

基于阴阳坡效应的多年冻土区路基稳定性研究

Study on Embankment Stability Based on Sunny-shady Effect in Permafrost Region

丑亚玲 曹 伟 张 波 著
盛 煜 主审



人民交通出版社
China Communications Press

基于阴阳坡效应的多年冻土区 路基稳定性研究

Study on Embankment Stability Based on Sunny-shady Effect in Permafrost Region

丑亚玲 曹 伟 张 波 著
盛 煜 主审

内 容 提 要

本书较为全面系统地分析、总结和归纳了考虑阴阳坡效应的多年冻土区路基稳定性的相关理论与应用研究成果,并汇集大量科研和实体工程试验观测资料,深入论述了冻土环境、太阳辐射、局地因素、工程措施及工程地质条件等因素对多年冻土区道路路基稳定性的影响。基于野外监测、室内试验、数值建模和理论分析相结合的方法,定量研究了太阳辐射量及路基表面浅层热状况的相关计算,对具有阴阳坡的路基断面进行了热稳定性及变形稳定性分析,并汲取了以往关于路基阴阳坡及纵向裂缝的研究成果。对柴达尔—木里铁路沿线“阴阳坡”效应、工程地质条件、工程措施效果及冻土环境分别进行了定量分析及不同方法的评价研究。

本书可供从事冻土地区道路工程及土建工程的科技人员参考,亦适合高等院校、科研机构相关专业技术人员、教师、研究生学习参考。

图书在版编目(CIP)数据

基于阴阳坡效应的多年冻土区路基稳定性研究/丑亚玲, 曹伟,张波著. —北京:人民交通出版社,2014.7

ISBN 978-7-114-11331-4

I. ①基… II. ①丑… ②曹… ③张… III. ①冻土区—公路路基—稳定性—研究 ②冻土区—铁路路基—稳定性—研究 IV. ①U416.1 ②U213.1

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2014)第 065369 号

书 名: 基于阴阳坡效应的多年冻土区路基稳定性研究

著 作 者: 丑亚玲 曹 伟 张 波

责任编辑: 赵瑞琴

出版发行: 人民交通出版社

地 址: (100011)北京市朝阳区安定门外外馆斜街3号

网 址: <http://www.ccpres.com.cn>

销售电话: (010)59757973

总 经 销: 人民交通出版社发行部

经 销: 各地新华书店

印 刷: 北京市密东印刷有限公司

开 本: 787×1092 1/16

印 张: 16.5

字 数: 402 千

版 次: 2014 年 7 月 第 1 版

印 次: 2014 年 7 月 第 1 次印刷

书 号: ISBN 978-7-114-11331-4

定 价: 48.00 元

(有印刷、装订质量问题的图书由本社负责调换)

国家自然科学基金项目(编号 50908111)

“我国多年冻土区路基纵向裂缝发育的热—力学机理分析”

部分研究成果

兰州理工大学优秀青年教师基金资助(编号 Q200911)

中科院冻土工程国家重点实验室开放基金项目资助(编号 Y201119606)

中国博士后科学基金面上项目资助(编号 20100470108)

建工七七基金资助(编号 TM-QK-1101)

甘肃省自然科学基金资助(编号 1014RJZA026)

前 言

多年冻土是一种对气候和环境变化极为敏感的特殊地质体,与其他土类相比,其最大的特点就是它的水、热、力等性质随温度变化而变化的不稳定性。由于外界环境的多变性(比如全球变暖、工程扰动等),使多年冻土始终处于一种动态变化与局地动态平衡状态,其变化主要受环境气候条件控制,大的气候背景决定了多年冻土分布的宏观格局。但局地因素,如坡向、坡度、雪盖、岩性和含水率等对多年冻土的分布及其性质的影响也不容忽视。在一定条件下,局地因素对多年冻土的影响往往会超过大气候背景对其的影响,造成同样气候背景下多年冻土的“异常”分布或非气候分布,所以在多年冻土区修筑道路工程是一项世界性难题。其中,由于路基两侧边坡的坡向差异性所带来的工程病害已引起众多科研工作者的重视。他们指出,在多年冻土区修筑道路工程后,与路基边坡朝向有关的热效应是冻土路基工程保护措施必须考虑的因素。

“阴阳坡”是一个地理学术语,通常把南向坡作为标准的阳坡,而把北向坡作为标准的阴坡。在山区,由于坡向不同,坡面的辐射及局部大气环流等条件不同,导致了阴阳两坡在小范围内气候环境上的差异,并继而对植被、土壤、地貌、水文等产生深刻的影响。对道路工程而言,在大部分情况下,坡向对路基的稳定性没有太显著影响(尤其是在非冻土区),因此对该现象研究很少,认识基本还停留在南北坡就是“阴阳坡”的程度。而在多年冻土区,“阴阳坡”现象不仅出现在南北坡上,且只要是由于坡向差异导致两侧边坡热状况不同(融化形态不对称)的现象,都可以称之为“阴阳坡”问题。青藏线(包括青藏铁路和青藏公路)上广泛存在的两侧边坡热状况有差异的现象,就是“阴阳坡”问题的一种具体表现。有关研究表明,由于“阴阳坡”问题引起的纵向裂缝病害在我国青藏铁路、青藏公路、青康公路及东北和内蒙古冻土地区的道路工程,以及美国的阿拉斯加和法国的道路工程中均有不同程度的分布,它已成为多年冻土区道路工程中一种常见的路基病害。本书基于以上原因展开了相关研究。

本书围绕“现象→规律→机理→预测→对策”的研究主线,以青藏铁路、青藏公路、青康公路及柴达尔—木里铁路沿线某些典型路基断面实测资料为依据,对具有显著“阴阳坡”效应的路基断面进行了热稳定性及变形稳定性分析,并汲取了以往关于阴阳坡及纵向裂缝的研究成果;研究了太阳辐射量及阴阳坡热状况的定量计算,建立了路基表面(包括水平表面及边坡表面)浅层地温与太阳辐射的定量关系,并在此基础上,采用了相关的理论分析和数值模拟,对具有阴阳坡的路基热

稳定性进行了计算分析与评价;对柴达尔—木里铁路沿线“阴阳坡”效应、工程地质条件、工程措施效果及冻土环境进行了定量分析及评价研究。

全书共分 11 章,由兰州理工大学丑亚玲,重庆市国土资源和房屋勘测规划院曹伟,中铁第一勘察设计院集团有限公司张波及中国科学院寒区旱区环境与工程研究所陈继、吴吉春合作著成。第一章、第二章、第三章、第四章、第五章、第六章、第十一章由丑亚玲完成;第七章由张波、陈继、吴吉春、丑亚玲完成;第八章由张波、曹伟完成;第九章由张波、曹伟完成;第十章由曹伟完成。全书由丑亚玲统稿,盛煜审核。

本书是在几位作者的研究生学位论文基础上进行完善、拓展、提炼而形成。它得以顺利完成,首先要感谢中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冻土工程国家重点实验室,在实验室冻土工程研究的环境下,我们有机会参与有关项目的野外数据采集、分析整理和综合研究,为本书的完成奠定了基础;其次,感谢导师盛煜研究员及他带领的课题小组全体成员的共同努力,吴吉春博士、陈继博士、李金平博士、李静博士、张秀敏博士、曹元兵博士、冯子亮博士、何维维硕士、王生廷硕士等师兄弟姐妹们对本书的出版都做出很大的贡献;再次,衷心感谢青海省交通科学研究所、青海省地方铁路管理局为相关项目进行野外监测及数据获取提供的大力帮助;本书的出版得到了国家自然科学基金、中科院冻土工程国家重点实验室开放基金、甘肃省自然科学基金、兰州理工大学优秀青年教师基金、中国博士后科学基金面上项目及建工七七基金等项目的资助,在此一并表示深切的感谢;最后特别感谢甘肃省有色地质调查院韦振明先生在学术思想、数据处理,以及文稿编辑上为本书所做的贡献。

本书展现的只是一个不太成熟的研究成果,还有很多深层次的东西需要更进一步的探究与挖掘。此外,由于作者水平有限,本书错漏缺点在所难免,恳请专家与读者批评指正。

本书撰写过程中参考了不少国内外学术界前辈和同仁的研究成果,在此表示真诚的感谢!书中所引用的观点和资料都尽可能在参考文献中标注出,但可能由于写作中的疏忽而有所遗漏,在此深表歉意,并向作者致以诚挚的谢意!

作 者
2014 年 1 月

目 录

第一章 我国多年冻土分布及工程分类	(1)
第一节 冻土环境及冻土分布特征	(1)
第二节 多年冻土上限	(7)
第三节 多年冻土地温分区及工程分类	(11)
第二章 多年冻土区路基阴阳坡效应及其影响因素	(15)
第一节 阴阳坡效应	(17)
第二节 影响因素	(28)
第三章 多年冻土区路基浅层地温	(39)
第一节 太阳辐射基本原理	(39)
第二节 太阳辐射量计算	(42)
第三节 路基水平表面浅层地温与太阳辐射量的关系	(46)
第四节 阴阳坡浅层地温与太阳辐射的关系	(51)
第五节 阴阳坡问题的辐射机制探讨	(58)
第四章 多年冻土区公路路基阴阳坡现象及纵向裂缝分析	(60)
第一节 试验场地的自然地理环境	(60)
第二节 地温变化规律	(61)
第三节 变形变化规律及纵向裂缝调查	(76)
第五章 青藏铁路路基的阴阳坡效应及数值模拟	(81)
第一节 自然地理概况及观测方法	(81)
第二节 温度监测结果	(83)
第三节 数值模拟	(86)
第六章 多年冻土区路基纵向裂缝分布及防治措施	(103)
第一节 纵向裂缝在青藏公路的分布	(104)
第二节 纵向裂缝在青康公路的分布	(111)
第三节 纵向裂缝在青藏铁路的分布规律	(112)
第四节 防治措施	(117)
第七章 柴木铁路冻土路基阴阳坡效应及工程措施效果	(124)
第一节 监测断面	(125)
第二节 片石通风路基	(130)
第三节 热棒护坡路基	(145)

第四节	热棒护坡 + 片石通风复合路基	(158)
第五节	不考虑土工格栅的路基纵向裂缝病害预测	(165)
第六节	考虑土工格栅的路基纵向裂缝病害预测	(168)
第八章	柴木铁路沿线工程地质条件评价	(170)
第一节	柴木铁路沿线气候特征	(170)
第二节	柴木铁路沿线多年冻土分布特征和规律	(172)
第三节	柴木铁路沿线冻土工程地质条件定量评价	(178)
第九章	柴木铁路冻土路基工程措施效果模糊评价	(184)
第一节	评价指标体系	(185)
第二节	模糊综合评价方法步骤	(186)
第三节	基于青藏铁路冻土路基工程构建模糊评价模型	(190)
第四节	模糊评价方法在柴木铁路冻土路基工程措施效果评价中的应用	(203)
第五节	柴木铁路模糊评价模型修正及最终模糊评判结果	(210)
第十章	柴木铁路沿线冻土环境评价	(223)
第一节	评价指标体系	(223)
第二节	评价方法	(227)
第三节	冻土环境评价	(230)
第十一章	主要结论及对策与启示	(237)
第一节	主要结论	(237)
第二节	对策与启示	(238)
参考文献		(242)

第一章 我国多年冻土分布及工程分类

第一节 冻土环境及冻土分布特征

冻土是指含有冰且温度在 0°C 或 0°C 以下的各种岩石和土体。它作为一种特殊的岩土材料,其力学性质对温度的变化异常敏感。根据(岩)土体处于冻结状态的持续时间不同,通常可分为季节冻土和多年冻土,前者指在地表几米范围内冬季冻结、夏季融化,后者指两年以上处于冻结状态、只有地表层几米内的土(岩)层处于夏融冬冻的状态。世界范围内的多年冻土面积约为 $3.5 \times 10^7 \text{ km}^2$, 占全球陆地面积约 23%, 主要分布在俄罗斯、美国的阿拉斯加和加拿大北部等地,此外尚有部分分布于南美和中亚的高山地区。我国是世界上第三冻土大国,多年冻土面积达 $2.15 \times 10^6 \text{ km}^2$, 占国土面积约 22.3%, 主要分布于东北大、小兴安岭地区和松嫩平原北部及西部高山和号称世界第三脊的青藏高原。青藏高原是世界高海拔多年冻土的代表,更是中国多年冻土的代表。青藏高原多年冻土面积约为 $1.49 \times 10^6 \text{ km}^2$, 占我国冻土面积约 70%。

多年冻土的存在和分布是地质历史变迁和近代气候变化的产物,是历史自然地质环境(寒区地质环境)长期作用形成的特殊综合地质体。这种历史自然地质环境主要指区域气候条件、地质构造、地形、地貌形成演化、地表水、地下水、岩性、植被、雪盖、坡向、坡度等共同作用形成的综合自然地理环境,外界环境条件的变化使冻土始终处于一种动态变化与局地动态平衡状态。冻土与寒区自然地理环境、地质环境,以及受人类工程经济活动影响的工程技术环境、社会经济环境等共同组成冻土环境。冻土环境是寒区生态环境的重要组成部分,人类活动和气候变化会对冻土环境产生很大的影响,特别是在寒区修建工程构筑物和建筑物,将会对冻土环境产生一定的反效应。环境工程地质学理论认为,任何研究主体的周围条件和状态都可以认为是其存在的环境。冻土本质上也是冻土工程的一种环境,而冻土和冻土工程对于自然环境来说,也可以是一个综合主体。因此,自然环境成为这个主体,同时也是冻土存在和发育的原生环境和原生动力。

多年冻土是地气系统相互作用的产物,也是冰冻圈环境的主要组成部分,其变化主要受环境气候条件控制。大的气候背景决定了多年冻土分布的宏观格局,但局地因素,如坡向、坡度、雪盖、岩性和含水率等的影响,在一定条件下,往往会超过大气候背景,造成同样气候背景下多年冻土的“异常”分布或非气候分布。同时,冻土对环境气候条件的变化进程产生反馈,这种反馈的直接响应就是随着全球增温等因素的影响,冻土层地温升高、活动层厚度增大、地下冰融化、多年冻土厚度变薄、多年冻土退化等,与大气之间的水热交换状况发生深刻的变化,从而对寒区气候、水文、水资源、生态和环境演变等产生重大影响,使冻土工程依赖的环境条件发生复杂的不确定性变化,这些最终将对冻土工程的稳定性和可靠性产生重大影响,导致冻土区道路工程的修建具有一定的复杂性和困难性。

气候条件对冻土的形成和发展有着重要影响。在高纬度和高海拔地区,严寒的气候条件(年平均气温低于 0°C)是多年冻土生成和保存的基本条件。在我国三大气候区(东部季风区、西北干旱区和青藏高寒区)中,多年冻土均有分布。在三大气候区进一步划分的12个气候带中,多年冻土主要分布在寒温带、中温带北部和高原寒带、高原亚寒带及高原温带5个寒冷气候带中。地质构造和地形、地貌对冻土形成和发展的影响,主要表现在地形(高山、河谷平原)、地貌(包括植被和雪盖)不同,地表得到的太阳辐射量不同,因而多年冻土的发育程度不同。如:山区较之河谷平原,气温要低,寒季要长,多年冻土的年平均地温要低,厚度要大;阴坡较之阳坡,由于获得的太阳辐射能量较少,多年冻土的年平均地温要低,厚度要大;植被覆盖良好地段较之裸露地段,由于植被叶面蒸腾、光合作用耗热大,地表暖季获得的太阳辐射能量较少,多年冻土的年平均地温要低,厚度要大。地质构造和岩相(热物理性质变化)不同,地中热流的大小不同。在地质构造带,岩浆和地下水活动频繁,地中热流 q 大,多年冻土的年平均地温较高,厚度较小;岩石圈的年代越古老,放射性元素的衰变越弱, q 越小,多年冻土的年平均地温要低、厚度要大。即地形、地貌和地质构造对多年冻土的温度和厚度均有重要影响。

冻土环境问题包括冻土周围的自然环境及冻土本身两大方面。冻土周围自然环境可分为:影响冻土发育的能量来源因素,导致冻土发育差异性的局部因素;冻土本身包括冻土的温度环境、活动层(即季节融化层)范围、水分变化等。根据多年冻土的生成条件和赋存环境,我国的多年冻土大体可以划分为东北高纬度的大、小兴安岭多年冻土和西部高海拔的青藏高原多年冻土两种类型,其余的多年冻土则分散在我国西部和东部的部分高山区。其中:①高纬度低海拔多年冻土约占 $3.9 \times 10^5 \text{ km}^2$;②高原多年冻土约占 $1.5 \times 10^6 \text{ km}^2$;③高山多年冻土约占 $2.6 \times 10^5 \text{ km}^2$ 。

一、高纬度多年冻土

我国东北高纬度、低海拔多年冻土集中分布在大、小兴安岭地区,是欧亚大陆高纬度多年冻土区的南部边缘。其分布范围主要位于北纬 $46^{\circ}30'$ 和 $53^{\circ}30'$ 之间,海拔高度从几百米至1400m,面积约为 $3.88 \times 10^5 \text{ km}^2$ 。该多年冻土区的自然景观包括大兴安岭北部和中部的针叶林区、小兴安岭的针阔叶混交林区、松嫩平原森林草原北区及内蒙古高原(呼伦贝尔—锡林郭勒高原)干草原、荒漠草原区北部。

大兴安岭为北东—南西走向,小兴安岭为北西—南东走向,两山呈“人”字形分布,其地势整体呈西北高、东南低。大兴安岭东坡较陡峻,西坡则是较为平缓的丘陵山地,海拔高度在600~1400m;小兴安岭山势较平缓,海拔在500~800m。由于高纬度地区气温具有明显的随纬度升高而降低的特性,故该地区多年冻土的分布特征也具有明显的纬度地带性。自南而北,随着纬度的升高,年平均气温降低,多年冻土的年平均地温降低,多年冻土厚度增加,分布面积逐渐增大,多年冻土的连续性由岛状分布逐渐过渡到大片连续分布。该区多年冻土的发育特征与分布受如下环境条件的制约。

(一)气候条件

该多年冻土区在气候上属于我国最寒冷的寒温带和中温带北部。太阳辐射和辐射平衡的分布大致与纬线平行,降水由沿海向内陆递减。气候严寒、干燥,冬季漫长,夏季短促,年平均气温低,气温年较差大,属大陆性季风气候。从多年冻土南界向北,年平均气温从 $0 \sim 1.0^{\circ}\text{C}$ 降低到 $-5.0 \sim -6.0^{\circ}\text{C}$;气温年较差从 35°C 递增到约 50°C ;降水量由500~600mm减少到200~

300mm 以下。冬季,该区气候受西伯利亚和蒙古高压控制,冷空气长驱直入大、小兴安岭,使得该区气温大幅度下降,与同纬度的新疆地区相比,气温要低 $5 \sim 14^{\circ}\text{C}$ 。夏季,南来的暖湿气流与北来的冷空气在本区交汇,形成多雨天气,使 $80\% \sim 90\%$ 的降雨量都集中在夏季,在一定程度上抑制了气温升高。因而,东北夏季气温比同纬度的新疆地区要低 $1 \sim 7^{\circ}\text{C}$ 。大、小兴安岭较低的年平均气温是该区多年冻土得以发育和保存的基本条件,也是欧亚大陆多年冻土南界能在本区明显向南推进的主要原因之一。另外,冬季(11月中旬至翌年2月底),该区大气逆温层的广泛分布,是大、小兴安岭地区气候的另一特点。这是受西伯利亚、蒙古高压控制的结果。逆温层中心大致位于俄罗斯雅库茨南部山区。逆温层的厚度在西伯利亚山地达 $1200 \sim 1500\text{m}$,逆温梯度 $(1.5 \sim 2.0)^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。进入我国境内逆温层厚度为 $500 \sim 1000\text{m}$,其逆温梯度:漠河为 $1.0^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,嫩江为 $0.8^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,海拉尔为 $0.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ (1961年)。冬季逆温层的广泛分布,对大、小兴安岭冻土特征地域差异的形成和发育有着重要影响。

(二) 植被覆盖

植被对地表温度的影响更加复杂,植被能遮挡大部分的太阳辐射,同时还能减小地表向大气的散热强度,其影响程度取决于植被的类型、特征和稠密程度。植被愈稠密,地表温度愈低,同时植被根系有保持水分的能力。如苔藓层极为潮湿,夏天蒸发水分,消耗大量热量,阻碍太阳辐射热往下传递;与无苔藓及植被层的地段相比,可使地表温度降低 $1 \sim 10^{\circ}\text{C}$,对保存冻土层极为有利。植被覆盖对大、小兴安岭多年冻土的发育特征和分布有着重要影响。大、小兴安岭地区绝大部分地面都为森林、灌木、苔草、苔藓层所覆盖。植被的蒸腾和光合作用要消耗来自太阳的大量辐射热能,其表面温度是较低的,加上植被生长有机层的隔热作用,使传入地中的太阳辐射热量大为减少。根据有关观测资料,夏季晴天时,密集塔头草覆盖地面的温度比裸露地面要低 $16 \sim 22^{\circ}\text{C}$ 。植被覆盖地表的这种热特性,对该区多年冻土的发育和保存是很有利的。

(三) 地形、地貌

大、小兴安岭多年冻土的分布和特点与地形、地貌特征有密切关系。大、小兴安岭的地形、地貌是地壳在内、外营力长期作用下,经褶皱、断裂等构造运动和侵蚀、夷平等地貌过程而形成的。大兴安岭为北东—南西走向,小兴安岭为北西—南东走向,两山呈“人”字形分布,贯穿整个地区,其地势整体呈西北高、东南低,嫩江、贝尔茨河从中部穿过。中段的阿尔山、伊尔施至卓尔河一带,地势较高,海拔 $1000 \sim 1400\text{m}$;北部的满归、古莲地段,则地势较低,海拔 $500 \sim 600\text{m}$ 。大、小兴安岭地形的不对称性,使得阴、阳坡面的松散物质沉积、水分、植被、温度等出现较大差异,这对多年冻土的分布与保存有着重要影响。

(四) 地质构造

大、小兴安岭在地质构造上属于兴安海西褶皱带,该褶皱带是在古生代经海西运动形成的。其基本岩性是以岩浆岩类侵入岩和喷出岩为主,其次是变质沉积岩。自第三纪以来,地面长期遭受剥蚀作用,致使地形比较缓和,新构造运动以缓慢翘起上升运动为主。第四纪沉积,在山顶只有 $1 \sim 2\text{m}$ 的残积碎石、角砾夹亚黏土、亚砂土;山麓、山间谷地、盆地则沉积着达 $10 \sim 15\text{m}$ 不等厚度的洪积、坡积型粉土,粉质黏土夹碎石、砂砾等。长期相对稳定的沉积环境,赋存植被良好的生长条件,坡地表层沉积着厚度 $1 \sim 3\text{m}$ 、河谷阶地沉积着达 5m 的腐殖质土和泥炭。这种良好的地质环境非常有利于多年冻土的发育与保存,在一些潮湿的细颗粒土地段和饱水泥炭地段,甚至在年平均气温高达 $0 \sim 1^{\circ}\text{C}$ 条件下,仍有岛状多年冻土和厚层地下冰存在。

在上述因素的影响下,大、小兴安岭地区的多年冻土具有以下特点:

(1)多年冻土的分布和特征受纬度控制,即具有明显的纬度地带性。

在该多年冻土区,自北而南,随着纬度的降低,年平均气温升高(由北部的 $-5.0\sim -6.0^{\circ}\text{C}$ 升高到南部的 $0\sim 1.0^{\circ}\text{C}$),年平均气温较差减小($50\sim 35^{\circ}\text{C}$),多年冻土的年平均地温增高[由北部的 $-1.0\sim -2.0^{\circ}\text{C}$ (最低可达约 -4.0°C)增至南部的 $0\sim -1.0^{\circ}\text{C}$],多年冻土厚度减小(由北部的上百米减至南部的 $5\sim 20\text{m}$),多年冻土所占面积的百分比逐渐减小(由 $70\%\sim 80\%$ 减至 $10\%\sim 20\%$),由大片连续分布逐渐向岛状分布和稀疏岛状甚至零星分布过渡。多年冻土中的融区逐渐增多,且融土的温度由 1.0°C 增至 $3.0\sim 4.0^{\circ}\text{C}$ 。

(2)海拔高度影响的叠加使多年冻土分布更具特色。

在西部的大兴安岭中、高山地区,多年冻土比东南部的小兴安岭低山丘陵区更为发育。西部的中、高山地区的多年冻土,其年平均气温较低、厚度较大、连续程度较高。冻土层的温度由西向东升高。受纬度地带性和高度地带性的双重影响,东北多年冻土区的自然地理南界呈“W”形分布。在南界以南,只在一些高山如长白山上、黄岗梁山上才有多年冻土出现。可见,在我国东北多年冻土的发育中,尤其是大片多年冻土的存在,海拔高度起了重要作用。

(3)低洼处冻土条件更为严酷。

在该区大片冻土区,山间洼地和河谷阶地有苔藓生长和泥炭层的沼泽化地段,冻土温度最低($-3.0\sim -4.0^{\circ}\text{C}$),地下冰最发育,冻土厚度也最大(100m 及其以上)。这一现象的发生与土的岩性和含水率密切相关。但受冬季逆温层的影响,在同一局部地区,植被发育的山间低地、沼泽湿地地段,多年冻土往往最为发育,而在高地和山顶,多年冻土则处于衰退状态或缺失。

(4)多年冻土年平均温度最低可达约 -4.0°C ,最厚可达 120m 以上,地温年变化带厚度一般 $12\sim 16\text{m}$,以 $14\sim 15\text{m}$ 居多。

(5)东北岛状、稀疏岛状和零星分布冻土区南北宽度达 $200\sim 400\text{m}$,其面积比大片和大片一岛状冻土两个区的面积大得多。这一广阔地带,实际上是多年冻土与季节冻土相互过渡的地带,对地表热交换条件变化反应敏感的地带,也是生产实践中经常遇到冻胀、融沉等不良冻土工程地质现象的地带。

中国东北高纬度、低海拔多年冻土的分布及特征见表 1-1。

中国东北多年冻土的分布及特征(周幼吾等,2000 年) 表 1-1

多年冻土区	年平均气温($^{\circ}\text{C}$)	年平均地温($^{\circ}\text{C}$)	多年冻土所占面积($\%$)	多年冻土厚度(m)
大片分布(或断续分布)	< -5	$-4\sim 0$	$70\sim 80$	$50\sim 100$
大片一岛状分布	$-3\sim -5$	$-1.5\sim 2$	$30\sim 70$	$20\sim 50$
岛状和稀疏岛状/ 及零星分布	$0\sim -3$	$-1\sim 3(4)$	$5\sim 30/<5$	$5\sim 20$

二、高海拔多年冻土

世界高海拔多年冻土的总面积约为 $2.3\times 10^6\text{km}^2$,其中约一半分布在亚洲,且主要分布在青南—藏北高原。我国的高海拔多年冻土主要分布在我国西部的青藏高原和西部、东部的部分高山。因此,高海拔多年冻土又可划分为高原多年冻土和高山多年冻土。高原多年冻土分布在西部青藏高原;高山多年冻土主要分布在西部的阿尔泰山、天山、祁连山、阿尔金山、横断

山、喜马拉雅山以及东部的太白山、五台山、长白山、黄岗梁山等高山区。

青藏高原西起国界,向东延伸至川西、滇北的横断山,北起昆仑山,南至喜马拉雅山,面积约为 $2.4 \times 10^6 \text{ km}^2$,南北跨越近 10 个纬度,东西横穿 26 个经度,平均海拔在 4000m 以上,高原腹部地区海拔高达 4500m 以上。青藏高原特有的海拔高度,决定了它具有 $-3.0 \sim -7.0^\circ\text{C}$ 的年平均气温,这就为高原多年冻土的形成和保存提供了必要的低温条件。青藏高原冻土区是世界中、低纬度地带海拔最高、面积最广的冻土区,其地势西北高、东南低,西北部寒冷干燥,东南部较温暖湿润。因而,高原西北部多年冻土最为发育,呈连续分布,年平均气温低、厚度大,为大片连续多年冻土区。从西北向东南,随纬度和海拔高度的降低,气温升高,多年冻土由大片连续分布过渡为岛状分布。高原地区河流下切强烈,第四系沉积多为粗颗粒砂卵石土和碎石土。高山多年冻土的分布受纬度和海拔高度控制,当由纬度和海拔高度决定的气候条件适合多年冻土的生成和保存时,则有多数冻土分布;高山多年冻土的分布下界受纬度控制,随纬度的降低,多年冻土的分布下界升高。

青藏高原是新构造运动强烈的地区,在地质构造上自北而南有规则地排列着几个东西走向的构造区(带):昆仑山褶皱带、可可西里—巴颜喀拉山褶皱带、青南—三江—羌塘构造区、藏北构造区、喜马拉雅褶皱带。这些构造带是在中生代晚期或新生代时期,经多次逆冲、堆叠构造运动而形成。更新世以来,印度板块与欧亚板块的冲撞,加大了青藏高原的抬升速度,使上新世平均海拔高度仅约 1000m 的青藏高原,在 200 万 ~ 300 万年的时间内,一跃成为地球上最大最高的高原。

青藏高原的地貌具有山地与断陷盆地相间分布的特征。昆仑山至唐古拉山之间的多年冻土区海拔在 4400m 以上,宏观上属高准平原地貌。除昆仑山北坡地势较险外,其余山系多呈拱形起伏,山顶浑圆,相对高差不大,一般均小于 300m。

青藏高原为高寒气候区,其气候具有以下特点:

(1)海拔高、气压低、高寒,大气稀薄而纯净、透明度高,因而太阳辐射强度大,气温日变幅大。

(2)深处大陆腹地,大陆性气候特征明显。

青藏高原的地面平均气温与同纬度地区相比要低 $10 \sim 14^\circ\text{C}$ 。特别是在夏季,藏北高原日平均气温比同纬度的我国平原地区日平均气温低 20°C 。但是,与同纬度、同高度的自由大气相比,夏季高原比平原气温要高 $5 \sim 7^\circ\text{C}$ 。与东部平原地区相比,高原气温的年较差小,日较差大,表现为明显的内陆山地气候特征。青藏高原气温主要受高度制约,随着海拔升高,年平均气温降低。至 5000m 高度,年平均气温可低至 -7.5°C 。在青藏铁路沿线高原岛状多年冻土的分布北界,在昆仑山北麓的西大滩,海拔高度约为 4150m,至海拔高度 4500m,便进入大片连续多年冻土区,岛状多年冻土的分布宽度约为 6km。高原大片连续多年冻土的南界在安多附近,其海拔高度约为 4700m。而岛状多年冻土的分布南界(海拔高度约为 4650m,与年平均气温 $-2 \sim -3^\circ\text{C}$ 等值线大致相当)可延伸至藏北高原的腹地,南北宽约为 200km。高原大片连续多年冻土区南、北界的岛状多年冻土,其年平均地温为 $0 \sim -0.5^\circ\text{C}$;厚度由几米至二三十米。在两道河一带的沼泽湿地,岛状多年冻土的年平均地温可达 $-1.0 \sim -1.2^\circ\text{C}$,厚度最大可达 60m。

我国西部的高海拔多年冻土具有以下特征:

(1)高海拔多年冻土的分布和特征受海拔高度控制,即具有明显的垂直地带性。

(2)高海拔多年冻土的分布下界受海拔高度控制,随着海拔高度的增加,多年冻土的年平均地温降低,厚度和面积增大,连续性提高。

(3)高海拔多年冻土的分布还受纬度控制。在青藏高原从北向南,随着纬度的降低,多年冻土的分布下界升高。据统计,纬度每降低 1°,多年冻土下界上升 80 ~ 100m。沿青藏公路,多年冻土的北部界限出现在 4150 ~ 4300m;南部界限出现在 4640 ~ 4680m。位于北纬 46° ~ 49°的阿尔泰山,其高山多年冻土的出现下界为 2200m;位于北纬 40° ~ 45°的天山,多年冻土下界为 2700m;到北纬 28°的喜马拉雅山北坡,多年冻土下界达到 5200m 以上。

(4)高海拔多年冻土的厚度受海拔高度和纬度同时控制。据统计,高度每上升 100m,多年冻土厚度增加 15 ~ 20m。往南每推进 150km,厚度减少 10 ~ 20m。多年冻土厚度从 5 ~ 25m 变化到 60 ~ 130m,一般在 30 ~ 60m。

(5)高海拔多年冻土的年平均地温受海拔高度和纬度共同控制。高度每上升 100m,多年冻土的年平均地温下降 0.6 ~ 1.0℃;自北向南每推进 150km,多年冻土的年平均地温上升 0.5 ~ 1.0℃。多年冻土的年平均地温下降 0 ~ 2.5℃,最低为 -3.0℃。

中国西部高海拔多年冻土的分布及特征见表 1-2。

中国西部高海拔多年冻土的分布及特征(周幼吾等,2000 年;丁靖康等,2011 年) 表 1-2

分布地区	峰顶海拔高度 (m)	多年冻土面积 (×10 ⁴ km ²)	多年冻土下界高度 (m)	年平均气温 (℃)	实测年平均地温 (℃)	峰顶活动层底部年平均温度计算值 (℃)	多年冻土厚度(m)	
							实测值	峰顶最大厚度计算值
阿尔泰山	4374	1.1	2200 ~ 2800	< -5.4	0 ~ -5.0	-14.1	—	400
天山	3963 ~ 7435	6.3	2700 ~ 3100	< -2.0	-0.1 ~ -4.9	-6.8 ~ -23.3	16 ~ 200	200 ~ 650 (最大 1000)
祁连山	3616 ~ 5808	9.5	3500 ~ 3900	< -2.0	-0.1 ~ -2.3	-2.8 ~ -12.1	5 ~ 140	100 ~ 400
昆仑山	6488 ~ 7723	150.0	3900 ~ 4200	< -2.5	-0.2 ~ -3.5	-12.2 ~ -21.1	60 ~ 120	400 ~ 680
喀喇昆仑山	8611		4400	—	—	-23.4	—	750
昆仑山—唐古拉山北坡间丘陵地带	4700 ~ 6305		—	< -5.0	-1.5 ~ -3.5	-5.9 ~ -11.3	60 ~ 130	200 ~ 370
高平原及河谷地带	4500 ~ 4650			-4.0 ~ -5.0	0 ~ -1.5	—	0 ~ 60	—
唐古拉山南坡	4500 ~ 4780		4600 ~ 4700	-2.0 ~ -5.5	0 ~ -2.0		< 20 30 ~ 60	
巴颜喀拉山—阿尼玛卿山	5202 ~ 6282		4150 ~ 4400	—	—	-4.7 ~ -11.1	7 ~ 49	160 ~ 370
冈底斯山—念青唐古拉山	6656 ~ 7111		4800 ~ 5000		—	-8.1 ~ -10.6	—	270 ~ 350
喜马拉雅山	7060 ~ 8848	8.5	4900 ~ 5300	< -2.5	—	-8.0 ~ -17.6	—	270 ~ 570
横断山	6168 ~ 7556	0.7	4600 ~ 4900	< -3.2	—	-7.5 ~ -13.2	—	250 ~ 420

通过总结世界各地的大量高海拔多年冻土分布的资料(程国栋等 1984 年,1992 年),特别是我国的资料,指出高海拔多年冻土的分布具有明显的三向地带性:由热量南北差异引起的纬度地带性,由水分状况不同所产生的干燥度地带性,由热量和水分随高度变化造成的垂直地带性。综合多年冻土下界(反映垂直地带性)的纬度地带性规律,对北半球多年冻土下界资料进行拟合,得到以下高斯分布函数关系:

$$H = 3650e^{[-0.003(\varphi-25.37)^2]} + 1428 \quad (1-1)$$

式中: H ——多年冻土下界的海拔高度(m);

φ ——地理纬度(°)。

通过对我国西部气象资料进行统计分析,干燥度对多年冻土下界的影响,在北纬 40°以南和以北具有相反的效应。青藏高原(位于北纬 40°以南)多年冻土下界随干燥度的增加而上升,而其他高海拔地区(如天山)多年冻土下界随干燥度的增加而下降。随着周围地形的倾斜,青藏高原多年冻土下界形成闭合的环状。根据我国冻土资料(毛雪松等,2011 年),考虑到南坡和北坡的差异,表 1-3 给出了高山山地多年冻土下界的分布依据。此外,在同一个地区,由于不同地表面的土壤成分、含水率、雪盖、植被、坡向、坡度不同,可使地表面温度相差好几度。以雪盖为例,冬天,雪盖的地表面要比裸露的地表面的温度高 5 ~ 15℃;春天,太阳辐射值逐渐增大,而雪盖反射了 80% ~ 90% 的太阳辐射,阻碍地表增热,对地表又起了降温作用。但是,因北方地区冬长春短,雪盖的保温效应大于降温效应,对地表总的来说是起到了保温作用。当雪盖相当厚时,保温效应尤为显著。例如,苏联叶尼塞河流域,冬季的稳定雪盖厚达 80cm 以上,这里北纬 62°以南没有多年冻土;而外贝加尔地区的纬度比叶尼塞河流域偏南约 4°,气温也偏高 1 ~ 2℃,可是这里却保存有岛状多年冻土,很大程度上与这里的雪盖只有 10 ~ 20cm 厚有关。

高山山地多年冻土下界的分布(汪双杰等,2011 年;毛雪松等,2011 年)

表 1-3

高山名称	冻土下界(海拔高度)(m)	
	南坡	北坡
阿尔泰山—北塔山	2200 ~ 2800(岛状冻土上界)	
天山	3100 ~ 3250	2700 ~ 2900
阿尔金山—祁连山	3700 ~ 3950	3450 ~ 3650
喜马拉雅山	4900 ~ 5300	
横断山	4600 ~ 4900	

第二节 多年冻土上限

多年冻土上限是指多年冻土上部界面的埋置深度。多年冻土上限变化对寒区陆面过程、冻土区域水文地质条件、寒区生态、工程地基等产生重大影响。因此,准确确定多年冻土上限,在全球变化研究和模拟、水资源评估与利用、多年冻土的生态保护与治理等方面都具有重要作用。研究多年冻土上限可以将天然状态下的地质、地理因素改变或者将自然变化控制条件转

为人为控制因素,这在寒区工程设计和施工等方面具有重要意义。多年冻土上限是工程建设的设计依据,多年冻土上限的位置和形态变化很大程度决定着其上工程建筑物(构筑物)的热稳定性和结构稳定性。在冻土工程界,习惯上将多年冻土上限分为天然上限和人为上限。天然上限,指天然条件下多年冻土上部界面(多年冻土层顶板)的埋置深度;人为上限,是指在工程建筑物(人为施工)影响下,地基多年冻土上部界面即顶板上移或者下移形成的新上限。人为上限的埋深和形态与冻土工程类型和工程周围的冻土环境有关,即不同的冻土工程及冻土环境下,地基多年冻土的人为上限埋深和形态是不一样的。

一、多年冻土天然上限

多年冻土天然上限在工程中应用最多,是冻土的重要标志,直接影响到多年冻土抵抗外界的干扰能力。天然上限的埋深受众多因素的控制,如:研究地点所处的地理纬度和经度、海拔高度、地貌类型和气候带类型、多年冻土的岩性成分和物理特征、地表植被覆盖条件、地表朝向、雪盖等。这些因素对多年冻土上限埋深的影响,其本质都是影响进入地中热量的多少。如果在一个热周转年中,进入地中的热量等于流出的热量,则多年冻土上限的埋深保持不变。如果进入地中的热量大于流出的热量,则多年冻土的上限将下降;反之,则上限上升。因此,一般而言,多年冻土天然上限埋深与上述因素的关系是:①随海拔高度增加而减小,随纬度降低而增大。②在同一地区,多年冻土的天然上限埋深,粗颗粒土大于细颗粒土,向阳坡面大于阴坡。③植被的蒸腾与覆盖影响着大气与非有机地表之间的辐射热交换和对流热交换,因而,植被对多年冻土天然上限有重要影响,植被覆盖良好地段的上限浅于裸露地段。④土体含水率小的地段天然上限深于含水率大的地段。

(一)多年冻土天然上限埋深与气候的关系

气候对多年冻土上限埋深的影响,主要指年平均气温对上限埋深的控制作用。气温变化是影响冻土上限的一个重要的外部因素,年平均气温不同,地表的冻结指数和融化指数(温度与温度持续时间数值乘积之总和)不同,多年冻土的上限位置不同。因此,随年平均气温波动及全球升温的影响,多年冻土上限的埋深呈现出动态变化的特点。了解活动层的融化和冻结过程,可全面了解和掌握多年冻土上限埋深与气候的关系。

(二)多年冻土上活动层的冻融循环过程特点

暖季,活动层的融化是自上而下单向进行的;寒季,活动层的冻结则是自上而下和自下而上双向进行的(多年冻土也是一个冷源)。在青藏铁路沿线的多年冻土区,活动层的融化约需5个多月才能完成(一般从4月末开始,至9月底,约160d)。其平均融化速率,细颗粒土约为0.8cm/d,粗颗粒土约为1.0cm/d。而活动层的冻结仅需约60d。在风火山和清水河地区,活动层自上而下的冻结一般从9月初开始;自下而上的冻结一般从10月初开始。上、下冻结界面衔接一般在11月初,即自上而下的冻结延续时间约为60d;自下而上的冻结延续时间约为30d。自多年冻土上限往上的回冻,约占整个冻结活动层厚度的20%。

地表冻结、融化指数在活动层冻结和融化过程中的消耗分配如下:寒季,地表冻结指数的约10%用于活动层冻结,90%的冻结指数消耗于多年冻土的降温;暖季,地表融化指数的68%用于活动层融化时的潜热消耗,约9%用于活动层融化土体的升温,用于多年冻土升温消耗的表面融化指数约占23%。地表融化指数的消耗分配,决定着多年冻土天然上限埋深特点。气候变化意味着地表冻结指数和融化指数的变化。因而,气候变化将引起多年冻土天然上限的

升、降波动。根据青藏铁路沿线风火山、清水河两地的观测资料统计计算:对于植被覆盖良好的黏性土地层,当年平均气温变化 1°C 时,天然上限比统计平均值要升高或者降低 7% ;而无植被覆盖的黏性土地层,则要升高或降低 17% 。

(三)多年冻土天然上限埋深与地理纬度的关系

我国多年冻土的分布和特征与地理纬度和海拔高度有着密切的关系。因而,多年冻土天然上限的埋深也明显受纬度和海拔高度的影响,这在青藏高原多年冻土区和东北多年冻土区都是如此。实践表明:在一般情况下,多年冻土天然上限埋深,随纬度和海拔高度的降低而增大。对于青藏铁路沿线的高原多年冻土区,可用如下公式来估算植被覆盖良好、细颗粒多年冻土天然上限的埋深(丁靖康等,2011年):

$$h_{\text{天}} = 1531 - 12.7H - 23.0L \quad (1-2)$$

式中: $h_{\text{天}}$ ——细颗粒多年冻土天然上限(cm);

H ——海拔高度(百米);

L ——地理纬度($^{\circ}$)。

按照上面公式计算的多年冻土天然上限埋深,对于山间洼地中的沼泽化湿地地段应乘以 0.7 的系数;对于植被稀疏或无植被的卵、碎石土地段应乘以 1.5 的系数。

(四)多年冻土天然上限埋深与坡向的关系

在同一地貌单元,由于山地接收太阳辐射热量南坡大于北坡,随纬度偏北,差异增大。由此产生了山地南坡、北坡冻土温度和厚度的不对称性。同一山地相同海拔高度上,北坡比南坡的冻土温度低、厚度大。据已有资料表明,祁连山地区在相同海拔高度上南北坡冻土厚度相差约 30m ;天山地区南坡温度比北坡高约 2.0°C ,冻土厚度相差 80m ;青藏高原南北坡冻土温度相差 $1.7 \sim 2.4^{\circ}\text{C}$,冻土厚度相差达到 $50 \sim 70\text{m}$ 。依据目前实测资料可知,青藏高原海拔在 $4500 \sim 4900\text{m}$,最大冻土层厚度为 128.1m 。风火山东大沟、西南坡冻土厚度分别为 72.8m 、 71.0m ,沟底冻土厚度为 94m ,而东北坡冻土厚度分别为 122m 、 137m 和 146m 。由此可见,坡向对局部地区的冻土厚度有很大的影响和控制作用,且随纬度的增高而增大。大兴安岭地处较高纬度,南北坡冻土的温度和厚度差异理应比西部山地更大些。但事实上,由于大兴安岭(素有林海之称)地表几乎被森林覆盖,太阳均不能直射地面,从一定程度上减小了南北坡之间吸收太阳辐射的差别。自然,南北坡冻土的温度和厚度的差异也就不那么突出了。

据青藏铁路风火山多年冻土观测站资料:在同一地貌单元,向阳坡多年冻土上限的埋深比阴坡要大 $20\% \sim 30\%$ 。

(五)多年冻土天然上限埋深与植被覆盖的关系

植被覆盖对太阳能的吸收、反射特性和植物叶面的蒸腾耗热,可使植被覆盖地表的温度较差减小。据青藏铁路风火山冻土观测站资料:与无植被覆盖的地表相比,片状草皮覆盖可减小年较差 1.5°C ,丘状草皮覆盖可减小年较差 3.1°C 。因此,植被覆盖地段的多年冻土上限埋深一般比较浅。一般而言,在土质条件和植被隔热条件相同时,多年冻土上限的埋深随草皮层厚度的增加而减小;在土质条件和草皮层厚度相同时,多年冻土上限的埋深随生长层含水率的减小和导热系数的增加而增大。

(六)多年冻土天然上限埋深与岩性成分的关系

土体是由不同大小的矿物颗粒组成的。不同类型土体其组成颗粒的大小不同。不同大小的矿物颗粒具有不同的物理化学特性。细颗粒具有较大的比表面积和表面能,可吸附大量的