第 36 卷 第 10 期 海 洋 学 报 Vol. 36, No. 10
2014 年 10 月 ACTA OCEANOLOGICA SINICA October 2014

童金炉,陈敏,潘红,等. 夏季楚科奇海河水与海冰融化水组分的空间变化特征[J]. 海洋学报,2014,36(10):90—102,doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2014.10.010

Tong Jinlu,Chen Min,Pan Hong,et al. Distribution of river water and sea-ice melted water in Chukchi Sea in summer[J]. Acta Oceanologica Sinica(in Chinese),2014,36(10):90—102,doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2014.10.010

夏季楚科奇海河水与海冰融化水组分的空间变化特征

童金炉[1],陈敏[1,2*],潘红[1],杨伟锋[1,2],张润[1],郑敏芳[1],邱雨生[1,2]

(1. 厦门大学 海洋与地球学院,福建 厦门 361005;2. 近海海洋环境科学国家重点实验室,福建 厦门 361005)

摘要: 通过对 2008 年夏季楚科奇海水氧同位素组成的分析,运用 S、$\delta^{18}O$ 的质量平衡关系计算出河水组分和海冰融化水组分的份额,揭示出楚科奇海河水和海冰融化水组分的空间变化规律,并探讨其影响因素。楚科奇海河水组分的份额介于 1.9%～18.4%之间,呈现随深度增加而降低的趋势;河水组分积分高度的变化范围为 1.3～16.6 m,平均为(4.8±4.0)m。河水组分份额与积分高度均呈现东高西低、北强南弱的特征,与太平洋入流东侧为富含河水组分的阿拉斯加沿岸流、西侧为低河水组分的白令海陆架水,以及北部海域受波弗特流涡埃克曼辐聚作用的影响有关。海冰融化水份额呈现随深度增加而降低的趋势,20～30 m 以深受到冬季海冰形成时所释放盐卤水的明显影响。海冰融化水积分高度的变化范围为－3.2～1.7 m,平均值为(－0.3±1.2)m,其空间分布呈现东低西高、南强北弱的特征,与太平洋入流输入通量的时间变化以及输入路径的西偏有关。

关键词: 河水组分;海冰融化水组分;^{18}O;楚科奇海

中图分类号: P727;P734.2+4 **文献标志码:** A **文章编号:** 0253-4193(2014)10-0090-13

1 引言

楚科奇海南部通过白令海峡与太平洋衔接,北部为加拿大海盆,西部通过德朗海峡与东西伯利亚海连通,东部与狭窄的波弗特海直接相连,是北冰洋的边缘海之一。

楚科奇海是太平洋水进入北冰洋的必经通道。太平洋入流的驱动力为白令海峡两端的水位差,海面坡度大约为 10^{-6}[1—2]。白令海峡太平洋水入流的流量有明显的季节变化,主要受控于风场的方向和强度[3]。太平洋水通过白令海峡后分为 3 支,其中最东面一支具有高温、低盐、低营养盐特征,为阿拉斯加沿岸流。该海流沿着阿拉斯加沿岸直到巴罗海谷,然后转向东继续沿着波弗特海陆坡流动至格陵兰岛北部。在这支海流中,只有很少量的阿拉斯加沿岸水在地形变化陡峭区域因涡旋剪切作用进入深海盆。太平洋入流另外两支水体的盐度和营养盐较高,温度较低,可扩展到整个楚科奇陆架,并且通过两条深水道(赫雷德海谷和中央水道)到达北风海岭西部。太平洋入流的大部分水体进入加拿大海盆,之后汇入波弗特流涡或穿过加拿大群岛进入北大西洋;另外一部分则进入穿极流,经由弗拉姆海峡进入大西洋[4—15]。

收稿日期: 2014-04-20;**修订日期:** 2014-07-09。

基金项目: 南北极环境综合考察与评估专项(CHINARE2014－03－04－03,CHINARE2014－04－03－05);海洋公益性行业科研专项(201105022－4);国家自然科学基金杰出青年基金项目(41125020)。

作者简介: 童金炉(1983—),男,福建省漳州市人,博士,从事同位素海洋化学研究。E-mail:abcdtongjinlua@163.com

* **通信作者:** 陈敏(1970—),男,广东省韶关市人,教授,博士,从事同位素海洋化学研究。E-mail:mchen@xmu.edu.cn

此前研究者已对楚科奇海海冰的周年变化特征[3,16]、海冰面积的变化[17]、融冰过程及其影响因素[18]等进行过详尽的研究,也通过海水氧同位素组成的分布估算过楚科奇海淡水总量,并揭示出太平洋入流的路径[19—22],但对于楚科奇海淡水组分中河水与海冰融化水的分布及其影响因素仍不甚了解。本研究利用 2008 年夏季于楚科奇海采集的海水,通过测定其氧同位素组成,运用河水-海冰融化水-大西洋水的 3 组分混合模型计算出楚科奇海海水中河水组分和海冰融化水组分的份额,进而揭示这两种淡水组分的空间分布特征及其调控机制。

2　方法

2.1　样品采集

2008 年 7—9 月,中国"雪龙"号科考船赴北冰洋开展中国第三次北极科学考察,期间(8 月 1—7 日)于北冰洋楚科奇海采集了 22 个站位不同层次的海水样品,用于氧同位素组成的分析。采样站位落在 66.5°～75.0°N、169.0°～157.8°W 区域内(图 1),其中,R00—R17 断面从白令海峡北侧向北延伸,跨过霍普海谷和赫雷德浅滩,北至水深较深的楚科奇海台附近海域,该断面水深变化较大,介于 31～173 m 之间。站位 C31—C35 位于里斯本海角西侧,水深为 28～45 m;站位 C21、C23 和 C25 位于汉纳浅滩南侧,水深分别为 41 m、39 m 和 37 m;断面 C11—C10A 从中央水道东西向横跨到巴罗海谷,水深变化较大,介于 37～107 m 之间。在所有站位中,除位于最北端的 R15 站、R17 站和巴罗海谷 C10A 站外,其他站位的水深都较浅,均小于 50 m。

海水样品由 CTD-Rosette 采水器采集,采样层次为由表及底的不同深度。水样采至甲板后,马上转入 50 cm^3 预先经海水样品洗涤过的聚乙烯塑料瓶中。样品采集时,将采样管深入样品瓶底,待海水样品溢流约 25～30 cm^3 后,旋紧瓶盖,常温下气密保存,带回陆地实验室进行海水氧同位素组成的分析。温度和盐度由 SeaBird 911 plus 温盐深剖面仪测定获得。

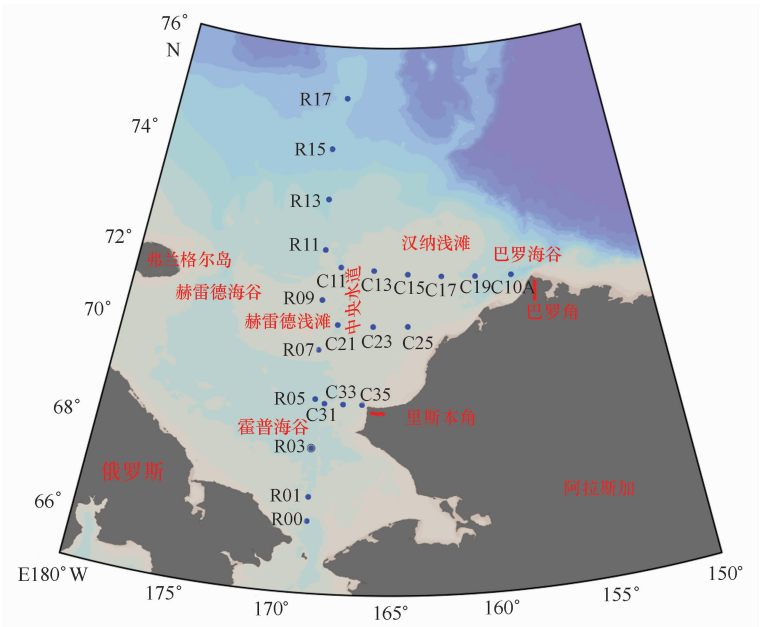


图 1　楚科奇海海水^{18}O的采样站位

Fig. 1　Sampling locations for seawater ^{18}O measurements in the Chukchi Sea

2.2　海水氧同位素组成的测定

海水氧同位素组成采用恒温(25℃)下 CO_2-H_2O 平衡法进行测定,测量仪器为 Finnigan Delta^{plus} XP 稳定同位素比值质谱仪[23]。海水氧同位素组成用 $\delta^{18}O$ 表示:

$$\delta^{18}O=\left[\frac{(^{18}O/^{16}O)_{样品}}{(^{18}O/^{16}O)_{VSMOW}}-1\right]\times 1\,000, \quad (1)$$

式中的 VSMOW 表示维也纳标准平均海水,其氧同位素组成 $\delta^{18}O=0‰$。若测得的海水样品 $\delta^{18}O$ 值为正值,则表示该样品相对于标准物质富集^{18}O,反之,则表示样品^{18}O含量相对缺乏。样品测量期间,每间隔 10～20 份样品插入 3～5 份不同^{18}O丰度的参考标准同步进行测量,由参考标准测值与真值之间的线性

相关关系计算出样品的 $\delta^{18}O$ 值。每份样品均进行了 10 次的重复测量，如果测量精度 $1\sigma>0.02‰$，则再行重复进行测量。文中所报道 $\delta^{18}O$ 的平均精密度均好于 $1\sigma=0.02‰$。

3 结果

3.1 R00－R17 断面

在 R00－R17 断面，温度随着纬度的增加而减小，70°～72°N 附近海域温度降低梯度最为明显（图 2a）。在 70°N 以南海域，水体温度较高，且随着水深的增加明显降低（图 2a），该区域温度的变化范围为 1.71～5.60℃，平均值为（3.03±1.00）℃（$n=22$）。在 70°N 以北海域，温度的变化范围为－1.76～－0.17℃，平均值为（－1.33±0.45）℃（$n=37$）。该区域温度相对较低，仅 71°～72°N 的 0～10 m 层水温高于 0℃，其他均小于 0℃（图 2a）。

R00－R17 断面水体盐度的分布大致也以 70°N 为界，70°N 以南盐度变化较小，介于 31.764～32.856 之间，平均为（32.517±0.313）（$n=22$），基本上不随深度和纬度而变化；70°N 以北水体的盐度则随着纬度的增加而降低，随着深度的增加而增加（图 2b）。该断面盐度低值核心位于 74°N 以北 0～10 m 层，变化范围为 26.047～27.050，平均值为（26.61±0.44）（$n=4$）；盐度高值核心位于 R15 站 150 m 以深，分别为 34.326 和 34.521。

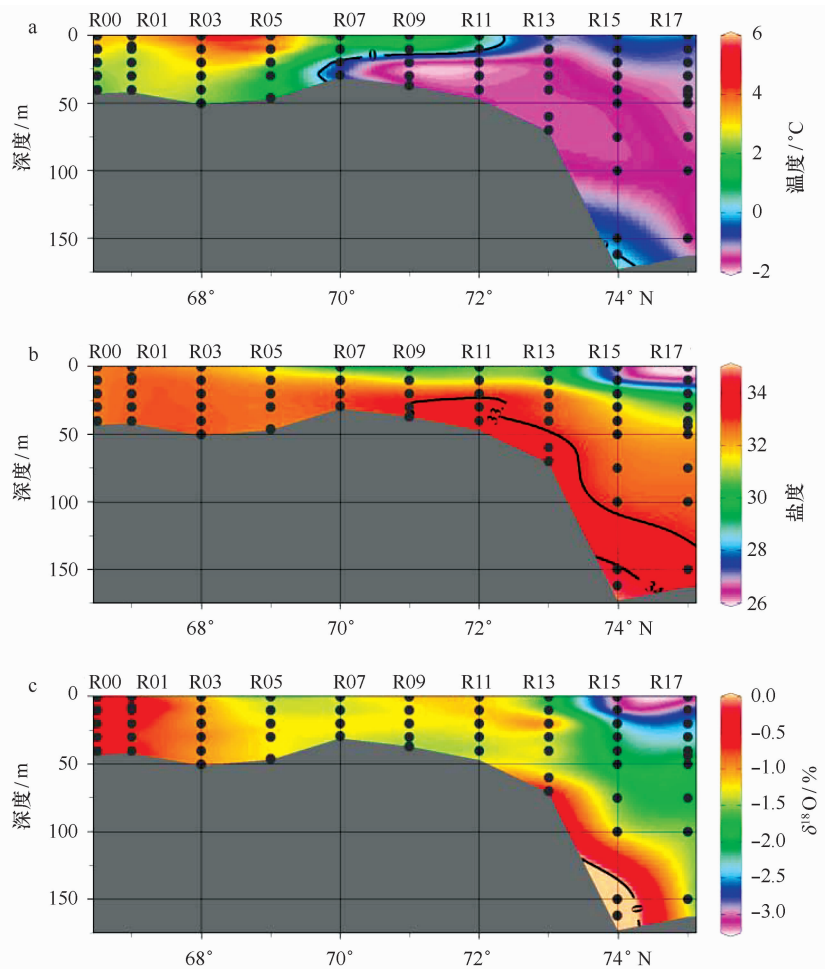


图 2 R00－R17 断面温度（a）、盐度（b）和 $\delta^{18}O$（c）的分布

Fig. 2 Distributions of temperature (a), salinity (b) and seawater $\delta^{18}O$ (c) at Section R00－R17

R00－R17 断面水体 $\delta^{18}O$ 的分布可看出 73°N 南北区域的明显不同，在 73°N 以南海域，海水 $\delta^{18}O$ 变化不大（－1.65‰～－0.21‰），平均值为（－1.03±0.34）‰（$n=56$），且在整个深度呈现较为均匀的垂向

分布;在 73°N 以北海域,海水 $\delta^{18}O$ 随着深度的增加而增大(见图 2c)。该断面 $\delta^{18}O$ 低值核心位于 73°N 以北 0～10 m 层水体中,变化范围为－3.21‰～－2.75‰,平均值为(－3.03±0.20)‰(n=4);20～100 m 层水体 $\delta^{18}O$ 略有升高,变化范围为－2.49‰～－1.41‰,平均值为(－1.97±0.38)‰(n=13)。研究断面海水 $\delta^{18}O$ 高值核心出现在 R15 站的 150 m 和 162 m 层,分别为 0.56‰和 0.39‰,非常接近于大西洋水的氧同位素组成特征(0.3‰)。综合该站位 150 m 以深水体的温度、盐度和 $\delta^{18}O$,可判断 R15 站 150 m 以深水体主要来自大西洋水的贡献。

综合 R00－R17 断面温度、盐度和 $\delta^{18}O$ 的分布,可以发现 70°N 以南海域的水体具有垂向混合较为均匀的特征;70°～72°N 海域水体的温度和盐度随着水深的增加而降低,而 $\delta^{18}O$ 的分布说明其 30 m 以深水体可能残留有冬季海冰形成时所释放的盐卤水信号。73°N 以北海域 0～10 m 层水体的盐度和 $\delta^{18}O$ 都较低,体现出淡水输入(包括河水和海冰融化水)的影响,而随着水深的增加,盐度、$\delta^{18}O$ 都显著增加,但温度接近冰点,表明该区域深层水含有更多的冬季海冰形成时所释放的盐卤水信号。Bauch 等[24—25]在拉普捷夫海的研究也表明,较深层水体盐度和 $\delta^{18}O$ 的增加是受到冬季海冰形成时所释放盐卤水的影响。

3.2　C11－C10A 断面

在 C11－C10A 断面,表层温度存在东西向差异,断面西侧(C15 站以西)表层水温明显高于东侧,另外,整个断面的温度均随着水深的增加而降低(见图 3a)。该断面温度的高值核心出现在 168°W(C11 站)的 0 m 和 10 m 层,分别为 1.17℃和 0.78℃。C13 站 20 m 层温度(0.11℃)也高于 0℃,其他层位以及其他站位的水温均低于 0℃(变化范围为－1.74～－0.21℃,平均值为(－1.38±0.48)℃)。

在 C11－C10A 断面,水体盐度随着水深的增加而增加(见图 3b)。0～10 m 层盐度的变化范围为 29.394～31.281,平均值为(30.433±0.51)(n=12);20 m 以深水体盐度明显升高(除最东面 C10A 站 20 m 层盐度低至 30.657 外),变化范围为 32.188～33.272,平均值为(32.885±0.3)(n=20)。

在 C11－C10A 断面,海水 $\delta^{18}O$ 的分布较为复杂,其大致以 162°W 为界,呈现出东、西侧不同的分布模式(见图 3c)。162°W 以西海域,不同站位 $\delta^{18}O$ 的垂直分布存在不同,C11 站 $\delta^{18}O$ 在整个水柱中变化较小,C13 站 $\delta^{18}O$ 随着水深的增加而降低,而 C15 站 $\delta^{18}O$ 随着水深的增加而增加。整体上看,162°W 以西海域海水 $\delta^{18}O$ 的变化较小,变化范围仅为－1.76‰～－1.21‰,平均值为(－1.54±0.16)‰(n=15)。在 162°W 以东海域,海水 $\delta^{18}O$ 呈现随深度增加而增加的趋势,0～10 m 层 $\delta^{18}O$ 的变化范围为－2.01‰～－1.91‰,平均值为(－1.94±0.04)‰(n=5);20 m 以深水体 $\delta^{18}O$ 有所升高,变化范围为－1.90‰～－1.45‰,平均值为(－1.70±0.16)‰(n=8)。位于 162°W 的 C17 站,其海水 $\delta^{18}O$ 垂向分布较为均匀,变化范围为－1.93‰～－1.81‰,平均值为(－1.87±0.05)‰(n=5)。与 162°W 以西海域相比,162°W 以东海域海水 $\delta^{18}O$ 明显较低(见图 3c),说明 162°W 以东海域较为明显地受到富含河水组分的阿拉斯加沿岸流的影响。

综合 C11－C10A 断面温度、盐度和 $\delta^{18}O$ 的空间变化,可推断该断面 30 m 以深水体可能含有较多冬季海冰形成时释放的盐卤水,而 164°W 以西水体可能是同一来源,即白令海陆架水,该水体在 164°W 附近东转后并入阿拉斯加沿岸流(见图 3)。Weingartner 等[10]的研究表明,通过中央水道的水团有一分支大约在相同的位置向东转,并入阿拉斯加沿岸流,这与我们的研究结果相符合。

4　讨论

4.1　海水 $\delta^{18}O$ 与盐度的关系

由海水盐度和 $\delta^{18}O$ 点聚图可以看出,调查期间楚科奇海海水盐度和 $\delta^{18}O$ 存在协变关系,当盐度升高时,海水 $\delta^{18}O$ 也升高(见图 4)。如果研究海域海水不存在结冰或融冰影响的话,则理论上水体的盐度和 $\delta^{18}O$ 都应该落在河水(River Runoff,包括降雨和陆地径流的贡献,缩写为 RR)和大西洋水(Atlantic Water,缩写为 AW)的混合线上。研究海域盐度和 $\delta^{18}O$ 的部分测值明显偏离该理论混合线,反映出冬季结冰过程和夏季融冰过程的影响(见图 4)。在结冰过程中,因氧同位素分馏很小,所形成海冰的 $\delta^{18}O$ 比原来水体的 $\delta^{18}O$ 高约 2.1‰[26],因而结冰过程所释放盐卤水的 $\delta^{18}O$ 与结冰前水体的 $\delta^{18}O$ 接近或稍低,但其盐度却因盐析效应明显增加,因此,受海冰形成影响的水体,其盐度、$\delta^{18}O$ 特征将落在理论混合线的下方。当融冰过程发生时,海冰融化水的 $\delta^{18}O$ 与水体的 $\delta^{18}O$ 接近或稍高,但其盐度明显较低(盐度为 0～12[27—28]),因而受海冰融化水影响的水体,其盐度、$\delta^{18}O$ 特征将落在理论混合线的上方。

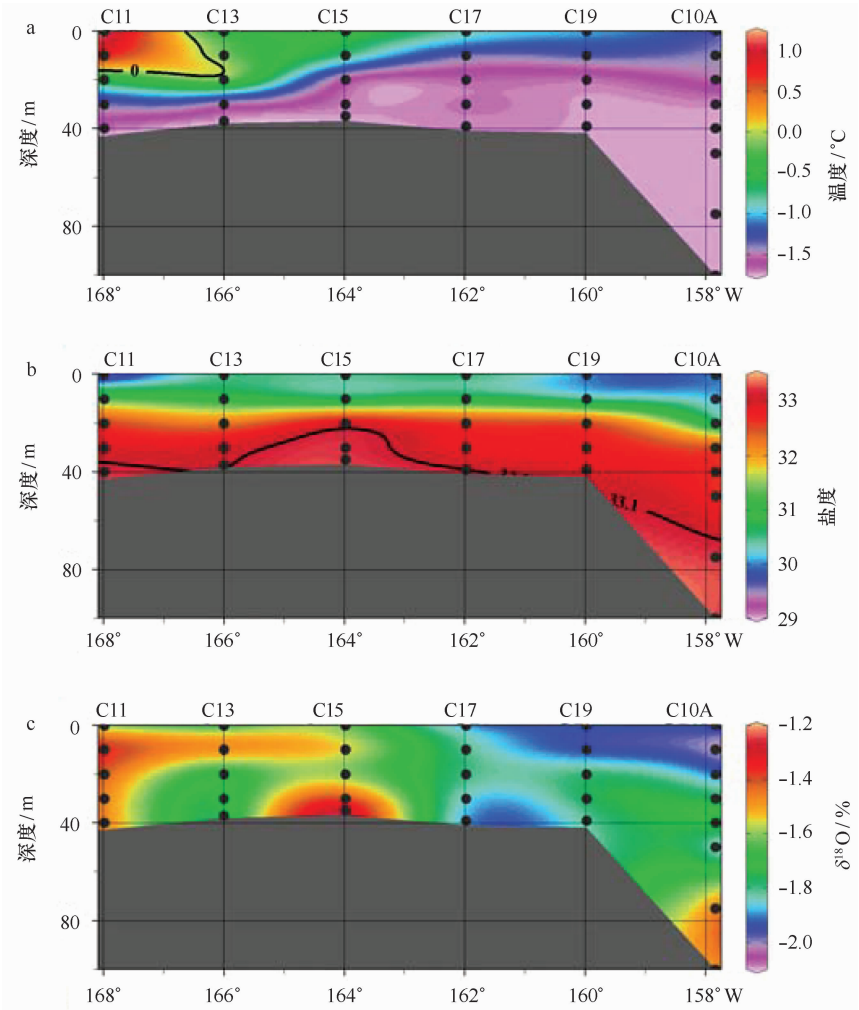


图 3 C11－C10A 断面温度(a)、盐度(b)和 $\delta^{18}O$(c)的分布

Fig. 3 Distributions of temperature (a), salinity (b) and seawater $\delta^{18}O$ (c) at Section C11－C10A

从楚科奇海 S－$\delta^{18}O$ 点聚图可以看出，0 m、10～20 m 层水体的 S、$\delta^{18}O$ 数值大多落在 AW 和 RR 混合线的上方，表明楚科奇海 20 m 以浅水体除受河水、大西洋水混合的影响外，尚受到海冰融化水的影响；10～20 m 层少量水体的 S、$\delta^{18}O$ 数值落在 AW 和 RR 混合线的下方，说明这些水体受到了冬季结冰所释放盐卤水的影响。30 m 及其以深水体的 S、$\delta^{18}O$ 数值分布在 AW 和 RR 混合线的上、下方两侧，说明楚科奇海 30 m 及其以深水体部分受到海冰融化水的影响，而部分受到冬季结冰所释放盐卤水的影响(见图 4)。由 S、$\delta^{18}O$ 偏离混合线的程度可以看出，0 m 层水体偏离程度最大，10～20 m 层水体次之，最后是 30 m 及其以深水体，说明 0 m 层的海冰融化水份额最高，接下来是 10～20 m 层水体，30 m 及其以深水体最低，因而海冰融化水的份额应随着水深的增加而降低。

4.2 河水份额和海冰融化水份额的计算

海水 $\delta^{18}O$ 主要受控于水团的来源区域以及不同水团之间的保守混合。在极地海域，河水的 $\delta^{18}O$ 要比海冰融化水、海水的数值低得多，因此通过盐度与 $\delta^{18}O$ 的结合，可以计算出海水中河水组分和海冰融化水组分的份额。Östlund 和 Hut[29] 首次运用该方法计算出弗拉姆海峡和欧亚海盆海水中河水组分和海冰融化水组分的份额。此后，许多海洋学家应用类似的方法研究了北冰洋不同区域的水团来源构成、海流运动路径等，涉及的海区包括波弗特海[26,28,30—31]、拉普捷夫海和东西伯利亚海[24—25,32—35]、欧亚海盆[36—40]、加拿大海盆[20,38,40—47]。

由于太平洋水体在 $\delta^{18}O$、S 点聚图中完全可视为大西洋水和河水线性混合的结果，因而不少研究均采用大西洋水作为海水端元的代表，由此得到的河水组

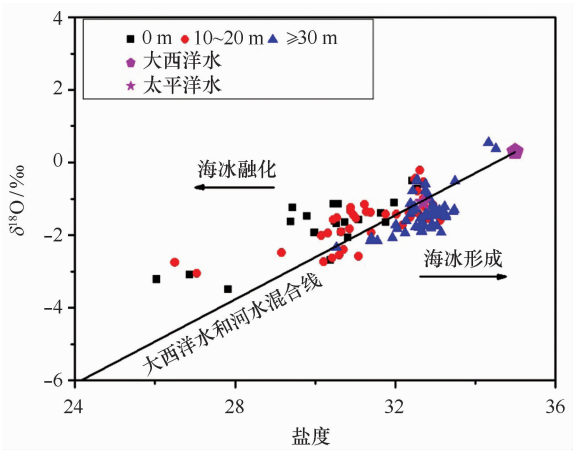


图 4　楚科奇海海水 $\delta^{18}O$ 与盐度的关系

Fig. 4　Relationship between salinity and $\delta^{18}O$ in the Chukchi Sea

大西洋水和河水混合线即大西洋水和河水端元特征值的连线;该图由 Origin 作图软件制成

The mixing line of Atlantic Water and river runoff is the connecting line of end-member of these two waters. This picture is con-structed by Origin software

分比例即是相对于大西洋水盐度而言的结果[26,41]。由 4.1 节所示的楚科奇海 S、$\delta^{18}O$ 点聚图也可以看出,楚科奇海的水体可以视作为大西洋水、河水和海冰融化水混合形成(图 4)。据此,可通过以下 3 组分质量平衡方程来确定河水和海冰融化水的份额:

$$f_S + f_R + f_I = 1, \tag{2}$$

$$f_S \times S_S + f_R \times S_R + f_I \times S_I = S_m, \tag{3}$$

$$f_S \times \delta^{18}O_S + f_R \times \delta^{18}O_R + f_I \times \delta^{18}O_I = \delta^{18}O_m, \tag{4}$$

式(2)、(3)和(4)中,下标 S,R,I,m 分别表示大西洋水端元(AW)、河水端元(RR)、海冰融化水端元(SIM)和样品实测值;f_S,f_R,f_I 分别代表大西洋水、河水和海冰融化水的份额。f_I 可正可负,正值时表示净的海冰融化,而负值时表示净的海冰形成。为了计算海水样品中各组分的比例,首先需要确定各端元水体进入北冰洋之前的 S 和 $\delta^{18}O$ 特征值。本研究所采纳的端元特征值见表 1,其选择依据详见 Tong 等[46]。

表 1　大西洋水、河水和海冰融化水 S、$\delta^{18}O$ 的特征值

Tab. 1　The characteristic values for three end members used for mass balance calculation

端元	$\delta^{18}O$/‰	S
大西洋水端元(AW)	0.3±0.1	35.00±0.05
河水端元(RR)	−20.0±2.0	0
海冰融化水端元(SIM)	−2.0±0.1	4.0±1.0

为了更直观地比较不同站位河水和海冰融化水的储量,更好地揭示河水和海冰融化水储量的空间变化,本研究利用梯形积分对每个站位各层次计算出的河水和海冰融化水份额进行深度积分,从而获得各站位河水组分和海冰融化水组分从表及底的积分高度(I_{fR} 和 I_{fI},单位均为 m),以此来协助描述楚科奇海河水和海冰融化水的空间变化。

4.3　河水组分的空间分布及其影响因素

4.3.1　R00−R17 断面

在 R00−R17 断面,河水组分份额 f_R 随着纬度的增加而增加,且 73°N 以南海域河水组分份额基本不随水深的变化而变化,而 73°N 以北海域河水组分份额则随着深度的增加而降低(见图 5a)。68°N 以南海域河水组分份额介于 1.9%～5.2%之间,平均为(3.7±0.9)%(n=11)。68°～73°N 海域河水组分份额有所增加,其变化范围为 5.1%～9.6%,平均值为(7.6±1.2)%(n=31)。73°N 以北海域 f_R 更高,其中混合层(0～50 m)f_R 的变化范围为 10.7%～16.1%,平均为(13.9±2.7)%(n=10);50～100 m 层 f_R 略有降低,变化范围为 8.7%～10.7%,平均值为(9.5±0.9)%(n=4),但仍高于其南部海域;位于最北部的 R15 和 R17 站 100 m 以深水体的 f_R 尽管比上层水体有所降低,但仍高于 3.6%。该断面河水组分份额由南向北的增加,特别是最北部区域河水组分的显著增加,说明除太平洋入流输入的河水外,可能还存在额外的河水来源,如北极陆地径流麦肯齐河或欧亚大陆河流等。

在 R00−R17 断面,河水组分积分高度 I_{fR} 也呈现由南向北的增加(见图 5b)。位于 73°N 以北的 R15、R17 站因河水组分份额较高,且水深较深,因而其河水组分积分高度(分别为 15.4 m 和 16.6 m)远远高于 73°N 以南站位(变化范围为 1.3～4.7 m,平均值为(2.9±0.7)m)。即使将该断面所有站位的积分深度统一取为 50 m,以消除积分深度变化的影响,R15 和 R17 站河水组分的积分高度仍分别高达 9.4 m 和 9.7 m。显然,R00−R17 断面 73°N 以北海域呈富含河水组分的特征,这可能与研究海域受顺时针波弗特流涡所形成的埃克曼辐聚作用有关,这种辐聚作用将来自欧亚大陆或北美大陆的河水组分聚集于研究断面北部海域。此前水文学的研究显示,大气气压场的变化会引起北冰洋表层海流的变化,进而将富含欧亚大陆河水信号的陆架水汇聚于马卡洛夫海盆和楚科奇海交界附近海域[45],这与本研究观察到的现象相符合。研究断面北部海域较高的河水份额也可

能是由波弗特流涡输送的麦肯齐河等北美河流的河水所致[28,48]。

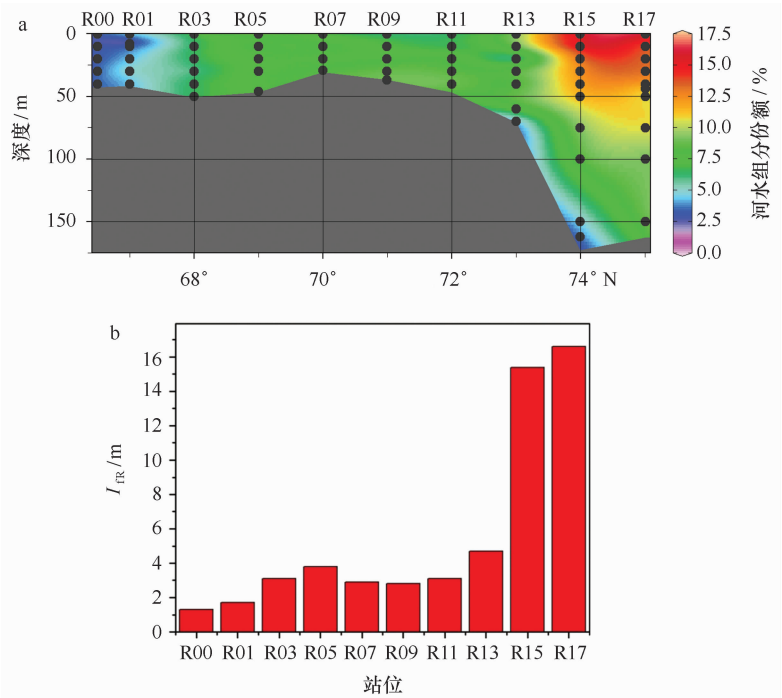


图 5 R00－R17 断面河水组分份额(a)和河水组分积分高度 I_{fR}(b)的分布

Fig. 5 Distributions of the fractions (a) and total amount (b) of the river runoff at Section R00－R17

4.3.2 C11－C10A 断面

在 C11－C10A 纬向断面，河水组分份额 f_R 大致以 162°W 为界呈现东西向的变化(见图 6a)。162°W 以西海域 f_R 相对较低，变化范围为 7.8%～10.8%，平均为(9.1±0.9)%(n=19)。162°W 以东海域 f_R 较高，变化范围为 9.1%～11.8%，平均值为(10.6±0.6)%(n=18)。该断面河水组分份额的东、西侧差异应与水团来源不同有关，162°W 以西海域的水体主要来自白令海陆架水，具有高盐、高 $\delta^{18}O$、低河水组分的特征，而 162°W 以东海域的水体则主要来自阿拉斯加沿岸流，具有低盐、低 $\delta^{18}O$、高河水组分的特征[10]。显然，在 71°N，阿拉斯加沿岸流的影响向西仅扩展至 162°W 附近，进一步佐证了阿拉斯加沿岸流在进入楚科奇海后，基本沿北美沿岸向北运移的特征[9—11,13,15]。

从 C11－C10A 断面河水组分积分高度的变化看，位于最东侧巴罗海谷附近海域的 C10A 站 I_{fR} 最高，达到了 10.2 m，这与其积分深度较大有关。其他站位 I_{fR} 明显要低得多(变化范围为 2.8～4.3 m，平均为(3.7±0.6)m，见图 6b)，其中 162°W 以东海域的 I_{fR} 稍高于 162°W 以西海域，同样说明断面东侧受到高含量河水组分的阿拉斯加沿岸流的影响。

4.3.3 河水组分空间变化的影响因素

2008 年夏季期间，楚科奇海所有站位河水组分积分高度 I_{fR} 的变化范围为 1.3～16.6 m，平均值为(4.8±4.0)m(n=22)，它们呈现出东高西低、北高南低的特征(见图 7)。东高西低的形成显然与东侧受阿拉斯加沿岸流、西侧受白令海陆架水的影响有关[10,15]，而北高南低分布格局的形成一方面与积分深度的南北向差异有关，另一方面则与波弗特流涡的埃克曼辐聚作用有关[49—51]。

4.4 海冰融化水的空间分布及其影响因素

4.4.1 R00－R17 断面

在 R00－R17 断面，68°N 以南海域海冰融化水份额 f_I 基本上不随着深度的变化而变化，其变化范围为 1.4%～5.5%，平均为(3.7±1.5)%(n=11)；而在68°N 以北海域，f_I 随着深度的增加而降低，且 0～10 m 层的 f_I 随着纬度的增加而增加(见图 8a)，其变化范围为 0.2%～12.0%，平均值为(5.2±2.0)%(n=16)；30 m 以深水体 f_I 均为负值，变化范围为－4.7%～－0.3%，平均值为(－2.0±0.3)%(n=24)，说明 68°N 以北海域 30 m 以深水体含有冬季海冰形成时释放的盐卤水。

R00－R17 断面水柱中海冰融化水积分高度的变化范围为－3.2～1.7m，平均值为(－0.2±1.7)m

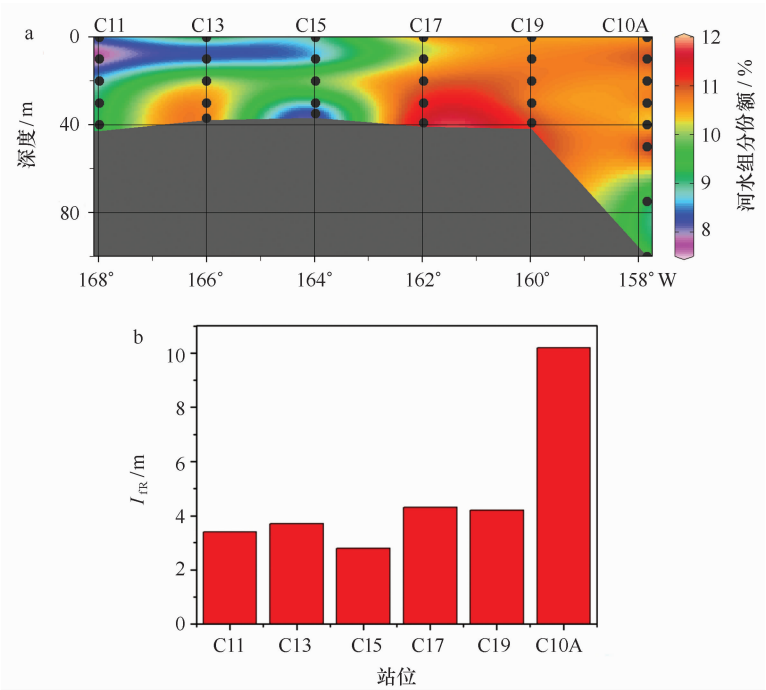


图 6　C11－C10A 断面河水组分份额(a)和积分高度(b)的分布

Fig. 6　Distributions of the fractions (a) and total amount (b) of the river runoff at Section C11－C10A

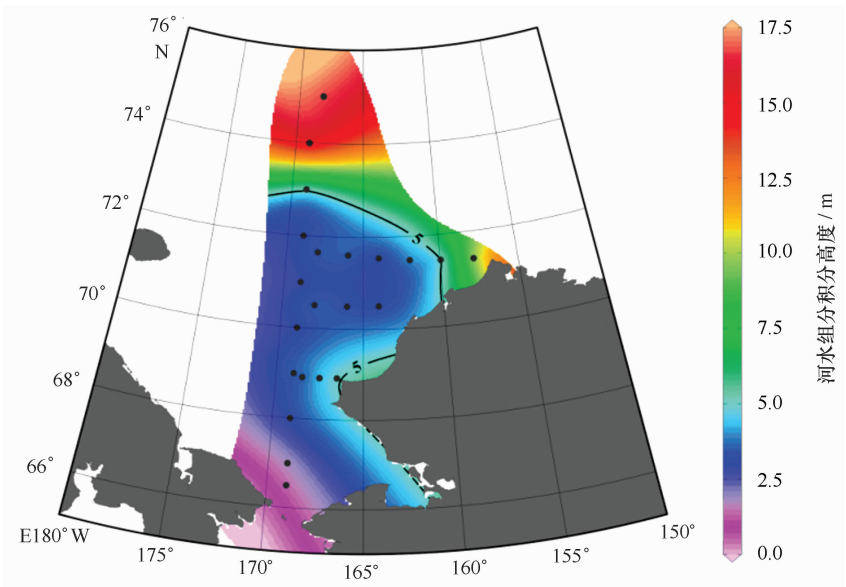


图 7　楚科奇海河水组分积分高度 I_{fR} 的分布

Fig. 7　The distribution of total amount of river runoff in the Chukchi Sea

(n=10)(见图 8b)。68°N 以南海域,海冰融化水的积分高度较大,R00 和 R01 站分别为 1.7 m 和 1.1 m,这可能与该区域海冰较早融化有关。在 68°～73°N 之间的海域,除 R07 站外,其余站位 0～10 m 层海冰融化水的信号与 10 m 以深海冰形成所释放盐卤水的信号大致相当,由此导致净海冰融化水积分高度较小。R07 站位于赫雷德浅滩上,水深较浅,且该站位 10 m 以深水体海冰形成所释放盐卤水的信号较弱,因而其海冰融化水积分高度相对较大,为 0.8 m。在 73°N 以北海域,尽管 0～20 m 层水体中含有较强的

海冰融化水信号，但 20 m 以深水体含有的海冰形成时所释放的盐卤水信号较强，表现为海冰的净形成（R15 和 R17 站分别为－3.2 m 和－2.4 m）。

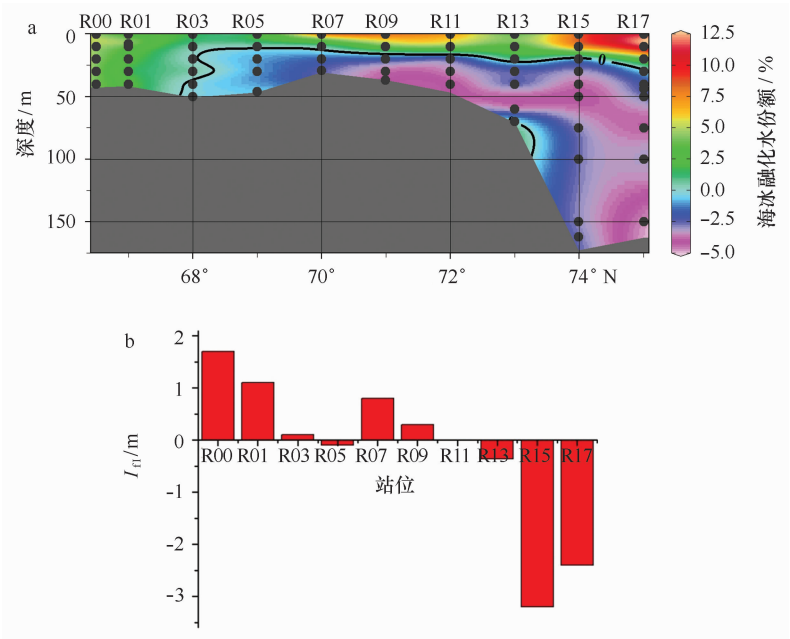


图 8 R00－R17 断面海冰融化水份额(a)和积分高度(b)的分布

Fig. 8 Distributions of the fractions (a) and total amount (b) of the sea-ice melted water at Section R00－R17

4.4.2 C11－C10A 断面

C11－C10A 断面海冰融化水份额 f_1 随着水深的增加而降低，其中 0～10 m 层 f_1 较高，变化范围为 1.8%～8.5%，平均值为(3.9±1.7)%(n=12)；20 m 以深水体 f_1 急剧降低至小于 0%，变化范围为－7.3%～－2.0%，平均值为(－4.3±1.9)%(n=20)(见图 9a)。上述分布表明，该断面海冰融化水的穿透深度小于 20 m，且 20 m 以深水体含有大量冬季结冰释放的盐卤水。

C11－C10A 断面海冰融化水积分高度 I_{fi} 变化较小，介于－2.8～0.2 m 之间，平均为(－0.8±1.1)m(见图 9b)。在所有站位中，仅 C15 表现出海冰的净融化(I_{fi} 为正值，即 0.2 m)，其他站位均表现为海冰的净形成(I_{fi} 为负值)。

4.4.3 海冰融化水空间变化的影响因素

楚科奇海海冰融化水积分高度的变化范围为－3.2～1.7 m，平均值为(－0.3±1.2)m(n=22)。其空间分布呈现东低西高、南强北弱的特点(见图 10)，与河水组分积分高度的空间分布刚好相反。在 R00－R17 断面，0～10 m 层海冰融化水份额随着纬度的增加而增加，而在 C11－C10A 断面，0～10 m 层海冰融化水份额由西向东略有降低，这些均表明楚科奇海 10 m 以浅水层含有大量的海冰融化水。对于 20 m 以深水体而言，海冰融化水份额的负值信号往北和往东更强，表明楚科奇海北部和东部海域受冬季结冰所释放的盐卤水残留影响更为明显。由于海冰融化水积分高度体现的是水柱积分的总结果，因而海冰融化水积分高度展现出向东和向北降低的趋势。这一空间变化的形成可能与研究海域海流运动路径有关。2007 年夏季，北冰洋海冰大幅度消退[52]，夏季开阔海域面积增加，由此促进了秋、冬季海冰的形成。楚科奇海冬季风的风向为自北向南，不利于太平洋水进入楚科奇海[3,11]，由此导致 2007 年秋冬季和 2008 年春季楚科奇海储存了大量海冰形成时释放的盐卤水。随着风向和风力的变化，太平洋入流的强度也随之发生变化。5－8 月间，输入楚科奇海的太平洋入流随时间呈增强态势，且进入楚科奇海后受泰勒柱效应的影响，海流向左偏移[3,10]，由此导致楚科奇海北部和东部海域在夏季保留了更多海冰形成时所释放的盐卤水信号，也就形成了海冰融化水积分高度东低西高、南强北弱的特征。

5 结论

通过实测海水氧同位素组成，运用3组分的S、

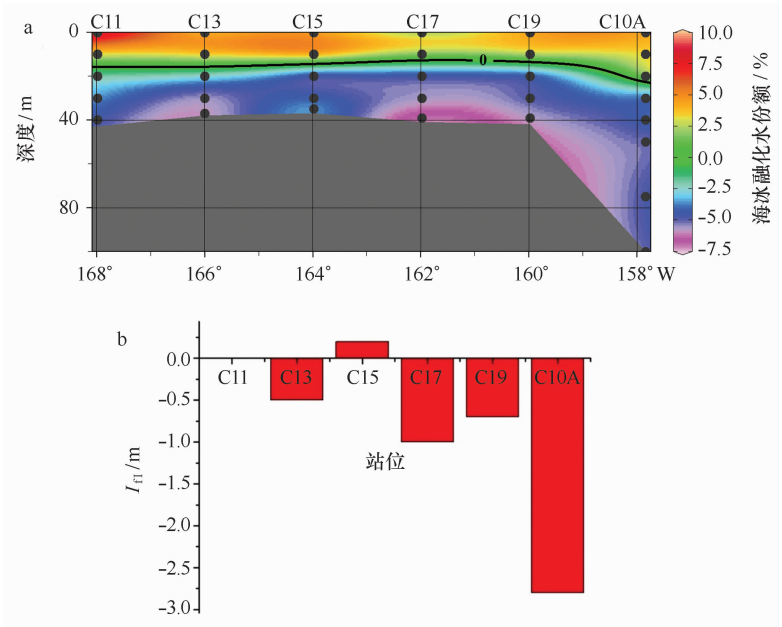


图 9　C11—C10A 断面海冰融化水份额(a)和积分高度(b)的分布

Fig. 9　Distributions of the fractions (a) and total amount (b) of the sea-ice melted water at section C11—C10A

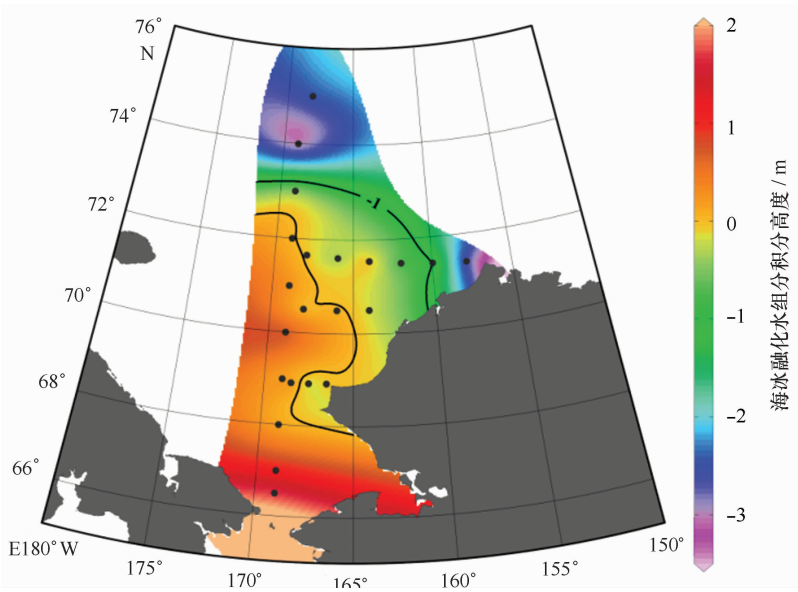


图 10　楚科奇海海冰融化水组分积分高度的分布

Fig. 10　The distribution of total amount of sea-ice melted water in the Chukchi Sea

$\delta^{18}O$ 质量平衡关系,揭示出 2008 年夏季期间楚科奇海河水组分和海冰融化水组分的含量、分布及其影响因素。楚科奇海河水组分份额和积分高度均呈现东高西低、北强南弱的特征,东高西低的形成与研究海域东侧受富含河水组分的阿拉斯加沿岸流、西侧受低河水组分白令海陆架水的影响有关;北高南低的形成则可能与波弗特流涡的埃克曼辐聚作用有关。与河水组分相反,海冰融化水组分的份额和积分高度呈现东低西高、南强北弱的特征,反映出太平洋入流输入强度的时间变化及输入路径变化的影响。

参考文献：

[1] Coachman L K,Aagaard K. On the water exchange through Bering Strait[J]. Limnology and Oceanography,1966,11(1): 44－59.

[2] Stigebrandt A. The north Pacific: a global-scale estuary[J]. Journal of Physical Oceanography,1984,14(2): 464－470.

[3] 赵进平,朱大勇,史久新. 楚科奇海海冰周年变化特征及其主要关联因素[J]. 海洋科学进展,2003,21(2): 123－131.

[4] Peter Jones E,Anderson L G,Swift J H. Distribution of Atlantic and Pacific waters in the upper Arctic Ocean: Implications for circulation[J]. Geophys Res Lett,1998,25(6): 765－768.

[5] Weingartner T J,Cavalieri D J,Aagaard K,et al. Circulation,dense water formation,and outflow on the northeast Chukchi shelf[J]. J Geophys Res-Oceans,1998,103(C4): 7647－7661.

[6] Peter Jones E. Circulation in the arctic ocean[J]. Polar Research,2001,20(2): 139－146.

[7] Jones E,Swift J H,Anderson L G,et al. Tracing Pacific water in the North Atlantic Ocean[J]. J Geophys Res-Oceans,2003,108,doi: 10.1029/2001JC001141.

[8] Steele M,Morison J,Ermold W,et al. Circulation of summer Pacific halocline water in the Arctic Ocean[J]. J Geophys Res-Oceans,2004,109,doi: 10.1029/2003jc002009.

[9] Winsor P,Chapman D C. Pathways of Pacific water across the Chukchi Sea: a numerical model study[J]. J Geophys Res-Oceans,2004,109,doi: 10.1029/2003jc001962.

[10] Weingartner T,Aagaard K,Woodgate R,et al. Circulation on the north central Chukchi Sea shelf[J]. Deep-Sea Research Part Ⅱ: Topical Studies in Oceanography,2005,52(24/26): 3150－3174.

[11] Woodgate R A,Aagaard K,Weingartner T J. A year in the physical oceanography of the Chukchi Sea: moored measurements from autumn 1990－1991[J]. Deep-Sea Research Part Ⅱ: Topical Studies in Oceanography,2005,52(24/26): 3116－3149.

[12] Spall M A. Circulation and water mass transformation in a model of the Chukchi Sea[J]. J Geophys Res-Oceans,2007,112,doi: 10. 1029/2005JC003364.

[13] Panteleev G,Nechaev D A,Proshutinsky A,et al. Reconstruction and analysis of the Chukchi Sea circulation in 1990－1991[J]. J Geophys Res-Oceans,2010,115,doi: 10. 1029/2009jc005453.

[14] Pickart R S,Pratt L J,Torres D J,et al. Evolution and dynamics of the flow through Herald Canyon in the western Chukchi Sea[J]. Deep-Sea Research Part Ⅱ: Topical Studies in Oceanography,2010,57(1/2): 5－26.

[15] Itoh M,Nishino S,Kawaguchi Y,et al. Barrow canyon volume,heat,and freshwater fluxes revealed by long-term mooring observations between 2000 and 2008[J]. J Geophys Res-Oceans,2013,118(9): 4363－4379.

[16] Shirasawa K,Eicken H,Tateyama K,et al. Sea-ice-thickness variability in the Chukchi Sea,spring and summer 2002－2004[J]. Deep-Sea Research Part Ⅱ: Topical Studies in Oceanography,2009,56(17): 1182－1200.

[17] 朱大勇,赵进平,史久新. 北极楚科奇海海冰面积多年变化的研究[J]. 海洋学报,2007,29(2): 25－33.

[18] 赵进平,史久新,金明明,等. 楚科奇海融冰过程中的海水结构研究[J]. 地球科学进展,2010,25(2): 154－162.

[19] Cooper L W,Whitledge T E,Grebmeier J M,et al. The nutrient,salinity,and stable oxygen isotope composition of Bering and Chukchi Seas waters in and near the Bering Strait[J]. J Geophys Res-Oceans,1997,102(C6): 12563－12573.

[20] Chen M,Huang Y P,Jin M M,et al. The sources of the upper and lower halocline water in the Canada Basin derived from isotopic tracers[J]. Science in China Series D: Earth Sciences,2003,46(6): 625－639.

[21] 陈敏,李艳平,邱雨生,等. 白令海峡水团来源的镭同位素示踪[J]. 海洋学报,2011,33(2): 69－76.

[22] Chen M,Ma Q,Guo L D,et al. Importance of lateral transport processes to ^{210}Pb budget in the eastern Chukchi Sea during summer 2003[J]. Deep-Sea Research Ⅱ,2012:81－84,53－62.

[23] Bourg C,Stievenard M,Jouzel J. Hydrogen and oxygen isotopic composition of aqueous salt solutions by gas-water equilibration method[J]. Chem Geol,2001,173(4): 331－337.

[24] Bauch D,Hölemann J,Willmes S,et al. Changes in distribution of brine waters on the Laptev Sea shelf in 2007[J]. J Geophys Res-Oceans,2010,115,doi: 10. 1029/2010JC006249.

[25] Bauch D,Gröger M,Dmitrenko I,et al. Atmospheric controlled freshwater release at the Laptev Sea continental margin[J]. Polar Research,2011,30,doi: 10. 3402/polar. v30i0. 5858.

[26] Melling H,Moore R M. Modification of halocline source waters during freezing on the Beaufort Sea shelf: evidence from oxygen isotopes and dissolved nutrients[J]. Continental Shelf Research,1995,15(1): 89－113.

[27] Macdonald R W,Carmack E C,Paton D W. Using the δ^{18}O composition in landfast ice as a record of arctic estuarine processes[J]. Mar Chem,1999,65(1/2): 3－24.

[28] Macdonald R W,Mclaughlin F A,Carmack E C. Fresh water and its sources during the SHEBA drift in the Canada Basin of the Arctic Ocean[J]. Deep-Sea Research Part Ⅰ: Oceanographic Research Papers,2002,49(10): 1769－1785.

[29] Östlund H G, Hut G. Arctic Ocean water mass balance from isotope data[J]. J Geophys Res-Oceans, 1984, 89(C4): 6373－6382.

[30] Macdonald R, Carmack E. The role of large scale under ice topography in separating estuary and ocean on an arctic shelf[J]. Atmosphere-Ocean, 1991, 29(1): 37－53.

[31] Macdonald R W, Paton D W, Carmack E C, et al. The freshwater budget and under-ice spreading of Mackenzie River water in the Canadian Beaufort Sea based on salinity and $^{18}O/^{16}O$ measurements in water and ice[J]. J Geophys Res-Oceans, 1995, 100(C1): 895－919.

[32] Bauch D, Dmitrenko I A, Wegner C, et al. Exchange of Laptev Sea and Arctic Ocean halocline waters in response to atmospheric forcing[J]. J Geophys Res-Oceans, 2009, 114, doi: 10.1029/2008jc005062.

[33] Bauch D, Van der Loeff M R, Andersen N, et al. Origin of freshwater and polynya water in the Arctic Ocean halocline in summer 2007[J]. Progress in Oceanography, 2011, 91(4): 482－495.

[34] Bauch D, Hölemann J A, Dmitrenko I A, et al. Impact of Siberian coastal polynyas on shelf-derived Arctic Ocean halocline waters[J]. J Geophys Res-Oceans, 2012, 117, doi: 10. 1029/2011jc007282.

[35] Bauch D, Hölemann J A, nikulina A, et al. Correlation of river water and local sea-ice melting on the Laptev Sea shelf (Siberian Arctic)[J]. J Geophys Res-Oceans, 2013, 118(1): 550－561.

[36] Schlosser P, Bauch D, Fairbanks R, et al. Arctic river-runoff: mean residence time on the shelves and in the halocline[J]. Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 1994, 41(7): 1053－1068.

[37] Bauch D, Schlosser P, Fairbanks R G. Freshwater balance and the sources of deep and bottom waters in the Arctic Ocean inferred from the distribution of $H_2^{18}O$[J]. Progress in Oceanography, 1995, 35(1): 53－80.

[38] Ekwurzel B, Schlosser P, Mortlock R A, et al. River runoff, sea ice meltwater, and Pacific water distribution and mean residence times in the Arctic Ocean[J]. J Geophys Res-Oceans, 2001, 106(C5): 9075－9092.

[39] Anderson L G, Andersson P S, Björk G, et al. Source and formation of the upper halocline of the Arctic Ocean[J]. J Geophys Res-Oceans, 2013, 118(1): 410－421.

[40] Newton R, Schlosser P, Mortlock R, et al. Canadian Basin freshwater sources and changes: results from the 2005 Arctic Ocean Section[J]. J Geophys Res-Oceans, 2013, 118(4): 2133－2154.

[41] Yamamoto-Kawai M, Tanaka N, Pivovarov S. Freshwater and brine behaviors in the Arctic Ocean deduced from historical data of $\delta^{18}O$ and alkalinity (1929－2002AD)[J]. J Geophys Res-Oceans, 2005, 110, doi: 10.1029/2004JC002793.

[42] Yamamoto-Kawai M, Mclaughlin F A, Carmack E C, et al. Freshwater budget of the Canada Basin, Arctic Ocean, from salinity, delta O－18, and nutrients[J]. J Geophys Res-Oceans, 2008, 113, doi: 10.1029/2006JC003858.

[43] Chen M, Xing N, Huang Y P, et al. The mean residence time of river water in the Canada Basin[J]. Chinese Science Bulletin, 2008, 53(5): 777－783.

[44] Yamamoto-Kawai M, Mclaughlin F A, Carmack E C, et al. Surface freshening of the Canada Basin, 2003－2007: river runoff versus sea ice meltwater[J]. J Geophys Res-Oceans, 2009, 114, doi: 10.1029/2008JC005000.

[45] Morison J, Kwok R, Peralta-Ferriz C, et al. Changing Arctic Ocean freshwater pathways[J]. Nature, 2012, 481(7379): 66－70.

[46] Tong J L, Chen M, Qiu Y S, et al. Contrasting patterns of river runoff and sea-ice melted water in the Canada Basin[J]. Acta Oceanologica Sinica, 2014, 33(6): 46－52.

[47] Pan H, Chen M, Tong J L, et al. Variation of freshwater components in the Canada Basin during 1967－2010[J]. Acta Oceanologica Sinica, 2014, 33(6): 40－45.

[48] Guay C K H, Mclaughlin F A, Yamamoto-Kawai M. Differentiating fluvial components of upper Canada Basin waters on the basis of measurements of dissolved barium combined with other physical and chemical tracers[J]. J Geophys Res-Oceans, 2009, 114, doi: 10.1029/2008jc005099.

[49] Carmack E, Mclaughlin F, Yamamoto-Kawai M, et al. Freshwater storage in the northern ocean and the special role of the Beaufort gyre[C]// Dickson R R, Meincke J, Rhines P. Arctic-subarctic Ocean Fluxes. Netherlands: Springer, 2008: 145－169.

[50] Proshutinsky A, Bourke R H, Mclaughlin F A. The role of the Beaufort Gyre in Arctic climate variability: seasonal to decadal climate scales[J]. Geophys Res Lett, 2002, 29(23): 15-1－15-4.

[51] Proshutinsky A, Krishfield R, Timmermans M L, et al. Beaufort Gyre freshwater reservoir: state and variability from observations[J]. J Geophys Res-Oceans, 2009, 114, doi: 10.1029/2008JC005104.

[52] Comiso J C, Parkinson C L, Gersten R, et al. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover[J]. Geophys Res Lett, 2008, 35, doi: 10.1029/2007gl031972.

Distribution of river water and sea-ice melted water in Chukchi Sea in summer

Tong Jinlu[1], Chen Min[1,2], Pan Hong[1], Yang Weifeng[1,2], Zhang Run[1], Zheng Minfang[1], Qiu Yusheng[1,2]

(1. *College of Ocean and Earth Sciences, Xiamen University, Xiamen* 361005, *China*; 2. *State Key Laboratory of Marine Environmental Science, Xiamen* 361005, *China*)

Abstract: On the basis of the measured oxygen isotopic composition of seawater, the S and $\delta^{18}O$ mass balance was employed to determine the fraction of river water and sea-ice melted water in Chukchi Sea in summer 2008. The spatial patterns of river water and sea-ice melted water were revealed and the affecting factors were disccussed. The fractions of river water decreased with the increasing depth, with a range from 1.9% to 18.4%. The integrated heights of river water (I_{fR}) were 1.3～16.6 m, with an average of (4.8±4.0)m. I_{fR} showed a spatial characteristic with high values in the east and north and low values in the west and south. This spatial variation of river water was ascribed to the difference amount of river water carried by the Pacific inflows (e.g., high river water components in the Alaska Current Water and low river water components in the Bering Shelf water), the pathway of the Pacific inflows and the Ekman pumping of Beaufort Gyre. The fractions of sea-ice melted water decreased dramaticly with the increasing depth. A negative value was observed at depth of about 20 m to 30 m. The integrated heights of sea-ice melted water (I_{fI}) were from −3.2 m to 1.7 m, with an average of (0.3±1.2)m. I_{fI} was higher in the west and south, but lower in the east and north. The spatial variation of sea-ice melted water was attributed to the strength and time of the Pacific inflows, as well as the topographically impact which diverted the Pacific inflow westward.

Key words: river water; sea-ice melted water; ^{18}O; Chukchi Sea