

北半球冬春冰雪面积变化与我国东北地区夏季低温的关系*

符 淙 斌

(中国科学院大气物理研究所)

从根本上来说,大气环流是由赤道和极地之间的不均匀加热所启动的。但是,人们对赤道热源和极地热汇的变化及其对大气环流的影响还知道得不够。近几年来,我们着重分析了赤道太平洋热状况对北半球大气环流的影响^[1]。但这只是矛盾的一个方面,两极热汇的变化同样是值得注意的。

近代卫星观测提供了全面了解极地冰雪复盖状况的可能性。卫星资料表明,两极冰雪复盖面积不仅有明显的季节性消涨,而且有强烈的年际变化,有些地区冰封积雪季的长度也有显著的变化。由于冰雪的辐射特性和其它热力性质,这种变化将影响大气的能量收支,改变热汇强度,对大气环流和气候产生明显的影响。

本文利用近十年气象卫星的冰雪观测资料,揭示了北半球冬春积雪面积和大西洋海冰状况与我国东北地区夏季低温的密切关系,并初步分析了冰雪对极涡等大气环流状况的影响。

1. 卫星冰雪观测资料

自1966年秋季开始,卫星提供了连续的、大范围的冰雪复盖资料。本文采用的是美国国家环境卫星局根据每周北半球平均冰雪边界图所绘制的北美和欧亚大陆月平均雪被图^[2],这个资料仅给出 52°N 以南的雪被面积。大西洋海冰面积资料取自文献[3]。这是根据英国出版的1966—1974年全球冰图求得的。卫星观测资料虽然年代较短,但能看到极区冰雪总的复盖状况,较之以往采用单站的海冰和积雪的观测更能反映极地热汇的变动。

2. 冰雪面积和我国东北夏季温度的关系

图1给出1967—1976年北半球12—3月平均积雪面积、大西洋三月海冰面积和我国东北夏季(5—9月)和8月温度状况的年际变化曲线。冰雪面积单位取 10^6 平方公里,温度按1—5级划分。3为正常,1最暖,5最冷。此处8月温度直接给出等级数。为了表征夏季持续性的温度特征,5至9月温度状况用冷月数(≥ 3.5)和暖月数(≤ 2.5)之差值表示(正号为冷月占优势,负号为暖月占优势)¹⁾。

由图1可看出冰雪与温度状况之间的密切关系:当冬春北半球积雪面积和大西洋海

* 本文于1979年5月30日收到,1979年9月24日收到修改稿。

1) 温度等级资料取自中央气象台长期组

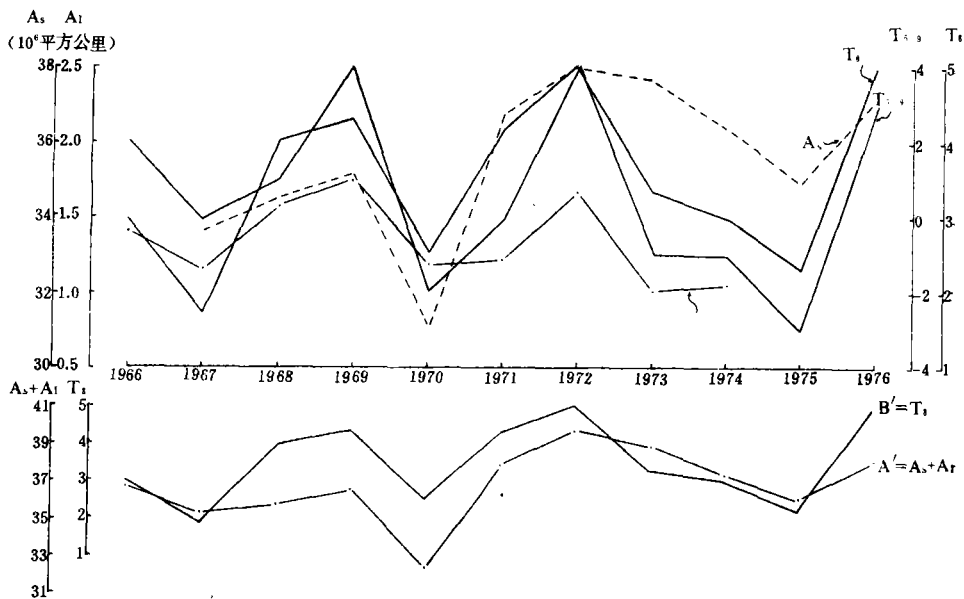


图 1 东北地区夏季温度、北半球积雪面积和大西洋海冰面积的逐年变化曲线

A_s : 12—3 月北半球积雪面积 (单位: 10^6 平方公里)

A_r : 3 月大西洋海冰面积 (单位同上)

T_{5-9} , T_8 : 东北地区 5—9 月、8 月温度状况

(上图中, \cdot — \cdot — \cdot —为 A_r)

冰面积增大时, 夏季东北地区温度就偏低; 反之, 冰雪面积缩小时, 夏季东北地区温度就偏高。其中几个明显的夏季低温年(如 1972, 1976 年)和夏季高温年(如 1970, 1975 年)均反映得很清楚。如将冰雪状况综合起来考虑, 便可得到更好的关系(见 A' , B')。

从冰雪面积的年际变化幅度来看, 北半球平均积雪面积最大差值可达 6.9×10^6 平方公里, 超过多年平均积雪面积的 1/10 以上。三月北大西洋海冰面积最大差值为 0.5×10^6 平方公里, 超过平均值的 1/3 左右。

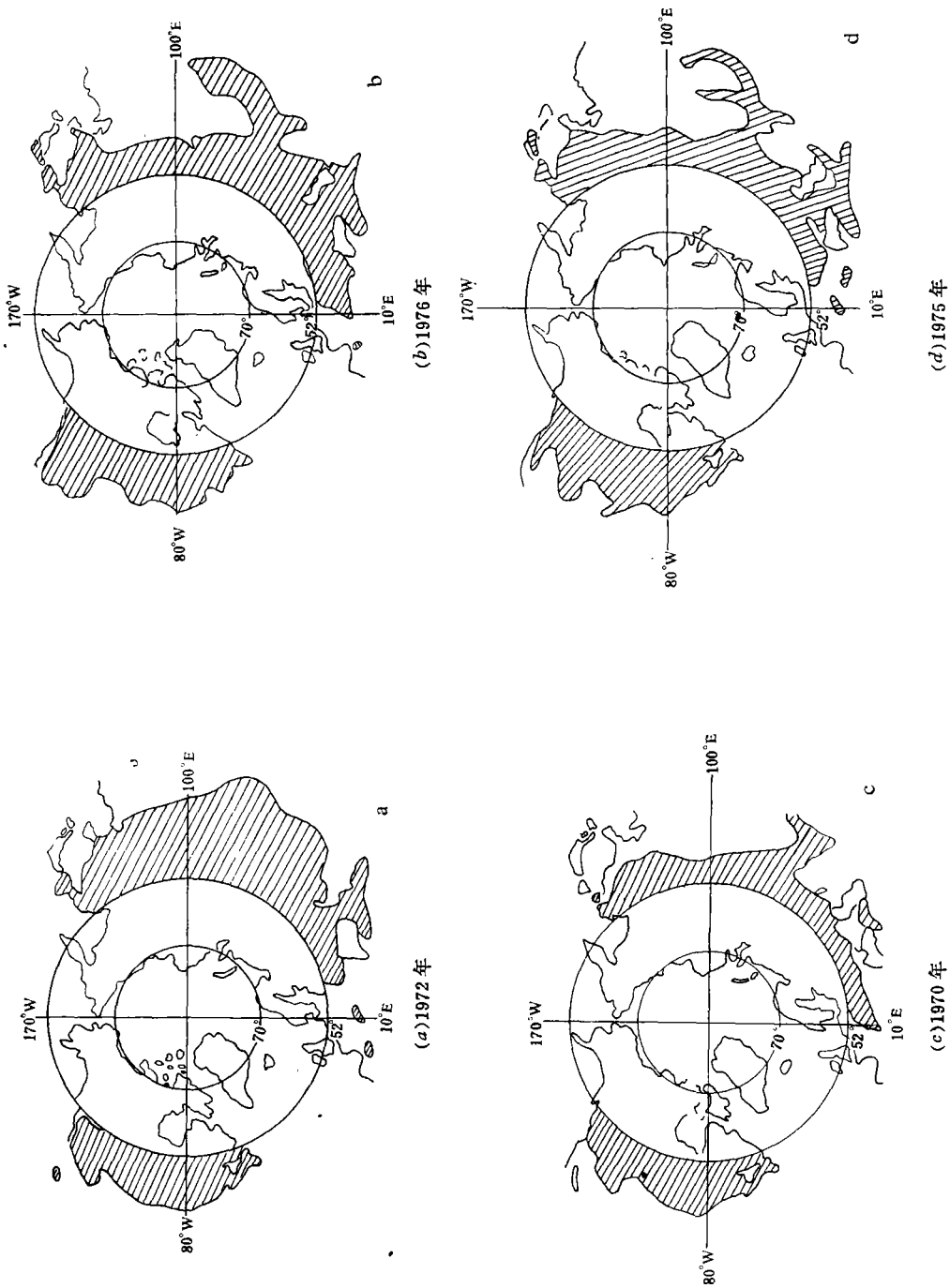
3. 典型冷夏年北半球冰雪复盖状况

严重的夏季低温对东北地区的农业生产危害很大。为此, 我们着重分析典型冷夏年的积雪状况及其与暖夏年的对比。

根据温度资料并参考东北地区气象台的分析结果, 选取典型冷夏年为 1972 年和 1976 年, 暖夏年为 1970 年和 1975 年。表 1 给出这四年 12—3 月的北半球、欧亚和北美大陆的平均积雪面积。

表 1 冷夏和暖夏年北半球冬春(12—3月)积雪面积 (10^6 平方公里)

	冷 夏 年			暖 夏 年			
	欧 亚	北 美	北 半 球		欧 亚	北 美	北 半 球
1972	24.1	14.0	38.0	1970	17.9	13.2	31.1
1976	22.9	14.3	37.2	1975	20.8	14.2	35.0



可以看到,典型冷夏年和暖夏年北半球冬春积雪面积差异是明显的。平均差 3.5×10^6 平方公里,最大达 6.9×10^6 平方公里。值得注意的是,北美大陆积雪面积无显著变化($0.3-1.0 \times 10^6$ 平方公里),而欧亚大陆积雪的差异则较明显($2.1-6.2 \times 10^6$ 平方公里)。可能正是由于欧亚大陆积雪面积的变化对我国东北夏季温度起重要作用。

图 2(a-d)是这四年二月北半球的雪被图,它给出了雪被变化的具体地理分布。

在冷夏的 1972 年,欧亚大陆积雪面积全面扩展,特别是 50°E 以东地区,雪线推进到 35°N 以南,最南达 29°N ,青藏高原积雪和大陆积雪连成一片。该年三月欧亚大陆积雪面积达到卫星资料记录时期的最高值(27.6×10^6 平方公里)。

在冷夏的 1976 年,积雪面积也有明显的扩张,主要集中在苏联远东、朝鲜、日本、青藏高原和黑海以西地区。西部扩展区在三月尤其明显(图略),呈现出雪季延长的征兆。

相反,暖夏的 1970 年,欧亚大陆积雪面积全面退缩。该年三月积雪面积达到卫星记录时段的最低值(15.4×10^6 平方公里)。1975 年也类似,尤其是 50°E 以西的欧洲地区积雪几乎全部消失。

4. 冰雪面积对极涡等大气环流状况的影响

冰雪面积变化与夏季温度的联系,必然要在大气环流的变化上反映出来。这里仍以典型冷、热夏年分析冬春冰雪状况与夏季极涡和中、高纬度环流的关系。

从 100 毫巴极涡的位置和形状来看,在冬春冰雪面积扩展的年份,夏季极涡多半偏于东半球欧亚大陆一侧,或者中心位置虽无明显偏离,但极涡区有深槽伸往欧亚大陆,因而有利于冷空气向东半球扩散;相反,在冬春冰雪面积减小的年份,夏季极涡则偏于西半球,或极涡面积明显缩小,因而不利于冷空气向欧亚地区扩散。图 3 给出 1975 年和 1976 年 7、8、9 月 100 毫巴极涡中心位置。这两年轻极涡位置的差异是十分明显的。

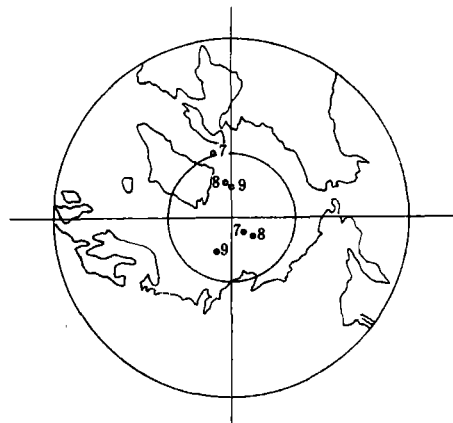


图 3 1975 年和 1976 年 7、8、9 月 100 毫巴极涡中心位置
(•1976 年 ◦1975 年)

我们进一步从对流层中、上部月平均环流图上看到,极涡的变化不仅在于中心位置的偏移,而且它的面积也有很大的变化。例如,1976 年夏季极涡整个扩大,而 1975 年

则明显收缩。以 8 月为例, 1976 年比 1975 年极涡面积扩大约 1 倍之多, (用 1632 位势什米等值线包围区域作为极涡范围)。

极涡中心位置及面积的变化将影响中纬度的大气环流。这里仅给出 1975 年和 1976 年夏季(6—8 月)沿 40° — 50° N 纬圈平均 500 毫巴高度距平廓线(图 4)。该图表明, 在极涡扩张的 1976 年夏季, 中纬度地区整个纬圈的高度场以负距平为主, 即高度下降。同时, 由于极涡位置偏在东半球, 这里的负距平区最强, 我国东北地区(110° — 130° E)正处于负距平区。这一地区夏季是一个平均槽, 上述距平场叠加的结果, 使原有的槽进一步加深, 有利于夏季低温。该年日本也是典型的冷夏。由于中纬度地区高度场均以负距平占优势, 该年夏季北半球中、高纬度平均温度低于常年值。相反, 1975 年夏季, 极涡收缩, 沿纬圈平均高度距平值较 76 年弱, 且以正距平占优势。我国东北地区正位于正距平区, 表明这里的槽比常年要浅, 有的月份甚至出现浅脊, 有利于夏季温度升高。1972 年和 1970 年这对例子的基本特点也是这样。

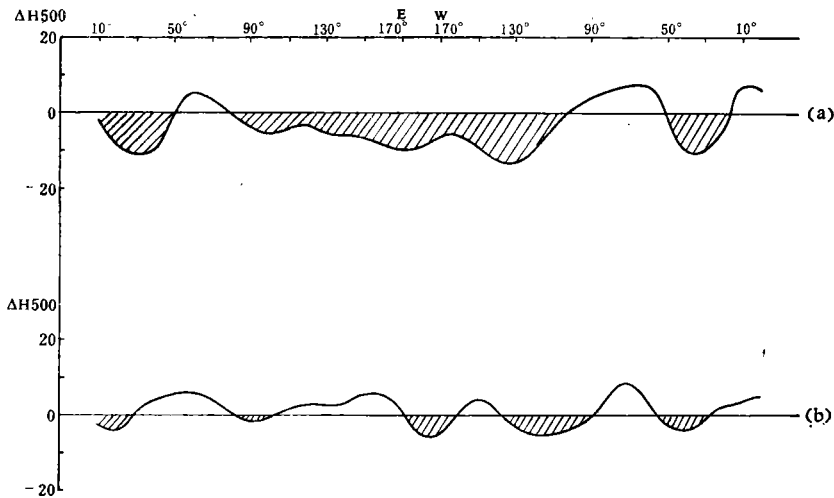


图 4 1976 年(a)和 1975 年(b)6—8 月纬圈沿 40° — 50° N 500 毫巴高度距平经向廓线(位势什米)

5. 讨 论

作为这个短文的结束, 讨论一下冰雪复盖异常的可能物理效应。

众所周知, 冰雪最主要的辐射特征是它的反照率大。冰雪表面的反照率通常要比裸地大 4 倍左右, 因而能将大部分短波太阳辐射反射掉。同时, 冰雪的复盖又将大大减少地面与大气之间其它形式的热量交换。据估计, 冰雪层厚度达到 50 厘米时, 地表与大气之间的热量交换基本上被切断^[4], 而北极冰的厚度平均为 3 米, 南极海洋上冰的厚度为 1 米左右。其次, 春季冰雪的溶化还要消耗大量的潜热。另外, 冰雪和空气温度之间还存在着正反馈过程: 空气温度降低有利于冰雪面积扩大, 它的高反照率进一步减少吸收的太阳辐射, 空气进一步降温, 如此相互作用对气候异常有突出的作用。

现在用上面给出的例子来作一个定性的估计。图 5 给出 1975 年和 1976 年春季

(3—5月)0—180°E地区吸收的太阳辐射差值^[5]。可以看到,在60°N以南欧亚大陆上大部分地区,多雪的1976年吸收的太阳辐射要比少雪的1975年少,尤其是积雪差异最明显的欧洲和中亚地区,这两年春季吸收辐射差值大约为60卡/厘米²·日(该图采用单位为瓦特/米²),同时考虑到冬春冰雪溶化所消耗的潜热大约为50卡/厘米²·日^[6],那末在冰雪复盖区与无冰雪区相比,上空大气将损失大约100卡/厘米²·日左右的热量。

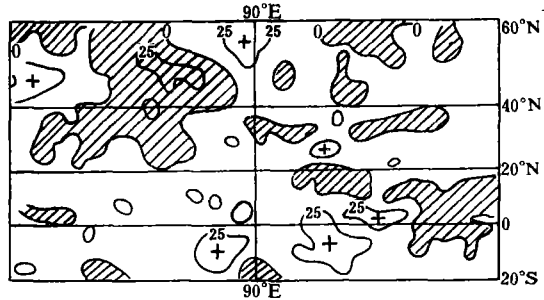


图5 1976年和1975年春季(3—5月)吸收太阳辐射差值图(瓦特/米²)^[5]
(阴影区为负值)

现在假设这部分热量损失将直接用于改变大气层的温度。取单位气柱大气质量为 1.04×10^3 克,在不考虑大气运动调节的情况下,上空大气层将平均每天降温 0.4°C 左右。如果这部分热量积累起来是很可贵的。自然由于大气运动产生的热量输送以及其它过程的调节作用,不可能产生如此强烈的热量局地积累,但这种降温效应是确实存在的。

气层平均温度的下降,将使等压面高度降低,有利于极涡向南扩展,造成中纬度地区降温。具体的降温地区还与中纬度长波槽脊的配置有关。从我国东北地区来看,当欧亚积雪增多,极涡偏在东半球,且这一地区有长波槽发展时,有利夏季低温。

以上所取卫星的冰雪观测资料年代较短(卫星资料只是近代才有),虽然揭示的关系,有较明确的物理意义,但还需更长时间资料的统计检验。另外,影响东北地区夏季温度的因素是复杂的,冰雪状况只是其中一个因素,其物理过程尚待进一步弄清。

参 考 文 献

- [1] 巢纪平、符淙斌,近年来国内对热带海气相互作用及其对副热带高压长期变化影响的研究,1978年全国气象学会年会报告。
- [2] Matson, M., NOAA Technical Memorandum NESS 84, 1977.
- [3] Sanderson, R. M., *Meteorological Magazine* 104, No. 1240, 1975.
- [4] Kukla, G. J., Recent Changes in Snow and ice (Climatic Change, 114—129), 1978.
- [5] Winston, J. S., et al, *Pure and Applied Geophysics* 115, No. 5/6, 1977.
- [6] Sawyer, J. S., W. M. O. Technical Note No. 66, 227—248.