

DOI:10.3880/j.issn.1004-6933.2016.03.026

沿海滩涂淤泥质黏土水盐迁移试验分析

吴明洲,王锦国,陈舟

(河海大学地球科学与工程学院,江苏 南京 210098)

摘要:我国沿海滩涂土壤盐渍化程度较高,作为土壤生态环境问题之一备受关注,研究土壤水盐运动规律是改良盐渍化土壤的理论基础。以沿海滩涂淤泥质黏土为研究对象,基于土壤盐分静态迁移试验和室内一维土柱试验,对淤泥质黏土盐分迁移规律和机理进行分析。结果显示:在静置状态下,相同迁移时间内,水体体积越多,盐分迁移速度越快,盐分迁移率越高;在一维水动力弥散条件下,水力坡度越大,水动力弥散作用越显著,盐分迁移的速度越快,盐分迁移率越高。

关键词:沿海滩涂;淤泥质黏土;水盐运移;水动力弥散

中图分类号:P641.2 **文献标志码:**A **文章编号:**1004-6933(2016)03-0137-06

Experimental analysis on soil water and salt migration of mucky clay in coastal shoal

WU Mingzhou, WANG Jinguo, CHEN Zhou

(School of Earth Science and Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: The soil salinization degree of coastal shoal is high in China, which is one of soil ecological environment problems attracting much attention. The rules of soil water and salt migration are the theoretical foundation of improving the soil salinization. Based on the static soil salt migration test and indoor one-dimensional soil column test, mucky clay in coastal shoal was studied, and the migration pattern and mechanism of salt in mucky clay were analyzed. Results show that under the static state, the migration velocity and migration rate of salt are positively correlated with water volume in the same time. Under the condition of one-dimensional hydrodynamic dispersion, the migration velocity and migration rate of salt increase with the hydraulic gradient and the hydrodynamic dispersion.

Key words: coastal shoal; mucky clay; soil water and salt migration; hydrodynamic dispersion

我国沿海地区滩涂分布广泛,北起辽宁,南至广西,总面积约 21 709 km²^[1]。近年来,沿海滩涂开发面积逐年增加,如何高效利用滩涂资源成为备受关注的问题。我国沿海滩涂土壤盐渍化程度较高,其成因主要有:①海水入侵导致地下水的矿化度较高;②风暴潮过程中海水倒灌浸泡土壤;③地下水位较浅,强烈的蒸发作用导致盐分在土壤表层积聚^[2-6]。研究水盐运动规律是改良盐渍化土壤的理论基础。本文以淤泥质滩涂黏土为研究对象,基于土壤盐分静态迁移试验和室内一维土柱试验,对淤泥质黏土

盐分迁移规律和迁移机理进行分析,为改良该地区盐渍化土壤提供理论依据。

1 试验材料及取样

试验样品采集于浙江省台州市东部台州湾,该地区潮滩发育,滩面平缓宽广,平均坡度 0.001,滩面宽度大于 1 000 m,滩岸线每年外移 10~40 m^[7]。区域地下水标高小于 3 m,属于河口近潮坪地貌特征。区内地层岩性以淤泥质黏土为主,垂向渗透系数 0.73×10⁻⁶~2.33×10⁻⁶ cm/s,水平渗透系数 0.88×10⁻⁶~

作者简介:吴明洲(1990—),男,硕士研究生,研究方向为水文地质。E-mail:hhwmz601@sina.com

2.8×10⁻⁶cm/s,呈弱透水性。研究区属亚热带季风海洋性气候,年平均气温 16.8℃,年平均降雨量为 1 596.5 mm,降雨集中于 4~10 月,占全年降雨量 67.7%。

根据研究区内河流、湖泊和潮滩发育特征,在区内布置 12 个采样点,使用钻取的方法采集不同深度的土样,共计采集土样 20 个。采集的土样使用无菌采样袋封装,防止土样水分蒸发或受到污染。区内淤泥质土壤可溶盐成分主要是 NaCl,土壤平均含盐量 1%,土壤表层埋深 0~1 m 之间含盐量较高,埋深 1 m 以下土壤含盐量约 0.3%~0.5%。土壤可溶盐总量与电导率之间一般存在一定的线性关系,但是因地制宜,常用的测定可溶盐总量的方法有质量法、电导法和离子加和法,由于电导法简单易行,适用于大批量标本分析,故采用较多。

由于采样区内土壤可溶盐总量与电导率之间的关系未知,首先采用质量法来测定两者的相互关系。质量法测定土壤可溶盐总量的步骤如下^[8]:按 5:1 的液固比(水体与土体的质量比)制备水土比浸提液,使用恒温振荡器振荡 8 h 后,静置 7 d,取其上清液并用 0.45 μm 滤膜过滤。将适量上清液用蒸发皿蒸干得到烘干残渣,加入少量 15% 双氧水继续加热去除有机质,其剩余量即作为可溶盐总量。对本次采集试样的测定结果进行回归分析,采样区土壤可溶盐总量与电导率的关系为

$$y = 0.332x + 0.2173 \tag{1}$$

式中: y 是土壤水浸提液电导率,使用 DDS-11AT 型电导率仪测定,并自动补偿至标准温度 25℃ 下的值,s/m; x 是土壤可溶盐总量,g。式(1)相关系数(R^2)为 0.992 2。

2 土壤盐分静态迁移试验

目前研究土壤盐分迁移规律的试验主要是室内土柱试验,为揭示土壤在静置状态下盐分的迁移变化规律,设计了一组土壤盐分静态迁移试验。试验所取土样为淤泥质黏土,土样经过烘干后过 2 mm 标准筛,其主要离子组成及指标见表 1。

试验步骤:称取 100 g 土样,平铺于烧杯底部,为防止底部土样受到扰动,加入土样时缓慢加入蒸馏水使土样充分饱和,并记录加入蒸馏水的体积。为研究不同液固比对试验结果的影响,共设置 5 组平行试验,分别向土样中缓慢加入蒸馏水 250 mL、

500 mL、1 000 mL、1 500 mL 和 2 000 mL(以下记 S_1 、 S_2 、 S_3 、 S_4 、 S_5),加入蒸馏水时扣除之前为使土壤饱和的水的体积,记录水样初始电导率值,并用薄膜封存烧杯杯口,防止水分蒸发对试验的影响。试验时间为 14 d,试验数据监测的时间间隔为 1 d,试验结果如图 1~2 所示。

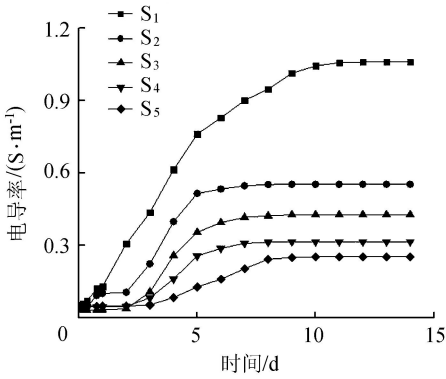


图 1 电导率变化曲线

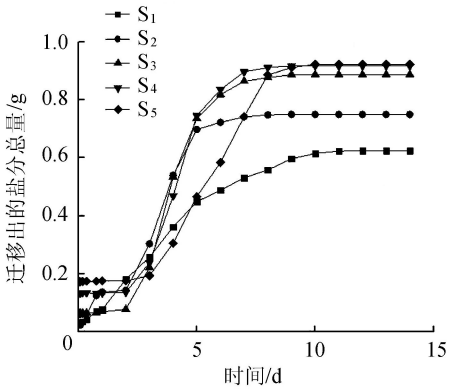


图 2 迁移出的盐分总量变化曲线

分析试验数据可以得到以下结论:

a. 初始状态下,土样上部水体的含盐量为零,电导率值为 2.1×10^{-4} S/m。随着时间的推移,水体电导率随着盐分的增多而增大(图 1),按峰值大小排列依次为 $S_1 > S_2 > S_3 > S_4 > S_5$ 。运用公式(1)计算出电导率对应的含盐量并换算出水体所溶解的可溶盐总量,第 14 天时,水体中所溶解的可溶盐总量从 S_1 至 S_5 分别是 0.625、0.750、0.888、0.918、0.924 g,结果显示,在相同迁移时间内, S_1 至 S_3 水体中所溶解的可溶盐总量与水体体积呈正相关关系,但是 S_4 至 S_5 出现了异常(图 2)。由于试验过程中测量水体电导率时,监测点均布置在水体中央部位,而当水体体积较多时,水体底部迁移出的盐分扩散至水体上部需要较

表 1 土样主要离子组成及指标

土壤类型	含盐量/%	pH	离子组成/(mmol·L ⁻¹)							
			K ⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻
淤泥质黏土	1.05	7.15	2.42	1.64	39.44	2.81	81.31	3.05	0.10	0.72

长的时间,导致监测点的电导率偏小,造成试验结果出现误差。

b. 土壤盐分迁移的速率总体上可分为缓慢增大、迅速增大和趋于稳定 3 个阶段(以下记 K_1 、 K_2 、 K_3)。5 组试验在 K_1 阶段所需的时间从 S_1 至 S_5 分别是 1、2、2、2、3 d,在 K_2 阶段所需的时间分别是 9、3、5、5、5 d,在 K_3 阶段所需的时间分别是 4、9、7、7、6 d(图 2)。总体上表现出水体体积越大,在初期盐分迁移速率较慢,但在后期呈现明显的优势,仍保持较高的迁移速率。在 K_2 阶段,5 组试验盐分迁移速率的平均值从 S_1 至 S_5 分别是 0.049 9、0.076 7、0.102 5、0.111 4、0.083 3 g/d,总体上表现出水体体积越大,盐分迁移速率越大。由于试验误差,造成 S_5 迁移速率较低。进入 K_3 阶段后,各组试验水体的电导率的增加值逐渐趋于零,达到稳定状态,表明盐分在分子扩散的作用下迁移的效果已趋于极限状态。

c. 试验结束后,用质量法测得各样本的底部土样的含盐量,并计算各样本的盐分迁移率(迁移出的可溶盐总量与初始可溶盐总量之比),按迁移率从小到大排列为 $S_1 < S_2 < S_3 < S_4 < S_5$,其迁移率依次为 59.5%、71.4%、84.5%、87.4%、87.9%(图 3),表明水体体积越大,盐分迁移率越高。对比各样本迁移率可知, S_5 比 S_4 的迁移率只增加 0.5 个百分点,从迁移效率来看,采用液固比为 10 时迁移效率较高。

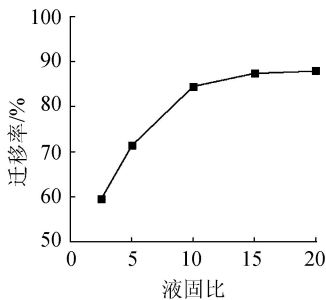


图 3 盐分迁移率与液固比关系曲线

在静置状态下,土壤中的可溶盐运移方式以分子扩散为主,土体与水体之间存在一定的浓度梯度,盐分在浓度梯度的作用下由高浓度向低浓度方向迁移,直至达到均匀分布。由上述试验结果可知,由于 S_1 的水体较少,相比其他各组试验,在相同迁移时间内,土体与水体之间的浓度梯度会较小,这种现象随着时间的推移会愈加明显,导致盐分迁移的驱动力较小,迁移速度较慢,迁移率较低。

3 室内一维土柱试验

为研究水力坡度对土壤盐分迁移速率的影响,设计了定水头土壤盐分动态迁移试验,即室内一维土柱试验。试验装置主要由:有机玻璃圆柱、溢流槽、烧杯、支架、电导率仪等组成,试验装置整体布局如图 4 所示。有机玻璃圆柱的高度为 80 cm,外径 10 cm,内径 8 cm。试验所取土样为淤泥质黏土,土样经过烘干后过 2 mm 标准筛,其主要离子组成及指标见表 2。

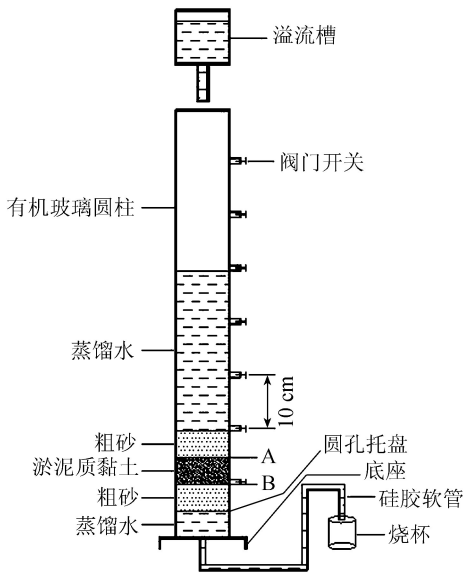


图 4 试验装置示意图

在充填土壤层和粗砂层时,为了使土壤层充分饱和,采用分层垫填、逐步饱和的方法。粗砂层和淤泥质黏土层的厚度均为 5 cm,每组试验所用的粗砂和土样的质量不变。试验通过改变阀门的开、关状态调节水体溢流口的高度,淤泥质黏土层层顶 A 点的水头分别为 15、35、55 cm,层底 B 点的水头为零, A、B 两点之间的水头差分别为 15、35、55 cm,水力坡度 I 分别为 3、7、11。试验时间共 30 d,试验数据监测的时间间隔为 1 d,试验结果见图 5~8。

分析试验数据得到以下结论:

a. 渗滤液含盐量的大小可以直接反映单位时间内迁移出的盐分多少,由此可知,土壤盐分迁移速度总体上可分为 4 个阶段:迅速增大、达到峰值、迅速减小、趋于平稳(以下记 L_1 、 L_2 、 L_3 、 L_4 ,如图 5 所示)。对比不同水力坡度下渗滤液含盐量峰值到达时间,当水力坡度 I 分别为 3、7、11 时,峰值到达时

表 2 土样主要离子组成及指标

土壤类型	含盐量/%	pH	离子组成/(mmol · L ⁻¹)								
			K ⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻
淤泥质黏土	1.15	7.38	1.69	0.87	35.52	2.48	75.32	3.24	0.09	0.68	0.68

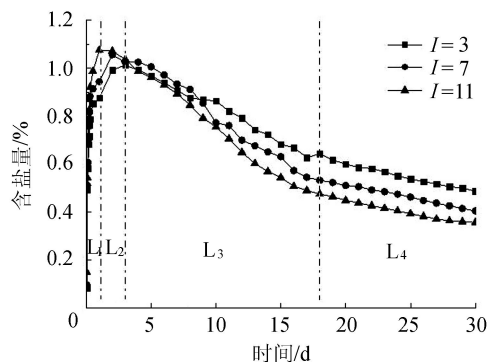


图5 不同水力坡度下渗滤液含盐量变化曲线

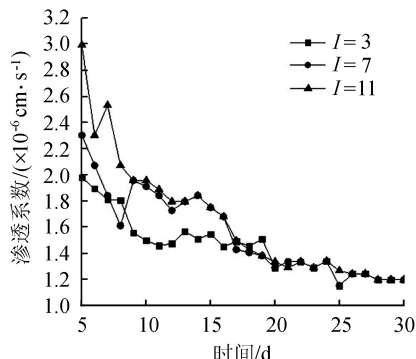


图6 不同水力坡度下土体渗透系数变化曲线

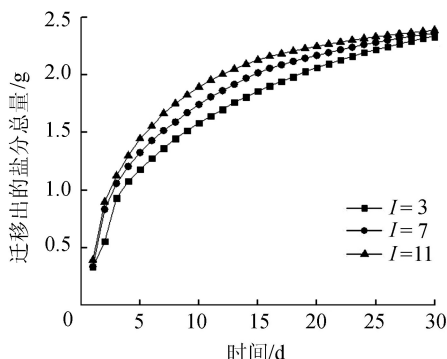


图7 不同水力坡度下盐分迁移总量变化曲线

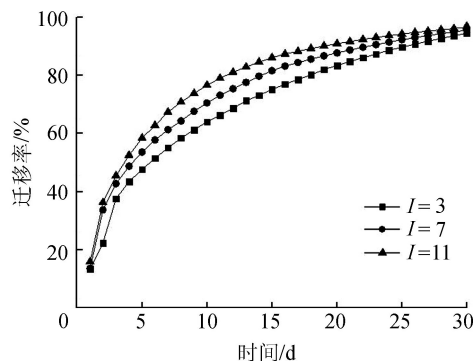


图8 不同水力坡度下盐分迁移率变化曲线

间分别为3、2、1 d,表明水力坡度越大,渗滤液含盐量的峰值达到时间越短,即从渗透开始至到达峰值的时间段内,水力坡度越大,盐分迁移的速度越快。

b. 随着时间的推移,在水压力的作用下,土体进一步压实并饱和,渗透系数逐渐减小。如图6所

示,在0~15 d时间段内,当水力坡度 I 分别为3、7、11时,渗透系数平均值分别为 1.646×10^{-6} 、 1.878×10^{-6} 、 2.081×10^{-6} cm/s,在16~30 d时间段内,当水力坡度 I 分别为3、7、11时,渗透系数平均值分别为 1.329×10^{-6} 、 1.341×10^{-6} 、 1.354×10^{-6} cm/s。由于每次装填土样的密实度有所差别,在试验过程中会产生压缩变形,随着时间的推移渗透系数逐渐减小直至稳定。到第30天时,不同水力坡度下土体的渗透系数均稳定在 1.197×10^{-6} cm/s。盐分在黏土层中迁移的过程中,除了机械弥散和分子扩散外,还包括土壤固体颗粒表面对盐分的吸附、沉淀,水对固体骨架的溶解及离子交换等作用^[9]。渗透系数越大,单位时间内通过淤泥质黏土层的水量越多,溶解及离子交换作用就越显著。当渗流速度较快时,机械弥散作用较明显,当渗流速度较慢时,分子扩散作用较明显。

c. 当渗滤液含盐量达到峰值后,单位时间内迁移出的盐分迅速减少。图7表示的是不同水力坡度下迁移出的可溶盐总量随时间变化的过程,取曲线上任意相邻两点的斜率即表示单位时间内迁移出的可溶盐总量。计算可知,在0~15 d时间段内,当水力坡度 I 分别为3、7、11时,盐分迁移速率平均值分别为0.1240、0.1346、0.1421 g/d,表明水力坡度越大,单位时间内迁移出的可溶盐总量越多,迁移速率越快。在16~30 d时间段内,当水力坡度 I 分别为3、7、11时,盐分迁移速率平均值分别为0.0319、0.0230、0.0172 g/d,表明水力坡度越大,单位时间内迁移出的可溶盐总量越少,迁移速率越慢。一方面,由于土体中可溶盐总量是一定的,水力坡度较大时,前期盐分迁移速率较快,土体中剩余的盐分总量较少,后期自然迁移出的盐分较少,迁移速率减慢;另一方面,随着渗透系数的减小,渗流速度逐渐减小,机械弥散作用减弱,分子扩散作用增强,当水力坡度较大时,后期土体与水体之间的浓度梯度相对较小,导致盐分迁移速率较慢。

d. 如图7所示,不同水力坡度下迁移出的可溶盐总量基本一致,水力坡度 I 分别为3、7、11时,第30天迁移出的可溶盐总量分别为2.3395、2.3651、2.3896 g,淤泥质黏土层初始可溶盐总量是2.4725 g,计算可知,迁移率分别为94.62%、95.66%、96.65%。如图8所示,在0~30天时间段内,截取任一时间剖面,迁移率与水力坡度均成正相关关系。由于进入第30 d后,渗流速度很小,盐分迁移主要靠分子扩散作用,故土体中残余的盐分很难迁移出来。按照盐土重量比划分标准:含盐量小于0.1%时为非盐渍化土壤,0.1%~0.2%时为轻度盐渍化,0.2%~

0.4% 时为中度盐渍化,0.4% ~ 1% 时为重度盐渍化,含盐量大于 1% 时为盐土^[10]。水力坡度 I 分别为 3、7、11 时淤泥质黏土层达到非盐渍化标准所需时间分别为 27、24、21 d,故从迁移效率来看,水力坡度越大,迁移效率越高。

对于一维水动力弥散,不考虑孔隙介质的吸附,即阻滞系数 $R_d=1$,则有^[11]:

$$\rho(x,t)=\frac{m/w}{2n\sqrt{\pi D_L t}}e^{-\frac{(x-ut)^2}{4D_L t}} \tag{2}$$

式中: m 为投入示踪剂的质量(这里为初始可溶盐总量),g; w 为黏土层的横截面积, cm^2 ; n 为孔隙度,无量纲; D_L 为一维水动力纵向弥散系数, cm^2/s ; x 为流径, cm ; t 为时间,s; ρ 为流径 x 处 t 时刻溶液中溶质的质量浓度,g/mL; v 为渗流速度, cm/s 。

由于在试验过程中,渗流速度 v 是时间变量,计算时取 20 ~ 30 d 时间段的平均渗流速度。据公式(2)计算得出,在 20 ~ 30 d 时间段内,当水力坡度 I 分别为 3、7、11 时,水动力纵向弥散系数分别为 1.1817×10^{-6} 、 1.3229×10^{-6} 、 $1.4653\times10^{-6}\text{cm}^2/\text{s}$,表明水动力纵向弥散系数与水力坡度成正相关关系。由水动力纵向弥散系数和水流实际流速可以求出弥散度。弥散度是表征含水层中介质弥散特征的重要参数,具有尺度效应性质,它反映了含水层介质空间结构的非均质性^[12]。弥散度的计算公式如下:

$$\alpha_L=\frac{D_L}{u}=n\frac{D_L}{v} \tag{3}$$

式中: α_L 为弥散度, cm ; u 为水流实际流速, cm/s 。

据式(3)计算得出弥散度为 0.77 cm,且不同水力坡度下计算得出的弥散度大小一致,表明弥散度的大小完全取决于含水介质的性质,与水力坡度、水流速度等无关。由于试验所用的土样经过烘干后过 2 mm 标准筛,粒径级配较差,而野外条件下介质的不均一性及研究尺度变大,故室内试验得出的弥散度要远小于野外实测值。对比国内外在不同试验尺度下测得的弥散度数据^[12],按试验粒径范围为 $10\sim10^5\text{m}$ 计算,室内试验得出的弥散度比野外实测值要小 2 ~ 6 个数量级。

为了研究弥散系数与速度分布和分子扩散之间的关系,人们通过大量在未固结的多孔介质中的实验,得到了如图 9 所示的标准曲线^[9]。图 9 中纵坐标是从实验室得到的纵向弥散系数 D_L 与溶质在所研究的液相中的分子扩散系数 D_d 的比值,横坐标是一个无量纲量。

$$P_e=\frac{ud}{D_d} \tag{4}$$

式中: P_e 为 Peclet 数; d 为多孔介质的某种特征长

度,如多孔介质的平均粒径, cm ; D_d 为溶质在所研究的液相中的分子扩散系数, cm^2/s 。 P_e 为实际流速和分子扩散系数相比的相对大小。根据曲线的变化情况大致可以分为 5 个区。

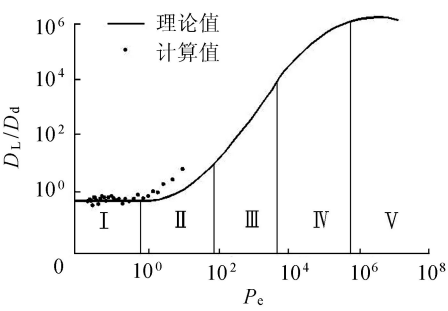


图 9 分子扩散和水动力弥散间的关系

由于试验条件的限制,难以得出盐分在黏土层中的分子扩散系数,采用经验值 $D_d=7.9\times10^{-7}\text{cm}^2/\text{s}$ ^[13], d 取 0.2 cm。计算得出,在一维水动力弥散情况下,淤泥质黏土层中溶质分子扩散和水动力弥散的关系以 I、II 区为主(图 9)。当水流实际流速小于 $1.58\times10^{-6}\text{cm}/\text{s}$ 时,对应曲线上的 I 区,对应的时间段为 16 ~ 30 d,盐分迁移方式以分子扩散为主。当水流实际流速大于 $1.58\times10^{-6}\text{cm}/\text{s}$ 时,对应曲线上的 II 区,对应的时间段为 0 ~ 15 d,此时机械弥散与分子扩散达到相同的数量级,应研究两者之和。

在土壤盐分动态迁移试验过程中,盐分迁移方式以分子扩散和机械弥散为主。当盐分进入含水层系统后,随即有沿着地下水流动方向扩展的纵向弥散和垂直于地下水流动方向扩展的横向弥散^[14],这里横向弥散对试验结果的影响较小,可忽略不计。分析试验结果可知,水力坡度越大,水动力弥散越显著,盐分迁移速度越快。渗流速度对盐分迁移速度影响显著。在 0 ~ 15 d 时间段内,渗流速度较大,单位时间内盐分迁移量较大,盐分迁移方式以分子扩散和机械弥散为主。在 16 ~ 30 d 时间段内,渗流速度减小并趋于稳定,单位时间内盐分迁移量随之减小,迁移出的盐分总量也趋于定值,盐分迁移方式以分子扩散为主。

4 结 论

a. 在静置状态下,土壤中的可溶盐运移方式以分子扩散为主。在相同迁移时间内,水体体积越多,盐分迁移速率越大,水体中所溶解的可溶盐总量越多,盐分迁移率越高。

b. 在一维水动力弥散情况下,盐分迁移方式以机械弥散和分子扩散为主。在盐分迁移初期,水力坡度越大,盐分迁移速率越大,盐分迁移方式以分子扩散和机械弥散为主。在盐分迁移后期,水力坡度

越大,盐分迁移速率越小,盐分迁移方式以分子扩散为主。但是总体来看,在相同迁移时间内,当水力坡度越大时,渗流速度越大,水动力弥散作用越显著,盐分迁移的速度越快,盐分迁移的效率越高。

c. 淤泥质黏土由于其弱渗透性,盐分迁移的速度很缓慢。对比土壤盐分静态和动态迁移试验结果,静态迁移方式适用于土壤盐分分布较浅、附近有大量优质水源的地区,而动态迁移方式用水量较少,不同水力坡度下盐分迁移率接近一致,适用于土壤盐分分布较深的地区。

参考文献:

[1] 彭建,王仰麟. 我国沿海滩涂景观生态初步研究[J]. 地理研究, 2000, 19 (3) : 249-256. (PENG Jian, WANG Yanglin. Preliminary studies on the landscape ecology of coastal tidal flats in China [J]. Geographic Research, 2000, 19 (3) : 249-256. (in Chinese))

[2] 付腾飞. 滨海盐渍土水盐运移过程实时自动监测研究 [D]. 青岛:中国海洋大学,2012;1-13.

[3] LI L, ZHU J R, WU H. Impacts of wind stress on saltwater intrusion in the Yangtze Estuary [J]. Science China, 2012, 55 (7) : 1178-1192.

[4] ZHOU W, WANG D X, LUO L. Investigation of saltwater intrusion and salinity stratification in winter of 2007/2008 in the Zhujiang River Estuary in China [J]. Acta Oceanologica Sinica, 2012, 31 (3) : 31-46.

[5] CHENG Q, ZHU J R, GU Y L. Impact of seasonal tide variation on saltwater intrusion in the Changjiang River estuary [J]. Chinese Journal of Oceanology and Limnology, 2012, 30 (2) : 342-351.

[6] 刘虎,黄明勇,尹春艳,等. 蒸发条件下脱盐吹填土的水盐动态 [J]. 水土保持学报, 2010, 24 (2) : 87-91. (LIU Hu, HUANG Mingyong, YIN Chunyan, et al. Water and salt dynamics of soil under evaporation [J]. Soil and Water

Conservation, 2010, 24 (2) : 87-91. (in Chinese))

[7] 池云飞. 台州湾岸滩演变分析及其滩涂围垦的可持续研究 [D]. 杭州:浙江大学, 2010; 7-10.

[8] 刘广明,杨劲松. 土壤含盐量与土壤电导率及水分含量关系的试验研究 [J]. 土壤通报, 2001, 32 (增刊 1) : 85-87. (LIU Guangming, YANG Jinsong. The relationship between salt content of soil and soil conductivity and moisture content of soil [J]. Soil Bulletin, 2001, 32 (sup1) : 85-87. (in Chinese))

[9] 周志芳,王锦国. 地下水动力学 [M]. 北京:科学出版社, 2013; 153-168.

[10] 王美丽,李军,岳甫均,等. 天津盐渍化农田土壤盐分变化特征 [J]. 生态学杂志, 2011, 30 (9) : 1949-1954. (WANG Meili, LI Jun, YUE Fujun, et al. Change characteristics of soil salt content in salinized farmlands in Tianjin [J]. Chinese Journal of Ecology, 2011, 30 (9) : 1949-1954. (in Chinese))

[11] 花芳. 水平单裂隙溶质运移弥散系数及其尺度效应实验研究 [D]. 合肥:合肥工业大学, 2010; 14-16.

[12] 成建梅. 考虑可信度的弥散度尺度效应分析 [J]. 水利学报, 2002, 33 (2) : 90-94. (CHENG Jianmei. Considering the scale effect of the dispersion of credibility [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2002, 33 (2) : 90-94. (in Chinese))

[13] 胡中雄,李向约,周建敏,等. 击实黏性土分子扩散系数的测定 [J]. 岩土工程学报, 1994, 16 (6) : 132-139. (HU Zhongxiong, LI Xiangyue, ZHOU Jianmin, et al. Determination of molecular diffusion coefficient of compacted cohesive soil [J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 1994, 16 (6) : 132-139. (in Chinese))

[14] 王秉忱,杨天行,王宝金,等. 地下水污染地下水水质模拟方法 [M]. 北京:北京师范学院出版社, 1985; 80-85.

(收稿日期:2015 - 06 - 06 编辑:王 芳)

(上接第 120 页)

[7] 逢勇,颜润润,余钟波,等. 风浪作用下的底泥悬浮沉降及内源释放量研究 [J]. 环境科学, 2008, 29 (9) : 2456-2464. (PANG Yong, YAN Runrun, YU Zhongbo, et al. Suspension-sedimentation of sediment and release amount of internal load in Lake Taihu affected by wind [J]. Environmental Science, 2008, 29 (9) : 2456-2464. (in Chinese))

[8] 范成新,张路,秦伯强,等. 风浪作用下太湖悬浮态颗粒物中磷的动态释放估算 [J]. 中国科学 (D 辑), 2003, 33 (8) : 760-768. (FAN Chengxin, ZHANG Lu, QIN Boqiang, et al. Estimation of dynamic release of phosphorous in suspended particles under wind waves in Taihu Lake [J]. Scientia Sinica Terrae, 2003, 33 (8) :

760-768. (in Chinese))

[9] VIJVERBERG T, WINTERWERP J C, AAMINKHOF S G J, et al. Fine sediment dynamics in a shallow lake and implication for design of hydraulic works [J]. Ocean Dynamics, 2010, 61 (2/3) : 187-202.

[10] KELDERMAN P, ANGWEYA R O, ROZARI P D, et al. Sediment characteristics and wind-induced sediment dynamics in shallow Lake Markermeer, the Netherlands [J]. Aquatic Sciences, 2012, 74 (2) : 1-13.

[11] SHENG Y P, LICK W. The transport and resuspension of sediments in a shallow lake [J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 1979, 84 (C4) : 1809-1826.

(收稿日期:2015 - 03 - 12 编辑:王 芳)