

论文

气候变化条件下东北地区多年冻土变化预测

魏智^{①②③}, 金会军^{①*}, 张建明^{①†}, 于少鹏^①, 韩旭军^④, 吉延峻^⑤,
何瑞霞^①, 常晓丽^①

① 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, 兰州 730000;

② 西北民族大学土木工程, 兰州 730030;

③ 甘肃省白银市水电勘测设计院, 白银 730900;

④ 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所遥感与地理信息科学研究室, 兰州 730000;

⑤ 甘肃省电力设计院, 兰州 730050

* 联系人, E-mail: hjjin@lzb.ac.cn

† 同等贡献, E-mail: zhangjm@lzb.ac.cn

收稿日期: 2009-12-02; 接受日期: 2010-05-04

国家自然科学基金(批准号: 40821001, 40701031)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(编号: KZCX2-YW-311)和中国科学院百人计划项目资助

摘要 东北多年冻土(除非指明是季节冻土, 以下将多年冻土简称冻土)是中国第二大冻土分布区, 主要发育“兴安-贝加尔型”冻土. 由于处在欧亚大陆冻土区南缘, 冻土的热稳定性差, 寒区生态的敏感性很强. 在气候变暖条件下, 冻土已经和正在发生着“三向”退化. 为预测冻土南界和地温变化, 根据 47 个气象站资料并在 SHAW 模型对植被影响地表温度修正的基础上, 建立了冻土地表温度分布的等效纬度模型. 结合非稳态热传导模型的有限元数值计算, 以多模型结合的方法, 进一步计算和分析了目前、50 年和 100 年后冻土地温分区变化. 结果表明, 在目前地表温度为 1.5℃ 范围, 仍可残留冻土. 以 0.048℃ a⁻¹ 气温递增速率, 在目前地表温度为 0.5℃ 和 -0.5℃ 的区域, 50 年和 100 年后各自仍有可能存在冻土; 冻土面积将由现在的 2.57×10⁵ km² 各自减至 1.84×10⁵ 和 1.29×10⁵ km², 分别减少 28.4% 和 49.8%, 且东部退化幅度大于西部. 同时, 区域地温升高, 冻土厚度减薄; 稳定型(年平均地温 $T_{cp} \leq -1.0^\circ\text{C}$)冻土面积逐渐减小, 将由现在的 1.07×10⁵ km² 分别减少至 8.8×10⁴ km²(50 年后)和 5.6×10⁴ km²(100 年后). 相应地, 不稳定型($T_{cp} > -1.0^\circ\text{C}$)多年冻土和季节冻土的面积增加, 冻土南界将显著北移. 冻土环境的变化, 将给东北寒区工程设施和生态环境带来重要影响. 减少或避免人为地改变冻土赋存条件, 是保护冻土环境较可行的途径.

关键词
多年冻土
等效纬度模型
预测
东北地区
气候变化

冻土是岩石圈与大气圈能量交换的结果, 是冰冻圈的重要组成部分. 由于冻土环境的脆弱性, 它对气候和环境变化十分敏感, 并可放大这些变化和灵敏地指示这些变化. 东北冻土区是中国境内主要

的高纬度冻土分布区, 主要发育“兴安-贝加尔型”冻土^[1]. 由于位于欧亚大陆冻土区的南缘地带, 冻土赋存条件脆弱, 所以易受气候和外界环境变化的影响. 冻土退化主要表现为冻土分布的南界北缩、厚度减薄

和地温升高. 其中, 南界变化是最明显和直接的反映. 许多研究已揭示, 东北高纬度冻土南界有多次伸缩变化. 在末次冰期冰盛期时(LGM: 32~16 ka BP), 南界基本上沿 38°~40°N (东段)和 37°~39°N(西段)延伸^[2-6], 以后随气候变暖而北缩. 受 20 世纪以来气候变暖和人为活动的影响^[7], 东北地区的冻土退缩强烈^[8-12].

东北冻土的研究, 可概括为三个主要阶段:

(1) 20 世纪 50 年代由于经济建设的推动, 在地质普查、水文和工程地质调查, 以及生产建设中积累的大量实际资料基础上, 冻土得到了较为系统的研究, 初步确定了大小兴安岭的冻土南界^[13,14]. 20 世纪 70 年代初, 由诸多相关单位组成了东北大、小兴安岭冻土科学研究协作组, 两次对冻土进行实地考察, 重新确定冻土南界及其连续性分区^[15], 冻土类型及特征研究取得较大进展, 并编制出 1:200 万冻土分布图. 冻土的地带性划分反映纬度对冻土分布的控制作用, 也体现出了地貌、植被和土壤水分等的干扰. 1979~1980 年又由多个相关研究单位组织, 两次考察大兴安岭北部等地, 进一步明确了冻土南界. 结果认为南界以年平均气温 0°C 等值线为轴线, 在±1°C 间作南北摆动^[16,17].

(2) 20 世纪 90 年代, 冻土研究主要因生产活动和火灾而展开, 如森林大火对冻土的影响、公路沿线冻害和砂金成矿等, 但对冻土退化的环境效应和适应对策及寒区环境变化关系等方面的研究较少^[18,19].

(3) 2004 年以来, 在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所三期创新项目带动下, 以及中俄原油管道工程、漠河机场建设重大需求推动下, 冻土和寒区环境研究趋于活跃, 对冻土研究有了更深认识, 其研究范围和重点强调“工程建设-冻土环境-气候变化”间的相互作用^[20,21].

东北是中国最重要的工农林牧业基地之一, 也有许多已建和拟建的重大工程. 它们不同程度穿越或位于冻土区; 冻土环境变化必然会对这些生产的安全运行带来威胁或不利影响^[20,22,23]. 大兴安岭也是中国主要森林和湿地分布中心, 是许多珍稀、濒危动植物的栖息地和保护区, 其生境对冻土环境变化异常敏感^[24-26]. 冻土退化对寒区生态环境变化有着深刻影响. 因此, 对该区冻土环境的研究, 尤其是在气候变化背景下, 对冻土南界、地温及厚度等的变化预测, 在工程建设和环境变化的适应对策制定上, 都具有重要意义.

1 材料与方法

1.1 研究区概况

东北地区冻土主要分布于大、小兴安岭北部 47°N 以北的地区; 在南部的中山和局部山地上部, 如长白山、黄岗梁和阿尔山, 也发育山地冻土^[6]. 为了全面反映东北冻土的分布与变化状况, 研究区基本包括了东北全境(图 1). 区内地貌变化多样, 如松嫩平原北部、大小兴安岭山地及丘陵、呼伦贝尔沙地和黑龙江、松花江、嫩江等干流水系, 海拔约变化于 100~2000 m. 大、小兴安岭沿北东、北西方向纵贯该区西部和东北部, 嫩江河谷插入其中; 东南部有长白山等山地. 地势总体上东西高, 中间略低. 大兴安岭北段自西南向北部略呈“S”形态延伸约 230 km, 并在伊勒呼里山与小兴安岭相连, 成为黑龙江干流和嫩江水系的分水岭; 中段(阿尔山、伊尔施山向北至绰尔河源)海拔由 1000~1400 m, 往北逐渐下降到 500~600 m (满归至古莲段). 南段从阿尔山向西南一直延伸到内蒙古自治区克什克腾旗境内的黄岗梁山地, 为大兴安岭的最高峰(海拔 2039 m). 大兴安岭山地为不对称山地, 西缓东陡; 东坡河谷深切, 大量物质被带至嫩江平原. 小兴安岭山地和缓, 河谷多呈树枝状, 与大兴安岭地貌明显有别, 海拔一般 500~600 m, 个别山峰达 800 m.

研究区在气候上属于寒温带和中温带北部. 受内陆及海上高低压与季风交替影响, 总体表现为冬季漫长而干寒、夏季短促而湿热, 年平均气温低而年较差大, 呈大陆性季风气候. 由冻土南界(大约 47°N)往北, 年平均气温由-1.0~1.0°C 降低到-5.0~-3.0°C, 气温年较差由 40°C 递增到 50°C 左右; 年降水量由 500~700 mm 减少到 200~300 mm 甚至以下. 由于受西伯利亚-蒙古高压控制, 该区冬季广泛分布着逆温层, 其厚度及强度向南减薄变弱^[27]. 进入大小兴安岭, 逆温层厚度为 500~1000 m; 逆温梯度在漠河为 10°C km⁻¹, 嫩江为 8°C km⁻¹, 海拉尔为 5°C km⁻¹. 逆温层的存在, 可以对“兴安-贝加尔型”冻土发育过程及区域分布有重要影响. 东北地区是中国主要的森林分布区. 在冻土区, 湿地、草地和森林生态环境与冻土相互依存、相互制约和影响, 共同组成了北方森林-草原景观.

1.2 多模型结合的研究方法

目前, 国内外有关冻土环境变化的预测模型大

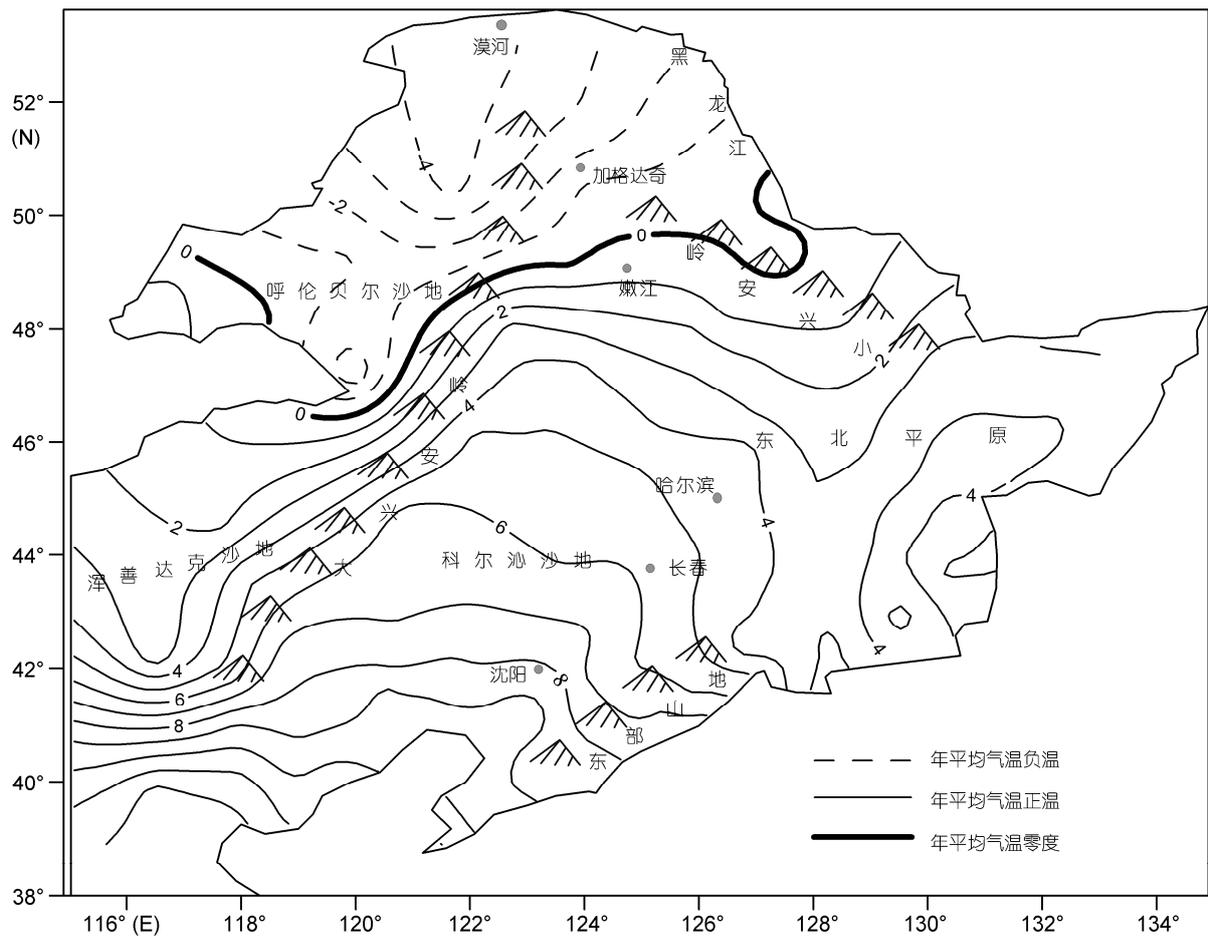


图1 研究区地形及1975~2000年间的多年平均气温分布

致可分为三类: 一是物理过程分析方法, 一般以热传导理论为基础, 建立物理过程模型; 由于其物理意义明确, 在冻土与工程相互作用研究中得到了广泛应用. 二是物理过程分析和经验相结合, 建立半物理、半经验模型, 来进行冻土变化预测^[28,29]. 三是实验分析方法, 它以野外观测资料为基础, 建立统计或经验模型来进行预测^[30]. 随着遥感和 GIS 等新技术的快速发展和广泛应用, 冻土预测模型已越来越多地和“3S”技术结合起来. 本文在 GIS 平台支持下, 利用东北较丰富的气象资料, 建立了研究区等效纬度地表温度分布模型(“面”上模型). 结合大气环流模型(GCM)预测的气候变化幅度和观测的过去 50 年气候变化趋势, 给定了模型的边界条件. 利用非稳态热传导模型, 在概化的“点”上进行有限元计算, 获得不同边界条件下冻土的可能变化. “面”上模型反映了全局

和局部因子对地表温度的影响, 而“点”上模型的岩土参数则更多地反映了地层岩性的影响. 采用统计模型和物理模型相结合的方法, 较准确地实现了预测结果的可视化制图和空间计算.

1.3 地表温度分布模型

与青藏高原不同, 东北地区的地表温度不仅与其所处地理位置接受的太阳辐射量有关, 同时还深受积雪、植被和水分等的影响. 本文采用东北冻土区的 47 个气象站资料, 并考虑上述主要因子的影响, 建立地表温度(0 cm)分布模型.

(1) 积雪对地表温度的影响分析. 东北冻土区的降雪量和积雪厚度大、积雪期长, 因而它对地表温度和地温的影响十分显著. 在积雪层内, 温度波因阻尼作用振幅锐减, 位相有一定滞后. 积雪层通过改变地

表反照率和紊流通量, 调节了地-气能量交换过程. 模拟和观测表明, 较厚积雪对地表起保温作用, 阻滞地温在冬季的迅速和显著降温过程^[31,32]; 初冬季节的不稳定薄层积雪和消融过程, 以及春末夏初的积雪消融过程中, 所涉及的巨大相变潜热又会对土壤产生显著的降温作用, 并对地温变化起到显著的阻滞作用. 总的效果应是两种作用的综合. 积雪对地表温度的影响因雪深和持续时间的不同而有很大差异. 所以, 对积雪采用 Anisimov & Nelson 雪水当量方法进行加权“等效”处理^[8](式(1)). 此式概念化地反映了积雪的深度、持续时间、密度和纬度对积雪消融的影响.

$$\bar{Z}_s = \sin^2 \varphi \left\{ \sum_{i=1}^k [(P_i / \rho_r)(k - i + 1)] / k \right\}, \quad (1)$$

式中: P_i 为月降雪量(cm) ($i = 1, 2, \dots, k$); ρ_r 为相对雪密度(假定为常数); φ 为纬度($^{\circ}\text{N}$); k 为总的积雪时间(月). \bar{Z}_s 为当量雪深(cm).

雪深 Raster 数据采用中国西部环境与生态科学数据中心 1978~2005 年数据集. 它是利用被动微波遥感 SMMR(1978~1987)和 SSM/I(1987~2005)亮度温度资料反演得到的, 地面分辨率 25 km. 对此雪深信息进行处理, 得到研究区月平均雪深、月最大雪深、年最大雪深和年积雪持续时间等. 分析表明, 东北北部的积雪出现时间一般为 10 月中下旬, 出现在伊勒呼里山以北的塔河县一带; 积雪消融时间为次年 4 月份, 主要积雪区在年均气温 0°C 等值线以北(大致在 47°N 稍北); 最大积雪出现在 2 月份, 主要分布在 $49^{\circ}\sim 51^{\circ}\text{N}$ 的范围, 在西部出现在牙克石-阿尔山一线; 东部主要出现在大杨树以南、诺敏河以东、北安及阿旺河以北的范围内, 多年平均最大雪深为 21~25 cm. 用 ArcGIS 读取月平均雪深作为单独的层数据进行函数运算, 可得根据(1)式计算的年积雪深度当量. “等效”处理后的最大积雪深度基本和多年平均雪深同形状分布; 当量最大雪深为 45~50 cm. 提取各气象站点的积雪数据, 进行统计分析.

(2) 地表温度影响因素的主因子分析. 冻土的形成与分布虽然与气温及其年较差存在很大关系, 与积雪、降水(雪)也有一定关系, 但它们之间并非互相独立; 都与经纬度和海拔存在较好的相关性, 自南而北或从东南向西北规律性变化^[20]. 故需对模型因子进行主因子分析, 将各可能的影响因子输入, 新因子是原各因子的线性组合(见表 1). 取前 3 个主因子, 则总方差贡献率已达 93.2%, 即前 3 个因子已基本表达了模型. 而这 3 个因子却难以直接测量得到, 故用与其有最大相关性而又可能直接得到的纬度、经度和海拔来表达, 得到东北地区冻土地表温度统计模型.

(3) 模型优化. 首先考虑坡度和坡向对吸收太阳辐射的影响, 进而评价其对冻土温度的影响. 本文引进等效纬度模型, 采用下式将这些影响和所处的实际纬度转化为等效纬度.

$$\varphi' = \sin^{-1}(\sin \theta \cos \phi \cos \varphi + \cos \theta \sin \varphi), \quad (2)$$

式中: φ' 为等效纬度; θ 为坡度; φ 为实际纬度; ϕ 为坡向.

和实测值相比, 模型模拟的较大误差点出现在高程较高的站点. 从二者的离差变化趋势分析, 250 m 高程以后离差逐步扩大. 为了更准确地实现模拟和避免因 DEM 出现 0 值或负值而使模型在局部格网上失效, 采取分段表达(式(3))优化模型. 拟合优度检验表明, 经过优化, 模型回归出了总方差量的 96.5%, 高于未分段时的 91.2%(图 2). 因此, 优化后的模拟值更准确地反映了实际温度.

$$\begin{cases} T_s = 77.113 - 0.252\alpha - 0.843\beta - 0.002\gamma, & \text{高程} \leq 250 \text{ m}, \\ T_s = 89.998 - 0.258\alpha - 1.093\beta - 0.006\gamma, & \text{高程} > 250 \text{ m}, \end{cases} \quad (3)$$

式中: T_s 为地表温度($^{\circ}\text{C}$); α 为经度($^{\circ}\text{E}$); β 为等效纬度($^{\circ}\text{N}$); γ 为海拔高程(m).

利用美国地质调查局(U.S. Geological Survey) (<http://www.usgs.gov>)的 DEM, 分辨率 1 km \times 1 km, 利用 Arcgis 经坐标变换后生成坡度和坡向 Raster 文件, 提取气象站点的坡度、坡向数据, 在 GIS 中采用 C++ 编程实现等效地表温度模型.

表 1 地表温度的主要影响因子载荷矩阵

影响因子	经度	纬度	海拔	年平均气温	年气温较差	加权积雪深度	降水	方差贡献率(%)	
因子分析后的主因子	1	0.488	0.955	0.174	0.910	0.928	0.743	0.545	52.4
	2	-0.357	0.108	0.911	0.047	0.056	0.088	0.402	29.1
	3	-0.743	0.129	0.142	0.401	0.301	0.131	0.251	11.7

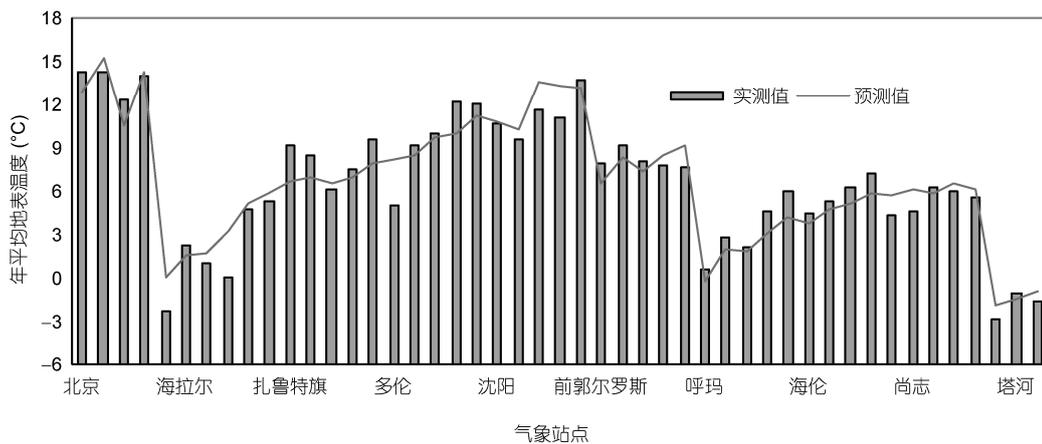


图 2 47 个站点的模拟和实测地表温度比较

(4) 植被影响下模型的修正. 东北是中国森林、湿地和草原的主要分布区之一. 兴安落叶松和樟子松等森林、灌丛及塔头沼泽、针茅草等对地表温度有很大影响. 太阳辐射在土壤、植被和大气间分配与传递, 使三者构成了互相联系的整体. 许多陆面过程模型将三者作为整体, 分析它们之间的水分和热量交换(Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer, 简称 SPAC, 或 Soil-Plant-Atmosphere Continuum, 简称 SVAT 模型类). 植被对地表温度的影响是一个复杂过程, 表现在乔木、灌丛及残积物对辐射、风速、积雪等的综合影响. 作者 2007 年 7 月随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“大兴安岭冻土与环境”科学考察组, 在漠河县北极村公路东侧做了森林防火带内(即森林采伐迹地, 森林、高灌丛全部砍完)与周围天然森林内浅层地温对比测量, 发现采伐迹地的地面温度比天然森林高 3.5~6.2°C^[26].

由于植被对热量传输影响的复杂性, 故采用模型模拟的方法估计植被对土壤表层温度的影响. 模型选

用同步计算水分、热量平衡的 SHAW (Simultaneous Heat and Water) 模型 (<http://www.nwrc.ars.usda.gov/Models/SHAW.html>), 它是在模拟土壤冻结、融化过程中发展起来的, 其物理系统包含一个从植物冠层、雪、凋落物和土壤表层到土壤中特定深度的一维垂直廓线, 以上各层中的能量和水分通量平衡方程写为隐式有限差分并采用 Newton-Raphson 方法求解.

以通榆站的数据完成模型校准后(<http://www.eol.ucar.edu/projects/ceop/dm/>)(2004 年第 181~195 天, 每 2 小时). 在不同纬度和不同植被类型区, 分别选取有代表性的 3 个站点——通榆、孙吴和图里河. 3 站的代表性特征如表 2 所示, 都有相应的气象站温度可供与模拟结果比较. 其中, 通榆站是国际能量和水分循环观测计划(CEOP, Coordinated Enhanced Observing Period Data Management)基准观测站, 有较好的人类活动、地-气交换、陆地生态系统、大气成分和大气边界层过程的观测资料.

模拟结果表明, 东北地区植被(尤其是树木等高秆植被)对地表温度的影响在冷、暖季是有差异的. 暖

表 2 模拟站点特征及结果比较

模拟站点	地理位置	植被类型	年平均气温(°C)	冻土类型	模拟 0 cm 地温与地表温度的差值(°C)
通榆	44.4°N, 122.9°E 184.0 m a.s.l.	辽河平原退化草地或农业种植的作物, 草深 5~10 cm	5.1	季节冻土	-1.3
孙吴	49.4°N, 127.4°E 235.1 m a.s.l.	小兴安岭北部针阔叶混交林, 主要为兴安落叶松和兴安白桦	-1.0	岛状冻土	-1.4
图里河	50.5°N, 121.7°E, 733.4 m a.s.l.	大兴安岭北部针叶林, 林木为兴安落叶松和樟子松, 林下有灌木及苔草	-4.0	大片连续冻土	-0.8

季主要是降温作用,而在冷季表现为保温作用. 植被对年平均地表温度的影响,总体表现为降温作用,幅度 0.8~1.3°C,因此可认为植被引起的温度位移地表 0 cm 为 1.0°C. 由此,可将地表温度进一步进行修正,得到修正后的东北地区地表温度分布(图 3).

1.4 非稳态热传导模型

(1) 区域气候变化模式. 以上的等效地表温度分布模型描述了东北地区冻土的初始上边界条件,而其变化与区域性气候变化相一致,就东北地区而言,根据 47 个气象站的资料统计结果地-气温间的温度位移约为 1.67°C^[11]. 区域性气候变化采用 IPCC 数据中心预测结果,选取 A₂, A₁B 和 B₁ 三种可能情景(http://www.mad.zmaw.de/IPCC_DDC),并结合台站已有观测资料的变化趋势综合确定(表 3).

(2) 非稳态热传导模型. 当仅考虑介质的热传导、冰水相变而忽略热对流及其他作用^[33],并认为未冻水含量仅是温度的函数时,冻土中温度场沿深度的分布可用如下伴有相变问题的一维热传导数学模型来描述:

$$\rho \cdot C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right), \quad (4)$$

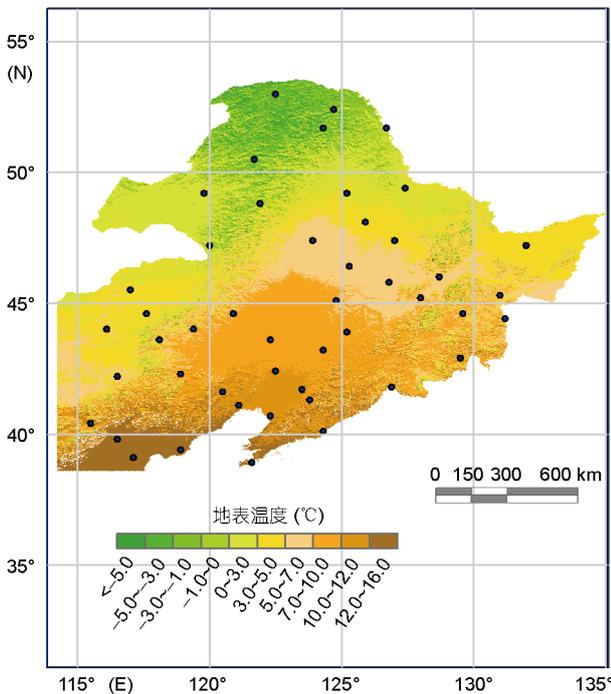


图 3 东北地区多年平均地表温度分布
图中黑点为气象站点

其中:

$$C = \begin{cases} C_u, & T > T_p, \\ C_f + \frac{C_u - C_f}{T_p - T_b} (T - T_b) + \frac{L}{(1+W)} \frac{\partial W_i}{\partial T}, & T_b \leq T \leq T_p, \\ C_f, & T < T_b, \end{cases} \quad (5)$$

$$\lambda = \begin{cases} \lambda_u, & T > T_p, \\ \lambda_f + \frac{\lambda_u - \lambda_f}{T_p - T_b} (T - T_b), & T_b \leq T \leq T_p, \\ \lambda_f, & T < T_b, \end{cases} \quad (6)$$

式中: ρ 为土的天然容重(kg m^{-3}); C 为考虑冻土相变的等效比热($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), C_u 和 C_f 分别为融、冻土的比热; λ 为土的视导热系数($\text{J m}^{-1} \text{h}^{-1} \text{°C}^{-1}$), λ_u 和 λ_f 分别为融、冻土的导热系数($\text{J m}^{-1} \text{h}^{-1} \text{°C}^{-1}$); L 为水的相变潜热(J kg^{-1}), W 和 W_i 分别为冻土的总含水量及含冰量(%); T_p 和 T_b 分别为冻土剧烈相变区的上、下界温度(°C); T 为温度变量(°C), t 为时间变量(h), x 为沿深度方向的空间变量(m).

东北冻土区下边界地中热流的温度梯度约 0.04°C m^{-1} ^[6,34]. 实测资料表明,此温度梯度处于地面以下 30~40 m,故计算中偏安全取模型的计算深度为 60 m,以 0.04°C m^{-1} 温度梯度为下边界条件. 假设计算深度内各土层为均质、各向同性. 土层按岩性分为 3 层: 0~2.5 m 为亚砂土, 2.5~10 m 为粉质黏土, 10~60 m 为全风化花岗岩. 由 2006~2007 年东北冻土勘察资料,并参考相关文献和经验^[35],综合给定土壤的物理和热学参数. 上边界地表温度考虑气候变化趋势和年内变化:

$$T = T_s + \alpha \cdot t + A \sin \left(\frac{2\pi \cdot t}{8760} + \frac{\pi}{2} \right), \quad (7)$$

式中: T_s 为目前年平均地表温度(°C); α 为未来 100 年内由大气升温引起的年平均地表温度的增温率 (°C a^{-1}), $\alpha=0.048 \text{°C a}^{-1}$; t 为计算时间(h), A 为地表温度的物理振幅,由实测资料, $A=18.5 \text{°C}$, $\pi/2$ 为计算的初始相位(对应一年中地表温度最高的时刻).

2 结果与分析

2.1 计算结果

为了减少计算量并有足够的精度,取 0.5°C 为

表 3 预测和实测的研究区气候变化

情景分类	A ₂	A ₁ B	B ₁	实测资料	综合后采用值
计算模式	HADCM3	FGOALS-g1.0	CM1	1950~2000	
线性倾向率(°C a ⁻¹)	0.057	0.027	0.026	0.03~0.05	0.048

计算间隔. 首先在地表温度正弦振荡和不计大气升温的情况下, 得到稳定的土壤温度沿深度分布的初始状态, 然后由以上各边界条件和参数计算结果如表 4.

2.2 冻土范围的变化

根据表所列计算结果年平均地表温度为 1.5°C 的地带目前仍有可能存在冻土(厚度为 1.5 m); 而当未来气候以文中所假设的模式变化时, 50 年后, 现在年平均地表温度为 0.5°C 的地区仍可能存在冻土(厚度为 6.5 m); 100 年后, 现在年平均地表温度低于 -0.5°C 的地区仍将残留大量的冻土(厚度大于 19 m). 因此, 可将此年平均地表温度值作为大致判定目前、50 年后及 100 年后冻土存在的界限. 将上述地表温度模型通过数据转化得到地表温度等值线分布(图 4), 利用 ArcGIS 的空间运算功能, 得出 50 和 100 年后, 冻土面积将由现在的 2.57×10⁵ km² 减至 1.84×10⁵ 和 1.29×10⁵ km², 分别比目前减少 28.4% 和 49.8%. 冻土退化的趋势以纬向为主, 东部退化程度更剧烈、更快.

以年平均地表温度 1.5°C 等值线大致与目前的冻土南界相对应, 考虑地-气温度间的差值, 该界线的气温值应在 -0.17°C 左右, 这与东北冻土南界与年平均气温 ±1.0°C 等值线大致相当的结论吻合, 初步说明

预测结果是可信的. 预测结果可进一步得到工程勘察的验证: 黑(河)-北(安)公路(2000 年)勘察资料表明, 从黑河(127.53°E, 50.22°N)至孙吴(127.53°E, 50.22°N) (K42~K190)有 17 段存在冻土. 在有较厚草炭、泥炭覆被层的低洼谷地和一些塔头沼泽分布着零星的岛状冻土, 冻土年平均地温 -0.1~0°C, 厚度 5~7 m^[36].

2.3 冻土温度的变化

冻土的年平均地温(即深度 15 m 处的地温)整体升高, 稳定型冻土(年平均地温 $T_{cp} \leq -1.0^\circ\text{C}$)面积减小, 而不稳定型冻土面积增加. 50 年和 100 年后, 稳定型冻土面积由目前的 1.07×10⁵ km² 分别减少至 8.8×10⁴ 和 5.6×10⁴ km², 减少幅度分别为 17.8% 和 47.7%.

2.4 冻土厚度的变化

冻土厚度整体减薄, 尤以极不稳定型的高温冻土($T_{cp} \geq -0.5^\circ\text{C}$)更为明显, 冻土厚度减薄的幅度大于冻土上限加深速度, 这说明, 高温冻土正发生“三向”(上、下和侧引式)退化^[37], 而低温冻土厚度减薄幅度较小, 数值上与上限变化接近, 所以主要由冻土上限变化所引起.

冻土退化东强西弱的特征反映了海拔对冻土存留的影响. 西部大兴安岭中段海拔较高, 退化幅度较

表 4 预测的不同年平均地表温度条件下冻土环境变化

地表温度(°C)	初始	1.50	1.00	0.50	0.00	-0.50	-1.00	-1.50	-2.00
	50 年	3.90	3.40	2.90	2.40	1.90	1.40	0.90	0.40
	100 年	6.30	5.80	5.30	4.80	4.30	3.80	3.30	2.80
15 m 地温(°C)	初始	0.53	0.30	-0.06	-0.33	-0.58	-1.04	-1.45	-1.81
	50 年	1.44	1.03	0.04	-0.30	-0.51	-0.80	-1.09	-1.39
	100 年	3.26	2.79	2.15	1.16	-0.38	-0.58	-0.72	-0.90
冻土上限 ^{a)} (m)	初始	3.70	3.40	3.00	2.90	2.80	2.65	2.60	2.40
	50 年	(3.20)	(3.30)	6.40	4.40	3.40	3.20	3.25	2.85
	100 年	(2.30)	(2.30)	(2.75)	(2.70)	8.90	5.90	7.50	4.70
冻土厚度(m)	初始	1.50	4.50	13.00	19.00	25.00	37.20	47.20	60.20
	50 年	0.00	0.00	6.50	17.50	24.50	36.80	46.80	59.80
	100 年	0.00	0.00	0.00	0.00	19.00	32.50	44.00	58.20

a) 括号内数据为季节冻土的最大季节冻结深度, 其余为冻土的最大季节融化深度

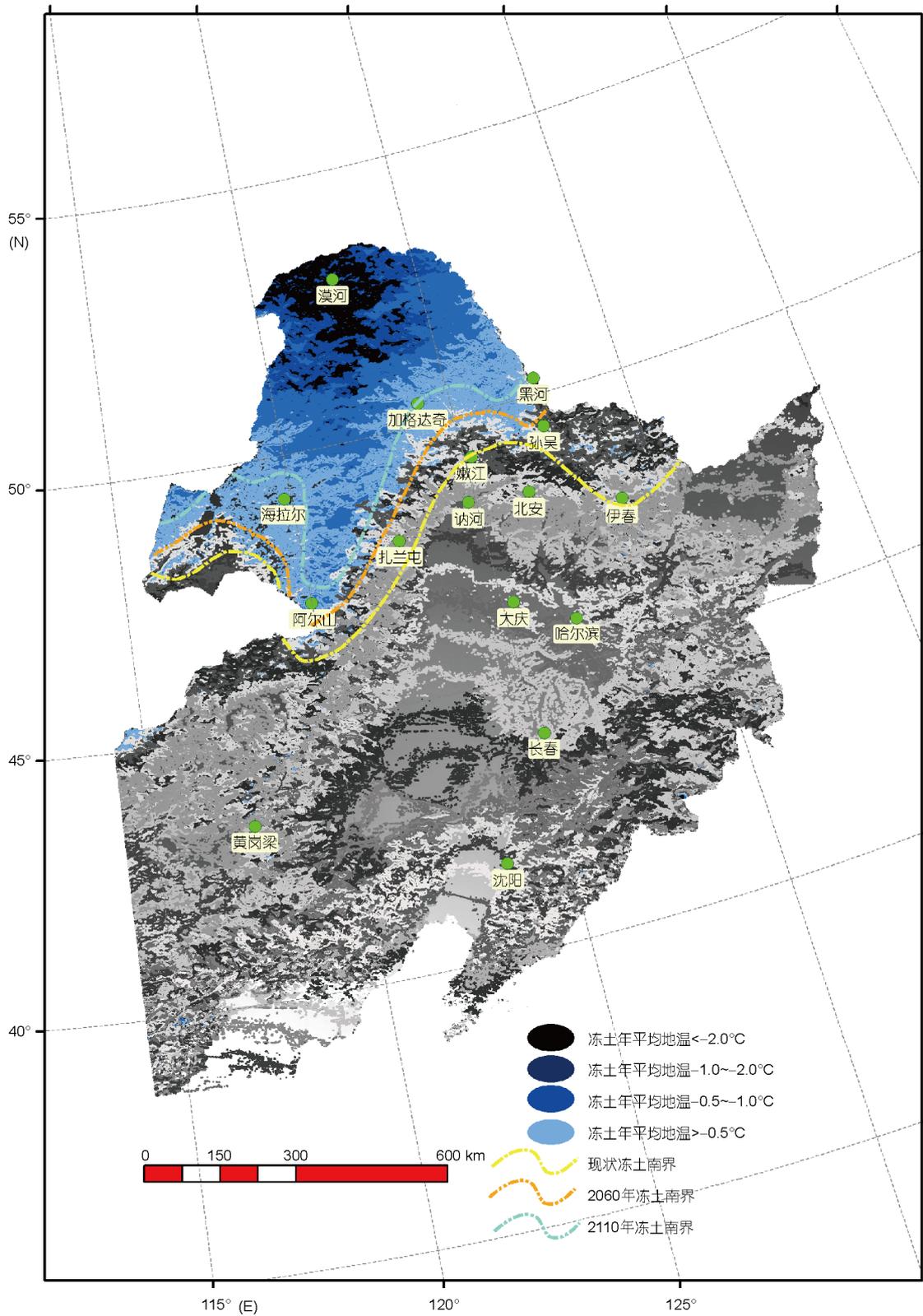


图4 东北地区冻土南界变化预测(Lambert 投影)

小;相反,东部小兴安岭海拔相对较低,在降水量相差不大时,海拔影响更加明显。

3 讨论与结论

东北冻土和森林、沼泽、草地等共同构成了相互作用的生态系统。冻土退化无疑会引起其他与冻土依存的北方生态系统稳定性的显著变化。

3.1 冻土退化可能引起的环境及工程问题

(1) 温室气体排放量增加。温室气体 N_2O 年总排放量的 70% 左右发生在土壤融化过程^[38]。冻结过程中,大量的 N_2O 和 CH_4 在冻层下产生^[39];随着冻结深度的增加, N_2O 和 CH_4 的富集层逐渐下移,冻层下不同土壤深度的最高浓度值逐渐升高。在土壤融化期内,由于土壤母质层中有机质含量较低, N_2O 和 CH_4 最大浓度值保持稳定。当土壤冻层完全融通后,由于气体上移释放,原冻层下 N_2O 和 CH_4 浓度迅速下降,温室气体达到排放峰值。因此,东北冻土融化将导致冻层下累积的 N_2O 和 CH_4 集中释放,对区域气候变化可能起到负反馈作用。

(2) 湿地生态系统萎缩。中国自然湿地提供了 54.9% 的生态服务功能^[40]。东北地区是中国湿地资源主要分布区之一,湿地类型以淡水沼泽和湖泊为主,占全国湿地总面积的 17.5%;其中,大、小兴安岭又是东北地区湿地的主要分布区之一,湿地分布分别占各自林地面积的 95.5% 和 92.7%^[41,42]。湿地主要分布在河谷、缓坡坡地和分水岭附近的平坦沟谷。由于冻土与沼泽湿地共生^[43],冻土退化将引起湿地生态系统稳定性降低,甚至湿地干缩。事实上,东北地区湿地与冻土退化已经得到观测证实^[10,25,40]。继 1976~1986 年之后,2000~2005 年间东北自然湿地又经历了一次大规模萎缩^[44]。2007 年考察时发现,冻土南界附近很多沼泽湿地目前已经变为农田;原来以针叶林为主导的冷湿生态环境已变为农林交错区。例如,本区最北部的漠河县北极村(年平均气温 $-5.0^{\circ}C$),气象站周围的沼泽湿地基本开垦为农田。垦殖加速了土壤侵蚀,导致土壤肥力损失加剧^[45,46]。

东北地区降水量并不丰沛且从南向北和西北方向递减。从大兴安岭中段向北,降水量不足 500 mm;至西北部呼伦贝尔沙地下降至 400 mm 左右。湿地生态系统退化会引起干旱和荒漠化的加剧,甚至形成

草地沙化、沙漠化。近年来,东北地区旱灾和沙尘暴频频发生,显示寒区生态环境已经发生了显著变化。

(3) 针叶林森林生态系统退化。东北地区冻土(南)下界稍低于气候林线,二者比较接近;高差 200~900 m。冻土退化将引起原始兴安落叶松、樟子松等大兴安岭主要建群树种林线抬升(或北移);明亮针叶林带将逐渐向落叶针阔混交林演替^[47]。例如,20 世纪 60 年代以来,在大杨树镇附近,随着岛状冻土消失,针叶林已退化为低矮的杨树、桦树次生林。由于优势树种演替改变了叶面积指数,也改变了地面太阳辐射,从而将进一步引起土壤水分场和温度场的变化。

(4) 引起滑坡、热融湖和融冻泥流等地质灾害。冻土升温或退化,形成融区或季节冻土,其强度大为降低,孔隙水压力增加和自重作用引起道路边坡失稳,路面沉陷,山地斜坡上形成融冻泥流或山体滑坡,在地势平坦处容易形成热融湖塘、醉林等现象。失去植被层保护的冻土,则进一步加大融深,加速退化。

(5) 引起已建工程的破坏。东北北部许多已建工程位于多年冻土区,冻土融化过程中其抗剪强度和压缩模量急剧减小^[48],引起建筑物基础的不均匀沉降,使得建筑物内部产生附加应力,给已建工程的安全运行带来威胁。

3.2 其他因素对“兴安-贝加尔型”冻土的影响

在东西伯利亚的外贝加尔、远东和外兴安岭(斯塔诺夫山脉),以及中国的大、小兴安岭地区,冬季广泛分布着逆温层,其影响范围达数千公里,逆温层的存在对于形成和保持“兴安-贝加尔型”冻土有着重要影响^[1,6,25]。由于气候变暖和季风加强,蒙古和西伯利亚高压可能产生弱化,从而影响该区内的逆温层特征,可能导致“兴安-贝加尔型”冻土的退化。这些影响需要进一步的研究,才能正确模拟和评价。

3.3 主要结论

未来 50 和 100 年,东北冻土在气候变暖的驱动下逐渐退化,主要表现在:

(1) 南界不断北移,冻土面积相应萎缩。冻土面积将分别由现在的 $2.57 \times 10^5 \text{ km}^2$ 减至 1.84×10^5 和 $1.29 \times 10^5 \text{ km}^2$,分别比目前减少 28.4% 和 49.8%。

(2) 冻土温度整体升高,稳定型冻土面积也逐渐减小,而不稳定型冻土和季节冻土面积增加。稳定型冻土面积由目前的 $1.07 \times 10^5 \text{ km}^2$ 分别减少至 8.8×10^4

和 $5.6 \times 10^4 \text{ km}^2$, 减少幅度达 17.8% 和 47.7%.

(3) 冻土厚度整体减薄, 以“三向”退化的极不稳定型高温冻土 ($T_{cp} \geq -0.5^\circ\text{C}$) 更为明显, 而低温冻土厚度减薄幅度较小, 主要由冻土上限变化所引起.

(4) 东北地区冻土退化, 同时可能引发生态环境的不利变化, 如湿地干缩、土地(如呼伦贝尔和松嫩沙地)沙(漠)化进一步扩展和加速; 针叶林带减少并向针阔混交林和阔叶林演替; 引起与冻土相互作用而

保持平衡的区域或局地气候和水文(地质)环境变化; 改变冻土的力学特性, 给工程建筑物的安全可靠性和长期稳定性带来影响. 所以, 在应对策略上应尽量减少人为活动的干扰, 特别是尽量避免人为地改变地表覆被和水分条件. 冻土南界附近, 冻土对环境和气候变化比较敏感区, 加强冻土和寒区环境监测可更好评价和预警环境变化, 并及时制定相应的适应性和整治性寒区环境管护对策.

致谢 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冻土国家重点实验室吕兰芝实验师在数据分析方面给予支持, 两位审稿人对本文提出了十分中肯的修改建议, 在此深表谢意.

参考文献

- 1 金会军, 于少鹏, 吕兰芝, 等. 大小兴安岭多年冻土退化及其趋势初步评估. 冰川冻土, 2006, 28: 467-476
- 2 崔之久, 杨建强, 张威, 等. 鄂尔多斯大面积冰楔群的发现及 20 ka 以来中国北方多年冻土南界与环境. 科学通报, 2004, 49: 1304-1310
- 3 崔之久, 谢又予. 论我国东北、华北晚更新世晚期多年冻土南界与冰缘环境. 地质学报, 1984, (2): 165-176
- 4 郭东信, 李作福. 我国东北地区晚更新世以来多年冻土的历史演变及形成时代. 冰川冻土, 1981, 3: 1-16
- 5 董光荣, 高尚玉, 李保生, 等. 鄂尔多斯高原晚更新世以来的古冰缘现象及其气候地层学意义. 地理研究, 1985, 4: 1-11
- 6 周幼吾, 郭东信, 邱国庆, 等. 中国冻土. 北京: 科学出版社, 2000. 170-194
- 7 Jones P D, Wigley T M, Wright P B. Global temperature variations between 1861 and 1984. Nature, 1986, 322: 430-434
- 8 Anisimov O A, Nelson F E. Permafrost distribution in the Northern Hemisphere under scenarios of climatic change. Global Planet Change, 1996, 14: 59-72
- 9 金会军, 李述训, 王绍令, 等. 气候变化对中国多年冻土和寒区环境的影响. 地理学报, 2000, 55: 161-173
- 10 Jin H J, Yu Q H, Lü L Z, et al. Degradation of Permafrost in the Xing'anling Mountains, Northeastern China. Permafrost Periglac Process, 2007, 18: 245-258
- 11 Wei Z, Jin H J, Zhang J M, et al. Modeling forecasting on permafrost changes in northeastern China. In: Proceeding of 9th International Conference on Permafrost, Alaska, 2008. 1939-1944
- 12 Ding Y J. Recent degradation of permafrost in China and the response to climatic warming. In: Proceeding of 7th International Permafrost Conference, Yellowknife, Canada, 1998. 225-230
- 13 任奇甲. 有关东北地区多年冻土的一些新资料. 水文地质与工程地质, 1957, (5): 10-14
- 14 辛奎德, 任奇甲. 中国东北地区多年冻土的分布. 地质知识, 1959, (10): 2-3
- 15 郭东信, 王绍令, 鲁国威, 等. 东北大小兴安岭多年冻土分区. 冰川冻土, 1981, 3: 1-9
- 16 东北多年冻土研究协作组. 中国东北部多年冻土分布的基本特征. 见: 第二届全国多年冻土学术会议论文集. 兰州: 甘肃人民出版社, 1983. 36-42
- 17 鲁国威, 翁炳林, 郭东信. 中国东北部多年冻土的地理南界. 冰川冻土, 1993, 15: 214-218
- 18 张宝林, 王春鹤, 宋长春. 大、小兴安岭北部多年冻土区砂金矿“再生”机理的初步研究. 见: 第五届全国冰川冻土学大会论文集(下). 北京: 科学出版社, 1996. 243-246
- 19 赵魁义, 张文芬, 周幼吾, 等. 大兴安岭森林火灾对环境的影响与对策. 北京: 科学出版社, 1994. 1-150
- 20 魏智. 中国东北地区多年冻土退化及漠(河)-大(庆)沿线冻土工程地质条件变化预报研究. 博士学位论文. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2008. 30-32
- 21 王涛, 王宁练, 李述训, 等. 中国冰川冻土沙漠图(1:400万). 北京: 中国地图出版社, 2005
- 22 程国栋. 局地因素对多年冻土分布的影响及其对青藏铁路设计的启示. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33: 602-607
- 23 王根绪, 姚进忠, 郭正刚, 等. 人类工程活动影响下冻土生态系统的变化及其对铁路建设的启示. 科学通报, 2004, 49: 1556-1564
- 24 Brown R G E, Péwé T L. Distribution of permafrost in north America and its relationship to the environment. A review, 1963-1973. In:

- Permafrost: The North American Contribution to the Second International Conference. Washington DC: National Academy of Sciences, 1973. 71–100
- 25 何瑞霞, 金会军, 吕兰芝, 等. 东北北部冻土与寒区环境近期变化. 冰川冻土, 2009, 31: 525–531
- 26 常晓丽, 金会军, 何瑞霞, 等. 中国东北大兴安岭多年冻土与寒区环境考察和研究进展. 冰川冻土, 2008, 30: 176–181
- 27 Nekrasov I A, Klimovskii I V. Permafrost along the Baikal-Amur Main (BAM) (Railway). Yakutsk: Science Press (Siberia Branch), 1978
- 28 Keller F. Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the geographic information system ARC/INFO. Permafrost Periglac Process, 1992, 3: 139–142
- 29 Li X, Cheng G D, Wu Q B, et al. Modeling Chinese cryospheric change by using GIS technology. Cold Reg Sci Technol, 2003, 36: 1–9
- 30 李新, 程国栋. 高海拔多年冻土对全球的响应模型. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1999, 29: 185–192
- 31 Zhang T, Osterkamp T E, Stamnes K. Effects of climate on the active layer and permafrost on the north slope of Alaska, U.S.A. Permafrost Periglac Process, 1997, 8: 45–67
- 32 戴竞波, 李恩英. 大兴安岭北部多年冻土地区雪盖对地温的影响. 冰川冻土, 1981, 3: 10–18
- 33 Esch D C. Thermal Analysis, Construction, and Monitoring Methods for Frozen Ground. Virginia: American Society of Civil Engineering, 2004. 239–254
- 34 李英武, 童长江, 张丽华. 伊图里河观测场多年冻土层厚度计算. 见: 第五届全国冰川冻土学大会论文集(下). 兰州: 甘肃文化出版社, 1996. 1143–1148
- 35 徐学祖, 王家澄, 张立新. 冻土物理学. 北京: 科学出版社, 2001. 151–155
- 36 张艳, 吴青柏, 刘建平. 小兴安岭地区黑河-北安段多年冻土分布特征. 冰川冻土, 2001, 23: 312–317
- 37 金会军, 赵林, 王绍令, 等. 青藏公路沿线冻土温度曲线和退化方式. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 49: 1009–1019
- 38 An S Q, Li H B, Guan B H, et al. China's Natural Wetlands: Past Problems, Current Status, and Future Challenges. Ambio, 2007, 36: 335–342
- 39 Rover M, Heinemeyer O, Kaiser E A. Microbial induced nitrous oxide emissions from an arable soil during winter. Soil Biol Biochem, 1998, 30: 1859–1865
- 40 王全波, 杜明广. 我国东北湿地恢复的现状与前景展望. 林业勘察设计, 2006, 140: 25–27
- 41 李文华, 周晓峰, 刘兴土. 东北地区森林与湿地保育及林业发展战略研究(林业卷). 见: 沈国舫, 石玉林, 编. 东北地区有关水土资源配置、生态与环境保护和可持续发展的若干战略问题研究. 北京: 科学出版社, 2007. 1–418
- 42 孙广友. 试论沼泽与冻土的共生机理——以中国大小兴安岭地区为例. 冰川冻土, 2000, 22: 309–316
- 43 Zhang S Q, Na X D, Kong B, et al. Identifying wetland change in China's Sanjiang Plain using remote sensing. Wetlands, 2009, 29: 302–313
- 44 王志强, 刘宝元, 王旭艳, 等. 东北黑土区土壤侵蚀对土地生产力影响试验研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39: 1397–1412
- 45 Liang A Z, Zhang X P, Yang X M, et al. Estimation of total erosion in cultivated black soils in Northeast China from vertical profiles of soil organic carbon. Eur J Soil Sci, 2009, 60: 223–229
- 46 徐文铎. 东北主要树种的分布与热量关系的初步研究. 东北林学院学报, 1982, (4): 1–10
- 47 梁波, 张贵生, 刘德仁. 冻融循环条件下土的融沉性质试验研究. 岩土工程学报, 2006, 28: 1213–1217