

Doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2013.04.005

刘成龙,赵进平. 夏季北极密集冰区范围确定及其时空变化研究[J]. 海洋学报,2013,35(4):36-46.

Liu Chenglong,Zhao Jinping. Pack ice extent and its spatiotemporal variation in summer Arctic[J]. Acta Oceanologica Sinica(in Chinese),2013,35(4):36-46.

# 夏季北极密集冰区范围确定及其时空变化研究

刘成龙<sup>1</sup>,赵进平<sup>1</sup>

(1. 中国海洋大学 海洋环境学院,山东 青岛 266100)

**摘要:** 研究夏季北极密集冰区的范围变化是了解北极海冰融化过程的重要手段。密集冰区与海冰边缘区之间没有明确的分界线,海冰密集度在两者之间平滑过渡,确定密集冰区范围就需确定一个密集度阈值。文中依据分辨率为 6.25 km 的 AMSR-E 遥感数据,发现不同密集度阈值所围范围在密集冰区边缘处的减小存在由快变慢的过程,同时与周围格点的密集度差异变化在该处最为显著,对这两个特征进行统计分析,获得的阈值同为 89%,具有明确的物理意义和合理性。以此为基础,运用腐蚀算法剔除海冰边缘区,同时结合连通域法排除小范围密集冰的影响,进而确定密集冰区的范围。结果表明,2002—2006 年密集冰区覆盖范围较大,年际变化较小,2007 年以后明显减小,2010 年与 2011 年相继出现最小值,其中 2011 年的范围最小值仅为 2006 年的 64%。密集冰区范围的变化不同于海冰覆盖范围,是具有独立特性的海冰变化参数,反映出高密度海冰区域的变化特征。海冰的融化与海冰边缘区的变化是导致密集冰区范围发生变化的两个主要因素,受动力学因素的影响,海冰边缘区发生伸展或收缩,发生密集冰区与海冰边缘区互相转化。本文提出了一种研究北极海冰变化的新思路,密集冰区覆盖范围的减小表明北极中央区域高密度海冰正持续减少。

**关键词:** 密集冰区;海冰边缘区;密集度阈值;腐蚀算法;连通域法

中图分类号:P727;P731.15

文献标志码:A

文章编号:0253-4193(2013)04-0036-11

## 1 引言

冬季北冰洋几乎都被海冰覆盖,夏季时在北极浮冰的边缘有大量海冰融化。北极夏季海冰覆盖范围自 20 世纪 70 年代以来显著减小,尤其本世纪以来减小速度明显加快<sup>[1-4]</sup>。2002 年后在 9 月份出现一系列海冰覆盖范围的极小值,2007 年海冰覆盖范围较 20 世纪 50 年代到 70 年代减少了 50%<sup>[5]</sup>,9 月份均值从 1979 年到 2012 年每 10 年减少 13%<sup>[6]</sup>,而美国冰雪数据中心(NSIDC)公布的最新分析报告表明 2012

年海冰覆盖范围的极小值小于 2007 年。在整个海冰覆盖范围逐年缩小的同时,北极海冰的组成(多年冰和一年冰)也在发生着变化,主要体现为多年冰数量的减少<sup>[7-8]</sup>。在北冰洋中央区域,多年冰从 1982 年到 2007 年减少了 88%,9 年以上的多年冰已经消失殆尽<sup>[9]</sup>。

海冰覆盖范围可以分为海冰边缘区(marginal ice zone)与密集冰区(pack ice)。海冰边缘区密集度较低,与外围开阔水域相连通,存在大量冰间水道及破碎冰块;密集冰区的特性是海冰密集度很高,代表了

收稿日期:2013-03-03;修订日期:2013-05-14。

基金项目:全球变化研究国家重大科学研究计划项目(2010CB951403);国家南北极环境综合考察专项(CHINARE2012-04-04)。

作者简介:刘成龙(1989-),男,山东省昌乐县人,硕士研究生,研究方向:北极物理海洋。E-mail:clongliu@163.com

夏季海冰的主体。由于海冰边缘区在风、流等动力学影响下会出现明显的收缩或伸展,会造成海冰覆盖范围的高频变化;而密集冰区的范围变化相对稳定,可以更好地体现夏季海冰的变化特征。

海冰的高反射率是影响气候系统的最重要因素,到达密集冰区的太阳辐射能绝大部分被反射回太空,海洋和海冰吸收的太阳辐射能较少,形成对气候影响的特殊区域,其时空变化可以更加准确地反映北极夏季海冰变化情况,是把握北极海冰变化的关键<sup>[10]</sup>。因此,本文利用卫星遥感数据,确定北冰洋密集冰区的范围,并研究其变化。

区分海冰边缘区与密集冰区的主要参数是海冰密集度场。海冰密集度是反映海冰覆盖情况的一个重要参数,可以用于研究各种尺度的海冰现象,如海冰净覆盖面积、冰间湖、冰间水道等<sup>[11]</sup>,也可用于研究与其相关的热力学、动力学问题,如太阳辐射能吸收、表层水团形成等。大范围海冰密集度数据的获取主要通过卫星遥感,基于海冰和海水的导热系数以及两者边缘处的反射率均存在较大差异的特性,红外及可见光波段的卫星传感器可提供足够高精度的密集度数据,缺点是这两种谱段易受云雾影响(海冰边缘区约有 70% 的时间被云雾覆盖<sup>[12]</sup>),且在极夜条件下无法获取有效数据,从而大大制约了研究对象的空间和时间尺度,被动微波传感器(passive microwave sensors)则不受上述条件的影响,可利用海冰辐射高于海水同时其极化程度小于海水的性质有效区分冰和海水,对于研究整个北极的长期变化特征、预测北极海冰未来发展趋势具有重要价值。

夏季北极海冰覆盖边缘区存在大量冰间水道,密集度较低。海冰边缘区与密集冰区之间并没有明显界限,而是体现为密集度由低向高的连续过渡。因此,首先要确定区分二者分界线的明显判据,然后对密集冰区范围的变化特征进行分析。造成北极密集冰区覆盖范围变化有两个主要原因,一是海冰融化造成密集度减小,使密集冰区的外围转变为边缘区;二是海洋流动造成海冰的辐聚、辐散、漂移,Fram 海峡等区域输出海冰量也是导致密集冰区变化的主要原因之一<sup>[13]</sup>。

现阶段关于密集冰区范围变化的研究很少,本文旨在依据海冰密集度场的分布给出夏季融冰期北极密集冰区边缘线的阈值,结合相应算法确定北极密集冰区的范围,研究其时空变化规律,探究与之相关的因素。

## 2 数据及研究方法

### 2.1 AMSR-E 海冰密集度数据

海冰密集度数据采用由美国冰雪数据中心(NSIDC)提供的 AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth Observing System) 日平均数据,其空间分辨率为 6.25 km,在整个北半球的格点数为(1 792×1 216),起止时间为 2002 年 7 月 1 日至 2011 年 9 月 30 日。对比可见光与红外波段的卫星数据,该数据虽然空间分辨率较低,但具有更好的时空连续性,几乎涵盖了整个北极地区全年的海冰密集度分布情况,便于研究北极海冰的持续变化过程。与同一系统下 12.5 km 与 25 km 分辨率的数据相比,该数据在冰区边缘处区分冰水能力稍显不足,但在冰区内部对海冰密集度值的反演更为准确<sup>[14-15]</sup>,更适于密集冰区的研究。冬季结冰期密集冰区的范围变化不大,研究夏季密集冰区的时空变化才是把握北极海冰变化趋势的关键,因此本文仅考虑夏季 6—9 月北极海冰变化较为显著的情况,除去部分缺测数据后共有 1 168 d。

### 2.2 密集冰区边缘处密集度阈值 $C_0$ 的确定

利用密集度场计算夏季北极密集冰区的覆盖范围时首先要求出其边缘线,即确定密集冰区边缘处密集度阈值  $C_0$ 。由于海冰边缘区与密集冰区之间的密集度是连续变化的,没有清晰的分界线,阈值的选取具有相当的任意性。考虑到密集冰区高密度的特性, $C_0$  取值的下限定为 80%,而夏季海冰密集度相对冬季要小, $C_0$  取值的上限定为 95%<sup>[11,16]</sup>。下面,我们从卫星遥感数据入手,确定一个物理意义明显的阈值,用以研究密集冰区范围的变化。

#### 2.2.1 利用不同密集度阈值包围的范围差异变化求 $C_0$

采用上述范围内的密集度作为阈值求该密集度格点所包围的范围(计算方法参见 2.3 节),其变化曲线如图 1,不同  $C_0$  对应范围的差异主要集中在 6 月中下旬到 9 月。对该时间段内用不同密集度阈值  $m$  得到的覆盖范围进行平均,得到平均密集冰覆盖面积  $A_m$  随密集度阈值变化的曲线(图 2 黑线)。用二次曲线

$$Y = a + bA_m + cA_m^2 \quad (1)$$

对变化曲线进行拟合,得到图 2 中红线。比较两条曲线可知,低阈值时实际曲线小于拟合曲线,表明密集冰范围随阈值的减少率高于二次曲线;反之,高阈值时实际曲线大于拟合曲线,表明减少率低于二次

曲线。两曲线交点为海冰覆盖范围减少由慢变快或者由快变慢的转换点,经计算可知每一年均有 3 个交点。显然,密集度阈值越小,包含的海冰边缘区比例越大,  $A_m$  变化较快;而选取的密集度阈值越大,包含的密集冰区比例越大,  $A_m$  随密集度阈值的变化减慢。因此,  $A_m$  会出现一个由快变慢的过程。我们认为,理想的阈值应该导致密集冰边缘线包含全部密集冰区而不包含任何海冰边缘区,在  $A_m$  随阈值变化的曲线图中,就应该体现为由快向慢的转换点,即图 2 中黑点处对应的密集度。

我们以此为确定阈值的方法,得到 2003—2011 年(2002 年数据缺测严重)的阈值如表 1。由表中的数据可见,各年的阈值非常接近,表明这种确定阈值的方法有稳定的客观基础。因此,考虑到所用数据的精度,选取满足上述条件的密集度 89% 作为阈值  $C_0$ 。

黑线为实际发生曲线,红线为二次拟合曲线,黑点为两曲线交点,低密集区实际发生曲线随阈值增大而减小的速率快于二次拟合曲线,高密集区则相反,两者之间的交点为这种转换的特征点。

表 1 2003—2011 年密集冰边缘线的密集度阈值

项目	2003 年	2004 年	2005 年	2006 年	2007 年	2008 年	2009 年	2010 年	2011 年
密集度阈值	88.25	88.34	88.25	88.48	88.14	88.12	87.72	88.36	88.3

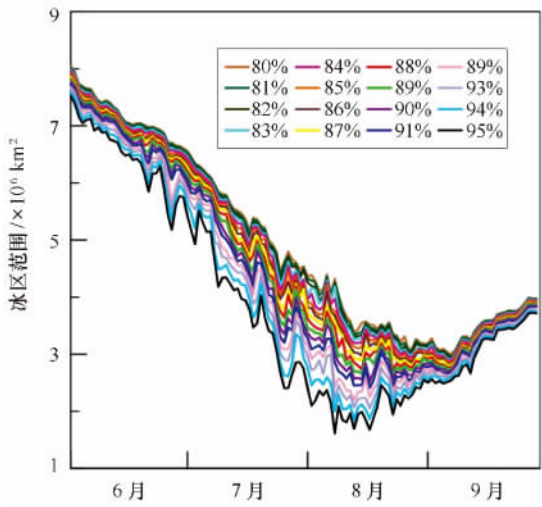


图 1 2011 年不同密集度阈值所包含范围的变化曲线

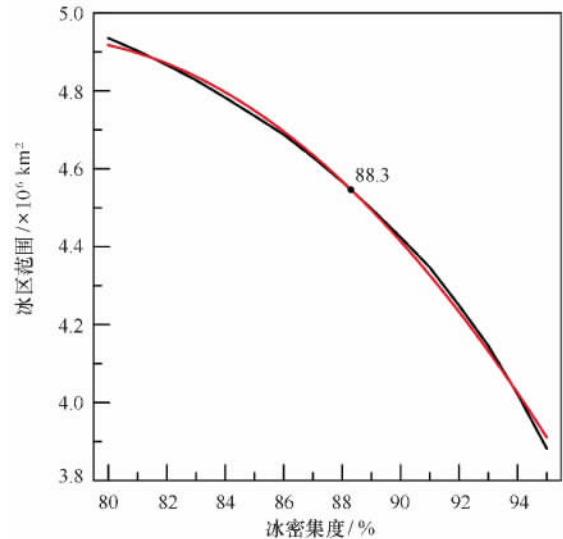


图 2 2011 年  $A_m$  变化曲线及相应二次拟合曲线

2.2.2 利用两种冰区中格点间密集度差异的不同求  $C_0$

同时,即便在北冰洋海冰面积骤减的现状下,北冰洋中央密集冰区的海冰密集度仍然接近 100%<sup>[10]</sup>,密集冰区相邻格点间的密集度差异要小于边缘冰区,为描述这一差异情况,引入赵进平等提出的强度比概念<sup>[17]</sup>,即:

$$\chi(\kappa) = \delta(\kappa) / \varepsilon(\kappa) \quad \kappa \in [1, 100], \quad (2)$$

其中,  $\kappa$  代表海冰密集度,以百分数表示,  $\varepsilon(\kappa)$  为在北极圈以内密集度为  $\kappa$  的格点的总个数,  $\delta(\kappa)$  为密集度为  $\kappa$  的格点与周围格点(上下左右)相比,差异大于临界值  $p$ (此处取 5)的次数(可大于  $\varepsilon(\kappa)$ )。

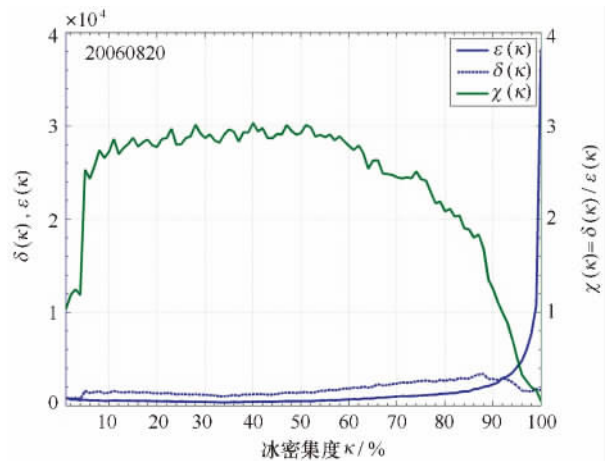


图 3 强度比  $\chi(\kappa)$  的变化图

蓝色实线为密集度对应格点数变化曲线;蓝色虚线为周围密集度差异大于临界值的格点数曲线;绿色实线为强度比变化曲线

由图 3 可见,低密集度的  $\epsilon$  较少,强度比  $\chi$  较大,高密度  $\epsilon$  较多,强度比较小。这种差异是一个渐变过程,而位于密集冰区外缘线处的格点应是  $\chi$  变化最急剧的点,该点所对应的  $\kappa$  值即为所求的  $C_0$  值,求  $\chi(\kappa)$  的随  $\kappa$  变化情况,即强度比梯度,公式<sup>[16]</sup>:

$$\Gamma(\kappa) = \frac{\partial \chi(\kappa)}{\partial \kappa} \quad \kappa \in [80, 95] \quad . \quad (3)$$

在极值点对应的密集度处变化最大,表明小于该密集度的格点与周围格点差异度最大,体现了海冰边缘区与密集冰区的差异。统计  $\Gamma(\kappa)$  极值可知,  $\Gamma(89)$  为极值的情况最多(图 4), 占绝对优势,说明取 89% 为阈值体现了海冰边缘区与密集冰区差异最显著的特征。

针对不同月份和不同区域用上述方法统计强度比梯度。6—9 月份(每个月总天数在 300 d 左右)  $\Gamma(89)$  为极值的天数分别为 187、203、192、144, 优势明显。图 5 中大部分扇区中上述 88% 和 89% 两个密集度对应的统计值都十分突出,只有 30°~60°W 扇区与

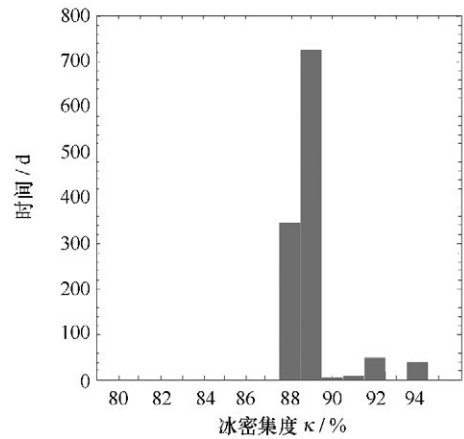


图 4 密集度强度比梯度  $\Gamma(\kappa)$  极值对应  $\kappa$  出现的天数统计

加拿大群岛衔接,边缘线几乎不变。因此就密集冰区与海冰边缘区中格点的密集度差异不同这一特点而言,选用 89% 作为  $C_0$  的值在时间跟空间上都具有合理性。

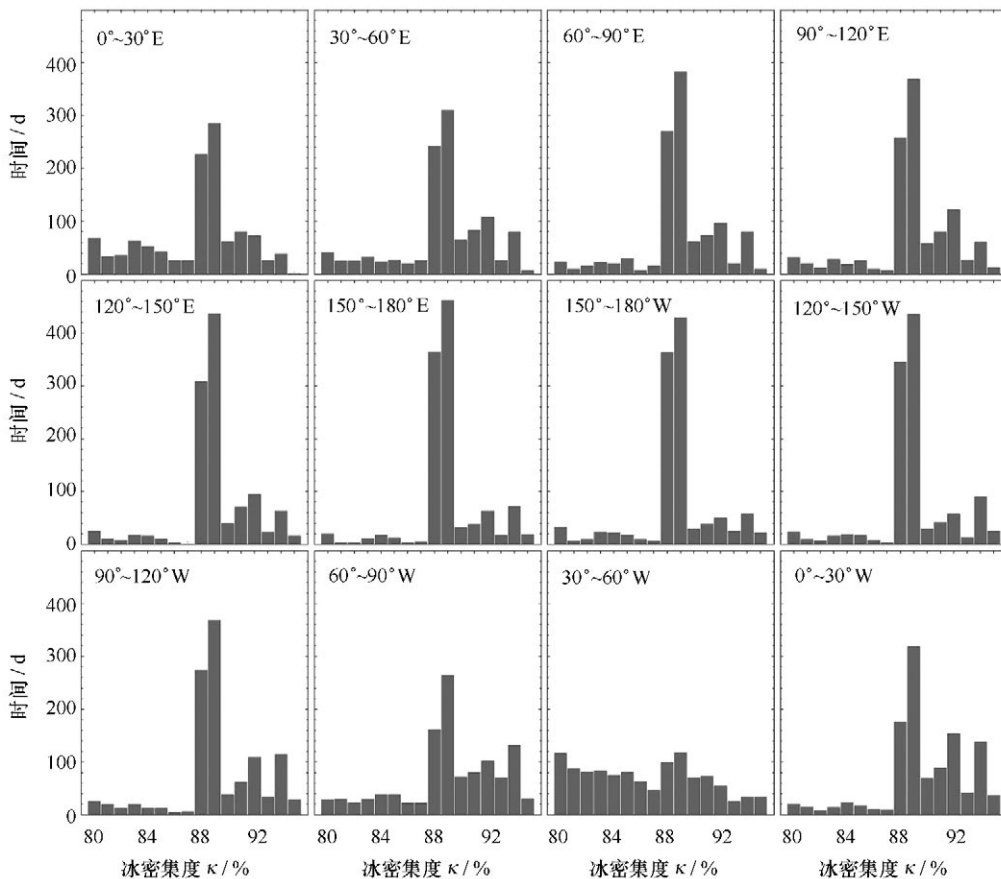


图 5 扇区密集度强度比梯度极值统计

### 2.3 腐蚀算法与连通域法应用

利用卫星数据反演的海冰密集度资料计算冰间湖的动力学特性时需要排除部分与开阔水相连接的格点的干扰,付红丽等运用腐蚀算法(erosion algorithm)逐步剔除周围低密集度格点解决了这一问题<sup>[11]</sup>。海冰边缘区(MIZ)密集度较低,与外围开阔水域相连接,利用这一特点,选取一定的控制条件就可以将边缘区格点逐步移除,并能保留密集冰区内不与开阔水域连接的低密集度区域,最终得到密集冰区的范围。腐蚀算法的控制条件有两点:一为密集度阈值  $C_0$ ,即当格点密集度大于等于该阈值时不进行腐蚀计算,保留原来的密集度;二是面积相对误差,即前后两次腐蚀计算得到的净海冰覆盖面积之差与原海冰净面积的比值。可以确定,当该值设置的足够小(本文中选用 0.001),得到的密集冰区外缘线将与  $C_0$  等值线近似,选取适当控制条件后既可以保留外围密集度低于阈值但与开阔水连通性较差的区域,又可以保留下密集冰区内部低密集度格点(图 6)。

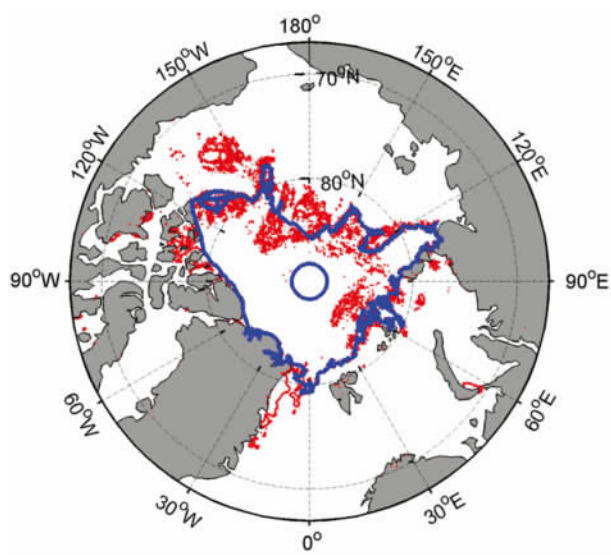


图 6 密集冰区外缘线

蓝线为以 89% 为密集度阈值经“腐蚀”后剩余的密集冰区范围,红线为 89% 的密集度等值线

阈值确定后,就可以采用腐蚀算法求取密集冰的边缘线,并运用连通域法剔除一些孤立的小范围高密度冰区,本文中占密集冰总范围 5% 以下的孤立高密度冰区予以排除,得到密集冰区,该区域内格点所代表的面积之和即为密集冰区覆盖范围值,其变化反映出密集冰区随时间的变化特征,而这些格点所对应的位置(用经纬度标示)则反映出密集冰区的空间分布特征。

## 3 夏季北极密集冰区时空变化特征

### 3.1 夏季密集冰区覆盖范围随时间变化特征

夏季北极海冰覆盖范围  $E_i$ (图 7a)和密集冰区的覆盖范围  $E_p$ (图 7b)整体的季节性变化趋势一致。与  $E_i$  曲线相对平滑的情况不同,  $E_p$  的变化要剧烈得多,主要是由于风场突变造成海冰范围的伸展或收缩,使密集冰区范围骤变。众所周知,2012 年前  $E_i$  的最小值出现在 2007 年,而  $E_p$  最小值出现的年份与  $E_i$  并不一致(表 2<sup>[6]</sup>,由于采用数据空间分辨率不同,  $E_i$  与 NSIDC 提供结果略有差异),  $E_p$  的最小值出现在 2011 年。每年  $E_p$  与  $E_i$  的最小值出现的日期也存在较大差异,前者主要集中在 8 月下旬,后者集中出现在 9 月中旬(2002 年数据缺测值较多,有误差)。

图 8 给出了每年海冰最少时(9 月)  $E_i$ 、 $E_p$  和  $E_m$  (海冰边缘区覆盖范围)的平均值,在 2006 年之前的 5 a,  $E_i$  和  $E_p$  都明显大于其余年份的情况,表明这 5 a 密集冰区的范围较大,年际变化较小,与整个北极海冰覆盖范围的变化特征一致。2007 年夏季海冰明显减少,密集冰区的范围也出现了极小值。2007 年以后,密集冰区范围有所增大,但再也没有恢复到 2006 年以前的水平。2010 年与 2011 年的密集冰范围最小值都小于 2007 年,2011 年达到  $2.19 \times 10^6 \text{ km}^2$ ,只有 2006 年的 64%(表 2),体现了密集冰覆盖范围比海冰覆盖范围的变化更为显著。上述事实表明从 2007 年开始,夏季北极高密度海冰逐渐减少,是海冰减退的重要指标之一。

表 2 北极海冰覆盖范围和密集冰区范围的最小值及出现日期

年份	$E_i / \times 10^6 \text{ km}^2$	日期(月/日)	$E_p / \times 10^6 \text{ km}^2$	日期(月/日)
2002	5.48	09/05	3.61	09/01*
2003	5.83	09/17	3.59	09/05*
2004	5.71	09/11	4.27	09/01*
2005	5.17	09/21	3.54	08/18

续表 2

年份	$E_i/\times 10^6 \text{ km}^2$	日期(月/日)	$E_p/\times 10^6 \text{ km}^2$	日期(月/日)
2006	5.58	09/14	3.41	08/22
2007	4.17	09/18	2.26	08/22
2008	4.59	09/20	2.61	08/16
2009	5.13	09/13	3.11	08/30*
2010	4.63	09/21	2.26	09/06*
2011	4.33	09/11	2.19	08/23

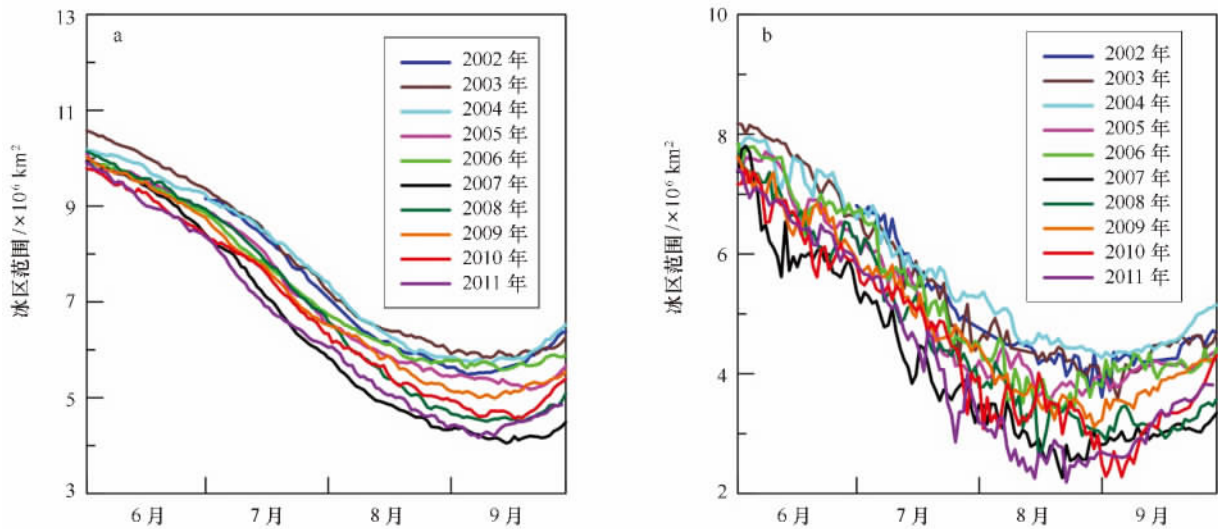


图 7 夏季北极海冰覆盖范围  $E_i$  (a) 和密集冰区覆盖范围  $E_p$  (b) 变化图

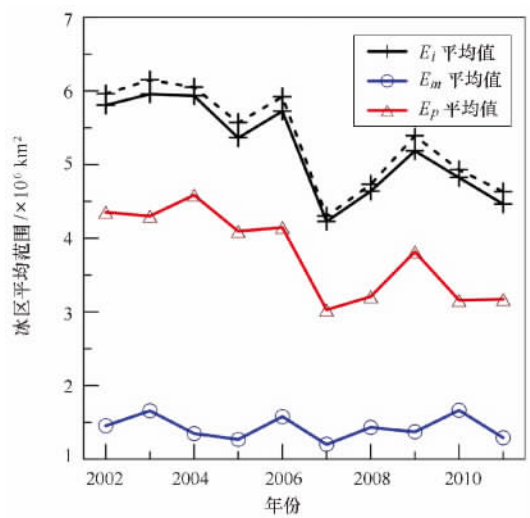


图 8 平均海冰覆盖范围变化

每年 9 月的平均值,分别为北极海冰覆盖范围(黑线),密集冰区覆盖范围(红线),海冰边缘区覆盖范围(蓝线);由于采用数据的空间分辨率为 25 km,NOAA 提供的海冰覆盖范围(黑色虚线)要略大于  $E_i$ ,但两者变化趋势一致

### 3.2 夏季北极密集冰区与海冰边缘区的转化

在夏季,北极海冰边缘区向北退<sup>[18]</sup>,海冰覆盖范围的变化主要发生在各个边缘海<sup>[19]</sup>。密集冰区纬度较高,除 6 月份外其变化主要发生在北冰洋中央海区,它的覆盖范围同样受到动力学因素(风场和流场)<sup>[20-21]</sup>和热力学因素(太阳辐射、湍能通量、热交换)的影响<sup>[22-23]</sup>。风场与流场会逐步剥离密集冰区边缘融化开裂的海冰,同样也会压缩低密度海冰为密集冰,也就是说,在密集冰区的边缘会发生密集冰区与海冰边缘区的相互转化;低密度冰区中海水会吸收大量太阳辐射,通过热传导进一步促进海冰融化,进而令海区吸收更多热量,这种反馈作用会加速海区密集度降低<sup>[13]</sup>,促进海冰密集区向边缘区转化。虽然这种变化只是形态上的密集度变化,但由于本项研究基于卫星遥感数据,不能区分密集冰区结构上的差异,需用密集冰区与海冰边缘区的相互转化来表达。图 9 中可以看到两种冰区相互转化的过程。

1) Fetterer F, Knowles K, Stroeve J C, et al. Recent Arctic Ice Extent Minima Observed with the Sea Ice Index. Submitted to EOS, 2004.

密集冰区范围变化并非单纯先减小后增大的过程(图 7b), 结合海冰分布图(图 9), 按照北极密集冰

区范围的变化将夏季北极海冰的融化过程分为 4 个阶。

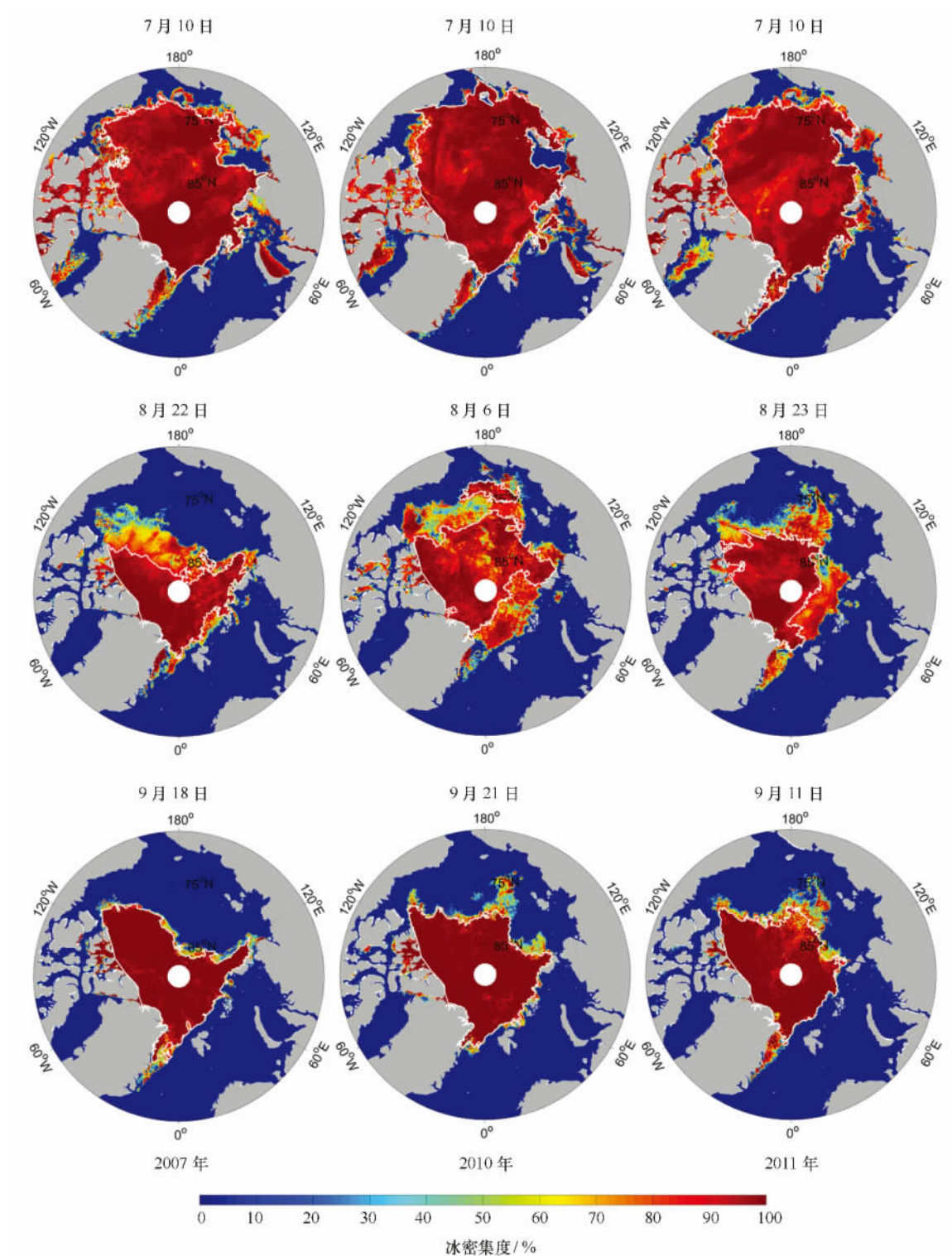


图 9 2007 年、2010 年和 2011 年北极海冰密集度分布

图中白线为密集冰区边缘线, 第 1 行为夏季海冰开始融化时密集度分布情况(过程 1), 第 2 行为  $E_p$  极小值时(2010 年为第 1 次极小值)的分布情况(过程 2), 第 3 行为  $E_i$  最小时分布情况(过程 3)

(1)6—8 月份,密集冰区范围  $E_p$  减小,主要表现为海冰融化导致密集度减小,密集冰区外围向海冰边缘区转化, $E_p$  减小速度快于海冰覆盖范围  $E_i$ ,海冰边缘区的范围在一定程度上有所增大(图 9 第 1 行)。

(2)8—9 月份, $E_p$  达到极小值(表 2,图 9 第 2 行),海冰边缘区密集度进一步减小。

(3)稀疏的海冰边缘区受到动力学因素影响发生挤压,大量海冰边缘区的海冰转化为密集冰, $E_p$  增大,该过程在北极太平洋扇区(波弗特海与楚科奇海)尤为明显<sup>[13]</sup>。 $E_p$  大到一定程度后变得相对稳定,在一段时间内只出现小幅度变动,期间由于海冰融化及低密集度海冰挤压转化为密集冰,海冰边缘区面积急剧减小,在 9 月份,出现  $E_i$  的极小值(图 9 第 3 行)。

(4)9 月底,融冰期结束,海冰开始冻结, $E_p$ 、 $E_i$  以及海冰边缘区  $E_m$  均向外扩张,海冰密集度增大。

在大多数年份,密集冰区的范围只出现一次典型的极小值,但也有个别年份发生两次极小值,2003 年和 2010 年就发生过两次极小值。

根据美国冰雪数据中心(NSIDC)提供的海冰指数分析及中国第四次北极考察观测结果<sup>[6,16]</sup> 均可知,2010 年北极中央区域出现低密集度现象,根据图 7b 中曲线的变化情况可以看出, $E_p$  出现两次极小值(密集度分布见图 9、图 10),第一次极小值出现在 8 月 6 日,随后范围扩大,8 月 16 日时出现一个极大值(图 10,2010 年第 2 列),但可以看出中央区域密集度明显减小,然后再次融化破碎为海冰边缘区,至 9 月 6 日出现第二次极小值(图 10),也是该年内  $E_p$  的最小值(表 2)。与之类似,2003 年也出现了两次极小值,最小值出现在第二次(9 月 5 日),并且在海冰融化过程(图 10)中出现中央区域低密集度的情况<sup>1)</sup>。

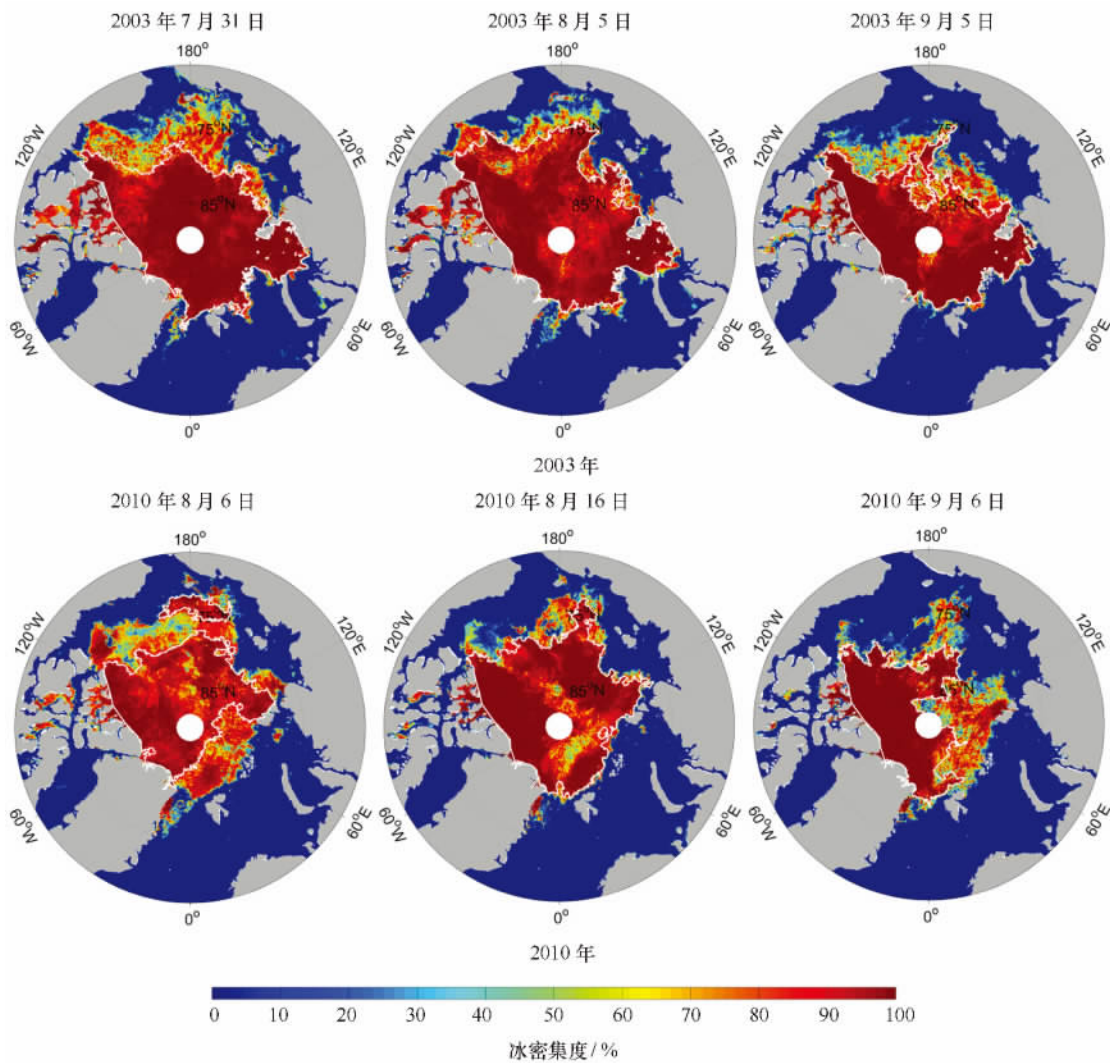


图 10 2003 年和 2010 年北极海冰密集度分布

图中白线为密集冰区外缘线,第 1 列  $E_p$  出现极小值出现时密集度分布情况,第 2 列为  $E_p$  出现极大值时的情况,第 3 列为  $E_p$  最小值的情况



### 3.3 密集冰区范围变化的讨论

由于海冰热膨胀的作用,密集冰区的海冰在夏季会发生开裂现象,也会发生融池融透的现象,导致夏季海冰密集度小于 1。本文确定的密集冰区阈值为 89%,用以分析密集冰区范围的变化。

正常情况下,随着海冰的融化,海冰覆盖范围和密集冰区范围都是从边缘向内部逐渐减小。海冰边缘区的海水接收更多的太阳短波辐射,导致密集冰区的边缘不断发生海冰破碎和融化,密集冰区的范围不断缩小。密集冰区范围的缩小与海冰覆盖范围的缩小机制有相同之处,也有不同之处。相同之处有以下几点:第一,与北极上空的低压中心有关,其气旋式距平风场造成海冰辐散,海冰边缘区伸展,致使密集冰区范围缩小<sup>[6,24]</sup>;第二,北极偶极子异常(DA)正位相时,受南方暖风影响,使海冰离岸向北输送加入穿极流<sup>[13]</sup>,同时也加速暖水向北极中央区的扩展,加剧密集冰区范围的缩小<sup>[25-26]</sup>;第三,海冰边缘区吸收大量热量,直接促进密集冰区边缘的海冰融化。河口径流和太平洋入流直接影响海冰覆盖范围,对密集冰区范围的影响是间接的<sup>[27-28]</sup>。

不同之处在于,密集冰区范围更多地受到北冰洋大气环流系统的影响<sup>[5]</sup>,风场的变化不仅导致海冰边缘区的压缩与伸展,而且还影响 Fram 海峡的海冰输出<sup>[24-25]</sup>,直接影响密集冰区的范围。以 2010 年密集冰区变化最为显著为例,可以看出密集冰区的范围与大气环流的关系。正常情况下,6 月份以后在波弗特海北部上空存在一个高压中心,而在西伯利亚、巴伦支海等上空存在低压中心,两者形成的风场将海冰吹离俄罗斯陆架,促进海冰的融化。NSIDC 给出的分析报告指出,2010 年 7 月 1 日到 15 日西伯利亚的低气压中心异常移动到北极中央区域,造成中央区海冰辐散,扩大了密集冰区的范围,降低了整体的密集度,通过低密集度海冰对太阳辐射能吸收的正反馈效应促进海冰融化。随后波弗特高压重新建立,在喀拉海至拉普捷夫海上空出现低压中心,形成的北极偶极子异常效应(DA)加强了北太平洋通过白令海峡向极热量输送<sup>[25-26]</sup>,造成中央区低密集度现象的发生,在  $0^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$  扇区形成大范围海冰边缘区(图 10),使  $E_p$  出现二次极小值(同时为最小值)。Fetterer 等(2004)的报告中指出 2003 年 7 月在北极中央区与东西伯利亚海及楚科奇海的交接处出现异常低气压中心<sup>1)</sup>,据此推断 2003 年海冰融化过程异常与 2010 年具有类似的原因,所不同的是波弗特高压重新建立后,北极各

边缘海附近未出现与之对应的低压中心,因此只是在高压控制区(东西伯利亚海、楚科奇海与波弗特海北)出现由海冰辐散造主导的低密集度现象(图 10)。

## 4 结论

进入 21 世纪以来,夏季北极海冰的融化速度加快,海冰覆盖范围减小,海冰密集度的降低,多年冰冰龄减小、数量减少。北极密集冰区是夏季北极海冰最稳定的因素,其范围的变化不仅体现了海冰总量上的增减变化特征,而且密集冰区的高反照率直接影响海气之间的热交换。密集冰区范围和海冰覆盖范围时空变化同步性较差,具有独特的变化特性。本文运用腐蚀算法和连通域法计算出密集冰区的范围,进一步讨论其时空变化特性,具体结论如下:

(1)夏季密集冰区的海冰密集度小于 1,密集冰区与海冰边缘区之间平滑过渡,没有明显的分界线,需要选定合理的海冰密集度阈值来确定密集冰区的边缘。本文采用两种方法来确定上述阈值。一种是认为密集冰范围随密集度增大而减小的速度存在一个由快变慢的过程,利用实测曲线与拟合曲线的交叉点,得到满足这一条件的密集度值为 89%。另一种是考虑密集冰区和海冰边缘区相邻格点间的密集度存在明显差异,密集冰区格点间差异要小得多,应用格点密集度强度比梯度,找到变化最为明显的格点所对应的密集度作为阈值,也得出 89%是对阈值的合理估计。因此,将 89%选为阈值。

(2)密集冰区与海冰边缘区在密集度以及与开阔水的连通性上存有差异,本文利用这种差异,选取上述密集度阈值与适当的面积阈值,采用腐蚀算法和连通域法逐步排除海冰边缘区密集度格点,消除小范围的高密集度冰区,最终得到密集冰区的范围。

(3)密集冰区范围和海冰覆盖范围相比,其变化剧烈程度、最小值出现的年份及每年内极小值出现日期均不同。2002—2006 年密集冰区覆盖范围较大,年际变化不明显,从 2007 年开始,夏季北极高密集度海冰逐渐减少,是海冰减退的重要指标之一,2011 年密集冰区范围最小值只有 2006 年的 64%,可见密集冰区范围的减少更为显著,为海冰加速减退创造了条件。

(4)海冰边缘区受动力学因素的影响,发生伸展或收缩,导致密集冰区的范围发生变化,即发生密集冰区与海冰边缘区互相转化过程。海冰边缘区的变化与北冰洋大尺度风场有关,而密集冰区的范围和变化与北极大气环流系统的变化密切相关。

## 参考文献:

- [1] Comiso J C, Parkinson C L, Gersten R, et al. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2008, 35, L01703, doi: 10.1029/2007GL031972.
- [2] Donald K Perovich, Jacqueline A Richter-Menge. Loss of sea ice in the Arctic[J]. *Annu Rev Marine Sci.* 2009, 1:417–441.
- [3] Perovich D K, Richter-Menge J A, Jones K F, et al. Sunlight, water, and ice: Extreme Arctic sea ice melt during the summer of 2007[J]. *Geophys Res Lett.* 2008, 35, L11501, doi:10.1029/2008GL034007.
- [4] Smedsrud L H, Sorteberg A, Kloster K. Recent and future changes of the Arctic sea-ice cover[J]. *Geophys Res Lett.* 2008, 35, L20503, doi: 10.1029/2008GL034813.
- [5] Stroeve J, Serreze M, Drobot S, et al. Arctic Sea Ice extent plummets in 2007[J]. *Eos Trans AGU*, 2008, 89(2): 13. doi:10.1029/2008EO020001.
- [6] National Snow and Ice Data Center. Arctic Sea Ice News and Analysis [EB/OL]. [2013-03-01]. <http://nsidc.org/arcticseaicenews/>.
- [7] Barber D G, Galley R, Asplin M G, et al. Perennial pack ice in the southern Beaufort Sea was not as it appeared in the summer of 2009[J]. *Geophys Res Lett.* 2009, 36: L24501, doi:10.1029/2009GL041434.
- [8] Rigor I G, Wallace J M. Variations in the age of Arctic sea-ice and summer sea-ice extent[J]. *Geophys Res Lett.* 2004, 31:L09401.
- [9] Comiso J C. A rapidly declining perennial sea ice cover in the Arctic[J]. *Geophys Res Lett.* 2002, 29(20): 1956, doi:10.1029/2002GL015650.
- [10] 赵进平, 李涛, 张树刚, 等. 北冰洋中央密集冰区海冰对太阳短波辐射能吸收的观测研究[J]. *地球科学进展*, 2009, 24(1):33–41.
- [11] Fu H, Zhao Jinping, Karen Frey. Investigation of polynya dynamics in the northern Bering Sea using grayscale morphology image processing techniques[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 2012, 33(7):2214–2232.
- [12] Pichel W G, Clemente-Colón P, Bertoia C, et al. Routine production of SAR-derived ice and ocean products in the United States[R]. Proc. 2nd Workshop Coastal and Marine Appl. SAR, Svalbard, Norway, Sep 8–12, 2003:175–182.
- [13] Nghiem S V, Rigor I G, Perovich D K, et al. Rapid reduction of Arctic perennial sea ice[J]. *Geophys Res Lett.* 2007, 34:L19504, doi:10.1029/2007GL031138.
- [14] Heinrichs J F, Donald J C, Thorsten M. Assessment of the AMSR-E sea ice concentration product at the ice edge using RADARSAT-1 and MODIS imagery[J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2006, 44(11), doi: 10.1109/TGRS.2006.880622.
- [15] Spreen G, Kaleschke L, Heygster G. Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels[J]. *J Geophys Res.* 2008, 113: C02S03, doi: 10.1029/2005JC003384.
- [16] 张树刚. 海冰密集度反演以及北极中央区海冰和融池变化物理过程研究[D]. 青岛:中国海洋大学, 2012.
- [17] 赵进平, 任敬平. 从航空数字影像提取北极海冰形态参数的方法研究[J]. *遥感学报*, 2000, 4(4):271–278.
- [18] Deser C, Teng H. Evolution of Arctic sea ice concentration trends and the role of atmospheric circulation forcing, 1979–2007[J]. *Geophys Res Lett.* 2008, 35:L02504, doi:10.1029/2007GL032023.
- [19] 李涛, 赵进平, 朱大勇. 1997–2005年北极东西伯利亚海海冰变化特征研究[J]. *冰川冻土*, 2009, 31(5):822–828.
- [20] Francis J A, Hunter E. Drivers of declining sea ice in the Arctic winter: A tale of two seas[J]. *Geophys Res Lett.* 2007, 34:L17503, doi: 10.1029/2007GL030995.
- [21] Lupkes C, Birnbaum G. Surface drag in the Arctic marginal sea-ice zone: a comparison of different parameterization concepts[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2005, 117: 179–211, doi:10.1007/s10546-005-1445-8.
- [22] Francis J A, Hunter E. New insight into the disappearing Arctic sea ice[J]. *Eos Trans AGU*, 2006, 87:509–511.
- [23] Serreze M C, Holland M M, Stroeve J. Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover[J]. *Science*, 2007, 315:1533–1536.
- [24] Wu B, Wang Jia, John Walsh E. Dipole anomaly in the winter Arctic atmosphere and its association with sea ice motion[J]. *Journal of Climate*, 2006, 19:210–225.
- [25] Watanabe E, Wang J, Sumi A, et al. Arctic dipole anomaly and its contribution to sea ice export from the Arctic Ocean in the 20th century[J]. *Geophys Res Lett.* 2006, 33: L23703, doi:10.1029/2006GL028112.
- [26] Woodgate R A, Aagaard K, Weingartner T J. Interannual changes in the Bering Strait fluxes of volume, heat and freshwater between 1991 and 2004[J]. *Geophys Res Lett.* 2006, 33: L15609, doi:10.1029/2006GL026931.
- [27] Jones E P. Circulation in the Arctic Ocean[J]. *Polar Research*, 2001, 20(2): 139–146.
- [28] 赵进平, 史久新. 北极环极边界流研究及其主要科学问题[J]. *极地研究*, 2004, 16(3):157–170.

## Pack ice extent and its spatiotemporal variation in summer Arctic

LIU Chenglong<sup>1</sup>, ZHAO Jinping<sup>1</sup>

(1, College of Environmental Oceanography Ocean University of China, Qingdao 266100, China)

**Abstract:** Variation of pack ice extent (PIE) in summer Arctic is important for understanding the sea-ice change in Arctic Ocean. As the ice concentration smoothly decreases from pack ice to marginal ice zone (MIZ), there is no definite boundary between them. Therefore a threshold of ice concentration,  $C_0$ , is required to define a margin of the pack ice in order to study the spatiotemporal variation of pack ice coverage. Two characteristics of ice concentration variation were obtained using 6.25 km resolution data of AMSR-E. The pack ice areas decrease with higher thresholds of ice concentration, whereas the decreasing rate with ice concentration is not uniform. A value of ice concentration could be chosen as a threshold at which the decreasing rate shifts from faster to slower. Meanwhile, the differences of ice concentration with neighboring grids will have a biggest statistical change nearby the margin. The suggested thresholds by the two characteristics mentioned above are all 89%, indicating a well defined threshold with clear physical significance. Based on the threshold of ice concentration, an erosion algorithm is used to eliminate the MIZ and a connected domain algorithm is used to remove the small ice pieces out of the pack ice. The larger PIE appeared during 2002–2006 with little annual variation. Since 2007, PIE decreased obviously. The minimum PIE was renewed in 2010 and 2011, especially the PIE of 2011 is only 64% of 2006. The variation of PIE is quite different from the ice-coverage extent (PIE plus MIZ), being an relative independent parameter in reflecting the sea ice variation in the area with high ice concentration. Sea-ice melting and variability of MIZ are two main factors influence the PIE. MIZ could extend or shrink by dynamic factors, which will induce some ice blocks moving from or into pack ice, leading to an associated transition between PIE and MIZ. This paper provides a new insight about sea ice variation in the Arctic, and the decrease of PIE indicates the ongoing reduce of pack ice in central Arctic Ocean.

**Key words:** pack ice; marginal ice zone; sea-ice concentration threshold; erosion algorithm; connected domain algorithm