

## **3**

### **Solos Residuais**

#### **3.1.** **Introdução**

Solos tropicais residuais apresentam características únicas relacionadas a sua composição e ambiente de seu desenvolvimento. Em decorrência disto, a maioria dos conceitos clássicos relacionados ao comportamento e propriedades dos solos, que foram desenvolvidos para solos de zonas temperadas, não apresenta boa aplicação a solos residuais (Vaughan *et al.*, 1988). Por exemplo, em comparação com os solos de zona temperada, os solos tropicais tendem a apresentar maior resistência e permeabilidade (Huat *et al.*, 2005). O comportamento mecânico destes solos é influenciado por diversos fatores genéticos e de estado. Entre os fatores de interesse citam-se a rocha de origem, o grau de intemperismo, a deposição de óxidos na micro-estrutura, a evolução pedológica, além dos fatores como índice de vazios, granulometria e história de tensões.

A influência do intemperismo no comportamento de solos é de grande importância em muitos aspectos da engenharia de fundações. Propriedades como resistência ao cisalhamento, compressibilidade, permeabilidade e coeficiente de empuxo lateral são modificados como resultado do intemperismo, sendo que a magnitude destas modificações depende do nível das mudanças provocadas na estrutura dos solos pelos processos intempéricos (Chandler, 1969).

No presente capítulo são discutidos esses e outros fatores relevantes ao estudo de solos tropicais residuais.

### 3.2. Aspectos Mineralógicos e Químicos

A mineralogia dos solos tropicais apresenta grandes diferenças em relação aos solos mais tradicionais, sendo originária da composição da rocha matriz e das condições de formação dos solos em ambientes com predominância do intemperismo químico. A mineralogia do solo é responsável por algumas das propriedades mecânicas do solo, como por exemplo, se ele será expansível ou não. A composição dos minerais primários e elementos químicos definirão a cor e os argilominerais do solo, dependendo ainda das condições climáticas, regime e intensidade de chuvas, relevo, micro-organismos e drenagem (Salomão e Antunes, 1997 *apud* Futai, 2002).

A análise geoquímica do intemperismo em climas quentes e de alta pluviosidade provoca nos solos e rochas (Guimarães, 1998):

- a) Os silicatos das rochas, em consequência da grande quantidade de água e temperatura elevada, sofrem hidrólise acentuada e como resultado liberam íons da sua estrutura ( $\text{Si}^{+4}$ ,  $\text{Al}^{+3}$ ,  $\text{Fe}^{+2}$ ,  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ , etc);
- b) Os íons  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$  normalmente são lixiviados pelas águas da chuva;
- c) O íon  $\text{Si}^{+4}$  pode ser eliminado ou parcialmente retido;
- d) Os íons  $\text{Al}^{+3}$  e  $\text{Fe}^{+2}$  permanecem em grande parte, originando gibsitais, hematitas e goethita. O  $\text{Si}^{+4}$  que não foi eliminado associa-se ao  $\text{Al}^{+3}$  para originar a caulinita;
- e) A gênese dos minerais indicados depende da intensidade da lixiviação, ligada à maior ou menor facilidade com que ocorre a drenagem da água, ou dos perfis dos solos.

Nos meios bem drenados, os íons  $\text{Si}^{+4}$  dissolvidos são eliminados do complexo de intemperismo, e as soluções com os produtos derivados da hidrólise dos silicatos formam a gibsitais e a goethita, sobretudo quando a rocha é pobre em íons  $\text{Si}^{+4}$ . Esse processo é conhecido por laterização.

Se o meio é bem drenado, mas com lençol freático permanente, ou se a rocha é rica em  $\text{Si}^{+4}$ , nem todos esses íons são eliminados. Nessas condições, parte dos óxidos de alumínio formados são ressilificados pelos íons não eliminados, dando origem à caulinita.

Nos meios sem drenagem, ou mal drenados, todos os cátions liberados por hidrólise, entre eles o  $\text{Si}^{+4}$ , tornam-se abundantes no meio e forma-se a montmorilonita.

A maioria dos solos brasileiros, em condições tropicais e subtropicais úmidas, é ácida ( $\text{pH} < 7$ ). Ou seja, normalmente os solos brasileiros sofrem grande lixiviação dos cátions básicos ( $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ), e a concentração dos cátions ácidos ( $\text{H}^+$  e  $\text{Al}^{+3}$ ). As conseqüências da acidez são:

- Aumento do Al e Mn disponíveis;
- Redução da disponibilidade de P;
- Redução da decomposição da matéria orgânica e da atividade microbiana do solo.

As fontes de acidez no solo são: ácido carbônico, fertilizantes acidificantes (especialmente aqueles com nitrogênio na forma amoniacal), mineralização dos compostos orgânicos (pela liberação do amônio e formação de ácidos orgânicos), adsorção de cátions pelas raízes das plantas, formação de cargas pH dependentes, e hidrólise do  $\text{Al}^{+3}$ .

Na Figura 3.1 estão representadas as ocorrências de Ferro, Alumínio e Sílica solubilizados em função do pH (Camapum de Carvalho, 2004). Na faixa levemente ácida, o alumínio e o ferro são insolúveis.

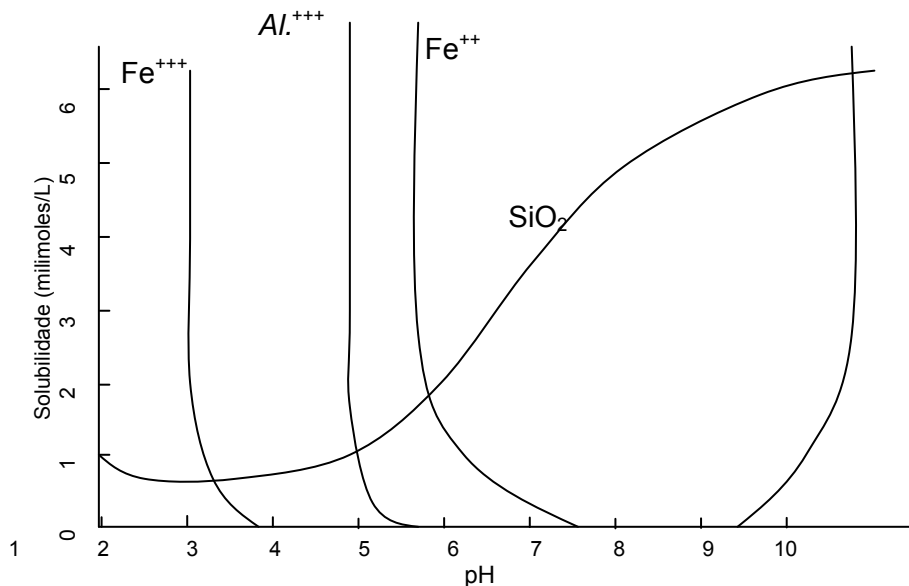


Figura 3.1 – Mobilização de Fe, Al, e Si em função do pH das soluções de alteração (Modificado de Camapum de Carvalho, 2004).

Tipicamente, o perfil de alteração de uma rocha gnáissica apresenta horizontes A e B pouco espessos, uma vez que o feldspato-K é resistente à alteração e a rocha contém ainda quartzo em quantidade, e um horizonte C com grau de desenvolvimento que guarda a estrutura da rocha. No horizonte C devem ser encontrados minerais primários, como o feldspato e a mica, e uma cimentação residual da rocha de origem. A fração grossa (areia e pedregulho) deve ser composta de feldspato em diversos graus de alteração, quartzo e mica, essa em menor quantidade. A alteração do feldspato-K, em ambiente tropical, deve resultar em gibsitita. Minerais argílicos do grupo da caulinita devem ser encontrados na fração fina do solo residual (argila e silte). Nesses solos a fração fina deve ser o resultado da decomposição, principalmente, da biotita, portanto deve ocorrer em menor quantidade (CPRM, 1997).

São três os aspectos mineralógicos-estruturais mais importantes em solos tropicais maduros: (1) a presença de minerais fisicamente livres no interior dos agregados ou concreções lateríticas, (2) a presença de vazios isolados no interior destes agregados, (3) a variação do peso específico dos grãos com a granulometria (Camapum de Carvalho, 2004). A presença de minerais livres prejudica as correlações entre mineralogia e comportamento do solo, uma vez que o mineral será qualificado e quantificado, mas não contribuirá para o comportamento do solo. Já a variação do peso específico dos grãos com o tamanho dos grãos e a presença de vazios no interior de agregados impõem a necessidade de maiores cuidados na execução dos ensaios de caracterização em laboratório, pois a preparação das amostras em laboratório passa quase que invariavelmente por processos de secagem, destorroamento e seleção granulométrica que podem mascarar os resultados quando comparados com resultados obtidos em campo (Palocci *et al.*, 1998; Camapum de Carvalho, 2004).

### **3.3. Estrutura**

A idéia mais comum associada ao termo estrutura é a de ganho de resistência, o qual não pode ser explicado pela história de tensões ou pelo índice de vazios do solo. A estrutura é associada à existência de um arranjo estrutural que se mantém estável graças ao desenvolvimento de ligações entre partículas. Solos residuais, que se originam de processos de intemperismo atuando sobre as rochas, freqüentemente se apresentam estruturados.

Como fruto das propriedades químicas e mineralógicas, a estrutura dos solos tropicais apresenta características bastante peculiares. A estrutura resulta diretamente dos processos físicos e químicos que alteram a rocha matriz no solo residual. As mudanças geoquímicas envolvidas na transformação da rocha em solo residual têm sido estudadas extensivamente e podem envolver (Vaughan e Kwan, 1984):

- a) Enfraquecimento da rocha por alteração e remoção de material, acompanhado por perda de resistência, rigidez e aumento de porosidade;
- b) Aumento de volume sob tensão efetiva constante, caso o intemperismo produza minerais argilosos expansivos; ou quando a perda de massa durante o intemperismo não venha equilibrar a expansão destes minerais argilosos;
- c) Efeitos não químicos devido a mudanças na tensão efetiva provenientes de ressecamento e inchamento, que podem ser cíclicos.

A interferência da estrutura da rocha mãe no solo depende do grau de intemperização. Nos solos pouco intemperizados (solos saprolíticos), a agregação é pequena, a estrutura é influenciada pela estrutura da rocha mãe e a distribuição de poros é relativamente homogênea (mono-modal) (Camapum de Carvalho, 2004). Solos residuais jovens são materiais complexos e heterogêneos especialmente quando desenvolvidos de rochas metamórficas. Suas propriedades de engenharia são influenciadas à medida que o intemperismo evolui até a formação de uma nova microestrutura, dando origem ao solo residual maduro.

A existência de uma estrutura fracamente cimentada nos solos residuais é quem fornece essa distribuição de poros característica. Segundo Newill (1961) e Wallace (1973), em solos com moderados graus de intemperismo alguma cimentação pode ser herdada da rocha mãe, mas em solos residuais completamente intemperizados (solos maduros) ela é mais comum de ser devida a efeitos de cristalização, alteração mineral e precipitação de material cimentante durante o intemperismo.

Os diferentes tipos de espaços na estrutura dos solos residuais, como microporos, mesoporos e macroporos ou poros entre partículas e poros entre agregados, podem ser identificados através de análises microscópicas (e.g. Al-Mukhtar, 1999). Uma das razões para a formação e a manutenção de arranjos de partículas e micro-estruturas é a presença de diversos óxidos e silicatos

(Collins, 1985 *apud* Bressani, 2004). Queiroz de Carvalho (1979) estudando a influência da presença de óxidos de ferro em solos residuais tropicais comenta que “na grande maioria dos solos residuais tropicais estudados foi observada uma acentuada diminuição da capacidade de troca catiônica devido à remoção do óxido de ferro”. Ou seja, o óxido de ferro é um dos aglomerantes de partículas nos solos residuais. Estas agregações são especialmente importantes em solos residuais lateríticos, onde a estrutura é caracterizada por porosidade elevada que se distribui entre os agregados e no interior dos mesmos (Camapum de Carvalho, 2004).

Leroueil e Vaughan (1990) denominaram estrutura cimentada (*bonded structure*) à soma das influências da textura, do arranjo de grãos e agregados e das ligações entre partículas. A estrutura de um solo pode ser definida como toda e qualquer diferença de comportamento observada em relação ao material reconstituído na mesma porosidade e condição de saturação e submetido ao mesmo carregamento que o material indeformado. Estas diferenças podem ser observadas sob diversas trajetórias de tensões. Por este motivo, ensaios em materiais reconstituídos são freqüentemente utilizados como uma referência para a caracterização da estrutura natural (Martins, 2001).

Assim como na Teoria dos Estados Críticos, onde o conceito de plastificação (*yielding*) identifica quando uma argila atinge as superfícies de Roscoe ou Hvorslev através de uma mudança significativa de rigidez na curva tensão *versus* deformação, em solos estruturados também ocorrem pontos de plastificação na curva tensão *versus* deformação, mas associados à estrutura do solo. No espaço de tensões  $p'$  x  $q$  essa estrutura cria uma superfície de cedência (Maccarini, 1987; Bressani *et al.*, 1994; de Campos, 1997 *apud* Bressani, 2004), que alguns pesquisadores determinaram estar na faixa entre 200-300 kPa para os solos tropicais (Sandroni, 1981; Bressani *et al.*, 1994 *apud* Bressani, 2004). A presença desta superfície provoca no comportamento drenado dos solos tropicais saturados módulos de deformação e coesão efetiva elevados, que são sensíveis aos níveis de deformação e tensão efetiva imposta (Bressani, 2004). De forma idealizada, a curva de compressão de solos estruturados é mais rígida antes de se atingir a curva de cedência, assim que ela é ultrapassada ocorre o escoamento e a estrutura do material é progressivamente destruída ocorrendo a conversão para a curva de material reconstituído. No entanto, este comportamento idealizado não foi observado para alguns materiais estruturados com baixos índices de vazios e rochas brandas (Charlez e Shao, 1993 *apud* Futai, 2002). Vaughan (1985) cita ainda como consequência da cimentação nos

solos a presença do intercepto de coesão em solos residuais saturados e a presença de uma “pressão aparente de pré-adensamento” não relacionada com a história de tensões ou densidade.

Leroueil e Vaughan (1990) identificaram três possíveis padrões de plastificação da estrutura: por compressão triaxial, por cisalhamento ou por expansão por descarregamento lateral.

A Figura 3.2 representa um caso de plastificação da estrutura por compressão triaxial. Neste caso, a plastificação da estrutura ocorre para um nível de tensão desviadora inferior ao correspondente à envoltória de resistência ao cisalhamento. Este comportamento é verificado quando o solo é ensaiado em compressão triaxial sob um nível de tensão efetiva relativamente alto.

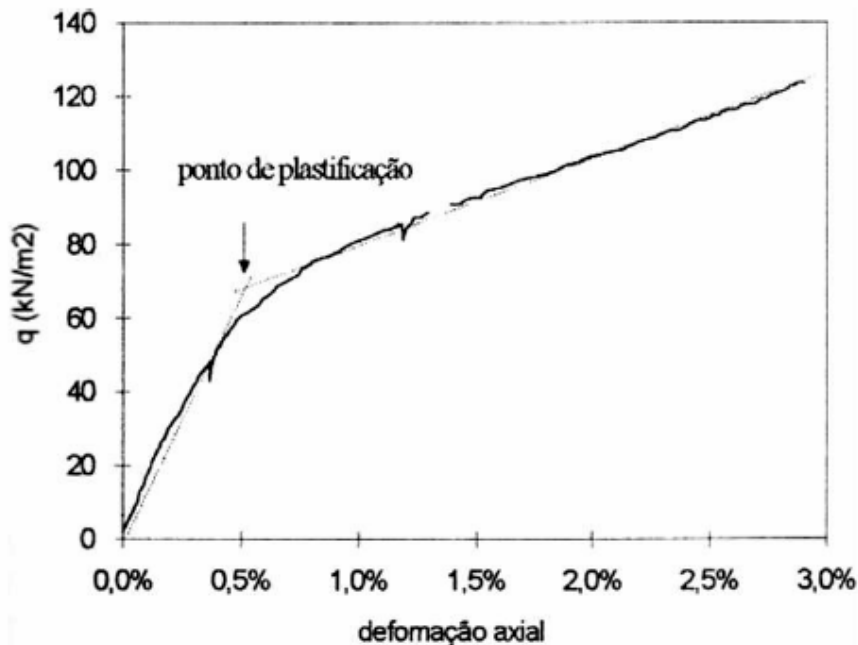


Figura 3.2 – Ponto de plastificação da estrutura por compressão triaxial. Ensaio triaxial em solo residual de arenito Botucatu (Martins, 1994).

Em solos estruturados, adensados a baixos níveis de tensão efetiva, não ocorre a associação do pico de resistência ao cisalhamento com a máxima taxa de expansão volumétrica, como acontece, por exemplo, em solos reconstituídos sobre-adensados (Martins, 2001). Nestes solos, o pico de resistência precede a expansão volumétrica, e ocorre a pequenas deformações, devendo-se à estrutura e não à porosidade do solo. Também, a presença da estrutura pode levar o solo a ultrapassar a envoltória de resistência ao cisalhamento para grandes deformações (plastificação por cisalhamento).

O padrão de plastificação por expansão ocorre em trajetórias de descarregamento quando há a presença de minerais expansivos. Na ausência de minerais expansivos, os solos estruturados podem apresentar uma componente de coesão verdadeira e conseqüente resistência à tração. Ensaios de compressão uniaxial podem ser utilizados para determinar a componente de coesão verdadeira e ensaios de compressão diametral podem ser utilizados para determinar a resistência à tração.

Em ensaios de compressão triaxial convencionais observa-se a influência da estrutura para diferentes níveis de tensão no comportamento tensão *versus* deformação. À medida que aumenta a tensão confinante efetiva, o comportamento do solo estruturado passa de frágil a dúctil. Esse comportamento foi bem representado em ensaios com um solo artificialmente cimentado realizados por Maccarini (1987). Para baixos níveis de tensão confinante, o pico de resistência ocorre antes do solo iniciar o processo de expansão volumétrica. Para maiores níveis de tensão confinante um ponto de plastificação pode ser observado antes do solo atingir a envoltória de resistência ao cisalhamento. No entanto, para um nível médio de tensão nenhuma evidência clara permite dissociar a ruptura por cisalhamento da plastificação da estrutura (Figura 3.3).

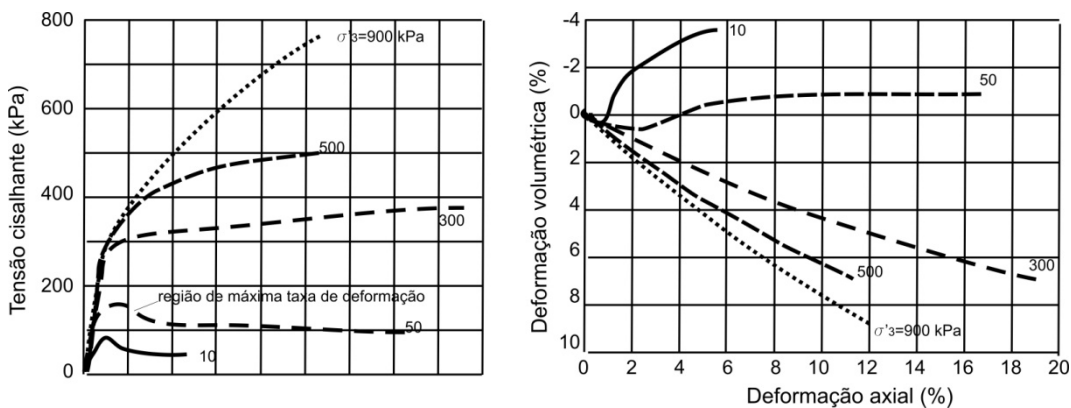


Figura 3.3 – Comportamento tensão versus deformação associado aos diferentes modos de plastificação da estrutura (Maccarini, 1987).

Normalmente a plastificação da estrutura ocorre para níveis de deformação inferiores a 0,5% e, em alguns casos a plastificação da estrutura pode resultar em um processo gradual, de difícil identificação. Vaughan (1988) sugere a aplicação do gráfico logaritmo de tensão desviadora *versus* logaritmo de deformação axial para a determinação do ponto de plastificação.



O ponto de plastificação da estrutura pode também ser associado a um aumento brusco da deformação volumétrica ou a um aumento brusco das deformações radiais.

Malandraki e Toll (2001) sugerem ainda a identificação das regiões de plastificação através da análise do módulo de deformação (em logaritmo) em função da deformação do corpo-de-prova (também em logaritmo), conforme mostra a Figura 3.4.

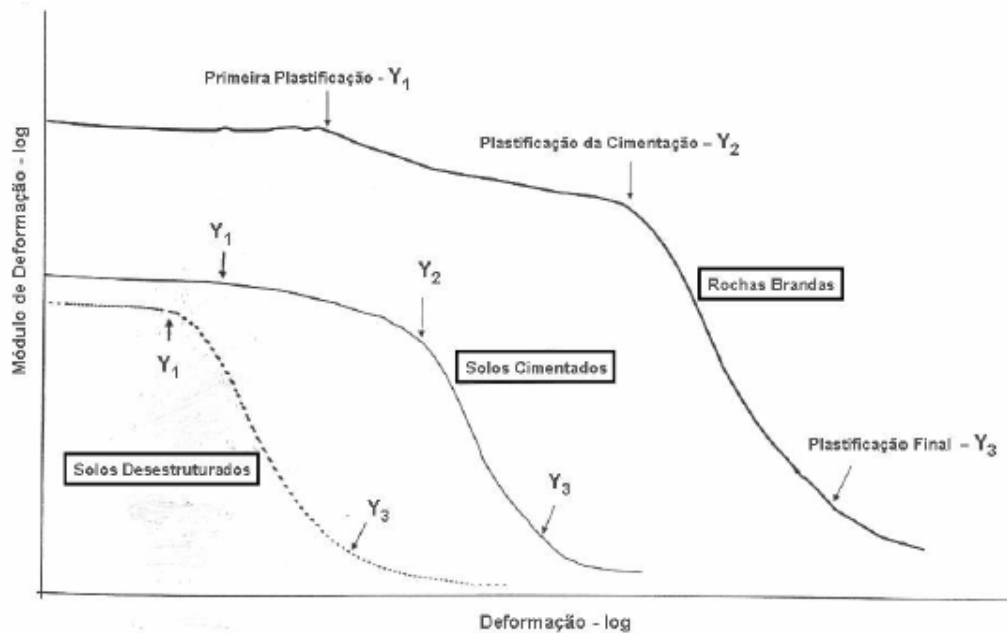


Figura 3.4 – Plastificação de solos cimentados e rochas brandas (Malandraki e Toll, 2001).

A curva de plastificação pode ser delimitada no gráfico  $q \times p'$  a partir dos pontos de plastificação observados nas curvas já mencionadas. Dentro da curva de plastificação as deformações no solo são pequenas. Quando a trajetória de tensões alcança a curva de plastificação, grandes deformações passam a se desenvolver. A forma da superfície de plastificação de solos estruturados pode diferir em função do processo de formação do solo. Em solos sedimentares, particularmente em argilas, a superfície de plastificação da estrutura apresenta uma forma aproximadamente elíptica centrada em torno do eixo  $K_0$  (Leroueil e Vaughan, 1990). Solos residuais e rochas brandas apresentam uma superfície de plastificação da estrutura centrada em torno do eixo isotrópico (Vaughan, 1988).

Em síntese, durante o carregamento triaxial, os solos estruturados apresentam as seguintes características (Leroueil e Vaughan, 1990):

- Para baixos níveis de tensão efetiva ocorre um pico de resistência ao cisalhamento. A máxima taxa de expansão volumétrica não coincide com este pico, ocorrendo para níveis de deformação axial maiores;

- Para um intervalo de tensões intermediário, o solo apresenta um comportamento do tipo *strain-softening* associado à contração volumétrica;

- Mesmo para deformações axiais maiores que 15%, o estado crítico não é alcançado, pois a deformação volumétrica não estabiliza. Neste caso, a desestruturação parece ser um processo contínuo, que não se completa para deformações possíveis no ensaio triaxial;

- A cimentação modifica a coesão, podendo modificar também o ângulo de atrito interno dos materiais, dependendo do nível de tensões aplicado.

No entanto, resultados triaxiais realizados em uma areia naturalmente cimentada apresentados por Coop (2000 *apud* Martins, 2001) apresentaram comportamento diferente em relação ao relatado por Leroueil e Vaughan (1990). Uma das mais importantes diferenças é a observação de que, para níveis intermediários de tensão efetiva, o material apresenta um pico de resistência que coincide com a máxima taxa de expansão volumétrica. As diferenças encontradas foram associadas ao grau de estruturação do material, considerado fracamente estruturado. Em um material fracamente cimentado, a plastificação da estrutura em cisalhamento ocorre antes do material atingir a ruptura por cisalhamento. A superfície de plastificação da estrutura pode coincidir com a envoltória de resistência ao cisalhamento de pico somente para níveis muito baixos de tensão.

Coop (2000 *apud* Martins, 2001) propõe os modelos de comportamento idealizado na Figura 3.5 para solos fortemente estruturados (a) e solos fracamente estruturados (b).

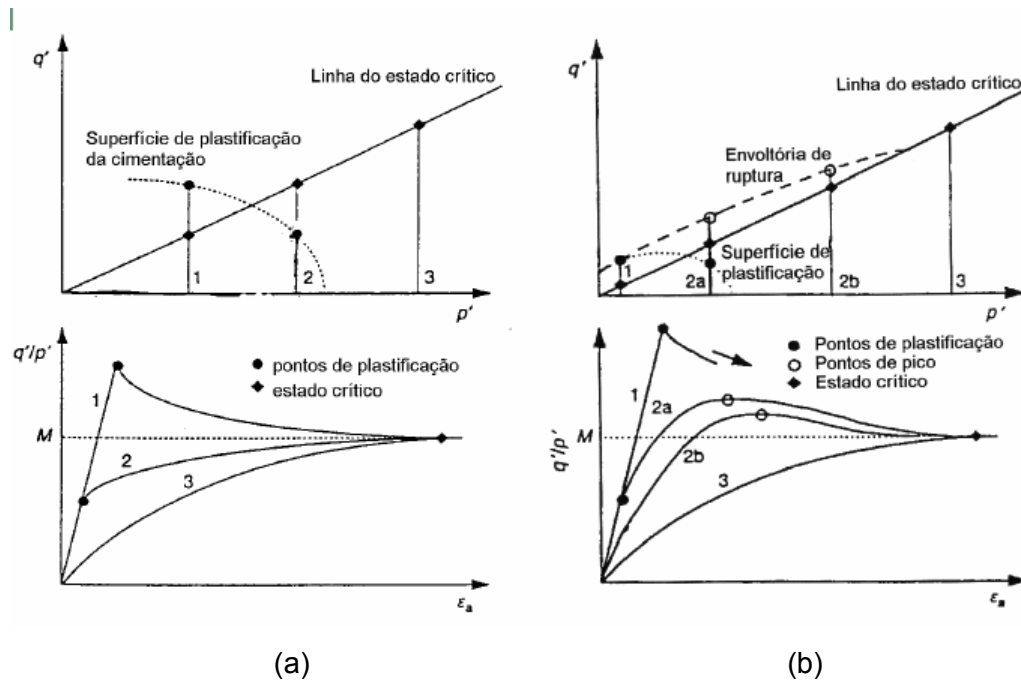


Figura 3.5 – Modelos de comportamento idealizados em função das diferenças observadas para (a) materiais fortemente estruturados. (b) materiais fracamente estruturados (Martins, 2001).

### 3.4. Compressibilidade e Rigidez

Para os solos residuais, apenas o índice de vazios e a história de tensões não são suficientes para caracterizar o comportamento quanto à sua compressibilidade. A cimentação entre as partículas aumenta a rigidez do solo, influenciando a resistência ao cisalhamento e a compressibilidade. Ainda, a heterogeneidade, anisotropia e outras particularidades dificultam a elaboração de um modelo conceitual que generalize o seu comportamento. A resposta do solo frente às solicitações está fortemente ligada à sua estrutura, cimentação e características herdadas da rocha matriz.

Todas estas propriedades dependem do grau de alteração do material. Assim, existem solos com comportamentos que variam de baixa compressibilidade e elevada resistência - como os solos saprolíticos, incluindo nesse extremo as rochas alteradas - até os solos extremamente instáveis denominados de solos colapsíveis (Futai, 2002).

Os solos residuais apresentam uma “pressão de pré-adensamento virtual” (independente de sua trajetória de tensões), também chamada tensão de escoamento, na curva log tensão vertical versus índice de vazios, semelhante aos solos sedimentares pré-adensados. A curva  $e \times \log \sigma_v$  é composta

basicamente de dois trechos, nos quais a deformabilidade do material é nitidamente distinta. Ao passar do primeiro para o segundo trecho o solo perde rigidez, sofrendo cedência. A cedência, nos solos residuais está associada à quebra da estrutura cimentada (Vaughan, 1985).

Para avaliar a tensão de escoamento, Futai (2002) reuniu parâmetros de ensaios edométricos dos solos de origem Gnáissica (GN-), Granítica (GR-) e Liptinítica (LP-) de Ouro Preto (-OP-), Espinhaço da Gata (-EG-), Madureira (-MA-) e Morro Dona Marta-RJ (-DM-) sendo alguns “coluvionares” (-C) ou saprolíticos (-S) e agrupou-os em duas faixas de tensão de escoamento variando com o índice de vazios (Figura 3.6 (a)):

- I – solos saprolíticos de origem metamórfica (horizonte C) e graníticos laterizados (B latossólico);
- II – solos maduros, coluvionares, horizonte B e saprolíticos de granito (decompostos em areia).

Observa-se que para ambos os grupos a tensão de escoamento é inversamente proporcional ao índice de vazios inicial dos solos.

Na Figura 3.6 (b) apresenta-se a variação do coeficiente de compressibilidade,  $C_c$  com o índice de vazios. Esse parâmetro não tem um comportamento específico quanto à gênese, mostrando uma tendência geral de aumentar com o índice de vazios inicial (Futai, 2002).

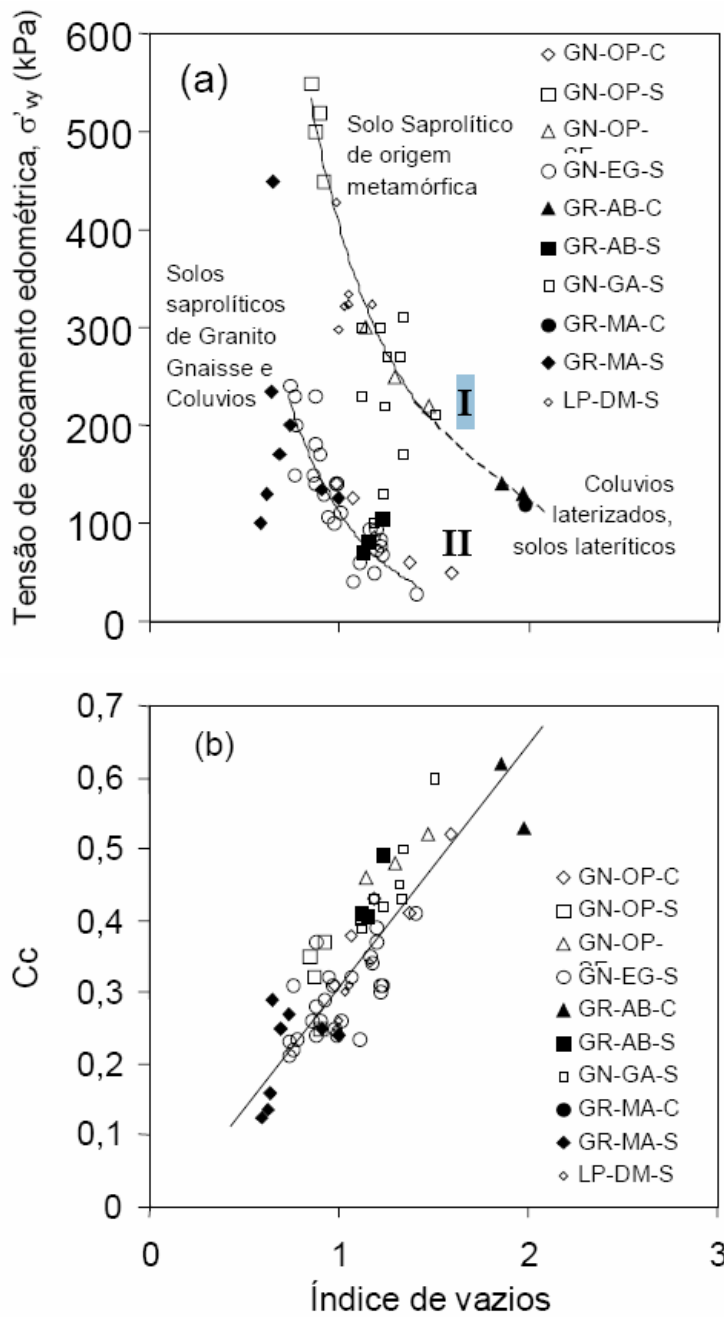


Figura 3.6 – Correlação geral de  $C_c$  e  $\sigma'_{vy}$  com o índice de vazios inicial.

Na Tabela 3.1 (Futai, 2002) é apresentada uma comparação entre os efeitos nos solos residuais jovens e residuais maduros dos parâmetros de compressibilidade dos solos: tensão de escoamento, inclinação da linha de compressão, inclinação da linha de pré-escoamento.

Tabela 3.1 - Sumário da compressibilidade dos solos tropicais (Futai, 2002).

<b>Parâmetros</b>	<b>Efeitos nos solos residuais jovens, saprolíticos – horizonte C</b>	<b>Efeitos nos solos coluvionares e residual maduro, lateríticos – Horizonte B</b>
<b>Tensão de escoamento</b>	Nem sempre bem definida. Aumenta com a diminuição do índice de vazios inicial. Pode-se identificar dois pontos de escoamento.	Bem definida. Aumenta com a diminuição do índice de vazios inicial. Há um ponto de escoamento bem definido
<b>Inclinação da linha de compressão</b>	Obtida para grandes níveis de tensão Vertical. Melhor representada por uma função de potência.	Não linearizada na escala Monologaritmica. Melhor representada por uma função de potência.
<b>Inclinação da linha de pré-escoamento</b>	Cs é um parâmetro importante, pois a tensão de escoamento é elevada e a inclinação é maior que no solo.	A rigidez elástica do trecho pré-escoamento é maior que no solo saprolítico, reflexo da estrutura característica do horizonte B textural.

O comportamento tensão-deformação dos solos residuais é fortemente influenciado pelo grau de cimentação existente. Em contraste aos solos sedimentares onde a rigidez tangente inicial, obtida a partir de ensaios triaxiais drenados, aumenta com o aumento da pressão confinante, os solos residuais apresentam um comportamento diferente.

Esta estrutura cimentada quando sujeita a uma tensão isotrópica tende a ter a estrutura quebrada gradualmente. São dois efeitos agindo simultaneamente: o aumento da tensão confinante provoca a diminuição dos poros, deixando as partículas mais próximas, o que tende a aumentar a rigidez inicial, e, por outro lado, o aumento da tensão confinante também provoca a quebra da cimentação, o que tende a diminuir a rigidez inicial. O balanço entre os dois efeitos pode causar o aumento ou a diminuição do módulo de deformação tangente do solo. A perda de rigidez se reflete na diminuição da inclinação da curva tensão-deformação (Maccarini, 1993).

A Figura 3.7 representa o comportamento do módulo tangente inicial em função da tensão confinante para solos residuais de estrutura fracamente cimentada e solos residuais de estrutura fortemente cimentada. Ambos os solos apresentam um aumento do módulo com o aumento da pressão confinante até o ponto de escoamento do material. Neste ponto a estrutura cimentada é rompida. Para os solos de estrutura fracamente cimentada, após o escoamento, para tensões confinantes maiores, há uma quebra abrupta do módulo tangente. Para os solos de estrutura fortemente cimentada, para valores de tensão de

confinamento superiores a tensão de escoamento, o valor do módulo tangente permanece constante (Maccarini, 1993).

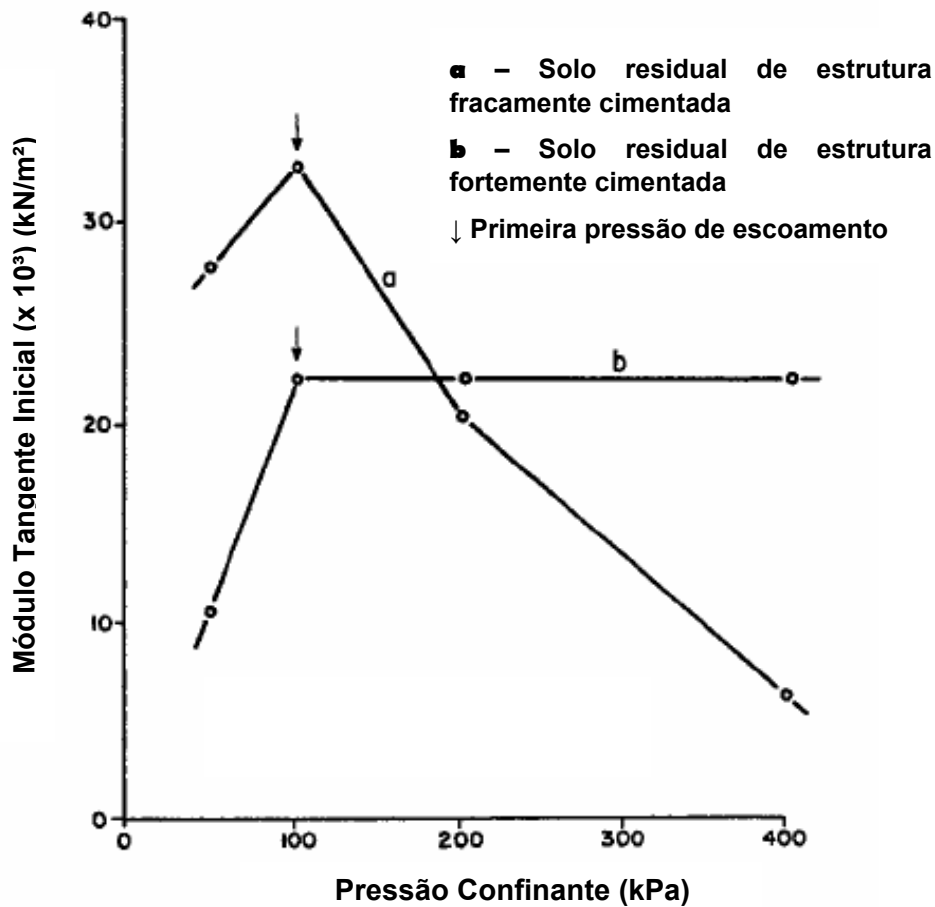


Figura 3.7 – Módulo tangente inicial a partir de ensaios triaxiais drenados (Maccarini, 1993).

Na Figura 3.8 encontram-se resultados de ensaios triaxiais executados em solos residuais fortemente cimentados (b) e fracamente cimentados (a). Nas curvas tensão deformação observa-se um aumento da rigidez inicial entre as tensões confinantes de 50 kPa e de 100 kPa e uma diminuição da rigidez a partir de 100 kPa para o solo fracamente cimentado (a) e nenhuma alteração na rigidez para o solo fortemente cimentado (b) (Maccarini, 1993).

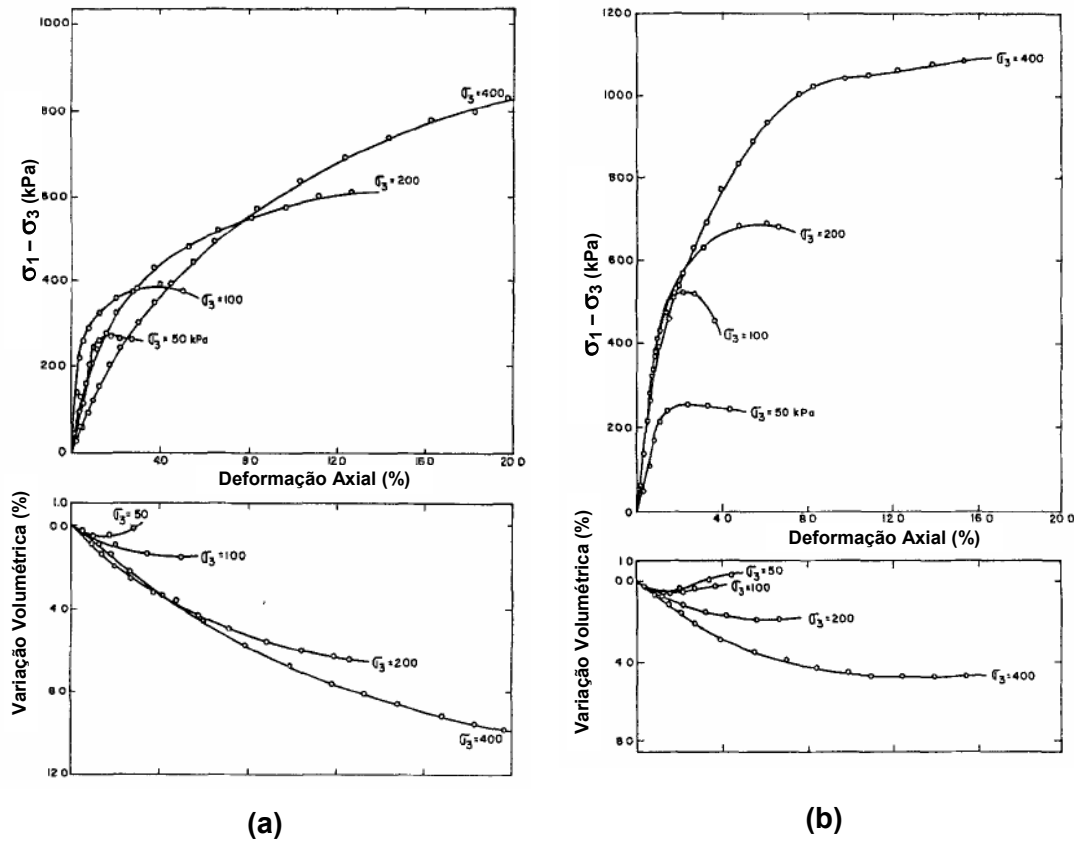


Figura 3.8 – Resultados de ensaios triaxiais drenados. (a) Solo residual indeformado fracamente cimentado. (b) Solo residual indeformado fortemente cimentado. (Maccarini, 1993).

### 3.5. Resistência

Os fatores que influenciam o comportamento de resistência de solos residuais e solos sedimentares são bastante distintos. Enquanto que para os solos sedimentares a história de tensões a que o maciço foi submetido é fator primordial no comportamento dos solos, para os solos residuais o efeito de tensões prévias é praticamente irrelevante (Vaughan, 1988). Nos solos residuais as partículas e seus arranjos evoluem progressivamente como uma consequência do intemperismo, com ampla variedade mineralógica, grau de cimentação e de índices de vazios. São estes pontos, somados ao fato da maioria dos solos residuais se encontrarem em estado não saturado que comandam o comportamento de resistência destes solos.

Martinez, Flores e Queiroz de Carvalho (2004) estudaram a influência da composição química e mineralógica sobre o comportamento de três solos tropicais da Paraíba. Os autores apresentam relações entre a resistência ao



cisalhamento e (1) a quantidade de ferro total; e (2) o índice de cristalinidade da caulinita. O aumento do teor de ferro e a maior cristalinidade da caulinita são conseqüências da maior evolução do solo. Tanto a quantidade de ferro total como o índice de cristalinidade são diretamente proporcionais ao aumento da resistência dos solos.

A união ou vínculo entre partículas (cimentação) é uma componente importante da resistência de solos residuais. Nesse caso, é mais pronunciada a influencia da distribuição de poros na curva de retenção. Para valores de sucção menores que o valor de entrada de ar, as sucções tem um efeito direto na estrutura do solo e atuam de forma similar às tensões efetivas externas. Com isto pode haver uma relação direta entre o aumento da sucção e o aumento da resistência, relacionados pelo  $\Phi'$  do solo ( $\Phi' = \Phi^b$ ) (Bressani, 2004). Para sucções acima do valor de entrada de ar, o efeito da sucção tende a ser tornar mais localizado, em torno dos micro-agregados e, como resultado, tem-se uma mudança no comportamento das partículas e agregados. No caso de solos com predominância de partículas maciças, como as areias, o efeito da sucção na estrutura pode ser anulado ou muito reduzido. No caso de solos com muitos arranjos de agregados, altas sucções ainda se apresentam importantes em relação, por exemplo, à mudança de ângulo de atrito do solo.

Reis e Vilar (2004a e 2004b) apresentam um conjunto de ensaios triaxiais em uma areia siltosa (solo saprolítico) e no solo mais superficial de um perfil típico de alteração de gnaiss da região de Viçosa, MG. Neste estudo foram realizados ensaios triaxiais com diferentes trajetórias de tensões e com sucções entre 40 e 320 kPa, além de ensaios saturados. As tensões confinantes líquidas variaram entre 50 e 200 kPa. As envoltórias de resistência obtidas dos ensaios mostraram uma variação de resistência consistente com o aumento da sucção para os dois solos, sendo que o ângulo de atrito interno manteve-se constante para as sucções aplicadas. A parcela de coesão aparente foi a única responsável pelo aumento da resistência com a sucção. Para o solo saprolítico e para o solo maduro as envoltórias de resistência não saturadas apresentaram-se paralelas (Figura 3.9 e Figura 3.10).

Também foi verificado que o aumento da coesão é não-linear com a sucção, tendo sido ajustada uma função hiperbólica do tipo:

$$c = c \left[ \frac{(u_a - u_w)}{a + b(u_a - u_w)} \right] \text{ aos dados experimentais (Figura 3.11 e Figura 3.12).}$$

Observa-se que a função hiperbólica ajustou-se bem aos pontos experimentais representando bem a relação entre sucção e coesão, diferentemente da relação

linear apresentada por Fredlund (1978). Esses resultados afastam a possibilidade de se admitir  $\phi_b$  constante, conforme já reportado por diferentes autores (e.g. de Campos, 1997; etc.)

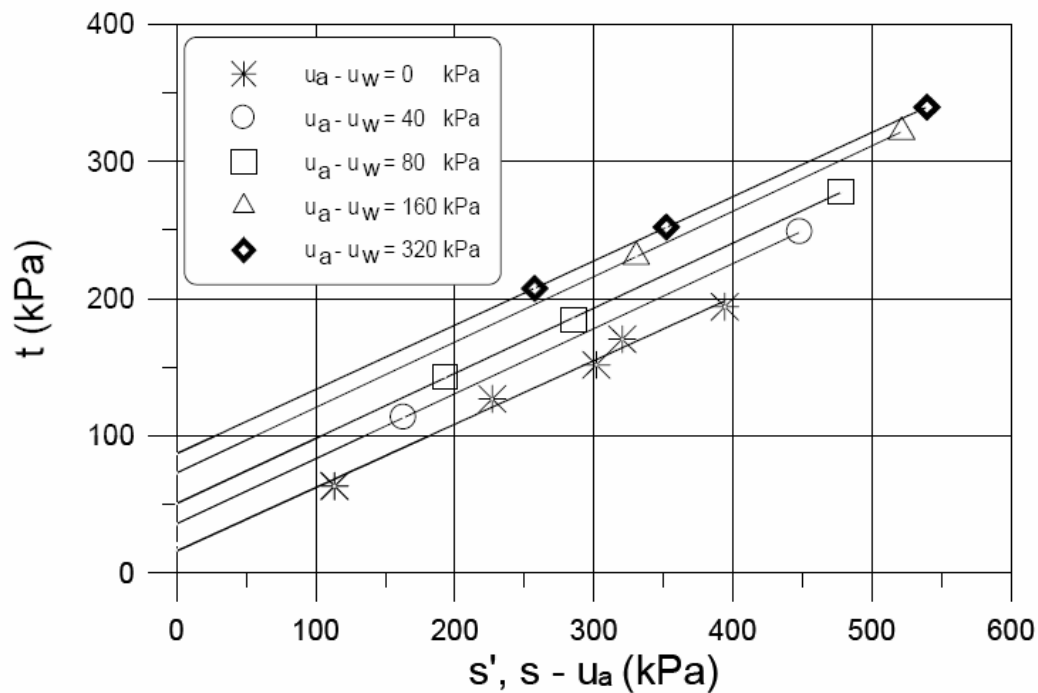


Figura 3.9 – Envoltórias de resistência obtidas para as sucções ensaiadas para o solo jovem (Reis, 2004).

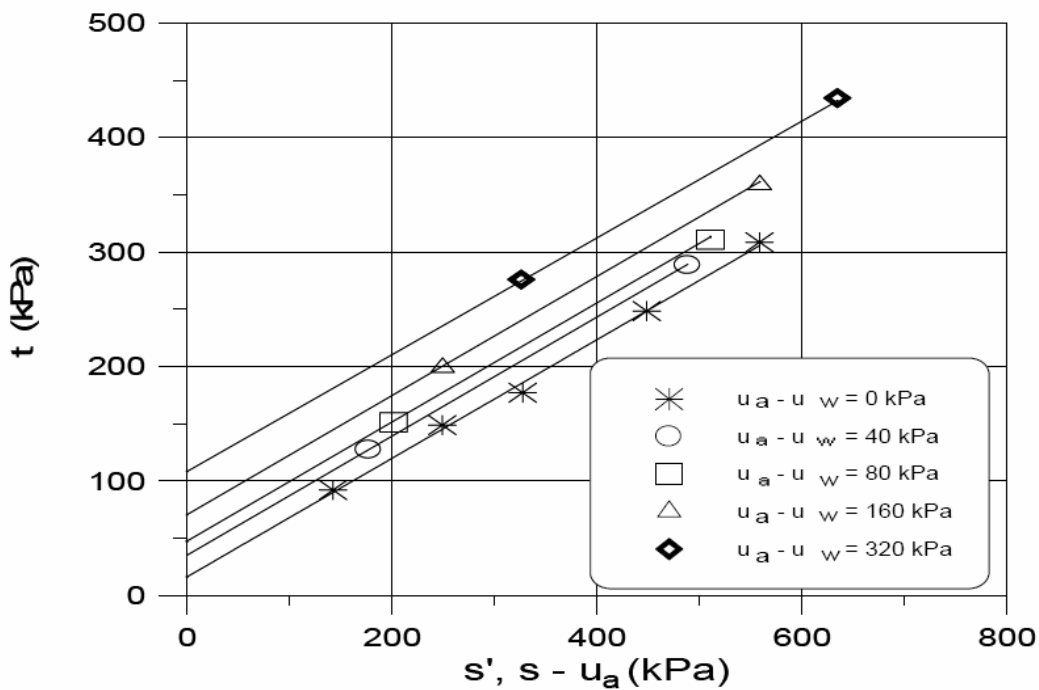


Figura 3.10 – Envoltórias de resistência obtidas para as sucções ensaiadas para o solo maduro (Reis, 2004).

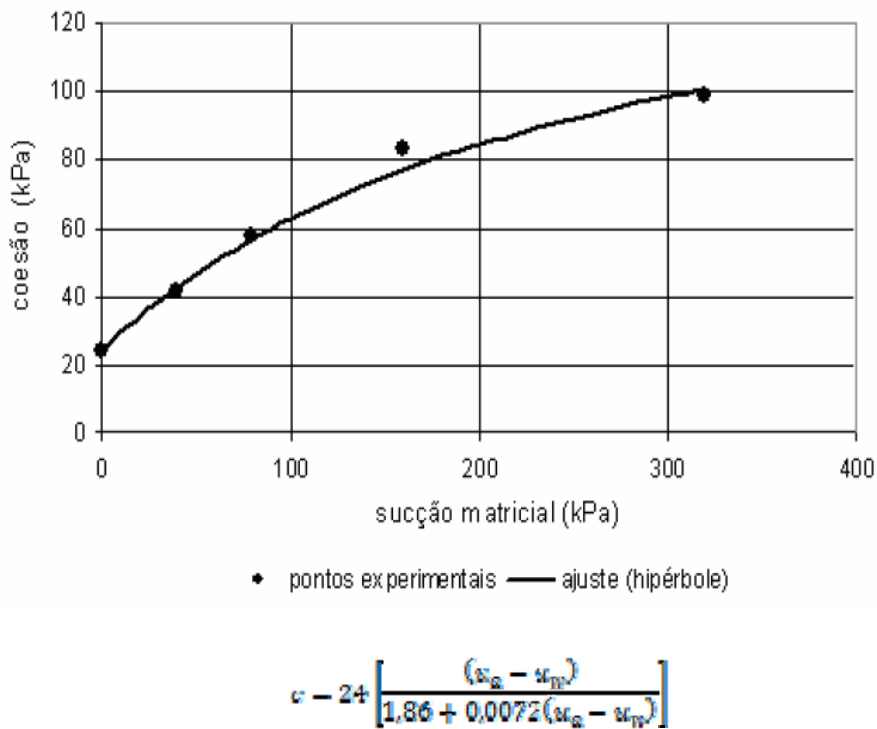


Figura 3.11 – Variação da coesão em função da sucção matricial para o solo jovem (Reis, 2004).

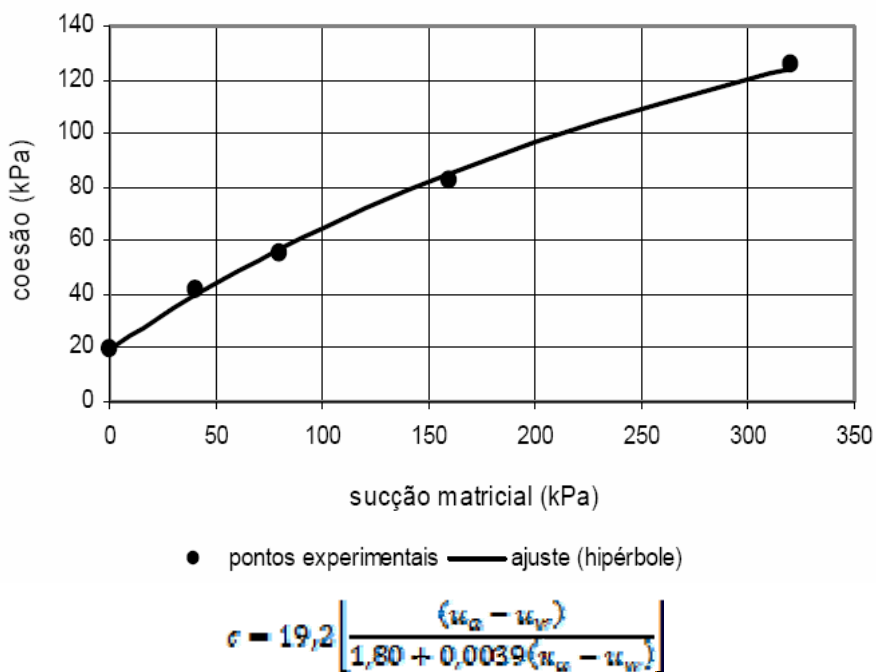


Figura 3.12 – Variação da coesão em função da sucção matricial para o solo maduro (Reis, 2004).

Futai, Almeida e Lacerda (2004) apresentam um conjunto de ensaios triaxiais não-saturados, realizados em um solo saprolítico silto-arenoso de 5 metros de profundidade e um solo argilo-arenoso de 1 metro de profundidade da região de Ouro Preto, MG. Os solos são originários de gnaiss. São apresentados ensaios realizados em dois níveis de sucção (100 kPa e 300 kPa) e na condição de secos ao ar, com tensões confinantes líquidas variando de 25 a 800 kPa. Os resultados apresentados no trabalho mostram um claro ganho de resistência e aumento da rigidez com o aumento da sucção nos solos laterítico e saprolítico. Nas envoltórias de ruptura observou-se um crescimento dos valores de coesão e do ângulo de atrito interno com o aumento da sucção. As envoltórias de resistência, além de não crescerem de forma linear com a sucção (variação de  $\Phi^b$ ), também não são paralelas, diferentemente do que foi encontrado por Reis e Vilar (2004b). As envoltórias de pico para o solo de 1 metro e para o solo de 5 metros são apresentadas na Figura 3.13 e na Figura 3.14.

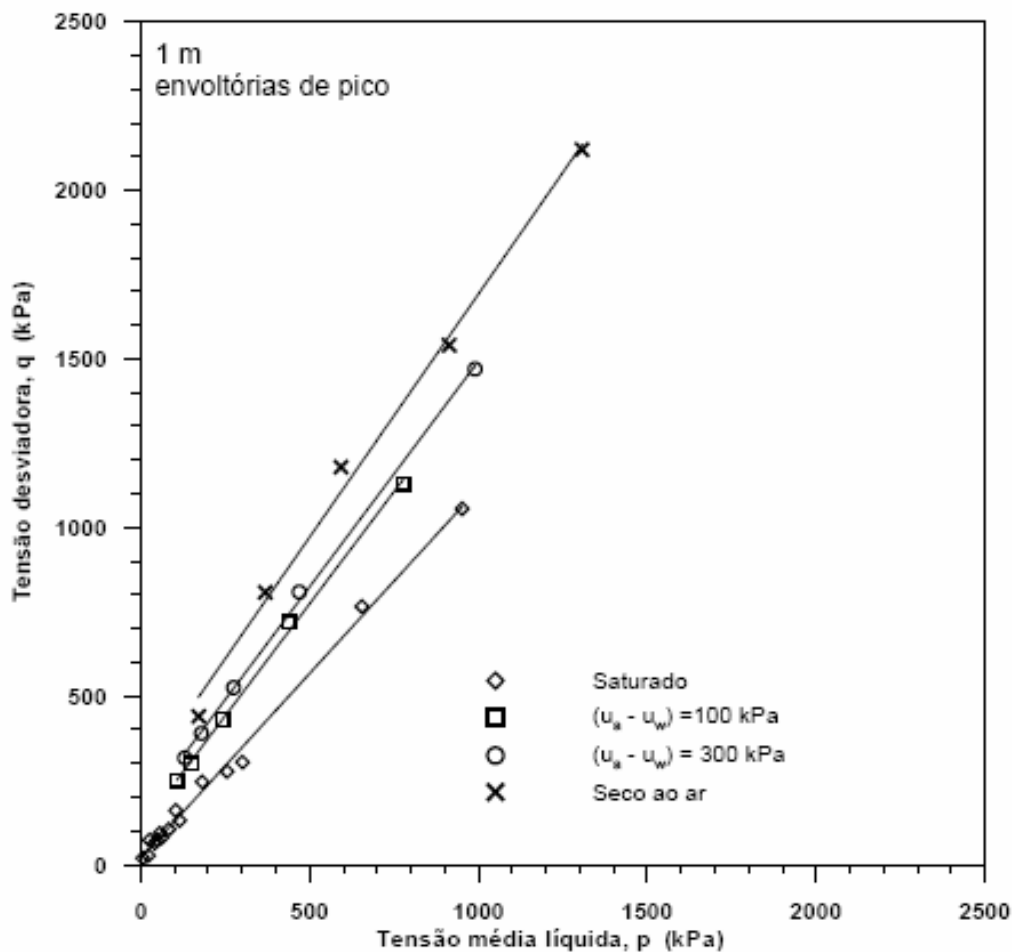


Figura 3.13 – Envoltórias de resistência obtidas para as sucções ensaiadas para o solo de 1 metro (Futai, 2002).

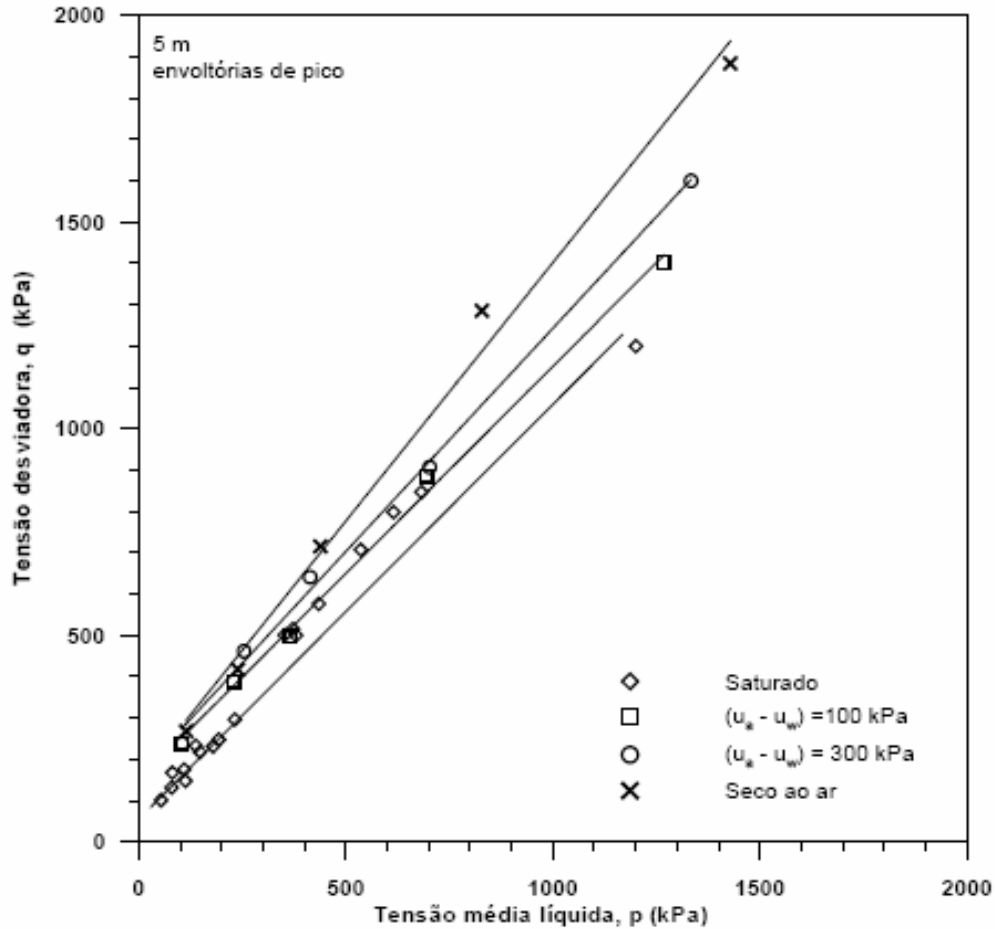


Figura 3.14 – Envoltórias de resistência obtidas para as sucções ensaiadas para o solo de 5 metros (Futai, 2002).

Outro aspecto importante vinculado à resistência de solos residuais é a anisotropia geralmente derivada do arranjo estrutural da rocha matriz. A anisotropia é comumente observada em solos residuais jovens derivados de rochas metamórficas (gnaisse, filito, ardósia, etc.) e sedimentares (xisto argiloso, siltito, etc.). Maccarini, (1980) analisou em laboratório as características de anisotropia de um solo residual jovem de gnaisse através de ensaios de cisalhamento direto. Os ensaios foram realizados com o solo na umidade natural, fixando o ângulo entre a superfície de ruptura e os planos de xistosidade do solo ( $\beta$ ) em  $0^\circ$ ,  $45^\circ$  e  $90^\circ$ . A Tabela 3.2 apresenta os resultados obtidos por este pesquisador.

Tabela 3.2 – Índice de vazios inicial, coesão e ângulo de atrito para um solo residual jovem de gnaïsse (Maccarini, 1980).

<b>Ângulo entre a superfície de ruptura e a xistosidade</b>	<b><math>e_0</math></b>	<b><math>c</math> (kPa)</b>	<b><math>\phi</math> (°)</b>
<b>0°</b>	1,12	46	31,4
<b>45°</b>	0,94	60	33,0
<b>90°</b>	1,02	59	32,6

Segundo Maccarini (1980) os parâmetros de resistência do solo não foram significativamente afetados pelo ângulo da xistosidade, apenas as curvas tensão-deslocamento indicaram uma deformação na ruptura menor para a direção dos planos de xistosidade.

Costa Filho e Campos (1991) estudaram a anisotropia de resistência de um solo gnáïssico jovem através de ensaios de cisalhamento direto, em corpos-de-prova na umidade natural e em corpos-de-prova submersos, e através de ensaios triaxiais saturados. Para os ensaios de cisalhamento direto os corpos-de-prova foram moldados com seus eixos paralelos e perpendiculares à xistosidade, e para os ensaios triaxiais os corpos-de-prova foram moldados com a xistosidade na horizontal e inclinada de 45° com a horizontal. A Tabela 3.3 resume os dados obtidos pelos pesquisadores nos ensaios de cisalhamento direto e a Tabela 3.4 apresenta os resultados obtidos dos ensaios triaxiais.

Tabela 3.3 – Coesão e ângulo de atrito de um solo residual jovem de gnaïsse (Costa Filho e de Campos, 1991).

<b>Condição de saturação</b>	<b>Direção da estratificação</b>	<b><math>c</math> (kPa)</b>	<b><math>\phi</math> (°)</b>
<b>Umidade natural</b>	Paralelo	45,1	34,6
	Perpendicular	38,2	35,8
<b>Submerso</b>	Paralelo	27,3	27,8
	Perpendicular	27,2	29,2

Tabela 3.4 – Coesão e ângulo de atrito de um solo residual jovem de gnaïsse (Costa Filho e de Campos, 1991).

<b>Direção da estratificação</b>	<b><math>c</math> (kPa)</b>	<b><math>\phi</math> (°)</b>
<b>Xistosidade paralela</b>	31	28,5
<b>Xistosidade cruzada</b>	10	30,5

Apesar de pequenas diferenças terem sido observadas, os autores concluíram que considerando o número limitado de ensaios realizados os resultados obtidos sugeriram que a anisotropia estrutural não é fator dominante para solos saprolíticos de gnaiss em avançado estágio de intemperismo.

Através de ensaios em equipamento triaxial cúbico, Aleixo (1998) observou o mesmo comportamento isotrópico para dois solos residuais ensaiados com os corpos-de-prova moldados paralelos e perpendiculares à estratificação observada no solo. O programa experimental constou de ensaios de compressão axial e hidrostática sob condições drenadas de carregamento. A Tabela 3.5 apresenta os resultados dos parâmetros de resistência obtidos por este autor para amostras de solo residual maduro e solo residual jovem. A resistência em ambas as direções de moldagem se mostraram semelhantes, sendo cerca de 10% maior na direção ortogonal à estratificação, no entanto, em relação à deformabilidade o solo carregado na direção ortogonal apresentou, em média, uma rigidez 30% maior comparada com a deformação na direção paralela à estratificação.

Tabela 3.5 – Coesão e ângulo de atrito de um solo residual jovem e um solo residual maduro de gnaiss (Aleixo, 1998).

<b>Solo residual de gnaiss</b>	<b>Condição de saturação</b>	<b>Direção da estratificação</b>	<b>c (kPa)</b>	<b><math>\phi</math> (°)</b>
<b>Maduro</b>	Saturado	Ortogonal	71,1	16
		Paralelo	68,1	16,1
<b>Jovem</b>	Saturado	Ortogonal	45,1	12,3
		Paralelo	43,8	12,1
<b>Maduro</b>	Não Saturado	Ortogonal	127,2	20,4
		Paralelo	122,3	20,6
<b>Jovem</b>	Não Saturado	Ortogonal	64,4	19,6
		Paralelo	60,7	19,8

Um estudo similar foi desenvolvido por Maciel (1991) em um solo residual jovem da região de Costa Brava (Rio de Janeiro). Os ensaios de cisalhamento direto e triaxial foram realizados em amostras indeformadas em dois níveis de horizonte, sendo os corpos-de-prova moldados com o plano de ruptura coincidindo com a xistosidade do material e perpendicular a esta. Assim como nos estudos anteriores, os resultados não mostraram nenhum efeito de anisotropia no valor de resistência ao cisalhamento. Observou-se, no entanto, que as amostras horizontais romperam a menores deformações que as moldadas verticalmente nos ensaios triaxiais. A análise da microfábrica destes

materiais revelou que os grãos minerais do solo não se encontravam mais em contato, sendo que o espaço entre eles estava preenchido por uma matriz ferro-argilosa. Ou seja, o processo de intemperismo se sobrepôs a uma eventual anisotropia estrutural que poderia ser esperada pela observação a macronível no valor da resistência ao cisalhamento.

Reis (2004) investigou o comportamento mecânico de dois horizontes de um solo residual de gnaiss, típico da região de Viçosa, um mais superficial, correspondente a um solo residual maduro, e outro mais profundo correspondente a um solo residual jovem. Através de ensaios triaxiais saturados o autor concluiu quanto à anisotropia que o solo jovem apresentou comportamento isotrópico quanto à resistência, independente do nível de deformação axial e praticamente isotrópico quanto à deformabilidade para os níveis de deformações axiais analisados. O solo maduro apresentou comportamento isotrópico quanto à resistência e comportamento anisotrópico quanto à deformabilidade. Na Tabela 3.6 são resumidos os dados de Reis (2004).

Tabela 3.6 – Coesão e ângulo de atrito de um solo residual jovem e um solo residual maduro de gnaiss (Reis, 2004).

<b>Solo Residual</b>	<b>Direção de cisalhamento</b>	<b>c (kPa)</b>	<b><math>\phi</math> (°)</b>
<b>Maduro</b>	Vertical	19,2	31
	Perpendicular	9,5	30
<b>Jovem</b>	Vertical	17	28
	Perpendicular	19,4	29
	Paralela	26	28

Resultados similares foram obtidos por Reis (1998), Reis e Azevedo (1998) e Reis e Azevedo (1999) com ensaios de solo residual maduro de gnaiss em ensaios triaxiais convencionais e em ensaios triaxiais cúbicos não saturados.

Pode-se concluir que quanto à anisotropia de resistência, os solos residuais de gnaiss com algum grau de intemperização tendem a apresentar um comportamento praticamente isotrópico e que somente quanto à deformabilidade o solo tende a apresentar alguma anisotropia. Solos pouco intemperizados podem apresentar anisotropia advinda da formação da rocha (Costa Filho et al., 1989).