

土壤水分运动基本参数测定*

沈言琍

王雅卿

(清华大学水利系)

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

为配合甘肃张掖冻胀试验场中渠道入渗及冻结时基土水分迁移机制研究工作,对该场四种典型土:粘土(张冻1)、亚粘土(张冻2)、亚砂土(张冻3)、极细砂(张冻4)的土壤水分运动基本参数进行了初步的实验室测定,包括土壤水分特征曲线 $S-\theta$ 、导水率(水力传导度) $K(\theta)$ 及扩散率 $D(\theta)$ 。本文简述了试验方法,列出试验结果并进行了初步分析。

一、水分特征曲线的测定

1. 实验方法

水分特征曲线系指土壤的含水量和对应的基质势(常用其负值即基质吸力 S 表示)的关系曲线,本次采用张力计法测定。

试验由脱湿(由湿到干)过程开始,将装好土样的试验罐放入真空皿中进行抽气饱和,使饱和度达到90%以上,取出后装上张力计,用吹风干燥法来降低土壤含水量,逐一记录张力计读数和试样重量(以便求出相应的含水量 θ),直至张力计读数到640—680mmHg时为止。接着进行吸湿(由干到湿)过程的测定,采用罐底毛细吸水法来增加土壤含水量,逐一记录试样重量及稳定的张力计读数,直至张力计读数降至20mmHg以下为止。

2. 结果分析

对四种土壤,每种土壤两种干容重,共八组试样做了试验,其结果见图1。

从实验结果可看出:1)每种土壤的脱湿与吸湿过程其水分特征曲线不相重合,也就是说 θ 与 S 之间不呈单值函数,此即所谓滞后现象。2)将干容重相近的四种土的水分特征曲线进行比较,按张冻1—4的顺序从右向左依次排列,说明在相同吸力下,土壤粘性越大其相应的含水量也越高。

另外,从试验中观察到,温度对水分特征曲线的测定也有影响,在同一 θ 下,温度高则 S 值低,反之亦然。但究竟影响多大,有何相关曲线,本次试验没有考虑此因素,

* 实验工作于1982年5月至10月在清华大学农田水利实验室进行。参加实验与计算工作的主要人员还有李华珍(清华大学)、彭万巍(中国科学院兰州冰川冻土研究所)。谢森传、杨诗秀与雷志栋参加并指导了本试验工作。

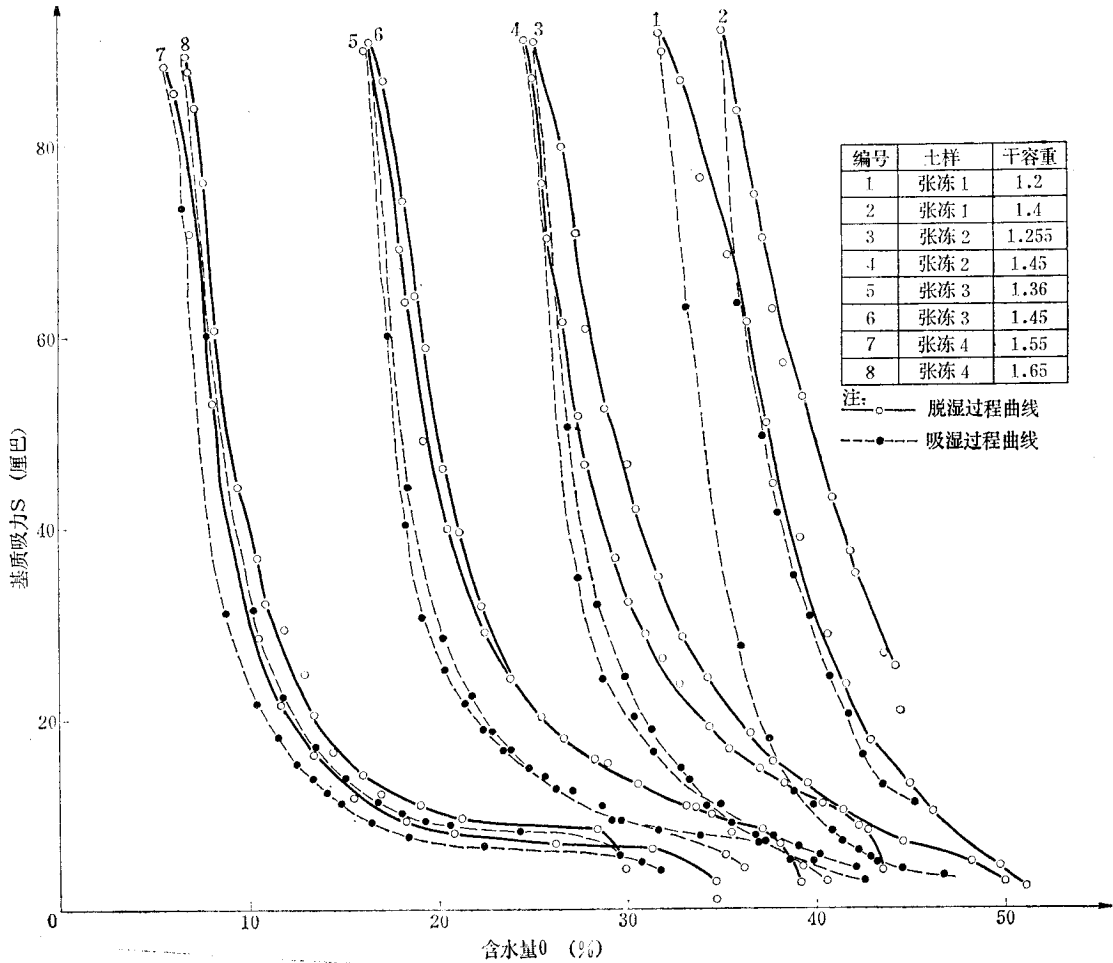


图 1 土壤水分特征曲线

Fig. 1. Curve of soil water characteristics

故未进行进一步研究。

二、导水率 K 值测定

1. 实验方法

1) 瞬时剖面法

根据达西定律, 在 Z 坐标向上为正的 非稳定流系统中, 垂直一维流在 t 时间 Z 处的通量为:

$$q(Z, t) = -K(\theta) \frac{\partial(\psi_m + Z)}{\partial Z} = K(\theta) \left[\frac{\partial S}{\partial Z} - 1 \right] \quad (1)$$

$$\therefore K(\theta) = \frac{q(Z, t)}{\frac{\partial S}{\partial Z} - 1} \quad (2)$$

式中： ψ_m 为土壤水基质势， S 为土壤水基质吸力。

做一个垂直土柱的上渗试验，试筒用有机玻璃制成，隔一定距离装上张力计，由马氏瓶来控制水面与垂直土柱底部齐平，测出不同时间的张力计读数和入渗的水量以及试验终了的土柱含水量分布，计算出 $q(Z, t)$ 和 $\frac{\partial S}{\partial Z}$ ，就可用(2)式计算出 $K(\theta)$ 。

这种方法试验时间短，但计算相对复杂，而且由于张力计使用范围的限制，对粘性大的土壤，张力计测到的含水量范围很小，所以对张冻1没有用此法测定。

2) 带陶土板下渗法

根据达西定律，在 Z 坐标向下为正的的非稳定流系统中， $Z=0$ （土柱表面）处的通量为：

$$q(0, t) = -K(\theta) \frac{\partial(\psi_m - Z)}{\partial Z} = K(\theta) \left[\frac{\partial S}{\partial Z} + 1 \right]$$

$$\therefore K(\theta) = \frac{q(0, t)}{\frac{\partial S}{\partial Z} + 1} \quad (3)$$

在试验土柱上端接一带陶土板的水室，用马氏瓶控制其压力，使其产生一定水头的非稳定流下渗，当入渗率 q 接近一稳定值时，土柱上边界处沿垂直方向含水量的变化将很小，其吸力梯度近似为零，即 $\frac{\partial S}{\partial Z} = 0$ ，按(3)式则可直接得到 K 值。改变压力，便可得到一系列 $K(\theta)$ 值。

2. 试验结果分析

将四种土样及两种干容重按 $K-G$ 关系点绘在双对数纸上(图2)， G 为饱和度，即 $G = \theta/\theta_s$ 。由图可看出 $\lg K - \lg G$ 的关系基本上是直线关系，用最小二乘法进行拟合， $K-G$ 的关系曲线可概化成幂函数形式的经验公式： $K = K_s G^\beta$ 。从实验结果可知：(1)在同一土壤同一干容重下， K 随 G 的增加而增加；(2)同一土壤干容重不同时，对任一给定的值 G ，干容重越大则 K 值越小，但 $\lg K - \lg G$ 两线段近似平行，即有很接近的 β 值；(3)不同土壤相同的干容重下，当 G 相同时，土壤粘性越大则 K 值越小，也即 K_s 随土壤的粘性加大而减小。

三、扩散率 D 值测定

1. 实验方法

本实验采用水平土柱法测定扩散率 D 值。根据一维非饱和非稳定流方程，均匀初始含水量和固定边界含水量的条件，应用堡茨曼变换进行求解，得到：

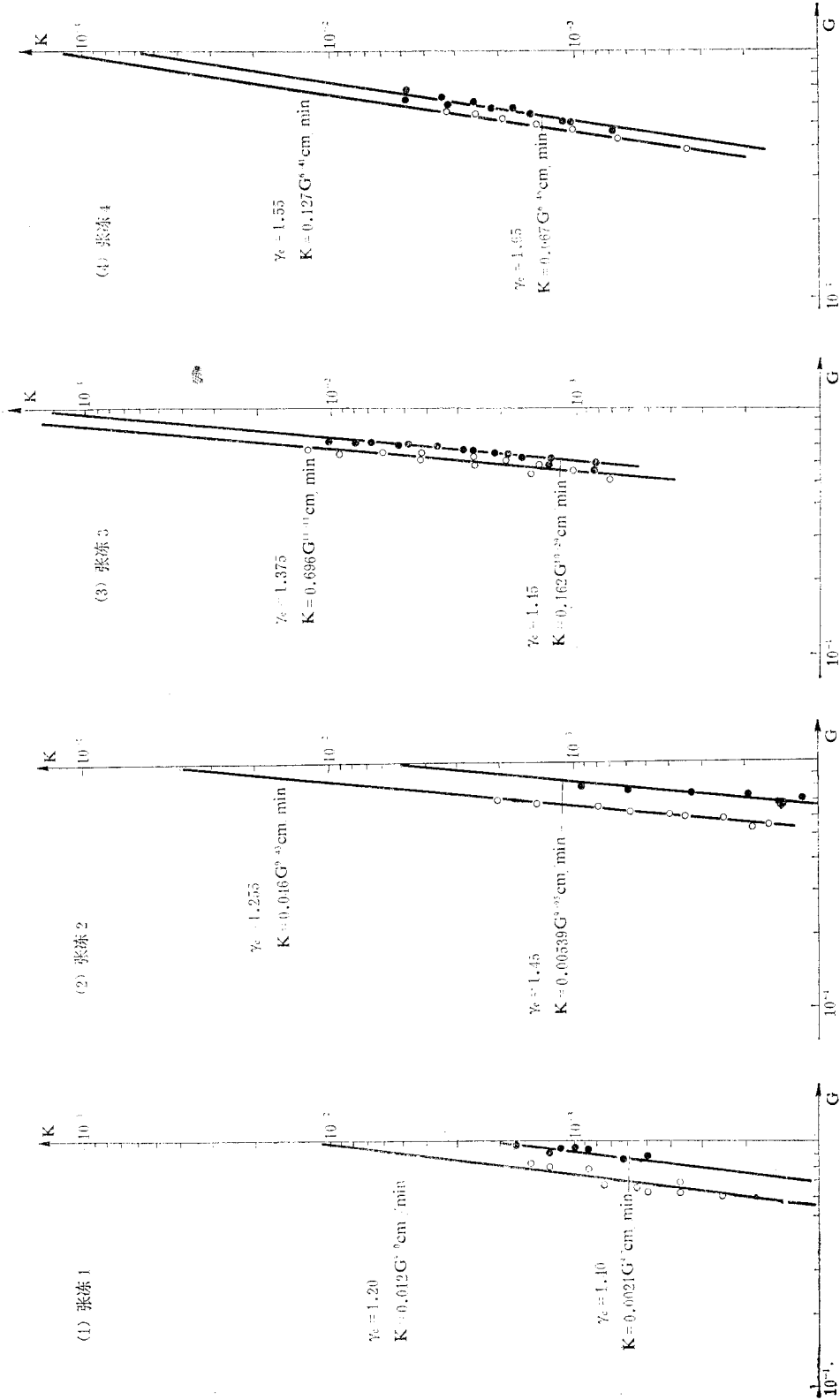


图 2 $\lg K - \lg G$ 关系曲线
 Fig. 2. Curve of Hydraulic conductivity K vs saturation degree G

$$\int_{\theta_i}^{\theta} \lambda d\theta = -2 D(\theta) \frac{d\theta}{d\lambda} \tag{4}$$

$$\therefore D(\theta) = -\frac{1}{2} \frac{d\lambda}{d\theta} \int_{\theta_i}^{\theta} \lambda d\theta \tag{5}$$

式中： λ 为堡茨曼变换系数， $\lambda(\theta) = xt^{-\frac{1}{2}}$ 。做一个水平土柱入渗试验，试验槽用有机玻璃制成，有80厘米长的土柱试验段，由马氏瓶装置控制水室水头恒定。试验结束时，测得试验终了的土柱含水量沿水平方向的分布，利用 $\lambda(\theta) = xt^{-\frac{1}{2}}$ 计算的 λ 值，则可得出 $\theta-\lambda$ 曲线，按(5)式计算，便可求出 $D-\theta$ 的关系曲线。

2. 试验结果分析

对四种土、两种干容重的试样做了试验，且对大部分土样都做过重复试验，重现性还是比较好的。以张冻4、干容重为1.65克/立方厘米的土样为例，重现试验结果见图3。将各试验的计算结果绘成 $\lg D-\lg G$ 的关系曲线(图4)。

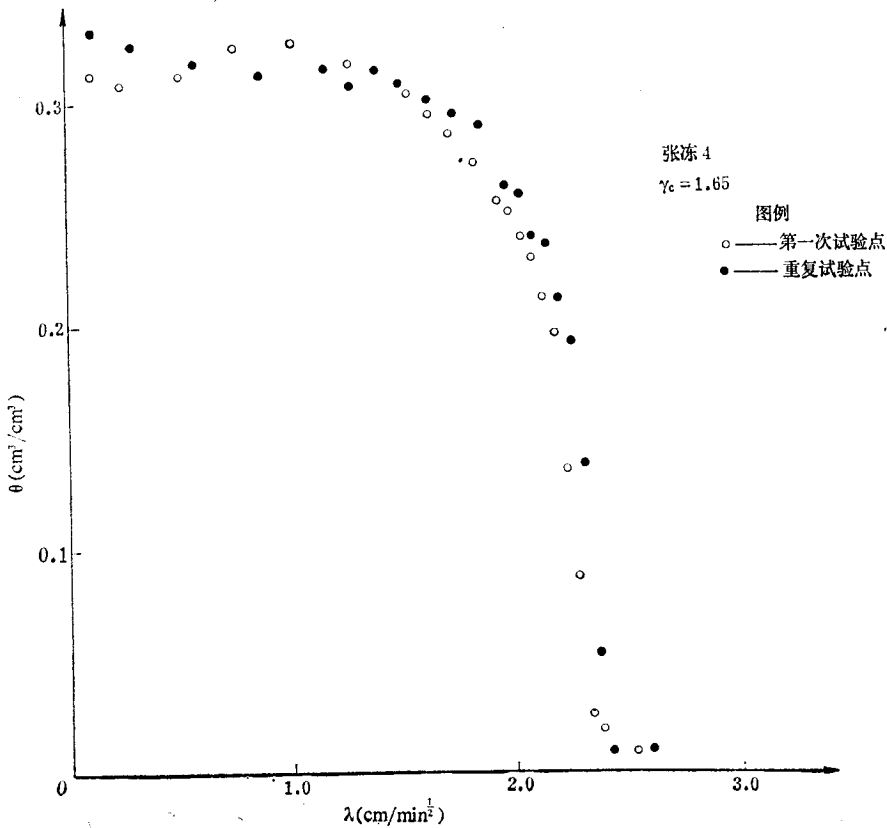


图3 $\theta-\lambda$ 关系曲线

Fig. 3. Curve of relationship between θ and λ

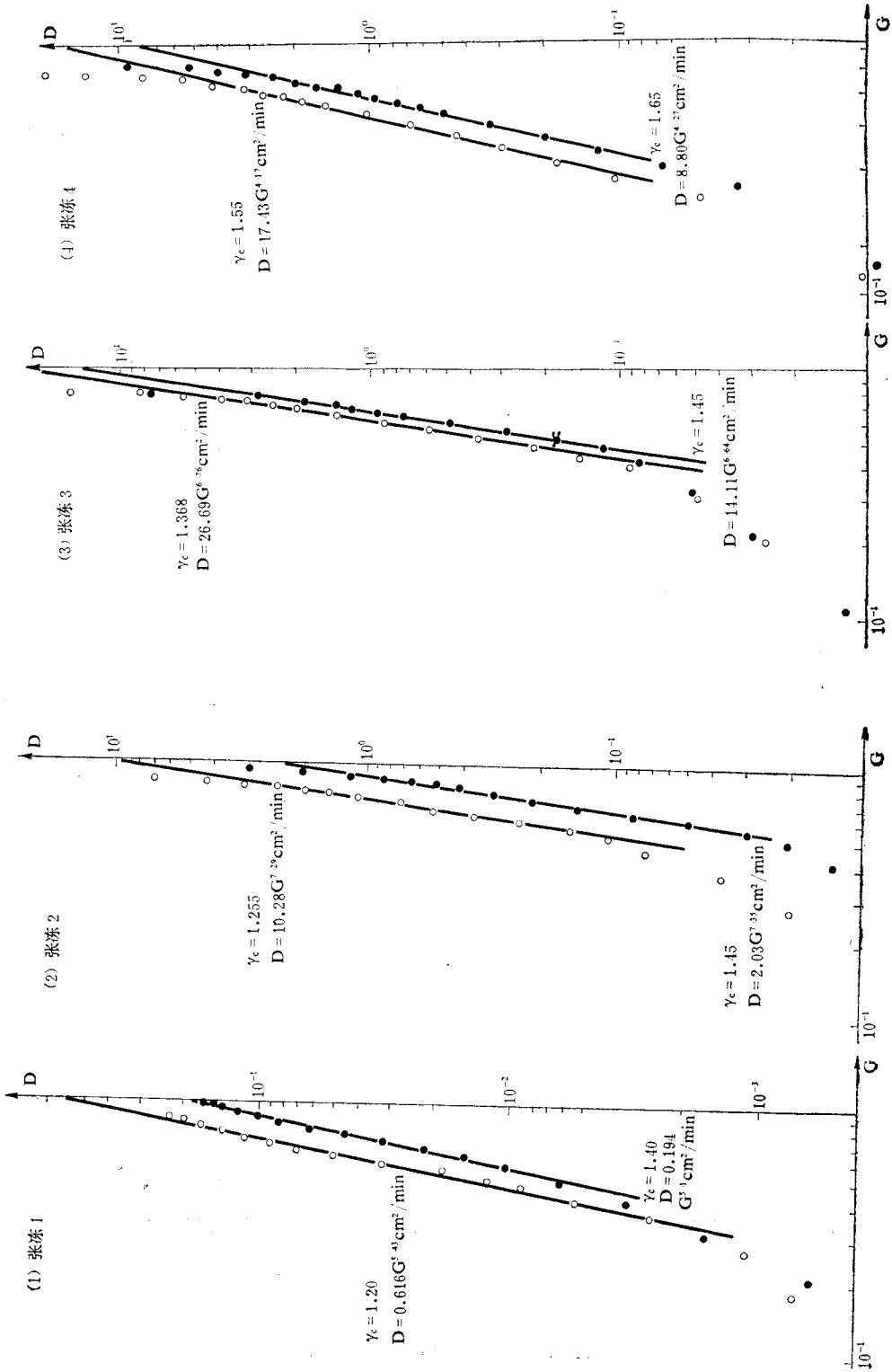


图 4 $\lg D - \lg G$ 关系曲线
 Fig. 4. Diffusivity coefficient D vs saturation degree G

由图可见为直线,故可用幂函数形式的经验公式 $D = D_s G^\alpha$ 进行概化。由试验结果可知: (1) 各种土的扩散率 D 都随含水量 θ 的增加而增加; (2) 对于同一土壤,在饱和度 G 相同时,干容重越大其 D 值就越小,且 $\lg D - \lg G$ 关系曲线近似平行,故对同一土壤,概化公式中指数 α 值互相接近; (3) 对于相同干容重的不同土壤,在 G 相同时,土壤粘性越大,其 D 值就越小。一般情况下,概化公式中的系数 D_s 随土壤粘性加大而减小。

水分特征曲线、导水率与扩散率是有关系的三个参数,即 $C = K/D$, C 为比水容量, $C = -d\theta/dS$, 也就是说, 已知两个参数后, 另一个参数可通过计算求得。我们对张冻3、干容重为1.45克/立方厘米的土样用已测得的 $K(\theta)$ 和 $C = -d\theta/dS$, 代入 $D(\theta) = -K(\theta) \frac{ds}{d\theta}$ 计算所得的 $D(\theta)$ 值与水平土柱法实测的 $D(\theta)$ 值进行比较, 其结果见图5。

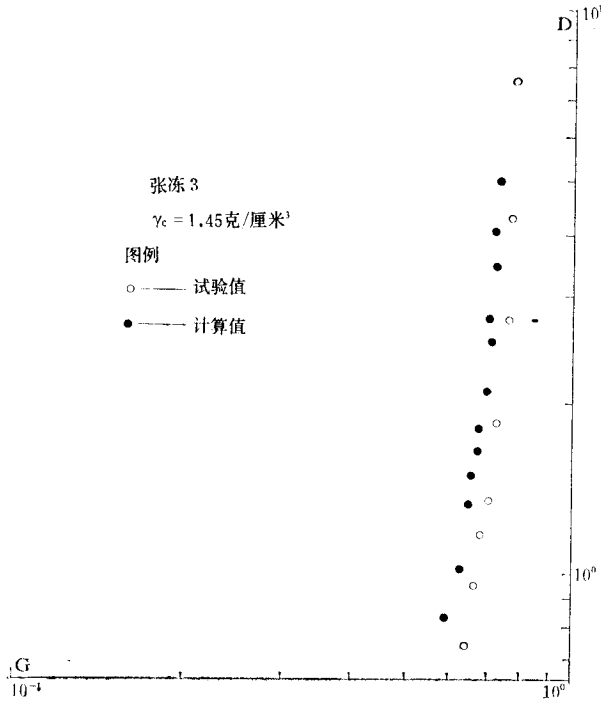


图5 D—G关系曲线

Fig. 5. Curve of relationship between D and G

从图中可看出, 计算点与试验点是很接近的, 说明试验所得的各个参数值是合理的和比较可靠的。

(本文于1983年3月26日收到)

Laboratory-Determined Parameters of Water Migration in Un-Saturated Soil

Shen Yanli

(Irrigation Laboratory of Hydraulic-Engineering Department, Qinghua University)

Wang Yaqing

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Academia Sinica)

Abstract

In order to study the mechanism of water migration in un-saturated soil during freezing experiments on the soil water characteristics, hydraulic conductivity $K(\theta)$ and diffusivity $D(\theta)$ were conducted with various soil, such as clay, clayey-loam, sandy-loam and very fine sand collected from Zhangye Frost Station, Gansu Province. The experimental methods are briefly described. Their soil water characteristics are given in Fig.1. The relationship between hydraulic conductivity K or diffusivity D and the degree of saturation G can be expressed by $K = K_s G^\beta$ (Fig.2) and $D = D_s G^\alpha$ (Fig.4) respectively.