

冬季喀拉海、巴伦支海海冰面积变化 对后期北太平洋海温的影响^{*}

武炳义 黄荣辉 高登义

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘 要 采用 Walsh 的 1953~1990 年逐月北极海冰密集度资料、1953~1987 年北半球海表温度资料、1946~1989 年月平均 500 hPa 高度场以及 1980~1989 年 850 hPa 高度场、风场和温度场资料, 研究了冬季北极关键区(喀拉海、巴伦支海海区)海冰面积变化对后期北太平洋海表温度的影响。研究结果表明: 冬季喀拉海、巴伦支海海冰可以影响初夏北太平洋中部海温。冬季该海区海冰偏多, 则冬、春季节亚洲大陆冷空气活动偏北, 春季白令海海冰偏少, 阿留申低涡减弱西移, 引导偏北的大陆冷空气南下, 在热力和动力共同作用下, 使北太平洋中部海温偏低; 相反, 冬季喀拉海、巴伦支海海冰偏少时, 则冬、春季节亚洲大陆冷空气活动偏南, 冷空气在东亚地区向南爆发, 同时, 白令海海冰偏多, 阿留申低涡加深东移, 北太平洋中部西风偏强且位置偏北, 东太平洋副热带高压位置也偏北, 使北太平洋中部海温受到来自低纬度地区暖湿气流的影响, 海温将偏高。

关键词 北极海冰 海表温度 海冰面积 密集度

1 引言

作为海洋整体一部分的海冰, 必然要受到洋流、盐度以及海表温度(SST)的影响; 反过来, 它的变化也会影响海洋中的诸多要素。由于北极海冰既与北大西洋相通又与太平洋相连, 它必然要与这两个大洋发生相互影响。我国学者方之芳等^[1]从年际变化着手研究了春季白令海海冰对春、夏季北太平洋海温的影响, 指出这种影响是靠洋流输送冷水来实现的, 并进而影响北太平洋副热带高压。

北极海冰在年代际时间尺度上对气候系统的影响也是非常重要的: Deser 和 Blackmon^[2]的研究表明: 纽芬兰东部的海温 10 年际变化与拉布拉多海海冰 10 年际变化关系密切, 并且海冰变化要超前海温变化约 2 年。研究还证实 1968~1982 年间海冰异常与大的盐度异常(Great Salinity Anomaly)出现一致^[3]。北大西洋北部的盐度异常是气候系统的变率集中在某一特定区域而影响远区气候变化的一个实例, 这种盐度异常只是北大西洋海表以下 500 m 深度内海水盐度变化的千分之一, 它会影响深水环流的形成, 从而影响海洋环流和全球气候变化^[4]。有人认为除了 ENSO 事件外, 北大西洋大的盐度异常可以作为第一海洋异常信号^[5]。无疑这种影响是缓慢的, 这也是海冰在气候系统年代际变化中起着重要的原因^[6]。

1998-01-20 收到, 1998-03-25 收到修改稿

^{*} 本研究得到国家“九五”重中之重项目 96-908 的资助

以前,人们对海冰与大气之间的关系研究给予特别的关注,而对海冰与海温以及洋流之间的关系研究却很少,并且主要研究相连接海区的相互直接影响,即白令海海冰影响北太平洋海温,格陵兰海和拉布拉多海海冰影响北大西洋海温。而对有关海冰变化通过影响大气而间接影响海温方面的研究工作却很少,尤其是海冰区与海洋之间被大陆分隔开的研究目前还没有,这不利于揭示气候系统内在的相互制约关系。

在文献[6]中,我们初步研究了冬季北极海冰年代际变化对东亚气候变化的影响,找出了影响东亚气候变化的海冰关键区——喀拉海、巴伦支海,有关该关键区海冰变化的原因作者将另文给出。本文主要通过资料分析来研究冬季关键区(主要是喀拉海和巴伦支海)海冰面积变化是如何影响北太平洋海温的。

2 数据资料

本文所用海冰资料与文献[6]相同,喀拉海、巴伦支海海区是指 82°N 以南, $20^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$ 之间的海域。海温资料是 1953~1987 年 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ 全球月平均海表温度资料。1946~1989 年月平均 500 hPa 高度场、850 hPa 高度场、风场和温度场取自欧洲中心 1980~1989 年七层全球分析资料的月平均。

3 冬季喀拉海、巴伦支海海冰面积变化对后期北太平洋海表温度的影响

喀拉海、巴伦支海距离太平洋万里迢迢,中间隔着欧亚大陆,但是,冬季该海区海冰面积变化对后期北太平洋海表温度有着很大影响。图 1 是冬季喀拉海、巴伦支海海冰面积指数与太平洋 6 月海表温度的相关系数。从相关系数的分布来看,海冰对日期变更线以东海区的影响明显比西部大,表现为中间海区为负相关,而南北两侧为正相关。这

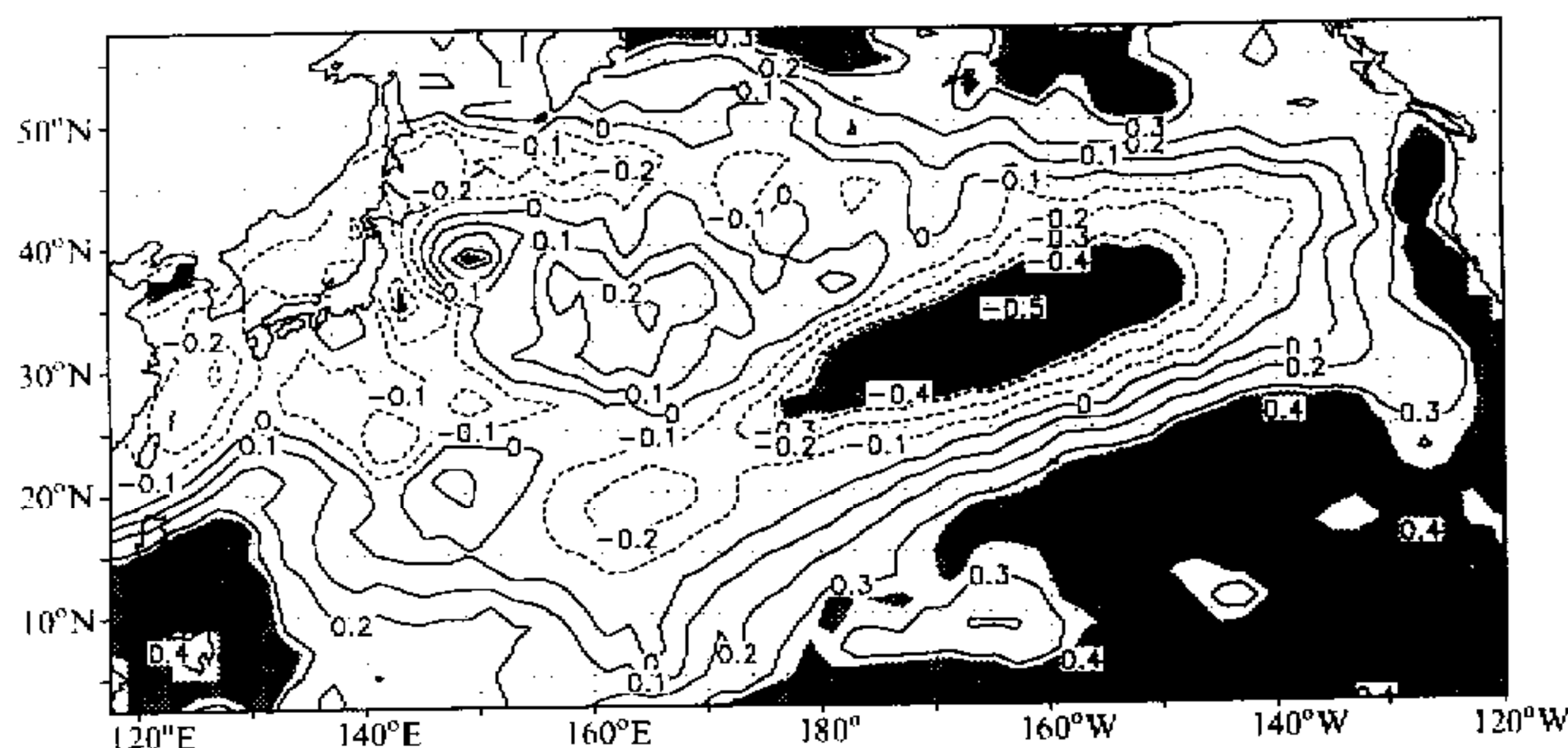


图 1 冬季喀拉海、巴伦支海海冰面积指数与后期 6 月北太平洋 SST 的相关系数分布
 $|R_{0.05}| = 0.33$, $|R_{0.01}| = 0.43$, 灰色区域为通过 0.05 信度区, 黑色区域为通过 0.01 信度区

表明前期冬季喀拉海、巴伦支海海冰偏多, 则后期 6 月份北太平洋中部海区海温偏低; 海冰偏少, 情况正相反。这说明对应前期冬季海冰偏多或偏少, 后期北太平洋海温存在两种截然不同的分布型。实际上, 在北太平洋海区, 海温分布型的差异是确实存在的。林学椿^[7]研究了北太平洋海温异常及其对东亚大气环流的影响, 将冬季的海温距平型归纳为两种类型, 这两种海温分布型正好对应冬季喀拉海、巴伦支海海冰偏少和偏多两种情况。

为了探讨冬季喀拉海、巴伦支海海冰面积变化与后期 6 月份北太平洋海温型变化之间的关系, 对 6 月份北太平洋海温场进行经验正交分析。第二特征向量所对应的空间场结构与相关系数分布图非常相似 (见图 2), 并且极大 (小) 值位置几乎重合, 从而证实了由海冰变化引起的海温空间分布型是确实存在的, 而且, 第二特征向量的时间系数变化与海冰面积的变化趋势也非常一致 (见图 3), 两者相关系数为 0.384 ($|R_{0.05}| = 0.33$, $|R_{0.01}| = 0.43$), 经过 3 年滑动平均后相关系数达 0.588, 并且两条曲线都表现出年代际变化趋势。

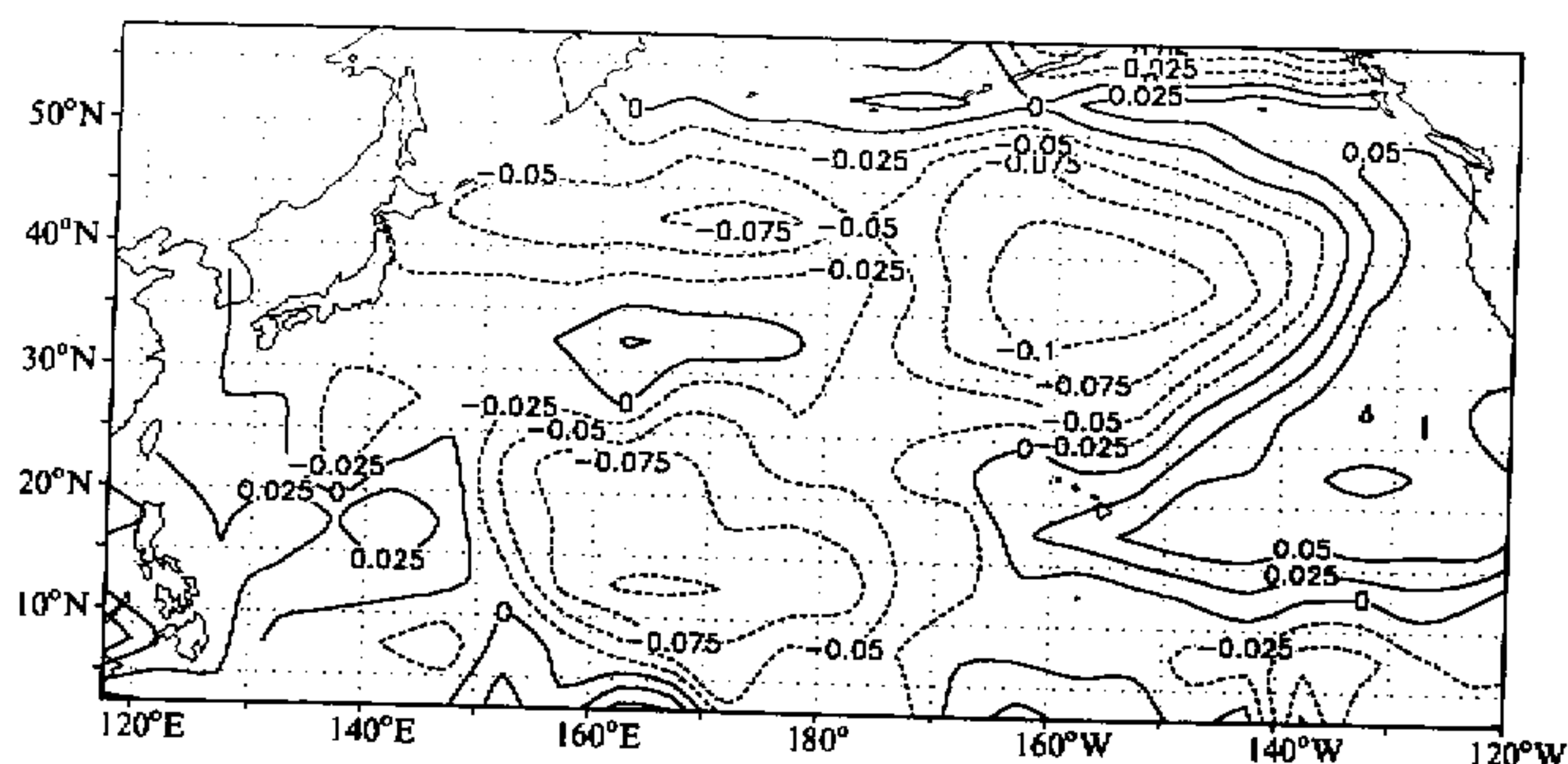


图 2 6 月北太平洋 SST 的 EOF2 空间场
EOF2 的解释方差为 10.26%, EOF1 的解释方差为 11.82%

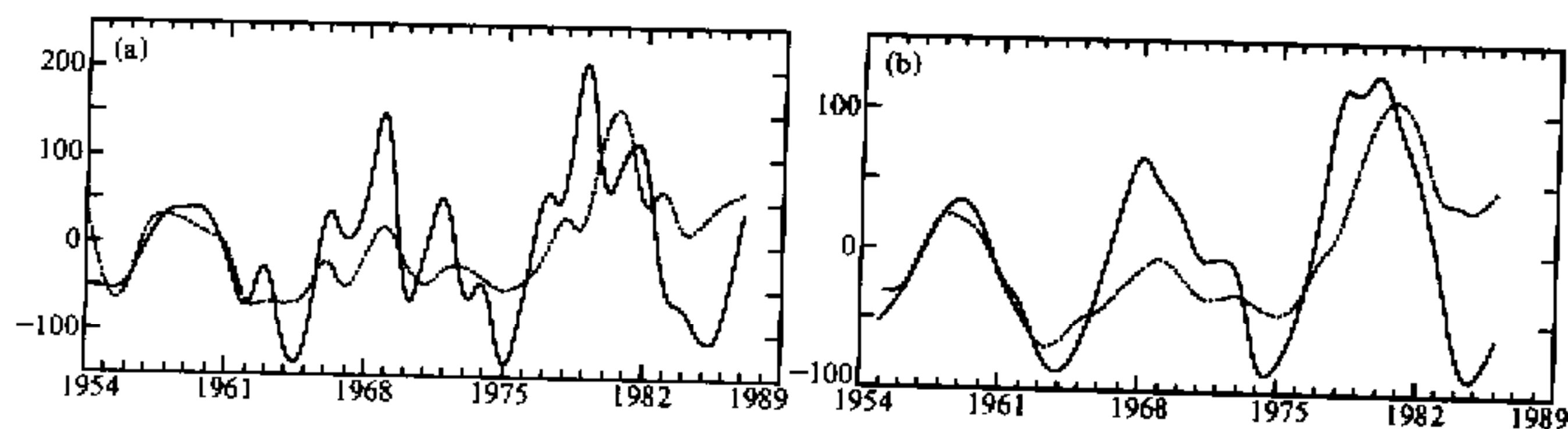


图 3 6 月北太平洋 SST 的 EOF2 时间系数 (虚线, 数值已扩大 10 倍)
与前期冬季喀拉海、巴伦支海海冰面积指数 (实线) 变化曲线
(a) 没有经过滑动平均处理; (b) 均经过 3 年滑动平均
对于海冰, 1954 表示 1953/1954 年冬季

4 冬季喀拉海、巴伦支海海冰面积变化对后期北太平洋SST影响的可能途径

是什么原因造成北太平洋中部海区的负温度距平?这很可能是由于高纬度地区大气的热力和动力作用造成的,而作为高纬度地区大气下垫面的海冰,尤其是喀拉海、巴伦支海海冰变化对大气热力状况的影响也是非常重要的。影响亚洲大陆寒潮的冷空气路径主要有三条,其中途经北极新地岛附近向南爆发的冷空气强度最强,表现为影响范围大、降温剧烈。因此,冬季喀拉海、巴伦支海海冰变化必然要影响南下冷空气的强弱。冬季海冰偏多,一方面,隔绝了来自海洋流向大气的热通量;另一方面,海冰要吸取大气的感热通量,这两方面的作用都使大气变冷。当干燥寒冷的空气流经温暖的海洋表面时,大气要从海洋表面带走大量的热量,使海表温度下降。由冬季到夏初,这种过程不断地重复进行,其累积效果就表现在海表温度的持续偏低。

为了进一步研究这种影响,从喀拉海、巴伦支海海冰面积指数时间序列中选出5个重冰的冬季(1978/1979、1968/1969、1981/1982、1988/1989、1980/1981)和5个轻冰的冬季(1974/1975、1963/1964、1964/1965、1984/1985、1985/1986),而后分析后期3~6月北太平洋海温的变化。

4.1 重冰的情况

图4为冬季喀拉海、巴伦支海重冰的后期北太平洋SST累积距平(由于海温资料只到1987年,我们只能分析4个重冰的冬季后期太平洋海温状况)。由图4可以看到,3月份日本以东一直到 140°W 有大片的海温负距平区,并且海温负距平区的走向呈西北—东东南方向,负距平南北两侧为正距平。同时,我们也注意到位于日本东南方的黑潮暖流区并没有明显降温,反而略有升温,这表明造成海温下降的冷空气偏北;4、5月份除了东北太平洋($140\sim 180^{\circ}\text{W}$)仍然维持负海温距平外,西北太平洋负海温距平范围明显变小,并且位置更偏北,5月份 170°W 以西的中纬度北太平洋反而转变为正海温距平,但是,6月份海温负距平又重新连成一片,并且降温幅度比前3个月都大,表明影响海温的冷空气势力有所增强,这很可能与极涡活动有关,通常极涡位于格陵兰西北部附近,4、5月份极涡突然移到泰米尔半岛北部,这是高纬度地区大气环流所特有的现象^[8]。由于极涡的突然移动,促使高纬度地区的冷空气向南爆发而影响海温。同时,我们也看到6月份的海温距平分布型与海冰和海温的相关系数分布图非常相似。对3~6月海温累积距平求和仍然具有类似的分布形势。不难看出,降温最明显的两个海区是日本东北部海区(该海区正好位于大陆冷气团入海口附近,因此海表面降温可能主要是由热力过程造成的)和北太平洋中部海区(降温中心在日期变更线以东,造成该海区海表温度降低的物理过程既有热力过程又有动力过程,可能动力过程更为重要)。

近地面层气温是表征冷空气强弱的很好指标。由于海洋上测站极少,根本无法测得近海面层大气温度,我们只好用欧洲中心850 hPa等压面上的气温来近似表示冷空气活动的强弱。图5是3个冬季重冰(1980/1981、1981/1982、1988/1989)的后期6月份大气温度累积距平的分布。可以看到,负的温度距平从亚洲大陆以北的极区向东南方

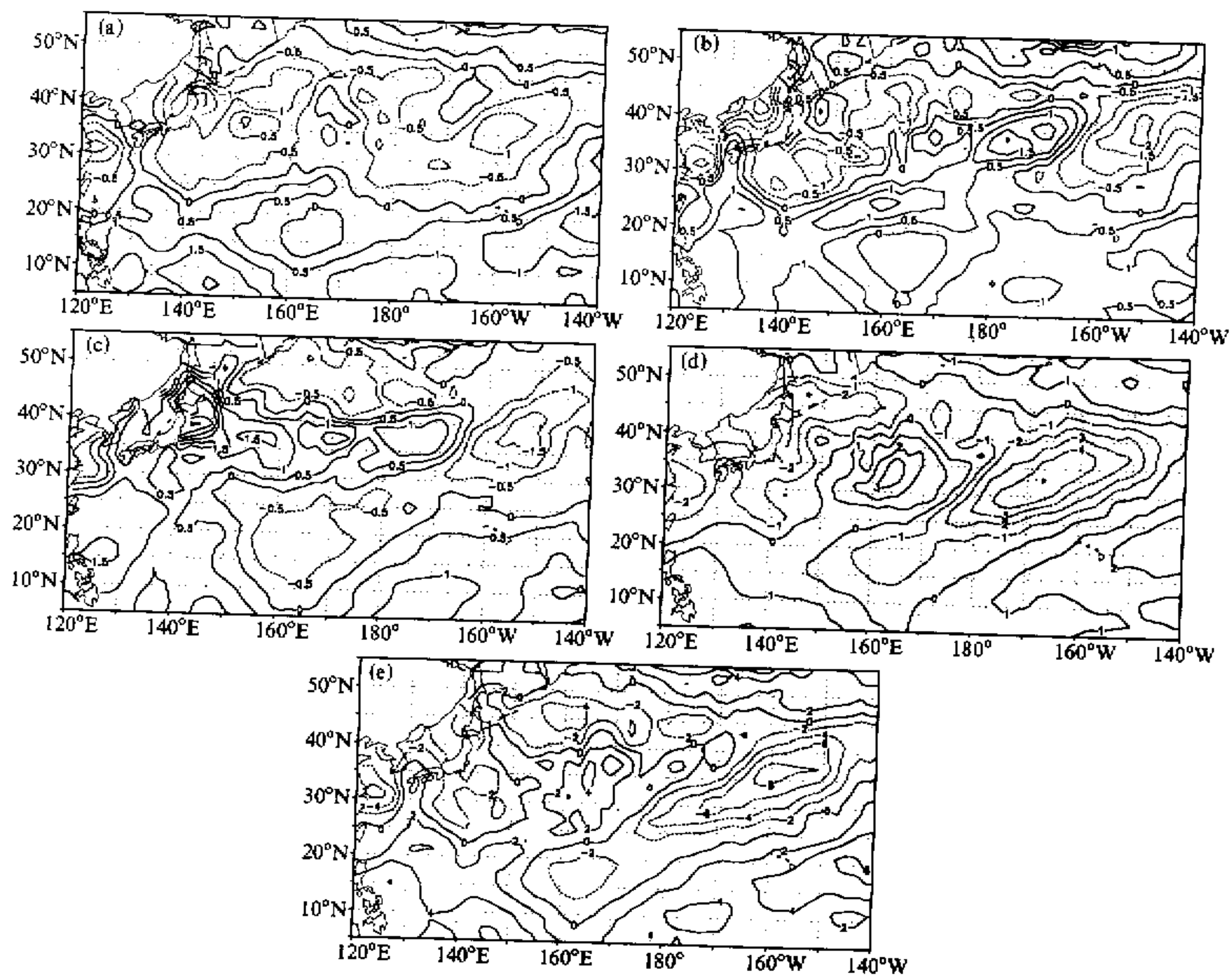


图4 冬季喀拉海、巴伦支海重冰的后期北太平洋 SST 累积距平
(a) 3 月; (b) 4 月; (c) 5 月; (d) 6 月; (e) 3~6 月
参与距平累积运算的年份: 1969、1979、1981、1982

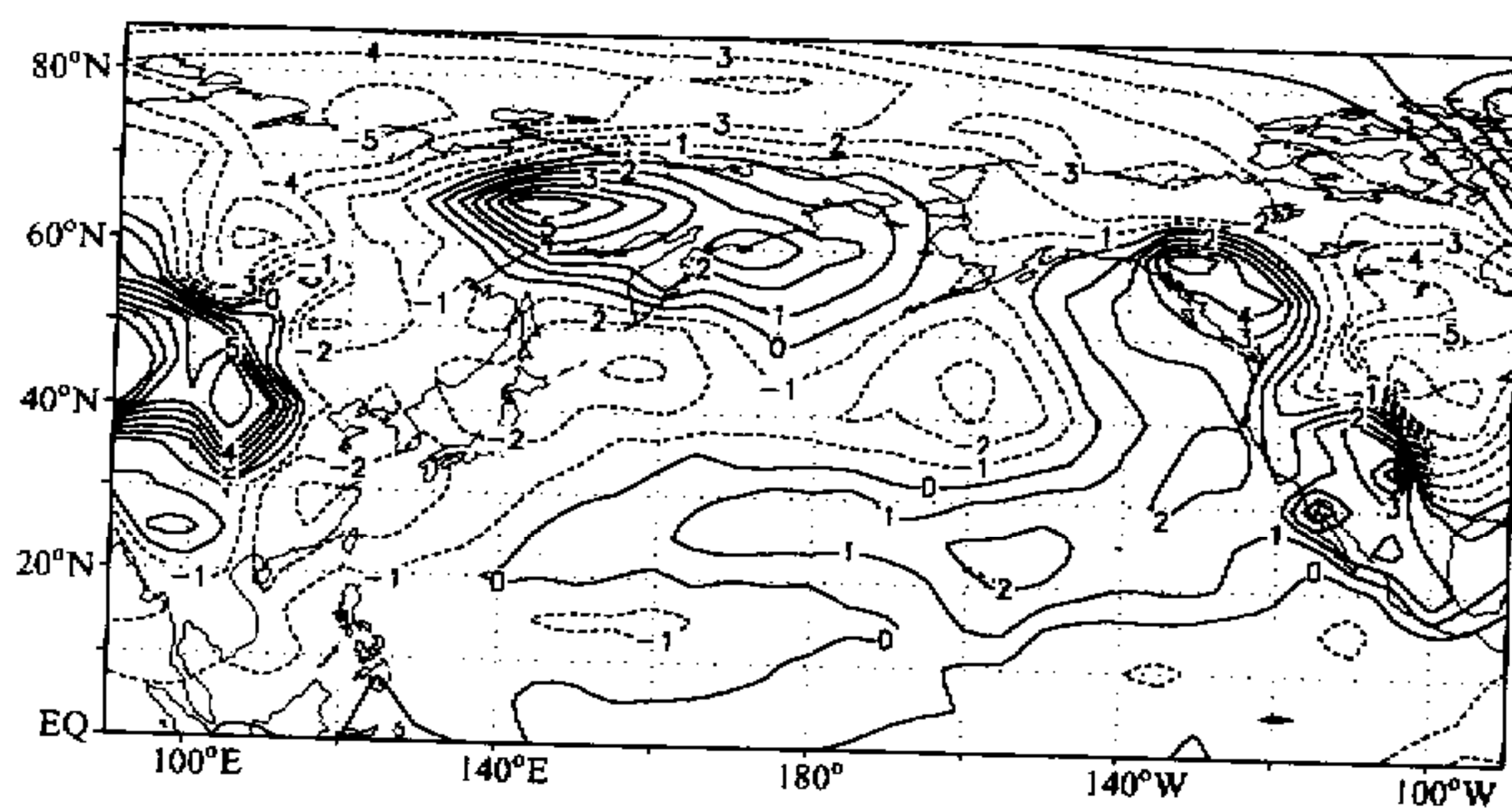


图5 冬季喀拉海、巴伦支海重冰的后期 6 月 850 hPa 温度的累积距平
参与距平累积运算的年份: 1981、1982、1989

向一直伸展到日期变更线以东海区, 与海温的负距平区分布比较一致, 这说明海冰确实可以通过对大气的影晌而间接地影响太平洋海温。为了说明冷空气的持续性影响, 我们以 1980/1981 冬季为例, 求出 1981 年 3~6 月 850 hPa 气温的累积距平 (见图 6)。由

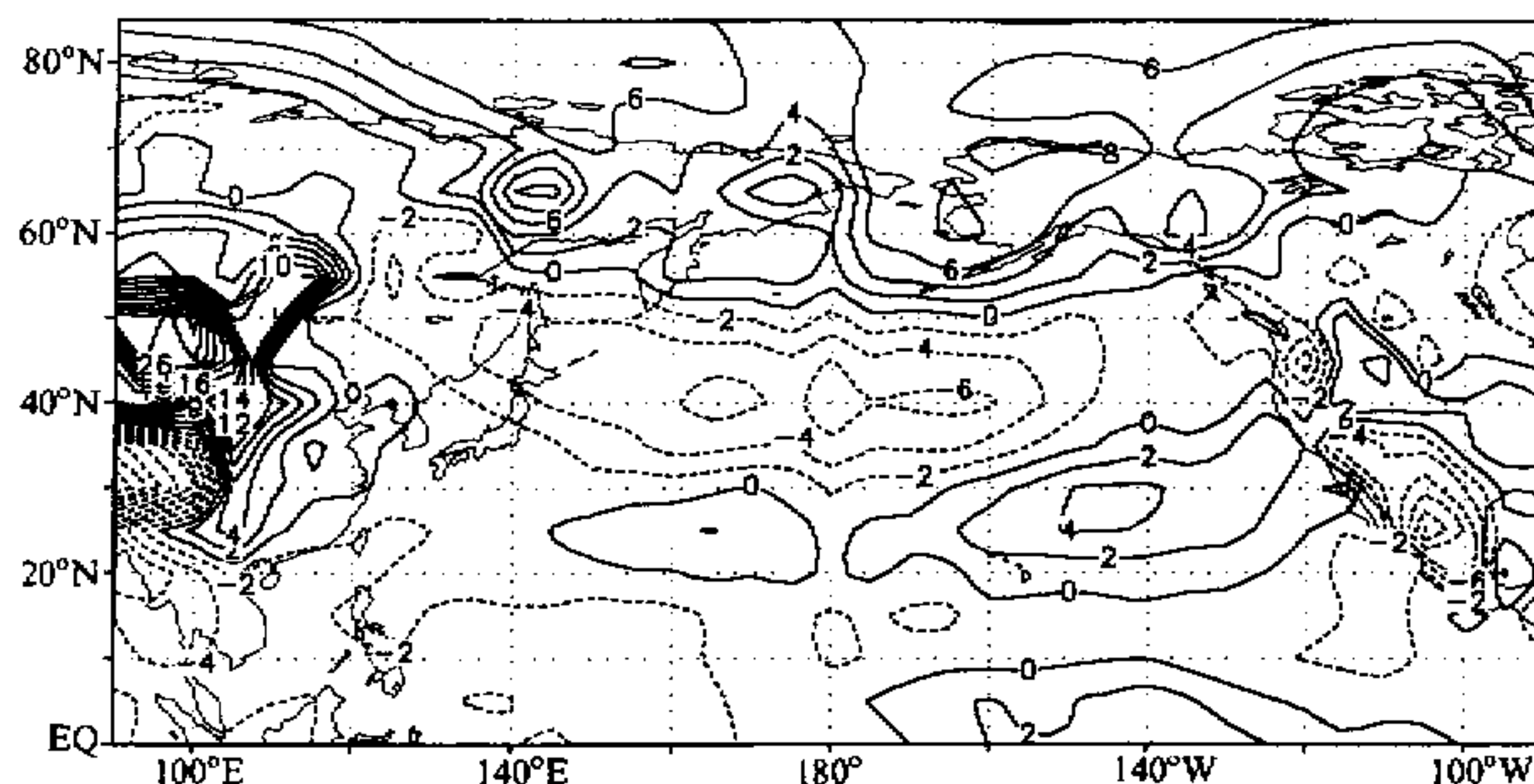


图 6 1981 年 3~6 月 850 hPa 温度的累积距平

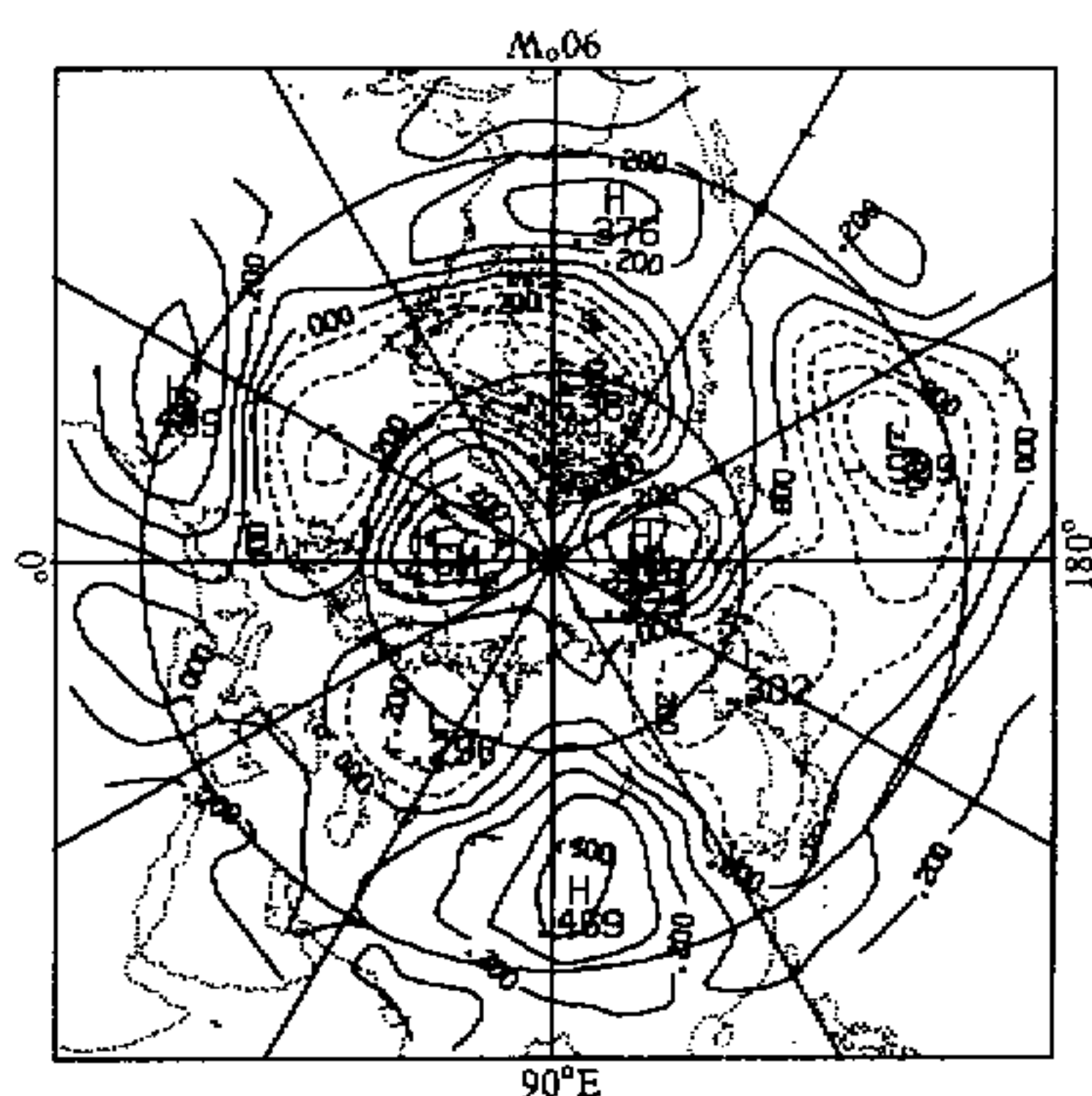


图 7 4~6 月喀拉海、巴伦支海海冰面积指数 (3 个月平均) 与同期 500 hPa 高度场的相关系数分布

$$|R_{0.05}| = 0.32, |R_{0.01}| = 0.42$$

图 6 可以看到, 从亚洲大陆北部到北太平洋中部海区明显存在冷空气活动通道, 降温最明显的海区仍在北太平洋中部。这进一步证实了北太平洋中部海表温度的降低确实是由持续的冷空气活动造成的。此外, 由于 4~6 月海冰多少主要决定于冬季海冰状况, 冬季海冰多, 则 4~6 月海冰必然也多 (相关系数远超过 1% 统计显著性水平), 讨论 4~6 月海冰面积与 500 hPa 高度场的相关系数分布也能说明冬季海冰变化对后期大气环流的影响。从春季 (4~6 月) 喀拉海、巴伦支海海冰与 500 hPa 高度场同时相关系数分布来看 (图 7), 在喀拉海、巴伦支海及其以南地区是负相关, 该负相关区域向东经日本北部再向东南方向扩展到东北太平洋, 在 Namias 海区北部即 30°N 以北 160~

180°W 之间有一显著负相关区。春季喀拉海、巴伦支海海冰偏多, 则负相关区 500 hPa 高度场将降低, 说明冷空气活动频繁; 850 hPa 高纬度降温区与 500 hPa 负相关区是一致的。

4.2 轻冰的情况

冬季海冰偏少时, 海温累积距平的分布形势与图 4 正相反 (见图 8), 在日期变更

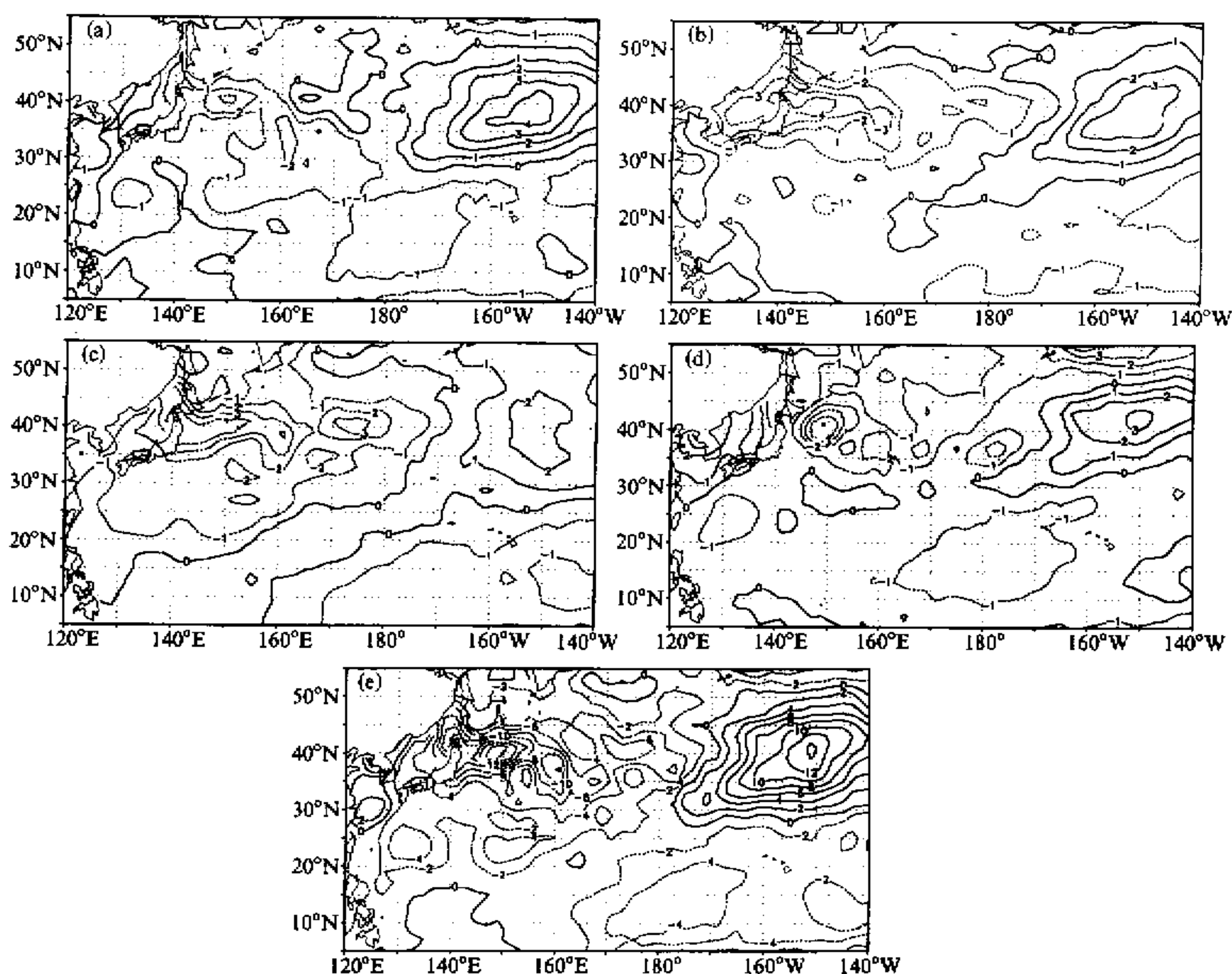


图8 冬季喀拉海、巴伦支海轻冰的后期北太平洋 SST 累积距平

(a) 3 月; (b) 4 月; (c) 5 月; (d) 6 月; (e) 3~6 月

参与距平累积运算的年份: 1964、1965、1975、1985、1986

线以东的东北太平洋海区 3~6 月都是海温正距平, 而西部则是大面积的海温负距平。与海冰偏多的情况相比较不难看到, 海温负距平范围明显增大、强度偏强, 尤其是 4、5 月份, 这表明东亚地区冷空气活动频繁, 东亚冬季风偏强; 冬季海冰偏多, 西太平洋海区负距平范围偏小, 甚至出现正海温距平 (如 5 月份), 对应东亚大陆冷空气活动偏弱, 是弱冬季风形势。冬季重冰的后期 3~6 月菲律宾附近海区明显存在海温正距平中心, 而冬季轻冰的后期则相反。对于 850 hPa 温度, 我们以 1984/1985 年冬季为例, 对 1985 年 3~6 月 850 hPa 温度计算出累积距平 (图 9)。由图 9 可以看到, 亚洲大陆北部的正温度距平可以向东南方向伸展到中纬度北太平洋海区, 贝加尔湖以南至中纬度地区是明显的降温区, 东亚大陆冷空气活动偏南。通过以上分析可以认为, 冬季喀拉海、巴伦支海海冰偏多, 亚洲大陆冷高压势力减弱, 冷空气活动路径偏北, 冷空气主要影响北太平洋中高纬度海温; 而冬季喀拉海、巴伦支海海冰偏少时, 大陆冷高压偏强, 使东亚地区易爆发寒潮天气, 因而冷空气主要影响西北太平洋海温。

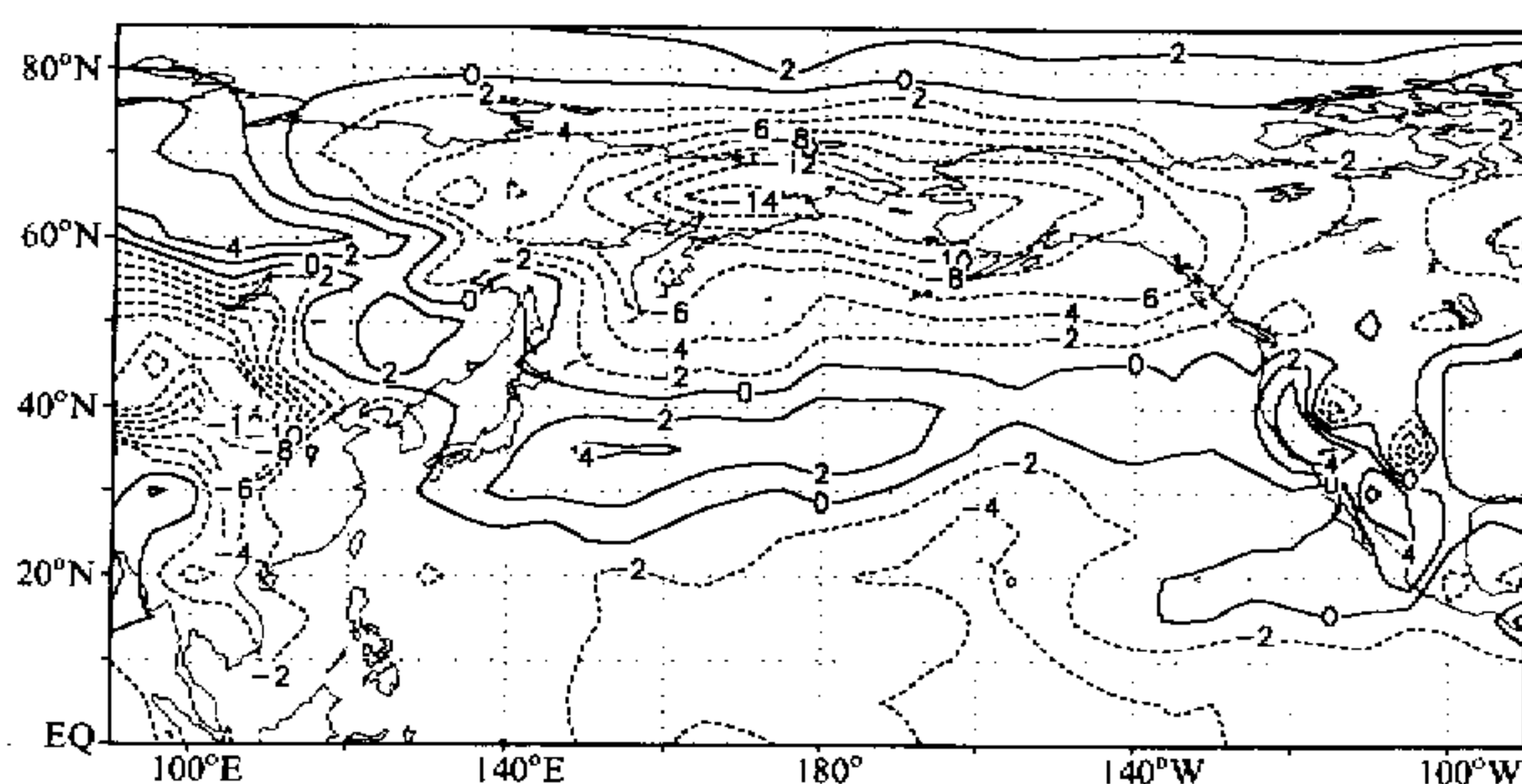


图9 1984/1985年冬季喀拉海、巴伦支海轻冰的后期3~6月850 hPa温度的累积距平

5 冬季喀拉海、巴伦支海海冰面积变化对后期白令海海冰的影响

上面分析了冬季喀拉海、巴伦支海海冰面积变化通过影响后期的欧亚大陆上空的大气环流进而影响北太平洋海温,除此之外,由于白令海海冰变化对北太平洋海温变化也起了一定的作用,因此,有必要研究冬季喀拉海、巴伦支海海冰面积变化对后期白令海海冰的影响。

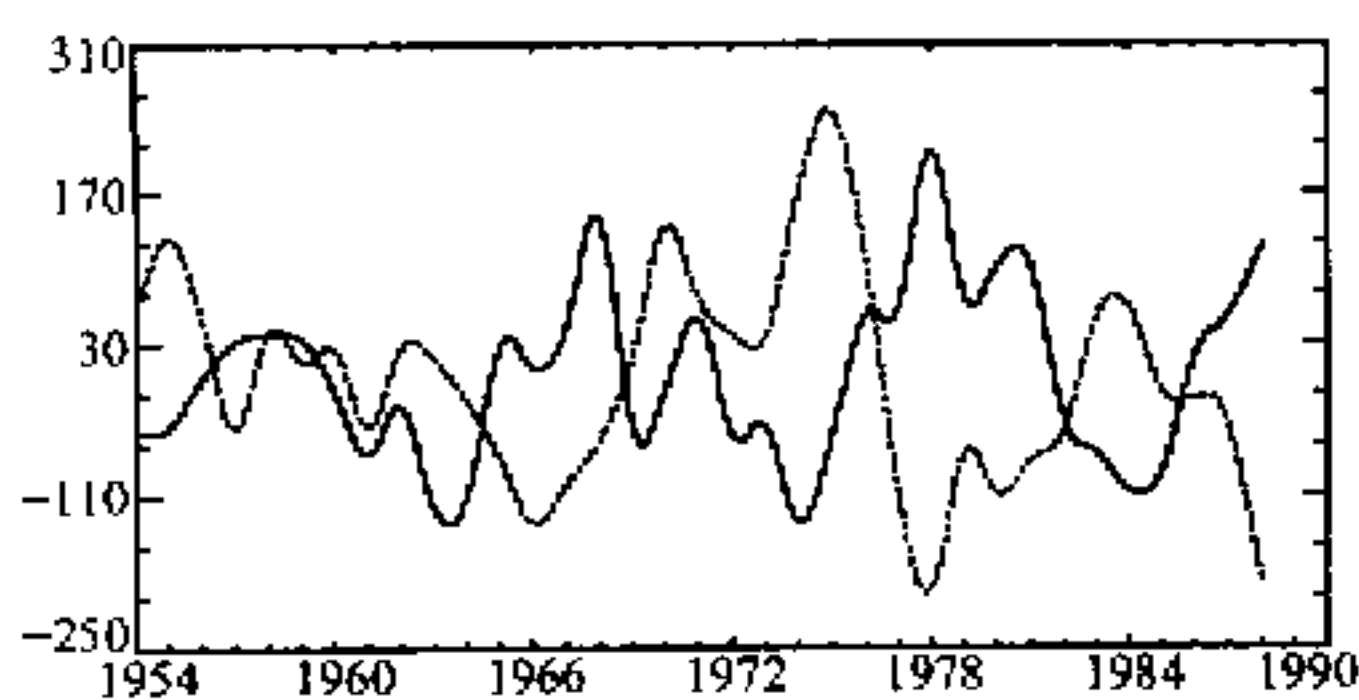


图10 冬季喀拉海、巴伦支海海冰面积指数与后期春季白令海海冰面积指数的年际变化曲线
对于冬季海冰, 1954表示1953/1954年冬季
实线: 喀拉海、巴伦支海海冰(12~2月);
虚线: 白令海海冰(3~5月)

通过分析发现, 4~6月喀拉海、巴伦支海海冰面积(3个月平均)与白令海海冰面积存在“跷跷板”式的变化关系(图略),尤其是当白令海海冰滞后1年时,两个海区海冰相关达-0.5178。另外,冬季喀拉海、巴伦支海海冰也与后期春季(3~5月)白令海海冰存在“跷跷板”式变化关系(图10)。因此,冬季喀拉海、巴伦支海海冰偏多,春季白令海海冰则偏少,在喀拉海、巴伦支海5个重冰的冬季中,后期3~5月白令海海冰都偏少:

1969年(海冰面积指数距平为-67.14,下同)、1979年(-237.14)、1981年(-127.89)、1982年(-74.48)和1989年(-193.14)。3~5月白令海海冰偏少的5年依次为:1979年(-237.14)、1989年(-193.14)、1967年(-153.81)、1981年(-127.88)和1978年(-126.81),有3年与前冬喀拉海、巴伦支海海冰偏多相对应。这些年份白令海附近海温明显偏高(图4),表征冷空气活动强弱的850 hPa温度也偏高(图5与图6)。

而冬季喀拉海、巴伦支海海冰偏少时,一般后期3~5月白令海海冰易偏多。在喀

拉海、巴伦支海 5 个轻冰的冬季中, 后期 3~5 月有 3 年白令海海冰偏多, 它们是 1964 年 (15.19)、1975 年 (177.86)、1985 年 (71.86)。与此相对应, 白令海附近气温也偏低 (图 9)。

Johnson^[9]研究指出, 冬季阿留申低涡强弱变化与白令海海冰状况有关, 海冰偏多, 则阿留申低涡加深东移。春季阿留申低涡强弱变化也遵循这个规律, 有关这方面内容作者将另文给出。因此, 冬季喀拉海、巴伦支海海冰偏少, 春季白令海海冰则偏多, 阿留申低涡加深东移, 东太平洋副热带高压偏北, 两者之间纬向西风增强, 阻挡冷空气南下, 造成北太平洋中部海区受到来自低纬度海区气流的影响海温将升高; 冬季喀拉海、巴伦支海海冰偏多, 春季白令海海冰则偏少, 阿留申低涡减弱西移, 引导偏北的亚洲大陆冷空气南下, 造成北太平洋中部海区海温偏低。为了进一步证实上述结论, 我们选用 850 hPa 高度场和风场为研究对象, 由于资料的限制, 我们只分析 1981、1985 和 1989 年 3 年的情况。1985 年 3~5 月白令海海冰偏多, 850 hPa 高度场 (图 11a) 表明, 阿留申低涡明显加深偏东, 同时, 中心位于日期变更线以东的副热带高压明显偏北

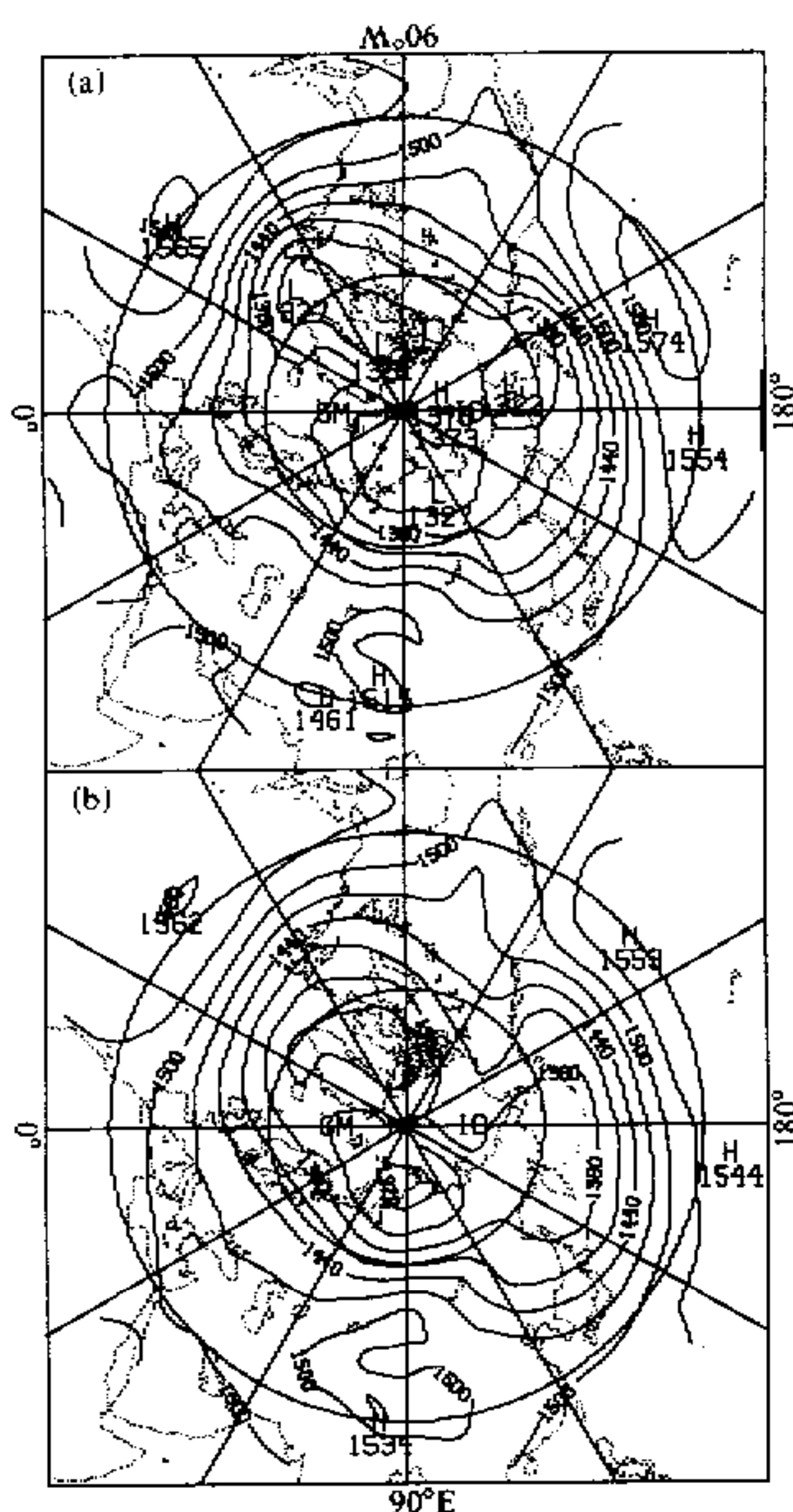


图 11 3~5 月平均的 850 hPa 高度场
(a) 1985 年; (b) 1981 年和 1989 年合成

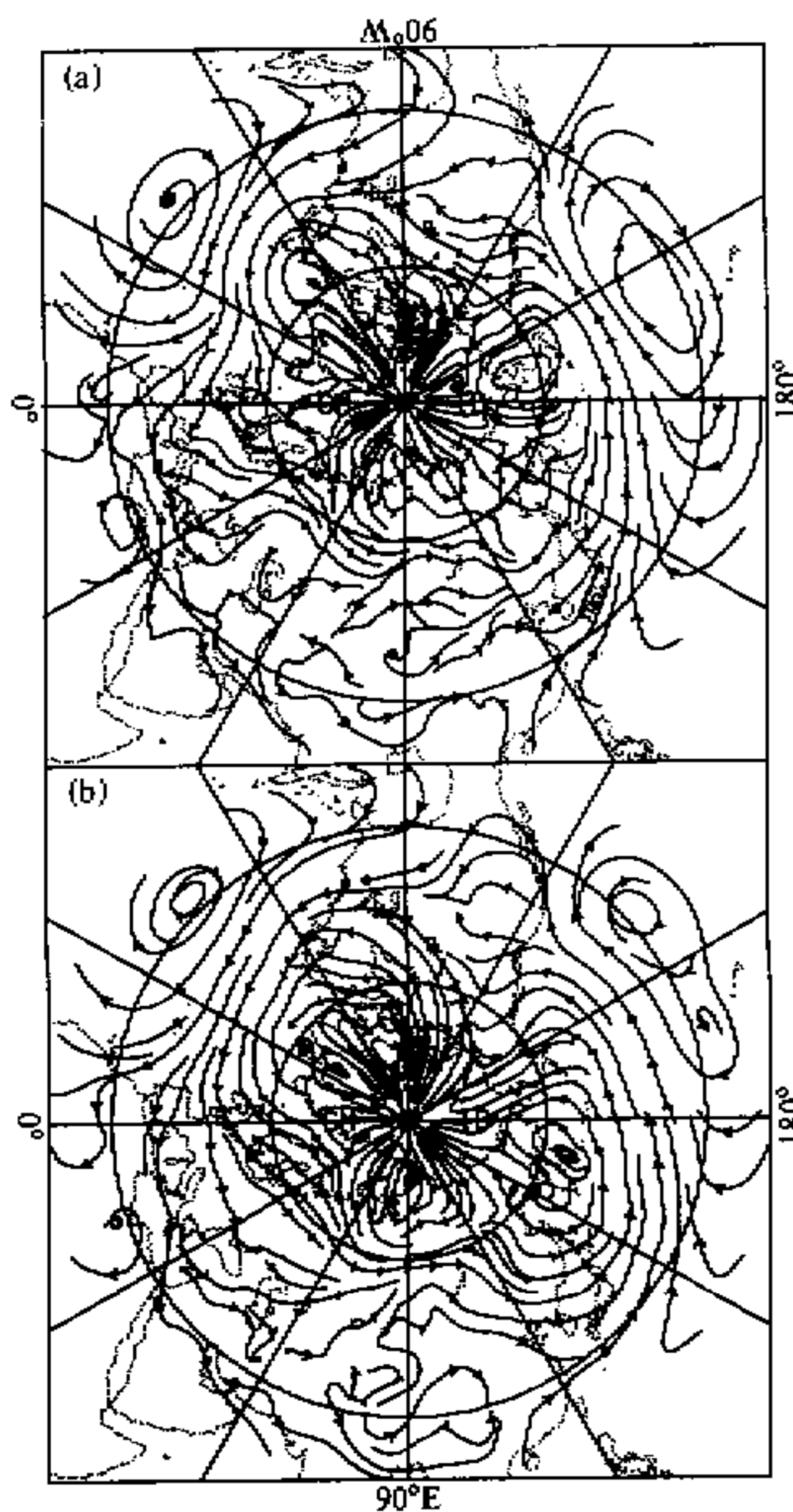


图 12 3~5 月平均的 850 hPa 流场
(a) 1985 年; (b) 1981 年和 1989 年合成

偏强。而 1981 和 1989 年同期 850 hPa 高度场合成 (图 11b) 分析表明, 白令海 3~5 月海冰偏少, 阿留申低涡减弱西移, 同时太平洋副热带高压明显偏弱偏南。另外, 我们还发现冰岛低涡和阿留申低涡有同时加深和减弱现象, 位于两大洋上的副热带高压也有这种现象。当白令海海冰偏多时, 阿留申低涡与太平洋副热带高压间的高度场梯度明显加大, 表明纬向西风偏强, 不利于北方冷空气向南侵袭。同期流场 (图 12a) 分析表明, 北太平洋中部海区 (30°N 以北, $150^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{W}$ 之间) 主要由来自低纬度地区的暖湿气流所控制。由于纬向风增强, 高纬度地区冷空气活动偏少, 这必将使海表温度升高。当白令海海冰偏少时, 由于阿留申低涡减弱西移, 引导亚洲大陆偏北的冷空气南下 (图 12b), 可以看到, 北太平洋中部海区的西风气流可以追踪到亚洲大陆北部以及喀拉海、巴伦支海海区。由于喀拉海、巴伦支海海冰偏多, 以致在泰米尔附近产生了一个涡旋, 冷空气不断堆积并随着偏北气流向东南方向爆发; 当喀拉海、巴伦支海海冰偏少时, 该涡旋消失。

6 结论

本文通过资料分析研究了冬季北极喀拉海、巴伦支海海冰面积变化对初夏 6 月份北太平洋海温的影响, 并且从海-气-冰相互作用的角度研究了其影响的途径。

分析结果标明: 冬季喀拉海、巴伦支海海冰面积变化对后期北太平洋中部海表温度有很大的影响。冬季该海区海冰偏多, 冬、春季节亚洲大陆冷空气活动偏北, 同时, 春季白令海海冰偏少, 阿留申低涡减弱西移, 引导偏北的大陆冷空气南下, 在热力和动力共同作用下, 北太平洋中部海温偏低; 冬季喀拉海、巴伦支海海冰偏少时, 情况正相反, 冬、春季节亚洲大陆冷空气活动偏南, 冷空气在东亚地区向南爆发, 同时, 白令海海冰偏多, 阿留申低涡加深东移, 北太平洋中部西风偏强且位置偏北, 东太平洋副热带高压位置也偏北, 使北太平洋中部海温受到来自低纬度地区暖湿气流的影响, 海温将偏高。

致 谢 衷心感谢中国气象科学研究院南极室贾鹏群副研究员提供海冰资料

参 考 文 献

- 1 方之芳等, 1986, 极地海冰对北太平洋副热带高压影响的可能途径, 海洋学报, 8(6), 558~565.
- 2 Deser, C. and M. L. Blackmon, 1993, Surface climate variations over the North Atlantic Ocean during winter: 1900—1989, *Journal of Climate*, 6, 1743~1754.
- 3 Mysak, L. A. and D.K. Manak, 1989, Arctic sea-ice extent anomalies, 1953—1984, *Atmosphere—Ocean*, 27, 376~405.
- 4 Dickson, R. R., et al., 1988, The “Great Salinity Anomaly” in the northern North Atlantic 1968—1982, *Prog. Oceanog.*, 20, 103~151.
- 5 Mysak, L.A., Manak, D.K. and R. S. Marsden, 1990, Sea-ice anomalies observed in the Greenland and Labrador Seas during 1901—1984 and their relation to an interdecadal Arctic climate cycle, *Climate Dynamics*, 5, 111~133.
- 6 高登义、武炳义, 1998, 北半球海-冰-气系统的 10 年振荡及其振源初探, 大气科学, 22(2), 137~144.

- 7 林学椿, 1978, 北太平洋海水表面温度异常及其对东亚大气环流的影响 (一), 中国科学院大气物理研究所集刊 (6), 40~56.
- 8 Kawamura, R., 1986, Seasonal dependence of atmosphere-ocean interaction over the North Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 363~371.
- 9 Johnson, C.M., 1980, Wintertime arctic sea ice extremes and the simultaneous atmospheric circulation, *Mon. Wea. Rev.*, **108**(11), 1782~1791.

The Effect of Variation of Sea-Ice Extent in the Kara and Barents Seas in Winter on SST in the Northern Pacific in the Later Period

Wu Bingyi, Huang Ronghui and Gao Dengyi

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract The dataset used in this paper consists of monthly sea-ice concentration grids data for the years 1953~1990, monthly mean SST in the Northern Hemisphere spanning the period of 1953~1987, monthly mean 500 hPa geopotential heights during 1946 and 1989, and monthly mean 850 hPa atmospheric data for 1980—1989 including geopotential heights, wind and temperature. The influences of variation of sea-ice extent in the key region (the Kara and Barents Seas) in winter on SST in the northern Pacific of the following June was investigated. The study indicates that the variation of sea-ice extent in the key region in winter may have important impacts on the variation of SST in the central northern Pacific of the following June. When positive anomalies of sea-ice extent in winter occur in the key region, the cold-air activities over Asian Continent will shift northward in winter and the following spring, meanwhile, because of the decreasing of sea-ice extent in Bering Sea and westward shift of the weakened Aleutian Low during the following spring, the SST of the central northern Pacific is influenced continuously by the cold-air from Asian Continent, therefore, the negative SST anomalies appear in this region. When negative winter sea-ice extent anomalies turn out in the key region, the cold-air activities over Asian Continent will shift southward in winter and the following spring, the sea-ice extent in Bering Sea will increase and Aleutian Low strengthen and shift eastward in the following spring. The westly over the mid-latitude northern Pacific will be intensified and shift northward in the following spring. In the mean time, the eastern Pacific subtropical high also shift northward. The SST of the central northern Pacific in spring is influenced continuously by warm-air from low latitude; thus, the positive SST anomalies appear in the same region.

Key words Arctic sea-ice sea surface temperature sea-ice extent concentration