

# 东南极冰-海相互作用研究进展\*

## A REVIEW ON STUDIES OF ICE-OCEAN INTERACTION IN THE EAST ANTARCTICA

史久新 乐肯堂

(中国科学院海洋研究所 青岛 266071)

南大洋海冰过程是全球气候变化的重要因子之一。它的季节变化显著,覆盖面积变动于夏季(2月)的 $4 \times 10^6 \text{ km}^2$ 和冬季(9月)的 $20 \times 10^6 \text{ km}^2$ 之间。由于南大洋冰面积的变化幅度如此之大,因此其季节变化对于气候变化的影响在重要性上仅次于北半球雪域的季节性变化。海冰主要通过3种特定方式影响气候:(1)海冰影响表面反射率,限制了极地大气与海洋间的直接接触,从而改变表面热平衡;(2)海冰改变了温度的季节循环,秋季冻结释放潜热,春季融化吸收热量,推迟了温度极值的出现;(3)海冰的运动产生了一个向赤道的负的盐量和热量的输运,并使生成冰区域的盐度增大,沿冰缘区形成特殊的气候条件。海冰的存在还使气候系统形成一个正反馈:温度升高促进了海冰的融化,增大了无冰水域的面积,导致表面反射率降低,吸收的太阳辐射增加,从而造成进一步的增温。1990年,Simmonds和Budd通过一个全球大气环流模式的计算表明,南极海冰密集度的微小变化会导致气-海热交换的重大变化,明显改变南半球大气温度和风速的分布。

南极冰架的断裂已被作为全球气候变暖的证据之一<sup>[1]</sup>,而南极陆地冰盖对气候也有深刻的影响。直接的作用是通过大气实现的,而另一条途径则是通过冰架、冰山在海洋中的融化,吸收潜热冷却海水间接实现的。目前东南极的陆地冰盖大约是西南极的10倍,但在10000多年前,前者只比后者大一倍。研究表明,在过去的10000多年间,西南极冰盖的2/3通过罗斯海和威德尔海进入了海洋<sup>[2]</sup>。如果面积更大的东南极冰盖瓦解,将造成海平面上升等灾难性后果,目前这一问题已引起了极大关注<sup>[4]</sup>。

近几年来南极冰-海相互作用的观测和研究已有显著进展,特别是在以前研究较少的位于印度洋扇形区的东南极海区,这方面的研究工作也逐渐增加,现作一简要介绍。

### 1 海冰

南大洋海冰研究的发展,很大程度上依赖于观测技术的发展和观测资料的积累。早期的海冰资料主要来源于南极沿岸台站和船舶报告,因而是区域性的和零散的。只有人类进入了卫星时代后,南极海冰观测才出现了质的飞跃。

至于南印度洋扇形区的海冰观测和研究,从60年代以来已做了不少工作。日本和澳大利亚的南极考察队在往返南极途中进行了多年的船舶海冰观测,日本在昭和站(St. Syowa,  $69^{\circ}00'S, 39^{\circ}35'E$ ),澳大利亚在莫森站(St. Mawson,  $67^{\circ}36'S, 62^{\circ}52'E$ )、戴维斯站(St. Davis,  $68^{\circ}36'S, 77^{\circ}58'E$ )以及凯西站(St. Casey,  $66^{\circ}18'S, 110^{\circ}32'E$ )附近的固定冰和季节性海冰上还进行了长期观测。自80年代末开始,Allison负责领导了一个名为“东南极海冰带:性质和海-气-冰相互作用”的多年海冰观测计划(1987~2001),目的在于全面研究东南极海冰的分布、物理特性及季节和年际变化,估算决定南极海冰范围和厚度的动力学和热力学过程的作用以及海冰区的大尺度的海-气间动量、热量和物质交换,并与卫星观测资料进行比较以提高遥感观测的精度。

在耦合的气-冰-海系统中,海冰的作用需要进一步认识。研究表明,海面结冰与否对于海气间各种能量和物质通量有很大的影响,而无冰水域和冰上积雪的存在,更增加了问题的复杂性。雪盖的反射率远大于裸冰,冰表面的积雪情况对冰面反照率影响很大。Allison等人的观测研究表明,东南极的降雪比较频繁,新生冰几天后就会有雪覆盖,厚度超过0.15m的海冰的冰面上都有雪。另外海冰的变形使得冰量

\* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第3472号。

收稿日期:1998-02-25;修回日期:1998-07-14

与所占面积不成比例,影响海气间热量、动量和气体的交换<sup>[5]</sup>。

东南极海冰具有显著的季节变化。在 60~140°E,12 月新生冰停止形成;夏季大部分区域的浮冰已经融化,新生海冰在 2 月底开始出现,3 月薄冰已达 0.15~0.3 m 厚<sup>[1]</sup>。Allison 等利用 1988 年的资料分析了东南极春季(10~11 月)的海冰分布状况。浮冰外缘线大体上位于 60°S,在此以南 50 km 范围内的平均冰厚只有 0.2 m,而到南极大陆沿岸的平均冰厚则增大到 0.45 m。从冰缘到内部,冰面上的积雪厚度从 0.05 m 增加到 0.15 m,冰密集度从 6/10 增加到 8/10,单位面积平均的表面反射率从 0.35 上升到 0.5。

由于自然条件的限制,海冰的大多数实地观测集中在春、夏季,其他季节的观测工作仅限于考察站附近。日本第 11 次南极考察队于 1976 年 5 月至 12 月在昭和站附近的固定冰上进行了钻孔观测。他们的观测结果表明,那里的冰厚从 5 月的 1 m 左右增大到 9 月的 2 m 以上,5~7 月冰生长速度平均为 0.52 cm/d,8~9 月增大到 0.75 cm/d。在 9 月中旬海冰停止生长,11 月初冰厚开始减小。

近些年卫星技术的发展提供了新的观测手段。1995 年 8 月,首次在 64°S,140°E 附近对东南极冬季的浮冰区开展了细致的观测。这次观测是利用固定在海冰上的浮标阵(初始时大体为边长 45 km 的等边三角形),并结合卫星跟踪技术进行的。历时 3 周的跟踪结果表明,在观测期间,浮冰的漂移与风速和风向有较强的相关,而与海流关系不大。浮冰速度约为风速的 2%~2.5%,其方向在风向之左约 15°<sup>[5]</sup>。

海冰的存在对其下的海洋混合层的温盐结构有很大影响。在浮冰区,冬季混合层的温度基本上保持在冰点,但是在南北方向上有较大的盐度梯度。浮冰区南部呈现高盐是由于结冰析盐或从混合层下携入了更咸的水<sup>[5]</sup>。此外,日本第 11 次南极考察队 1976 年的观测研究表明,冬季在固定冰之下还存在盐度垂向均匀的水层。在翁古尔(Ongul)海峡,该水层的最大厚度出现在 9 月,此时也正是冰厚达到最大值的时候。5 月份,冰下海洋的层化很明显,表层盐度仅为 33.5。从 5 月到 7 月,随着冰厚的增加,200 m 以上水层的盐度逐渐增大。50 m 处出现一个较强的盐度跃层,在其上下分别有一个盐度均一的水团,中心盐度分别为 33.65 和 33.93。7 月至 9 月,随着结冰过程的继续,这两个水团的盐度均在增加,8 月初跃层消失;9 月初,冰下形成一个盐度垂向均匀的大的水团,中心盐度为 34.10,400 m 以内的盐度差不到 0.02。从

以上过程分析,该水团是由于结冰析盐产生的盐对流造成的。Worby 等人在实验中观测到的海冰增厚时混合层盐度的增加值仅为理论计算值的 1/8~1/6<sup>[6]</sup>,由此看来这一问题还需要深入研究。

## 2 冰架

冰架是由于陆地冰盖延伸进入海洋而形成的。东南极沿岸存在多处冰架,其中最大的埃默里冰架位于普里兹湾西岸,面积为 30 000~39 000 km<sup>2</sup>。虽然其面积远小于罗斯海的罗斯冰架和威德尔海的菲尔希纳-龙尼(Filchner-Ronne)冰架(它们的面积均为 500 000 km<sup>2</sup>左右),但它是面积为  $1.3 \times 10^6$  km<sup>2</sup> 的东南极冰盖的入海口。由于地形的限制,该冰架大体呈平行四边形,其前缘基本上沿 68°S,70°E 至 70°S,74°E,搁浅线(Grounding line)位置目前还没有准确测定,重力测量推算的结果大约在 71°S,由此推算出埃默里冰架的长度约 260 km,这是 Bentley 于 1987 年报道的。

埃默里冰架的厚度在搁浅线附近为 700 m 左右,向冰架前缘逐渐减小到 200 m。其垂向结构主要由 3 部分组成:中间最厚的部分是陆地冰,表面有少量积雪,底部也有海洋冰(Marine ice)的成分。1968 年,澳大利亚南极考察队在埃默里冰架的 G1 站进行了钻孔,获得了深达 315 m 的冰芯。Morgan 通过对冰芯中同位素 O<sup>18</sup>的分析认为,冰架冰有 3 种来源:0~70 m 为南极大陆沿岸冰盖以及冰架上降雪沉积的结果;70~270 m 来自于兰伯特(Lambert)冰川;在此之下的部分由海水冻结而成。同时,通过对该冰芯融化后的水样的电导率测定,所得结果也支持了这一点。在该处利用声纳测得的冰架厚度为 428 m,虽然没有证据证明从 315 m 到 428 m 全为海洋冰,但是一般情况下应该如此。这就带来一个问题,这里的海洋冰的厚度达 158 m,这是否代表了整个埃默里冰架底部的海洋冰的一般厚度理论分析和对其他冰架的观测都表明,对于埃默里这类较薄的冰架,冰架下海洋冰一般不可能达到这一厚度。Morgan 推测这里的冰架底部很可能存在一个大冰隙(Crevasse),其内部的冰是由海水冻结而成的。Hellmer 和 Jacobs 所做的数值模拟的结果进一步支持了这一点。实际上,冰架底部的冰隙是普遍存在的,在搁浅线附近由于浮力和引潮力的作用,冰架常常发生断裂,从而形成大的冰隙,其高度一般可以达到总冰厚的一半。由此推测在埃默里冰架的搁浅线附近有可能形成深达 400 m 的底部冰隙。有证据表明,在 G1 站以南 50 km 的地方有深达 450 m 的表面冰隙。而在 G1 站,根据陆架冰和海洋冰交界处

的深度推算,可能有 225 m 高的底部冰隙。

通常,冰架顶部的变化很小,因而可以忽略。物质交换主要发生在其他两个方向,一是冰架前缘发生的冰山的断裂,一是底部的融化和冻结。前者可以通过卫星遥感和航测资料进行研究,而后的直接观测则比较困难。迄今为止,对冰架下的海洋进行的直接观测仅有有限的几处,都是通过钻孔或自然形成的冰缝进行的,更多的观测是在冰架前缘处进行的。此外,利用无线电回声探测技术可以获得冰架底部界面的信息,由此可以推算深层的物质交换以及环流的情况。

目前对埃默里冰架下的海洋状况还没有进行过直接的观测,澳大利亚和前苏联曾在靠近冰架前缘的地方进行过多次海洋观测,我国的南极考察队也在附近进行过调查。多年的水文资料显示,在冰架前缘附近的海洋中,低于 $-1.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的冰架水是经常存在的,它来源于冰架下的冷却过程。一般认为,埃默里冰架下存在东进西出的流动。前苏联的资料显示在冰架前缘的中层水中有一个暖而窄的入流,它可能来源于绕极深层水(Circumpolar deep water),这一点与 Jacobs 等人于 1979 年报道的罗斯冰架的情况类似。

Doake 于 70 年代较早研究了冰架下面的热力学过程,认为冰架的融化和冰架底部海洋冰冻结的速率取决于界面处冰和海水的温度差以及海流的速度和方向。根据罗斯冰架的观测资料, Jacobs 等人推测南极冰架下存在一个深层的热盐对流:冬季海面结冰时形成陆架水,其温度接近海面的冰点,高盐的特性使之具有较大的密度,因此它可以向下流入冰下洞穴(subice cavity)的最深处,由于该水体的温度比那里的冰点高,它的流入将造成冰架底部的融化。冰融化后形成的冷而淡的水沿冰架底部上升,在运动过程中,随着压力的减小,冰点升高,当水温低于冰点时,在水体中出现冰晶,进而冻结在冰架底部。他们还提出了一个低盐陆架水的模态。这些推论已被普遍接受,并得到数值模拟结果的支持<sup>[3]</sup>。在冰架底部发生融化和冻结的过程中,陆架水也变性为冰架水。Jenkins 和 Doake 1991 年的研究表明,冰架水是南极底层水的重要来源之一,尤其是在南极底层水的最大源地——威德尔海。

Hellmer 和 Jacobs 用一个二维模式对埃默里冰架下的情况进行了数值模拟,发现该冰架下也存在类似的热盐环流。模拟结果显示,一支相对较暖( $>-1.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ )的陆架水在靠近海底的地方向搁浅线方向运动,当水体厚度小于 100 m 时,入流水便冷却至海面冰点

以下,其性质从陆架水转变成冰架水。但这发生在与冰架直接接触之前,表明在冰穴的较浅处存在较强的垂向混合。因此形成了下述情况:与冰架发生直接作用的是比该深度的冰点仅高  $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$  的冰架水,因而使冰架底部以  $1\text{ m/a}$  的较低速度融化,形成了一支沿埃默里冰架底部上升的融冰水的羽流(Plume)。这支羽流在向冰架前缘运动的同时,不断地上升。当羽流上升到某一高度,该处的冰点高于羽流的温度时,冰架下的水发生过冷却,从而在水中形成冰晶。理论上,结冰析盐会增大羽流的密度,在浮力作用下,羽流有可能离开冰架底部而从中层离开冰下洞穴。这样,陆架水就有可能从其上方较浅处流入。但在该模式中并没有模拟出这一现象,羽流一直连续地运行到冰架前缘,在这里小于 $-1.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的冰架水在垂向延伸达 400 m。模拟结果表明,即使海底为平底,不存在从冰架前缘到搁浅线的向下的坡度,冰架前缘与冰架下的密度的水平梯度也能驱动陆架水在靠近海底的地方向搁浅线方向运动,其最大流速可达  $0.026\text{ m/s}$ 。

他们还研究了海底和冰底的形状对冰架融化率以及环流的影响。结果表明,搁浅线附近的冰架底部的坡度对该区域的融化和冻结率有重要影响,但对整个冰架下的热盐环流影响不大。而海底地形的变化会影响热盐环流的流型,特别是当冰架之下有海山时,会在内侧形成一个闭合的环流,使搁浅线附近的区域与冰架前缘的入流处隔离开来,阻挡了高温水向搁浅线方向的流动。这样由于穿过冰架的热通量是向上的,冰架下的水体不断地损失热量,又得不到补充,就可能出现冻结,使这一区域闭合或只留下一部分高盐的海水。Morgan 猜测埃默里冰架有可能在 G1 站附近搁浅,因此上述情况是一个值得注意的问题,还需要进一步的研究。

MacAyeal 认为冰架之下垂向混合的能量主要是潮汐作用提供的,所以完整的研究冰架与海洋相互作用的模式还至少应该包括一个潮流模式,并与一个冰架外部的大尺度环流模式耦合在一起,这在目前尚无实现。

冰川冰的融化对其周围海水的化学特性也有显著影响, Jacobs 等人 1979 年的研究表明,相对于海水来说,冰川水中某些成分缺乏(如盐、 $\text{O}^{18}$ ),而某些成分较多(如氮),因而对生物的初级生产力有影响。

### 3 冰山

根据目前可得资料, Jacobs 等人估计冰山融化

海洋科学

造成的冰的损失是冰架直接融化的4倍。这种差异主要有两个原因,一是冰山融化的深度比冰架浅,二是发生融化的地理位置不同。冰架的融化发生在陆架区,而大部分冰山的融化发生在陆架以北,经常是在绕极流区。

普里兹湾附近的大多数冰山源于西冰架和埃默里冰架崩解的冰,它们在近岸风和相应的沿岸流作用下向西运动。源于埃默里冰架前缘上的冰山由于位于普里兹湾中环流的西侧,故它们可能向北或向西运动。

目前,虽然可以通过合成孔径雷达(SAR)资料统计冰山的数目,但对冰山的直接观测则很少,冰山对局地海洋的作用尚不清楚,因而还无法就冰山对南大洋的影响作出确切的计算,同时,理论研究也有待加强。Jacobs等认为,这种影响主要是在南极表层水中。在其他海区的观测结果和实验室的实验结果均表明,冰山的融解水大部分沿侧向传播,并非沿冰山边缘上升。Donalson于1978年在173°E,66°S附近的3座冰山的周围进行了观测,却没有发现盐度的显著变化,他认为这可能是由于在此纬度上冰山融化速度很小的缘故。

#### 4 展望

南极的海-冰-气之间存在复杂的非线性相互作

用,而数值模拟则是研究这种相互作用的有效方法之一。但目前人们对其中的某些具体过程的机制了解得还不够,故对这些相互作用过程还难以正确地在模式中表达,因此有时甚至干脆把它们忽略。随着观测手段的提高,特别是卫星遥感技术的应用,这些过程的机制将会被逐步揭示。

#### 主要参考文献

- 1 Allison, I., A. Worby, *Ann. Glaciol.*, 1994, 20: 195~201
- 2 Hughes, T. J., *Climate Alert*, 1995, 8(3) ([www.climate.org/publications/Climate-Alert.html](http://www.climate.org/publications/Climate-Alert.html))
- 3 Nost, O. A., A. Foldvik, *J. Geophys. Res.*, 1994, 99 (C7): 14 243~14 254
- 4 Wilson, N. C., *Climate Alert*, 1995, 8(3). ([www.climate.org/publications/Climate-Alert.html](http://www.climate.org/publications/Climate-Alert.html))
- 5 Worby, A. P., N. L. Bindoff, *et al.* *EOS*, 1996, 77 (46): 453~457