

[苏] Г. И. 马祖罗夫

冻土物理力学性质

梁惠生 伍期建 译 刘万穆 校



煤炭工业出版社

DONGTU WULI LIXUE XINGZHI

冻土物理力学性质

〔苏〕Г.П.马祖罗夫著

梁惠生 伍期建译 刘万禧校

煤炭工业出版社

2638/01

内 容 提 要

本书概述了冻土的物理力学特性,土壤冻融过程中出现的物理现象及其规律;系统地介绍了冻土的物理、热物理和力学参数的试验确定方法;尤其对各种方法的原理、试验要求、具体操作工艺、适用范围以及试验数据整理等方面作了较详细的阐述,并列举有计算例题。

本书适用于从事冻土地区土建工程、路工、水利等基本建设的勘探设计人员、科技工作者以及试验室工作人员,亦适用于从事人工冻结法工程建设的有关人员。

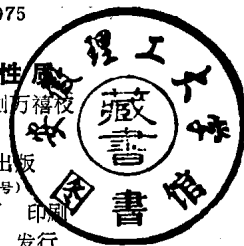
Г. П. Мазуров
ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА
МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

Стройиздат, ленинградское отделение
ленинград 1975

冻土物理力学性质
梁惠生 伍期建译 刘万禧校

煤炭工业出版社 出版
(北京安定门外和平北路16号)

煤炭工业出版社印刷厂 印刷
新华书店北京发行所 发行



开本 $787 \times 1092 \frac{1}{32}$ 印张 $7 \frac{3}{8}$
字数 161 千字 印数 1—2,620
1980年8月第1版 1980年8月第1次印刷
书号 15035·2328 定价 0.80元

序 言

在永冻土地区正在兴建大型联合企业，其中有：工业和民用建筑，热力和水力发电站，公路和飞机场，石油和煤气管路，电力网和通讯网。由于土壤的冻胀，冰土的融化，以及在冰丘过程的作用和其它因素的影响下，建筑物会发生变形。因此，一般地说，施工是在极困难的条件下进行的。

不经过工程地质条件的详细调查，不进行冻土的结构、成分、物理力学和热物理性质的专门研究，并预测它们在建筑物施工和使用过程中由于失去热平衡而发生的变化，那么，在冻土带进行施工将收效甚微。因此很需要冻土研究方面的教科书、手册和带指导意义的书籍。

苏联的学者和工程技术人员研究了冻土物理、力学和热物理的理论基础，提出控制冻土与各种建筑之间热的和力学方面相互作用的方法。

本书是第二版，书中根据读者的要求，增加了作者及其他学者近期提出的关于物理力学和热物理特性方面新的研究方法。

目 录

序 言

第一章	冻土概论	1
§ 1	基本概念	1
§ 2	冻土成分	8
§ 3	土壤中水的种类	17
§ 4	冰析出和冻胀	26
§ 5	冻土结构	36
§ 6	冰岩生成的概念	42
§ 7	利用永冻土作为厂房和建筑物的地基	44
第二章	冻土的物理性质	49
§ 1	冻土土样的采集	49
§ 2	冻土的基本物理性质	52
§ 3	塑限的测定 (快速法)	53
§ 4	土壤的含盐率	62
§ 5	土壤骨架的密度	64
§ 6	冻土含水率	67
§ 7	土壤的含冰率	72
§ 8	冻土容重及其测定方法	89
§ 9	冻土主要物理参数的综合测定	99
§ 10	计算的物理参数	105
§ 11	冻结砂土的相对密度	107
第三章	冻土的力学性质	112
§ 1	冻土力学性质的特点	112
§ 2	试验用冻土土样的制备和试验进行的条件	116
§ 3	冻土抗剪强度	120

§ 4	用球形压模求冻土的等效粘结力	135
§ 5	冻土单轴压缩试验	142
§ 6	冻土沿基础侧面的抗剪强度	149
§ 7	土壤的切向冻胀力	154
§ 8	冻土的压缩性	164
§ 9	在荷载下融化土壤的压缩性	169
§ 10	融土压缩性的野外测定法	185
第四章	热物理性质	192
§ 1	比热	192
§ 2	导热性和导温性	204
§ 3	冻土和融土导热性能的试验确定	207

第一章 冻 土 概 论

§ 1 基 本 概 念

含水的松散岩石和土壤冷却到 0°C^* 以下时,在其中就形成冰,这是冻结状态的主要标志。冰的胶结作用提高了土壤的强度。含冰的岩石和土壤,即使含冰量很少,亦统称为冻土。在致密的冻土内,即使温度相当低,亦会有相当数量的未冻水和冰共存。其数量取决于土壤的温度、它的组成以及其它因素。在松散土壤内析出冰的同时,伴随着其结构和性质的改变。具有 0°C 或负温,但不含冰的岩石和土壤称为耐冻土或耐寒土。含盐土壤属于这类,它广泛分布在北极沿岸、西伯利亚的东北部。此外,只含结合水的松散土壤也属于这类。H.A.崔托维奇认为,含水少的松散土—砾岩和砂岩属于这类土,并称之为松散耐冻土[60]。

假如在具有负温的土壤内,冰和未冻水之间还未达到相态平衡,则当含冰量增大时,称这种土为冻结土;而当含冰量减小时,称它为解冻土。具有正温的岩石和土壤称为未冻土,但是如果说土壤过去处于冻结状况,而后解冻,则称它为融土。这里不得不指出,如果考虑中部地区和南俄罗斯平原的融土在不远的地质冰川期尚处于冻结状态这一情况,就可知未冻土与融土之间的区别也是很有限制的。

根据土壤处于冻结状态的持续时间的不同,土壤可分为

* 在本书附录中有本著作所采用的土壤物理力学性质指标的计量单位,与国际计量单位的变换关系。

在冬季冻结的季节性冻土（其冻结延续时间不超过一个季节）。永冻土和多年冻结，后者的冻结延续时间长：从几年到上千年。岩石永冻状况可以视为一种地质现象。因此，西伯利亚东部某些地区厚冻结地层的年龄从一万~一万二千年到二十八万年，多年冻结状态为有规律的年复一年地重复冻结的现象〔60〕。

在多年冻土和季节冻土之间存在着中间的过渡形式。季节冻土可在一年中不解冻，并且存在若干年，这样的冻土称之为跨年冻土。在条件适合时，例如由于人们从事的生产活动，可以导致跨年冻土区增大并转变为多年冻土层。在北部地区许多城市和乡村，在广场和道路下形成的新的多年冻土，它是由于雪的压实和清扫，使冬季冻结深度大于夏季融化深度所致。

假若岩石冻结发生在其沉积生成期间，也就是沉积和冻结同时发生，那么称它为共生冻结岩石。如果冻结是在已形成的岩层中进行，那么称它为后生冻结。后生和共生冻结岩石可按其自身结构——冰岩构造特性加以区别，亦即按性质区分，确定冻结岩石结构及其成因间因果关系的冻土相态分析法，就是以区分其结构为依据的。

当土壤热平衡出现负值，也就是热损耗超过热吸收时，土壤就冻结，如果其持续时间短，那么会发生偶然的短时间冻结，在季节性热损耗超过热吸收情况下，就形成季节性冻结地层，而在热损耗多年超过热供给的情况下，就形成多年冻结地层和永冻地层。

在大气年平均温度低于 $-2 \sim -3^{\circ}\text{C}$ 的地方，可形成多年冻土层。但亦可能出现很大的出入。形成冻土层的大气年平均温度的范围可以很大，例如，在吐鲁汉斯克地区年平均

温度是 -7°C ，而根据 M.И. 苏姆金的资料[49]，它是处在永冻土带以外的。这说明不仅仅整个气候因素，就是局部因素（雪的覆盖厚度，植物等），地质构造，岩石的特征都对土壤热平衡有较大的影响。因而地层年平均温度可能与大气的年平均温度差别很大。例如，在雅库梯大陆的地层平均温度高于大气年平均温度 10°C ，而在北极沿岸这个差值就逐渐减小[51]。

在永冻土地区，冬季冻结地层和夏季解冻地层称为活动地层。B. A. 库德列夫采夫[22]提出以“季节冻土层”和“季节解冻层”的概念来代替不十分确切的术语“活动层”。

在一年的严寒季节内冻结的、下部为融土的地层称为季节冻土层，也就是季节冻土层不与多年冻土层连结，在这种情况下的多年冻土层称为不连结的多年冻土层。在暖季解冻的上部地层称为季节性解冻层，其下部为永冻层。这时永冻层上表面与年解冻层下表面相连，这种多年冻土层称为连结的多年冻土层。

季节冻结层和季节解冻层的共同点是，不论在那种情况下，都会出现季节性冻结及随后的季节性解冻过程。而它们的差别是：季节解冻层只能是在永冻层埋藏浅的情况下存在，而季节冻结则是在永冻层埋藏深或者在没有永冻层情况出现，例如在融土区内。季节冻结地层内土的年平均温度为正温，冻结仅由地表进行，而解冻则由上、下两个方面进行。季节解冻层具有负的年平均温度，其冻结是从上、下两个方面进行，而解冻则只能从上面进行。

在冬季渡过了四分之三时，季节冻结层达到最厚，而季节解冻层的最大厚度则在秋天，偶尔在初冬时达到。此时季节解冻层已开始从地表冻结，而解冻过程则只依靠在夏季积聚

的热量进行。季节解冻层厚度从北向南增大，而季节冻结层的厚度则相反，从南向北增大。季节解冻—冻结层的最大厚度出现在永冻土带的南部边缘附近。

在北冰洋沿岸季节解冻深度对于砂土层是1.4~2.2米，而粘土为0.8~1.2米，在北极圈纬度地区（伏尔库塔、伊加尔卡、魏霍扬斯克、维林）砂土层解冻深度是2~3米，粘土为1.2~2.0米；在永冻土分布区南部边缘，砂土层解冻深度为3.0~3.2米，粘土为2.0~2.8米，泥炭质土的解冻深度为粘土的 $1/2 \sim 2/5$ ，为砂土层的 $1/3 \sim 1/4$ 。

在苏联境内，永冻土所占的面积或者永冻土带（多年冰岩区），大于1050万平方公里，约占领土面积的48%。在全球范围内永冻土的面积分布如下（按伯勒克的资料）：欧亚大陆1108，北美1101和南极地带1298万平方公里。这样，永冻区的总面积是3507万平方公里，占整个陆地的24%。如果加上2%的冻结山区，那么永冻带约占全球陆地的26%。这些资料说明了永冻带的面积之大以及进行冻土区经济开发，开展冻土研究工作的重要意义。

在苏联北部和东北部永冻土呈大面积连续分布，永冻层在这里达到最大厚度。随着向南和西南方向发展，永冻土被融化分割，冻土层逐渐成岛形分布，厚度也逐渐减薄。根据融土和冻土所占面积的比例关系，永冻层可按如下方式分类〔15〕：

1) 连续分布——融化面积不大于区域面积的5%。融土一般出现在河床、湖泊、洼地以及冻结层下的高温水会沿其上升的断层区。

2) 间断分布——冻土区和被冻土层包围的融土“岛”各占50%。

3) 块-岛状分布——多年冻结层整体和分块所占面积小于50%。

4) 岛状分布——融土中冻土岛所占面积小于10%。

在苏联境内有些地方冻土层是很厚的，例如，在赤塔为20米，在雅库茨克为210米；在新地为600米，在维吕河为800米；在印迪吉尔卡河上游达1700米等等。

由于气候、海拔高度、地形、地质构造等局部因素的影响，冻土层的温度波动范围很大。冻土层温度状况与季节冻融层温度状况有关，因为岩石圈与大气层间的热交换是通过它来实现的，这种热交换情况决定了年平均温度，而年平均温度是决定整个永冻层温度状况的主要因素。

大气温度的季节波动影响深度达8~15米，这个深度称为年度零振幅深度，或称为等温热交换深度。在此以下的温度在一年内是不变的（它们仅随着地壳温度的变化而变化）。

对某些地区冻结层的温度为

（以℃表示）：在伏尔库塔为 $-0.3 \sim -1.5^{\circ}\text{C}$ ；雅库茨克为 $-3 \sim -7^{\circ}\text{C}$ ；在新地达到 -12°C ；在别维克约 -5.2°C ；在科累马河上游为 $-5 \sim -10^{\circ}\text{C}$ 等。

季节冻融层和永冻层沿断面的温度分布特性见图1。

人们生产活动对冻土的热状况有很大的影响。在区域经济开发和工程建设过程中，地层与大气层的热交换条件有了本质的变化：雪的压密和清除

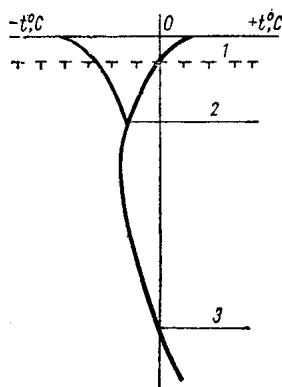


图1 季节冻融层和永冻层温度分布

1—季节解冻层温度；2—恒温深度；3—永冻土下部边界

改变了季节冻融层和多年冻土层的平均温度。地区的建设使雪的覆盖层重新分布。当雪污染后，它的反射作用减小了，亦即吸收太阳幅射热的能力大大的增加，这导致更快的融化。在春季污雪很快融化，打开了土壤表面吸收太阳热的通道。其它如森林的砍伐和培植，植物层的种植和破坏，播种和收割——所有这些都对土壤温度状况产生影响。在城镇和村庄，所谓文明层也起到类似的作用。例如在依加尔卡地区森林联合企业，在锯末堆腐烂过程中，不仅锯末温度升高到 80°C ，而且使下面土壤温度达 15°C 。

修建水工建筑物以及进行土壤改良工作都会使温度状况发生相当大的变化。修建深度超过冬季冻结深度的水库、水池会导致永冻层与季节性冻结层的脱离。以斯科沃罗金斯克水库为例子，其永冻土融化深度达10.5米。

有取暖设备的厂房和建筑物下面，在预先没有专门排热装置的情况下，在永冻层上表面同样发生温度状况的变化，即使在最严寒的条件下，在建筑物下面仍形成碗状融化。在路面上覆盖的黑色结构，同样破坏了地层上部的温度状况。在这种情况下，路基下的冻土或冰的融化，会导致路面的塌陷和变形。

人们对冻土温度状况的干预不仅增大了夏季融化深度（这是显而易见的），而且同样地使冬季冻结深度增大，在地下冰的分布区域，人们的经济活动影响尤大，在中雅库梯开垦荒地，砍伐森林，收割干草以及其它方面自然热交换条件的破坏，使埋藏距离地表近的地下冰区段内，季节性融化深度增大，导致地下冰融化，形成热溶湖和盆地——干涸的热喀斯特洼地。

冻土层天然温度状况最剧烈的变化是发生在建成厂房、

公路等之后的头几年。经过 3 ~ 5 年，相应于新的热交换条件的温度状况开始趋于稳定。但是有时厂房下面形成的碗形融化要持续 10 年之久。

在春季，河流特别是湖泊的温度状况（苏联有湖泊和河流的冻土地区占 300 万平方公里以上，亦即占总面积的 15%）受到所谓温床效应[51]的强烈影响。透过冰层的太阳辐射转变成的热能，能使下面的冰逐渐融化，由此可以解释这样的事实，例如，在东北部，湖面上的冰覆盖厚度达 2.5 米，这是持续冻结 7 ~ 8 个月形成的，自 5 月的下半月开始到六月底期间，亦即经过一个半月，就全部融化。而在冻土带，到 6 月底的融化深度却很少超过 0.4 ~ 0.5 米。

在评价冻土的工程特性和选用它作为天然地基时，冻土层温度是重要的指标。土壤可区分为稳定温度状况和不稳定温度状况。在局部因素影响下，例如人工解冻，建筑物的热作用，火灾等，冻土温度状况会被破坏，直至土全部解冻。如果破坏因素消失后，在当地自然条件影响下（气候和微气候），冻土温度能恢复到初始值，那么这样的温度状况称为稳定状况。如果不能恢复到初始温度，那么这种状况是不稳定的。不稳定温度状况发生在负温不大的冻土层内，一般不低於 -1°C 。

在工程中判断冻土的重要指标是由冰胶结的骨架颗粒的粘结力，粘结强度（冰胶结的粘结力）取决于温度，土的成分，土壤湿度和含盐量。在天然条件下，冻土按其胶结程度不同可分为坚硬冻结，塑性冻结和松散冻结。

坚硬冻土或者低温土，土壤的骨架颗粒被冰牢固地胶结为坚硬的整体。它的特征是呈脆性破坏，在建筑物负荷下实际上不具有可压缩性。当砂土和粘土的温度低于以下数值时

(以 $^{\circ}\text{C}$ 表示)，它们就属于坚硬冻土：粉砂-0.3；砂质垆-0.6；砂质粘土-1；粘土-1.5。坚硬冻土的压缩系数从 10^{-3} 到 10^{-4} 厘米²/公斤甚至更低。

塑性冻土或者高温土，土壤被冰局部胶结，因此土壤具有塑性稠度，这种土壤在建筑物负荷下具有可缩性，在孔隙中冰和未冻水的充填度 <0.8 ，并具有高于坚硬冻土温度的粘性土壤中（砂质垆，砂质粘土，粘土）可以找到各种塑性冻土。含盐土在低到 -5°C 可以一直保持塑性冻结状态，塑性冻土的压缩系数从 10^{-2} 到 10^{-3} 厘米²/公斤。

松散冻结状态仅出现在含水率很小的大块碎石土和粗砂土中，这时仅能在个别的聚合体内观察到冰的胶结，而整个土体处于松散状态。

在规划和组织建设施工时，在使用各种机械进行矿山开拓时，在利用多年冻土作为建筑物的天然地基而选择方法时，均应考虑冻土是属于那一类别。

§2 冻土成分

冻土是多相和多成分的复杂体系，冻土的基本成分是：矿物或矿体骨架、冰、未冻水和气体，它们决定着冻土的结构、物理力学和热物理性质，并影响其冻结和解冻过程。

骨 架

骨架部分是冻土多成分体系的主体，颗粒大小、形状及矿物成分，反映它们表面物理化学性质的交换阳离子成分和交换量，这些都极大地影响土壤的结构构造特性、水分迁移特性、强度，以及冻结时冰的形成和冻胀量等。

根据建筑规范 СНиП II-B.1—62 作为天然地基的大块碎屑的和砂质的融冻土是按粒度组成分类的（表1）。

粘性土按其塑性指数 W_p 可分为：

砂质垆姆	$1 < W_p \leq 7$
砂质粘土	$7 < W_p \leq 17$
粘 土	$W_p > 17$

冻土和永冻土的名称是在其融化后，根据融土的命名来确定的。

表 1 大 碎 石 和 砂 土 分 类

土 壤	按不同粒度颗粒占干土重量的百分数
大块碎石	
石 子 (含砂砾)	大 块 10毫米—大于50%
卵 石 (含砾石)	2毫米—大于50%
砂 土	
砂 砾	2毫米—大于25%
粗 砂	0.5毫米—大于50%
中 砂	0.25毫米—大于50%
细 砂	0.1毫米—大于75%
粉 砂	0.1毫米—小于75%

如果将土样在 $100 \sim 105^\circ\text{C}$ 的温度下烘干，砂质土中植物残渣含量占矿物重量的3%，而粘性土如大于5%时，土壤分析结果中就应当包含植物残渣的数据（泥煤，腐植质和其它）。土中有机物质的测定可在闭式炉内用烘焙方法确定。

根据土中植物残渣的不同含量，给予土壤以附加的名称：植物残渣含量小于10%称为夹杂有有机物质的土；含量为10~60%称为泥炭土；含量大于60%称为泥炭。

粘性冻土命名时（粘土砂质粘土，砂质垆姆）：应考虑粒度组成，如果粘性冻土内粉状部分大于50%（颗粒直径由0.05到0.005毫米），那么在它们的名称前应附上“粉状”（建筑规范СНП II-B.6—66）。

如果考虑到在永冻土地区内土的冻融状态共存，而在季节冻融地层内冻结和融化状态随季节交替更换的情况，这种对冻土命名的分析方法不能认为是合适的。而按照粒度分析进行冻融土的分类是合理的，例如 A.A. 奥哈顿分类法，它是在研究物理性质基础上进行土的分类。

不同粒度的土壤，在用作天然地基时（在其它条件相同的情况下），效果是不一样的。粒度成分对水分迁移过程，冰的形成和冻胀有很大的影响。

冻土的性质，特别是冻土强度，不仅取决于颗粒的大小，而且取决于颗粒的形状。在土壤受压情况下，颗粒间产生的应力集中对于圆的、尖的和扁平状的颗粒是不同的。

土壤的矿物成分，特别是粘性土壤中高度细碎物的成分，对冻土的性质，对冻结过程（冰的形成速度，膨胀等）都有很大的影响。根据土壤膨胀变形的速度，不同矿物成分的粘性土可排列如下：高岭土 > 水云母 > 蒙脱石。

具有高的交换容量的细碎性土壤，其阳离子交换具有很大的意义。

根据对冰析出和冻胀过程的影响（在其它条件相同时），其排列顺序为： $\text{Fe}^{+3} > \text{Al}^{+3} > \text{Ca}^{+2} > \text{K}^{+} > \text{Na}^{+}$ 。

冰

冰是冻土必然的组成成分。正是由于冰的存在，才决定了冻土的结构及其物理力学性质特性。

随着水的结冰，其体积增大 9.07%，而密度减小 8.31%（水的密度等于 0.999968，冰的密度为 0.9168），比热减小一半多（水为 1.009，冰为 0.497 卡/克℃）。冰按六面体体系结晶。这时急剧成晶的不是沿对称主轴，而是沿着副轴，从而使冰结晶有着层状结构，具有各向异性，冰沿对称主轴方面的

强度要比沿副轴方向为大。以至冰在不大的恒载作用下就要流动，冰只有在瞬时荷载作用下才表现出弹性。在一定温度和压力下冰具有向同素异晶转化的特性，亦即从连续晶体的一种形式转变为另一种形式。普通冰（变态1）是水在 0°C 和标准大气压力下纯晶化形成的。在几万个大气压力下形成的某些变态冰，可在正温条件下存在。普通冰结晶网格具有氢原子的活动性，因此，它们在温度和压力的影响下是变化的，只有在温度达 -78°C 时才变为稳定状态。当温度低于 -78°C 时，冰由六面体转变为正方体[48]。

试把冻土内的冰看作成岩的矿物或者单晶矿物来研究。处在地壳内的各种冰，不论其生成和埋藏形式如何，统称为地下冰。整个冻土层的性质和动态取决于冰的类别、数量、埋藏条件和形状。同时地下冰的埋藏形式与其成因有直接的关系。

П.А. 苏姆斯基系统地研究了冰的分类[63]。按照冰的形成时间将冰分为：共生的（它与掺杂的岩石同时生成的），以及后生的（它的生成晚于掺入的岩石）。

地下冰形成过程可分为三种类型，与它们相应的三种类型的冰为：1) 构造冰，在岩石冻结时形成的；2) 穴脉冰，它是冻结岩石中的孔穴被冰充填而形成的；3) 埋藏冰，-包括各种成因的埋藏的地面冰（湖冰，冰丘，河冰等）。

1. 构造冰是在冻结过程中形成的，它对冻土结构的形成具有重大意义，所以也称为形成构造冰。有时，它的细冰体局部或全部充满土壤孔隙，而有时，它们则以冰镜体和纯冰夹层的形式充填于冻土中，构造冰对冻土的性质有重大的影响。它不仅对冰和骨架数量关系，而且对它们在土壤内的相互位置都有影响。