

生源要素的海洋生物地球 化学过程研究进展^{*}

罗延馨 宋金明

(中国科学院海洋研究所)

新学科的诞生是社会发展的需要,人类社会发展到今天,由于人类面临的资源与环境问题,使占全球面积 71% 的海洋成为 21 世纪开发的重点领域。然而,各成体系的海洋化学、海洋生物、海洋地质和海洋水文,已难以适应认识和解决当前面临的全球变化问题的需要。80 年代初,随着国际地圈生物圈计划(IGBP)、全球海洋通量联合研究(JGOFS)、全球海洋生态系统动力学(GLOBEC)、全球海洋真光层研究(GOEZS)、海岸带陆海相互作用(LOICZ)等重大国际合作计划的兴起,处于这些学科交叉点上的海洋生物地球化学这一新的分支学科应运而生,至 90 年代,这一边缘交叉研究方向已成为海洋学研究的前沿领域。

我国的海洋生物地球化学研究虽起步较晚,但已取得飞速发展。至今,已开展实施了渤海生态系统动力学、东海海洋通量、台湾海峡生源要素生物地球化学过程、南海碳通量、南沙群岛珊瑚礁生态系物质循环等一系列重点项目的研究,强有力地推动了这一边缘交叉学科的发展。

海洋生物地球化学是利用化学、地质、生物、物理的观点综合研究海洋中物质循环的过程与规律,突出的特点是研究生物作用下的地球化学过程,研究的主要对象是生源要素(C, N, P, S, Si 等)及与生物过程有关的其他元素。

本文从真光层内生源要素的循环、海水中颗粒物的生物地球化学过程、沉积物-海水界面过程中的生源要素,以及微型生物在生源要素的海洋生物地球化学循环中的作用等方面阐述了生源要素的海洋生物地球化学过程研究进展,以期推进我国该领域研究水平的提高。

一、真光层内生源要素的循环

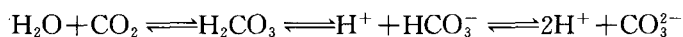
真光层是海洋水体中生源要素生物地球化学过程最活跃的区域,浮游植物通过光合

^{*} 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 3321 号;国家自然科学基金资助项目,49776300 号。

收稿日期:1997 年 12 月 1 日。

作用把溶解的无机碳转化为生物有机碳,并按一定比例吸收营养物质,这是海洋食物链最基础、最重要的始端。同时在真光层中,颗粒有机物在沉降过程中可能降解而成为溶解态进入水体再循环。

浮游植物进行光合作用的 CO_2 主要来自大气,其固碳量相当于人类活动向大气排放量的数倍,1993—1994 年间,东海大气溶解在海水中的 CO_2 量达 $45.5 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ (以 CO_2 计)(Zhang *et al.*, 1996),而且深海中溶解的 CO_2 贮存在水中可达 100—1000 年,长期不参与大气碳循环,可见海洋对调节大气中的 CO_2 ,乃至全球气候的重要作用。海-气界面是真光层内生源要素循环的重要环节之一, CO_2 在界面的交换取决于 CO_2 分压(P_{CO_2})的差异,生物活动对 P_{CO_2} 有显著影响, P_{CO_2} 最显著的降低是在水华期(Rios *et al.*, 1995)。影响浮游植物分布的因素也可能间接影响到海-气交换。例如南大洋表层水中,生物可利用 Fe 的聚集控制浮游植物的生产力,从而影响到 CO_2 的界面通量。海洋中的 CO_2 存在一个复杂的平衡:



CO_2 的增加使平衡向右移动,导致 pH 降低,妨碍 CO_2 的进一步溶解。显然,这一体系的变化除了与生物的光合和呼吸作用有关外,也会受到温度、盐度、风速、海水流速、 CO_2 的化学性质等物理、化学因素的影响,例如赤道附近海域的低 P_{CO_2} 主要是光合作用加强的结果,而极地附近温度的影响则更重要。海-气 CO_2 通量最大时往往存在最大风速,在较低风速下, CO_2 通量的增加缘于与水的反应。 P_{CO_2} 的变化与营养盐的分布变化有良好的相关性,生物合成吸收 CO_2 伴随营养盐的消耗,有机碎屑的氧化伴随释放营养盐和产生 CO_2 ,由于生物不断从表层水中吸收 CO_2 ,并且通过沉降有机物的氧化, CO_2 不断被转移到深层,深层水相对表层水富集 CO_2 和营养盐。在上升流和垂直混合区,表层水表现出高的 P_{CO_2} 和营养盐浓度,成为该海域夏季营养盐的主要补充途径,近岸上升流所输送的 $\text{PO}_4\text{-P}$ 和 $\text{NO}_3\text{-N}$ 分别为真光层生物光合作用所需营养盐的 86% 和 73%(陈水土等, 1996),该海区也成为向大气释放 CO_2 的源。

海洋是地球上最大的碳库,全球海洋总固碳能力约为 $(20-50) \times 10^9 \text{t} \cdot \text{a}^{-1}$ 。光合作用固碳的绝大部分是在真光层内周而复始地循环,只有比例很小的一部分生源碳(BC)沿食物链逐渐传递,并在每个过程中产生一系列非生命颗粒有机碳(POC),其中部分颗粒较大者沉出真光层到达深层,最后形成沉积物,进入长周期循环,这部分碳虽然只占全球光合作用固碳的 1%,但意义重大。海洋对大气中 CO_2 的调节作用就在于进入海洋表层的 CO_2 被及时固定,并通过沉降完成由表层向深海的垂直转移。光合固碳可将 CO_2 转化为有机碳,海洋中的有机碳主要以溶解有机碳(DOC)形式存在,DOC 分为旧 DOC 和新 DOC 两类,前者主要是经过长时间分解而难以被生物再利用的腐殖性 DOC,相对稳定,可从真光层底部输出;后者主要是新近产生的分子量较大的化合物,可在真光层快速的产生、消耗、再循环。DOC 与 POC 的收支途径有显著的差异,DOC 的转移靠非物理过程。沿食物链传递的 BC,一般认为短的食物链导致其高输出,复杂的微生物或杂食性食物网导致其再循环和低输出,并且 BC 从真光层的输出与新生产力(NP)相等。但 Rivkin 等(1996)在对 St. Lawrence 湾(加拿大)BC 的垂直通量进行研究后认为,不能简单地用 NP 和食物网来预测 BC 的输出数量和模式,尤其当海洋处在非平衡的时间尺度时。海洋中真光层内碳的再生主要由软组织碳控制(86%),由骨骼引起的主要在深海(Rios *et al.*,

1995)。

海洋生物的硫代谢也是气候变化的调节机制之一,二甲基硫(DMS)的氧化作用参与了大气中硫酸盐气溶胶的形成(Ayears,1991;Bates *et al.*,1987),硫酸盐气溶胶能直接或间接地影响地球表面的温度和气候变化。海洋是DMS的主要释放源,其释放量约占DMS总量的75%(Taylor *et al.*,1989),因此搞清DMS的海-气界面通量已成为了解海洋生物过程与气候变化关系的关键环节之一。Yvon等(1996)对大西洋(12°S,135°W)DMS的测定结果表明,海-气DMS通量比设想的高,海水中DMS的平均浓度为 $(4.1 \pm 0.45) \text{ nmol} \cdot \text{L}^{-1}$ ($1\sigma, n=260$),大气中DMS的平均摩尔分数为 $(453 \pm 93) \times 10^{-9}$ ($1\sigma, n=843$),DMS的循环范围比预计的大。DMS由生物活动产生,其释放与浮游植物量及群落的变化有很大关系,其生产也受Fe限制,即Fe-DMS-气候,Turner等(1996)模拟了Fe富集的自然过程,发现Fe与DMS存在较强烈的生物响应,DMS的浓度增加了3.5%。细菌的消耗是DMS的一个重要的汇。

在氮的循环中,生物过程起主导作用,几乎所有海洋生物在生命活动中为合成自身必需的多种组分,都直接或间接地利用海洋中各种形式的氮。海洋生物碎屑中的含氮物质,经过分解和细菌的营养化作用,大部分有机氮以 $\text{NH}_4\text{-N}$ 的形式释放出来,或被食植动物摄取而进入食物网;氮也可由动物以可溶氮的形式排泄出来,如 $\text{NH}_4\text{-N}$ 、尿素、氨基酸(DAA)。海洋中的有机氮一般是不能被浮游植物利用的,虽然动物能摄取可溶性氨基酸,但也很少(陆田生等,1996)。因此,有机氮的大部分直接或间接地通过细菌来进行再循环,通过去营养作用(脱氮作用),细菌利用蛋白质中的氨基酸释放 $\text{NH}_4\text{-N}$,但是目前尚难以区分有多少 $\text{NH}_4\text{-N}$ 是由细菌的作用直接释放到海洋中,有多少是由于细菌的同化作用以及随后细菌被颗粒捕食者所摄取而再循环的。铵盐为浮游植物利用,但当浮游植物不能迅速有效地利用 $\text{NH}_4\text{-N}$ 时, $\text{NH}_4\text{-N}$ 就要转化为 $\text{NO}_3\text{-N}$, $\text{NH}_4\text{-N}$ 的氧化是 $\text{NO}_3\text{-N}$ 的主要来源。当溶解氧浓度较低时,某些海洋异养菌通过营养化作用而生成的亚硝酸盐可被进一步还原为 $\text{NH}_4\text{-N}$,表现为大洋真光层中 NO_2^- 和 NH_4^+ 在生物作用下的彼此消长(宋金明,1997)。此外,生成的亚硝酸盐也可通过去营养化作用还原为 N_2 或 N_2O ,如果一些海区发生明显的脱氮作用,其很可能是氮循环的区域,如太平洋缺氧海区,脱氮作用是维持氮的地球化学循环所必须的。氮也是生物过程中最重要的限制性因素,在海洋环境中常常制约着生物生产的过程和规模。在西英吉利海峡沿岸区域,异常的水文状况将大量浮游植物挟带至真光层下,限制了氮的吸收,制约了这一区域生物的生产。但L'Helguen等(1996)还发现,垂直混合也增加了微生物作用下有机质的降解和再成矿, $\text{NH}_4\text{-N}$ 被重新注入到真光层中,一定程度上缓和了可能的氮限制,同时也解释了总氮吸收中 $\text{NH}_4\text{-N}$ 占较大比例的原因,这表明 $\text{NH}_4\text{-N}$ 对浮游植物的生产量有很重要的作用。浮游动物也影响了 NH_4^+ 的再生, NH_4^+ 的初级再生者是小于 $15\mu\text{m}$ 的生物,沿食物链传递顺序是:小于 $15\mu\text{m}$ 生物 $\rightarrow$ 微浮游动物 $\rightarrow$ 桡足类甲壳动物(Copepods),Copepods减轻了对初级再生者的摄食压力,从而有利于 NH_4^+ 的再生(Miller *et al.*,1995)。

磷作为浮游生物不可替代的营养要素,直接影响着海域的初级生产力。海水的平流运动、垂直混合以及生物吸收、输送和再生等过程的相互作用把大量的磷输送到表层水中,如北太平洋表层水、南大洋、上升流海区、近岸水体等,其中都存在大量溶解无机磷(DIP),其数量相当于维持生物初级生产力所需磷的一半。浮游植物对DIP的吸收服从一

级动力学,吸收速率因浮游植物种类而异,浮游植物对 DIP 较高的吸收速率可使低磷海域的生产力仍保持一定水平(洪华生,1994)。浮游植物利用溶解有机磷(DOP)的量比以往所认识的可能要大,DOP 的生物可利用性与水域的具体状况有关,酶是关键,正常营养状况下,浮游植物是碱性磷酸酶(AP)的主要载体。在磷的再生过程中,最重要的途径是浮游动物对无机磷(IP)和有机磷(OP)的排泄,但当浮游动物的现有生物量低,而鱼类的生物量高时,大型生物的排泄再生是主要的。真光层中浮游植物所需 IP 与浮游动物排泄提供的比例冬季约为 100%,浮游植物生长期变为 10%。细菌有极高的代谢速率,可将 90%以上的有机质分解,释放出 IP。

硅在开阔大洋的表层水中含量常常很低,在上升流等海区浓度较高,南大西洋可达 $50\mu\text{mol} \cdot \text{L}^{-1}$ 。过去人们认为,硅作为海洋新生产力限制性营养盐的重要和在决定全球生产力及碳预算中的作用不如氮和磷,但 Dugdale 等(1995)的研究表明,大洋的许多重要区域,如沿岸上升流区、南极海区,硅对浮游植物的生长极为重要,尤其对于硅藻,为维持硅藻的季节性生长,表层水中硅酸的浓度随硅藻的大量繁殖而迅速降低。硅被硅藻不可逆

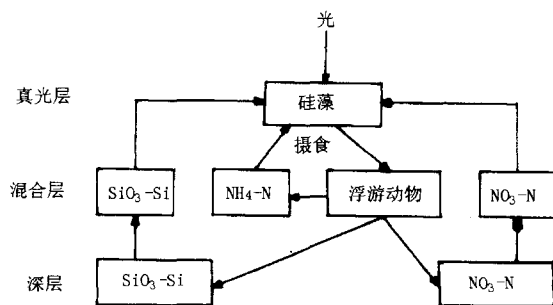


图1 理想能流图——N 和 Si 在一个硅藻控制的摄食系统中的流动

的利用后,以浮游植物颗粒硅(BSi)或富硅碎屑雨的形式从真光层沉降(见图1)。

在硅藻控制的群落,硅和氮向深海的输出是不均衡的,硅能更快地从真光层向深海输出,因为硅的输出是由其输入控制,而氮的输出则是由摄食速率和再生速率控制,这一控制体系最终形成混合层高氮-低硅-低叶绿素的环境,并控制表层区域浮游植物利用再循环 CO_2 的速率。氮和磷在海水中有多种有机或无机形式,而硅主要以 $\text{Si}(\text{OH})_4$ 形式存在,它一般不沿食物链向上传递,其再生由 SiO_2 的溶解控制,而且和氮、磷相比,硅的再生通常在深海完成。

总之,真光层作为生源要素生物地球化学循环最活跃的区域,生物的生产过程与生源要素循环的关系一直是研究的焦点之一。

二、海洋中颗粒物质的生物地球化学过程

海洋中的颗粒物质记录了海洋生物、物理、化学、地质过程的有关信息,通过对颗粒物质垂直通量及其组成变化的系统观测、研究,可以较全面的了解以碳循环为核心的海洋生物地球化学过程如何对气候和海洋环境变化作出反应,进而评价海洋在全球变化中所起的作用。

1. 颗粒物质的组成及其变化

颗粒物质的成分包括有机组分(生源物质)和无机组分两类:无机组分包括来自大陆的矿物碎屑,如径流输入、风成灰尘的颗粒,在海水化学过程中生成的硅酸盐、碳酸盐等自生矿物,以及在生物过程中生成的硅骨架碎屑等;海洋颗粒物质中有机质的来源是多方面的,主要有海洋浮游植物、浮游动物,以及它们的新陈代谢产物和死亡后的残体(Jaeger *et al.*, 1996; Fabiano *et al.*, 1996),其组成为碳水化合物、蛋白质、类脂物、核酸和 ATP 等。海水沉降颗粒物质中的有机组分在沉降过程中一部分被深海生物消耗进入再循环,另一部分进入沉积物中。在这些有机组分中,不同组分的抗降解作用不同,木质素大部分可沉降至海底,而原始色素只有不到 1% 进入沉积物中;脂类化合物的通量随水深增加也迅速减小,而且不同的脂类化合物递减速率不同;脂肪化合物质的组成随水深增加发生明显变化,不稳定成分减少,稳定成分和细菌成分明显增加。

颗粒物质的组成呈现明显的时空变化(季节性/空间性),这有助于探讨颗粒物质的来源及其在生源物质迁移、转化、贮存中的作用。通过对东海垂直沉降颗粒物质中各种形式的碳、氮的分析,作者认为,真光层内的颗粒物质主要来自于浮游生物,底层沉降颗粒物质有相当部分来自表层沉积物的再悬浮。碳在东海陆架的贮存与垂直转移主要依赖于 POC,在表层水体中占总碳的 98% 以上,在底层占 68% 以上(宋金明, 1997)。南沙群岛珊瑚礁生态系统中沉降颗粒的研究表明,沉降颗粒物质绝大部分是生源物质,即生源要素以生物颗粒形式输送。沉降颗粒中的磷在沉降过程中和沉降到泻湖底后,其有机物和硫化物结合态、碳酸盐结合态、离子交换态被释放(其中 90% 以上的有机磷进入再循环),其余形态的磷被埋藏(其中 2.5%—18% 为有机磷),沉降颗粒中的有机碳约 80% 被释放(李鹏程等, 1997)。

2. 颗粒物质的垂直通量研究

颗粒物质的生产、沉降和分解是控制海洋中生源要素循环的重要因素,其垂直通量的变化直接反映出生源要素的生物地球化学过程。生源颗粒物质的垂直通量变化受生物活动的影响呈现季节性变化(Voss *et al.*, 1996; Bird *et al.*, 1995; Karl, 1996), Brzezinski 等(1995)在 Sarrago 海(大西洋)观察到表层水中硅质有机颗粒物质生物量有明显的季节性:在每年 1—4 月的硅藻春华期,生源 SiO_2 (BSiO_2) 浓度达最大,为 $7.6\text{--}56.3\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2}$,其真光层的年输出量占硅年总通量的 62%。可见,硅藻繁盛对有机物从表层水向深海的输出有重要影响。从表层硅的生产到硅质颗粒物质向深海的输出支持了高达 $3.6\text{mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ 的新生产力,这一数量级的 BSiO_2 的净输出使开阔海成为世界海洋净 SiO_2 的最大来源。对于这种季节性变化的解释是:(1)在沿岸上升流区、南大洋和其他一些富营养洋区的水华期,硅藻是浮游植物的主体;(2)硅藻通常极易被中型(meso-)和大型(macro-)的浮游动物摄食而迅速产生沉降的碎屑;(3)硅藻作为单个的细胞,或作为孢子,或在有机聚集体中也能较快沉降,即使在寡营养的洋区,虽然硅藻相对稀少,但它们对有机物的垂直输送也达 30%;(4)一些种类的硅藻能调节它们的浮力而垂直迁移,这种迁移是一些地区(如北太平洋)生源通量的重要组成部分。除上述生物因素外,气候变化引起的海洋某些物理、化学条件的变化,如风浪和水动力等(Jaeger *et al.*, 1996; 邵秘华等, 1996)也在某种程度上控制着海洋颗粒物质的产生、输送和沉积,对海洋颗粒物质的垂直通量有一定影响。由冬季强季风引发的海水交换与混合使真光层的营养物质增多,初级生

产力增大,颗粒垂直通量增加;受黑潮流的影响引起的海流变化使当地的生源物质漂离本地,初级生产力降低,颗粒通量降低(Chen *et al.*, 1996; Thomsen *et al.*, 1995);海流引起的颗粒物质的水平运动使表层水颗粒物的生产力发生损失,表现在深层捕捉器的垂直通量有时大于同一时期浅层捕捉器的通量,如南海浅层捕捉器(1000m)通量变化范围为 $11.5\text{--}179.7\text{mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$,深层捕捉器(3 500m)为 $18.7\text{--}168.7\text{mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ (徐鲁强, 1997)。总之,初级生产力和颗粒通量一般呈显著的正相关。但在 ALOHA 站对初级生产力和真光层颗粒物质输出的研究中发现(Karl *et al.*, 1996),随着 ENSO 现象时间的延长,初级生产力和颗粒通量相关性降低,在 ENSO 期间,它们呈现一种显著的负相关,这一颗粒生产和通量间的反常关系对研究海洋和海洋地球化学循环及对环境的微扰响应很有启示。

3. 颗粒物质的垂直转移机制

海水中悬浮生源颗粒物质最终的归宿是形成海底沉积物,生物地球化学过程是控制沉降过程中颗粒物质发生溶解、离子交换、吸附等一系列物理化学变化的重要因素(林以安等, 1995; Brzezinski *et al.*, 1995; Heiskanen *et al.*, 1996)。生物活动的加剧一方面使颗粒物质沉降速率增大,导致生源要素循环加快(如珊瑚礁生态系);另一方面,大量微生物的活动和浮游生物的光合作用导致生源要素在不同区域物相转化和形态变化的差异,改变颗粒的表面组分、性质及介质成分,影响胶粒分散系的稳定性。在长江口,悬浮颗粒有机外膜富 N, P 有机质利于分散体系的稳定,反之,贫 N, P 有机质则利于絮凝。

吸附也是影响大洋中生源要素循环的重要方面, Alldredge 等(1989)发现,深海中占主导地位的沉降颗粒是一种由特殊结构的有机物质和无机矿物组成的粘性多面体,这种复合载体能不断吸附微小的无机颗粒,如藻类生物硬壳,并使之越长越大,形成一种“颗粒雪”(或“海洋雪”)的颗粒物质快速沉降机制。这种机制使原先沉降缓慢的无机及有机颗粒快速输送到海底,对加速生源要素的生物地球化学循环及碳的大气-海洋表层生态系统(生物碳泵)-海底的生物地球化学循环有重要意义。

三、海洋沉积物-海水界面过程中的生源要素

海洋沉积物-海水界面是海洋最重要的界面之一,对海洋中物质的循环、转移、贮存具有重要的作用,是全球变化研究中必不可少的一环。因此,了解海洋沉积物-海水界面间生源要素的迁移、界面附近生源要素的变化机制,对系统研究海洋中生源要素的生物地球化学过程有重要的价值。

1. 海洋沉积物-海水界面生源要素的迁移

海洋沉积物-海水界面间不断进行的物质交换使底层水和海底沉积物之间发生复杂的相互作用,由化学反应(矿物的溶解与沉淀、离子的吸附与交换、有机质的矿化、细菌对有机物的分解等)引起的元素释放与吸收改变了间隙水的组成与浓度,形成了海洋沉积物-海水界面间的浓度梯度,物质沿这一梯度迁出或迁入沉积物,维持水体和沉积物中生物的生态和化学体系的平衡。就整个世界大洋而言,海底沉积物输入上覆水体的 $\text{PO}_4\text{-P}$, $\text{SiO}_4\text{-Si}$, $\text{NH}_4\text{-N}$ 的通量分别为 3.8×10^{11} , 1.1×1.0^{13} , $1.0 \times 10^{13} \text{g} \cdot \text{a}^{-1}$, 占河流输入量的 54%, 2.2%, 4.8%; 近岸海湾的海底沉积物中有机质分解释放出的溶解氮占水体浮游生

物每天需氮量的 30%—100%, 沉积物释放出的营养盐能提供湾内浮游生物需氮量的 8%, 需磷量的 200%, 如南沙群岛海域沉积物向海水扩散的 H_4SiO_4 , NO_3^- , NH_4^+ , HPO_4^{2-} , NO_2^- 的通量在潟湖中分别为 203.37, 158.37, 413.94, 7.92 和 $17.32 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, 在其邻近海区的礁外分别为 2132.01, 465.10, 553.89, 12.07 和 $17.32 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ (宋金明等, 1996); 厦门西海域沉积物中的磷向上覆水的扩散通量达 $28 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 。每年进入沉积物中的生源物质也是大量的, 在 Scheldt 河口(法国)的潮间带泥坪, 每年向沉积物转移的总碳量是 $42 \text{mol} \cdot \text{m}^{-2}$, 其中 42% 被埋藏; 氮是 $2.6 \text{mol} \cdot \text{m}^{-2}$, 其中 85% 被埋藏 (Middelburg *et al.*, 1995); 在 Chesapeake 湾(美国), 一年内沉积碳的 70%—85% 发生成矿作用, 有机物的沉积和成矿构成这一生态系的总碳循环的主要部分 (Roden *et al.*, 1995)。

海水界面间生源要素转移方向的不同反映出界面环境的特征不同。在东海, S^{2-} , HS^- , H_4SiO_4 均是沉积物向海水扩散, 而 SO_4^{2-} , NH_4^+ , PO_4^{3-} 等则是从海水向沉积物扩散 (李延等, 1991), 转移方向的不同说明沉积物中生源要素早期化学成岩过程的差异。南沙群岛海域泻湖沉积物中大量的 HS^- 向上覆水扩散, 远高于礁外沉积物, 反映了该海域泻湖沉积物的还原性强于礁外沉积物 (宋金明等, 1996)。

2. 海洋界面附近生源要素的转移机制

由于海洋界面附近环境的差异, 化学物质在界面附近的分布特征不同, 其产生和转移机制也不相同。

(1) 表层沉积物中生源要素的热力学平衡 海洋沉积物是一相对稳定的体系, 特别是粒度较细的沉积物中元素的变化基本为一“准平衡态”, 可用热力学方法来处理。将生源要素 (N, C, S 等) 氧化-还原反应顺序的热力学模式 (假设亚表层环境的 pH 值恒定, 为 8.1, 每一反应的动力学是迅速的) 应用到埋藏后沉积物的氧化-还原反应上, 认为生源物质被还原而发生迁移的可能性为: 溶解氧 $> \text{NO}_3^-$, $\text{NO}_2^- > \text{SO}_4^{2-}$, CO_2 , 有机质。硫的氧化-还原体系受到关注, 在中盐度的 Chesapeake 湾(美国), 通过硫的还原产生的碳, 其成矿作用占平均净初级生产力的 60%—80% (Roden *et al.*, 1995)。硫的不同形式表明海区环境的氧化还原特性不同, 特别在缺氧的海洋沉积物中, S^{2-} 的出现与否和含量的大小成为标志环境氧化还原特性的重要指示剂。沉积物中的 S^{2-} 主要来自 SO_4^{2-} 在细菌作用下被有机质的还原, 其反应可写为 $2\text{CH}_2\text{O} + \text{SO}_4^{2-} \xrightarrow{\text{细菌}} \text{H}_2\text{S} + 2\text{HCO}_3^-$ (CH_2O 代表有机物), 但机理尚不十分清楚, 南沙群岛海域的研究认为, $\text{S}^0 + 2\text{e}^- \rightarrow \text{S}^{2-}$ 是表层沉积物中 S^{2-} 的氧化-还原控制电对 (宋金明等, 1996)。在自然环境中, 多数氧化-还原反应的速率是很低的, 因此常常是动力学因素而不是热力学因素控制沉积物中生源要素的迁移。

(2) 表层沉积物中生源要素的早期成岩作用 在表层沉积物固化成岩以前, 松软的沉积物进行着各种导致其成分变化的过程, 这就是早期成岩过程, 这一过程主要受沉积物总堆积速率、沉积物中有机质的数量和组成等的影响。生源要素的早期成岩作用非常显著, 就硅而言, 沉积物对生源硅的保存能力很强, 如在高纬度环境下, 生源硅和有机碳是在表层水中同时由硅藻产生的: SiO_2/C (重量比) 约为 1, 而在沉积物中其比值最高可达 300, 这主要是由于生源硅是由无机溶解反应降解, 不依赖于细菌的分解作用, 而有机碳主要是由微生物过程消耗 (DeMaster *et al.*, 1991)。另外, 生源硅和有机碳的聚集速率的不同也导致保存效率上的差异 (DeMaster, 1996), 一般沉积物的聚集速率每降低 $1-2 \text{cm} \cdot \text{ka}^{-1}$ 。

海底的保存效率也将降低约 1%。在全新世期,生源硅的沉积速率大约为 $2.3 \times 10^{12} \text{ g} \cdot \text{a}^{-1}$,有机碳为 $8.4 \times 10^{10} \text{ g} \cdot \text{a}^{-1}$,显然生源硅会被优先保存。大量生源硅的溶解使沉积物间隙水中硅的浓度很高,这能抑制石英的形成,尤其在早期成岩阶段,因此,生源硅在硅的成岩地球化学作用中起主导作用,石英及包括粘土矿物在内的铝硅酸盐起极其次要的作用。氮的成岩作用主要受沉积物中有机氮的影响,蛋白质的分解以及氨基酸的丢失可以由 C/N 比值随深度的变化反映出来。界面附近溶解磷的主要形式是正磷酸根,主要来自有机质的分解,磷不直接参与沉积物的氧化还原反应,但与其 Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ca^{2+} 及 Al^{3+} 的络合会造成它在界面的浓度差别,如还原环境中磷酸铁向磷酸亚铁的转化有利于磷的释放,一些氧化沉积物中贫磷是由于粘土矿物的吸附。沉积物中可能存在亚稳定的单质硫,并可进一步形成自生黄铁矿(FeS_2)沉淀,导致硫的浓度通常在沉积物上层内很低($<1\mu\text{m}$) (Gagnon *et al.*, 1996)。沉积物表面的沉淀将近 80% 是由再悬浮物组成的,因此,上升流对生源要素的界面行为也有很大影响,由上升流引起的营养盐供应的增加,使生物生产力相应增大,结果导致有机物再成矿速率的增加,25%—40% 的初级生产力及 76%—83% 的氮是在此期间再生的 (Farias *et al.*, 1996)。

对于早期成岩过程的描述,已从早期组分垂向分布的定性描述发展到基于现场速率测量和理论值相联系的定量阐述,特别是 Berner (1980) 关于“扩散-平流-反应”模型的提出,使其有了一个更高层次的发展。表 1 是东海沉积物-海水界面附近生源要素早期成岩动力学常数的研究结果。

表 1 东海 N, P, S, Si 的早期成岩作用 (宋金明, 1997)

生源要素	早期成岩反应	反应常数
SiO_3^{2-} SO_4^{2-}	固体硅的溶解, 粘土矿物的吸附, 自生矿物的沉淀 有机质的降解	(溶解) $K_D = 0.00142 \text{ a}^{-1}$ $K_R = 0.00093 \text{ a}^{-1}$, $K_A = 0.00123 \text{ a}^{-1}$
PO_4^{3-}	有机磷的分解, 磷酸盐的吸附和沉淀	(分解) $\begin{cases} K_D = 0.00231 \text{ a}^{-1} \\ K_D = 0.00171 \text{ a}^{-1} \end{cases}$ (沉淀) $K_P = 0 \sim \infty$
NH_4^+	粘土矿物的吸附	$K_A = (5.2 \sim 450) \times 10^{-5} \text{ a}^{-1}$

3. 生物作用对生源要素界面转移的影响

许多研究表明浮游植物引起的水体富营养环境可导致生源要素界面通量的变化 (Conley *et al.*, 1995; Overnell *et al.*, 1995), 春华期前, 可在沉积物-海水界面观察到低的、恒定的营养盐通量, 春华期后, 通量显著增大。Overnell 等 (1995) 实验模拟了 NO_3^- , NH_4^+ , PO_4^{3-} , SiO_3^{2-} 等界面通量的变化, 浮游植物导致的有机碳的输入为 $0.082 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, PO_4^{3-} , NH_4^+ , NO_3^- , SiO_3^{2-} 分别为 0.32 , 0.248 , 0.033 和 $3.46 \text{ mmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, 实验结果表明了界面通量随季节有着明显的变化。

底栖生物扰动作为浮游和底栖过程相互作用的一个重要机制在 JGOFS 和 GLOBEC 研究中受到关注, 广泛使用放射性核素 ^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{234}Th 等现场实验测定生物扰动造成的 POC 通量的变化, 根据测定结果一般认为, 底栖生物扰动对沉积物-海水界面附近生源要素行为的影响有三个过程: (1) 水域的生产力及有机物质的沉降; (2) 微生物及底栖小食物网对沉积物中有机质的矿化和营养盐的再生过程; (3) 生物扰动和生物冲洗对沉积物及有机碎屑的搬运、扩散和改造。总之, 底栖生物扰动可以加强海水和沉积物间的物质交换

(Devol *et al.*, 1993)。

四、微生物在生源要素海洋生物地球化学循环中的作用

微生物(主要是浮游植物和细菌)在元素形态间的转化、迁移和循环中充当了重要角色,其作用日益受到重视,尤其在近 20 年,细菌在海洋生态系统中的作用得到重新评价。据测算,海洋初级生产过程中固定的有机碳,约 10%—50%是以 DOC 的形式释放到海水中,这类 DOC→自由生活的异养微生物→鞭毛虫、纤毛虫等原生动物→后生动物的物流途径称为微生物环(the microbial loop),细菌利用光合 DOC 产物的过程称微生物的二次生产。微生物环通过细菌和原生动物,可使一部分“丢失”的能量返回主食物链(图 2),成为整个微型生物食物网(microbial food web)的不可分割的重要组成部分。这一发现,说明细菌在海洋生态系统中不仅是分解者,同时也是生产者,使生源要素的海洋生物地球化学研究有了概念上和理论上的突破。

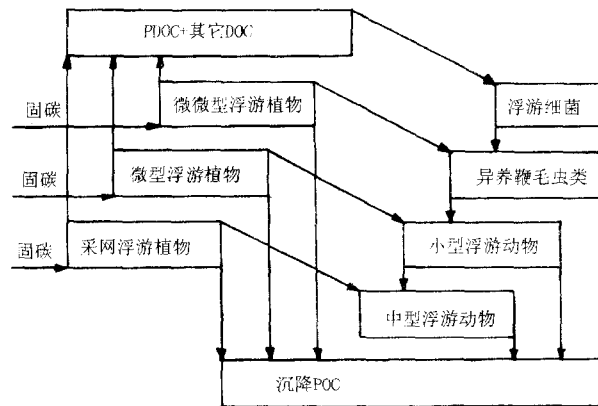


图 2 浮游生物碳流模型示意图 (焦念志等, 1993)

和浮游植物相比,微生物也是重要的 POC 贮库。加利福尼亚海盆的研究表明(Azam, 1992),细菌有机碳(BOC)是总 POC 的重要组成部分,至少占总 POC 的 14%,最高达 62%;闽南、台湾浅滩上升流区的 BOC 占整个 POC 的 11.75%(Zheng *et al.*, 1993)。在寡营养条件下,相对于浮游植物和碎屑物,细菌生物量对颗粒有机物的贡献更大,因为浮游植物对营养盐吸收动力学的半饱和常数与细胞粒径成正比。因此,细胞粒径最小的细菌能在低营养盐的竞争中占据优势。在寡营养的 Sarrago 海(Caron *et al.*, 1995),3—4 月间的微生物生物量分别占总颗粒碳和氮的 55%和 63%,其中细菌聚集物组成了水中最大的微生物碳库(35%)和氮库(45%),并且也是总颗粒碳(占 10%—20%)和氮(占 15%—30%)的重要组成部分。

微生物细胞极小(0.2—0.6 μm),是非沉降性 POC。因此,细菌在水中是自由生活的还是附着在大颗粒上,这对作为颗粒物贮库的细菌在微生物食物网上的行为至关重要。在大西洋东北部,真光层内的附着细菌占细菌总量的 1.8%—3.4%,自由生活的细菌对悬浮颗粒有机碳的贡献为 28%—40%,可见,大部分细菌是自由生活的,附着在颗粒中的细

菌只占细菌类群中的一小部分(Turrley *et al.*, 1994)。但这两类细菌在生态系中均具有重要作用,自由细菌对微生物的脱氮动力学非常重要(Joye *et al.*, 1994),它的剧烈活动对大型浮游植物的生产力影响很大,可能是细菌-浮游植物的相互作用影响了浮游植物的聚集(Azam *et al.*, 1994)。对于附着细菌,Azam(1992)认为,即使附着在颗粒物上的细菌只占菌群的1%,粗略地计算,颗粒相中细菌浓度仍高达 1.0×10^7 个 $\cdot$ L $^{-1}$ 或 2.5×10^{13} 个 $\cdot$ L $^{-1}$,这说明颗粒上具有高密度的细菌生物量和强烈的细菌代谢活动。所以附着细菌较自由生活的细菌更具活性(Griffith *et al.*, 1994)。

微生物作为生产者还表现在对生源要素的利用上。Azam(1992)研究了细菌对氨基酸的吸收,对 Sarta Monica 海盆的细菌利用 DOC 的情况也进行了定量研究;Turrley 等(1994)在对大西洋东北部碳通量进行研究时发现,POC 和 BOC 在真光层中的通量仅 9% 和 10% 到达海底,远小于颗粒物质的通量(25% 和 35%),丢失的沉降颗粒碳可能是中/深层水中细菌的一个可利用的重要碳源。在阿拉伯海区,Azam 等(1994)关于细菌对有机碳利用的研究表明,在聚集体中,外水解酶的作用以及水解产物间的相互作用产生一种不易被自由细菌降解的物质,储存的 DOC 被细菌利用,平衡了沉降 POC 供应的亏空。细菌对溶解有机氮(DON)的吸收研究表明(Hoch *et al.*, 1996),不同生物类群对不同氮源有选择性,粒径较小的生物更易利用还原态氮,因而, NH_4^+ 是细菌生长的主要限制因素。细菌对磷的利用情况比较复杂,一般认为,细菌是 DOP 的主要利用者(Tarapchak *et al.*, 1990),多数情况下,DOP 又具有刺激细菌吸收无机 ^{32}P 的作用。但近年来许多研究表明(黄邦钦等,1996;Conter *et al.* 1992),细菌对 DOP 的吸收利用能力不如浮游植物,这与多种因素有关,如细菌的异养活性差异,海洋与湖泊中细菌的种类、组成、营养状况的差异等,海洋环境下细菌在磷的生物地球化学循环中的作用尚有待进一步研究。

微生物作为有机物的分解者很早就被认识。利用自身附着在颗粒物上的细菌产生的外水解酶将 POC 转化为 DOC,DOC 又被自由生活的细菌同化,成为胶体粒度级的 POC (细菌本身),所以存在着一个“大颗粒 POC $\xrightarrow[\text{分解}]{\text{附着细菌}}$ DOC——自由细菌”的转移途径(Cho *et al.*, 1988)。

生源要素的海洋生物地球化学过程研究已经成为海洋学的前沿领域,方兴未艾,前景十分广阔,具有重要的科学和实际意义。

参 考 文 献

- 宋金明、李鹏程,1996a,南沙群岛海域泻湖及礁外沉积物间隙水中的-2价硫,海洋与湖沼,27(6):590—596。
- 宋金明、李鹏程,1996b,南沙群岛珊瑚礁生态系中沉积物-海水界面 N、P、Si 的扩散转移通量,海洋科学,5:43—50。
- 宋金明、李鹏程、詹滨秋,1997,热带西太平洋定点海域(4°S,156°E)营养盐变化规律及降水对海水营养物质影响的研究,海洋科学集刊,38:133—141。
- 宋金明,1997,中国近海沉积物-海水界面化学,海洋出版社,1—222。
- 李延、宋金明,1991,东海沉积物-海水界面附近化学质量转移的研究,第四次中国海洋湖沼科学会议论文集,科学出版社,94—99。
- 李鹏程、宋金明,1997,南沙群岛珊瑚礁泻湖中沉降颗粒有机碳、氮及五种形态磷的垂直通量研究,南沙群岛珊瑚礁泻湖化学与生物学研究,海洋出版社,55—63。
- 陆田生、纪明侯,1996,胶州湾海水中溶解氨基酸的研究,海洋与湖沼,27(2):117—124。
- 邵秘华等,1996,长江口海域悬浮物的分布时空变化特征,海洋环境科学,15(3):36—39。

- 林以安等,1995,长江口生源要素的生物地球化学特征与絮凝沉降的关系,海洋学报,17(5):65—72。
- 陈水土、阮五琦,1996,台湾海峡上升流区氮、磷、硅的化学特性及输送通量估算,海洋学报,18(3):36—44。
- 洪华生,1994,海洋生物地球化学研究论文集,厦门大学出版社,1—131。
- 徐鲁强等,1997,南海北部沉降颗粒氨基酸通量及生物地球化学意义,海洋学报,19(2):57—64。
- 黄邦欣等,1996,厦门海域浮游植物和细菌对溶解有机磷的作用,海洋生物地球化学过程与生态环境效应,厦门大学出版社,45—50。
- 焦念志、王荣,1993,海洋初级生产力的结构,海洋与湖沼,24(4):340—343。
- Allredge, A. L. and M. W. Silver, 1989, Characteristics dynamics and significance of marine snow, *Prog. Oceanogr.*, 20:41—82.
- Ayears, G. P., 1991, Coherence between seasonal cycles of dimethyl sulphide, methan esulphonate and sulphate in marine air, *Nature*, 349(31):404—406.
- Azam, F. *et al.*, 1994, Significance of bacteria in Carbon fluxes in the Arabian Sea, *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet Sci.)*, in: *Biogeochemistry of the Arabian Sea: Present information and gaps* Lal, D. (ed.): 341—351.
- Azam, F., 1992, Bacterial transformation and transport of organic matter in the southern California Bight, *Prog. Oceanogr.*, 30(4):151—166.
- Bates, T. S., J. C. Robert and R. H. Gammon, 1987, Evidence for the climatic role of marine biogenic sulphur, *Nature*, 329(24):319—320.
- Berner, R. A., 1980, *Early Diagenesis: A theoretical approach*, Princeton University Press, 31—53.
- Bird, M. I., G. J. Brunskill and A. R. Chivas, 1995, Carbon-isotope composition of sediments from the Gulf of Papua, *Geo. Mar. Lett.*, 15(3—4):153—159.
- Brzezinski, M. A. and D. M. Nelson, 1995, The annual silica cycle in the Sargasso Sea near Bermuda, *Deep-Sea Res.*, 42(7):1215—1237.
- Garon, D. A. *et al.*, 1995, The contribution of microorganisms to particulate carbon and nitrogen in surface waters of the Sargasso Sea near Bermuda, *Deep-Sea Res.*, 42(6):943—972.
- Chen, C. T. and M. L. Chi, 1996, Stoichiometry of Carbon, Hydrogen, Nitrogen, Sulfur and oxygen in the particulate matter of the western North Pacific marginal sea, *Mar. Chem.*, 54:179—190.
- Cho, B. C. and F. Azam, 1988, Major role of bacteria in biogeochemical fluxes in the Ocean's interior, *Nature*, 332:441—443.
- Conley, D. J. and R. W. Johnstone, 1995, Biogeochemistry of N, P and Si in Baltic sea sediments: Response to a simulated deposition of a spring diatom bloom, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 122(1—3):265—276.
- Conter, J. B. and R. G. Waizel, 1992, Uptake of dissolved inorganic and organic phosphorus compounds by phytoplankton and bacterioplankton, *Limnol. Oceanogr.*, 37(2):232—243.
- DeMaster, D. J., 1996, Preservation efficiencies and accumulation rates for biogenic silica and organic C, N, and P in high-latitude sediments: The Ross Sea, *J. Geophys. Res.*, 101(C8):18501—18518.
- DeMaster, D. J. *et al.*, 1991, The cycling and accumulation of biogenic silica and organic carbon in Antarctic deep-sea and continental margin environments, *Mar. Chem.*, 35:489—502.
- Devol, A. H. and J. P. Christensen, 1993, Benthic fluxes and nitrogen cycling in sediments of the continental margin of the eastern North Pacific, *J. Mar. Res.*, 51:345—372.
- Dugdale, R. C., F. P. Wilkerson and H. J. Minas, 1995, The role of a silicate pump in driving new production, *Deep-Sea Res.*, 42(5):697—719.
- Fabiano, M., P. Povero and R. Danovaro, 1996, Particulate organic matter composition in Terra Nova Bay during Summer 1990, *Antarct. Sci.*, 8(1):7—13.
- Farias, L., A. C. Lizandro and A. S. Marco, 1996, Effect of coastal upwelling on nitrogen regeneration from sediments and ammonium supply to the water column in Concepcion Bay, Chile, *Estuar. Coast. Shelf*, 43(2):137—155.
- Gagnon, C., A. Muai and E. Pellatier, 1996, Vertical distribution of dissolved sulphur species in marine sediments, *Mar. Chem.*, 52(3—4):195—209.

- Griffith, P. *et al.*, 1994, Activity and distribution of attached bacteria in Chesapeake Bay, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **108** (1-2): 1-10.
- Heiskanen, A. S. and A. Keck, 1996, Distribution and sinking rates of phytoplankton, detritus, and particulate biogenic silica in the Laptev Sea and Lena River (Arctic Siberia), *Mar. Chem.*, **53**(3-4): 229-245.
- Hoch, M. P. *et al.*, 1996, Stable isotope dynamics of nitrogen recycled during interactions among marine bacteria and protists, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **132**(1-3): 229-239.
- Jaeger, J. M. *et al.*, 1996, Lateral transport of settling particles in the Ross Sea and implications for the fate of biogenic material, *J. Geophys. Res.*, **101**(C8): 18479-18488.
- Joye, S. B. and H. W. Paerl, 1994, Nitrogen cycling in microbial mats: Rates and patterns of denitrification and nitrogen fixation, *Mar. Biol.*, **119**(2): 285-295.
- Karl, D. M. *et al.*, 1996, Seasonal and interannual variability in primary production and particle flux at station ALOHA, *Deep-Sea Res.*, **43**(2-3): 539-568.
- L'Helguen, S., C. Madec and P. Le Corre, 1996, Nitrogen uptake in permanently well-mixed temperate coastal waters, *Estuar. Coast. Shelf*, **42**(6): 803-818.
- Middelburg, J. J. *et al.*, 1995, Carbon and nitrogen cycling in intertidal sediments near Doel, Scheldt Estuary, *Hydrobiologia*, **311**(1-3): 57-69.
- Miller, C. A., D. L. Penry and P. M. Glibert, 1995, The impact of trophic interactions on rates of nitrogen regeneration and grazing in Chesapeake Bay, *Limnol. Oceanogr.*, **40**(5): 1005-1011.
- Overnell, J. *et al.*, 1995, Sediment-water column coupling and the fate of the spring phytoplankton bloom in Loch Linnhe a Scottish fjordic sea-loch. Sediment process and sediment-water fluxes, *Estuar. Coast. Shelf*, **41**(1): 1-10.
- Rios, A. F., T. R. Anderson and F. F. Perez, 1995, The carbonic system distribution and fluxes in the NE Atlantic during spring 1991, *Prog. Oceanogr.*, **35**(4): 295-314.
- Rivkin, R. B. *et al.*, 1996, Vertical flux of biogenic carbon in the ocean: Is there food web control? *Science*, **272**(5265): 1163-1166.
- Roden, E. E. *et al.*, 1995, Carbon cycling in mesohaline Chesapeake Bay sedimental: POC deposition rates and mineralization pathways, *J. Mar. Res.*, **53**(5): 799-819.
- Tarapchak, S. and R. A. Moll, 1990, Phosphorus sources for phytoplankton and bacteria in Lake Michigan, *J. Plankton Res.*, **12**: 743-758.
- Taylor, B. F. and R. P. Kiene, 1989, Microbial metabolism of DMS in biogenic sulphur in the environment, *Amer. Chem. Soc.*, **339**: 201-221.
- Thomsen, L. *et al.*, 1995, An in situ experiment to investigate the depletion of seston above an interface feeder field in the continental slope of the western Barents Sea, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **123**(1-3): 295-300.
- Turner, S. M. *et al.*, 1996, Increased dimethyl sulphide concentrations in Sea water from in situ iron enrichment, *Nature*, **383**(6600): 513-517.
- Turtley, C. M. and D. J. Mackie, 1994, Biogeochemical significance of attached and free-living bacteria and the flux of particles in the NE Atlantic ocean, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **115**(1-2): 191-203.
- Voss, M., M. A. Altabet and B. Bodurgen, 1996, $\delta^{15}\text{N}$ in sedimenting particles as indicator of euphotic zone process, *Deep-Sea Res.*, **43**(1): 33-47.
- Yvon, S. A. *et al.*, 1996, Atmospheric sulphur cycling in the tropical Pacific marine boundary layer (12°S, 135°W): A comparison of field data and model results. I. DMS, *J. Geophys. Res. (D ATMOS.)*, **101**(D3): 6899-6909.
- Zhang, H. and F. Sun, 1996, Dynamics analysis for flux of carbon dioxide across sea surface, *Acta Oceanologica Sinica*, **15**(4): 447-455.
- Zheng, T. L. *et al.*, 1993, The role of marine bacteria in the upwelling regions of the Minnan Taiwan bank, *Acta Oceanologica Sinica*, **12**(2): 5-16.

PROGRESS IN STUDIES ON MARINE BIO GEOCHEMICAL PROCESS OF BIOGENIC ELEMENTS*

Luo Yanxin, Song Jinming

(*Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences*)

ABSTRACT

This paper reviews the progress in the study of marine biogeochemical processes of biogenic elements (C, N, P, S, Si) and consists of four parts:

1. The cycling of biogenic elements in the euphotic zone

The air-sea exchange process of biogenic elements is an important link in the euphotic zone cycle. The interface behaviors of some trace gases which can affect global climate and the possible influencing factors (mainly referring to biological processes) are discussed. The exchange of carbon between atmosphere and ocean depends on the CO_2 partial pressure (P_{CO_2}) difference; DMS is mainly released from the sea. P_{CO_2} and DMS are controlled by biogeochemical processes to some extent. These results are useful to understanding systematically the importance of the ocean in global climate change.

The euphotic zone is the most active region in the marine biogeochemical processes of biogenic elements. Phytoplanktons transform DIC into DOC by photosynthesis, absorbing nutrients (N, P, Si) in certain proportion. On the other hand, they are generally eaten by mesozooplankton and macrozooplankton, and are then excreted as sinking fecal pellets, some of them are decomposed and dissolved again, others off the euphotic zone, including regenerated nutrients in mid-or deep-ocean, may be brought to upper water by upwelling. The processes of the cycling and regeneration of biogenic elements in the euphotic sea are very complicated.

2. Marine biogeochemical process of particulates

Important information concerning the biology, chemistry and geology of particulates can be obtained by studying their component variations, vertical fluxes and transport mechanism.

By discussing the component variations with space and seasons, the particulates origin and function in transporting and storing biogenic elements are reviewed. There are two main factors cited to explain the changes of vertical fluxes — biology and physics, such as the contribution of diatom bloom to exportable organic matter from the upper water, the influences of wave, lateral transport, El Niño/Southern Oscillation. The vertical transport mechanism of particulate matter tends to be dominated by the biogeochemical cycle.

* Contribution No. 3321 from the Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences.

3. The behaviour of biogenic elements near the sediment-water interface

The exchange amount across the sediment-water interface is large. The fluxes from sediment to water in global oceans, Nansha lagoons, Xiamen western sea, etc. and the carbon fluxes to the sea floor in the Scheldt River estuary and Chesapeake Bay are summarized. The exchange processes keeping the interface ecological system balance and the behavior differences reflecting the different environmental characteristics are discussed on the basis of thermodynamics and kinetics theory, e. g. redox balance, precipitation-dissolution system, diagenetic process. In addition, the biological process affecting interface behaviours, such as phytoplankton and benthos bioturbation which strengthens the exchange between the water and sediment, are mentioned.

4. Role of small organisms in the marine biogeochemical cycle of biogenic elements

Recently, small organisms (mainly referring to phytoplankton and bacteria), have been paid much more attention. Due to the finding of the microbial loop, the contributions of bacteria producers appear to be much greater than thought before. First, microorganisms are important storers of POM, especially in the eutrophic zone. Second, they can utilize biogenic elements. As decomposers, their contributions lie in returning the "lost" energy to the food chain. This is one of the key links in the biological process which controls elements cycling.