

第五章 海洋中的营养盐

§ 5-1 海洋中的磷

§ 5-2 海洋中的无机氮化物

§ 5-3 海洋中的硅

§ 5-4 海洋中营养盐的垂直循环

§ 5-5 富营养化与赤潮

概述

营养盐

营养盐再生

海洋中营养盐的某些特征

营养盐

化学海洋学中**营养盐（Nutrients）**一般指磷、氮、硅元素的盐类。

- 海洋浮游植物生长所必须的成分，是海洋生产力的食物链的基础；
- 在真光层被浮游植物吸收直至限制其生长。

浮游植物生长所需的营养成分还包括海水主要成分、一些微量元素如 Fe、Mn、Cu、Zn、Co、Mo 等和一些有机化合物如维生素等，但其含量一般不限制生长（Fe、Mn 可能除外）。

来源

- 陆源物质：岩石风化物
有机物腐解产物
排入河川中的废弃物

包括大陆径流、大气中的灰尘和极区冰川作用等输入途径。

- 海洋生源有机物质分解（营养盐再生）
- 火山及热液活动

营养盐再生

营养盐再生（Regeneration of nutrients）

在真光层内，营养盐经生物光合作用被吸收，成为生物有机体组成部分。生物体死亡后下沉到真光层以下，有机体分解、矿化，营养元素最终以无机化学形式返回到海水中的过程为**营养盐再生**。

海洋中营养盐的某些特征

—营养盐是海洋生命活动的基本要素。

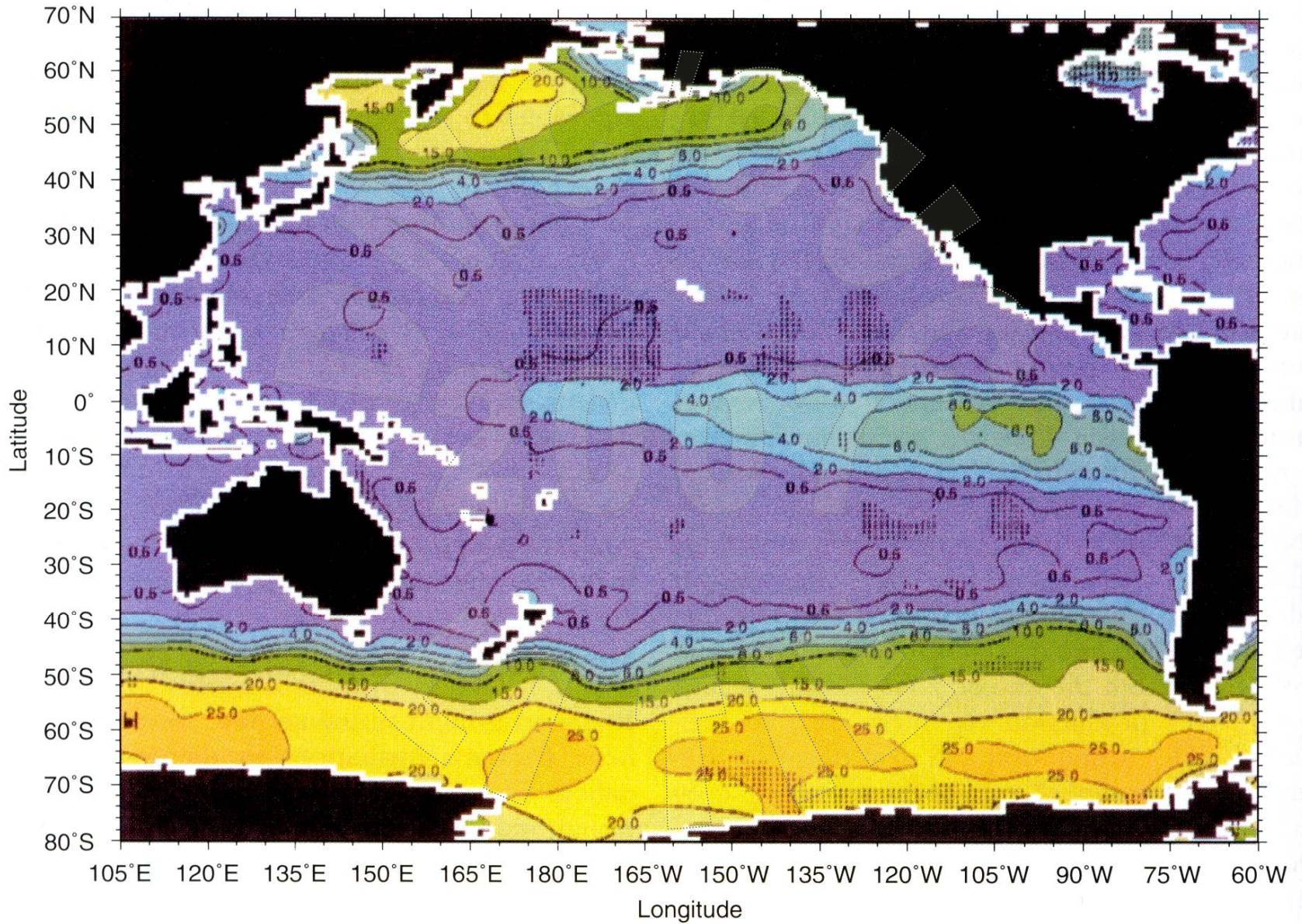
- 浮游植物光合作用中被吸收，与碳、氧等为构成生物体基本元素。
- 有较为恒定的吸收比（C:N:P:O=106:16:1:—276）。
- 在真光层内是生物量或生产力的限制性因素。

—营养盐的含量、分布、变化和循环主要受生物作用控制。

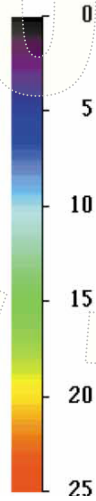
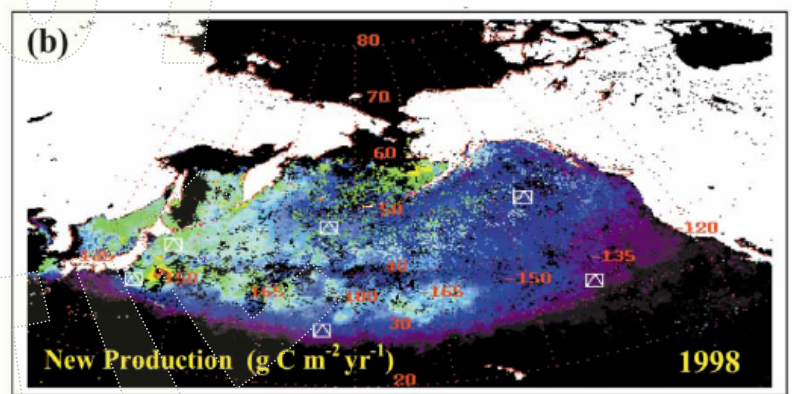
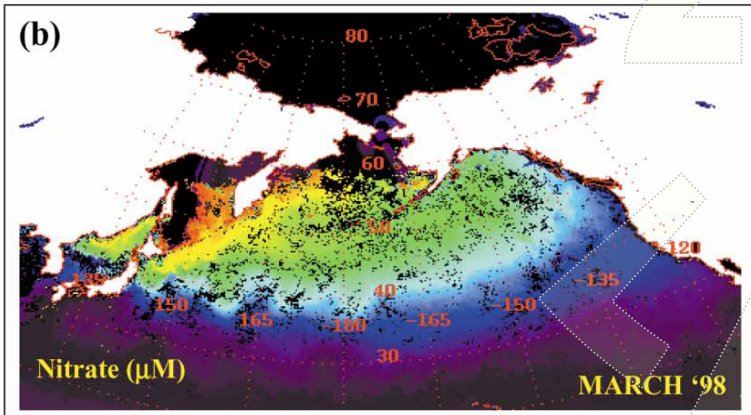
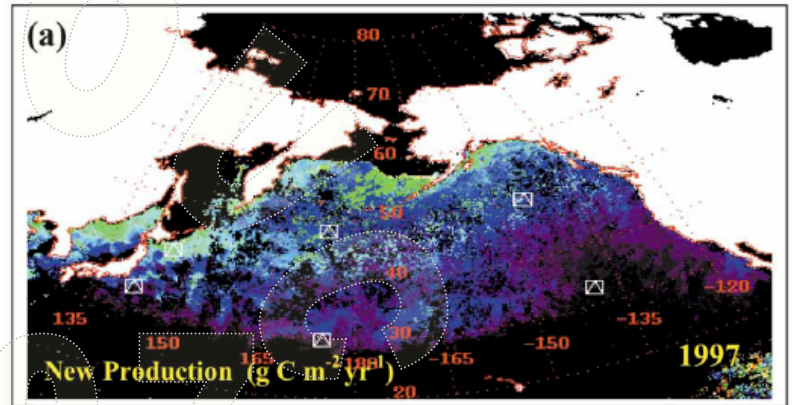
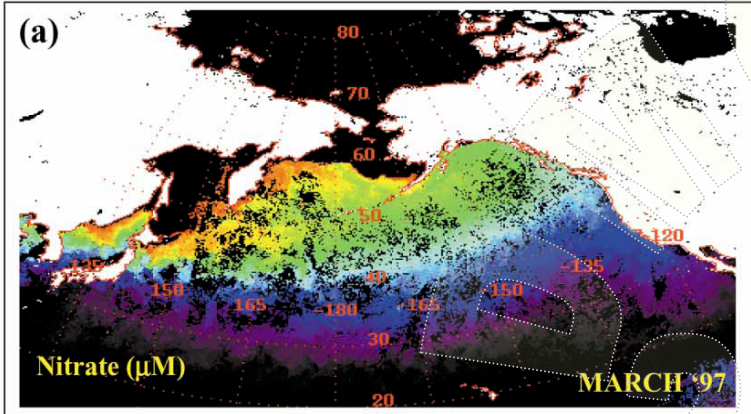
- 形态转化。
- 再生与循环过程。
- 时间变化（日变化、季节变化等）明显。
- 空间分布差异很大（物理、化学。生物共同影响）

区域性变化、垂直分布

区域变化例：太平洋年平均硝酸盐浓度 ($\mu\text{mol l}^{-1}$; Conkright et al., 1998)

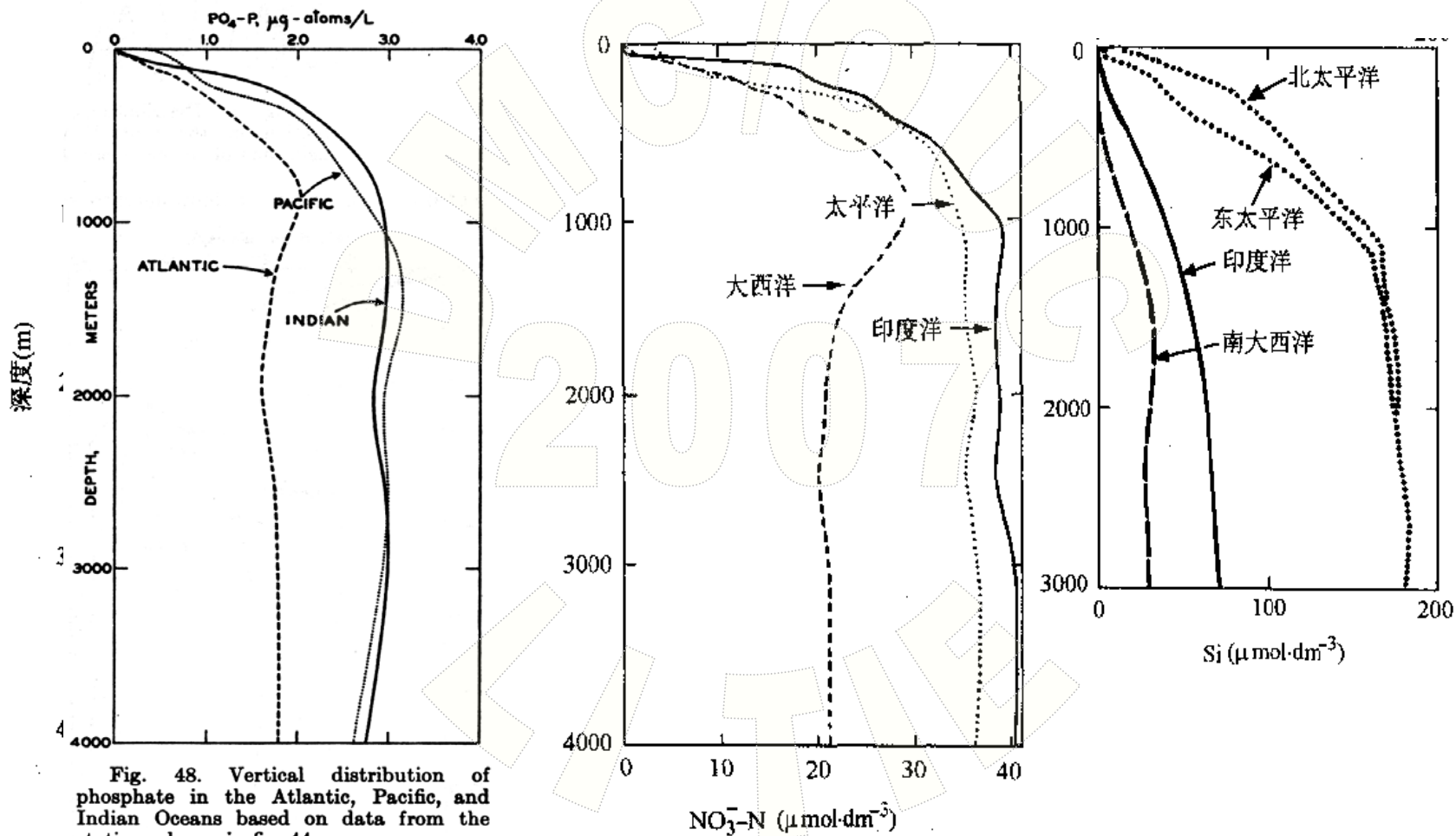


北太平洋硝酸盐与新生产的分布



(Goes et al., 2002)

海洋中营养盐的垂直分布



§ 5-1 海洋中的磷

生物功能

- 能量传送反应 (ATP and ADP) ,
- 细胞壁组分。

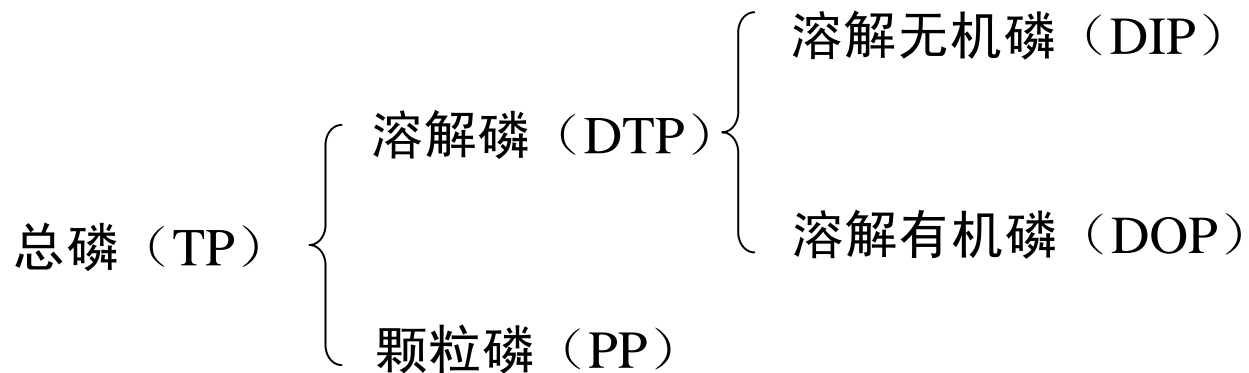
§ 5-1 海洋中的磷

一、海水中磷的形态

二、海水中磷的含量、分布和变化

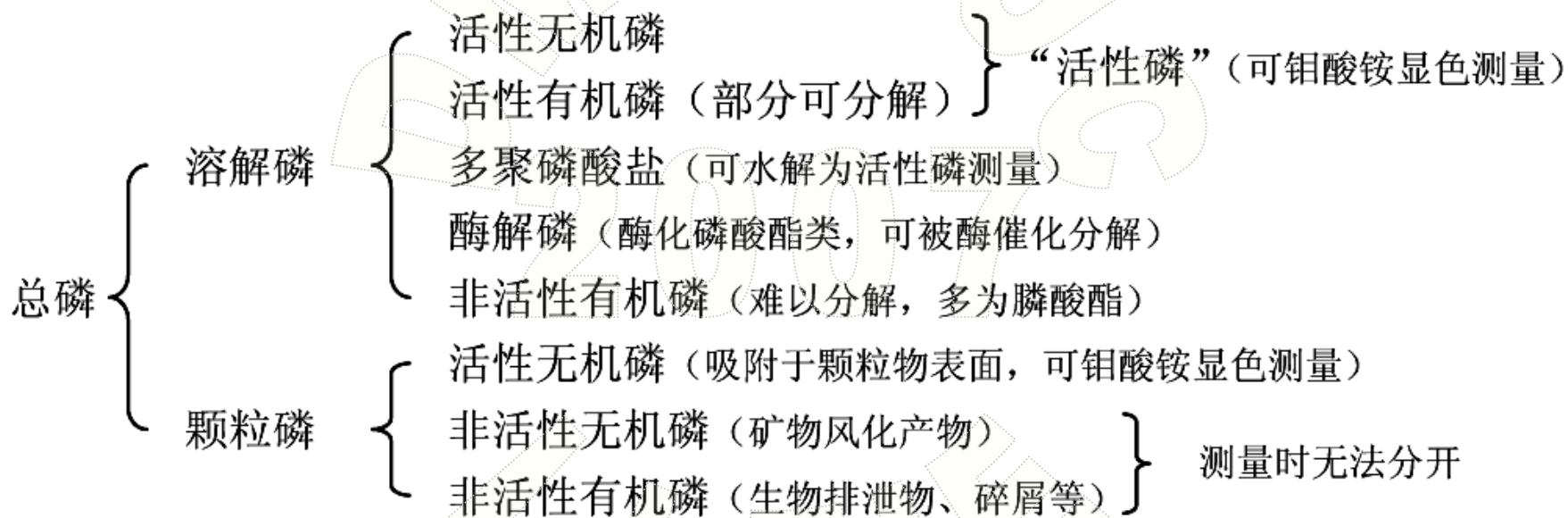
一、海水中磷的形态

1. 海水中磷的形态划分



一、海水中磷的形态

1. 海水中磷的形态划分



(Strickland and Parsons, 1972)

一、海水中磷的形态

1. 海水中磷的形态划分

海水中磷的存在形态、形式间的相对含量（即比值），受生物过程的影响，随季节而变化。

海域	水深 (m)	TP (mg dm ⁻³)	DIP	DOP	PP
英吉利海峡	70 m	12.5	20%	63%	15%
白令海				47%	

近岸海水中总磷以DOP为主，DIP次之。

一、海水中磷的形态

2. 海水中无机磷酸盐的存在形式

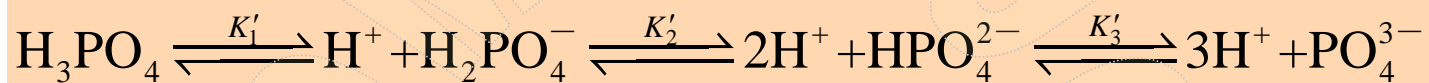
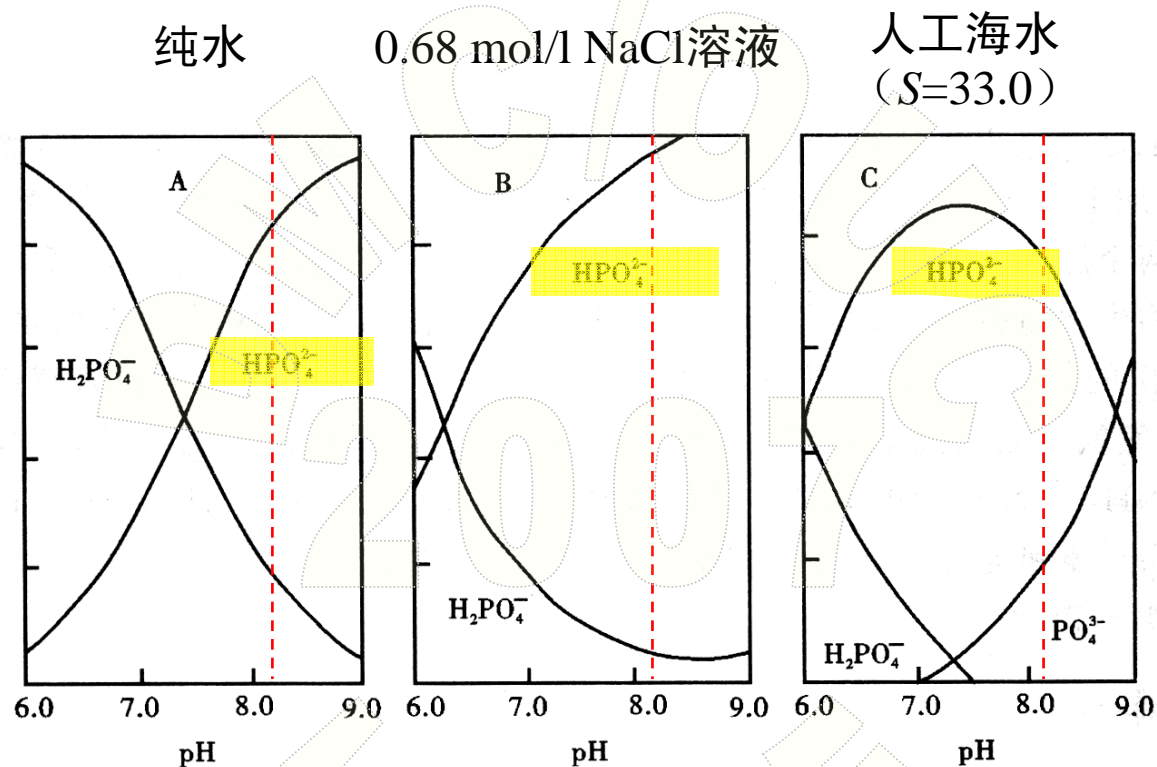


表5.4 人工海水和0.68 mol/l NaCl的解离常数 (20°C)

介质	$K_1' (\times 10^{-2})$	$K_2' (\times 10^{-6})$	$K_3' (\times 10^{-9})$
0.68 mol/l NaCl溶液	2.83 ± 0.08	0.41 ± 0.04	0.010 ± 0.001
人工海水 ($S=33.0$)	2.35 ± 0.15	0.88 ± 0.06	1.37 ± 0.15

2. 海水中无机磷酸盐的存在形式



各种形式磷酸盐在不同pH下的分布情况 (20°C)
(Kester and Pytkowicz, 1967)

在不同介质中各种磷酸盐形式随pH变化不同，为什么？

一、海水中磷的形态

2. 海水中无机磷酸盐的存在形式

磷酸的解离平衡常数（与温度和盐度的关系； Millero, 1996）

$$\ln K'_1 = 115.54 - 4576.752/T - 18.453 \ln T + (0.069171 - 106.736/T)S^{0.5} \\ + (-0.01844 - 0.65643/T)S$$

$$\ln K'_2 = 172.1033 - 8814.71/T - 27.927 \ln T + (1.3566 - 160.340/T)S^{0.5} \\ + (-0.05778 - 0.37335/T)S$$

$$\ln K'_3 = -18.126 - 3070.75/T + (2.81197 + 17.27039/T)S^{0.5} \\ + (-0.09984 - 44.99486/T)S$$

一、海水中磷的形态

2. 海水中无机磷酸盐的存在形式

磷酸的解离平衡常数（压力的影响； Millero, 1996）

压力对磷酸解离平衡常数的影响（25°C）

压力 (bar)	K_1^P / K_1^0	K_2^P / K_2^0	K_3^P / K_3^0
0	1	1	1
500	1.36	1.65	1.98
1000	1.78	2.61	3.64

压力对磷酸存在形式的影响（ $S=35$, 25°C）

压力 (bar)	H_3PO_4	$H_2PO_4^-$	HPO_4^{2-}	PO_4^{3-}
0	0	0.5	79.2	20.4
500	0	0.2	66.1	33.7
1000	0	0.1	33.7	48.3

一、海水中磷的形态

2. 海水中无机磷酸盐的存在形式

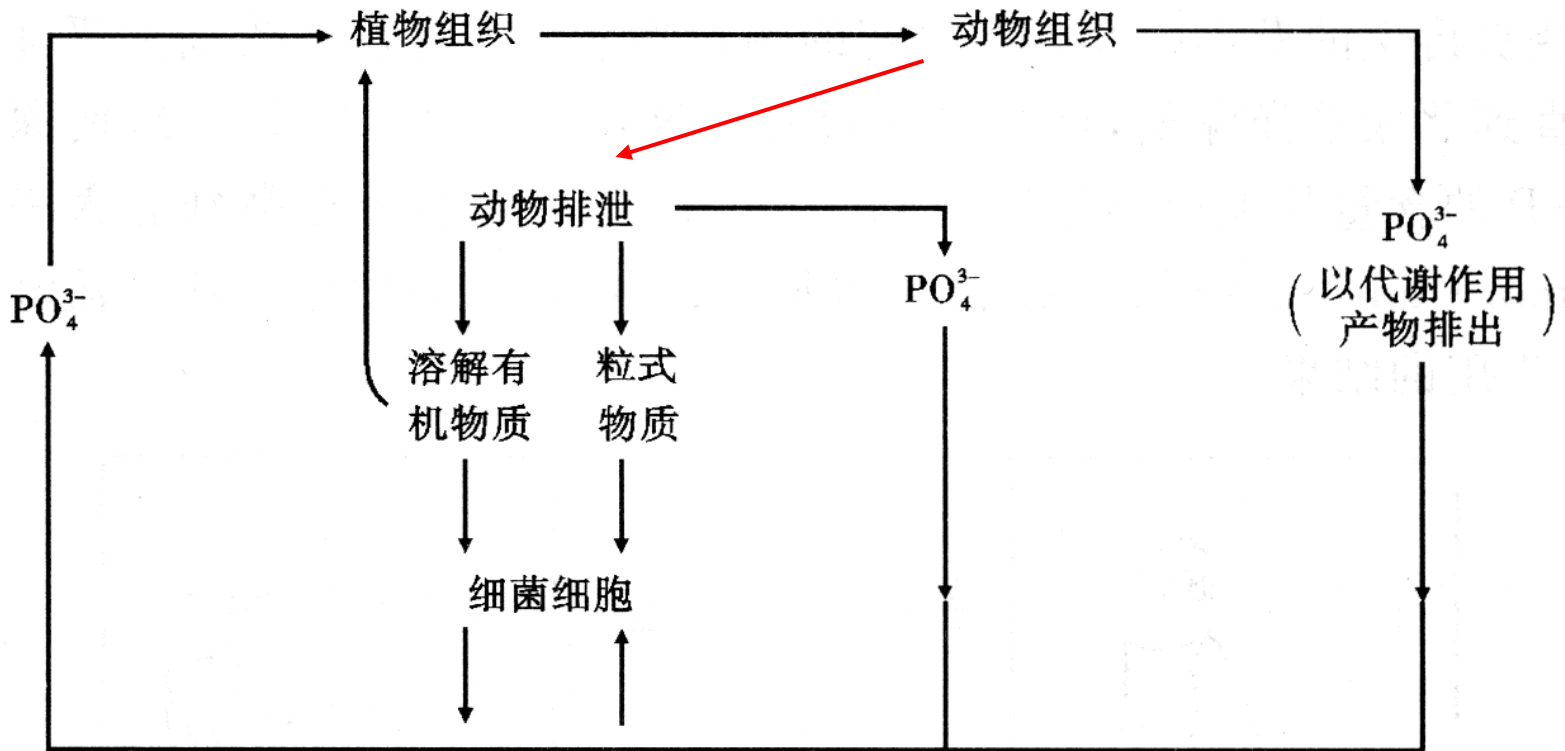
磷酸的离子对 (与 Ca^{2+} 和 Mg^{2+})

缔合形式	$\lg\beta_{\text{MgX}}$	$\lg\beta_{\text{CaX}}$
MH_2PO_4^+	0.14	-0.15
MHPO_4^0	1.23	0.97
MPO_4^-	3.36	4.51

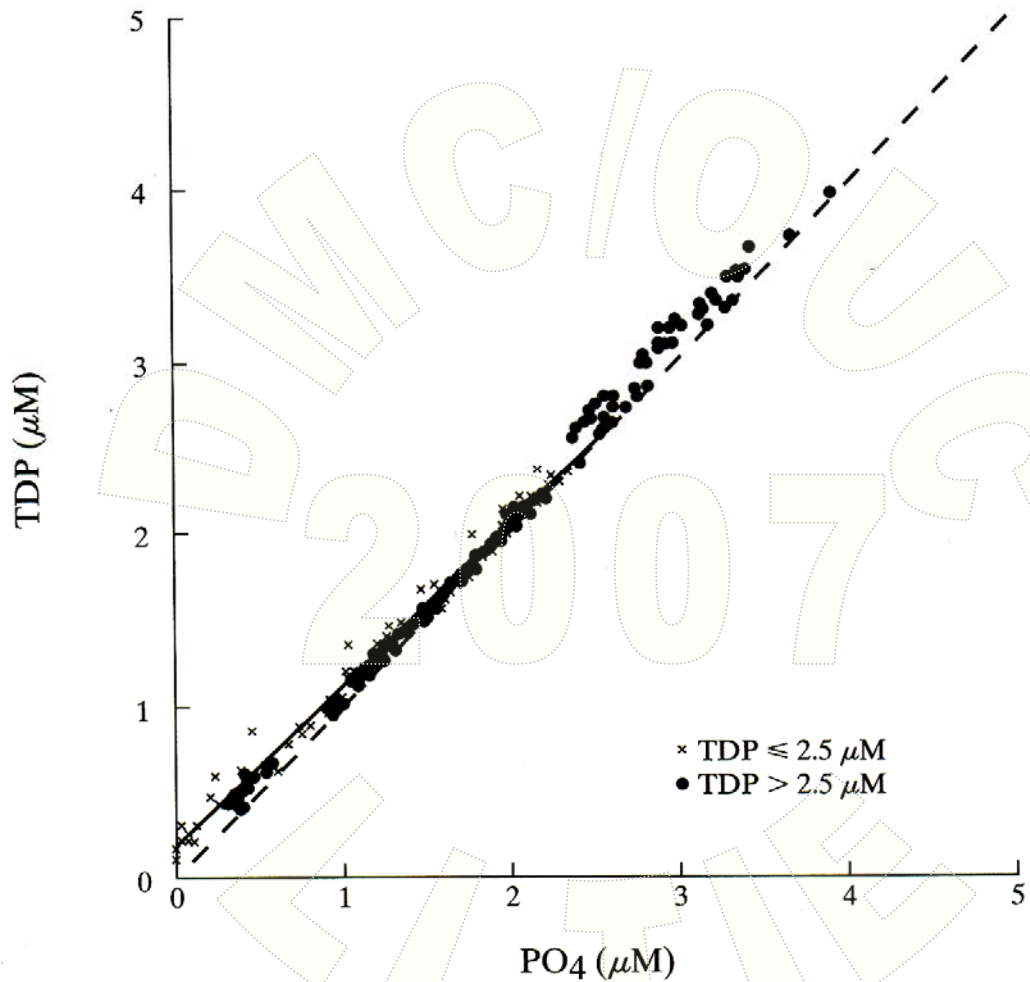
X	Free X	MgX	CaX
H_2PO_4^-	92.3	7.0	0.7
HPO_4^{2-}	49.3	45.8	4.9
PO_4^{3-}	0.2	26.6	73.2

一、海水中磷的形态

3. 磷的循环与形态转化



(教材P129图5.9)



TDP vs. DIP at 15 stations in the north and south central Pacific (Jackson and Williams, 1985)

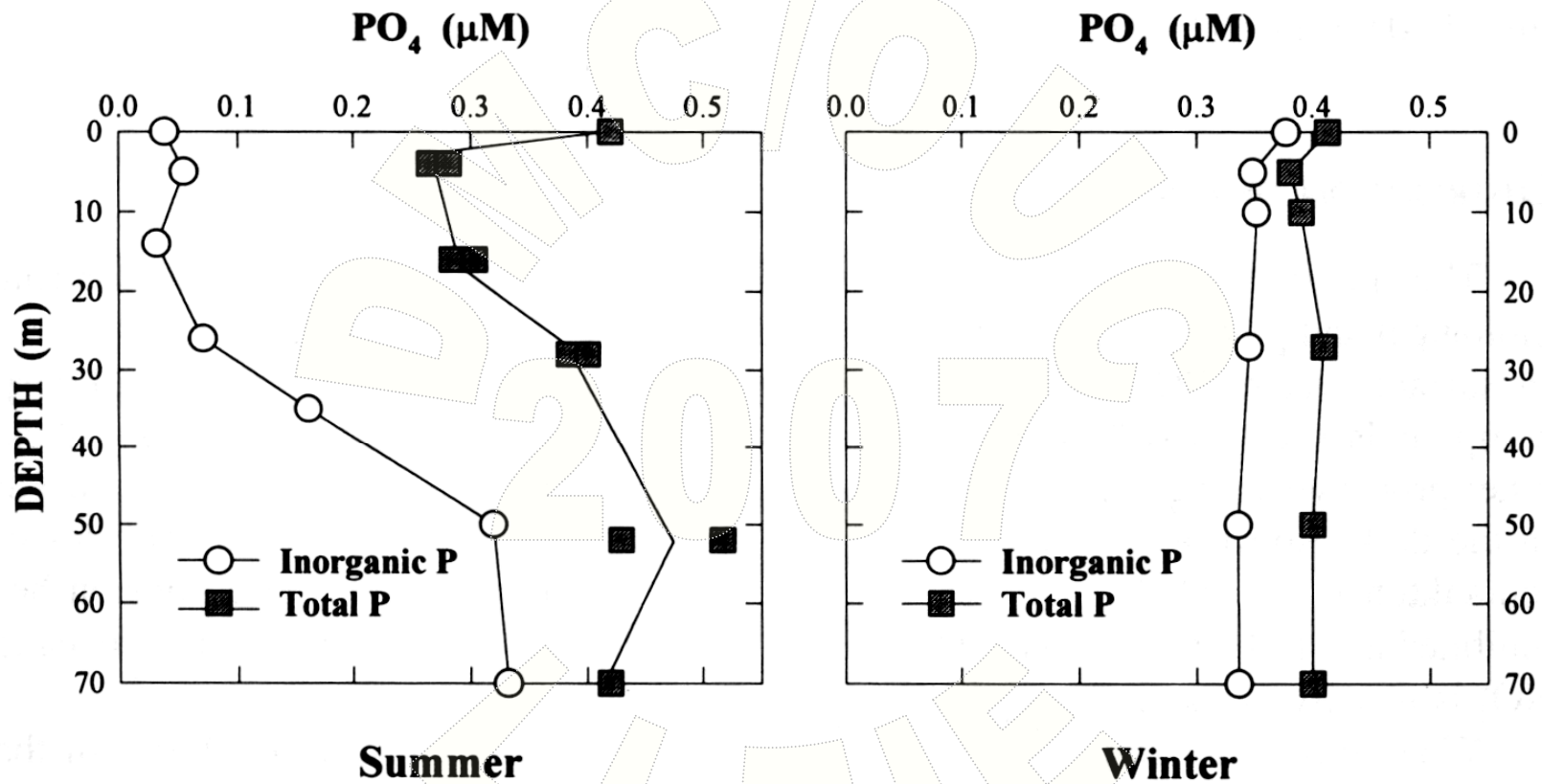


FIGURE 8.3. Typical profiles of total and inorganic phosphate in the English Channel.

二、海水中磷的含量、分布和变化

1. 海水中磷酸盐的含量

- 大洋表层海水约 $0.5-1.0 \mu\text{mol dm}^{-3}$
(热带表层海水约 $<0.1-0.2 \mu\text{mol dm}^{-3}$) ;
- 深层海水可达 $2-3 \mu\text{mol dm}^{-3}$ 。

2. 断面分布

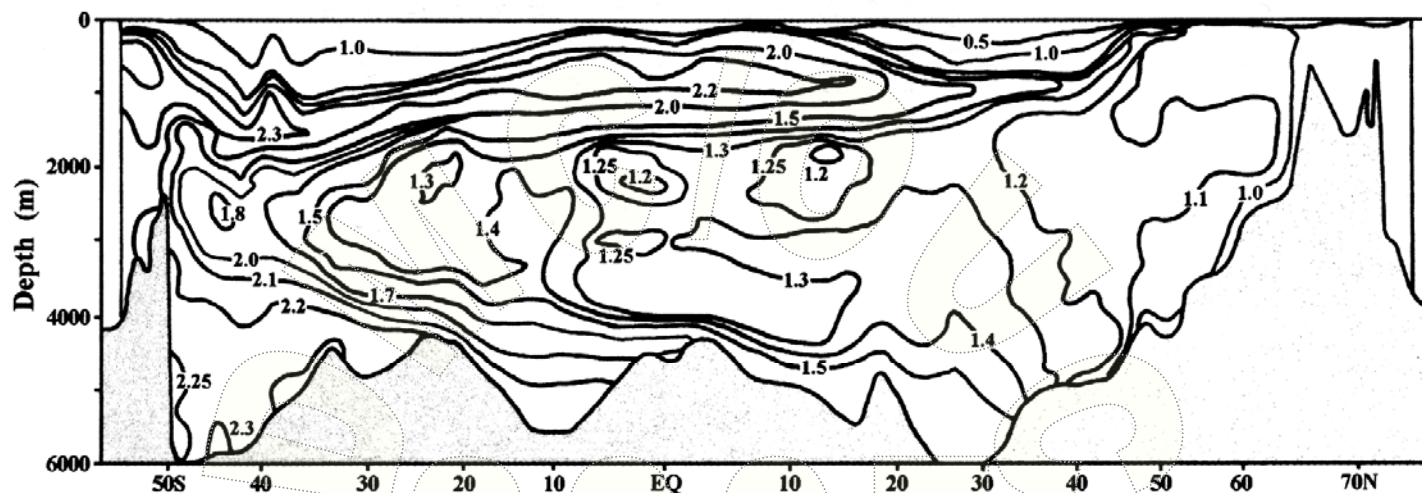


FIGURE 8.5. Section of phosphate in the Atlantic Ocean.

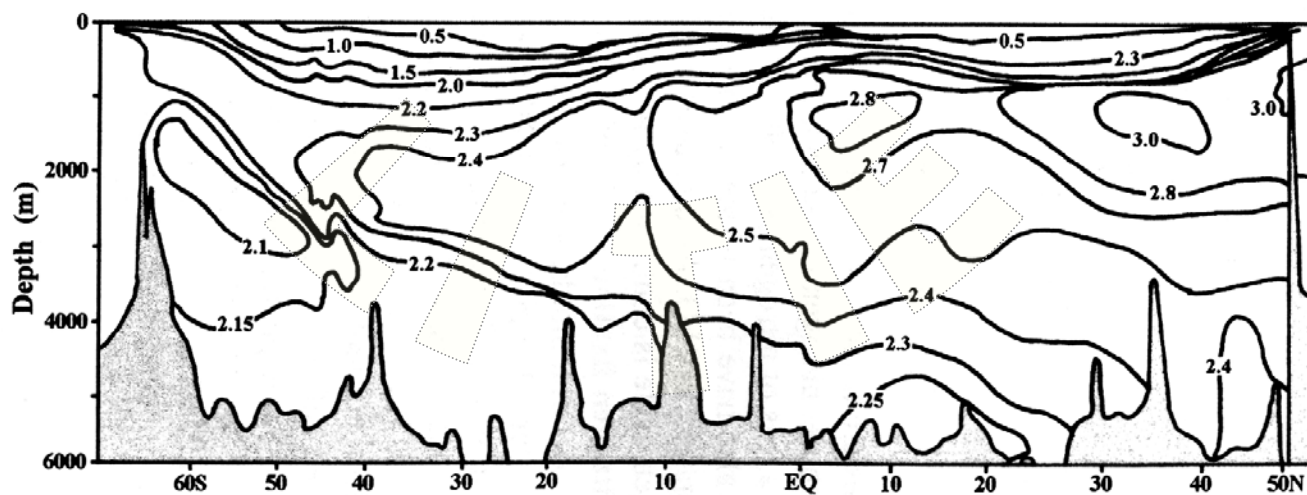
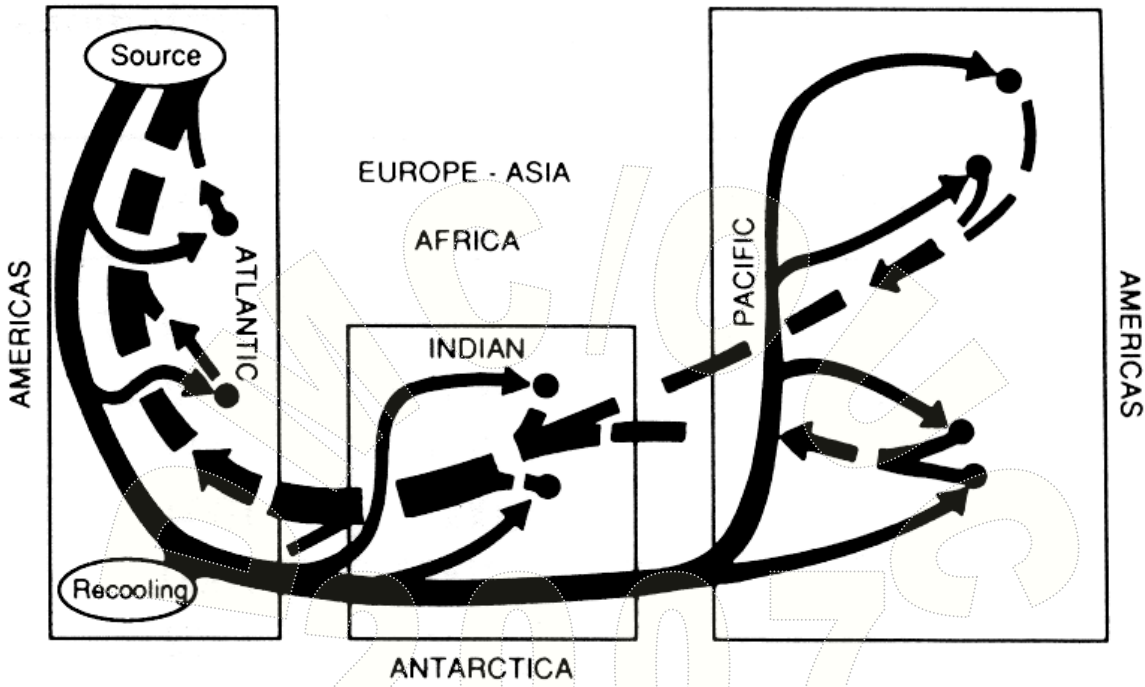
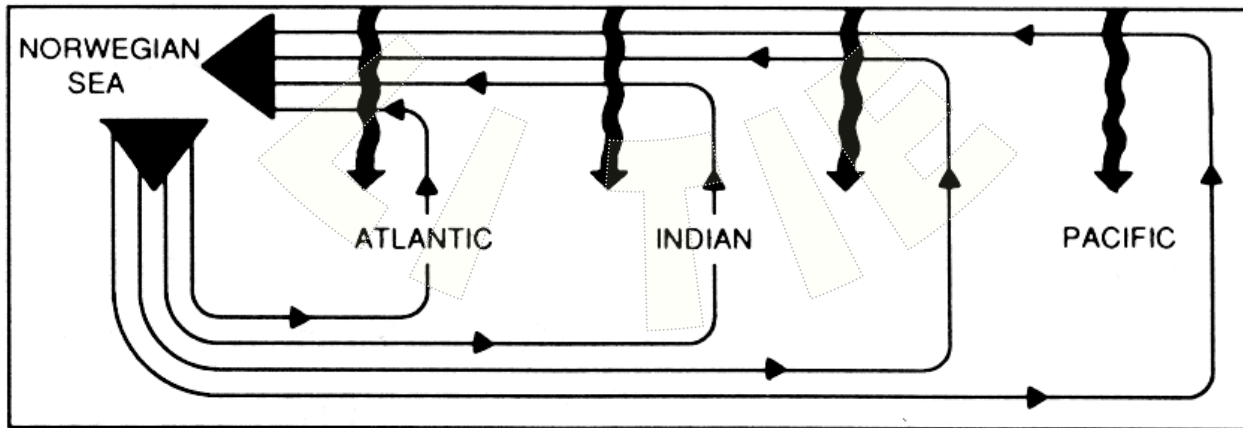


FIGURE 8.6. Section of phosphate in the Pacific Ocean.



(a)



(b)

二、海水中磷的含量、分布和变化

3. 垂直分布

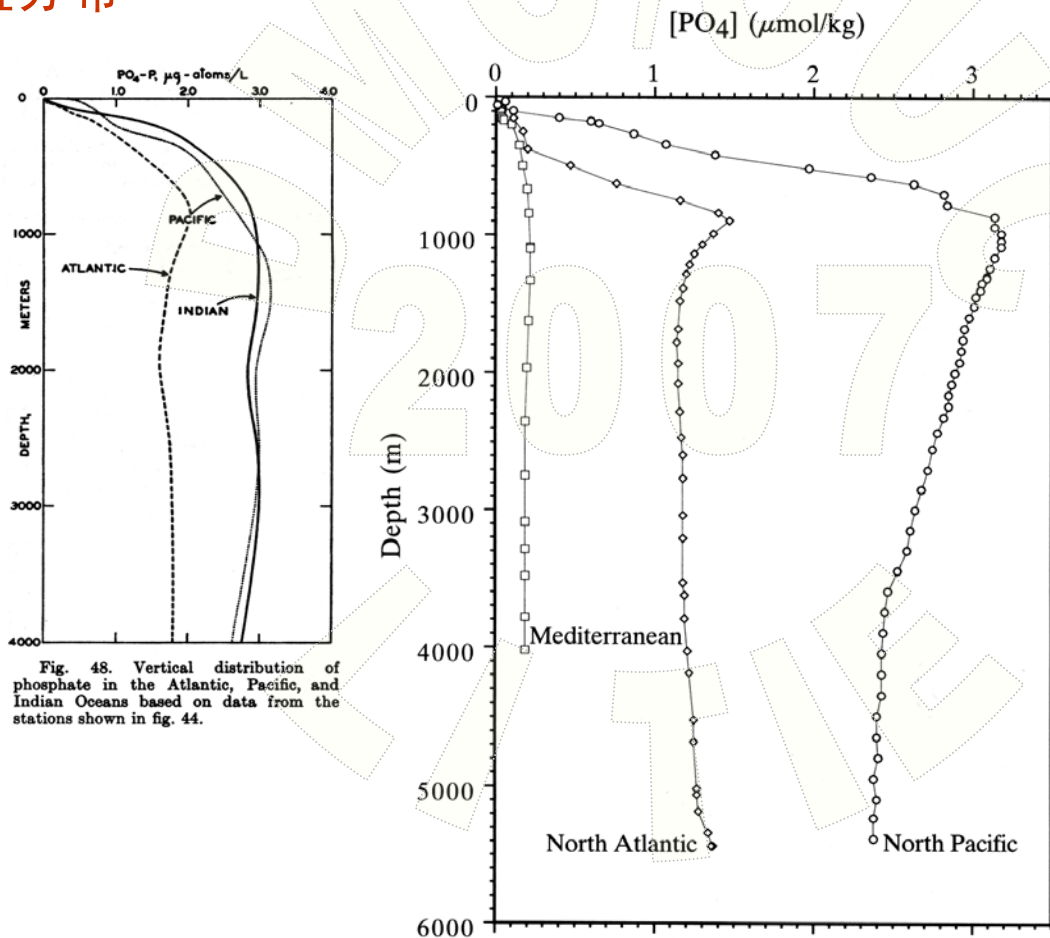


Fig. 48. Vertical distribution of phosphate in the Atlantic, Pacific, and Indian Oceans based on data from the stations shown in fig. 44.

Mediterranean data:

GEOSECS Sta. 404
at 35°35'N, 17°15'E
(Weiss et al., 1983)

Atlantic data:

TTO sta. 241
at 36°18'N, 56°27'W
(PACODF, 1986)

Pacific data:

GEOSECS Sta. 204
at 31°22'N, 150°29'W
(Broecker et al., 1982)

二、海水中磷的含量、分布和变化

3. 垂直分布

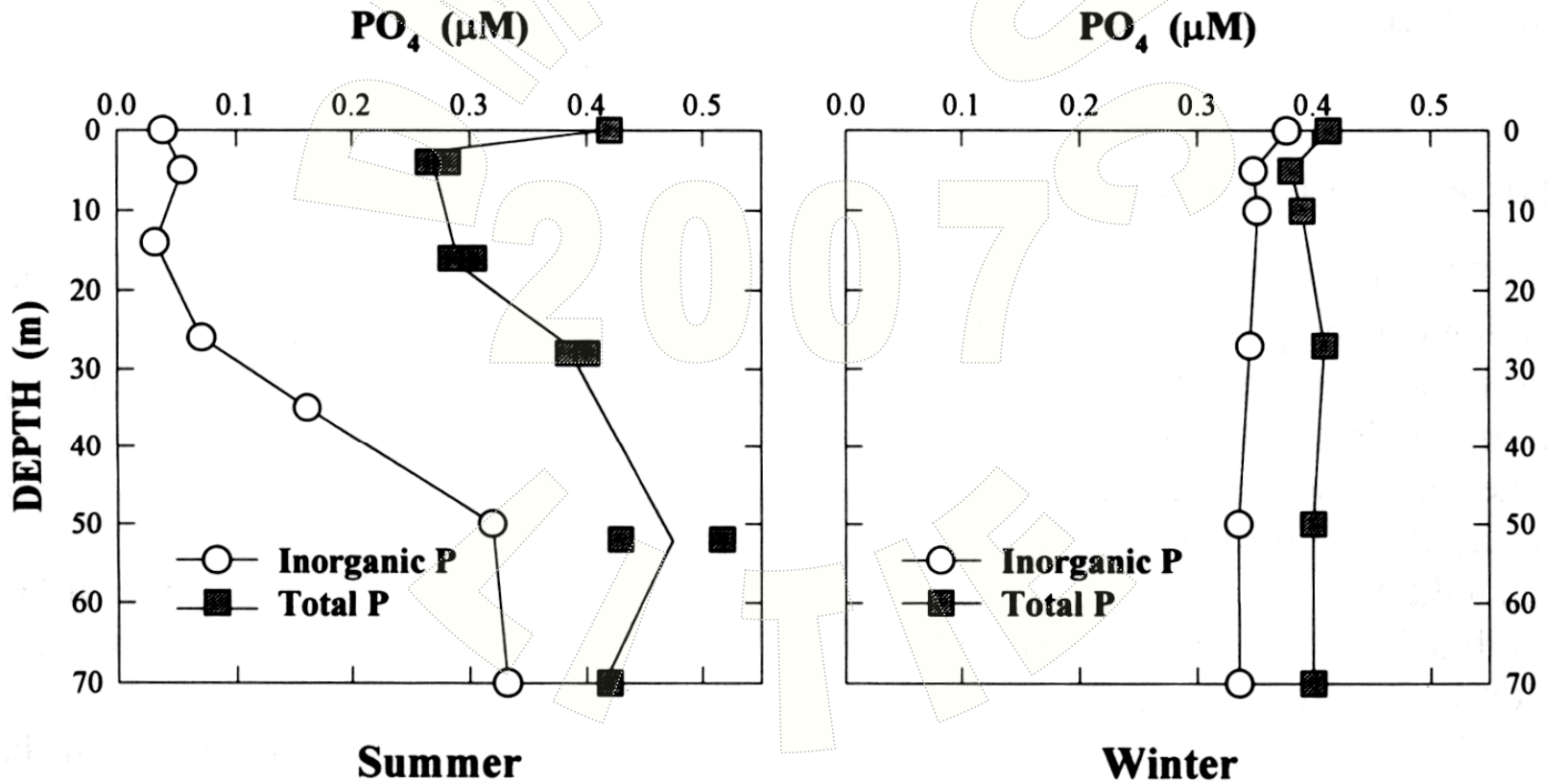


FIGURE 8.3. Typical profiles of total and inorganic phosphate in the English Channel.

二、海水中磷的含量、分布和变化

4. 季节变化

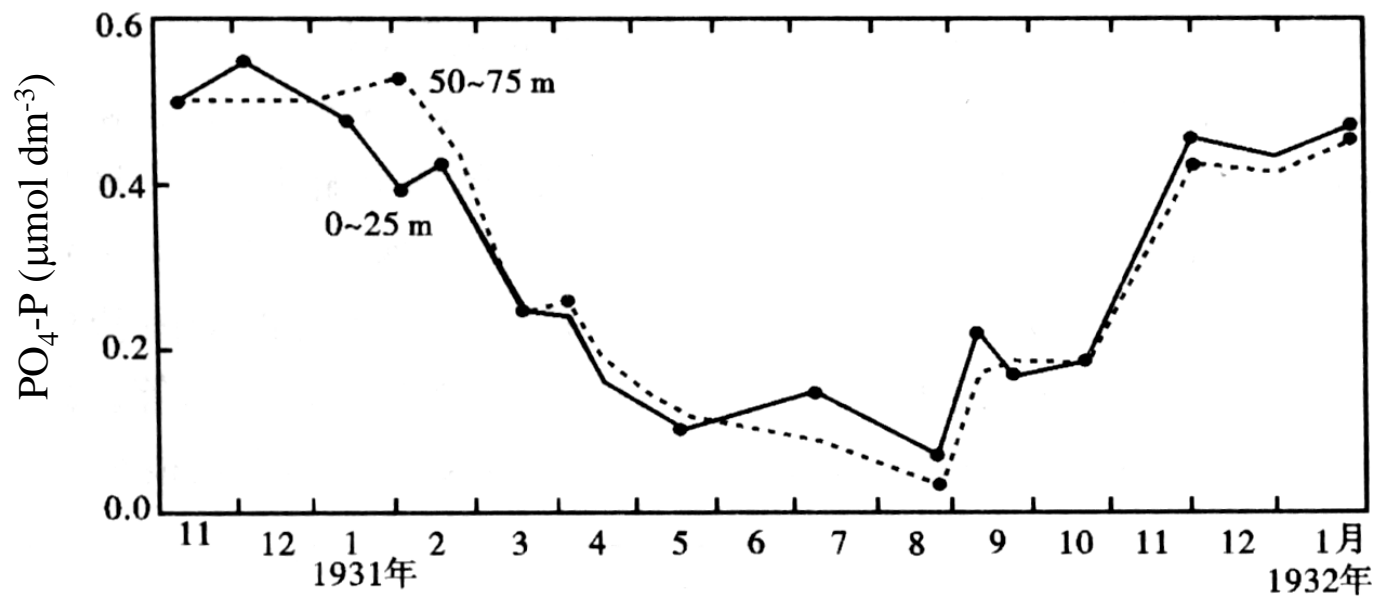
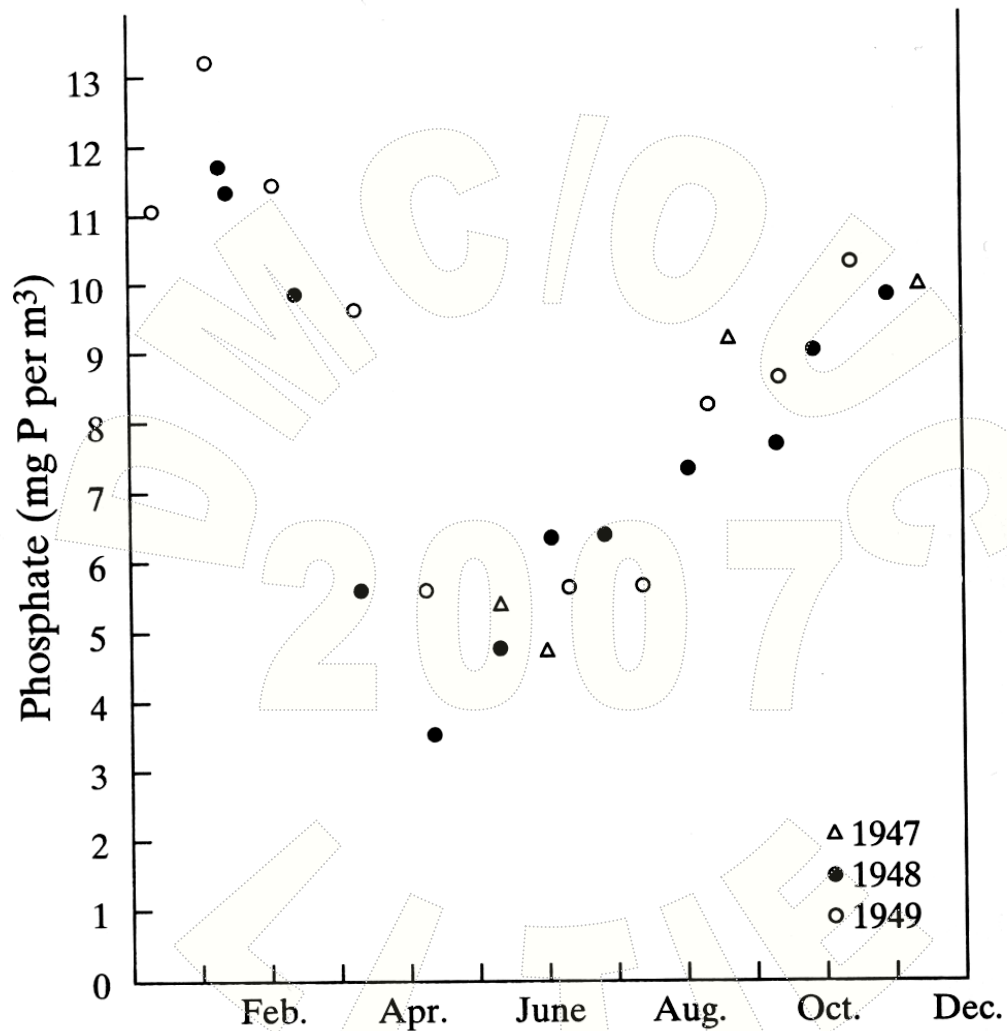
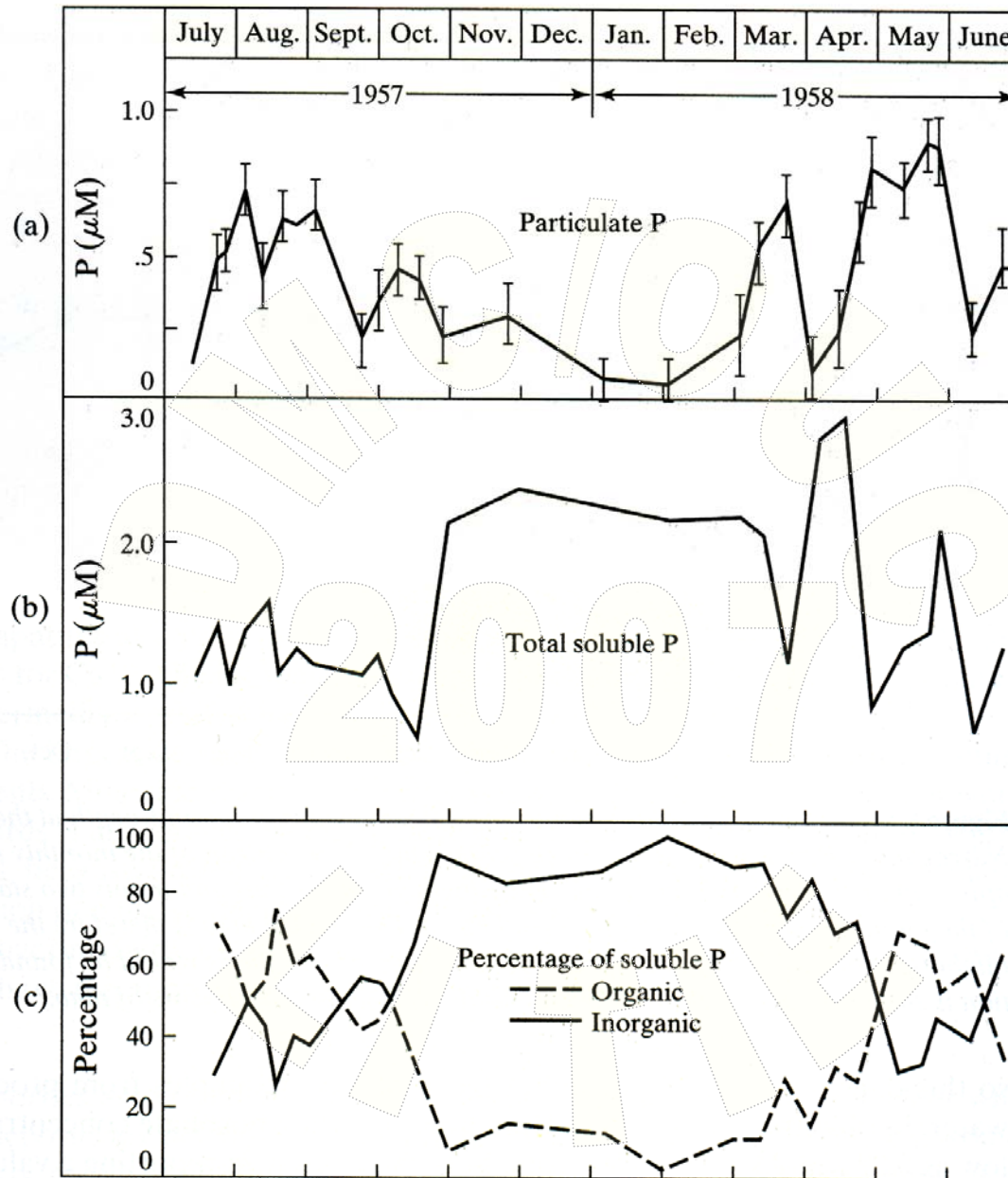


图5.12 英吉利海峡海水磷酸盐季节变化



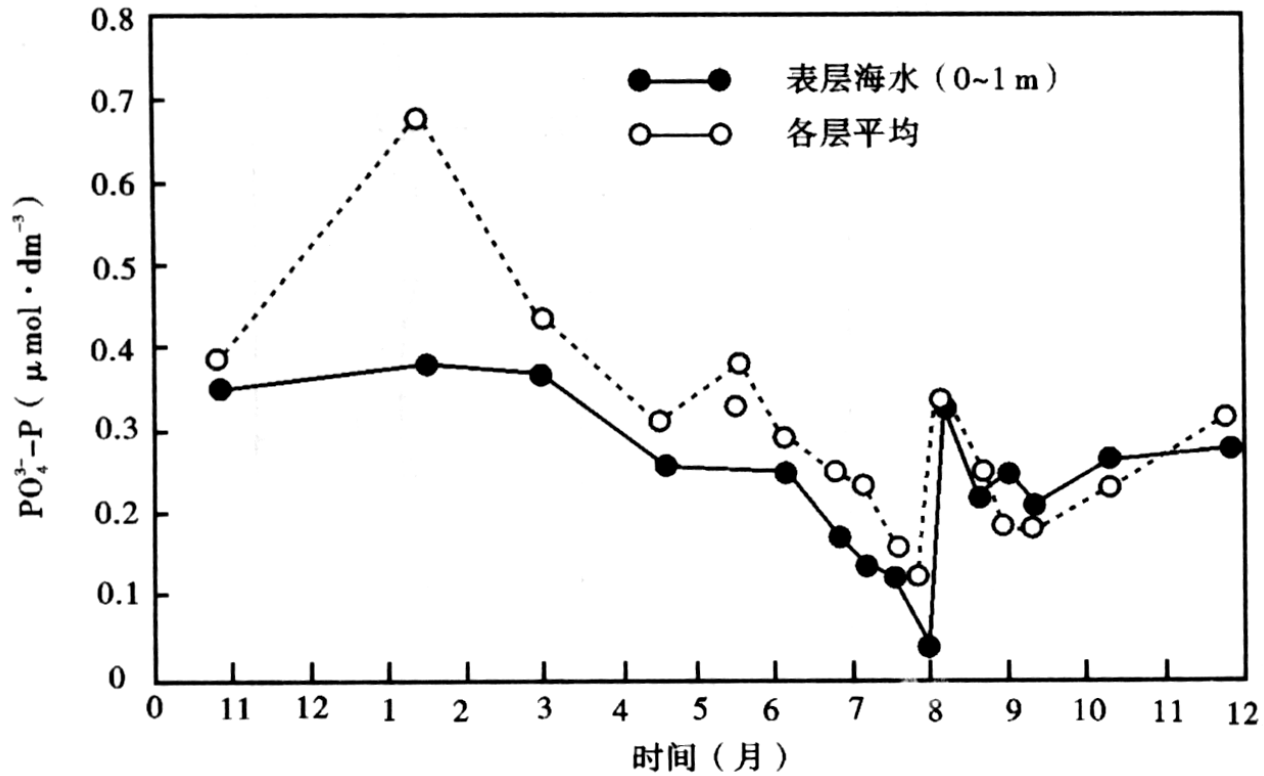
英吉利海峡水柱积分平均磷酸盐浓度的季节变化
(Armstrong and Harvey, 1950)



5 m Depth, the Departure Bay, Vancouver Island, British Columbia
 (Strickland and Austin, 1960)

二、海水中磷的含量、分布和变化

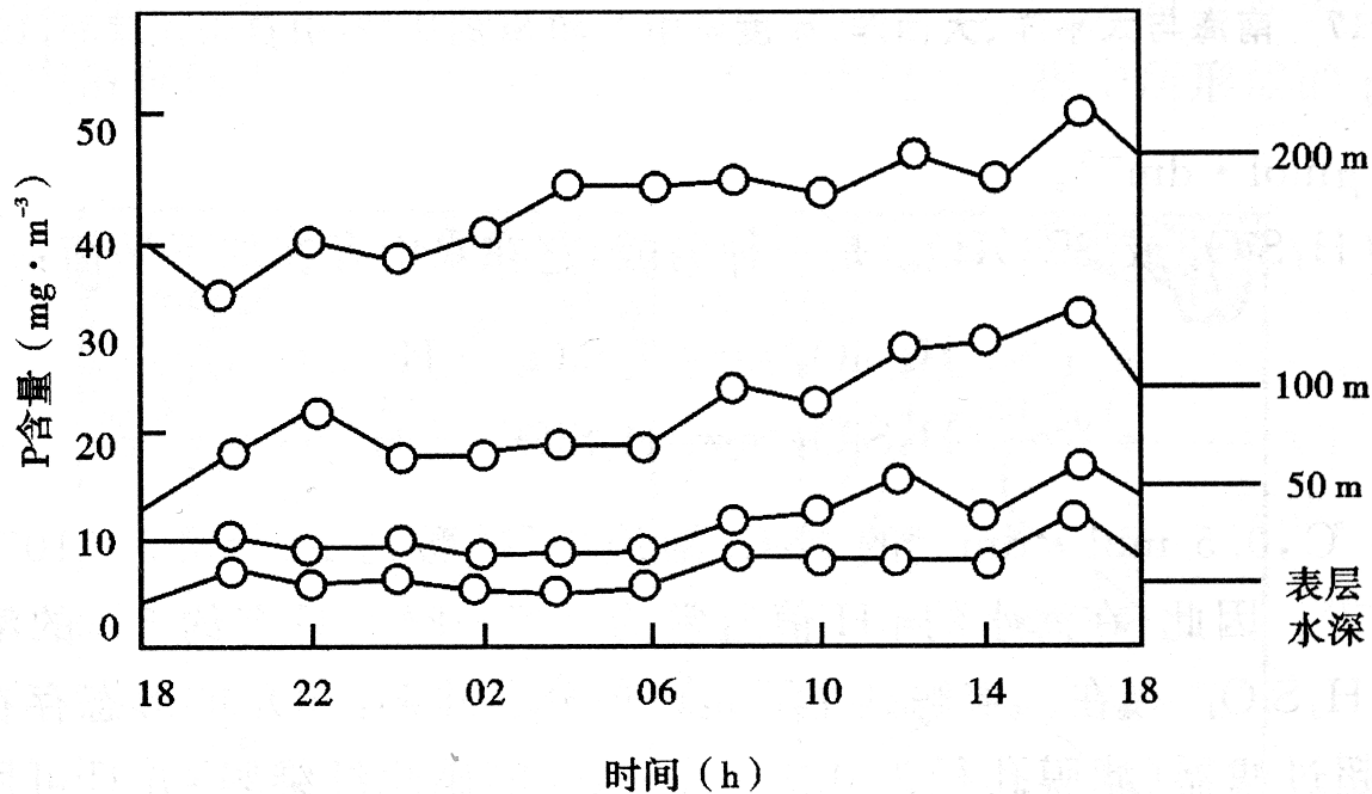
4. 季节变化



胶州湾某站海水磷酸盐季节变化

二、海水中磷的含量、分布和变化

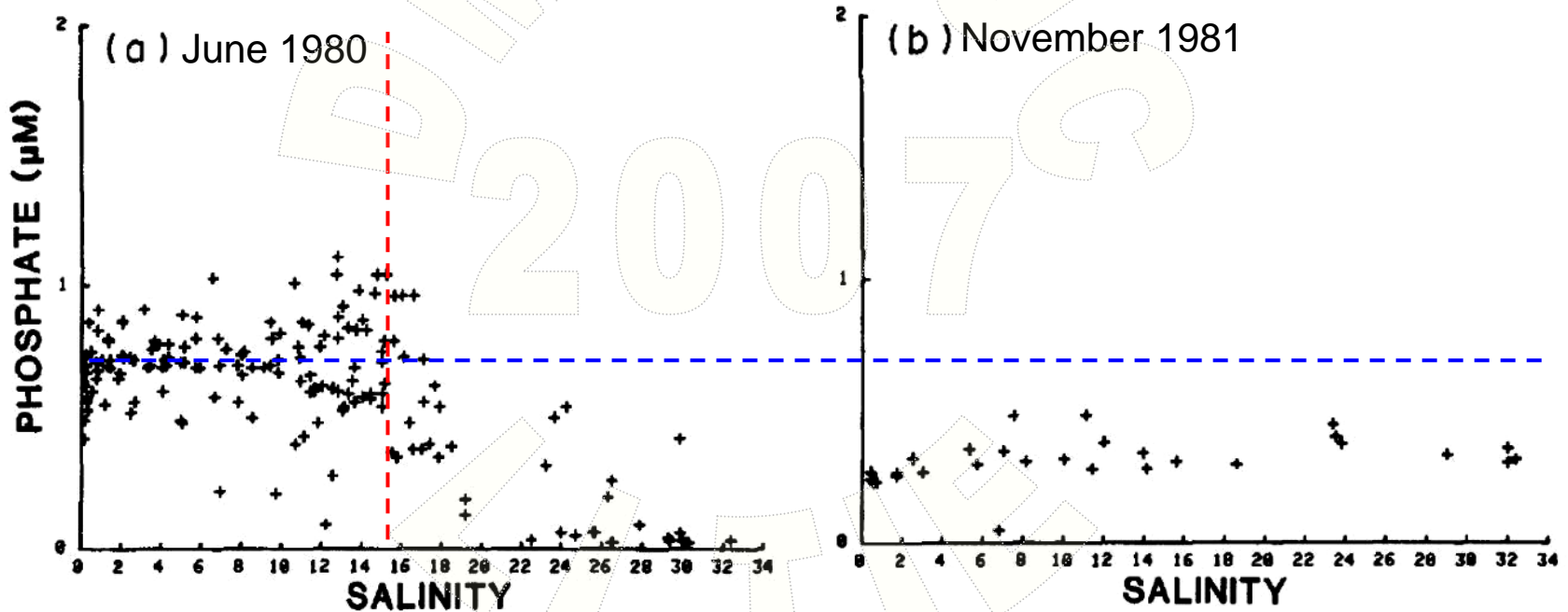
日变化



南海中部磷酸盐周日变化

二、海水中磷的含量、分布和变化

5. 河口区磷酸盐的缓冲现象



长江口磷酸盐 (Edmond et al., 1985)

二、海水中磷的含量、分布和变化

5. 河口区磷酸盐的缓冲现象

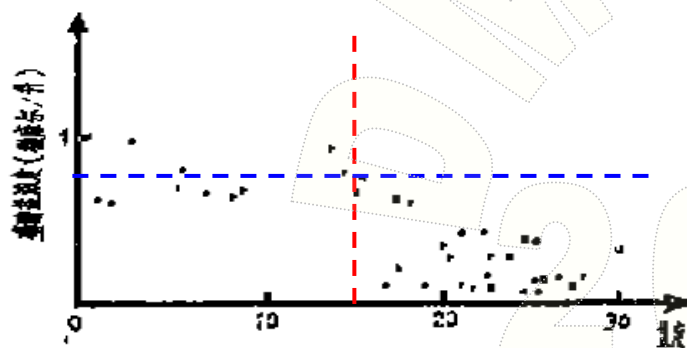
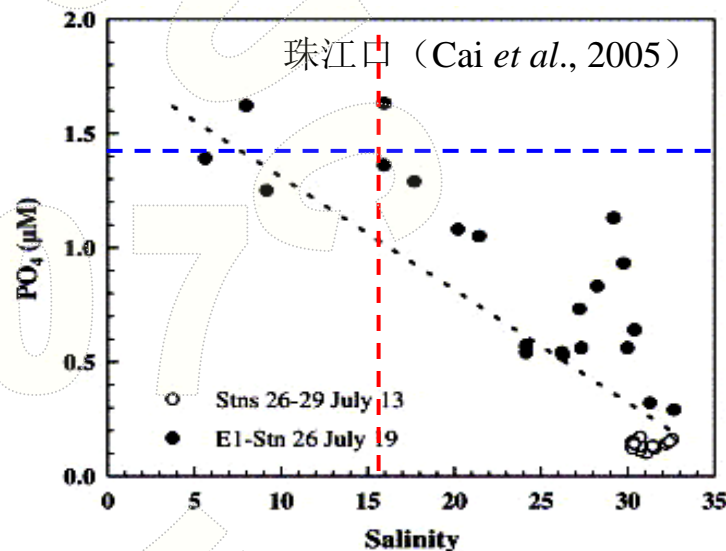


图2 PO₄-P与S关系图(黄河口)
1984年7月(吕小乔等1985)⁽²⁾



沉淀溶解作用，认为羟基磷灰石的沉淀和溶解控制着河口水中磷酸盐浓度。

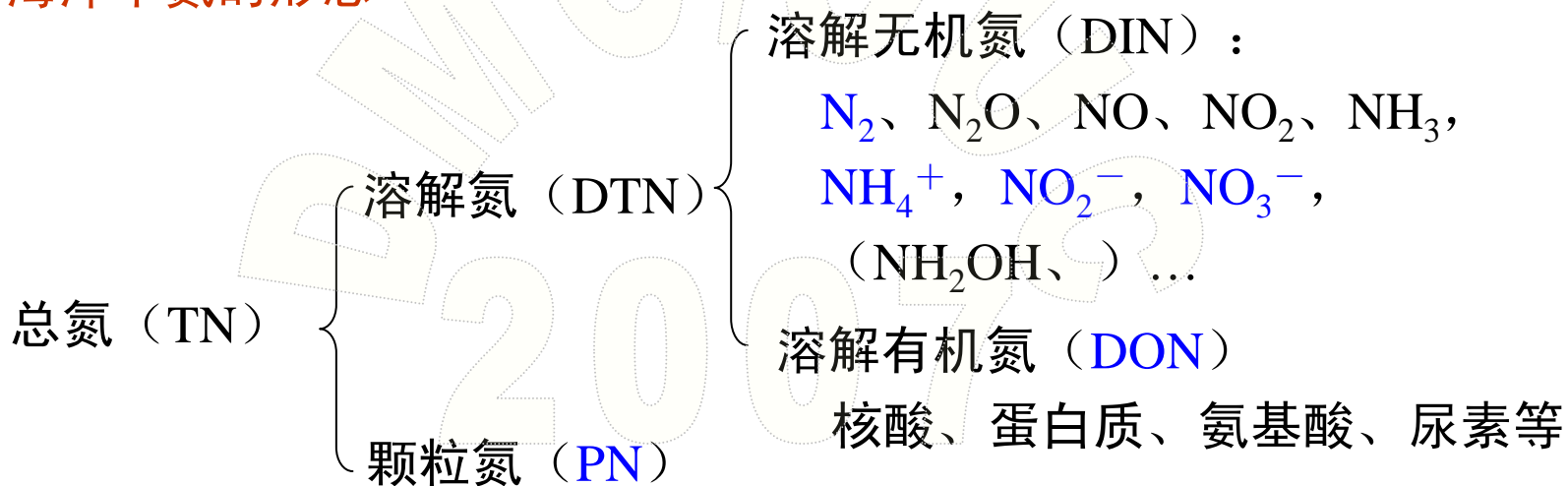
吸附解吸作用：认为河口悬浮颗粒物能从富磷水中吸附磷酸盐，同时，也能在低磷水中将磷酸盐释放出来，这样就使磷酸盐浓度保持一个相对恒定的范围，并认为悬浮颗粒物是可溶解磷的一种缓冲剂。

§ 5-2 海洋中的无机氮化物

- 一、海水中氮的形态和转化
- 二、海水中无机氮化合物的含量、分布和变化
- 三、海洋中溶解无机氮磷的化学计量关系

一、海水中氮的形态和转化

1. 海洋中氮的形态



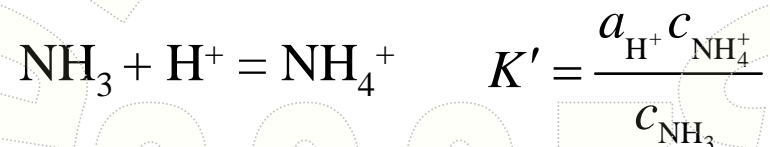
Spencer (1975) 在 *Chemical Oceanography* (Vol. 2) 中介绍的海水中氮的6种形态：

元素一氮 (N_2)、硝酸一氮 (NO_3^-)、亚硝酸一氮 (NO_2^-)、铵一氮 (NH_4^+)、溶解有机氮 (DON) 和颗粒氮 (PN)。

一、海水中氮的形态和转化

2. 海水中氨（铵）的存在形式

海水 NH_4^+ 与 NH_3 之间存在着平衡：



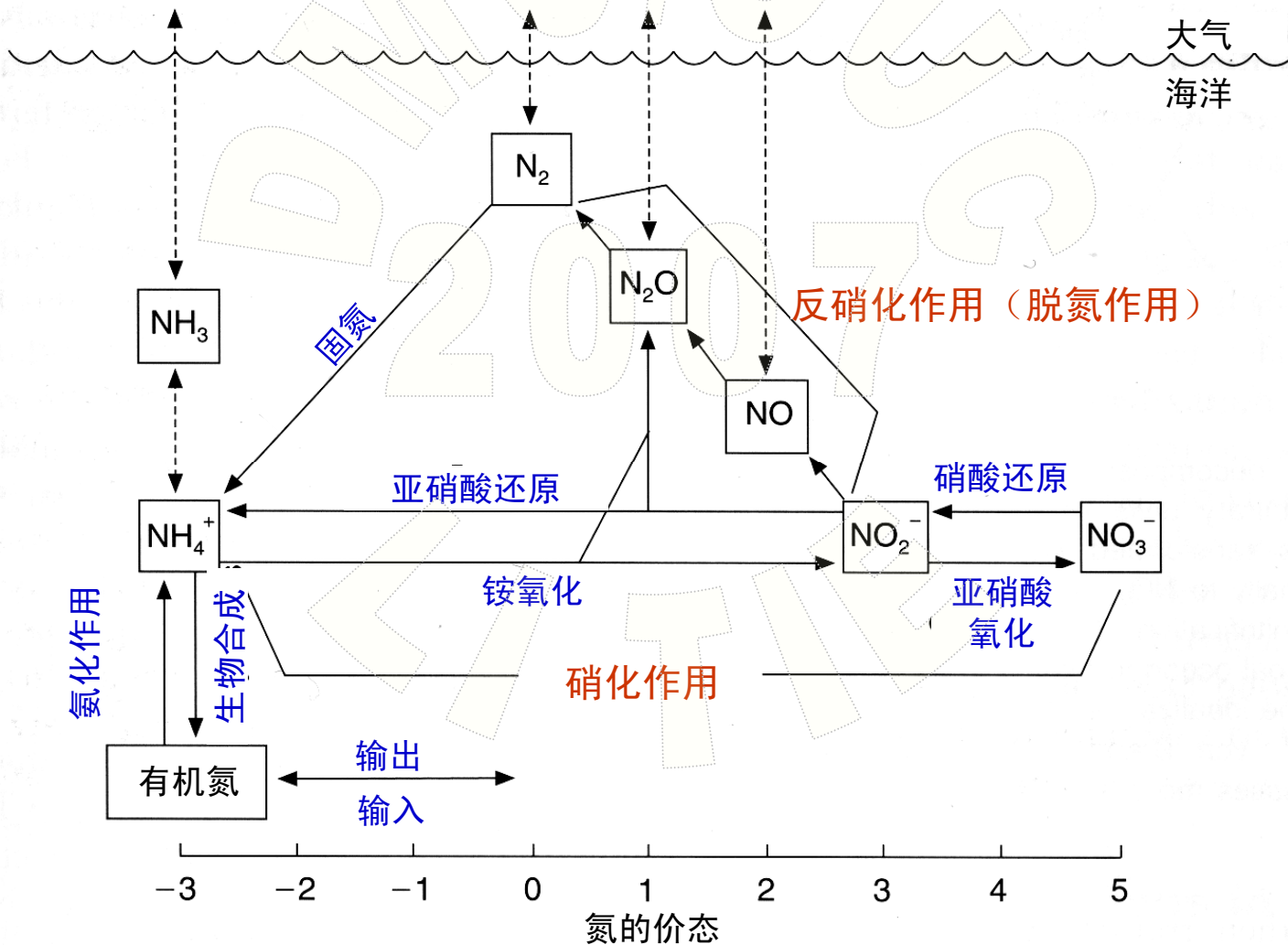
当 $t=10^\circ\text{C}$ ， $S=35$ 时， $\text{p}K'=9.8$ 。若海水 $\text{pH}=8.0$ ，则

$$\frac{c_{\text{NH}_4^+}}{c_{\text{NH}_3}} = 63$$

即 NH_4^+ 占98.4%。温度一定时， NH_3 的含量取决于海水 pH 值。

一、海水中氮的形态和转化

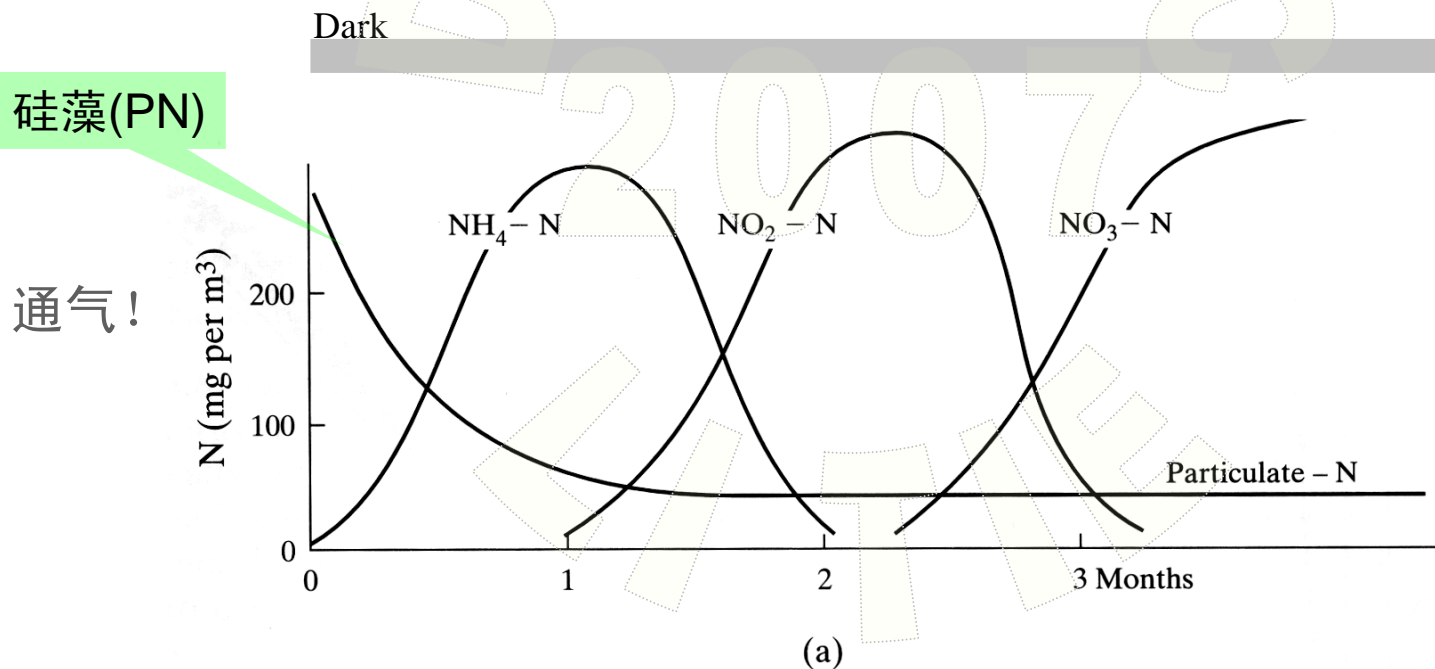
3. 氮的循环与形态转化



一、海水中氮的形态和转化

3. 氮的循环与形态转化

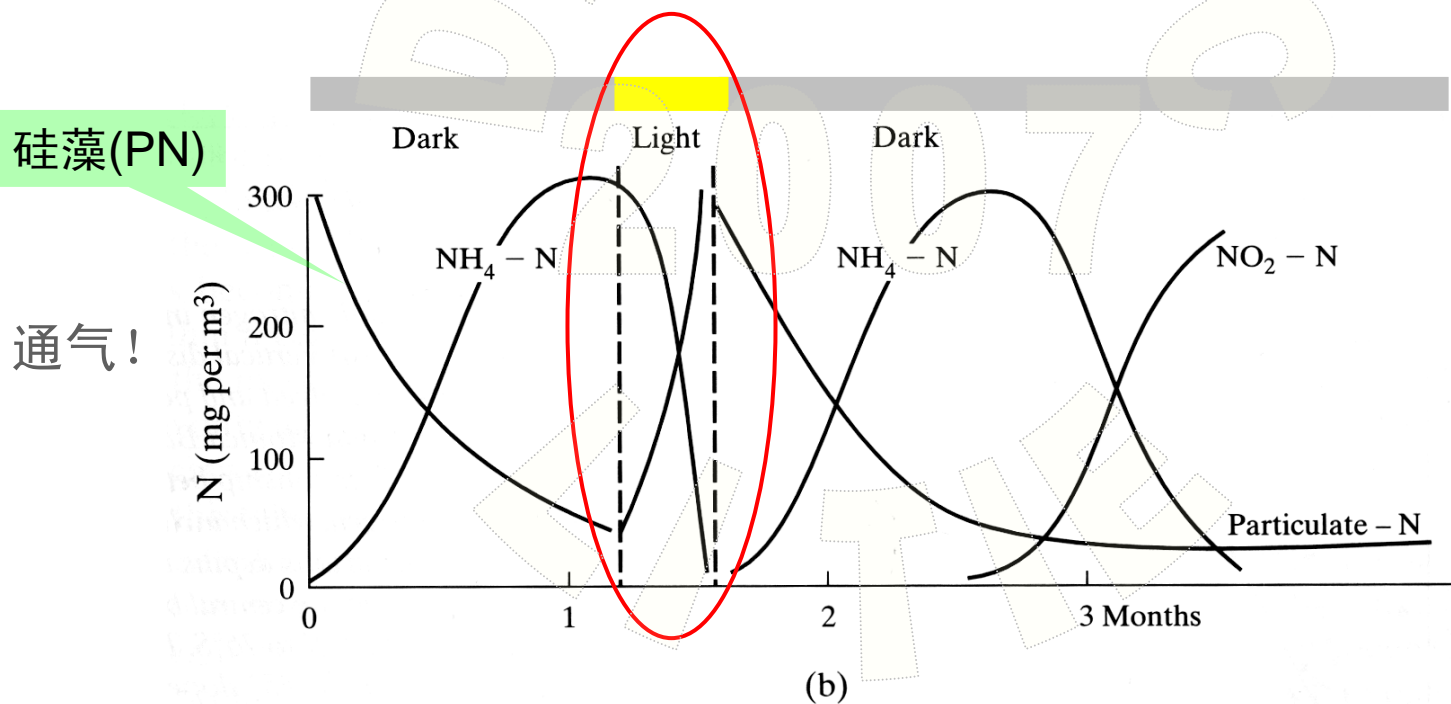
颗粒氮转化为溶解无机氮的模拟实验

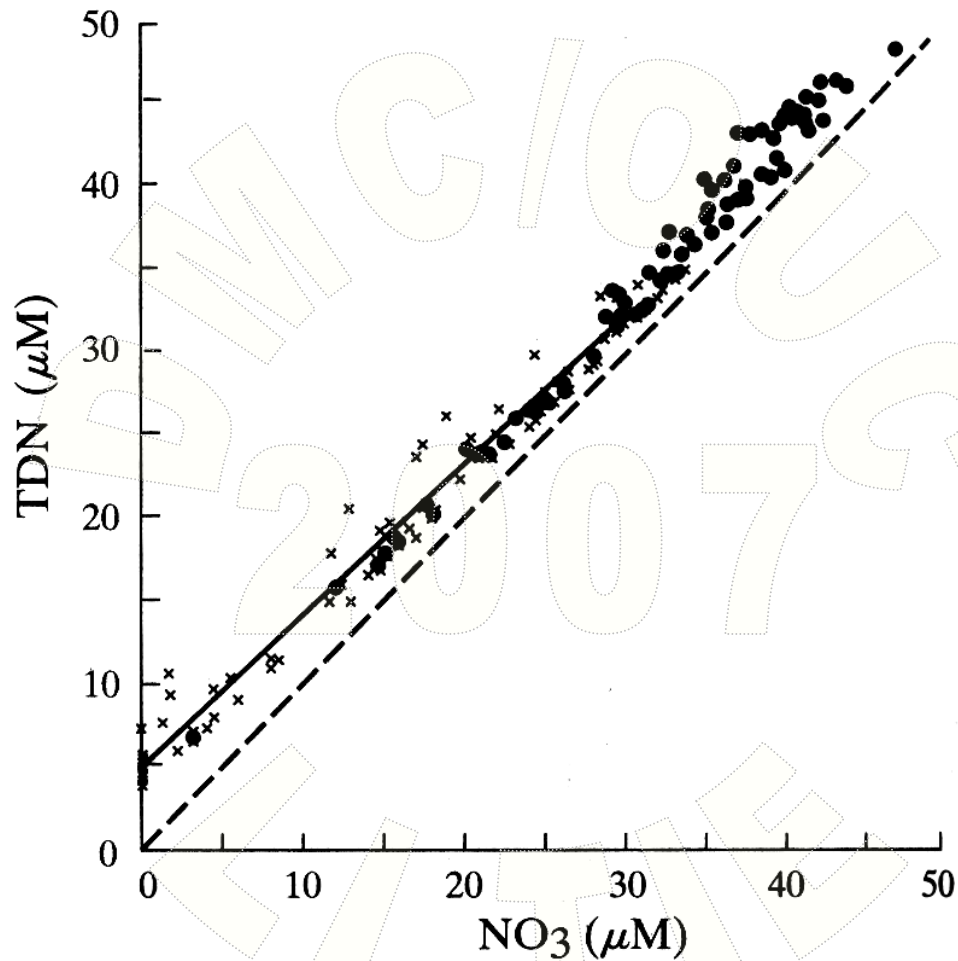


一、海水中氮的形态和转化

3. 氮的循环与形态转化

颗粒氮转化为溶解无机氮的模拟实验





TDN vs. nitrates at stations in the central basins of the Pacific (34°N to 76°S)
(Jackson and Williams, 1985)

一、海水中氮的形态和转化

3. 氮的循环与形态转化

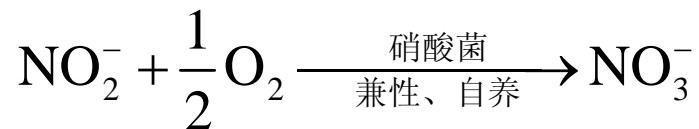
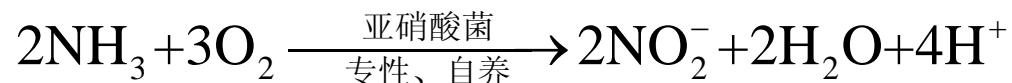
海洋浮游植物对氮的吸收

NO_3^- 、 NO_2^- 、 NH_4^+ ，分子量不大的DON（如尿素、氨基酸等）。

生物吸收转化而成的有机氮经排泄或生物体死亡后，被微生物生化分解转变为无机氮，构成氮的循环。

硝化作用

通常将有机氮 $\rightarrow\text{NH}_4^+\rightarrow\text{NO}_2^-\rightarrow\text{NO}_3^-$ 的过程称作“硝化作用”。



一、海水中氮的形态和转化

3. 氮的循环与形态转化

硝化作用

—铵的氧化： NH_4^+ 被氧化为 NO_2^- 的反应有3种：

- 光化学氧化：在UV线照射下， NH_4^+ 很快被氧化为 NO_2^- ，但是这种作用仅能发生在海洋表面。
- 化学氧化作用：主要指由 O_2 进行的氧化。
- 细菌作用下的氧化：硝化细菌作用下 NH_4^+ 转化为 NO_2^- 。

海水中主要是两种作用。

二、海水中无机氮化化合物的含量、分布和变化

1. 海水中无机氮化物的含量

NO_3^- : 0.1—43 $\mu\text{mol dm}^{-3}$

NO_2^- : 0.1—3.5 $\mu\text{mol dm}^{-3}$

NH_4^+ : 0.35—3.5 $\mu\text{mol dm}^{-3}$

(真光层内无机氮化物有含量总体较低。)

2. 断面分布

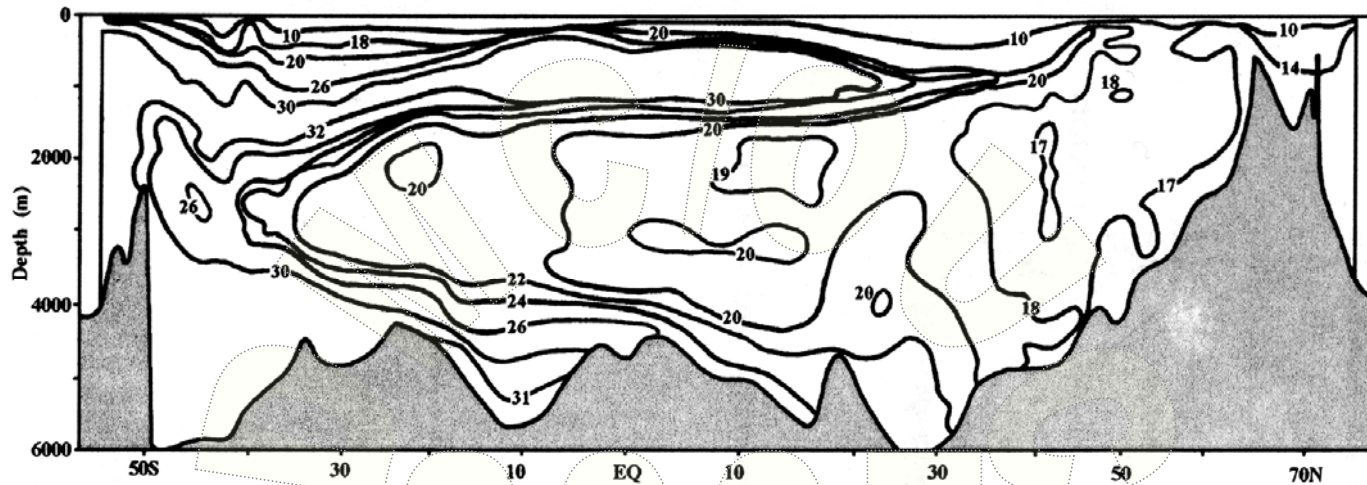


FIGURE 8.10. Section of nitrate in the Atlantic Ocean.

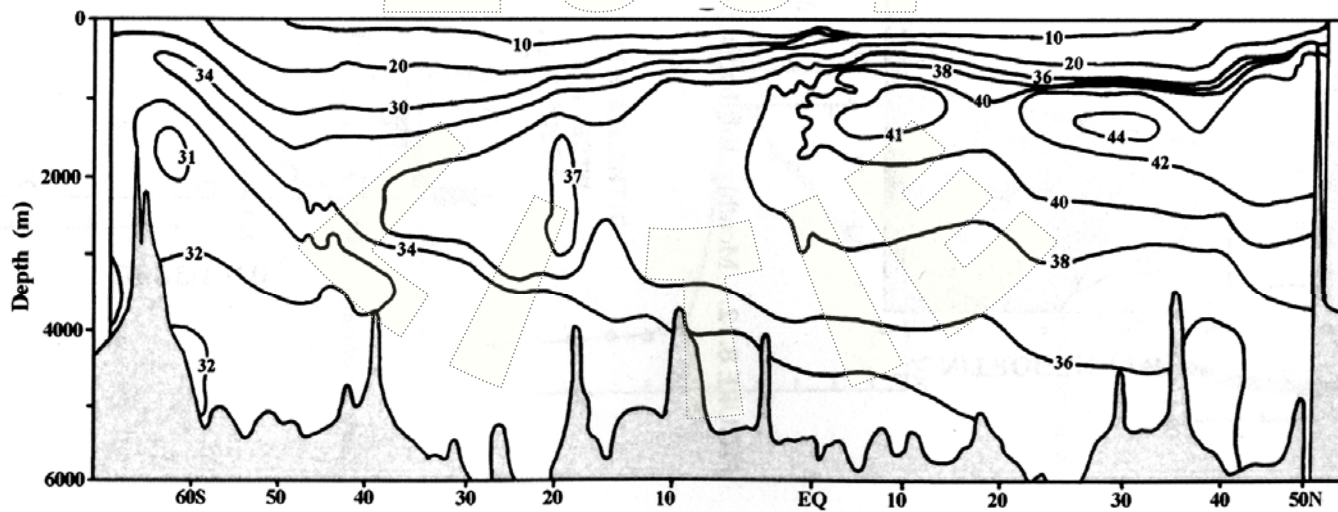
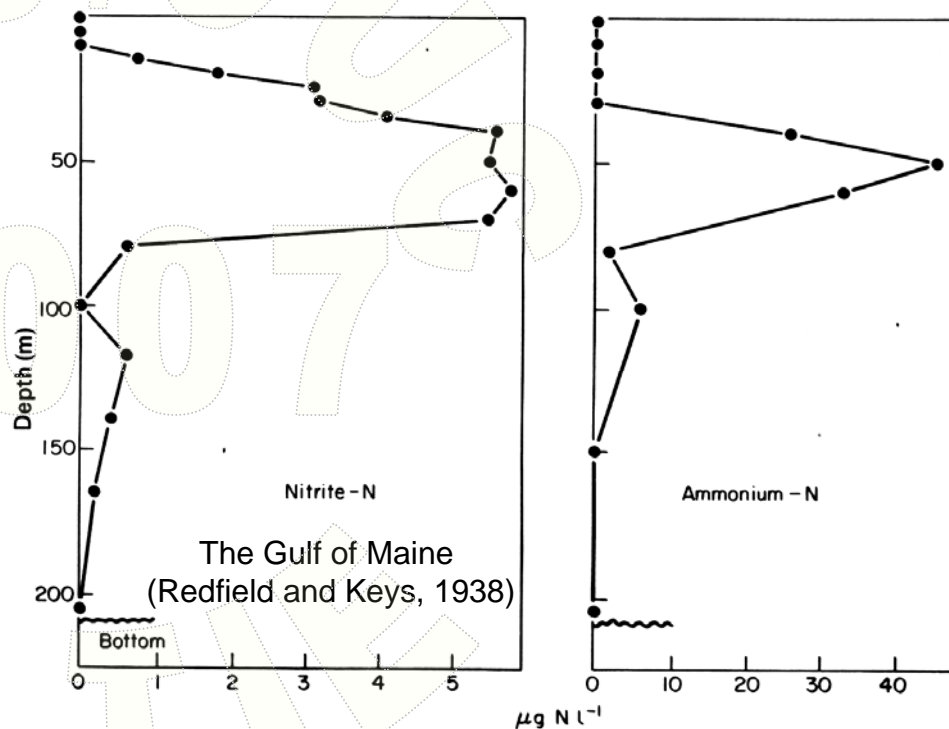
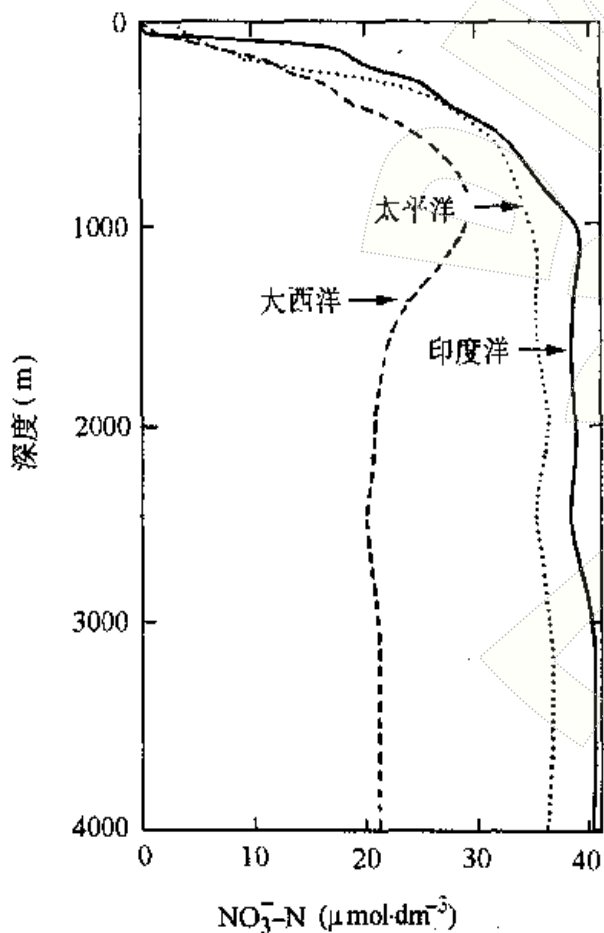


FIGURE 8.11. Section of nitrate in the Pacific Ocean.

二、海水中无机氮化物的含量、分布和变化

3. 垂直分布



大洋真光层以下 NO_2^- 和 NH_4^+ 含量通常甚微，**最大值**常出现在温跃层或其上方水层。

二、海水中无机氮化物的含量、分布和变化

3. 垂直分布

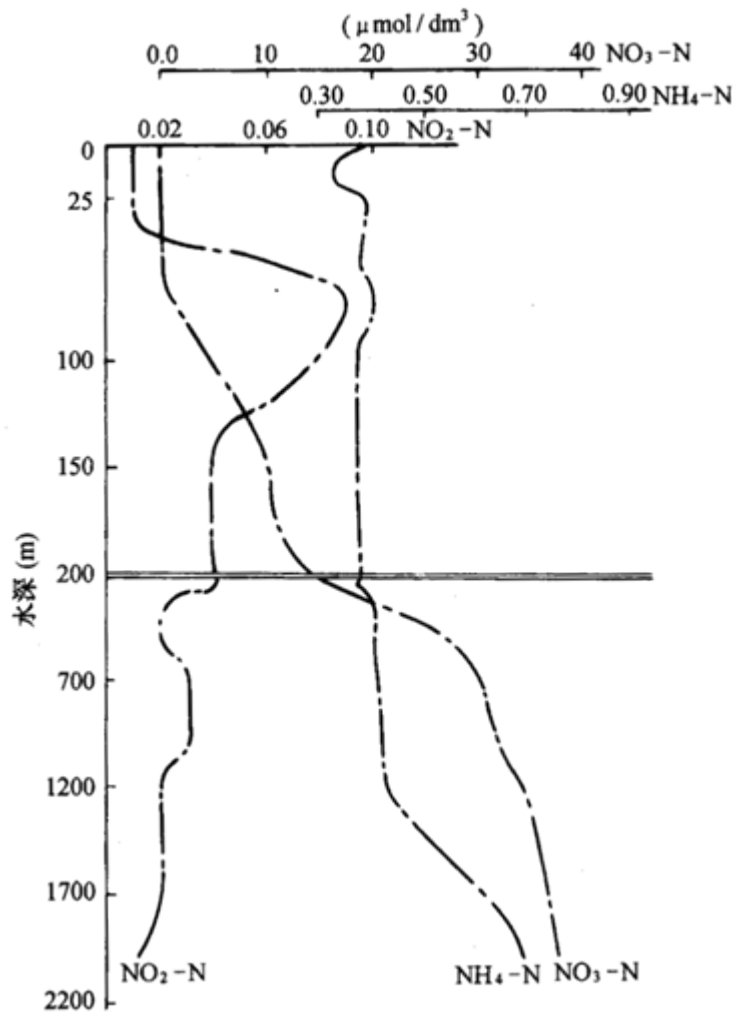
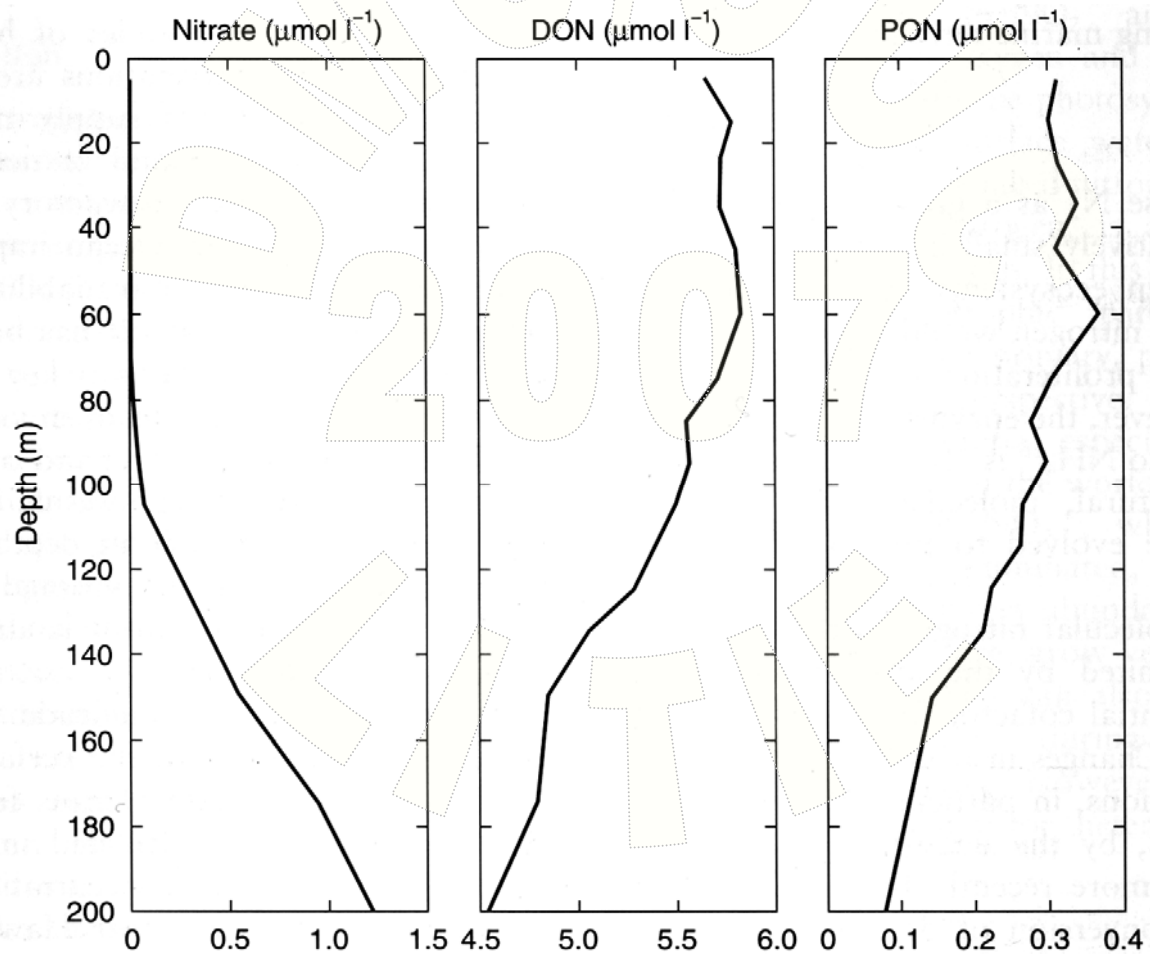


图5.7 南海中部水体中三氮的垂直分布（夏季）

二、海水中无机氮化物的含量、分布和变化

3. 垂直分布



ALOHA (22.75°N, 158.0°W; Karl et al., 1996)

二、海水中无机氮化化合物的含量、分布和变化

4. 季节变化

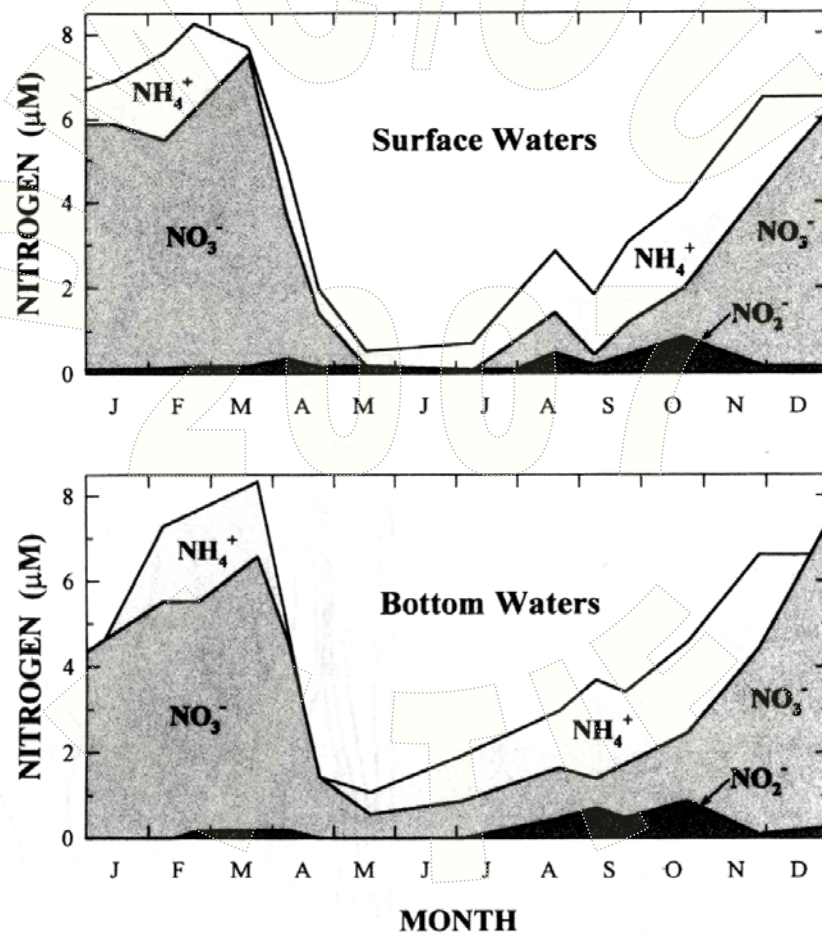


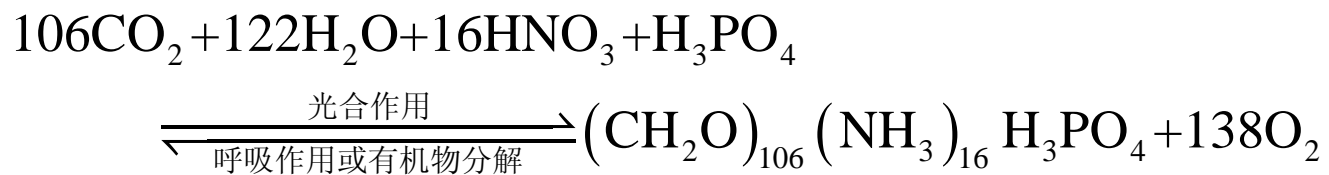
图5.5 1931年英吉利海峡无机氮形态的季节变化 (Cooper, 1933)

三、海洋中氮和磷的化学计量关系

- 海洋浮游植物对氮、磷的吸收比

浮游植物光合作用对P、N、C、O₂的需求比为

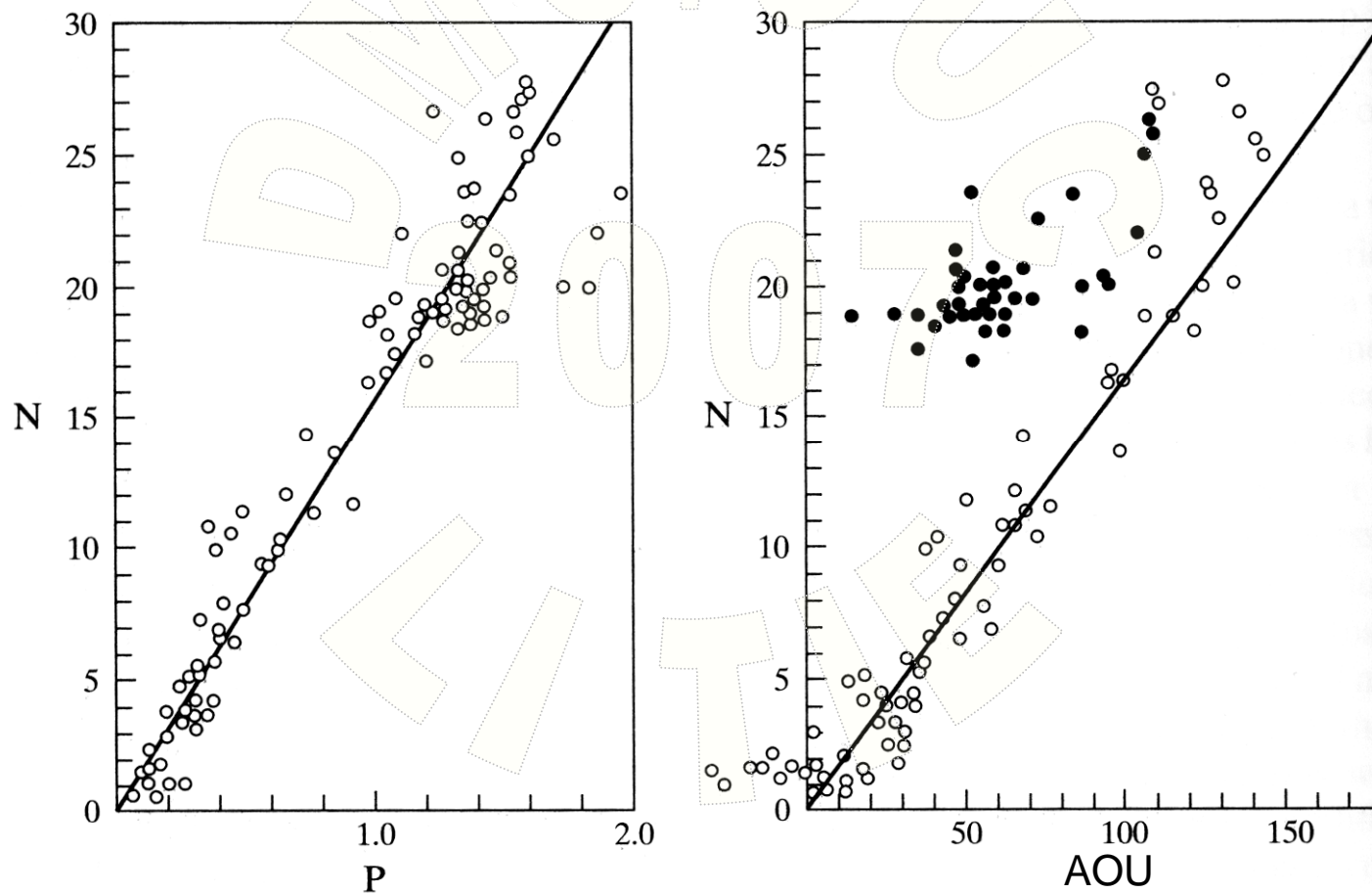
1:16:106:-138 (Redfield 比值; Redfield et al., 1963)



浮游植物生长时从海水中吸收氮和磷的比值大约为16 (有一个范围)。

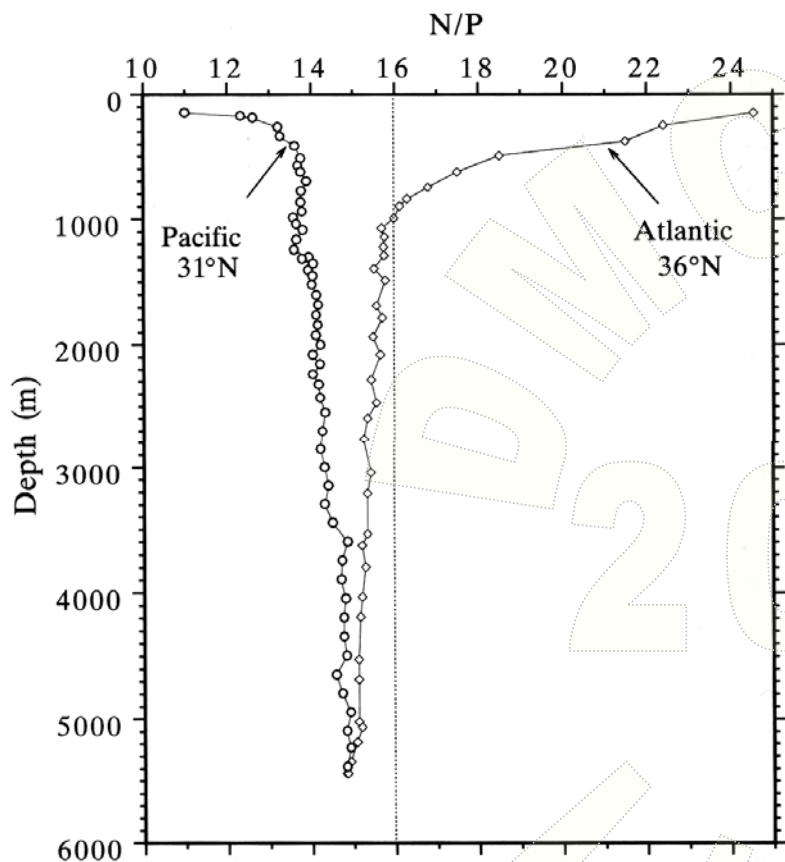
三、海洋中氮和磷的化学计量关系

● 海水中溶解无机氮磷比值



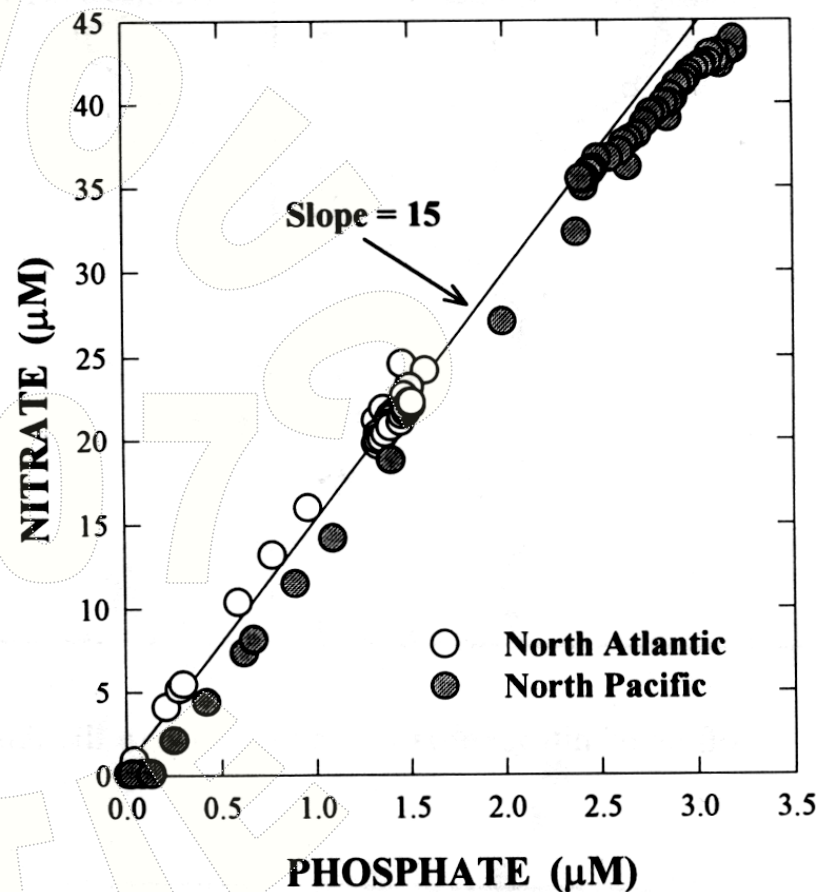
The western Atlantic (Unit: $\mu\text{mol dm}^{-3}$; Redfield et al., 1963)

● 海水中溶解无机氮磷比值



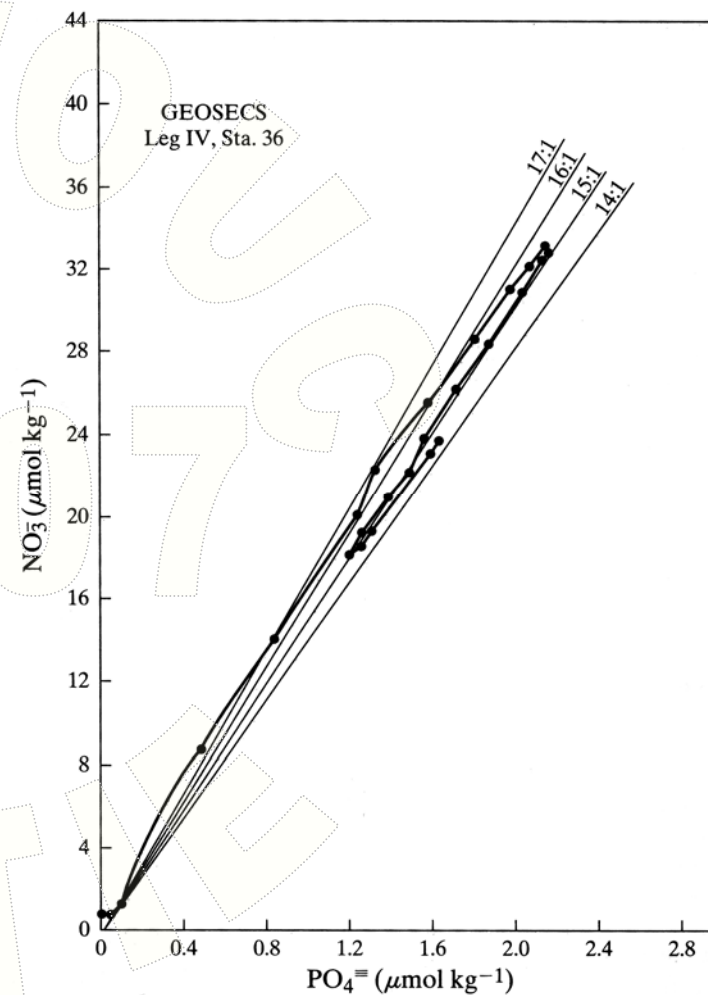
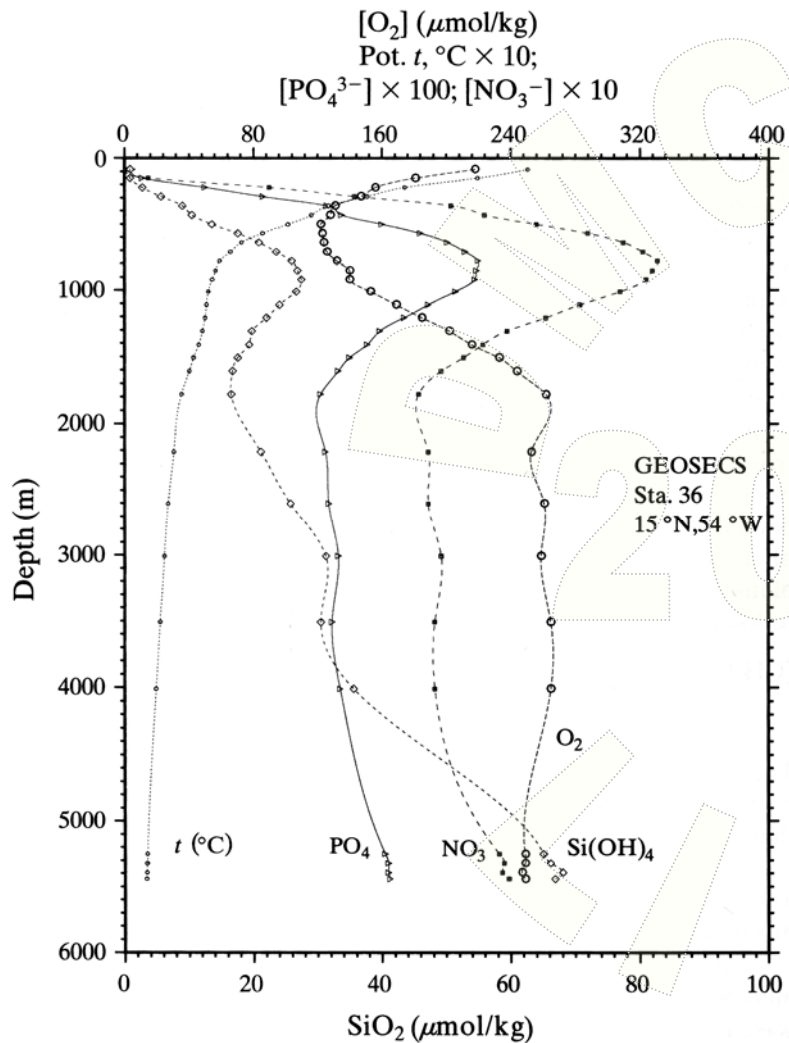
TTO sta. 241 at 36°18'N, 56°27'W
(PACODF, 1986)

GEOSECS Sta. 204 at 31°22'N, 150°29'W
(Broecker et al., 1982)



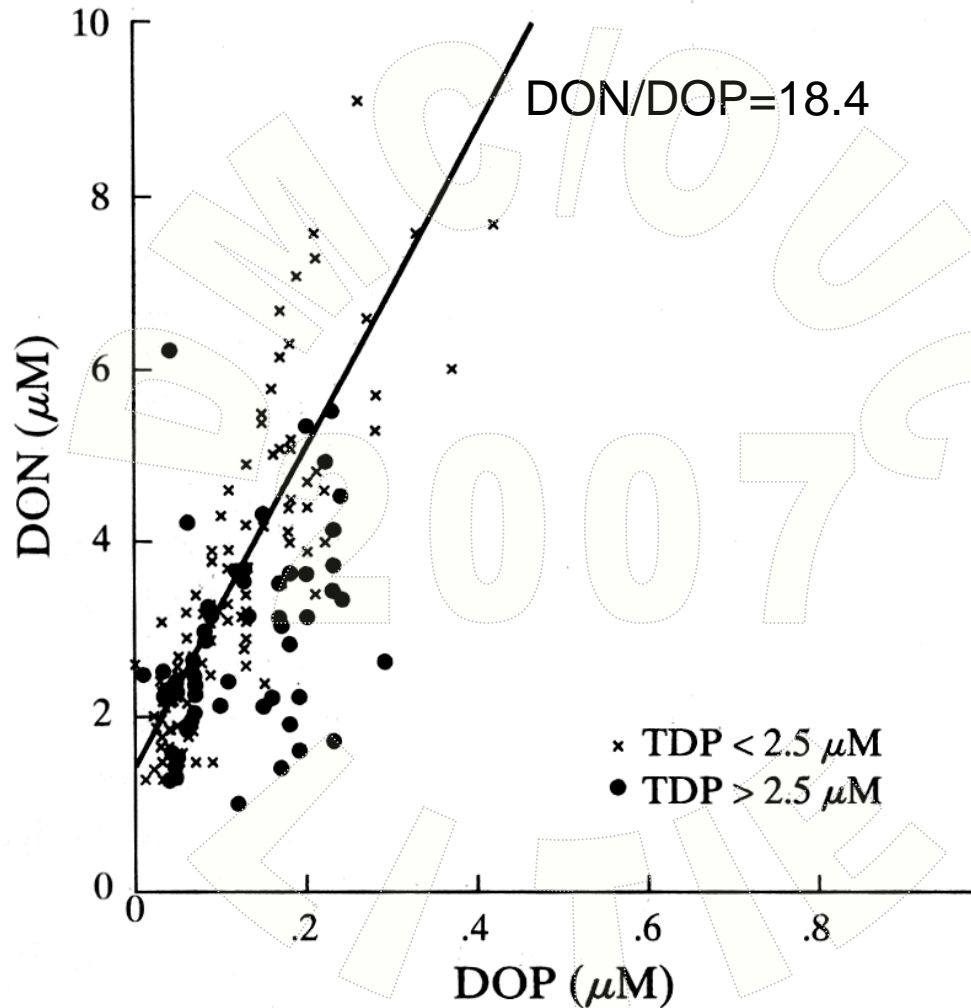
大西洋和太平洋深层水N/P接近于15。表层水有一定变化。

● 海水中溶解无机氮磷比值



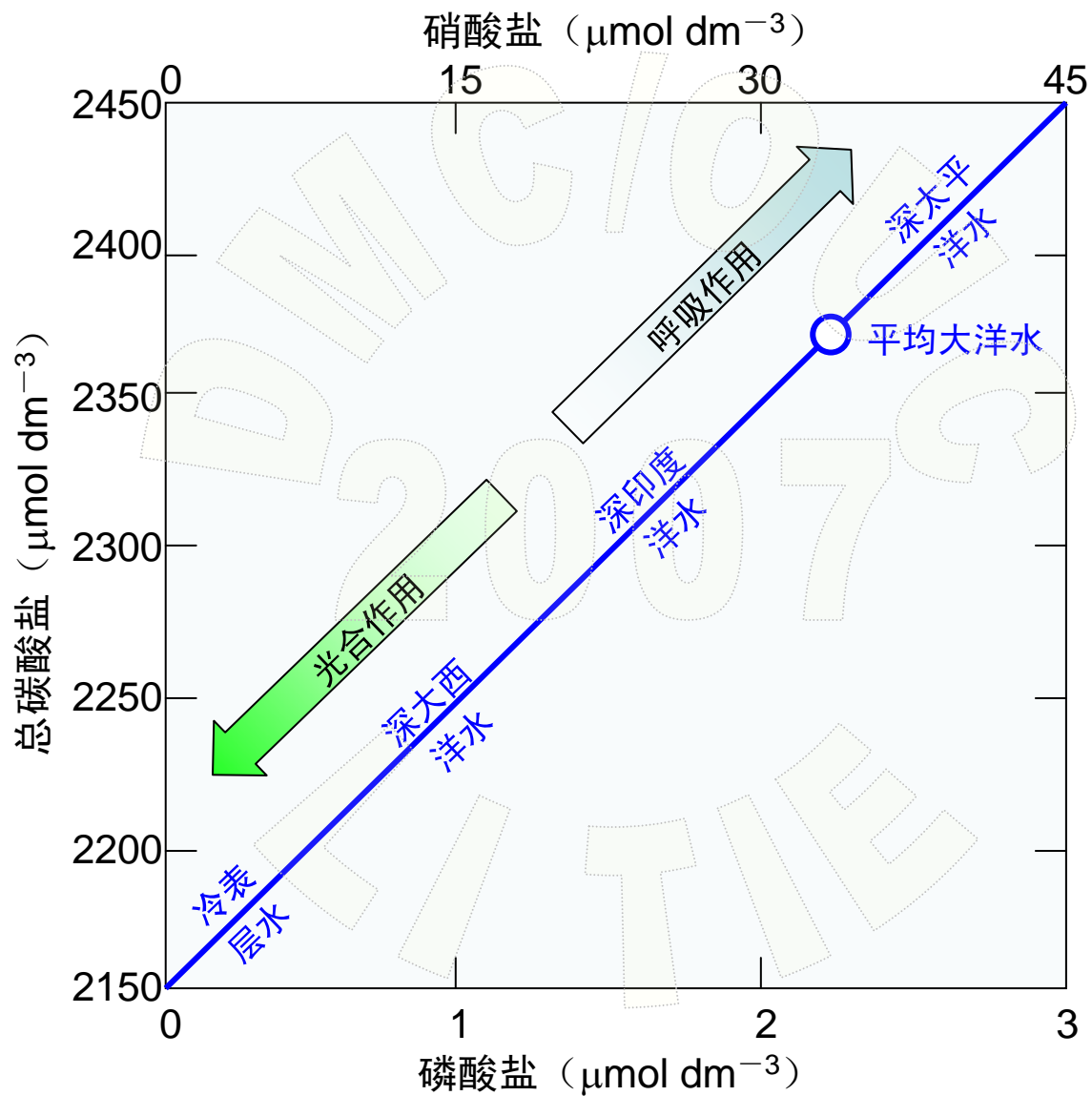
Profiles of a GEOSECS Station in the North Atlantic east of Barbados on 1972.10.11 (Bainbridge, 1981)

● 海水中溶解无机氮磷比值



DON vs. DOP at stations in the central basins of the Pacific (34°N to 76°S)
(Jackson and Williams, 1985)

● 海水中溶解无机氮磷比值



海洋中碳、氮、磷理想协变图 (Broecker, 1974)

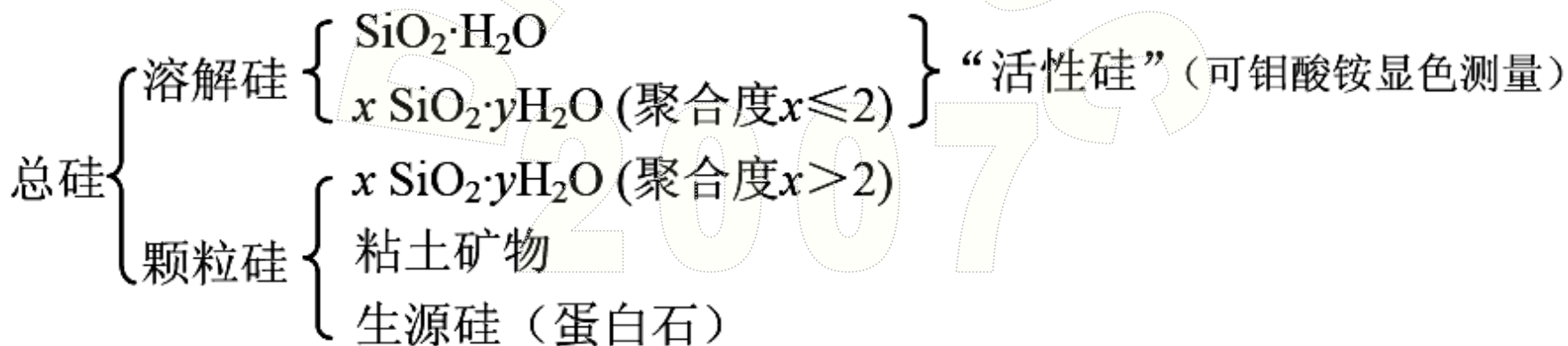
§ 5-3 海洋中的硅

一、海水中硅的形态

二、海水中硅的含量和分布

一、海水中硅的形态

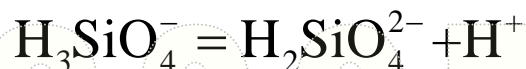
1. 海水中硅的形态区分



一、海水中硅的形态

2. 海水中溶解无机硅的存在形式

硅酸 (H_4SiO_4 或 $\text{Si}(\text{OH})_4$) 在海水中有一级和二级解离平衡。



25°C, 0.5 mol dm^{-3} NaCl 溶液中硅酸的两级解离常数为

$$K'_1 = 3.9 \times 10^{-10} = 10^{-9.41}$$

$$K'_2 = 1.95 \times 10^{-13} = 10^{-12.7}$$

在 pH=8.0 的海水中

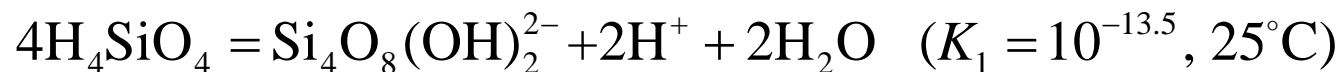
$$\frac{c_{\text{H}_4\text{SiO}_4}}{c_{\text{H}_3\text{SiO}_4^-}} = 10^{(\text{p}K'_1 - \text{pH})} = 10^{(9.41 - 8)} = 25$$

因此海水中溶解硅主要是以单分子硅酸 H_4SiO_4 (>95%) 形式存在。

一、海水中硅的形态

2. 海水中溶解无机硅的存在形式

● 硅酸的聚合作用（教材5.3.1）



当海水pH为8.0，硅酸平均浓度为 $10^{-4} \text{ mol dm}^{-3}$ 时，聚合态 $\text{Si}_4\text{O}_8(\text{OH})_2^{2-}$ 浓度仅为 $10^{-13.5} \text{ mol dm}^{-3}$ 。

表明：

海水强电解质作用—抑制单分子硅酸的聚合。

—促进高分子硅胶降聚。

一、海水中硅的形态

2. 海水中溶解无机硅的存在形式

● 硅酸在海水中的溶解度

25℃时，无定型 SiO_2 溶解度约为 $1600-1800 \mu\text{mol dm}^{-3}$;

0℃时， $1000-1200 \mu\text{mol dm}^{-3}$ 。

因此，天然海水中硅酸盐处于不饱和状态，不可能有 SiO_2 沉淀自行析出现象。

—海水中溶解硅的主要存在形式为 H_4SiO_4 。

—海水电解质作用能使聚合硅酸盐解聚。

—天然海水中硅酸盐处于不饱和状态，不会自行析出沉淀。

二、海水中硅的含量和分布

1. 海水中溶解硅酸（盐）的含量

海水中 H_4SiO_4 含量变化范围较大，通常为 $0.007\sim 0.11\text{ mmol dm}^{-3}$ 。

表层海水中较低，可低于 $0.02\text{ }\mu\text{mol dm}^{-3}$ ；

深层海水中可从数十至 $200\text{ }\mu\text{mol dm}^{-3}$ 以上。

海洋中的硅主要来源于河流输入，平均约 3×10^8 吨 SiO_2/y 。

2. 断面分布

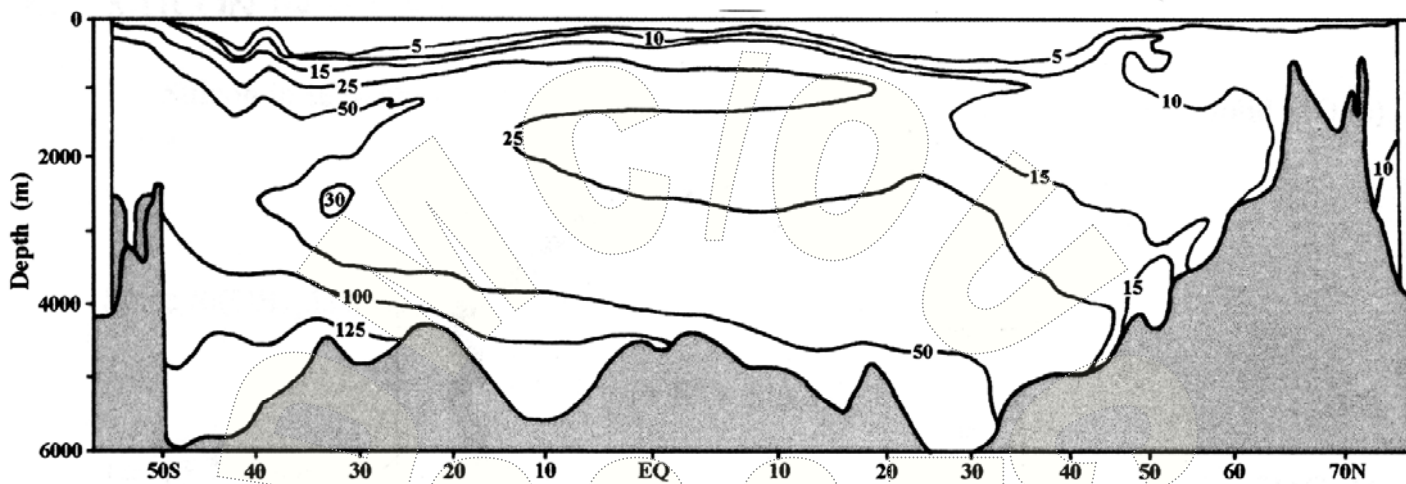


FIGURE 8.20. Section of silicate in the Atlantic Ocean.

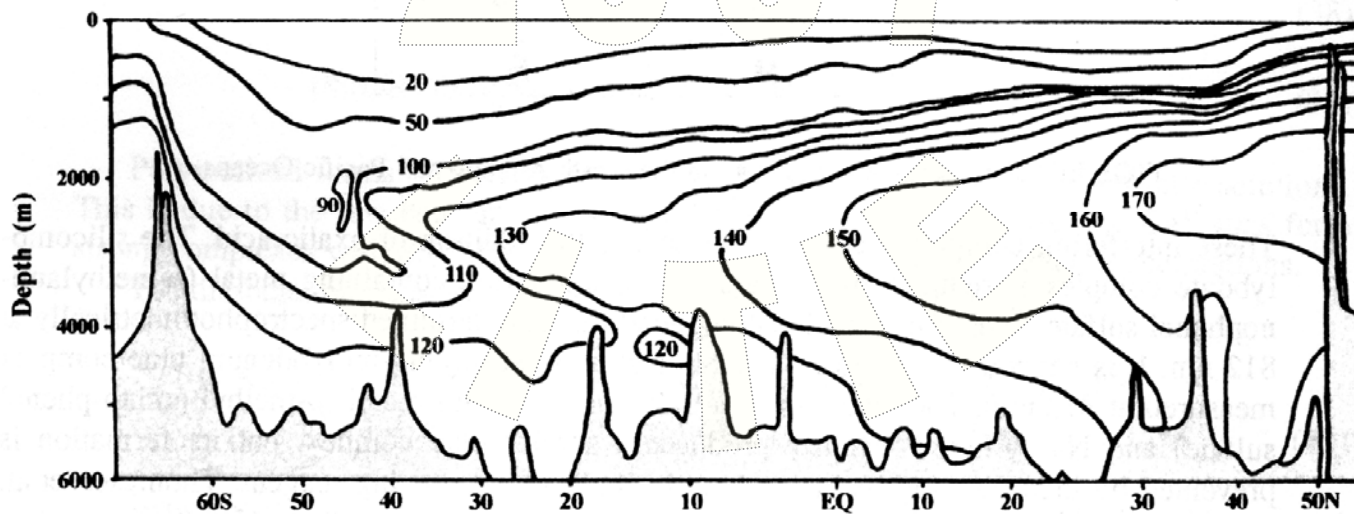
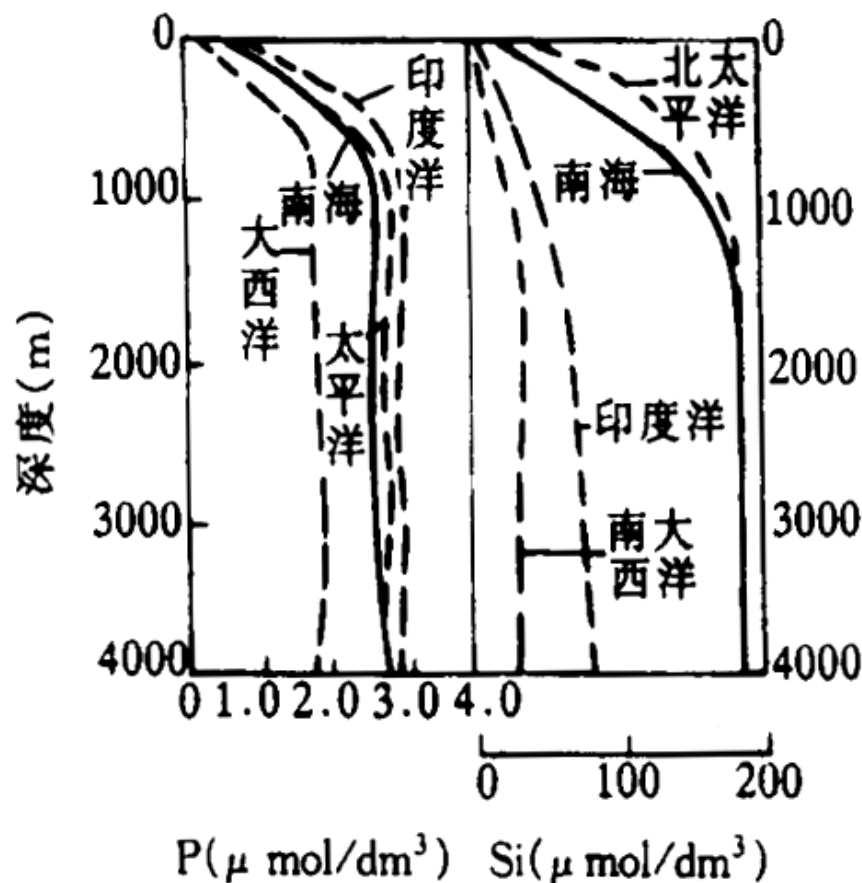
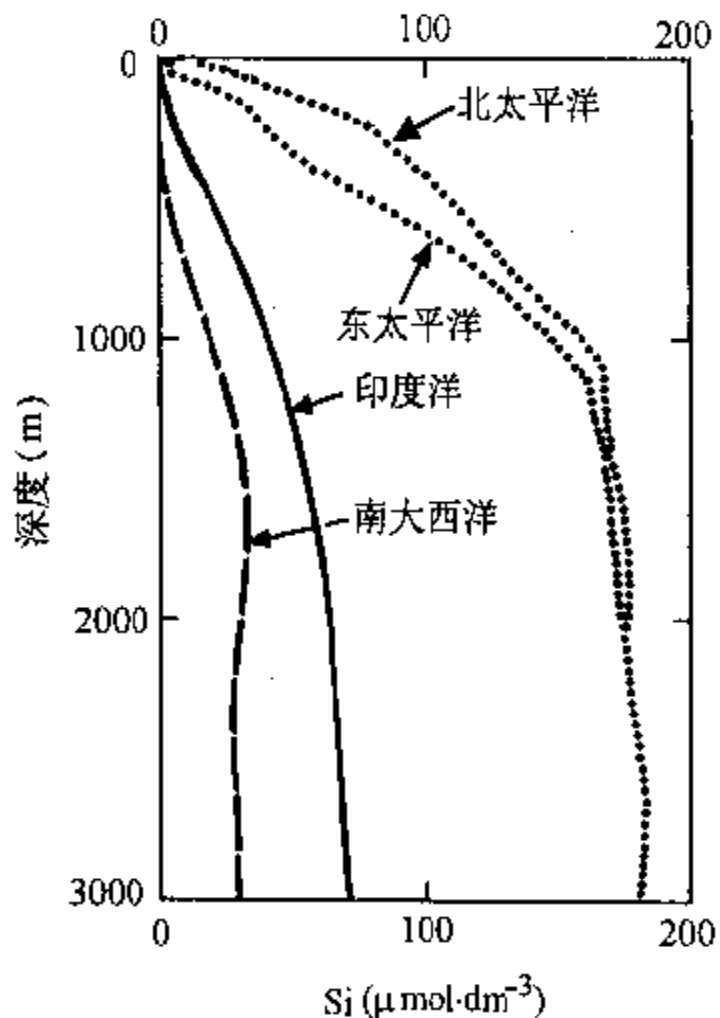


FIGURE 8.21. Section of silicate in the Pacific Ocean.

二、海水中硅的含量和分布

3. 垂直分布



南海与三大洋磷、硅的比较

二、海水中硅的含量和分布

4. 季节变化

在相同纬度海区溶解硅酸的**季节变化**与溶解无机磷、氮化物相似。

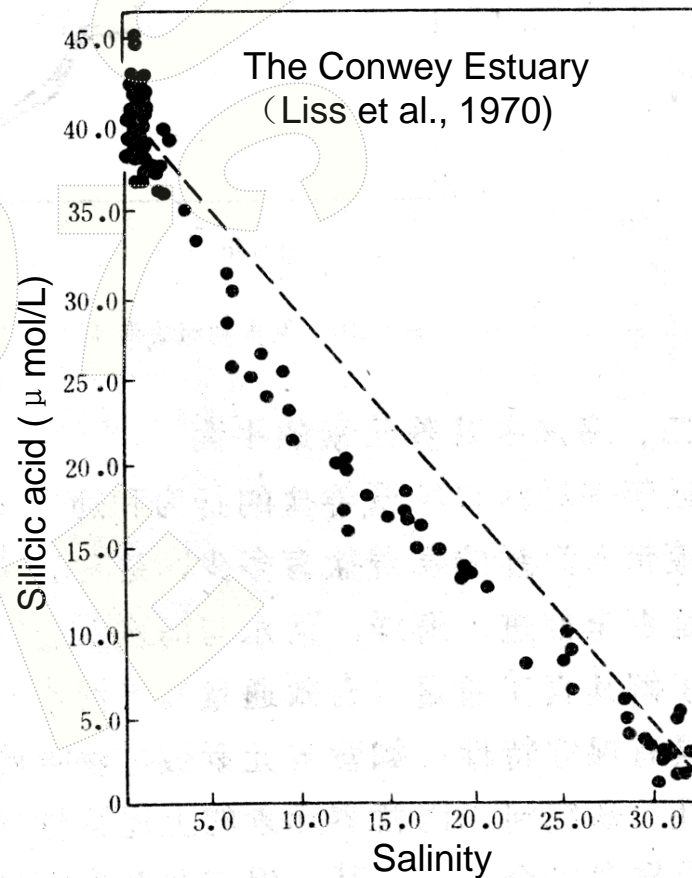
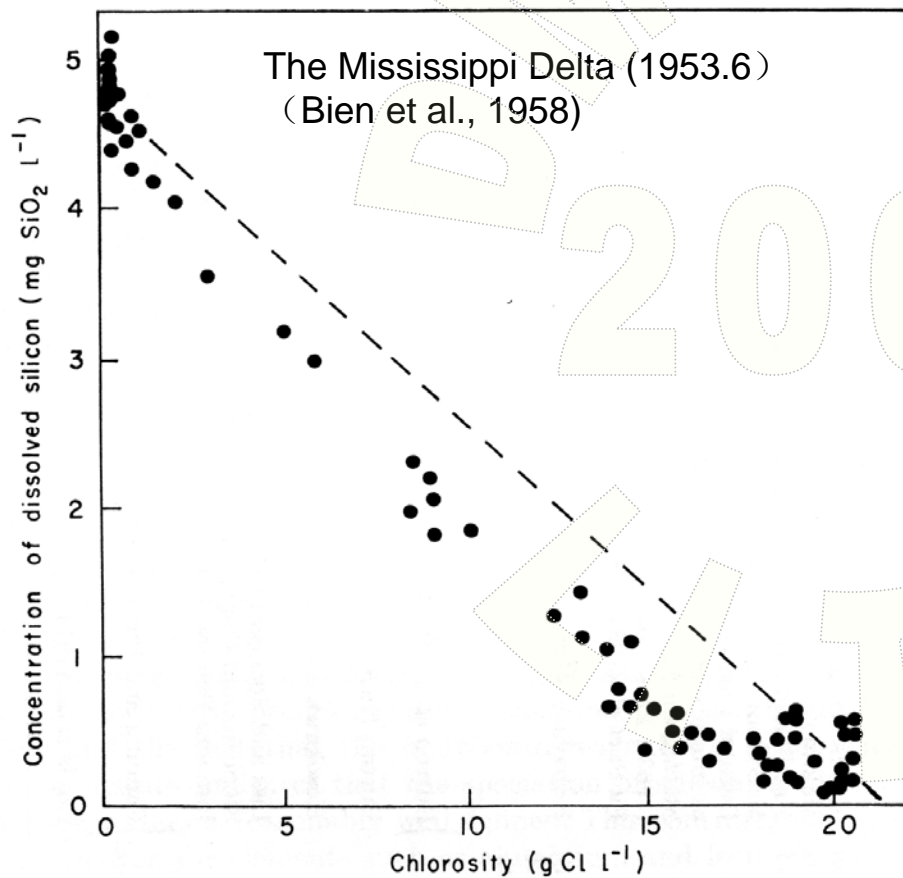
硅循环过程与磷、氮不同：

氮和磷的再生必须在**细菌**的作用下分解释放。

硅质残骸主要是靠海水对它的溶解作用。

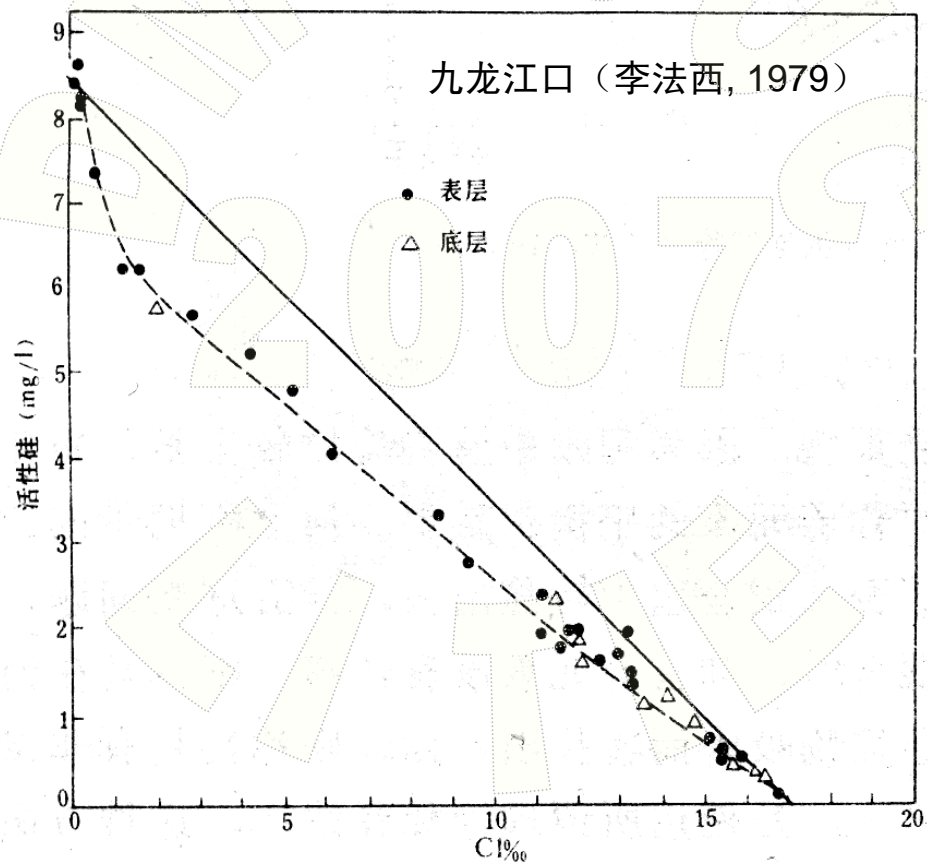
二、海水中硅的含量和分布

5. 河口区硅酸盐的转移



二、海水中硅的含量和分布

5. 河口区硅酸盐的转移



二、海水中硅的含量和分布

5. 河口区硅酸盐的转移

转移的机理

- 河水与海水混合，pH升高，使 Fe^{3+} 、 Al^{3+} 形成 $\text{Al}(\text{OH})_3$ 和 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 。
- 盐度增加促使胶体沉淀并化学吸附海水中的活性硅，转化为铁、铝硅酸盐化合物。
- 硅也可能附着在其它悬浮颗粒表面上成为多相矿粒而沉入海底。

§ 5-4 营养盐的垂直循环

海洋中的营养元素①在表层被生物吸收，而后②随颗粒物沉降至深层，③部分被溶解或分解，由上升流带回表层。④剩余部分转入沉积物中。

问题：营养元素有多少转移到沉积物中？

有多少可再生循环回到表层？

§ 5-4 营养盐的垂直循环

一、双箱模型

二、根据双箱模型的计算：营养盐的垂直循环

一、双箱模型

双箱模型（Broecker模型）

箱式模型（box model）是将海洋看作一个或数个贮圈，称其为“box（箱子）”。

Broecker模型是将海洋分作两个贮圈，即双箱模型（W.S. Broecker, 1974）。

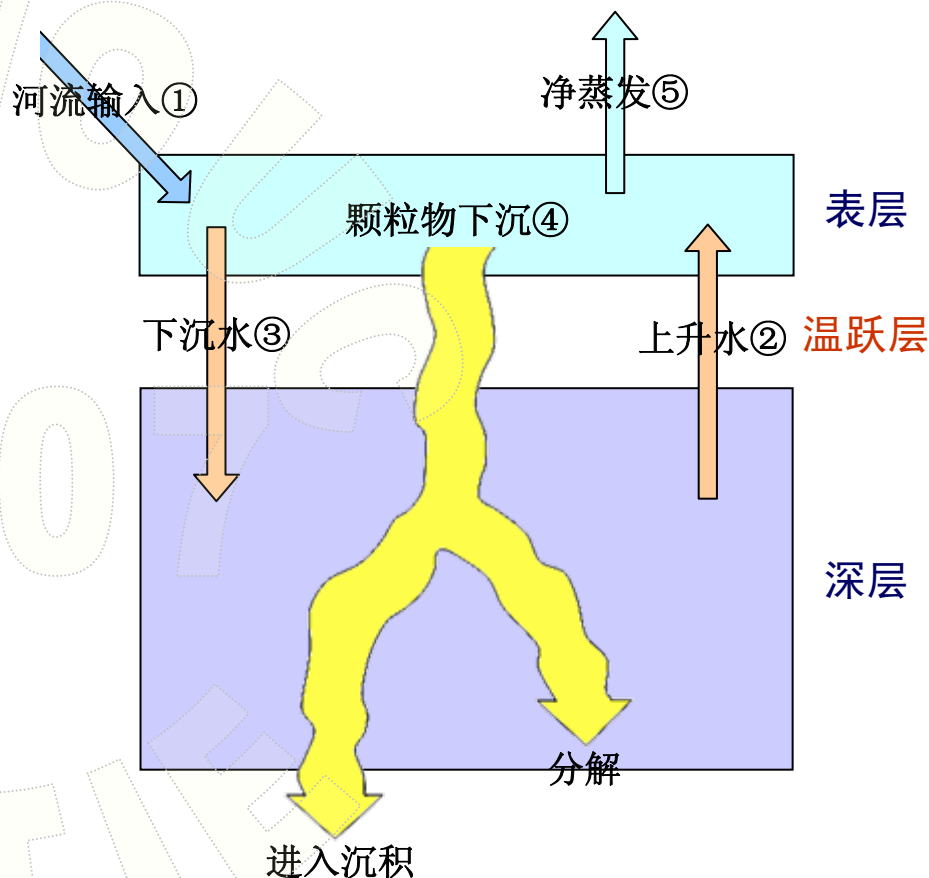
一、双箱模型

假设:

- 河流是向海洋输送营养元素的唯一途经。
- 营养元素随颗粒物下沉，部分转入沉积，是营养元素输出的唯一途经。
- 海洋处于稳态，即 $\frac{\partial S}{\partial t} = 0$

循环过程:

- ① 营养元素随河流入海。
- ② 上升流挟带富含营养元素的深层海水进入表层。
- ③ 与上升流相均衡，下沉水向深层补充等量海水。
- ④ 被生物同化的营养元素随颗粒物下沉，部分溶解再生；其余转入沉积移除出海水。
- ⑤ 与河流输入相均衡，表层水蒸发（纯水），营养元素浓度为0。



二、根据双箱模型的计算：营养盐的垂直循环

问题：营养元素有多少转移到沉积物中？

有多少营养元素可再生循环回到表层？

- A. 表层水颗粒态营养元素下沉量 (P)
- B. 下沉颗粒态营养元素占进入表层营养元素的分数 (g)
- C. 颗粒态营养元素转入沉积物中的分数 (f)
- D. 转入沉积物中的颗粒态营养元素占进入表层海水中营养元素的分数 (n)
- E. 计算逗留时间 (τ)

二、根据双箱模型的计算：营养盐的垂直循环

参数：

V_R - 每年进入海洋的河水体积。

C_R - 河水中营养元素的平均浓度。

V_M - 每年由深层进入表层海水体积。

C_D - 深层水营养元素平均浓度。

C_S - 表层水营养元素平均浓度。

P - 每年由表层向深层下沉的颗粒态营养元素的质量 (通量)。

A. 表层水颗粒态营养元素下沉量 P

表层输入①河流 $C_R V_R$;

②上升水 $C_D V_M$;

输出③下沉水 $C_S V_M$;

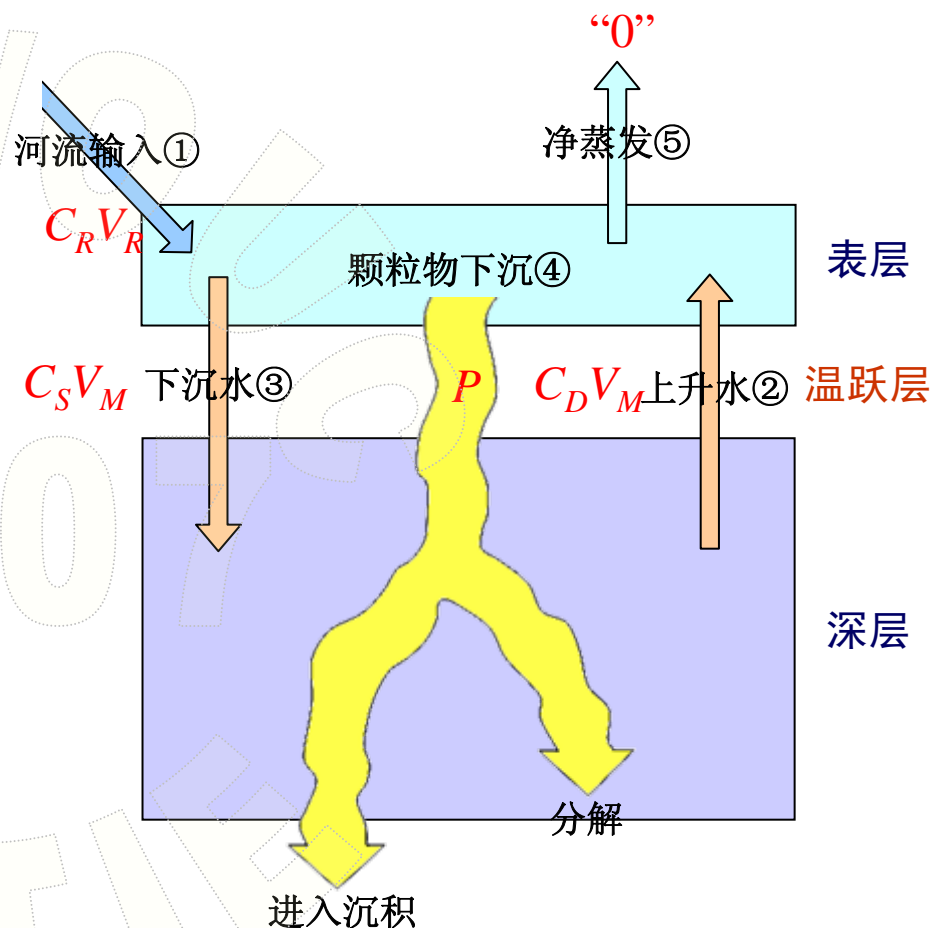
④颗粒物下沉 P ;

⑤净蒸发“0”。

$$C_R V_R + C_D V_M = C_S V_M + P$$

$$P = C_R V_R + C_D V_M - C_S V_M$$

即为由表层下沉到深层的颗粒态营养元素的量。



二、根据双箱模型的计算：营养盐的垂直循环

参数：

V_R - 每年进入海洋的河水体积。

C_R - 河水中营养元素的平均浓度。

V_M - 每年由深层进入表层海水体积。

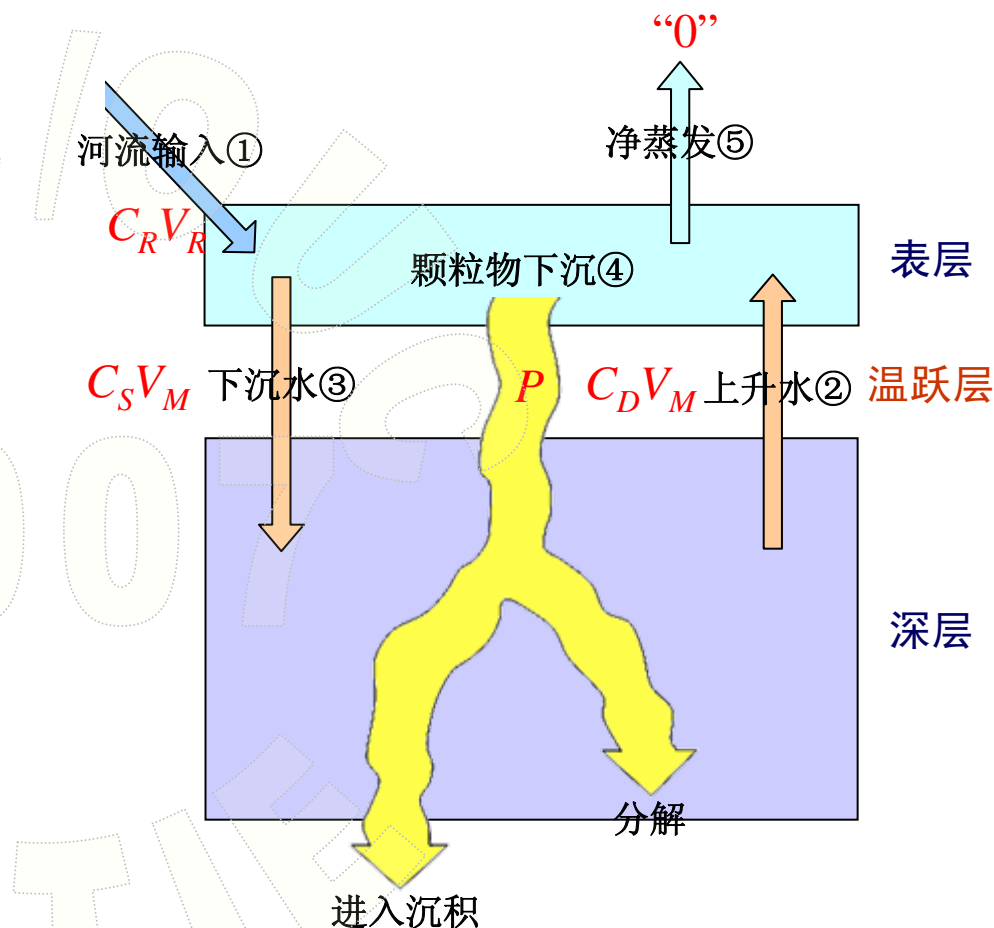
C_D - 深层水营养元素平均浓度。

C_S - 表层水营养元素平均浓度。

P - 每年由表层向深层下沉的颗粒态营养元素的质量 (通量)。

B. 下沉颗粒态营养元素占进入表层营养元素的分数的 g

$$\begin{aligned} g &= \frac{P}{C_R V_R + C_D V_M} \\ &= \frac{C_R V_R + C_D V_M - C_S V_M}{C_R V_R + C_D V_M} \\ &= 1 - \frac{C_S V_M}{C_R V_R + C_D V_M} \end{aligned}$$



二、根据双箱模型的计算：营养盐的垂直循环

参数：

V_R - 每年进入海洋的河水体积。

C_R - 河水中营养元素的平均浓度。

V_M - 每年由深层进入表层海水体积。

C_D - 深层水营养元素平均浓度。

C_S - 表层水营养元素平均浓度。

P - 每年由表层向深层下沉的颗粒态营养元素的质量 (通量)。

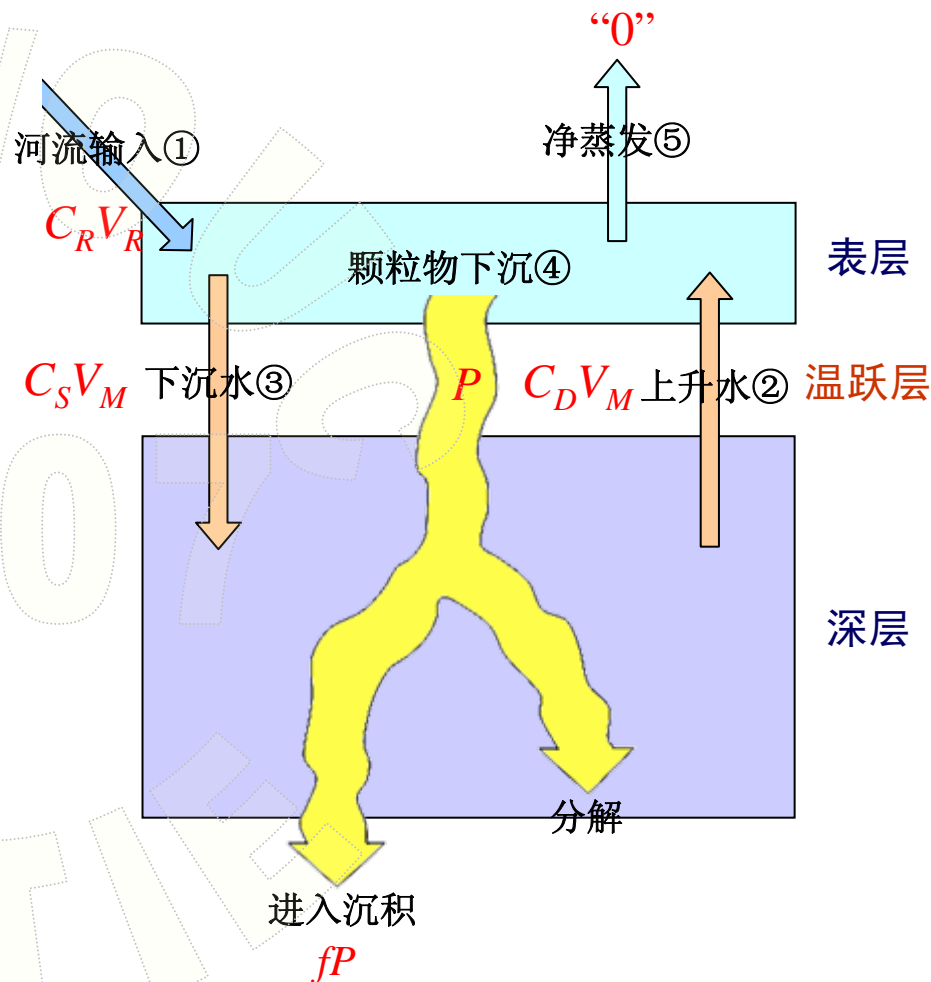
C. 颗粒态营养元素转入沉积物中的分数 f

输入：河流 $C_R V_R$ ；

输出：转入沉积物 fP ，海水蒸发“0”。

则 $fP = C_R V_R$

$$\begin{aligned} f &= \frac{C_R V_R}{P} \\ &= \frac{C_R V_R}{C_R V_R + C_D V_M - C_S V_M} \\ &= \frac{1}{1 + \frac{V_M}{V_R} \left(\frac{C_D}{C_R} - \frac{C_S}{C_R} \right)} \end{aligned}$$



二、根据双箱模型的计算：营养盐的垂直循环

参数：

V_R - 每年进入海洋的河水体积。

C_R - 河水中营养元素的平均浓度。

V_M - 每年由深层进入表层海水体积。

C_D - 深层水营养元素平均浓度。

C_S - 表层水营养元素平均浓度。

P - 每年由表层向深层下沉的颗粒态营养元素的质量 (通量)。

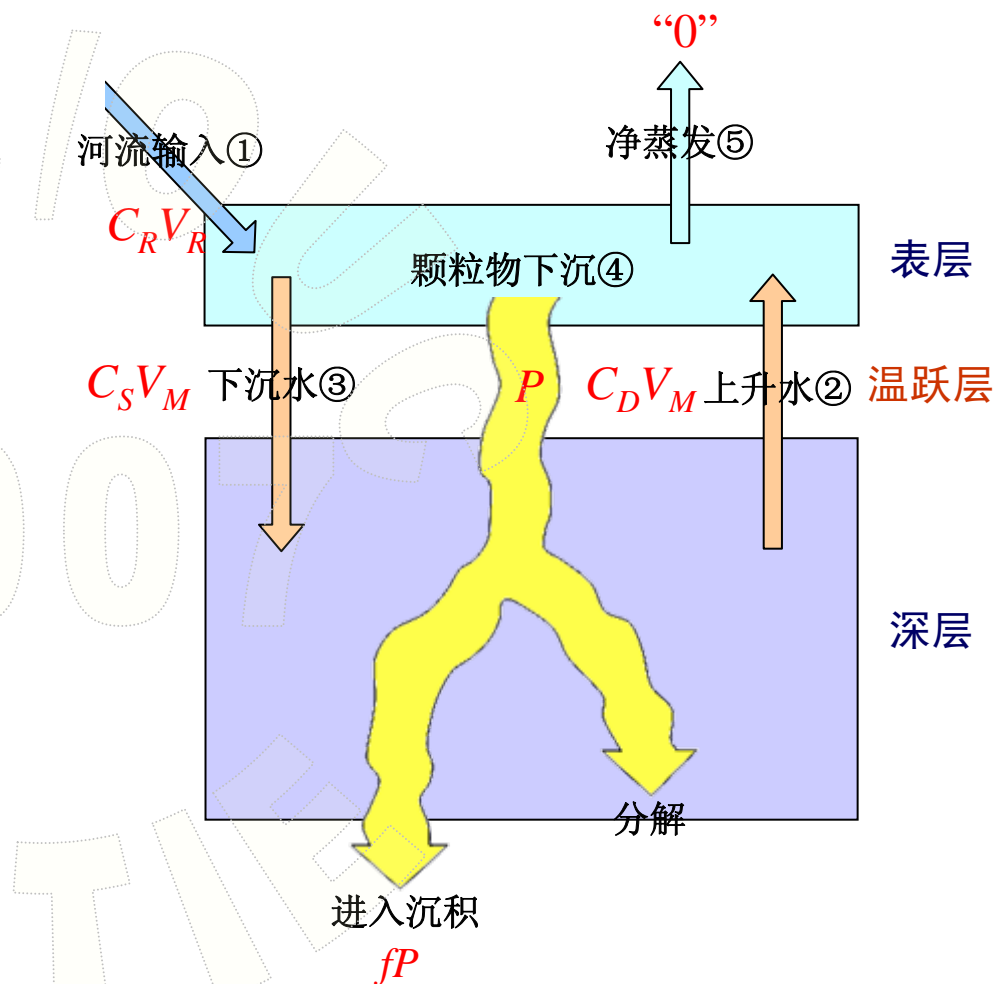
D. 转入沉积物中的颗粒态营养元素占进入表层海水中营养元素的分数的 n

$$n = f \cdot g$$

$$= \frac{C_R V_R}{C_R V_R + C_D V_M - C_S V_M}$$

$$\times \frac{C_R V_R + C_D V_M - C_S V_M}{C_R V_R + C_D V_M}$$

$$= \frac{C_R V_R}{C_R V_R + C_D V_M} = \frac{1}{1 + \frac{C_D V_M}{C_R V_R}}$$



二、根据双箱模型的计算：营养盐的垂直循环

参数：

V_R - 每年进入海洋的河水体积。

C_R - 河水中营养元素的平均浓度。

V_M - 每年由深层进入表层海水体积。

C_D - 深层水营养元素平均浓度。

C_S - 表层水营养元素平均浓度。

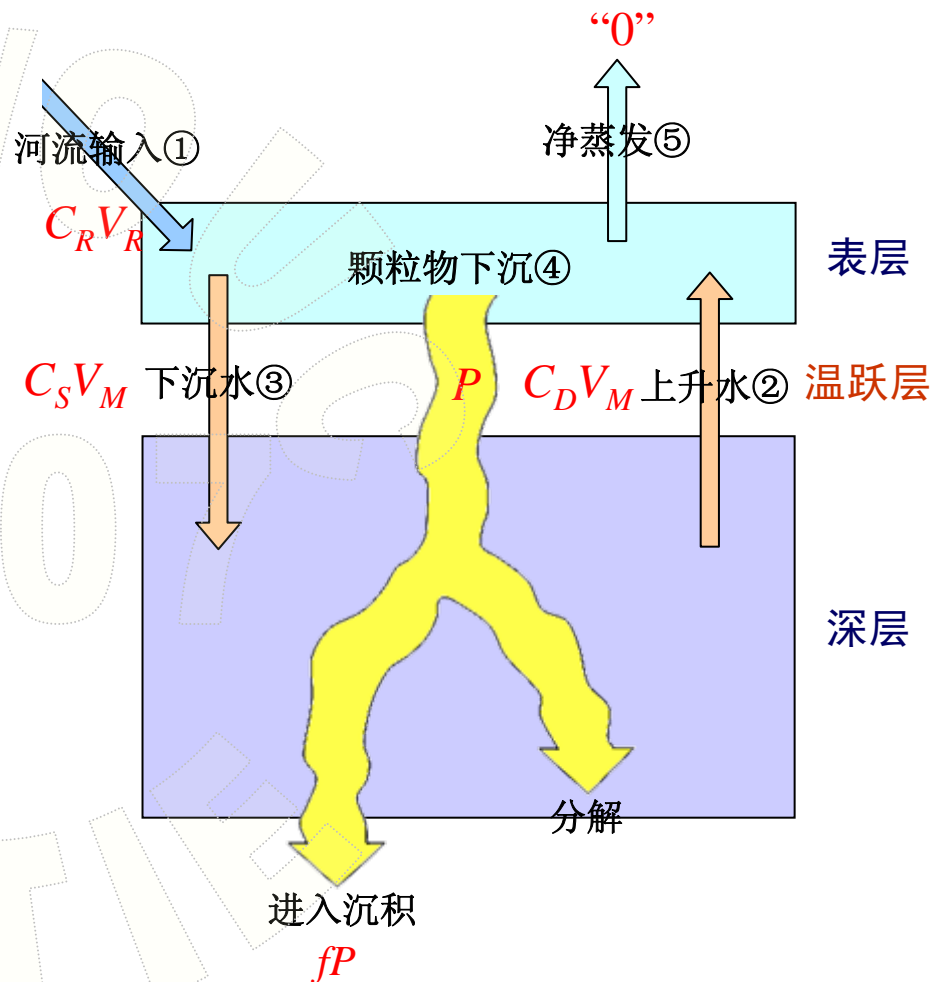
P - 每年由表层向深层下沉的颗粒态营养元素的质量 (通量)。

E. 计算逗留时间 τ

海洋每循环一次约1000年 (^{14}C , Broecker, 1974)。将全部营养元素更新一次需要 τ 年。则

$$1000 : n = \tau : 1$$

$$\tau = 1000/n$$



二、根据双箱模型的计算：营养盐的垂直循环

双箱模型部分计算结果

$V_M/V_R=20$ (^{14}C ; Broecker, 1974)

元素	C_S/C_R	C_D/C_R	g	f	$n=f \times g$	τ (year)
P	0.25	5	0.95	0.01	1/100	1×10^5
Si	0.05	1.6	0.97	0.003	1/300	3×10^5
Ba	0.02	60	0.70	0.11	1/13	1.3×10^4
Ca	30.0	30.3	0.01	0.16	1/500	5×10^5
S	500	500	—	—	1/10000	1×10^7
Na	5000	5000	—	—	1/100000	1×10^8

二、根据双箱模型的计算：营养盐的垂直循环

问题：营养元素有多少转移到沉积物中？

有多少营养元素可再生循环回到表层？

以 $\text{PO}_4\text{-P}$ 为例：

$g=0.95$ ，即进入表层海水的磷酸盐有95%以颗粒磷形式表层下沉到深层。

$f=0.01$ ，即下沉的颗粒磷仅有1%未分解再生，转移到沉积物中。

$n=0.01$ (0.095)，即每进行一次海水循环混合，有约1%的磷转移到沉积物中。

§ 5-5 富营养化与赤潮

一、富营养化

二、赤潮

一、富营养化

富营养化是水体老化的一种现象。由于地表径流的冲刷和淋溶，雨水对大气的淋洗，以及废水、污水带有一定的营养物质向湖泊和近海水域汇集，使得水体的沿岸带扩大，沉积物增加，N、P等营养元素数量大大增加，造成水体的富营养化。

一、富营养化

富营养化指标（大致分物理、化学和生物学三类）

表5.15 富营养化指标

	区分	指标
显在能力的评价指标	藻类现存量的测定	COD、TOC、TOD、N、P、叶绿素a、SS、微生物种等
	由于藻类增殖而使水质变化量的测定	pH、碱度、CO、DO、透明度、色度等
潜在能力的评价指标	藻类所必需的物质量的测定	P、N、TOC、T-C微量元素等
	藻类所必需的物理量的测定	气温、水温、照度、辐射量、停留时间等
	包括潜在能力的测定	AGP、DI等

一、富营养化

富营养化的评价方法

①单项指标法：采用富营养化阈值进行评价，主要特征参数的临界值为

COD= 1—3mg/L, DIP= 0.045mg/L, DIN= 0.2—0.3mg/L。

Chl-a (1—10mg/L)、初级生产力 (1—10mg dm⁻³ h⁻¹) 等也可作为评价指标。

②综合指标法（营养状态指数法）：

$$E=(\text{COD} \times \text{DIN} \times \text{DIP} \times 10^6)/4500 \quad (E \geq 1 \text{ 为富营养化})$$

③营养状态质量指数法（NQI法）：

$$\text{NQI} = \frac{C_{\text{COD}}}{C_{\text{S(COD)}}} + \frac{C_{\text{TN}}}{C_{\text{S(TN)}}} + \frac{C_{\text{PO}_4\text{-P}}}{C_{\text{S(PO}_4\text{-P)}}} + \frac{C_{\text{Phyt.}} \text{ or } C_{\text{Chl.a}}}{C_{\text{S(Phyt.)}} \text{ or } C_{\text{S(Chl.a)}}$$

NQI ≥ 3为富营养化（分母项为营养状况评价标准）。

二、赤潮

赤潮在国际上也称作有害藻类（HAB），是指在一定的环境条件下，海洋中的浮游微藻、原生动物或细菌等在短时间内突发性链式增殖和聚集，导致海洋生态系严重破坏或引起水色变化的灾害性海洋生态异常现象。

二、赤潮

赤潮对环境的危害表现在：

- 影响水体的酸碱度和光照度；
- 竞争性消耗水体中的营养物质，并分泌一些抑制其他生物生长的物质，造成水体中生物量增加，但种类减少；
- 许多赤潮生物含有毒素，这些毒素可使海洋生物死亡；
- 赤潮藻也可使海洋动物呼吸和滤食活动受损，导致大量的海洋生物机械性窒息死亡；
- 处在消失期的赤潮生物大量死亡分解，水体中溶解氧大量被消耗，导致其他生物死亡。

二、赤潮

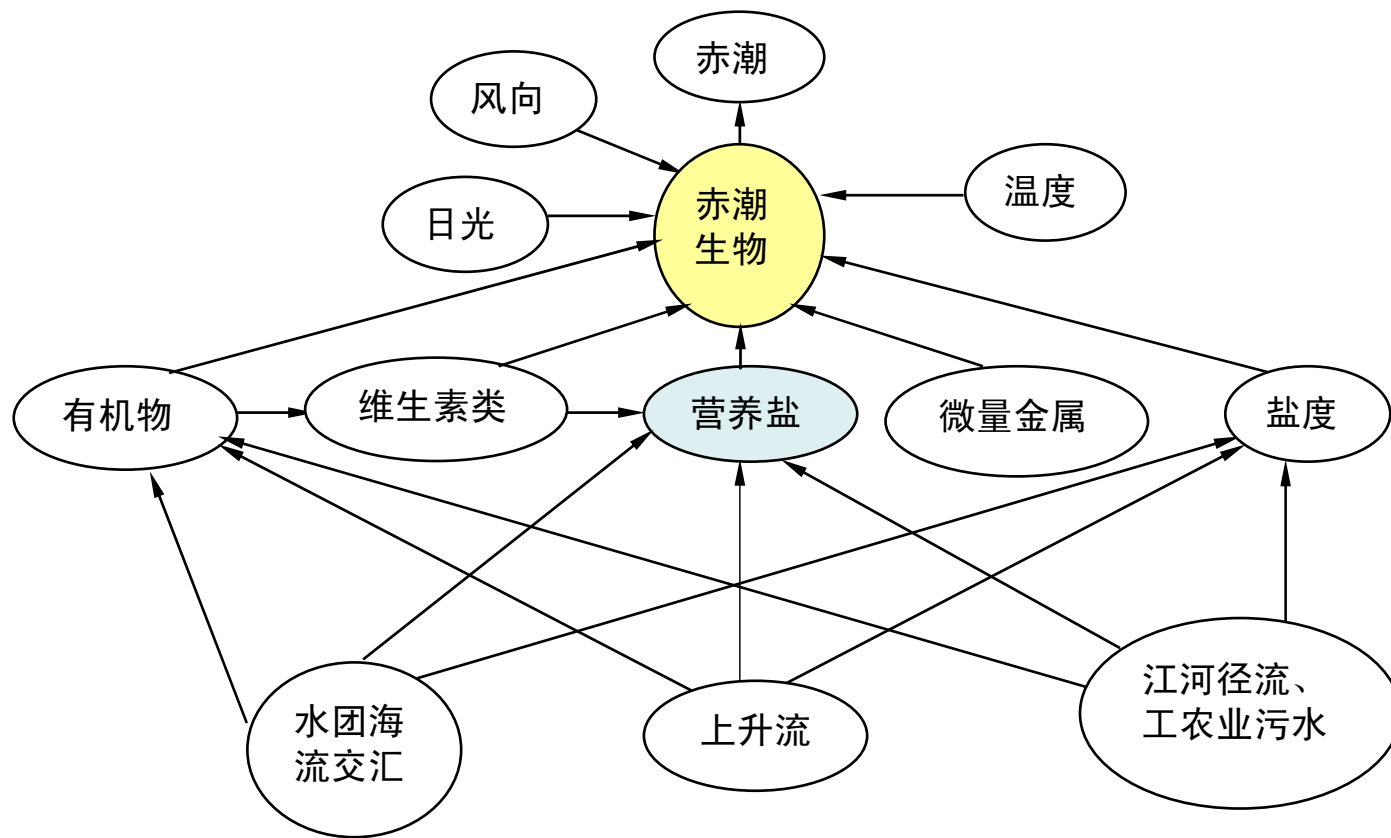


图5.28 赤潮发生的主要环境条件

二、赤潮

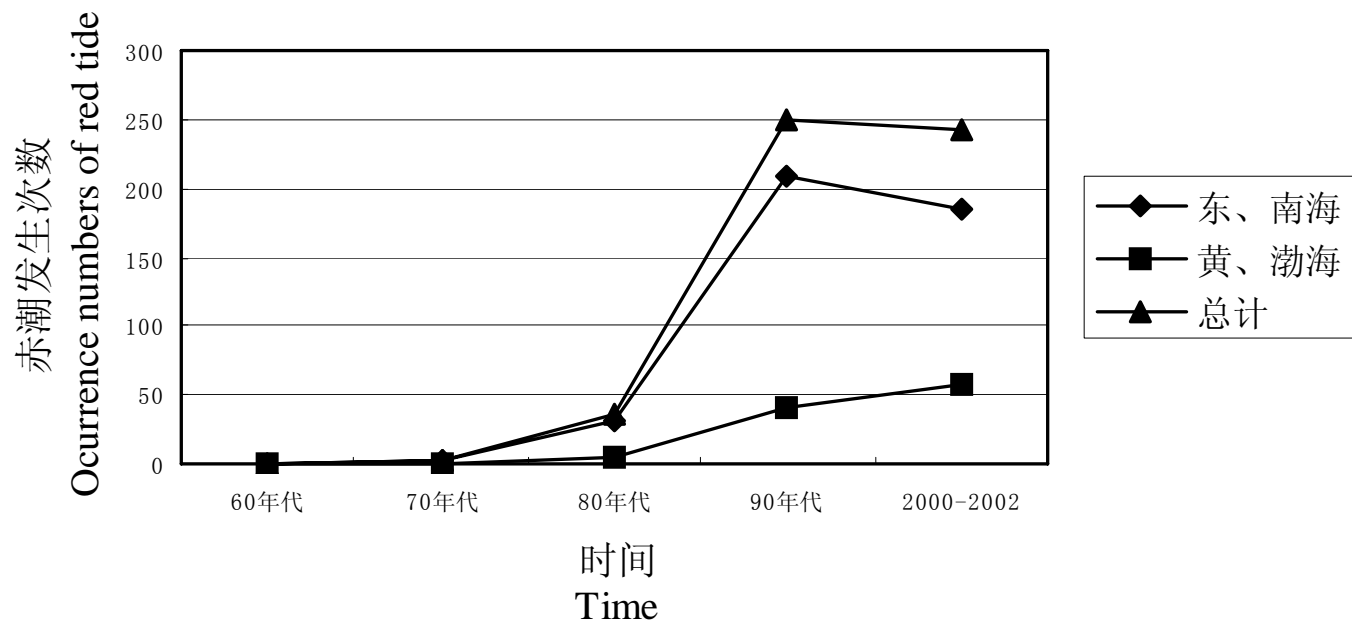


图5.29 我国沿海赤潮发生情况（1961—2002）

二、赤潮



图5.30 2002年赤潮监控区分布示意图（引自中国海洋灾害公报2002）