

水文工程地质

第二辑

科学技术文献出版社重庆分社

P 64

9.6(2)

水文工程地质 (第二辑)

中国科学技术情报研究所重庆分所	编辑
科学技术文献出版社重庆分社	出版

重庆市市中区胜利路91号

新华书店重庆发行所	发行
科学技术文献出版社重庆分社印刷厂	印刷

开本: 787×1092毫米 1/16 印张: 8.50 字数: 22 万

1979年8月第1版 1979年8月第1次印刷

印 数: 7700

书号: 13176·55

定价: 0.95元

目 录

工 程 地 质 部 分

第四纪沉积物的风化作用·····	(1)
以考虑各层压密度的层厚换算法予测压密沉降速度的方法·····	(10)
饱和粘土压密性状线性粘弹性的考察及其应用·····	(15)
岩石和岩石裂隙带的抗剪强度·····	(23)
关于具有软弱面之岩石的破坏机制的基础研究·····	(44)
利用地层电阻率系数法进行岩体评价·····	(50)
滑动面的形成与滑坡发生条件的考察·····	(55)
斜坡崩坍机理的实验研究·····	(62)
分析泥石流形成机理是确定泥石流若干指标的依据·····	(68)
拦沙坝下部的冲刷深度(以均质颗粒为例)·····	(72)

水 文 地 质 部 分

放射性勘探法大区域的地下水调查·····	(83)
根据水源地开采资料重新评价裂隙岩溶水的开采贮量·····	(89)
地下水库的设想·····	(99)
多层含水体系的地下水流的有限单元分析——准三维流模型·····	(109)
承压一无压流态下的区域地下水系统的计算机模拟·····	(116)
在地下水开发中航空和宇航照片的判读法·····	(133)

第四纪沉积物的风化作用

T. Γ. 里亚申科

风化作用的地球化学的实质及其特点取决于下列四个因素：岩石的物理和化学状态的变化；以盐类的淋溶和胶体颗粒的迁移方式而进行的物质移动；液、固相物质间的阳离子交换，以及诸单一风化物的复合矿化的合成作用。从工程地质观点来看，风化作用指的是物理作用、物理-化学作用和生物化学作用的总和；这些作用可使地壳表层的岩石成分、状态和性质发生变化。风化作用的结果，岩石会遭到破坏，使其强度显著降低和变形性增大；而仅在极个别的情况下，岩石的强度由于氧化铁、石膏或碳酸盐的胶结作用而略有增高。

第四纪沉积物，如同基岩（前第四纪岩石）一样，要经受着有效的物理-化学风化作用；后者乃是后生成岩阶段的一个最重要的外力因素。基岩，较第四纪覆盖层的变化强度的确要大得多。这是因为基岩的形成环境同表生带的现有条件不相同。研究第四纪沉积物的风化作用，必须解决如下三个主要课题：

1. 要确定岩石的结构、化学、物理和力学各风化指标发生变化的定向性、特性及强度；

2. 要查明物质的物理和化学的变化程度，即要确定是哪种风化类型（是物理风化类型，还是化学风化类型）为主；

3. 对各种风化土体要进行工程地质评价，并对它们的成份和性质要确定其退化变化（强度降低）程度或进化变化（强度增高）程度。

作者从前曾发表过这类研究的首批结果。本文就安加拉河中游泰加森林区的第四

纪岩石风化作用的多年动态观测资料作了最完整的总结。该区的土体季节性冻结和解冻颇为明显，且含水量相当高。

对第四纪沉积物风化作用的研究，借助于若干特殊观测点的动态观测来进行的。这样的观测点共有十个：盖乌克兰利村和叶多尔姆村（观测点编号分别为1268, 1455, 1457）；杜申斯基岛附近的安加拉河右岸（观测点编号分别为1142, 1192）；帕诺沃村附近（观测点编号分别为1031, 1047）；帕申诺-扑罗斯皮希诺村（观测点编号分别为71, 109, 158）。每个观测点均设有一个观测坑。各观测坑布置成正方形、每边为2米；剥除当地的土植被层厚度一般为0.3—0.5米。各正方形坑的一边，挖一窄探槽（长、宽为2×0.7米），深度为0.8米，用来取原状土样和扰动土样。各观测坑的取样段分别为0—15厘米和40—55厘米两段。

大多数观测点均布置于安加拉河平坦的阶地面上，阶地高度为8至60米，出露有坡积（dl）、冲积（al）黄土状沙质粘土和粘质沙土，属冰源成岩类型。有两个观测坑（观测点编号分别为1431和1931），布置于残-坡积粘土（粘质沙土）和黄土（黄土状沙质粘土）沉积物中，皆属于冰川后的成岩类型，由下三迭世喷出-陆源相岩石组成。

1971—1974年期间每当夏季，对所布置的观测点均进行了观测。取原状土样和扰动土样数次：观测坑开挖时（I—观测开始）；一年后（II—一年风化周期）；二年后（III—二年风化周期）。借助于专门所算得的变化系数（Kiz）对岩石成分和性质的各不同指标的变化程度作了定量估算。变化系数（Kiz）

乃是经过一个观测年或两个观测年后所得的新指标值与原始值之比值。若无任何变化时，则变化系数 (K_{iz}) 为1；若各指标的绝对值递增时，则 $K_{iz} < 1$ ；若各指标的绝对值递

减时， $K_{iz} < 1$ 。

黄土岩石经风化后的结构、化学、物理和力学性质总的变化情况分别表示于各专门的曲线图上；这些曲线图是用十个观测点的综合数据绘成的。各观测点的具体数据均分别列于表内。经对所得资料的分析，确定出主要规律如下。

结构指标组 (图1) 的特点是变化程度很显著。碳酸盐和石英含量的变化系数 (K_{iz}) 最大 (1.6—3.5)，长石和有机质含量的变化系数 (K_{iz}) 最小 (0.3—0.5)。沙颗粒、粉土颗粒和粘土颗粒的定量比、水溶性盐类的微团聚系数和水溶性盐类的含量变化都较小。

松散岩石的风化作用，同时会伴随着物质的崩解作用和某些团聚作用 (表1)。此外，还很可能有粘土颗粒的机械潜蚀作用；然而，这些变化表现得不太明显，并且是次要性的。轻颗粒矿物成分的变化清楚可见：石英含量由于长石遭受破坏而大为增加。在这种情况下，会出现物理和化学风化的共同作用，而这两种作用首先会导至土颗粒矿物成分发生变化。借助于X射线测量分析法对若干风化取样点样品

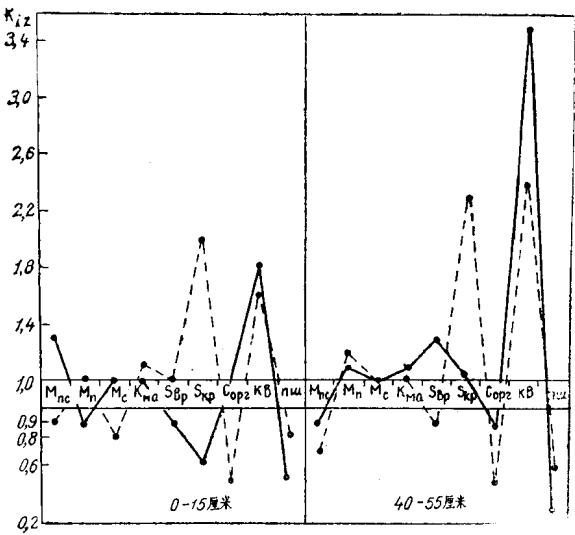


图1 岩石结构指标的变化系数曲线图(本图和其它各图，以实线表示一年风化周期的系数，以虚线表示二年风化周期的系数；取样段深度分别为0—15厘米和40—55厘米) 含量(%)：Mne—沙颗粒，Mn—粉土颗粒；Mc—粘土颗粒，Sbp—水溶性盐类；Skp—碳酸盐，Copr—腐植质，KB—石英，ПШ—长石，KM₂—微团聚系数，%

表1 岩石的粒度级配(%) (观测点：1268叶多姆村地区21Q_{II}-1s)

取样段，厘米	观测时间	粒 级 含 量， %									微团聚系数，Kma
		0.25毫米	0.25—0.05毫米	0.05—0.01毫米	0.01—0.002毫米	0.002—0.001毫米	小于0.001毫米	沙级	粉土级	粘土级	
0—15	I	0.9	19.5	62.7	12.0	2.0	2.9	20.4	74.7	4.9	15.8
	II	0.4 (0.45)	20.3 (1.0)	59.9 (0.9)	13.6 (1.1)	1.3 (0.65)	4.5 (1.5)	20.7 (1.0)	73.5 (0.9)	5.8 (1.2)	15.4 (1.0)
	III	0.0 (0)	23.7 (1.2)	61.5 (1.0)	10.8 (0.9)	0.8 (0.4)	3.2 (1.1)	23.6 (1.1)	72.3 (0.9)	4.0 (0.8)	17.9 (1.1)
40—55	I	0.6	38.8	44.5	7.9	4.7	3.5	39.4	52.4	8.2	16.1
	II	0.3 (0.5)	21.3 (0.5)	59.4 (1.3)	12.6 (1.6)	1.4 (0.3)	5.0 (1.4)	21.6 (0.5)	72.0 (1.3)	6.4 (0.7)	16.8 (1.0)
	III	0.0 (0.0)	25.3 (0.6)	53.0 (1.2)	15.7 (2.0)	2.2 (0.5)	9.8 (3.0)	25.3 (0.6)	68.7 (1.3)	12.0 (1.4)	11.7 (0.7)

注：本表和表3、4、7中括号内的都是变化系数

表 2

粘土颗粒 (小于0.001毫米) 矿物成分

取样段, 厘 米	观测时间	样 点					
		1047	1172	1192	1268	1455	1457
0—15	I	M, пр., K?	M, пр., Гс, K	M, пр., Гс, K	M, пр., K	M, пр., K, Гс, X?	M, пр., K
	II	M, K, X, Гс?	M, K, Гс	M, K, Гс	M, K, Гс, X?	M, Гс, K	M, пр., K?
	III	M, пр., Гс, K	M, X, Гс, K	M, K	M, Гс, K, X-Гс?	—	—
40—55	I	—	M, пр, K	M, пр., K	—	M, пр., Гс, K	M, пр., K
	II	—	M, X, Гс, K?	M, пр., K	—	M, пр., Гс, K?	M, пр., K
	III	—	M, X, Гс, K	M, Xразбук., Гс, K	Гс, K, Xразбук.	—	—

M—蒙脱石; K—高岭石; Гс—水云母; X—绿泥石; Xразбук.—膨胀绿泥石; пр.—杂质

表 3

岩石水浸提取液的化学成分〔占100克风干土体的%〕

(观测点: 1268, 叶多尔姆村地区, 21Q II-1S)

取样段, 厘 米	观测时间	水溶性盐类 的溶量, Свр	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺ + Na ⁺	盐 渍 化 类 型
0—15	I	0.21	0.071	0.048	0.008	0.007	0.004	0.072	X—K
	II	0.20 (1.0)	0.049 (0.6)	0.031 (0.6)	0.079 (9.8)	0.054 (7.7)	0.002 (0.5)	0.008 (0.1)	K—C
	III	0.24 (1.1)	0.082 (1.1)	0.059 (1.2)	0.025 (3.0)	0.015 (2.1)	0.009 (2.2)	0.046 (0.6)	X—K
40—55	I	0.33	0.136	0.048	0.022	0.059	0.011	0.008	X—K
	II	0.30 (0.9)	0.058 (0.4)	0.052 (1.0)	0.115 (5.2)	0.016 (0.2)	0.031 (2.8)	0.057 (7.1)	K—C
	III	0.15 (0.5)	0.123 (0.8)	0.072 (1.5)	0.011 (0.5)	0.037 (0.6)	0.004 (0.3)	0.047 (5.8)	X—K

X—氯化物的; K—碳酸盐的; C—硫酸盐的

的矿物成分进行了专门研究, 研究结果列表于2。

只有一个样品 (即观测点: 1457, 取样段为 40—50 厘米), 其X 射线测量资料在各风化周期内都是相同的。其他样品, 由于经过了一、二年的风化周期有的粘土颗粒中的高岭石几乎完全消失了, 有的出现了高岭石、水云母和绿泥石或其含量普遍增多了; 而有问题的是, 在观测点1268的取样段 0—15 厘米内, 确定出现了双重绿泥石—水云母。作为主要成分的蒙脱石并没有出现特殊的变化。因此, 在这种情况下来谈一种矿物会变成另一种矿物是没有根据的。粘土颗粒矿物成分的定性变化, 想必是由长石 (它是高岭

石和绿泥石的补充来源) 经强烈破坏所引起的。在某些情况下, 高岭石和水云母的消失事实, 可以粘土颗粒的机械潜蚀作用来解释。

诸盐类和有机质是第四纪岩石的主要的组构成分。业已确定, 风化时有机质会不断遗失 (Kiz平均为2.0—2.3)。水溶性盐类总含量的变化不大 (见图1)。大多数观测点经二年后, 其剖面上部的盐渍度会有所增大, 而下部的盐渍度则会降低 (表3)。对水浸提取液化学成分 (图2) 分析证实, 土层中某些成分的定性再分布是很明显的。在某些情况下, 与成分的溶解度和迁移能力有关的诸成分的再分布往往会引起土体盐渍化类型发

表 4

岩石盐酸浸提取液的化学成分〔占100克风干土体的%〕

(观测点: 1192, 杜申斯基岛地区, dQ I-1s)

取样段, 厘米	观测时间	碳酸盐的 总含量 Skp, %	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃
0—15	I	8.6	2.4	8.05	3.9	2.6	2.09
	II	8.6 (1.0)	2.6 (1.0)	8.75 (1.0)	2.4 (0.6)	4.6 (1.8)	1.69 (0.8)
	III	39.4 (4.5)	3.8 (1.3)	2.05 (0.2)	27.4 (7.0)	2.8 (1.0)	9.18 (4.3)
40—55	I	9.3	2.3	6.8	4.4	2.6	2.25
	II	22.7 (2.4)	2.3 (1.0)	6.4 (0.9)	12.7 (2.8)	9.0 (3.4)	1.02 (0.4)
	III	20.4 (2.1)	2.8 (1.2)	2.3 (0.3)	9.16 (2.0)	2.11 (0.77)	9.18 (4.0)

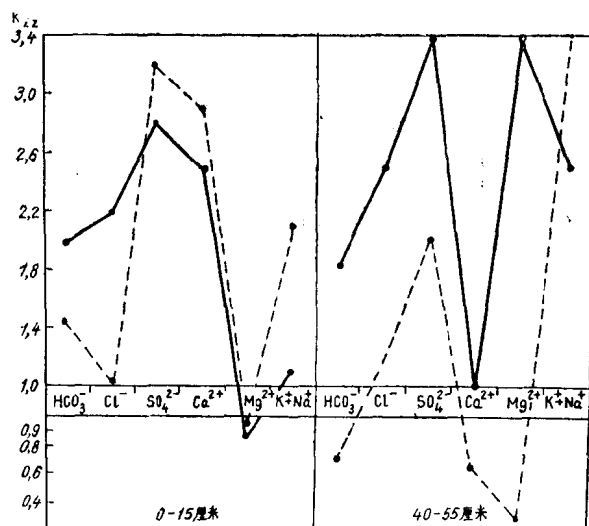


图 2 石水岩浸提取液化学参数的变化系数曲线图

生变化 (见表3)。

岩石盐酸浸提取液化学成份的变化曲线图 (图3) 也证实, 难溶盐类在风化过程中的再分布现象很明显: 在整个风化层内倍半氧化物的含量会减少, 而CaCO₃和FeCO₃含量会显著增多。各观测点的数据 (表4) 证实, 游离二氧化硅的含量略有增多和MgCO₃略有再分配。

对岩石结构所作的岩石显微切片专门研究表明, 黑云母和白云母在不同的风化作用下只出现过小鳞片状的变形, 沙屑斜长石已绢云母化, 沙屑粒状钾长石存在有强烈溶蚀

的清晰痕迹, 以及自生碳酸盐含量业已增加。例如, 经二年后取自某一观测点的样品1172号 (取样段为40—55厘米), 明显地发现其自生碳酸盐含量比原先的含量要大得多, 其中一部分自生碳酸盐直接地分布于大孔隙壁上而形成了粘土质碳酸盐薄膜。根据这一样品的盐酸浸提取液化学分析的数据来看, 碳酸盐的总含量因CaCO₃和FeCO₃的聚积而增大了14.5至20.7%。

根据三个观测点的数据 (表5) 对岩石的详细结构指数进行了测定。结果确定, 在风化过程中岩石结构级 (класс)、亚级 (подкласс)、类

(типы)、种 (виды) 和亚种 (разновидности) 均发生了变化, 也就是说, 岩石结构指数是一个对风化作用极为敏感的指标。粒状-薄膜级 (11) 可转变成粒状团聚级 (11a), 甚至可转变成团聚级 (111); 同时也发现有相反的现象, 即粒状团聚级转变成粒状-薄膜级。这些资料证实了这样一个结论, 即物质在风化过程中会发生团聚作用和崩解作用。经常可见有效孔隙度降低和弥散度增大 (根据弥散粒度分析资料所确定的弥散度是不变的) 的现象。

因此, 所有上述的岩石结构指标在风化

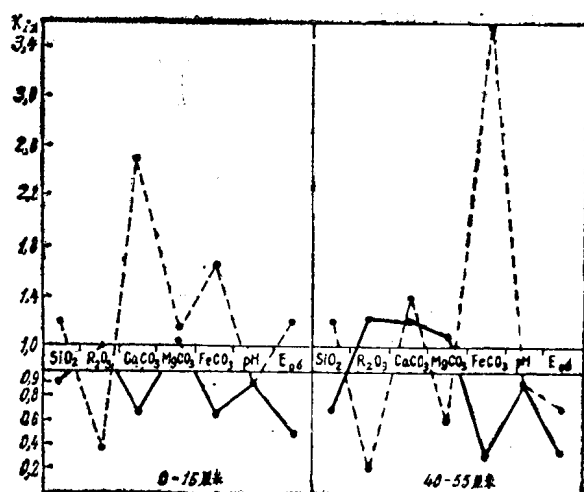


图3 岩石盐酸浸提液化学参数, pH和阳离子交换量 (Eo6) 的变化系数曲线图

过程中均有某种程度的变化。物质部分的团聚和碳酸盐化作用(土体物理-化学变化的结果)均有助于结构粘结的增强。在这种情况下, 黄土状岩石的风化作用具有着进化的性质。

在化学指标中研究了介质的pH值、阳离子交换量(Eo6)、总化学成分和某些元素(Co、Ni、Cr、V、Zn、Pb、B)的含量。土体的交换能力, 经二年风化周期后大都是减弱了, 介质的酸性反应增强了(图3)。阳离子交换量的变化与粘土颗粒的定性和定量变化以及有机质的遗失量有关(表6)。

岩石总化学成分的变化甚微(图4)。许多成分(SiO_2 、 Al_2O_3 、 MgO 、 K_2O 、 Na_2O)的变化系数均接近于1。 Fe_2O_3 、 FeO 和 CaO 是最活泼的, 例如经确定, 氧化铁的含量随低价氧化铁含量的增大而减少, 且 CaO 沉积物富集。反映岩石化学风化程度的主要地球化学系数BA在这种情况下几乎不变, 这也可以证实黄土状土体的真正化学变化程度甚微。作为例子, 表7引用了两个观测点的岩石化学成分的实际数据, 其中有一个观测点(即观测点:109)可以完全肯定, 岩石因 CaO 和 MgO 的遗失而略富集有二氧化硅; 在剖面的下部高价氧化铁显然转变成了低价氧化铁。

表5 土体的结构指数
(根据A.K.拉利昂诺夫的数据)

观测时间	取样段, 厘米	
	0—15	40—15
观测点: 1172		
I	$11a\Gamma \frac{\sigma}{O_1\beta_1(\gamma)}$	$11a \frac{\sigma}{O_1\beta_1(\gamma)}$
II	$111A(B) \frac{B}{1_1\beta_1(\gamma)}$	—
III	$11a\Gamma \frac{\sigma}{1_1\beta_1(\gamma)}$	$11\Gamma \frac{B}{1_1\beta_1(\gamma)}$
观测点: 1192		
I	—	$11a\Gamma \frac{B}{O_1\alpha_2(\gamma)}$
II	—	$11A(B) \frac{B}{1_1\beta_1(\gamma)}$
III	—	$11(B) \frac{B}{1_1\alpha_2(\gamma)}$
观测点: 1268		
I	$11B \frac{B}{O_1\alpha_1(\beta_2)}$	$11B \frac{\sigma}{O_1\alpha_2(\beta_2)}$
II	$11aA(B) \frac{\sigma}{1_1\alpha_2(\beta_2)}$	$11aA(B) \frac{—}{1_1\alpha_2(\beta_2)}$
III	$11a\Gamma \frac{B}{2_1\alpha_1(\beta_2)}$	$11aA(B) \frac{\sigma}{1_1\beta_1(\beta_2)}$

表注:

结构级: 11—粒状-薄膜级; 11a—粒状-团聚级; 111—团聚级。结构亚级: A—凝结亚级; B—水溶性结晶亚级; B—非水溶性结晶亚级; Γ —凝结核混合亚级。结构类: σ —具有弱结合水和毛细管水的结构类; B—具有毛细管水, 渗透水和自由水的结构类。结构种: O_1 —有效孔隙度很高的结构种; 1_1 —有效孔隙度高的结构种; 2_1 —中等有效孔隙度结构种。结构亚种: α_1 —第一次弱弥散亚种, α_2 —第二次弱弥散亚种; β_1 —第一次中等弥散亚种, β_2 —第二次中等弥散亚种, β_3 —第三次中等弥散亚种; γ —弥散亚种(括号内是表示根据弥散粒度分析所确定的亚种)

某些元素的定量分析及其浓度系数(实际含量与克拉克值之比)的计算表明, 本文所研究的水源成岩类型的坡积和冲积(dQ II +

表 6

岩石的阳离子交换量和某些结构指标 (观测点: 1172)

观测时间	取 样 段, 厘 米									
	0—15					40—55				
	Еоб	Mc	Мсд	Сорг	ГМ	Еоб	Mc	Мсд	Сорг	ГМ
I	25.7	13.2	37.2	0.65	M, пр, Гс, К	28.8	10.2	33.1	1.47	M, пр, К
II	21.4	12.9	35.5	0.26	M, X, Гс, К	24.3	10.8	38.1	0.66	M, X, Гс, К

Еоб—阳离子交换量, 毫克当量。含量(%); Mc—根据半弥散粒度分析资料所确定的粘土颗粒;
Мсд—根据弥散粒度分析资料所确定的粘土颗粒; Сорг—腐植质; ГМ—粘土矿物(M, Гс, X, пр—见表2)

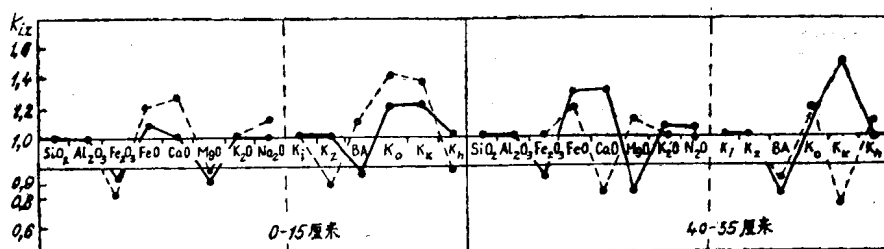


图 4 岩石化学成分的变化系数曲线图 $K_i = \text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$; $K_z = \text{Al}_2\text{O}_3$; $BA = \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3$; $K_o = \text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$; $K_k = \text{CaO} : \text{MgO}$; $K_h = \text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$

表 7

岩石的化学成分(%)

观测时间	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
------	----------------	-------------------------	-------------------------	-----	-----	-----	----------------------	-----------------------

观测点: 1047(帕诺沃村地区dQ_{II}-1s)

I	62.36	14.14	5.66	0.97	2.57	2.85	1.96	1.94
	62.70	14.10	5.22	0.97	2.55	3.04	2.07	2.26
II	65.56	14.5(1.0)	5.57(1.0)	1.26(1.2)	2.26(0.9)	2.65(0.9)	6.79(0.9)	1.85(0.9)
	62.2(1.0)	13.9(0.9)	5.20(1.0)	1.50(1.5)	3.67(1.4)	3.04(1.0)	1.86(0.9)	2.04(0.9)
III	64.08(1.0)	14.5(1.0)	4.68(0.8)	1.12(1.1)	3.44(1.3)	2.47(0.9)	2.01(1.0)	1.97(1.0)
	62.50(1.0)	14.1(1.0)	5.54(1.0)	1.36(1.4)	3.75(1.4)	3.75(1.2)	2.06(1.0)	2.07(0.9)

观测点: 109(下克日马河口alQ_{II}-1s)

I	65.68	13.9	4.62	0.95	2.25	1.75	2.14	1.73
	59.10	12.2	3.62	1.17	6.45	3.02	2.03	1.80
II	71.52(1.1)	12.6(0.9)	4.15(0.9)	0.9(1.0)	1.42(0.6)	1.12(0.6)	2.34(1.1)	1.93(1.1)
	66.10(1.1)	13.5(1.1)	1.02(0.3)	4.15(3.5)	3.42(0.5)	1.33(0.4)	2.55(1.2)	2.11(1.2)

注: 本表和表8内的分子表示取样段0—15厘米的氧化物含量, 分母表示取样段40—45厘米的氧化物含量

alQ_{II} - II) 黄土状沙质粘土和粘质沙土的特点是 Zn (浓度系数为 4.98)、Cr (2.7)、V (1.65) 和 Co (1.29) 的含量都较高, 而 B (0.43)、Pb (0.59) 和 Ni (0.78) 的含量都较低。业已确定, 上述各元素的含量在风化过程中都有很大的变化: 诸成分的总浓度增

高 ($K_{iz} = 1.8$); Zn ($K_{iz} = 2.6 - 3.1$) 和 B ($K_{iz} = 1.4 - 1.6$) 的含量显著增大; Ni 的含量在剖面的上部减少, 而在剖面的下部则增大 (图5)。

锌属活性元素之列, 它的聚积与自生成矿作用式腐植质的参与有关。因为黄土状土

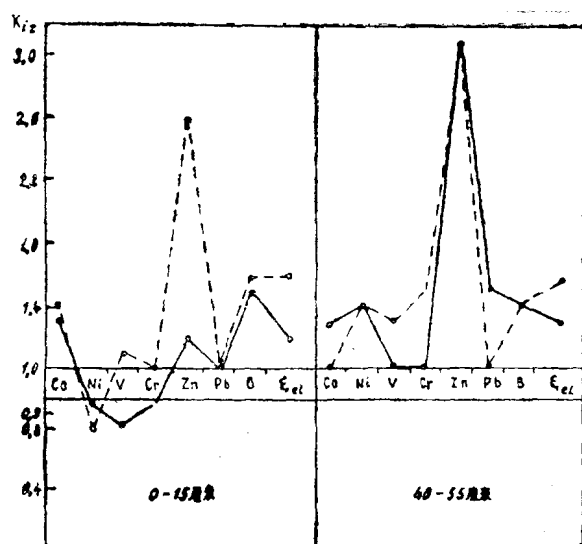


图5 岩石中某些元素含量的变化系数曲线
(Σel —诸元素的总浓度, %)

体在风化过程中会出现碳酸盐化作用和有机质贫化作用, 所以锌浓度的增高可能还是由于自生碳酸盐补充产物所引起的。B 含量的增多表明粘土矿物的成熟程度在增加, 也就是说, 这是粘土矿物在风化过程中进行有规律性的地球化学变化的结果。Co、Ni 和 V 也是极为活泼的元素, 因此它们的含量在风化过程中的变化也是不同的; Pb 和 Cr 在迁移过程中最为稳定, 其平均变化系数接近于 1 (见图5)。

对结构和化学指标的分析可得出以下结论, 第四纪岩石的化学风化作用可引起水溶性盐类、碳酸盐和某些元素组分进行明显的再分配, 以及土体的交换能力及其总化学成分发生微弱的变化。物理风化作用显然是次要的, 这点可由物质微弱的崩解作用所证实。

对观测点进行目测确定, 土体具有微柱状节理和微裂隙, 裂隙宽度为 2—5 毫米。观测点的表面常见有很厚的风化壳“硬壳”, 厚度为 5—8 厘米。对这种“硬壳”的结构参数和化学参数进行研究, 表明, “硬壳”中的粉土颗粒含量因沙颗粒或粘土颗粒含量的增多而降低了 6—30%, 微团聚系数降低了 2—5%, 水

溶性盐类的含量增加了 1.6 倍, 而碳酸盐含量减少了二分之一, 粘土颗粒中的高岭石完全遗失了 (粘土颗粒成了单一性矿物—蒙脱石颗粒)。岩石的总化学成分几乎没有变化。

因此, 在很厚的风化层中, 也保存有上述的趋势——物质的崩解作用, 盐类的再分布以及粘土颗粒矿物成分的变化。当然, 在这种情况下, 粉土颗粒的物理破坏较之取样段 0—15 和 40—55 厘米中的要强烈。如上所述, 黄土状岩石在风化过程中, 除固有的化学和物理风化作用外, 尚有物质混合 (物理—化学) 型的风化变化作用。由于各粒级颗粒遭受物理破坏, 并在盐类和胶体颗粒参与下, 这

些颗粒又进一步团聚, 以及有轻、重颗粒碎屑和粘土颗粒矿物成分的变化, 这首先就会形成团聚体。在后一种情况下, 非稳定的矿物 (长石和角闪石) 会产生物理—化学破坏, 而胶体—弥散矿物会进行机械迁移。

风化时土体的物理力学性质的变化特性示于图 6。变化系数的平均值表明, 岩石有所松动, 岩石含水量增大, 塑性降低, 压缩性增大, 沉陷性明显降低。内聚力 (公斤/厘米²) 值是多变的: 在一年风化周期内, 内聚力略有降低; 两年后, 内聚力复又增加, 特别是在剖面的上部内聚力的增加尤为明显 (见图6)。

为对黄土状岩石的风化差异作出工程地质评价, 故必须指出, 岩石一般的松动作用, 压缩性的增大和内聚力的减弱都会降低岩石的强度。在这种情况下, 风化作用一般均具有退化性。湿陷性下沉是相当明显的, 有时直至其完全消失而内聚力增加, 方可认为是黄土状沉积物的综合工程地质特性中的一个积极因素。在这种情况下, 风化作用就具有某种进化性了。例如, 经短期观测查明, 相对沉陷系数增大了, 也就是说, 奠定了结构粘结的初始阶段。一年和二年的观测周期

表8 黄土状岩石的主要结构、化学、物理和力学指标

观测时间	Kma	Skr	Copr	кв	пш	ам	Еоб	γy	γo	γc	e	q	Mp	t	a	σ _{np}	C
样点: 1047(帕诺沃村地区, dQ _I -ls)																	
I	20.4 12.4	10.6 5.7	0.60 0.45	24.2 33.0	74.5 63.0	—	— 19.9	2.36 2.51	1.55 1.61	1.29 1.38	0.83 0.82	0.57 0.51	11.3 10.0	1分 5分	0.058 0.050	0.020 0.064	0.300 0.200
I	19.8 14.0	12.6 8.7	0.23 0.39	68.6 65.9	25.3 25.9	—	— 5.6	2.65 2.66	1.63 1.60	1.38 1.35	0.90 0.94	0.53 0.51	7.4 6.1	5分 5分	0.058 0.010	0.018 0.005	0.200 0.333
样点: 1192(杜申斯基地区, dQ _I -ls)																	
I	18.0 21.1	8.6 9.3	0.82 1.0	54.0 14.5	34.0 36.6	73.9 66.0	8.6 21.8	2.56 2.54	1.43 1.36	1.28 1.10	1.0 1.3	0.47 0.42	13.0 11.5	24小时 1分	0.07 0.70	0.001 0.000	0.193 0.166
I	25.2 25.4	39.4 20.4	0.63 0.61	53.7 62.7	43.3 35.5	47.7 37.4	17.8 19.9	2.66 2.66	1.56 1.58	1.47 1.19	0.8 1.2	0.19 0.71	10.8 7.2	30分 1分	0.069 0.077	0.000 0.003	0.333 —
样点: 1268(叶多尔姆村地区, alQ _I -ls)																	
I	15.8 16.1	10.1 8.9	0.70 0.49	49.4 34.0	41.3 60.0	67.7 66.1	10.9 20.3	2.56 2.51	1.39 1.47	1.21 1.24	0.53 1.00	0.33 0.46	7.4 9.8	10分 24小时	0.048 0.032	0.056 0.019	0.100 0.100
I	17.9 11.7	11.0 16.9	0.24 0.22	59.3 63.6	35.6 29.6	54.7 48.9	10.9 12.6	2.65 2.72	1.45 1.43	1.21 1.18	1.20 1.30	0.46 0.44	4.5 2.6	1分 5分	0.050 0.015	0.001 0.000	0.233 0.133
样点: 1455(克乌利村地区, dQ _I -ls)																	
I	28.5 19.8	15.0 14.4	—	—	—	—	27.9 24.8	2.74 2.71	1.52 1.50	1.33 1.30	1.10 1.09	0.37 0.40	12.1 11.6	5分 2分	0.018 0.075	0.124 0.116	0.950 0.430
I	30.5 24.6	4.9 7.2	—	—	—	—	28.2 27.2	2.23 2.51	1.51 1.55	1.22 1.18	0.82 1.00	0.64 0.61	13.6 11.0	1分 5分	0.040 0.060	0.000 0.001	0.400 0.065

Kma—微团聚系数(%). 含量(%): Skp—碳酸盐, Copr—腐植质, кв—石英, пш—长石, ам—角闪石. Еоб—阳离子交换量, 毫克/当量. γy—密度, 克/厘米³; γo—容重, 克/厘米³; γc—骨架容重, 克/厘米³; e—孔隙系数, q—孔隙度, Mp—塑性指数, t—岩石浸透时间; a—3公斤/厘米²附加压力下的压缩系数, σnp—3公斤/厘米²附加压力下的相对湿陷系数; C—内聚力, 公斤/厘米².

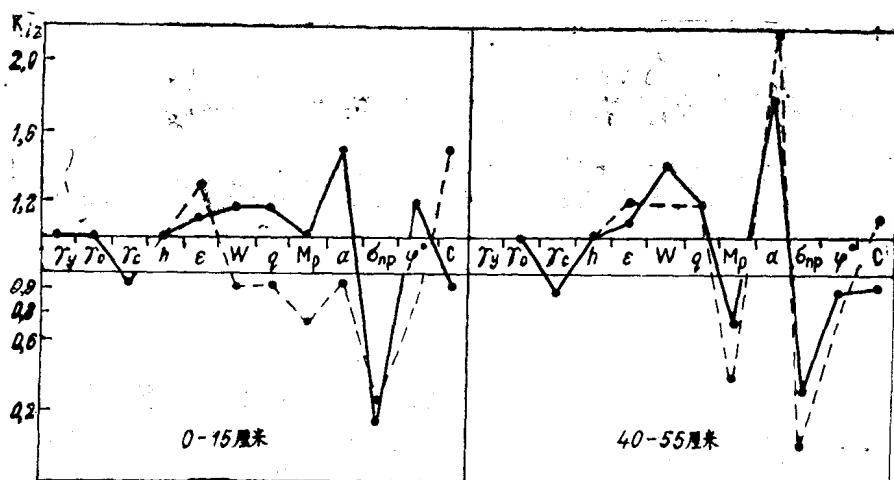


图6 岩石物理力学指标的变化系数曲线图 γ_y —岩石密度, 克/厘米³; γ_o —容重, 克/厘米³; γ_c —骨架溶重, 克/厘米³; h —孔隙度; ϵ —孔隙系数; W —天然含水量, %; q —饱水度; M_p —塑性指数; α —3公斤/厘米²附加压力下的压缩系数; σ_{np} —3公斤/厘米²附加压力下的相对沉陷系数; φ° —摩擦角; c —内聚力, 公斤/厘米²

表明, 土体结构一旦遭破坏, 便会降低其湿陷性或使其完全消失。从这个意义上来说, 风化作用乃是对黄土状岩石湿陷作用的自然防止法。

从四个观测点所得的实际的综合数据(表8)清楚地反映出了第四纪土体的主要结构、化学、物理和力学各指标所发生变化的定向性、特性及其强度。这些指标的相互关联性也是显而易见的。例如, 内聚力的增强常可引起碳酸盐含量的增加和微团聚系数值的增大; 无疑, 塑性降低的同时就会引起粘土物质的定量和定性变化; 湿陷性的消失是结构粘结在物理-化学风化过程中长期遭破坏的结果。

据上所述, 可作出以下结论:

1. 以作者所拟定的方法首次对西伯利亚地台南部的第四纪岩石的风化作用进行了工程地质综合研究;

2. 确定了黄土状岩石成分及其性质在一年和二年风化周期内的主要的定量和定性的变化规律性;

3. 查明了黄土状岩石化学风化和混合型(物理-化学)风化起着主导作用, 而固有的物理风化作用则处于次要地位;

4. 在泰加森林条件下, 季节性冻结、解冻和含水量相当高的黄土状岩石的风化作用既有退化性、又有进化性。土体因物质的补充团聚和碳酸盐化作用而出现的某种程度的固结以及下沉作用(直至完全消失)均属土体成分及其性质的积极(进化)变化。

参考文献10种(略)

译自《Советская геология》, 1977年, 5期, 80—90页

姚德基 译
钟祥浩 校

以考虑各层压密度的层厚换算法 预测压密沉降速度的方法

稻田倍穗等

一 前 言

多层地基一维压密沉降速度的预测,大多是采用标准压密试验压密系数的层厚换算法来进行。但是,这样所求得的沉降速度与实际的沉降速度一般都不吻合的,据说实际的沉降速度要快。当然,由于标准压密试验是在一维压密条件下进行的,所以即使把试验结果用于带状荷载和局部荷载的二维和三维压密也不会完全吻合,这是显而易见的。然而,就是大体考虑了一维压密条件的荷载的地层,也还是有实际沉降速度比所计算出的沉降速度要快的倾向。其原因不外乎以下几点。

1. 侧部摩擦、荷载速度和二次压密对于根据标准压密试验所求得的压密系数有所影响;

2. 在压密计算上,虽然对应于“有效复盖层压力+荷载增量的 $\frac{1}{2}$ ”的压密系数在压密过程中是恒定的,但实际上在压密过程中压密系数还是有所变化的。特别是泥炭质地基,那怕荷载很小,可是压密系数值的变化却都是很大的;

3. 在冲积地基中多夹有砂层,计算时忽视了这类夹层的排水效果。

除上述情况外,下述的计算方法问题也有很大关系。

也就是说,一般冲积地基均为压缩性不同的诸成层的多层地基。对这样的地基使用过去沿用的平均压密度的层厚换算法,各层

压缩性之差越大,则计算值与实际沉降速度就越不一致,这是当然的。所以,在计算压缩性差较大的多层地基的沉降速度时,尽管在求出各层的压密度后再来算出每一层的沉降量的情况不多,但为使所计算的沉降速度接近于实际的沉降速度这点则是重要的关键。

二 历来具有代表性的多层 地基压密沉降速度的计算法

多层地基压密沉降速度具有代表性的计算方法有平均值单一法、层厚换算后的平均压密度法及差分法。平均值单一法是采用多层地基各层压密系数的平均值来计算沉降速度的方法,而层厚换算后的平均压密度法乃是增减各层厚度的方法,以便以某一定的压密系数来作为代表性的压密系数。平均值单一法和层厚换算后的平均压密度法,都是把压密沉降速度仅当作压密系数的函数来进行计算,而未考虑多层地基各层压缩性的差异,因此各层的压缩性不同时,则所得到的结果与实际情况也就不同。以差分法求压密沉降速度的方法由于利用电子计算机而对复杂的边界条件问题的求解就比较简单了,但计算时所用的土的常数目前尚未得出。

三 层厚换算法

层厚换算法,是为了简化多层地基压密沉降速度的计算而把各层变换成具有同一压密系数 C_v 的单一层的方法。要把由层厚及压

密系数不同的数层所构成的地基换算成任意压密系数 C_v 和层厚 H 的地基, 可采用公式(1):

$$H = H_1 \times \sqrt{\frac{C_v}{C_{v1}}} + H_2 \times \sqrt{\frac{C_v}{C_{v2}}} + \dots + H_n \times \sqrt{\frac{C_v}{C_{vn}}} \quad (1)$$

式中: $H_1, H_2, \dots, H_n$ —各层实际的层厚
 $C_{v1}, C_{v2}, \dots, C_{vn}$ —各层的压密系数
 计算荷载后经过时间 t 的沉降量 St , 一般可采用平均压密度 $\bar{U}$ 的公式(2):

$$S_t = \bar{U} \times \Sigma S_n \quad (2)$$

式中: S_n —各层的最终压密沉降量

据说各层压缩性的差异较大, 或各层压密系数的差异较大时, 因为没有考虑到每层的沉降量和成层状态的影响而所得到的沉降速度与实际情况很不相符。也就是说, 在图1的地基上无论各层的顺序如何变化都可以得到相同的计算结果。可是, 压密状况按照各压密层顺序的变化则是很大的, 所以在对多层地基的沉降速度进行计算中采用层厚换算法时, 必须改动公式(2), 而采用考虑各层压密度 U_n 的公式(3)来求定压密沉降量 S_t :

$$S_t = \Sigma(S_n \times U_n) \quad (3)$$

四 各层压密度的求法

文中叙述了这样一种方法, 即根据一维压密理论解绘出孔隙水压的等时线, 根据孔

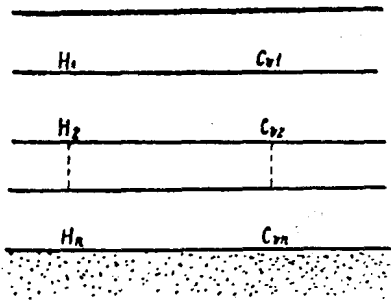


图1 多层地基

隙水压消散时的有效应力面积绘制图3, 并利用此图求出公式(3)任意层的压密度。

根据图2(a)所出的层厚 H , 在图2(b)内列示出了单面排水的、均质地基荷载均匀分布后经过时间 t 过剩孔隙水压的等时线。

假定距排水面的深度为 Z , 则由 Z_1 到 Z_2 任意层的压密度 U_n 可根据过剩孔隙水压的消散面积以公式(4)来表示

$$U_n = \frac{\int_{Z_1}^{Z_2} (-U) dz}{\int_{Z_1}^{Z_2} U_0 dz} \quad (4)$$

式中: U —过剩孔隙水压

U_0 —初期过剩孔隙水压

将公式(4)变形则成公式(5)

$$U_n = \frac{\int_{Z_1}^{Z_2} (1-U) dz}{\int_{Z_1}^{Z_2} U_0 dz} \quad (5)$$

式中: U_0 —一定场合深度 Z 的 U , 可根据一维压密理论以公式(b)来示

$$U = \sum_{m=0}^{\infty} \frac{2U_0}{M} \left(\sin \frac{Mz}{H} \right) \exp(-M^2 T_v) \quad (6)$$

式中: $M = (2m+1)\pi/2$

m —正整数

T_v —时间系数

令 $U_0 = 1.0$ (恒定), 采用公式(6)来算出每一 Z/H 的 U 。表1则是排水面到 Z 的过

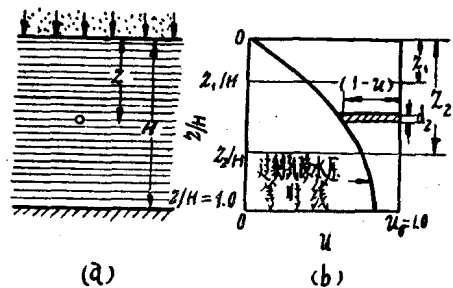
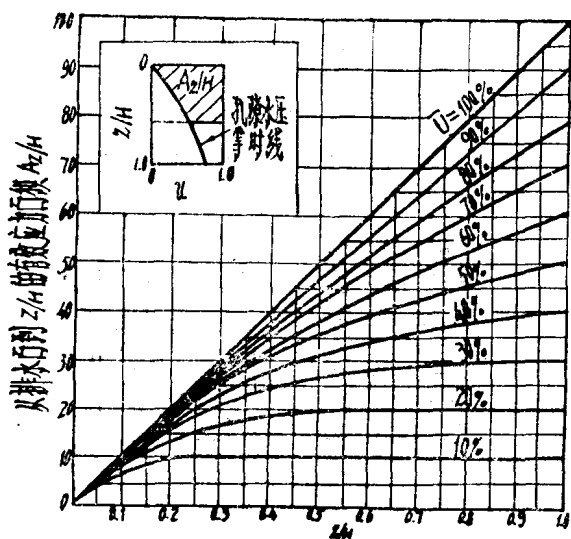


图2 压密层任意层与过剩孔隙水压等时线的关系

表 1

对平均压密度 $\bar{U}$ 的 Z/A 和 Az/H 值 (单面排水)

Z/H \ $\bar{U}$	10	20	30	40	50	60	70	80	90
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0.05	4.2	4.6	4.7	4.8	4.8	4.9	4.9	4.9	5.0
0.1	7.0	8.4	8.9	9.2	9.3	9.5	9.6	9.8	9.9
0.15	8.6	11.5	12.6	13.2	13.6	13.9	14.2	14.5	14.7
0.2	9.4	13.9	15.9	16.9	17.5	18.0	18.5	19.0	19.5
0.25	9.8	15.8	18.6	20.1	21.1	21.9	22.7	23.5	24.2
0.3	10.0	17.1	20.9	23.0	24.4	25.6	26.7	27.8	28.9
0.35	"	18.1	22.9	25.6	27.5	29.1	30.6	32.0	33.5
0.4	"	18.8	24.5	27.9	30.3	32.3	34.4	36.2	38.1
0.45	"	19.3	25.8	29.9	32.9	35.4	37.8	40.2	42.6
0.5	"	19.5	26.8	31.6	35.2	38.3	41.2	44.1	47.1
0.55	"	19.7	27.6	33.1	37.3	40.9	44.5	48.0	51.5
0.6	"	19.8	28.3	34.4	39.2	43.5	47.6	51.8	55.9
0.65	"	19.9	28.8	35.5	40.9	45.9	50.7	55.5	60.2
0.7	"	19.9	29.1	36.4	42.5	48.1	53.6	59.1	64.5
0.75	"	20.0	29.4	37.2	43.9	50.3	56.5	62.7	68.8
0.8	"	"	29.6	37.9	45.3	52.3	59.3	66.2	73.1
0.85	"	"	29.8	38.5	46.6	54.3	62.0	69.7	77.3
0.9	"	"	29.9	39.1	47.8	56.2	64.7	73.1	81.6
0.95	"	"	30.0	39.6	49.0	58.1	67.4	76.6	85.8
1.0	"	"	"	40.0	50.0	60.0	70.0	80.0	90.0

图 3 Z/H 与 Az/H 关系 (单面排水)

剩孔隙水压消散面积 $\int_0^Z (1-u) dz$ (有效应力面积以 Az/H 表示) 根据每一 Z/H 和 10% 的平均压密度所计算的结果列于表 1, 若以图来表示则见图 3。

设公式 (5) 为 U_0 (恒定), 并以与层厚 H 之比 Z/H 来表示 Z , 则可变成公式 (7)。

$$U_n = \frac{Az_2/H - Az_1/H}{Z_2/H - Z_1/H} \quad (7)$$

因此, 根据公式 (1) 换算层厚之后, 假如已知各层的 Z_1/H 及 Z_2/H , 即可以图 3 求得 Az_1/H 及 Az_2/H , 同时用公式 (7) 即可求出 U_n 。

五 考虑各层压密度的层厚 换算法计算实例

表2表示算例中所采用的地基代表性的性状。此地基乃是冲积层溪谷基本上进行了全面填方的住宅建筑区，因此可满足一维压密条件。

据各层压密试验结果所取得的最终压密沉降量为：有机质土层 133 厘米，粘土层 68 厘米及砂质粉砂层 15 厘米，合计 216 厘米。

据公式(1)，压密系数 C_v 若换算成 0.072 厘米/分的单一层，则可变成公式(8)。

$$H = 300 + 500 \times \sqrt{\frac{0.072}{0.027}} + 260 \times \sqrt{\frac{0.072}{0.402}} = 300 + 810 + 110 = 1220 (\text{厘米}) \quad (8)$$

图4(a)表示各层的层厚，图4(b)表示层

厚换算后各层的层厚和两面排水时各层的 Z/H 比值

时间—压密度关系，在采用时间系数 T_v 并考虑两面排水条件的情况下可用公式(9)表示。

$$t = \frac{(H/Z)^2}{C_v} \cdot T_v = \frac{(1220/2)^2}{0.072} \times \frac{1}{1440} \times T_v = 3590 \cdot T_v (\text{天}) \quad (9)$$

作为一个算例：若平均压密度为 10% 时，则 T_v 为 0.287。所以，要达到瞬时荷载时平均压密度为 60% 所需经过的时间，根据公式(9)则为 $t = 3590 \times 0.287 = 1030$ 天。

另一方面，根据图4(b)各层的 Z/H ，可利用图3求得各层的 A_z/H ，所以各层时间 t 的压密沉降量 S_i 和层的沉降量 $\sum S_i$ 便可用公式(7)及公式(3)求得，如表3。

表2 用于计算的地基性状

土质柱状图	土质名称	土质和下沉量				
		浅下另	压密系数	自然含水比	塑性界限	塑性界限
		(厘米)	(厘米/分)	$w_n(\%)$	$w_L(\%)$	$w_P(\%)$
300厘米	填土	133	0.072	710	670	10
300厘米	有机质土	68	0.0277	150	130	35
300厘米	粘土	15	0.402	80	70	35
260厘米	砂质粉砂	216				
	下沉量合计	216厘米				

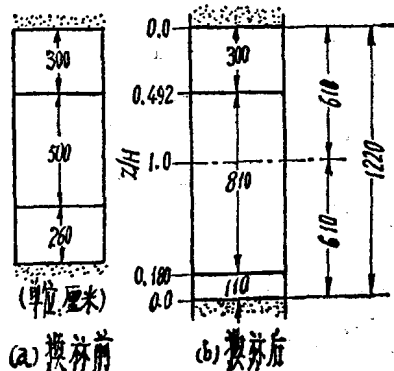


图4 算例中所采用的地基的层厚与层厚换算后的各层层厚及相对于层厚的 Z/H 比值

表3 考虑各层压密度的层厚换算法算例

层	各层的 z_1/H ①	各层的 z_2/H ②	各层的 A_{z1}/H ③	各层的 A_{z2}/H ④	各层的 Z/H ②—①	各层的 A_z/H ④—③	各层的压密度 $U_n(\%)$ ④—③/②—①	各层的沉降量 S_i (厘米)
有机质土层	0	0.492	0	37.8	0.492	37.8	76.8	$133 \times 0.768 = 102$
粘土层	0.492	1.0	37.8	60.0	1.328	65.8	49.5	$68 \times 0.495 = 34$
	0.180	1.0	16.4	60.0				
砂质粉砂层	0	0.180	0	16.4	0.180	16.4	91.1	$15 \times 0.911 = 14$

合计沉降量 $\sum S_i = 150$ 厘米

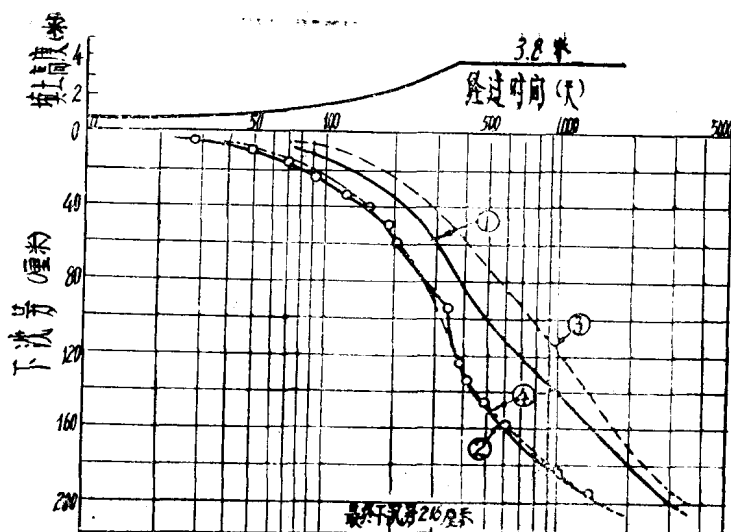


图5 计算沉降曲线与实测沉降曲线

六 考虑各层压密度的层厚换算法与采用实测值和平均压密度法的对比

采用考虑各层压密度的厚度换算法按每10%的平均压密度来求时间和沉降量,通过递增荷载进行修正所取得的时间-沉降量曲线①与实测沉降曲线②的对比见图5。图5并列出了以平均压密度所计算的沉降曲线③,同时还列出了以考虑各层压密度(设有机质土层压密度系数为 $5 \cdot C_v$ 和粘土层压密度系数为 $2 \cdot C_v$)的层厚换算法所算得的沉降曲线④。对有机质土层采用 $5 \cdot C_v$,而对粘土层采用 $2 \cdot C_v$ 这一情况表明,对压密度较大的土体而言,由于标准压密试验试件尺寸的最大排水长度过于小,所以对压密度值有评价过低的倾向。

根据图5来看,即使是对进行了一维压密的地基原封不动地采用标准压密试验结果的 C_v 来进行计算,则其算得的沉降曲线也会表明,无论是用平均压密度法或者用考虑各层压密度的方法,都要比实际的沉降速度慢。但是,要将平均压密度法和考虑各层压密度的方法加以比较时,显然考虑各层压密

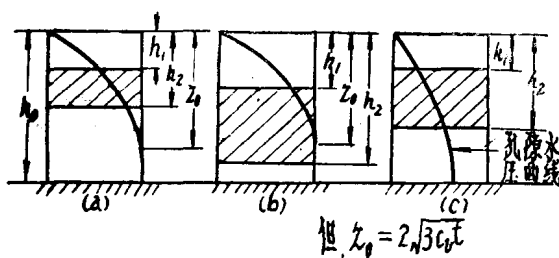


图6 假定过剩孔隙水压等时线为抛物线时的任意层与等时线的关系

度的方法还是可以取得接近于实际沉降速度数值的。设有机质土层 $5 \cdot C_v$ 和粘土层 $2 \cdot C_v$ 并以考虑各层压密度的方法所算得的沉降曲线大致与实测沉降曲线吻合,因此过低评价上述 C_v 值大的土体的 C_v 值则是正确的。

除利用本文列举的一维压密理论绘制的图来求各层压密度 U_n 的方法外,尚有另外一种方法,即假定厚度换算后的单一层孔隙水压曲线为抛物线,则可用抛物线的近似解来求解。这个方法即是根据所假定的孔隙水压曲线(抛物线)的尖端 Z_0 与任意层(h_1 到 h_2)的位置在图6中示出(a)、(b)、(c),并分别相当于(a)、(b)、(c)的各层压密度 U_n 的计算式即是公式(10)、(11)、(12)。

$$(a) \quad 0 \leq t \leq h_0^2 / 12c_v$$