

文章编号: 1000-0690(1999)06-0543-06

大兴安岭北部冰缘地貌及其形成环境初探

黎劲松¹, 霍文毅²

(1. 中国科学院长春地理研究所, 吉林 长春 130021; 2. 中国科学院海洋研究所, 山东 青岛 266071)

摘要: 大兴安岭北部是我国最著名的砂金产区, 砂金矿的形成与该区第四纪以来独特的冰缘地貌过程有密切的关系。在系统分析大兴安岭北部各类冰缘地貌景观基础上, 根据大林河下游冰缘现象及其孢粉分析数据对其形成的古气候环境作了进一步的探讨。

关键词: 大兴安岭; 冰缘地貌; 古环境

中图分类号: P931.4 文献标识码: A

1 区域概况

1.1 自然地理概况

大兴安岭北部西接内蒙古、北抵黑龙江畔、南界伊勒呼里山山脊、东南与小兴安岭相邻, 地理坐标为 $121^{\circ}10' \sim 126^{\circ}45' E$, $51^{\circ}15' \sim 53^{\circ}32' N$, 面积约 $7 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。

地形与气候 地势西南高, 东北低, 海拔一般 300~800 m, 相对高差一般 100~300 m, 属中低山-丘陵地区。区内属寒温带大陆性气候, 年均气温 $-4.9^{\circ}C$, 冬季漫长寒冷, 极端最低气温达 $-52.3^{\circ}C$ (漠河)。每年 10 月至翌年 5 月为冻结期, 长达 7 个月之久。区内多年冻土发育, 季节融化深度为 0.5~1 m。春季多大风, 气温回升快, 融雪迅速; 夏季短暂而湿润, 年均降水量 300~400 mm, 7~9 月降水量占全年的 80% 左右, 无霜期仅 80~90 天。气温年较差、日较差大, 具有雨热同季的特点。

土壤和植被 区内气温低、湿度大, 发育微弱的灰化土, 谷地发育有草甸沼泽土和草甸土。区内植被覆盖率高, 森林面积大, 是我国东北森林的主要分布区。林种以兴安落叶松为主, 伴有樟子松、白桦; 林下木本植物有杜鹃、杜香、笃斯越桔等, 草本植物有苔草、小叶樟、红花鹿蹄草等。

1.2 地貌与新构造运动特征

本区自新生代以来, 整体处于缓慢上升状态, 在

老第三纪与新第三纪中晚期曾有过两次长期的停顿, 在气候湿热的古地理环境下发育了广阔的兴安准平原和条带状布西期夷平面, 形成了巨厚的风化壳^①。第四纪以来, 兴安山地渐渐升高, 在第四纪全球气候冷暖干湿剧烈变化的背景下, 逐渐形成目前以层状地貌为突出特征, 岭脊平缓, 河谷宽、平、浅、直的地貌格局。兴安期夷平面在山地中心区海拔在 1000 m 以上, 至山前渐降到 700 m 左右; 其外围的布西期夷平面呈带状分布于岭下, 海拔高度由 600~700 m 向山前渐降到 300~350 m, 显示出区域新构造运动掀斜上升的特点。

2 冰缘地貌类型、分布和特征

2.1 寒冻风化地貌

山原阶地 (Piedmont Benchland) 分布于大兴安岭岭顶及朝辉站一带, 一般发育了两级山原阶地。岭顶阶地绝对高程为 880~950 m, 950~980 m, 阶地面长约 1.4 km、宽 400 m 左右、坡度 $1^{\circ} \sim 2^{\circ}$ 。表面一般有厚约 50~100 cm 的岩屑堆积物, 阶地有明显的前缘和后缘, 前缘坡度约 $10^{\circ} \sim 16^{\circ}$ ^[1]。

不对称山坡 (Unsymmetry Slope) 区内南北山坡多不对称, 阳坡较陡 ($15^{\circ} \sim 40^{\circ}$), 一般少植物, 多为岩屑覆盖; 阴坡较缓 ($7^{\circ} \sim 12^{\circ}$), 往往为密林覆盖。不对称山坡的形成是因为阴、阳坡风化、剥蚀强度的差异造成的。

收稿日期: 1998-08-30; 修订日期: 1999-02-01

作者简介: 黎劲松 (1969-), 男, 博士, 主要从事遥感与地理信息系统应用研究。

① 张爱新, 王春鹤, 等. 黑龙江流域砂金遥感调查报告. 中国科学院长春地理研究所, 1990.

阿尔河气象站 1986 年资料表明, 该站附近阳坡日间气温在 0°C 上下波动日数为 126 天, 阴坡日间气温在 0°C 上下波动日数仅为 98 天。阳坡气温日较差比阴坡大, 岩石融冻崩解强烈, 崩解的岩屑通过重力、冻胀迁移较迅速搬运到坡脚, 因而坡度较大。坡上由于岩屑运移较快, 植物不易生长; 阴坡昼夜温差较小, 物理风化较弱, 坡形主要受较缓慢的融冻风化、融冻泥流作用影响, 因而较平缓, 植物易于生长; 植物的生长又阻碍着剥蚀作用的进行, 因此阴坡形态舒缓平坦, 植被广布。这种不对称山坡的形成主要是由于气候因素引起, 又称为气候单面山。

石海、陡脊、冰缘石柱 (Blockfield, Shingle Ridge and Tor) 大兴安岭北部海拔 600~700 m 即有石海分布, 规模一般 $60\sim 80\text{ m}^2$, 附近有时可见陡脊或冰缘石柱 (图 1)。在海拔 1300~1500 m 的高山上, 发育有面积不大于 20 m^2 的现代石海^[2]。石海规模不大的主要原因是冻土、植被覆盖面广, 裸露基岩面积较小。石海岩块的大小与其岩性有关, 花岗岩形成的石海块度往往达 50~150 cm, 而凝灰岩、火山岩等形成的岩屑一般在 30 cm 以下。



图 1 陡脊、冰缘石柱 (古莲)

Fig. 1 Sketch map of shingle ridge and periglacial rock pillar

表 1 大兴安岭北部岩屑下移情况

Table 1 Debris' down glide motion in DaHinggan Mountains

编 号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
距基岩距离(m)	4	5	6.4	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
沿坡下滑距离(cm)	18	13	17.5	10.1	8	3.8	2.1	3	2.5	4.2	3.5	4.9	4.7	6.4	4.9	5.1	2.8	2.3	3.4	3.7	1.8

1. 该点位于阿尔河(海拔 1500 m); 2. 坡向为 175° 、坡角为 34° ; 3. 平均每块砾石沿坡移动 5.99 cm/a

泥流阶地、泥流舌 (Solifluction Terrace, Solifluction Lobe) 融冻泥流阶地以台阶状为特征, 长轴方向与等高线平行, 前缘具有明显陡坎, 类似河流阶地。泥流舌以舌状外貌为特征, 其长轴方向垂直交坡地等高线, 泥流舌前也存在明显陡坎。泥流阶地、泥流舌主要分布于河谷斜坡下部或雪积扇前沿。

岩屑坡、石河、石流扇 (Block Slope, Stone Stream, Rock Fan) 岩屑坡主要为陡坡, 岩屑通过重力、冻胀迁移方式向下迁移, 其迁移速度受坡度、岩屑含水量、正负温交替频数等影响。据宋长青 1992 年观测, 区内岩屑下移速度达 5.99 cm/a (表 1)^[2]。

石河一般为较狭窄的线状堆积, 其延伸的方向往往垂直等高线。其上部主要为岩块, 细粒物质主要沉积于下部。大林河流域石流扇分布较多, 一般面积较大。在大林河桥至交林德河方向不到 2 km^2 的坡脚上, 散布有 3 片各约 $100\text{ m} \times 500\text{ m}$ 的石流扇, 该处石流扇由大块花岗岩块组成, 最大可达到 $1.6\text{ m} \times 1.2\text{ m} \times 0.8\text{ m}$, 由于冻融分选作用, 其上发育了直径达十多米的石环。

区内岩屑坡、石河、石流扇的分布很广, 在根河、漠河地区及塔河至漠河沿途山坡上, 均有大片寒冻风化碎屑分布, 总的说, 本区自南而北, 岩屑堆积物有逐渐变厚的趋势。

2.2 融冻作用地貌

泥流坡 (Solifluction Slope) 区内泥流坡广泛发育于河谷两侧缓坡上, 含一定量砂土、粘土物质, 无分选、无胶结, 含有大量的石块, 宽 200~400 m, 厚约 1~3 m, 一般坡度为 $3\sim 15^{\circ}$ 。融冻泥流堆积是大兴安岭分布最广泛的堆积地貌, 它们充满了河谷斜坡下部, 形成宽广的山间缓坡地。融冻泥流堆积物大小混杂, 以角砾为主, 其上常被土壤或植被覆盖。融冻泥流粘性很大, 蠕动速度一般在 $8\sim 10\text{ cm/a}$ 左右, 有些泥流舌蠕动的速度则较快, 达 30 cm/a 。

2.3 雪蚀地貌

雪蚀地貌也是区内广泛分布的地貌类型, 主要有雪蚀洼地、雪蚀槽谷、雪积扇等。雪蚀洼地与雪蚀槽谷或悬于岭顶, 或嵌于山腰, 形成独特的冰缘区雪蚀地貌景观。

雪蚀洼地 (Nivation Swale) 形态一般为围

椅状、半圆状、圆状或簸箕状, 规模大小不等, 直径从几十米到几百米乃至几千米, 均具平、浅的特点, 深度一般在百米以内, 底部前缘为舌状、扇状或垄状, 底部与后缘有明显的坡折, 后缘坡地常分布有因寒冻风化、冰雪作用形成的多级陡坎, 陡坎一般高度为 1~ 2 m, 宽度几米至二十几米, 坎上植物稀少(图 2, 图 3)。

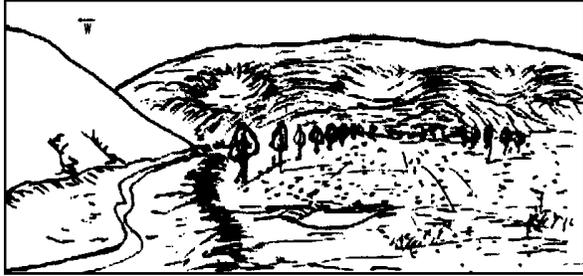


图 2 劲松站南雪蚀洼地远眺

Fig. 2 Sketch map of nivation swale at south of the Jinsong Station

雪蚀槽谷(Nivation Valley) 雪蚀槽谷往往规模较大, 一般宽达 500~ 1 000 m, 在本区极常见, 多分布岭顶、山腰, 有的雪蚀槽谷甚至贯通水系间的分水岭。

雪积扇主要是雪蚀洼地中融冻泥流堆积物因雪的滑动携带或雪水堆积而成, 扇中大小石块混杂, 无分选与胶结, 扇上常形成泥流阶地, 并发育有石环或多边形土。

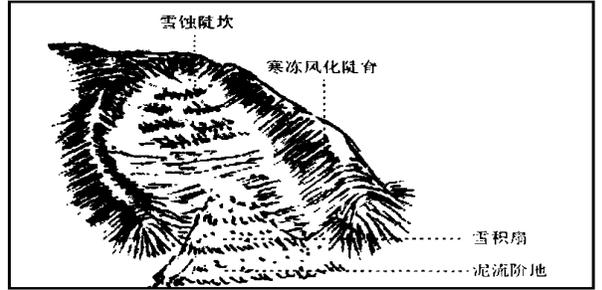


图 3 大林河雪蚀洼地素描

Fig. 3 Sketch map of nivation swale near Dalin River

2.4 热喀斯特地貌

热喀斯特地貌在河谷中有广泛的分布, 冻土中含冰量较高, 融化时使冻土上层松散物质发生热融沉陷, 形成漏斗状大小不等的洼地, 洼地储水后, 由于冻土层的滞水作用, 发育成沼泽或湖塘。本区多年冻土上限附近常分布有厚达 3 m 以上的厚层地下冰, 一般埋深 0. 7~ 6. 5 m, 最浅 0. 5 m^[3], 多分布于植被茂密的沟口、冲洪积扇、滩地、阴坡等阴冷潮湿的松散堆积区, 具有埋藏浅、体积大的特点。当修建道路、人工开挖山坡或河流侧蚀使其暴露时, 地下冰往往迅速融化, 造成热融滑塌或道路翻浆。



图 4 石环(古莲)

Fig. 4 Sorted circle in Gulian

2.5 冰缘微地貌形态

主要有石环(图 4)、多边形土、砂楔、冻胀裂隙、醉林等形态, 由于融冻扰动、融冻分选、冻胀作用等形成, 多分布于较缓的泥流坡、雪积扇前沿、河谷阶地或河床高漫滩上。

砂楔(Sand Wedge Cast) 多见于融冻泥流覆盖下的堆积物或古风化壳上部。图 5 为大林河桥砂楔, 深 1. 56 m, 上部宽 0. 75 m, 嵌入到强烈风化的花岗岩中, 楔体由较细的砂土组成, 底部有较大的碎石块, 上覆约 0. 4 m 厚的泥流堆积物。这种冰缘现象区内较常见, 反映了当时气候寒冷的特点。

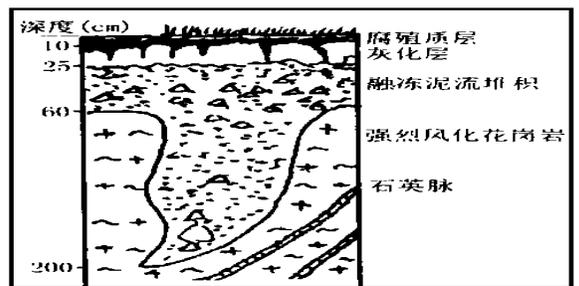


图 5 砂楔(大林河桥)

Fig. 5 Sand wedge cast at the Bridge of Dalin River

冻胀裂隙与醉林(Frost Crevice, Drunken Forest) 冻胀裂隙是由于不均匀冻胀而形成的, 冰透镜体形成过程中也会产生裂隙, 随着冰体增大, 裂

隙也不断增大, 裂隙两侧地面也随之抬升, 如果上面生长有植物, 就形成了醉林, 区内醉林常见于河漫滩或一级阶地上。

3 冰缘环境下河谷地貌发育特点

大兴安岭北部,一般河流流量不大,水量小的河流在夏末秋初即已干涸,即便是水量中等的河流,冬季也完全冻实,因此本区的许多河流,侵蚀作用不强,侵蚀的时间也较为短促。多年冻土的存在也阻碍着河流向下侵蚀,因此冰缘地区流水作用对河谷地貌形态的塑造、形成并不十分重要,本区河谷谷地有着特殊的地貌形态特征,往往窄小的河沟却拥有宽阔的河谷,这主要是融冻风化作用和融冻泥流作用的结果,而不能将其归功于流水作用。

3.1 谷坡发育特点

区内河谷谷坡发育特征是普遍具有明显的不对

称性。河谷的一壁陡,另一壁缓。陡坡(坡度 25~40°)大部分朝南或者近乎朝南,朝北或近乎朝北的阴坡很平缓(坡度 10~12°)。陡坡一般无林,常可见到基岩露头,缓坡往往为茂密森林所覆盖。河谷不对称现象的主要成因与不对称坡成因完全相同。

影响谷坡形态的还有掀斜式上升的构造活动,掀斜活动与气候作用相叠加的地方,河谷不对称现象更明显,而这两种作用相互抵消的地方,谷坡的形态则较为复杂。

大兴安岭北部谷坡形态主要是由于寒冻风化作用、融冻崩解作用、融冻泥流作用、雪蚀作用、重力等外营力共同作用下,谷坡不断后退而形成的。其外营力垂直分布特征见表 2。

表 2 大兴安岭北部谷坡外力作用水平、垂直变化特点(阴坡)

Table 2 Horizontal and vertical varied characters of exogenetic force of North Da Hinggan Mountains

地貌部位	分水岭	陡斜坡	斜坡	缓坡(泥流坡)	谷底
坡 度	0~5°	>15°	7~15°	1~5°	<1°
外力作用方式	寒冻风化 融冻崩解 雪蚀作用	寒冻风化 融冻剥蚀 重力作用	融冻泥流搬运 雪蚀作用 融冻扰动	融冻泥流堆积 流水、融雪水侵蚀 融冻分选、扰动	河流侧蚀 充填性堆积

顶部分水岭地区以寒冻风化、融冻崩解为主,有较薄的岩屑堆积;陡斜坡邻近分水岭,坡形平直而坡度较陡,外营力以融冻剥蚀、重力作用为主,在这里由于积雪的雪蚀作用、融冻泥流作用强烈,坡体被不断剥蚀而后退;中部斜坡坡度一般在 7~15°,堆积有较厚岩屑,发育有岩屑堆、坡积裙、泥流阶地等地貌形态,外营力主要以融冻泥流、融冻扰动作用为主;下部缓坡主要是在山坡剥蚀后退基础上堆积融冻泥流而成,故又称之为“泥流坡”,整个坡面以 1~5°的斜度向河谷倾斜,其外力作用主要是融冻泥流堆积、融雪水和水流片蚀为主,融冻分选与融冻扰动现象也很明显,其前缘的融冻泥流堆积物常覆盖了河流阶地的后缘;谷底则是河流侧蚀和堆积的场所。冰缘区外力作用方式的垂直分带,是形成区内独特地貌形态特征的重要原因。

3.2 谷底发育特点

本区河谷谷底无论上游、中游、下游,普遍具有谷底宽、平、浅、直而河床窄小的特征,这种特征反映了冰缘区河谷谷底塑造营力以融冻崩解、融冻泥流作用为主,流水侵蚀作用为次的特点,但不同地段谷底的形成过程则不尽相同。

在河谷上游或经常干涸的河段,河水流量很小,

冻土又发育,河流侵蚀能力极小,因而谷底的塑造主要是融冻崩解、融冻泥流作用,融冻崩解作用使岩石不断崩解,而融冻泥流作用则将崩解碎屑物搬运、填充于谷底两侧,同时使谷坡变缓并不断后退。经过这些作用之后,谷底堆积了大量的泥流堆积物,变得十分平缓、宽广,与窄小的河槽极不相称。

在具经常性流水的河段,河流在融冻崩解、融冻泥流作用的基础上侧蚀改造谷底,形成了宽大平坦的谷底,具有较发育的河漫滩,谷底堆积以河流改造填充性堆积物为主。

本区为低山丘陵区,其河流中、上游河槽与其它山区河流特点完全不同。从横剖面看,具有“U”字形宽平堆积型谷底,而不是“V”字形侵蚀型谷底;从纵剖面上看,河流纵比降多数在 15‰以下,最小者仅 1.92‰,全区无跌水、瀑布,纵剖面线十分和缓;从平面形态看,区内多数河流河曲、汉道十分发育,牛轭湖、沙洲较多,具典型的平原河流形态特征。

3.3 河谷平面形态特征

区内河谷平面形态大致可分为三种:

摇篮状谷 这种谷地规模较小,主要分布于河谷的上游,其形态是谷底宽平、谷坡较陡,谷地较平直,谷底与谷坡之间有明显的界线。河谷底常不

见流水, 谷底上主要是融冻泥流堆积物, 这种谷地主要是河谷的上游部分经融冻风化和融冻泥流作用改造而成。

束状谷 这种河谷纵向上明显变窄, 其形成原因有两种: 一种是因为各河段岩性软硬差异较大, 抗风化能力相差悬殊; 另一种是因为构造裂隙的宽窄不同, 河流发育于断裂带上, 受构造的影响, 形成宽窄交替的河谷形态。

平直谷地 这是本区最具代表性的谷地, 其规模较大, 谷坡平直, 几乎与分水岭平行, 谷底宽广,

与谷坡之间有明显的交角。平直谷地主要是由于区内寒冻风化、融冻剥蚀、搬运作用十分强烈, 使两侧谷坡不断后退而形成的。

以上三种河谷, 都具有明显的谷坡形态不对称的特征, 反映了冰缘地区寒冷气候外营力作用强度在阴阳坡差异很大的特点。

4 冰缘地貌形成的古环境

根据大林河下游沉积物测年及孢粉分析结果(表3)^①, 区内晚更新世晚期气候大致可分为三期。

表3 大林河下游河漫滩沉积物测年及孢粉分析结果

Table 3 The spore-pollen analysis of valley flat sediment at lower course of the Dalin River

取样层位	样品深度(cm)	测年数据	孢粉带	古植被特征
腐殖土层	40~ 50	940±80		
腐殖土层	80~ 90		III	寒温性针叶林、松桦混交林
含砂砾粘土层	130~ 140	2 755±100		
砂砾石层	170~ 180			
砂砾石层	210~ 220		II	栎、桦、温带落叶阔林
砂砾石层	250~ 260	11 254±2 000		
砂砾石层	290~ 300			
砂砾石层	340~ 355	14 000±2 700	I	疏林草原、干草原
碎石层	390~ 400			
碎石层	450~ 470	26 300±3 700		

第一期(26 000~ 11 000 a B. P.) 孢粉组合以草本植物花粉占优势, 以蒿属藜科植物占优势; 木本植物主要是松属、桦属。植被以疏林草原、干草原为主, 反映出当时气候寒冷、干旱的特点。这是区内最为寒冷的时期, 冻土极为发育, 融冻泥流堆积广泛。

第二期(11 000~ 3 000 a B. P.) 从晚更新世晚期到全新世, 本区气候变暖, 植被以栎、桦落叶阔叶林为主, 是本区的“气候最适宜期”, 降水量增加, 湖沼十分发育, 据估计, 年均气温比目前高2~ 3℃^[4]。

第三期(3 000 a B. P. 至现今) 为针叶林占优势阶段, 气候明显转冷变干, 喜温湿润阔叶林大量减少, 河谷泥炭堆积十分发育。

由于河床底碎石层的形成是冰缘区河流特有的沉积现象, 可以推测本区冰缘过程到26 300±3 700年已持续相当时间, 在冷寒气候环境下形成了厚达0.8 m的河床底碎石层, 并在古风化壳上广泛发育了冰楔。与此同时, 流水作用大为减弱, 河流停止下切, 接受充填性堆积。随着融冻剥蚀, 堆积及雪蚀、

雪蚀堆积作用的盛行, 在谷坡上部和阶地后缘广泛发育了融冻泥流堆积和雪积扇; 同时在相应剥蚀区形成山原阶地、不对称坡、雪蚀洼地、雪蚀槽谷、“U”形河谷等冰缘地貌形态, 目前研究表明, 本区晚更新世冰缘过程的开始, 可追溯到44 000 a B. P.^[5-7]。

图5所示砂楔位于大林河一级阶地后缘缓坡上, 楔中的石块、细砂是古冰楔的脉冰完全融化后填充的, 古冰楔形成时代应与河床底碎石层大致相同, 都反映着干寒的气候特征。上部覆盖了不断向前蠕动的融冻泥流堆积物, 该层泥流堆积物形成年代为15 830±243 a B. P.^[8]。据此推测, 古冰楔形成时期与融冻泥流的堆积阶段之间应有一温暖间冰缘期, 崔之久等认为其绝对年代为26 000~ 23 000 a B. P.^[5], 笔者认为广泛发育于本区古风化壳之中被融冻泥流覆盖的古冰楔(又称土脉)很可能是在这期间由于古冰楔中脉冰全部融化后, 充填了石块、细砂形成的。应该指出的是, 由于对大林河底部沉积物未进行连续采样分析, 这一短暂的间冰缘期在表

① 张爱新, 王春鹤, 等. 黑龙江省大林河砂金勘探报告. 中国科学院长春地理研究所, 1990.

3 的植物孢粉分析中, 未能识别出来。

区内孢粉资料及古冰缘现象反映的古气候演替过程与松嫩平原大致相似, 据研究, 东北地区晚更新世在 21 000~ 13 000 a B. P. 冰缘作用最盛, 最冷时冻土南界达到了 38~ 39°N, 区内厚层冻土主要形成于晚更新世, 目前对松嫩平原的孢粉、动物群等的研究都证明了这一点^[5~ 7]。之后融冻剥蚀堆积、雪蚀、雪积作用逐渐减弱, 流水作用加强, 部分谷底的混杂堆积在河流侵蚀过程中被改造, 填充于谷底, 全新世以来, 大部分砂体上堆积了粘土碎石层、泥炭盖层, 在冻结状态下被保存下来。

大兴安岭北部晚更新世晚期冰缘作用具有范围广、强度大的特点, 剥蚀与堆积作用十分强烈。从海拔高度看, 区内埋藏砂楔、多边形土的分布没有明显下限, 海拔 500~ 700 m 普遍有石海、石河、岩屑坡的分布; 雪蚀洼地、槽谷的分布高度多在 1 000 m 以下, 说明当时气候极为寒冷, 在海拔很低的地方各种冰缘作用即可强烈进行。从剥蚀地貌形态看, 山原阶地、雪蚀槽谷、雪蚀洼地规模大、分布广, 剥蚀量十分巨大, 相应的泥流堆积、坡积裙、雪积扇的分布也十分广泛。

大兴安岭北部既有古冰缘现象, 也有现代冰缘现象。石海、冻融泥流、石河在晚更新世和现代都有, 但主要是晚更新世发育的。冰缘宽谷、不对称谷地、砂楔等是古冰缘的标志, 而热融喀斯特地貌则是现代形成的。本区现代石海海拔高度与大林河阶地砂楔海拔相差 800~ 1 000 m, 按温度梯度递减率 0.5 °C/100 m 计算, 晚更新世晚期平均温度要比现

在平均温度低 4~ 5 °C, 为 - 9.9~ - 8.9 °C。如果考虑到晚更新世冰缘过程范围之广、强度之大, 当时气温可能还低于这一推测值。综上所述, 大兴安岭北部晚更新世晚期以来一直维持着冰缘环境, 但进入全新世以来, 冰缘作用大大减弱, 其影响范围也随之缩小。近几十年来, 本区随着森林面积大幅度减少、道路修筑以及全球气温升高等各种因素的影响, 多年冻土的南界不断北移, 全区进入亚冰缘期。

参考文献:

- [1] 丁锡祉, 裘善文, 等. 大兴安岭北部的冰缘现象[A]. 见: 第四纪冰川与第四纪地质论文集[C]. 北京: 地质出版社, 1987. 153~ 164.
- [2] 宋长青. 中国华北、东北晚更新世晚期以来的冰缘过程与气候变化[D]. 北京大学博士论文.
- [3] 王春鹤. 多年冻土上限附近厚层地下冰成因探讨[J]. 冰川冻土, 1982, 4(2): 47~ 53.
- [4] 宋海远, 夏玉梅. 三江平原古冰丘泥炭地[A]. 见: 东北平原第四纪自然环境形成与演化课题组. 中国东北平原第四纪自然环境形成与演化[C]. 哈尔滨: 哈尔滨地图出版社, 1990. 209~ 216.
- [5] 崔之久. 论我国东北、华北晚更新世晚期多年冻土南界与冰缘环境[J]. 地质学报, 1984, 58(2): 165~ 170.
- [6] 汪佩芳, 夏玉梅. 松嫩平原晚更新世以来古植被演替的初步研究[A]. 见: 东北平原第四纪自然环境形成与演化课题组. 中国东北平原第四纪自然环境形成与演化[C]. 哈尔滨: 哈尔滨地图出版社, 1990. 60~ 67.
- [7] 裘善文. 松辽平原晚更新世自然环境的基本特征[A]. 见: 东北平原第四纪自然环境形成与演化课题组. 中国东北平原第四纪自然环境形成与演化[C]. 哈尔滨: 哈尔滨地图出版社, 1990. 79~ 90.
- [8] 王春鹤, 张爱新, 等. 融冻作用与砂金形成及探采关系[J]. 冰川冻土, 1993, 15(2): 80~ 85.

On Periglacial Landforms in Northern Da Hinggan Mountains and the Forming Palaeoenvironment

LI Jin-song¹, HUO Wen-yi²

(1. Changchun Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences, Changchun Jilin 130021; 2. Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao Shandong 266071)

Abstract: The Northern Da Hinggan Mountains is one of the most famous localities of gold placer. The formation of gold placer is closely correlated with the periglacial geomorphologic process in the Late Pleistocene. The paper systematically analyzed the periglacial landforms remained in the Da Hinggan Mountains and made a further discussion on the palaeoenvironment over there.

Key words: Da Hinggan Mountains; Periglacial landforms; Palaeoenvironment