

**MINERALOGIA DE SOLOS DE UMA TOPOSSEQUÊNCIA NA REGIÃO
DE CONTATO DO PLANALTO OCIDENTAL COM AS CUESTAS
BASÁLTICAS NO MUNICÍPIO DE BOTUCATU, S.P.**

HÉLCIO ROCHA GALHEGO

Orientador: ANTONIO CARLOS TEIXEIRA MENDES

Dissertação apresentada à Escola Superior
de Agricultura «Luiz de Queiroz», da
Universidade de São Paulo para obtenção
do título de Mestre em Solos e Nutrição de
Plantas.

P I R A C I C A B A

Estado de São Paulo

Novembro, 1977

A meus pais, Bernardo e Edith,

À minha esposa, Maria Cecília,

A meus filhos, Alexandre e Maria Beatriz

ofereço

A G R A D E C I M E N T O S

No transcorrer desse trabalho, foram várias as pessoas e entidades que, direta ou indiretamente, me emprestaram a sua colaboração, e às quais desejo registrar minha gratidão.

Primeiramente, reafirmo meu reconhecimento a todos professores do Curso de Pós-Graduação de Solos e Nutrição de Plantas, da nossa querida Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", pelo muito que contribuíram em minha formação de pesquisador, e a todos os amigos e colegas desse Curso, pelo ambiente de alegre e agradável convívio, onde a camaradagem, o apoio e o incentivo nunca faltaram.

Sou muito grato ao Instituto Agrônomo de Campinas, particularmente ao Dr. Alcyr Cesar do Nascimento, Chefe da Seção de Pedologia, pelas facilidades oferecidas na utilização de seus laboratórios.

Na esfera do meu ambiente de trabalho, a Faculdade de Ciências Agrônômicas - Campus de Botucatu - U.N.E.S.P., a qual sou reconhecido pelo apoio, que sempre me outorgou, na concessão dos necessários afastamentos, particularizo meus agradecimentos aos seguintes colegas: Dra. Wolmar A. Carvalho pela cessão do material dessa pesquisa; Dr. Affonso M. de Carvalho, pela montagem das lâminas de minerais da fração grosseira; Dr. Antonio Evaldo Klar, pela colaboração na

em inglês do Resumo; Dr. Carlos Roberto Espindola, companheiro de todos os momentos, parceiro de vários trabalhos, pelas sugestões, incentivos, e sobretudo, pela amizade com que sempre tem me brindado.

Cabe-me aqui, com muita satisfação, expressar meus agradecimentos a um grande amigo, Dr. José Pereira de Queiroz Neto, pela confiança depositada ao recomendar-me para estagiar na Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (O.R.S.T.O.M.) - França, onde grande parte das análises desse trabalho foi realizada. Nessa Instituição, sou particularmente agradecido aos Drs. Pierre Segalen, Bernard Dabin e Maurice Pinta pela ajuda que me forneceram em seus laboratórios, nas numerosas determinações analíticas ali realizadas. Agradeço também às preciosas colaborações da Sra. Ginette Fusil (raios-X), Sr. M. Koukoui (A.T.D.), Sr. D. Rambaud (microscópio eletrônico), Sra. D. Dellaune (microscopia da fração grosseira).

Embora, durante o curso de pós-graduação não tenha sido bolsista de nenhuma Instituição, muito devo à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, que me possibilitou a execução extraordinária e sem compromisso desse trabalho na O.R.S.T.O.M., uma vez que, o plano principal vinculado àquela Fundação já se encontrava totalmente completado.

Finalmente registro, com muito respeito um agradecimento especial ao Professor Antonio Carlos Teixeira Mendes, pela orientação e incentivo com que me tem distinguido no decorrer de toda minha carreira universitária.

4.3.3. Dispersão e separação das frações do solo	32
4.3.4. Análises por difração dos raios-X	32
4.3.5. Microscopia Eletrônica	33
4.3.6. Análise Térmica Diferencial	33
4.3.7. Análises da fração grosseira	33
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	35
6. CONCLUSÕES	50
7. SUMMARY	53
8. BIBLIOGRAFIA	55

LISTA DE FIGURAS

FIGURA		Página
1	- Localização da Topossequência de solos (A-B) no Município de Botucatu	16
2	- Posições dos perfis de Solos na Topossequencia	19
3	- Variações dos índices T/Z e E/Z com a profundidade no perfil W ₂	36
4	- Difrátogramas de pó da fração argila de horizontes representativos dos solos estudados	39
5a	- Microscopias eletrônicas	41
5b	- Microscopias eletrônicas	42
6	- Termogramas da fração argila de alguns horizontes representativos dos solos - estudados	44
7	Difrátogramas de argilas orientadas do perfil W ₅	47
8	- Difrátogramas no intervalo 2 - 8 ⁰	48

LISTA DE TABELAS

TABELA		Página
1	- Dados analíticos do perfil ψ_1	21
2	- Dados analíticos do perfil ψ_2	23
3	- Dados analíticos do perfil ψ_3	27
4	- Dados analíticos do perfil ψ_4	29
5	- Dados analíticos do perfil ψ_5	31
6	- Frequências e porcentagens de minerais pesados na sub-fração areia fina do perfil ψ_2	38

1. RESUMO

A área, objeto do presente estudo, localiza-se numa pequena parcela do contacto entre as Cuestas Basálticas e o Planalto Ocidental no Município de Bótucatu. Litológica e estratigraficamente é representada por sedimentos superficiais pós-cretácicos, arenito Bauru e eruptivas básicas.

Solos representativos dessa região (5 perfis) que, dada a geologia local, receberam influências desses diversos materiais ocorrentes, e que repetem-se sucessivamente na paisagem de uma larga faixa do Estado de São Paulo, foram descritos morfologicamente, amostrados e estudados através de métodos mecânicos e químicos, difração de raios-X, análise térmica diferencial, microscopia eletrônica e análise da fração grosseira.

Esses estudos possibilitaram, entre outras, a obtenção de algumas conclusões que certamente se constituirão em importantes subsídios à elucidação da gênese desses solos, como:-

- que o perfil W2 apresenta a 75 cm de profundidade uma descontinuidade litológica, a indicar claramente a superposição de solos.
- que a fração grosseira desse perfil revela forte contaminação de minerais com aspecto típico de desgaste eólico, portan

to pertencentes originariamente ao arenito Botucatu.

- ocorrência de quantidades modestas, porém perfeitamente diagnosticadas, de metahalóisita ou halóisita 7 Å entre os argilo-minerais dos diversos perfis analisados. Essa constatação assume importância maior em virtude da controvérsia estabelecida sobre a ocorrência desse mineral em solos correlatos do Estado de São Paulo.

- explicações com respeito ao aparente contra-senso do aumento paralelo dos teores de gibbsita e montmorilonita nos horizontes superficiais do perfil W5; isso ocorre devido ao transporte mecânico da gibbsita dos demais solos da topossequência e conseqüente deposição nas partes superiores desse perfil, como também às crescentes agradações, que aí ocorrem, de matéria orgânica, que trazem complexadas quantidades apreciáveis de hidróxidos de alumínio.

2. INTRODUÇÃO

De uma maneira geral pode-se distinguir nas paisagens de regiões tropicais, que os solos se distribuem de forma ordenada, constituindo-se no que se denomina de topossequência. A origem e evolução dessas topossequências, esculpida sobre materiais diversos, tem se constituído em objeto de múltiplas pesquisas e hipóteses.

O presente trabalho seguindo a essa esquematização já clássica na pedologia, elege para condução de estudos mineralógicos, uma topossequência de solos localizada no Município de Botucatu, cujos materiais de origem são representados por:- sedimentos superficiais pós-cretácicos, sedimentos do Bauru (Grupo Bauru), eruptivas básicas (Grupo São Bento) e depósitos coluviais e aluviais recentes.

Em virtude da topossequência estudada ser típica de uma vasta área do Município de Botucatu, na zona de limite das Cuestas Basálticas com o Planalto Ocidental, seu estudo se reveste de grande importância pela repetitividade de seus solos na paisagem de toda essa faixa do Estado de São Paulo.

Mediante o estudo morfológico e analítico dos perfis procura-se:

- a caracterização mineralógica dos solos.
- a constatação da ocorrência de possíveis formações pedológicas

cas pretéritas.

- discernir as respectivas contribuições nas gêneses dos solos dos diversos materiais, que estão envolvidos dada a contiguidade de suas ocorrências.

- o estabelecimento de hipóteses relativas à ocorrência e à gênese dos argilo-minerais diagnosticados.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Em certos casos, como relata QUEIROZ NETO (1975), o perfil de solo apresenta um caráter homogêneo, com uma organização que foi sendo adquirida aos poucos, mas desde o início e no mesmo sentido de evolução. Isso vem a ser uma pedogênese de adição, isto é, suas características representam apenas as consequências de fases úmidas. Por outro lado, outros perfis revelam claramente indícios de pedogêneses superpostas, onde algumas características são herdadas de um ou mais ciclos anteriores, enquanto que outras, são mais recentes, superpondo-se àquelas. Esses casos representam os solos polifásicos ou policíclicos.

Numa pedogênese soterrada por sedimentos, onde os solos são constituídos por materiais superpostos, RUHE (1956) coloca-os como paleossolos, mas para Duchaufour, citado por QUEIROZ NETO (1975), solos fósseis são somente aqueles enterrados profundamente, onde suas características pedogenéticas seriam conservadas sem alteração; solos enterrados à pequena profundidade sofreriam e causariam interferência nos horizontes que se instalam por cima, e tais casos seriam enquadrados como perfis complexos.

GERASIMOV (1969) afirma que todos os solos enterrados à pequena ou grande profundidade sofrem modificações pós-depressivas e assinala ainda haver uma grande dificuldade

de em identificar a pedogênese anterior da que lhe sobreveio.

O estudo dos minerais (leves e pesados) da fração grosseira tem se constituído, com sucesso, numa das principais técnicas empregadas, visando ao estabelecimento de correlações entre os horizontes do perfil, e destes com o material de origem, no sentido de diagnosticar prováveis descontnuidades litológicas. A fração pesada inclui geralmente uma variedade grande de espécies minerais que são, via de regra, mais úteis que os leves na caracterização de sedimentos e solos.

Vários autores têm demonstrado seu empenho no sentido de melhorar, aprimorar e estabelecer técnicas e métodos de trabalho na mineralogia da fração grosseira, com a intenção, entre outras, de se constatar, ou não, a uniformidade do perfil de solo em relação ao material de origem ou aos próprios horizontes. Entre esse alinham-se RUBEY (1933); JEFFRIES (1937); JEFFRIES e WHITE (1937, 38, 40); MARSHALL (1941); HASEMAN e MARSHALL (1945), dentre outros.

BREWER (1964), com esse objetivo, realça a importância da análise mineralógica da fração grosseira do solo e afirma que a comparação e a relação dos minerais mais resistentes são importantes elementos para se conjecturar da uniformidade do perfil.

Com o objetivo de agrupar os minerais em ordem decrescente de estabilidade, PETTICORN (1941) atribui à turmalina, zirconita, monazita e granada, maior resistência, seguidos da biotita, apatita, ilmenita, magnetita, estauroлита, cianita e epidoto. O diopsídio, actinolita e olivina figuram entre os menos estáveis.

Assim, BARSHAD (1960), refere-se à constância na distribuição dos minerais pesados no perfil como decorrência da uniformidade do solo, e propõe que, para maior precisão, outros critérios devam ser conjuntamente aplicados, como análise mineralógica total e distribuição da fração argila em profundidade.

No Brasil, alguns autores vem ultimamente se utilizando da mineralogia da fração grosseira na tentativa do estabelecimento de hipóteses mais alicerçadas sobre a gênese dos solos e na caracterização de descontinuidades litológicas.

MARCONI (1969) estudando a composição mineralógica e o arredondamento de grão da fração grosseira de seis séries de solos em área dominada pela formação Botucatu, no Município de Piracicaba - SP, conclui, face à presença predominante entre os minerais pesados de estauroлита, turmalina e em menor quantidade, de zirconita, que os solos estudados são originários de rochas metamórficas e eruptivas, tendo, contudo, sofrido mais de um ciclo de sedimentação.

MENEZES LOBO (1971) diagnosticou descontinuidades litológicas, em quatro perfis, também no Município de Piracicaba, pela relação zirconita/turmalina, e que essas descontinuidades nem sempre estavam associadas à ocorrência de "stone-lines".

Utilizando a relação zirconita/turmalina + rutilo, BAHIA (1973) conclui pela existência de descontinuidades litológicas, relacionada ou não a "stone-lines", em dois perfis de Latossolos Vermelho Amarelo - fase arenosa no Município de Iracemópolis - SP, e, dada à não dominância de estauroлита e turmalina entre os minerais pesados transparentes, deduz que os perfis analisados são originários de arenito Botucatu.

Da mesma forma, BONI (1976), por meio de diversas relações entre minerais pesados, comprova descontinuidades litológicas, já observadas no campo, em três perfis situados numa topossequência no Município de São Pedro - SP.

Segundo RUHE (1961), pode-se reunir as topossequências em duas categorias distintas: aquelas cujas topografias foram modeladas sobre material original homogêneo e as que foram esculpidas em materiais litologicamente diferentes.

A formação das topossequências tropicais tem sido objeto de múltiplas pesquisas e hipóteses. Supõe-se, desde

MILNE (1935), BUSHNELL (1942) e GREENE (1945), que as relações entre os diferentes tipos de solos que se sucedem tenham uma origem exterior a cada um dos perfis pedológicos, que poderia residir tanto nas variações do material original, como nas variações de drenagem ao longo da vertente. Boa parcela desses trabalhos, segundo BOCQUIER (1973), tem verificado a existência de antigas formações pedogenéticas (reliíquias) portadoras de influências pretéritas, que vem dificultar o estabelecimento do limite dos fenômenos mais atuais envolvidos na evolução dos solos.

No que diz respeito à mineralogia da fração argila, solos derivados do arenito Bauru e de eruptivas básicas têm sido exaustivamente estudados. Uma das primeiras referências que se tem conhecimento em nosso meio foi fornecida por PAIVA NETTO (1942), que detectou, em solos provenientes do Bauru pelo emprego dos raios-X, a ocorrência de argilo-minerais dos grupos da caulinita, mica e montmorilonita.

Na fração argila de duas amostras semi-alteradas de arenito Bauru, coletadas entre os Municípios paulistas de Assis e Marília, PAIVA NETTO e NASCIMENTO (1957) atestaram a ocorrência de atapulgita e, em menores proporções, montmorilonita.

Mais recentemente, MONIZ e CARVALHO (1973) estudaram a mineralogia de frações argila de 24 perfis de solos derivados do arenito Bauru e de rochas básicas em vários municípios da região noroeste do Estado de São Paulo; o principal mineral de argila verificado nesses solos foi a caulinita, e o seu teor aumentava no sentido litossolo → solos com B textural → solos com B latossólico, chegando nesse último a teores da ordem de 80 a 90%. As micrografias eletrônicas revelaram muitas placas com formato pseudo-hexagonal, características daquele mineral. Em quantidades menores encontraram alofana, mica e vermiculita.

A haloisita, mineral de argila da família da caulinita, até um período recente vinha sendo raramente cita-

da como constituinte dos solos. HARDON e FAVEJEE (1939) foram, talvez, os primeiros a assinalar sua existência (em solos desenvolvidos sobre calcários de Java). BEUTELPACHER e MAREL (1961) a assinala em solos calcários riolíticos de Sumatra e BRAMAO et alii (1950) em solos vermelhos de Portugal. Depois de 1950 o número de publicações, que tratam ou fazem referência à haloisita no solo, aumenta consideravelmente.

E assim, outros varios autores, como FIELDS e WILLIANSON (1955) na Nova Zelândia, LIPPI-BONCACHI et alii (1955) na Itália, assinalam a ocorrência generalizada de haloisita em solos provenientes de rochas vulcânicas. CHATELIN (1974) refere-se a comunicações pessoais de Siefferman e Segalen, onde esses autores assinalam, por vezes, metahaloisita em solos ferralíticos sobre calcários em Cuba.

Segundo SIEFFERMAN (1973), a haloisita é um mineral estruturalmente próximo da caulinita, que se reconhece facilmente na difração de raios-X pela existência de uma reflexão a 10 \AA . As características do mineral, submetido aos raios-X, em lâmina orientada ou não, seca ao ar à temperatura inferior a 40°C , são as seguintes:- a) um pico intenso e simétrico a 10 \AA ; b) um pico grande e assimétrico que diminui de intensidade de $4,4$ a 4 \AA ; c) uma banda que culmina a $2,36 \text{ \AA}$ e se estende de $2,25$ a $2,45 \text{ \AA}$.

Já a caulinita pode ser distinguida em difratogramas de pó pelas seguintes características: a) picos intensos e agudos a $7,15$ a $3,56 \text{ \AA}$; b) picos a $4,43$, $4,35$ e $4,15 \text{ \AA}$ distintos e sempre inferiores aos picos a $7,15$ e $3,56 \text{ \AA}$; c) picos a $3,36$, $3,13$, $3,09$ e $2,74$; d) grupo de picos a $2,56$, $2,52$ e $2,49$; e) grupo de picos a $2,38$, $2,34$ e $2,29$.

Na análise térmica diferencial (A.T.D.) a perda de hidroxilas da estrutura da haloisita, como da caulinita desordenada, ocorre em temperaturas mais baixas ($500-580^{\circ}\text{C}$) que a da caulinita bem cristalizada (590°C), mas, de maneira geral, a parte do diagrama compreendida entre 200 e 1.000°C , é idêntica para a metahaloisita, haloisita e caulinita desorde-

nada, não sendo possível, portanto, distinguir esses minerais mediante esse emprego (SIEFFERMAN, 1973).

A forma dos cristais é uma outra característica de distinção da haloisita de outros minerais do grupo da caulinita. Desde 1939, os trabalhos de microscopia eletrônica de diversos autores, colocam em evidência as formas tubulares da haloisita, em oposição às formas hexagonais da caulinita (EITTEL, 1939; HUMBERT e SHAW, 1941; ALEXANDER et alii, 1943, etc.).

Um aquecimento moderado de 60 a 80°C da haloisita é suficiente para promover uma perda de água que a transforma em metahaloisita, onde o espaçamento das folhas é quase o mesmo da caulinita. A metahaloisita não é obtida somente por desidratação artificial da haloisita, mas ela é encontrada também naturalmente nas formações, alterações e em solos ferralíticos (CHATELIN, 1974).

BRINDLEY e SOUZA SANTOS (1966) propuseram uma classificação e uma nomenclatura. Caulinita (plana) e haloisita (tubular) são designativos de minerais com 7 Å; seus equivalentes hidratados a 10 Å são denominados hidro-caulinita e hidro-haloisita.

Segundo ainda informações contidas em SIEFFERMAN (1973), a metahaloisita vem a ser uma haloisita desidratada, a 7,3 Å, que parece derivar geneticamente da haloisita 10 Å por processos naturais. Aos raios-X, o difratograma de pó desorientado do mineral se assemelha bastante ao da caulinita desordenada e não permite distinguir os dois minerais; suas características segundo SIEFFERMAN (1973) são as seguintes: a) pico de valor médio 7,3 Å, frequentemente grande e assimétrico; b) pico simétrico a 3,56 Å de mesma intensidade ou ligeiramente inferior; c) banda grande e bastante assimétrica entre 4 e 4,40 Å; d) domo frequentemente contínuo de 2,56 e 2,30 Å, de onde pode se destacar os picos 2,56, 2,50 e 2,32 Å.

Segundo Brindley et alii (1963), citado por MONIZ et alii (1975), na interpretação de difratogramas, 40% de

caulinita desordenada são suficientes para mascarar 60% de haloisita na mistura.

O diagrama da metahaloisita orientada revela sempre uma importante reflexão residual entre 3,8 e 4,4 Å, e no da caulinita desordenada essa reflexão desaparece totalmente e talvez seja essa a única maneira de distinguir por raios-X uma da outra. A análise térmica diferencial também não permite essa distinção.

Ao microscópio eletrônico a metahaloisita exibe a mesma forma tubular da haloisita (SIEFFERMAN, 1973).

A determinação precisa dos minerais da família da caulinita é uma tarefa bastante complexa, segundo CHATELIN (1974); ela exige diversos métodos analíticos e, em particular, o exame ao microscópio eletrônico. Os problemas de nomenclatura igualmente existem.

Estudando a composição da fração argila em solos ferralíticos provindos de rochas básicas no Cameroun, SIEFFERMAN (1969) mostrou a dominância de caulinita bem cristalizada nos solos de regiões mais úmidas; por outro lado, haloisita e metahaloisita aparecem com vantagem em climas mais secos. Um meio muito desaturado, isto é, amplamente desionizado, deve ser favorável à constituição de edifícios cristalinos regulares e, ao contrário, em meios menos desionizados os edifícios cristalinos que se formam são menos perfeitos, e aí ocorrem a haloisita e a metahaloisita.

Em solos derivados do arenito Bauru no Município de Pindorama, SP, TEIXEIRA MENDES (1968), caracteriza a ocorrência de haloisita mediante os seguintes critérios: a) $d_{001} = 7,5 \text{ \AA}$; b) assimetria do pico endotérmico de desidroxilação com máximo de 575°C ; c) C.T.C. = 14 a 32 e.mg/100 g; d) morfologia tubular sob microscopia eletrônica.

Essa constatação foi encarada, por MONIZ et alii (1975), como um fato muito interessante, pois segundo Grim (1953), citado por esses autores, muito embora a presença da haloisita em produtos resultantes do intemperismo este-

ja bem estabelecida, trata-se de um componente raro em tais materiais, porque condições muito especiais são necessárias à sua formação. Segundo ainda relatos desses autores, no Brasil solos que contenham haloisita foram encontrados na região de Ilhéus-Jitaúna (Moniz et alii, 1972), de Salvador (Sighinolfi, 1973) e de Recife (Mello e Borba, 1975); no Sul, na região de São Paulo, Minas Gerais e Paraná, os solos seriam essencialmente cauliniticos (Marcos, 1971; Cerri, 1974; Lima, 1974).

MONIZ et alii (1975) então procuram comprovar os resultados de TEIXEIRA MENDES (1968), onde a haloisita figura em muitas amostras como unico argilo-mineral, coletando perfis nos mesmos locais amostrados por aquele autor, e em outras localidades do Municipio de Pindorama. Apresentam os resultados dos estudos de 12 perfis de solos e de 4 amostras de rochas, inalteradas e semialteradas, mediante o emprego de raios-X, microscopia eletrônica e análise térmica diferencial. Em nenhuma das amostras, de conformidade com a metodologia empregada, esses autores diagnosticaram, ou mesmo verificaram, a ocorrência de haloisita; assinalaram a caulinita como argilo-mineral dominante, com uma granulometria muito pequena, do tipo cristalino com desordem no eixo b, além de pequenos teores de mica, vermiculita e gibbsita.

LEPSCCH et alii (1977a; 1977b), estudando solos situados na província geomorfológica paulista do Planalto Ocidental, derivados de depósitos superficiais pós-Bauru, provavelmente, em parte, originários de rochas da Formação Bauru e de depósitos coluviais relativamente recentes, detectaram a caulinita como mineral de argila dominante. Na rocha (arenito com cimento calcário) ocorrem a atapulgita e a esmectita. A gibbsita foi revelada somente pela A.T.D., em quantidades pequenas e em poucas amostras.

As formas pseudo-hexagonais de bordas debruadas são consideradas por D'Hoore, 1954, citado por CHATELIN (1974), como figuras de corrosão; essas figuras de corrosão quando aparecem junto com a gibbsita indicam que o processo de alte

ração está ativo.

Solos da Nigéria, derivados de rochas arenosas cretácicas, apresentam predominantemente caulinita e apreciáveis teores de gibbsita; a micrografia eletrônica mostra pequenas e bem cristalizadas partículas de caulinita com diâmetro de 0,2 μ . Em solos derivados de materiais vulcânicos (basaltos olivínicos) a caulinita é também o principal argilo mineral, e as micrografias eletrônicas revelam traços de haloisita tubular (GALLEZ et alii, 1975).

Na região de Botucatu - SP, ESPÍNDOLA e GALHEGO (1975) relatam a influência da drenagem interna no comportamento mineralógico da fração argila de dois perfis de Podzólico Vermelho Amarelo, desenvolvidos a partir de sedimentos do Bauru. No PVA-1, com drenagem moderada, os teores de caulinita são uniformes em profundidade. No PVA-2, com drenagem deficitária, os teores de caulinita diminuem gradativamente com a profundidade. Nos dois perfis a gibbsita desaparece nas camadas mais profundas ao mesmo tempo que a mica torna-se mais evidente.

Estudos mineralógicos realizados em perfis de Latossolo Roxo da Estação Experimental Presidente Médici, Município de Botucatu, conforme trabalho de GALHEGO et alii (1976) indicam que a fração argila desses solos contém quantidades altas de caulinita e gibbsita e muito pouco de vermiculita. Analisando perfis de Terra Roxa Estruturada dessa mesma Estação Experimental, SOUZA et alii (1974), atestam o processo de dessilicatização sob efeito da drenagem, e constataam que os perfis não apresentam uma nítida sequência vertical de alteração. Depois da caulinita é a alofana que ocorre em quantidades mais apreciável, com teores substancialmente mais elevados que os da gibbsita.

Estudos conduzidos em Latossolo Roxo (LR) e Terra Roxa Estruturada (TE), dispostos em uma topossequência, na região de Ribeirão Preto - SP, revelaram que o LR daquela região apresenta quantidades semelhantes de caulinita

gibbsita (cerca de 40%). A TE praticamente não apresenta gibbsita e a fração argila é constituída de caulinita, 60-70%, e materiais amorfos, 23-30% (CARVALHO e MONTGOMERY, 1973).

Quando em condições de clima mais úmido, onde a precipitação é maior que a evaporação, uma neoformação de montmorilonita só ocorrerá por impedimento da drenagem, desde que haja, conforme assinala PAQUET (1970), íons necessários a essa síntese em disponibilidade na paisagem.

Em uma topossequência da Nigéria, NYE (1955) relata uma grande riqueza de montmorilonita nas partes baixas. Para o autor, a neoformação de montmorilonita seria decorrente da presença de soluções do solo ricas em silício, que agem sobre a caulinita; essa hipótese se apoia no fato de o teor de caulinita diminuir progressivamente com as partes baixas da catena; uma segunda hipótese aventada é que a montmorilonita poderia também ser sintetizada a partir do SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , etc, das águas do solo.

Em seu tratado sobre o alumínio nos solos, SEGALLEN (1973), realça a importância da matéria orgânica na complexação de metais, como o ferro e o alumínio; isso, relata o autor, ficou demonstrado em diversos trabalhos que submeteram horizontes húmiferos à ação de reativos complexantes, como o pirofosfato ou o hexametáfosfato de sódio.

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1. Características da Região de Estudo

4.1.1. Localização

A área de estudo está situada à margem esquerda da Rodovia Marechal Rondon, a 5 km de Botucatu, em direção São Manuel, de propriedade da Fazenda Alvorada (FIGURA 1).

4.1.2. Clima

Os dados relativos à precipitação e temperatura da área apresentamos seguintes valores médios anuais:- 1.328 mm e 19,9°C.

Pela classificação de Köppen, o tipo climático definido seria o Cfa - clima úmido mesotérmico, em que a temperatura média do mês mais frio está abaixo de 18°C, e a do mês mais quente é maior que 22°C, sem estação seca distinta.

4.1.3. Vegetação

Mais de 50% da superfície do Município é recoberta por cerrado e campo, com uma densidade de vegetação bastante pobre. Existem atualmente apenas alguns maciços remanescentes da cobertura vegetal primitiva, caracterizada como flo -

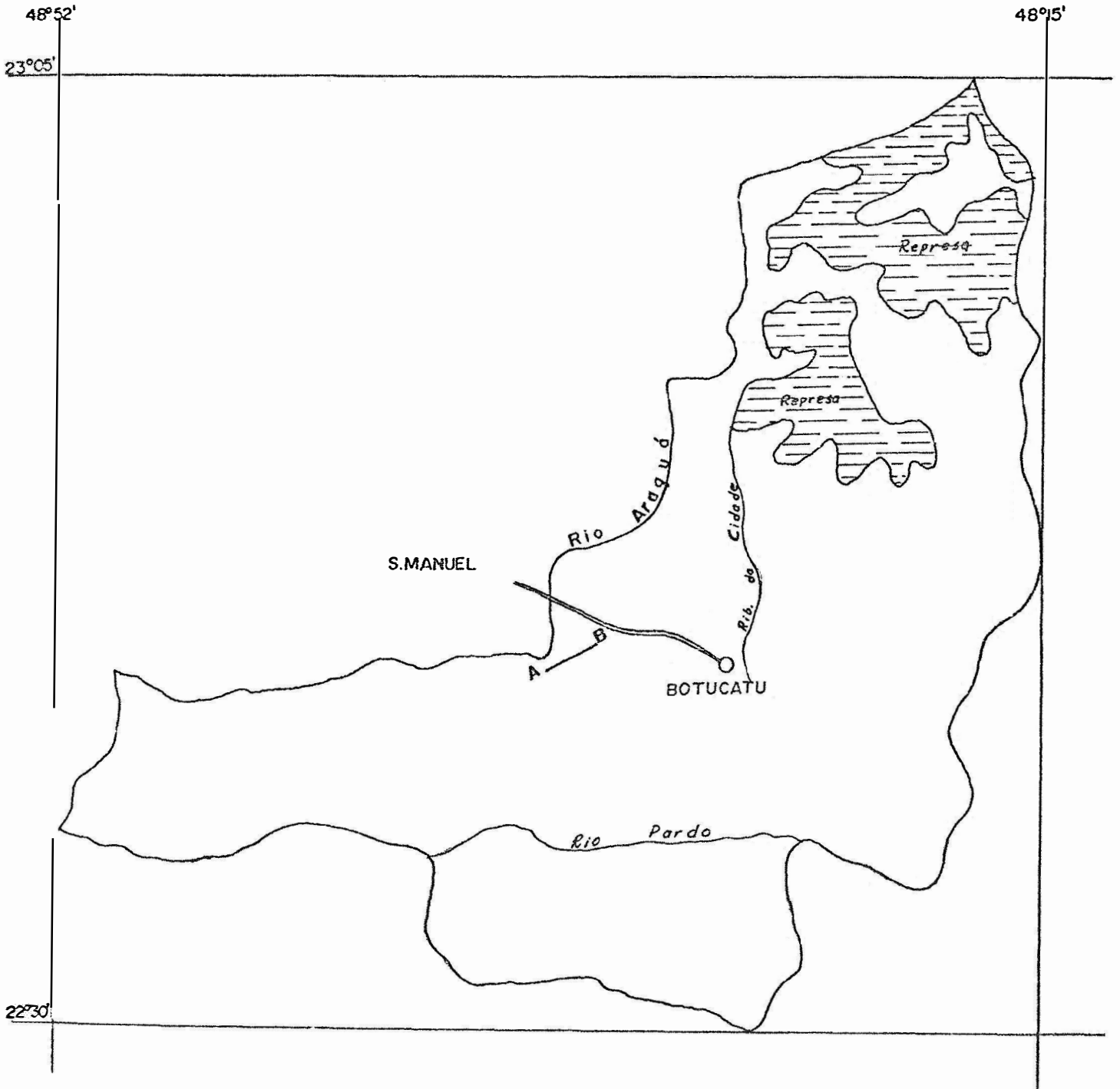


FIG. 1 - Localização da toposequência de solos (A-B) no Município de Botucatu.

resta latifoliada tropical, e o restante da area acha-se ocupada por pastagem, reflorestamentos e culturas diversas.

Na área, objeto do presente trabalho, os terrenos estão se prestando à cultura de cana-de-açúcar e pastagens.

4.1.4. Relêvo

O Município de Botucatu está localizado no ponto de contato da Depressão Periférica com a "Cuesta" e o Planalto Ocidental Paulista (CASTRO, 1966).

A área estudada, de acordo com TOSIN (1972), está incluída no contato entre o topo da "Cuesta" e o Planalto Ocidental.

Nessa região, em que se encontram as maiores altitudes regionais, atingindo quase 900 metros, o relêvo predominante e suavemente ondulado.

4.1.5. Geologia

Segundo o MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DE SÃO PAULO (1974), a região é constituída pelas seguintes formações geológicas:- Grupo São Bento, Formação Serra Geral, representada pelas eruptivas básicas (basalto) e o Grupo Bauru (cretáceo superior). Ocorrem também na área deposições recentes do quaternário.

As rochas pertencentes à Formação Serra Geral, basaltos de idade cretácea, com cores variando do cinzento escuro ao cinza esverdeado, microcristalinos, formando o substrato do Grupo Bauru, fazem parte do vulcanismo que durante o mesozóico afetou o Sul do Brasil e países fronteiriços.

Na região que compreende a área de estudo essas rochas tem reduzida presença, dado ao seu recobrimento pelos sedimentos do Bauru, e quando expostas à superfície, assim estão em virtude principalmente de processos erosivos causados pelo escoamento das águas da superfície e entalhamento da re-

de de drenagem.

Capeando as eruptivas básicas estão as rochas pertencentes ao Grupo Bauru (cretáceo superior). Litologicamente consiste em um arenito, variando lateral e verticalmente a siltito argilito e conglomerado (FREITAS, 1964). Estas rochas se encontram, as vezes, bastante endurecidas por cimento carbonático ou silicoso, que lhes confere forte resistência, frente à erosão. As cores são variadas, indo desde o vermelho até o cinzento.

Por último aparecem ainda, segundo Mezzalana (WOHLERS, 1964), sedimentos modernos retrabalhados no cenozóico, cuja espessura pode variar de 5 a 30 metros. Na sua constituição entram areias, arenitos amarelados, argilas brancas, vermelhas e amarelas, cascalhos e camadas limoníticas.

4.2. Solos e sua Distribuição

Conforme a carta de solos do Estado de São Paulo (COMISSÃO DE SOLOS, 1960), ocorrem na área de estudo duas unidades:- Regossolo "intergrade" para Podzólico Vermelho Amarelo e "intergrade" para Latossolo Vermelho Amarelo (RPV-RLV) e Latossolo Roxo (LR).

Foram utilizados nesse trabalho cinco perfis de solos distintos, distribuídos em uma topossequência com sentido SW-NE, conforme representa a FIGURA 2, que foram coletados, descritos e classificados por TOSIN (1972).

4.2.1. Descrições e Classificações dos Perfis de Solos

4.2.1.1. Perfil W₁

Esta situado aproximadamente a 900 metros da sede da Fazenda Alvorada, ocupando o topo de uma elevação, a 830 metros de altitude, com declividade média de 5%, em um relevo suavemente ondulado. A drenagem é acentuada, o material de origem é um sedimento arenoso, produto do retrabalhamento

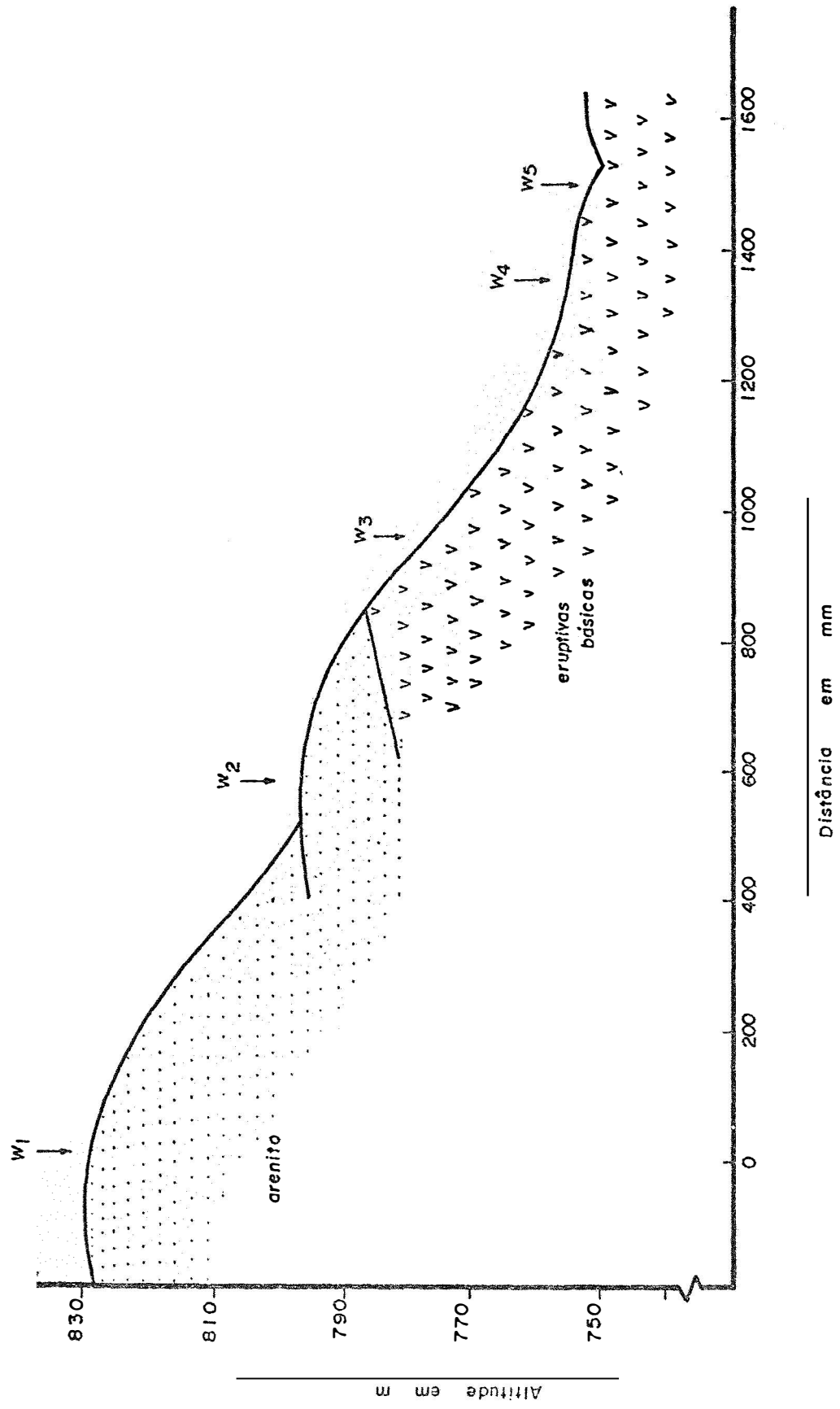


FIG. 2 - Posições de perfis de solos na topossequência.

no Cenozóico do arenito Bauru. A vegetação atual é cana-de-açúcar.

Classificação: Regossolo "intergrade" para Podzólico Vermelho Amarelo e "intergrade" para Latossolo Vermelho Amarelo (RPV/RLV).

- Entisol.

Morfologia:

- Ap 0 - 30 cm; pardo (7,5YR 5/4), pardo escuro (7,5YR 4/4 úmido); areia barrenta fina; maciço, que se rompe em granular, muito pequena, fraco; solto, muito friável, não plástico, não pegajoso; raízes finas, comuns; limite suave, claro.
- A/B 30 - 70 cm; pardo avermelhado claro (5YR 6/4), amarelo avermelhado (5YR 6/6 úmido); areia barrenta fina; maciço, que se rompe em composta, blocos subangulares, pequenos, fraco e granular, pequena, fraco; macio, muito friável, não plástico, não pegajoso; manchas esparsas vermelho claro (10R 6/8), vermelho (10R 5/6 úmido); raízes finas, comuns; limite suave, gradual.
- C1 70 - 150 cm; alaranjado (5YR 5/8; 5/6 úmido); barro arenoso fino; maciço, que se rompe em compostas, - blocos subangulares, pequenos, fraco e grãos simples; macio, muito friável, não plástico, não pegajoso; manchas esparsas, vermelho claro (10R 6/8), vermelho (10R 5/8 úmido); raízes finas, pouco; limite suave, gradual.
- C2 150 - 240 cm; amarelo avermelhado (5YR 6/6), alaranjado (5YR 5/6 úmido); barro arenoso fino; maciço; macio, muito friável, não plástico, não pegajoso; manchas esparsas, vermelho claro (10R 6/8), vermelho (10R 5/8 úmido); raízes finas, raras.

TABELA 1 - Resultados analíticos do perfil W1.

Horizontes	Profundidade de	RESULTADOS EM PORCENTAGEM										Densidade (g/cm ³)			
		Amg (2-1) (mm)	Ag (1-0,5) (mm)	Am (0,5-0,25) (mm)	Af (0,25-0,10) (mm)	Amf (0,10-0,05) (mm)	Areia Total (0,05) (mm)	Limo (0,05-0,02) (mm)	Argila Na-tural (mm)	Classe Textural	C	Fe ₂ O ₃	Dr	Da	
Ap	0-30	0,2	0,9	11,7	40,0	28,2	81,0	8,9	10,1	4,4	abf	0,45	0,75	2,68	1,51
A/B	30-70	0,1	1,3	14,9	41,1	25,2	82,6	7,0	10,4	7,1	abf	0,12	0,75	2,69	1,38
C ₁	70-150	0,6	1,5	13,4	35,7	26,7	77,7	10,8	11,3	3,2	baf	0,12	0,86	2,69	1,46
C ₂	150-240	0,4	1,2	11,8	37,2	27,7	78,3	8,9	12,8	7,6	baf	-	0,86	2,69	1,47

CTC	Iões trocáveis e mg/100g										pH		Umidade % a tensões atm.	
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	Al ⁺³	Acidez Total	PO ₄ ⁻³	v%		água	KCl	1/3	15
4,08	0,23	0,09	0,04	0,01	2,71	1,00	3,71	0,13	9,07	5,1	4,1	7,2	4,2	
2,74	0,19	0,08	0,03	0,01	1,57	0,86	2,43	0,01	11,31	4,7	4,1	7,1	3,8	
2,34	0,14	0,10	0,03	0,02	1,16	0,89	2,05	-	12,39	4,7	4,0	7,3	4,0	
1,96	0,19	0,05	0,07	0,02	0,97	0,66	1,63	0,01	16,84	5,0	4,1	7,9	4,5	

4.2.1.2. Perfil W₂

Esse perfil fica a 575 metros distante do anterior. Está a 800 m de altitude, com declividade de 3% em relevo suave ondulado. A drenagem é boa e o material de origem são os sedimentos modernos derivados do arenito Bauru.

Classificação: Esse solo tem características transicionais entre Latossolo Vermelho Amarelo - fase arenosa (LVa) e Podzólico Vermelho Amarelo - variação Laras (PVls); até certo ponto longe das características dos modais dessas unidades, assemelhando-se mais à primeira.
- Inceptsol.

Morfologia:

- Ap 0 - 20 cm; pardo avermelhado (5YR 4/4), vermelho escuro (2,5YR 3/6 úmido); areia barrenta fina, maciço, rompendo-se em blocos, médios, fracos; macio, muito friável, não plástico, não pegajoso; 30% de áreas alongadas de areia lavada, pardo claro (7,5YR 6/4); raízes finas, poucas; limite abrupto, ondulado.
- B₂ 20 - 47 cm; vermelho (2,5YR 4/6), pardo avermelhado escuro (2,5YR 3/4 úmido); barro arenoso fino; maciço, que se rompe em blocos subangulares médios e grandes, moderado; ligeiramente duro, friável, plástico, pegajoso; raízes muito finas, raras; limite suave, ondulado.
- B₃ 47 - 76 cm; alaranjado (5YR 4/6), vermelho escuro (2,5YR 3/6 úmido); barro arenoso fino; maciço que se rompe em blocos subangulares, pequenos, fraco; macio, friável, ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso; raízes muito finas, pouco; limite suave, difuso.
- IIB₁ 76 - 127 cm; alaranjado (5YR 4/6), vermelho escuro (2,5YR 3/6 úmido); barro arenoso fino; maciço, que se rompe em blocos subangulares, pequenos, fra

TABELA 2 - Resultados analíticos do perfil W₂.

Horizontes	Profundidade (m)	RESULTADOS EM PORCENTAGEM										Densidade (g/cm ³)					
		Amg (2-1)	Ag (1-0,5)	Am (0,5-0,10)	Af (0,25-0,10)	Amf (0,10-0,05)	Areia Total (0,05-0,02)	Limo (0,05-0,002)	Argila (0,002)	Classe Textural	C	Fe ₂ O ₃	Dr	Da			
		(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)								
Ap	0-20	0,5	5,2	36,0	36,0	5,6	83,3	3,5	13,2	7,2	abf	0,58	2,29	2,66	1,62		
B ₂	20-47	0,6	5,6	33,6	35,0	6,0	76,8	3,6	19,6	11,0	baf	0,50	3,21	2,69	1,56		
B ₃	47-76	0,2	4,5	25,6	40,2	8,5	79,0	3,5	19,9	7,8	baf	0,24	2,55	2,67	1,38		
IIB ₁	76-127	-	4,9	35,9	35,8	4,9	81,5	2,9	15,6	11,1	baf	0,34	2,56	2,67	1,38		
IIB ₂	127-168	0,3	4,2	32,2	37,0	5,9	79,6	1,9	18,5	3,3	baf	0,22	2,56	2,68	1,40		
IIB ₃	168-248	0,3	3,3	26,8	38,4	8,3	77,1	3,0	19,9	1,6	baf	0,12	2,72	2,69	1,44		
Iônios trocáveis e.mg/100 g													pH		Umidade % a tensões atm.		
CTC	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺⁺	H ⁺	Al ⁺³	Acidez Total	PO ₄ ⁻³	V%				Água	KCl	1/3	15	
4,30	0,74	0,30	0,50	0,01	2,50	0,25	2,75	0,05	36,05	5,3	4,2	7,5	5,0	4,9	4,1	9,4	6,4
3,39	0,13	0,17	0,22	0,01	1,88	0,98	2,86	0,01	15,63	4,7	3,9	7,8	5,4	4,9	4,0	7,7	5,5
3,02	0,10	0,11	0,22	0,01	1,80	0,78	2,58	-	14,57	4,8	3,9	7,8	5,9	5,1	4,0	8,9	5,8
2,86	0,08	0,10	0,28		1,56	0,84	2,40	-	16,08	5,1	4,0	8,9	5,8				

co; macio, muito friável, ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso; 50% de pontuações de areia lavada (7,5YR 6/4); raízes muito finas, raras; galerias pequenas, pouco; limite claro, ondulado.

IIB₂ 127 - 168 cm; vermelho (2,5YR 4/6), vermelho escuro (2,5 YR 3/6 úmido); barro arenoso fino; maciço, que se rompe em blocos subangulares, médios e grandes, fraco; macio, muito friável, ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso; raízes muito finas, raras; limite suave, difuso.

IIB₃ 168 - 248 cm; vermelho (2,5YR 4/6), vermelho escuro (2,5 YR 3/6 úmido); barro arenoso fino; maciço que se rompe em blocos subangulares, médios, fraco; macio, muito friável, ligeiramente plástico; ligeiramente pegajoso; raízes muito finas, pouca.

Esse perfil caracteriza um solo "bisequum" no qual o superior inclui os horizontes Ap, B₂ e B₃ até a profundidade de 76 cm e o inferior IIB, IIB₂ e IIB₃ de 76 a 248 cm. As características morfológicas e o aparecimento de 50% de população de areia lavada no horizonte IIB, levaram a suposição (no campo) da existência de um paleossolo neste perfil (TOSIN, 1972).

4.2.1.3. Perfil W₃

Localiza-se a 375 metros do perfil anterior. Encontra-se a 780 m de altitude em um relêvo suave ondulado.

A drenagem do solo é boa e o material de origem é constituído por rochas eruptivas básicas. A cobertura vegetal é cana-de-açúcar.

Classificação: Latossolo Roxo (LR)

- Oxisol.

Morfologia:

- Ap 0 - 23 cm; vermelho escuro (2,5YR 3/6), pardo avermelhado escuro (2,5YR 3/4 úmido); argila arenosa; maciço, que se rompe em blocos subangulares, pequenos, fraco; ligeiramente duro, muito friável, plástico, ligeiramente pegajoso; raízes finas, abundantes; galerias biológicas pequenas, poucas; limite claro, ondulado.
- A3 23 - 42 cm; pardo avermelhado escuro (2,5YR 3/4), pardo avermelhado escuro (2,5YR 3/4 úmido); barro argiloso; maciço, rompendo-se em blocos subangulares médios, moderado; duro, muito friável, plástico e pegajoso; raízes finas e muito finas, comuns; carvoes, pouco; galerias poucas; limite suave, ondulado.
- B1 42 - 75 cm; pardo avermelhado escuro (2,5YR 3/4 seco), pardo avermelhado escuro (2,5YR 3/4 úmido); argila; maciço; rompendo-se em blocos subangulares, médios e pequenos, fraco e microagregados, poucos; macio, muito friável, plástico e pegajoso; raízes muito finas, comuns, finas, finas, poucas; carvões, poucos; limite claro, ondulado.
- B21 75 - 128 cm; pardo avermelhado escuro (2,5YR 3/4; 3/4 úmido); argila arenosa; maciço, que se rompe em blocos subangulares, médios, fraco e microagregados abundantes; macio, muito friável, plástico, pegajoso; galerias biológicas, pequenas, poucas; limite suave, difuso.
- B22 128 - 180 cm; pardo avermelhado escuro (2,5YR 3/4; 3/4 úmido); argila; maciço, que se rompe em blocos subangulares, médios, fraco e microagregados, abundantes; ligeiramente duro, friável, plástico e pegajoso; raízes muito finas, comuns; car-

voes, comuns; limite suave, difuso.

B₃ 180 - 230 cm; pardo avermelhado escuro (2,5YR 3/4; 3/4 úmido); argila arenosa; maciço e microagregados, abundantes; macio, solto, plástico, ligeiramente pegajoso; raízes finas, comuns; galerias biológicas, pouco.

4.2.1.4. Perfil W₄

Dista 200 metros do anterior; altitude de 760m; relêvo suave ondulado, com declividade de 10%.

A drenagem é boa e o material de origem é constituído por rochas eruptivas básicas e a cobertura vegetal é representada por capim gordura.

Classificação: Terra Roxa Estruturada (TE)
- Alfisol.

Morfologia:

Ap 0 - 20 cm; pardo avermelhado escuro (2,5YR 3/4), pardo avermelhado escuro (2,5YR 3/3 úmido); barro argilo-arenoso; blocos subangulares, pequenos e médios, moderado; ligeiramente duro, muito friável, plástico, pegajoso; raízes finas, comuns; limite suave, difuso.

A₃/B₁ 20 - 65 cm; pardo avermelhado escuro (2,5YR 3/3; 3/3 úmido); barro argiloso; blocos subangulares, médios, moderado, cerosidade fraca, comum, especialmente nos canais de raízes; muito duro; friável, muito plástico, muito pegajoso; raízes finas, comuns; galerias muito finas, pouco; limite ondulado; claro.

B₂₁ 65 - 95 cm; pardo avermelhado escuro (2,5YR 3/3; 3/3 úmido); argila; blocos subangulares, médios, forte; cerosidade moderada, comum; extremamente duro, friável, muito plástico, muito pegajoso; raí

TABELA 3 - Resultados analíticos do perfil W3.

Horizontes	Profundidade	RESULTADOS EM PORCENTAGEM											Densidade (g/cm ³)		
		Amg (2-1)	Ag (1-0,5)	Am (0,5-)	Af (0,25-)	Amf (0,10-)	Areia Total	Limoo (0,05-)	Argila		Classe Textural	σ	Fe2O3	Dr	Da
		(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	0,002	Na-0,001	ral					
Ap	0-23	0,3	2,1	18,5	22,0	6,7	49,6	11,2	39,2	10,5	ra	0,81	12,46	2,64	1,26
A3	23-42	0,1	1,7	15,1	18,8	6,7	42,4	16,9	40,7	1,4	br	0,70	12,70	2,67	1,28
B1	42-75	0,2	1,6	16,5	19,1	7,0	44,4	12,1	43,5	1,9	r	0,63	13,99	2,70	1,14
B21	75-128	0,2	1,6	16,1	20,4	7,3	45,6	12,0	42,4	2,0	ra	0,63	14,01	2,67	1,09
B22	128-180	0,1	1,2	13,8	20,7	8,1	43,9	12,1	44,0	1,6	r	0,46	13,78	2,69	1,05
B3	180-230	0,1	1,6	15,0	19,8	7,7	44,2	13,2	42,6	1,1	ra	0,39	13,92	2,61	1,05
Íons trocáveis e.mg/100 g															
CTC	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	Al ⁺³	Acidez Total	PO4 ⁻³	V%	pH		Umidade % a tensões atm.			
										Água	KCl	Dr	Da		
6,12	0,54	0,42	0,06	-	4,09	1,01	5,10	0,10	16,67	4,8	4,0	19,6	13,5		
5,74	0,58	0,28	0,02	-	3,74	1,12	4,86	0,02	15,33	4,5	4,1	22,3	16,1		
5,41	0,72	0,21	0,02	0,01	3,41	1,04	4,45	0,01	17,74	5,0	4,0	22,8	16,4		
4,86	0,45	0,11	0,01	-	3,01	1,28	4,29	0,01	11,73	5,2	4,1	22,6	16,2		
4,20	0,22	0,08	0,01	-	2,77	1,12	3,89	0,01	7,38	5,2	4,1	22,7	16,7		
3,98	0,22	0,08	0,02	-	2,81	0,85	3,66	0,02	8,04	5,4	4,4	20,7	15,6		

zes finas, comuns; limite suave, gradual.

B₂₂ 95 - 130 cm; pardo avermelhado escuro (2,5YR 3/4; 3/4 úmido); argila, maciço, rompendo-se em blocos subangulares, pequenos, fraco; cerosidade fraca, pouco, principalmente nos canais de raízes; ligeiramente duro, muito friável, muito plástico, muito pegajoso; raízes muito finas, poucas; galerias biológicas muito finas, comuns; limite ondulado, gradual.

B₃ 130 - 200 cm; pardo avermelhado escuro (2,5YR 3/4; 3/4 úmido); argila; maciço, que se fragmenta em blocos pequenos, fraco; cerosidade fraca; pouca; duro, muito friável, plástico, pegajoso; raízes finas, poucas.

4.2.1.5. Perfil W₅

Está situado a 150 metros do W₄. A 1,70 metros de profundidade foi atingido o lençol freático condicionado a presença de rochas eruptivas básicas no leito do rio. A altitude é de 755 m e o relêvo é plano; a drenagem é pobre e o material de origem é constituído por deposições de material transportado de locais com cotas superiores (colúvios).

Classificação: Hidromórfico/Aluvial

- Inceptsol.

Morfologia:

Ap 0 - 20 cm; cinza (10YR 6/1), pardo acinzentado (10YR 5/2 úmido); marchetamento pardo forte (7,5YR 5/8) e áreas alongadas de areia, pardo muito pálido (10YR 8/3); barro arenoso muito fino; maciço, que se rompe em granular, pequeno, fraco; macio muito friável, ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso; raízes muito finas, poucas; limite suave, gradual.

TABELA 4 - Resultados analíticos do perfil W₄.

Horizontes	Profundidade	RESULTADOS EM PORCENTAGEM										Densidade (g/cm ³)			
		Amg (2-1)	Ag (1-0,5)	Am (0,5-0,25)	Af (0,25-0,10)	Amf (0,10-0,05)	Areia Total	Limo (0,05-0,02)	Argila	Classe Textural	C	Fe ₂ O ₃	Dr	Da	
		(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	Na-tu-ral						
Ap	0-20	0,3	2,6	16,8	20,8	7,5	48,0	18,9	33,1	15,6	bra	0,91	11,46	2,68	1,42
A ₃ /B ₁	20-65	0,2	2,4	14,8	19,7	7,4	44,5	20,3	35,2	16,0	br	0,67	10,32	2,69	1,35
B ₂₁	65-95	0,4	1,7	12,1	15,4	5,9	35,5	14,5	50,0	1,9	r	0,54	14,52	2,71	1,36
B ₂₂	95-130	0,2	1,8	12,8	17,4	6,1	38,3	12,4	49,3	1,1	r	0,31	11,93	2,71	1,26
B ₃	130-200	0,4	2,1	13,7	17,9	6,9	41,0	11,9	47,1	1,0	r	0,19	13,73	2,70	1,34

Iôníos trocáveis e.mg/100 g										pH	Umidade % a tensoes atm.		
CTC	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	Al ⁺³	Acidez Total	PO ₄ ⁻³	V%		Agua	KCl	1/3
6,44	2,43	0,70	0,12	0,01	3,08	0,10	3,18	0,01	50,62	5,7	4,5	17,9	12,7
5,93	2,54	0,56	0,07	0,01	2,74	0,01	2,75	-	53,63	5,5	4,7	19,3	14,9
4,19	3,14	0,48	0,02	0,02	0,53	-	0,53	0,01	87,35	6,3	5,2	23,6	18,9
4,42	2,51	0,45	0,02	0,02	1,42	-	1,42	0,02	67,87	6,2	5,6	24,1	19,1
4,40	2,35	0,58	0,02	0,02	1,43	-	1,43	0,01	67,50	6,4	6,0	22,8	17,6

- A₃ 0 - 50 cm; cinza (5YR 6/1), cinza (5YR 5/1 úmido); marchetamento, pardo forte (7,5YR 5/8); comum; pequeno, distinto; barro arenoso muito fino; maciço, que se rompe em grãos simples; muito friável, ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso; limite suave, gradual.
- B_g 57 - 88 cm; pardo acinzentado (10YR 5/2 úmido); marchetamento, pardo forte (7,5YR 5/6); comum, médio, distinto; áreas de areia lavada, pardo muito pálido (10YR 8/3); barro argiloso; blocos subangulares, pequenos e médios, moderado; muito friável, muito plástico, muito pegajoso; limite suave, abrupto.
- C_{1g} 88 - 124 cm; cinza escuro (7,5YR 4/0 úmido); marchetamento, pardo forte (7,5YR 5/6); comum, médio, distinto; barro; maciço; muito friável, muito plástico, pegajoso; limite suave, gradual.
- C_{2g} 124 - 170 cm; cinza muito escuro (7,5YR 3/0 úmido); marchetamento pardo forte (7,5YR 5/6 úmido); abundante; sinais de rocha e de presença de água; barro argiloso fino; muito friável, ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso.

4.3. Análises e Métodos de Trabalho

4.3.1. Análises Mecânicas e Químicas

A fonte desses dados é o trabalho de TOSIN (1972), que se utiliza da seguinte metodologia:

As análises mecânicas foram realizadas segundo preceitos de KILMER e ALEXANDER (1949).

O cálcio e magnésio trocáveis foram obtidos pelo método do E.D.T.A. segundo recomendações de DA GLÓRIA et alii (1964).

TABELA 5 - Resultados analíticos do perfil W5.

Horizontes	Profundidade (mm)	RESULTADOS EM PORCENTAGEM										Densidade (g/cm ³)			
		Amg (2-1)	Ag (1-0,5)	Am (0,5-)	Af (0,25-)	Amf (0,10-)	Areia Total	Limo (0,05-)	Argila (0,002)	Classe Textural	C	Fe2O3	Dr	Da	
Ap	0-20	0,3	2,3	5,8	20,3	43,4	72,1	20,1	7,8	3,6	bamf	0,79	1,12	2,59	1,43
A3	20-57	-	0,4	1,2	22,2	42,4	66,2	23,0	10,8	3,4	bamf	0,34	1,23	2,61	1,18
Bg	57-88	-	0,8	0,6	3,6	21,7	26,7	44,0	29,3	4,0	br	0,76	3,25	2,59	1,16
C1g	88-124	-	1,6	9,8	15,9	17,5	44,8	37,5	17,7	10,0	b	0,97	0,89	2,58	1,18
C2g	124-170	0,1	1,9	9,3	28,9	18,4	58,6	20,7	20,7	12,1	bra	0,73	0,72	2,59	1,17

CTC	Íônios trocáveis e mg/100 g										pH		Umidade % a tensões atm.	
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	Al ⁺⁺⁺	Acidez Total	PO ₄ ⁻³	V%		Água	KCl	1/3	15
7,38	2,72	1,20	0,10	0,02	3,09	0,25	3,34	0,05	54,74	4,1	5,2	4,1	14,1	8,3
6,07	1,87	0,72	0,02	0,04	1,62	1,80	3,42	0,01	43,66	4,7	4,7	3,8	13,0	6,7
14,17	4,20	2,15	0,04	0,12	4,12	3,54	7,66	0,01	45,94	4,8	4,8	3,9	30,8	19,1
8,56	2,04	0,52	0,01	0,09	4,82	1,08	5,90	0,07	31,07	5,0	5,0	4,0	23,7	12,8
9,08	2,40	0,80	0,02	0,05	4,60	1,21	5,81	0,03	36,01	4,9	4,9	4,0	21,8	13,5

O potássio, alumínio e acidez total foram analisados de acordo com especificações de CATANI et alii (1955).

O carbono e os fosfatos trocáveis foram determinados segundo método da A.D.A.C. (1960).

As determinações do ferro livre foram obtidas de acordo com o método de MEHRA e JACKSON (1960).

4.3.2. Preparo e limpeza das amostras, com vistas às análises mineralógicas

Procedeu-se à remoção de sais solúveis e cátions divalentes trocáveis, eliminação de matéria orgânica e MnO_2 com peróxido de hidrogênio e a remoção de ferro livre com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (JACKSON, 1956).

4.3.3. Dispersão e separação das frações do solo

As partículas maiores que 50 μ (areia total) foram separadas por tamisagem e as frações de argila foram individualizadas por uma complementação da dispersão com solução de carbonato de sódio a 2%.

4.3.4. Análises por difração dos raios-X

O estudo por difração dos raios-X foi realizado em um difratômetro C.G.R. - Compagnie Générale de Radiologie, nos laboratórios de Espectrografia da O.R.S.T.O.M. - Bondy, França; o aparelho é equipado com espectrogoniômetro com registrador gráfico sendo empregado como anticatodo o tubo de cobalto.

Quatro tipos de difratogramas foram obtidos: po de argila desorientada e argila orientada: natural, glicerolada e aquecida a 490°C.

As interpretações foram realizadas segundo critérios estabelecidos por BRINDLEY (1951); BROWN (1961) e SIEFFERMAN (1973).

Esses procedimentos foram realizados nos Laboratoires de Spectrographie de l'O.R.S.T.O.M. - França e toda essa fase do trabalho recebeu o apoio e a preciosa colaboração da senhora Ginette Fusil, responsável pela seção de raios-X.

4.3.5. Microscopia Eletrônica

Sete amostras foram analisadas e posteriormente obtidas as micrografias eletrônicas correspondentes.

As amostras dispersas em amônia estavam isentas de ferro pelo tratamento de ditionito de JACKSON (1956).

O aparelho utilizado foi um JEM-100 u com uma tensão de 80 KV. O filme empregado foi o ORTHO-125 ASA, e o aumento foi de 10.000 vezes na observação direta.

A utilização do aparelho e as interpretações foram realizadas sob a orientação do geólogo Dominique Rambaud, especialista em microscopia eletrônica dos Services Scientifique Centraux de l'O.R.S.T.O.M. - Bondy França.

4.3.6. Análise Térmica Diferencial

Algumas amostras selecionadas foram submetidas a A.T.D., com a finalidade de se proceder: a constatação dos argilo-minerais presentes, uma avaliação superficial de seus teores e de verificar as simetrias dos picos.

As análises foram obtidas em um aparelho MICRO AID M4-SETARAM (Lyon) acoplado a um nano voltímetro e a um registrador. A intensidade da operação foi de 100 mV, e a velocidade do papel de 120 mm/hora.

Os critérios usados na interpretação dos diagramas são os obtidos em CAILLÈRE e HÉNIN (1963).

4.3.7. Análises da fração grosseira

Utilizando-se a subfração modal (areia fina), procedeu-se a separação, pelo bromofórmio, dos minerais leves

e pesados, de acôrdo com técnicas preconizadas por KRUMBEIN e PETTIJOHN (1938).

A seguir confeccionou-se a montagem em bálsamo do Canadá da lâmina de minerais leves e pesados.

Os minerais foram identificados microscopicamente através da cor, pleocroísmo, forma, clivagens, relêvo em luz polarizada paralela; com nicóis cruzados, pela isotropia ou anisotropia, extensão, birrefringência; em luz convergente pelo caráter uniaxial ou biaxial, sinal ótico, etc.

A contagem dos grãos foi processada por deslocamento do campo, após a identificação de todos os grãos contidos na lâmina. As quantidades de grãos de minerais pesados foram calculadas em relação a 300. A metodologia empregada foi obtida em DUPLAIX (1958).

Toda essa etapa foi realizada nos Laboratoires de Geologie, Service Scientifique Centraux - O.R.S.T.O.M.-Bondy - France, com a preciosa colaboração da geóloga D. Dellau-ne.

Para testar a uniformidade do material de origem, foram estabelecidas várias relações entre os minerais pesados mais resistentes ao intemperismo, partindo-se da premissa de que haveria uma igualdade aproximada dessas relações nos diversos horizontes do perfil, desde que não ocorressem descontinuidades litológicas.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

As características morfológicas do perfil, aliadas à ocorrência no horizonte IIB₁ de areia lavada, conduziram TOSIN (1972) a levantar uma suposição da existência nesse perfil de um paleossolo enterrado.

Os resultados analíticos, mecânicos e químicos, TABELA 2, vêm em apoio da hipótese de ocorrência de pedogêneses superpostas nesse perfil, uma vez que a 76 cm de profundidade percebe-se, com bastante nitidez, bruscas variações nos teores de areia, de íons trocáveis, principalmente cálcio, magnésio e potássio, da C.T.C. e de saturação de bases.

Os resultados obtidos pelo reconhecimento e contagem dos minerais pesados transparentes existentes na fração grosseira dos diversos horizontes desse perfil (W₂), TABELA 6, permitem o estabelecimento de relações entre os mais estáveis, cujas bruscas variações a 76 cm da superfície vêm a comprovar a hipótese levantada no campo por TOSIN (1972), da ocorrência nessa profundidade de uma descontinuidade (FIGURA 3).

Essa maneira de se proceder à constatação de uma descontinuidade está em acordo com conceitos preconizados por BARSHAD (1960) e BREWER (1964), e dessa forma, também MENEZES LOBO (1971), BAHIA (1973) e BONI (1976), diagnosticaram desuniformidades de materiais de origem, trabalhando com perfis localizados respectivamente nos Municípios paulistas de Piracicaba, Iracemápolis e São Pedro.

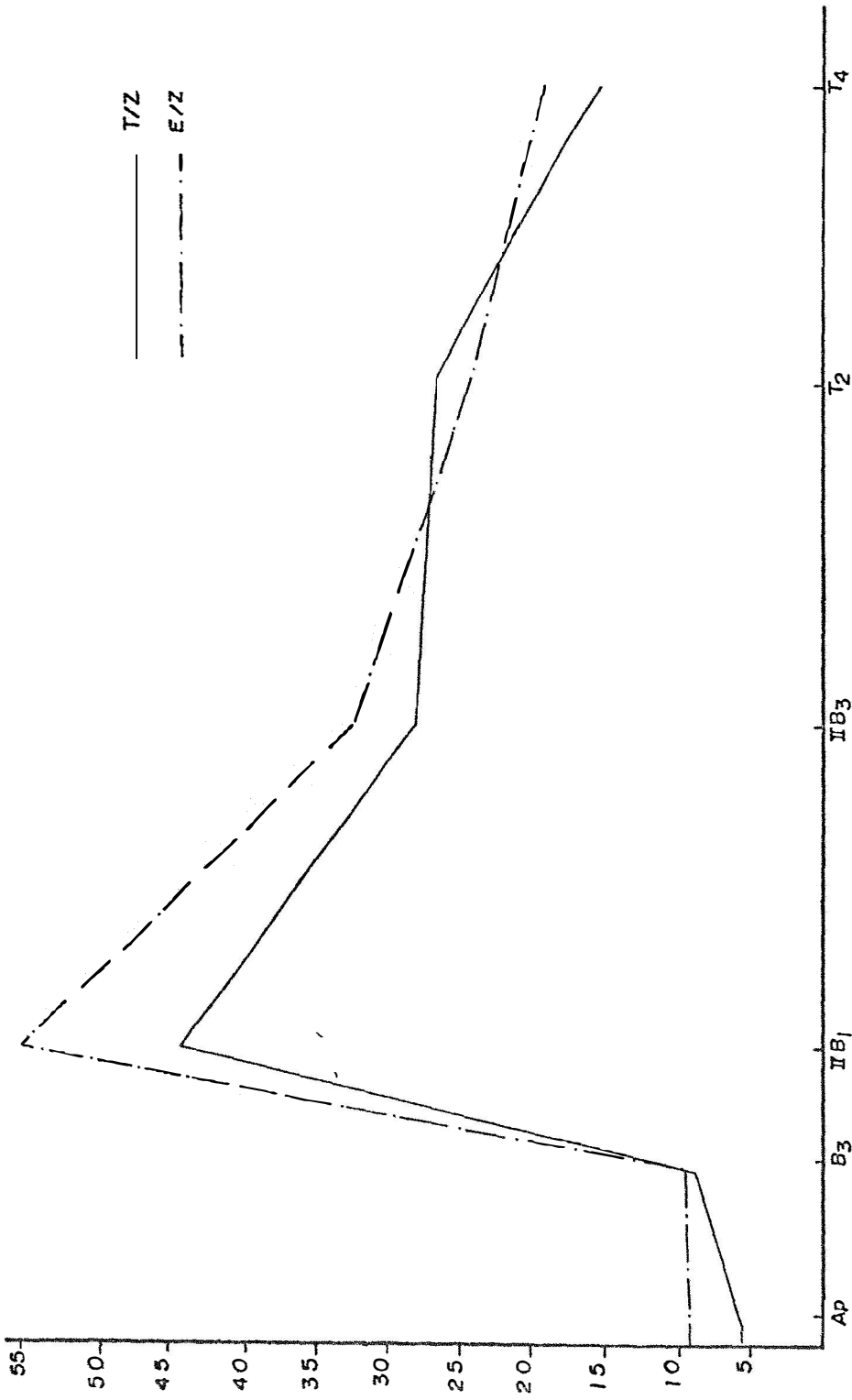


FIG. 3 - Variação dos índices T/Z e E/Z com a profundidade, no perfil W2.

Solos que apresentam tais características são, no entender de RUHE (1956), denominados paleossolos, mas considerando-se a pequena profundidade dessa descontinuidade nesse perfil, e segundo ainda a sugestão proposta por Duchaufour, citado por QUEIROZ NETO (1975), é preferível denominá-lo perfil complexo, porque solos assim enterrados são passíveis de sofrer e causar influências no material que se instala por cima.

A tarefa de distinguir num perfil dessa natureza a pedogênese anterior de que lhe sobreveio, vem a ser uma empreitada muito difícil, senão impossível, segundo GERASIMOV (1969), em virtude de que todos os solos enterrados, a pequena ou grande profundidade, sofrem modificações pós-deposicionais.

O aspecto morfológico dos minerais pesados da fração grosseira das amostras estudadas, refletem as condições severas de transporte (vento) a que foram submetidos. Isso evidencia estar o material de origem desse solo fortemente contaminado por sedimentos oriundos do arenito Botucatu (eólico), que ocorrem amplamente em regiões contíguas a área de estudo.

O inventário dos minerais pesados transparentes da fração grosseira, TABELA 6, demonstra a ocorrência nesse perfil de turmalina, estauroлита, zirconita e subordinadamente alguns minerais esparsos como o distênio, silimanita, monazita, etc. Essa dominância de turmalina e estauroлита, estreita ainda mais as relações do perfil analisado com o arenito Botucatu (BAHIA, 1973), a despeito da grande influência na sua gênese, que certamente exerce o arenito Bauru, dada a sua localização geográfica e posição estratigráfica (FREITAS, 1964).

A origem desses minerais está ligada a rochas metamórficas, exceção à zirconita, à granada e à hornblenda, sendo que esses dois últimos, com pequenas expressões quantitativas nas amostras analisadas, são provenientes de rochas ígneas básicas e ácidas (DUPLAIX, 1959).

Com base em SIEFFERMAN (1973) a amostra W₁C₂, ao contrário de toda as demais cujos difratogramas de pó estão reproduzidos na FIGURA 4, em virtude principalmente do grupo de picos a 2,38, 2,34 e 2,29 apresenta com certeza entre

TABELA 6. Frequências e porcentagens de minerais pesados na sub-fração areia fina do perfil W₂.

Minerais	H o r i z o n t e s						
		Ap	B ₃	IIB ₁	IIB ₂	T ₂	T ₄
Turmalina	N ^o	40	44	44	56	81	63
	%	13,33	14,66	14,66	18,66	27,00	21,00
estauroлита	N ^o	62	44	55	64	70	77
	%	20,66	14,66	18,33	21,33	23,33	25,66
zirconita	N ^o	7	5	-	2	3	4
	%	2,33	1,66	-	0,66	1,00	1,33
distênio	N ^o	3	-	-	-	-	-
	%	1,00	-	-	-	-	-
silimanita	N ^o	-	-	-	-	-	3
	%	-	-	-	-	-	1,00
monazita	N ^o	-	3	-	-	1	-
	%	-	1,00	-	-	0,33	-
granada	N ^o	1	-	-	-	-	-
	%	0,33	-	-	-	-	-
hornblenda	N ^o	1	-	-	-	-	-
	%	0,33	-	-	-	-	-
andalusita	N ^o	-	-	-	1	-	-
	%	-	-	-	0,33	-	-
opacos	N ^o	186	204	201	177	144	153
	%	62,00	68,00	67,00	59,00	48,00	51,00
n ^o total de grãos		300	300	300	300	300	300

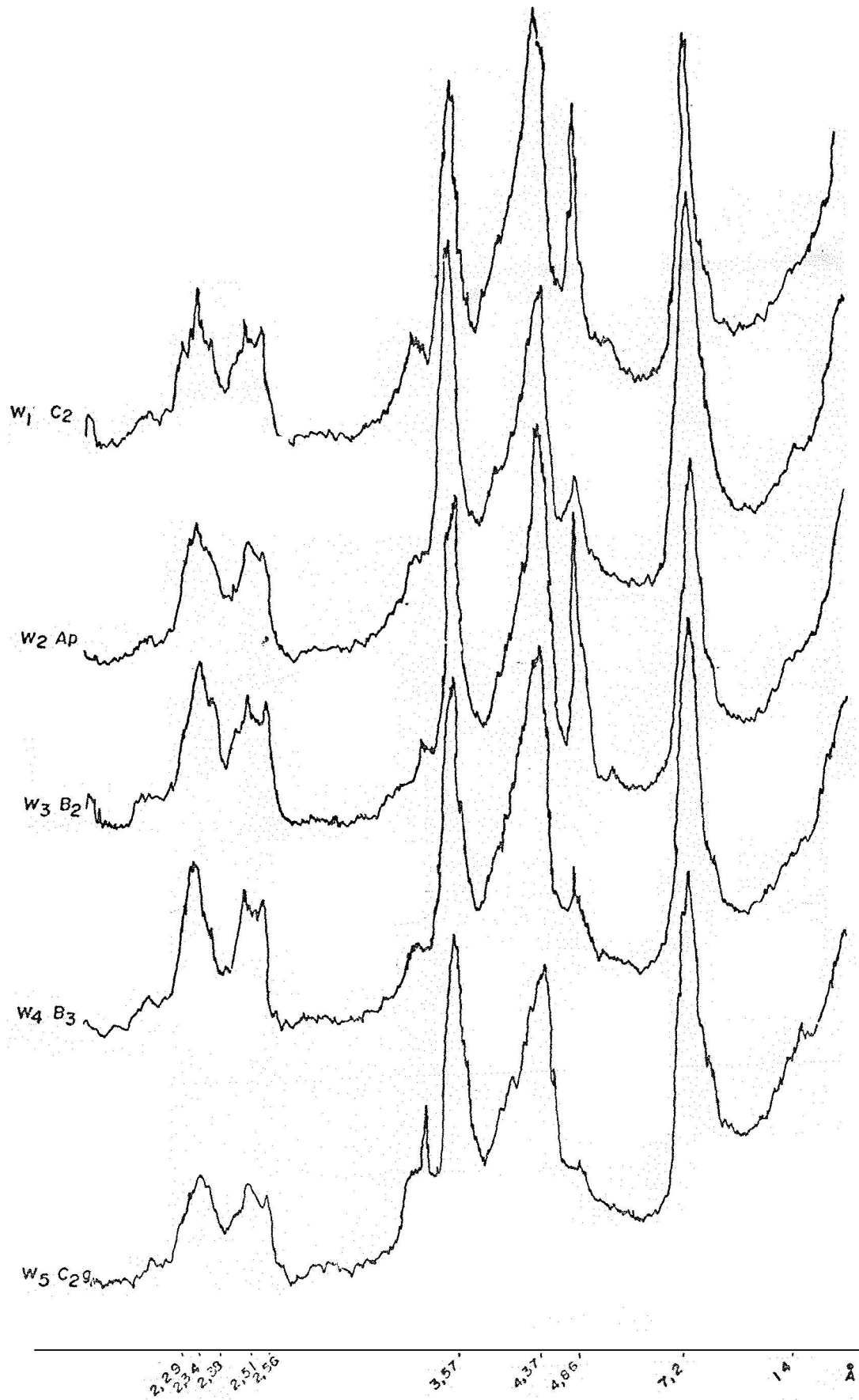


FIG. 4 - Difratoograma de pó da fração argila, de horizontes representativos dos solos estudados.

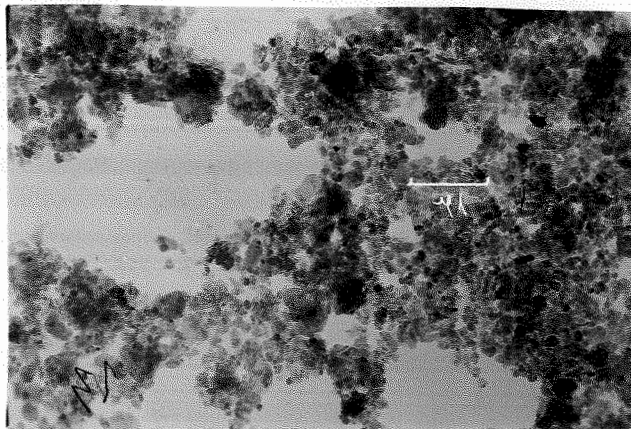
os argilo-minerais 1-1 uma dominância de caulinitas bem cristalizadas.

A existência de um domo apenas com picos mais destacados em posições de 2,56, 2,51 e 2,34 Å, aliada à assimetria relativa do pico a 7,2 Å e à banda formada entre 4,0 e 4,40 Å conduz ao diagnóstico seguro da presença de metahaloisita e/ou caulinita com desordem no eixo b, de acordo com SIEFFERMAN (1973), assim a FIGURA 4, relativa aos difratogramas de pó de argila sem orientação, de horizontes selecionados nos diversos perfis ao longo da topossequência, indica que todas as amostras, exceto provavelmente a W₁C₂, possuem em pequenas quantidades, talvez, metahaloisita, caracterizada pelas reflexões e bandas típicas desse mineral e teores mais importantes de caulinitas bem e mal cristalizadas. Esses minerais quando em mistura são de difíceis diagnósticos pelo raio-X, principalmente no que concerne a distinção entre a metahaloisita e a caulinita com desordem no eixo b, dado ao mascaramento que a segunda impõe à primeira (MONIZ et alii, 1975).

As observações de microscopia eletrônica vieram elucidar melhor os resultados de raios-X, revelando quando do exame das amostras no aparelho, a existência de pequenas quantidades de cristais com formas tubulares, típicos de haloisita e metahaloisita (SIEFFERMAN, 1973), disseminados em uma massa de cristais hexagonais e pseudo-hexagonais de caulinitas bem e mal cristalizadas e de outros minerais com hábitos diversos.

As micrografias eletrônicas, FIGURA 5, comprovam a existência de cristais tubulares e ainda fornecem uma idéia do tamanho, grau de cristalização e distribuição dos cristais de caulinita. As formas pseudo-hexagonais com contornos arredondados observadas nos exames de microscopia eletrônica e confirmadas pelas micrografias apresentadas de amostras, onde ocorrem gibbsita, indicariam segundo CHATELIN (1974), que o processo de alteração continua ativo nesses perfis.

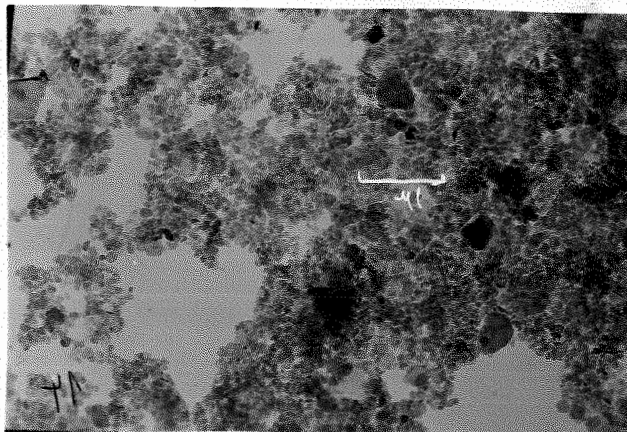
As perdas de hidroxilas dos minerais da família da caulinita existentes nas amostras estudadas pela A.T.D.,



Am. - $W_1 C_2$

—

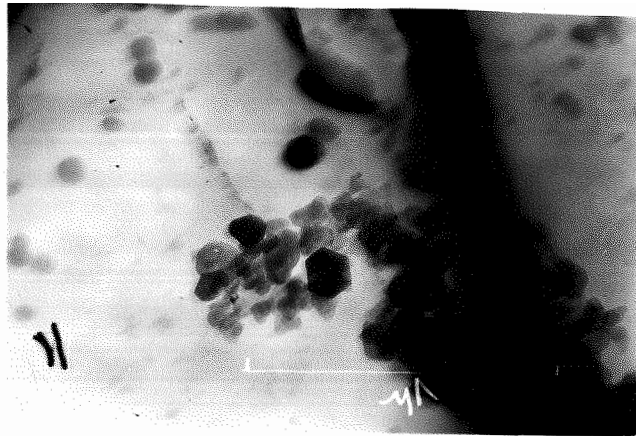
Aumento - 10.000 x



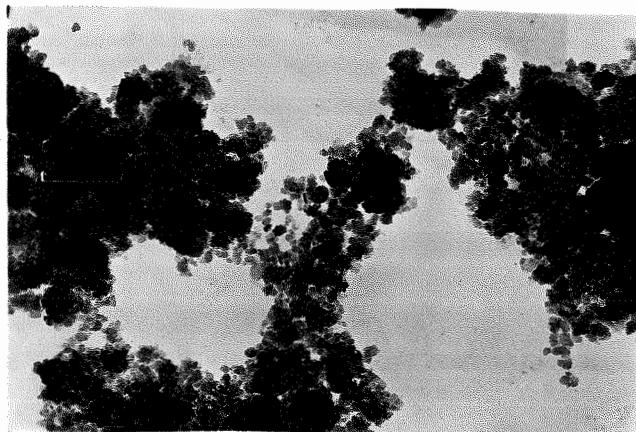
Am. - $W_2 Ap$

Aumento - 10.000 x

FIG. 5a - Microscopias eletrônicas.



Am. - W_2B_3 — Aumento - 40.000 x



Am. - W_5C_{29} — Aumento - 10.000 x

FIG. 5b - Microscopias eletrônicas.

Ocorrem em temperaturas inferiores a 590°C (FIGURA 6). Essa constatação vem apoiar o diagnóstico fornecido pelas análises dos difratogramas e pelas observações das micrografias eletrônicas que atestam haver uma mistura de caulinitas bem e mal cristalizadas e quantidades menores de metahaloisita (SIEFFERMAN, 1973).

As modestas quantidades de metahaloisita em todos os perfis, tornam difícil qualquer hipótese mais consubstanciada sobre qual dos materiais envolvidos seria o responsável maior pelo seu aparecimento. Com paralelo no trabalho de GALLEZ et alii (1975), provavelmente o basalto, material de origem da Terra Roxa Estruturada e do Latossolo Roxo dessa toposequência, seria o responsável pelo surgimento entre os argilo-minerais desses solos das quantidades pequenas de metahaloisita, e essa sequência de idéias levaria a supô-los também como fonte de contaminação dos demais solos vizinhos provenientes de outros materiais. Essa suposição tem como forte ponto de apoio os trabalhos de LEPSCH (1977a, 1977b) que trabalhando com solos derivados de materiais correlatos, exceção à eruptiva básica, não detectaram metahaloisita entre os argilo-minerais.

Esses resultados analíticos que comprovam a ocorrência, embora em pequenas quantidades de metahaloisita (haloisita desidratada) nesses solos, se revestem de grande importância principalmente face ao caráter polêmico assumido pelos trabalhos de TEIXEIRA MENDES (1968) e MONIZ et alii (1975) que obtiveram resultados completamente diferentes ao analisarem amostras, coletadas em mesmo local, de solos oriundos do arenito Bauru.

No que se refere ao diagnóstico da metahaloisita nesses solos cujos difratogramas não apresentam os picos intensos e simétricos a 10 \AA , é bem admissível que esse mineral tenha sido originalmente haloisita 10 \AA , que ao ser submetido a aquecimentos de 60 a 70°C , pela metodologia empregada, tenha sofrido uma desidratação parcial e se transformado em

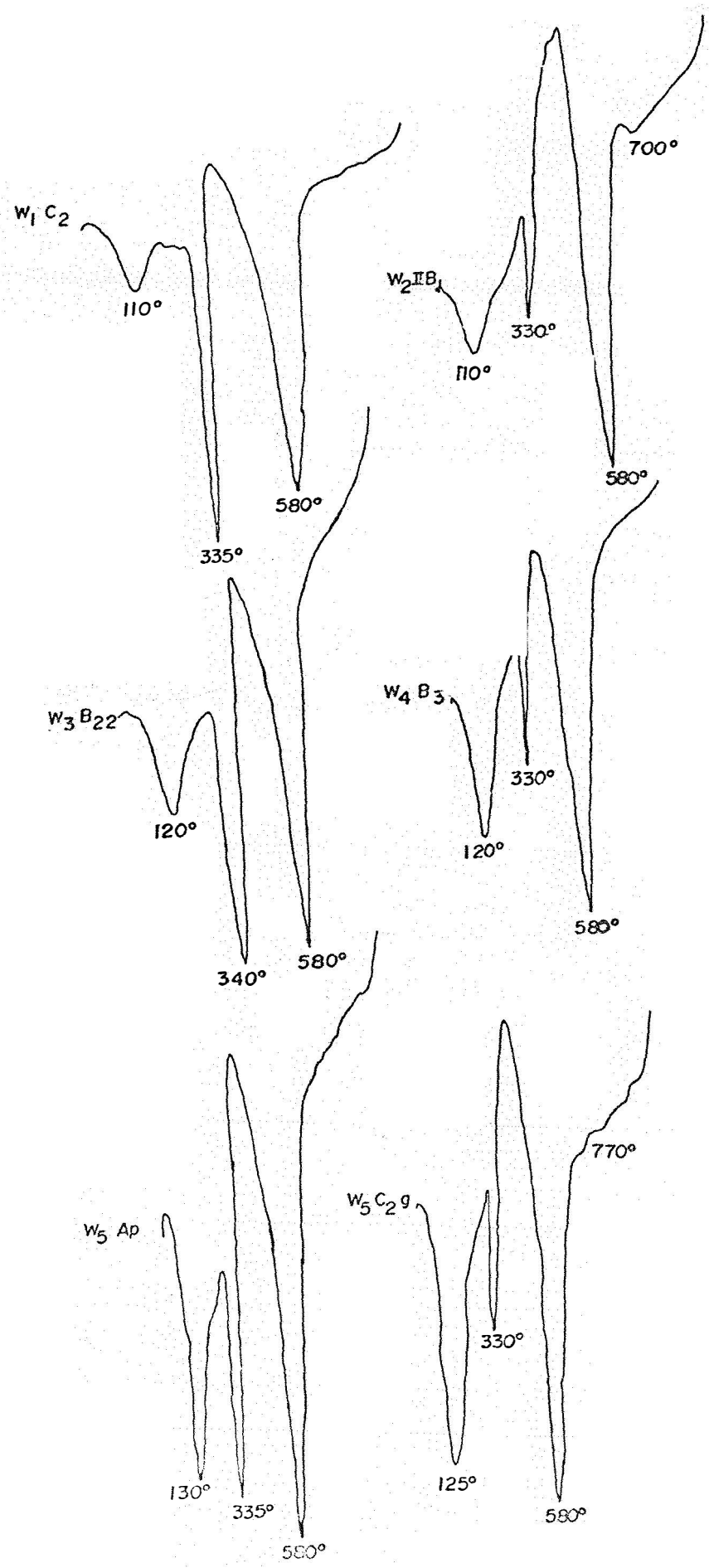


FIG. 6 - Termograma da fração argila de alguns horizontes representativos dos solos estudados.

metahaloisita, (haloisita 7 \AA) ou ainda que a dessecação periódica dos perfis na estação seca tenha favorecido essa transformação.

Em se adotando a nomenclatura proposta por BRINDLEY e SOUZA SANTOS (1966), dada a forma tubular, e ao espaçamento entre as folhas de tetraédros de silício e octaédros de alumínio da ordem de 7 \AA , o designativo do mineral seria haloisita, mesmo parcialmente desidratado.

Recentemente, o Comitê de nomenclatura da A. I. P. E. A. (Associação Internacional para Estudos de Argilas) resolveu recomendar para evitar ambiguidades, os termos haloisita 7 \AA e haloisita 10 \AA em vez de: haloisita hidratada, metahaloisita, haloisita desidratada, etc.

No que se refere às afirmações contidas em MONIZ et alii (1975), inferidas dos trabalhos de Marcus (1971); Cerri (1974) e Lima (1974), citados por aquele autor, que no sul do Brasil, pelo que se conhece, principalmente na região abrangida pelos Estados de São Paulo, Minas Gerais e Paraná os solos são essencialmente cauliniticos, os resultados aqui apresentados, se não contradizem inteiramente esses autores, em virtude de ser estimativamente pequena a ocorrência de metahaloisita entre os argilo-minerais, ao menos restringe tal afirmativa, fazendo com que esta não seja encarada como um fato absoluto, pela contestabilidade que se lhes impõem.

Os difratogramas de pó sem orientação, as micrografias eletrônicas e as análises térmicas-diferenciais em conjunto, fornecem ainda indicações de ocorrência de outros minerais como: gibbsita, montmorilonita, mica (ilita) e interstratificados. Gibbsita que ocorre em quantidades apreciáveis no perfil W₁. No perfil W₂ cujo material de origem recebe maior influência de arenito Bauru o teor desse mineral, sofre uma queda brusca, quase desaparecendo da fração argila, em analogia com LEPSCH (1977a, 1977b).

No perfil W₃ (Latossolo Roxo) esse mineral novamente assume maior expressão, resultado esse concordante com

CARVALHO e MONTGOMERY (1973) e GALHEGO et alii (1976).

No perfil W₄, Terra Roxa Estruturada o teor de gibbsita novamente decai semelhante aos resultados obtidos por CARVALHO e MONTGOMERY (1973) e SOUZA et alii (1974), em solos pertencentes a esse mesmo Grande Grupo.

No perfil W₅, originário de produtos colúviais e aluviais, afetado por processos de hidromorfia pelas oscilações sazonais do lençol freático, os teores de montmorilonita e gibbsita, inferidos (FIGURAS 6 e 7) decaem das amostras superiores para as inferiores; isso ocorre no caso da montmorilonita devido aos aportes de soluções ricas em silício, cálcio e magnésio (TABELA 5) provenientes das partes mais altas, que propiciam ressilicatizações mais intensas nos horizontes superiores (NYE, 1955), e no da gibbsita face ao transporte contínuo pelas águas superficiais de materiais já bastante intemperizados dos demais solos da topossequência, e aos alúvios carregados da bacia pela rede de drenagem, e aí depositados.

Ainda, sobre esses teores presumivelmente maiores de gibbsita nos horizontes superiores do perfil W₅, é necessário ressaltar o papel importante desempenhado pela matéria orgânica, que é suscetível de complexar o alumínio, e dessa forma, dada às quantidades apreciáveis de compostos orgânicos nos solos hidromórficos, ser em grande parte responsável por esse evento (SEGALEN, 1973).

A neoformação de montmorilonita nesse perfil, W₅, ocorre, segundo PAQUET (1970), devido ao impedimento de drenagem e à existência de íons em disponibilidade na paisagem. Esses, conforme afirma NYE (1955), através das soluções do solo, agem sobre a caulinita, promovendo a neosíntese da montmorilonita, ou ainda o aparecimento desse mineral, poderia se dar pela síntese direta do SiO₂, Al₂O₃, MgO das soluções do solo. Os difratogramas de argila orientada, FIGURA 8, permitem o diagnóstico seguro da montmorilonita e também de teores modestos, porém perfeitamente caracterizados de mica (ilita) nas amostras do perfil W₅.

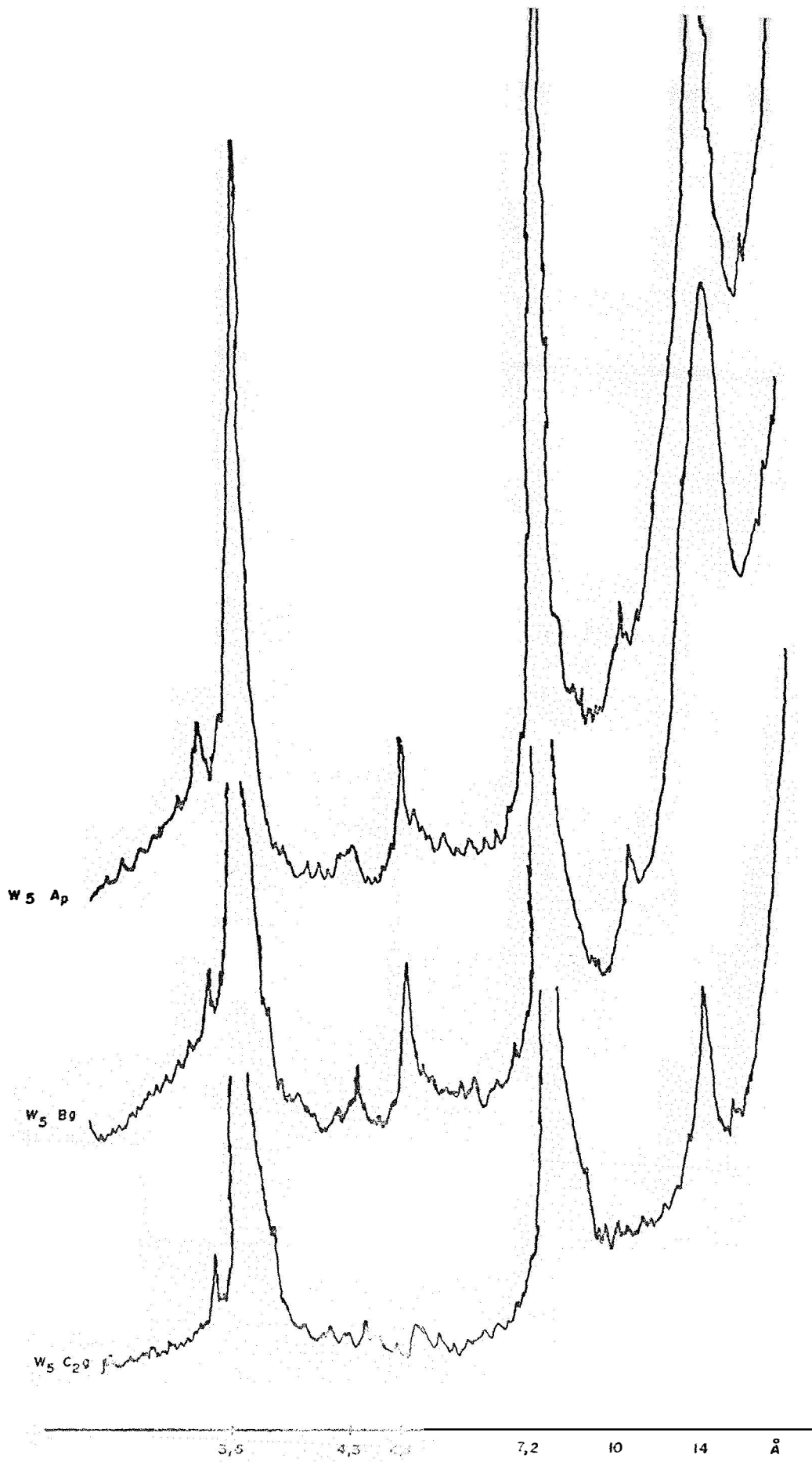


FIG. 7- Difractogramas de argila orientada do perfil W5

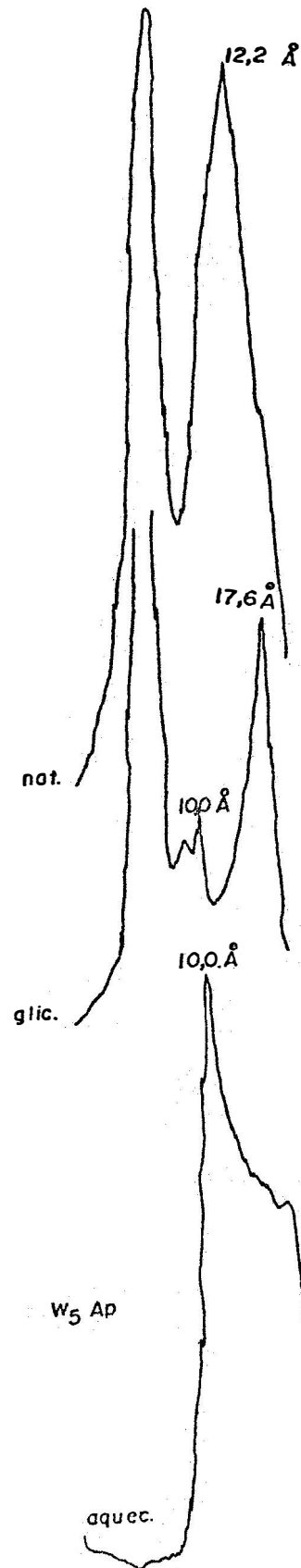


FIG. 8 - Difractogramas no intervalo 2 - 8°

Nesses diversos perfis de solos dispostos ao longo da topossequência, por serem derivados de materiais diferentes que já sofreram anteriormente à pedogênese atual, exceção às rochas eruptivas básicas, diversos e severos processos de alteração, transporte e deposição, torna-se bastante difícil estabelecer-se as recíprocas influências exercidas pelos materiais que resultam no estado atual. Em outras palavras, o estudo mineralógico em solos com tais antecedentes, permite somente a obtenção de informações mais precisas sobre suas tendências pedogenéticas.

Os resultados permitem a suposição de que após uma fase inicial de alteração, de transformações dos minerais primários, que já praticamente não existem nos perfis estudados, visto que os solos são bem desenvolvidos, e as análises, tanto da fração grosseira como da fração argila não revelaram a presença desses precursores, os minerais tenham evoluído até os dias atuais segundo a sequência de Jackson, perdendo sempre bases e sílica que são carregadas para as partes baixas onde predominam as neosinteses.

Com bases em SIEFFERMAN (1969), torna-se bem viável a idéia de que, a um momento, dada à presença de minerais primários no basalto, à relativa taxa de saturação do meio pedogenético, que apresenta grande contribuição do arenito Bauru com cimento calcário, e ainda às condições de um clima com uma estação seca, haveria certamente condições para justificar aparecimento nesses solos da metahalosita e de caulinita mal cristalizada. Com a progressiva desaturação do meio, a tendência será no sentido de uma dominância, cada vez maior, de caulinita bem cristalizada, como atestam certos resultados experimentais, e do aumento paralelo da gibbsita.

6. CONCLUSÕES

As principais conclusões extraídas desse trabalho pela interpretação e discussão dos resultados são as seguintes:

- O perfil W₂ apresenta realmente uma descontinuidade do material de origem a 76 cm da superfície como fora suposto quando da descrição morfológica; essa constatação ficou bem caracterizada pelas variações sintomáticas que assumem as relações T/Z e E/Z nessa profundidade.
- Dada a dificuldade em poder-se estabelecer as influências recíprocas entre o material já existente e o que lhe sobreveio, e à pequena profundidade em que ocorre a descontinuidade, é preferível, nesse caso, a exemplo das ponderações de Duchaufour (QUEIROZ NETO, 1975), denominar esse perfil W₂ de complexo em vez de paleossolo.
- O material de origem do perfil W₂ apresenta-se bastante contaminado por sedimentos eólicos de Botucatu, conclusão essa admitida, face ao aspecto típico de desgaste pelo vento exibido pelos grãos de minerais, quando do exame ao microscópio, a evidenciar os intensos fenômenos de retrabalhamento ocorrentes.

se perfil, de minerais típicos de rochas básicas, atesta que essas rochas, que jazem em posições estratigráficas inferiores ao material de origem desse solo, praticamente não contribuem nessa fração.

- A metahaloisita, ou haloisita 7 A, tem presença assinalada em todos os perfis com modestas quantidades, e esse registro assume relevada importância, dado primeiramente à comprovação das influências, em maior ou menor grau, exercidas reciprocamente pelos materiais de origem dos solos da topossequência e, subordinadamente, face a controvérsia estabelecida sobre a sua ocorrência em solos correlatos do Estado de São Paulo.

- O basalto, recoberto pelos demais materiais, deve seguramente ser atribuído como fonte dos minerais precursores da metahaloisita, porém a relativa saturação do meio propiciada pelo Arenito Bauru com cimento calcário, muito deve ter contribuído às condições de gênese e de manutenção desse argilo-mineral nesse meio.

- Com a progressiva desaturação do meio pela lixiviação contínua, a tendência observada é de uma crescente dominância nos perfis de caulinita, seguida de gibbsita e do incremento, cada vez maior, de neossínteses nas partes baixas da topografia, às expensas, principalmente dos aportes de soluções ricas em silício, cálcio, magnésio, etc.

- O incremento de gibbsita, paralelo ao de montmorilonita, nos horizontes superiores do perfil W5 (coluvial e aluvial) em aparente antagonismo, é justificado por dois mecanismos que agem concomitantemente:

a) pelo simples transporte mecânico desse mineral a partir das partes superiores da topossequência e de outras partes da paisagem, pelo escoamento da água de superfície e da rede de drenagem.

- b) pela crescente deposição de matéria orgânica nesses horizontes que carregam consigo hidróxidos de alumínio complexados.

7. SUMMARY

The area of study is a small part of the contact between the Cuestas Basálticas and the Planalto Ocidental in the Municipality of Botucatu. This area is lithologically and stratigraphically represented by superficial pos-cretácicas sediments, arenito Bauru and basic eruptive rocks.

The representative soils from this region (5 profiles) were affected by those several materials, which are repeated on a wide belt in S. Paulo State. They were morphologically described, sampled and studied by mechanical and chemical methods, X-rays diffraction, differential thermal analysis, electronic microscopy and gross fraction analysis.

From these studies were possible to conclude that. The profile W₂ presents lithologic discontinuity at 76 cm depth, showing soil overposition;

- The gross fraction from this profile shows strong contamination of minerals with typical aspect of eolic abrasion, therefore belonging to arenito Botucatu;

- Small quantities, but perfectly diagnosed of metahalloysite or 7 Å halloysite among the clay minerals of several studied profiles have occurred; this occurrence is important because there are contradictory points of view about the presence of this clay mineral in correlated soils from S. Paulo state;

- The apparent nonsense of the parallel increase of gibbsite and montmorillonite contents in superficial horizons of W5 profile, are certainly due to the mechanical transport of gibbsite from other soils of the toposequence, and also the setting of this mineral in upper parts of this profile, as resulting from increased of organic matter content, which carry out complex of aluminum hydroxide.

8. BIBLIOGRAFIA

- ALEXANDER, L.T.; G.T. FAUST; S.B. HENDRICKS; H. INSLEY e H.F. McMURDIE, 1943. Relationship of the clay minerals halloysite and endellite. Amer. Mineralogist, 28: 1-18.
- ASSOCIATION OF OFFICIAL AGRICULTURAL CHEMISTS, 1950. Official Methods of Analysis. 7 ed. Washington, D.C., 910 p.
- BAHIA, V.C., 1973. Contribuição ao estudo da mineralogia de um Latossol Vermelho Amarelo - fase arenosa do Município de Iracemápolis, S.P. Piracicaba, ESALQ/USP. 75 p. (Dissertação de Mestrado).
- BARSHAD, I., 1960. Soil development.. In: Chemistry of the Soil. 3th Printing. Reilhold - Publish Corporation, (s.p.)
- BEUTELPACHER, H. e H.W. van der MAREL, 1961. Kennzeichen zur identifizierung von kaolinit, "fine clay" mineral und halloysite ihre verboreitung und bildung. Tonind, Zgt. Ke ran, Rudschau, 85: 517-25, 570-82.
- BOCQUIER, G., 1973. Genese et evolution de deux toposequences de sols tropicaux du Tchad. Mem O.R.S.T.O.M., 62, Paris, 343 p.

- BONI, N.R., 1976. Descontinuidade litológica em solos do Município de São Paulo, S.P. Piracicaba, ESALQ/USP. 52 p. (Dissertação de Mestrado).
- BRAMAQ, L.; J.G. CADY e S.B. HENDRICKS, 1950. The determination of halloysite and its use in the study of red soils. IVth internation. Congr. Soil Sci. Amsterdam, 1 p. 313.
- BREWER, R., 1964. Fabric and mineral analysis of soils. John Wiley and Sons, Inc., New York, London, Sydney, 470 p.
- BRINDLEY, G.W. 1951. X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Miner. Soc. (clay minerals group), London.
- BRINDLEY, G.W. e P. de SOUZA SANTOS, 1966. New varieties of kaolin-group minerals and the problem of finding a suitable nomenclature. Internation. clay Conf., Jerusalem, 1: 3-11.
- BROWN, G. 1961. The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Miner. Soc. (clay minerals group), London, 544 p.
- BUSHNELL, T.M., 1942. Some aspects of the soil catena concept. Proc. Soil Soc. Am., 7: 466-76.
- CAILLÈRE, S. e S. HENIN, 1963. Minérlogie des Argiles. Masson et Cie, Paris, 355 p.
- CARVALHO, A. e R.F. MONTGOMERY, 1973. Estudo de uma ocorrência de Terra Roxa Estruturada e Latossolo Roxo numa seqüência topográfica no Estado de São Paulo. In: Anais do XIII Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, Vitória, p. 60.
- CASTRO, J.de A., 1966. A terra dos bons ares: Interpretação geográfica do Município de Botucatu, Botucatu, 71 p.

- CATANI, R.A.; J.R. GALLO e H. GARGANTINI, 1955. Amostragem - de solo. Métodos de análise. Interpretação e indicações gerais para fins de fertilidade. Bolm. Inst. agron. Campinas, Campinas, 69: 1-28.
- CHATELIN, Y., 1974. Les sols ferralitiques - l'alteration. - O.R.S.T.O.M., Init. Doc. Tech. n° 24. 143 p.
- BRASIL. Comissão de Solos. Conselho Nacional de Ensino e Pesquisa Agropecuária, 1960. Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Estado de São Paulo. Boletim n° 12, 634 p.
- DA GLÓRIA, N.; R.A. CATANI e T. MATUO, 1964. Método do E.D.T. A. na determinação do cálcio e magnésio "trocável" do solo. In: Anais Esc. sup. Agric. "Luiz Queiroz", Piracicaba, 21: 220-8.
- DUPLAIX, S., 1958. Détermination microscopique des minéraux de sables. 2e éd. Libr. Polytechn Ch. Beranger, Paris et Liège, 96 p.
- EITEL, W., 1939. Die Bedeutung der Elektronenmikroskopie für die mineralogische Forschung. Fortschr. Mineral., Kristallogr. Petrogr., 23, p. 115.
- ESPINDOLA, C.R. e H.R. GALHEGO, 1975. Estudo mineralógico de solos da Região Botucatu-São Manuel, S.P. II - A fração - argila do Podzólico Vermelho Amarelo da Fazenda Experimental São Manuel. In: Anais do XV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo. Campinas, p. 445-51.
- FIELDS, M. e K.I. WILLIANSO, 1955. Clay mineralogy of New Zealand soils. N.Z. J. Sci. Techn., B 37: 314-35.
- FREITAS, R.O. de, 1964. Grupo Bauru: Geologia do Estado de São Paulo. Bolm. Inst. Geogr. Geol. Est. S. Paulo, São Paulo 41: 126-47.

- GALHEGO, H.R.; C.R. ESPINDOLA e V.A.de VECHI, 1976. Caracterização da fração argila por raios-X do Latossolo Roxo da Fazenda Lageado. II - Unidade Tunel. In: Anais da VI Jornada Científica da F.C.M.B.B., p. 53.
- GALLEZ, A.; A.S.R. JUO; A.J. HERBILON e F.R. MOORMANN, 1975. Clay mineralogy of selected soils in Southern Nigeria. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 39: 577-85.
- GERASIMOV, I.P., 1969. Âge absolu et âge relatif des sols (determinés a ^{14}C). In: Anais VIII Congresso INQUA - Études sur le Quaternaire dans de Monde, 1: 354-90.
- GREENE, H., 1945. Classification and use of tropical soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 10: 392-96.
- HARDON, H.J. e J.Ch.L. FAVEJEE, 1939. Qualitative X-ray analysis of the clay fraction of the principal types of Java. Meded. Landbouwhogeschool, 43(6): 55-9.
- HASEMAN, J.F. e C.E. MARSHALL, 1945. The use of heavy minerals in studies of the origin and development of soils. Mo. Agr. Exp. Sta. Res. Bull., 387: 75 p.
- HUMBERT, R.P. e B. SHAW, 1941. Studies of clay particles with the electron microscope. 1. Shape of clay particles. Soil Sci., 52: 481-87.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO, 1974. Mapa geológico do Estado de São Paulo. São Paulo. 1:1.000.000.
- JACKSON, M.L., 1956. Soil chemical analysis. Advanced Course. Pub. by the author. Dept. of soils. Univ. of Wisc. Madison, Wisc. U.S.A. (mimeografado).
- JEFFRIES, C.D., 1937. The mineralogical composition of the very fine sands of some Pennsylvania soil. Soil Sci, 43: 357-66.

- JEFFRIES, C.D. e J.W. WHITE, 1937. Some mineralogical and chemical characteristics of a Hagerstown soil profile. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 2: 133-141.
- JEFFRIES, C.D. e J.W. WHITE, 1938. Variations in the composition of feldspar from a Hagerstown soil profile. Soil Sci. 3: 26-31.
- JEFFRIES, C.D. e J.W. WHITE, 1940. Some mineralogical characteristics of limestone soils of different localities. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 5: 304-8.
- KILMER, V.J. e L.T. ALEXANDER, 1949. Method of making mechanical analysis of soils. Soil Sci., 68: 15-26.
- KRUMBEIN, W.C. e F.J. PETTICHOHN, 1938. Manual of sedimentary petrography. Appleton - Century - Crofts, Inc. New York. 549 p.
- LEPSCH, I.F.; S.W. BUOL e R.B. DANIELS, 1977. Soil-landscape relationships in the Occidental Plateau of São Paulo State, Brazil: II. Soil morphology, genesis and classification. Soil Sci. Soc. Am. J., 41: 109-15.
- LEPSCH, I.F.; A.C. MONIZ e C.L. ROTTA, 1977. Evolução mineralógica de solos derivados da Formação Bauru em Echaporã, São Paulo. Rev. bras. Ci. Solo, Campinas, 1(1): 38-43.
- LIPPI-BONCAMBI; R.C. MACKENZIE e W.A. MITCHEL, 1955. The mineralogy of some soils from Central Italy. Clay Miner. Bull., 2: 281-8.
- MARCONI, A., 1969. Contribuição ao estudo da mineralogia de solos do Município de Piracicaba. Piracicaba, ESALQ/USP, 101 p. (Tese de Doutorado).
- MARSHALL, C.E., 1941. A petrographic method for the study of soil formation processes. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 5: 100.

- MEHRA, O.P. e M.L. JACKSON, 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. Clays Clay Miner., Washington, D. C. 7:317-27.
- MENEZES LOBO, A.E., 1971. Descontinuidade litológica de alguns solos da região de Piracicaba. Piracicaba, ESALQ/USP, 65 p. (Dissertação de Mestrado).
- MILNE, G., 1935. Some suggested units of classification and mapping particularly for East African soils. Soil Res., - Berlin, 4: 183-98.
- MONIZ, A.C. e A. CARVALHO, 1973. Sequência de evolução de solos derivados do arenito Bauru e de rochas básicas da região Noroeste do Estado de São Paulo. Bragantia 32: 309-35.
- MONIZ, A.C.; P.K. KIYOHARA; A. CARVALHO e P.de SOUZA SANTOS, 1975. Natureza mineralógica da fração argila de solos derivados do arenito Bauru do Município de Pindorama, S.P. - In: Anais do XV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, - Campinas, p. 525-35.
- NYE, P.H., 1955. Some soil forming processes in the humid tropics. J. Soil Sci., 6(1): 51-83.
- PAIVA NETTO, J.E.de, 1942. A fração argila dos solos do Estado de São Paulo e seu estudo roentgenográfico. Bragantia, 2: 355-432.
- PAIVA NETTO, J.E.de e A.C. NASCIMENTO, 1957. Minerais de argila do arenito Bauru (cretáceo) do Estado de São Paulo. - Bol. Soc. Bras. Geol. 6: 21-35.
- PAQUET, H., 1970. Évolution géochimique des minéraux argileux dans les alterations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées. Mem. Serv. Carte Géol. - Als-Lorr. Strasbourg. 30, 212 p.

- PETTIJOHN, F.J., 1941. Persistence of heavy minerals and geologic age. Jour. Geol., 49(6):610-625.
- QUEIROZ NETO, J.P.de, 1975. Pedogênese no Planalto Atlântico. Contribuição à interpretação paleogeográfica dos solos da Mantiqueira Norte Ocidental. São Paulo. Fac. Filosofia, Letras e Ciências Humanas. U.S.P., 270 p. (Tese de Livre - Docência).
- RUBEY, W.W., 1933. The size distribution of heavy minerals - within a water-laid sandstone. Jour. Sed. Petrol., 3: 3-29.
- RUHE, R.V., 1956. Geomorphic surfaces and the nature of soils. Soil Sci., 82: 441-45.
- RUHE, R.V., 1961. Elements of the soil landscape. In: International Congress of Soil Science, 7, Madison, Transactions. Amsterdam, Elsevier 4: 165-70.
- SEGALEN, P., 1973. L'aluminium dans les sols. O.R.S.T.O.M. Init. Doc. Tech. n° 22, 281 p.
- SIEFFERMAN, G., 1969. Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun. Strasbourg. 290 p. (Thèse Fac. Sci.).
- SIEFFERMAN, G., 1973. Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun. Mém. O.R.S.T.O.M., 66, Paris, 183 p.
- SOUZA, J.L.G.; C.R. ESPINDOLA; H.R. GALHEGO e A.C. TEIXEIRA MENDES, A fração argila de um perfil de Terra Roxa Estruturada. Ciência e Cultura (Suplemento) Sociedade Brasileira para o Progresso da Ciência 26, p. 198.
- TEIXEIRA MENDES, A.C., 1968. Ocorrência da halloysita em solos do Município de Pindorama. Piracicaba, ESALQ/USP. 70 p. (Tese de Livre-Docência).
- TDSIN, W.A.C., 1972. Condições hídricas de solos dispostos -

em uma sequência catenária no Município de Botucatu. Piracicaba, ESAIQ/USP. 95 p. (Dissertação de Mestrado).

WUHLERS, R.O.de, 1946. Cenozóico: Geologia do Estado de São Paulo. In: Bolm. Inst. geogr. geol. Est. S.Paulo, 41: 148-61.