

4 Efeitos da Temperatura nas Propriedades dos Solos

No final da década de 60, surgiram os primeiros estudos detalhados sobre a influência de temperatura no comportamento do solo (Passwell, 1967, Campanela e Mitchell, 1968; Plum e Esrig, 1969), motivados pelo desenvolvimento de instalações industriais que alojavam equipamentos que dissipavam calor.

O aquecimento do solo pode também ser provocado por diversos outros fatores: estações de armazenamento de resíduos, disposição de rejeitos industriais, adição de cal ao solo, assim como, o que será objeto de estudo desta tese, que é o aquecimento direto do solo para recuperação de áreas degradadas.

De Campos (1979) e Rabe (1998) apresentam uma revisão detalhada sobre como os parâmetros de um solo são afetados pela variação de temperatura. Foi relatado pelos dois autores a influência da temperatura nos parâmetros de permeabilidade, variação de compressibilidade do solo, mudança de poropressão e variação nos parâmetros de resistência.

Para o trabalho em questão os parâmetros que mais interessam são a variação de permeabilidade, variação de compressibilidade, variação físico-química e variação das curvas características de sucção com a temperatura.

O comportamento físico-químico de um sistema argilo-mineral tanto quanto as suas estruturas mineralógicas, propriedades de permeabilidade e tensão-deformação podem ser muito alterados devido ao aquecimento do solo a altas temperaturas. Ensaio normais de laboratório trabalham as amostras entre as temperaturas de 20 a 25°C.

De Campos (1979) concluiu que o coeficiente de permeabilidade cresce com o aumento de temperatura. Correções para o coeficiente de permeabilidade baseados nos efeitos de variação da viscosidade da água pura com a temperatura deram bons resultados. Para o autor, se as mudanças no índice de vazios com a temperatura são significantes estas devem ser consideradas na correção da

permeabilidade. O autor propõe uma nova relação teórica levando-se em conta este parâmetro.

Hopmans e Dane (1986) verificaram que ocorre variação nas curvas características de sucção com a temperatura, concluindo que os efeitos combinados das variações de volume de ar ocluso e da tensão superficial com a temperatura podem minimizar a variação com a temperatura.

Marques (1996), Towhata et al. (1993), ensaiando solos argilosos até a temperatura de 50 e 90° C respectivamente, constataram um aumento na condutividade hidráulica saturada das amostras ensaiadas em função do incremento de temperatura.

Towhata et al. (1993) verificou que o aquecimento induz a uma contração instantânea do volume de solo; e que, a contração volumétrica é independente dos níveis de tensões aplicados e do OCR. Rabe et al. (2003) também constatou a redução do índice de vazios com a temperatura. Ambos autores trabalharam com temperaturas abaixo de 90 °C.

Stegemeier (1998) estudando o processo de dessorção térmica *in-situ* constatou que ocorre um aumento de permeabilidade do solo com o aumento de temperatura; sendo assim, concluiu-se que o transporte de vapor de água contaminada até a fonte de vácuo ocorra em um tempo menor.

Romero et al. (2001) estudaram os efeitos da temperatura no comportamento hidráulico de uma argila não-saturada. Os ensaios foram realizados em células edométricas de temperatura e sucção, controladas com aplicação de altas temperaturas. Curvas características a diferentes temperaturas mostraram que a sucção total apresentou uma redução com acréscimo de temperatura à umidade constante. A temperatura também influenciou a permeabilidade, sendo mais relevante para elevados graus de saturação. E para graus de saturação inferiores a 75% deixa-se de notar o efeito da temperatura. Os autores ainda concluíram que não somente a variação da viscosidade com a temperatura influencia a permeabilidade. E que os efeitos termo-químicos, de distribuição de porosidade, e, a química do fluido permeante, são relevantes para a permeabilidade.

Campanela e Mitchell (1968) afirmaram que variações de volume, devido às variações de temperatura nas condições de tensão efetiva constante em solos saturados, é resultante de uma expansão térmica do mineral sólido e da água

intersticial dos poros. Estes autores afirmam ainda que qualquer mudança na estrutura do solo é resultado das variações de temperatura.

A variação de volume na água devido à temperatura pode ser expressa por:

$$(\Delta V_w)\Delta T = \alpha_w V_w \Delta T \quad (37)$$

onde:

α_w - coeficiente térmico de expansão da água do solo

V_w - volume de água dos vazios

ΔT - variação de temperatura

Sendo a variação de volume do mineral sólido expressa por:

$$(\Delta V_s)\Delta T = \alpha_s V_s \Delta T \quad (38)$$

onde α_s - coeficiente térmico da expansão cúbica do mineral sólido.

V_s - Volume dos Minerais Sólidos

Se o solo saturado tem drenagem livre durante a variação de temperatura sob tensão efetiva constante, o volume de água drenado do corpo de prova devido à variação de temperatura pode ser expresso por:

$$(\Delta V_{DR})\Delta T = (\Delta V_w)\Delta T + (\Delta V_s)\Delta T - (\Delta V_m)\Delta T \quad (39)$$

onde, $(\Delta V_m)\Delta T$ representa a variação de volume do corpo de prova devido a variações de temperatura.

Qualquer mudança no volume de um corpo de prova devido à temperatura induz a uma mudança nas forças entre partículas, sendo necessário uma reorientação ou um movimento relativo dos grãos de solo. A mudança de volume do solo devido a este efeito esta expressa na equação (40).

$$(\Delta V_{ST})\Delta T = \alpha_{ST} V_m \Delta T \quad (40)$$

onde: α_{ST} – coeficiente físico-químico estrutural da variação de volume devido a temperatura

V_m – volume do corpo de prova.

Então a variação total num volume de solo é expressa pôr:

$$(\Delta V_m)\Delta T = \alpha_s V_m \Delta T + \alpha_{ST} V_m \Delta T \quad (41)$$

Substituindo as equações (37), (38) e (41) em (39) e lembrando que $V_w = n \cdot V_m$ e $V_s = (1 - n) \cdot V_m$, obtém-se a expressão de volume drenado em termos de porosidade, de acordo com:

$$(\Delta V_{DR})\Delta T = [n(\alpha_w - \alpha_s) - \alpha_{ST}] \cdot V_m \Delta T \quad (42)$$

4.1

Efeitos da Temperatura no Comportamento Hidráulico

Existem poucos dados na literatura que correlacionam a variação de permeabilidade de solos com temperatura. Em se tratando de solos argilosos as informações são ainda mais raras.

O coeficiente de permeabilidade (k) pode ser determinado pela equação (36) desenvolvida por Taylor (1948) quando este assimilou o fluxo viscoso através do solo com a percolação de água por um conjunto de tubos capilares:

$$k = D_s^2 \cdot \frac{\gamma}{\mu} \cdot \frac{e^3}{1+e} \cdot C \quad (43)$$

onde:

k – coeficiente de permeabilidade de Darcy

D_s - diâmetro médio dos grãos

γ - peso específico do permeante

μ - viscosidade do permeante

e – índice de vazios

C – fator de forma (fator que permite que se passe de um tubo capilar de seção constante para um canal capilar irregular do solo)

De acordo com a equação (43) percebe-se que a permeabilidade é afetada pelas características do permeante e do solo. Esta equação representa adequadamente o comportamento de solos granulares, mas quando se trata de solos muito finos, tem-se que levar em conta as forças físico-químicas deste solo, iteração argila-água.

Muskat (1937) apontou que o coeficiente mais geral de permeabilidade, a absoluta, intrínseca ou física, K , é relacionada ao coeficiente de Darcy por:

$$K = k \frac{\mu}{\gamma} \quad (44)$$

Michaels e Lin (1954) estudaram a permeabilidade de uma caulinita saturada para vários fluidos, mostrando que a permeabilidade absoluta é dependente do tipo de permeante. Lambe (1954) discutiu este resultado e concluiu que a viscosidade e a densidade não são as únicas características do permeante que influenciam a permeabilidade dos solos de granulometria fina.

Considerando-se as variações de permeabilidade de um solo com a temperatura, sendo a água o fluido permeante, pode-se usar a equação 45.

$$k_1 \frac{\mu_1}{\gamma_1} = k_2 \frac{\mu_2}{\gamma_2} \quad (45)$$

onde os índices 1 e 2 representam diferentes temperaturas no solo.

A Figura 3 mostra a variação de μ e γ com a temperatura. Os dados para a confecção desta Figura foram retirados de Lambe (1954). Observando-se a Figura 3 vê-se que o parâmetro γ é essencialmente constante, mas a viscosidade varia consideravelmente com a temperatura. Os resultados experimentais mostram que a variação de permeabilidade devido à temperatura é principalmente consequência nas mudanças das características do permeante, principalmente a viscosidade. Então a equação (45) para efeitos práticos pode-se reduzir à:

$$\frac{k_1}{k_2} = \frac{\mu_2}{\mu_1} \quad (46)$$

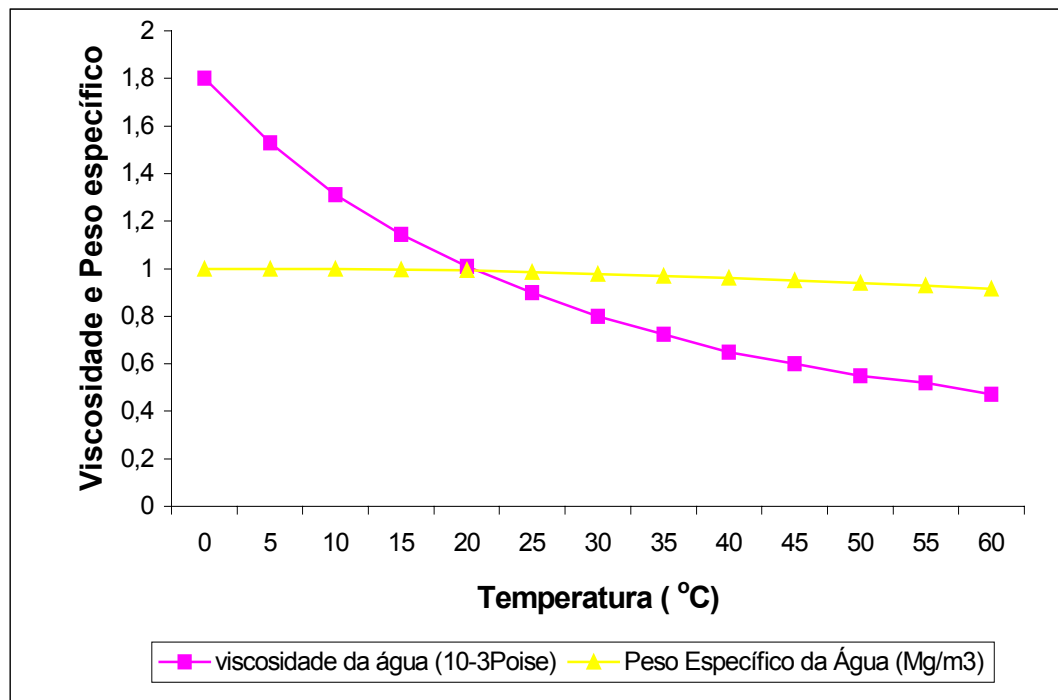


Figura 3- Variação da viscosidade e peso específico da água com a temperatura.

Através da Figura 3 vê-se também que os valores de k serão tanto maiores quanto maior for a temperatura. Os resultados experimentais obtidos por Marques (1999), Towhata et al. (1993), Houston e Lin (1987), dentre outros comprovaram esta afirmativa.

As mudanças nas características físico-químicas e/ou na estrutura do solo argiloso, devido à variação de temperatura, devem aparecer macroscopicamente como uma variação no índice de vazios. Desta forma é necessário introduzir algum fator nas equações teóricas de permeabilidade, levando em conta a influência da temperatura no índice de vazios.

Habibagahi (1977) definiu o volume de vazios ocupado pela fase livre da água num solo argiloso saturado e com todos os seus vazios interconectados, como sendo:

$$\bar{V}_v = V_v - V_{v0} \quad (47)$$

onde: \bar{V}_v - volume efetivo de vazios

V_v - volume total de vazios

V_{v0} - volume de água adsorvida

A Equação (47) também pode ser escrita da seguinte forma:

$$\bar{e} = e - e_o \quad (48)$$

onde:

\bar{e} - índice de vazios efetivos

e - índice de vazios total

e_o - água adsorvida no índice de vazios

Habibagahi (1977) obteve valores de e_o a 25 e 50°C iguais a 0,60 e 0,53 respectivamente, mostrando que o volume de água adsorvida é influenciado pela temperatura, e que e_o decresce com o acréscimo de temperatura.

Modificando a equação (44) obtém-se:

$$K = k \frac{\mu}{\gamma} \Rightarrow K = \frac{k \cdot \mu}{e_o \cdot \gamma} \quad (49)$$

$$\frac{k_1}{k_2} = \frac{\mu_2 e_{o1} \gamma_1}{\mu_1 e_{o2} \gamma_2}$$

Para se utilizar destas equações é necessário se conhecer os valores da razão de água adsorvida na temperatura desejada.

de Campos (1979) assumiu que o volume do solo diminui com o aumento de temperatura. O coeficiente de variação de volume solo-temperatura, α_t , que pode ser definido como:

$$\alpha_T = \frac{\varepsilon_{VT}}{\Delta T} \quad (50)$$

onde: $\Delta T = T_2 - T_1$ sendo $T_2 > T_1$

$\varepsilon_{VT} = \frac{\Delta V_T}{V_m}$ - deformação volumétrica devido a variação de temperatura,

onde ΔV_T é a variação de volume devido a temperatura, e V_m é o volume total a temperatura inicial.

O efeito da temperatura na variação volumétrica de um solo sob tensão efetiva constante será:

$$\Delta V_T = V_m \cdot \alpha_T \cdot \Delta T \quad (51)$$

ou considerando-se a variação do índice de vazios

$$\Delta e_T = (1 + e) \cdot \alpha_T \cdot \Delta T \quad (52)$$

O parâmetro índice de vazios (e), inclui o efeito da variação de sólidos, água e estrutura devido ao aquecimento do solo. Não estando incluído a variação de volume do solo devido aos efeitos físico-químicos, devem estas serem incluídas na variação de volume estrutural do solo.

Considerando-se diferentes temperaturas T_1 e T_2 , e assumindo-se a hipótese que T_2 é maior que T_1 :

$$\Delta e_T = e_2 - e_1 \quad (53)$$

A razão entre permeabilidades a diferentes temperaturas é dada por:

$$\frac{k_1}{k_2} = \frac{D_{s1}^2}{D_{s2}^2} \cdot \frac{\gamma_1 \cdot \mu_2}{\gamma_2 \cdot \mu_1} \cdot \frac{e_1^3(1+e_2)}{e_2^3(1+e_1)} \cdot \frac{C_1}{C_2} \quad (54)$$

Considerando-se que o efeito de temperatura no solo é representado pelas variações no índice de vazios, a equação 47 pode ser simplificada para:

$$\frac{k_1}{k_2} = \frac{\gamma_1 \cdot \mu_2}{\gamma_2 \cdot \mu_1} \cdot \frac{e_1^3(1+e_2)}{e_2^3(1+e_1)} \quad (55)$$

Substituindo na equação (53) obtém-se:

$$e_2 - e_1 = (1 + e_1) \cdot \alpha_T \cdot \Delta T \quad (56)$$

e

$e_1 = \frac{e_2 - \alpha_T \cdot \Delta T}{1 + \alpha_T \cdot \Delta T}$, substituído na equação (55), resulta em:

$$\frac{k_1}{k_2} = \frac{\gamma_1 \cdot \mu_2}{\gamma_2 \cdot \mu_1} \cdot \frac{(e_2 - \alpha_T \cdot \Delta T)^3}{e_2^3 (1 + \alpha_T \cdot \Delta T)^2} \quad (57)$$

Expandindo-se esta equação e considerando-se que os termos de segunda e terceira ordem são muito pequenos em relação aos demais, a equação (57) simplifica-se para:

$$\frac{k_1}{k_2} = \frac{\gamma_1 \cdot \mu_2}{\gamma_2 \cdot \mu_1} \cdot \frac{\left[1 - \left(\frac{3 \cdot \alpha_T \cdot \Delta T}{e_2}\right)\right]}{(1 + 2\alpha_T \cdot \Delta T)}, \text{ sendo } T_2 > T_1 \quad (58)$$

O coeficiente de variação de volume solo-temperatura pode ser obtido através de ensaios edométricos convencionais ou ensaios triaxiais por medição de variação de volume de vazios com o aumento de temperatura aplicada com a amostra previamente consolidada nas tensões efetivas de campo. de Campos (1979) utilizou-se dos dados de Habibagahi (1977) para averiguar a relação apresentada na equação (58), comprovando que a mesma estava bastante satisfatória.

4.2

Propriedades da Água nos Solos e a Influência da Temperatura

O gradiente de temperatura do solo afeta as propriedades intrínsecas da água contida nos vazios do mesmo, como também a razão da água em movimento e outras propriedades solo-água.

Na natureza sempre existe algum movimento de água dentro de um meio poroso (solo) como líquido ou vapor. Além disso, na transferência de calor, o movimento da água causa variações nas propriedades do solo devido a variações na quantidade e tipo de água numa posição particular. Gradientes de temperatura induzem diretamente a migração de água. Estes também podem causar

movimentos de água indireto por se aumentar sucções potenciais e pressões osmóticas.

A temperatura tem um efeito significativo, não somente na determinação da distribuição de fases (sólida, líquida ou gasosa), mas também por afetar as propriedades da água, seu movimento e o grau de interação com os minerais do solo. Na Tabela 7 estão apresentadas as propriedades físicas da água no estado líquido.

Tabela 7 – Propriedades físicas da água em estado líquido

Temperatura (°C)	Densidade (g / cm ³)	Tensão superficial (g/s ²)	Calor de evaporação (cal / g)	Calor específico (cal/ g°C)	Condutividade térmica (W / m K)
0	0,99987	75,6	597,3	1,0074	0,561
4	1,00000	-	-	-	-
5	0,99999	74,8	594,5	1,0037	0,573
10	0,99973	74,2	591,7	1,0013	0,586
15	0,99913	73,4	588,9	0,9998	0,594
20	0,99823	72,7	586,0	0,9988	0,603
25	0,99708	71,9	583,2	0,9983	0,611
30	0,99568	71,1	580,4	0,9980	0,619
35	0,99406	70,3	577,6	0,9979	0,628
40	0,99225	69,5	574,7	0,9980	0,632
45	0,99024	68,7	571,9	0,9982	0,640
50	0,98807	67,9	569,0	0,9985	0,645

A presença do vapor d'água nos vazios do solo provoca um aumento da condutividade térmica aparente devido ao calor latente.

O efeito da temperatura na água do solo é importante, pois um aumento na temperatura provoca um aumento na energia cinética das moléculas de água e conduz a dispersão. Um pouco da água adsorvida pode se transformar em água livre e vice-versa. O equilíbrio da camada adsorvida é dinâmico e varia constantemente. Miller et al. (1975) relatam que um decréscimo na temperatura causa um aumento na espessura da camada dupla.