



You are free: to copy, distribute and transmit the work; to adapt the work.
You must attribute the work in the manner specified by the author or licensor

CONSIDERAÇÕES SOBRE O FLUXO DE ÁGUA E CONTAMINANTES EM SOLOS

Leonardo Ramos da Silveira¹

RESUMO

O transporte de contaminante e água na matriz do solo pode ser definido como sendo o movimento de um determinado composto em uma ou mais camadas de solo, em ambiente saturado ou não. O movimento por sua vez não depende somente do fluxo do fluido no qual essas substâncias se dissolvem, mas também de mecanismos que envolvem processos físicos, químicos e biológicos. Sendo assim o presente artigo apresenta uma revisão geral dos fenômenos que regem o transporte de contaminantes em meios porosos.

Palavras-chave: Meio poroso; fluxo de contaminantes; matriz do solo.

CONSIDERATIONS WATER FLOW AND CONTAMINANTS IN SOIL

ABSTRACT

The contaminant and water transport in the soil matrix can be defined as the movement of a particular compound in one or more layers of soil, saturated or environment. The movement in turn depends not only on the fluid flow in which these substances are dissolved, but also mechanisms involving physical, chemical and biological processes. Therefore this paper presents a general review of the phenomena governing the transport of contaminants in soils.

Keywords: Porous media; contaminants flow; soil matrix.

¹ Instituto Federal de Goiás Campus Águas Lindas, Departamento de Meio Ambiente – GO.
E-mail: leonardo.silveira@ifg.edu.br; leo_engambiental@hotmail.com

1. INTRODUÇÃO

O solo comporta-se como um reservatório, podendo armazenar água em seus poros. As principais propriedades físicas dos solos são: a capacidade de retenção de água do solo e a velocidade de infiltração (GURJÃO, 2005).

O meio poroso pode ser definido como uma matriz de partículas sólidas. Quando o efluente proveniente de fossas sépticas, lixões, rejeitos de mineração, resíduos industriais, entre outros, migram sobre um solo natural, este atravessa inicialmente uma região em que os poros são ocupados por quantidades variáveis de ar e água (zona não saturada). O fluxo nessa região depende das condições do solo sendo predominantemente vertical devido à ação da gravidade. O efluente continua a migrar descendentemente até atingir a região na qual os poros estão totalmente preenchidos por água (zona saturada). Nessa zona, os contaminantes do efluente tendem a espalhar-se horizontalmente na direção do fluxo de água subterrânea (GURJÃO, 2005).

Segundo Nascentes (2006), o acúmulo de contaminantes no solo é consequência dos processos físico-químicos de interação solo-contaminante, originados do transporte destes contaminantes através do solo. No transporte de contaminantes através de

camadas de solos argilosos saturados, os mecanismos de transporte mais importantes são os mecanismos físicos de advecção e difusão, no caso de transporte em aquíferos, a advecção e a dispersão são, usualmente, os mecanismos mais importantes.

Em várias situações práticas, como no caso do transporte de contaminantes miscíveis através de camadas de solo pouco espessas e de baixa permeabilidade, como ocorre, por exemplo, nas camadas de impermeabilização de base de aterros sanitários, o solo pode ser considerado um material homogêneo isotrópico e indeformável, e se admite que a migração do contaminante é governada pelo fluxo estacionário de um fluido incompressível; além disto, processos acoplados de fluxo são, geralmente, desprezados, e apenas as reações de sorção instantâneas, lineares e reversíveis, são incluídas na análise (FREEZE; CHERRY, 1979). É neste contexto tentando avaliar como se processa o fluxo dentro da matriz do solo, seja ele de água ou de contaminantes, que o presente artigo apresenta uma revisão de literatura sobre o fluxo em meios porosos.

2. REVISÃO DA LITERATURA

2.1 Fluxo na zona saturada

Os primeiros estudos para a quantificação da densidade de fluxo laminar de água num

meio poroso saturado foram realizados por Darcy em 1856. Desses estudos originou-se a equação de Darcy (equação 1), estabelecendo que a quantidade de água que passa por unidade de tempo e de área é proporcional ao produto de duas propriedades hidráulicas do meio poroso: o gradiente de potencial total e a condutividade hidráulica (K).

$$q = -K \frac{\Delta\Psi_t}{\Delta z} \quad (1)$$

Na condição do solo saturado, o potencial total é obtido pelo somatório do potencial gravitacional (Ψ_z) que representa a distância entre o ponto em questão no interior do solo e um nível de referência (geralmente tomado como sendo a superfície do solo), e do potencial de pressão (Ψ_p) que representa a carga ou coluna de água que atua sobre o ponto em consideração. O sinal negativo da equação indica que o fluxo se dá em direção a um decréscimo do potencial hidráulico. Durante o fluxo saturado, a condutividade (K) é considerada uma constante e representa uma característica do solo em transmitir água, dependendo da permeabilidade intrínseca do solo que está relacionada com sua geometria porosa e com a viscosidade do fluido que escoar.

2.2 Fluxo na zona não saturada

A zona não saturada corresponde à porção superficial do material geológico

situada entre a superfície do solo e o topo do lençol freático, e que serve como via para a água a caminho do aquífero freático após os eventos de infiltração. Caracteriza-se por ser um meio cujos poros estão ocupados pelas fases líquidas e gasosa em diferentes proporções no espaço e no tempo, em que as forças da gravidade, capilares e adsorptivas do meio poroso desempenham papel importante na circulação da água, juntamente com as atividades climáticas e biológicas (BERTOLO, 2001).

Um solo não saturado difere de um meio poroso saturado devido à presença de ar em seus poros. A proporção relativa de ar e de água nos poros pode variar e com isto haverá mudanças nas propriedades hidráulicas do solo. O solo, como material poroso, possui um determinado volume de vazios. Em solos saturados todos os vazios estão completamente preenchidos com água e, portanto, todos participam do fluxo de água. Estes vazios podem estar com proporção de água e de ar formando assim os solos não saturados. Neste caso o fluxo fica restrito aos poros preenchidos por água (VASCONCELOS, 2008).

Segundo Fredlund e Rahardjo (1993), duas fases de um solo não saturado podem ser classificadas como fases fluidas, a água e o ar. O fluxo em um solo não saturado pode ocorrer de três formas, com a fase do ar predominantemente contínua, para baixos valores do grau de saturação ($S < 80\%$). O ar pode estar ocluído, para graus de saturação acima de 95%, e finalmente, pode haver fluxo de ar com a água, quando ocorre a difusão do ar na água. A análise de fluxo requer uma lei para relacionar a taxa de fluxo com uma diferença de carga adequada usando um coeficiente apropriado. As leis de fluxo podem variar para cada um dos casos acima.

Para Gurjão (2005) a água se movimenta de áreas de alto potencial (carga) para áreas de baixo potencial. Sob condições de solo não saturado, o movimento da água no meio ocorre devido à existência, principalmente, do potencial gravitacional e matricial. Esse potencial ou carga total de água do solo (Ψ_t) corresponde, portanto, à soma da carga ou potencial gravitacional (Ψ_g) com o potencial matricial ou pressão capilar (Ψ_m), esse, função da umidade do solo. O fluxo não saturado obedece às leis do fluxo saturado, com modificações tal como a de Buckingham que modificou a equação 2.1 de Darcy, para um fluxo não saturado unidimensional, com representação pela Equação (2).

$$q = -K(\Psi) \left[\left(\frac{d\Psi}{dZ} \right) - 1 \right] \quad (2)$$

Onde: $K(\Psi)$ representa a condutividade hidráulica em condição não-saturada. Esse valor varia com a umidade do solo.

O potencial matricial (Ψ), segundo Reichardt (1996), corresponde ao resultado do efeito combinado das forças de capilaridade e de adsorção da água na matriz sólida, mas que não são facilmente separadas. O potencial matricial representa, portanto, resultante das forças de sucção que retém a água na matriz do solo. Em materiais geológicos arenosos, a adsorção é pouco importante e os fenômenos capilares predominam na determinação do potencial matricial, ao

passo que o contrário se dá nos materiais com texturas finas.

2.2.1 Fluxo de contaminantes em solos

O transporte de solutos na água do subsolo é estudado como transporte de massa em meios porosos, em que a massa considerada é a de algum soluto (poluente) que se move com o solvente (água) nos interstícios de um meio poroso (solo), tanto na zona saturada como na insaturada. Os principais mecanismos envolvidos no transporte de um soluto em um meio poroso são: advecção, a dispersão mecânica, a difusão, as reações químicas entre o soluto e os sólidos e as reações químicas do próprio soluto (Bosco, 2008).

2.2.1.1 Advecção

A advecção é o mecanismo de transporte que representa o movimento do poluente devido ao fluxo do fluido no qual ele está dissolvido, movendo-se na direção das linhas de fluxo. Este mecanismo é resultante de gradientes de pressão existente entre as diferentes regiões do ambiente interno do meio poroso e a atmosfera, além de estar relacionado com a velocidade de percolação no meio poroso (PAULA, 2006). A Figura 1 apresenta o mecanismo de advecção.

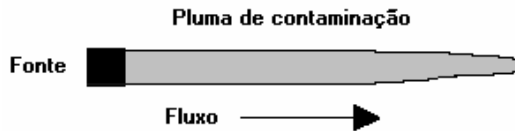


Figura 1. Mecanismos de advecção.

Segundo Boscov (2008) solutos não reativos são transportados a uma velocidade média igual à velocidade específica ou de fluxo da água, $u = v/n$, sendo v a velocidade de percolação, aproximação ou descarga (ou ainda velocidade de Darcy) e n a porosidade do solo. A advecção pode ser considerada um fluxo químico causado por um gradiente hidráulico: a água dos vazios contendo soluto escoar sob a ação de um gradiente hidráulico e carrega consigo partículas de soluto.

2.2.1.2 Dispersão mecânica ou hidráulica

A mistura mecânica é resultante das variações locais da velocidade de fluxo no meio poroso que ocorrem devido à heterogeneidade do meio (TELLES, 2001).

Para Boscov (2008), a dispersão mecânica ou hidráulica é a mistura que ocorre durante a advecção; é causada inteiramente pelo movimento do fluido. Deve ser explicada na escala microscópica, dentro do volume de vazios. A velocidade da água varia tanto em magnitude como em direção a qualquer seção transversal de um vazio. As velocidades também são

diferentes em diferentes vazios ou em diferentes segmentos longitudinais de um vazio: o diâmetro dos vazios varia ao longo das linhas de fluxo, e a velocidade média de fluxo em um vazio depende da razão entre a área superficial e a rugosidade relativas ao volume de água no vazio.

Esta componente da dispersão hidrodinâmica, quando numa escala microscópica, resulta de três mecanismos básicos, conforme pode ser observado na Figura 2. O primeiro consiste na variação da velocidade de fluxo devido à rugosidade das paredes dos canais formados pelas interligações dos poros do solo. O segundo mecanismo é consequência dos diferentes tamanhos dos poros ao longo da trajetória de fluxo, fazendo com que ocorram diferentes velocidades médias nos diferentes canais existentes. E o terceiro mecanismo de mistura corresponde às mudanças de direção das partículas devido à tortuosidade dos canais de fluxo, que faz com que algumas partículas se movam mais rápido que outras (PAULA, 2006) e (FREEZE, CHERRY, 1979).

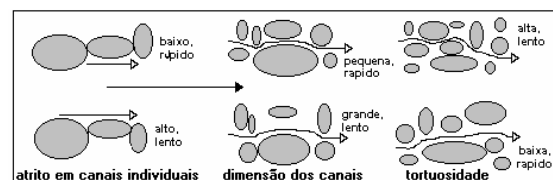


Figura 2. Mecanismos de mistura mecânica em escala microscópica (Bedient, 1994) citados por Paula (2006).

2.2.1.3 Difusão

Segundo Boscov (2008), a difusão consiste no transporte de massa simultâneo à dispersão mecânica, que resulta de variações na concentração de soluto na fase líquida. É o processo pelo qual constituintes iônicos ou moleculares se movem em razão da sua energia térmico-cinética na direção do gradiente de concentração e em sentido oposto a este. A difusão causa um fluxo de partículas de soluto no nível microscópico das regiões de maior para as de menor concentração. A difusão ocorre mesmo na ausência de qualquer movimento hidráulico da solução, se a solução estiver escoando, difusão é o mecanismo, com a dispersão mecânica, que causa a mistura de constituintes iônicos ou moleculares.

Para Fetter (1993) a difusão molecular dos solutos caracteriza-se pela difusão de íons, átomos ou moléculas por forças de natureza molecular. Este tipo de transporte ocorre em função do gradiente de concentração das espécies químicas, independentemente da existência ou não de um movimento do fluido. A difusão envolve o movimento de contaminante de pontos de baixo potencial osmótico (concentração) para pontos de mais alto potencial osmótico. Deste modo, pode haver difusão em sentido contrário ao do transporte por advecção. A difusão ocorre em solos e é representada (equação 3) pelo

coeficiente de difusão efetivo, D_e (L^2T^{-1}), dado por:

$$D_e = w.D_0 \quad (3)$$

Sendo:

D_e (L^2T^{-1}): coeficiente de difusão efetivo em solução livre;

w : constante empírica

Duas características da Primeira Lei de Fick devem ser mencionadas. Primeiramente, esta lei está descrita por uma equação linear e, por maior que seja a diferença de concentração entre dois pontos, o fluxo das partículas da direção positiva do eixo x , é proporcional ao gradiente da concentração de partículas, ou seja, não existe um processo de saturação. Além disto, esta lei implica em uma independência de fluxos: o fluxo de um soluto independe do fluxo de outros solutos, ou seja, não existe acoplamento entre os fluxos (JESUS, 2004).

A segunda componente da dispersão hidrodinâmica, a difusão, consiste no movimento de solutos dissolvidos na água em decorrência de um gradiente químico. Os íons se movem de pontos de maior concentração para pontos de menor concentração, tendendo a estabilizar a concentração em todo o fluido (JESUS, 2004). O deslocamento pode ocorrer mesmo sem haver gradiente hidráulico, conforme pode ser observado na Figura 3,

ou até em direção oposta à do fluxo dominante.

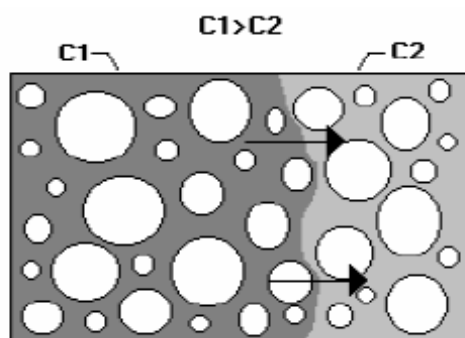


Figura 3. Mecanismos de difusão. Fonte: Costa (2002).

A presença de partículas de solo, em particular argilominerais adsorventes e matéria orgânica, dificulta o processo de difusão. Este processo, através dos vazios das partículas de argila, envolve o movimento difusivo de solutos no fluido intersticial. Na Figura 4, pode-se observar uma ilustração da difusão de cátions e ânions através de um solo saturado (Rowe et al., 1995).

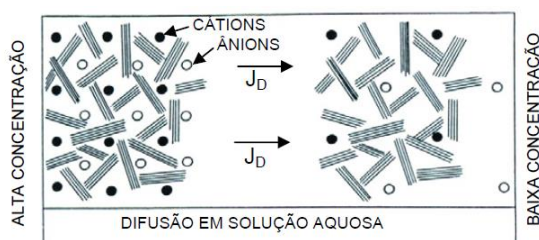


Figura 4. Esquema da difusão de cátions e ânions de uma região de alta concentração para outra de baixa concentração em um solo argiloso saturado. Fonte: Rowe et al. (1995).

A difusão de solutos através de um solo, especialmente de granulometria fina, poderá ser mais lenta do que em solução

livre, já que os caminhos de migração são mais tortuosos devido à presença das partículas sólidas de solo que ocupam parte da área da seção transversal, conforme pode-se verificar na Figura 5.

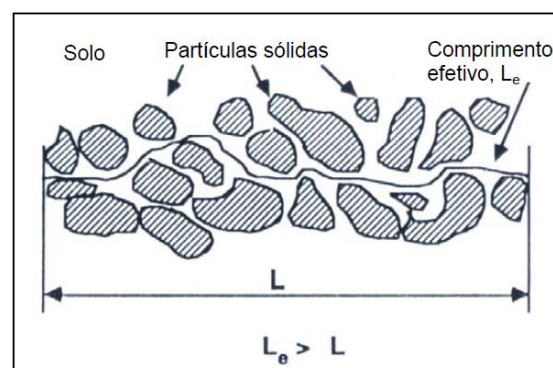


Figura 5. Conceito de comprimento efetivo no transporte em solo. Fonte: Shackeldor & Daniel (1999) citados por Jesus (2004).

Rowe et al. (1995), elenca alguns fatores que estariam influenciando diretamente para uma difusão mais lenta no solo:

- reduções na seção transversal de fluxo;
- caminhos de migração mais tortuosos no solo (associado ao coeficiente de tortuosidade);
- fluxo com pequeno volume de fluido (associado à porosidade, n , ou teor de umidade volumétrica);
- aumento da viscosidade, especialmente, da água contida na dupla camada difusa;
- retardamento de certas espécies devido às trocas catiônicas e aniônicas com minerais de argila e matéria orgânica;

- biodegradação de solutos orgânicos;
- fluxo osmótico contrário;
- desequilíbrio elétrico, possivelmente por exclusão aniônica.

2.2.1.4 Dispersão hidrodinâmica

Para Boscov (2008), a dispersão hidrodinâmica consiste no espalhamento no nível macroscópico resultante tanto da dispersão mecânica como da difusão. Alguns autores consideram artificial a separação entre os dois processos, já que a dispersão mecânica induz gradientes de concentração que provocam difusão, sendo que à medida que um soluto é espalhado ao longo de um vazão capilar, como resultado da dispersão mecânica, é criado um gradiente de concentrações na direção longitudinal, e a difusão tenderá a equalizar as concentrações ao longo do vazão, ao mesmo tempo, um gradiente de concentrações de soluto será produzido entre linhas de fluxo adjacentes em virtude da variação de velocidades na seção transversal.

O efeito da dispersão pode ser representado em laboratório pelo ensaio de coluna, que consiste no fluxo unidimensional através de uma amostra de solo saturado com água. Considerando o fluxo permanente, a partir do instante $t = 0$, uma solução, contendo substância numa determinada concentração inicial (C_0)

passa a ser introduzida continuamente no solo, por onde começa a permear expulsando, gradativamente a água dos vazios. No início, a interface que separa os dois fluidos é bem delineada e perceptível, porém com o passar do tempo, esta deixa de ser definida, e passa a ter uma faixa de transição entre a solução que avança e a água. A concentração do soluto nessa faixa de transição varia desde a sua concentração inicial na solução ($C = C_0$) até zero, que é sua concentração inicial na água dos poros (COSTA, 2002). Este efeito pode ser observado na Figura 6.

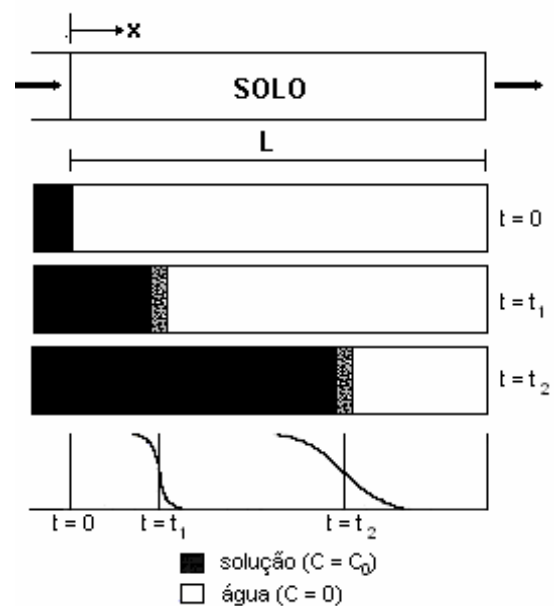


Figura 6. Efeito da dispersão.

Segundo Freeze & Cherry (1979) a dispersão hidrodinâmica é um fenômeno em que um soluto durante seu movimento em sub-superfície se mistura com água não contaminante causando a redução na concentração original. A dispersão pode

ocorrer tanto na direção do fluxo – dispersão longitudinal – como em direções perpendiculares a esta - dispersão transversal, sendo que, a primeira é mais acentuada do que a segunda.

Para Nascentes (2006) nos casos de fluxo não confinado e/ou bi ou tridimensional, a componente transversal de dispersão deve ser considerada. Na Figura 7 está ilustrando um esquema do mecanismo de dispersão para um fluxo horizontal bidimensional, em que pode ser observada suas duas componentes, longitudinal e transversal.

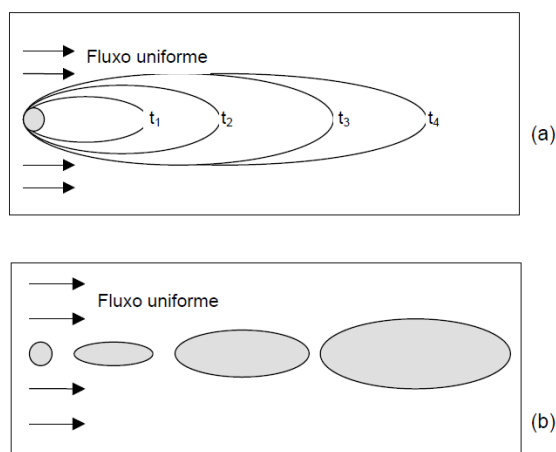


Figura 7. Mecanismo de dispersão em fluxo uniforme bidimensional em areia isotrópica. (a) fonte contínua; (b) fonte instantânea. Fonte: Nascentes (2006).

Nas direções longitudinal e transversal, a dispersão hidrodinâmica é calculada respectivamente a partir das equações 4 (a), e 4 (b).

$$D_{hL} = \alpha_L \cdot V_x + D_e \quad (4 \text{ a})$$

$$D_{ht} = \alpha_t \cdot V_x + D_e \quad (4 \text{ b})$$

O processo de dispersão mecânica tende a anisotropia, ou seja, depende da direção. Mesmo que o meio poroso seja isotrópico com respeito à textura e condutividade hidráulica, a dispersão é mais forte na direção do fluxo (dispersão longitudinal) do que nas direções anormais ao fluxo (dispersão transversal). Em caso de baixas velocidades, no entanto, em que a difusão molecular é o mecanismo dispersivo dominante, a dispersão longitudinal e a transversal são aproximadamente iguais (BOSCOV, 2008).

2.2.1.5 Reações químicas

Os solutos dissolvidos na água subterrânea estão sujeitos a um grande número de interações nos quais eles podem ser removidos. Reações de adsorção/dessorção, recipitação/dissolução, oxi-redução, complexação e quelação e biodegradação podem ocorrer a depender do contaminante e do tipo de solo, além do decaimento radioativo. Em consequência desses processos alguns solutos movem-se mais lentamente que o solvente que o está transportando. Essas reações diminuirão a concentração do soluto na pluma de contaminação, mas não podem

necessariamente diminuir a taxa de movimento da pluma (FETTER, 1993).

2.2.1.5.1 Adsorção-dessorção

A adsorção é um processo físico-químico no qual uma substância é acumulada em uma interface entre fases. Quando substâncias contidas em um líquido se acumulam em uma interface sólido-líquido, denomina-se adsorvato à substância que está sendo removida da fase líquida e adsorvente à fase sólida na qual a acumulação ocorre. A adsorção ocorre porque há forças que atraem o adsorvato da solução para a superfície do adsorvente, essas forças de atração podem ser físicas ou químicas. A adsorção física ocorre principalmente em razão das forças eletrostáticas atração e repulsão segundo a Lei de Coulomb, interações dipolo-dipolo, interações de dispersão e ligações de hidrogênio. A adsorção química é uma ligação química real, geralmente covalente, entre uma molécula e átomos superficiais, formando novos compostos. A dessorção é a liberação de espécies químicas previamente adsorvidas, ocorre, quando a concentração fluente da substância diminui, ou pelo deslocamento provocado pela competição com outra substância mais fortemente adsorvida (Bosco, 2008).

Segundo Nascentes (2006), a sorção química corresponde ao processo em que o soluto é incorporado à partícula sólida por

uma reação química. Muitos minerais e substâncias orgânicas em contato com a água são capazes de atrair moléculas de água ou íons ou liberar certos constituintes, por processos físico-químicos de simples adsorção, devido às forças eletrostáticas e, de sorção química, que é consequência da reação química entre o íon adsorvido e a superfície sólida adsorvente. Quando as espécies iônicas trocam as suas posições, o processo é chamado de troca iônica. A adsorção em solos ocorre principalmente nos argilominerais, que apresentam um desbalanceamento elétrico devido a substituições de cátions no retículo cristalino por outros de menor valência. O excesso de carga elétrica negativa é compensado por um acúmulo de íons de carga oposta e moléculas de água em torno da superfície da partícula.

Segundo Costa (2002) a partícula de argila é negativamente carregada e para equilibrar sua carga é necessária a adesão de cátions na superfície da mesma. Essa “nuvem” de cátions formada ao redor das partículas é conhecida como “camada dupla”, e a quantidade de cátions aderidos necessária para neutralizar a partícula do solo é chamada de “capacidade de troca catiônica” (CTC). Um dos fatores mais importantes nos processos de interação solo-contaminante e no transporte de substâncias através do solo é o fenômeno de expansão/contração da camada dupla. A

contração da camada dupla devido, por exemplo, à substituição de cátions monovalentes por cátions bivalentes, na superfície da partícula argilosa, aumenta os espaços vazios entre as partículas, aumentando a condutividade hidráulica e acelerando o avanço do fluido percolante. Se determinada troca iônica vier a favorecer a expansão da camada dupla, analogamente ocorrerá o contrário, a condutividade hidráulica irá diminuir e o avanço do fluido percolante será retardado. Tal fenômeno pode ser observado na Figura 8.

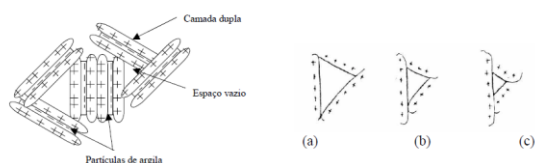


Figura 8. Fenômeno de expansão/contração da camada dupla (a) contração; (b) normal – referência acima; (c) expansão (Rowe et al. (1995).

Segundo Boscov (2008), adsorção iônica é reversível, isto é, os íons são trocáveis. A troca ocorre em quantidades equivalentes, com preferência para cátions de maior valência. Alguns fatores que influem na adsorção de íons na superfície dos argilo-minerais são: valência, raio do íon hidratado, concentração, tipo de argilomineral e afinidade.

Para Nascentes (2006) os materiais que se comportam como adsorventes são os minerais de argila, oxi-hidróxidos de Fe

e Al e as substâncias orgânicas (húmus), que são colóides eletronegativos, ou seja, têm uma carga superficial negativa capaz de fixar e trocar cátions. Os íons adsorvidos podem ser trocados por outros, desde que se mantenha o equilíbrio elétrico, o que significa que a adsorção é reversível. Valores atribuídos à capacidade de troca catiônica dos principais argilominerais e das frações silte e areia dos solos, bem como a sua superfície específica, estão apresentados na Tabela 1.

Tabela 1. CTC e superfície específica dos principais argilo-minerais e das frações silte e argila.

Mineral ou partícula	Superfície específica ($m^2 g^{-1}$) ¹⁾	CTC ($cmol_c kg^{-1}$)
caulinita	10-20	3-15
Ilita	70-120	10-40
Clorita	79-150	10-40
Vermiculita	300-500	100-150
Esmectita	700-800	60-150
Silte	<1	Muito pequena
Areia grossa	<0,1	Muito pequena
Areia fina	<0,01	Muito pequena

A adsorção pode ser determinada por ensaios de laboratório, através do ensaio BET (*Batch Equilibrium Test*), com a definição de isotermas de adsorção. Esses processos que tendem a retirar ou introduzir certa quantidade de massa do soluto na água são normalmente agrupados num processo mais geral conhecido como sorção.

A sorção é, portanto, um processo geral, em que a massa de soluto dissolvida na fase líquida é atraída pelas partículas da matriz sólida. O principal efeito da sorção é que o solvente se move mais lentamente que a água. Esse efeito é conhecido como retardo. O fator de retardamento (Rd), é o responsável pela baixa velocidade de movimento que o soluto apresenta quando o mesmo é adsorvido pelo solo. Seu movimento se torna mais lento do que o da água responsável pelo transporte (GURJÃO, 2005).

Segundo Costa (2002), coeficiente de distribuição D e o fator de retardamento Rd podem ser estimados com a análise das isotermas, curvas obtidas a partir de ensaios de equilíbrio em lote que, por sua vez, consistem na agitação de misturas compostas por uma porção de solo e uma solução contendo um contaminante numa concentração inicial conhecida. Essa agitação deve manter as partículas sólidas em suspensão, disponibilizando toda sua área ao contato com a solução, durante o tempo necessário para que ocorram as reações químicas de interação solo-contaminante. Em seguida, é feita a separação das fases sólida e líquida e determina-se a concentração de equilíbrio da solução, sendo que pela diferença entre as concentrações inicial e de equilíbrio tem-se a concentração do contaminante que foi retida pelo solo.

A quantidade de material adsorvido por massa unitária de adsorvente cresce com o aumento da concentração. A capacidade de adsorção das partículas de argila tende a diminuir com o aumento de quantidade de soluto adsorvido, até que um limite máximo de soluto adsorvido seja atingido. Para solos, as isotermas mais utilizadas são a linear, a de Freundlich e a de Langmuir (GURJÃO, 2005). O modelo mais simples de adsorção é a isoterma linear, admitindo proporcionalidade direta. Sendo expresso pela equação 5.

$$S = K_d \cdot C \quad (5)$$

Em que: S é o grau de adsorção ou concentração de soluto na parte sólida; K_d é o coeficiente de distribuição ou adsorção; C é a concentração de equilíbrio.

Segundo Gurjão (2005) o coeficiente de distribuição (K_d) é um valor constante e depende basicamente do tipo de solo e do tipo de soluto, ou seja, depende da interação entre a matriz sólida e o soluto. Para incorporar esse modelo de sorção ao modelo de transporte faz-se segundo a equação 6 e demonstrado pela Figura 9.

$$\frac{\partial S}{\partial t} = K_d \frac{\partial C}{\partial t} \quad (6)$$

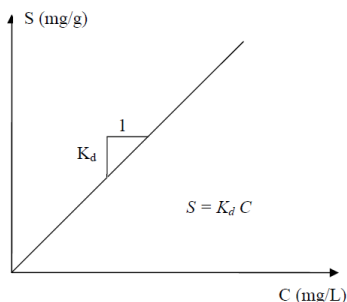


Figura 9. Isoterma linear. Fonte: Gurjão (2005).

Segundo Boscov (2008), outro modelo muito utilizado para adsorção em solo é o de Freundlich ou de van Bemmelen, basicamente empírico conforme pode ser observado nas equações 7 e 8.

$$S = K_f \cdot C^\epsilon \tag{7}$$

$$\log S = \log K_f + \epsilon \cdot \log C \tag{8}$$

Em que: K_f e ϵ – coeficientes empíricos da isoterma de Freundlich.

A forma logarítmica resulta em uma reta com declividade ϵ e intercepto igual a $\log K_f$ para $C=1$, conforme representado na Figura 10, o valor do intercepto é um indicador da capacidade de adsorção, e a declividade, da intensidade de adsorção.

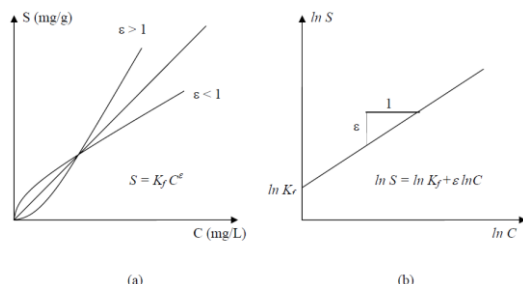


Figura 10. Isoterma de Freundlich: (a) curva mostrando a sorção em função da concentração, (b) log usando os parâmetros determinados. Fonte: Gurjão (2005).

Finalmente, o modelo de Langmuir, de 1915, foi deduzido a partir da termodinâmica da adsorção. Representada pelas equações 9 e 10.

$$S = K_f C^\epsilon \tag{9}$$

$$\log S = \log K_f + \epsilon \log C \tag{10}$$

Em que: S_m é o número de mols do soluto adsorvido por unidade de peso do adsorvente ao formar uma monocamada completa na superfície, e b é uma constante relacionada à energia ou à entalpia líquida da adsorção (Boscov, 2008).

Para Gurjão (2005), os parâmetros S_m e b são melhores obtidos pelo ensaio BET (ensaio de sorção), conhecendo-se o volume do contaminante, a concentração e a massa de solo seco. Estes parâmetros podem ser obtidos plotando-se $1/S$ versus $1/C$, conforme mostrado na Figura 11.

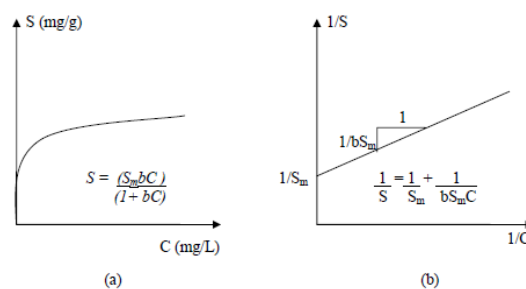


Figura 11. Isoterma de Langmuir: (a) curva mostrando a sorção em função da concentração e (b) valores plotados usando os parâmetros determinados. Fonte: Gurjão (2005).

4. CONCLUSÕES

Através das literaturas pesquisadas percebe-se que os mecanismos de transporte no interior da matriz do solo são regidos por uma série de fenômenos de ordem, física química e biológica. Solos com maior porosidade e maior índice de vazios apresentam maior propensão ao fluxo de contaminantes. A capacidade de troca catiônica do solo irá determinar a capacidade de sorver os diferentes compostos presentes nos diferentes contaminantes, influenciando diretamente o movimento da pluma de contaminação. Assim, o tipo de solo e os mecanismos de reações que ocorrem no interior de sua matriz serão os fatores preponderantes para o retardamento ou evolução da pluma.

5. REFERÊNCIAS

- BERTOLO, R. A. Hidrodinâmica e hidrogeoquímica da zona não saturada do aquífero adamantina em URÂNIA –SP. **Tese de Doutorado**. Geociências, Universidade de São Paulo, USP, São Paulo, SP, 2001, 231p.
- BOSCOV, M. E. G. **Geotecnia Ambiental**. Oficina de textos, SP, 2008, 248p.
- COSTA, P. O. S. Avaliação em laboratório do transporte de contaminantes no solo do aterro sanitário de SAUÍPE/BA. 2002. 188p. **Dissertação de Mestrado**. Geotecnia, PUC-RIO, Rio de Janeiro.
- FETTER, C. W. **Contaminant Hydrogeology**, Macmillan Publishing Company, New York, 1993.
- FREEZE, R. A. e Cherry, J. A. **Groundwater**. Prentice Hall. New Jersey, 1979. 604p.
- FRENDLUND, D. G.; RAHARDJO, H. Soil mechanics for unsaturated soils, WILEY, **Interscience Publications**, 1993.
- GURJÃO, C.M.C. Estimativa de Propriedades Geoambientais de Camadas Impermeabilizantes de Solos Tropicais. 2005. 257p. **Tese de Doutorado**. Geotecnia, Brasília, DF, Disponível em: <<http://www.geotecnia.unb.br/index.php?p=posgrad&pos=teses>>. Acesso em jan de 2015.
- JESUS, S. C. Difusão de zinco em camada compactada de solo residual de gnaiss. 2004. 74p. **Dissertação de Mestrado**. Engenharia Civil, Universidade de Viçosa, MG.
- NASCENTES, R., Estudo da mobilidade de metais pesados em um solo residual compactado. 2006. **Tese de Doutorado**. Universidade Federal de Viçosa, MG.
- PAULA, F. R. A. Determinação do coeficiente de difusão através de um fluxo unidimensional em um solo não saturado. 2006. 59p. **Dissertação de Mestrado**. Engenharia Civil, Universidade Estadual no Norte Fluminense, RJ.
- REICHARDT, K. (1996). **Dinâmica da matéria e energia em ecossistemas**. Departamento de Física e Meteorologia – ESALQ-USP. 2ª edição. 513p.
- ROWE, R. K.; QUIGLEY, R. M.; BOOKER, J. R. 1995. Clayey barrier systems for waste disposal facilities, **E&FN Spon**, London. 390p.
- TELLES, I. A. Aplicação de métodos de análise numérica de transporte reativo de multicompostos em meios porosos. 2001. 150p. **Dissertação de Mestrado**, 2001. Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, RJ.
- VASCONCELOS, A. Transporte de contaminantes em meios porosos saturados e não saturados. Estudo de caso: Vazamento de gasolina. 2008. 189p. **Dissertação de Mestrado**, Universidade Federal de Ouro Preto MG.