NÃO CIRCULA

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DA ESTABILIZAÇÃO DE SOLOS TROPICAIS COM
ADIÇÃO DE CAL PARA FINS RODOVIÁRIOS. Aspectos mineralógicos e
morfológicos de alguns solos das regiões sul e sudeste do Bra-
sil.

DEDALUS - Acervo - IGC

30900009048

Maria Teresa de Nóbrega

Orientador: Prof. Dr. Adilson Carvalho

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. A.Carvalho	
Examinadores:	Dr. J.E.Rodrigues	
	Drª M.C.Toledo Groke	

São Paulo
1988

NÃO CIRCULA

Aos meus pais,
irmãos, Lúcia e Dirceu,
e ao Francisco.

À Tereza de Castro Léo e seu
esposo, Leonino Léo,
à Constantina M. Melfi e
Adolfo José Melfi,

minha gratidão.

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS	IV
ÍNDICE DE QUADROS	VIII
ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS.	X
AGRADECIMENTOS	XIII
RESUMO	XV
ABSTRACT	XVII
INTRODUÇÃO	1
PARTE I - A ESTABILIZAÇÃO DE SOLOS COM CAL NAS REGIÕES TROPICAIS. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E PROPOSTA ME- TODOLÓGICA	5
Capítulo 1 - OS SOLOS TROPICAIS E SUA ESTABILIZAÇÃO COM CAL	6
A. ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO SOBRE ESTABILIZAÇÃO SOLO-CAL EM REGIÕES TROPICAIS	7
B. OS MATERIAIS TROPICAIS DO PONTO DE VISTA DA PEDO- LOGIA E DA GEOQUÍMICA	11
Capítulo 2 - METODOLOGIA DE TRABALHO	15
PARTE II - ESTUDO EXPERIMENTAL DO COMPORTAMENTO DAS MISTU- RAS SOLO-CAL COM ALGUNS MATERIAIS EXPRESSIVOS DAS REGIÕES SUL E SUDESTE DO BRASIL	18
Capítulo 3 - CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA DE AMOSTRAGEM	19
A. ESCOLHA DA ÁREA E DOS MATERIAIS	19
B. ASPECTOS GEOLÓGICOS	21
C. RELEVO	23
D. CLIMA	27
E. SOLOS	28

Capítulo 4 - TÉCNICAS DE ANÁLISE	31
A. PREPARAÇÃO DO MATERIAL	31
B. ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS	32
C. ANÁLISES MINERALÓGICAS E MICROMORFOLÓGICAS	33
D. ENSAIOS MECÂNICOS	35
Capítulo 5 - CARACTERIZAÇÃO GERAL DOS MATERIAIS: SOLOS, ALTERITAS E A CAL	43
A. IDENTIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO GERAL DAS UNIDADES DE SOLOS E ALTERITAS. ASPECTOS PEDOLÓGICOS	43
1. Os Solos	43
2. As Alteritas	49
B. CARACTERIZAÇÃO DO ADITIVO QUÍMICO: a cal	52
1. Generalidades	52
2. Caracterização da Cal Utilizada	54
Capítulo 6 - O COMPORTAMENTO DAS MISTURAS SOLO-CAL. RE- SULTADOS E DISCUSSÃO	56
A. CARACTERIZAÇÃO FÍSICA, QUÍMICA, MINERALÓGICA E ME- CÂNICA DAS AMOSTRAS ANTES DO TRATAMENTO COM A CAL.	56
1. Granulometria, Umidade Higroscópica e pH	56
2. Mineralogia	57
3. Caracterização Mecânica dos Solos e Alteritas	63
B. AS MISTURAS SOLO-CAL: MODIFICAÇÕES AOS NÍVEIS ME- CÂNICO, QUÍMICO E MINERALÓGICO	69
1. Comportamento Hídrico e Mecânico	69
2. Aspectos Químicos e mineralógicos da Estabiliza- ção	83
3. Aspectos mineralógicos das misturas solo-cal es- tudadas	103
Capítulo 7 - MICROMORFOLOGIA DOS SOLOS E ALTERITAS E DAS SUAS MISTURAS SOLO-CAL	120

A. LATOSSOLO ROXO	122
B. TERRA ROXA ESTRUTURADA	130
C. LATOSSOLO VERMELHO ESCURO ORTO	141
D. ALTERITAS	148
PARTE III - CONSIDERAÇÕES FINAIS	162
A. ESTABILIZAÇÃO SOLO-CAL EM SENTIDO AMPLO	163
B. A ESTABILIZAÇÃO SOLO-CAL COM MATERIAIS TROPICAIS .	167
BIBLIOGRAFIA	174

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1 - Síntese da metodologia proposta	17
Fig. 2 - Mapa esquemático da geologia da área de estudo (Conf. Mapa Geológico do Brasil - Brasil, 1971a). . .	22
Fig. 3 - Perfil topográfico do Estado de São Paulo e as suas unidades morfológicas, segundo Monteiro (1963a) . .	24
Fig. 4 - Perfil topográfico do Estado do Paraná e as suas u- nidades morfológicas, segundo Monteiro (1963a). . .	24
Fig. 5 - Mapa esquemático dos solos da área de estudo (Conf. Mapa de Solos do Brasil - Brasil, 1981b).	29
Fig. 6 - Roteiro de análises a que foram submetidos os solos no seu estado natural.	40
Fig. 7 - Roteiro de análises a que foram submetidos os solos compactados sem tratamento prévio	41
Fig. 8 - Roteiro de análises a que foram submetidos os solos compactados após adição de cal.	42
Fig. 9 - Termograma da cal hidratada cálcica utilizada nas misturas solo-cal	55
Fig. 10 - Difratoograma da cal hidratada cálcica utilizada nas misturas solo-cal	55
Fig. 11 - Difratoogramas das amostras totais dos solos	59
Fig. 12 - Difratoogramas da fração argila dos solos	60
Fig. 13 - Termogramas das amostras de solos	60
Fig. 14 - Difratoogramas de raios-X da fração argila das alte- ritas de granito e de gnaiss	64

Fig. 15 - Curvas de compactação dos solos obtidas na energia equivalente ao Proctor Normal	65
Fig. 16 - Curvas de compactação das alteritas obtidas na energia equivalente ao Proctor Normal	65
Fig. 17 - Curvas de compactação do Latossolo Roxo com e sem <u>a</u> dição de cal, na energia equivalente ao Proctor Normal	70
Fig. 18 - Curvas de compactação da Terra Roxa Estruturada com e sem adição de cal, na energia equivalente ao <u>Proc</u> tor Normal	70
Fig. 19 - Curvas de compactação do latossolo Vermelho Escuro orto com e sem adição de cal, na energia equivalente ao Proctor Normal	70
Fig. 20 - Curvas de compactação da alterita de granito com e sem adição de cal, na energia equivalente ao <u>Proc</u> tor Normal	71
Fig. 21 - Curvas de compactação da alterita de gnaiss com e sem adição de cal, na energia equivalente ao <u>Proc</u> tor Normal.	71
Fig. 22 - Curvas de compactação das misturas solo-cal dos solos	73
Fig. 23 - Curvas de compactação das misturas solo-cal das alteritas	73
Fig. 24 - Família de curvas de compactação obtidas com energias crescentes (Mini-MCV) do LE sem tratamento <u>pré</u> vio	77
Fig. 25 - Família de curvas de compactação obtidas com energias crescentes (Mini-MCV) do LE com adição de cal.	77

Fig. 26 - Família de curvas de compactação obtidas com energias crescentes (Mini-MCV) da alterita de granito sem tratamento prévio	78
Fig. 27 - Família de curvas de compactação obtidas com energias crescentes (Mini-MCV) da alterita de granito com adição de cal.	78
Fig. 28 - Família de curvas de compactação obtidas com energias crescentes (Mini-MCV) da alterita de gnaiss sem tratamento prévio	79
Fig. 29 - Família de curvas de compactação obtidas com energias crescentes (Mini-MCV) da alterita de gnaiss com adição de cal	79
Fig. 30 - Capacidade de Suporte (Mini-CBR) em função da aplicação de energia crescente (Mini-MCV) do LE com e sem cal	81
Fig. 31 - Capacidade de suporte (Mini-CBR) em função da aplicação de energia crescente (Mini-MCV) do Gr com e sem cal.	82
Fig. 32 - Capacidade de suporte (Mini-CBR) em função da aplicação de energia crescente (Mini-MCV) do Gn com e sem cal.	82
Fig. 33 - Variação do pH em função das quantidades de cal cálcica adicionadas (leitura após 8 dias de contato) para o Latossolo Roxo.	94
Fig. 34 - Variação do pH em função das quantidades de cal cálcica adicionadas (leitura após 8 dias de contato) para a Terra Roxa Estruturada.	94
Fig. 35 - Curvas de solubilidade da gibbsita em função do pH e da temperatura (Conf. Fritz & Tardy, 1973). .	98

Fig. 36 - Curvas de solubilidade da gibbsita em função do grau de cristalinidade e do pH a 25°C (Conf. Fritz & Tardy, 1973)	98
Fig. 37 - Curvas de solubilidade do quartzo em função do pH e da temperatura (Conf. Fritz & Tardy, 1973).	99
Fig. 38 - Difrátogramas do Latossolo Roxo com e sem adição de cal (fração < 0,074)mm	104
Fig. 39 - Difrátogramas da Terra Roxa Estruturada com e sem adição de cal (fração < 0,074mm)	105
Fig. 40 - Difrátogramas do Latossolo Vermelho Escuro orto com e sem adição de cal (fração < 0,074mm)	106
Fig. 41 - Difrátogramas da alterita de granito com e sem <u>a</u> dição de cal (fração < 0,074mm).	108
Fig. 42 - Difrátogramas da alterita de gnaiss com e sem <u>a</u> dição de cal (fração < 0,074mm).	109
Fig. 43 - Termogramas dos solos com e sem adição de cal (fração < 0,074mm)	111
Fig. 44 - Termogramas das alteritas e das suas misturas com cal (fração < 0,074mm)	115
Fig. 45 - Representação esquemática da organização que o material da Terra Roxa Estruturada apresenta no seu estado indeformado	131
Fig. 46 - Representação esquemática da organização do mate <u>r</u> ial TRE/cal compactado na energia equivalente ao Proctor Normal	137

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 1: Características gerais do Latossolo Roxo (Conf. Melfi, 1978).	45
Quadro 2: Características gerais da Terra Roxa Estruturada (Conf. Melfi, 1978).	46
Quadro 3: Características gerais do Latossolo Vermelho <u>Es</u> curo orto (Conf. Comissão de Solos - Brasil, 1960)	49
Quadro 4: Composição química média das cales (Conf. Guima <u>r</u> ães, 1971)	53
Quadro 5: Caracterização química da cal hidratada utiliza <u>d</u> a na pesquisa.	54
Quadro 6: Características granulométricas, umidade higros <u>c</u> ópica e medidas de pH das amostras	56
Quadro 7: Composição mineralógica das amostras.	58
Quadro 8: Características geotécnicas dos materiais . . .	68
Quadro 9: Características geotécnicas dos materiais sem cal e das misturas solo-cal compactados na ener <u>g</u> ia equivalente ao Proctor Normal.	74
Quadro 10: Dados de Mini-CBR, expansão e contração obtidos para os materiais compactados na energia equiva <u>l</u> ente ao Proctor Intermediário	80
Quadro 11: Características gerais de alguns materiais e o seu comportamento geotécnico face a adição de teores variados de cal, segundo Le Roux (1969) e Castro (1969).	86

Quadro 12: Caracterização, a partir de análise termo dife rencial, dos principais produtos formados na hi dratação do cimento Portland (Conf. Ramachan- dran, 1969)	112
--	-----

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

Foto 1: Latossolo Roxo, amostra indeformada - M.O. 25X - LN.	125
Foto 2: Latossolo Roxo, amostra indeformada. MEV 100X.. .	125
Foto 3: Latossolo Roxo compactado na energia equivalente ao Proctor Normal. M.O. 100X - LN.	125
Foto 4: Latossolo Roxo compactado na energia equivalente ao Proctor Normal. MEV 100X.	125
Foto 5: Latossolo Roxo compactado após adição de 5% de cal hidratada cálcica (com energia equivalente ao Proctor Normal). M.O. 100X.	129
Foto 6: LR/cal - preservação dos micronódulos e os produ- tos neoformados. MEV 500X.	129
Foto 7: LR/cal - outra variedade de produto de neoforma- ção. MEV 5 000X.	129
Foto 8: LR/cal - produto de reação da cal com os consti- tuintes do solo, em borda de agregado (aluminato de cálcio hidratado). MEV 5 000X.	129
Foto 10: Terra Roxa Estruturada compactada na energia equi- valente ao Proctor Normal sem tratamento prévio M.O. 100X.	136
Foto 11: TRE compactada sem tratamento prévio - aspecto da orientação do plasma. MEV 100X.	136
Foto 12: TRE - detalhe do plasma orientado. MEV 5 000X . .	136
Foto 13: TRE compactada após 5% de cal cálcica (energia e- quivalente ao Proctor Normal). Aspecto da nova or- ganização do material. MEV 100X	140

Foto 14: Cristalária formada na mistura TRE/cal. M.O. 125X.	140
Foto 15: Detalhe da organização do plasma da mistura TRE/ cal. MEV 5 000X.	140
Foto 16: Produto neoformado na mistura TRE/cal. MEV 5 000X.	140
Foto 17: Latossolo Vermelho Escuro orto, amostra indeforma- da. M.O. 100X.	145
Foto 18: Latossolo Vermelho Escuro orto, amostra indeforma- da. MEV 100X.	145
Foto 19: LE compactado sem tratamento prévio na energia e- quivalente ao Proctor Normal. M.O. 100X	145
Foto 20: LE compactado sem tratamento prévio. Aspecto do plasma orientado. MEV 100X.	145
Foto 21: LE compactado após adição de 5% de cal hidratada cálcica (na energia equivalente ao Proctor Normal) M.O. 100X.	147
Foto 22: LE/cal - organização do plasma na mistura solo/cal MEV 300X.	147
Foto 23: LE/cal - aspecto geral das zonas de plasma menos denso (alveolar). MEV 1 000X.	149
Foto 24: Os produtos de reação da cal com o plasma nas zo- nas alveolares. MEV 3 000X.	149
Foto 25: LE/cal - detalhe do produto de reação. MEV 10 000X	149
Foto 26: Alterita de granito (amostra indeformada). M.O. 30X LP.	153
Foto 27: Alterita de granito compactada sem tratamento pré- vio na energia equivalente ao Proctor Normal. M.O. 30X LP.	153

Foto 28: Alterita de granito compactada após adição de 5% de cal hidratada cálcica. Detalhe da organização da matriz siltosa e os produtos neoformados. MEV 3 000X.	153
Foto 29: Alterita de gnaiss compactada sem tratamento prévio na energia equivalente ao Proctor Normal. Detalhe da matriz. MEV 2 000X.	156
Foto 30: Alterita de gnaiss compactada após adição de 5% de cal hidratada cálcica (na energia equivalente ao Proctor Normal). Detalhe da matriz e dos produtos neoformados. MEV 2 000X.	156

AGRADECIMENTOS

Este trabalho se desenvolveu e foi concluído graças à colaboração de várias pessoas e entidades a quem desejo agradecer.

À Associação Brasileira dos Produtores de Cal e especialmente ao Eng. José Epitácio Passos Guimarães, seu Assessor Técnico, pela proposta da pesquisa e pelo patrocínio financeiro, que possibilitaram a minha incursão nesta área do conhecimento.

À CAPES e CNPq pela ajuda financeira no desenvolvimento da pesquisa.

Ao Departamento de Estradas de Rodagem do Estado de São Paulo e à Escola Politécnica da USP, Depto. de Engenharia de Transportes, por terem permitido a utilização dos seus laboratórios para a realização dos ensaios geotécnicos.

Ao Prof. Dr. Adolpho José Melfi por me ter confiado este trabalho e, mais que isto, estado presente em um momento decisivo de minha vida profissional me abrindo novos caminhos.

Ao Dr. Armand Chauvel que de forma sempre amigável e com apoio constante, contribuiu decisivamente na minha formação profissional e na orientação e execução desta pesquisa.

Ao Prof. Dr. Job S. Nogami, da Escola Politécnica da USP, pela orientação paciente na execução dos ensaios geotécnicos e, ainda, pelas várias explanações e discussões que contribuíram para o enriquecimento dos meus conhecimentos no setor.

Ao Prof. Dr. Adilson Carvalho, orientador e amigo, que tem acompanhado e participado da minha trajetória profissional, nunca negando o seu apoio e incentivo em todas as minhas empreitadas.

Ao Dr. Jean Delvigne pela colaboração nas análises micromorfológicas e microfotografias das alterações aqui apresentadas e, especialmente, pela sua amizade.

À Profa. Dra. Maria Cristina de Toledo Groke pela leitura dedicada deste trabalho, por suas contribuições e apoio.

Aos amigos do Instituto de Geociências, professores e pós-graduandos, Maria José, Murilo, Marcos, Franco, Joel, Luciana, César, Angélica, Sônia, Gerusa, pelo nosso convívio alegre e descontraído, além do incentivo e encorajamento em todos os meus momentos difíceis.

Aos amigos dos laboratórios de Preparação de Amostras, Geoquímica, Raios-X e Laminação: Cleide, Sueli, Mirtes, Mário, Samuel, Sylvain (ORSTOM), Anália e Cláudio, pela valiosa ajuda na execução das análises e confecção das lâminas delgadas.

Ao Jaime de Souza Marcos pela grande colaboração na produção das fotografias .

Aos funcionários do xerox e da gráfica, em especial à Sônia, Batata e ao Sr. Jaime Alves da Silva pela colaboração na montagem dos volumes e pelo tratamento sempre gentil que me dispensaram.

Às funcionárias da secretaria do Departamento de Geologia Geral e aquelas da Biblioteca por toda a atenção que dedicaram aos assuntos de meu interesse.

Aos colegas da Associação Brasileira dos Produtores de Cal, Fátima, Savério, Rita, Ortega, Ricardo, Cleber, pela amizade e apoio no desenvolvimento do meu trabalho dentro da ABPC.

À Dulce Maria de Souza, amiga, pela revisão dedicada do texto.

Ao Francisco, Lúcia, Dirceu, meu pai e minha mãe, pelo amor, compreensão e incentivo constantes.

RESUMO

A estabilização de solos com adição de cal, que é uma técnica comumente empregada em países das zonas temperadas, tem encontrado muita dificuldade de aplicação no Brasil e no domínio tropical em geral.

Os mecanismos envolvidos nessa estabilização são pouco conhecidos, mas citam-se normalmente a capacidade de troca, floculação e aglomeração das argilas e as reações pozolânicas como as responsáveis pela alteração e melhora das propriedades geotécnicas das misturas solo-cal.

Com o objetivo de contribuir para o avanço do conhecimento da estabilização com adição de cal em materiais tropicais, selecionou-se 3 solos e 2 alteritas, expressivos em termos de área e que apresentam dificuldades de emprego na construção rodoviária, nas regiões sul e sudeste do país: o Latossolo Roxo, a Terra Roxa Estruturada, o Latossolo Vermelho Escuro orto, as alteritas de granito e de gnaiss.

Optou-se por uma abordagem pedológica e geoquímica, utilizando como instrumentos de pesquisa as técnicas mineralógicas e micromorfológicas, além dos ensaios mecânicos que funcionaram como controle das variações de comportamento hídrico e mecânico dos materiais antes e depois da adição de cal. Os materiais foram estudados sob três condições diferentes: natural, compactado sem tratamento prévio e compactado após adição de cal.

Os solos são de textura argilosa, constituídos por caolinita, oxi-hidróxidos de ferro e gibbsita (esta última ausente na TRE). As alteritas são siltosas a silto-arenosas, constituídas basicamente por caolinita, mica (biotita alterada), quartzo e feldspatos (pouco).

A adição de cal confere a todos os materiais um aumento na capacidade de suporte, redução na expansão e na contração, com intensidades variáveis em função da natureza do material envolvido.

A análise mineralógica mostrou que a cal afeta os minerais da fração argila, promovendo uma "amorfização" na gibbsita e na caolinita. Nas alteritas é a caolinita que é afetada preferencialmente, enquanto que a mica (biotita alterada) não mostra sinais de ataque. Os produtos neoformados são, entretanto, mais difíceis de serem detectados pelas técnicas de difração de raios-X e análise termo diferencial.

Os estudos micromorfológicos, por outro lado, revelam a existência dos produtos de neossíntese, a sua distribuição e as relações que mantêm com os constituintes do plasma.

Mostram, ainda, que a compactação destrói parcial ou totalmente a organização natural dos materiais, dando origem a um novo arranjo, onde são visíveis sinais de instabilidade: orientações plásmicas estriadas e fissuras paralelas, que em geral delimitam lamelas. Estes indícios são observados principalmente nos solos. As misturas solo-cal compactadas exibem arranjos diferentes destes, onde os sinais de instabilidade são atenuados ou suprimidos, dependendo do material utilizado.

Em conclusão, verifica-se que tanto a mineralogia quanto a organização original dos materiais influenciam o resultado da estabilização.

ABSTRACT

The soil stabilization with lime is a well known technic in countries of temperate zone, but its utilization in Brazil and the Tropical countries as a general, has been rather problematic.

The mechanisms involved in the stabilization are not well known and cation exchange capacity, clay flocculation and agglomeration and pozzolanic reactions have been mentioned as responsible for the alteration and improvement of the geotechnical properties of the soil lime mixture.

In order to contribute to the better acknowledgement of the soil stabilization with lime addition, 3 soils types and 2 alterites were selected on the basis of their extensive occurrence and their bad quality as road construction materials. The soils selected were a LR, a TRE and a LE of a granite and a of gnaiss.

The methods of study were mainly pedological and geochemical based on mineralogical and micromorphological analysis associated with mechanical testes in order to control the hydric and mechanical behaviour of the materials before and after the lime treatment. The material were studied within 3 different condition: natural, compacted without treatment and compacted with treatment.

The soils present a clay texture and are constituted by kaolinite, iron oxydes and hydroxydes and gibbsite (the latter not present in TRE). The alterites present a silty to sandy silt texture and are formed mainly by kaolinite, mica (weathered biotite), quartz and few feldspar.

The lime addition to these materials represents an increase in the bearing capacity and a reduction of expansion and

contraction, a different intensities according to the nature of these material.

The mineralogical analysis has shown that lime affects the clay fraction, leading to a "amorphization" of gibbsite and kaolinite. In the alterites, the kaolinite is the most affect while the mica remains nearly antouched. Nevertheless, the newly formed materials are rather difficult to be detected by XRDA and ATD.

On the other hand, the micromorphological studies, show the presence of the products of neosintesis and its distribution and relationship with the plasma constituents. It is also shown that the compactness destroys partially or totally the natural organization of the material, given origin to a new one were signs of instability are rather clear: plasmic orientation and parallel fissures limiting lamellae. These evidences are better observed in the soils. The compacted soil-lime mixture show different organizations, where the signs of instability are attenuated or suppressed, depending on the material.

As a conclusion, it can be said that the mineralogy as well as the original organization of the materials has influence on the stabilization result.

INTRODUÇÃO

Os solos e alteritas são considerados pela engenharia como materiais de construção e de sustentação das obras. Em rodovias, compõem as camadas estruturais do pavimento: o sub-leito, a sub-base e a base, que depois são revestidas com uma capa asfáltica. Para tanto, devem apresentar certas propriedades, capazes de conferir estabilidade e resistência mecânica aos esforços e cargas a que serão submetidos durante a vida útil da estrada.

Quando os materiais "in situ" não apresentam as características geotécnicas exigidas (o que é comum), duas opções devem ser avaliadas: a substituição destes solos por outros, cujo comportamento seja satisfatório, ou então a sua estabilização, que compreende todos os processos naturais e artificiais aplicados aos materiais com a finalidade de melhorar as suas propriedades geotécnicas, aumentar a resistência e garantir a durabilidade da obra. No primeiro caso, a remoção e substituição por materiais alóctones pode significar, em muitas áreas, transportes de grandes volumes a longas distâncias (até 50 Km, em algumas regiões), o que onera as operações tanto em termos de custo como de tempo empregado. Nestas circunstâncias, a estabilização assume grande importância de ordem econômica, já que possibilita a utilização dos solos locais, reduzindo assim o custo final da obra.

A estabilização dos solos, por sua vez, pode ser obtida pelo uso de várias técnicas que podem ser reunidas em dois grupos:

- a) as que empregam meios mecânicos, como a correção da granulometria e plasticidade, com adição ou subtração de certas quantidades de suas frações constituintes até se obter os parâmetros estabelecidos por norma (Vargas, 1977);

b) as que empregam meios químicos utilizando aditivos orgânicos ou inorgânicos, como por exemplo, materiais betuminosos e resinas, compostos de fósforo, silicatos de sódio, cal, cimento Portland e outros.

A opção por um ou outro tipo de estabilização é influenciada por uma série de fatores, entre os quais os econômicos (custos), a própria finalidade da obra (via principal, vicinal etc.) e, em particular, as características dos materiais e as propriedades que devem ser corrigidas.

Desta forma, a estabilização de solos com cal, que é objeto deste estudo, é especialmente recomendada para os solos argilosos, os muito siltosos e mesmo aqueles granulares que contenham, em sua fração argila, minerais expansivos.

A cal pode ser aplicada aos solos visando a estabilização propriamente dita (solos estabilizados), quando o objetivo é obter aumento de resistência mecânica e inibição das mudanças volumétricas, ou a simples melhoria de certas propriedades (solo melhorado), como a redução da plasticidade, ou ainda, como um tratamento prévio para a aplicação de outras técnicas, como por exemplo, o solo-cimento.

A estabilização solo-cal, assim designada pela engenharia, se faz através de reações físico-químicas, que se desencadeiam entre a cal e os constituintes do solo (a fração argila, principalmente), capazes de reduzir a sensibilidade dos materiais à ação da água e aumentar a sua capacidade de suporte. Em função desse caráter químico da estabilização, a natureza dos solos e da cal desempenham um papel fundamental no processo, controlando e condicionando essas reações.

Originalmente desenvolvida em regiões temperadas, a extrapolação desta técnica, para o domínio tropical, tem apresentado problemas que são gerados, principalmente, pelo desconhecimen-

to da natureza dos materiais envolvidos (cal e solos tropicais) e dos princípios e mecanismos que regem essa estabilização sob condições tão diversas. Apesar disso, alguns países dessas regiões, destacando-se entre eles os africanos (África do Sul, Algéria, Zâmbia, Kênia, Rodésia e Tanzânia) têm lançado mão desta prática.

A necessidade de um questionamento dos critérios e parâmetros utilizados na aplicação desta técnica, para uma adaptação mais adequada a este domínio, nos levou a fazer esta pesquisa, cujo objetivo é, em um sentido amplo, contribuir para a caracterização das misturas solo-cal nas regiões tropicais, através de uma abordagem pedológica e geoquímica. Mais particularmente, é o estudo, sob os pontos de vista mecânico, mineralógico e morfológico, do comportamento de alguns solos e materiais de alteração (alteritas) típicos, de expressão espacial na região sul e sudeste do Brasil, com adição de cal.

Deve-se lembrar, também, que o avanço tecnológico neste campo significa para o mundo tropical, onde se concentram os países subdesenvolvidos e em desenvolvimento, a possibilidade de expansão da sua rede rodoviária, pela construção de pavimentos de baixo custo, com reflexos sócio-econômicos importantes: ocupação e interligação do território, escoamento de mercadorias etc.

No Brasil registram-se apenas algumas aplicações, feitas, em nível experimental, em Goiás, Rio de Janeiro, Paraná (Dantas, 1970), Minas Gerais (Brasil, 1978) e São Paulo (Nogami et al., 1980).

Atualmente, a necessidade de novas estradas e os recursos escassos para a construção têm levado os técnicos a buscar soluções mais baratas, aumentando sensivelmente o interesse por essa técnica. O Departamento de Estradas de Rodagem do Estado do Paraná, por exemplo, está desenvolvendo um amplo projeto de pesquisa e aplicação de técnicas para construção de pavimentos econômi-

cos (entre elas a estabilização solo-cal e solo-cal-cimento), excutando vários trechos experimentais na área de ocorrência das Terras Roxas (Aranovich & Ogurtsova, 1987) sobre as rochas basálticas, que correspondem, grosso modo, à metade da área do Estado.

Em termos de Brasil, sabe-se que mais de 50% do território é recoberto por materiais argilosos, problemáticos para a construção rodoviária, mas com probabilidade de responder bem à estabilização com a adição de cal.

PARTE I

A ESTABILIZAÇÃO DE SOLOS COM CAL NAS REGIÕES TROPICAIS
Revisão bibliográfica e proposta metodológica.

Capítulo 1

OS SOLOS TROPICAIS E SUA ESTABILIZAÇÃO COM CAL

A estabilização de solos com cal não é recente, segundo Herrin & Mitchell (1961), vários povos a usavam há mais de 2 000 anos. Foram os romanos que mais desenvolveram a tecnologia do uso da cal na construção de bases e sub-bases de estradas, utilizando inclusive a adição de pozolanas (cinza vulcânica existente em Pozzuoli, próximo à Nápoles), para melhorar a ação de cimentação da cal.

Apesar de ser uma das técnicas mais antigas de construção, ela só foi efetivamente retomada depois da II Guerra Mundial, principalmente nos Estados Unidos, onde teve grande impulso a partir de 1955 (Guimarães, 1971).

A técnica em si é simples. Consiste na pulverização do solo até uma determinada granulometria (em geral 60% passando na peneira de 4,75 mm de diâmetro), distribuição e espalhamento da cal na porcentagem indicada em laboratório (em média 4 a 6% em peso, podendo ser mais baixa se o objetivo for apenas melhorá-lo). A cal pode ser adicionada em pó ou na forma de leite de cal. Depois de distribuída deve ser misturada até uma perfeita incorporação com o solo. A seguir, a mistura é levada à umidade ótima de compactação, homogeneizada e então compactada na energia determinada pelo projeto. A superfície da camada recém terminada deve ser regada e protegida para evitar perda de umidade: se for uma sub-base, deve ser colocado em seguida o material da outra camada a ser executada; se for uma base deve ser recoberta por uma imprimação (betuminosa). Estas camadas passam por um período de cura que é variável (3 a 7 dias em geral) em função do tipo de material e das condições climáticas locais (quanto mais altas as tem-

peraturas, mais rápida é a cura). Terminado o período de cura é executada a outra camada ou a capa asfáltica (EUA, National Lime Association, 1976a e EUA, Transportation Research Board, 1976b).

A. ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO SOBRE ESTABILIZAÇÃO SOLO-CAL EM REGIÕES TROPICAIS

Um dos temas mais debatidos e ao mesmo tempo controvertido, na escassa bibliografia existente, é sobre a viabilidade da aplicação da técnica de estabilização com cal para os solos tropicais, ou seja, a sua aptidão para tal emprego.

Segundo alguns órgãos como o Centre Experimental de Recherches et d'Études du Bâtiment e des Travaux Publics - CEBTP (França, 1972) e o Transport and Road Research Laboratory - TRRL (Reino Unido, 1977), grande parte dos solos tropicais e sub-tropicais podem ser estabilizados com cal, exceto os orgânicos ou com certas substâncias químicas (sulfatos). O solo, conforme esses órgãos, deve ter no mínimo 15% de material menor do que 425 μ e Índice de Plasticidade (IP) maior do que 10. Já a Lyon Association (EUA, 1975), quando responsável pelo projeto de interesse do mundo tropical, que resultou no relatório "Laterite and Lateritic Soils and other problem Soils of the Tropics", considera que a cal é recomendada quando o IP é maior do que 15 e a porcentagem que passa na peneira 200 (0,074mm) superior a 25%.

De um modo geral, constata-se que pesquisadores e técnicos têm encontrado dificuldade para determinar os parâmetros mais adequados a serem considerados na caracterização das misturas solo-cal nas regiões tropicais. Essa dificuldade aparece tanto em termos de avaliação das misturas quanto em procedimentos de construção (Committee on Tropical Soils of The ISSMFE, 1985).

Observa-se, por exemplo, que o método de dosagem de teor de cal proposto por Eades & Grim (1966), normalmente empregado em regiões temperadas, apresenta sérias restrições ao seu uso em regiões tropicais. A Lyon Association (EUA, 1975) relata que na maior parte das vezes é necessário, para que se obtenha os valores de resistência desejados, teores maiores do que aqueles indicados pelo teste de pH. Na África do Sul foi feita uma adaptação, introduzindo-se algumas variáveis como a determinação do consumo inicial da cal (Clauss & London, 1971), para que fosse possível adotá-lo.

Assim, é mais comum, nas áreas tropicais, a determinação da dosagem de cal a partir dos valores de capacidade de suporte (CBR - "Californian Bearing Ratio") ou da resistência à compressão simples: porcentagem mínima de cal para se atingir os valores de resistências aceitáveis. As taxas variam normalmente entre 2 e 6% (França, 1972 e Reino Unido, 1977).

Da mesma forma, os critérios adotados em regiões temperadas para se determinar a reatividade dos solos à ação da cal, como aquele proposto por Thompson (1966), não se mostraram adequados para os materiais tropicais, conforme observou Lima (1981).

Alguns trabalhos surgidos nos últimos dez anos têm contribuído para esclarecer certos pontos sobre a reatividade dos solos tropicais à ação da cal. Queiroz de Carvalho (1981a), por exemplo, fez uma observação interessante sobre o Índice de Plasticidade dos solos tropicais, constatando que não existe correlação entre ele e o comportamento da cal no solo. Solos com $IP < 10$ apresentaram boa reatividade, tanto quanto outros com $IP > 10$; alguns solos com IP elevados, contudo, apresentaram baixa reatividade.

Tal fato permite dizer que o critério de seleção de solos tropicais para a estabilização com cal, baseado no IP, como

os mencionados por Lyon Association (EUA, 1975), TRRL (Reino Unido, 1977) e CEBTP (França, 1971 e 1982), carecem de fundamento.

Por outro lado, a Lyon Association (EUA, 1975) também relaciona a eficiência da estabilização com a natureza mineralógica da fração argila dos solos, concluindo que: quando o argilo-mineral é a caolinita, a reação com a cal ocorre de forma lenta; se a fração argilosa for constituída predominantemente por óxidos e hidróxidos de ferro a reação é nula e se, ao contrário, estiverem presentes os minerais aluminosos (óxidos e hidróxidos de alumínio), que são comuns nos solos ferralíticos da América do Sul, África e seus similares do sudeste asiático, a reatividade com a cal é grande.

Já Queiroz de Carvalho & Cabrera (1979), Cabrera & Nwakanma (1980) e Queiroz de Carvalho (1981a, 1981b, 1983a e 1983b), relacionam a reatividade dos solos tropicais com a cal à presença de componentes amorfos de alumina e sílica existentes na fração argila.

Cabrera & Nwakanma (1980) propõem, a partir da aplicação de um modelo teórico de difusão de reação, um índice de atividade pozolânica*. Baseados na alta reatividade dos componentes amorfos, afirmam que o fenômeno de estabilização pode ser explicado pela rápida formação dos produtos cimentantes (a partir das reações dos amorfos com a cal), que promove as mudanças nas propriedades geotécnicas dos solos (5 dias para os solos testados). Estes autores não encontraram, entretanto, um valor limite para separar os solos pozolânicos dos não pozolânicos.

Estes trabalhos que se apoiam na importância dos produtos amorfos dos solos tropicais para o estabelecimento da reatividade com a cal, são passíveis de críticas. Uma delas é com rela-

*Atividade pozolânica: capacidade dos materiais se combinarem e reagirem com a cal, dando origem a produtos com propriedades cimentantes.

ção aos métodos de determinação de tais substâncias e o seu real significado nos solos tropicais. Sabe-se que as substâncias ditas amorfas devem ser sempre relatadas ao método utilizado na determinação, uma vez que procedimentos mais sofisticados podem indicar que se tratam na realidade de produtos cristalinos.

Por outro lado, vários trabalhos sobre solos tropicais indicam que uma das características dos materiais lateríticos é a pequena quantidade ou a inexistência de produtos amorfos.

Queiroz de Carvalho & Cabrera (1979) também propõem um método para avaliar a reatividade à cal dos solos tropicais através da "diferença da capacidade de troca de cátions" (DCTC), definida como a diferença entre a CTC (Capacidade de Troca Catiônica) em pH 7 e a CTC em pH 10, ou seja:

$$DCTC = CTC_{pH\ 10} - CTC_{pH\ 7}$$

Contudo, uma análise dessa proposta indica que o método não é tão sensível para separar os solos reativos dos não reativos quanto se propõe. Outro aspecto que deve ser lembrado é que a determinação da capacidade de troca dos materiais envolve grande trabalho e tempo, laboratório especializado e pessoas habilitadas, o que dificulta a sua execução, não sendo, portanto, um método simples.

Harty & Thompson (1973), algum tempo antes dos autores anteriormente citados, observaram que o pH do solo, capacidade de troca catiônica, saturação em bases, relação sílica-sesquióxidos, relação sílica-alumina e ordem pedológica, influenciavam o desenvolvimento das reações pozolânicas nos "Ultisols" e "Oxisols". Estes autores também tentaram definir um índice que caracterizasse a reatividade dos solos tropicais mas não conseguiram. Concluíram que, aparentemente, não existe um sistema único de índices e que provavelmente cada ordem de solos necessite de um índice com parâmetros particulares.

Estas observações indicam que, no domínio tropical, o processo de estabilização apresenta uma complexidade maior, gerada fundamentalmente pela natureza dos materiais envolvidos.

B. OS MATERIAIS TROPICAIS DO PONTO DE VISTA DA PEDOLOGIA E DA GEOQUÍMICA

Como já foi referido anteriormente, todo o conhecimento, as classificações e teorias empregadas na mecânica de solos surgiram em função da experiência adquirida com os materiais das regiões temperadas. Nos trópicos, os solos são muito diferentes daqueles das regiões temperadas e os modelos e classificações existentes não satisfazem as suas necessidades. Este problema vem sendo sentido no Brasil desde a década de 1940 (Villibor, 1981), mas apesar disto, até hoje, as classificações geotécnicas de solos empregadas e os parâmetros de aplicação, ainda são aqueles formulados para os materiais das zonas temperadas.

Um dos aspectos marcantes e que diferenciam os solos das áreas tropicais, quentes e úmidas, é que o intemperismo e a pedogênese produzem solos muito espessos, cujo perfil é formado por dois conjuntos de horizontes (Delvigne, 1981):

- um superior, denominado "solum" ou "pedon", formado pelos horizontes pedológicos A e B. É o domínio da pedogênese onde, sob a ação combinada de vários fatores superficiais (clima, vegetação, relevo, ação do homem e tempo) se processam transformações, deslocamentos e reorganizações de matérias, concentrações de constituintes móveis, responsáveis pelo desaparecimento rápido das características herdadas do material original;
- um inferior, mais profundo, também chamado de "material parental" ou "alterita", onde dominam os fenômenos de alteração. Cons

titui-se no horizonte C do perfil de solo e pode apresentar grandes espessuras. É o resultado da alteração progressiva da rocha mãe, da qual conserva, ao menos parcial e provisoriamente, algumas de suas propriedades mineralógicas e estruturais.

São, no todo, materiais marcados por uma evolução sob condições de hidrólise em meio neutro ou ligeiramente ácido (Duchaufour, 1977) e cujos produtos apresentam um conjunto de características e propriedades físicas e químicas de caráter ferralítico (ou laterítico). Os solos e alteritas assim formados têm um comportamento hídrico e mecânico distinto entre si e, ao mesmo tempo, particular em relação aos seus similares das áreas temperadas, de acordo com as classificações geotécnicas utilizadas, como mostram os trabalhos de Nogami & Villibor (1980 e 1981), Autret (1983), Atlan & Feller (1983), entre outros.

No Brasil, a engenharia já procura distinguir esses dois conjuntos, chamando de solo laterítico ao conjunto superior, quando este apresenta certas propriedades características, propostas por Nogami & Villibor (1981), e de saprolito ao inferior.

Neste trabalho o conjunto superior será sempre referido como solo e o inferior como alterita.

O conjunto superior corresponde a materiais espessos caoliníticos, ricos em óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, sem minerais primários alteráveis, nem vestígios da estrutura da rocha original. Correspondem geralmente aos "Oxisols" da "Soil Taxonomy" (EUA, Soil Survey Staff, 1975) que no Brasil são representados principalmente pelos latossolos (Bennema et al., 1959).

Os latossolos de textura argilosa apresentam-se organizados em microagregados estáveis e que funcionam, do ponto de vista mecânico, como grãos de areia (pseudo-areias), mascarando o comportamento do solo em termos de expansão, contração e sensibilidade à água. Dada a espessura que atingem (de 2 a 6 metros em

média), a engenharia nos trópicos frequentemente trabalha essa camada.

O conjunto inferior se caracteriza, segundo Chatelin (1974), do ponto de vista mineralógico, por apresentar, ao lado do elenco ferralítico típico (argilas da família da caolinita, gibbsita e outros óxidos e hidróxidos metálicos livres), os minerais primários pouco alteráveis ou em vias de alteração. Em alguns casos ocorrem espécies minerais novas com caráter transitório e pseudomorfoses frequentes. Apresentam assim uma heterogeneidade que é devida tanto às variações de estrutura da rocha quanto à anisotropia na distribuição dos minerais secundários, resultantes da diferença de alterabilidade dos minerais primários, da sua distribuição na rocha, bem como da presença de tipos distintos de microssistemas de alteração. Esta heterogeneidade também é influenciada pelo grau de conservação da estrutura da rocha.

Uma outra característica importante nas alteritas é a segregação que existe entre os minerais de caolinita e gibbsita, de um lado, e de ferro, de outro, ao contrário dos solos onde ocorrem intimamente associados.

Em perfil, apresentam níveis com graus de evolução crescentes, a partir da rocha sã até ao horizonte B do solo.

Assim, essa heterogeneidade e anisotropia representam a tônica principal na caracterização das alteritas e a grande condicionante do seu comportamento hídrico e mecânico.

Cabe salientar que as alteritas são notavelmente espessas sobre as rochas graníticas e gnaíssicas, onde atingem várias dezenas de metros, enquanto que, sobre as rochas básicas, a transição rocha sã - material alterado se faz de uma forma abrupta. Dada a facilidade maior de alteração dessas rochas básicas, o material evolui rapidamente, não formando um horizonte alterítico espesso.

Convém lembrar, contudo, que esse esquema é geral, mas não engloba todos os materiais presentes nas regiões tropicais, nem mesmo todos aqueles que evoluem sob as mesmas condições ferralíticas. O mesmo processo, mas com graus de evolução diferentes, dará obrigatoriamente materiais com características variadas.

No domínio tropical além da ferralitização, típica das áreas quentes e úmidas, atuam outros processos pedogenéticos: a ferruginização, nas áreas com estações bem contrastadas e a ferralitização, nas áreas com características semi-áridas. Os materiais resultantes desses processos são bem distintos entre si, mas podem, por outro lado, apresentar algumas características comuns, como por exemplo a cor. Chamamos a atenção para este fato porque são frequentes as referências na bibliografia da área de engenharia aos "solos vermelhos tropicais", como se eles fossem comparáveis entre si e permitissem generalizações e extrapolações para todos os outros.

Os materiais selecionados para esta pesquisa, solos e alteritas, são, assim, exemplos típicos das áreas tropicais quentes e úmidas, que evoluem sob condições ferralíticas.

Capítulo 2

METODOLOGIA DE TRABALHO

De acordo com o que foi exposto no capítulo anterior, percebe-se que para se obter maiores informações sobre estabilização de solos com adição de cal nas regiões tropicais é necessário, em primeiro lugar, um conhecimento mais profundo da natureza dos materiais. Neste sentido, a pedologia e a geoquímica, com as suas informações sobre a constituição destes materiais e seus processos de gênese e evolução, podem representar instrumentos valiosos para se resolver tais questões.

Assim, para atingir o objetivo proposto nesta pesquisa, os materiais foram observados e analisados sob três condições diferentes: no seu estado natural, compactado sem tratamento e compactado após tratamento com cal.

Em cada um dos casos foram observados aspectos mineralógicos, de organização (micromorfológicos) e mecânicos, o que permitiu obter informações sobre a influência da adição de cal no comportamento dos materiais e os prováveis mecanismos desencadeados pela sua ação.

As análises e observações dos materiais no seu estado natural possibilitam uma caracterização, que é essencialmente pedológica e geoquímica, que vai servir de base para a verificação das transformações provocadas pela compactação e, principalmente, para a determinação dos parâmetros que interferem, ou melhor, conduzem as suas reações com a cal.

Já a comparação dos materiais compactados, com e sem cal, permite verificar em que medida a adição da cal influencia os parâmetros hídricos e mecânicos, que caracterizam o comportamento

geotécnico.

A Fig. 1 representa esquematicamente esta síntese metodológica proposta.

Introduzimos além da caracterização mineralógica e mecânica, usualmente apresentadas em muitos outros trabalhos, a análise micromorfológica. Esta análise, feita para os materiais nas três condições diferentes, permite acompanhar, numa primeira etapa, as mudanças que ocorrem ao nível de organização no material, provocadas apenas pelo esforço de compactação e depois, verificar as modificações decorrentes da adição de cal + compactação (misturas solo-cal).

As misturas solo-cal são aqui compreendidas como todos os materiais, solos ou alteritas, misturados com uma porcentagem de cal e água. Neste caso as misturas foram feitas com uma cal previamente selecionada e caracterizada em termos químicos (cal hidratada cálcica), adicionando-se um teor de 5% em peso.

Este teor está dentro da faixa geralmente citada na bibliografia. De qualquer maneira, é apenas um teor médio, não significando um teor ótimo para cada material estudado. Foi fixado neste valor para permitir comparações dos dados obtidos com os diversos materiais.

SÍNTESE METODOLÓGICA

Fig.1: Síntese da metodologia proposta neste estudo.

PARTE II

ESTUDO EXPERIMENTAL DO COMPORTAMENTO DAS MISTURAS SOLO-CAL COM
ALGUNS MATERIAIS EXPRESSIVOS DAS REGIÕES SUL E SUDESTE DO BRASIL

Capítulo 3

CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA DE AMOSTRAGEM

A. ESCOLHA DA ÁREA E DOS MATERIAIS

Estabeleceu-se, desde o início, que a área de amostragem estaria inserida nas regiões sul e sudeste do país, em função do seu grande desenvolvimento econômico que gera a necessidade constante de ampliação da rede rodoviária, principalmente quanto às estradas vicinais, onde se aplicam os pavimentos de baixo-custo.

A área, entretanto, só foi determinada a partir da seleção dos materiais. O primeiro passo no desenvolvimento deste trabalho foi, portanto, um levantamento dos materiais argilosos e siltosos com o auxílio de cartas geológicas, nas escalas 1: 5 000 000 (Brasil, 1971a) e 1:2 500 000 (Brasil, 1981a), pedológicas, como o Mapa Mundial da FAO - Folha Brasil (FAO-UNESCO, 1971), Mapa de Solos do Brasil (Brasil, 1981b) e os levantamentos de solos regionais para o Brasil efetuados em São Paulo (Brasil, 1960), Furnas (Brasil, 1962) e Paraná (Brasil, 1970, 1971b, 1974 e 1975).

Tal procedimento permitiu selecionar 5 materiais argilosos e siltosos, os mais expressivos em termos de área de ocorrência e que, ao mesmo tempo, apresentam problemas para o seu uso na construção rodoviária.

Esses materiais ocorrem com relativa abundância numa vasta área das regiões sul e sudeste, compreendida, grosso modo, entre os paralelos 18° e 25° S e os meridianos 44° e 54° W, engloban-

do o sul do Estado de Minas Gerais, São Paulo na sua totalidade e grande parte do Paraná.

O trabalho de campo foi dirigido para as áreas previamente apontadas como as de maior ocorrência dos materiais selecionados, dando-se preferência para as localizadas no Estado de São Paulo.

O objetivo principal desta fase foi localizar perfis típicos para cada material. Uma vez selecionados, estes perfis foram identificados e amostrados obedecendo-se, no caso dos solos, aos critérios pedológicos propostos no Manual para Descrição de Solo no Campo (São Paulo, 1969):

- Latossolo Roxo: coletado na fazenda Santa Maria, em Cravinhos (SP), na região de Ribeirão Preto. Este mesmo perfil foi objeto de um estudo detalhado realizado por Pedro et al. (1976), além dos trabalhos de Gonçalves (1978) e Carvalho et al. (1983);
- Terra Roxa Estruturada: coletada na estrada de Taquarituba à Fartura (SP), próximo ao Km 174;
- Latossolo Vermelho Escuro orto: coletado na estrada de Itapetininga à Piraju, Km 236 (SP);
- alteritas: sobre granito e sobre gnaiss, coletadas ao longo da Rodovia Castelo Branco (SP), Km 30 e 34, respectivamente.

A coleta de amostras de solos não obedeceu ao esquema tradicional de perfil completo, horizonte por horizonte. Coletou-se apenas o horizonte B, por ser o horizonte mais espesso e corresponder, também, ao material geralmente trabalhado pela engenharia, uma vez que nas operações de construção rodoviária o horizonte A é sempre desprezado.

Na coleta de amostras de alteritas considerou-se o nível mais dominante, definido por cor, textura e grau de conservação da estrutura original.

Foi feita também a coleta de amostras indeformadas, des-

ses horizontes, para a confecção de lâminas delgadas.

B. ASPECTOS GEOLÓGICOS

A observação do mapa geológico do Brasil (Brasil, 1971a), a partir do qual foi feito o esboço da Fig. 2, mostra que esta área apresenta duas unidades estruturais distintas: uma faixa estreita a leste, onde aflora o embasamento cristalino e a oeste, dominando a maior parte deste território, a presença dos terrenos da Bacia Sedimentar do Paraná.

A faixa cristalina corresponde ao setor central da província estrutural da Mantiqueira (Almeida et al., 1977), constituída na sua maior parte por unidades pré-cambrianas. Apresenta uma litologia variada e muito complexa, com ocorrência de rochas metamórficas desde fácies xisto-verde até granulito. Os migmatitos, gnaisses, quartzitos, rochas calco-silicáticas e calco-xistos, mica-xistos, filitos e granitóides são comuns a todas as unidades litoestratigráficas desta província.

Os granitóides são numerosos e ocorrem como batólitos, "stocks" e diques constituindo, assim, uma das litologias mais destacadas da região. Os trabalhos de Hasui & Oliveira (1984) e de Janasi & Ulbrich (1985) apresentam uma caracterização detalhada da ocorrência e composição desses granitóides.

A Bacia Sedimentar do Paraná (província estrutural do Paraná), corresponde a pouco mais de 2/3 desse território.

Os terrenos sedimentares afloram, partindo-se do contato com as rochas cristalinas a leste e dirigindo-se ao rio Paraná (eixo da bacia), na seguinte ordem:

- uma faixa longitudinal onde dominam os terrenos carboníferos e

Fig.2: Mapa esquemático da geologia da área de estudo (Conf. Mapa Geológico do Brasil - Brasil, 1971a).

permianos, com uma pequena área de afloramento de devoniano (de Ponta Grossa no Paraná até Itapeva em São Paulo). Estes terrenos são constituídos principalmente por argilitos, arenitos, ritmitos, siltitos, diamectitos e folhelhos;

- no resto da área dominam, em superfície, materiais sedimentares intercalados com os derrames basálticos, ambos cretácicos. No Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais afloram as rochas sedimentares da Formação Bauru, constituídas por conglomerados, arenitos, siltitos, argilitos e calcários. Assim, nestas áreas o basalto subjacente aflora apenas nos entalhes dos vales dos rios principais, com uma área de exposição maior na região NE de São Paulo (Ribeirão Preto). No Paraná, entretanto, os derrames basálticos encontram-se expostos por quase toda a sua porção ocidental, com apenas um trecho a NW recoberto pela Formação Caiuá (arenitos com camadas de argila intercaladas).

C. RELEVO

Nessa área distinguem-se 3 grandes províncias morfológicas, em estreita relação com a geologia, como pode ser observado nos perfis topográficos das Figs. 3 e 4 (conf. Monteiro, 1963a): a zona cristalina atlântica, a zona de circundesnudação periférica (área de exposição dos terrenos permo-carboníferos) e a zona do capeamento basáltico-arenítico.

- Zona cristalina atlântica:

Esta zona corresponde à área genericamente denominada de Planalto Atlântico. Constitui um maciço cristalino antigo, onde as estruturas originais, a tectônica moderna e o clima deram origem a quadros morfológicos distintos. Assim, destacam-se, de um la

Fig.3: Perfil topográfico do Estado de São Paulo e as suas unidades morfológicas, segundo Monteiro (1963a).

Fig.4: Perfil topográfico do Estado do Paraná e as suas unidades morfológicas, segundo Monteiro (1963a).

do, os escarpamentos litorâneos e sub-litorâneos resultantes de fraturas e falhas (Serra do Mar e da Mantiqueira), que constituem bordas de planalto; de outro, o planalto propriamente dito, correspondendo a uma zona de relevo enérgico, esculpido a partir de superfícies antigas de erosão, cujo reentalhe e dissecação posterior exibem uma influência marcante da estrutura geológica. Como resultado dessa evolução ocorrem as montanhas rejuvenescidas, com cristas salientes e redes de drenagem complexas, configurando uma morfologia de tipo apalachiano; ou ainda, áreas onde dominam os morros com vertentes arredondadas em forma de meia-laranja, denominadas "mares de morros" (Ab'Saber, 1968) - resultantes típicas de processos morfoclimáticos sob condições tropicais úmidas.

- Zona de circundesnudação periférica:

Corresponde, grosso modo, à faixa de exposição dos terrenos permo-carboníferos e devonianos.

No Estado de São Paulo apresenta-se como um patamar deprimido entre o maciço cristalino a leste e as escarpas arenítico-basálticas a oeste. A topografia é no geral pouco acidentada, constituída basicamente por colinas de topo aplainado, niveladas entre 550, 650 e 700m, e vales largos de fundos chatos. Este compartimento, denominado Depressão Periférica Paulista, esteve sujeito a processos de aplainamento generalizado, que arrasaram o seu relevo, dando origem a uma superfície de erosão interplanáltica desdobrada e poligênica (Ab'Saber, 1965), reconhecida e datada por De Martonne (1943) como neogênica. O reentalhe dessa superfície, condicionada pelo ritmo da epirogênese pós-cretácica e por alternâncias climáticas, deu origem a uma série de patamares e terraços escalonados entre o nível dos topos e as várzeas atuais ao longo dos principais vales (Ab'Saber, 1965).

No Paraná a área de exposição dessas rochas permo-carboníferas constitui um patamar elevado, denominado Segundo Pla

nalto Paranaense. Apresenta altitudes da ordem de 1 100 - 1 200m, na borda leste onde ocorre a cuesta devoniana (Serrinha), que decaem para 700 e 800m em direção às escarpas arenítico-basálticas. Apesar das altitudes superiores às da Depressão Periférica Paulista, apresenta certas afinidades morfológicas de conjunto (Monteiro, 1963a): relevo suave de colinas, aqui com altitudes compreendidas entre 800 e 900m, raramente atingindo 1 000m.

- Zona do capeamento basáltico-arenítico:

Esta zona apresenta, em toda a sua borda leste, um sistema de cuestas, elaborado pelos processos desnudacionais que originaram as depressões periféricas à sua frente. Estas cuestas apresentam escarpas com desníveis da ordem de 200 a 300m. A partir das cuestas as altitudes em torno de 1 000m vão decaindo suavemente em direção ao rio Paraná, onde atingem 350 a 400m, formando um plano de centenas de quilômetros de largura, ligeiramente inclinado.

É possível distinguir-se dois quadros morfológicos principais: um em São Paulo e NW do Paraná (Planalto Ocidental), correspondendo às áreas de exposição das formações areníticas e outro no Paraná (Planalto das Araucárias), relacionado à área de afloramento exclusivo dos basaltos.

O primeiro, Planalto Ocidental, se caracteriza por um relevo suave, tabuliforme, apresentando interflúvios alongados e paralelos (baixos chapadões). O segundo, Planalto das Araucárias (parte do Terceiro Planalto Paranaense), identificado e caracterizado por Almeida (1952), é desprovido de cobertura arenítica e corresponde, em termos gerais, à parte mais elevada do capeamento basáltico. Além de mais elevado, é morfológicamente mais complexo, apresentando um modelado mais diversificado.

D. CLIMA

Apesar da sua posição geográfica nos limites da faixa tropical (a latitude da cidade de São Paulo corresponde ao Trópico de Capricórnio), a área como um todo, apresenta, de acordo com Nimer (1971 e 1977), climas com características que vão do tropical quente úmido e sub-úmido, no NW do Estado de São Paulo, a climas tropicais sub-quentes na maior parte dos Estados de São Paulo e Paraná. Os mesotérmicos brandos úmidos e super-úmidos estão restritos às zonas mais elevadas de São Paulo e sul de Minas, dominando, contudo, na porção meridional do Paraná, onde transicionam para climas notadamente mais temperados.

De um modo geral, a área apresenta temperaturas médias anuais que variam de 20° a 24°C para as regiões sob a dominância do clima tropical quente, de 18° a 20°C para aquelas sob o tropical sub-quente e entre 18° e 19°C para as dos mesotérmicos.

A umidade, por sua vez, aumenta em direção sul, a partir da porção NW da área, que é no conjunto a mais seca, apesar de apresentar pluviosidade média entre 1 000 e 1 250mm. À medida que se caminha para o Paraná a pluviosidade aumenta para 1 500mm, apresentando a zona a SW deste Estado médias anuais da ordem de 1 750mm (Monteiro, 1963b).

Em síntese, a área apresenta climas com características tropicais, que a partir de São Paulo e sul de Minas (excetuando-se as regiões mais elevadas) passam de temperaturas mais altas e pluviosidade, dentro do conjunto, mais baixa, mas ainda abundante, para temperaturas gradualmente mais baixas (caráter mesotérmico) e pluviosidade mais elevada, em direção ao sul.

E. SOLOS

A distribuição dos solos nessa área está intimamente relacionada com a geologia, a geomorfologia e o clima. Uma comparação dos mapas geológicos (Brasil, 1971a) e pedológico (Brasil, 1981b), cujos esboços são apresentados nas Figs. 2 e 5, permite dizer que:

- na zona do capeamento basáltico-arenítico, no Planalto Ocidental, ocorrem sobre as coberturas areníticas, grandes manchas de Latossolos Vermelho Escuros, geralmente de textura arenosa, associados aos podzólicos ou podzolizados. Sobre os basaltos estão presentes o Latossolo Roxo e a Terra Roxa Estruturada, com predomínio do primeiro sobre o segundo. Na parte correspondente ao Planalto das Araucárias ocorre somente o Latossolo Roxo e a Terra Roxa Estruturada. Onde o relevo é mais vigoroso aparecem os solos litólicos de basalto. Aqui a Terra Roxa Estruturada e o Latossolo Roxo ocorrem de forma mais equilibrada em termos de extensão, mas a primeira tende a dominar sobre o segundo, em função de climas gradualmente mais frios e relevo mais movimentado. A partir dessa latitude (Planalto das Araucárias), já no Estado de Santa Catarina, devido ao caráter mais temperado do clima, desenvolvem-se, sobre esses mesmos basaltos, solos com características muito diferentes (solos brunos, por exemplo);
- nas depressões periféricas ocorre sobre o substrato permo-carbonífero uma variedade maior de solos. Estão presentes: o Latossolo Vermelho Escuro, dominando contudo o de textura argilosa, em áreas contíguas às das Terras Roxas e geralmente relacionado aos topos aplainados das colinas (superfície antiga de erosão); o Latossolo Vermelho Amarelo argiloso a areno-argiloso; os podzólicos e os cambissolos (estes últimos principalmente no Paraná);

Fig.5: Mapa esquemático dos solos da área de estudo (Conf. Mapa de Solos do Brasil - Brasil, 1981b).

- na zona cristalina ocorrem, preferencialmente, o Latossolo Vermelho Amarelo, os solos podzólicos e os cambissolos. Na área cristalina ao sul de Minas há uma grande mancha de Latossolo Vermelho Escuro, textura argilosa, cuja ocorrência está relacionada à existência de níveis antigos de erosão, correlatos aos da Depressão Periférica Paulista. Aqui o condicionador principal da distribuição dos solos é o relevo: em áreas de relevo menos vigoroso, geralmente os topos, ocorrem preferencialmente os latossolos; os podzólicos aparecem associados às vertentes e quando estas apresentam grandes declividades surgem os solos litólicos. Entretanto, as características de intemperismo e de dinâmica do modelado nestas áreas, subordinadas às condições climáticas, promovem, de um lado o desenvolvimento de um manto de alteração espesso e de outro, dão origem às formas mamelonares (os morros em forma de meia-laranja - mares de morros). As atividades da engenharia rodoviária, num quadro desta natureza, atingem, frequente e preferencialmente, os níveis alterados (alterita) ao invés do solo propriamente dito, como acontece nas regiões de relevo mais suavizado; daí a importância das alteritas sobre os solos nestas zonas.

Capítulo 4

TÉCNICAS DE ANÁLISE

De acordo com a metodologia proposta no capítulo 2, foi utilizado em cada etapa do trabalho um elenco próprio de ensaios e análises, executados em diferentes laboratórios:

- análises físicas, químicas, mineralógicas e morfológicas: laboratórios de Geoquímica, de Difração de Raios-X e Análise Termogravimétrica (ATD), de Impregnação e o de Microscopia Óptica do Instituto de Geociências - USP;
- análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV): Laboratório de Solos de Versalhes - INRA, França e Laboratório de Microsonda da Divisão de Metalurgia do IPT (SP);
- ensaios mecânicos: Laboratório de Solos Central do DER-SP e Laboratório de Solos do Departamento de Transportes da Escola Politécnica da USP.

Nesta pesquisa recorreu-se a algumas técnicas de uso corrente nesses laboratórios, mas houve também a necessidade de a daptações de outras, em função da natureza do objeto pesquisado - as misturas solo-cal.

A. PREPARAÇÃO DO MATERIAL

Todos os materiais, solos e alteritas, foram submetidos a uma secagem ao ar, esboroados em almofariz e peneirados (peneira de 2,00mm de abertura) obtendo-se a Terra Fina Seca ao Ar (TFSA) que foi utilizada nos ensaios mecânicos e análises.

Para a confecção de lâminas delgadas, usadas principal-

mente para a análise micromorfológica, foi necessário impregnar os materiais (amostras naturais indeformadas - torrões - fragmentos de corpos de prova dos materiais compactados sem cal e com cal) com uma resina acrílica.

As amostras, excetuando-se as de mistura solo-cal, foram previamente secas em estufa a aproximadamente 40°C.

Utilizou-se uma resina polylite (T-208), pré-acelerada, diluída com monômero de estireno ($\pm$ 35ml para 100ml de resina) e com algumas gotas de catalizador (de 3 a 4 gotas de peróxido de metil etil cetona, para estas proporções).

A impregnação foi feita em dessecador, sob vácuo, adicionando-se a resina em pequenas quantidades, várias vezes, até que se completasse o processo.

Depois de endurecidas, as amostras foram cortadas em fatias, cujas superfícies a serem laminadas foram novamente impregnadas. A reimpregnação foi feita com uma solução de resina e acetona (na proporção de 1:1) e catalizador (2 gotas para 50ml de solução).

Esta técnica de impregnação se baseia naquela proposta por Verbeke (1969).

B. ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

A determinação da granulometria, umidade higroscópica e pH, obedeceu às técnicas normalmente empregadas no Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências - USP:

- granulometria: foi executada pelo método de decantação (Lei de Stokes) utilizando pipetagem (pipeta de Robson) para a argila e

silte, ^{fino} após a eliminação da matéria orgânica com H_2O_2 e dispersão com pirofosfato de sódio. As frações areias foram determinadas por peneiragem a seco. Foram obtidas as seguintes classes granulométricas:

areia grossa	$\emptyset > 0,210\text{mm}$
areia fina	0,053 a 0,210mm
silte grosso	0,053 a 0,02mm
silte fino	0,02 a 0,002mm
argila	$< 0,002\text{mm}$.

Paralelamente foi feita a separação da fração argila para as análises mineralógicas por difração de raios-X, também por decantação;

- umidade higroscópica: determinada por secagem na estufa à 110°C durante 24 horas;
- pH em água: determinado numa mistura de material (natural ou mistura solo-cal) e água na proporção de 1:2,5 em potenciômetro com eletrodo de vidro.

C. ANÁLISES MINERALÓGICAS E MICROMORFOLÓGICAS

As análises mineralógicas foram feitas nos materiais naturais e nas misturas solo-cal por difração de raios-X, análise termo diferencial (ATD), microscopia óptica e microscopia eletrônica de varredura (MEV). A cal foi analisada apenas por difração de raios-X e ATD (pó).

A análise micromorfológica desses materiais foi feita através de microscopia óptica e microscopia eletrônica de varredura.

- Análise termo diferencial (ATD): as amostras dos materiais natu

rais foram analisadas na forma de pó total (moagem da amostra em almofariz de ágata). Na tentativa de se melhorar os resultados, principalmente para as misturas solo-cal, optou-se por um esboroamento do corpo de prova, passando-se esse material na peneira de 0,074mm de abertura.

- Difração de raios-X: aplicada sobre amostras totais (pó) e na fração argila (lâmina orientada) dos materiais naturais. As misturas solo-cal, face ao ambiente físico-químico criado, foram apenas analisadas na sua forma total (pó), já que as operações de separação de fração argila poderiam interferir e modificar esse novo estado físico-químico, mascarando ou adulterando os resultados. Assim, a exemplo do que foi feito para a análise termo diferencial, também aqui optou-se por fazer a difração de raios-X sobre o material <0,074mm (peneirado).

O aparelho utilizado foi um Rigaku com tubo de cobre e eventualmente de cobalto.

- Microscopia óptica: as amostras indeformadas dos materiais naturais, fragmentos de corpos de prova desses materiais compactados sem tratamento prévio e após adição de cal (ambos representativos das melhores condições mecânicas em termos de resistência), foram preparados com impregnação por resina para que se pudesse obter as lâminas delgadas.
- Microscopia eletrônica de varredura (MEV): foi feita em fragmentos das amostras indeformadas dos materiais naturais, dos corpos de prova desses materiais compactados sem e com cal. Esta técnica foi de grande valia, principalmente, na exploração e identificação dos produtos neoformados, feitas por análises semi-quantitativas, através de microsondagens em pontos previamente escolhidos na imagem e no detalhamento das análises micromorfológicas.

D. ENSAIOS MECÂNICOS

Tendo em vista a dificuldade de execução dos ensaios tradicionais, que demandam quantidades importantes de amostras e grande esforço físico, adotou-se neste trabalho, para a caracterização mecânica dos materiais, técnicas que utilizam um equipamento reduzido: corpos de prova cilíndricos com diâmetro e altura iguais a 50mm.

Foram determinadas as seguintes propriedades dos materiais: compactação, capacidade de suporte, expansão e contração.

- Compactação:

Empregou-se no trabalho, para a compactação, a técnica desenvolvida na Universidade do Estado de Iowa (Chu & Davidson, 1960 e Lafleur et al., 1960), que utiliza o processo dinâmico. A energia de compactação equivalente ao Proctor Normal é conseguida com a utilização de um soquete leve (2,27Kg), aplicando-se cinco golpes de cada lado do corpo de prova, que deve ter uma altura entre 50 ± 1 mm.

O ensaio de compactação foi feito para cada material (solo puro e solo-cal) preparando-se vários corpos de prova, cada um correspondendo a um teor de umidade (4 a 5 teores), a fim de se obter a curva de compactação e a determinação do teor de umidade ótima.

Os materiais foram preparados e compactados da seguinte maneira:

- materiais puros: TFSA + água (teor determinado) - homogeneização - 30 a 60 minutos de repouso - compactação;
- misturas solo-cal: TFSA + 5% de cal em peso - homogeneização + água (teor determinado) - homogeneização - 30 a 60 minutos de

repouso - compactação.

- Capacidade de Suporte (Mini-CBR):

Um dos índices mais conhecidos para medir a resistência dos materiais compactados é o CBR ("California Bearing Ratio" - Índice de Suporte Californiano). Nesta pesquisa utilizou-se para a determinação da capacidade de suporte uma metodologia baseada, também, naquela desenvolvida pela Universidade do Estado de Iowa, com algumas modificações introduzidas por Nogami (1972). O índice obtido com este procedimento foi designado, pelo autor, Mini-CBR.

O Mini-CBR é um número positivo, expresso em %, atribuído ao corpo de prova ensaiado em função da sua resistência à penetração de um pistão de dimensões padronizadas, com uma velocidade de penetração determinada (Villibor, 1981).

A moldagem dos corpos para a determinação da capacidade de suporte seguiu a mesma técnica de compactação descrita no item anterior.

Para cada ponto de umidade utilizado na determinação da curva de compactação, foram preparados 3 corpos de prova, para as seguintes determinações:

- 1 para a determinação do Mini-CBR não saturado (corpo de prova mantido em câmara úmida para não perder a umidade de compactação);
- 1 para a determinação do Mini-CBR saturado com sobre-carga (corpo de prova submetido a imersão em um tanque com água durante 48 horas, com uma sobre-carga padrão colocada sobre ele durante a imersão e a determinação da resistência);
- 1 para a determinação do Mini-CBR saturado sem sobre-carga (corpo de prova colocado em imersão em um tanque com água durante 48 horas e, ao contrário do anterior, não se utiliza a sobre-carga padrão durante a imersão e a determinação da resistência).

Em função das misturas solo-cal optou-se por fazer um pequeno período de cura, a que foram submetidos também os corpos de prova dos materiais puros (para efeito de comparação dos dados obtidos), assim realizado:

- 3 dias em câmara úmida (temperatura ambiente) para os corpos destinados à determinação do Mini-CBR não saturado;
- 1 dia em câmara úmida (temperatura ambiente) e 2 dias em imersão, para os corpos destinados à determinação do Mini-CBR saturado com e sem sobre-carga.

Os corpos de prova separados para a confecção de lâminas delgadas corresponderam sempre àqueles submetidos à imersão com e sem sobre-carga, tanto para os materiais puros quanto para as misturas solo-cal, tendo sido armazenados da seguinte forma:

- materiais puros: secagem do corpo de prova ao ar após a leitura do Mini-CBR;
- misturas solo-cal: conservação do corpo de prova, após determinação do Mini-CBR, em sacos plásticos fechados por 2 meses no mínimo, quando então foram submetidos à secagem ao ar e impregnação.

A confecção de lâminas delgadas aconteceu na mesma época para o material puro e para as misturas solo-cal.

- Expansão e contração:

A expansão e a contração foram determinadas sobre os mesmos corpos de prova utilizados para medir o Mini-CBR.

A expansão (aumento de volume) foi medida após o período de imersão, com e sem sobre-carga, e o seu resultado é dado em % da altura inicial do corpo de prova.

A contração (redução de volume) foi medida após um período de secagem lenta ao ar, em laboratório, de um corpo de prova não submetido à imersão. É, também, expressa em % da altura i-

nicial do corpo de prova.

- Ensaio Mini-MCV:

O Mini-MCV é uma adaptação feita por Nogami & Villibor (1980 e 1981) do método de compactação proposto por Parsons (1976 e 1978). Consiste basicamente na determinação das densidades obtidas a diferentes níveis de energia (definidos através de número de golpes do soquete), até que não haja mais variação sensível da densidade para um determinado teor de umidade.

A repetição desta operação para outros teores de umidade permite obter uma família de curvas de compactação com energias variáveis, desde aquelas abaixo da equivalente do Proctor Normal até aquelas superiores à energia Intermediária.

Este ensaio utiliza o mesmo equipamento reduzido, referido no início, com um dispositivo a mais que permite determinar a altura do corpo de prova, medindo-se a posição da haste do soquete (de 2,27Kg de peso).

Para cada amostra (200 a 220g em geral, dependendo do material) com teores de umidade diferentes, foi feita a determinação das densidades após a aplicação de um certo número de golpes, obedecendo-se à série originalmente proposta por Parsons (1976): 1, 2, 3, 4, 6, 8, 12, 16, 24, 32, 48, 64... A compactação pára quando não há mudanças sensíveis na altura do corpo de prova.

Em Nogami & Villibor (1980 e 1981) estão indicados os procedimentos para as leituras e cálculos do Mini-MCV.

Da mesma forma que nos casos anteriores, foram determinadas, nos materiais compactados pelo Mini-MCV, a expansão e a contração.

Esta metodologia está sendo proposta como base para uma nova classificação de solos para finalidades rodoviárias, em re-

gião tropical.

.
..

Nas Figs. 6, 7 e 8 apresentamos o roteiro de análises seguido para cada material, nas três condições diferentes: ao natural, compactado sem cal e compactado com cal.

Fig.6: Roteiro de análises a que foram submetidos os solos no seu estado natural.

SOLO COMPACTADO SEM CAL

Fig.7: Roteiro de análises a que foram submetidos os solos compactados sem tratamento prévio.

SOLO COMPACTADO COM CAL

Fig.8: Roteiro de análises a que foram submetidos os solos compactados após adição de cal.

Capítulo 5

CARACTERIZAÇÃO GERAL DOS MATERIAIS: SOLOS, ALTERITAS E A CAL

A. IDENTIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO GERAL DAS UNIDADES DE SOLOS E ALTERITAS: aspectos pedológicos

1. Os Solos

O Latossolo Roxo, ou Terra Roxa Legítima, e a Terra Roxa Estruturada são dois tipos de solos conhecidos genericamente como Terras Roxas.

Vários motivos nos levaram a estudar o efeito da cal nestes dois solos:

- são solos derivados da mesma rocha mãe (basaltos) e geralmente ocorrem associados;
- têm características comuns, permitindo que na concepção de solos da engenharia e nos seus sistemas de classificação sejam considerados semelhantes;
- apesar da semelhança de cor, textura e mineralogia, apresentam comportamento diferenciado;
- ocupam uma parcela de território importante no Brasil, nas regiões sul e sudeste.

A caracterização geral destes solos está baseada nas informações da Comissão de Solos (Brasil, 1960), FAO-UNESCO (1971) e nos trabalhos de Pedro et al. (1976), Melfi & Pedro (1977 e 1978), Melfi (1978) e Carvalho et al. (1981).

- Latossolo Roxo:

O Latossolo Roxo (LR), ou Terra Roxa Legítima, ocorre em São Paulo, onde corresponde à 14,7% da superfície do Estado, em Minas Gerais (ao sul), Mato Grosso do Sul e Paraná (Fig. 5).

São solos profundos (5m em média), bem drenados, argilosos e de cor arroxeadas. São homogêneos no perfil, não apresentando grandes variações morfológicas entre os horizontes, cujas transições ocorrem de forma gradual ou difusa.

Do ponto de vista morfológico caracterizam-se por apresentar: pequena variação de cor entre os horizontes A e B; textura argilosa tanto no horizonte A como no B; grande dificuldade de identificação dos sub-horizontes; grande estabilidade dos agregados do horizonte A; o grau de coesão que une os pequenos agregados no horizonte B é muito fraco, mesmo em material bastante seco, desfazendo-se os torrões, com facilidade, em material pulverulento, conhecido como "pó de café"; porosidade elevada e abundância de minerais pesados (aspecto de limalha de ferro).

O quadro 1 reúne os dados principais obtidos a partir de um perfil típico, localizado em Ribeirão Preto (Melfi, 1978).

Estes solos apresentam um horizonte B latossólico (ou óxico) homogêneo e bem desenvolvido, com uma estrutura microgranular ("pó de café"). São fortemente dessilicificados (Ki^* sempre inferior a 2), constituídos essencialmente por caolinita associada à gibbsita, muito ricos em ferro e com pouco quartzo.

A caolinita pode corresponder a até 40% do total, mas são comuns valores da ordem de 20%. A gibbsita, por sua vez, pode atingir até 30%, ocorrendo também valores entre 15 e 20%. O ferro chega a 25% e é constituído principalmente por hematita, geralmente

$$*Ki = \frac{SiO_2}{Al_2O_3} \quad (\text{relação sílica/alumina})$$

HORIZON TES	Profundi- dade em cm	Teor em argila %	pH H ₂ O	V %	Al (mE/100g)	Ki	Matéria Orgâni- ca (%)
A _p	0- 33	64,4	5,2	51,0	0	0,4	3,6
B ₁	33- 62	64,5	5,3	61,3	0	0,4	1,6
B ₂	62-300	60,7	5,8	47,4	0	0,3	1,0
C	300+	38,4	5,9	21,2	0	0,7	1,0

Quadro 1: Características gerais do Latossolo Roxo (conf. Melfi, 1978).

te aluminosa. A goethita é rara e ocorre como traço.

Na classificação americana (EUA, Soil Survey Staff, 1975) estes solos correspondem aos "Oxisols", na classificação da FAO-UNESCO (1971) aos "Ferrasols" e na francesa (França, C.P.C.S., 1967) aos solos ferralíticos.

- Terra Roxa Estruturada:

A Terra Roxa Estruturada (TRE) ocorre preferencialmente no sudoeste do Estado de São Paulo, de onde provém a amostra estudada nesta pesquisa, e no oeste do Paraná.

Em relação ao solo anterior, estes são mais rasos, com espessura em torno de 2,5m, menos desenvolvidos e também mais férteis. São da mesma forma argilosos, bem drenados e arroxeados.

Neste solo ocorre uma pequena variação de cor e textura ao longo do perfil, o que permite que os sub-horizontes se apresentem mais individualizados com transições claras ou difusas.

Caracterizam-se pelo desenvolvimento de um horizonte B diferenciado, designado Bt ou B argílico, de textura argilosa, re

HORIZON TES	Profundi dade em cm	Teor em argila %	pH H ₂ O	V %	Al (mE/100g)	Ki	Matéria Orgâni- ca (%)
A _p	0- 10	53,9	6,1	78,7	0	2,28	3,7
B ₁	10- 30	56,5	6,0	76,3	0	2,06	2,1
B ₂₂	30-130	70,7	5,3	66,3	0	2,02	0,9
B ₂₃	130-295	56,8	5,3	69,7	0	1,99	0,3
C	295+	32,7	5,2	74,7	0	2,17	0,3

Quadro 2: Características gerais da Terra Roxa Estruturada (conf. Melfi, 1978).

lativamente consistente a seco e plástico no estado úmido, apresentando uma estrutura bem individualizada, poliédrica sub-angular de tamanho médio (5mm de diâmetro).

Apresenta, também, uma cerosidade forte e abundante revestindo os agregados em blocos do horizonte B; uma maior concentração de argila no sub-horizonte B₂₂, diminuindo gradativamente para o horizonte C; plasticidade e pegajosidade diminuindo dos horizontes superiores aos inferiores.

O quadro 2 apresenta as principais características de um perfil típico de TRE.

Do ponto de vista da constituição, são igualmente solos muito ricos em ferro (25 - 30% de Fe₂O₃), mas essencialmente caolíníticos (Ki próximo de 2) e com presença de quartzo.

A caolinita presente nestes solos corresponde a teores da ordem de 60%, podendo chegar a 70%. Já foi constatada a presença de metahaloisita, haloisita e caolinita desordenada segundo o eixo b. A ocorrência de gibbsita, quando acontece, atinge no máximo o teor de 5%.

O ferro, por sua vez, desempenha um papel muito importante neste tipo de solo, não só pela quantidade mas, principalmente, pela forma de individualização. A goethita é comum, mas não excede a 20% do solo total, a hematita é mais rara e o ferro restante está na forma de hidratos amorfos. Estes produtos têm grande importância genética, pois são eles os responsáveis pela existência do horizonte Bt característico e pela sua organização estrutural.

São solos geralmente difíceis de serem enquadrados nos diversos sistemas de classificação. Podem, contudo, corresponder aos "Alfissols" da classificação americana (EUA, Soil Survey Staff, 1975) ou aos "Nitossols" da FAO-UNESCO (1971). Na classificação francesa (França, C.P.C.S., 1967) aproximam-se dos "Ferrisols" (solos ferruginosos).

- Latossolo Vermelho Escuro:

O Latossolo Vermelho Escuro (LE) corresponde a solos com horizonte B latossólico. Apresenta desde perfis argilosos a arenosos. Ressaltam-se aqui os de textura argilosa que ocorrem em várias regiões do Brasil e, no Estado de São Paulo são designados, pela Comissão de Solos (Brasil, 1960), como Latossolo Vermelho Escuro orto.

A caracterização geral deste solo está fundamentada nas informações apresentadas pela Comissão de Solos (Brasil, 1960 e 1962) e nos trabalhos de Oliveira & Menk (1977), Oliveira (1977) e Castro (1980).

No Estado de São Paulo correspondem a 4,4% da superfície, ocorrendo principalmente na Depressão Periférica Paulista, o mesmo acontecendo no Paraná, sobre substratos variados, constituídos por argilitos, siltitos, arenitos, folhelhos etc. A amostra estudada é proveniente dos arredores de Itapetininga (SP), sua

principal área de ocorrência neste Estado. Já em Minas Gerais ocorre sobre rochas xistosas (filitos, ardósias, gnaisses laminados e vários micaxistos).

Uma constante neste tipo de solo é a sua ocorrência sobre litologias muito variadas, algumas de caráter inteiramente incompatível com a natureza do solo sobreposto (Brasil, 1962). Contudo, parece existir uma relação com as superfícies antigas de erosão, as Neogênicas (De Martonne, 1943) ou Velhas (King, 1956), portanto de caráter geomorfológico, como se percebe nos trabalhos da Comissão de Solos (Brasil, 1962) em Furnas (MG) e de Castro (1980) sobre a região de Itapetininga (SP), o que explicaria a sua ocorrência sobre substratos tão diversos.

Como o Latossolo Roxo, são solos muito profundos (6 m), evoluídos, de cor vermelho escura e bem drenados, mas que se diferenciam dos primeiros principalmente quanto ao material de origem. Esta diferença se reflete, ao nível de perfil, nos teores de ferro e de titânio, que são altos no LR e mais baixos no LE (o que indica menor abundância desses elementos no material de origem).

Também apresentam perfis homogêneos, com pequena variação das características morfológicas (sub-horizontes pouco individualizados). A fração argila varia entre 40 e 80% e é constituída essencialmente de caolinita, gibbsita e óxidos de ferro. A fração areia é composta por quartzo, concreções ferruginosas e minerais escuros.

Oliveira (1977), estudando vários perfis de LE na região de Campinas, observou que a caolinita é o mineral predominante, perfazendo no horizonte B de 55 a 86%, a gibbsita de 10 a 29%. Constatou ainda a presença de interestratificados clorita-vermiculita.

São solos que apresentam Ki da ordem de 1,0 à 1,75 e são também muito ácidos.

HORIZON TES	Profundi dade em cm	Teor em argila %	pH H ₂ O	V %	Al (mE/100g)	Ki	Matéria Orgâni- ca (%)
A ₁	0- 10	67,3	5,1	42,4	0,58	1,53	1,75
B ₁	10- 42	71,0	4,8	20,8	1,67	1,44	1,09
B ₂₁	42-214	68,7	5,7	19,1	0,42	1,34	0,44
B ₂₂	214-314	69,2	5,9	19,4	0,33	1,31	0,22
B ₃	314-420	60,8	5,9	20,3	0,66	1,42	0,17
C	420-564	57,6	5,8	14,7	2,36	1,86	0,11
C	564+	41,2	-	18,1	3,52	2,25	-

Quadro 3: Características gerais do Latossolo Vermelho Escuro or
to (conf. Comissão de Solos - Brasil, 1960).

A estrutura do horizonte B é do tipo granular e ocasio-
nalmente poliédrica sub-angular.

O quadro 3 apresenta as principais características de
um perfil típico de LE.

Correspondem, ao nível de ordem, aos "Oxisols" da clas-
sificação americana (EUA, Soil Survey Staff, 1975), ao "Ferrasols"
na classificação FAO-UNESCO (1971) e aos ferralíticos pela france-
sa (França, C.P.C.S., 1967).

2. As Alteritas

Granitos e gnaisses são rochas granulares, ácidas, cons-
tituídas principalmente por quartzo, feldspatos, micas e minerais
acessórios, que sob condições tropicais se alteram de forma seme-
lhante.

As alteritas resultantes apresentam um perfil similar, com a mesma constituição mineralógica básica. A diferença principal aparece ao nível da morfologia do perfil, que tende a ser mais heterogênea no caso dos gnaisses, em virtude da estrutura orientada com alternância de faixas de composição diferenciadas.

As alteritas de granito, contudo, são mais conhecidas e estudadas do que as de gnaisses. Foram utilizados para a sua caracterização geral os trabalhos de Melfi (1967) e de Cerri (1974 e 1979), realizados sobre granitos no Brasil, e o de Eswaran & Heng (1976) feito sobre um gnaisses da Malásia.

Segundo Cerri (1974), o esquema de um perfil clássico de alteração de granitos (que pode ser extrapolado para os gnaisses, ressaltando-se a complexidade adicional gerada pela estrutura orientada), em regiões tropicais, se apresenta da seguinte forma:

- logo acima da rocha fresca ocorre um material (esbranquiçado ou amarelado) que perdeu a sua coesão. A seguir, à medida que se sobe no perfil, verifica-se progressivamente a presença de uma formação móvel, na qual a textura da rocha primitiva se conserva, constituindo uma arena plástica. Passa-se, em seguida, a um nível onde a estrutura original da rocha já desapareceu e onde ocorre a argila vermelha variegada, que é específica da evolução sob condições ferralíticas (lateríticas).

Do ponto de vista textural observa-se que o teor de argila cresce da base para o topo e que as frações areias decrescem no mesmo sentido. Uma característica importante das rochas ácidas é a alta relação silte/argila. A partir dos dados apresentados por Cerri (1974) sobre os teores de silte e de argila para vários perfis completos (e diversos níveis) de alteritas de granito, constata-se que esta relação decresce da base para o topo do perfil. Apresenta, nos níveis próximos da rocha fresca, valores da or-

dem de 2 a 3, passando para valores frequentemente superiores a 1, ou no mínimo próximo de 1, nos níveis mais superficiais, mas ainda da alterita. Nos horizontes pedológicos, no B especificamente, esta relação cai para valores da ordem de 0,6 no máximo.

As alteritas sobre rochas básicas, ao contrário, apresentam relações silte/argila mais baixas, sempre muito inferiores a 1, como pode ser observado pelos dados apresentados pela Comissão de Solos (Brasil, 1960), para os horizontes C das Terras Roxas (basalto alterado).

Sobre a constituição mineralógica e a sua distribuição ao longo do perfil, os resultados de Cerri (1974) e de Eswaran & Heng (1976) mostram a grande semelhança entre as duas alteritas, que se caracterizam pela presença maciça de caolinita, acompanhada de gibbsita, goethita, geles e minerais de alteração. Os materiais residuais são predominantemente constituídos por quartzo na fração areia, podendo ocorrer também muscovita e hornblenda, em função da natureza da rocha. A fração silte é constituída geralmente por biotita, caolinita - macro caolinitas que, segundo Beaudou & Chatelin (1979), é uma característica marcante das alteritas - quartzo e gibbsita (pouca).

Ocorre, portanto, uma concentração crescente do quartzo, da caolinita e gibbsita (embora esta em pequena quantidade), a partir da base para o topo. Há, por outro lado, o empobrecimento, no mesmo sentido, dos feldspatos (mais acentuado e rápido no caso dos plagioclásios). Os minerais micáceos em geral se mantêm; em alguns casos, contudo, verifica-se uma concentração da base para o topo. O ferro livre também tende a aumentar em direção ao topo. A haloisita e a metahaloisita, segundo estes autores, estão presentes nos níveis mais profundos, mas tendem ao desaparecimento naqueles mais superficiais, onde predomina absoluta a caolinita.

Eswaran & Heng (1976) observaram que a sílica extraída pelo NaOH (amorfa) é alta na zona acima da rocha fresca, decrescendo nos horizontes superiores. A alumina apresenta comportamento inverso.

As amostras de alteritas coletadas nesta pesquisa correspondem:

- ao nível de alteração amarelado, arena plástica, de um granito originalmente de textura fina (designado neste trabalho como Gr);
- ao nível de argila vermelha variegada de um gnaiss (designado como Gn).

B. CARACTERIZAÇÃO DO ADITIVO QUÍMICO: a cal

1. Generalidades

Cal é um termo genérico que designa o produto químico resultante da calcinação de calcários e dolomitos. A sua composição química está, desta maneira, diretamente relacionada com a das rochas de origem.

Por definição, a cal (cal virgem) é o óxido ou a mistura de óxido de cálcio e magnésio: CaO ou CaO.MgO em associação natural (Boynton, 1966).

Quanto à sua composição química, o quadro 4, elaborado por Guimarães (1971), apresenta as composições extremas encontradas no mercado. É importante ressaltar que entre elas aparecem cales com uma composição intermediária. Segundo Guimarães (1983), as cales podem ser classificadas como:

Composição em % de <u>ó</u> xidos	CAL	
	CÁLCICA	DOLOMÍTICA
CaO	90 a 98 %	64 a 57 %
MgO	0,3 a 3,0	36 a 41
SiO ₂	0,2 a 5,0	0,2 a 6,0
Fe ₂ O ₃	0,1 a 0,5	0,1 a 0,5
Al ₂ O ₃	0,1 a 0,6	0,1 a 0,6
CO ₂	0,4 a 2,5	0,4 a 2,5
SO ₃	0,01 a 0,1	0,01 a 0,1
P	traços a 0,5	traços a 0,05

Quadro 4: Composição química média das cales (conf. Guimarães, 1971).

- cal cálcica, quando contém de 90 a 100% de CaO;
- cal magnesiana, quando contém de 65 a 90% de CaO;
- cal dolomítica, quando contém de 58 a 65% de CaO.

Estas cales podem ser constituídas de óxidos, denominadas como cal virgem, ou de hidróxidos quando então são chamadas de cal hidratada. Para a hidratação da cal basta adicionar uma determinada quantidade de água à pedra calcinada (que é a cal virgem), respeitando-se a estequiometria e a água perdida, na forma de vapor, durante a reação.

Entre outras, as condições de calcinação das rochas, para obtenção da cal, influenciam muito nas suas propriedades. Assim, uma cal super calcinada, ou mal queimada, terá a sua reatividade diminuída, além de uma influência direta nas características de granulometria, plasticidade e retenção de água.

2. Caracterização da Cal Utilizada

Nesta pesquisa empregou-se uma cal hidratada cálcica comercial, cuja composição química acha-se relacionada no quadro 5. As Figs. 9 e 10 apresentam, respectivamente, seu termograma e difratograma. Tanto um quanto outro indicam que se trata de uma cal hidratada cálcica de boa qualidade e que na época da sua utilização apresentava um baixo grau de carbonatação, não prejudicial.

COMPOSIÇÃO QUÍMICA	% de óxidos
P. F.	21,99
SiO ₂	1,26
CaO	76,33
MgO	0,24
Fe ₂ O ₃	-
Al ₂ O ₃	0,16
SO ₃	-
TOTAL	99,98
CaO disponível	73,22
CO ₂	0,80
Resíduo Insolúvel	0,44
Umidade	0,15

Quadro 5: Caracterização química da cal hidratada utilizada na pesquisa.

Fig.9: Termograma da cal hidratada cálcica utilizada nas misturas solo-cal.

Fig.10: Difratograma da cal hidratada cálcica utilizada nas misturas solo-cal.

Capítulo 6

O COMPORTAMENTO DAS MISTURAS SOLO-CAL

Resultados e Discussão

A. CARACTERIZAÇÃO FÍSICA, QUÍMICA, MINERALÓGICA E MECÂNICA DAS AMOSTRAS ANTES DO TRATAMENTO COM A CAL

1. Granulometria, Umidade Higroscópica e pH

No quadro 6 apresentamos os dados granulométricos, de umidade higroscópica e de pH obtidos para as amostras dos materiais selecionados.

AMOS TRAS	Umidade Higros- cópica %	GRANULOMETRIA (%)					pH
		Areia Grossa	Areia Fina	Silte Grosso	Silte Fino	Argila	
LR	2,58	2,97	4,69	4,64	9,48	76,39	5,0
TRE	4,20	2,46	5,15	6,45	13,15	69,15	6,3
LE	2,68	5,06	17,60	8,29	3,97	61,60	5,5
Gr	1,42	22,51	19,16	13,00	36,45	6,70	5,8
Gn	1,30	24,14	16,13	13,85	38,65	5,10	5,7

Quadro 6: Características granulométricas, umidade higroscópica e medidas de pH das amostras.

No que diz respeito aos dados granulométricos, observa-se que os solos são predominantemente de textura argilosa enquanto que as alteritas são silto-arenosas.

Um fato que chama a atenção é a variação da umidade higroscópica com a fração argila dos solos que, teoricamente, deveriam estar relacionadas. Observa-se que o LR, cujo teor de argila é o mais alto, não é o que apresenta a umidade higroscópica maior. A TRE com 9% a menos de argila do que o LR, apresenta, por sua vez, uma umidade higroscópica 40% mais alta do que a daquele solo. O LE, com 18% a menos de argila, comparando-se ao LR, apresenta um teor de umidade higroscópica semelhante ao dele. Já as alteritas apresentam teores de umidade higroscópica próximos e são, também, texturalmente muito parecidas. Isto indica que a capacidade de retenção de umidade (higroscópica) nos solos está condicionada por outros fatores além daqueles meramente texturais. Deve interferir aqui, a organização dos materiais argilosos (uma vez que mineralogicamente eles são similares) que é particular para cada solo.

Quanto ao pH, observa-se que os materiais são todos desaturados, apresentando pH entre 5,0 e 6,3, este último da TRE.

2. Mineralogia

No quadro 7 apresentamos a constituição mineralógica das amostras, obtida através de difração de raios-X, em amostra total e fração argila, interpretada segundo Grim (1968) e Brown (1972), ATD nas amostras totais e interpretada segundo Mackenzie (1966), além de microscopia óptica em lâminas delgadas.

Apesar dos solos apresentarem um elenco mineralógico muito semelhante, observa-se pelos difratogramas e termogramas

MINERALOGIA		
AMOSTRAS	Amostra Total	Fração Argila
LR	Gibbsita, caolinita, hema <u>t</u> ita, quartzo e minerais escuros.	Gibbsita, caolinita e hema <u>t</u> ita.
TRE	Caolinita, hematita, quartzo e minerais escuros.	Caolinita, hematita e goe <u>t</u> ita (pouca).
LE	Caolinita, gibbsita, hema <u>t</u> ita, quartzo, minerais escuros e vermiculita.	Caolinita, gibbsita, vermi <u>c</u> ulita e hematita.
Gr	Quartzo, feldspatos, cao <u>l</u> inita, biotita.	Caolinita e biotita altera <u>a</u> da. Quartzo e hematita (pou <u>co</u>).
Gn	Quartzo, feldspatos, cao <u>l</u> inita, biotita.	Caolinita e biotita altera <u>a</u> da. Quartzo e hematita (pou <u>co</u>).

Quadro 7: Composição mineralógica das amostras.

(Figs. 11, 12 e 13), que estes formam, para cada um dos materiais, uma assembléia de composição (quantidade relativa de cada mineral) e natureza bem particular.

Fig.11: Difratoqramas das amostras totais dos solos.

Fig.12: Difratoqramas da fração argila dos solos.

Fig. 13: Termogramas das amostras de solos.

- Latossolo Roxo:

Neste solo a composição mineralógica é basicamente gibbsita, caolinita e hematita, que constituem a fração argila (76,39% do material do solo), quartzo e minerais escuros, em pequena quantidade, nas frações areias.

Os difratogramas e termogramas indicam que a gibbsita é dominante em relação à caolinita. Não é, contudo, discernível pela microscopia óptica, nem em microscopia eletrônica de varredura, o que indica que ela é muito fina, criptocristalina.

A caolinita, conforme indicam os difratogramas, tanto os realizados com o pó da amostra total como aqueles com a fração argila (orientada), apresenta baixo grau de cristalinidade. Trata-se de uma caolinita desordenada segundo o eixo b (evidenciado pela presença da banda a 4,46 Å e a abertura maior da base das outras raías, conforme Brindley (1972)).

Os óxidos de ferro aparecem bem caracterizados, apresentando as raías 2,69, 2,51 e 1,69 Å bem definidas, o que indica um grau de cristalinidade maior.

Por outro lado, os difratogramas não acusam a presença de quartzo, este é visível, contudo, pela microscopia óptica e representa apenas 5% do total, juntamente com os minerais escuros (magnetita e ilmenita).

- Terra Roxa Estruturada:

A Terra Roxa Estruturada é composta essencialmente por caolinita, hematita e goethita, presentes na fração argila (69,15% do material do solo). Os difratogramas e termogramas não acusam a presença de gibbsita.

A caolinita apresenta um grau maior de cristalinidade, mas ainda com desordem segundo o eixo b. Por outro lado, consta

ta-se a ocorrência preponderante de hematita, ao invés da goethita, cuja presença é apontada como característica deste solo, no Cap. 5, pag. 47. A hematita não aparece tão bem caracterizada como aquela do LR, as raias muito abertas e desdobradas ($2,69 \text{ \AA}$, por exemplo) indicam que é mal cristalizada. A goethita está presente em pequena quantidade, como faz supor a raia, discreta, a $4,15 \text{ \AA}$.

O quartzo aparece em quantidade maior do que no LR, ao lado dos minerais escuros (magnetita e ilmenita), compondo as frações areias.

- Latossolo Vermelho Escuro orto:

O Latossolo Vermelho Escuro orto apresenta uma mineralogia constituída por caolinita, gibbsita e óxidos de ferro (hematita) na sua fração argila (que corresponde a 61,60% do material do solo), e quartzo nas frações areias.

O difratograma da fração argila revela que a caolinita predomina em relação à gibbsita. Registra também a ocorrência de minerais de vermiculita - não expandem com etileno glicol e se fecham quando aquecidos a 350°C , segundo Robert (1975).

A caolinita apresenta, conforme os difratogramas, um certo grau de desordem segundo o eixo b. Os óxidos de ferro (hematita) por sua vez, apresentam-se relativamente bem cristalizados.

- Alteritas:

As alteritas de granito e de gnaiss estudadas apresentam uma mineralogia semelhante: as frações grosseiras são constituídas principalmente por quartzo, feldspatos (em menor quantidade) e biotita em vias de alteração; as frações silte e argila (que perfazem em ambos os casos cerca de 57% do material) são constituídas predominantemente por caolinita e biotita alterada.

Essas alteritas apresentam, entretanto, uma diferença entre si, relacionada à quantidade e ao grau de alteração da biotita, conforme pode ser observado nos difratogramas da Fig. 14. A biotita é mais abundante e mais alterada na alterita de granito, portanto está mais descaracterizada do que aquela presente na alterita de gnaiss.

A microscopia óptica revela que essa biotita, nos dois materiais, está se transformando em caolinita.

A hematita, nos dois casos, é pouco abundante e aparece segregada da caolinita, sob a forma de pequenos glóbulos vermelhos (microscopia óptica) que ocorrem concentrados junto às pseudomorfoses de biotita e, também, dispersos na matriz siltosa.

3. Caracterização Mecânica dos Solos e Alteritas

O Latossolo Roxo e a Terra Roxa Estruturada foram caracterizados mecanicamente com a utilização do equipamento reduzido (Mini-CBR); o Latossolo Vermelho Escuro orto e as alteritas, através do Mini-MCV.

Com os dados obtidos nestes ensaios foram traçados vários gráficos, a partir dos quais confeccionamos dois (um para os solos e outro para as alteritas), para mostrar o comportamento destes materiais face à compactação, na energia equivalente ao Proctor Normal (Figs. 15 e 16).

Na Fig. 15 estão representadas as curvas de compactação dos solos (densidade seca x teor de umidade). A análise dessas curvas revela que o comportamento destes solos, face à compactação, é análogo ao que ocorre em relação à umidade higroscópica, ou seja, o LR apesar de ser o mais argiloso não é o que apresenta

Fig.14: Difrátogramas de raios-X da fração argila das alteritas de granito e de gnaiss.

Fig.15: Curvas de compactação dos solos obtidas na energia equivalente ao Proctor Normal.

γ_s : densidade seca aparente
h: umidade.

Fig.16: Curvas de compactação das alteritas obtidas na energia equivalente ao Proctor Normal.

γ_s : densidade seca aparente
h: umidade.

o teor ótimo de umidade de compactação mais elevado, como era de se esperar (maior superfície específica, maior capacidade de adsorção de água). A TRE, da mesma forma que no caso anterior, é quem requer mais umidade para a obtenção da sua densidade máxima, que é também a mais baixa dos três solos. O LE, entretanto, apresenta a curva de compactação e densidade similares à do LR, mas com o teor de umidade ótima deslocado para valores mais baixos, o que é coerente, uma vez que o seu teor de argila é 18% mais baixo do que o daquele solo.

Constata-se, portanto, que também aqui não é apenas a textura que condiciona o comportamento desses materiais. Há outros fatores, tais como o estado da mineralogia e a sua forma de organização, que devem interferir nesse comportamento mecânico e hídrico.

As alteritas, por sua vez, apresentam similaridade na forma das curvas (Fig. 16), mas densidades diferentes: a alterita de gnaiss tem densidades mais elevadas do que a de granito. O achatamento das curvas dificulta a determinação de um teor ótimo de umidade. Existe na realidade uma faixa de umidade onde as densidades se repetem: de 18 a 22% para a alterita de gnaiss, de 21 a 25% para a de granito.

A comparação entre as duas figuras mostra que efetivamente os solos apresentam um comportamento, face à compactação, diferente daquele das alteritas. Os primeiros são mais sensíveis às variações de umidade, enquanto que as segundas o são menos.

A capacidade de suporte (Mini-CBR), expansão e contração foram determinadas para cada ponto de umidade e densidade plotados na curva de compactação.

Com relação à capacidade de suporte, observa-se que os valores máximos ocorrem com teores abaixo da umidade ótima e da

densidade máxima. Este fato é mais sensível nos solos do que nas alteritas. No quadro 8 estão relacionados apenas os resultados obtidos nas condições ótimas (densidade máxima e umidade ótima). São apresentados os dados referentes ao Mini-CBR não saturado, o saturado com sobre-carga, saturado sem sobre-carga, a expansão com e sem sobre-carga e a contração.

O quadro mostra que os dados de capacidade de suporte sem imersão são muito próximos para os solos e alteritas. Com a imersão, os corpos saturados com sobre-carga, das alteritas, apresentam uma perda considerável na capacidade de suporte (cerca de 50%). Já para os solos a perda é menor, embora ainda significativa (25 a 30% para a TRE e LE e cerca de 20% para o LR). Entretanto, quando se considera esses índices de suporte para os corpos saturados sem sobre-carga, das alteritas, observa-se que a perda é muito mais acentuada (80 a 90%), enquanto que nos solos é da mesma ordem que no caso precedente.

A expansão com sobre-carga é pequena nos solos e maior nas alteritas. Para os solos, nos corpos sem sobre-carga, a exemplo do que ocorre para a capacidade de suporte, ela não é afetada. Entretanto, as alteritas nestas mesmas condições apresentam um aumento significativo da expansão (ela praticamente dobra).

Por outro lado, com relação à contração observa-se que os solos apresentam valores maiores do que as alteritas ($>1,0\%$), sendo que a TRE acusa o maior de todos (5%).

Com esses dados pode-se concluir que os solos são globalmente mais estáveis em relação à água (condições de saturação), ressaltando-se a TRE, que apresenta uma sensibilidade maior, denunciada principalmente pela contração elevada. As alteritas apresentam-se, por sua vez, instáveis, como indicam as perdas de resistência por imersão e a expansão, além da influência decisiva do confinamento (sobre-carga) nos valores da capacidade de suporte.

AMOSTRA	UMIDADE ÓTIMA (%)	DENSIDA DE SECA MÁXIMA (g/cm³)	MINI-CBR (%)			EXPANSÃO		CONTRAÇÃO (%)
			Não saturado	Saturado		com carga	sobre- carga	
				com carga	sem sobre- carga			
LR	27,3	1,62	16,0	14,5	14,0	0,1	0,1	1,4
TRE	31,0	1,53	16,0	11,0	10,5	0,4	0,4	5,0
LE	23,7	1,61	19,0	14,0	14,0	0,2	0,2	1,9
Gr	23,0	1,45	14,0	7,2	1,5	1,2	2,5	0,5
Gn	19,0	1,52	16,0	7,2	3,2	0,9	2,4	0,8

Quadro 8: Características geotécnicas dos materiais.

B. AS MISTURAS SOLO-CAL: MODIFICAÇÕES AOS NÍVEIS MECÂNICO, QUÍMICO E MINERALÓGICO

1. Comportamento Hídrico e Mecânico

Quando da preparação das misturas solo-cal e da moldagem dos corpos de prova, observou-se que ocorriam de imediato mudanças que alteravam o comportamento do material. Este apresentava-se texturalmente com um aspecto mais grosseiro; a "pegajosidade" também era menor, aderindo pouco e sujando menos os utensílios, ficando mais fácil a sua manipulação.

Após um repouso de meia hora as misturas foram compactadas, obtendo-se as curvas de compactação que estão reproduzidas nas Figs. 17 a 21. Nestas figuras colocou-se novamente as curvas de compactação dos materiais sem cal para facilitar a comparação.

Observa-se que para os solos, de um modo geral, ocorre um achatamento nas curvas de compactação das misturas solo-cal, densidades secas mais baixas e um deslocamento da umidade ótima sempre para teores mais elevados. Esse achatamento e deslocamento das umidades ótimas é mais importante para os latossolos do que para a Terra Roxa Estruturada. Para as alteritas verifica-se que as curvas das misturas com cal apresentam-se, grosso modo, paralelas às daquelas dos materiais sem cal, mas com densidades ligeiramente mais baixas e com a mesma dificuldade de definição de um teor ótimo de umidade.

Fig.17: Curvas de compactação do Latossolo Roxo com e sem adição de cal, na energia equivalente ao Proctor Normal.
 γ_s : densidade seca aparente - h: umidade.

Fig.18: Curvas de compactação da Terra Roxa Estruturada com e sem adição de cal, na energia equivalente ao Proctor Normal.
 γ_s : densidade seca aparente - h: umidade.

Fig.19: Curvas de compactação do Latossolo Vermelho Escuro orto com e sem adição de cal, na energia equivalente ao Proctor Normal.
 γ_s : densidade seca aparente - h: umidade.

Fig.20: Curvas de compactação da alterita de granito com e sem adição de cal, na energia equivalente ao Proctor Normal.
 γ_s : densidade seca aparente
 h: umidade.

Fig.21: Curvas de compactação da alterita de gnaiss com e sem adição de cal, na energia equivalente ao Proctor Normal.
 γ_s : densidade seca aparente
 h: umidade.

Nas Figs. 22 e 23 traçamos, juntas, as curvas de compactação das misturas solo-cal dos solos e das alteritas. Observa-se que em relação aos materiais sem cal (Fig. 15), para os solos houve efetivamente uma grande mudança que provocou uma aproximação das curvas, com densidades secas máximas muito semelhantes, variando mais significativamente apenas o teor de umidade ótima e, mesmo assim, só para a TRE, que já tinha esse teor mais alto. As alteritas (Fig. 23) conservaram as formas das curvas próximas às originais (Fig. 16) só que com densidades mais baixas, como já foi referido.

No quadro 9 estão reunidos os resultados obtidos para a capacidade de suporte, expansão e contração das misturas solo-cal e dos materiais sem tratamento, nas condições ótimas (densidade seca máxima e umidade ótima).

Uma comparação desses dados mostra que a adição de cal, de um modo geral, promoveu um aumento da capacidade de suporte (sob qualquer condição hídrica), reduziu a expansão e afetou sensivelmente a contração. Entretanto esses ganhos e perdas não ocorreram com a mesma intensidade para todos os materiais. Entre os solos, verifica-se que os latossolos (LR e LE) apresentaram um comportamento similar com relação aos ganhos de resistência (atingiram 54% e 55% do Mini-CBR não saturado, 54% saturado com sobre-carga e 50 e 51% saturado sem sobre-carga). A expansão que já era baixa foi anulada e a contração reduzida em cerca de 25%, em média, em relação à original. A TRE, ao contrário, mostrou um comportamento bem distinto dos latossolos, apresentando um ganho de resistência menor, de 16% passou para 28%, caindo com a saturação para 25%. Entretanto a expansão foi reduzida a zero e a contração diminuiu cerca de 34% em relação à inicial.

As alteritas apresentaram também diferenças entre si: a alterita de granito passou de Mini-CBR 14 para 22%, caindo para

Fig.22: Curvas de compactação das misturas solo-cal dos solos.

γ_s : densidade seca aparente
h: umidade.

Fig.23: Curvas de compactação das misturas solo-cal das alteritas.

γ_s : densidade seca aparente
h: umidade.

AMOSTRA	UMIDADE		DENS. SECA		MINI-CBR (%)						EXPANSÃO (%)				CONTRAÇÃO	
	ÓTIMA		MÁXIMA		Não		Saturado		Saturado		Com sobre		Sem sobre		Contração	
	(%)		(g/cm ³)		saturado		com sobre		sem sobre		carga		carga		(%)	
	sem	com	sem	com	sem	com	sem	com	sem	com	sem	com	sem	com	sem	com
	cal	cal	cal	cal	cal	cal	cal	cal	cal	cal	cal	cal	cal	cal	cal	cal
LR	27,3	30,0	1,62	1,49	16	55	14,5	54	14,0	51	0,1	0	0,1	0,02	1,4	1,0
TRE	31,0	32,2	1,53	1,48	16	28	11,0	25	10,5	23	0,4	0	0,4	0	5,0	3,3
LE	23,7	29,0	1,61	1,47	19	54	14,0	54	14,0	50	0,2	0	0,2	0	1,9	1,5
Gr	23,0	27,0	1,45	1,42	14	22	7,2	18	1,5	16	1,2	0,3	2,5	0,7	0,5	0,6
Gn	19,0	22,5	1,52	1,50	16	36	7,2	31	3,2	29	0,9	0,2	2,4	0,2	0,8	0,5

Quadro 9: Características geotécnicas dos materiais sem cal e das misturas solo-cal compactados na energia equivalente ao Proctor Normal.

18% com a imersão; a de gnaiss foi de 16 para 36% e baixou para 31% com a imersão. Da mesma forma que para os solos, a expansão foi reduzida a valores inferiores a 0,5%, e apenas a contração não foi tão afetada para a alterita de granito (ligeiramente aumentada), enquanto que a do material de gnaiss foi reduzida sensivelmente.

Um outro aspecto de mudança no comportamento mecânico dos materiais após adição de cal é quanto a perda de resistência com a saturação (imersão). De um modo geral essa perda é atenuada pelo efeito da cal. A imersão dos corpos com sobre-carga acarretou perdas em relação aos materiais não saturados de no máximo 2% para os latossolos e de 10% para a TRE. Nestas mesmas condições, sem adição de cal, o LR, LE e TRE apresentaram perdas de 9, 27 e 31%, respectivamente. Por outro lado, a imersão dos corpos sem sobre-carga, que nos materiais sem tratamento promoveu perdas de resistência muito próximas àquelas dos corpos com sobre-carga (9, 27 e 31% para o LR, LE e TRE, respectivamente), nas misturas solo cal significou redução nos valores de Mini-CBR da ordem de 7% para os latossolos e 18% para a TRE.

As alteritas que apresentavam perdas de capacidade de suporte espetaculares na faixa de 48 a 55% com a sobre-carga, após a adição de cal apresentaram perdas da ordem de 13 a 18%; sem a sobre-carga essas perdas chegaram a 19 e 27%, contra 80 e 89% originais.

Assim, o efeito que a adição de cal provoca face à resistência e às condições hídricas de saturação é mais espetacular para as alteritas do que para os solos, tendo em vista as condições que os materiais sem tratamento apresentam.

O método Mini-MCV, utilizado para ensaiar as alteritas e o LE, permite, ainda, a obtenção de informações da evolução do comportamento do material com a aplicação de energias crescentes

de compactação. As famílias de curvas de compactação assim obtidas com os materiais sem e com cal estão apresentadas nas Figs. 24 a 29. Dessa forma, além da compactação na energia equivalente ao Proctor Normal (PN), pode-se obter as curvas correspondentes ao Proctor Intermediário (PI) e determinar, também, a capacidade de suporte, expansão e contração nessas condições.

As famílias de curvas do LE compactado sem e com cal, Figs. 24 e 25, respectivamente, mostram que a cal promoveu um achatamento das curvas de compactação para todos os níveis de energia, deslocou e mudou a inclinação da curva real de saturação desse solo, obtida pelo método do Mini-MCV. A adição de cal fez com que o solo suportasse a aplicação de energias de compactação mais altas, sem apresentar problemas de super compactação.

Para as alteritas (Figs. 26 a 29) observa-se que a curva de saturação real dos materiais mantém a mesma inclinação (nas misturas com cal) e não apresenta deslocamentos significativos com relação à umidade. Contudo, as curvas de compactação obtidas com baixas energias, para a alterita de granito + cal, mostram que houve uma alteração no comportamento desse material. A existência de patamares nessas curvas pode corresponder, segundo Faure (1978), a uma faixa de teores de umidade (para essas energias) onde não há desenvolvimento de plasticidade, o que não ocorre no material sem cal. Este efeito não é observado na alterita de gnaiss, provavelmente porque não se trabalhou com umidades mais baixas.

As Figs. 30, 31 e 32 mostram a evolução da capacidade de suporte em função do aumento de energia para o LE, Gr e Gn com e sem cal, Mini-CBR não saturado e saturado. No quadro 10 reunimos os dados de Mini-CBR, expansão e contração apenas para as misturas com cal, obtidas com a energia equivalente ao Proctor Intermediário (PI).

Fig. 24: Família de curvas de compactação obtidas com energias crescentes (Mini-MCV) do LE sem tratamento prévio.

γ_s : densidade seca aparente - h: umidade
 *número de golpes aplicados.

Fig. 25: Família de curvas de compactação obtidas com energias crescentes (Mini-MCV) do LE com adição de cal.

γ_s : densidade seca aparente - h: umidade
 *número de golpes aplicados.

Fig.26: Família de curvas de compactação obtidas com energias crescentes (Mini-MCV) da alterita de granito sem tratamento prévio.
 γ_s : densidade seca aparente - h: umidade
 *número de golpes aplicados.

Fig.27: Família de curvas de compactação obtidas com energias crescentes (Mini-MCV) da alterita de granito com adição de cal.
 γ_s : densidade seca aparente - h: umidade
 *número de golpes aplicados.

Fig.28: Família de curvas de compactação obtidas com energias crescentes (Mini-MCV) da alterita de gnaiss sem tratamento prévio.
 γ_s : densidade seca aparente - h: umidade
 *número de golpes aplicados.

Fig.29: Família de curvas de compactação obtidas com energias crescentes (Mini-MCV) da alterita de gnaiss com adição de cal.
 γ_s : densidade seca aparente - h: umidade
 *número de golpes aplicados.

AMOSTRA	MINI-CBR (%)		EXPANSÃO (%)	CONTRAÇÃO (%)
	Não saturado	Saturado		
LE	98	92	0	1,4
Gr	48	44	0,1	0,4
Gn	62	58	0	0,4

Quadro 10: Dados de Mini-CBR, expansão e contração obtidos para os materiais compactados na energia equivalente ao Proctor Intermediário.

A análise das Figs. 30, 31 e 32 e os dados do quadro 10 indicam que o aumento da energia de compactação promove também um aumento de resistência. O LE atingiu 98% de Mini-CBR (ganho de 81% em relação àquele obtido na energia equivalente ao Proctor Normal), o Gr 48% (ganho de 118%) e 62% para o Gn (ganho de 72%). A imersão promoveu uma perda de resistência da ordem de 6% para o LE e de 6 e 8% para as alteritas. Observa-se, assim, que o aumento da energia de compactação provocou uma perda maior de resistência com a imersão para o LE, em relação à perda obtida nas condições anteriores, enquanto que as alteritas perderam muito menos, cerca da metade do que se verificou anteriormente.

Quanto à contração, o aumento da energia de compactação provocou uma redução para todos os materiais. As alteritas apresentaram uma diminuição de 20 a 30% e o LE cerca de 40% em relação à situação anterior. A expansão que no caso do LE já era nula, assim se manteve; para as alteritas houve, contudo, uma redução para praticamente zero.

Fig.30: Capacidade de suporte (Mini-CBR) em função da aplicação de energia crescente (Mini-MCV) do LE com e sem cal.
 PN: Proctor Normal
 PI: Proctor Intermediário.

A exemplo do que se observou à cerca do comportamento hídrico e mecânico dos materiais sem tratamento prévio com cal, constata-se que também para as misturas solo-cal, os solos atingem valores melhores de capacidade de suporte e condições de estabilidade face à ação da água, em termos práticos (de utilização), do que as alteritas. Entretanto, quanto à mudanças reais no comportamento, verifica-se que nas alteritas elas são mais intensas.

2. Aspectos Químicos e Mineralógicos da Estabilização

No item anterior vimos que a adição de cal promoveu uma alteração nos comportamentos hídrico e mecânico dos materiais. A bibliografia existente sobre o assunto considera que essas alterações são resultantes de dois tipos distintos de ação da cal:

- uma ação imediata que promove, após alguns instantes (minutos) de contato, mudanças nas propriedades físicas (Limites de Atterberg), como a redução da plasticidade, expansão e alteração nas condições de compactação (aumento do teor ótimo de umidade para se conseguir a densidade máxima e diminuição desta em relação ao material não tratado) e aumento da capacidade de suporte. Essas modificações favorecem também as condições de trabalho do material. Este se torna mais "granular", diminui a aderência aos equipamentos e há um alargamento da faixa de teores de umidade possíveis de serem trabalhados (em virtude do achatamento da curva de compactação);
- uma ação a longo prazo que possibilita um aumento crescente da capacidade de suporte com o decorrer do tempo.

Em geral citam-se os fenômenos de troca catiônica, floculação e aglomeração, das argilas, como responsáveis pela ação imediata da cal e as reações pozolânicas pela ação a longo prazo,

mas pouco se sabe, de fato, sobre os mecanismos envolvidos.

Segundo Fossberg & Gregg (1963), quando a cal é adicionada ao solo o fenômeno de troca de bases ocorre com os minerais de argila. Esta reação leva à floculação das partículas argilosas causando o aumento no ângulo de atrito da massa do solo. Isto se manifesta pelo decréscimo do Limite de Liquidez (LL) e no Índice de Plasticidade (IP) e, frequentemente, no aumento da umidade ótima. Ainda segundo esses autores, a redução do LL e do IP, com adição de cal ou cimento, é provocada pela diminuição da espessura das camadas de água adsorvidas devido à troca de bases.

Essas explicações, repetidas por vários outros autores, não esclarecem, contudo, inúmeras situações observadas com solos naturalmente saturados de cálcio e que, ainda assim, apresentam redução de plasticidade com adição de cal (Golberg & Klein, 1952 e Diamond & Kinter, 1965).

Há ainda a considerar que vários autores, aplicando diferentes teores de cal para um mesmo material, observaram o seguinte:

- as propriedades físicas (Plasticidade e Liquidez) dos materiais são apreciavelmente melhoradas com teores baixos de cal (<5%). Porcentagens superiores não produzem mudanças significativas nestas propriedades (Jan & Walker, 1963; Castro, 1969; Le Roux, 1969);
- Ho & Handy (1963) mostraram que um teor de cal suficiente para inibir a plasticidade dos materiais não é o bastante, contudo, para desencadear as reações pozolânicas que dão origem aos produtos cimentantes e para aumentar a resistência;
- os valores de resistência dos materiais, ao contrário, são afetados satisfatoriamente apenas com a adição de teores de cal da ordem de 5% (ou superiores). Jan & Walker (1963) observaram que uma adição de 5% de cal foi suficiente para aumentar em 10 ve-

zes os valores de CBR saturado de uma amostra de solo. Todos os autores concordam, também, que quantidades superiores a um teor "ótimo" de cal (específico para cada material) não produzem melhores efeitos e, às vezes, não alcançam, sequer, os valores obtidos com porcentagens mais baixas.

Pelos dados de que se dispõe na bibliografia, quando se analisa a influência da adição de cal (vários teores) sobre os Limites de Atterberg, observa-se que o Índice de Plasticidade diminui, seja porque o Limite de Liquidez baixa e o de Plasticidade aumenta, seja porque há um aumento tanto no Limite de Liquidez quanto no de Plasticidade, aumento este sempre mais pronunciado para o LP. Os autores consideram o sentido das variações destes fenômenos aleatório, chamando a atenção apenas para o fato do IP ter diminuído.

No quadro 11 estão plotados os dados obtidos por Le Roux (1969) e Castro (1969) para alguns materiais, com relação à variação dos Limites de Atterberg em consequência de adição de teores diferentes de cal e de tempos de cura. Estes dados estão acompanhados de informações referentes à mineralogia dos materiais e sua capacidade de troca catiônica (CTC).

Observando-se os dados fornecidos por Le Roux (1969), quadro 11, percebe-se que o Limite de Liquidez aumenta com a adição de cal para as 3 primeiras amostras, tanto para teores de 3% como de 7% (valores mais elevados para 3% do que para 7%) e que o aumento da porcentagem de cal leva esses valores para próximo dos naturais, mas ainda superiores a eles. O LP aumenta significativamente mais do que o LL mesmo com porcentagens mais baixas de cal, sendo portanto, neste caso o grande responsável pela redução do IP. São materiais constituídos mineralogicamente por caolinita e illita, em proporções diferentes, ora com predominância de um, ora de outro. Apenas o terceiro material apresenta, na sua constitui-

DADOS OBTIDOS POR LE ROUX (1969)								DADOS OBTIDOS POR CASTRO (1969)							
AMOSTRAS	% ARGILA (2μ)	CTC mE/100g	MINERALOGIA (argila)	% CAL	LL	LP	IP	AMOSTRAS	% ARGILA (2μ)	CTC mE/100g	MINERALOGIA (argila)	% CAL	LL	LP	IP
Argila Barremiana	43	16	caolinita 30-35% ililita 5-10%	0 3 5 7	41 55 51 45	16 28 29 29	25 27 22 16	18	13	2,41	caolinita xxx* ililita x	0 3 5 7	25 34 33 30	14 19 21 22	11 13 12 8
Argila Albiana	68	27,8	caolinita 5-7% ililita 15%	0 3 5 7	45 55 49 48	20 34 34 31	25 21 21 16	22	11	1,15	caolinita xx ililita xxx	0 3 5 7	23 28 27 31	15 16 NP NP	8 12 NP NP
Marga de Valentigny	50	27	caolinita 5-7% ililita 15% montmoril. 15%	0 3 5 7	46 53 51 50	23 30 29 32	23 23 22 18	38	30	4,31	caolinita xx ililita xxx montmoril. x	0 3 5 7	40 39 39 NP	20 NP NP NP	20 NP NP NP
Caolinita	70	12	caolinita 95-100%	0 20	75 87	36 47	35 40	39	18	6,82	caolinita xx ililita xxx montmoril. x	0 3 5 7	36 40 32 NP	16 24 NP NP	20 16 NP NP
Montmorilonita	55	107	montmoril. 90%	0 20	165 87	42 72	123 15	15	37	15,48	caolinita x ililita xxx	0 3 5 7	77 68 62 NP	30 44 41 NP	47 24 21 NP
Bentonita	65	87	montmoril. 90%	0 20	450 203	36 138	414 65	42	11	7,06	caolinita tr. montmoril. xxx	0 3 5 7	45 NP NP NP	18 NP NP NP	27 NP NP NP
								41	5	-	caolinita tr. montmoril. xxx	0 3 5 7	47 NP NP NP	25 NP NP NP	22 NP NP NP
								2838	98 (silte + argila)	26,93	haloisita xxx	0 3 5 7	103 100 81 59	37 37 42 NP	66 63 39 NP

* x = % baixa, xx = % média, xxx = mineral predominante, tr. = traços
NP = não plástico.

Quadro 11: Características gerais de alguns materiais e o seu comportamento geotécnico face a adição de teores variados de cal, segundo Le Roux (1969) e Castro (1969).

ção, um pouco de montmorilonita.

As três últimas amostras são constituídas por um único argilo-mineral: a primeira delas por caolinita, as outras duas por montmorilonita. Observa-se que esses materiais, tratados da mesma maneira (adição de 20% de cal), apresentam comportamentos diferentes: a caolinita apresentou aumento de LL e de LP, sendo o seu IP com cal, após 24 horas de contato, superior ao natural e este IP só se reduz após 28 dias de contato; as amostras montmoriloníticas, ao contrário, tiveram uma redução do LL e um aumento do LP, resultando após 24 horas, um IP já bastante reduzido em relação ao original e ainda mais após 28 dias, quando então atingiu valores de IP inferiores ao da própria caolinita, originalmente muito menos plástica.

Estas observações feitas sobre os dados de Le Roux podem também ser constatadas nos dados obtidos por Castro (1969), lembrando, contudo, que a técnica de determinação desses limites não apresenta boa reprodutibilidade, variando significativamente de laboratório para laboratório e até de técnico para técnico. Apesar desses inconvenientes é possível perceber a mesma tendência, salvo em um caso (amostra 15, rica em illita). São acrescentadas, nesta série, amostras compostas por haloisita.

Apesar do fenômeno de capacidade de troca catiônica sempre ser citado como responsável por tais mudanças, esses pesquisadores não conseguiram estabelecer correlações entre as modificações físicas e os dados de CTC.

Pelos dados que apresentam, observa-se que na maioria dos solos, face aos valores de CTC, seria suficiente menos de 1% de cal para saturá-los com cálcio, excetuando-se os montmoriloníticos que, neste caso, seria ainda assim inferior a 3%. Entretanto, esses valores são insuficientes para se conseguir uma modificação considerada satisfatória nas características desses índices.

Nesses materiais as alterações significativas foram atingidas a penas com 7% de cal e, num caso, entre 5 e 7%. Isto significa que os fenômenos ligados à capacidade de troca catiônica (CTC) dos ma teriais, tal como tem sido colocada, não podem responder isoladamente no sentido de alterar os comportamentos hídrico e mecânico nos níveis desejados pela engenharia.

Por outro lado, analisando-se estes dados do ponto de vista da mineralogia, observa-se que o Índice de Plasticidade é reduzido para todas as mineralogias, mas a redução é mais significativa para as amostras ricas em montmorilonita e haloisita. As amostras constituídas por caolinita e illita (ou misturas destas) têm os seus Limites de Liquidez aumentados com a adição de cal, enquanto que as amostras compostas por montmorilonitas (esmectitas) e haloisita apresentam uma diminuição desse limite. Assim, a mineralogia predominante da fração argila aparece como a condicionadora do sentido das mudanças do Limite de Liquidez e da intensidade dessas.

Estes fatos sugerem, portanto, que o mecanismo ou mecanismos aqui envolvidos estão diretamente relacionados às características e propriedades dos materiais argilosos como um todo e dos argilo-minerais em particular.

Em primeiro lugar, convém lembrar que a organização dos materiais argilosos é função das características cristaloquímicas (valor e localização da carga, natureza do cátion interfoliar) que são particulares para cada tipo de argilo-mineral. Assim, conforme Tessier (1978) e Pedro (1980):

- os argilo-minerais que apresentam folhas neutras e com carga nula nas faces basais não têm possibilidade de criar ligações interparticulares e, desta forma, se agregar. Neste caso o "cristalito", que representa uma partícula cristalográfica, é, ao mes-

mo tempo, uma unidade real e independente, caracterizando o sistema. É o caso da caolinita;

- os argilo-minerais, cujas folhas não são eletricamente neutras e cujas faces basais são carregadas, podem conseguir a neutralização comum das cargas através da aproximação dos cristalitos adjacentes, desenvolvendo ligações iônicas suficientemente fortes para formar unidades policristalinas estáveis. O cristalito, assim, não tem existência real e independente. As entidades características do sistema argiloso são assembléias por simples reunião e sem ligante particular dos cristalitos elementares. Em função do valor das cargas basais, esses argilo-minerais apresentam 2 tipos de assembléias. Quando a carga basal é fraca, os cristalitos se reúnem por encavalamento, dando origem à unidades planares (desenvolvimento lateral) e de pequena espessura, denominados "tactóides" (véus deformáveis); é característica das esmectitas. Por outro lado, quando a carga basal é mais elevada, a ligação entre as faces basais é maior e o encavalamento leva à individualização de unidades mais compactas, com forma de "lentilhas" pouco ou não deformáveis, denominadas "microdomínios". São arranjos típicos das vermiculitas e ilitas, principalmente.

Observa-se, desta maneira, que em termos de comportamento não é o cristalito a unidade que vai interessar, mas sim, as entidades elementares formadas pela sua possível associação.

A natureza do íon compensador de cargas e a sua concentração no líquido intersticial também desempenham um papel importante na organização dessas assembléias e no seu comportamento, principalmente no caso das esmectitas. Tessier (1980 e 1984) observou ao microscópio eletrônico de transmissão (MET) que uma mesma esmectita tratada com soluções salinas de $\text{NaCl } 10^{-3} \text{ M}$ e $\text{CaCl}_2 \cdot 10^{-3} \text{ M}$, sob as mesmas condições de pF (potencial de sucção

capilar), apresentava organizações e comportamentos hídricos diferentes:

- na esmectita-Na os tactóides eram constituídos por 4 folhas em média, enquanto que na esmectita-Ca possuíam 10 folhas;
- essa argila submetida a uma solução salina mais concentrada (NaCl 1M) apresentou um espessamento da rede em função do reagrupamento de tactóides (assembléias de 2 a 3 tactóides, cada um constituído por 4 folhas e que não perderam a sua individualidade).

Estas observações permitem concluir, segundo o autor, que, em primeiro lugar, o cálcio tem por efeito condensar a fase sólida em um conjunto mais espesso e, em segundo, que o aumento na concentração dos íons no líquido intersticial tem por efeito reagrupar os tactóides, fechando mais a rede tridimensional original.

Esses fenômenos vão influenciar a superfície específica (na argila Na = $544\text{m}^2/\text{g}$, na argila Ca = $74\text{m}^2/\text{g}$, para soluções com a mesma concentração de íons, segundo dados de Banin & Lahav, 1968) e o comportamento dos materiais, consequentemente.

As illitas e as caolinitas, ao contrário do observado para as esmectitas, são pouco afetadas pela variação na natureza do íon compensador e na sua concentração no líquido intersticial, já que apenas as superfícies externas são acessíveis a eles. No caso da caolinita, conforme Lietard (1977), as suas propriedades reológicas dependem essencialmente do tamanho das partículas.

Assim, voltando-se aos dados das misturas solo-cal obtidos por Le Roux (1969) e Castro (1969), onde se verificou a inter-relação da mineralogia com a variação e sentido dessa variação nos Limites de Atterberg, percebe-se que a diminuição do LL observada nos materiais montmoriloníticos se deve à sua organização em nível microscópico. Esse rearranjo é função da adição maciça do

ion cálcio que é capaz de promover um fechamento na rede tridimensional característica, pelo espessamento e reagrupamento dos tactóides e, assim, diminuir a superfície específica do material e, conseqüentemente, o teor de água adsorvido.

Os materiais caoliníticos e ilíticos, ao contrário, como não têm a sua organização modificada no mesmo nível das montmorilonitas, acabam tendo um aumento no LL, provavelmente, devido à adição de cal, que significa também uma adição de material fino, com uma superfície específica grande e capaz de adsorver água. Entretanto, deve-se reconhecer que essa adição muda as características de superfície dessas partículas e as suas relações com a água, bem como as próprias características dessa água, tendo em vista a alta concentração eletrolítica. Trabalhos como os de Olson & Mitronovas (1962), Rosenqvist (1962), Aylmore & Quirk (1962), Warkentin & Yong (1962), Olphen (1963), Gillot (1968), Greenland & Mott (1978) e Bolt (1978) mostram que a natureza física da água na proximidade da superfície do mineral, a quantidade e a composição das soluções presentes condicionam o grau de agregação e cimentação dos minerais, o seu arranjo (organização das partículas) e as interações mecânica, física e química dos minerais, entre si, que, conseqüentemente, condicionam a resistência e as propriedades reológicas das argilas.

Este raciocínio se aplica aos materiais argilosos puros ou a solos de zonas temperadas. Entretanto, quando se trata de solos tropicais, ferralíticos principalmente, verifica-se que as substâncias associadas aos argilo-minerais (caolinita) podem modificar a organização dos cristalitos, criando arranjos que se parecem com "domínios", e, portanto, alterar o seu comportamento.

Segundo Chauvel et al. (1976) e Chauvel (1977), no caso dos solos ferralíticos, uma parte da argila está bloqueada de maneira relativamente estável no interior de partículas mais gros-

seiras, que são chamadas de pseudo-siltos, pseudo-areias e, de maneira mais geral, de pseudo-partículas (micronódulos), fazendo com que estes solos, apesar do teor elevado de argila, não revelem um comportamento de textura argilosa. O ferro aparece como o elemento condicionador dessas novas características, devendo-se salientar, contudo, que não é todo o ferro presente no material, mas apenas uma parcela e num dado estado que é efetivamente ativo neste sentido. Chauvel et al. (1976) observaram, em um solo ferralítico, que uma parcela de argila, considerada como bloqueada, continha 11,9% de Fe_2O_3 , mas que apenas 0,3% de Fe_2O_3 era responsável pelo bloqueio, os outros, 11,6% de Fe_2O_3 permaneciam ainda associados à argila, mas esta se comportava então como argila livre. Assim, há a necessidade de se fazer uma distinção entre a quantidade de ferro presente em uma amostra e o estado em que se encontra este elemento. Segundo os autores, o que não toca a constituição da unidade morfológica não modifica fundamentalmente o comportamento dos materiais argilosos. Em contrapartida, tudo o que contribui para mudar a unidade morfológica e as propriedades de superfície das partículas, modifica o comportamento do material.

. . .

Com o intuito de se observar as modificações provocadas pela ação imediata da cal em solos tropicais, foi feito um teste simples com dois dos solos analisados nesta pesquisa.

As amostras testadas foram o Latossolo Roxo e a Terra Roxa Estruturada que possuem teores de fração argila próximos, mas que têm organizações diferentes: o primeiro apresenta argila bloqueada em micronódulos e o segundo contém uma parcela importante de argila livre.

Foram preparadas misturas dos solos com teores de cal variados: 1, 3, 5 e 8%. Adicionou-se água a estas misturas, na proporção de 1:5 (uma parte de mistura para 5 partes de água) e observou-se que para o Latossolo Roxo a adição de 1 e 3% de cal, suficiente para saturar a CTC deste material, que é de 5,12 mE/100g, promoveu, ao contrário do que se esperava, uma liberação de argila maior do que aquela existente em condições naturais - não ocorreu a floculação. As adições de 5 e 8%, por sua vez, inibem totalmente a argila e a mantém floculada na forma de microagregados, que visivelmente, se comportam de maneira particular em relação à água (mudança nas condições físico-químicas da superfície das partículas). O pH determinado nestas soluções foi de 9,4, 11,3, 11,6 e 11,8 para os teores de 1, 3, 5 e 8% de cal adicionada, respectivamente (Fig. 33). Entretanto, a Terra Roxa Estruturada, que apresenta uma porcentagem de argila naturalmente dispersa e CTC de 9,22 mE/100g, mostra, já a partir da adição de 1% de cal, a floculação desse material, com formação de depósito em camada no fundo do becker. Adições da ordem de 3%, neste solo, são suficientes para manter o material floculado e agregado com bolhas de ar, alterando assim a sedimentação das partículas, fenômeno este que fica cada vez mais evidente à medida que os teores de cal aumentam. A partir de 5% os efeitos da adição são similares àqueles observados para o Latossolo Roxo (LR + 5% de cal). Quanto ao pH, observa-se que são mais elevados, para todos os teores de cal aplicados, do que aqueles obtidos para o LR: pH 9,6 para adição de 1% de cal, pH 11,5 para 3%, pH 12,1 para 5% e pH 12,1 para 8% (Fig. 34).

Estes fatos permitem concluir que, para solos similares do ponto de vista textural e com CTC próximas, a adição de teores variados de cal promoveu respostas de comportamento, face à água, diferenciadas nos dois solos para os teores baixos <3% (que cobrem as necessidades de saturação da capacidade de troca catiônica)

Fig.33: Variação do pH em função das quantidades de cal cálcica adicionadas (leitura após 8 dias de contato) para o Latossolo Roxo.

Fig.34: Variação do pH em função das quantidades de cal cálcica adicionadas (leitura após 8 dias de contato) para a Terra Roxa Estruturada.

e respostas similares para os teores mais altos >5%. É interessante notar que o LR que é um solo com argila naturalmente floco-lada (bloqueada), passa a dispersá-la com adições de cal de até 3%.

As medidas de pH (Figs. 33 e 34), por outro lado, mos-tram que os ambientes físico-químicos criados pelas adições de te-ores de cal variados, são diferentes para cada solo. Verifica-se que a TRE atinge valores de pH da ordem de 11,5 com adição de 3% de cal e que o LR só chega nessa faixa com adições de 5%. Essas condições diferentes podem ser responsáveis, em parte, pelas va-riações de comportamento apresentadas pelos materiais.

Outra observação interessante é que, apesar dos mate-riais apresentarem comportamento face à água similar para teores de cal acima de 5%, esta semelhança não se reflete nos ganhos de resistência: o LR, como foi visto (Quadro 9, pag.74), quintupli-ca a sua capacidade de suporte, enquanto que a TRE apenas dobra.

Estas observações reforçam a hipótese levantada de que os mecanismos envolvidos na ação imediata da cal são diferentes daqueles tradicionalmente apontados, seja para os materiais tempe-rados, seja para os tropicais.

.
.
.

A ação da cal a longo prazo, por sua vez, está fundamen-tada no caráter pozolânico dos materiais estabilizados.

Um material com caráter pozolânico é aquele que em com-binação com a cal e em presença de água, sob condições de tempera-turas ambientes, produz compostos hidratados estáveis com proprie-dades ligantes (Millet et al., 1976).

A reação pozolânica, segundo Dron (1978) só é observada

em materiais que comportam fases nas quais a sílica e a alumina são particularmente mobilizadas, como por exemplo, argilas calcinadas, amorfos, cinzas volantes e vidros vulcânicos, conhecidos como pozolanas*.

Os solos, apesar de não constituírem pozolanas propriamente ditas, podem apresentar uma fração argila com caráter pozolânico mais ou menos acentuado, dependendo da sua natureza mineralógica e textural (influência da superfície específica). A fração argila pode ser constituída por argilo-minerais expansivos ou não, com diferentes graus de cristalinidade, produtos amorfos de sílica e alumina, enfim, por elementos capazes de reagir com a cal, de forma lenta ou rápida, e dar origem aos mesmos produtos cimentantes que as pozolanas reais.

Esse caráter pozolânico é, então, o responsável pelo ganho de resistência (característica das pozolanas) com o envelhecimento da mistura.

O mecanismo desencadeado é praticamente aquele observado nas misturas de pozolana + cal que, segundo Dron (1978), é um ataque alcalino superficial por uma solução saturada de cal, dos minerais sílico-aluminosos e combinação, subsequente, dos íons resultantes deste ataque com a cal presente na solução.

Millet et al. (1976) afirmam que, com relação às argilas, o mecanismo que prevalece no tratamento com a cal é aquele de um lento processo de alteração da rede cristalina. Este processo afetaria mais particularmente as camadas octaédricas alumino-sas dos folhetos, como foi observado por espectometria infravermelha.

*Pozolana é qualquer material natural ou artificial rico em sílica e alumina capaz de: 1) reagir com a cal em presença de água; e de 2) formar por esta reação produtos com propriedades ligantes (Massazza, "apud" Largent, 1978).

lha.

Anos antes, Diamond & Kinter (1965) já sugeriam uma reação imediata, situada nos pontos de contato entre as partículas de argila. Segundo eles, a reação se faria entre a alumina, presente ao nível das arestas das partículas, e a cal adsorvida nas faces das partículas adjacentes, resultando então na formação rápida de aluminato tricálcico hidratado e provavelmente, mas de forma mais lenta (várias horas), na neoformação de silicato de cálcio hidratado. Goffeau (1978) também constatou a formação de um aluminato monocálcico hidratado, em uma mistura bentonita-cal, uma hora após a adição de cal.

Estas constatações reforçam a idéia de que é a camada octaédrica aluminosa das argilas a primeira a ser atacada e de uma forma rápida, imediata.

Desta reação pozolânica resultam produtos como aluminatos cálcicos hidratados bem cristalizados e silicatos cálcicos hidratados mal cristalizados ou na forma de gel, semelhantes àqueles obtidos pela hidratação do cimento Portland (Eades et al., 1962).

Do ponto de vista geoquímico, as reações pozolânicas são reações de dissolução e síntese, resultantes de alteração das condições físico-químicas do meio pela adição de cal. Isto é, quando a cal é adicionada a um material há um aumento instantâneo do pH do meio. Este pH, que varia geralmente entre 5 e 6,5 para os solos tropicais, chega, com a adição de 5% de cal cálcica, em torno de 12, como foi observado nos materiais pesquisados. Essa faixa de pH significa um ambiente muito alcalino, onde os constituintes do solo, antes estáveis nas faixas de pH comuns na natureza, passam a ser instáveis.

Nas Figs. 35 a 37 reproduzimos as curvas de solubilidade que Fritz & Tardy (1973) obtiveram para a gibbsita e o quartzo,

Fig.35: Curvas de solubilidade da gibbsita em função do pH e da temperatura (Fritz & Tardy, 1973).

Fig.36: Curvas de solubilidade da gibbsita em função do grau de cristalinidade e do pH a 25°C (Fritz & Tardy, 1973).

Fig.37: Curvas de solubilidade do quartzo em função do pH e da temperatura (Fritz & Tardy, 1973).

em função da variação do pH, temperatura e grau de cristalinidade.

A gibbsita (Al_2O_3), comum em muitos solos tropicais, principalmente nos latossolos, é pouco solúvel em pH ligeiramente ácido e neutro, mas é bastante solúvel em pH ácido (< 4) e básico (> 9). O quartzo (SiO_2) é pouco solúvel em pH ácido e neutro, mas a sua solubilidade aumenta muito em pH básico ($> 9,5$). Para esses dois minerais a solubilidade também aumenta com a elevação da temperatura e com a diminuição do grau de cristalinidade, este último caso bem evidenciado para a gibbsita, conforme mostra a Fig. 36.

A caolinita, por sua vez, que é um silicato hidratado de alumínio, cuja composição base é $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$, tem, a exemplo da gibbsita e do quartzo, a sua solubilidade controlada pelo pH, temperatura e grau de cristalinidade. Entretanto, na natureza a sua dissolução, como aquela da gibbsita e do quartzo, sofre a influência dos teores de Si e Al existentes na solução. Assim, quanto mais rica em Si for a solução inicial, tanto menor será a dissolução da caolinita e a liberação de Al para a solução.

Apesar da mistura solo-cal-água ser um sistema onde não há circulação e troca de soluções e a elevação do pH ser conseguida pela adição de $\text{Ca}(\text{OH})_2$ que vai saturar esse meio, não correspondendo portanto ao mesmo sistema estudado por Fritz & Tardy (1973), o mecanismo aqui desencadeado não está muito longe daquele. Assim, a elevação do pH para valores próximos de 12 nas misturas solo-cal, significa condições severas de instabilidade para os constituintes do solo compostos por sílica e alumina, capazes de provocar a sua solubilização ao nível de superfície. Uma vez que não há troca de soluções e dada a grande disponibilidade de cálcio no meio, é possível formar em combinação com a sílica e a alumina liberada, aluminatos, silicatos e alumino-silicatos de cálcio hidratados, semelhantes àqueles obtidos pela hidratação do

cimento Portland, segundo Eades et al. (1962). São principalmente o CSH(I)*, CSH(II), CSH(gel), C_4AH_{11} , C_4AH_{13} , C_2AH_8 , C_3AH_6 , C_2ASH_n , além de compostos com carbono.

A natureza desses compostos neoformados é complexa por que depende de vários fatores:

- da natureza mineralógica do material estabilizado (espécies minerais, grau de cristalinidade e tamanho);
- da temperatura a que esta mistura estará sujeita no seu período de cura (influência na velocidade das dissoluções e recombinações);
- do teor de água existente no sistema (influência no grau de hidratação dos compostos aluminatos).

.

Vários autores (Glenn, 1963; Wang, 1966; Ruff & Ho, 1966) observaram a ocorrência de minerais de neoformação diferentes tanto em função do tempo de cura como da temperatura, para misturas semelhantes:

- Glenn (1963) em uma mistura de bentonita/cal, curada à temperatura ambiente por longo período, identificou C_4AH_{13} , CSH(I), CSH(gel) e provavelmente CSH(II). A mesma mistura curada à temperaturas mais altas, em período curto, produziu CSH(gel), CSH(I) e C_4AH_{13} à 40°C, e CSH(I) e provavelmente CSH(II) ou tobermorita aluminosa à 80°C;
- Ruff & Ho (1966) também observaram variações semelhantes nos produtos neoformados em uma mistura de bentonita/cal, em relação a tempo e temperatura. Verificaram ainda que essas varia-

*Na química do cimento a referência aos silicatos e aluminatos de cálcio hidratados se faz utilizando a forma abreviada dos compostos: C = CaO, S = SiO₂, A = Al₂O₃ e H = H₂O

ções são acompanhadas, em termos mecânicos, por mudanças no ganho de capacidade de suporte. Sugerem, portanto, que o ganho de resistência das misturas argila/cal é devido às diferentes fases do complexo de reação;

- estudos feitos por Perret (1977 e 1979), Estéoule & Perret (1979) e Abdo (1982) mostram que a evolução da estabilização no tempo se faz por meio de várias fases, diretamente relacionadas ao consumo de cal, correspondendo cada uma a um tipo de reação química.

A temperatura, além de acelerar o processo de estabilização, influi, provavelmente, na sua natureza: Ruff & Ho (1966) suspeitam da possibilidade de substituições, na estrutura dos silicatos de cálcio hidratados, acima de 50°C; já Estéoule & Perret (1979) afirmam que os mesmos processos químicos se produzem no decorrer de uma fase de estabilização, qualquer que seja a temperatura. Neste mesmo sentido devem ser consideradas também as condições de umidade na preparação e cura da mistura, principalmente no caso dos aluminatos que resultam em compostos mais ou menos hidratados, associados ou não à carbonatos (Millet & Homney, 1974; Sabry et al., 1981).

A natureza dos materiais (mineralogia e textura do solo, composição química da cal), por sua vez, influencia o processo de estabilização quanto à qualidade e quantidade dos produtos neofor_umados - predominância de silicatos ou aluminatos de cálcio hidratados.

3. Aspectos Mineralógicos das Misturas Solo-Cal Estudadas

Na tentativa de identificação dos produtos de reação e procurando, também, detectar alterações na mineralogia original das amostras pesquisadas, procedeu-se às análises mineralógicas por difração de raios-X e ATD.

Essas análises foram feitas nos corpos de prova das misturas solo-cal que apresentaram as resistências máximas sob imersão (pontos próximos ao teor ótimo de umidade). Estes corpos foram conservados em sacos plásticos fechados por 3 meses, na temperatura ambiente, para então serem expostos ao ar (secagem ao ar). Estas amostras foram também utilizadas na microscopia óptica e na microscopia eletrônica de varredura.

Dado o caráter químico da estabilização não foi feita a separação da fração argila, como aconteceu para os solos e alteritas no seu estado natural, para que não houvesse interferência no processo desencadeado pela cal. Assim, fez-se apenas separações por peneiragem a seco, utilizando-se a peneira de 0,074mm, com o intuito de se concentrar as frações finas mais sujeitas às transformações pela ação da cal. Este recurso já foi utilizado no trabalho de Eades et al. (1962). Os materiais compactados sem cal também foram peneirados e submetidos à difração de raios-X e ATD, para que fosse possível ser feita a comparação sob as mesmas condições.

Os difratogramas (Figs. 38, 39 e 40) mostram que para os solos o tratamento com a cal afetou os picos referentes à caolinita e à gibbsita, reduzindo-os e alterando a sua geometria, com um alargamento maior das bases. Em alguns casos os picos se transformaram em bandas, como a raia de 3,56 Å da caolinita (pico de segunda ordem) na TRE, ou foram simplesmente suprimidos como acon

Fig.38: Difrátogramas do Latossolo Roxo, com e sem adição de cal (fração <0,074mm).

Fig.39: Difrátogramas da Terra Roxa Estruturada com e sem adição de cal (fração <0,074mm).

Fig.40: Difractogramas do Latossolo Vermelho Escuro orto com e sem adição de cal (fração <0,074mm).

teceu com alguns picos secundários da gibbsita.

Estas modificações indicam que houve efetivamente um certo desarranjo estrutural, conferindo-lhes um menor grau de cristalinidade.

Observa-se, também, que na TRE os picos referentes à hematita (Fe_2O_3) aparecem afetados na mistura solo-cal, evidenciando da mesma forma um grau de cristalinidade menor.

Além dessas alterações, registra-se a presença de novos pequenos picos nas 3 amostras de solos, em torno de $3,02 \text{ \AA}$, que tanto pode indicar a ocorrência de carbonatos de cálcio (calcita), silicatos cálcicos hidratados mal cristalizados do tipo CSH(gel), ou ainda, carbo-aluminatos de cálcio hidratados (Taylor, 1964; Turriziani, 1964). Verifica-se também que o alargamento basal dos picos da caolinita podem estar mascarando picos a $7,4$ e $7,56 \text{ \AA}$, referentes aos aluminatos e carbo-aluminatos de cálcio hidratados, respectivamente, de acordo com Turriziani (1964).

No Latossolo Roxo ocorre ainda uma série de pequenos novos picos, mal caracterizados, que não correspondem aos padrões de aluminatos e silicatos de cálcio hidratados descritos na literatura.

As alteritas (Fig. 41 e 42) ao contrário dos solos, com a adição de cal exibem picos bem definidos a $12,4$ e $6,3 \text{ \AA}$ e desdobramentos das raias a $10 \text{ \AA}$, denunciando a presença de silicatos de cálcio hidratados, provavelmente do tipo CSH(I), semelhantes aos minerais do grupo da tobermorita. Estes silicatos podem apresentar distâncias basais características variando de 9 a $14 \text{ \AA}$, segundo Taylor (1964).

Nas alteritas observa-se a influência da cal nos picos referentes à caolinita e mais discretamente na biotita alterada. Estas modificações são mais evidentes na alterita de granito do

Fig.41: Difrátogramas da alterita de granito com e sem adiço de cal (fraço < 0,074mm).

Fig.42: Difrátogramas da alterita de gnaiss com e sem adiço de cal (fraço <0,074mm).

que na de gnaíse.

A dificuldade de identificação das transformações sofridas pelo material a partir da adição de cal, pela difração de raios-X, também aparece nas análises termo diferenciais.

Assim, observa-se que para os solos (Fig. 43) o tratamento com a cal afetou a geometria dos picos endotérmicos, referentes à gibbsita ($250-360^{\circ}\text{C}$) e à caolinita ($525-610^{\circ}\text{C}$), tornando-os mais simétricos e às vezes com deslocamentos dos seus ápices para temperaturas ligeiramente mais altas (como por exemplo a gibbsita no LR e a caolinita no LE). São, à primeira vista, indícios de um grau maior de cristalinidade nesses minerais presentes nas misturas solo-cal, o que contraria o observado nos difratogramas de raios-X. Por outro lado, o pico exotérmico da caolinita ($900-960^{\circ}\text{C}$) aparece, nessas misturas, com a sua amplitude diminuída, transformando-se às vezes em bandas, indício claro de que este mineral apresenta uma estrutura mais desordenada do que no original.

Além disso, verifica-se, também, que as misturas solo-cal apresentam efeitos endotérmicos entre 100 e 280°C , mais ampliados do que nos materiais não tratados, principalmente no caso dos latossolos. Constata-se, assim, que há uma perda maior de água nos minerais presentes nessas misturas.

A determinação dos produtos da "reação pozolânica", pela análise termo diferencial, foi estudada em detalhe por Ramachandran (1969) a partir de uma série de dados sobre os produtos de hidratação do cimento Portland e outros materiais pozolânicos, obtidos pelos diversos pesquisadores. Segundo este autor, os silicatos de cálcio hidratados do tipo CSH(I), sintetizados em temperatura ambiente a partir de cal e sílica, mostram efeitos endotérmicos a $160-165^{\circ}\text{C}$, 665°C e 790°C , além de reação exotérmica forte a 825°C . A fase CSH(gel) ou tobermorita gel, se caracteriza

Fig.43: Termogramas dos solos com e sem adição de cal (fração <0,074mm).

C = Caolinita G = Gibbsita

por efeito endotérmico a $140-150^{\circ}\text{C}$ e outro a 570°C e um efeito exotérmico pequeno à cerca de 860°C . O CSH(II) mostra uma banda exotérmica entre $400-450^{\circ}\text{C}$ e pequeno efeito exotérmico a 850°C . Os aluminatos por sua vez apresentam, em geral, efeitos endotérmicos a $315-330^{\circ}\text{C}$ e 450°C para o tipo C_3AH_6 ; $200-240^{\circ}\text{C}$ para o C_4AH_{13} , que é o mais comum; o C_2AH_8 se caracteriza pelos picos endotérmicos a 140°C e 310°C . Um efeito endotérmico a $700-830^{\circ}\text{C}$ além de indicar a presença de CaCO_3 (carbonatos de cálcio bem ou mal cristalizados) pode, se associado a picos de aluminatos, denunciar também a presença de carbo-aluminatos de cálcio hidratados. No quadro 12 estão reunidos os diferentes produtos de reação e os seus efeitos endotérmicos e exotérmicos característicos.

Ramachandran (1969) chama a atenção para o fato dos termogramas dos aluminatos, apresentados pelos diversos autores, diferirem entre si. Estas diferenças podem ser provocadas por variáveis tais como método de preparação, pureza da amostra, período de hidratação, temperatura etc., além da sensibilidade do aparelho de ATD.

Minerais	Reação Endotérmica	Reação Exotérmica
CSH(I) sintético	$160-165^{\circ}\text{C}$, 665°C e 790°C	825°C
CSH(gel)	$140-150^{\circ}\text{C}$, 570°C	860°C
CSH(II)	$400-450^{\circ}\text{C}$ (banda)	850°C
C_3AH_6	$315-330^{\circ}\text{C}$ e 450°C	
C_4AH_{13}	$200-240^{\circ}\text{C}$	
C_2AH_8	140° e 310°C	

Quadro 12: Caracterização, a partir de análise termo diferencial, dos principais produtos formados na hidratação do cimento Portland (Ramachandran, 1969).

Na química do cimento, segundo Turriziani (1964), considera-se que o C_3AH_6 é um hidrato cúbico estável, cujo desenvolvimento é precedido pela formação de compostos hidratados hexagonais do tipo C_2AH_{7-9} e C_4AH_{12-14} . Termogramas de produtos hidratados, a partir do composto C_3A com diferentes idades, mostram que efetivamente isto ocorre. Assim os picos endotérmicos nas faixas de $100-170^{\circ}C$ e de $200-245^{\circ}C$ corresponderiam aos aluminatos hidratados hexagonais, enquanto que os picos a partir de $290^{\circ}C$ a $330^{\circ}C$ significariam a presença ou transformação destes na fase C_3AH_6 cúbica mais estável.

Há ainda o alumino-silicato de cálcio hidratado, ou composto de Stratling (C_2ASH_8), que apresenta pico endotérmico a $220^{\circ}C$ (Turriziani, 1964).

Uma comparação dos termogramas das misturas solo-cal aqui estudadas e as informações acima permitem uma interpretação tentativa das reações térmicas observadas:

- para o Latossolo Roxo a existência de efeito endotérmico ampliado na faixa de $100^{\circ}C$ a $280^{\circ}C$ pode estar englobando o C_4AH_{13} e possíveis silicatos cálcicos hidratados. A maior amplitude e melhor simetria do pico endotérmico entre $290-365^{\circ}C$, com ápice deslocado de $310^{\circ}C$ para $325^{\circ}C$, pode também significar, além da gibbsita, o C_3AH_6 ($315-330^{\circ}C$) ou o C_2AH_8 ($140^{\circ}C$ e $310^{\circ}C$) ou ambos;
- no Latossolo Vermelho Escuro observa-se, além da ampliação do efeito endotérmico a temperaturas baixas ($100-160^{\circ}C$), a formação de uma banda a $200^{\circ}C$. Esta banda pode estar correlacionada à existência de C_4AH_{13} e/ou C_2ASH_n . Benton (1960, "apud" Ramachandran, 1969) indica que picos endotérmicos a $100^{\circ}C$ denunciavam a presença de silicatos de cálcio hidratados. Desta maneira, a ampliação dos efeitos endotérmicos nesta faixa poderia estar correlacionada a esses constituintes. Além disso, no difratograma

de raios-X aparece um pico a $3,02 \text{ \AA}$, que tanto poderia corresponder a silicato de cálcio hidratado, a carbonato de cálcio ou carbo-aluminato de cálcio hidratado. Nos termogramas, entretanto, não aparecem efeitos endotérmicos nas faixas entre $700-830^{\circ}\text{C}$, indicadores desses minerais. Assim, por exclusão, resta apenas a possibilidade de que o pico a $3,02 \text{ \AA}$ (raios-X) corresponda a silicatos de cálcio hidratados (CSH gel, provavelmente);

- a amostra solo-cal da Terra Roxa Estruturada apresentou apenas um ligeiro desvio no ápice do pico endotérmico de 125° para 130°C e, aparentemente, este foi mais alargado, denunciando uma desidratação por um período um pouco mais prolongado do que no original. O pico endotérmico entre $525-610^{\circ}\text{C}$ com ápice a 575°C , originalmente atribuído à caolinita, aparece bem mais pronunciado na mistura solo-cal, enquanto que o pico exotérmico a 920°C , como já foi relatado, aparece menos evidente, em forma de banda. Registram-se também pequenos efeitos endotérmicos a 700° e 780°C . Poder-se-ia suspeitar, neste caso, da presença de silicatos de cálcio hidratados do tipo CSH(gel) e talvez de carbonatos de cálcio, de uma certa forma corroborada pela difração de raios-X, com pico a $3,03 \text{ \AA}$ que os engloba. Os primeiros seriam responsáveis pelo aumento do pico endotérmico a 575°C e possivelmente pelos efeitos menores nas temperaturas mais elevadas. A existência de carbonato de cálcio pressupõe efeitos endotérmicos mais acentuados entre $700-830^{\circ}\text{C}$. A possibilidade de ocorrência de carbo-aluminatos parece não existir, já que não houve alterações nos efeitos endotérmicos na faixa de $200-300^{\circ}\text{C}$.

As alteritas, como aconteceu na difração de raios-X, apresentaram mudanças mais evidentes do que os solos (Fig. 44).

A alterita de granito apresentou na mistura solo-cal picos endotérmicos bem característicos a 110° e 220°C , em substitui

Fig.44: Termogramas das alteritas e das suas misturas com cal (fração < 0,074mm).

C = Caolinita

ção a uma larga banda endotérmica. O pico endotérmico entre 550-650°C, com ápice a 590°C, correspondente a caolinita na amostra original, transformou-se na mistura solo-cal em um pico mais aberto e de menor amplitude na faixa de 520-655°C, com ápice a 575°C. Registra-se também a presença de pequeno efeito endotérmico a 740°C. Estes fatos podem indicar a ocorrência de silicatos de cálcio hidratados (CSH) e de aluminatos ou alumino-silicatos de cálcio hidratados, ou ambos. O efeito exotérmico a 920-960°C teve a sua amplitude diminuída, indicando o aumento da desordem estrutural da caolinita.

A alterita de gnaiss passa a apresentar, na mistura solo-cal, efeitos endotérmicos em forma de duas bandas interligadas entre 100° e 210°C, inexistentes no material original. O outro pico endotérmico registrado inicialmente com ápice a 570°C, aparece menos amplo e mais alargado, entre 550-630°C, com ápice a 555°C. Observa-se também um pequeno efeito endotérmico a 780°C, na mistura solo-cal, além da alteração do pico exotérmico a 950°C, demonstrando que as modificações e neoformações são semelhantes à alterita de granito.

Estas observações feitas a partir da difratometria de raios-X e das análises termo diferenciais, permitem concluir que:

- as misturas solo-cal, de um modo geral, mostram sinais de que há uma alteração nas características cristalográficas e cristaloquímicas dos minerais da fração argila - caolinita e gibbsita para os solos, e caolinita, mais evidentemente do que as micas, para as alteritas. As modificações mostram uma desordem maior da estrutura desses minerais, a partir da adição de cal, mais perceptíveis na difratometria de raios-X;
- de uma forma mais clara nas alteritas do que nos solos, percebe-se a ocorrência de produtos neoformados nas misturas com a cal, sendo contudo difícil a sua identificação. É possível, mesmo as

- sim, dizer-se que nas alteritas e na TRE ocorrem os silicatos de cálcio hidratados preferencialmente aos aluminatos, enquanto que nos latossolos dominam os aluminatos e alumino-silicatos de cálcio hidratados, tendo provavelmente silicatos de cálcio hidratados em menor proporção;
- não foram observados com clareza, nos difratogramas e termogramas, picos que evidenciassem a presença do hidróxido de cálcio (cal). Ramachandran (1969) relata que os picos a 500-550°C nos termogramas dos produtos hidratados do cimento Portland são referentes ao Ca(OH)_2 (o pico característico da cal é a 585°C) ou provavelmente a Ca(OH)_2 associado a aluminatos. Apesar das misturas solo-cal apresentarem picos endotérmicos nestas faixas, a difratometria de raios-X não confirmou a presença da cal. Da mesma forma não se observou indícios importantes da existência de carbonatos de cálcio.

A análise por difração de raios-X e a análise termo diferencial não esclareceram, neste caso, a natureza dos produtos neoformados nas misturas solo-cal. As modificações observadas não corresponderam integralmente aos padrões citados na bibliografia especializada (Taylor, 1964; Turriziani, 1964 e Ramachandran, 1969). Esse problema poderia ser explicado, por exemplo, pelo fato dos produtos neoformados aparecerem em quantidade pequena nas misturas solo-cal e, portanto, difíceis de serem detectados por essas técnicas. Por outro lado, tem-se que levar em consideração que as condições de síntese desses produtos neoformados nas misturas solo-cal devem ser diferentes daquelas da hidratação do cimento Portland (hidratação a partir de compostos anidros C_2S , C_3S , C_3A e C_4AF , obtidos na calcinação a 1 300 - 1 500°C de materiais argilosos + calcários, cujos produtos são utilizados como padrões). Podem interferir, portanto, no resultado final ao nível de constituição dos compostos, grau de hidratação, grau de cristalinidade, possível associação com outros elementos presentes nas

misturas (além da sílica e da alumina), ou simplesmente interferência indireta destes, seja na aceleração, retardamento ou impedimento das reações, seja simplesmente selecionando-as (fenômenos de ordem termodinâmica).

De qualquer modo, como mostraram Glenn & Handy (1963) em um trabalho sobre os produtos de reação de misturas de argilo-minerais com cal, a identificação por raios-X não é tão simples. Os produtos neoformados não apresentam todas as raias características dos padrões conhecidos e muitos picos novos ficaram sem identificação. Concluíram, apesar das dificuldades, que nas misturas de caolinita-cal cálcica formam-se produtos caracterizados pelas raias de 7,6 Å, 3,8 Å, 3,05 Å e 2,8 Å, que podem corresponder, provavelmente, a aluminatos; para as misturas com montmorilonita ocorrem como produtos novos a tobermorita 10 Å, $\alpha\text{C}_4\text{AH}_{13}$, $\beta\text{C}_4\text{AH}_{13}$ e aluminato a 7,6 Å, 3,79 Å, 2,54 Å; com a vermiculita acusaram a presença de minerais com 8,1 Å, 4,59 Å desconhecidos.

Le Roux (1969) por sua vez, pesquisando materiais argilosos de composições mineralógicas variadas, constatou que nos materiais onde predominava a caolinita os produtos neoformados eram constituídos por CSH, C_2SH , C_4AH_{13} , C_4AH_{11} , após 150 dias de cura. Já nos materiais predominantemente ilíticos detectou, na difração de raios-X, apenas 3 picos pouco intensos e dificilmente identificáveis, concluindo que a ilita seria uma argila pouco reativa. Em uma margem observou que o único fenômeno visível era o desaparecimento da cal e aumento dos picos referentes ao CaCO_3 . Por fim constatou que o material montmorilonítico sofreu um ataque rápido da cal já nos primeiros dias, com o surgimento do C_4AH_{13} , C_4AH_{12} e mais tardiamente o C_3AH_6 , silicatos de cálcio hidratados e carbonatos de cálcio (vaterita), com uma regressão total do pico da montmorilonita.

Sabry et al. (1981) pesquisando um material constituído

por ilita, gipso e calcita observaram que havia evidências da ocorrência de ettringita e o total desaparecimento dos picos referentes ao gipso; não houve contudo ocorrência de outros minerais neoformados. Já em um material constituído por vermiculita, montmorilonita, ilita, caolinita e quartzo, observaram que com a adição de cal os picos de primeira ordem referentes à vermiculita, ilita e caolinita desapareceram, dando origem a uma série de novos picos bem definidos, atribuídos aos aluminatos de cálcio hidratados do tipo C_3AH_6 e CAH_{10} , C_4AH_{13} , $C_3A.CaCO_3.12H_2O$, e silicatos de cálcio hidratados.

A partir desses trabalhos pode-se deduzir que, de um modo geral, os produtos neoformados aparecem mais variados, bem definidos e identificáveis por difração de raios-X em misturas ricas em argilo-minerais do tipo da montmorilonita e vermiculita. Nos materiais ricos em ilita o aparecimento destes produtos de reação é tardio e de difícil identificação. Com a caolinita, há o aparecimento de aluminatos e silicatos cálcicos hidratados, que provavelmente se definem melhor ao longo do tempo de cura.

Trabalhos desta natureza com materiais lateríticos não foram encontrados na bibliografia disponível. Apenas Rossi (1982) trabalhando na França sobre os mesmos corpos de prova de misturas solo-cal do Latossolo Roxo, objeto desta pesquisa, concluiu também que a difração de raios-X não mostra a ocorrência dos produtos neoformados, sendo necessário portanto, a utilização de outras técnicas. Todavia a sua existência é confirmada pelas análises em microscopia óptica e eletrônica de varredura, conforme será visto no próximo capítulo.

Capítulo 7

MICROMORFOLOGIA DOS SOLOS E ALTERITAS E DAS SUAS MISTURAS SOLO-CAL

O estudo micromorfológico dos materiais no seu estado natural (indeformado), compactado sem tratamento prévio e compactado após a adição de cal, foi realizado através de microscopia óptica sobre lâminas delgadas e também por microscopia eletrônica de varredura. Esta última foi feita mais detalhadamente, em virtude da disponibilidade do equipamento, apenas para os solos e as suas misturas solo-cal.

Os objetivos principais deste estudo micromorfológico foram o de observar o estado e as transformações sofridas pelos materiais, ao nível de organização, sob as três condições diferentes (indeformado, compactado sem cal e compactado com cal) e observar a existência e a distribuição dos produtos neoformados e a sua relação com os constituintes minerais dos materiais. Procurou-se ainda verificar a implicação das modificações na microestrutura em termos de comportamento hídrico e mecânico.

Sabe-se que os processos de formação do solo são os responsáveis pela organização dos constituintes e que se traduz, em termos concretos, pela "estrutura do solo". A estrutura do solo é, assim, "a constituição física de um material expressa pelo tamanho, forma e arranjo das partículas sólidas e vazios, incluindo as partículas primárias que formam as partículas compostas, e estas propriamente" (Brewer, 1976).

As operações de destorroamento necessárias para a utilização do solo como material de construção e o esforço de compactação, interferem nessa estrutura, modificando e criando novos ar-

ranjos. Além dos esforços decorrentes da compactação há ainda os fenômenos físico-químicos e químicos, desencadeados pela adição de cal, que também devem interferir na organização (estrutura).

Neste estudo micromorfológico foram utilizados os critérios e nomenclatura propostos por Brewer (1976), apesar da existência de sistemas mais recentes, como o de Bullock et al. (1985). A opção por Brewer deve-se ao fato dela atender melhor às necessidades deste trabalho e por ser, também, a mais divulgada e conhecida entre os pesquisadores brasileiros. No que diz respeito à nomenclatura foi utilizada, sempre que possível, a tradução proposta por Curi et al. (1985) seguida, quando necessário, da denominação original.

Em função do objetivo proposto enfatizou-se mais determinados aspectos (porosidade, arranjo do plasma e do esqueleto) do que outros, lembrando sempre que a micromorfologia é um meio e não um fim em si mesma.

Cada material será apresentado separadamente, comparando-se as três condições a que foram submetidos.

Antes do início da descrição serão definidos alguns termos de uso corrente nos estudos micromorfológicos, segundo os conceitos apresentados por Brewer (1976):

- "peds": são os agregados naturais que consistem em um aglomerado de partículas primárias. Estão separados dos agregados vizinhos por superfícies de menor resistência (vazios ou cutãs);
- pedalidade: é a constituição física de um material pedológico, expressa pelo tamanho, forma e arranjo dos "peds" ou agregados;
- fundo matricial: é o material que compõe os "peds" (ou agregados) primários ou os solos apedais. Constitui o fundo ou "cenário" onde aparecem as feições pedológicas. Compreende o plasma, esqueleto e os vazios (intragregados);
- plasma: é todo material de tamanho coloidal, relativamente solú

- vel, que não tem relação com os grãos do esqueleto, constituído de material mineral (amorfo e cristalino) e orgânico;
- esqueleto: é todo material maior do que o coloidal. Consiste de grãos minerais originalmente presentes no material parental, corpos silicosos e orgânicos resistentes;
 - vazios: constituem a parte do volume dos solos ocupada pelos fluídos ar e água (em oposição ao espaço ocupado pelos sólidos);
 - cutãs: são unidades reconhecíveis no solo e que se distinguem do material vizinho por modificações "in situ" do plasma ou concentração de seus constituintes em torno de vazios, grãos do esqueleto ou superfície dos agregados.

A. LATOSSOLO ROXO

O Latossolo Roxo apresenta no seu estado indeformado uma estrutura contínua em microagregados granulares, cujos tamanhos variam entre 0,030 e 0,600mm. Exibe uma porosidade elevada que corresponde grosseiramente à 40% do total da amostra, sendo 30% de vazios interagregados, interconectados, de vários tamanhos (meso e macrovazios); os outros 10% correspondem a microvazios inter e intragregados. São os poros de empilhamento composto ("compound packing voids"), ou seja, vazios resultantes da acomodação dos microagregados, cujas faces não se justapõem (Foto 1).

O material do solo é então composto, em proporções relativas, por 55% de plasma, 40% de vazios e 5% de grãos de esqueleto.

Os microagregados são, assim, constituídos essencialmente por plasma, que algumas vezes engloba grãos de esqueleto. Apresentam uma microporosidade (micro e criptovazios) intragregados

de difícil caracterização na lâmina delgada, mas visível em microscopia eletrônica de varredura.

O esqueleto deste material é constituído principalmente ~~por~~ grãos de quartzo, angulares e subarredondados, de vários tamanhos, mas em geral $< 0,200\text{mm}$, muito fraturados e corroídos. Observa-se, também, a presença de minerais escuros e algumas concreções, ambos geralmente maiores que os grãos de quartzo.

O plasma, constituinte básico dos microagregados, em luz natural, é vermelho escuro, opaco, orlado de estreita faixa de plasma vermelho vivo. Esse plasma vermelho vivo compõe um fundo matricial que solda parcialmente os grânulos de plasma mais opaco. Sob luz polarizada, o plasma apresenta uma anisotropia muito baixa, restrita às zonas de plasma vermelho vivo (bordas em geral) que se reflete em uma birrefringência fraca e em manchas, caracterizando uma estrutura plásmica argilassépica. Já o plasma vermelho escuro dos grânulos, dominante, é opaco (opacidade devida ao ferro), apresentando, portanto, uma estrutura plásmica isótica. Observa-se assim a individualização de micronódulos, argilo-férricos (plasma isótropo), dentro do fundo matricial, constituído aqui pelo plasma vermelho vivo, anisótropo, semelhantes àqueles descritos por Chauvel (1977). Em microscopia eletrônica de varredura (Foto 2) esse arranjo micronodular aparece bem caracterizado.

É, assim, um material com uma organização estável devida à forte imobilização da argila pelo ferro, sob a forma de micronódulos. Não se observa nesse material indícios de susceptibilidade às variações hídricas e aos esforços mecânicos, geralmente evidenciada por fissuras, separações plásmicas estriadas ou cutãs de tensão ("stress-cutans").

Não é possível, por técnicas de microscopia óptica ou eletrônica de varredura, identificar-se a natureza mineralógica do plasma, dado o tamanho muito reduzido das partículas que o com-

põem (não aparecem mesmo com grandes aumentos na microscopia eletrônica de varredura). Mas, sabe-se, através da difração de raios-X e ATD, que este plasma é constituído de caolinita, gibbsita e óxi-hidróxidos de ferro (hematita principalmente).

A distribuição do plasma em relação ao esqueleto é preferencialmente do tipo granular (plasma em forma de nódulos) e porfirogrânica ("porphyroskelic") ou seja, grãos do esqueleto isolados dentro do plasma quase contínuo. Já de acordo com o critério proposto por Stoops & Jongerius (1975), ela seria do tipo pórfiro-enáulica (Foto 1).

Na amostra de Latossolo Roxo, destorroada e compactada na energia equivalente ao Proctor Normal, o solo original em microagregados é transformado em um material contínuo e fragmentado (Foto 3). Em MEV (microscopia eletrônica de varredura) observa-se que os micronódulos estão apenas parcialmente destruídos, sendo possível identificá-los ainda em alguns setores, envolvidos por material contínuo e mais orientado (Foto 4).

As proporções relativas dos componentes do solo são desta forma alteradas: 5% de grãos de esqueleto, 10 a 15% de vazios e 80 a 85% de plasma.

A porosidade é caracterizada pelo desenvolvimento de uma série de fissuras muito finas, paralelas entre si (Fotos 3 e 4). Ocorrem, ainda, cavidades de formas irregulares e tamanhos variados (a maioria com 0,030mm de diâmetro), com distribuição aleatória. Às vezes percebe-se uma tendência grosseiramente paralela para a distribuição dessas cavidades.

Os grãos do esqueleto, principalmente os de quartzo, aparecem em tamanhos menores (quebrados pela preparação do material e pela compactação), angulares a subangulares. Os minerais escuros, aparentemente não se quebram, aparecendo, portanto, bem

Foto 1: Latossolo Roxo, amostra indeformada (M.O. 25X - LN)

Foto 2: Latossolo Roxo, amostra indeformada (MEV 100X).

Foto 3: Latossolo Roxo compactado na energia equivalente ao Proctor Normal (M.O. 100X - LN).

Foto 4: Latossolo Roxo compactado na energia equivalente ao Proctor Normal (MEV 100X).

M = microagregado, P = plasma, V = vazios inter-microagregados, F = Fissura
Q = grãos de quartzo, PO = plasma orientado.

maiores que os grãos de quartzo.

Com relação ao plasma, observa-se que ele perdeu a opacidade original, aparecendo em luz natural vermelho escuro vivo, homogêneo e contínuo, tornando-se um pouco mais claro junto às bordas das cavidades. Sob luz polarizada apresenta uma anisotropia maior, com extinção em manchas e estriada. Observa-se, também, orientações do plasma em torno de alguns grãos do esqueleto. Desta maneira a estrutura plásmica tende a ser predominantemente bimassépica (orientações dos constituintes do plasma em duas direções formando uma rede pouco densa) e granossépica (orientações do plasma em torno dos grãos do esqueleto). Na microscopia eletrônica de varredura (MEV), Foto 4, é possível perceber essas orientações do plasma.

Assim, a estrutura de base que era granular a porfirogrânica na amostra indeformada, passa a ser simplesmente porfirogrânica na amostra compactada.

Percebe-se, assim, que o esforço de compactação libera parte da argila imobilizada pelo ferro (na forma de micronódulos), conferindo ao material uma susceptibilidade maior aos esforços hídricos e mecânicos, como evidenciam as orientações plásmicas estriadas e a presença de fissuras.

A mistura solo-cal (Latosolo Roxo + cal), também, compactada na energia equivalente ao Proctor Normal, por sua vez, apresenta os microagregados (micronódulos) originais conservados, com uma redução da porosidade (Foto 5). Este fato explica a redução da densidade seca aparente observada na mistura LR/cal em relação ao LR compactado sem cal. Neste caso, o material aparece constituído de 5 a 10% de grãos de esqueleto, 25 a 30% de vazios e 60 a 70% de plasma.

A porosidade, menor que na amostra indeformada, é, à se

melhança desta, constituída de vazios inter-microagregados (vazios de empilhamento composto), interconectados, mas menores que aqueles, predominando os meso e microvazios, formando uma rede um pouco mais fechada. Nesta amostra não foram detectadas fissuras.

Os grãos do esqueleto, especialmente os de quartzo, aprecem fragmentados, mas em menor escala que no caso anterior, enquanto que os minerais escuros se conservam intactos. Ambos se distribuem de forma aleatória.

O plasma dos microagregados (micronódulos), em luz natural, é vermelho escuro, ligeiramente opaco, homogêneo, orlado de estreita faixa de plasma mais claro. Sob luz polarizada, apresenta uma anisotropia baixa, com uma extinção fraca, manchada, caracterizando uma estrutura plásmica argilassépica.

Observa-se, também, que ocorre o "soldamento" de alguns microagregados entre si e nessa faixa de união (soldagem) há uma orientação do plasma, que se revela através de uma birrefringência fraca a média e extinção em manchas.

A estrutura de base, definida pela distribuição relativa entre o plasma e esqueleto, é do tipo granular-porfirogrânica, da mesma forma que na amostra original (indeformada).

Na mistura solo-cal observou-se a presença de cristalárias (cristalizações de minerais puros, Foto 5) em quase todas as bordas de agregados, formadas por cristais brancos e brilhantes sob luz polarizada e incolores sob luz natural. Em alguns casos foi possível verificar que os cristais se apresentavam em placas, distribuídos de forma radial dentro dos vazios. Entretanto, na maioria dos casos foi difícil perceber-se o grau de cristalinidade, em microscopia óptica, desses produtos neoformados.

Além das cristalárias, a microscopia óptica, revelou também a presença de alguns (poucos) grãos de carbonato de cálcio,

dentro de vazios interagregados, cujo tamanho corresponde ao dos grãos de quartzo.

A microscopia eletrônica de varredura revela, com mais detalhes, a existência desses produtos neoformados. Confirma a preferência, já observada em microscopia óptica, pela localização nas paredes dos microagregados (Foto 6). Os aumentos maiores mostram que esses produtos, geralmente em forma de placas hexagonais, são, entretanto, de tipos variados. Diferem principalmente quanto ao tamanho e ao modo de associação. Assim os maiores aparecem mais localizados e apresentam as suas assembléias com um arranjo radial, são placas com bordas retas e bem definidas (Fotos 6 e 7). Já os de tamanho intermediário distribuem-se mais generalizadamente pela superfície dos agregados, apresentando um arranjo em "rosetas". Consistem de placas mais flexíveis com bordas embabadadas e recortadas e, de acordo com Rossi (1982), seriam aluminatos tricálcicos hidratados (Foto 8). Existe ainda aqueles que ocorrem entre grânulos de plasma muito pequenos, soldando-os entre si, e que não apresentam o mesmo grau ou tipo de cristalização (Foto 9).

Este mesmo material foi objeto de estudos detalhados com a utilização de microscopia eletrônica de varredura e microsonda, Rossi (1982) e Rossi et al. (1983). Foram identificados vários compostos cristalinos correspondentes a: carbo-aluminato tetracálcico hidratado ($C_4AH_{11}CaCO_3$), aluminato tricálcico hidratado (C_3AH_6), silicatos cálcicos hidratados (comparáveis ao CSH-gel e ao CSH(I), fases próximas à tobermorita), sílico-aluminato de cálcio hidratado, carbonato de cálcio (calcita). Foram detectados também dois compostos alumino-silicatados, ainda não noticiados na bibliografia especializada. O primeiro corresponde a uma fase alumino-silicatada de relação Si/Al próxima à 1 e teores de cálcio variando entre 4 e 6%, em relação à soma Si+Al+Ca. O segundo, a uma fase alumino-silicatada que além do cálcio apresenta te

Foto 5: Latossolo Roxo compactado após adição de 5% de cal hidratada cálcica (com energia equivalente ao Proctor Normal). M.O. 100X - LP.

Fotos 6 e 7: LR/cal - preservação dos micronódulos e os produtos neoformados. Na foto 7 em detalhe o produto de neoformação. MEV 500 e 5000X.

Foto 8: LR/cal - produto de reação da cal com os constituintes do solo, em borda de agregado. É um aluminato de cálcio hidratado, provavelmente do tipo C_3AH_6 (MEV 5000X).

M = microagregado, V = Vazios inter-microagregados, AC = assembléias cristalinas de produtos neoformados.

ores importantes de potássio. Foram observadas, também, recristalizações de oxi-hidróxidos de ferro, bem como um processo de amorfição da caolinita e da gibbsita (já evidenciadas pelas análises de difração de raios-X e ATD).

A adição de cal, portanto, além de preservar a estrutura micronodular, naturalmente estável, cria, através de assembléias cristalinas neoformadas (produtos de reação dos constituintes do solo com a cal), uma armação secundária que ajuda a manter essa estrutura na mistura solo-cal compactada.

B. TERRA ROXA ESTRUTURADA

A Terra Roxa Estruturada, no seu estado indeformado, apresenta uma estrutura em blocos poliédricos ("peds") de vários tamanhos, desde centimétricos (1 a 2cm) à milimétricos, subangulares a angulares (Fig.45).

O material é constituído aproximadamente de 15% de grãos de esqueleto, 55% de plasma e 30% de vazios.

Neste solo predominam os vazios planares, canais e cavidades. Os vazios planares, isto é, as fissuras, são de dois tipos, sendo primeiro aquelas que individualizam os "peds" (ou agregados), interconectadas, geralmente com paredes conformes e rugosas e que correspondem à fendas ("craze planes"). São, por definição, os poros interpedais, dos materiais de solo cujos "peds" se acomodam uns aos outros, ou vazios, dos materiais apedais que racham. O outro tipo corresponde à fissuras mais finas do que as do primeiro grupo, que ocorrem no interior dos "peds", não se interconectam entre si mas, algumas vezes, estão conectadas às cavidades, canais ou às outras fissuras maiores. São os poros aplainados irre-

Foto 9: LR/cal - outra variedade de produto de reação da cal com os constituintes do solo, em borda de agregado (MEV 4800X).

M = microagregado, V = vazios, AC = assémbleias cristalinas de produtos neoformados.

- P - Plasma
- E - Esqueleto
- V - Vazios (Cavidades)
- C - Canais
- F - Fissuras (fendas)
- SP - Separações Plásmicas
- CT - Cutãs de Tensão

Fig. 45: Representação esquemática da organização que o material da Terra Roxa Estruturada apresenta no seu estado indeformado.

gulares ("skew planes").

Os canais são interagregados, medindo em média 0,5mm de largura, em geral com paredes lisas, curvas e às vezes conformes. Esses canais parecem evoluir a partir do alargamento de vazios do tipo fenda.

As cavidades ocorrem no interior dos "peds" (intrape-dais), com tamanhos que variam de 1,2mm a 0,4mm de diâmetro, de formas irregulares e paredes rugosas. Apenas algumas cavidades maiores apresentam paredes lisas. As cavidades não são conectadas entre si, entretanto, as maiores podem estar ligadas às fissuras e canais.

O esqueleto é formado predominantemente de grãos de quartzo, que se apresentam fraturados e corroídos, com formas angulares a subarredondadas. São, em geral, menores do que 0,3mm de diâmetro (mas dominam, contudo, os menores que 0,1mm). Os minerais escuros, opacos, ocorrem em menor quantidade, são angulosos a subangulosos, de diversos tamanhos, mas normalmente <0,7mm. Os grãos do esqueleto aparecem dispersos aleatoriamente na matriz.

Quanto ao plasma, à semelhança do LR, não foi possível identificar a sua natureza mineralógica através de microscopia óptica ou microscopia eletrônica de varredura. Como no caso anterior, sabe-se, pela análise de difração de raios-X e ATD, que ele é constituído basicamente de caolinita e oxi-hidróxidos de ferro (hematita, principalmente).

Sob luz natural observa-se que o plasma é de cor vermelha, contínuo, mas não é homogêneo em termos de densidade: apresenta setores mais densos, vermelho escuros, envoltos em plasma menos denso, vermelho mais claro, que lhe confere a continuidade.

Sob luz polarizada observa-se que o plasma é anisótropo, com uma parte dos seus constituintes orientada, apresentando,

preferencialmente, birrefringência do tipo estriada junto às fissuras e canais e em manchas isoladas. A estrutura plásmica é, assim, argilassépica e poro-insépica.

Na Terra Roxa Estruturada a distribuição do plasma em relação ao esqueleto é do tipo porfirogrânica.

Em algumas zonas, onde ocorrem as separações plásmicas, há indícios de formação de fissuras muito finas (início do fissuramento). Estas fissuras, do tipo poros aplainados irregulares ("skew planes"), geralmente cortam ou são ladeadas pelo plasma mais denso, enquanto que as cavidades ocorrem associadas às zonas de plasma menos denso.

Não foram observados cutãs de iluviação. Entretanto, observou-se que algumas separações plásmicas correspondem a cutãs de tensão ("stress-cutans") ou seja, modificações "in loco" do plasma pelas forças diferenciais, pois não apresentam descontinuidade física com a matriz nem estruturas de depósito.

Essas características (vazios planares e orientações plásmicas de tipo cutãs de tensão) indicam que este material é muito sensível às variações das condições hídricas.

O destorroamento, necessário para a preparação do material e a energia de compactação, destrói a pedalidade original do solo, dando lugar a um material apedal fragmentado (Foto 10).

O fundo matricial apresenta uma redução na sua porosidade e passa a ser constituído de aproximadamente 10% de grãos do esqueleto, 80% de plasma e cerca de 10% de vazios.

Sob esta condição (compactado) observa-se o desenvolvimento de um sistema de fissuras do tipo poros aplainados de junta ("joint planes") que são vazios planares que atravessam o material, apresentando um padrão de distribuição geométrico regular e poros aplainados irregulares ("skew planes"), além de cavidades.

Existe um esboço de hierarquização nesse sistema de fissuras sendo que as fissuras maiores e mais abertas apresentam uma distribuição, grosso modo, paralela e são interconectadas por fissuras mais finas, perpendiculares. No interior dos poliedros, assim formados, desenvolve-se parcialmente um outro sistema de fissuras com distribuição similar, mas que não se interconectam obrigatoriamente. Essas fissuras formam uma rede menos densa do que no material natural e são, também, menos abertas. As paredes são geralmente rugosas e conformes.

As cavidades ocorrem, mas são menores (geralmente não excedem a 0,06mm de diâmetro) e menos frequentes que no material indeformado. Distribuem-se de forma aleatória e aparentemente ocupam um volume equivalente ou ligeiramente superior às fissuras.

Como na amostra indeformada, predominam grãos de esqueleto de quartzo, diferindo, contudo, quanto ao tamanho e à forma. Aqui são predominantemente angulares a subangulares. A maioria dos grãos de quartzo são, nesta amostra, equidimensionais, com 0,1mm de diâmetro em média; apenas uma porcentagem muito pequena, 3%, apresenta diâmetro da ordem de 0,3mm. Os minerais escuros são em geral maiores que os grãos de quartzo mas, não excedem a 0,3mm; apresentam formas subangulares a subarredondadas.

Os grãos de quartzo, principalmente, exibem um "esboço" de padrão de distribuição: os grãos se alinham em faixas paralelas tendo outras oblíquas a estas, concentrando-se mais em certas zonas da lâmina do que em outras.

O plasma, por sua vez, apresenta-se contínuo, mais homogêneo, não se percebendo sob luz natural a variação de densidade existente no material original. Apenas junto às bordas das cavidades ele aparece um pouco mais claro.

Os constituintes do plasma, em luz polarizada, apresen-

tam uma orientação básica média, com grau forte (birrefringência contínua), do tipo estriada (separações plásmicas) preferencialmente, resultando estrutura plásmica do tipo massépica (estriação alongada e paralela em uma ou mais direções) a latissépica (estriações alongadas formando uma rede em treliça). Na microscopia eletrônica de varredura (MEV) a orientação do plasma é bem visível, conforme mostram as Fotos 11 e 12.

A estrutura de base também é, neste caso, do tipo porfirôgrânica.

Conclui-se, assim, que a compactação homogeneiza o plasma e este se reorienta em função dos esforços criando, desta forma, zonas de fraqueza. A variação nas condições hídricas e os esforços mecânicos podem gerar um aumento das fissuras já existentes, seguindo esses planos de fraqueza.

A adição de 5% de cal a esse material, destorroado e depois compactado, criou uma estrutura particular, diferente das duas anteriores. Está em parte fragmentado por fissuras que delimitam unidades maiores de formas poliédricas, subangulares, tendo ao lado um material organizado em microagregados de formas irregulares e de vários tamanhos. Os microagregados maiores têm em geral 0,10 a 0,15mm (no eixo maior), enquanto que os menores medem 0,03 mm. Estes últimos ocupam os espaços (interstícios) deixados pela acomodação dos maiores (Fig.46). Essa organização também é mostrada através da microscopia eletrônica de varredura (Foto 13).

As proporções relativas dos constituintes do fundo matricial, neste caso, correspondem a: 5 a 7% de grãos do esqueleto, $\pm$ 75% de plasma e $\pm$ 20% de vazios.

A porosidade do material é mais complexa do que aquela apresentada sob as outras duas condições (material indeformado e material compactado sem cal). É formada, em parte, por algumas fissuras do tipo fendas ("craze planes") e poros aplainados irre-

Foto 10: Terra Roxa Estruturada compactada na energia equivalente ao Proctor Normal. sem tratamento prévio (M.O. 100X).

Fotos 11 e 12: TRE compactada sem tratamento prévio - aspecto da orientação do plasma. Na foto 12 detalhe do plasma orientado (MEV 100 e 5000X).

P = plasma, Q = grãos de quartzo, F = fissura, PO = plasma orientado.

- M - Microagregados
- P - Plasma
- E - Esqueleto
- V - Vazios Inter-microagregados
- F - Fissuras (fendas)
- PT - Plasma Transformado

Fig. 46: Representação esquemática da organização do material TRE/cal compactado na energia equivalente ao Proctor Normal.

gulares ("skew planes") e também por poros de empilhamento composto ("compound packing voids") e algumas cavidades. As fissuras são em geral interagregados, interconectadas e apresentam, na maior parte do traçado, paredes rugosas e conformes. Os poros de empilhamento composto predominam sobre as fissuras.

O material apresenta setores mais divididos do que outros, o que explica, também, a diminuição da densidade seca aparente nessa mistura solo-cal em relação à do material compactado sem tratamento. Essa diferença não é contudo, tão ampla como a que foi observada para o LR.

Quanto ao esqueleto, predominam os grãos de quartzo, angulosos a subarredondados, de vários tamanhos, desde 0,10mm à 0,40mm de diâmetro, dispersos no plasma de forma aleatória. Alguns apresentam figuras de corrosão evidentes. Os minerais escuros são maiores que os grãos de quartzo, com formas subarredondadas. Constatou-se também a presença de alguns grãos de carbonato de cálcio (0,20mm) dispersos no plasma e que não existiam no material original.

O plasma, sob luz natural, no interior das unidades, é vermelho vivo e contínuo; nas bordas dos vazios apresenta-se mais claro e menos denso. Sob luz polarizada esse plasma aparece ligeiramente anisótropo com extinção em manchas e com separações plásmicas (em forma de ilhas) localizadas, definindo uma estrutura plásmica de tipo argilassépica e insépica.

O plasma junto às bordas dos agregados e vazios é de cor vermelho-amarela a amarela esbranquiçada e com uma anisotropia maior. O material apresenta uma birrefringência forte, mas não orientada num mesmo sentido. Observa-se também a presença de microcristais brancos englobados neste plasma, o que caracterizaria uma estrutura plásmica de tipo poro-silassépica.

Neste material constata-se que o plasma, principalmente este próximo às bordas dos agregados e vazios, sofreu, ou está so frendo transformações e neossínteses, denunciadas pela mudança de aspecto e cor, além do surgimento dos microcristais (não existentes no material original).

Em alguns vazios observa-se a existência de cristalizações em forma de agulhas, constituindo cristalárias. Estas crista lárias ocorrem geralmente em cavidades de formas irregulares e de vários tamanhos - a maior apresenta 0,180mm de largura por 0,320 mm de comprimento (Foto 14). Os cristais neoformados se cristalizam a partir das paredes dos vazios, em forma de placas ou agulhas (esferulitos), com arranjo normal ou perpendicular, abrindo-se em forma de leque para o centro da cavidade, em geral vazia. Estes cristais são incolores em luz natural e em luz polarizada, os maiores e melhor cristalizados, apresentam extinção em ângulo reto e medem no máximo 0,040mm de comprimento. A orientação básica é do tipo cristalográfica (cristal câmara - morfologia comparável àquela dos geodos, onde os cristais se apresentam em arranjo radial em torno de 1 ou vários centros).

Nas fissuras as cristalárias aparecem apenas em alguns setores muito localizados, mas nunca em toda a sua extensão.

A microscopia eletrônica de varredura também coloca em evidência a diferença do plasma da amostra com cal, daquele resul tante da compactação sem cal. Na Foto 15 observa-se que este plas ma não se apresenta orientado no mesmo grau, mesmo junto às fissu ras. Entretanto, dada à exploração insuficiente com a microscopia eletrônica de varredura, não foi possível evidenciar a provável variedade de produtos neoformados. A Foto 16 mostra um desses pro dutos de neossíntese e é possível verificar que ele é diferente daqueles observados na mistura LR/cal. É igualmente planar, mas as placas são muito mais espessas (deve corresponder a um sílica-

Foto 13: TRE compactada após adição de 5% de cal cálcica (energia equivalente ao Proctor Normal). Aspecto da nova organização do material (MEV 100X).

Foto 14: Cristalária formada na mistura TRE/cal. Os minerais que a compõem são provavelmente silicatos hidratados de cálcio (M.O. 125X).

Foto 15: Detalhe da organização do plasma da mistura TRE/cal (MEV 5000X).

Foto 16: Produto neoformado na mistura TRE/cal - provavelmente um silicato de cálcio (MEV 5000X).

P = plasma, Q = grãos de quartzo, V = vazio; AC = assembléia cristalina de produtos neoformados.

to de cálcio hidratado) e se desenvolvem dentro de um vazio intragregado muito pequeno, possivelmente gerado pela ação da cal. Esta é uma posição diversa daquela ocupada pelas cristalárias observadas em microscopia óptica.

Observa-se, portanto, que a adição de cal não foi capaz de alterar radicalmente as características de organização desse material, quando comparado com a TRE compactada sem cal. Entretanto, a microdivisão parcial, as bordas dos agregados transformadas (plasma não orientado) e os produtos neoformados foram capazes de amenizar a sua susceptibilidade aos esforços hídricos e mecânicos, mas evidentemente não no mesmo nível alcançado pelo LR/cal.

C. LATOSSOLO VERMELHO ESCURO ORTO

Este material no seu estado indeformado exibe uma estrutura contínua, com sub-estrutura granular, isto é, apresenta microagregados de formas e tamanhos irregulares, ligados uns aos outros por pontes de plasma, dando origem também a uma porosidade forte. Mostra, ainda, setores mais contínuos e outros com a microagregação bem desenvolvida (Fotos 17 e 18).

A constituição básica deste material é de 15 a 20% de grãos de esqueleto, 30 a 40% de plasma e de 45 a 50% de vazios.

Os vazios são predominantemente interagregados, de formas irregulares e de vários tamanhos (macro e mesovazios), interconectados - são poros de empilhamento composto. Observa-se também a existência de algumas fissuras finas e pequenas cortando agregados, além de canais.

O esqueleto, composto essencialmente por grãos de quart

zo, é mal selecionado, como evidencia a variedade de formas e tamanhos. Os grãos grosseiros são na maioria arredondados a subarredondados e corroídos. Outros, em menor quantidade, são subangulares a angulares e no geral menos corroídos que os anteriores, mas apresentam também indícios de dissolução (forte). Os grãos médios apresentam na maioria formas arredondadas a subarredondadas. Estão mais corroídos do que os grãos grosseiros, com alguns destes apresentando um contato difuso com o plasma. Os grãos finos são em geral angulares. Em certos lugares foi possível observar grãos pequenos alinhados, com extinção simultânea e limite difuso com o plasma, parecendo tratar-se de um grão inicial maior que se subdividiu em função da dissolução. Nesta fração é comum encontrar-se grãos em perfeito estado ao lado de outros muito corroídos.

Além dos grãos de quartzo observou-se também a ocorrência de concreções ferruginosas.

A distribuição do esqueleto, salvo os casos de alinhamento mencionados acima, é aleatória.

O plasma deste solo é contínuo e heterogêneo, apresentando zonas de plasma denso vermelho vivo, orladas de faixas de plasma menos denso e mais amarelado. Em alguns setores observa-se que no interior do plasma vermelho vivo se individualizam manchas mais opacas e isótropas. A continuidade do conjunto é assegurada pelo plasma mais amarelado (vermelho-amarelo).

Sob luz polarizada o plasma amarelado é mais anisótropo do que o vermelho vivo, mas no geral apresenta uma extinção manchada e em ilhas (birrefringência média), caracterizando uma estrutura plásmica de tipo argilassépica a insépica.

Observou-se rearranjo do plasma junto às paredes de canais, sem configurar contudo uma feição de tipo cutânica.

A relação do plasma com o esqueleto define uma estru-

ra de base que é porfirogrânica e no conjunto a estrutura é granular-porfirogrânica ou pórfiro-enáulica (Stoops & Jongerius, 1975).

Como se pode observar, este material é essencialmente microagregado, o plasma não chega a se organizar em micronódulos, como acontece no LR. As orientações plásmicas e as fissuras localizadas indicam que este material ainda é sensível a esforços hídricos e mecânicos (muito menos que a TRE).

Quando compactado apresenta uma estrutura contínua com o desenvolvimento de fissuras muito finas, que desenham uma rede grosseiramente poligonal, não contínua, mais densa nas bordas do que no centro da lâmina (possível efeito da impregnação). As fissuras são geralmente curtas (excepcionalmente longas e com distribuição paralela), não são retilíneas, o seu traçado tende a acompanhar o contato plasma/grãos do esqueleto e muitas vezes não se interconectam (Foto 19).

Desta forma o material passa a se constituir de 30 a 35% de grãos do esqueleto, aproximadamente 3% de vazios e 60 a 70% de plasma.

Os grãos do esqueleto também tendem a se distribuir segundo um padrão grosseiramente geométrico: os grãos aparecem agrupados em linhas paralelas e perpendiculares, englobados no plasma que se concentra, assim, no centro dos polígonos formados.

Por outro lado, observa-se que aparentemente aumenta a fração de grãos mais finos, devido principalmente ao quebramento dos grãos, evidenciado por fraturas frescas, seja durante as operações de destorroamento, seja por ocasião da compactação.

Além disso, verifica-se que localmente existem descolamentos do plasma, que às vezes envolvem todo o grão.

O plasma, em relação à amostra indeformada, apresenta-se mais homogêneo, vermelho vivo (desapareceram as zonas a

mareladas), anisótropo, com desenvolvimento de orientações estriadas que desenham uma rede em treliça, não muito densa nem contínua (aberta). Às vezes estas orientações estão encurvadas, delimitando volumes arredondados de plasma. Observa-se, ainda, que existem orientações em torno de alguns grãos do esqueleto. A estrutura plásmica se define, assim, como in-bimassépica (não chega a ser latissépica apesar da orientação em treliça) a granossépica. A Foto 20, obtida por microscopia eletrônica de varredura, evidencia a forte orientação do plasma e a existência das fissuras associadas (formação de lamelas).

Localmente parece existir remobilização e redistribuição do ferro, denunciadas por faixas largas e alongadas de cor vermelha muito viva, com extinção forte, que se destacam no conjunto do plasma.

Os nódulos isótipos desaparecem no material compactado.

A estrutura de base é porfirogrânica.

A exemplo do que foi observado nos outros dois solos (LR e TRE), a compactação cria uma organização do material, que se caracteriza pela orientação estriada do plasma e desenvolvimento de vazios planares, fenômenos característicos de material instável (sensível aos esforços hídricos e mecânicos).

A mistura solo-cal, desse material, apresenta também uma estrutura contínua, mas que é mais porosa do que no caso anterior (está parcialmente microagregada). Sua composição está assim dividida: $\pm$ 25% de grãos do esqueleto, 15 a 20% de vazios e 40 a 45% de plasma.

A porosidade nesta condição é constituída principalmente de cavidades irregulares e vazios interagregados, registrando-se também algumas (poucas) fissuras finas.

O plasma da mistura solo-cal se apresenta contínuo, mas

Fotos 17 e 18: Latossolo Vermelho Escuro orto, amostra indeformada. M.O. 100X e MEV 100X, respectivamente.

Foto 19: LE compactado sem tratamento prévio na energia equivalente ao Proctor Normal (M.O. 100X).

Foto 20: LE compactado sem tratamento prévio. Aspecto do plasma orientado (MEV 100X).

M = microagregado, P = plasma, V = vazios inter-microagregados, Q = grãos de quartzo, F = fissura, PO = plasma orientado.

com variações de densidade e cor. Exibe manchas mais densas, de cor vermelho viva, que se destacam dentro do plasma menos denso, a marelado e contínuo (Foto 21). Em luz polarizada, esses plasmas a apresentam anisotropias diferentes, sendo o amarelado sempre mais anisótropo do que o vermelho, mas em ambos a orientação é em manchas, caracterizando estruturas plásmicas argilassépicas.

As zonas de plasma vermelho são formadas pela junção de "glóbulos", tendo nos seus interstícios plasma menos denso, um arranjo diferente do que existia no material original.

Nas zonas de plasma amarelado, às quais estão associados os vazios, ocorrem, em grande quantidade e dispersas por toda a área, "pontuações" esbranquiçadas (visíveis apenas sob luz polarizada), da dimensão do silte, com extinção reta. Esses cristais tendem a se concentrar em direção às bordas dos vazios e às vezes aparecem como ilhas envoltas em plasma amarelo (extinção em rose-ta). Segundo Brewer (1976), seriam as cristalárias intercaladas (cristais envolvidos na matriz), diferentes daquelas observadas nas Terras Roxas (cristal câmaras).

A estrutura de base é também porfirogrânica.

A microscopia eletrônica de varredura (MEV) mostra com detalhes essas transformações sofridas pelo material (LE) a partir da adição de cal. Na Foto 22 é possível verificar-se o aspecto que o plasma adquiriu: zonas mais densas, contínuas (equivalentes ao plasma vermelho vivo), orladas de zonas menos densas, com um plasma de aspecto esponjoso (alveolar), equivalente ao plasma amarelado. Um aumento da ordem de 1 000 vezes (Foto 23) mostra particularmente esta última zona de plasma (amarelado) e o seu aspecto alveolar; são visíveis, também, na porção superior da foto, assembléias cristalinas (pouco nítidas neste aumento) recobrando a superfície. Com um aumento de 3 000 vezes (Foto 24) observa-se que no interior dos alvéolos desenvolvem-se produtos neoformados

Foto 21: LE compactado após adição de 5% de cal hidratada cálcica (na energia equivalente ao Proctor Normal). M.O. 100X.

Foto 22: LE/cal - organização do plasma na mistura solo/cal (MEV 300X).

PA = plasma amarelo menos denso (alveolar), PV = plasma vermelho mais denso (núcleo de agregado), V = vazios (cavidades), Q = grãos de quartzo.

que se organizam em "casa de abelhas" (em detalhe na Foto 25). Nesse local uma análise, através de microsonda, revelou a presença de Si, Al, Ca, Fe e Ti (todos os elementos constituintes do plasma mais o cálcio adicionado).

Nesse material os produtos neoformados se localizam preferencialmente no plasma alveolar e parecem evoluir a partir da sua transformação. É, portanto, um processo diferente daquele observado no LR/cal, onde os produtos de reação estavam sempre nas bordas dos agregados (micronódulos).

Mais uma vez constata-se que a organização condicionada pela ação da cal é mais porosa. A porosidade é constituída por micro e criptovazios (no plasma amarelo), apesar do material se apresentar de forma contínua. Este fato é também constatado pela diferença das medidas de densidade seca aparente entre o LE compactado sem cal e o LE compactado com cal. Essa organização implica na não orientação do plasma (que cria as zonas de fraqueza) e, neste caso, na sua transformação generalizada, com o desenvolvimento dos produtos neoformados, que também ajudam a manter a estrutura estável.

D. ALTERITAS

As observações micromorfológicas das duas alteritas, de granito e de gnaiss, revelam que, nos dois casos, o grau de alteração atingido transformou as respectivas rochas em material pulverulento. Os minerais primários preservados foram, essencialmente, o quartzo e os feldspatos (estes últimos em vias de alteração), a biotita aparece em diferentes graus de transformação (pseudomorfoses), todos imersos em uma matriz de textura siltosa constituí-

Foto 23: LE/cal - aspecto geral das zonas de plasma menos denso (alveolar). MEV 1000X.

Fotos 24 e 25: Os produtos de reação da cal com o plasma nas zonas alveolares. Na foto 25, em detalhe o produto de reação (MEV 3000X e 10000X).

da por argilo-minerais.

Em nenhuma das amostras observou-se com nitidez a conservação da estrutura original da rocha, o que nos leva a concluir que em ambos os casos trata-se do nível de aloterita que, por definição, é o conjunto alterado no qual não se discerne mais as estruturas herdadas da rocha-mãe (Chatelin, 1974).

- Alterita de granito:

O granito de origem desta alterita é muito rico em biotita, o que constitui uma das diferenças básicas entre os dois materiais estudados.

As pseudomorfoses de biotita (Foto 26) exibem cores claras (amareladas) e mostram que o ferro já foi expulso da rede cristalina, estando agora concentrado entre as lamelas e na periferia dos pacotes. Estes pacotes, por sua vez, aparecem deformados, divididos e deslocados em forma de escada, com as bordas abertas em leque (espanador), o que indica a transformação da biotita em caolinita. Além das bordas, a caolinita é visível ocupando antigas lamelas de biotita. Os pacotes conservam ainda pequenas porções de biotita, que na microscopia óptica aparecem mal caracterizadas (pleocroísmo e birrefringência mais baixos do que o normal).

Essas evidências são confirmadas pelos difratogramas de raios-X que mostram o pico referente à biotita bem alargado e se desdobrando na direção de $14 \text{ \AA}$ (vermiculita). Na lâmina observa-se a passagem biotita - caolinita sem a vermiculita como fase intermediária.

Na periferia dessas pseudomorfoses verifica-se, com frequência, a fragmentação das lamelas (transformadas em caolinita), a partir das bordas, e a sua incorporação na matriz.

Nesta amostra foram observados também alguns (poucos)

grãos de feldspatos, que mostram sinais evidentes de dissolução ao longo das maclas, com formação de geles amorfos na superfície, tendo em alguns pontos a formação de caolinita.

Os quartzos (mais abundantes) aparecem agrupados, formando assembléias que estão sendo disjuntadas através do alargamento das fraturas e suturas entre os grãos.

Entre esses elementos mais grosseiros desenvolve-se uma matriz mais fina, mas de textura siltosa, constituída essencialmente de caolinitas, que aparecem em forma de palhetas agrupadas (acordeons) e entrecruzadas.

O ferro acha-se segregado e concentrado, como já foi dito, próximo à periferia das pseudomorfoses de biotita e eventualmente junto a alguma fratura, além de se distribuir aleatoriamente por toda a matriz. Aparece, aqui, principalmente como hematita "globular".

O material exhibe no seu conjunto uma coloração clara, amarelada esbranquiçada, uma porosidade fina (microporos) associada ao arranjo da matriz e uma meso e macroporosidade correspondente às fraturas que afetam o material como um todo e, especialmente, os minerais primários.

As operações de pulverização e compactação deste material provocam uma fragmentação generalizada das pseudomorfoses de biotita (que é tanto maior quanto mais transformadas estiverem) e das assembléias de grãos de quartzo. Surgem, assim, fragmentos de várias dimensões que acabam por serem incorporados, parcialmente, à matriz (Foto 27).

Desta maneira a matriz, que era essencialmente caolínica, passa a ser constituída também de grãos de quartzo e biotita alterada. Do ponto de vista textural ela passa a exibir uma granulometria mais heterogênea e grosseira com a presença desses e-

lementos.

Além disso, observa-se que as palhetas de caolinita so frem um "esmagamento" e não aparecem com a mesma nitidez com que apareciam no material indeformado. Ela fica, assim, mais densa e mais fechada, em virtude da redução da porosidade.

O ferro se distribui de forma aleatória na matriz, aparecendo em concentrações ocasionais.

Não foram observadas fissuras, mas verificou-se a presença de algumas cavidades. O material se apresenta de forma contínua, não fragmentado.

A adição de cal a este material, à primeira vista, parece não ter modificado o quadro observado anteriormente (material compactado sem cal): quebramento generalizado das pseudomorfozes de biotita, disjunção das assembléias quartzíticas, presença de algumas cavidades e sem fissuras. Entretanto, uma observação mais cuidadosa mostra que a matriz desta mistura Gr/cal é mais "limpa" do que na amostra anterior. Esta impressão é dada pelo aparente não esmagamento das palhetas da caolinita que a compõe. Elas se mantêm em arranjo entrecruzado e em alguns setores parece existir um material mais fino, que se desenvolve nos interstícios deixados pelo arranjo das palhetas entre si.

No conjunto é uma matriz de textura mais fina e um pouco mais aberta (microporosidade) do que no caso anterior, o que é confirmado pelos dados de densidade seca aparente ligeiramente mais baixos.

A microscopia eletrônica de varredura mostra (Foto 28) que ocorre, sobre e entre as plaquetas dos argilo-minerais, produtos neoformados, que correspondem provavelmente a silicatos cálcicos hidratados (conforme indica a difração de raios-X).

Foto 26: Alterita de granito (amostra indeformada). M.O. 30X - LP.

Foto 27: Alterita de granito compactada sem tratamento prévio na energia equivalente ao Proctor Normal (M.O. 30X - LP).

Foto 28: Alterita de granito compactada após adição de 5% de cal hidratada cálcica. Detalhe da organização da matriz siltosa e os produtos neoformados.

Q = quartzo, AQ = assembléias de grãos de quartzo, PB = pseudomorfoses de biotita, MS = matriz siltosa, PSE - pseudomorfoses de biotitas esmagadas.

- Alterita de gnaiss:

A alterita de gnaiss apresenta os mesmos constituintes minerais que a alterita de granito, só que em proporções diferentes: assembléias de quartzo, feldspatos alterados (em maior quantidade que na de granito) e pseudomorfoses de biotita (aqui em menor quantidade), todos embebidos em uma matriz caolinítica de textura siltosa.

Numa avaliação qualitativa observa-se que este material é constituído de, aproximadamente, 40 a 50% de grãos muito grosseiros (assembléias cristalinas) e 50 a 60% de matriz siltosa.

Aqui as pseudomorfoses de biotitas aparecem em menor número e apresentam uma alteração diferente daquelas observadas no caso precedente. Estão, em alguns setores, conservadas e aparecem como biotitas sãs (o que é confirmado pela difração de raios-X através de picos intensos, simétricos e agudos), em outros estão transformadas em vermiculitas (não evidenciado por raios-X) e estas passando para caolinita. Observa-se, portanto, uma passagem biotita - vermiculita - caolinita.

Os feldspatos (microclínios, principalmente), de presença mais significativa neste material, também aparecem alterados com dissolução e formação de geles amorfos acompanhando maclas.

A matriz siltosa, por sua vez, mostra-se bandada, seja por efeito de coloração, seja por variação textural (zonas mais finas x zonas mais grosseiras, mas ainda siltosas). Com aumentos maiores verifica-se que as caolinitas da matriz aparecem muitas vezes em pacotes lamelares (acordeons).

A pulverização e compactação, nesse material, também promoveram um fraturamento dos grãos grosseiros e das suas assembléias, criando uma classe de grãos médios a finos. Desta maneira, a alterita passou a apresentar cerca de 15 a 20% de grãos grossei

ros, 25% de grãos médios a finos e 55 a 60% de matriz siltosa.

Assim a matriz, antes essencialmente caolinítica e com glóbulos de ferro, passa a ser composta, também, por uma mistura de grãos de quartzo e fragmentos de feldspatos e de pseudomorfozes de biotita. Os grãos mais grosseiros e os finos estão dispersos aleatoriamente por toda a matriz.

Em certas porções da matriz observa-se um esmagamento dos pacotes de caolinita, que se apresentam em palhetas menores e de contornos menos definidos e com uma nítida orientação paralela.

As pseudomorfozes de biotita, aquelas já inteiramente caolinizadas, aparecem totalmente destruídas por esmagamento.

Assim, a microporosidade existente no material original é destruída pelo adensamento da matriz.

A adição de cal não modificou as características observadas anteriormente. O que se verifica de novo, de um lado, é o aumento da porosidade da matriz e de outro, que os pacotes e palhetas de caolinita perdem mais em termos de definição dos contornos e aparecem soldados por um material (sem forma definida) que funciona como um fundo matricial mais fino.

A microscopia eletrônica de varredura (Foto 30) mostra que sobre as placas dos argilo-minerais (comparadas às do material não tratado, Foto 29) ocorrem produtos neoformados de forma "glomerular" (couve-flor), capazes de soldá-las entre si. Uma microsondagem revelou que esses produtos são constituídos por Si, Al, Ca, K e Fe.

As análises micromorfológicas além de permitir a consta

Foto 29: Alterita de gnaiss compactada sem tratamento prévio na energia equivalente ao Proctor Normal. Detalhe da matriz (MEV 2000X).

Foto 30: Alterita de gnaiss compactada após adição de 5% de cal hidratada cálcica (na energia equivalente ao Proctor Normal). Detalhe da matriz e dos produtos neoformados (MEV 2000X).

tação da presença dos produtos neoformados, permitiu também observar a sua relação com os constituintes dos materiais e a sua distribuição. Coloca, ainda, em evidência um aspecto pouco conhecido da estabilização dos solos com cal: a reorganização dos materiais.

Para os solos a compactação, sem tratamento prévio, promoveu uma destruição parcial ou total (dependendo do tipo de solo em questão) da sua organização original. Deu origem nos três casos a uma estrutura contínua fragmentada, com o desenvolvimento de uma rede de fissuras planas e geralmente paralelas entre si, individualizando lamelas. O plasma argilo-férrico, por sua vez, passa a exibir orientações estriadas, mais ou menos abundantes, dependendo do solo (TRE, LE e LR em ordem decrescente), denunciando mudanças ao nível de organização entre as partículas (elementares ou compostas) que o compõem.

Estes indícios - fissuras e orientações plásmicas - mostram que esses materiais são susceptíveis aos esforços hídricos e mecânicos. Assim, os latossolos, que são materiais naturalmente estáveis, transformam-se em materiais instáveis (sujeitos às variações hídricas e mecânicas) praticamente no mesmo nível que a TRE (originalmente mais instável que os latossolos), como sugerem os dados mecânicos obtidos. Segundo Jim (1986) os rearranjos no plasma são condicionados por micro-planos de cisalhamento onde a coesão é preservada. Desta forma os domínios argilosos são mantidos ao longo desses planos, formando as separações plásmicas e, também, alinhamentos dos grãos do esqueleto. Tais fenômenos são resultantes de tensões diferenciais (anisotrópicas). A partir dessas observações micromorfológicas e do seu significado mecânico é possível se relacionar os solos em ordem crescente de instabilidade: LR → LE → TRE.

A adição de cal a esses solos promoveu arranjos diferentes em relação ao material compactado sem tratamento prévio e em

tre si, como mostrou a microscopia óptica e a microscopia eletrônica de varredura.

O LR teve a sua microagregação (micronódulos) preservada mesmo após a compactação, apresentando apenas uma redução da porosidade inter-microagregados. Não se constatou presença de fissuras ou qualquer outro indício de instabilidade dessa nova organização. Os produtos de reação entre a cal e os constituintes do plasma desenvolveram-se, essencialmente, ao nível de bordas dos agregados, sem evidências de transformação importante do plasma no seu interior. Estes fatos, aliados às evidências obtidas pela análise de difração de raios-X e ATD, indicam que é a gibbsita quem reage preferencialmente com a cal, dando origem a produtos de neossíntese. A caolinita acha-se intimamente associada e imobilizada pelo ferro nos micronódulos e, portanto, pouco acessível para as reações com a cal. Rossi (1982) observou que neste material é necessário que haja uma remobilização (o que às vezes acontece) do ferro para que a caolinita também reaja.

O LE, ao contrário, originalmente microagregado, apresentou uma estrutura contínua onde notou-se zonas de plasma mais e menos densas. A porosidade antes inter-microagregados se transformou praticamente em vazios tipo cavidades, não interconectados. Não se desenvolveu rede de fissuras. Neste material a ação da cal é evidente e "espetacular" nas transformações, diretamente a partir do plasma, que deram origem aos setores alveolares, onde se desenvolveram os produtos neoformados, indicando, assim, que contribuem para essas neossínteses tanto a caolinita quanto a gibbsita, que o compõem.

A TRE se apresentou com uma estrutura mista "microagregada" e "contínua fragmentada", no conjunto mais dividida do que a amostra compactada sem cal. Registrou-se a presença de fissuras planares e poros inter-microagregados. Observou-se também que o

plasma não apresentou o mesmo grau de orientação. Os produtos de reação com a cal ocorrem associados às paredes de cavidades e outros vazios, formando cristalárias. Transformações no interior do plasma foram observadas. Aqui a gibbsita está ausente e os produtos neoformados, presentes nas cristalárias, são provenientes do ataque das caolinitas, já que aqui elas estão associadas ao ferro, mas não imobilizadas como acontece no LR. Entretanto a conjugação produtos neoformados e reorganização do material da TRE/cal não foi suficiente para conferir ganhos de resistência no nível alcançado pelos latossolos.

Conclui-se, portanto, que a organização original do solo influencia o processo de estabilização com a cal, sendo a grande responsável pela "fossilização" da estrutura microagregada na mistura solo/cal compactada do Latossolo Roxo. Da mesma forma, a microagregação do LE parece ser a responsável pela anisotropia do plasma contínuo da mistura compactada, exibindo zonas mais densas de plasma (= núcleo de agregados) e zonas menos densas, que corresponderiam às bordas onde a argila se apresenta de forma livre (o que é acentuado pela compactação) e reagindo, juntamente com a gibbsita, com a cal. A TRE, ao contrário, já parte de uma estrutura contínua, que é, por sua vez, parcialmente dividida pela adição de cal criando, desta forma, uma estrutura um pouco mais favorável.

As alteritas se organizam de forma diferente dos solos. Praticamente o plasma inexistente; no seu lugar aparece uma matriz siltosa, constituída de placas ou conjuntos de placas de caolinita (cristaliplasma).

Observou-se que a preparação do material e a compactação geram um aumento nessa matriz através da destruição e do esmagamento das pseudomorfozes de biotita e disjunção das assembleias de grãos de quartzo. A compactação desse material tende a o-

rientá-lo, justapondo partícula a partícula, fazendo com que suporte a aplicação de níveis altos de energia. Nesses materiais não existe coesão, apenas justaposição de partículas elementares, a maioria de hábito planar. Esse fato é o grande responsável pela expansão elevada (as ligações base/base das partículas são fracas ou nulas) e pela baixa contração que apresentam.

A diferença de comportamento observada entre esses materiais está, por sua vez, relacionada com os teores de minerais placóides que os compõem, como sugerem Harris et al. (1984a, b). Esses autores relatam que muitas das propriedades geotécnicas dos materiais são afetadas pela quantidade de minerais placóides presentes: o ângulo de fricção interno, a densidade aparente e o CBR diminuem enquanto que a compressibilidade aumenta à medida que aumenta o teor de minerais placóides presentes nas frações $> 2\mu$. Assim, apesar dos materiais estudados serem texturalmente semelhantes, a ocorrência de uma quantidade maior de biotita na alterita de granito, além da caolinita presente na fração silte, deve ser a responsável pelos valores mais baixos de CBR e densidade aparente que este material apresenta, comparado à alterita de gnaiss.

A adição de cal a esses materiais parece alterar, de forma sensível, as suas condições de compactação. Observa-se que as partículas da matriz apresentam-se menos orientadas, entrecruzadas muitas vezes. Entre as partículas da matriz nota-se a formação de produtos neoformados, mais finos do que elas, e que aparentemente as sustentam. Tudo indica (raios-X e ATD) que é apenas a caolinita que contribui para a formação dos produtos de neossíntese. Neste material ela não se encontra associada a outras substâncias (é pura), portanto, é capaz de regir mais facilmente do que nos solos.

Estes fatos mostram que a adição de cal confere, aos materiais compactados, uma nova organização (para os mesmos níveis

de energia aplicados aos materiais sem tratamento prévio), em geral mais estável, que é sustentada por uma "armação secundária" constituída pelos produtos neoformados. Essa reorganização é produto da ação imediata da cal, já que os materiais são compactados logo após a sua adição.

PARTE III

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A estabilização de solos com adição de cal é uma técnica muito antiga, cuja difusão e expansão foi retomada nos Estados Unidos após a II Guerra Mundial, tendo atualmente se generalizado em vários países da zona temperada. Observa-se, entretanto, que a pesar da sua longa história, pouco se sabe sobre os mecanismos envolvidos no processo. A bibliografia se repete responsabilizando, como foi visto, a capacidade de troca de cations dos materiais, a floculação e a aglomeração das argilas e as "reações pozolânicas", pelas mudanças nos comportamentos hídrico e mecânico.

Neste trabalho tentou-se discutir esses mecanismos e os parâmetros principais que condicionam a estabilização solo-cal, em um sentido amplo, a partir dos dados e informações apresentados pelos vários autores consultados e, dentro do domínio tropical, a partir das observações feitas sobre os materiais selecionados.

A. A ESTABILIZAÇÃO SOLO-CAL EM SENTIDO AMPLO

- Comportamento dos Materiais

Fica evidente, através da bibliografia, que as modificações que ocorrem de imediato pela ação da cal são difíceis de serem explicadas. Entretanto, analisando-se os dados apresentados pelos autores, constata-se que os teores de cal necessários para alterar o comportamento dos materiais, em termos geotécnicos, é sempre superior àqueles suficientes para saturar o complexo de troca. Verifica-se, portanto, que os fenômenos ligados à capacidade de troca catiônica (CTC), tal como tem sido colocado, não são os grandes responsáveis pelas mudanças obtidas. Por outro lado, as alterações provocadas pela cal nos Limites de Atterberg, em es

pecial no Limite de Liquidez, indicam que existe uma correlação entre o sentido das modificações (aumento ou decréscimo do LL) e as suas intensidades, com a mineralogia predominante da fração argila. Assim, os materiais esmectíticos ou haloisíticos apresentam uma forte redução do Limite de Liquidez, enquanto que os demais, caoliníticos e ilíticos, apresentam aumentos. Mesmo assim, em todos os casos ocorre a diminuição do Índice de Plasticidade porque o Limite de Plasticidade sempre aumenta, independentemente da mineralogia predominante, diminuindo, dessa maneira, a diferença entre os Limites de Liquidez e o de Plasticidade. Entretanto, o abaixamento do Índice de Plasticidade tende a ser mais marcante nos materiais esmectíticos e nos haloisíticos do que nos outros.

- Transformações Estruturais - Efeitos e arranjos.

A análise dos dados e observações feitas sugere que o mecanismo ou mecanismos responsáveis pelas modificações imediatas desencadeadas pela adição de cal estão, de um lado, diretamente relacionados com as características e propriedades dos materiais argilosos como um todo e dos argilo-minerais em particular, e, por outro lado, ligados à natureza do íon cálcio (adicionado na forma de CaO ou Ca(OH)_2) e a sua alta concentração no líquido intersticial. São fenômenos que promovem novos arranjos geométricos das partículas, dando origem a unidades elementares (unidades formadas pela associação dos cristalitos dos argilo-minerais, sem ligante particular, em função apenas da carga basal) maiores do que as originais. Esta reorganização gera, por sua vez, uma interação diferente entre as partículas e provavelmente com a água contida nos poros, resultando em comportamentos hídricos e mecânicos diferenciados em relação aos materiais não tratados com cal.

- Transformações Mineralógicas

As transformações mineralógicas são geralmente atribuídas a ação a longo prazo da cal, que aparentemente é mais fácil de ser entendida do que a ação imediata. São devidas ao desenvolvimento de reações de dissolução e recombinação de sílica e alumina presentes nos minerais (argilo-minerais, oxi-hidróxidos de alumínio e produtos amorfos de sílica e alumina) constituintes da fração argila, com o cálcio proveniente da cal adicionada, em meio fortemente alcalino (pH em torno de 12).

A elevação do pH é o principal fator que promove a dissolução da sílica e da alumina, constituintes básicos dos argilo-minerais, de início ao nível das arestas e afetando preferencialmente a camada octaédrica aluminosa. A sílica e a alumina liberadas se recombinaem com o íon cálcio, cuja concentração é elevada no meio. Estas reações, conhecidas como "pozolânicas", dão origem aos silicatos, aluminatos e alumino-silicatos de cálcio hidratados, semelhantes àqueles obtidos pela hidratação do cimento Portland. Os principais tipos de produtos neoformados identificados em geral são: CSH(I), CSH(II), CSH(gel), C_4AH_{11} , C_4AH_{13} , C_2AH_8 , C_3AH_6 , C_2ASH_n , além de compostos com carbono.

A bibliografia mostra ainda, que esses produtos neoformados podem estar presentes na mistura com apenas uma hora de contato do material com a cal, evidenciando, assim, que as "reações pozolânicas" também se instalam de imediato.

Conclui-se, portanto, que o sistema solo-cal-água sofre inicialmente uma reorganização e, logo após, todas as transformações e neossínteses próprias das condições de ambiente muito alcalino. A natureza dos produtos neoformados, seu ritmo de desenvolvimento e evolução, dependem da mineralogia predominante do mate

rial, da temperatura, da umidade de preparação e do tempo de cura da mistura.

- Fatores

Como fatores ou parâmetros principais que condicionam a estabilização solo-cal aparecem: a natureza mineralógica do material estabilizado, o grau de cristalinidade dos minerais, o tamanho das partículas ou textura (influência na superfície específica), substâncias associadas (que podem interferir nas reações com a cal acelerando ou retardando o processo), temperatura e teor de água existente no sistema (influência no grau de hidratação dos compostos aluminatos, principalmente).

Destes fatores enumerados destacam-se a mineralogia e a textura. A estabilização é favorecida, do ponto de vista mecânico, para uma mesma composição mineralógica, por um aumento de superfície específica (superfícies reativas), contudo, quando a composição mineralógica varia, a intensidade dos fenômenos de estabilização muda de maneira radical, mesmo para texturas análogas.

Outros fatores, igualmente importantes, a serem destacados e geralmente não mencionados pelos autores, são a natureza química da cal e a sua qualidade, que da mesma forma que os materiais, são capazes de influenciar todo o processo e os resultados finais. Assim, é a natureza química da cal que vai condicionar a quantidade de íon cálcio presente, enquanto que a qualidade (responsável também pelas características ligadas à reatividade e granulometria), interfere diretamente na sua disponibilidade para as reações.

B. A ESTABILIZAÇÃO SOLO-CAL COM MATERIAIS TROPICAIS

O estudo realizado com alguns solos e alteritas permitiu verificar como se processa a estabilização com cal em materiais típicos tropicais.

Os solos selecionados (TRE, LR e LE) são argilosos (fração argila superior a 60%) e apresentam uma associação mineralógica constituída predominantemente por caolinita, oxi-hidróxidos de ferro e alumínio, em proporções variáveis para cada material. Assim, a caolinita é mais abundante na TRE do que no LE e no LR, sendo que este último exhibe a menor quantidade. A gibbsita, ao contrário, está presente em maior proporção no LR do que no LE e ausente na TRE. Os oxi-hidróxidos de ferro são abundantes nos três solos, mas se apresentam em maior quantidade e melhor cristalizados, na forma de hematita, no LR. O LE apresenta juntamente com a caolinita, gibbsita e oxi-hidróxidos de ferro, uma pequena quantidade de vermiculita, detectada apenas pela difração de raios-X sobre a fração argila, mas que não aparece nos difratogramas feitos sobre a amostra total, em forma de pó.

- Características Pedológicas

Essas associações minerais estão organizadas de forma particular em cada solo, condicionadas, principalmente, pelo efeito dos oxi-hidróxidos de ferro sobre a caolinita ou sobre a caolinita + gibbsita. Assim, quantidades similares de ferro podem estar presentes sob formas variadas (desde minerais bem cristalizados até produtos amorfos) e desta maneira condicionar arranjos

particulares como aqueles observados: no LR, a individualização dos micronódulos com total imobilização da fração argila; no LE, a microagregação sem, contudo, atingir a micronodulação, mas também com bloqueio dos argilo-minerais (não tão acentuado como no LR); na TRE, o ferro não exerce, tão intensamente, o seu efeito bloqueador sobre a caolinita e a organização do material reflete uma maior instabilidade através das fendas, das separações plásmicas e dos cutãs de tensão.

Essas organizações diferentes são responsáveis por muitas das propriedades e características dos materiais, principalmente aquelas de caráter hídrico e mecânico, moderando, inclusive a influência da textura e até da mineralogia.

- Interações entre Características Pedológicas e Compactação

A compactação dos materiais destrói parcial ou totalmente essas organizações e dá origem a materiais com estruturas contínuas e fragmentadas, cortados por fissuras que delimitam lamelas. A compactação orienta o plasma promovendo o desenvolvimento de separações plásmicas estriadas que, no caso dos latossolos, são inexistentes nos materiais originais. Segundo Jim (1986) as separações plásmicas correspondem, nesses casos, a micro planos de cisalhamento, constituindo também zonas de fraqueza.

Os novos arranjos decorrentes da compactação, sofrem ainda a influência das organizações originais. Assim, a TRE apresenta um desenvolvimento das fissuras e separações plásmicas (já existentes no material de origem) maior do que nos latossolos, cujas estruturas microagregadas, parcialmente destruídas, impedem, de uma certa maneira, um desenvolvimento maior destas.

Da mesma forma que nos materiais indeformados as propriedades hídricas e mecânicas são afetadas por essas heranças, mostrando, aqui também, que a influência da textura sobre elas passa para um segundo plano. O LR, que é do ponto de vista textural o mais argiloso com 76% de fração argila, e o LE, que é dos três o menos argiloso com 61%, exibem comportamentos similares, enquanto que a TRE, com 69%, numa posição intermediária, mostra um comportamento particular, mais instável em relação aos outros dois.

- Características Pedológicas + Adição de Cal + Compactação

A adição de cal cria organizações específicas, quando da compactação (algumas são capazes de resistir à compactação como no caso do LR), para cada material. Em todos há um aumento de porosidade em relação aos materiais compactados sem tratamento prévio, o que implica em valores de densidade seca máxima mais baixos das misturas solo-cal. No LR os micronódulos foram preservados, mantendo-se a porosidade inter-microagregados (reduzida em relação ao material original), com o desenvolvimento de produtos neoformados nas bordas dos agregados e vazios. Assim, as partículas elementares que devem ser consideradas são os próprios micronódulos, que funcionam como pseudo-areias ou pseudo-siltes em termos de interação mecânica (o que resulta em ângulo de atrito interno maior). Fica também evidente que a caolinita está protegida pela ação do ferro e participa pouco na formação dos novos minerais, sendo, portanto, a gibbsita a principal fonte de neossínteses.

O LE, por sua vez, apresenta uma estrutura contínua (com cavidades) onde é possível perceber que os núcleos dos micro

agregados foram parcialmente preservados e estão soldados uns aos outros por um plasma totalmente transformado pela ação da cal. Tal fato mostra que todos os constituintes do plasma afetado, caolinita, gibbsita e provavelmente a vermiculita, reagiram com a cal contribuindo para as neossínteses. Essa nova organização que brou a coesão contínua, que prevalece nos materiais argilosos, e concedeu ao LE o mesmo nível de estabilidade alcançado pelo LR.

A TRE apresenta uma estrutura mista contínua, fragmentada e microagregada, o que faz com que os seus valores de densidade seca não sejam tão menores do que aqueles obtidos com a compactação do material sem cal. Aqui a coesão foi praticamente mantida, prejudicando a estabilidade do conjunto como evidenciam os dados de contração e capacidade de suporte. A ação da cal é notada na atenuação das orientações do plasma e nas cristalárias de produtos neoformados no interior de cavidades e em bordas de agregados. Ao que tudo indica são contribuições da caolinita, já que o ferro presente não a inibe totalmente. Esta nova organização apesar de conferir algum ganho de resistência e estabilidade ao material, não foi capaz de elevá-lo aos níveis alcançados pelos latossolos.

Constata-se, desta forma, que em cada um dos solos a mineralogia e o seu estado de associação reagiram de forma própria à adição de cal. Conclui-se, portanto, que os parâmetros que condicionam a estabilização desses solos, exemplos típicos tropicais, são, de um lado, a mineralogia e o seu estado de associação e, de outro, a organização natural que os constituintes argilosos apresentam e que é fruto da ação dos oxi-hidróxidos de ferro sobre eles.

- Alteritas + Adição de Cal + Compactação

As alteritas, ao contrário dos solos, são siltosas, com frações argila compreendidas entre 5 e 7%, enquanto que a soma silte + argila perfazem, em ambas, cerca de 57%. São constituídas essencialmente por caolinita (macro-caolinita), biotita (em vários graus de alteração), quartzo, feldspatos (também alterados) e óxidos de ferro, que neste caso estão segregados (não aparecem associados à caolinita). Nesses materiais o comportamento é determinado pelas relações entre as partículas minerais isoladas. Assim, o fato das frações predominantes serem constituídas por minerais placóides, implica, quando da compactação, em expansão alta e valores baixos de contração, densidade e capacidade de suporte. A expansão acontece pela entrada de água no contato entre as partículas planares, aqui simplesmente justapostas, sem forças coesivas atuantes que as mantenham unidas. Não se trata de expansão dos minerais, mas sim de expansão do conjunto de partículas. A contração baixa se deve à pequena capacidade de absorção de água das partículas (superfície específica reduzida em função do tamanho das partículas) e pelo fato do dessecação do conjunto não promover forças de coesão, como acontece nos materiais argilosos.

A diferença de comportamento apresentada pelas alteritas está relacionada à presença maior de minerais placóides em uma delas. A alterita de granito é mais rica em biotita, bem alterada, cujos "pacotes" são esmagados com a compactação, contribuindo, portanto, para o aumento da matriz siltosa. Essa quantidade maior de minerais placóides (considerando-se a soma das biotitas com as macro-caolinitas) é responsável pelos valores mais baixos de densidade seca e de capacidade de suporte, além da expansão mais alta que este material apresenta, quando comparado à alterita de gnaiss.

A adição de cal a estes materiais modifica as relações entre as partículas e aqui é possível pensar em uma cimentação desenvolvida pelos produtos de neossíntese, formados às expensas da caolinita, como se observa em microscopia eletrônica de varredura. Os resultados obtidos pelas misturas com a cal, exibem também a influência da quantidade de minerais placóides. Assim, os parâmetros que controlam a estabilização dessas alteritas são, de um lado, a mineralogia e, de outro, a quantidade de minerais placóides, que influenciam a estrutura e o comportamento do conjunto.

Verifica-se, portanto, que os exemplos dos conjuntos de materiais (solos e alteritas) pesquisados apresentam, além da mineralogia, que é um parâmetro comum aos dois, parâmetros particulares a cada conjunto.

As observações feitas com relação aos solos estudados indicam que a organização original dos constituintes argilosos é um parâmetro importante a ser considerado no processo de estabilização solo-cal, ao lado da mineralogia.

Convém ressaltar que a classificação dos solos dentro de um grupo ou classe pedológica, já implica em um tipo de organização característico, como por exemplo a estrutura microagregada dos latossolos. Entretanto, esta organização pode apresentar vários "graus de desenvolvimento" dentro dos grupos (e mesmo das classes pedológicas), como foi visto para os latossolos pesquisados: estrutura microagregada para o LE e microagregada com individualização de micronódulos (estrutura micronodular) para o LR. Estes "graus" de organização vão se refletir na disponibilidade diferenciada dos mesmos minerais (como foi visto na pesquisa) para

as reações com a cal e nos arranjos, distintos em cada caso, após a compactação para os mesmos níveis de energia.

Com relação aos produtos neoformados nos solos, observa-se que são importantes, não no papel de ligantes como tradicionalmente se supõe, mas porque significam transformações dos constituintes do plasma em minerais mais estáveis do ponto de vista de comportamento hídrico e mecânico, cuja presença é capaz de modificar o comportamento do conjunto.

Para as alteritas verificou-se que, além da mineralogia predominante, a quantidade de minerais placóides presentes aparece também como um parâmetro importante. Os produtos de neoformação (intimamente relacionados com a mineralogia), nestes casos estudados, funcionam realmente como ligantes, ao contrário do observado para os solos, mantendo a estrutura compactada das misturas com cal mais estáveis.

Embora não seja possível extrapolar estas constatações para os materiais tropicais em geral, elas contribuem para a discussão sobre a sua reatividade frente à cal e indicam, ainda, novas perspectivas em termos de pesquisa.

BIBLIOGRAFIA

- ABDO, J. - 1982 - Étude expérimentale de la stabilisation des
arenas granitiques a la chaux, applications geotechniques. Pa-
ris, 200p. (Thèse Univ. Pierre et Marie Curie - Paris VI).
- AB'SABER, A. N. - 1965 - Da participação das depressões periféri-
cas aplainadas na compartimentação do Planalto Brasileiro. São
Paulo, 180p. (Tese de Livre Docência. FFLCH-USP).
- AB'SABER, A. N. - 1968 - O relevo brasileiro e seus problemas.
In: AZEVEDO, A. ed. Brasil, a Terra e o Homem. 2ª ed. São Pau-
lo. Cia. Nacional, p.135-250.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1952 - Contribuição à geomorfologia da re-
gião oriental de Santa Catarina. Bol. Paul. de Geografia, (10):
3-32.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A. - 1977 -
Províncias estruturais brasileiras. In: SIMP. GEOL. NORDESTE.
Campina Grande, Atas... p.363-391.
- ARANOVICH, L.A.S. & OGURTSOVA, J. - 1987 - Estabilização de solos
lateríticos com e sem aditivos. In: REUNIÃO ANUAL DE PAVIMENTA
ÇÃO, 22ª, Maceió, 1987, Anais... Maceió, IPR-DER/AL. p.709-733.
- ATLAN, Y. & FELLER, C. - 1983 - Applications de la pédologie a la
geotechnique routiere - exemple du Sénégal. Orleans, BRGM, 88p.
(Documents du BRGM 56).
- AUTRET, P. - 1983 - Latérites et graveleux latéritiques. Paris,
ISTED, LCPC, 38p.

- AYLMORE, L.A.G. & QUIRK, J.P. - 1962 - The structural status of clay systems. In: NAT. CONF. ON CLAYS AND CLAY MINERALS, 9th, Lafayette, 1960, Proceedings... New York, Pergamon Press, p.104-130. (Clays and Clay Minerals, vol. 9).
- BANIN, A. & LAHAV, N. - 1968 - Particle size and optical properties of montmorillonite in suspension. Israel J. Chemistry, 6 : 235-250.
- BEAUDOU, G.A. & CHATELIN, Y. - 1979 - La pédoplasation dans certains sols ferrallitiques rouges de savane en Afrique Centrale. Cah. ORSTOM, ser. Pédol. vol. XVII(1):3-8.
- BENNEMA, J.; LEMOS, R.C.; VETTORI, L. - 1959 - Latosols in Brazil. In: CONF. INTER. SOILS. III, Dalaba, Proceedings... Vol. I, p.123-132.
- BOLT, G.H. - 1978 - Surface interaction between the soil solid phase and the soil solution. In: BOLT, G.H. & BRUGGENWERT, M. G.M. ed. Soil Chemistry. A. Basic Elements. 2ed. Amsterdam, Elsevier, p.43-53.
- BOYNTON, R.S. - 1966 - Chemistry and technology of lime and limestone. New York, Interscience Publ., 520p.
- BRASIL. Serv. Nac. Pesq. Agronômicas. Comissão de Solos - 1960 - Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado de São Paulo. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura, 634p.(Bol. 12).
- BRASIL. Serv. Nac. Pesq. Agronômicas. Comissão de Solos - 1962 - Levantamento de reconhecimento dos solos da região sob influência do reservatório de Furnas. Rio de Janeiro. Ministério da Agricultura, 462p. (Bol. 13).
- BRASIL. Equipe de Ped. e Fert. do Solo - 1970 - Levantamento de reconhecimento dos solos do noroeste do Estado do Paraná (Inf. Preliminar). Rio de Janeiro. Ministério da Agricultura, 102p. (Bol. Téc. 14).

BRASIL - 1971a - Mapa Geológico do Brasil. Escala 1:5 000 000. DNPM.

BRASIL. Depto. Nac. de Pesq. Agropecuária - 1971a - Levantamento de reconhecimento dos solos do nordeste do Estado do Paraná (Inf. Preliminar). Curitiba. Ministério da Agricultura. 144p. (Bol. Técnico 16).

BRASIL. Empr. Bras. de Pesq. Agropecuária - 1974 - Levantamento de reconhecimento dos solos do sudeste do Estado do Paraná (Inf. Preliminar). Curitiba. Ministério da Agricultura, 150p. (Bol. Técnico 40).

BRASIL. Empr. Bras. de Pesq. Agropecuária - 1975 - Levantamento de reconhecimento dos solos do sudoeste do Estado do Paraná (Inf. Preliminar). Curitiba. Ministério da Agricultura, 82p. (Bol. Técnico 44).

BRASIL. Depto. Nac. de Estradas de Rodagem - 1978 - Estabilização de solos - Trecho experimental de base solo-cal no Km 282 da BR116/MG. In: REUNIÃO ANUAL DA ABPv, XIII, Rio de Janeiro, 1977, Separata... Rio de Janeiro, MT-DNER-IPR, 55p. (14-2).

BRASIL - 1981a - Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2 500 000. DNPM.

BRASIL - 1981b - Mapa de Solos do Brasil. Escala 1:5 000 000. Ministério da Agricultura. EMBRAPA.

BREWER, R. - 1976 - Fabric and mineral analysis of soils. 2 ed. New York, Robert E. Krieger Publ. Comp., 482p.

BRINDLEY, G.W. - 1972 - Kaolin, serpentine and kindred minerals. In: BROWN, G. ed. The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. 2nd Ed. London, Mineralogical Society, p.51-131.

- BROWN, G. - 1972 - The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. 2nd Ed. London, Mineralogical Society, 544p.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T. - 1985 - Handbook for soil thin section description. Mount Pleasant. Waine Research. 152p.
- CABRERA, J.C. & NWAKANMA, C.A. - 1980 - Pozzolan activity and mechanism of red tropical soil-lime systems. In: INT. CONF. ON LOW-VOLUME ROADS, 2, Iowa, 1979, Proceedings... HRB, p.199-207.
- CARVALHO, A.; CHAUVEL, A.; GUIMARÃES, J.E.P.; MELFI, A.J.; NÓBREGA, M.T. - 1981 - Caracterização mineralógica, morfológica e geotécnica de alguns solos lateríticos desenvolvidos sobre basalto na Bacia do Paraná. In: SIMP. BRAS. DE SOLOS TROPICAIS EM ENGENHARIA, Rio de Janeiro, 1981. Anais... Rio de Janeiro, COPPE/UFRJ-CNPq-ABMS, p.340-381.
- CARVALHO, A.; CHAUVEL, A.; GONÇALVES, N.M.M.- 1983 - Alteration of basalt and formation of kaolinitic and gibbsitic material in the region of Ribeirão Preto (SP), Brazil. In: INT. SEM. ON LATERITISATION PROCESSES, II. São Paulo, 1982, Proceedings... São Paulo, A.J. Melphi & A. Carvalho ed. p.477-489.
- CASTRO, E. - 1969 - Estudos relativos a estabilização de solos com cal. Rio de Janeiro. IPR, 76p. (Publ. 347).
- CASTRO, S.S. - 1980 - O platô de Itapetininga e as formações superficiais, material de origem do Latossolo Vermelho Escuro orto. São Paulo, 156p. (Dissert. Mestrado, Depto. Geografia, FFLCH-USP).
- CERRI, C.C. - 1974 - Contribuição ao estudo das arenas graníticas (caracterização mineralógica e química de uma topossequência da região de Itu, SP), São Paulo, 130p. (Dissert. Mestrado, Inst. Geociências - USP).

- CERRI, C.C. - 1979 - Alteração e pedogênese em áreas graníticas situadas sob diferentes condições bioclimáticas encontradas no Brasil. São Paulo, 241p. (Tese Dout. Inst. Geociências - USP).
- CHATELIN, Y. - 1974 - Les sols ferrallitiques. Paris, ORSTOM, tome III (L'altération), 145p. (Initiations-Documentations Techniques n. 24).
- CHAUVEL, A. - 1977 - Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale a saisons contrastées - Évolution et reorganisation des sols rouges de moyenne Casamance (Sénégal). Paris, ORSTOM, 532p. (Travaux et Documents de l'ORSTOM n. 62).
- CHAUVEL, A.; PEDRO, G.; TESSIER, D. - 1976 - Rôle du fer dans l'organisation des matériaux kaoliniques. Science du Sol, 2:101-113.
- CHU, T.Y. & DAVIDSON, D.T. - 1960 - Some laboratory tests for the evaluation of stabilized soils. In: IOWA STATE UNIVERSITY. Methods for testing engineering soils. Ames.
- CLAUSS, K.A. & LOUNDON, P.A. - 1971 - The influence of initial consumption of lime on the stabilization of South African road materials. Pretoria, National Institute for Road Research, 8p. (RR136).
- COMMITTEE ON TROPICAL SOILS OF THE ISSMFE - 1985 - Peculiarities of tropical soils used as construction materials: Topic 4.2: Roads. In: INT. CONF. ON GEOMECH. IN TROPICAL LATERITIC AND SAPROLITIC SOILS, 1st, Brasília, 1985, Progress Report, 76p.
- CURI, N.; LIMA, P.C.; LEPSCH, I.F. - 1985 - Terminologia e micro-morfologia do solo. Bol. Informativo da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 10(2):33-43.

- DANTAS, H.S. - 1970 - Estabilização de solos com emprego de cal - Tentativa de especificação de construção. Rio de Janeiro, IPR, 29p. (Publ. 462).
- DELVIGNE, J. - 1981 - Curso de micromorfologia das alterações minerais. São Paulo, Inst. de Geociências, USP. 149p. (Inédito).
- DE MARTONE, E. - 1943 - Problemas morfológicos do Brasil tropical Atlântico. Rev. Bras. de Geografia. Ano V(4):523-550.
- DIAMOND, S. & KINTER, E.B. - 1965 - Mechanisms of soil-lime stabilization. An interpretative review. High. Res. Board Rec. (92):83-102.
- DRON, R. - 1978 - L'activité pouzzolanique. Bull. Liaison Labo. P. et Ch. (93):66-69.
- DUCHAUFOR, Ph. - 1977 - Pédogenèse et classification. Paris. Masson, 477p. (Pedologie 1).
- EADES, J.L. & GRIM, R.E. - 1966 - A quick test to determine lime requirements for lime stabilization. High. Res. Record, (139): 61-72.
- EADES, J.L.; NICHOLS, F.P.; GRIM, R.E. - 1962 - Formation of new minerals with lime stabilization as proven by field experiments in Virginia. HRB Bull. (335):31-39.
- ESTÉOULE, J. & PERRET, P. - 1979 - Etude expérimentale des phénomènes de stabilisation des sols fins par la chaux. Bull. Liaison Labo. P. et Ch., (99):99-109.
- ESWARAN, H. & HENG, Y.Y. - 1976 - The weathering of biotite in profile on gneiss in Malaysia. Geoderma, (16):9-20.
- EUA. Soil Survey Staff - 1975 - Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. USDA Washington, D.C., 754p. (Agriculture Handbook n. 436).

- EUA. Lyon Association - 1975 - Laterite and lateritic soils and other problem soils of the tropics. Maryland, Lyon Ass. Inc-USA/DNER-Brasil/IPR-Brasil, 128p. (AID/csd 3682).
- EUA. National Lime Association - 1976a - Lime stabilization construction manual. Washington D.C., NLA, 48p. (Bull. 326).
- EUA. Transportation Research Board - 1976b - State of the art: lime stabilization. Washington, Nat. Acad. of Sciences, 31p.
- FAO-UNESCO - 1971 - Definition of soil units for the soil map of the world. Rome, World Resource Report, 72p.
- FAURE, A. - 1978 - Comportement des sols au compactage: rôle de l'argile et conséquences sur l'arrangement des grains. Grenoble, 179p. (Thèse. Univ. Scient. et Medic. de Grenoble).
- FOSSBERG, P.E. & GREGG, J.S. - 1963 - Soil stabilization in road construction in South Africa. Pretoria, Nat. Inst. for Road Research, p.217-227 (separata - RR 55).
- FRANÇA. C.P.C.S. - 1967 - Classification de sols. Grignon, Lab. Géologie - Pédologie de l'ENSA, 96p.
- FRANÇA. Centre Expérimental de Recherches et d'Etudes du Bâtiment et des Travaux Publics (CEBTP) - 1972 - Emploi des sols fins dans les travaux routiers. Paris, Secret. d'Etat aux Affaires Etrangères, 100p.
- FRANÇA. Centre Expérimental de Recherches et d'Études du Bâtiment et des Travaux Publics (CEBTP) - 1980 - Guide pratique de dimensionnement des chaussées pour les pays tropicaux. Paris, Ministère de la Coopération. 96p.
- FRITZ, B. & TARDY, Y. - 1973 - Étude thermodynamique du système gibbsite, quartz, kaolinite, gaz carbonique. Sciences Géol. Strasbourg Bull., 26(4):339-367.

- GILLOTT, J.E. - 1968 - Clay in engineering geology. Amsterdam, Elsevier, 296p.
- GLENN, G.R. - 1963 - X-ray studies of lime-bentonite reactions products. Ames. (PhD Thesis. Iowa State Univ. of Sci. and Technology).
- GLENN, G.R. & HANDY, R.L. - 1963 - Lime-clay mineral reaction products. Highway Research Record, (29):70-82.
- GOFFEAU, A. - 1978 - Étude de la stabilisation à la chaux de sols argileux et limoneux. Glembloux, 134p. (Thèse Fac. Sciences Agronomiques de l'Etat. Glembloux).
- GOLDBERG, I. & KLEIN, A. - 1952 - Some effects of treating expansive clays with calcium hidroxide. ASTM Spec. Publ. n.142: 53-67.
- GONÇALVES, N.M.M. - 1978 - Estudo dos materiais superficiais da região de Ribeirão Preto - SP e suas relações com elementos morfológicos da paisagem. São Paulo, 177p. (Dissert. Mestr. Instituto de Geociências - USP).
- GREENLAND, D.J. & MOTT, C.J.B. - 1978 - Surfaces of soil particles. In: GREENLAND, D.J. & HAYES, M.H.B. ed. The chemistry of soil constituents. Chichester, John Wiley & Sons, p.321-353.
- GRIM, R.E. - 1968 - Clay mineralogy. 2ed. New York, MacGraw-Hill, 596p.
- GUIMARÃES, J.E.P. - 1971 - Estabilização de solos. São Paulo, ABPC, 68p. (Bol. nº 1).
- GUIMARÃES, J.E.P. - 1983 - A indústria da cal no Brasil. São Paulo, ABPC, 40p.
- HARRIS, W.G.; PARKER, J.C.; ZELAZNY, L.W. - 1984a - Effects of mica content on engineering properties of sand. Soil Sci. Soc. Am. J., 48:501-505.

- HARRIS, W.G.; ZELAZNY, L.W.; PARKER, J.C.; BAKER, J.C.; WEBER, R. S.; ELDER, J.H. - 1984b - Engineering properties of soils as related to mineralogy and particle-size distribution. Soil Sci. Soc. Am. J., 48:978-982.
- HARTY, J.R. & THOMPSON, M.R. - 1973 - Lime reactivity of tropical and subtropical soils. High. Res. Record, (442):102-112.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. - 1984 - Província Mantiqueira. Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. Coord. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgar Blücher, p.308-344.
- HERRIN, M. & MITCHELL, H. - 1961 - Lime-soil mixtures. High. Res. Board Bull. (304):99-138.
- HO, C. & HANDY, R.L. - 1963 - Characteristics of lime retention by montmorillonitic clays. High. Res. Record, (29):55-69.
- JAN, M.A. & WALKER, R.D. - 1963 - Effect of lime, moisture and compaction on a clay soil. High. Res. Record, (29):1-12.
- JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J. - 1985 - Avaliação das informações disponíveis para os granitóides do Estado de São Paulo. In: SIMP. REG. DE GEOLOGIA, 5º, São Paulo, Atas... São Paulo, SBG, vol. 1:133-146.
- JIM, C.Y. - 1986 - Experimental study of soil microfabrics induced by anisotropic stresses of confined swelling and shrinking. Geoderma, 37(2):91-112.
- KING, L. C. - 1956 - A geomorfologia do Brasil Oriental. Rev.Bras. de Geografia, Ano XVIII(2):3-263.
- LAFLEUR, J.D.; DAVIDSON, D.T.; KATTI, R.T.; GURLAND, J. - 1960 - Relationship between the California Bearing Ratio and Iowa Bearing Value - Progress Report, 1956. In: IOWA STATE UNIV. Methods for testing engineering soils. Ames.

- LARGENT, R. - 1978 - Estimation de l'activité pouzzolanique.
Recherche d'un essai. Bull. Liaison Labo. P. et Ch. (93):61-65.
- LE ROUX, A. - 1969 - Traitements des sols argileux par la chaux.
Bull. Liaison Labo. P. et Ch. (40):59-96.
- LIETARD, O. - 1977 - Contribution à l'étude des propriétés physicochimiques, cristallographiques et morphologiques des kaolins. Lorraine, 377p. (Thèse Inst. Nat. Polytechnique de Lorraine).
- LIMA, D.C. - 1981 - Algumas considerações relativas a aspectos da estabilização dos solos, em particular à estabilização solo/cal. São Carlos (SP), 171p. (Dissert. Mestrado, Escola de Eng. de São Carlos - USP).
- MACKENZIE, R.C. - 1966 - The differential thermal investigation clays. 2nd ed. London, Mineralogical Society, 456p.
- MELFI, A.J. - 1967 - Intemperismo de granitos e diabásios no município de Campinas e arredores, Estado de São Paulo. São Paulo, 166p. (Tese Dout. Inst. Geociências - USP).
- MELFI, A.J. - 1978 - Natureza e origem dos constituintes secundários dos solos desenvolvidos sobre as rochas básicas da Bacia do Paraná. Cerâmica, 24(105):347-354.
- MELFI, A.J. & PEDRO, G. - 1977 - Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Parte 1. Caracterização dos principais tipos de evolução pedogeoquímica. Rev. Bras. Geoc. (7):271-286.
- MELFI, A.J. & PEDRO, G. - 1978 - Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Parte 2. Considerações sobre os mecanismos geoquímicos envolvidos no Brasil. Rev. Bras. Geoc. (8):11-22.

- MILLET, J.; FOURNIER, A.; SIERRA, R. - 1976 - Rôle des chaux industrielles dans leurs emplois avec les matériaux à caractères pouzzolanique. Bull. Liaison Labo. P. et Ch. (83):91-98.
- MILLET, J. & HOMMEY, R. - 1974 - Etudes minéralogiques des pâtes pouzzolanes-chaux. Bull. Liaison Labo. P. et Ch. (74):59-63.
- MONTEIRO, C.A.F. - 1963a - Geomorfologia. In: BRASIL. IBGE. Geografia do Brasil. Grande Região Sul. Rio de Janeiro. Div. Cultural. Vol. IV, p.15-79 (Publ. nº 18).
- MONTEIRO, C.A.F. - 1963b - Clima. In: BRASIL. IBGE. Geografia do Brasil. Grande Região Sul. Rio de Janeiro. Div. Cultural. Vol. IV, p.117-169 (Publ. nº 18).
- NIMER, E. - 1971 - Climatologia da região sul do Brasil. Rev. Bras. de Geografia, 33(4):3-65.
- NIMER, E. - 1977 - Clima. In: BRASIL. IBGE. Geografia do Brasil. Região Sudeste. Rio de Janeiro, Vol. 3, p.51-89.
- NOGAMI, J.S. - 1972 - Determinação do Índice Suporte Califórnia com equipamento de dimensões reduzidas (Ensaio Mini-CBR). In: REUNIÃO DAS ORGANIZAÇÕES RODOVIÁRIAS, II, Brasília, 1972, Anais.
- NOGAMI, J.S.; CORREA, F.C.; VILLIBOR, D.F. - 1980 - Perspectivas da aplicação de solo-cal em rodovias. Exemplos de pistas experimentais. In: REUNIÃO ABERTA DA INDÚSTRIA DA CAL, IV, São Paulo, 1979, Anais... São Paulo, ABPC, p.212-234 (Bol.ABPC nº 12).
- NOGAMI, J.S. & VILLIBOR, D.F. - 1980 - Caracterização e classificação gerais de solos para pavimentação: limitação do método tradicional. Apresentação de uma nova sistemática. In: REUNIÃO ANUAL DE PAVIMENTAÇÃO, 15, Belo Horizonte, 1980, Anais... Belo Horizonte, ABPv

- NOGAMI, J. S. & VILLIBOR, D.F. - 1981 - Uma nova classificação de solos para finalidades rodoviárias. In: SIMP. BRAS. DE SOLOS TROPICAIS EM ENGENHARIA. Rio de Janeiro, 1981, Anais... Rio de Janeiro, COPPE/UFRJ-CNPq-ABMS, p.30-41.
- OLIVEIRA, J.B. - 1977 - Latossolos da quadrícula de Campinas, SP-II. Características físicas. Rev. Bras. Ciên. Solo, 1(2-3): 114-121.
- OLIVEIRA, J.B. & MENK, J.R.F. - 1977 - Latossolos da quadrícula de Campinas. SP-I. Características morfológicas e químicas. Rev. Bras. Ciên. Solo, 1(2-3):108-114.
- OLPHEN, Van H. - 1963 - Compaction of clay sediments in the range of molecular particle distance. In: NAT. CONF. ON CLAYS AND CLAY MINERALS, 8th, Ottawa, 1962, Proceedings... Oxford, Pergamon Press, p.178-187.
- OLSON, R.E. & MITRONOVAS, F. - 1962 - Shear strength and consolidation characteristics of calcium and magnesium illite. In: NAT. CONF. ON CLAYS AND CLAY MINERALS, 9th, Lafayette, 1960, Proceedings... New York, Pergamon Press, p.185-209 (Clays and Clay Minerals, vol. 9).
- PARSONS, A.W. - 1976 - The rapid measurement of the moisture condition of earth moving material. Crowthorne (U.K.), Transport and Road Research Laboratory (LR. 750).
- PARSONS, A.W. - 1978 - Moisture condition test for assessing the engineering behaviour of earthwork material. London. Clay Fills (Institution of Civil Engineers), p.169-175.
- PEDRO, G. - 1980 - Papel e influência das características mineralógicas sobre as modalidades de organização dos materiais argilosos nas condições de meio superficial. In: REUNIÃO ABERTA DA INDÚSTRIA DA CAL, IV. São Paulo, 1979, Anais... São Paulo, ABPC, p.15-59 (Bol. nº 12).

- PEDRO, G.; CHAUVEL, A.; MELFI, A.J. - 1976 - Recherches sur la constitution et la genèse des Terra Roxa Estruturada du Brésil. Ann. Agron., 27(3):265-294.
- PERRET, P. - 1977 - Contribution à l'étude de la stabilisation des sols fins par la chaux: étude globale du phénomène et applications. Rennes, 166p. (Thèse I.N.S.A., Rennes).
- PERRET, P. - 1979 - Application pratique des nouvelles données expérimentales relatives à la stabilisation des sols fins par la chaux. Bull. Liaison Labo. P. et Ch., (99):110-118.
- QUEIROZ DE CARVALHO, J.B. - 1981a - Classificação de solos lateríticos baseado no processo de estabilização solo/cal. In: SIMP. BRAS. DE SOLOS TROPICAIS EM ENGENHARIA. Rio de Janeiro, 1981, Anais... Rio de Janeiro, COPPE/UFRJ-CNPq-ABMS, p.179-186.
- QUEIROZ DE CARVALHO, J.B. - 1981b - Amorphous materials and lime stabilized soils. In: INTER. CONF. ON SOIL MECH. AND FOUND. ENGG., 10, Stockholm, 1981, Proceedings... Stockholm, vol. 3, p.761-764.
- QUEIROZ DE CARVALHO, J.B. - 1983a - A presença de componentes amorfos nos solos lateríticos. In: REUNIÃO ANUAL DE PAVIMENTAÇÃO, 18, Porto Alegre, 1983,
- QUEIROZ DE CARVALHO, J.B. - 1983b - Amorphous constituents in red tropical soils. State of the Art and significance to geotechnical properties. Jodhpur, Geotech-Academia (in print).
- QUEIROZ DE CARVALHO, J.B. & CABRERA, J.G. - 1979 - Um método simples para avaliar a reatividade à cal dos solos vermelhos tropicais. In: CONGR. PANAMERICANO DE MEC. DOS SOLOS E ENG. DE FUND., VI, Lima, Anais... Lima, vol. 2, p.485-501.
- RAMACHANDRAN, V.S. - 1969 - Applications of differential thermal analysis in cement chemistry. New York, Chemical Publishing Comp., 308p.

- REINO-UNIDO. Transport and Road Research Laboratory (TRRL) - 1977
A guide to the structural design of bitumen surfaced roads in tropical and subtropical countries. London, Dept. of Environment, Dept. of Transport, 27p. (Road Note 31).
- ROBERT, M. - 1975 - Principes de détermination qualitative des minéraux argileux à l'aide des rayons-X. Annales Agronomiques, 26(4):363-399.
- ROSENQVIST, I. Th. - 1962 - The influence of physico-chemical factors upon the mechanical properties of clays. In: NAT. CONF. ON CLAYS AND CLAY MINERALS, 9th, Lafayette, 1960, Proceedings. New York, Pergamon Press, p.12-27 (Clays and Clay Minerals, vol. 9).
- ROSSI, P.L. - 1982 - Contribution a l'étude des transformations mineralogiques et structurales provoquées expérimentalement par l'addition de chaux a des matériaux ferrallitiques bresiliens. Paris, 84p. (Mémoire de D.E.A., Univ. Paris VII - Inédito).
- ROSSI, P.L.; ILDEFONSE, Ph.; NÓBREGA, M.T.; CHAUVEL, A. - 1983 - Étude des transformations structurales et mineralogiques provoquées par compactage avec ou sans addition de chaux a des argiles lateritiques bresiliennes. Paris. Bull. de l'Assoc. Intern. de Géologie de l'Ingénieur, (28):153-159.
- RUFF, G. & HO, C. - 1966 - Time-temperature strength-reaction product relationships in lime-bentonite-water mixtures. High. Res. Record, (139):42-60.
- SABRY, M.A.; LESTER, W.R.; PARCHER, J.V. - 1981 - Mineralogy of compacted clay-lime mixtures. Soil Sci. Soc. Am. J., 45(1):144-150.
- SÃO PAULO - 1969 - Manual para descrição de solo no campo. Instituto Agrônômico de Campinas, 48p. (Bol. 188).

- STOOPS, G. & JONGERIUS, A. - 1975 - Proposal for a micromorphological classification of soil materials. I. A classification of related distributions of fine and coarse particles. Geoderma 13(5):189-199.
- TAYLOR, H.F.W. - 1964 - The calcium silicate hydrates. In: TAYLOR, H.F.W. Ed. The chemistry of cements. London, A.P. Acad. Press. vol. I, p.168-231.
- TESSIER, D. - 1978 - Étude de l'organisation des argiles calciques. Évolution au cours de la dessiccation. Ann. Agron. 29(4):319-355.
- TESSIER, D. - 1980 - Papel e influência das condições físico-químicas do meio sobre o comportamento hídrico e a organização dos materiais argilosos. In: REUNIÃO ABERTA DA INDÚSTRIA DA CAL, IV. São Paulo, 1979, Anais... São Paulo, ABPC, p.60-99 (Bol. 12).
- TESSIER, D. - 1984 - Étude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation. Paris, 361p. (Thèse Doct. Sci. Univ. Paris VII).
- THOMPSON, M.R. - 1966 - Lime-reactivity of Illinois soils. Jour. of Soil Mech. and Found., ASCE, p.67-92.
- TURRIZIANI, R. - 1964 - The calcium aluminate hydrates and related compounds. In: TAYLOR, H.F.W. Ed. The chemistry of cements. London, AP. Acad. Press. vol. I, p.233-285.
- VARGAS, M. - 1977 - Introdução à mecânica dos solos. São Paulo, MacGraw-Hill, Ed. USP, 509p.
- VERBEKE, R. - 1969 - Sur un procédé de fabrication de lames minces dans roches peu cimentées et des sols. Bull. de la Soc. Géol. France, 7^{ème} série, Tomo XI(3):426-433.

VILLIBOR, D.F. - 1981 - Pavimentos econômicos - Novas considerações. São Carlos, 224p. (Tese Dout. Esc. de Eng. São Carlos, USP).

WANG, J.W.H. - 1966 - Role of magnesium oxide in soil-lime stabilization. HRB Spec. Rept., (90):475.

WARKENTIN, B.P. & YONG, R.N. - 1962 - Shear strength of montmorillonite and kaolinite related to interparticle forces. In: NAT. CONF. ON CLAYS AND CLAY MINERALS, 9th, Lafayette, 1960, Proceedings... New York, Pergamon Press, p.213-218 (Clays and Clay Minerals, vol. 9).