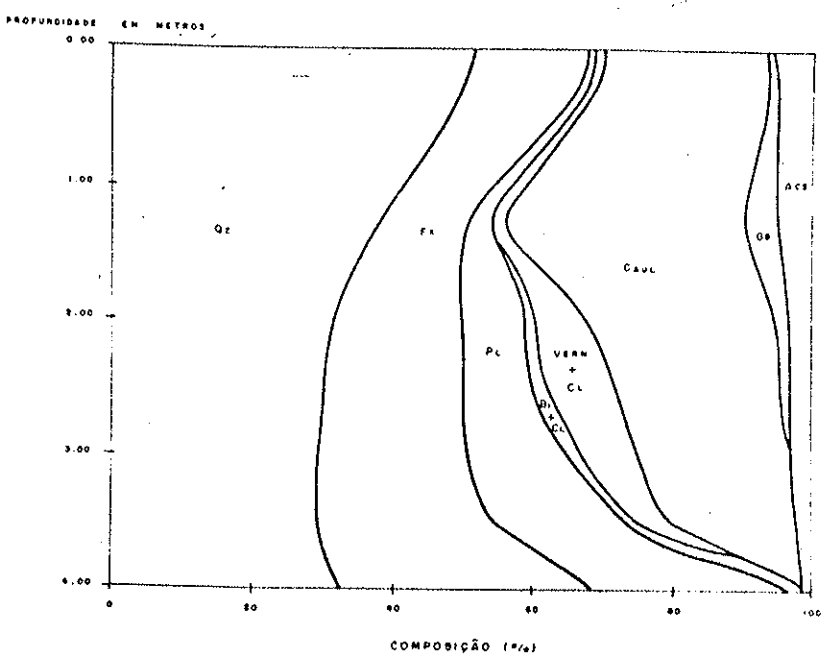


Fig. 40 - Esquema mineralógico do perfil MO-1

TABELA 11

Análises químicas totais do perfil MO-1(porcentagem pêso) e porcentagens a volume constante calculadas a partir das análises químicas

	MO-15	MO-14	MO-13	MO-12	MO-11
SiO_2	72,00	64,80	60,70	63,00	68,60
Al_2O_3	14,60	17,30	21,70	20,70	15,50
Fe_2O_3	0,50	4,00	4,80	3,80	4,20
FeO	1,70	nd	nd	nd	nd
K_2O	5,50	4,70	4,30	3,00	2,50
Na_2O	2,30	0,50	0,50	0,50	0,30
MgO	0,90	0,70	0,30	0,28	0,15
MnO	0,03	0,05	0,03	0,03	0,02
CaO	1,40	0,15	0,25	0,15	0,05
TiO_2	0,60	0,90	0,90	1,00	0,90
P_2O_5	0,36	0,12	0,12	0,15	0,14
H_2O-	0,80	1,00	1,40	2,16	1,20
H_2O+	1,20	5,84	6,00	6,28	6,46
Total	101,89	100,06	101,00	101,05	100,02
Dens. apar.	2,65	1,85	1,28	1,26	1,44
Quartzo	32,4	28,8	30,8	37,7	47,6
SiO_2		-36,5	-86,9	-69,6	
Al_2O_3		-17,2	-28,4	-32,5	
FeO total		+27,6	+5,9	-17,6	
K_2O		-40,3	-62,3	-74,1	
Na_2O		-84,7	-89,5	-89,7	
MgO		-45,4	-84,0	-85,3	
CaO		-91,9	-91,4	-94,9	
H_2O total		+138	+79	+146	

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T/395
U. S. P.

CAPÍTULO II

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS DO INTEMPERISMO NOS GRANITOS E A FORMAÇÃO DOS PERFIS DE ALTERAÇÃO

A - Análise granulométrica

Os materiais desenvolvidos sôbre os granitos da área são constituídos predominantemente por frações grosseiras, que geralmente formam mais de 70% das frações totais. Êste fato está intimamente ligado à alta estabilidade, nas condições superficiais, dos principais minerais formadores da rocha (quartzo e feldspato potássico), associado à textura grosseira da rocha que lhes deu origem.

É característica dêstes solos a existência de uma fração acima de 2 mm (cascalho) ao longo de todo o perfil, sendo mais proeminente nos perfis bem drenados e mais restrita nos mal drenados. Isto prende-se ao fato de existir nos bem drenados maior perda das frações mais finas, constituídas por minerais fàcilmente intemperizáveis, havendo por conseguinte um enriquecimento das frações grosseiras, formadas por minerais que apresentam maior resistência ao intemperismo.

A fração argila é restrita ao longo de todo o perfil, com exceção do horizonte B_2, onde há forte concentração da fração argila, atingindo por vêzes 25%. Êste fenômeno está ligado ùnicamente a processos pedológicos de migração de argila.

B - Evolução mineralógica dos perfis

Os estudos mineralógicos e químicos dos materiais de al

teração dos granitos mostraram que os minerais primários comportam-se de maneira mais ou menos coerente em todos os perfis analisados.

O quartzo é pouco sensível à ação do intemperismo, apresentando em todos os perfis teor sempre crescente em direção à superfície, devido a esta sua estabilidade nas condições em que se realiza o intemperismo.

Por vêzes, o quartzo se apresenta na forma de grãos arredondados, arredondamento êste que parece ser devido mais ao tipo de fratura conchoidal que possui, do que a um ataque químico mais pronunciado nas partes salientes dos grãos. Um número bem diminuto de cristais, no perfil MO-1 mostra-se corrói-do, o que pode indicar uma alteração incipiente.

O feldspato potássico é, depois do quartzo, o mineral que maior resistência oferece à ação do intemperismo, enquanto que os plagioclásios (albita-oligoclásio) apresentam resistência bem menor. Em todos os perfis, êstes dois minerais têm suas concentrações diminuídas com a evolução do intemperismo, sendo que o plagioclásio, em todos os casos, pràticamente desaparece do perfil antes de ser atingido os horizontes superficiais.

Nos perfis desenvolvidos em condições diferentes, os feldspatos apresentam comportamento diferente, sob a ação do intemperismo.

No perfil IT-1, desenvolvido em situação de boa drenagem, os feldspatos evoluem diretamente para gibbsita, que se cristaliza antes mesmo da alteração total dos feldspatos. Esta cristalização, antes da destruição total dos feldspatos, evidencia que a gibbsita se forma nas condições de hidrólise dos minerais das rochas. O pH de abrasão para os feldspatos, determinado por

Stevens e Carron (1948) varia de 8 a 9, e corresponde a um domínio onde o óxido de alumínio hidratado é pràticamente insolúvel (Fig. 41).

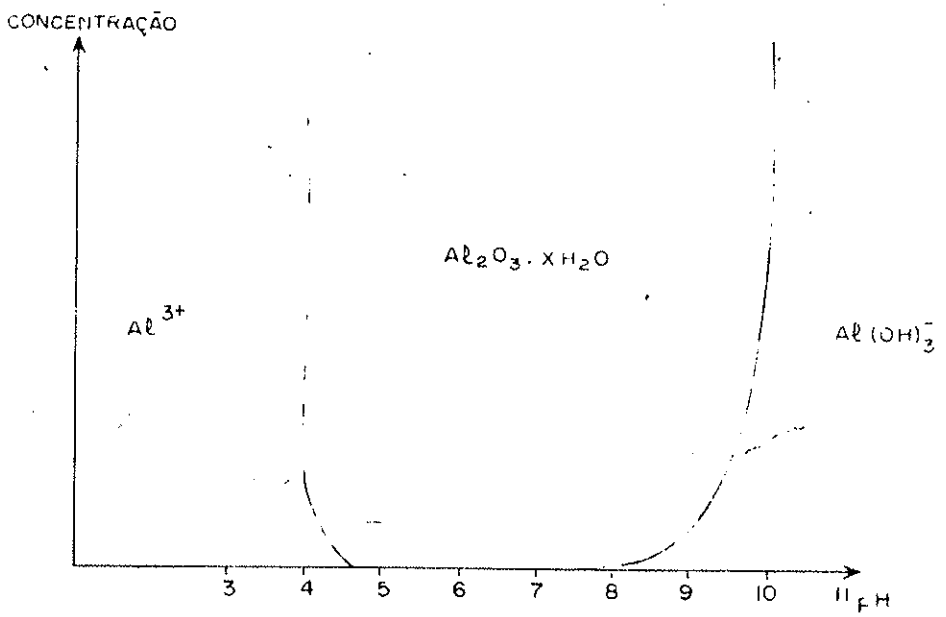


Fig. 41 - Diagrama de solubilidade do alumínio em função do pH.

A gibbsita, que nos primeiros estádios substitui de maneira pseudomórfica os cristais de feldspatos, apresentando alta concentração nas frações areia fina e limo, sofre uma rápida diminuição em seu teor, associada a um aumento progressivo de caulinita.

O fato da gibbsita apresentar uma diminuição quantitativa crescente em direção à superfície, em oposição à caulinita, que apresenta um teor cada vez maior, é para nós indício de uma possível ressilicatização da gibbsita, formando a caulinita. Esta evolução parece ser bastante freqüente no processo intempérico, tendo já sido objeto de estudo por parte de vários autores e interpretada como um dos fatôres de grande importância na formação da caulinita nos solos de regiões tropicais (Delvigne, 1965; Watson, 1965). Não encontramos porém, nenhuma evidência conclusiva e direta para provar a ressilicatização. Para Schaufelberg (1951), a diminuição de gibbsita nos horizontes superiores estaria ligada à sua instabilidade na presença de matéria orgânica, pois a complexação do alumínio com certos produtos orgânicos existentes no humus, podem promover sua remobilização. Para Alexander et al. (1941), o desenvolvimento preliminar de gibbsita e o posterior de caulinita, seria devido às diferentes concentrações iniciais e ao curso independente da síntese da caulinita e gibbsita.

No perfil MO-1, onde a drenagem é moderada, os feldspatos alteram-se para caulinita, havendo comumente a existência de um material amorfo intermediário. A caulinita permanece estável durante tôda a evolução do perfil. Com a progressão do intemperismo, forma-se gibbsita, porém em quantidades bastante baixas. Sua ocorrência apenas na fração argila faz pensar na possibilidade de ter-se formado a partir da caulinita, apesar de não se ter encontrado nenhuma outra evidência para provar esta possível transformação.

Na seqüência evolutiva do perfil, a gibbsita apresenta um comportamento análogo ao perfil anterior.

O perfil IT-2, que evoluiu em condições de hidromorfia, mostrou que os feldspatos se alteram primeiramente em um material amorfo, o qual se transforma posteriormente em caulinita. Em alguns cristais de feldspatos, notamos transformação direta em caulinita, sem a transição para material amorfo. Este material amorfo, encontrado por diversos autores quando a alteração se processa em condições de drenagem defeituosa, tem sido interpretada como alofana (Bonifas, 1959 e Delvigne, 1965). Nessas condições, a caulinita apresenta uma estabilidade razoável, sendo que associada a ela ocorre em todos os perfis maior ou menor quantidade de halloysita.

Analisando os resultados mineralógicos e os cálculos isovolumétricos obtidos nos perfis de alteração dos granitos, podemos interpretar as diferentes fases de alteração dos feldspatos nas várias condições apresentadas (Fig. 42). Esta interpretação baseia-se nos trabalhos de Feth et al. (1964) e Hess (1966), e também nos estudos geoquímicos de Garrels (1960).

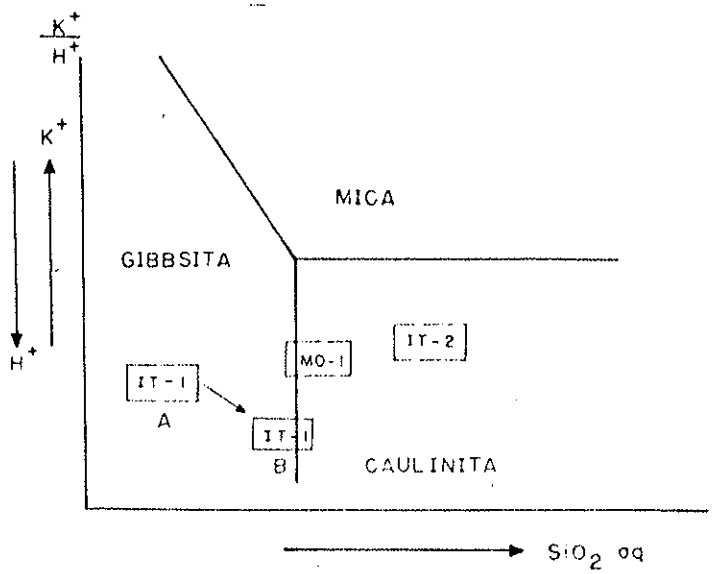


Fig. 42 - Diagrama de fase, esquemático, para o sistema K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O a 25°C e 1 atm. de pressão total. MO-1, IT-2 e IT-1 (A) estádios iniciais e IT-1 (B) estádios posteriores de alteração.

No caso de boa drenagem é pràticamente eliminada tôda a sílica liberada na alteração dos silicatos primários das rochas, havendo por conseguinte baixo teor em sílica disponível, existindo então condições favoráveis à formação de gibbsita ou mica (muscovita). No caso de drenagem defeituosa, grande parte da sílica liberada na alteração dos silicatos permanece no perfil, o que permite alta concentração de sílica na solução, criando assim condições que favorecem a formação de caulinita ou mica (muscovita).

Em ambos os casos a formação de muscovita só seria possível se o meio permanecesse alcalino, o que difícilmente acontece na alteração dêste tipo de rocha (Pedro, 1964). Conseqüentemente, temos condições que favorecem a formação de caulinita ou gibbsita.

A biotita é outro silicato primário que se altera no decorrer do intemperismo. Apresenta certa resistência à ação intempérica, sendo em alguns casos ligeiramente superior à dos plagioclásios sódico-cálcicos, e em outros, ligeiramente inferior.

O primeiro estádio na alteração da biotita é caracterizado por pequena perda de ferro e por evidenciar certo desarranjo estrutural na análise aos raios X. Òpticamente, observa-se uma diminuição no índice de refração, mudança de coloração de marrom para amarelo-pardo, e ligeiro decréscimo do valor do ângulo entre os eixos ópticos. A êste material, resultante da alteração parcial da biotita por ação do intemperismo ou por ação hidrotermal, tem sido reservado o nome de hidrobiotita (Gruner , 1934) ou bauerita (designação não mais utilizada). A hidrobiotita, segundo Barshad (1948), pode ràpidamente converter-se em ver-

miculita por lavagem com $MgCl_2$.

A vermiculita, que nos níveis inferiores do solo sofre uma pequena concentração, nos estádios mais avançados de intemperismo se torna instável formando caulinita ou gibbsita, conforme condições locais em que se verifica a alteração.

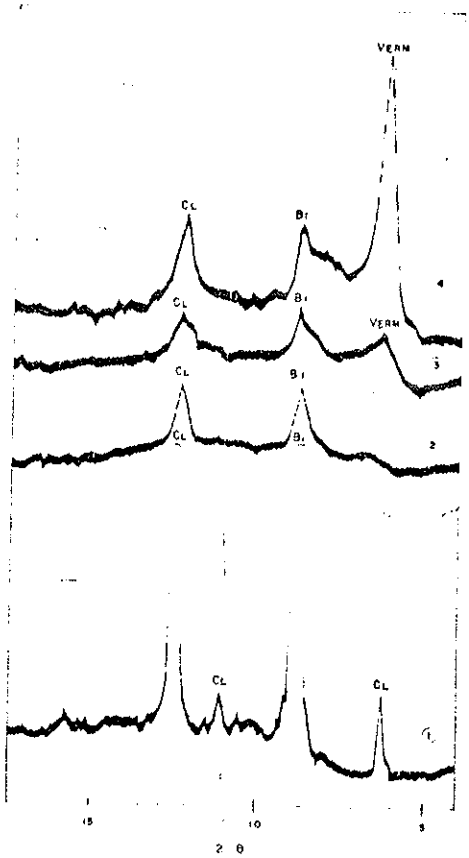


Fig. 43 - Difratogramas do material micáceo em diferentes estádios de alteração: 1 - rocha fresca; 2 - rocha parcialmente decomposta; 3 - saibro, rocha totalmente decomposta e 4 - transição rocha decomposta-solo.

A separação do material micáceo ao longo do perfil e

sua análise microscópica e aos raios X, forneceram as sucessivas etapas da alteração da biotita (Fig. 43). A seqüência biotita ⟶ hidrobiotita ⟶ vermiculita ⟶ caulinita ou gibbsita (sòmente constatada ao microscópio), aqui observada, coincide parcialmente com a seqüência de formação de minerais de alteração estabelecida por Jackson, et al. (1952), para os foliossilicatos: mica ⟶ ilita ⟶ mica intermediária ⟶ vermiculita ⟶ montmorilonita ⟶ caulinita ⟶ gibbsita; e ainda com a seqüência observada por Walker (1949) que, estudando a alteração de biotitas no solo, chegou a determinar vários estádios intermediários entre biotita e vermiculita.

C - Comportamento geoquímico dos elementos

Com base nos dados químicos e nos cálculos isovolumétricos, pudemos estabelecer o balanço geoquímico dos elementos principais nos perfis estudados.

Comportamento do silício

O comportamento do silício no perfil IT-2, que representa a alteração em condições de má drenagem, é bem diferente dos demais, que representam condições de drenagem boa ou moderada.

No perfil IT-2 a eliminação da sílica é relativamente restrita, não atingindo 15%. Tôda a sílica colocada em solução originou-se da alteração dos feldspatos, pois o quartzo não apresenta sinal algum do ataque do intemperismo. Grande parte desta sílica permanece no perfil, recombinando-se com o alumínio, para formar caulinita; e apenas uma pequena parte é lixiviada do perfil.

Nos perfis IT-1 e MO-1, a saída de sílica é bem mais efetiva, atingindo cêrca de 40% nos estádios iniciais, que correspondem ao saibro; e aumenta ràpidamente nos horizontes do solo, onde a eliminação da sílica pode alcançar 85%.

Comportamento do alumínio

O comportamento do alumínio nos perfis estudados evidenciam que êste elemento apresenta pequena mobilidade. Pràticamente todo o alumínio colocado em solução, a partir da alteração de feldspatos e de biotita, permanece no perfil ou recombinado com sílica formando a caulinita, ou precipitado na forma de hidróxido de alumínio (gibbsita).

No perfil IT-1 o alumínio apresenta um balanço ligeiramente positivo ao longo de todo o perfil, não atingindo valores superiores a 6%.

No perfil IT-2 o balanço continua sendo positivo, porém de maneira bem mais acentuada que no perfil anterior, atingindo um aumento de cêrca de 30%. À primeira vista, poderia parecer estranho o fato de haver entrada de alumínio em um perfil onde o único mineral secundário estável é a caulinita; entretanto, a eliminação de sílica é de tal maneira baixa, que há constantemente no perfil, sílica em excesso para formar caulinita.

No perfil MO-1 o balanço de alumínio apresenta sempre valores negativos, em todos os estádios de alteração.

Em todos êsses perfis o balanço do alumínio, nos horizontes superiores, era mais negativo ou menos positivo, conforme o perfil. Êste fato deve estar certamente ligado à presença de matéria orgânica, que permite a dissolução da gibbsita e pro-

voca a eliminação do alumínio.

Comportamento do ferro

O ferro sofre um enriquecimento ao longo de todo o perfil IT-1, pois as condições de boa drenagem permitem sua oxidação para o estado oxidado Fe^{3+}, que é o íon com pequena mobilidade.

No perfil MO-1 o ferro apresenta um balanço positivo nos primeiros estádios de alteração e, posteriormente, no solo, um balanço negativo.

Já no perfil IT-2, o comportamento do ferro é bem diferente do apresentado nos perfis anteriores, pois aqui êle é eliminado cada vez mais intensamente, com a evolução do intemperismo. A ausência de ambiente oxidante no perfil IT-2 não permite a oxidação do ferro para Fe^{3+}, fazendo com que êste se mantenha no estado reduzido. O íon Fe^{2+}, nas condições normais em que se desenvolve o intemperismo, é bastante solúvel, sendo parcialmente eliminado do perfil. Sòmente em condições de pH anormais para o solo, é que o íon Fe^{2+} pode precipitar-se na forma de hidróxido (Fig. 44).

Portanto, as condições de drenagem defeituosa facilitam a colocação do ferro em solução e também a sua eliminação do perfil. Rich et Obenshain (citados por Segalen, 1964) mostraram que solos derivados da mesma rocha possuiam teores diferentes em ferro livre, conforme as condições de drenagem:

Drenagem	boa	regular	defeituosa
Fe_2O_3 %	0,86	0,40	0,04

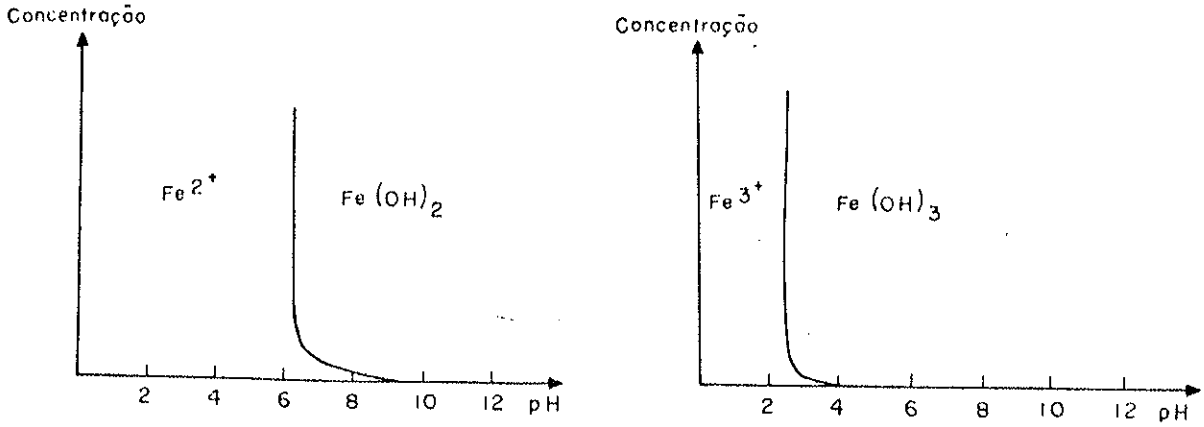


Fig. 44 - Diagrama de precipitação de hidróxido ferroso e hidróxido férrico a partir do íon ferroso e férrico.

Comportamento dos alcalinos e alcalinos terrosos

O sódio e o potássio são lixiviados do perfil IT-1, de maneira lenta e progressiva nos primeiros estádios de alteração, lixiviação esta, que aumenta ràpidamente com a evolução do processo intempérico. No horizonte IT-13a, que corresponde à transição saibro-solo, pràticamente todo o sódio e cêrca de 70% do potássio são eliminados.

O cálcio é eliminado do perfil de maneira completa desde os estádios iniciais de alteração, com exceção do perfil IT-2 (mal drenado) cuja eliminação está por volta de 60%.

De todos os alcalinos e alcalinos terrosos o magnésio é o que apresenta menor mobilidade, não se movimentando nos primeiros estádios de alteração no perfil IT-1, apresentando uma eliminação de 45% no perfil MO-1 e cêrca de 50% no perfil IT-2. Em nenhum dos três casos sua eliminação chega a ser total, pois parte do magnésio colocado em solução pode ficar retido no perfil, já que êste elemento forma minerais secundários, como por exemplo, vermiculita e

clorita.

O sódio e o cálcio, provenientes da alteração de plagioclásios, em todos os perfis são colocados em solução desde as primeiras etapas de intemperismo. Em razão de serem difícilmente incorporados às argilas são ràpidamente eliminados, podendo êste fato ser relacionado aos baixos valores de seus potenciais iônicos.

O potássio apresenta eliminação mais moderada, sobretudo por causa da grande resistência oferecida pelos feldspatos potássicos à ação do intemperismo, acrescido ainda de seu grande poder de adsorção.

CAPÍTULO III

ESTUDO DO INTEMPERISMO SÔBRE OS DIABÁSIOS E A FORMAÇÃO DOS PERFIS DE ALTERAÇÃO

O estudo da ação do intemperismo sôbre os diabásios da região foi realizado em 6 perfis de alteração, quatro dos quais desenvolvidos em condições de drenagem moderada ou boa, e dois, sob condições de hidromorfia.

Em virtude da posição topográfica que os perfis mal drenados ocupam no terreno, não conseguimos coletar tôda a seqüência de alteração, pois os horizontes superiores apresentam uma intensa contribuição de material estranho ao perfil, o que faz perderem totalmente as características herdadas da rocha original.

Os perfis CA-1 e PA-1, escolhidos para representar a alteração de diabásios sob condições de drenagem moderada, apesar de se desenvolverem a partir de rochas ligeiramente diferentes, apresentam resultados mineralógicos e químicos semelhantes. Em virtude dêste fato, a evolução mineralógica dos horizontes dos perfis de alteração será descrita apenas para o CA-1.

1 - Perfil CA - 1

A - Análise granulométrica

A análise da tabela 12 e da figura 45 evidencia que a passagem da rocha mãe para o solo se manifesta por um decréscimo no teor das frações grosseiras.

O teor em argila, que no material original decomposto

TABELA 12

Composição granulométrica do perfil CA-1

TERRA FINA SECA AO AR

Horizonte	Profundidade em cm	Areia Grossa %	Areia Fina %	Limo %	Argila %	Classe textural
A_{11}	0 - 5	13, 0	29, 1	17, 5	40, 4	Argilosa
A_{12}	5 - 12	13, 7	28, 6	17, 2	40, 5	Argilosa
B_1	12 - 40	9, 4	22, 5	13, 6	54, 5	Argilosa
B_2	40 - 75	7, 9	20, 9	12, 6	58, 6	Argilosa
B_3	75 - 245	10, 0	23, 0	19, 1	47, 9	Argilosa
C_1	245 - 382	6, 7	25, 7	33, 1	34, 6	Limo argiloso
C_2	382 - 504	6, 0	28, 7	39, 7	25, 6	Limo argiloso
C_3	504 - 586	7, 0	41, 8	41, 3	9, 9	Fino arenoso
D_1	586 - 806	42, 0	35, 9	21, 2	0, 9	Fino arenoso

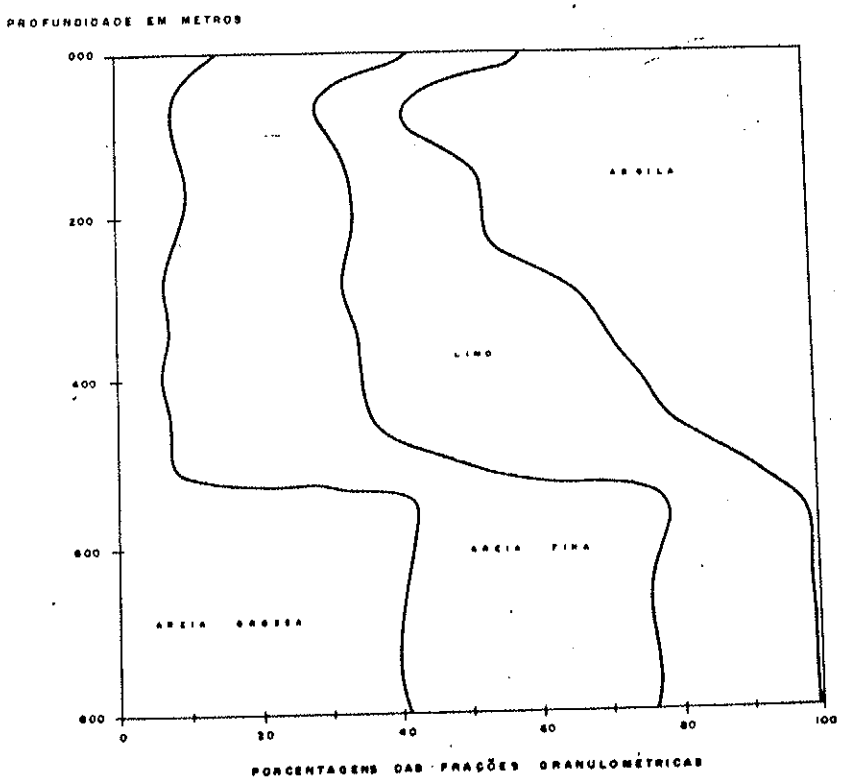


Fig. 45 - Distribuição das frações granulométricas ao longo do perfil CA-1.

é inferior a 5%, atinge nos horizontes superiores teores por vêzes superiores a 50%.

As frações areia, que constituem cêrca de 70% nas primeiras etapas de alteração, apresentam um decréscimo considerável com a evolução do intemperismo, possuindo nos níveis superficiais teores menores que 40%.

B - Análise mineralógica do perfil

CA-17

Rocha fresca. Diabásio cinza escuro apresentando textura sub-ofítica. Sua composição mineralógica, determinada por microscopia óptica é a seguinte expressa em % (volume).

Plagioclásios	-	52
Piroxênios	-	35
Olivina (alterada)	-	3
Acessórios	-	9
Mesostasis	-	1

Os plagioclásios, principais constituintes da rocha, apresentam composição que varia de $Ab_{35}An_{65}$ a $Ab_{45}An_{55}$. Comumente são zonados. Apresentam-se sob a forma de ripas cujo comprimento varia entre 0,3 e 0,9 mm, mostrando freqüente geminação segundo as leis da albita, periclínio e Carlsbad.

Os piroxênios apresentam dois tipos de clinopiroxênio: augita, predominante, e pigeonita, subordinada. Ambos os tipos formam cristais comumente idiomorfos, equigranulares, cujos tamanhos médios estão por volta de 0,8 mm.

A olivina apresenta-se totalmente alterada em um mi-

neral do grupo das montmorilonitas, provàvelmente nontronita, que substitui pseudomòrficamente a olivina. Possui coloração verde-amarelada e apresenta-se pouco anisótropa.

Entre os acessórios, os principais são: magnetita e ilmenita. Formam cristais subidiomorfos ou xenomorfos. A apatita, outro mineral acessório, ocorre na forma de pequenas agulhas dispostas irregularmente na mesóstasis, a qual forma uma massa intersticial constituída por quartzo e feldspato potássico.

CA - 16

Rocha parcialmente decomposta, representando o estádio inicial da alteração intempérica. O diabásio torna-se mais claro que o do nível anterior e constitui uma crosta de 1 cm de espessura, que envolve a rocha fresca.

Os plagioclásios, parcialmente alterados, apresentam um alargamento de suas clivagens e fissuras, que são preenchidas por um material incolor, isótropo, interpretado como gel amorfo (Fig. 46). Às vêzes, no meio dêste material amorfo, produto primeiro da decomposição dos plagioclásios, notam-se cristalitos, identificados como gibbsita.

O piroxênio evidencia uma resistência ao intemperismo ligeiramente superior ao plagioclásio. Suas clivagens, preenchidas por hidróxido de ferro, formam um quadriculado denso, cujos núcleos se apresentam ainda frescos (Fig. 47). Observe-se que a presença da goethita já é notada neste horizonte.

É possível que parte do piroxênio se tenha transformado em montmorilonita, o que se verifica pelo aumento de teor da

Fig. 46 - Início da alteração do diabásio - plagioclásio se alterando para gels amorfos. Estes gels se desenvolvem ao longo das fissuras e clivagens do cristal.

Fig. 47 - Alteração do plagioclásio em gibbsita. Estádio de alteração mais avançado, onde os cristais de plagioclásio são transformados em gibbsita, bem cristalizada.

mesma neste nível de alteração, apesar de não têrmos nenhuma evidência direta de tal transformação.

Neste estádio temos uma grande quantidade de material amorfo, formado tanto a partir dos plagioclásios, quanto dos piroxênios, o que pode ser constatado da análise das curvas térmicas diferenciais apresentadas na figura 48.

Os minerais acessórios, bem como o quartzo, apresentam pequena concentração residual, em virtude de sua alta resistência à ação do intemperismo.

CA - 15

Rocha decomposta, formando uma capa concêntrica que envolve os dois níveis anteriores. Possui espessura máxima de 4 cm, apresentando-se avermelhada e com consistência bastante friável.

Apresenta uma evolução mineralógica bastante semelhante ao estádio anterior. A presença de material amorfo, ainda continua abundante (Fig. 48).

Os plagioclásios e piroxênios apresentam decréscimo acentuado em seus teores, tendo sido alterados para gibbsita e goethita, respectivamente, além do material amorfo já citado.

A caulinita começa a cristalizar-se neste estádio, enquanto que a montmorilonita sofre uma diminuição de teor insignificante.

A presença de opala foi notada nos estudos de microscopia óptica.

CA - 14

Rocha totalmente decomposta, notando-se ainda a textura do material original.

Neste nível de alteração, os principais minerais formadores da rocha desaparecem do perfil, dando lugar ao aparecimento de grande quantidade de gibbsita, caulinita e goethita, ao lado de certa quantidade de material amorfo.

A gibbsita, que é o principal mineral dêste horizonte, pràticamente não ocorre nas frações finas (Figs. 49, 50 e 51), limitando-se às mais grosseiras, onde aparece substituindo os plagioclásios.

O teor de montmorilonita apresenta considerável decréscimo, concentrando-se na fração argila (Fig. 51). A sua separação granulométrica em duas subfrações (uma maior que 0,2 e outra menor) por meio de centrífuga, conforme técnica preconizada por Jackson (1965), mostrou que a montmorilonita se concentrou na parte mais fina.

O quartzo, juntamente com os minerais acessórios, mantém seu teor pràticamente constante, mostrando ligeiro aumento em direção à superfície.

Opala e halloysita foram observadas neste estádio de decomposição, sendo a última sòmente notada na análise do material por microscopia eletrônica (Fig. 52).

CA - 13

Rocha totalmente decomposta, como no caso anterior, não sendo notada, porém sua textura original.

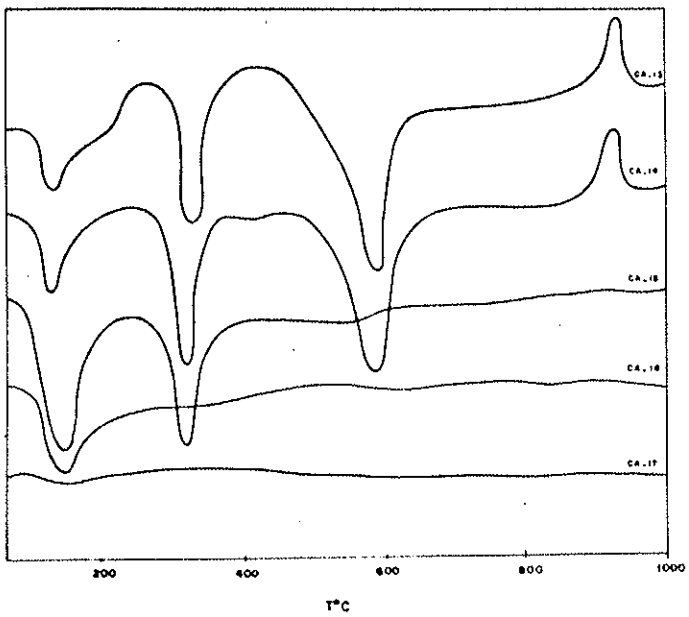


Fig. 48 - Termogramas da fração argila dos diferentes níveis do perfil CA-1. Nota-se nos primeiros estádios a predominância de gibbsita(pico endotérmico ao redor de 300°C) e posteriormente a de caulinita (pico endotérmico ao redor de 600°C). A amplitude anormal do pico endotérmico a 105-125°C deve provàvelmente estar correlacionada com a existência de quantidades apreciáveis de material amorfo.

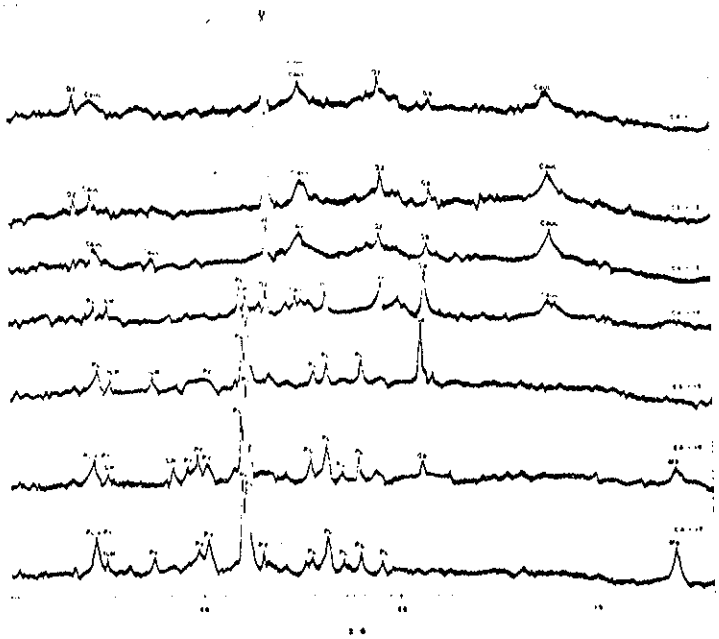


Fig. 49 - Difratogramas dos diferentes horizontes de alteração do perfil CA-1. Qz(quartzo), Pl(plagioclásio), Py(piroxênios), ILM(ilmenita), Mo(montmorilonita), CAUL(caulinita) e GB(gibbsita).

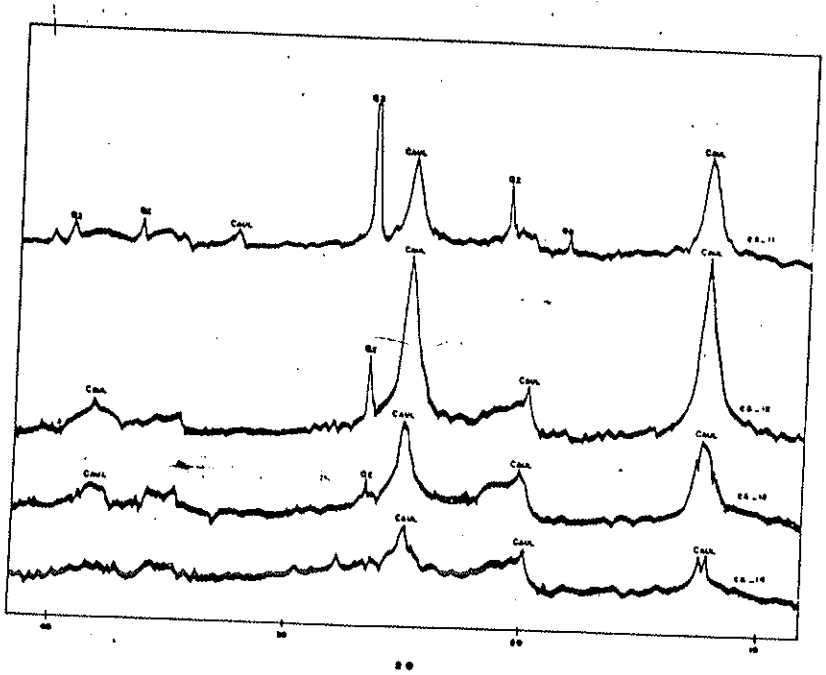


Fig. 50 - Difratograma da fração limo (0,02-0,002 mm) dos diferentes níveis de alteração do perfil CA-1.

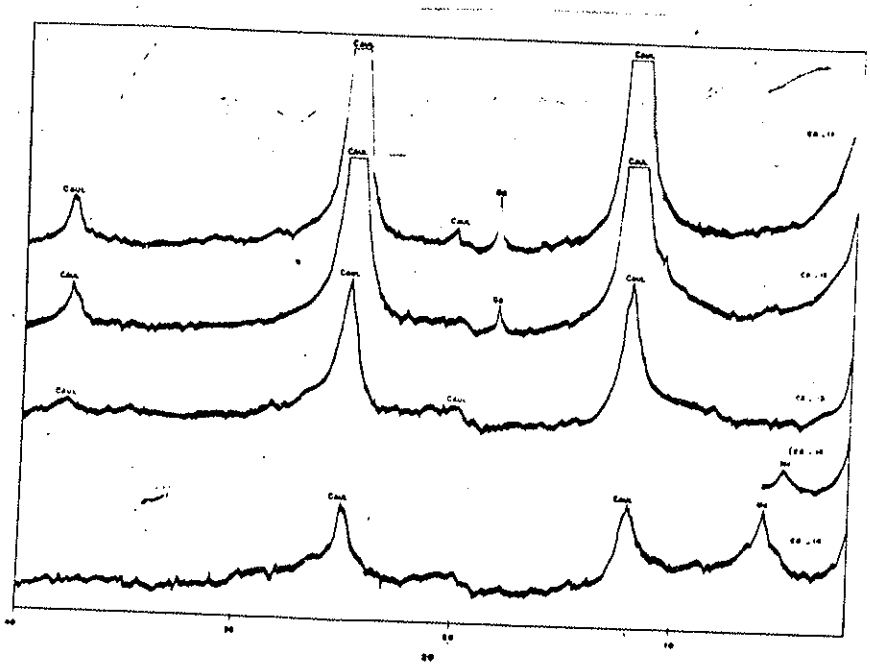


Fig. 51 - Difratogramas da fração argila (menor que 0,002 mm) dos diferentes níveis de alteração do perfil CA-1. A amostra (CA-14) foi tratada com etilenoglicol.

Fig. 52 - Micrografia eletrônica da fração argila do horizonte CA-14. Grandes cristais de caulinita associados a tubos longos e curtos de halloysita.

Este nível de alteração é caracterizado por uma diminuição pronunciada no teor de gibbsita, associada a um aumento proeminente do teor de caulinita, que chega a constituir mais de 50% do material.

O quartzo tem seu teor aumentado de maneira acentuada. É possível que parte dêste quartzo seja produto de contaminação do perfil por material alógeno, pois os grãos dêsse mineral evidenciam certo arredondamento.

Os acessórios mantêm seus teores constantes. A magnetita e a ilmenita são bastante estáveis nas condições superficiais de alteração, entretanto, alguns cristais apresentam suas bordas transformadas em goethita.

A opala continua presente neste estádio de intemperismo. A halloysita foi detectada por intermédio da microscopia eletrônica.

Não se observou a montmorilonita neste estádio de alteração, em nenhuma das frações analisadas.

A quantidade de material amorfo é, neste horizonte , bastante reduzida em relação aos anteriores (Fig. 48).

CA - 12

Trata-se de um horizonte pedológico B.

A caulinita mantém-se constante, constituindo mais de 50% do material.

Mineralògicamente, êste nível é bastante semelhante ao anterior, tanto qualitativa como quantitativamente.

Os difratogramas (Fig. 51) mostram que a fração argila é constituída, pràticamente, só por caulinita, com quantida -

des subordinadas de quartzo e gibbsita.

Opala e halloysita foram detectadas em algumas amostras estudadas.

CA - 11

É o horizonte superficial do perfil de alteração. Apresenta uma alta porcentagem de contaminação por material estranho ao perfil, principalmente quartzo, que atinge neste horizonte um teor bastante alto.

A caulinita sofre um decréscimo em seu teor, o mesmo acontecendo com a gibbsita. Este mineral, neste nível de alteração, apresenta-se concentrado nas frações finas, argila e limo.

A Tabela 13 e a figura 53 representam os dados mineralógicos quantitativos do perfil CA-1.

C - Análises Químicas

Os dados referentes às análises químicas e os cálculos isovolumétricos dos diferentes níveis de alteração do perfil CA-1 são apresentados na tabela 14.

2 - Perfil PA - 1

A - Análise granulométrica

Como no perfil CA-1, a passagem da rocha para o solo é caracterizada por um progressivo aumento das frações finas (Tabela 15 e Fig. 54).

TABELA 13

Composição Mineralógica dos diferentes níveis de alteração do perfil CA-1 em % (volume)

	CA-17	CA-16	CA-15	CA-14	CA-13	CA-12	CA-11
Plagioclásios	51	36	14	-	-	-	-
Piroxênios	35	23	16	-	-	-	-
Olivina	8	-	-	-	-	-	-
Acessórios	5	12	16	15	18	13	16
Quartzo	tr.	5	6	8	13	14	25
Gibbsita	-	11	25	35	12	11	9
Montmorilonita	-	7	5	4	-	5	-
Caulinita	-	-	8	22	52	50	40
Goethita	-	6	10	16	15	12	10
Halloysita	-	-	-	tr.	tr.	tr.	-
Opala	-	-	tr	tr.	tr.	tr.	-

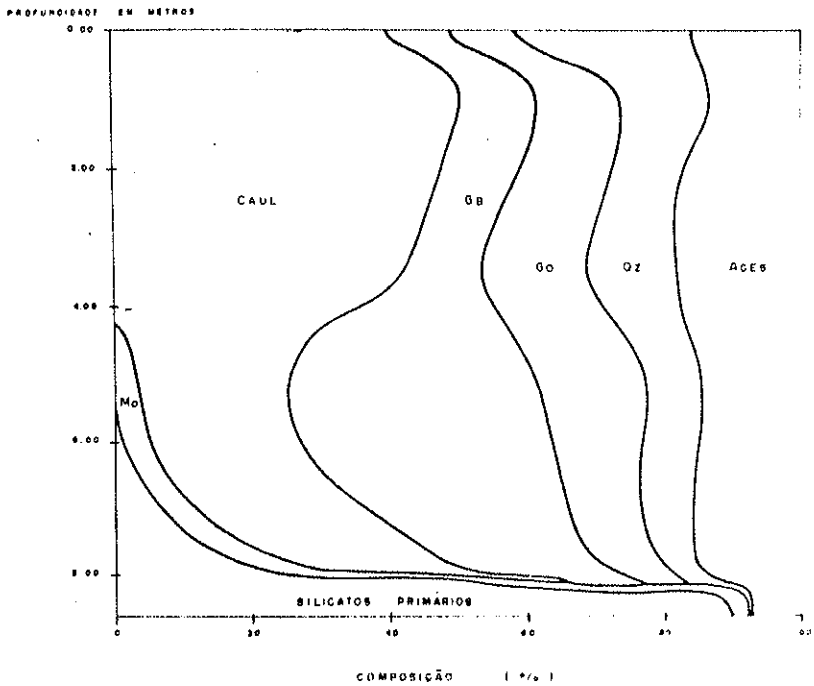


Fig. 53 - Esquema mineralógico do perfil CA-1

TABELA 14

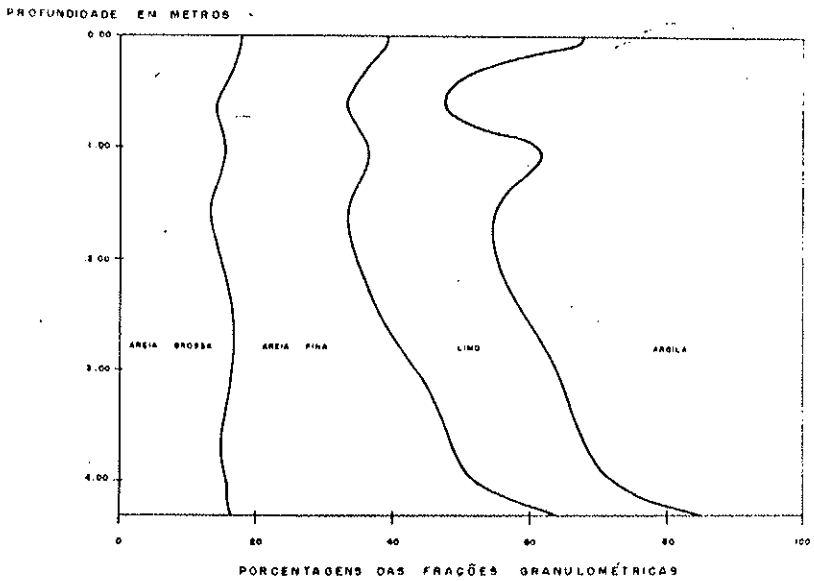
Análises químicas totais do perfil CA-1 (porcentagem pêso) e porcentagens a volume constante calculadas a partir das análises químicas

	CA-17	CA-16	CA-15	CA-14	CA-13	CA-12	CA-11
SiO_2	47,00	44,20	27,60	19,60	32,60	33,20	36,80
Al_2O_3	14,80	15,10	24,60	28,80	21,40	23,40	20,60
Fe_2O_3	1,71	13,50	21,80	24,00	20,60	18,60	16,80
FeO	13,21	5,60	3,40	2,58	2,72	2,72	4,30
K_2O	0,78	0,70	0,16	0,93	0,24	0,15	0,15
Na_2O	2,24	1,40	0,14	0,10	0,11	tr.	tr.
MgO	5,30	4,10	2,07	1,40	0,70	0,40	0,70
MnO	0,10	0,20	0,03	0,15	0,16	0,17	0,17
CaO	10,40	7,20	2,64	0,70	0,67	0,67	0,78
TiO_2	3,80	3,10	5,20	4,00	5,00	5,00	5,00
P_2O_5	0,30	0,50	0,80	0,20	0,40	tr.	tr.
H_2O-	0,35	2,00	4,50	5,90	3,20	2,30	1,40
H_2O+	-	2,50	7,10	11,50	10,40	12,00	12,50
Total	99,99	100,10	100,04	99,86	98,22	98,61	99,20
Dens. apar.	3,08	2,86	1,90	1,61	1,12	1,24	1,34
Quartzo	-	4,3	4,9	6,6	9,7	12,2	19,9
SiO_2		-18,0	-69,0	-85,5	-82,3		
Al_2O_3		- 5,3	+2,4	+1,8	-47,4		
Fe total		+17,9	+3,5	+7,6	-43,6		
K_2O		-16,7	-87,5	-41,7	-87,5		
Na_2O		-42,0	-95,7	-97,1	-98,6		
MgO		-28,2	-76,1	-85,9	-95,1		
CaO		-35,6	-84,4	-96,6	-97,8		
H_2O total		+ 1763	+2580	+3409	+2272		

TABELA 15

Composição granulométrica do perfil PA-1

Horizonte	Profundidade em cm	TERRA FINA SÊCA AO AR Areia Grossa %	Areia Fina %	Limo %	Argila %	Classe textural
A_1	0 - 13	18,5	20,5	28,5	32,5	Limo argiloso
A_3	13 - 43	16,0	19,1	14,6	50,3	Argiloso
B_{21}	43 - 70	14,0	18,6	14,7	52,7	Argiloso
B_{22}	70 - 105	15,5	20,5	25,5	38,5	Barrento
C_1	105 - 180	16,0	21,7	20,8	41,5	Argiloso
C_2	180 - 405	16,6	23,3	21,4	38,7	Fino areno barrento
D_1	405 - 430	16,0	43,0	19,2	21,8	Fino areno barrento



m Fig. 54 - Distribuição das frações granulométricas ao longo do perfil PA-1.

O teor em argila, que próximo à rocha fresca é inferior a 20%, vai aumentando gradativamente até atingir um teor máximo de 50% no horizonte B.

A fração areia grossa mantém-se constante ao longo de todo o perfil. Interpretamos êste fato por ser o material constituído principalmente por minerais estáveis (quartzo e acessórios); por outro lado, a fração areia fina decresce em virtude de ser constituída por minerais fàcilmente alteráveis (plagioclásios).

B - Análise mineralógica do perfil

PA - 17

Rocha fresca. Diabásio de coloração cinza, sensìvelmente mais claro que a amostra do perfil anterior. Macroscòpicamente apresenta textura fanerítica, granulação média. Ao microscópio mostra textura sub-ofítica, com cristais de plagioclásios intercrescidos com piroxênios. Além dêsse intercrescimento, aparece o de quartzo com feldspato alcalino, conferindo à rocha um caráter granofírico.

A composição mineralógica é a seguinte em % em volume:

Plagioclásio	-	52
Piroxênios	-	31
Acessórios	-	12
Quartzo	-	5

Os plagioclásios apresentam-se ripiformes, possuindo uma composição média por volta de $Ab_{45}An_{55}$ e comprimento

de aproximadamente 0,5 mm. Embora raramente, existem também fenocristais que podem atingir até 2 cm de comprimento. Mostram-se comumente zonados. Os grãos são predominantemente xenomorfos e hipidiomorfos.

Os piroxênios (augita predominante e pigeonita subordinada) formam prismas curtos, menores que os plagioclásios, mostrando incipiente idiomorfismo.

Os acessórios são principalmente magnetita e ilmenita, com apatita subordinada. Nesta amostra, a apatita não só ocorre como agulhas finas, mas também como prismas de secção hexagonal.

O quartzo, que apresenta intercrescimento gráfico com o feldspato potássico, aparece intersticial, constituindo 5% do volume total.

Ao microscópio, foram constatados alguns grãos de olivina, com tendência idiomorfa, totalmente alterada para montmorilonita (Fig. 55).

Os demais níveis de alteração, apresentam comportamento mineralógico semelhante aos correspondentes do perfil anterior, o que pode ser constatado nas figuras 56, 57, 58 e 59; assim sendo, não apresentaremos descrição detalhada da evolução mineralógica, limitando-nos sòmente à indicação dos dados obtidos.

A tabela 16 e a figura 60 representam os dados mineralógicos quantitativos do perfil PA-1.

C - Análises químicas

Os resultados apresentados na tabela 17 são referentes

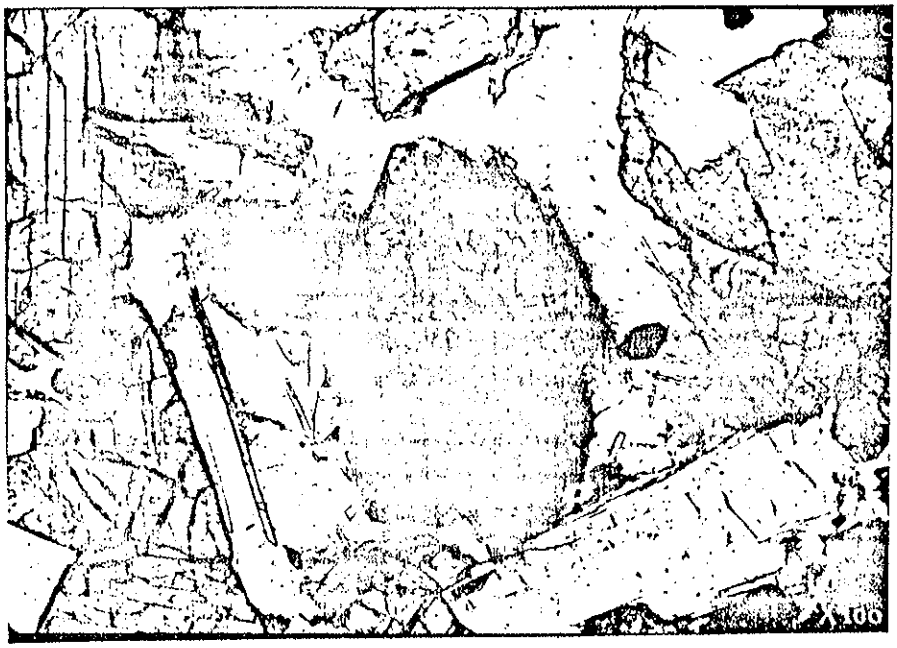


Fig. 55 - Cristal de olivina totalmente alterado para um mineral do grupo das montmorilonitas (possìvelmente nontronita).

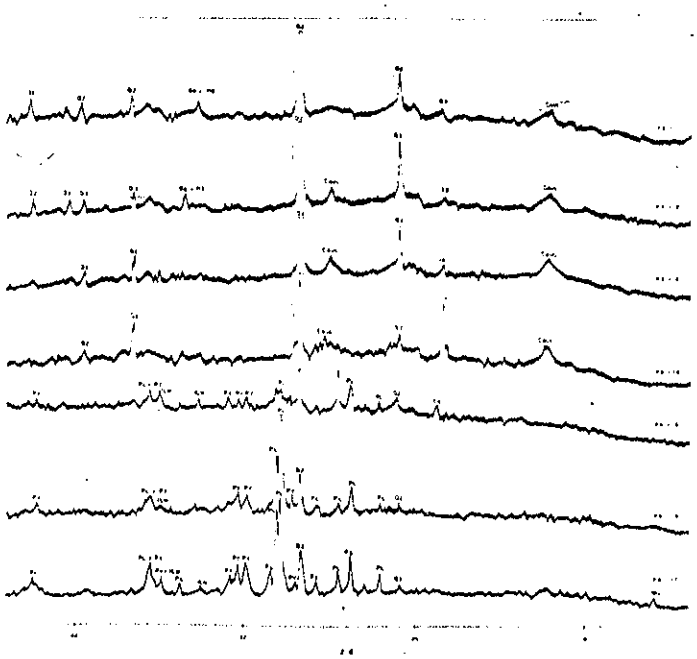


Fig. 56 - Difratogramas dos níveis de alteração do perfil PA-1. Qz(quartzo); Pl(plagioclásio); Py(piroxênios); ILM(ilmenita); MO(montmorilonita); CAUL(caulinita); GB(gibbsita); Go + He (goethita e hematita).

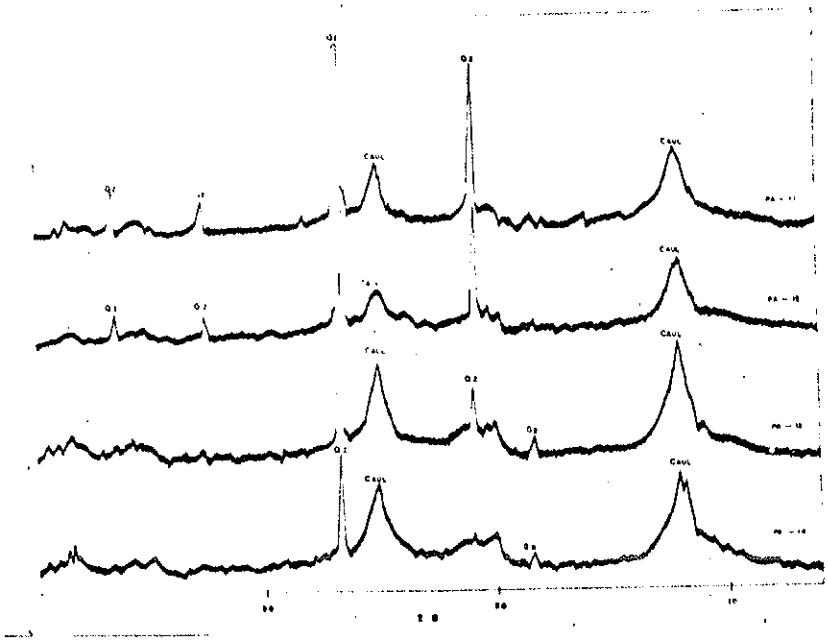


Fig. 57 - Difratogramas da fração limo (0,02-0,002 mm) dos diferentes horizontes de alteração do perfil PA-1.

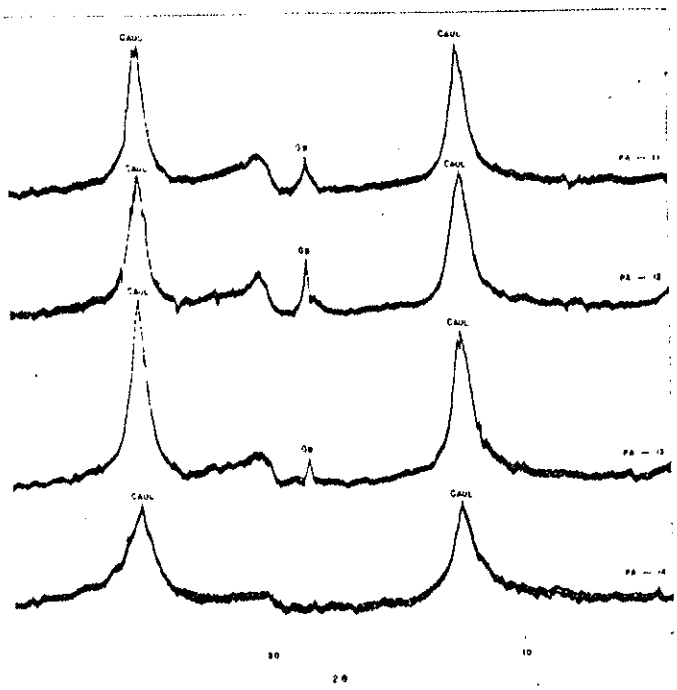


Fig. 58 - Difratogramas da fração argila (menor que 0,002 mm) dos diferentes horizontes do perfil PA-1.

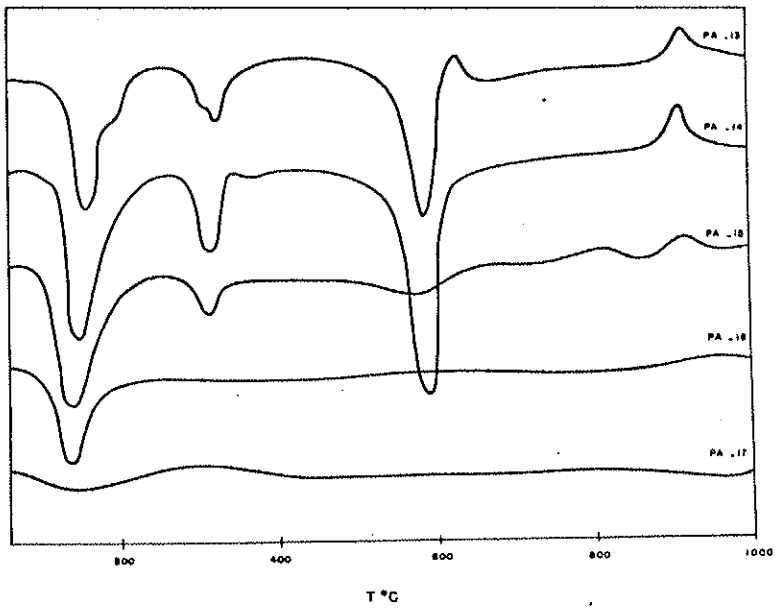


Fig. 59 - Termogramas da fração argila dos níveis de alteração do perfil PA-1. Picos endotérmicos por volta de 300°C revelam a existência de gibbsita. Os picos endotérmicos entre 575 e 600°C são da caulinita. A grande amplitude dos picos entre 105 e 150°C deve-se provàvelmente a existência de grandes quantidades de material amorfo.

TABELA 16

Composição mineralógica dos diferentes níveis de alteração do perfil PA-1 em % (volume)

	PA-17	PA-16	PA-15	PA-14	PA-13	PA-12	PA-11
Plagioclásio	52	33	25	-	-	-	-
Piroxênio	31	28	21	-	-	-	-
Clivina	1	-	-	-	-	-	-
Acessórios	11	14	16	20	12	18	18
Quartzo	5	7	10	9	15	19	32
Gibbsita	-	10	18	35	15	11	6
Montmorilonita	-	3	-	-	-	-	-
Caulinita	-	-	-	20	40	37	30
Goethita	-	5	10	16	18	15	14
Halloysita	-	-	-	tr.	tr.	tr.	tr.

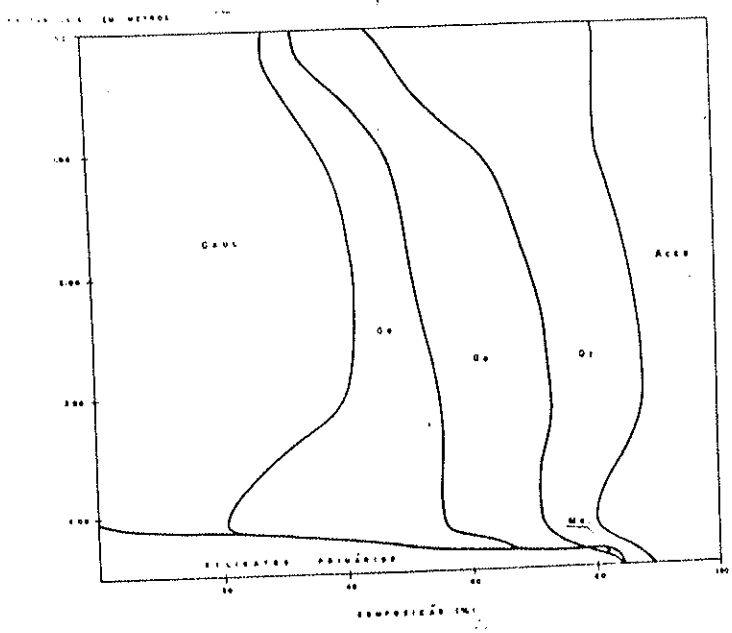


Fig. 60 - Esquema mineralógico do perfil PA-1

TABELA 17

Análises químicas totais do perfil PA-1 (porcentagem pêso) e porcentagens a volume constante calculadas a partir das análises químicas

	PA-17	PA-16	PA-15	PA-14	PA-13	PA-12	PA-11
SiO_2	49,00	47,50	39,90	11,00	28,00	29,00	33,40
Al_2O_3	14,40	15,10	18,80	31,90	20,50	19,50	14,30
Fe_2O_3	3,00	7,34	10,90	28,40	25,00	25,05	24,65
FeO	10,90	7,61	5,90	3,70	3,43	3,73	3,73
K_2O	1,60	1,21	0,99	0,16	0,16	0,13	0,12
Na_2O	2,30	1,90	1,72	0,10	0,10	0,09	0,09
MgO	4,50	4,00	3,96	0,10	0,09	0,08	0,09
MnO	0,20	0,10	0,10	0,18	0,17	0,19	0,17
CaO	8,90	8,90	5,80	0,45	0,45	0,45	0,40
TiO_2	5,00	3,90	4,00	7,90	7,30	7,30	7,30
P_2O_5	0,19	0,60	0,60	0,20	0,09	0,09	0,11
H_2O-	0,16	0,60	1,20	1,30	1,60	1,80	2,10
H_2O+	0,26	1,20	5,50	14,60	13,30	12,50	14,00
Total	100,41	99,96	99,37	99,99	100,19	99,91	100,46
Dens. apar.	3,01	2,82	2,50	1,50	1,08	1,16	1,28
Quartzo	4,2	5,7	8,0	7,2	12,4	15,3	25,7
SiO_2		-12,6	-40,9	-95,8	-87,5		
Al_2O_3		-1,6	+8,5	+10,6	-48,9		
FeO total		-22,1	+0,2	+1,5	-26,6		
K_2O		-29,1	-54,2	-95,8	-96,2		
Na_2O		-21,7	-37,6	-98,3	-98,6		
MgO		-16,3	-28,1	-98,9	-99,3		
CaO		-6,3	-45,9	-97,4	-98,1		
H_2O total		+292	+ 1184	+1760	+1130		

às análises químicas e aos cálculos isovolumétricos dos níveis de alteração do perfil PA-1.

3 - Perfil AM - 1

Neste perfil de alteração foram coletadas amostras correspondentes apenas ao material fresco, parcial e totalmente alterado.

A - Análise mineralógica do perfil

AM - 13

Rocha fresca. Diabásio cinza escuro holocristalino, apresentando textura fanerítica predominantemente ofítica, podendo ocorrer também a sub-ofítica.

A composição mineralógica é a seguinte em % em volume:

Plagioclásios	- 52
Piroxênios	- 30
Olivina	- 5
Acessórios	- 13

O plagioclásio, mineral predominante da rocha, possui uma composição ligeiramente mais cálcica que a apresentada por aquêles dos diabásios estudados anteriormente ($Ab_{40}An_{60}$). Possui forma de ripas, sendo comum a ocorrência de cristais zonados.

O piroxênio é principalmente augita, com pigeonita subordinada. Seus cristais são ligeiramente maiores que os plagio

clásios e quase sempre apresentam formas idiomorfas.

A olivina ocorre em teor subordinado, formando cristais idiomorfos. O alto valor de seu ângulo axial evidencia tratar-se de crisolita. Os cristais de olivina apresentam núcleos inalterados, separados por fissuras preenchidas por material opaco, não identificado.

Os acessórios são principalmente magnetita, ilmenita, com apatita subordinada.

AM - 12

Rocha parcialmente alterada, formando uma crosta que recobre a rocha fresca, apresentando espessura por volta de 4 cm. Apresenta coloração cinza clara.

A olivina é o primeiro mineral a desaparecer do perfil, transformando-se totalmente em um argilo-mineral do grupo das montmorilonitas. Alguns grãos de olivina ainda ocorrem parcialmente alterados neste nível. O estudo aos raios X de alguns cristais com forma externa de olivina, neste estádio de alteração, evidenciou a ocorrência única e exclusiva de um mineral do grupo das argilas trioctaédricas, possìvelmente nontronita (Fig. 61).

Os plagioclásios mostram-se alterados, apresentando em suas faces e ao longo de suas clivagens e fissuras, substâncias amorfas, incolores e totalmente isótropas. Êste material, que ocorre em quantidades notáveis, representaria o primeiro estádio da alteração dos plagioclásios. Concomitantemente, pequenos cristais de caulinita começam a cristalizar-se em determinados pontos, no seio dêste gel, ou diretamente a partir dos

dos plagioclásios.

Os piroxênios possuem uma resistência maior ao intemperismo. Suas clivagens sofrem um aumento de espessura, sendo preenchidas por substâncias avermelhadas, que podem ser relacionadas à hidróxidos de ferro e que por vêzes tingem completamente os cristais existentes nas lâminas (Fig. 62). Em alguns casos, suas clivagens se desenvolvem de maneira tão acentuada que causam a separação de núcleos frescos de piroxênios; por fim, em estádios mais avançados, o próprio núcleo se transforma totalmente em goethita e/ou hidróxido de ferro amorfo (Fig. 63).

Parece lógico admitir que parte da montmorilonita seja formada às expensas dos piroxênios, e não só a partir da olivina, onde ela aparece pseudomórfica sôbre seus cristais. Entretanto, não temos nenhuma evidência direta dêste fato.

AM - 11

Rocha totalmente decomposta, representando o horizonte C do solo hidromórfico. Material argiloso amarelo-esverdeado, que pode alcançar 50 cm de espessura.

A olivina desapareceu totalmente do perfil, transformada em nontronita.

O plagioclásio se apresenta bastante alterado para caulinita, subsistindo ainda, em parte, o material amorfo do horizonte anterior, o qual aparece ainda em quantidades apreciáveis (Fig. 64).

A caulinita torna-se o principal mineral do horizonte, ao lado de montmorilonita.

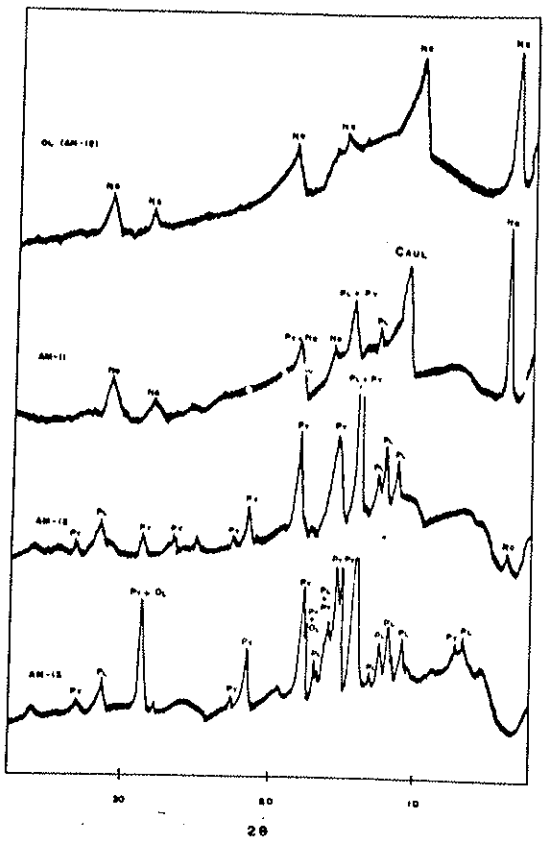


Fig. 61 - Difratogramas dos níveis de alteração do perfil AM-1. Pl(plagioclásio); Py(piroxênio); Ol(olivina); NO(nontronita); CAUL(caulinita). A amostra Ol(AM-12) corresponde a cristais de olivina do horizonte AM-12 substituídos pseudomòrficamente por nontronita.

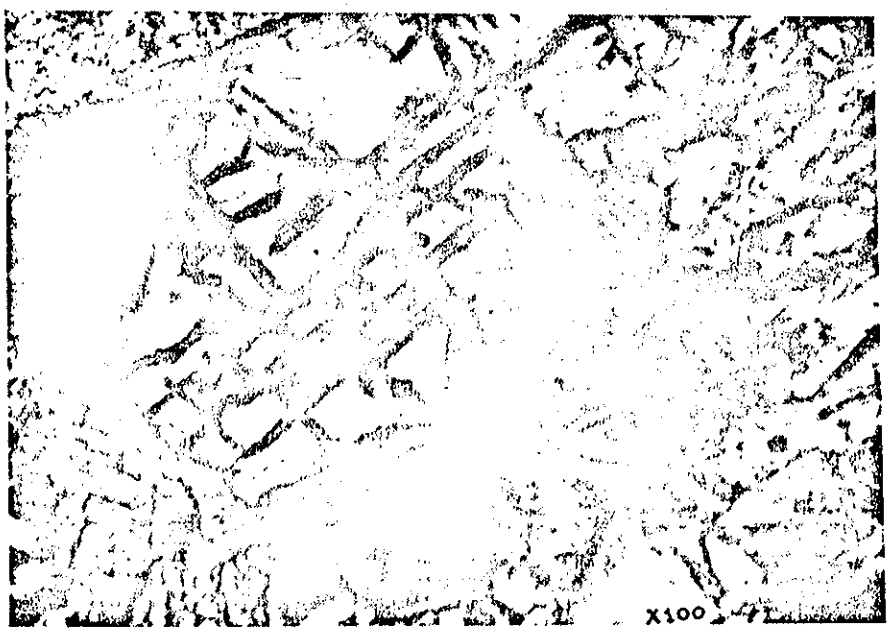


Fig. 62 - Estádio inicial de alteração dos piroxênios. Observa-se a existência de núcleos inalterados de piroxênios separados por hidróxido de ferro que acentua suas clivagens.

Fig. 63 - Estádio mais avançado na alteração dos piroxênios, observando-se um cristal de piroxênio totalmente transformado em hidróxido de ferro (goethita).

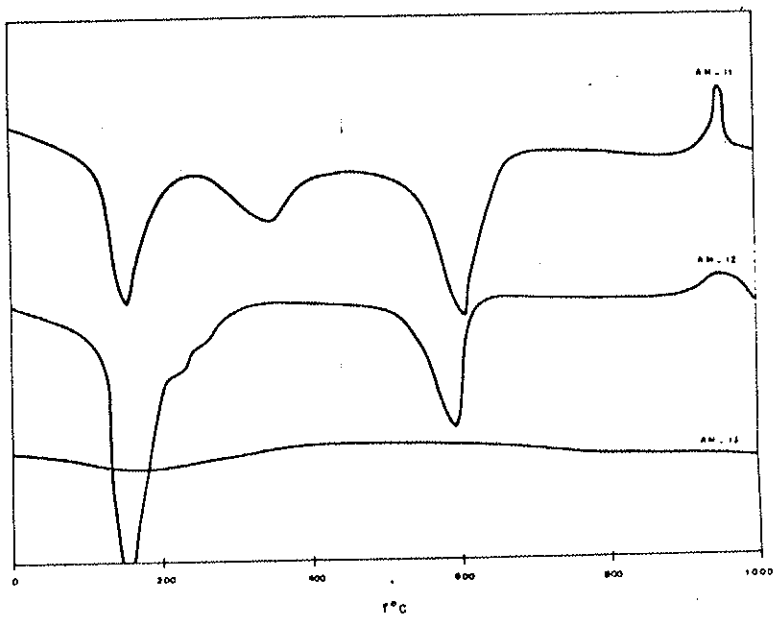


Fig. 64 - Termogramas dos diferentes níveis de alteração do perfil AM-1, notando-se a presença de caulinita(pico endotérmico à 575° C). Goethita (pico endotérmico entre 350 e 385°C) e grande quantidade de material amorfo (pico endotérmico entre 105-125°C).

Neste horizonte, a observação do material ao microscópio eletrônico evidenciou uma concentração razoável de halloysita (Fig. 65), cuja quantidade não foi determinada em virtude da grande dificuldade que êste mineral apresenta no que diz respeito à sua identificação.

A tabela 18 e a figura 66 representam os dados mineralógicos quantitativos do perfil AM-1.

B - Análises químicas

As análises químicas e os cálculos isovolumétricos dos diferentes níveis de alteração do perfil AM-1 são apresentados na tabela 19.

Fig. 65 - Micrografia eletrônica da fração argila do nível AM-11, notando-se uma concentração anormal de halloysita, não representativa para o horizonte.

TABELA 18

Composição mineralógica dos diferentes níveis de alteração do perfil AM-1 em % (volume)

	AM-13	AM-12	AM-11
Plagioclásios	52	44	22
Piroxênios	30	20	10
Olivina	5	1	-
Acessórios	13	15	17
Montmorilonita	-	10	19
Caulinita	-	3	23
Goethita	-	7	9
Halloysita	-	tr.	tr.

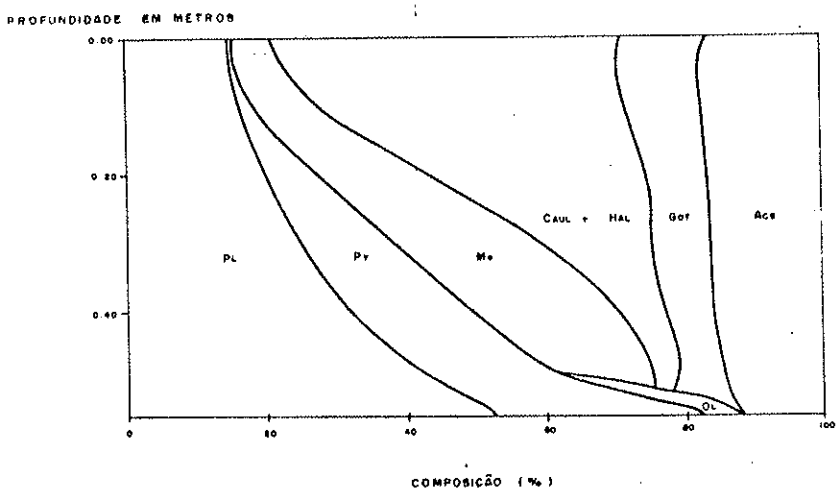


Fig. 66 - Esquema mineralógico do perfil AM-1

TABELA 19

Análises químicas totais do perfil AM-1 (porcentagem pêso) e porcentagens a volume constante calculadas a partir das análises químicas

	AM-13	AM-12	AM-11
SiO_2	47,30	46,20	42,90
Al_2O_3	14,20	14,96	20,50
Fe_2O_3	3,36	6,31	9,72
FeO	9,30	5,80	1,00
K_2O	0,75	0,70	0,50
Na_2O	2,75	1,50	0,39
MgO	6,84	5,00	2,20
CaO	10,52	9,00	2,50
MnO	0,20	0,15	0,16
TiO_2	2,85	3,00	3,00
P_2O_5	1,02	0,74	0,25
H_2O-	0,16	2,32	7,52
H_2O+	0,50	4,00	10,40
Total	99,75	99,68	101,04
Dens. apar.	3,14	2,71	2,52
SiO_2		-15,7	-27,2
Al_2O_3		-9,1	+15,9
Fe total		-17,4	-32,0
K_2O		-17,3	-43,5
Na_2O		-52,3	-88,4
MgO		-37,2	-74,4
CaO		-26,3	-80,9
H_2O total		+71,4	+2166

CAPÍTULO IV

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS DO INTEMPERISMO SÔBRE DIABÁSIOS E A FORMAÇÃO DOS PERFIS DE ALTERAÇÃO

A - Análise granulométrica

Os materiais formados pelo intemperismo nos diabásios são caracterizados pela predominância de frações finas ao longo de todo o perfil, com exceção dos níveis iniciais de alteração, onde estas frações constituem menos de 30%.

O alto teor das frações de granulação fina está diretamente ligado à alta alterabilidade do material formador do diabásio. Os plagioclásios e piroxênios, que constituem cêrca de 80% da rocha, são minerais fàcilmente intemperizáveis que produzem outros de neoformação, os quais se concentram nas frações limo e argila.

Com a evolução do intemperismo, as frações finas têm seus teores altamente aumentados, atingindo o máximo no horizonte B_2.

A fração areia grossa é restrita em todo o perfil, atingindo no máximo valores por volta de 15%, sendo constituída quase que única e exclusivamente de opacos (magnetita e ilmenita) e quartzo.

B - Evolução mineralógica do perfil

Os minerais primários que constituem o diabásio, apresentam um comportamento uniforme no que diz respeito à sua es-

tabilidade frente à ação do intemperismo, em todos os perfis analisados. Entretanto, a formação dos minerais secundários depende das condições locais de drenagem.

A olivina é o mineral primário menos estável nas condições superficiais, sendo o primeiro a desaparecer do perfil. Sua alteração deve ser encarada sob dois aspectos: em alguns casos, é possível que a olivina já se apresenta alterada por processos hidrotermais, pois é comum o aparecimento de cristais de olivina substituídos pseudomòrficamente por material amorfo ou por mineral secundário em rocha totalmente fresca. Melfi e Girardi (1962), estudando diabásios de profundidade totalmente inalterados, obtidos a partir de testemunhos de sondagens, encontraram produtos de alteração pseudomórficos sôbre olivinas.

Em outros casos, a alteração das olivinas está ìntimamente correlacionada a fenômenos intempéricos, como no caso do perfil AM-1, onde cristais de olivina inalterados são encontrados na rocha original. Neste perfil, o estudo do material através dos raios X mostrou uma rápida evolução da olivina para um material caracterizado por uma forte reflexão a 14 Å. O material tratado com etileno glicol apresenta um deslocamento da reflexão para 17 Å, o que permite concluir tratar-se de um mineral pertencente ao grupo das montmorilonitas.

A natureza do material formado durante a alteração das olivinas, tem sido motivo de numerosos estudos por parte de vários autores. Bonifas (1959), estudando a ação do intemperismo nos doleritos de Konkoure, detectou no produto de alteração das olivinas a existência de um mineral do grupo das montmorilonitas misturado com goethita. Smith (1961), estudanto olivinas

dos basaltos de Edimburgo mostrou a existência de pseudomorfos constituídos de saponita, goethita e hematita. Pécrot et al. (1962) nos solos do Kivu, identificou nontronita como produto da alteração de olivinas. Craig and Loughnan (1964) chegaram a resultados que corroboraram o trabalho de Smith, pois estudando a alteração das olivinas dos basaltos de Nova Gales do Sul, encontraram iddingsita, determinada òpticamente. Entretanto, êste material, analisado aos raios X, revelou tratar-se de um mineral do grupo das montmorilonitas associado a óxidos e (ou) hidróxidos de ferro. Finalmente Delvigne (1965) denominou iddingsita o produto da alteração intempérica das olivinas dos diabásios encontrados em côte d'Ivoire.

Os plagioclásios calco-sódicos são, depois das olivinas, os minerais que apresentam menor resistência à ação do intemperismo. Em todos os perfis, com exceção do AM-1 nota-se, já nos horizontes inferiores do perfil, total desaparecimento de seus cristais. O primeiro estádio de alteração dos plagioclásios é a formação de gels amorfos, tanto nos perfis que se desenvolveram em condições de drenagem moderada ou boa, quanto naqueles formados em condições de hidromorfia; e nestes últimos, os gels possuem grande estabilidade.

Nos perfis bem e moderadamente drenados, concomitante com a formação incipiente de gels, pode-se desenvolver a cristalização de gibbsita, que é o primeiro mineral formado a partir da alteração dos plagioclásios. Nestes estádios iniciais, a gibbsita substitui pseudomòrficamente os plagioclásios, concentrando-se desta maneira nas frações granulométricas mais grosseiras e não sendo detectada nas frações limo e argila.

Com a evolução do perfil, a gibbsita apresenta rápida diminuição em seu teor, associada a um progressivo aumento de caulinita. Como no caso já citado dos perfis de alteração desenvolvidos sôbre granitos, tal fato pode ser interpretado como ressilicificação de gibbsita para caulinita (Goldman, 1955, Delvigne, 1965 e Watson, 1965).

Paiva Netto e Nascimento (1957) explicam a evolução da alteração dos plagioclásios para gibbsita e dêste para caulinita, baseados no fato de que o pH existente quando a sílica é liberada dos silicatos aluminosos favorece seu alto grau de dispersão o que facilita a sua lixiviação. Nos estádios posteriores, as condições existentes possibilitam a polimerização das moléculas de SiO_2, permitindo a formação de núcleos caulínicos.

No perfil AM-1 que apresenta uma evolução dentro de condições de drenagem deficiente, os plagioclásios alteram-se para um material amorfo, que Bonifas (1959) e Delvigne (1965), estudando solos africanos, interpretaram como alófana. A partir dêste material amorfo, ou diretamento do plagioclásio, ocorre a formação de caulinita, que nestas condições se apresenta como um dos minerais de maior estabilidade dentro do perfil, tendo o seu teor aumentado de maneira marcante em direção à superfície.

A halloysita, em tôdas as amostras analisadas ao microscópio eletrônico, foi observada em pequenas quantidades. Porém, no perfil AM-1 atinge uma concentração razoável, associada à caulinita. Esta associação tem sido descrita com freqüência em perfis desenvolvidos em condições de drenagem deficiente (Allexander et al., 1943, Allen, 1948 e Pécrot et al., 1962). Segundo Bates (1952), em condições de má drenagem, há a formação de mistura de halloysita e caulinita, não sendo necessário pensar-se em desidratação

da halloysita para formar caulinita. Hauser (citado por Bonifas, 1959) considera a halloysita um têrmo intermediário entre um gel de silício e alumínio e caulinita.

Nossas observações permitem apenas que correlacionemos sua ocorrência a condições de drenagem defeituosa, estando íntimamente associada à caulinita.

A alteração dos plagioclásios, assim como a dos feldspatos dos perfis graníticos, é controlada principalmente pela drenagem. Nos casos dos perfis bem drenados, a sílica liberada é pràticamente eliminada por completo, havendo conseqüentemente um baixo teor de sílica disponível na solução, o que favorece a formação de gibbsita nos estádios iniciais de alteração. No caso de drenagem defeituosa, a baixa lixiviação existente promove uma alta concentração de sílica na solução, criando condições que favorecem a formação de caulinita (Fig. 67).

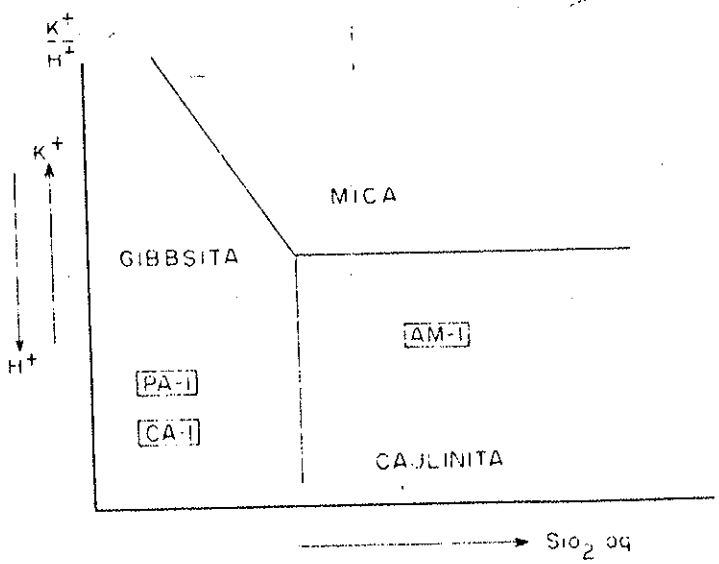


Fig. 67 - Diagrama de fase esquemático para o sistema K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O a 25°C e 1 atm de pressão total, válido para os estádios iniciais de alteração dos perfis estudados.

O piroxênio é dos silicatos primários do diabásio, o que oferece maior resistência à ação do intemperismo, ligeiramente superior à dos plagioclásios.

O primeiro estádio de alteração dos piroxênios é caracterizado por pequena perda de ferro, causada por soluções que percorrem o interior dêsses minerais ferro-magnesianos através das fraturas e clivagens, formando um reticulado bastante regular.

Geralmente o ataque é feito a partir das linhas de clivagem, acentuando primeiramente suas direções, e às vêzes até provoca a separação de núcleos inalterados de piroxênios, com as bordas manchadas por hidróxido de ferro.

A alteração progride, havendo uma diminuição do núcleo inalterado, que finalmente evolui totalmente para hidróxido de ferro. Não notamos em nenhum caso a formação de gibbsita a partir da alteração dos piroxênios, fato comum na alteração dos feldspatos. É possível que a não formação de gibbsita se prenda ao "pH de abrasão" dos piroxênios. Stevens and Carron (1948) determinaram para augita um valor do "pH de abrasão" igual a 10. Em tal pH, o ferro liberado da alteração precipita na forma de hidróxido, enquanto que o alumínio se encontra no domínio da solubilidade, na forma de anion aluminato, que é eliminado na forma solúvel. Nos feldspatos o pH mais baixo possibilita sua precipitação na forma de hidróxido.

O valor do pH de abrasão dos piroxênios permite também que a sílica permaneça em solução, ficando assim explicado porque sòmente há a formação de hidróxido de ferro (goethita) (Fig. 68).

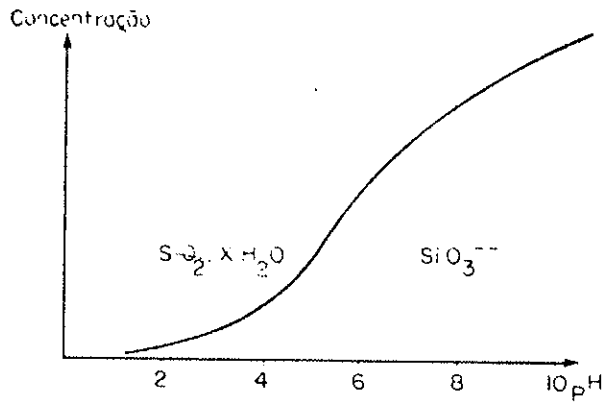


Fig. 68 - Diagrama de solubilidade da sílica em função do pH.

Nos perfis mal drenados os piroxênios podem também se alterar em montmorilonita, pois a falta de lixiviação intensa permite maior retenção dos cátions (Ca, Mg e Fe) e da sílica.

Mesmo nos perfis bem ou moderadamente drenados, nos estádios iniciais há a formação de montmorilonita, que pode estar relacionada com a alteração de olivinas e piroxênios. A explicação seria a mesma anterior, pois teríamos concentração mais alta de cátions e valores elevados de pH (por volta de 10).

C - Comportamento geoquímico dos elementos

Com base nos dados fornecidos pelas análises químicas totais e nos cálculos isovolumétricos, estabeleceu-se o comportamento geoquímico dos elementos principais do perfil.

Comportamento do silício

Nos perfis bem drenados, o silício liberado na alteração dos silicatos comporta-se de maneira uniforme, sendo eliminado quase que totalmente, já a poucos centímetros da rocha fresca. Nos níveis correspondentes à rocha totalmente decomposta dos perfis CA-1 e PA-1, a eliminação atinge respectivamente 85 e 96%; êstes níveis de alteração são caracterizados pela ocorrência de gibbsita. No estádio seguinte, onde começa a formação de caulinita com maior intensidade, a eliminação cai para 82 e 87% respectivamente.

No perfil AM-1, bastante rico em caulinita, a eliminação do silício não atinge 28% na rocha totalmente decomposta.

Comportamento do alumínio

O comportamento do alumínio é bastante homogêneo em todos os perfis estudados. Os dados isovolumétricos evidenciam ser um elemento que possui pequena mobilidade.

No estádio inicial de alteração, apresenta ligeira perda, nunca atingindo 10%; nos estádios seguintes, apresenta um balanço isovolumétrico positivo que atinge no máximo 15% do horizonte correspondente à rocha totalmente decomposta (AM-1).

A perda inicial de alumínio parece estar correlacionada ao alto valor que o pH do meio atinge no início da alteração, promovendo a permanência do íon alumínio na solução, o que possibilita a sua eliminação. Nos estádios seguintes, caindo o valor do pH, há a precipitação do alumínio na forma de hidróxido, que fica retido. Paiva Netto e Nascimento (1957) citam o fa-

to de rochas básicas (basaltos e diabásios), finamente moídos, reagirem com água, dando uma suspensão cujo pH atinge ràpidamente valores superiores a 9. Pedro (1964) determinou para basaltos, no início de decomposição, valores de pH por volta de 9,0 a 9,5, que ràpidamente caíam para 7,6 no estádio imediato.

Comportamento do ferro

O comportamento do ferro é bem menos regular que aquêle apresentado pelo silício e alumínio.

Nos perfis CA-1 e PA-1, em geral, o ferro sofre um ligeiro aumento de teor, ligado ao fato de que a boa drenagem permite uma total oxidação do ferro ferroso da rocha original, para ferro férrico nos horizontes de alteração. O Fe^{3+} nas condições normais de desenvolvimento de perfis é pouco móvel, precipitando-se na forma de hidróxido férrico.

No perfil AM-1, o comportamento difere bastante, pois as condições de má drenagem do perfil criam um ambiente redutor, que impede a oxidação total do Fe^{2+} para Fe^{3+}. O íon ferroso é solúvel nas condições em que se desenvolve o intemperismo, o que irá promover sua parcial eliminação do perfil.

Comportamento dos alcalinos e alcalinos terrosos

Nos perfis bem e moderadamente drenados a eliminação de sódio, cálcio e magnésio é bastante pronunciada, atingindo mais de 90% no horizonte que corresponde à rocha totalmente decomposta. O magnésio entretanto, é, em todos os casos, eliminado mais lentamente nos estádios iniciais da alteração, não

só pelo fato dos piroxênios possuírem maior resistência à ação do intemperismo, mas também pelo fato de parte do magnésio ficar retido na estrutura dos minerais do grupo das montmorilonitas formados nestes estádios.

Já no perfil AM-1, que representa condições de drenagem deficiente, a eliminação é mais lenta, atingindo na rocha totalmente decomposta, valores que não atingem 90% para o cálcio, 80% para o sódio e 75% para o magnésio.

O comportamento do potássio difere dos demais alcalinos e alcalinos terrosos. Sua eliminação é bem menos acentuada, visto que êste elemento se encontra nos retículos de feldspatos alcalinos, minerais que apresentam alta estabilidade nas condições superficiais de alteração. Além disso, seu alto poder de adsorção permite, após sua liberação dos silicatos primários, fácil entrada nos retículos dos minerais de neoformação, de modo que parte do potássio fica retido no perfil de alteração.

TERCEIRA PARTE

CONCLUSÕES

CONCLUSÕES

O estudo mineralógico e químico dos perfis de alteração desenvolvidos sôbre granitos e diabásios permite-nos tirar algumas conclusões sôbre a alterabilidade dos diferentes minerais constituintes das rochas, sôbre as condições que regem a gênese dos minerais de neoformação e sôbre o comportamento geoquímico dos elementos maiores, na evolução do perfil.

1 - Estabilidade dos minerais primários

A estabilidade relativa dos minerais primários, no decorrer do intemperismo, está, de maneira geral, de acôrdo com a determinada por Goldich (1938). Entretanto, o piroxênio considerado por Goldich, mais fàcilmente intemperizado do que os plagioclásios calco-sódicos, mostrou-se, no material estudado, ser mais resistente; a biotita, que logo nos estádios iniciais apresenta perda de ferro, evidenciada por uma ligeira descoloração dos cristais, possui um campo de estabilidade relativamente extenso, permanecendo longo tempo no perfil.

Para os granitos e diabásios analisados, podemos estabelecer esquemàticamente a seguinte seqüência de alteração:

Olivina

Biotita

Piroxênio

Plagioclásio cálcico

Plagioclásio sódico

Feldspato potássico

Quartzo

Concluimos, então, que os nesossilicatos (olivina) que possuem tetraedros de silício ligados por cátions altamente solúveis, são fàcilmente alterados, pois uma vez que êstes cátions passam para a solução, não há mais nenhuma coesão no interior do cristal.

A medida que as estruturas silicáticas se complicam, as ligações entre os tetraedros tornam-se mais resistentes à alteração, passando dos inossilicatos (piroxênios) aos foliossilicatos (biotita) e finalmente aos tectossilicatos (feldspatos e quartzo), onde as ligações se fazem nas três dimensões do espaço.

2 - Gênese dos minerais de neoformação

No estudo da gênese dos minerais de neoformação dos perfis de alteração, ficou patente a grande importância dos fenômenos ligados à lixiviação e à drenagem, que dependem em última análise, da quantidade de água e da situação que o material ocupa dentro do relêvo. O material original apenas delimita as possibilidades de transformação, não traçando o caminho a ser seguido pelo material na evolução do intemperismo.

O primeiro mineral de neoformação a se cristalizar é um do grupo das montmorilonitas, provàvelmente nontronita, que se forma a partir de olivina, logo no primeiro estádio de alteração e a partir de piroxênios em estádios posteriores. Sua gênese se verifica tanto nos perfis que se desenvolvem em condições de drenagem boa ou moderada, quanto nos desenvolvidos em condições de drenagem defeituosa.

A estabilidade dêste mineral no solo é precária, desaparecendo ràpidamente do perfil, evoluindo para um outro tipo

de mineral de argila e hidróxido de ferro.

Nos perfis bem drenados, desenvolvidos sôbre granitos e diabásios, a gibbsita é o mineral que se cristaliza logo a seguir, o que ocorre ainda nos estádios iniciais da alteração dos feldspatos, antes mesmo dêstes se apresentarem totalmente decompostos. O fato da gibbsita formar-se ao mesmo tempo em que se altera o feldspato, evidencia que aquêle mineral se forma nas condições de hidrólise dos feldspatos, onde o pH atinge valores que variam de 7,5 a 9,0, região em que o alumínio é pràticamente insolúvel.

A gibbsita não é um mineral indefinidamente estável nas condições superficiais, podendo ter seu teor diminuído, quer evoluindo para caulinita, quer desaparecendo do perfil. Nas zonas superiores do solo, parte da gibbsita desaparece devido a presença de matéria orgânica, pois a complexação do alumínio com certos produtos orgânicos permite sua remobilização (Scheufelberger, 1951). A transformação de gibbsita para caulinita (argilo-mineral predominante nos nossos solos) está ligada ao processo de ressilicificação, processo êste comum em regiões tropicais, ocorrendo às expensas da sílica liberada a partir da alteração dos minerais silicáticos formadores da rocha, em estádio mais avançado do intemperismo.

Nos perfis de alteração desenvolvidos em condições de drenagem deficiente, a alteração dos feldspatos provoca, primeiramente, a formação de materiais amorfos, interpretados por vários Autores como allofana. A estabilidade dêstes gels vai depender, principalmente da intensidade das condições de hidromorfia. Apesar de não termos determinado a quantidade de material amorfo dentro do perfil, possuimos evidências seguras de

que seu conteúdo diminui em direção à superfície, associado a um aumento de caulinita. Êste fato sugere a seqüência: rocha ⟶ material amorfo ⟶ caulinita.

Associada à caulinita, principalmente nos perfis de drenagem defeituosa, observa-se a presença de halloysita, que só pôde ser notada com o auxílio de microscopia eletrônica.

A vermiculita se forma a partir da biotita, tanto nos perfis bem drenados como nos deficiente ou moderadamente, se bem que seu desenvolvimento seja mais pronunciado no primeiro caso. Êste mineral é típico dos primeiros estádios da alteração, possuindo certa instabilidade no solo, evoluindo depois para caulinita ou gibbsita.

A goethita, encontrada nos perfis desenvolvidos sôbre diabásios, forma-se a partir da alteração dos piroxênios e olivinas. Sua ocorrência se verifica tanto nos perfis bem drenados, como nos deficientemente drenados.

A ausência de gibbsita e a presença de goethita nos produtos da alteração dos piroxênios indicam que sua alteração ocorreu em pH superior a 9, pois, do contrário, ou os dois elementos (Al e Fe) seriam eliminados juntos como íons trivalentes solúveis (pH muito ácido), ou os dois se precipitariam como hidróxidos (pH neutro).

3 - Comportamento geoquímico dos elementos

Os minerais residuais primários e secundários encontrados no material proveniente da alteração das rochas são constituídos principalmente de apenas três elementos: silício, alumínio e ferro. Daí o fato de fixarmos mais nossos estudos no com-

portamento geoquímico dêsses elementos, acrescidos dos alcalinos e alcalinos terrosos.

a) Comportamento do silício

Nos perfis insuficientemente drenados, a eliminação do silício não é pronunciada, pois grande parte do mesmo, liberado dos silicatos primários da rocha, recombina-se com o alumínio, formando a caulinita, principal mineral de neoformação que se desenvolve nestas condições. Entretanto, nos perfis bem drenados a eliminação é bastante rápida e efetiva, podendo atingir valores superiores a 95%, em determinados níveis de alteração.

b) Comportamento do alumínio

Pelo estudo do comportamento do alumínio em todos os perfis analisados, ficou comprovada sua razoável estabilidade e pequena mobilidade. Seu comportamento, contudo, como foi mostrado nos cálculos isovolumétricos, não é constante o suficiente para justificar os cálculos geoquímicos isoalumínio, muito usados em estudos geoquímicos de intemperismo de rochas.

Nos perfis desenvolvidos sôbre diabásios ocorre sempre uma pequena eliminação de alumínio nos estádios iniciais, em virtude do alto valor que o pH do meio atinge, valor êste que possibilita a permanência do íon alumínio na solução, facilitando assim sua eliminação. Já nos perfis desenvolvidos sôbre granitos, tal fato não ocorre, pois o pH, mesmo nos primeiros estádios de intemperismo, não atinge valores que possibilitem a permanência do alumínio como íon solúvel.

Nos horizontes superiores de alteração, em partes correspondentes aos horizontes pedológicos, a eliminação do alumínio deve ser interpretada como conseqüência da ação da matéria orgânica, que provoca a instabilidade da gibbsita e promove sua remobilização.

c) Comportamento do ferro

O ferro possui comportamento distinto, dependendo das condições em que se verifica a evolução dos perfis.

Em condições de boa drenagem o perfil de alteração mostra um enriquecimento em ferro na direção dos horizontes superiores, provàvelmente porque as condições de boa drenagem permitem a oxidação de ferro bivalente, liberado dos silicatos primários, para o estado oxidado Fe^{3+}, de pequena mobilidade.

Nos perfis desenvolvidos em condições de drenagem moderada ou deficiente, a falta de ambiente oxidante permite a eliminação do ferro, como Fe^{2+}, solúvel nas condições de pH reinante.

Em resumo, o comportamento do ferro dentro do perfil é controlado pelo potencial de oxi-redução prevalecente. Sob condições redutoras torna-se móvel no estado ferroso, enquanto que em condições oxidantes é retido no estado férrico.

d) Comportamento dos alcalinos e alcalinos terrosos

O sódio e o cálcio são os que apresentam maior mobilidade, sendo eliminados quase que totalmente dos perfis de alteração, desde o início do intemperismo.

O potássio apresenta uma lixiviação mais moderada que os dois anteriormente citados, em virtude de ocorrer na rocha original, nos retículos de tectossilicatos (feldspato potássico), que apresentam grande resistência à ação do intemperismo. Além disso, pode ser adsorvido, nos retículos de minerais de neoformação, permanecendo dessa maneira, no perfil.

A eliminação do magnésio é lenta, principalmente nos estádios iniciais onde, liberado dos silicatos primários, pode entrar nos retículos de alguns minerais secundários formados nestes estádios, como vermiculita e montmorilonita. Posteriormente, mesmo êstes minerais tornam-se instáveis, promovendo a liberação mais intensa do magnésio do perfil.

BIBLIOGRAFIA

AGUILLERA, N.H., and JACKSON, M.L. (1953) - Iron oxide removal from soils and clays. Soil Sc. Soc. Amer. Proc. 17; pp. 359-364.

ALEXANDER, L.T., HENDRICKS, S.B., and FAUST, G.T. (1941) - Occurence of gibbsite in some soil forming materials. Soil Sc. Soc. Amer. Proc. 6; pp. 52-57.

ALIEN, V.T. (1948) - Formation of Bauxite from basaltic rocks in Oregon. Econ. Geol. 43 nº 8; pp. 619-626.

ALMEIDA, F.F.M. de (1964) - Fundamentos geológicos do relêvo Paulista, in "Geologia do Estado de São Paulo". I.G.G., Bol. nº 41, pp. 165-253, São Paulo.

AMARAL, G., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K., and REYNOLDS, J.H. (1965) - Potassium-Argon dates of Basaltic rocks from Southern Brazil. Geoch. et Cosmoch. Acta vol. 30, pp. 159-189.

AMARAL, S.E. (1965) - Nova técnica de separação de minerais pesados. Bol. Soc. Bras. Geol. vol. 14, nºs 1-2, pp. 83-85, São Paulo.

AUBERT, G. (1954) - La classification des sols utilisée dans les territoires tropicaux de l'Union Française. C.R. 3a. Conf. Interaf. des Sols, pp. 705-708, Léopoldville.

AUBERT, G. (1961) - Influence des divers types de végétation sur les caractères et l'évolution des sols en région équatoriale et sub-équatoriale ainsi que leur bordure tropicale semi-humides. In 'Sols et végétations des regions tropicales", Colóquio de Abidjá, 1959, pp. 41-47.

BARSHAD, I. (1948) - Vermiculite and its relation to biotite as revealed by base exchange reactions, X-ray analyses, differential thermal curves and water content. Am. Mineral., vol. 33, nº 11 e 12, pp. 655-678.

BATES, T.F. (1952) - Inter-relationships of structure and genesis in the Kaolinite group. Problems of clay and laterite genesis. A.I.M.E., New York.

BJORNBERG, A.J.S. (1965) - Sedimentos pós-cretácicos do leste do Estado de São Paulo. Tese apresentada ao concurso de Livre-Docência da Escola de Engenharia de São Carlos da U.S.P. (Inédita.)

BJORNBERG, A.J.S. e LANDIM, P.M.B. (1966) - Contribuição ao estudo da Formação Rio Claro (Neocenozóico). Bol. Soc. Bras. Geol., vol. 15, nº 4, pp. 43-67, São Paulo.

BONIFAS, M. (1959) - Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. Mémoires du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, nº 17, 159 p., Strasbourg.

BRINDLEY, G.W., SOUZA SANTOS, P. e SOUZA SANTOS, H.L. (1963) - Mineralogical studies os Kaolinite-halloysite clays. Part I - Identification problems. Am. Mineral., vol. 48, pp. 897-910.

CAMARGO, A.P. (1960) - Balanço hídrico no Estado de São Paulo. Bol. Técnico nº 116 do Instituto Agronômico do Estado de São Paulo, 20 p., Campinas.

CAPANEMA, G.S. barão de (1866) - Decomposição dos penedos do Brasil. Lição popular proferida em 25 de junho. 32 p., Typ.Presseverança, Rio de Janeiro.

COMISSÃO NACIONAL DE SOLOS (1960) - Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado de São Paulo. Bol. Serviço Nacional de Pesquisas Agronômicas, nº 12, 634 p, Rio de Janeiro.

COLLIER, D. (1961) - Mise au point sur les processus de l'altération des granites en pays tempérés. Ann. Agron., vol. 12, nº 3, pp. 273-331.

COSTA, S.V. BOTELHO DA e AZEVEDO, A.L. (1953) - Solos da Angola. Contribuição para seu estudo. Ministério do Ultramar, Memórias, Série de Pedologia Tropical, Pôrto.

CRAIG, D.C., and LOUGHNAN, F.C. (1964) - Chemical and mineralogical transformations accompanying the weathering of basic volcanic rocks from New South Wales. Aust. J. Soil Res., 2, pp. 218-234.

DA COSTA, A.O.L. e GODOY, H. (1962) - Contribuição para o conhecimento do clima do solo de Ribeirão Prêto. Bragantia, vol. 21, nº 40, pp. 689-742.

DELVIGNE, J. (1965) - Pédogenèse en zone tropicale. Mémoires, O.R.S.T.O.M., nº 15, 177 p.

DEMOLON, A.B. (1952) - Dynamique du sol. 5a. ed., Dunod, Paris, 520 p.

DOUCHAUFOUR, P. (1960) - Précis de Pédologie. Masson et Cie. Éditeurs, 1a. ed.

FERRI, M.G. (1944) - Transpiração de plantas permanentes dos cerrados. Bol. Fac. Fil. Ciên. Letras., vol. XLI, Botânica 4, pp. 159-294.

FETH, J.H., ROBERSON, G., and POLZER, W. (1964) - Sources of mineral constituents in water from granite rocks, Sierra Nevada, California and Nevada. U.S. Geol.

Survey - Water Supply Paper, 1535, 1, 70 p.

CARRELS, R.M. (1960) - Mineral equilibria - at low temperature and pressure. New York, Harper and Brother, Pub., 254 p.

GIRARDI, V.A.V. e BITTENCOURT, I. (1963) - Nota sôbre a ocorrência de granitos pórfiros no Município de Campinas. Trabalho apresentado ao XVII Congresso Brasileiro de Geologia, Recife.

GOLDICH, S.S. (1938) - A study in rock weathering. Journ. Geology, vol. 46, pp. 17-58.

GOLDMAN, M.J. (1955) - Petrography of bauxite surrounding a core of Kaolinized nepheline syenite in Arkansas. Econ. Geol., vol. 50, pp. 586-609.

GRIM, R.E. (1953) - Clay Mineralogy. McGraw-Hill Book Co., Inc., 342 p.

GRUNER, J.W. (1934) - The structure of vermiculite and their collapse by dehidratation. Am. Mineral., vol. 19, nº 12, pp. 557-578.

GUERRA, A.T. (1950) - Formação, evolução e classificação dos solos. Bol. Geogr. (C.N.G.), Ano VIII, nº 88, pp. 476-481, Rio de Janeiro.

GUERRA, A.T. (1952) - Importância da alteração superficial das rochas. Bol. Geogr. (C.N.G.), Ano X, nº 106, pp. 42-47, Rio de Janeiro.

GUTMANS, M. (1943) - Rochas-mater da "terra roxa". Bragantia, vol. 3, nº 9, pp. 271-316, Campinas.

HARRINSON, J.B. (1933) - The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. Imp. Bur. Soil Sci. Harpenden, 79 p.

HESS, P.C. (1966) - Phase equilibria of some minerals in the K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O System at 25°C and 1 atmosphere. Amer. Journ. Sci., vol. 264, pp. 289 - 309.

JACKSON, M.L., HSEUNG, Y., COREY, R.B., EVANS, E.J., and VANDENHEUVEL, R.C. (1952) - Weathering sequence of clay-size minerals in soils and sediments. II - Chemical weathering of layer silicates. Soil Sci. Soc. Am. Proc., vol. 16, pp. 3-6.

JACKSON, M.L. (1965) - Clay transformation in soil genesis during the quaternary. Soil Sci., vol. 99, nº 1, pp. 13-22.

JENNY, H. (1941) - Factors of Soil formations. MacGraw-Hill Book Co., New York-London, 270 p.

KAPEL, I.B. e SOUZA SANTOS, P. (1963) - Análise térmica diferencial de talcos brasileiros. Cerâmica, vol. 10, nº 37, pp. 10-23, São Paulo.

KEELOG, C.E. (1949) - Preliminary suggestions for the classification and nomenclature of great soil groups in tropical and equatorial regions. Proc. Common - wealth conf. Trop. Subtrop. Soil, Harpenden, pp. 76-84.

LENEUF, N. (1959) - L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Thèse en Sciences. Paris O.R.S.T.O.M., 210 p.

MARTIN, H., MAU, H. e BJORNBERG, A.J.S. (1959) - Vale pré-glacial a nordeste de Jundiaí. Bol. Soc. Bras. Geol., vol. 8, nº 2, pp. 35-40.

MELFI, A.J. e BITTENCOURT, I. (1962) - Levantamento geo - lógico do Município de Campinas. Trabalho apresentado no XVI Congresso Brasileiro de Geologia. Pôrto Alegre (no prelo).

MELFI, A.J. e BITTENCOURT, I. (1962) - Geologia e pedolo - gia da bacia glacial no Distrito de Sousas. Campinas. Bragantia, vol. 21, nº 46, pp. 807-826.

MELFI, A.J. e GIRARDI, V.A.V. (1962) - Ocorrência de um sill de diabásio no arenito Botucatu, no município de Igarapava, SP. Bol. Soc. Bras. Geol., vol. 11, nº 2, pp. 55-70.

MELFI, A.J., GIRARDI, V.A.V. e MONIZ, A.C. (1966) - Mineralogia dos solos da Estação Experimental "Theodureto de Camargo" em Campinas. Bragantia, vol. 25, nº 2, pp. 9-30.

MELFI, A.J. (1967) - Potassium-argon ages for core samples of basaltic rocks southern Brazil. Geoch. et Cosmoch. Acta (no prelo).

MERRIL, G.P. (1897) - A treatize on rocks, rock weathering and soils. The MacMillian, 411 p, New York.

MILLOT, G. et BONIFAS, M. (1955) - Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latérisation et bauxitisation. Bull. du Serv. de la Carte Géol. d'Alsace et de Lorraine, vol. 8, fasc. 1.

MOHR, E.C. (1944) - The soils of equatorial regions with particular reference to the Nederlands East Indies. Ann. Arb. - Michigan.

MOHR, E.C. and VAN BARREN, F.A. (1954) - Tropical soils. Vitgererij van Hoeve Ed.

MONIZ, A.C. (1964) - Estudo mineralógico de argilas do maciço alcalino de Poços de Caldas. Tese de Doutoramento (Inédito).

MORAES REGO, L.F. (1932) - Notas sôbre a geomorfologia de São Paulo e sua genesis. Inst. Astr. Geogr., 28 p.

MORAES REGO, L.F. (1935) - Considerações preliminares sôbre a genesis e a distribuição dos solos do Estado de São Paulo. Geografia, Ano 1, nº 1, pp. 10-51.

MUNSELL COLOR COMPANY (1954) - Munsell soil color charts. Baltimore.

PAIVA NETTO, J.E. e NASCIMENTO, A.C. (1957) - Diabásios e seus produtos de decomposição. Trabalho apresentado ao XI Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador (mimeografado).

PÉCROT, A., GASTUCHE, M.C., DELVIGNE, J., VIELVOYE, L. et FRIPIAT, J.J. (1962) - L'altération des roches et la formation des sols au kivu. I.N.É.A.C., série scientifique nº 97, 90 p, Louvain.

PEDRO, G. (1964) - Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines. Thèse Fac. Sci. Inst. Nac. Rech. Agron., 344 p., Paris.

RANZANI, G. e KINJO, T. (1965) - Considerações sôbre o mecanismo de gênese de solos provenientes de rochas pré-cambrianas: I - Anfibolito. Tese apresentada ao II Congresso Latino Americano de Ciências do Solo, Piracicaba.

RAWITSHER, F. (1942) - Algumas noções sôbre a transpiração e o balanço d'água de plantas brasileiras. An. Acad. Bras. Ciênc., vol. XIV, nº 1, p. 7-36.

RAWITSHER, F. (1944) - Problemas de Fitoecologia com considerações especiais sôbre o Brasil Meridional. Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letras, vol. XLI, Botânica 4.

REICHE, P. (1950) - A survey of weathering processes and products. Publication in geology nº 3. University of New Mexico, 95 p.

SCHAUFELBERGER, P. (1951) - Clay in tropical soils. Bol. Tec. Fed. Nac. Caf. Columbia, vol. 1, nº 5, pp. 29-46.

SCHRODER, R. (1956) - Distribuição e curso anual das precipitações no Estado de São Paulo. Bragantia vol. 15, nº 18, pp. 193-249, Campinas.

SEGALEN, P. (1957) - Étude des sols dérivés des roches volcaniques basiques à Madagascar. Mémoires de L'Institut Scientifique de Madagascar, série D, Tomo VIII, 182 p.

SEGALEN, P. (1964) - Le fer dans les sols. Documentation Téchniques, ORSTOM, 150 p., Paris.

SEGALEN, P. (1965) - Les produits alumineux dans les sols de la zone tropicale humide. Pedologie. Cahiers, vol. III, fasc. 2, p. 149.

SETZER, J. (1946) - Contribuição para o estudo do clima do Estado de São Paulo. Escolas profissionais salesianas, 239 p., São Paulo.

SETZER, J. (1960) - Identificação de sills de diabásio decompostos. Bol. Soc. Bras. Geol., vol. 9, nº 1, pp. 63-70.

SMITH, W.W. (1961) - Structural relationships within pseudomorphs after olivine. Mineral Mag. vol. 32, pp. 823-824.

SOCIEDADE BRASILEIRA DE CIÊNCIAS DO SOLO (1956) - Tradução da carta de côres para solos (mimeografado).

STEVENS, R.E. and CARRON, M.K. (1948) - A simple field test for distinguishing minerals by abrasion pH. Amer. Mineral. vol. 33, pp. 31-49.

THORNTHWAITE, C.W. (1948) - An approach toward a rational classification of climate. The Geographical Review, 38, pp. 55-94.

THORP, J. and SMITH, G.D. (1949) - Higher categories of soils classification: order, suborder and great soil group. Soil Sci., vol. 67, pp. 117-126.

UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE (1938) - Soils and Men. Washington D.C., U.S. Dept. of Agric. Yearbook, 1232 p.

UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE (1951) - Soil Survey Manual. Handbook nº 18, Washington U.S. Dept. Agric.

WALKER, G.F. (1949) - The decomposition of biotite in the soil. Mineral. Mag. vol. 28, nº 206, pp. 693-703.

WASHBURNE, C.W. (1930) - Petroleum geology of the State of São Paulo. Com. Geogr. Geol. Bol. nº 22, 272 p., São Paulo.

WATSON, J.P. (1965) - A soil catene on granite in southern Rhodesia. Journ. Soil Sci. vol. 16, nº 1, pp. 238-257.

WERNICK, E. (1966) - Quartzo-pórfiros nos arredores de Serra Negra. Trabalho apresentado ao XX Congresso Brasileiro de Geologia, Vitória.

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
U.S.P.