

南太平洋副热带环流区次表层叶绿素极大值的季节变化特征^①

邢小罡^{②*} 赵冬至^{③**} 王林^{**} 樊伟^{***}

(* 中国海洋大学物理海洋重点实验室 青岛 266003)

(** 国家海洋环境监测中心遥感室 大连 116023)

(*** 中国科学院海洋研究所海洋环流与波动重点实验室 青岛 266071)

摘要 首次通过 2008 年 12 月 - 2010 年 3 月在南太平洋副热带环流区(复活节岛外海)投放的一台 Bio-Argo 浮标的观测数据,分析与研究了该海区叶绿素 a 垂向分布的季节变化规律。研究表明,作为典型的贫营养水体,南太平洋环流区表层叶绿素 a 浓度仅为 0.02mg m^{-3} ,次表层叶绿素极大值(SCM)仅为 0.15mg m^{-3} 左右。SCM 出现在 180m 深处,而次表层生物量极大值(SBM)的深度约 50m。此外,SCM 的深度存在季节特征,冬深(150m)夏深(200m),位于真光层之下约 30m。虽然 SCM 的深度在 6 月达到最浅,但 SCM 层的厚度和强度在 7 月才降至最低,这可能是由于混合层在 6 月时仍然持续加深导致的。通过估算日光合有效辐照度(PAR)的垂向分布发现,SCM 大约位于 0.2% 光强深度处,跟随等光照线($\text{PAR} = 0.08 \text{ mol quanta m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)而发生季节波动,经分析,这主要是由于 Chl a:C 值随光强变化而导致的。

关键词 Bio-Argo 浮标,南太平洋副热带环流区,次表层叶绿素极大值(SCM),次表层生物量极大值(SBM),光合有效辐照度(PAR)

0 引言

次表层叶绿素极大值(subsurface chlorophyll maximum, SCM),或称为深层叶绿素极大值(deep chlorophyll maximum, DCM)的形成,是自然水体中叶绿素 a 浓度垂向分布的一种常见现象^[1]。在弱混合的分层(stratified)水体中,由于物理与生物的耦合作用,表层和底层的叶绿素 a 浓度较低,其最大值一般出现在真光层底部附近,称为 SCM。本研究利用 Bio-Argo 浮标数据研究了南太平洋副热带环流区的叶绿素次表层极大值(SCM)的季节变化规律,并发现了 SCM 的深度随光照强度变化的光驱动特征,该研究可为探索海洋尤其是贫营养海区的叶绿素次表层最大值的形成机制提供参考。

1 相关工作

对 SCM 的研究至少可以追溯到上世纪 60 年代。1965 年, Yentsch^[2] 细致描述并分析了印度洋叶绿素 a 浓度的垂向分布特征,并推测 SCM 可能是一个全球海洋生物的普遍现象;1966 年, Lorenzen^[3] 提出了现场快速估算叶绿素 a 浓度的荧光法,大大提高了叶绿素 a 浓度的现场观测能力与垂向分辨率。利用荧光法测量的叶绿素 a 浓度剖面,海洋生物学家陆续在其他海区也发现了 SCM 的存在^[4-7]。1982 年, Cullen^[1] 对 SCM 产生机理进行了细致的分析与全面的总结。1983 年, Lewis 等^[8] 首次通过一个高斯函数对层化水体叶绿素 a 浓度的垂向分布进行简单的数学描述,其中 SCM 的强度和深度都通过参数化的方法确定。这种参数化描述叶绿素 a 垂向分布(包括 SCM 的强度和深度)的方法一直被沿用和发

① 国家自然科学基金(41206028),中国博士后科学基金(2012M511065),国家自然科学基金创新群体项目(41121064)及海洋公益性行业科研专项(201005030)资助项目。

② 男,1982 年生,讲师,博士;研究方向:海洋光学,水色遥感,海洋生物地球化学;E-mail: xing@ouc.edu.cn.

③ 通讯作者;E-mail: dzzhao@nmemc.gov.cn

(收稿日期:2012-10-15)

展至今^[9-12]。虽然这种数学描述方法非常简单,但由于过分依赖于回归函数和统计分析,而缺乏相关的浮游植物生态学与生理学解释。

从浮游植物生理学角度来看,SCM 的形成机制和主要影响因素包括光照、垂直混合(营养盐输送)、浮游植物沉降等^[13]。其中,SCM 的深度随光照和营养盐的变化一直是相关研究的热点,且目前仍然存在一定的争论。2002 年, Tett 等^[14]基于理论与现场数据提出 SCM 的深度应出现在营养跃层内,而在补偿深度之上。Fennel 和 Boss^[15]通过对现场数据和生态模型的研究,认为浮游植物的生物量最大值(subsurface biomass maximum, SBM)应处于补偿深度处,而由于浮游植物的光适应性不同,SCM 与 SBM 分离,因此 SCM 应出现在补偿深度之下。Letelier 等^[16]在北太平洋的观测数据发现,SCM 的深度随日光照强度的变化而移动且与某一等光照线(isolume)的深度基本一致,并与营养盐跃层深度一致。倪晓波和黄大吉^[17]提出,在光足够时是营养盐决定了浮游植物的生长,SCM 的深度与营养盐跃层一致;如果真光层底部与营养盐跃层较近,则 SCM 又常常出现在真光层底部。

虽然自 20 世纪 40 年代至今,人们已积累了大量的 SCM 观测资料,对 SCM 的特征也有了一定的了解,但目前的观测数据大都局限于靠近人类活动大陆的水体。在全球大洋中,SCM 的深度一般为 80~130m,最深的位置出现在副热带环流区^[13]。副热带反气旋环流区被称为“海洋沙漠”或“蓝洞”(由于生物量少因而海水比其他海域更蓝),是全球大洋中超贫营养(ultra-oligotrophic)的水体^[18]。其中,南太平环流区(复活节岛外海)则被称为全球最清洁的水体,其表层叶绿素 a 浓度全球最低(可达 0.02mg m^{-3}),而 SCM 的深度则达到全球最深(150~200m)^[19]。然而,由于其远离大陆,该海域的观测数据以及相关研究都非常匮乏,仅依赖于少量的船载航次^[20],数据量不仅稀少,也无法获得叶绿素 a 浓度剖面连续动态的变化规律,因而目前人们对该海区 SCM 的季节变化特征知之甚少。

生物光学浮标(Bio-Argo)的出现为目前的海洋生物光学与生物地球化学现场观测带来了革命性的技术飞跃。它可以在远离大陆的大洋水体中进行高频率的连续自动观测,覆盖从昼夜、到季节以至年际的连续时间尺度,具有独一无二的高垂向分辨率的连续观测能力,解决了传统走航观测数据长期存在的采样过疏与时空分辨率不足的问题^[21]。2008 年

12 月,法国滨海自由城海洋学实验室在南太平洋环流区同一海域同时投放了两台 Bio-Argo 浮标,其中“PAC_SO_B04”浮标观测时间稍长(至 2010 年 3 月)^[22]。本研究利用“PAC_SO_B04”浮标的观测数据深入研究该海叶绿素 a 浓度剖面的季节变化特征,特别是次表层极大值 SCM 的深度、强度和厚度的变化规律。

2 材料与方法

2.1 Bio-Argo 浮标数据

图 1 显示了“PAC_SO_B04”浮标的运行轨迹,该浮标于 2008 年 12 月 3 日投放到复活节岛以西外海(109.9°W 、 27.2°S),随一个中尺度涡漂流,向西北方向运动,最远到达 116.3°W 、 24.5°S ,最后一次的观测位置在 114.2°W 、 25.0°S 。在长达 15 个月的运行时间内,共观测了 50 组 0~1000m 物理参数剖面(温度、盐度)和 142 组 0~350m 生物光学参数剖面(叶绿素 a 浓度、黄色物质荧光、532nm 后向散射系数、660nm 光束衰减系数、412nm、490nm 和 555nm 下行辐照度),除开始几次外,其余大部分生物光学参数观测按照“昼夜模式”(在日出、正午和日落 3 次观测)运行,每 10 天观测一次。本文所使用的生物光学参数(叶绿素 a 浓度、660nm 光束衰减系数)均取正午观测值。

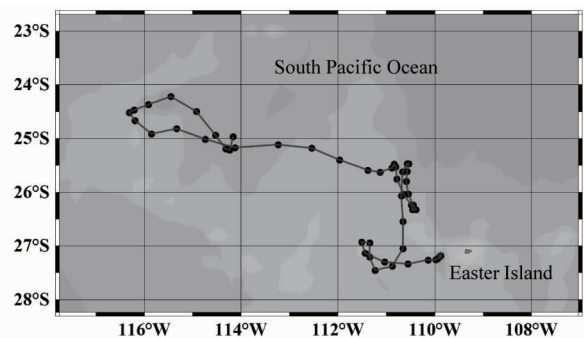


图 1 “PAC_SO_B04”浮标在南太平洋副热带环流区(复活节岛附近)运行轨迹和观测位置

邢小罡等^[22]已详细介绍了 Bio-Argo 浮标的结构设计、观测数据、工作模式、传输通讯、以及数据质量控制等各方面的情况,这里仅对本研究所需要生物光学参数及其处理方法做一简要介绍。叶绿素 a 浓度数据通过美国 Wetlabs 公司生产的荧光计观测,光束衰减系数由同一公司生产的 C-Rover 透射计测量。叶绿素 a 浓度的数据处理根据 Xing 等^[23]

提出的协同处理 (combined treatment) 方法, 通过 490nm 下行辐照度 ($E_d(490)$), 单位 $W/m^2 \cdot nm$ 剖面校正为叶绿素 a 浓度 ($[Chla]$, 单位 mg/m^3)。

660nm 光束衰减系数 ($c(660)$), 单位 m^{-1} 首先经过偏移校正 (offset correction), 偏移量取为每次剖面观测的最小值 (一般出现在 300 ~ 350m)。这里假设深水处已不存在生物活动, 衰减系数仅由海水决定, 通过偏移校正——所有剖面观测值减去偏移量——不仅可以减掉海水的衰减系数 (常数), 也可以用于去除 (由于颗粒物沉降在传感器表面而产生的) 仪器误差, 并得到颗粒物衰减系数 ($c_p(660)$), 单位 m^{-1})。 $c_p(660)$ 通常作为颗粒有机碳 (Particulate Organic Carbon, POC) 的指示剂^[24], 已广泛应用于现场观测中^[25-27], 这也是 Bio-Argo 浮标上装载透射计的设计初衷——用以观测 POC 浓度。考虑到 $c_p(660)$ 与 POC 的线性关系在各海区存在差异^[28], 本文选取 Stramski 等利用南太平洋与东大西洋数据获得的回归参数 $458.3^{[29]}$, 即

$$POC = 458.3 c_p(660) \quad (1)$$

2.2 MODIS 遥感数据

与浮标同步观测的海表面日有效光合辐照度 (photosynthetically available radiance, PAR, 单位 $mol\ quanta\ m^{-2}\ d^{-1}$) 来自于美国 NASA 提供的 Aqua 卫星中分辨率成像光谱仪 (MODIS) 遥感观测的 8 天平均 PAR 数据, 分辨率 $9km \times 9km$ 。同步卫星数据选择为浮标观测时所在位置 $\pm 0.1^\circ$ 区间内所有卫星观测值 (一般 4 ~ 9 个) 的平均值。为区分后面需要估算的剖面光照强度 $PAR(z)$, 这里卫星数据写为 $PAR(0)$, 表明是海表面 (刚好处于水面之下) 的数值。

2.3 WOA09 气候态数据

由于目前 Bio-Argo 浮标上尚未搭载营养盐传感器, 本研究选取美国 NOAA 提供的世界海洋图集 (World Ocean Atlas 2009, WOA09) 中的温度、盐度和硝酸盐 (Nitrate, NO_3^-) 浓度的月平均数据^[30], 分辨率 $1^\circ \times 1^\circ$, 0 ~ 300m 深度内共分 12 层, 分别为 0m、10m、20m、30m、50m、75m、100m、125m、150m、200m、250m 和 300m。选取海域为 $109.5^\circ - 114.5^\circ W$ 、 $24.5^\circ - 27.5^\circ S$, 该范围覆盖了浮标所观测的海区。

2.4 其他导出数据

SCM 现象的描述通常用次表层叶绿素极大值层 (subsurface chlorophyll maximum layer, SCML) 的深度、厚度和强度这三个特征因子来描述^[13]。SC-

ML 的深度定义为叶绿素 a 浓度最大值 SCM 所在的深度, 记为 z_{SCM} 。SCML 的厚度可以用来度量 SCM 发生的范围, 迄今为止, 这一范围的界定还没有统一的标准, 最简单的定义是位于 SCM 的深度两侧、叶绿素 a 浓度相同的两个深度之间的距离。本文选择两种厚度定义, 一为 SCM 深度两侧叶绿素 a 浓度等于 $0.05\ mg\ m^{-3}$ 的两个深度之间的距离, 记为 $T_{SCML}(0.05)$; 二为 SCM 深度两侧叶绿素 a 浓度等于最大值的 50% 的两个深度之间的距离, 记为 $T_{SCML}(50\%)$ 。SCML 的强度通常用 SCM 处的叶绿素 a 浓度表示 ($[Chla]_{SCM}$)。除此之外, 本文还借用 Beckmann 和 Hense^[31] 定义生物量极大值层 SBML 强度时使用的积分概念, 即对 SCML 厚度内的叶绿素 a 浓度做垂向积分, 从一定程度上更能反映其生态结构, 与两种 SCM 厚度相对应的积分值分别记为 $\Sigma [Chla] (T_{SCML}(0.05))$ 和 $\Sigma [Chla] (T_{SCML}(50\%))$ 。

混合层深度 (mixed layer depth, MLD) 通过密度剖面计算。为去除海洋表层 (< 10m) 密度的昼夜波动, 以 10m 处的密度值作为参考值, 密度增加的阈值选择为 $0.03\ kg\ m^{-3}$ ^[32]。

垂向光照强度 $PAR(z)$ 利用 MODIS 遥感数据 $PAR(0)$ 和叶绿素 a 浓度剖面估算。首先通过 $[Chla] \sim K_d(490)$ 的经验关系估算 490nm 的光衰减系数 $K_d(490)$ ^[33], 公式如下:

$$K_d(490) = 0.0166 + 0.0825 [Chla]^{0.6529} \quad (2)$$

然后通过 $K_d(490) \sim K_d(PAR)$ 的经验关系估算光合有效辐照度的衰减系数 $K_d(PAR)$ ^[33], 公式为

$$K_d(PAR) = 0.0665 + 0.874 K_d(490) - 0.00121/K_d(490) \quad (3)$$

最后通过 $K_d(PAR)$ 逐层计算 $PAR(z)$, 公式为

$$PAR(z_2) = PAR(z_1) \exp[-K_d(PAR, z_1)(z_2 - z_1)] \quad (4)$$

真光层 (euphotic depth, z_{eu}) 深度定义为衰减到海表面光照强度 ($PAR(0)$) 1% 的深度, 通过 $PAR(z)$ 剖面获得。

3 结果与分析

3.1 叶绿素 a 浓度的季节变化

图 2 显示了浮标“PAC_SO_B04”现场观测的叶绿素 a 浓度 ($[Chla]$)、POC 浓度和密度异常 (Density Anomaly, σ) 的时间序列。其中, 图 2(a) 中的实线是 $[Chla] = 0.05\ mg\ m^{-3}$ 的等值线, 图 2(c) 中的实线

是等密线。

如图 2(a) 所示,南太平洋环流区叶绿素 a 浓度的变化范围在 $0.02 \sim 0.2 \text{ mg m}^{-3}$ 。其中, $0 \sim 100 \text{ m}$ 水层内叶绿素 a 浓度非常低,从 100 m 深处叶绿素 a 浓度突然增加,大约在 $150 \sim 200 \text{ m}$ 达到极大值(即 SCM),之后又迅速降低直至为 0。从季节变化上来看,除 2008 年 12 月 - 2009 年 2 月异常下沉外,SCM 的深度表现出良好的季节性,夏季变深,冬季变浅,其中 2009 年 5 月最浅,2010 年 2 月最深。

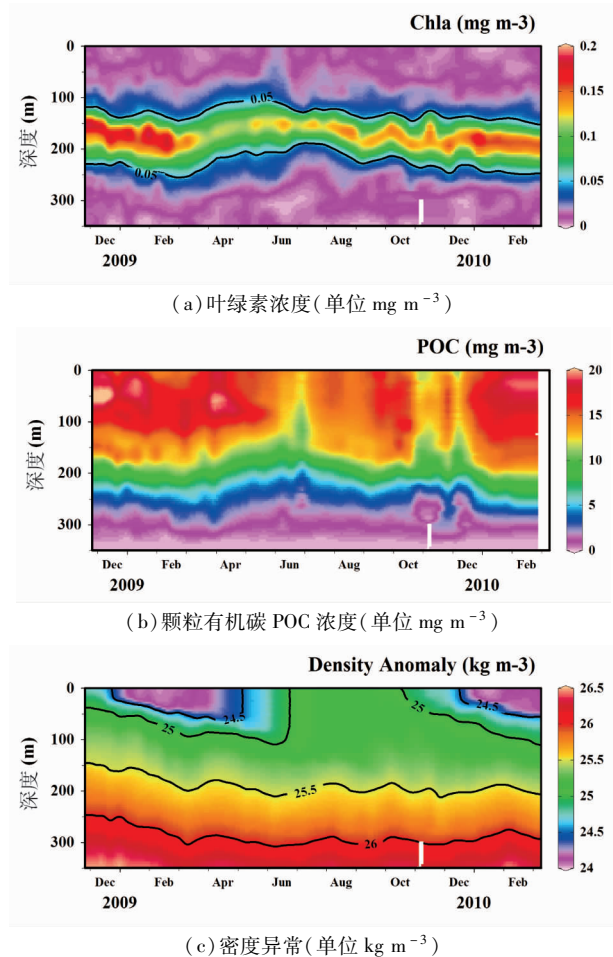


图 2 “PAC_SO_B04”浮标在南太平洋副热带环流区观测数据的时间序列

从图 2(b) 中可以看出,POC 的浓度变化范围在 $0 \sim 20 \text{ mg m}^{-3}$,其垂向变化与叶绿素 a 浓度不同,POC 浓度在 150 m 以上的水层较大,除冬季(6 - 8 月)外,在 50 m 左右的深度处存在一个极大值。由于在大洋水体中浮游植物是颗粒有机碳的主要贡献者,POC 的变化就代表了生物量的改变。因此,POC 的极大值就可称为次表层生物量极大值(subsurface biomass maximum, SBM)。比较图 2(a) 和 2(b) 可以

发现,与北太平洋副热带环流区类似^[1,15],在南太平洋环流区也存在 SCM 和 SBM 分离的现象,而两者相差更为显著,约有 130 m 。倪晓波和黄大吉^[17]指出,SCM 与 SBM 的分离程度与 SCM 的深度呈正相关:当 SCM 较浅时,其与 SBM 保持一致;当 SCM 加深时,光和营养盐的剧变加强了细胞内 Chla:C 的生理变化,使两者分离加大。

图 2(c) 显示了同步观测的密度时间序列,我们可以看出,除 2008 年 12 月 - 2009 年 2 月间等密线变深外, 150 m 以下的等密线基本不随时间变化, 25.5 kg m^{-3} 的等密线基本位于 200 m 深处,而 26 kg m^{-3} 等密线基本位于 300 m 深处。比较图 2(a) 和图 2(c) 发现,等密线变深的时候正好对应于 SCM 的异常下沉,这可能是由于浮标观测位置的变化导致温跃层的改变,进而影响营养盐的改变,从而影响到 SCM 的深度。但从整体上来说,南太平洋环流区 150 m 以下的等密线基本不存在季节性变化。

3.2 SCM 的特征因子

图 3(a) 显示了混合层深度 MLD、真光层深度 z_{eu} 、SCML 深度 z_{SCM} 和 SCML 强度 $[\text{Chla}]_{\text{SCM}}$ 4 个变量的季节变化规律。MLD 在夏季(12 月、1 月)最浅,仅为 20 m 左右;从 2 月份开始逐渐加深,到冬季(7、8 月)可达 130 m 以上;从 9 月份开始迅速变浅,直至 12 月夏季完成一次季节性循环。真光层深度的变化规律基本与 MLD 相反,夏季最深,可达 150 m ,冬季最浅时基本位于混合层底部。SCM 的深度变化规律已在 2.1 节中讨论,除 2008 年 12 月 - 2009 年 2 月异常下沉外, z_{SCM} 的季节性变化与 MLD 基本相反。不过,两者并不存在直接联系, z_{SCM} 在 5 月末即达到最浅深度(146 m),而此时 MLD 仍然处于不断加深的过程中。MLD 直至 7、8 月达到最深,而 z_{SCM} 在 8 月已开始缓慢变深,两者变化并不同步, z_{SCM} 的变化稍早于 MLD。而对于 $[\text{Chla}]_{\text{SCM}}$,其季节变化甚至更早于 z_{SCM} 。 $[\text{Chla}]_{\text{SCM}}$ 在夏季最高,可达 0.2 mg m^{-3} ,从 2 月份开始下降,到 4 月即降至最低,仅为 0.12 mg m^{-3} 。从 5 月份开始再次缓慢增大,直到夏季。不过, $[\text{Chla}]_{\text{SCM}}$ 并不能完全反映整个叶绿素 a 浓度剖面,因而其季节特征也不能完全反映整个水柱内总的生态结构。此外值得注意的是,在南太平洋副热带环流区,SCM 总是位于真光层之下(平均约 30 m)。

图 3(b) 显示了两种 SCML 厚度 ($T_{\text{SCML}}(0.05)$ 和 $T_{\text{SCML}}(50\%)$) 和相应的强度 ($\Sigma[\text{Chla}](T_{\text{SCML}}(0.05))$ 和 $\Sigma[\text{Chla}](T_{\text{SCML}}(50\%))$)。从图中可以

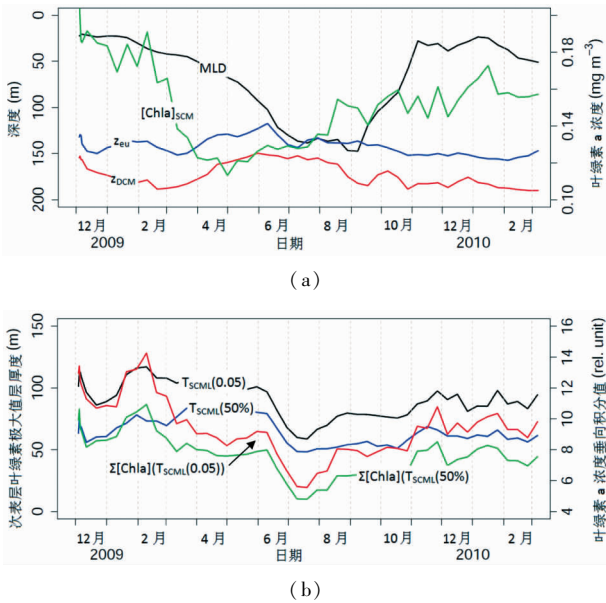


图 3 “PAC_SO_B04”浮标在南太平洋副热带环流区观测的混合层深度 (MLD)、真光层深度 (z_{eu})、SCM 深度 (z_{SCM}) 和 SCM 处的叶绿素 a 浓度 ($[Chla]_{SCM}$) (a); 次表层叶绿素极大值层 SCML 的厚度以及 SCML 内叶绿素 a 浓度的积分值 (b)

看出, $T_{SCML}(0.05)$ 的变化范围在 60 - 120m, $T_{SCML}(50\%)$ 则有 50 - 90m, $T_{SCML}(50\%)$ 在全年均小于 $T_{SCML}(0.05)$, 这是由于 $[Chla]_{SCM}$ 一直大于 $0.1 mg m^{-3}$ 造成的。而两种 SCML 厚度的时间变化趋势是一致的, 其中冬季(6、7、8 月)变化最为显著, 6 月 SCML 的厚度突然降低, 到 7 月达到最低, 8 月又有小幅增加。与图 3(a) 比较可以发现, 这可能是由于 6 - 7 月 SCM 的深度基本没有变化、而混合层持续加深造成的。当 MLD 向 z_{SCM} 接近时, 假设整个水柱内的总叶绿素 a 浓度没有发生明显变化, 此时由于混合作用将 SCML 中的一部分营养盐或浮游植物带入混合层, 导致 SCML 中 SCM 之上的叶绿素 a 浓度降低, 而 SCM 处的叶绿素 a 浓度又没有发生明显的改变, 导致 SCML 的厚度变浅。按照这一假设推论, 此时 SCML 层中叶绿素 a 浓度的积分值也应发生相应的降低, 图 3b 显示出 $\Sigma [Chla](T_{SCML}(0.05))$ 和 $\Sigma [Chla](T_{SCML}(50\%))$ 在 6 月的突然降低的确符合这一推论。两种 SCML 强度的变化趋势与厚度非常一致, 不过季节性更为明显: 从夏季到冬季(2 - 5 月), SCML 的总叶绿素 a 浓度持续缓慢降低, 到 6 月时又突然下降, 至 7 月达到最低, 而后又缓慢上升。对比图 3(a) 中的 $[Chla]_{SCM}$ 可以发现, SCML 的叶绿素 a 浓度最大值和积分值并非具

有一致的变化趋势: $[Chla]_{SCM}$ 从 2 月开始降低, 到 4 月即达到最低值, 5 月就开始增大; 而 $\Sigma [Chla]$ 虽然从 2 月亦开始降低, 在 4 - 5 月已趋平稳(到此时仍与 $[Chla]_{SCM}$ 相似), 然而 6 月又再次突然降低, 到 7 月才达到最低值。正如前文所说, 这种差异可能也是来源于混合层与 SCM 的变化不同步造成的。

3.3 SCM 深度的光驱动特征

图 4 显示的是 MODIS 遥感观测的海表面 PAR(0) 与 SCM 处的密度异常值 σ_{SCM} 的时间序列。前文已讨论过 2008 年 12 月 - 2009 年 2 月 SCM 的异常下沉与等密线的变化有关, 这里通过将 SCM 处的密度与海表面光照的关系做一对比, 从而去除等密线变化的影响, 进一步揭示 SCM 的光驱动特征。对比图 3(a) 中的 z_{SCM} 与图 4 中的 σ_{SCM} , 我们可以发现, 2009 年 2 月之后, z_{SCM} 与 σ_{SCM} 的季节性趋势基本一致(冬浅夏深); 而在 2008 年 12 月 - 2009 年 2 月时, z_{SCM} 异常下沉, σ_{SCM} 基本未发生改变, 而此时光照变化亦不明显, 说明等密线的变化带来营养盐跃层的改变, 从而控制 SCM 跟随等密线同步下沉。此外, 海表面光照的变化趋势刚好相反, 夏季最高 ($\sim 60 mol quanta m^{-2} d^{-1}$), 冬季最低 ($\sim 20 mol quanta m^{-2} d^{-1}$)。通过比较 PAR(0) 与 σ_{SCM} 可以发现, 两者的反向变化关系非常明显, 当光照在 6 月达到最高时, σ_{SCM} 亦降至最低。甚至在 2009 年 11 月, 当海表面光照异常降低(可能是由于云层覆盖)时, σ_{SCM} 亦相应减小(深度变浅); 而当 2010 年 1 月光照陡然增强时, σ_{SCM} 亦迅速增大(深度变深)。

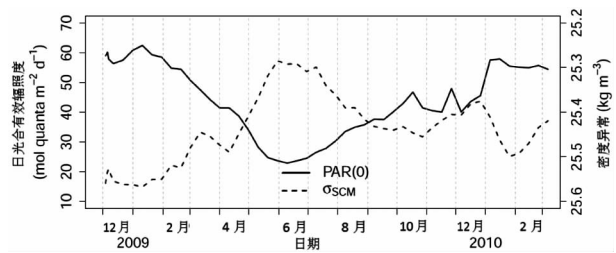


图 4 “PAC_SO_B04”浮标在南太平洋副热带环流区观测的 SCM 处的密度异常 (σ_{SCM} , 虚线) 和 MODIS 同步观测的日光合有效辐照度 (PAR(0), 实线)

图 5 显示了 WOA09 气候态数据在该海区 ($109.5 - 114.5^{\circ}W, 24.5 - 27.5^{\circ}S$) 的密度异常与硝酸盐的散点图。如图所示, 当 $\sigma < 25 kg m^{-3}$ 时, 硝酸盐的浓度几乎为零, 说明该海区表层水体处于营养盐匮乏状态。硝酸盐大约从 $25 \sim 25.5 kg m^{-3}$ 开始增长, 表明这一密度区间大约是营养盐跃层的上界,

比较图 4 可以发现,这一范围刚好覆盖大部分 SCM 的位置,说明 SCM 的深度与营养盐跃层上界的位置比较接近。此外,当密度异常在 $25 \sim 26 \text{ kg m}^{-3}$ (约为 $100 \sim 300 \text{ m}$) 时, σ 与硝酸盐浓度呈明显的正相关关系。根据上文的结论,我们可以发现,当海表面光强增大时,SCM 趋向低营养盐的表层水体 (σ_{SCM} 变大);而当海表面光强减小时,SCM 趋向高营养盐的深层水体 (σ_{SCM} 变小)。由此可见,处于弱光区的 SCM ($z_{\text{SCM}} < z_{\text{eu}}$) 主要受光照限制而发生深度的改变。

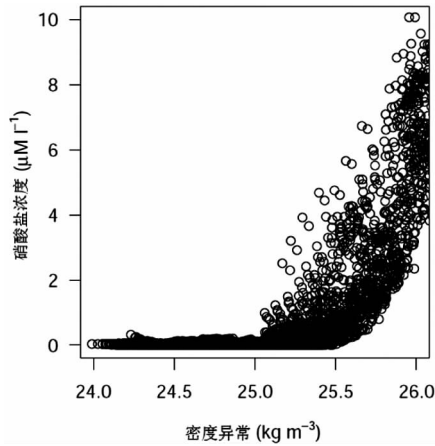


图 5 南太平洋副热带环流区 ($109.5 \sim 114.5^\circ \text{W}$ 、 $24.5 \sim 27.5^\circ \text{S}$) 气候态硝酸盐浓度 (单位 $\mu\text{M l}^{-1}$) 与密度异常 (单位 kg m^{-3}) 的散点图 (世界海洋图集, WOA09)

根据经验公式估算的垂向光照强度 $\text{PAR}(z)$ 数据,我们发现两条等光照线最接近于 z_{SCM} (见图 6), 分别是 0.08 等光照线 ($\text{PAR} = 0.08 \text{ mol quanta m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) 和 0.2% 等光照线 ($\text{PAR} = 0.2\% \text{ PAR}(0)$)。两条等光照线的深度非常接近,夏季 0.2% 等光照线稍浅于 0.08 等光照线,冬季恰好相反。如前文所

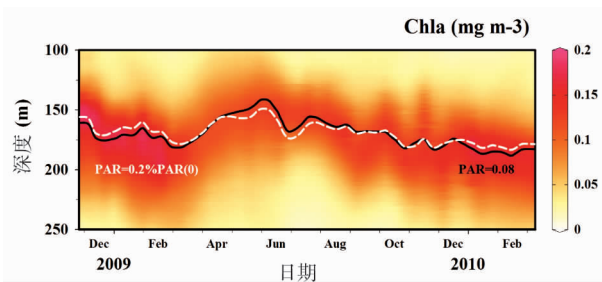


图 6 通过浮标观测的叶绿素 a 浓度与 MODIS 同步观测的日光有效辐照度 ($\text{PAR}(0)$) 估算的 0.08 等光照线 ($\text{PAR} = 0.08 \text{ mol quanta m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, 黑色) 和 0.2% 等光照线 ($\text{PAR} = 0.2\% \text{ PAR}(0)$, 白色)。

述,SCM 所在的深度大大低于 z_{eu} (即 1% 光照强度),图 6 说明 0.2% 相对光强深度或 0.08 绝对光照强度更能真实反映该海区浮游植物的光适应能力。1956 年, Ryther^[34] 首次将真光层深度定义为光照衰减到海表面光照强度 1% 的深度。不过,他也提出这样的定义并不具有生物学意义。 1% 的光强深度仅依赖于水体的衰减能力,因而它只提供了光强在水中的相对深度分布,而并非绝对光子通量。而决定 SCM 深度的直接影响因子是 SCM 处的光照强度,因而 0.08 等光照线更具有生物学意义。

4 讨论

4.1 南太平洋环流区 SCM 与其他海区的对比

由于 SCM 发生、发展过程的复杂性,不同海域、不同季节 SCM 发生的深度、范围及强度各不相同^[13]。就全球资料来看,热带、亚热带大洋水体(特别是环流区贫营养水体)中,SCM 是一种稳定存在的叶绿素 a 垂向分布特征^[1],且深度最深,如热带西太平洋 SCM 深度范围在 $80 \sim 120 \text{ m}$ ^[35],北太平洋环流区(夏威夷岛附近)约为 $90 \sim 130 \text{ m}$ ^[16],南北大西洋副热带环流区可达 $80 \sim 110 \text{ m}$ ^[36]。而在大部分边缘海和近岸水体中,由于水体深度一般较浅,垂向混合强烈,加之表层径流运输的营养盐丰富,以及其他光学物质(颗粒物和溶解物)的含量较多,因而其叶绿素 a 的垂向分布特征较为复杂,SCM 并不是普遍存在,且深度大都较浅。如南黄海 SCM 深度约为 $10 \sim 30 \text{ m}$ ^[37],东海大约出现在 $20 \sim 50 \text{ m}$ ^[38],南海由于水深较深,SCM 可达 $50 \sim 100 \text{ m}$ ^[39]。通过本文南太平洋环流区数据对比,我们可以发现南太平洋环流区的 SCM 深度最深,达到 $150 \sim 180 \text{ m}$ 。这主要由于辐射热环流区处于大洋的辐聚带,表层的营养盐匮乏且难以得到深层补充;此外,由于光和营养盐的垂向剧变,浮游植物的光适应能力在此处表现更为明显,SCM 与 SBM 的分离更为显著,加深了 SCM 的深度^[17]。

从 SCM 的强度来看,一般来说,SCM 的深度越深,SCM 处的叶绿素 a 浓度越小^[12]。在大洋中, $[\text{Chla}]_{\text{SCM}}$ 一般不超过 0.5 mg m^{-3} ,如热带西太平洋在 $0.15 \sim 0.3 \text{ mg m}^{-3}$ ^[35],北太平洋环流区约为 $0.6 \sim 0.8 \text{ mg m}^{-3}$ ^[16],南北大西洋环流区在 $0.2 \sim 0.3 \text{ mg m}^{-3}$ 左右^[36]。近岸水体 $[\text{Chla}]_{\text{SCM}}$ 明显较高,如南黄海平均为 1.4 mg m^{-3} ^[37],东海约为 $0.5 \sim 1.0 \text{ mg m}^{-3}$ ^[38]。而本文在南太平洋环流区观测到的

[Chla]_{SCM} 仅为 0.12 ~ 0.2 mg m⁻³, 在所有观测海区中最低。

相应地, SCML 的厚度在全球范围内的变化范围也很大, 大洋中 SCML 厚度一般为 50 ~ 80m, 而在近岸海域通常仅有几米甚至更薄^[13]。其中, 大西洋环流区约为 50m^[35], 北太平洋环流区(夏威夷岛附近)约为 80m^[16], 本文在南太平洋环流区观测的结果也约为 80m。不过 SCML 的厚度与其定义有很大的关系, 目前国际上对此参数的研究较少。

此外, SCM 处的日光照强度 PAR 也是一个重要的参量。Teira 等^[40]在北大西洋副热带环流区观测到 SCM 的深度约与真光层深度一致, 即处于 1% 的表层光照处; Letelier 等^[16]根据北太平洋副热带环流区的观测数据发现, SCM 的深度与 0.415 mol quanta m⁻² d⁻¹ 等光照线基本一致, 且处于真光层深度处; Hanson 等^[41]在东印度洋沿海的数据显示 SCM 处的光照约为表层光照的 0.1%, 即浅于 1% 真光层深度。本研究在南太平洋环流区观测到, SCM 所处的深度光照较低, 约与 0.08 mol quanta m⁻² d⁻¹ 等光照线一致, 相对于表层光照约处于 0.2% 的表层光照处, 亦浅于真光层深度。

4.2 形成与影响 SCM 的物理机制

形成和影响 SCM 的主要物理因素包括光照强度、垂直混合作用以及浮游植物的沉降效应^[42]。

海洋表面光合有效辐射(PAR)对 SCML 深度的影响趋势为: 随海洋表面辐照度增强, 真光层变厚, SCML 深度显著变深。在大洋中, 由于深层水体向上补充的营养盐随深度变深而略有增加, 使次表层可以利用的营养盐增多, SCML 强度有少许增大, SCML 厚度基本不受海表辐照度影响^[13,31]。通过图 3(b) 和图 4 可以看出, 在南太平洋环流区, SCML 的强度(积分值)随表层光照的表现的确比较明显。2-5 月份间, 随表层光照的降低, SCML 的厚度并没有发生变化, 但强度则出现了显著的降低; 7-10 月份, 随表层光照的增加, SCML 的厚度变化不大, 而强度则明显增加。

湍流混合在营养盐的垂直输送中起着重要作用, 因而对 SCML 也有显著影响。分层水体中, 不同水深处的垂直混合强度变化, 对叶绿素垂直分布的影响不同。跃层中的垂直混合强度决定着底层营养盐向上传输的能力, 对 SCML 特征因子影响较大。跃层中湍流扩散强度加强时, 下层营养盐向上层输送的就多, 上层营养盐缺乏的水层将变浅, 导致最大值位置抬升, 浮游植物得以在更大的范围内生长,

SCML 厚度变大, 且由于浮游植物可利用的光照条件更加充足, SCML 的强度增大。此外, 混合层深度 MLD 对 SCML 特征因子也存在明显的影响。当 MLD 浅于 SCML 深度时, 随 MLD 的加深, SCML 上部的营养盐被挟带到混合层, 混合层内叶绿素浓度增加, 而 SCML 特征因子变化较慢, 最初基本不变, 随 MLD 逐渐加深至 SCML 上边界, SCML 内更多的营养盐被挟带到上混合层, 上混合层内叶绿素浓度继续增加, SCML 强度变小, 出现的位置变深^[13,31]。通过图 3 和图 4 可以发现, 在南太平洋环流区, 在 3-5 月份, 在混合效应与光照作用的共同影响下(MLD 加深、PAR 减弱), SCM 的深度明显变浅; 而在 6 月光照变化不大、MLD 继续加深时, 混合效应的影响非常显著, 虽然 SCM 的深度没有明显变化, 但 SCML 的厚度和强度迅速降低。

浮游植物的沉降受湍流混合、密度梯度及浮游植物生理状态等因素的影响, 不同海区、不同水深浮游植物的沉降速率不尽相同^[13]。目前科学界在沉降对 SCM 影响是否显著的问题上还有一定争论, 不同海区的观测或模拟结果并不一致, 说明沉降效应可能在某些海区比较显著, 而在某些海区可忽略不计。特别是在贫营养水体中, Steele^[43]定量研究了不同物理因素下 SCM 的产生机理, 发现相比较于光照和营养盐, 沉降效应在这样的水体(如南太平洋环流区)中并不是 SCM 主要的影响因素。

4.3 形成与影响 SCM 的生态机制

形成和影响 SCM 的主要生态因素包括浮游植物的生长和损失(代谢、死亡和被摄食等)以及单位浮游植物细胞内叶绿素 a 的浓度(即 Chla:C)。

浮游植物生长主要受光和营养盐限制, 生长因素主要包括营养盐分布、浮游植物最大比生长率、营养盐吸收的半饱和常数等。海洋次表层营养盐的主要补充机制是下层营养盐在垂直混合作用下向上输送^[31,44,45]。光照充足的条件下, 浮游植物生长速率与海水中的营养盐浓度有密切关系。当浮游植物种群在最合适的光照和营养盐等环境条件下生长时, 其生长率达到最大值, 即浮游植物最大比生长率。

浮游植物的代谢、自然死亡和被捕食通常被一起考虑, 用浮游植物损耗率来表示。Klausmeier 和 Litchman^[45]的研究发现, 损耗率较小时, 随损耗率增大, SCML 深度变深, 强度变小; 而当损耗率较大时, 随损耗率增大, SCML 深度反而变浅, 其强度依然随之变小。Varela 等^[46]指出, 在贫营养盐海域浮游动物对大型浮游植物的摄食及异养生物对小型浮游植

物的摄食作用仅影响 SCML 的强度,而不影响 SCML 深度。

此外,单位浮游植物的叶绿素 a 浓度也是影响 SCML 的重要因素。不论是浮游植物的生长或损耗的影响,首先影响浮游植物生物量,再通过 Chla:C 的比值影响叶绿素 a 浓度的分布。因而,在贫营养水体中,随着 SCM 与 SBM 的分离,Chla:C 成为影响 SCM 的主要生物学因素^[15]。在经典的浮游植物生理学模型^[37]中,Chla:C 值(θ)随光照强度呈倒数递减(即 C:Chla 与光照强度呈线性关系)。由于光强随水深呈指数衰减,因此,Chla:C 值的剖面近似呈 S 型函数分布:表层值最小,随深度递增,最大值为 θ_m (由浮游植物本身的生理学特性决定);递增幅度(斜率)在表层较小,并随深度增大,当到达 S 型函数的对称点($z_{1/2}$)后斜率又逐渐减小;Chla:C 在深层表现为无限接近于 θ_m ,而近似呈均一分布。由于 Chla:C 的 S 型分布特征,当 SBM 的深度较浅,在 SBM 之下,如果 Chla:C 的增加率大于生物量的减小率,叶绿素 a 浓度在 SBM 深度之下仍持续升高;随着深度的增加,当 Chla:C 的增加率小于生物量的减小率时,叶绿素 a 浓度开始降低,从而出现 SCM。当表层光照 PAR(0)增大时,原 SCM 处的光照增强,Chla:C 值减小,但 Chla:C 的增加率变大,叶绿素 a 浓度在此深度处仍持续升高,新的 SCM 将出现在更深的位置。反之,表层光照减小,SCM 变浅。

5 结论

本文首次通过在南太平洋副热带环流区投放的一台 Bio-Argo 浮标的观测数据,细致研究了该海域 SCM 的季节变化规律,特别是发现了 SCM 的深度随光照强度变化的光驱动特征,并分析其主要的影响因素来源于 Chla:C 值随光照的变化。

虽然对 SCM 的研究已非常广泛与深入,但人们对其形成机制仍然存在争议。以北太平洋副热带环流区(夏威夷外海)为例,Bienfang 提出 SCM 的形成是密跃层处浮游植物的沉降率下降的结果^[48]; Cullen^[1]、Fennel 和 Boss^[15]则认为是浮游植物的光适应性(Chla:C)决定的;Letelier 等^[16]提出光驱动理论,认为光照强度的变化是 SCM 深度的主要影响因素。目前尚未见到关于讨论南太平洋副热带环流区 SCM 形成机制的文献,不过由于南北太平洋环流区在水文与生态学上具有诸多相似性(反气旋环流中心、典型的贫营养水体、SCM 深度较深且与 SBM

分离等等),因而两个海区的 SCM 可能具有相同的形成机制。比较北太平洋环流区的研究结果发现,在南太平洋环流区也出现了 SCM 深度随光照强度变化的光驱动特征,且存在明显的 SCM 与 SBM 的分离,说明光适应性是导致 SCM 的主要影响因子。不过,由于缺乏沉降率的数据,本文没有检验 SCM 的深度是否与沉降率存在相关性。此外,由于缺乏现场同步观测的营养盐数据,本文也没有研究 SCM 与营养盐跃层的关系。不过,随着传感器技术的发展与浮标网络的成熟,未来将有更多的传感器(如溶解氧、硝酸盐、pH 值等)装载在 Bio-Argo 浮标上进行观测。而 Bio-Argo 浮标强大的观测能力、海量的观测数据、连续的时间序列、同步的参数测量将有助于我们进一步研究 SCM 的季节变化及其形成机制,从而促进海洋生物光学与生物地球化学的发展。

参考文献

- [1] Cullen J J. The deep chlorophyll maximum: comparing vertical profiles of chlorophyll-a. *Can J Fish Aquat Sci*, 1982, 9:791-803
- [2] Yentsch C S. Distribution of chlorophyll and phaeophytin in the open ocean. *Deep-Sea Res*, 1965, 12:653-666
- [3] Lorenzen C. A method for the continuous measurement of in vivo chlorophyll concentration. *Deep-Sea Res*, 1966, 13: 223-227
- [4] Anderson G C. Subsurface chlorophyll maximum in the Northeast Pacific Ocean. *Limnol Oceanogr*. 1969, 14, 386-391
- [5] Venrick E L, McGowan J A, Mantyla A W. Deep maxima of photosynthetic chlorophyll in the Pacific Ocean. *Fish Bull*, 1973, 71:41-52
- [6] Ortner P B, Wiebe P H, Cox J L. Relationships between oceanic epizooplankton distributions and the seasonal deep chlorophyll maximum in the Northwestern Atlantic Ocean. *J Mar Res*, 1980, 38:507-531
- [7] Cullen J J, Eppley R W. Chlorophyll maximum layers of the Southern California Bight and possible mechanisms of their formation and maintenance. *Oceanol Acta*, 1981, 4: 23-32
- [8] Lewis M R, Cullen J J, Platt T. Phytoplankton and thermal structure in the upper ocean: consequences of nonuniformity in chlorophyll profile. *J Geophys Res*, 1983, 88:2565-2570
- [9] Hidalgo-Gonzalez R M, Alvarez-Borrego S. Chlorophyll profiles and the water column structure in the Gulf of California. *Oceanol Acta*, 2001, 24:19-28
- [10] Richardson A J, Silulwane N F, Mitchell-Innes B A, et al.

- A dynamic quantitative approach for predicting the shape of phytoplankton profiles in the ocean. *Progr Oceanogr*, 2003, 59:301-319
- [11] Uitz J, Claustre H, Morel A, et al. Vertical distribution of phytoplankton communities in open ocean; An assessment based on surface chlorophyll. *J Geophys Res*, 2006, 111: C08005
- [12] Mignot A, Claustre H, D'Ortenzio F, et al. From the shape of the vertical profile of in vivo fluorescence to chlorophyll-a concentration. *Biogeosciences*, 2011, 8:2391-2406
- [13] 宫响, 史洁, 高会旺. 海洋次表层叶绿素最大值的特征因子及其影响因素. *地球科学进展*, 2012, 27:539-548
- [14] Tett P, Aristegui J, Barton D, et al. Steady-state DCM dynamics in Canary waters. *Deep-Sea Res II*, 2002, 49: 3543-3559
- [15] Fennel K, Boss E. Subsurface maxima of phytoplankton and chlorophyll; steady state solutions from a simple model. *Limnol Oceanogr*, 2003, 48:1521-1534
- [16] Letelier R M, Karl D M, Abbott M R, et al. Light driven seasonal patterns of chlorophyll and nitrate in the lower euphotic zone of the North Pacific Subtropical Gyre. *Limnol Oceanogr*, 2004, 49:508-519
- [17] 倪晓波, 黄大吉. 海洋次表层叶绿素最大值的分布和形成机制研究. *海洋科学*, 2006, 30:58-64.
- [18] Morel A, Claustre H, Gentili B. The most oligotrophic subtropical zones of the global ocean; similarities and differences in terms of chlorophyll and yellow substance. *Biogeosciences*, 2010, 7:3139-3151
- [19] Morel A, Gentili B, Claustre H, et al. Optical properties of the "clearest" natural waters. *Limnol Oceanogr*, 2007, 52: 217-229
- [20] Claustre H, Sciandra A, Vaulot D. Introduction to the special section bio-optical and biogeochemical conditions in the South East Pacific in late 2004; the BIOSOPE program. *Biogeosciences*, 2008, 5:679-691
- [21] Claustre H. IOCCG report N° 11; Bio-optical sensors on Argo floats. Dartmouth; International Ocean-Color Coordinating Group, 2011
- [22] 邢小罡, 赵冬至, Claustre H, 等. 一种新的海洋生物地球化学自主观测平台: Bio-Argo 浮标. *海洋环境科学*, 2012, 31:733-739
- [23] Xing X, Morel A, Claustre H, et al. Combined processing and mutual interpretation of radiometry and fluorimetry from autonomous profiling Bio-Argo floats; Chlorophyll a retrieval. *Journal of Geophysical Research*, 2011, 116: C06020
- [24] Bishop J K B. Transmissometer measurement of POC. *Deep-Sea Res I*, 1999, 46:353-369
- [25] Bishop J K B, Davis R E, Sherman J T. Robotic observation of dust storm enhancement of carbon biomass in the North Pacific. *Science*, 2002, 298:817-821
- [26] Bishop J K B, Wood T J. Year-round observations of carbon biomass and flux variability in the Southern Ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 2009, 23:1-12
- [27] Claustre H, Huot Y, Obernosterer I, et al. Gross community production and metabolic balance in the South Pacific Gyre, using a non intrusive bio-optical method. *Biogeosciences*, 2008, 5:463-474
- [28] Claustre H, Morel A, Babin M, et al. Variability in particle attenuation and chlorophyll fluorescence in the Tropical Pacific; Scales, patterns, and biogeochemical implications. *J Geophys Res*, 1999, 104:3401-3422
- [29] Stramski D, Reynolds R A, Babin M, et al. Relationships between the surface concentration of particulate organic carbon and optical properties in the eastern South Pacific and eastern Atlantic Oceans. *Biogeosciences*, 2008, 4: 1041-1058
- [30] Garcia H E, Locarnini R A, Boyer T P, et al. World Ocean Atlas 2009, Volume 4: Nutrients (phosphate, nitrate, silicate). S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 71, U. S. Government Printing Office, Washington, D. C. , 2010, 398
- [31] Beckmann A, Hense I. Beneath the surface: Characteristics of oceanic ecosystems under weak mixing conditions-A theoretical investigation. *Prog Oceanogr*, 2007, 75:771-796
- [32] DE BOYER Montegut C, Madec G, Fischer A S, et al. Mixed layer depth over the global ocean; an examination of profile data and a profile-based climatology. *J Geophys Res*, 2004, 109: C12003
- [33] Morel A, Huot Y, Gentili B, et al. Examining the consistency of products derived from various ocean color sensors in open ocean (Case I) waters in the perspective of a multi-sensor approach. *Remote Sens Environ*, 2007, 111: 69-88
- [34] Ryther, J H. Photosynthesis in the ocean as a function of light intensity. *Limnol Oceanogr*, 1956, 1:61-69
- [35] Radenac M H, Rodier M. Nitrate and chlorophyll distributions in relation to thermohaline and current structures in the western tropical Pacific during 1985-1989. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 1996, 43:725-752
- [36] Perez V, Fernandez E, Maraon E, et al. Vertical distribution of phytoplankton biomass, production and growth in the Atlantic subtropical gyres. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2006, 53:1616-1634
- [37] 傅明珠, 王宗灵, 孙萍等. 2006 年夏季南黄海浮游植物叶绿素 a 分布特征及其环境调控机制. *生态学报*,

- 2009,29;5366-5375
- [38] 陆赛英. 东海北部叶绿素 a 极大值的分布规律. 海洋学报,1998,20;64-75
- [39] 陈兴群,陈其焕,庄亮钟. 南海中部叶绿素分布和光合作用及其与环境因子的关系. 海洋学报,1989,11;349-355
- [40] Teira E, Mouri O B, Maraon E, et al. Variability of chlorophyll and primary production in the eastern North Atlantic Subtropical Gyre: Potential factors affecting phytoplankton activity. Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers,2005,52;569-588
- [41] Hanson C E, Pesant S, Waite A M, et al. Assessing the magnitude and significance of deep chlorophyll maxima of the coastal eastern Indian Ocean. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography,2007,54;884-901
- [42] Gabric A J, Parslow J. Effect of physical factors on the vertical distribution of phytoplankton in eutrophic coastal waters. Australian Journal of Marine and Fishwater Research,1989,40;559-569
- [43] Steele J. A study of production in the Gulf of Mexico. *J Mar Res*,1964,3;211-222
- [44] Huisman J, Thi N, Karl D M, et al. Reduced mixing generates oscillations and chaos in the oceanic deep chlorophyll maximum. *Nature*,2006,439;322-325
- [45] Klausmeier C A, Litchman E. Algal games: The vertical distribution of phytoplankton in poorly mixed water columns. *Limnology and Oceanography*,2001,46;1998-2007
- [46] Varela R A, Cruzado A, Tintore J. A simulation analysis of various biological and physical factors influencing the deep-chlorophyll maximum structure in oligotrophic areas. *Journal of Marine Systems*,1994,5;143-157
- [47] Geider R J, McIntyre H L, Kana T M. Dynamic model of phytoplankton growth and acclimation: Responses of the balanced growth rate and the chlorophyll a: carbon ratio to light, nutrient-limitation and temperature. *Mar Ecol Prog Ser*,1997,148;187-200
- [48] Bienfang P K. Phytoplankton sinking rates in Oligotrophic Waters off Hawaii, USA. *Marine Biology*,1980,61;69-77

Seasonal variation characteristics of subsurface chlorophyll maximum in the South Pacific subtropical gyre

Xing Xiaogang^{*}, Zhao Dongzhi^{**}, Wang Lin^{**}, Fan Wei^{***}

(^{*} Key Laboratory of Physical Oceanography, Ocean University of China, Qingdao 266003)

(^{**} National Marine Environmental Monitoring Center, Dalian 116023)

(^{***} Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071)

Abstract

Based on the in situ dataset observed by a Bio-Argo float deployed in the South Pacific subtropical gyre (off the Easter Island) from Dec. 2008 to Mar. 2010, this study focuses on the seasonal variations of chlorophyll-a vertical distribution. The research results show that, in this typical oligotrophic water, the surface chlorophyll-a concentration was only 0.02 mg m^{-3} , and the subsurface chlorophyll maximum (SCM) reached 0.15 mg m^{-3} . The SCM averagely appeared at the depth of 180 m, while the depth of subsurface biomass maximum (SBM) was around 50m. Besides, SCM depth exhibited obvious seasonality, shallower in winter (150m) and deeper in summer (200m), always below the euphotic depth about 30 m. It was also found that the SCM depth was shallowest in June, but the thickness and intensity of SCM layer (SCML) reached minimum in July, probably as the mixed layer depth still deepened in June. Through estimated vertical photosynthetically available radiance (PAR), the SCM seemed to follow the 0.2% isolume or an absolute isolume ($\text{PAR} = 0.08 \text{ mol quanta m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), which was considered as a result of the seasonal variation of Chl a:C and its light-dependence.

Keywords: Bio-Argo float, South Pacific subtropical gyre, subsurface chlorophyll maximum (SCM), subsurface biomass maximum (SBM), photosynthetically available radiance (PAR)