第一篇　碳酸盐岩形成的基本理论

第一章　海洋沉积环境的基本特征

众所周知，地壳中大部分碳酸盐岩发育于古生界和震旦系，并且是在海洋环境下沉积形成的。因此，认识海洋沉积的特点，是研究碳酸盐岩的基础。特别是了解碳酸盐岩的成因和沉积作用机制，认识海洋环境的特征更是必要的前提。

海洋与大陆环境有诸多不同，主要表现在化学、物理、动力学等方面，这些方面的不同主要是由于不同的介质所致。

海洋学、海洋物理、海洋化学、海洋动力学和海洋地质学的研究结果表明，海洋不是一个均质体，在许多方面表现出不同的特点。可以依据海水的化学特点，巨大的深度变化，与全球气候带有关的不同温度结构，许多动力的自然作用，以及明显地具有不同生活方式的生物群，进一步将海洋划分为不同的领域。海洋附近的陆块对海洋环境也有巨大的影响。

一、海水的化学特征

通过对世界各地许多海水样品的分析研究，海水残留物的成份没有明显变化。虽然在海盐中鉴定出许多元素，但是有六种离子占海盐容积的99%(表1-1)，其中Na^+和Cl^-的系列是主要的。因此，海水的成份通常是用这些离子来表示。表示海水化学成份的是盐度，通常用千分之几表示。正常海水盐度是35‰。

表1-1　海盐中六种离子

离　子	比　例　(%)
Cl^-	55.1
Na^+	30.6
SO_4^{2-}	7.7
Mg^{2+}	3.7
Ca^{2+}	1.2
K^+	1.1
总　计	99.4

就整个海洋来说，海水盐度基本不变，但是局部海水的盐度是不同的。雨量丰富或在大河流的入海处，海水盐度都会降低。由于蒸发作用，特别是在干燥气候地带，蒸发作用较强烈，因而海水盐度增高（图1-1)。

海水另外几个重要的化学特点是酸碱度(pH)、溶解气体的含量（不稳定氧和二氧化碳）以及氧化还原电位(Eh)。

海水的酸碱度通常是弱碱性（图1-2)。从图1-2可以看出，沉积环境pH的上界大约为11，但实际上这样高的pH值是少见的。这可能是由于光合作用的结果或细菌反应所致。如：

$$CaSO_4 + 2CH_2O \rightarrow CaCO_3 + H_2O + CO_2 + H_2S$$

这种情形，也可能是由于蒸发岩湖泊中的Na_2CO_3或$NaHCO_3$的水解作用的结果。沉积环境pH的下界是1到2，为强酸环境，如硫酸。在淡水沼泽和泥炭沼地，pH为4，是弱酸环

境，如碳酸盐和有机酸。

碳酸钙的沉淀与pH有密切的关系（图1-3）。当沉积环境具有较高的pH值时，海水才能形成超饱和的$CaCO_3$溶液。另外，只有在pH值高的情况下，才有利于解除有机物质抑制$CaCO_3$沉淀的作用。

任何沉积都是在一定的氧化-还原电位条件下形成的。海洋水体通常是氧化环境(1-2)。只有在缺氧并有丰富的有机物质时，才能形成还原环境。在沉积环境中，Eh和pH普遍是相互依赖的关系。Eh是根据溶液中的电子密度测量的，而pH则根据氢离子和质子测量。因为电子和质子要达到平衡，所以许多反应依赖于Eh和pH。Eh高值代表有少量的电子，往往伴随有低pH值（含有较高的质子）。

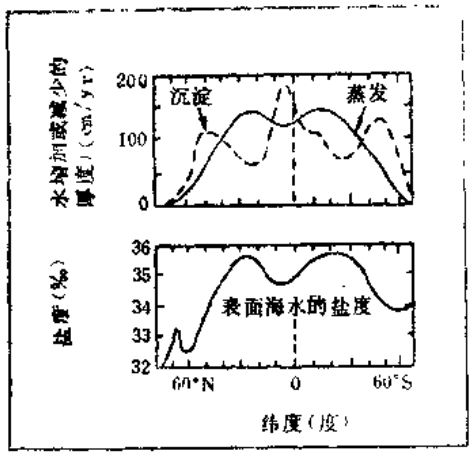


图1-1 海水表面的盐度和蒸发作用—沉淀以及纬度之间的相互关系

(据Wüst, Brogmus and Noodt, 1954; Gross, 1972)

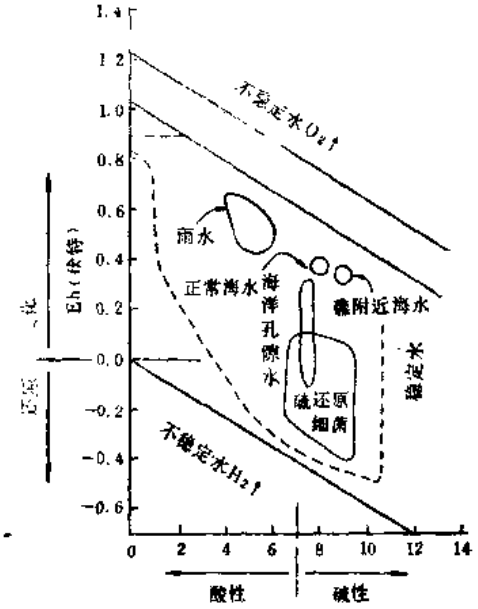


图1-2 各种水的酸碱度(pH)和氧化-还原电位(Eh)的关系图

断线圈的面积是实际测量的有限资料（大部分资料是据Bass,Becking,Kapanl,Moore, 1960; 海水和孔隙水的资料是据Friedman,1968)

氧含量也是海水中的一个重要化学特征，它往往与沉积物的颜色和有机物质的含量有直接关系。海水溶解氧的含量与深度有着密切的关系(图1-4)。由图1-4可见，海水中的溶解氧含量随深度加深而速减。海水表面氧的含量可达5—10ml/L。由于上覆水含有大量的有机物质，随着深度增加，这些有机物质发生氧化作用，使大量的氧被消耗掉。因此，随着远离大气层，海水深度加大，氧的含量会逐渐降低，直到最低值。

但是在极地区域，由于温度低，生物活动和繁殖被抑制，未携带有机物质的大块冷水体含有大量的氧，随着水体下沉，氧被保存下来（图1-4，曲线GD10)。

氧在水中的溶解度不仅与深度有关，而且与温度、压力和盐度有关。如热带附近海水表面溶解的氧大约为5ml/L，而极地区域海水表面含量为7.5ml/L。

含氧量最小值一般位于接近海底处最富含有机物质的地带。这种现象的相互关系，可以在墨西哥湾看到（图1-5)。

综上所述，可见海水经常被氧化并放出氧，因此水的性质变得不稳定。

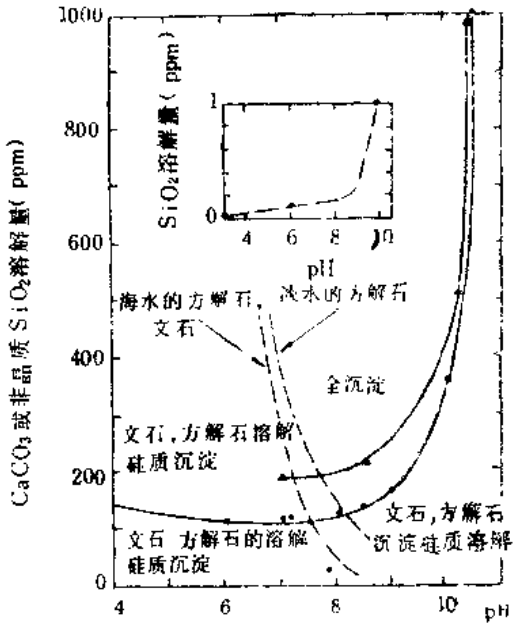


图1-3 在25°C情况下，pH对$CaCO_3$、石英、非晶硅质的溶解度的影响

(据Friedman, 1979)

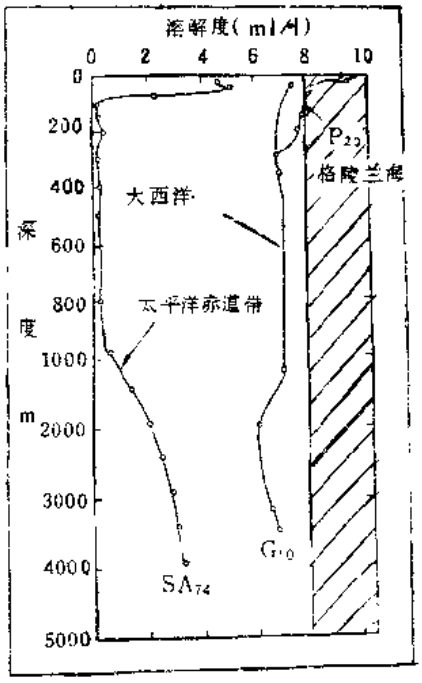


图1-4 溶解氧含量随海水深度的变化

SA74，太平洋热带东部74信天翁站，11°39′N，114°16′W；1974年9月22日。P20，远离格陵兰东部滨海冷水，100m以上，超过9ml/L。G10，戈德霍普(Godthoab)站，56°56′N，51°17′W，1928年6月3日。

(据Friedman, 1979)

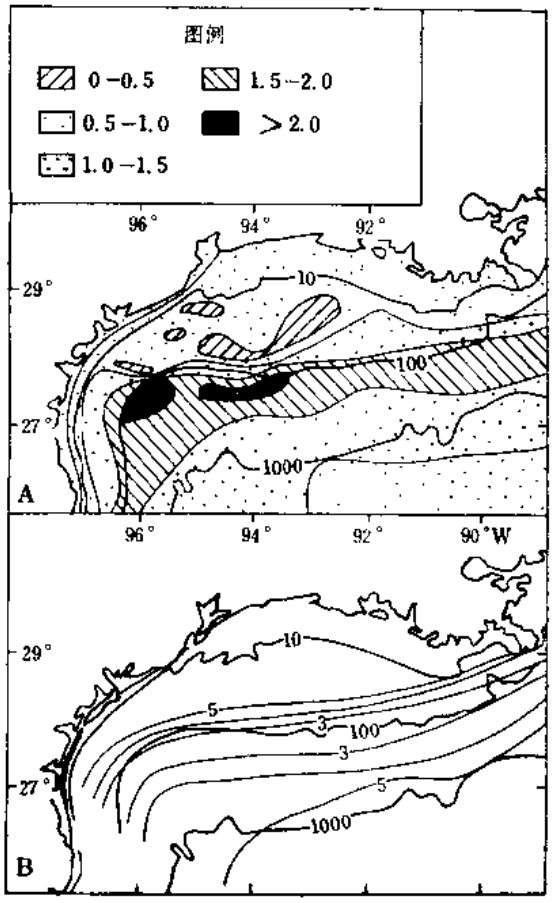


图1-5 墨西哥湾底部沉积物中有机质含量大于正常值部分（最大含量）和紧挨底部海水含有溶解氧低于正常值(最小值)部分相符合的情况

A. 底部有机物质的含量（按有机炭含量的1.8倍）；

B. 表示紧挨底部海水溶解氧的含量（ml/L）

(据Richards, 1957)

二、海洋深度的变化

海洋的深度比陆地的高差变化大得多。目前测得的海洋最大深度是太平洋西部的马里亚纳沟(Marianas)为11 000m。一般海洋的深度与地壳两个主要的次级单元大陆块和海洋盆地有密切的关系。一般大陆块表面位于高处，海洋盆地位于低处。任何海底地形，都是这两个单元相互斗争的结果。浅水(深度几百米或几百米以上)在陆块上，而深水(平均约4 000m)在海洋盆地。

根据海洋调查的结果，海底深度的起伏变化可以分为四部分(图 1-6)：浅海带(区)，一般深度在0—200m；半深水带(区)，深度在200—2 000m左右；深水带(区)，深度为 2 000—6 000m左右；超深水带(区)，深度一般大于4 000—10 000m。从地质学的角度来看，浅海区称为大陆架；半深水区称为大陆架斜坡；深水区称为陆基；超深水区称为深海平原。

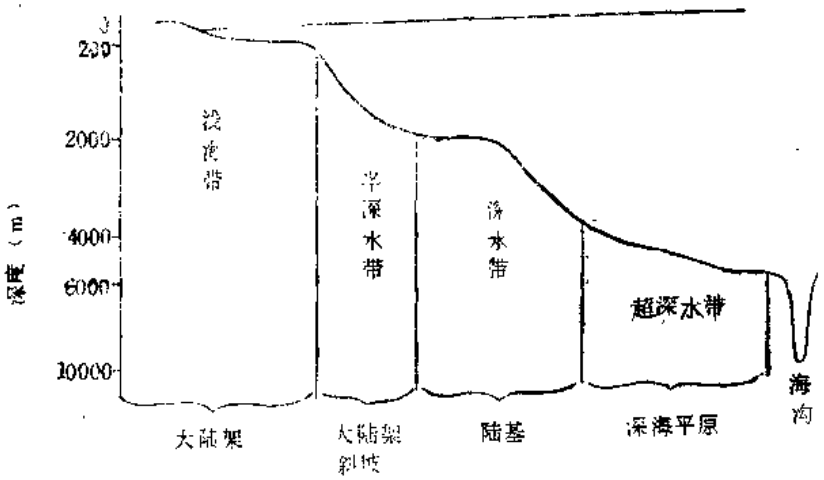


图1-6 海底深度的变化和相应的地质名称

海底深度的变化影响阳光的透射能力。阳光不可能透射到很深的海水中，而植物的光合作用需要阳光，所以植物只能在海水表层部分生长。根据阳光的透射能力可把海洋划分为三个带 (图 1-7)：透光带位于海水的最上部，海水透光层厚达 80m，为植物的生长提供了充分

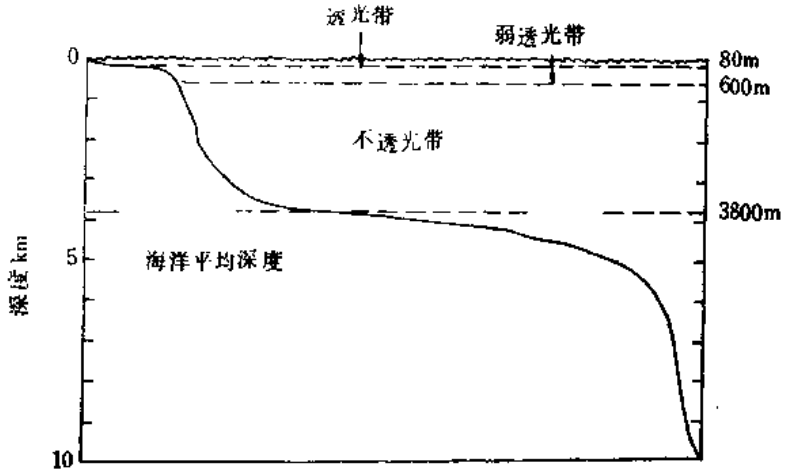


图1 7 根据光线透射能力划分的海洋三个主要深度带与海洋深度剖面关系图
(据Hedgpeth, 1957)

的光线；弱光带为过渡带，也就是海水光线消失层，底界深度大约位于600m；不透光带，位于海洋深度 600m 以下，在这里没有光线透射，植物不能生长，但有生物，其生存取决于海水中向下运动的食物。

海水中的各种植物具有不同的生活方式。如硅藻(图1-8)、鞭石藻(图1-9)、少量蓝绿藻和绿藻，都是自由漂浮在透光层的海水中，这些称为浮游植物；另外一些植物则附着于海底，如海草、多数绿藻等。

图1-8 三种硅藻类型的硅质骨骼的电镜显微照片
中央大的是*Cyclotella comta*，左下右上是空心管状骨骼，其它为*Cyclotella glomerata*的小圆盘。标品取自美国纽约州异臭湖水
(据S. L. Williams)

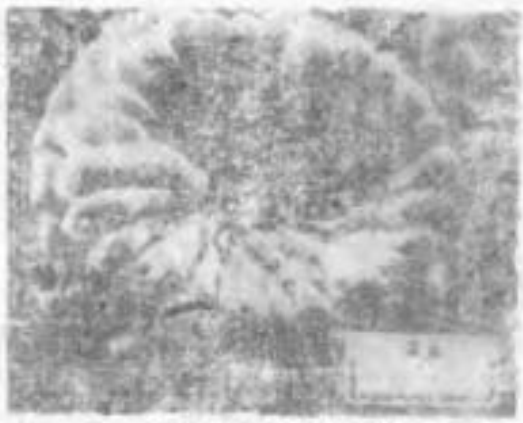


图1-9 鞭石藻骨骼电镜显微照片(上白圣统)
(据A. Bein)

在大陆架上有两个重要的生物分布界限，海岸带出现大量的附着藻；大陆架枢纽带是大量珊瑚礁生长的下限。

随着海底深度的变化，海底温度也发生改变。根据一些学者测得的结果，一般水深小于100m的海底温度在10°C以上至20°C左右；而水深100m—700m地带则为10°C左右；大于700m的水深海底温度为4°C左右。但不同水域这个深度有所不同(图1-10)。这种温度随海底

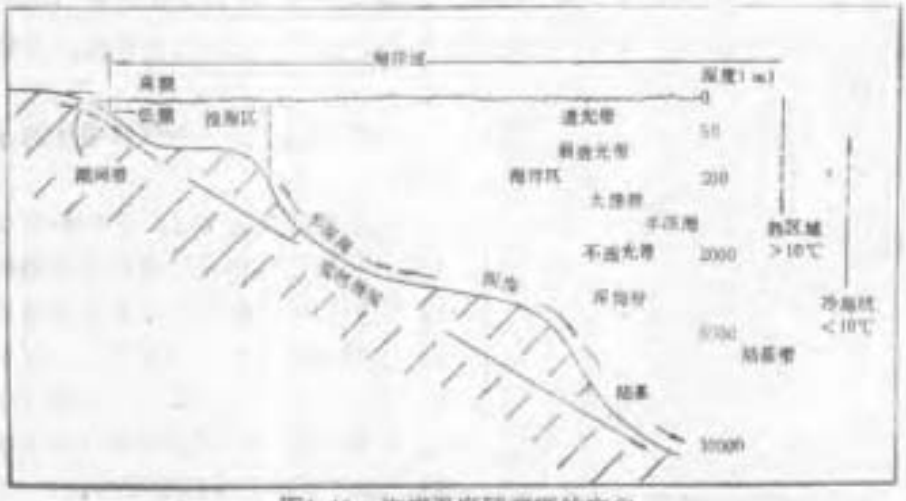


图1-10 海底温度随深度的变化
深度100m—700m水温为10°C，在700m以下水温为4°C直至更冷(大西洋大约为2 000m，太平洋据印度得为1 000—1 500m)
(据Hedgpeth,1957; Brown,1957修改)

深度的变化，主要是阳光透射能力所决定的。温度的变化影响生物的习性。因此，海底的温度、阳光的透射能力以及生物的生活方式，彼此有着密切的关系，而它们的变化则取决于海底深度的改变。

三、海水温度的变化

海水温度是不均一的，与阳光照射的能量有密切关系。阳光照射到地球表面的能量分布是不均匀的，最大的阳光热能在太阳光线垂直于地球表面处，而最小的阳光热能是在太阳光线低角度照射的地球表面。热带因接收高角度的阳光射线，海洋表面水总是温暖的(>26°C)，而且四季变化很小(26—28°C)，雨量丰富，水的盐度较低(图 1-1)。低纬度带海水表面的温度可以作为大洋的一个常数，海水盐度从古到今变化也很小。

另一个极端是极地表面水。冬季，这里没有阳光照射，夏天则连续曝晒，但海水温度依然是冰点以下(-1——2°C)，全年海水为冰态。

在两个极地之间的其它地带，表面水的特点是随季节而变。这些地带温度的变化与地球的风带和表面流密切相关。在亚极地区，海上浮冰发生季节性的迁移。冬季浮冰堆积，但水温可能是5°C。夏季，由于太阳曝晒，能溶解大量的冰，表面海水的温度可提高到大约10°C，因此出现大量硅藻突然发育生长。

温暖区域的特点是冬季具有巨大的风暴，可以驱使海水运动。另外，由于气候温暖，促使大量的$CaCO_3$沉淀。这个地区的北部温界，在冬季大约是5°C，夏季为10°C；而南部的温度范围，冬季为 15°C，夏季为 23°C。强风可以驱使海水混合，使下面富有营养物质的海水被带上来，促使大量浮游生物产生，因此造成整个海洋生物的繁殖，有利于碳酸盐的形成。

海洋亚热带部分，也就是表面风引起的巨大环流分布的地带。在中纬度高压下，海洋平静而且风力微弱(称为“赤道无风带”)，云雾覆盖稀少。由于阳光充足，蒸发作用超过沉积作用，结果表面海水的盐度增高。海水上部很少混和，具有明显的斜密面。水的温度冬季在15—23°C之间变化，而夏季则在23—25°C之间变化。

海洋热带部分与巨大的信风带相吻合，信风驱赶海水向西流动，形成赤道水流。接近常数的信风可以引起中等大小的波浪。热带区域的表面水同样具有较高的盐度（与毗连的高盐度亚热带区相同)。如果热带水运动到降雨量很高的赤道带，其盐度就会降低，水的温度则由23°C向28°C过渡。

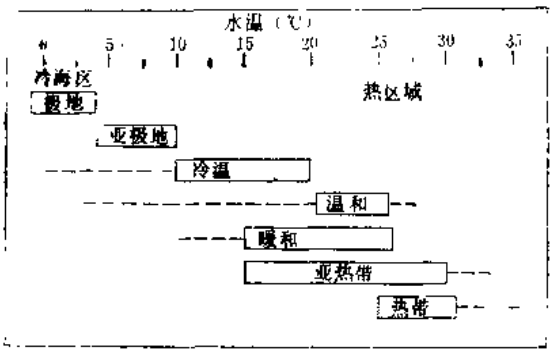


图1-11 各种地理气候带海水温度变化范围
(据Hedgpeth, 1957)

图1-11表示了各种气候带的海水温度变化范围。

温度和盐度的变化，影响海洋生物的生活方式。某些生物体总是保留在特殊的水体类型中，它们能够忍耐较低的温度和盐度。在冷水中，生物种类变少，个体变大。某些有孔虫种类，在冷水中变成右旋式，在暖水中成为左旋式。在盐度变化很大的区域（高于或低于正常海)，海洋生物个体趋于变小。

四、海水的运动特征

海水运动的类型有表面波浪、潮汐、内部波浪(包括内部潮汐)、表面水流和面下水流。

(一) 表面波浪

这是海水最普遍的一种运动类型，它往往是由于风力作用引起的，由海底地震引起的海啸是一种特殊的波浪。波浪大小可用如下指数表示(图1-12)：

①波长（L），两个连续顶峰之间的水平距离(m)。

②波高（H），波峰最高点和波谷最低点的垂直距离。

③波速（C），波浪推进的速度（m/s)。$C=1.25(L_0)^{\frac{1}{2}}$。公式是由 $C=\left(\frac{8L_0}{2\pi}\cdot\tanh\frac{2\pi y}{L_0}\right)^{\frac{1}{2}}$ 简化而来，其中 y 为水深度(m)，L_0为深水波长，tanh为双曲正切，与指数函数有关。

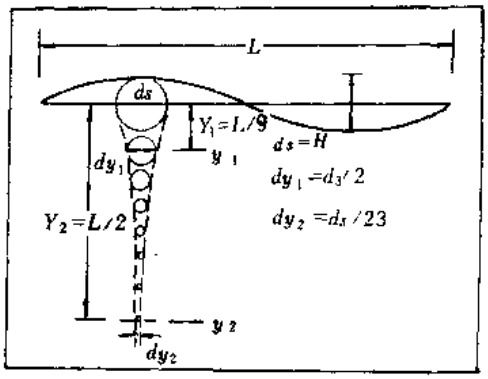


图1-12 深水振动波浪平行于传播方向垂向剖面略图

表示水质点圆形运行轨道的直径迅速向下减少

(据Friendman and Sanders,1978)

④波周期（T)，相应点经过一个波长所需要的时间(s)。$T=\frac{L}{C}$。

⑤波陡度（H/L)，波高与波长之比。最陡的水浪峰角能够保持在120°。当达到这个角度时，陡度为$H/L=1/7=0.143$。

图1-13 平行于波传播方向横切面草图

放大表示表面水质点圆形的运行轨道

(据Friendman and Sanders,1978)

波浪运动有其自身的规律(图1-13)。在垂向剖面上，水质点沿圆形轨道运行，形成波浪，推动波浪前进(图1-13)。波浪推进的速度与重力加速度、圆周、深水等有关。水质点运行轨道的直径，随着深度而减小(图1-12)，成指数函数。

$$dy=ds e^{-2\pi y/L}$$

式中 dy——y深度(m)的水质点运行轨道的直径；

ds——表面水运动轨道直径；

e——自然对数底；

y——静水面深度(m)；

L_0——深水波长(m)。

根据公式，可知当深度等于1/9的深水波长时，圆形的运行轨道直径等于表面圆形直径的1/2。当深度等于1/2的深水波长时，运行轨道直径等于表面圆形直径的1/23。这时质点运行的轨道直径很小，振动极微，可以忽略不计。所以，$L_0/2(y/L_0=0.5)$被地质学家们广泛地称为波浪底或波基面。波浪底向海的方向不影响海底，而向陆地方向波浪与海底发生作用，

产生波痕，并且破坏沉积物的沉积作用，同时，波浪会发生各种变化，直至破碎(图1-14)。

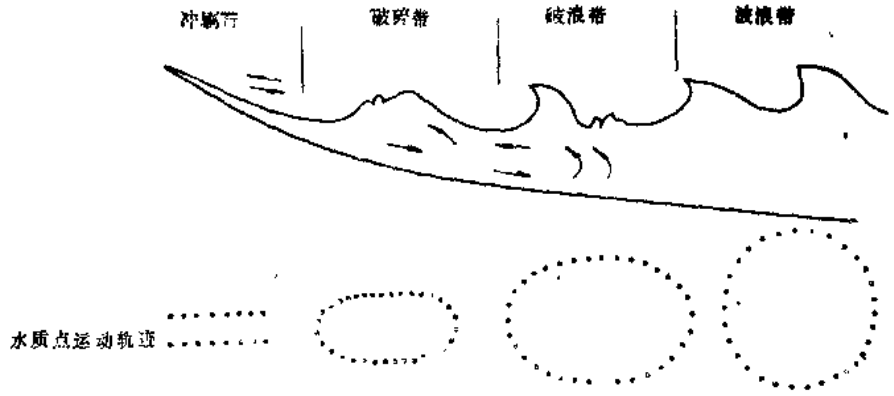


图1-14 波浪随着海水深度变浅而与海底接触，发生摩擦使波浪破坏，水质点运动规律随之发生变化示意图

海水表面的波浪有三种主要类型，即海浪、涌浪和海啸。

海浪是一种陡而不规则的波浪，是由风的作用形成的。海浪的周期大约为9s。波浪形成的大小受风的陡度与风力大小控制。

涌浪是一种长而低的规则的波浪，是由初期风暴中心部分引起的特殊的波浪。周期由风暴中心向外呈放射状分布，为14—20或22s，正常涌浪周期为6—14s。

海啸或地震海波浪是海底振动、变位而引起的海面波浪。这种海底地壳的位移，同样可以引起底部沉积物的重力流运动及火山锥顶的崩塌。

(二) 潮汐

地壳和它的流体部分(水圈和大气圈)受各种作用力的制约，这些力是由于太阳系的成员在椭圆轨道中围绕太阳重心运行以及地球沿极轴旋转而产生的。由于它们的椭圆轨道大小和运行速度以及太阳系行星间的距离不同，因此彼此间的引力通过各种复杂的旋回而转变。水受到这些天文学引力因素的作用而发生长期周期性的波浪运动。

在太阳系中，对海洋潮汐起主要作用的是月亮，太阳的影响是次要的。

根据潮汐平衡理论，水的升高和降落取决于地球表面的具体位置，即水膨胀的长轴位置。位于膨胀的长轴地区的潮汐是高潮。

潮汐是海洋的重要沉积作用之一，特别是在海岸带，其簸扬和搬运作用非常明显。许多海滩砂和介壳滩都是潮汐作用形成的。

(三) 内部波浪

表面波浪是沿着空气和水之间的界面运行的。在海水体中，也有许多不同密度的界面。这些界面的密度差要比气、水之间的密度差小得多。沿着两个具有不同密度的水块(团)之间的界面发生的波浪，称为内部波浪(图1-15)。

因为在大部分斜密层(pycnoclines)中具有很小的密度差，因此内部波浪的高度比表面波浪高度大得多。某些内部波浪具有潮汐周期性的特点，这样的内部波浪可称为内部潮汐（沿着斜密层的潮汐波浪)。

内部波浪具有表面波浪的所有特征。它们引起下伏水质点作圆或椭圆轨道的运动，而且

在运动很强的地方内部波浪会破碎，对底部沉积物具有很大的影响。但是内部波浪和底部沉积物之间的具体关系还不清楚。

（四）水流

水流与表面和内部波浪、潮汐有关，还与风的吹扬作用有关。海水有各种表面和表面以下的水流。

表面水流是海洋的主要水流，仅分布于100m或小于 100m 的深度。这种水流与地球的风带有密切的关系。地球上的所有水流都受到地轴旋转的影响。任何客体在旋转体系中运动时，在运动方向上均发生偏移或歪斜，这是由于旋转体系的旋转所致。这种相互关系称为科里奥利效应 (Coriolis effect)。如果所指的体系是逆时针方向旋转，根据科里奥利效应，则客体的运动方向向左发生弯曲。如果所指体系是顺时针方向旋转，那么客体的运动方向则向右发生弯曲。

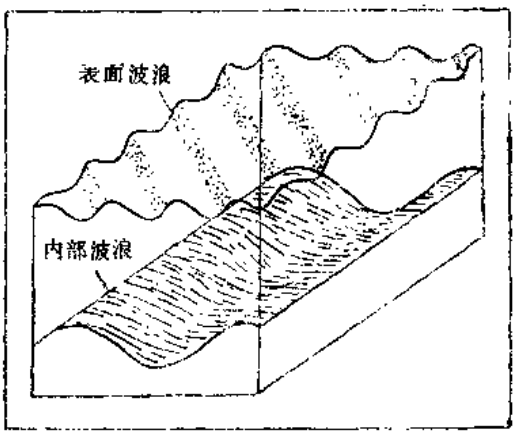


图1-15 两个不同密度水体之间界面上的内部波浪
(据Friedman and Sanders,1978)

地球是由西向东旋转的，因此从地球北极看是逆时针方向旋转，而从南极上看则是顺时针方向旋转。

因为地球旋转的方向在两个半球上不同，因此在赤道上水流弯曲的方向有变化。在北半球水流向右边弯曲，在南半球则水流向左方向弯曲。

北半球是东北信风，南半球为东南信风，吹向空气升起的赤道带。赤道带称为热带辐合区，该区通过纬度10°的区间发生季节性的位移。二月，南半球是夏天（在北半球是冬天），辐合区位于地理赤道(纬度0°)，在这个位置上大西洋辐合带的西端侵入南美大陆亚马逊河口附近。八月，北半球为夏天，南半球为冬天，辐合区移动到北纬 10°。在北部，辐合带的西端位于墨西哥湾。

另外，还有因蒸发作用引起水位降低的表面流，或因淡水流入而引起水位上涨的表面流。

面下水流是由于表面流引起的密度差异而导致的地下水流。现代海洋有明显的例证，如赤道逆流，其表面水流向西流动，但其深处则向东流动。在极区，冷水下沉也可以形成面下水流，这个水团沿着深海底由极地流出。由于地球自转使这些水流沿着海洋盆地向西边流动。这些冷而稠密的水流沿着海底斜坡下部轮廓流动，称为轮廓流。在海洋的许多地带都有这种水流。

五、海底沉积物重力流

早在1897年，地球物理学家约翰米尔恩(John Milne)就认为海下电缆的破坏是由于地震引起的海下崩塌所造成的。这也就是提出海底重力沉积物流的客观事实依据。本世纪30年代中期，第一次详细地作了大陆斜坡的深海调查，提出密度流是海底峡谷形成的机理。到50和60年代，这个概念得到迅速的发展。

近来的海洋调查证明，海底沉积物重力流在深水远洋中非常发育。它不仅是海底峡谷成因的主要机理，而且是各种盆地沉积物搬运的重要动力和粒级沉积物的主要成因。因此，海

底沉积物重力流是深水区域重要的沉积作用。

关于海底重力流的形成、性质、特点及其机理，将在第十章重力流碳酸盐中论述。

六、陆块对海洋的影响

陆块以各种方式影响浅海带。陆块区从河流和海底含水层中放出大量的淡水，从而影响海水盐度。四季温度的变化也影响着浅海带。陆地提供的陆源碎屑和溶解物质，可以供给生活在海洋中的生物以大量营养。随着陆源碎屑沉积物的不断供给，有机物质亦不断丰富，为石油的形成提供了物质基础。

七、海洋生物的分布及其对沉积物的影响

海洋生物的分布相当广泛，几乎所有的海洋领域都有各种各样的生物。由于海洋盐度、透光度、氧的含量、有机物质的含量、温度、水流等因素的影响，各种海洋生物为了适应环境，采取不同的生活方式。此外，它们对碳酸盐的造岩作用和意义也各不相同。自由漂浮的水生生物集合构成浮游生物。生活在海底面上的生物称为外动物，生活在海底内部的称为内动物，二者合称为底栖生物。某些底栖生物在底部周围活动(爬行底栖)，某些则附着于底部(固着底栖)。它们可以孤立地单独生活，也可以群体生活。能做长距离游泳的自游生物可以到处活动，而浮游生物则只能随着表面流被动漂移。底栖生物可以短距离地爬行，甚至固着底栖生物也可以有所活动。

有四种海洋生物对海洋沉积物发生不同的影响，这四种生物是：浮游生物，造礁生物，部份无脊椎动物，鱼和其它脊椎动物。

浮游生物的硬壳部分，是由碳酸钙和硅质组成（表1-2），堆积在海底沉积物中，成为海底沉积物物质来源之一。

表1-2 浮游生物分泌的硬壳物质成份

生　物	硅　质	碳酸钙（矿物相）
Diatoms	✓	
Radiolaria	✓	
Foraminifera		✓（方解石）
Coccolithphorido		✓（方解石）
Pteropods		✓（文石）

对海底沉积物来说，最丰富的骨骼供给者是有孔虫(图1-16)。

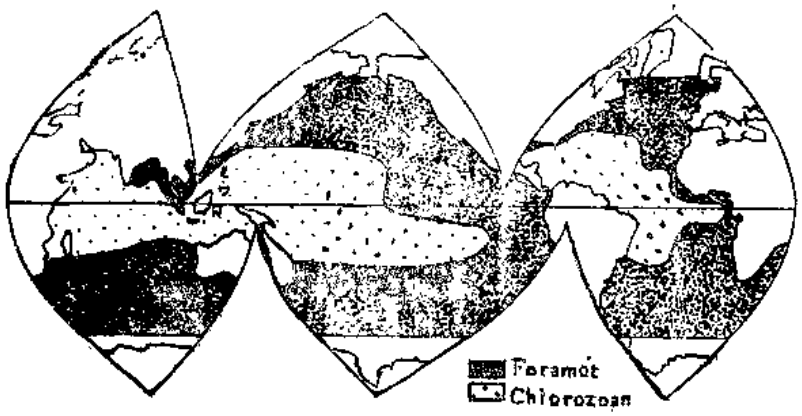


图1-16　地球南、北纬60°之间现代海洋浅水(0—100m)碳酸盐沉积物中有关骨骼颗粒的分布

(据Lees,1975)

造礁生物是水中具有特殊生活方式的生物，由许多固着的无脊椎动物组成。此类无脊椎

动物可以产生丘形构造"建筑物"，即生物岩礁，礁体由定居生物原地骨骼分泌生长形成。这是碳酸盐岩一种特殊的、重要的沉积类型，无论是现代海洋还是古代海洋中发育都很普遍。

其它无脊椎动物中，值得注意的是热带钻石生物，包括藻、骨针、腹足类、瓣鳃类和棘皮类等。这些生物侵蚀与海平面有密切的关系。在潮汐带是重要的碳酸盐造岩生物。

鱼和其它脊椎动物(海龟、海豚、鲸等)，可以给海底提供不同的硬骨骼物质，但在碳酸盐造岩中意义不大。

八、气候和海平面振荡对沉积物的影响

根据地史的研究表明，第三纪时期曾发生过强烈的气候变化和海平面的振荡，并且二者之间有着密切的关系。第四纪时期的气候变化和海平面振荡集中表现在冰期和温暖期的交替。冰期大陆冰冻膨胀、海水体积缩小，因为大量的海水被吸入大冰帽，所以世界海平面趋于下降。冰期不仅影响海平面的升降，而且还引起赤道区气候带分布的巨大变化，以及使亚热带的干燥程度减小，并驱使亚热带向赤道移动。温暖期则冰块溶解，海水体积增大，世界海平面趋于增高。

根据冰川的研究，有人认为地球在第四纪时期发生过四次冰期，因此海平面发生过四次重大的升降。但也有人根据古地磁和同位素的研究，认为第四纪冰期不能简单的归纳为四期，欧洲和美洲的也不能简单地对比。根据绝对年代测定，阿尔卑斯的冰期是在7×10^5a以前开始的，但是美国的冰期是在二百多万年前开始的，所以不同地区冰期的时间也不同。

有人总结了各种资料，包括深海钻探资料，发现第四纪以来有三十几个气象期，有15—20个冰期。假如18×10^5a有18个冰期，那么10^5a就有一个冰期。这是1976—1977年的最新资料(Hsü，1979)。

气候的变异不仅与海平面的升降有关，而且气候是控制风化、土壤和陆地植物的主要因素，同时也是影响不同地形发育的主要因素。气候直接影响浅海中碎屑、有机物质和化学沉积作用。哈伊厄斯(Hayes,1967)发现在现代大陆架上，冷海区砾石最丰富，而潮湿热带则软泥最丰富。碳酸盐沉积需要温暖的气候。气候不仅影响大陆架上的沉积物，而且也影响大洋其它部位的沉积物。

我国东部海岸线在第四纪时期也不例外地发生过海平面的振荡。自有历史记载以来，就有明显的变化。例如在秦朝，千童域(现今山东阳信附近)位于海滨，而现在已距海岸90km。天津在元朝以前还是海滨，到元朝才设了海津镇，即今天的天津，而现在天津距海岸已50km。

九、大陆架海和陆表海的特点

现代海水复盖的大陆块边缘地区，有各种不同的名称：浅海带、近陆海、滨海海洋或大陆架海等(图1-17)。

海底地形的变化，是大陆块与海洋盆地相互作用、长期演化的结果。因此，浅海范围是大陆块延伸入海洋的部分。

大陆架海是指近陆浅海部分，它具有如下特点：(1) 一边近大陆，另一边是深海盆地；(2)与广海、深海有密切的关系；(3)海洋的各种动力作用都发生影响；(4) 水柱升降变化较

大；(5)海水循环流畅；(6)发育有各种生物。

现在世界大陆架海有两种类型（图1-18）：(1)在大陆架的外边发育有礁，礁的背后是大陆架泻湖(图1-18A)，礁前则是开阔海。这类大陆架海如澳大利亚东北部和大堡礁之间的水体，古巴的巴塔巴诺海湾等。(2)在大陆架外边是浅海覆盖的滩，滩的前面是开阔海，周围为深海所围，不完全相当于陆地，仅为低伏的岛屿，但又不是大陆块(图1-18B)，如巴哈马台地。

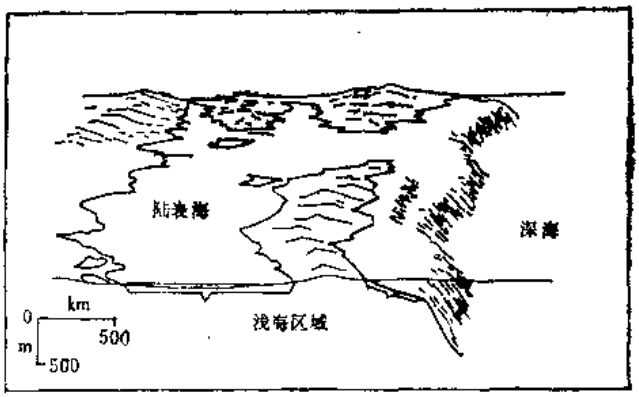


图1-17 大陆架海(陆缘海)和陆表海分布特点，大陆架海覆盖着现代大陆块的边缘，在过去地质历史中，海洋广泛地伸入到陆块内部，称为陆表海
(据Heckel, 1972)

在过去的地质时代里，浅海广泛地伸进或侵没大陆块，成为大海湾或巨大的海道。这种具有海面宽、坡度小、水体浅的海，被称为陆表海(图1-17)。陆表海表面缺乏月潮汐，这是因为潮汐实际上是个浅水波浪，它的速度完全受着水的深度的控制。如现代佛罗里达湾，月潮影响范围为60m深水线，向海岸延伸小于120km (Friedman and Sanders, 1978)。

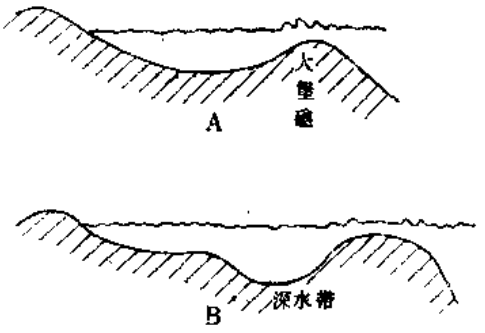


图1-18 A. 大陆与礁之间为泻湖
B. 潮汐海覆盖的水下浅滩为深海所围
(据Fridman and Sanders, 1978)

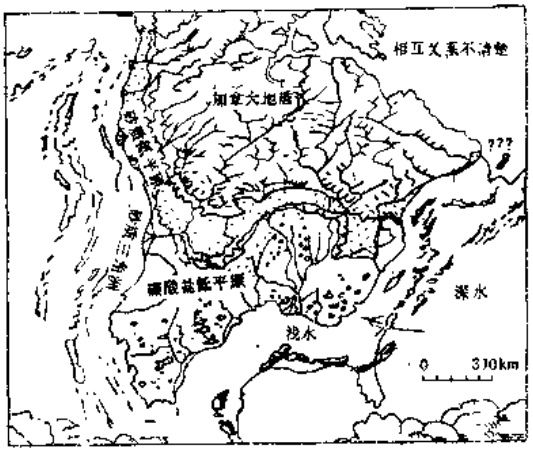


图1-19 北美早期中奥陶世陆表海
(据kay, 1951; Lang-Sea Well, Flint and Sanders, 1969)

陆表海虽然缺乏月潮汐的影响，但无疑海平面也会发生波动，这主要是风引起的表面流，其运动范围在水深100m以上。尽管陆表海水面很广阔，但由于深度小，因而不能发生广泛强烈的波浪作用。陆表海深度约30m或小于30m，底部斜坡度为1：10 000到1：1 000 (1—10cm/km)。

十、海洋碳酸盐沉积作用

(一) 碳酸盐在海洋中的分布

按含$CaCO_3$沉积物30%以上计算，碳酸盐在现代世界海洋沉积物中占48—55%，在太平洋中占35.12%，在印度洋中占54.3%，在大西洋中占53.2%(Bezrukov, 1961; Emelyanov,

1971)。

海洋中$CaCO_3$不仅分布于海底沉积物中，而且还分布于海水中。

①表层海水悬浮物中含有$CaCO_3$，这里表层水是指50—200m之间的水体。$CaCO_3$主要分布在北纬50°到南纬50°的地区，赤道和热带附近表层水悬浮物中$CaCO_3$含量最高。印度洋表层水$CaCO_3$含量北半球(5—10%)，高于南半球(1%)。大西洋表层水$CaCO_3$主要分布在北纬50°—南纬50°，其含量一般在5—10%，最高达14.3%。地中海最高含量达32%。太平洋表层水悬浮物中$CaCO_3$含量为0.22—13.17%，含量最高的是南、北纬20°之间，南纬30°以南到$CaCO_3$含量急剧下降，南极区在1%以下。

表层水悬浮物$CaCO_3$主要是以生物形式存在，并以大量有孔虫为主。浮游有孔虫的分布与气候带有密切的关系(表1-3、4)。

表1-3 太平洋表层水中钙质浮游有孔虫的分布

气候带	有孔虫 个数/m³	
	Bradshow(1959)	Parker (1960)
亚北极带	100以上	
过渡带	1—100	
北半球热带	10—100	0.1以下
赤道带		0.1—1.0
南半球		0.1以下

表1-4 印度洋表层水有孔虫的分布

(据Лисицын,1978)

气候带	个体数/1 000m³
南半球湿润温带	1 000以上
干燥带(南半球)	500以下
湿润赤道带	1 000以上

②深层水中也含有$CaCO_3$。根据世界各处海洋采样分析结果表明，主要仍以生物小壳组成。部分为化学沉淀，与表层水相同。

$CaCO_3$含量和组成随深度发生变化：0—200m间有孔虫含量最高；200—2 000m间有孔虫原形质分解；2 000m以下只有残留的有孔虫壳。

表1-5 海洋底部碳酸盐沉积物的分布

(据Лисицын,1978)

$CaCO_3$含量(%)	占海洋的面积(%)		
	太平洋	大西洋	印度洋
10—30	2.7	16.8	12.0
30—50	8.7	17.5	11.0
50—70	28.8*	15.4	16.0
70—90		16.0	25.0
90以上		2.4	7.0

* 50%以上

③海底沉积物中的$CaCO_3$，根据苏联的研究，大西洋分布于3 500m以上，太平洋在1 500m以上，印度洋在1 000m以上。碳酸盐沉积物在海底的分布如表1-5。

海底沉积物中$CaCO_3$的绝对含量，根据大量样品的分析，0—7×10^6a，由0.01g/cm²·10^3a—1g/cm²·10^3a之间(图1-20)。大西洋绝对沉积量最大，在湿润带为1.6—1.8g/cm²·10^3a，有的地方可达3—5g/cm²·10^3a。太平洋和印度洋一样，湿润赤道带为1.1—1.2g/cm²·10^3a，而南半球的湿润带为1.0—1.1g/cm²·10^3a。由图1-20可见，$CaCO_3$最大绝对沉积量分布于湿润带(赤道带和温带)。广大面积的$CaCO_3$其沉积速度为0.5—1g/cm²·10^3a。

$CaCO_3$沉积的绝对含量为：太平洋——543.39·10^9t/10^3a；印度洋——231.3·10^9t/10^3a；大平洋——305.34·10^9t/10^3a；总沉积量为1 080.03·10^9t/10^3a。由陆地输入大洋的$CaCO_3$物质一年达1 361×10^6t，其中大部分(80%)$CaCO_3$沉积于远洋水域中，而陆缘海和大陆架仅沉积20%。

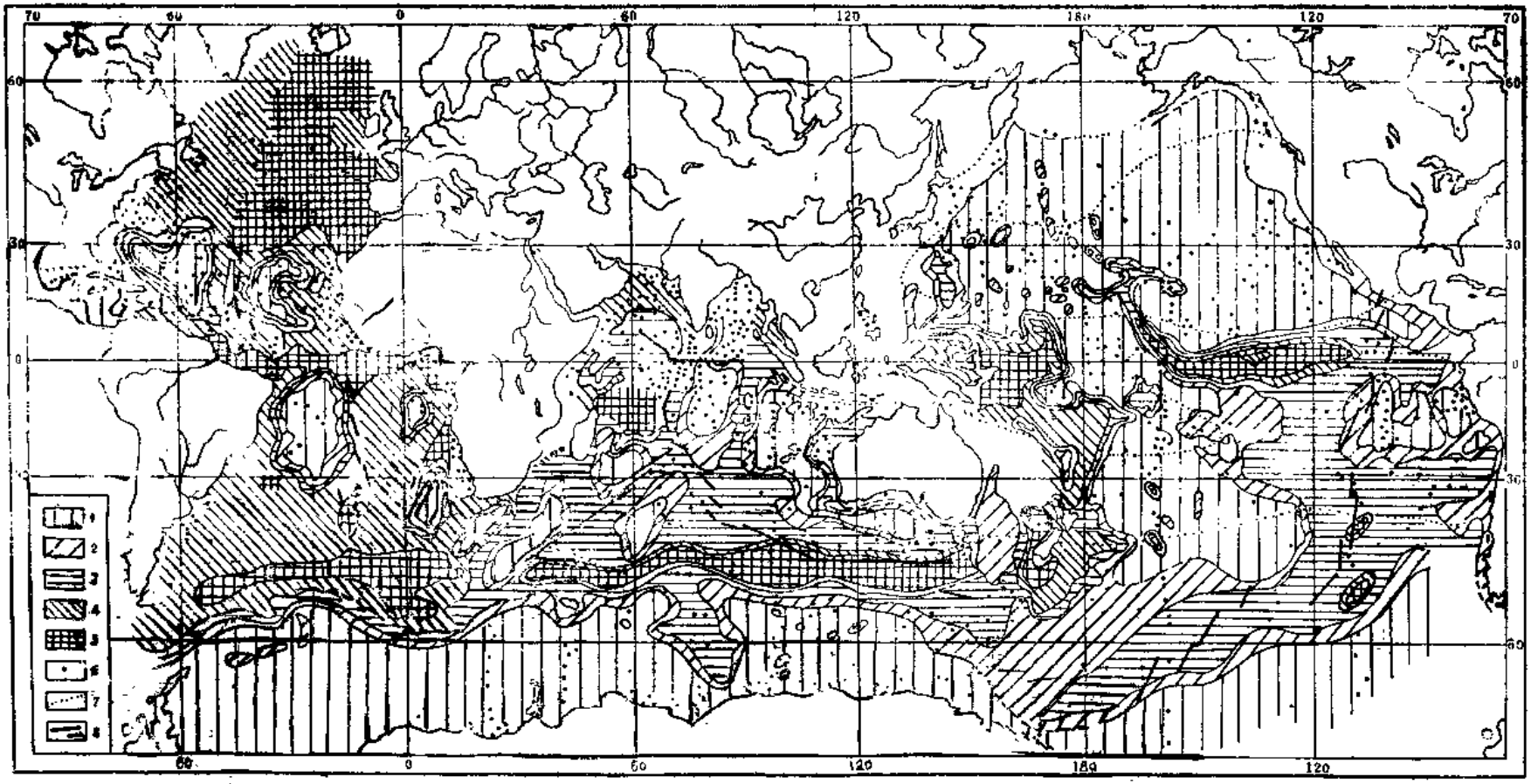


图1-20　陆缘海和大洋海底0—7×10^5a之间的堆积物中$CaCO_3$绝对堆积量

（单位：$g/cm^2/1000a$）

1. 0.01以下；2. 0.01—0.1；3. 0.1—0.5；4. 0.5—1.0；5. 1.0以上；6. 观测点；7. 气候带的范围；8. 中央海岭

（二）海洋碳酸盐物质来源类型

许多研究者运用显微镜、X射线、红外光谱研究证明，海洋碳酸盐沉积物主要有三种来源（表1-6）：生物来源、化学来源、陆源，而最重要的是生物来源。现代远洋碳酸盐沉积物中生物来源占95%。

表1-6 碳酸盐沉积物（$CaCO_3$含量大于70%）和灰泥（$CaCO_3$30—70%）的来源类型

（据Tucumm,1978）

生物来源碳酸盐
翼足、有孔虫、翼足目
软体贝壳、珊瑚藻、有孔虫、苔藓虫、蠕虫类棘皮动物和其它遗骸的混合
化学来源碳酸盐
凝集物（卵状、房状、浮动状）
文石泥
颗粒砂
陆源碳酸盐
冰成
河成
风成

1．生物来源碳酸盐　调查证明，在碳酸盐的沉积作用中，生物和生物化学作用要比化学作用大数百一数千倍。根据现代碳酸盐的分析，生物来源中有孔虫占有重要地位。现代海洋的浮游有孔虫大约有30种，而底栖有孔虫达4 000多种以上。其种属分布与气候的分带性有密切关系。

翼足虫是浮游性的腹足类，分布面积比有孔虫小。大西洋分布面积达$2\times10^6km^2$，占海底面积的2.5%，相当软泥面积。其分布与气候有密切的关系，而垂向分布则与深度有密切关系。Berger（1970）证实，翼足目在水深500m处开始溶解，3 000m处完全被溶掉。但各大洋水域的深度有所不同，如大西洋翼足目分布于700—3 500m间水体。翼足目壳含有较高的Sr和Cu。

软体动物的贝壳，主要成为贝壳砂，在广泛的纬度面积中均可见到。其分布同样有分带性。贝壳的矿物组成随气候带变化而有所不同，高纬度为方解石，温带（亚热带）以文石为主。多数软体动物贝壳是由方解石和文石组成。

珊瑚-藻类是海洋碳酸盐重要的生产者。珊瑚礁的生产量很大，可达1 500—3 500$g/cm^2\cdot10^3a$，主要发育于热带。该类生物含Mg较多，主要矿物是文石和Mg方解石。

底栖有孔虫分布在各种深度的水域，甚至在很大深度也可以出现，但4 000m以下硅质有孔虫占优势。钙质底栖有孔虫主要分布于大陆架和大陆斜坡的上部。一般在中纬度水深70—130m间最发育，高纬度地区分布深度小于400—1 500m。底栖有孔虫一般组成细砂和中砂。壳大部分由方解石组成，干燥带或赤道带则由文石和高镁方解石组成。

苔藓虫分布非常广泛，由极地直到赤道各种纬度均有生存。在红海有150种，到地中海增加到900种，是南极大陆架的主要生物成员之一。苔藓虫的遗骸不仅形成砂屑，而且可以造礁，如南美的海域。苔藓虫作为沉积物主要分布在大陆斜架和大陆坡上部500m以上，或海山、海岭一带。苔藓虫壳的矿物组成与气候带有密切关系，赤道和干燥带一般为文石和镁方解石。

蠕虫类和棘皮类等常混合组成沉积物。

综上所述，可见世界各大洋中碳酸盐沉积物以生物成因为主，其分布与气候带有密切关系，垂向分布则受补偿深度和温度的影响。

2．化学来源碳酸盐　化学来源碳酸盐在海洋中发育有限，其分布有如下规律：

（1）碳酸盐的化学沉淀发生在水温25—30°C，$CaCO_3$的过饱和度达600—700%。

（2）主要分布在20m水深以上，如礁湖、海岸含盐沼泽等地带。沿岸浅海水域以外见不到化学沉淀的沉积物。

（3）沉积规模比生物来源和陆源$CaCO_3$小得多。

（4）沉积物中$CaCO_3$含量在70—90%以上的主要是文石和高镁方解石。泻湖内或含盐海岸的沼泽地区，见有粒状白云石的沉淀。

化学来源的碳酸盐沉积物中，分布最广的是卵状的凝集物，其次是文石泥，最后是颗粒沉积物。

3．陆源碳酸盐　这类碳酸盐沉积物主要分布在海岸和汇水区域，是经过岩石的风化崩塌、搬运、沉积形成的。气候影响甚大，又可分为冰成、河成及风成。其中冰成的主要见于北美的北西部（北极诸岛）。河成的见于黑海海岸一带、地中海以及大西洋的许多海岸，主要是铁碳酸盐。风成的主要分布于干燥带，如波斯湾、红海等地，大多数呈细砂。以上不同成因的碳酸盐沉积物在世界海洋的分布如图1-21所示。

（三）碳酸盐沉积作用的分带性

碳酸盐沉积物的分布有三个分带性：环大陆、垂向(深度)和气候。

环大陆的分带性主要表现在大陆附近，碳酸盐含量和组成分布有规律的变化，表现最明显的是生物群的分布。

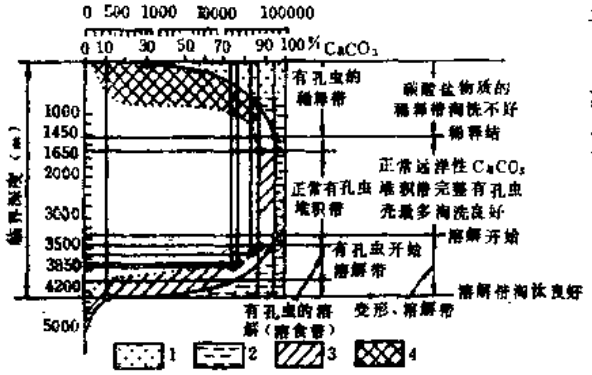


图1-22　陆缘海和大洋海底沉积物中的有孔虫与深度关系分布曲线

（据Belyaeva，1969）

1．砂、粗粒碎屑；2．粘土；3．细粒有孔虫；4．有孔虫以外的碳酸盐物质

垂向分带性表现在无论是大陆架还是远洋海域碳酸盐沉积，垂向都具有明显的分带性。如表层水层的$CaCO_3$饱和度等值线，呈东西向的延伸。海水碳酸盐的过饱和，由极地向赤道有规律地增加，最高达600—700%。

碳酸盐沉积物的矿物和成因类型沿深度也都具有分带性。

碳酸盐分布的补偿深度(CCD)：是指进入海水沉积物的碳酸盐物质的含量等于溶解量的深度，可以通过显微镜对有孔虫计量求得（图1-22）。

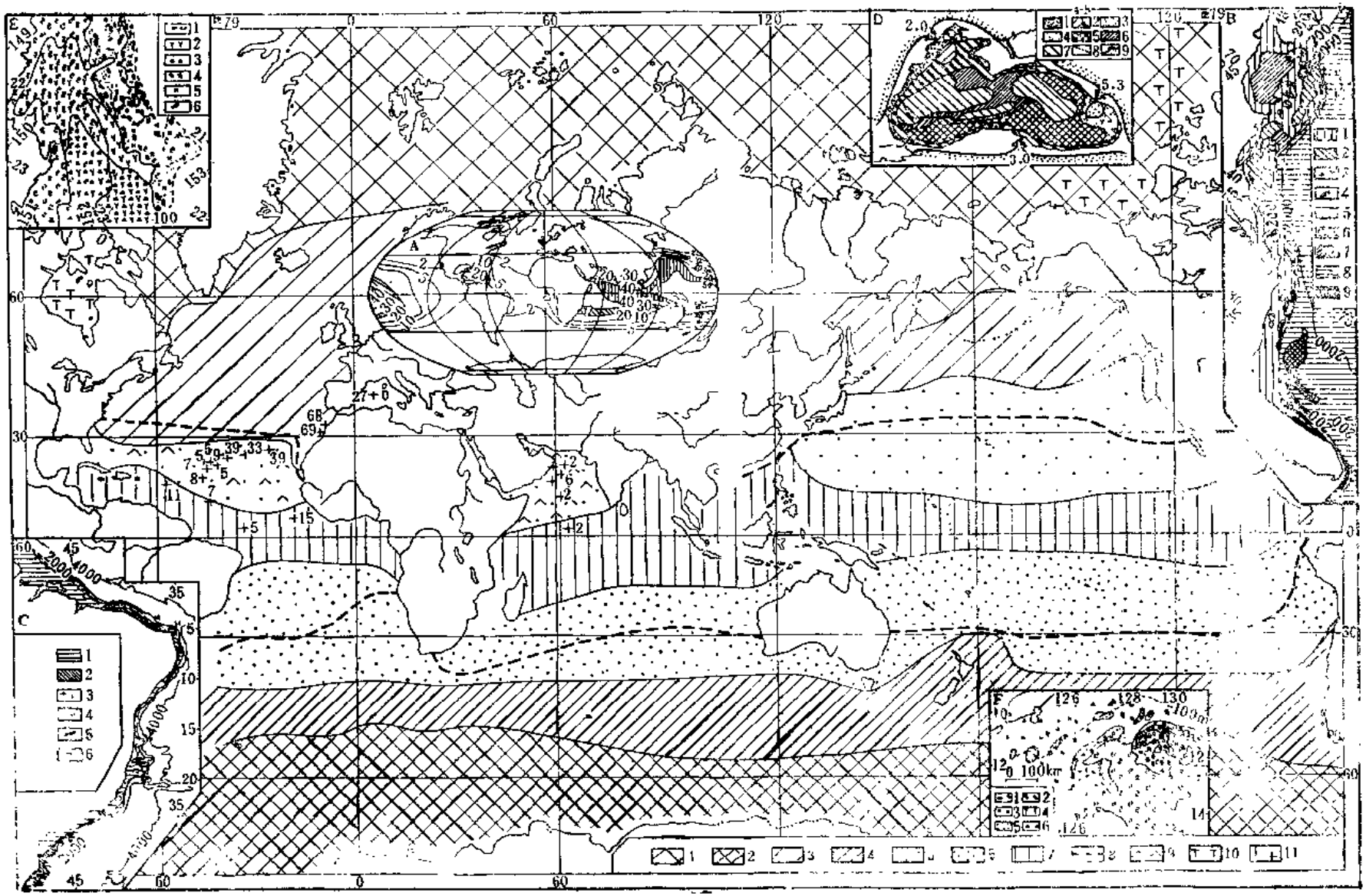

A
B
C
D
E
F
100km

图1-21　世界海洋不同成因碳酸盐沉积物类型的分布

（据Лисицын,1978）

生物源寒带亚型：1．北半球；2．南半球；

生物源温带亚型：3．北半球；4．南半球；

生物源干燥带亚型：5．北半球；6．南半球；

生物源赤道带亚型：7．珊瑚碳酸盐；8．珊瑚礁分布的界线；陆源型：9．风成；10．冰成；11．白云石

A．世界大洋造礁珊瑚显著发育的情况

B．北美北纬45—25°之间大西洋岸碳酸盐的分布

1．软体动物；2．海胆二棘皮动物壳；3．藤壶；4．藤壶和珊瑚藻类；5．鱼耳石；6．珊瑚礁；7．底栖有孔虫；8．浮游有孔虫；9．浮游有孔虫和珊瑚

C．南美南纬5—35°之间太西洋岸碳酸盐的分布

1．软体动物；2．底栖有孔虫；3．藤壶；4．藻型礁；5．珊瑚；6．仙掌藻属

D．黑海碳酸盐的矿物和来源

1．生物源的文石；2．生物源方解石；3．生物源的文石和陆源碳酸盐；4．陆源方解石为主，含有生物源的方解石；5．含大量陆源方解石的颗石藻源方解石；6．混有少量陆源方解石的颗石藻源方解石；7．颗石藻源方解石；8．白云石分布的北界；9．河流悬浮物$CaCO_3$年流出量，单位为10^6t

E．澳大利亚东部太平洋生物形成的碳酸盐

1．软体动物；2．苔藓虫；3．浮游有孔虫；4．底栖有孔虫；5．仙掌藻属；6．珊瑚礁

F．澳大利亚北部印度洋岸生物成因的碳酸盐

1．软体动物；2．底栖有孔虫；3．珊瑚；4．苔藓虫；5．仙掌藻属珊瑚；6．浮游有孔虫

第二章　碳酸盐沉积的基本特征

一、碳酸盐沉积的有利环境

大部分碳酸盐沉积基本上是在特殊的水域环境中经生物或化学作用形成的。这个特殊的沉积环境，就是一个温暖而清洁的浅水环境。现代碳酸盐沉积的分布图（图2-1）清晰地表明，这些沉积物和赤道带以及暖洋面之间具有可靠的相关性。费尔布里奇（Fairbridge，1967）指出，浅海碳酸盐主要分布在赤道与北纬30°之间（图2-2）。在南北纬40°之间，深海盆地底部含有大量浮游生物形成的碳酸盐沉积，而在高纬度地区这些沉积较少。但沿海湾的北大西洋区域除外。在清洁、暖水中沉积了较厚的方解石和文石质无脊椎动物贝壳，繁殖有大量的钙质藻，珊瑚礁在这样的环境生长，鲕粒砂、葡萄石、球粒灰泥及礁状生物粘结岩和灰泥的堆积也局限于这种热带和亚热带环境。

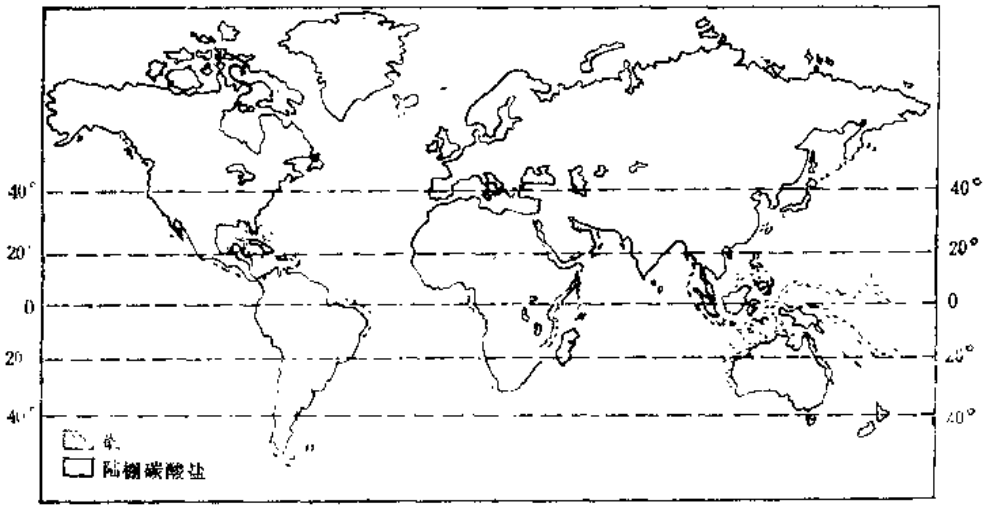


图2-1　现代海洋浅水碳酸盐沉积物的分布

（据Wilson，1975）

然而，热带水仅是碳酸钙形成的条件之一，此外，还必须是无碎屑物质的清洁海水。例如加勒比海的三大碳酸盐岩滩，远离密西西比河口向西运动的沿岸流，避开了大量细碎屑沉积物的注入，而佛罗里达海峡的深水则杜绝了来自古巴岛的粘土及粉砂。相反，印度尼西亚巽他大陆架是一个巨大的台地，为浅水所覆盖，保存着赤道的温水。但巽他大陆架仅有孤礁，沿着北部和东部边缘分布，其它为泥质沉积。这是因为苏门答腊、爪哇和婆罗洲的大河向南、西一带倾注泥质，抑制了碳酸盐的形成。费尔布里奇（1967）指出，实际上在严格的赤道区域内，所有的碳酸盐浅海大陆架均被大的热带河流携带的细陆源碎屑所窒息。我国现代碳酸盐沉积仅分布于南海，也是这个原因。因南海地处温暖亚热带气候，又没有大的

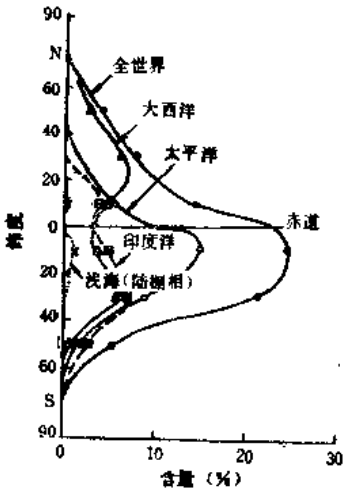


图2-2 现代海洋碳酸盐的分布
(据Fairbridge)
实线—远洋(深海)相
点线—浅海(大陆架)相

河流倾注泥砂，使海水保持清洁而无碎屑。相反，黄海、东海虽处北纬40°以南，但有长江和黄河倾入大量的泥砂，形成碎屑物质的堆积。世界其它各海域都有类似的情况。

现代热带海基本上已为$CaCO_3$所饱和。因此任何从正常海水（pH=8.4，Wilson）放出CO_2的过程，都趋于把碳酸氢盐变成碳酸盐离子，促使灰泥沉淀。这个过程至少有9个机械作用可以发生影响：温度的增加；强烈的蒸发作用；具有$CaCO_3$核的超饱和水注入的水域；海水由高压区向低压区流动；具有高CO_3^{2-}与低CO_3^{2+}混合的海水；水体中有机物的作用；细菌死亡产生阿莫尼亚($NH_3 \cdot H_2O$)；pH值增高和$CaCO_3$浓缩增加；光合作用放出CO_2。

微浮游植物经光合作用进行新陈代谢，需要吸收大量的CO_2，这样就会促使$CaCO_3$饱和的温暖浅水沉淀出$CaCO_3$。因此，藻类繁殖可以提供大量的碳酸盐。对现代和古代沉积的观察研究证明，藻类是潮汐带碳酸盐的主要生产者。由图2-3可以清楚地看到，蓝绿藻在水深小于10—15m的海水中特别丰富，只有少量绿藻生长在深水中。现代热带浅海10—15m的海域产生的$CaCO_3$比深海每单位面积多几倍。

藻类生长不仅受海水深度的控制，而且也受海水混浊程度的影响。这是因为：(1) 水中含有悬浮的粉砂和粘土颗粒影响透光性，干扰光合作用，阻止了钙藻的生长；(2) 悬浮粘土可以堵塞多数底栖无脊椎动物的摄食器官，使其不能繁盛而有碍于大量碳酸盐颗粒的产生。故浑水对碳酸盐的生成起抑制作用。

海水太深，阳光和氧气不足，藻类和底栖无脊椎动物则无法生长。另外，由于水深，压力大，溶解CO_2多，$CaCO_3$不饱和，因此深水不易直接产生大量的碳酸盐。

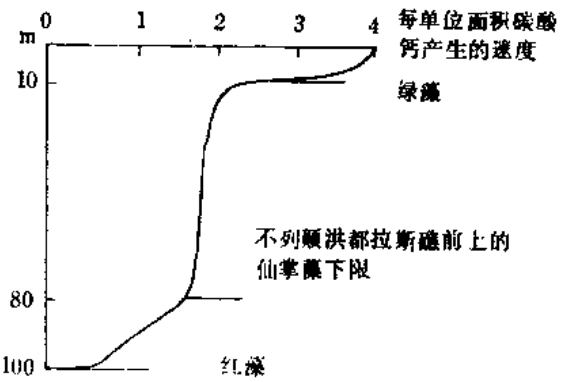


图2-3 有机碳酸盐的产生与海水深度的关系
(据Ginsburg)

水的扰动和强烈的蒸发作用对碳酸盐沉积也是有意义的。水的扰动可以供给礁生物大量有机物质及Ca^{2+}和CO_3^{2-}离子，以保证生物礁的增长。盆地和潮坪区海水浓缩，蒸发作用起着重要的作用。在溶解盐类浓缩，$CaSO_4$达到饱和并发生沉积之前，必然发生生物化学的或完全是无机的$CaCO_3$沉淀。不含化石的、细粒均匀的碳酸盐岩与硬石膏互层，就证明了这一点。

由上所述，可以把促使海洋$CaCO_3$形成的如上因素，当作特殊自然作用的一个体系。在这个体系中，生物作用、海平面的振动、沉降速度、水文以及气候都是有意义的因素。

二、碳酸盐沉积中生物化学作用的意义

根据对现代碳酸盐沉积的观察以及实验室研究表明，生物对于碳酸盐岩的形成起着极为重要的作用。生物化学作用不仅可以形成巨大的石灰岩灰岩块体，而且可以提供各种粒度的沉积碳酸盐物质。

（一）大部分灰泥来源于生物

沉积学家广泛讨论了灰泥堆积的方式和成因，认为是热带浅海或开阔海上部生物遗产物。温带浅海仅产生生物成因的贝壳质和粉砂级碳酸盐碎屑，而大洋盆地的浮游生物堆积，大部分是由低纬度透光带形成的粉砂级物质组成。

电镜观察证明，大量的泥晶石灰岩，泥灰岩是由超微化石的贝壳组成的（图2-4）。

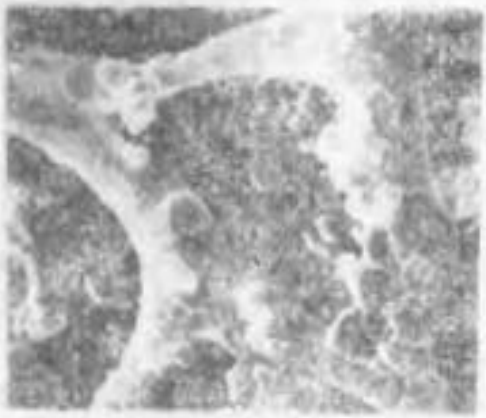


图2-4 隐晶石灰岩扫描电子显微镜照片
（法国巴黎盆地渥尔纪，Oxfordell.，×2440）

灰泥沉积物沉淀到海底以后，没有发生可观的压实作用。沉积物表面以下几厘米的软泥沉积物，由相等的$CaCO_3$和水组成。现代浅海灰泥碳酸盐一般是文石，高镁方解石（晶格中的Mg^{2+}大于10%mol）占重要比例，而低镁方解石（Mg^{2+}小于5%mol）可达10—15%。

大量资料已经证明，灰泥是由几种不同的途径形成的：(1)底栖生物的(主要是钙质藻)死亡和破碎；(2) 由巨大的碳酸盐颗粒磨蚀形成；(3) 浮游生物群的堆积；(4) 直接由海水中沉淀出来（大量是由藻类生物进行光合作用引起的沉淀）。低镁方解石和高镁方解石灰泥则是由贝壳物质的生物及机械磨蚀形成的。

（二）生物可形成较粗的碳酸钙颗粒

大量的砂到砾石级的碳酸盐沉积物，也是由贝壳及其它生物碎屑破碎而成。不同生物可以提供不同成份的颗粒。例如，软体动物、绿藻、棘皮及许多有孔虫提供了文石颗粒；其它有孔虫（粟粒虫*Peneroplids*）、红藻及鳞皮类提供高镁方解石颗粒；少量低镁方解石颗粒是由腕足类、介形虫、有孔虫提供的，而古代则是由三叶虫及被壳棘皮提供的。灰泥可以被生物铸成团球粒，或藻类粘结成葡萄石及团块。生物碎屑可以被小钻孔的海绵、藻类及海绿腐蚀，变成似球状，干裂可形成较大的碳酸盐碎屑颗粒。甚至有的鲕粒也是蓝绿藻的包壳形成的。即使是象塌积石灰岩、海滩岩、浊积石灰岩等的碎屑，也都含有大量的生物。因此，生物直接或间接地提供了各种主要类型的碳酸盐颗粒。

（三）在地质历史中生物沉积的碳酸盐岩块体

生物除了形成各种粗、细碳酸盐碎屑外，许多原始固着的无骨椎动物以及藻类，在其组织内或周围，能够分泌出碳酸盐，形成各种类型的坚固骨架及包壳。其中腔肠动物（珊瑚）、海绵、骸珊红藻、苔藓虫及软体动物（厚壳蛤）起着重要作用，可形成碳酸盐岩礁。通常把

这类岩石叫做生物粘结岩或生物岩礁，它们在碳酸盐沉积作用中具有独特的性质。这类生物形成的碳酸盐岩块体不仅现代海洋碳酸盐沉积中到处可见，在地质历史中也非常发育。

三、碳酸盐堆积与水动力条件的关系

部分碳酸盐沉积的形成作用，与陆源碎屑物相似，特别是在开阔海或沿边缘盆地（近克拉通）的大陆架边缘地带。在开阔大陆架浅水地带，由于波浪（包括潮汐）及水流（包括沿岸流）的簸选作用，细屑沉积物被带走，形成由砂、砾级碎屑组成的滞留沉积。这种作用可以从大潮差（2—3m）区的海岸砂坪延伸到50—100m的广阔大陆架区。所形成的碳酸盐沉积物，有钙质砂、砾屑和介壳滩以及沿岸砂坝、砂嘴、潮汐三角洲，如鲕粒砂坝、砂嘴、砂滩及鲕粒三角洲等。被波浪及水流带走的细粒碳酸盐碎屑（泥、粉屑），则堆积在较深水盆地及障壁岛后受保护的泻湖及潮坪区。

在海洋边缘，由强大的水流及碎浪所引起的水运动，对碳酸盐堆积速度有重要影响。通过波浪扰动及海水压力的变化，使海水中溶解的CO_2迅速释放，同时新鲜海水不断带来养料，刺激生物的生长并促进$CaCO_3$沉淀，因而沿岸地区常形成堤礁、岸礁等。特别是在大陆架转折地带，在正常气候或有向岸风的时期，沿着陡斜坡上升的海水，由于温度升高，浅水搅动，CO_2迅速释放，促进$CaCO_3$大量沉淀，给造礁生物带来大量养料。此带常形成巨大的远岸生物礁，常沿大陆架边缘呈线状分布。由于波浪冲击，可从礁体中带出大量生物碎屑，并在前礁产生塌积岩（礁角砾岩），在后礁形成生物砂。如果此带持续地保持中等能量的海水运动，又有较咸的、为碳酸钙过饱和的海水不断供给（因退潮从泻湖带来的咸水，或因蒸发不断使海水咸化），使正常盐度的造礁生物不能繁殖，生物礁即被鲕粒砂滩所代替。产生鲕粒的合适环境是：有$CaCO_3$过饱和的海水，持续扰动的中等能量的水运动，又有咸水蒸发条件，这样从海水中沉淀的文石针就可围绕性泡围绕漂浮的颗粒核心形成同心纹状的包壳。鲕滩和礁是世界上许多大型碳酸盐岩油气田的储集场所，研究其沉积生成机理，对寻找有利的油气储集相带有重要意义。

在后礁或障壁砂坝后，水的循环受到限制，出现安静泻湖及潮坪环境。如气候炎热干燥，由于蒸发作用，泻湖水的盐度不断升高，最初产生$CaCO_3$（文石）的化学沉淀，水体中细微的文石针发生絮凝作用，经常出现球粒灰泥石灰岩沉积，进一步咸化就会出现白云岩及膏盐沉积。生物很贫乏，仅有某些适应盐度变化的生物，如介形虫、某些有孔虫（粟粒虫）、软体动物及蓝绿藻类等。如气候比较潮湿炎热，泻湖水的盐度也会稍有变化，除上述生物外，还可有大量的绿藻、钙质海绵、苔藓虫、海豆芽、竹节石、软舌螺等，为碳酸盐沉积物提供了大量的碎屑颗粒。在潮坪地带，由于间歇性潮汐泛滥及暴露于地表而干涸，出现特殊的沉积物，如层纹石石灰岩（白云岩）、叠层石灰岩（白云岩）、纹层状球粒灰岩（白云岩），并发育鸟眼、干裂、纹层、膏盐晶体假象等构造。

综上所述，碳酸盐沉积受水动力条件控制而具有一定的分异性。一部分碳酸盐沉积（颗粒岩）形成于高能地带；而深水地带则由于静水压力大，温度低，$CaCO_3$不易沉淀。

四、碳酸盐颗粒的形成特征

大多数碳酸盐沉积物是由生物产生的，而且基本上是原地生成，而不是由河流从盆外携

带而来。沙、粉砂级颗粒的碳酸盐沉积很少能保存下来，因为在淡水中，特别是具有溶解的CO_2时，$CaCO_3$的溶解度很高。大多数粗碳酸盐颗粒移动不远，除少部分沿陡的大陆架边缘斜坡往下滚动，或者为沿岸流搬运移动较远外，多数是在形成生物碎屑颗粒的原地堆积，或者是在生物死亡及腐烂的地方成为生物遗骸堆积，后来只经过很小的侧向移动。因而生物碳酸盐颗粒大部分反映其生活的环境（盐度、水循环、温度、深度、底质等）。甚至潮汐砂坝所产生的鲕粒，也基本上是堆积在原地。同样，稳定的退潮和水流也可以使颗粒磨生，在呈扇形面积或地带上可筑成原地潮汐砂坝。

灰泥可以被风暴流搬运很远，并堆积在较深水或很浅水盆地内。但也能在广阔的泻湖或大陆架内，成为就地产生的堆积。

由上所述，大量的碳酸盐沉积物颗粒是原地形成的。这主要因为它是生物成因的；另一方面则是由于碳酸盐岩易碎、易溶，不可能再沉淀。这一概念在碳酸盐颗粒沉积环境解释方面是一个较大的进展，已引起地质工作者的很大兴趣。

五、碳酸盐沉积作用的间歇性

碳酸盐的沉积速度一般小于陆源碎屑岩和蒸发岩。比较路易斯安那南部第三系沉积中心大三角洲前面与同样海盆（例如佛罗里达大陆架或大巴哈马滩）中的碳酸盐砂滩的最大厚度，我们发现从早白垩世到现代，陆源碎屑是碳酸盐沉积的两倍。但是，实际上近五千年来的沉积厚度所获得的浅海碳酸盐沉积速度是非常快的。表2-1对比了大西洋、墨西哥湾、加勒比海和波斯湾区域碳酸盐沉积速度与古代碳酸盐岩的沉积速度。波斯湾潮坪向外堆积的速度非常之快，以致预测在10×10^4a内将向海滩推进100—200km，将填满整个特鲁西尔岸湾。根据体积计算，整个波斯湾，包括槽深90m的轴部，将在几十万年的时间内为泻湖和潮间带所代替。如果把现代潮坪和礁的沉积速度与古代碳酸盐岩地层的厚度相比较，将会发现存在明显的矛盾。例如，大巴哈马滩晚白垩世，根据现代碳酸盐沉积速度计算，厚度应达35 000—50 000m，而实际则只有4 500m (Goodell and Gavman, 1969)。因此我们可以推断，碳酸盐沉积过程中存在着间断。它可以因条件的改变而突然停止沉积，在条件适宜时又开始沉积。

碳酸盐沉积作用既迅速而又有间歇性，这在解释碳酸盐岩的厚度和地层沉积背景的相互关系上非常重要。其相互关系可以归纳为如下几点：

①当碳酸盐沉积保持连续的有利条件下，其沉积作用可随着地壳的下沉或海平面的上升继续进行。这里地壳的沉降与碳酸盐岩的厚度是相一致的。

②在一定的地域，特别是在大陆架边缘，碳酸盐沉积厚度有很大的变化。一般在沉降中心厚度加大，而穿过大陆架向广海方向则厚度变薄。碳酸盐岩在准地槽区可以形成巨大的透镜体，如北美下奥陶统在阿布拉契亚中央和亚纳达尔科盆地厚度巨大。在墨西哥地槽，白垩系同样发育有巨大厚度的碳酸盐岩。

③碳酸盐沉积作用的变化导致碳酸盐岩厚度变化很大。在隆起区，碳酸盐岩地层可以很厚，也可以变得很薄。缓慢的沉降盆地可以具有很厚的碳酸盐沉积；但是强烈下拗的槽地，由于海水太深反而缺乏碳酸盐沉积。因此在解释碳酸盐岩地层等厚图时要倍加小心。

④碳酸盐沙滩迅速而间歇性的增生，并不是与碳酸盐沉积作用有关，而是与大气渗透成岩作用有关。当海平面下降时，碳酸盐沉积作用可以使广阔的大陆架或沙滩迅速地上升到海

平面以上，这时，沉积物主要与淡水或超盐水发生作用，而形成沙滩的增生。这种现象取决于气候和地理环境。

表2-1 现代$CaCO_3$沉积速度与某些石灰岩剖面厚度及沉积速度比较

（据Wilson，1975）

资料来源	位 置	最大厚度(m)	时间(a)	沉积速度(10^{-2}a·m)	沉积环境
Enos(1974)	佛罗里达礁	25	7 000	3+	礁和碎屑
Turmel-Swanson(1972)	罗德里格斯滩	5	小于5 000	1+	开阔海滩
Stockman et.al.(1967)	佛罗里达克拉尼海湾要塞	3	3000	1	泻湖
Shinn et.al.,(1965)	安得罗斯岛	1.5	2 200	0.7	潮坪
Bathurst(1971), Cloud(1962)		3	3 800	0.8	
Illing et.al.(1965)	费哈萨布哈	4	4 000	1	萨布哈
Kinsman(1969)	特鲁西尔	2	4 000—5 000	0.5	萨布哈—潮间带
Brady(1971)	龙卡坦(墨)	5	5000	1	泻湖
全新世浅海$CaCO_3$的沉淀速度				1.0	泻湖、潮坪、萨布哈、礁
Goodell-Garman(1969)	安德罗斯岛苏必利尔井	4 600	120×10^6	0.035	滩沉积物
	佛罗里达苏尼兰油田	4 000	120×10^6	0.03	浅陆架滩
Googan et.al.(1972)	黄金巷	1 500	20×10^6	0.08	浅滩沉积物
Wilson	波斯湾中生代—新生代	6 000	200×10^6	0.03	浅海和潮坪
Ham	阿尔布克群下奥陶统(美)	3 000	100×10^6	<0.03	潮坪—泻湖
根据古生代$CaCO_3$沉淀的最大速度				0.04	浅水沉积物的变化与全新世的相似

六、成岩作用对碳酸盐沉积物和岩石形成的意义

在各个成岩阶段，碳酸盐沉积物和岩石是不同的。用显微镜观察全新世碳酸盐沉积物，并与古代灰岩的薄片相比较，二者差别明显。如现代泻湖的纯灰泥是米色的，由生物粘液的硬胶体、针状文石、高镁方解石的细屑和颗石藻以及50%的水组成；而典型石灰岩的泥晶明显地呈3—4 μm或稍大的等粒镶嵌结构，大致由等粒的低镁方解石晶体组成，非常致密，无有效孔隙或方解石排列疏松的白垩。在现代海洋环境中沉积和胶结的灰砂是纤维状文石或“犬牙”状镁方解石；古代灰砂一般致密，具有粒间空隙，为晚期的镶嵌方解石充填。通常古代碳酸盐岩由原始颗粒和胶结物改造成结晶构造，并发生矿物变化，而原始颗粒的边界可通过晶体的不同大小和形状来识别，或是根据交代或增生的晶体中包裹体和微量元素形成的不同颜色来识别。泥晶灰岩经过重结晶变成结晶石灰岩，石灰岩经过白云岩化作用变为白云

岩等。

现代与古代碳酸盐岩对比表明，碳酸盐岩随着时间而发生改变。在不同的成岩阶段发生不同的变化，形成不同类型的碳酸盐岩。

由上所述，可以清楚地看出碳酸盐沉积与碎屑沉积有明显的区别。这些区别构成了识别碳酸盐沉积类型的重要依据。两者区别集中表现在沉积学的控制、生物的影响、结构的不同、沉积作用的速度和成岩作用的敏感性等方面。

第三章　碳酸盐沉积环境和沉积相标志

沉积环境是地壳表面的一个部分，这部分的物理、化学和生物作用（过程的结果）都与相邻地带不同。这三个参数（物理、化学、生物）包括动物、植物、地质、地貌、气候等因素，如果是水下环境，还包括水体深度、温度、盐度以及水流体系。这些易变的因素彼此之间呈动态平衡，紧密交织在一起，相互依赖，相互制约。一个因素发生变化，必然引起另一个因素的改变。

沉积环境可以是侵蚀、非沉积、沉积的场所等。根据广泛的概念，暴露于大气下的环境是典型侵蚀环境，而水下则大部分是沉积场所，二者在地质历史中是相互交替的。

沉积环境的遗留物是沉积相。沉积相可以根据沉积岩体的几何形态、岩性、沉积构造、古水流类型和生物化石来确定和区别。因此，可以把沉积环境和沉积相的关系列表如下（Selley，1976）：

原因（作用）		结果
物理 化学 生物	侵蚀的 非沉积的 沉积的→沉积相	几何形态 岩性 沉积构造 古水流 化石等

根据近代沉积环境的研究，人们习惯采用巴里尔（Barrell，1906）的分类，将沉积环境划分为大陆、滨海（海岸）、海洋。尽管后来人们提出不同的原则，作了不同的分类，但是并没有很大的区别。

碳酸盐的沉积环境分类，根据已有的资料，大体上也可以分为海洋、海岸（海滨）、大陆。海洋环境又可以分为潮汐带、礁、滩、台地、泻湖、斜坡、深海盆地等。海岸环境根据气候特点，可以分为潮湿海岸环境和干燥海岸环境，前者为碎屑-碳酸盐岩组合，后者为蒸发岩-碳酸盐岩组合。此环境位于潮汐带，并以潮上和潮间带为主。陆地沉积环境主要是湖泊碳酸盐沉积环境，其亚环境可以分为滨湖、浅湖、深湖。

沉积环境虽然可以根据物理、化学和生物作用加以区别和确定，但它们彼此之间的界线不十分明显，往往是渐变的，相邻的沉积环境是过渡的。就是碳酸盐岩与碎屑岩之间的沉积环境也往往是过渡的，而不存在一条明显的界线。

不同沉积环境的物理、化学和生物特点在沉积相上都有明显的烙印，称为“相标志”。研究古代地层的相标志可识别和判断沉积相，进而恢复沉积环境。

根据近代和古代沉积环境的研究，相标志可分为如下几类：岩体的几何形态、岩性、岩石结构、沉积构造、古水流、古生物、沉积地球化学。

一、几何形态标志

各类沉积相在平面上和剖面上有各自的几何形态特点。例如河流相的点砂坝与海岸浅滩相（鲕滩、生物碎屑滩）在横剖面上的形态就有不同，前者是上平下凹，后者是上凸下平，平面上的形状也完全不同，前者受弯曲的河谷控制，后者则平行于海岸分布。又如生物岩礁有独自的几何形态，其中堡礁呈长条状，环礁呈圆环状，马蹄礁呈马蹄状。因此，几何形态是沉积相的识别标志之一。

沉积相的几何形态通常是用宽度和厚度之比来确定。常见的几何形态如图3-1。

名称	宽/厚	二维	三维
席状	>1000:1		
透镜体	1000到500:1		
楔状	1000到100:1		
丘	100到30:1		
带状	<30:1		

图3-1 沉积体的几何形态

沉积相的几何形态是前沉积地形、沉积环境的地貌和后沉积历史的函数，可以为后沉积侵蚀作用和构造变形所改造。所以，只有当沉积环境的形态被保留时，沉积相的几何形状才是有效的鉴别标志。

沉积相几何形态的研究资料有两个来源，一是地面资料，一是地下资料。后者主要来自地球物理勘查，特别是地震反射资料可以清楚地勾画出礁和海下扇的几何形态，在浅处有时可以圈出单个的潮沟和浅滩。

二、岩矿特点标志

岩性是鉴别碳酸盐岩沉积相的基本的、最有意义的标志之一，也是最易观察、最直观的参数。根据一般的规律，碳酸盐岩的岩性研究，在沉积相方面要比碎屑岩有意义。这是因为碳酸盐沉积物不可能发生很远的搬运，多半是原地形成的，所以碳酸盐岩与其沉积环境有着密切的关系。碎屑沉积的岩性虽然也与沉积环境有关，但更重要的是与其搬运历史有着密切的关系。所以砂岩的岩性在指相意义上不如碳酸盐岩。

许多人都试图运用沉积结构来确定沉积环境(Folk,1967; Moiola and Weiser, 1968; Pettijohn et.al.,1972; Selley, 1976)。对碳酸盐岩来说，沉积结构的研究在指相方面具有重要的意义。众所周知，碎屑岩是依靠粒度来判断沉积环境的能量大小，而碳酸盐岩则是依靠颗粒与泥晶含量之比来表示水介质能量 (Leighton and Pendexter, 1962)。现在不少学者都采用结构-成因来进行碳酸盐岩的分类。

碳酸盐岩岩性标志主要表现在如下方面：

颗粒 碳酸盐岩的颗粒特征在指相方面有重要的意义，不同的颗粒反映不同的沉积环境。

碳酸盐岩颗粒的指相意义与碎屑岩颗粒不同。碎屑岩是依据颗粒的大小和形态来判断其水动力条件；而碳酸盐岩则由于颗粒的比重、成因不同，因此不能依据其大小和形态，而是依据其类型来帮助识别水介质的能量。如鲕粒多分布于浅滩，它显示中等强度的水动力条件；丰富的生物碎屑则形成生物滩；球粒主要分布于台地内部或潮间带的低能沉积环境。就是同一类型的颗粒，也可以分布在不同的沉积环境中。如鲕粒，又可以分为真鲕、表鲕、

偏心鲕、生物鲕等。其中真鲕是在相对较强的水动力条件下形成的，而表鲕、偏心鲕则是在较弱的水动力条件下生成的。

泥晶　是指小于0.005mm的方解石（或白云石）晶粒。泥晶只能在没有水动力作用或安静的沉积环境中形成，它可以指示低能的沉积环境。

因此，许多学者都采用颗粒与泥晶之比来表示水动力的能量。我们可以简单归纳如表3-1。

表3-1　颗粒与泥晶之比及水动力能量

颗粒/泥晶	颗粒含量	水动力能量
9/1	90% 75%	强动荡水沉积 强—中等动荡水沉积
1/1	50%	中等动荡水沉积
1/9	25% 10%	弱—间歇动荡水沉积 静水沉积

亮晶　除颗粒/泥晶之比，亮晶也是碳酸盐岩重要的指相岩性标志。高能带有较强的波浪作用，致使灰泥部分均被簸扬到低能处，在高能带即形成亮晶胶结。因此，亮晶可以作为高能带的一个岩性标志。

在实际工作中，应注意区别经过重结晶作用形成的假亮晶。亮晶与假亮晶之间的区别见表3-2。

表3-2　亮晶与假亮晶之间的区别

（据成都地质学院资料修改）

亮　晶	假 亮 晶
多存在于分选好、磨圆好的颗粒间孔内，含量一般均小于30—40%，比颗粒少	含量可很高，多于颗粒
较明亮、洁怙，不含或极少含杂质	常见有杂质、残余物或残余结构
与颗粒之间的接触界线分明，多呈突变	与颗粒接触界线不清，常可见到破坏界面
可见世代胶结的现象	从没有世代胶结现象
连生现象很少	可出现连生现象
多呈镶嵌结构	多呈花岗状结构

非碳酸盐组分　非碳酸盐组分也是识别碳酸盐沉积环境的重要标志之一。在通常情况下，蒸发岩矿物形成于蒸发作用较强的潮汐带沉积环境。在古代地层中，由于蒸发岩矿物易溶，因此保留下的只是其假像。硅质多分布于远洋环境。而泥质不仅可以分布于潮上带沉积环境，而且也分布于深海地带。海绿石广泛地被认为形成于大陆架海沉积环境，多产于远离海岸地带，温度在3—15℃之间，深度大致在10—2 000m，pH＝8，Eh＝0—－100mv。

由上所述，微相分析在碳酸盐岩沉积相中具有重要意义，其主要研究内容就是碳酸盐岩的岩性和沉积结构。

三、沉积构造标志

沉积构造是沉积环境中的重要标志，无疑它是原地形成的。近来通过实验室和现代沉积物的研究，对沉积构造的了解更加深入。

碳酸盐岩与碎屑岩一样发育有各种沉积构造。不同类型的沉积构造与不同的沉积环境有密切的关系。

沉积构造类型有各种分类。从沉积岩石学的角度出发，往往是根据成因和形态进行分类。但是，在沉积环境和沉积相研究中，最关心的是那些与沉积同时形成的沉积构造。因此在识别沉积构造时，除了需要知道沉积构造的成因，还必须区别其形成时间，以便确定与沉积环境的关系。

根据沉积构造形成的相对时期，我们把沉积构造分为三大类，分别介绍如下。

（一）沉积前的沉积构造

这种沉积构造是在上覆地层沉积之前，在层界面上形成的。它们具有侵蚀的特点，也不同于后沉积底层变形现象（重压模）。

前沉积构造包括沟道、冲刷痕迹、小槽、陡迹、大槽以及其它的侵蚀现象。尽管许多实验工作对于造成这些沉积构造的水动力条件还不甚清楚，但是它们可以指示水流的方向。

在碳酸盐岩的许多沉积环境中，前沉积构造均有发育。前沉积构造是沉积环境中沉积间断的标志。根据侵蚀规模和时间的长短，可将其分为两大类：侵蚀规模小，侵蚀时间短，局部切断下伏地层的纹理，称为冲刷面（图3-2）；侵蚀规模大，侵蚀时间长，对下伏地层切割较强，上覆地层形成底砾岩（其中常包含下伏岩层的碎屑），或者形成风化土壤，称为风化壳或侵蚀面（图3-3），如华北地台的奥陶系风化壳。

图3-2 沉积前形成的构造——冲刷面
（山东莱芜，奥陶系）

图3-3 沉积前形成的构造——侵蚀面
（山东莱芜，奥陶系）

（二）同沉积构造的沉积

这种沉积构造是在沉积时形成的，如扁平层、交错层、纹层、交错纹层、波痕等。

不同类型的同沉积构造往往发育于不同的沉积环境。纹理构造最常见的是水平纹理，在各种沉积环境中皆有发育。根据特征，可以分为两大类，形成于浅水和深水两种不同的沉积环境。浅水沉积环境的水平纹理以延伸短、呈断续分布为特点（图3-4）；深水沉积环境的水平纹理则以延伸长、呈连续分布为特点，这反映了深水沉积环境的安静性和稳定性。羽状层理（图3-5）是一种反映双向水流的沉积构造，主要发育于潮间带，是潮汐带重要的沉积构造标志。板状层理主要发育于海滨和浅滩。滨海板状层理的层系交角过去在不少教科书中均认为是低角度（十几度）。但根据现代海洋调查证明，有的滨海板状层理的层系交角可达三十几度，这与海岸地形及构造运动有关。交错层主要发育于潮沟和浅滩，但深水沉积环境同样可见，如等深流所形成的。浅水与深水交错层有区别，前者规模大，延伸广，与浅水沉积层组合；而后者则规模小，厚度也小，以斜层理为主，与深水沉积层组合，是由较强水流作用而形成的。递变层理在浅水和深水沉积环境均有分布，但两者的成因不同。浅水递变层理是风暴流及其它密度流形成的，而深水递变层理则是重力流形成的。两者通过其它标志可以区别，如层序、底痕等。波痕在许多沉积环境中皆有出现，而最发育的是潮坪沉积环境。深水沉积环境偶尔可见，但以小型波痕为特点。

图3-4 石灰岩的纹层
（山东莱芜，奥陶系）

图3-5 红层石灰岩的羽状层理
（河北涿县，侏罗系）

由上所述，同沉积构造是由波浪、潮汐、水流作用所形成的。研究层理的倾斜，可以恢复古水流的方向。

尽管流动体系概念对于同沉积构造的研究颇有价值，但是它只能间接地帮助分析沉积环境，这是因为水流运动限于沉积沟、槽的范围。

（三）沉积后的沉积构造

这种沉积构造与沉积时形成的沉积构造有很大不同，而且要复杂。根据实验和近代沉积的研究，可将其分为两大类：一类是层面的垂向方向发生了改变，如重压模、假结核、流砂构造；一类是横向组构重新排列，如滑塌，这种沉积构造多半是在未固结的沉积物中，由于地震、重力流、静水压力等作用造成的，这些作用可以在各种沉积环境中发生。

1. 变形沉积构造(图3-6) 这是由于横向运动的结果，从河滩到深海斜坡都可以产生，最典型的是三角洲斜坡、海底峡谷和海底扇。变形沉积构造对认识古斜坡有重要意义。

2. 碳酸盐岩特殊的沉积构造 碳酸盐岩本身有一些独特的沉积构造，如干缩、树根状、鸟眼构造、层状晶洞构造、叠层石、钙结层（壳）、锥状构造（又称帐篷构造和泥丘构造）、缝合线、晶体印模、示底构造等。

干缩现象是潮上带、潮间带最明显标志，常见的有干裂和泥饼卷缩（图3-7、8）两种类型。干裂又称泥裂，在层面上呈多边形，断面上呈“V”字形，被后生沉积物充填。泥饼卷的形成是由于灰泥暴露于大气，日晒失水，表面一层形成泥饼，并发生卷曲。

图3-6 碳酸盐岩海底滑动形成的层内揉皱
（西伯利亚上寒武统）
（据Кунина，1969）

图3-7 石灰岩干裂
暗色为泥晶灰岩，白色为结晶方解石充填于干裂
（据Aquitaine，1975）

泥裂可以在多种沉积环境中形成，最常见的是潮坪环境。由于沉积物暴露水面，蒸发作用的结果，使沉积物发生干缩破裂。在发生成岩作用之后，断面产生变形。

图3-8 石灰岩的干缩现象
（山东莱芜，奥陶系）
（据南开地质系编）

水下沉积环境同样可以产生泥裂。这是因沉积物形成后，在固化过程中发生凝聚失水而形成的。在浅水沉积地区，由于强烈的蒸发作用，也可以使水下沉积物发生失水而形成泥裂，但与暴露于大气形成的泥裂（干裂）不同。最大的特点是水下泥裂在层面上不具有多边形，而是呈断续状透镜体或断续状裂纹（详见第十二章），在横断面上仍为"V"字形，但延伸较短。

除此之外，在沉积盆地中的斜坡地带，沉积物未固结之前，由于重力作用而发生滑动，下伏沉积物亦可形成泥裂。这种泥裂与上述两种泥裂特点不同，其分布局限，在层面上垂直于滑动方向成排分布，横断面上具有微小的"V"字形，很少有上覆沉积物的充填。

在泥晶、微晶（或球粒）白云岩或灰岩中，见有1—3mm大小的、多平行层理排列的、似鸟眼状的孔隙，被假亮晶方解石或硬石膏充填或未被充填，此种构造称为鸟眼构造（图3-9、10）。因为常成群密集出现，故又叫窗格状或网格状构造。由于是在暗灰色泥晶灰岩上分布有白色方解石斑点，故又叫雪花状构造。其成因有以下几种：（1）碳酸盐灰泥失水收缩；（2）灰泥中含气泡；（3）藻类腐烂后的遗迹；（4）硬石膏；（5）成岩作用的重结晶等。这种沉积构造主要产于潮上带，少数在潮间带，十分之九的鸟眼构造见于浅水中（Folk，1980），所以鸟眼构造具有特殊的指相意义。近来资料表明，鸟眼结构在潮下带也有分布，但数量较少。

图3-9 鸟眼构造
暗色的为鸟眼孔隙，白色为泥晶灰岩
（澳大利亚沙克湾）

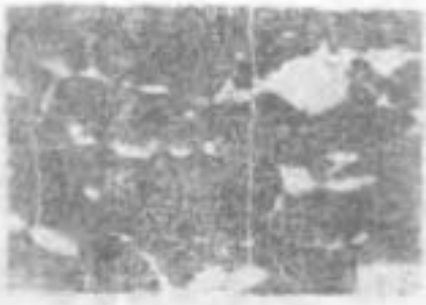


图3-10 鸟眼构造
白色的为泥晶灰岩，白色的为似鸟眼孔隙，方解石充填
（据Aquitaine，1975）

图3-11 层状晶洞沉积构造
灰色的为含生物碎屑泥晶灰岩，白色的为方解石充填
（据Aquitaine，1975）

图3-12 柱状叠层石

层状晶洞沉积构造是一种具有广阔空间的空洞沉积构造，晶洞呈水平分布，底部近于扁平，而上部表面则为不规则状，是原始空洞为内沉积物和（或）假亮晶方解石充填所成（图3-11），如礁岩的中心部分，有时称为礁华。这可能是由软体动物死亡和埋藏产生的，也可能是干缩造成的。

叠层石的成因在很长一段时期有争议。从事古生物研究的学者认为是生物形成的，从事沉积学研究的学者认为是沉积构造。近来通过近代叠层石的研究表明，叠层石的形成与藻和沉积环境两者有关，所以称为生物沉积构造。它是通过藻光合作用进行新陈代谢，由藻分泌的粘液粘结碎屑而成。其生长过程是一层藻，一层碎屑，具有明显的向阳性。其形态主要受沉积环境的影响，与水动力条件有关。可分为三大类：层状、柱状（图3-12）和球状。古代叠层石在显微镜下观察具有亮暗条带构造。

叠层石在地质历史时期分布很广，但大量的主要分布在前寒武纪地层中。基本上分布于潮沙带，以潮上带、潮间带为主，其次为潮下带。

图3-13 古钙结壳
（中三叠统，奥地利）
（据Flügel，1981）

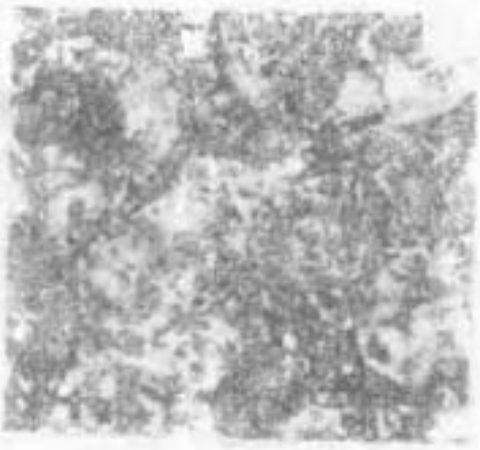


图3-14 钙结壳豆
（下二叠统，德国）
（据Flügel，1981）

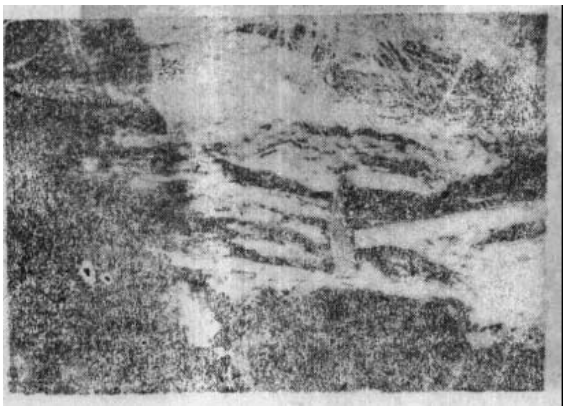


图3-15 锥状构造

钙结层（壳）是由于土壤水分的蒸发、沉淀作用所生成的石灰岩。多在半干燥气候区形成，这里蒸发作用大于降水作用，土壤的水分主要是向上运动。当含碳酸钙的水从土壤中蒸发时，方解石就沉淀在土壤的质点之间。这是暴露于大气的象征（图3-13、14）。

锥状构造实际也是一种干缩现象，是未固结的石灰岩暴露于大气，失水干缩形成的圆锥状构造（图3-15）。主要分布于潮上、潮间带。

四、古水流标志

水流是沉积物沉积的主要动力，因此古水流的研究是沉积环境研究的重要内容之一。通过对水流标志的研究，判别水流的方向及状态，可以帮助辨别海岸线、陆源区、沉积区及其中的浅海、深海、古斜坡。

沉积岩中留下的古水流标志，最重要的是沉积构造，除此还有沉积结构。运用沉积构造和结构研究古水流的具体方法，将在第十三章中详细介绍。

古水流分析包括如下步骤：

（1）测量有意义的沉积构造的方向（交错层的倾向，沟轴等）；

（2）分析判别每个点上古水流的方向；

（3）编制区域古水流图；

（4）与相图配合确定环境和古地理。

五、生物化石标志

古生物是分析确定沉积环境最重要的方法之一。它包括对大化石、微化石和遗迹化石的分析研究，其中最重要的是微化石和遗迹化石。现在在沉积相的分析上，对微化石的研究已超过大化石的进展，特别是在井下研究方面，微化石比大化石优越得多。

遗迹化石包括潜穴、足迹、钻孔(Grimes and Harper, 1970; Frey, 1975)、觅食迹等。遗迹化石在沉积环境解释方面颇有用处，这是因为：(1) 遗迹化石是原地产物，不可能象其它化石经受再改造；(2) 遗迹化石分布极为广泛，从寒武系到现代都可见到；(3) 浅水、深水沉积环境中均有分布，但两者有区别：浅海的遗迹化石多数在层面上呈起伏构造，或是在沉积物中呈不同的结构（图3-16）；而深海中则很少见到这种遗迹化石，相反潜穴和基质沉积物之间是以不同颜色显示的（图3-17）。这种颜色效应的原因还不清楚，可能是与潜穴类型或沉积物中的有机物质数量发生变化有关。另外潜穴的方向也不同；(4) 在各种沉积类型中都可见到；(5) 一定的沉积环境具有一定的遗迹类型特点。运用这个方法，可以确定一系列的“遗迹相”，每个“遗迹相”由一套遗迹化石组成，或者说一套遗迹化石产在具有一定特点的沉积相中。尽管生物在演变，但是“遗迹相”在显生宙是保持不变的(图3-18)。

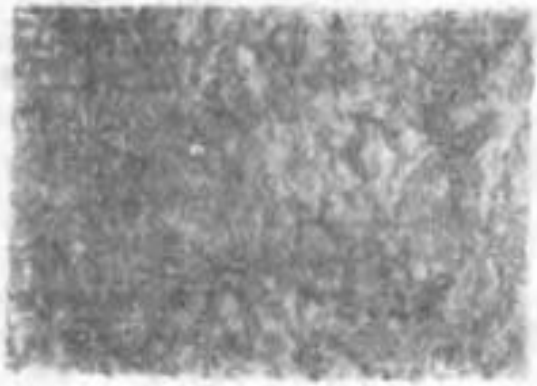


图3-16 浅水碳酸盐岩的遗迹化石
（河北岭峰，奥陶系）

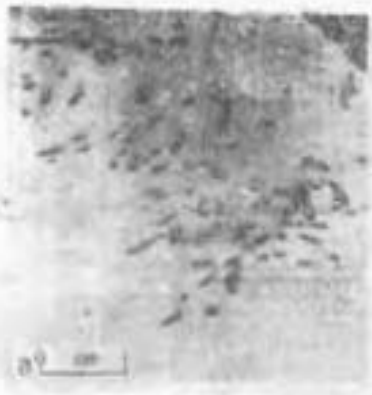


图3-17 深水遗迹化石
（据DSDP资料）

大化石特别是在古生代的沉积环境中，也具有重要的意义。利用大化石可以判别海、陆相，而且可以区别浅海与深海。对于生物岩礁的研究，其意义更加突出。近来不少学者注意研究恢复化石的生态（图3-19），并形成了化石生态学。这对恢复沉积环境具有很大的意义。尽管其中不少认识是推测的，但是这比简单地运用化石种类研究沉积环境无疑是前进了一大步。

图3-18 生物遗迹化石分布与沉积环境的关系
（据P.H.赫克尔，1972）

图3-19 奥陶纪化石生态示意图
（据Mckerrow，1978）

众所周知，无论大化石还是微体化石，在不同的沉积环境中，其种类和组合是不同的。它们的生存和组合，与沉积环境的盐度、水的流通、氧和营养物质的供给以及水的深度有密切的关系，同时也与生物的生态平衡有关。

但是，多数古生物化石的保存，不象遗迹化石那样是原地形成的，而是经过了改造的。有的化石经过了较短距离的搬运，有的则经历了较远距离的搬运，其结果常常使不同沉积环境的生物群掺杂在一起，为解释沉积环境带来了一定的困难。严格地说，用古生物确定沉积环境时，应排除异地搬运来的生物。但大量研究资料说明，这种情况并不十分严重，即使是经历了远距离的搬运，改造较严重者，其影响也是容易排除的。如浅水底栖生物，由于洋流或重力流可以搬运至深水沉积环境，这是经常发生的现象，称为生物组合异常。我们可以通

过生物群组合和其它沉积环境标志来加以区别和排除。

浅水沉积环境，特别是潮下带沉积环境，由于波浪或水流作用，生物可以经常发生搬运，但一般不会超过沉积环境的范围。也就是说，只能发生短距离的搬运。这是指正常气候条件下。如果发生风暴事件，生物可发生较远距离的搬运。

浅水沉积环境，特别是潮下带沉积环境，在正常盐度下，以多类型底栖生物组合为特点，种类常有珊瑚、软体动物、海百合、苔藓虫、介形虫、棘皮动物等。随着水域盐度的改变，生物组合也随之发生改变。首先是类型减少，分异度变低。其中最灵敏的是软体动物，特别是腹足类。

潮上和潮间带常具有藻叠层石。此外，由于潮汐、波浪作用，潮下带大量的硬壳生物可搬运到潮上、潮间带堆积，形成生物组合的异常。

深水沉积环境以浮游生物和微体生物为特点，常具有有孔虫、放射虫、翼足目、硅藻、颗石藻、介形虫、笔石，甚至三叶虫、菊石等。但深水沉积环境生物组合的分异度要比浅水低得多，生物组合单调，常常仅有2—3种。

生物类型的组合，除与上述因素有关之外，还与随地质时代发生的生物演化有关。因此，不同地质时代的生物组合也必然不同。关于这方面的知识和资料，古生物学教科书都有详细的论述。

六、地球化学标志

无论是从大陆、天体，还是从海底火山和热泉等各个渠道输入海洋的物质，大部分都以海底沉积物为最终归宿。所以，研究沉积物中元素的含量、分布、来源、存在形式和沉积环境的关系以及成岩作用，是沉积地球化学的基本内容之一。

沉积岩和沉积体是经过母岩的风化、搬运、沉积这几个重要的过程形成的。在每一阶段中，都不同程度地存在着物理作用、化学作用和生物作用。因此，每个阶段都存在一个化学平衡，这正是研究地球化学标志的依据。换句话说，各种沉积物的化学特点，都能反映其形成环境的化学特征。而化学平衡又随着各个形成阶段发生演变。我们正是根据不同沉积环境自身的化学特点，来研究和辨别各种沉积环境的。

近来，沉积地球化学的研究发展非常迅速，对现代海洋、湖泊沉积地球化学的调查研究尤为突出，已获得了许多规律性的认识。

过去对粘土地球化学研究最为成功，认为其不仅可以反映沉积环境，而且可以反映母岩、气候及其成岩历史。近几年来，对碳酸盐岩和碎屑岩的沉积地球化学研究也同样获得了成功。

目前，沉积地球化学标志的研究，包括对沉积岩中的常量元素、微量元素和稳定同位素三个方面的研究。

（一）碳酸盐岩地球化学的基本特点

由于碳酸盐岩的形成机理和沉积环境都与碎屑岩不同，因此碳酸盐岩有其自身的地球化学基本特点。

亚诺夫（Янов，1980）根据有效浓度分配系数（$K_{c.}$）来了解碳酸盐岩地球化学与沉积环境之间的关系：

$$K_{Ca}=\frac{c/Ca}{m/Ca}$$

式中　c——碳酸盐岩或粘土岩中的克拉克含量；

m——海水中元素的含量。

他又根据元素含量的多少，把碳酸盐岩中的元素分为四组：

①在碳酸盐岩中含量明显降低的元素，K_{Ca}值远远小于1。包括硫（S）、氯（Cl）、溴（Br）、碘（I）、硼（B）、镁（Mg）、钾（K）、锂（Li）、铷（Rb）、硅（Si）。

②在碳酸盐岩中含量稍微降低的元素，K_{Ca}小于0.5。包括氟(F)、锶(Sr)、钼(Mo)、钴（Co）、镧（La）、钪（Sc）、镉（Cd）、铋（Bi）。

③在碳酸盐岩中基本没有变化的元素，K_{Ca}值等于0.5—2。包括钛（Ti）、铟（Ln）、汞（Hg）、铜（Cu）、金（Au）、锗（Ge）、镓（Ga）、铯（Cs）、钍（Th）、铀(U)、锆(Zr)、钡（Ba）。

据目前的研究程度，以上元素暂时还不能给出K_{Ca}值的准确位置。

④在碳酸盐岩中明显富集的元素，K_{Ca}值大于2。包括铁（Fe）、铝（Al）、锰（Mn）、锑（Sb）、钨（W）、锡（Sn）、钇（Y）、铅（Pb）、锌（Zn）、钒（V）。

根据上述碳酸盐岩的元素分类，可以辨明各元素与沉积环境的关系。

（二）常量元素的研究

关于常量元素的研究，过去较长的时间没有引起人们的重视。沙曼（Sharma，1979）对阿拉斯加的研究表明，沉积物的化学成分是陆源、风化、搬运的函数。陆源母岩经风化作用，一般破碎成为矿物集合体或单个矿物颗粒。而在搬运过程中，这些矿物集合体和单个矿物则按大小、形状、密度进行物理分选。在沉积盆地中，分选作用必然引起沉积物许多化学成分的变异。

大量研究表明，地球化学与沉积岩的结构有密切关系。伴随着结构变化，明显地具有较大的化学变异，其集中表现是元素在溶液和沉积物颗粒中发生运移。某些元素在粘土矿物中部分搬运，而部分元素则在碎屑矿物中成为混合物搬运。在砂中，元素比在粘土中变化更大，其分布很大程度上取决于砂的分选作用和元素浓度。由于碎屑的分异，造成元素在大陆架上的横向地球化学变化梯度。例如陆源是火成岩，随着风化作用的发展，最早母岩风化成杂砂岩，它是由钙长石组成；进一步风化则形成长石砂岩，相对富集K_2O和Na_2O；再进一步搬运形成石英砂岩，主要由SiO_2组成。因此，我们可以用石英的含量来表示化学成熟度。化学成熟度是指岩石成份的纯洁程度。母岩经过风化、搬运、沉积、成岩作用，产生矿物组成的变异，不成熟的砂岩往往富含铝土、碳酸氢钠、碳酸钾等，而成熟的砂岩则富含二氧化硅。

沉积物的化学成分基本上取决于矿物组成和孔隙水中单个元素的运移特点。一般钠、钙、镁快速减少，钾和硅失去很少，铝、铁也失去的较少。

沉积物的化学成分与沉积物颗粒大小也有密切的关系（图3-20）。在海洋环境中，明显地表现出化学成熟度与结构变异的一致性。每个环境都有特定的地质营力，这些作用形成沉积地球化学特点和结构变异。

常量元素一般主要研究铝、铁、钙、镁、钠、钾、钛、锰。

铝　是硅之外在碎屑沉积物中最丰富的元素，也是最稳定的元素之一，分布很广泛。在碳酸盐中也是常见元素之一，存在于难溶残留物中。复杂的海洋作用（包括生物作用在内）

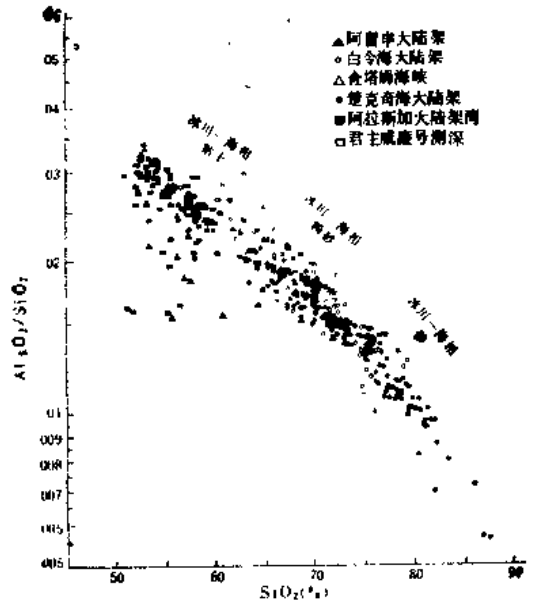


图3-20 Al_2O_3/SiO_2与SiO_2百分比的关系
阿拉斯加大陆架沉积物
(据Sharma,1979)

对铝的影响不大，所以海相沉积物中铝的含量是确定其陆源组成的有效指标。

阿拉斯加大陆架沉积物中，铝的分布基本上与沉积结构有关（图3-21），细粒沉积物比粗粒沉积物含有更多的铝。

铁　现在已知沉积物中大部分铁离子都为氧化铁。大陆架沉积物中，大部分铁存在于矿物格架中。在阿拉斯加大陆架沉积物中，铁含量与中值有关（图3-22）。

铁离子的富集程度与沉积环境有密切的关系。氧化铁常富集于海滨带，而斜坡、深海盆地沉积环境则减少。但在运用这个一般规律时，要注意异常现象，例如在深水沉积环境中，由于火山活动，可以造成铁的富集。

钙　水域中的钙来自两个方面：一部分是由碎屑长石带来的(主要是Na-Ca斜长石)；另外一部分是生物、生物化学、化学作用形成的。在阿拉斯加大陆架碎屑岩沉积物中，钙含量在相对小的范围内变化(2.4—4.0%)，部分钙含量的变化与沉积物中值有关。在碳酸盐岩中，钙是重要的组成元素，其含量与沉积环境及物源和盐度等有关。

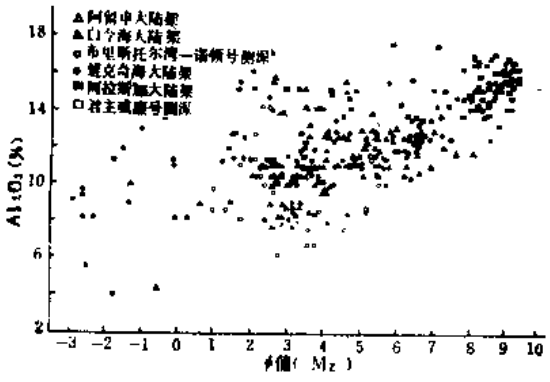


图3-21 Al_2O_3百分含量与平均颗粒大小的关系
阿拉斯加大陆架沉积物
(据Sharma,1979)

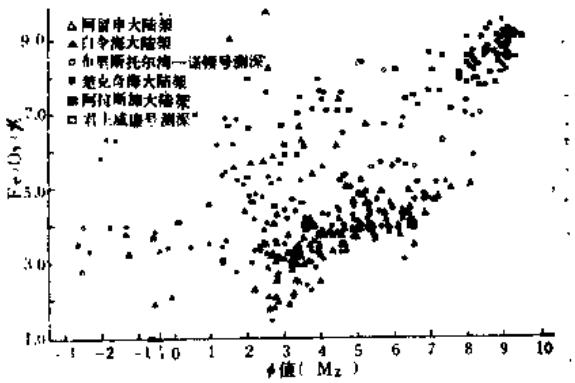


图3-22 Fe_2O_3%与平均颗粒大小关系
阿拉斯加大陆架沉积物
(据Sharma,1979)

镁　镁在海洋中运移非常复杂，既可存在于各种矿物的结晶格架中被搬运，也可以作为吸附离子被迁移。尽管镁具有各种运移方式，但其变化范围有限（1.25—2.8%），其分布在碎屑岩中明显的与沉积结构有关（图3-23），在碳酸盐岩中则与沉积环境有关。

由图3-23可以清楚地看出，阿拉斯加大陆架沉积物中镁的含量随沉积物中值减小而增加，粘土中镁的含量要比砂中高许多。

以上常量元素在沉积物中的分布，基本上是与沉积物结构有关。中国科学院海洋研究所对渤海、黄海、东海台湾浅滩等海底沉积物中Fe、Mg、Ti、P元素的地球化学研究，也证实

了这个规律（图3-24）（表3-3）。

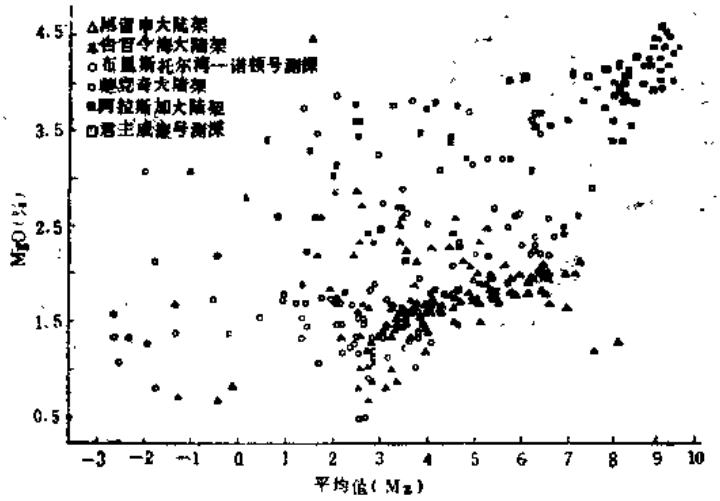


图3-23 MgO含量与平均颗粒大小的关系
阿拉斯加大陆架沉积物
（据Sharma,1979）

此外，常量元素的分布相互也有关系。中国科学院海洋研究所对中国诸海的研究认为："大陆架沉积物中若干化学元素之间常存在明显的相关关系是大陆架沉积物地球化学的特征之一。"① 这是因为大陆架是大陆向海底的自然延伸部分，其物质主要来源于大陆。许多元素在大陆区共生组合于一定的矿物中，尔后又以"碎屑"状态搬运入海；或者有些元素在大陆上并非共生，但由于相似的化学性质和地球化学行为，在海洋一定的条件下常常伴生。因此，在大陆架沉积物中，元素之间往往存在密切的相关关系，从而构成大陆架沉积物的显著地球化学特征之一（图3-25）。

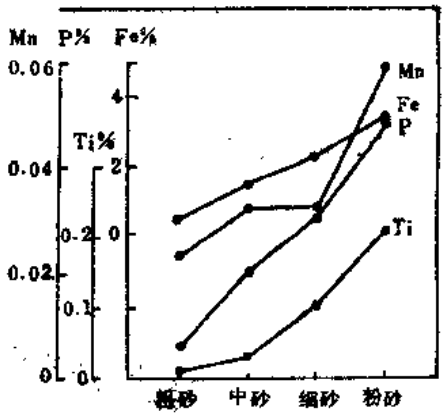


图3-24 不同粒度的沉积物中元素含量的变化

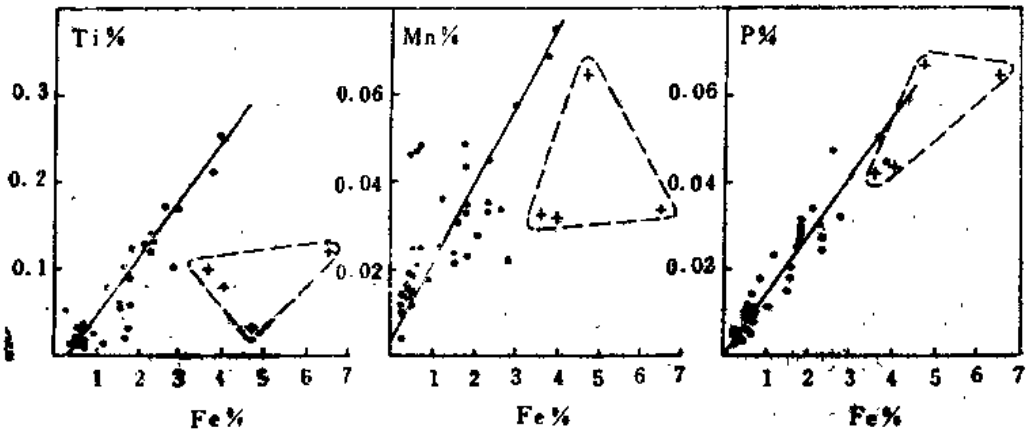


图3-25 元素的相关关系

① 中国科学院海洋研究所海洋地质研究室，渤海地质，1985，科学出版社。

表3-3 中国海不同沉积物类型中元素含量的变化(%)

(据赵一阳,1983)

沉积物	Fe		Mn		Ti		P	
类型	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值
砂	1.10—3.99	2.74	0.022—0.081	0.045	0.08—0.62	0.32	0.030—0.079	0.047
粉砂	2.36—4.74	3.56	0.034—0.092	0.058	0.30—0.50	0.38	0.044—0.072	0.056
泥	3.00—4.77	4.10	0.032—0.67	0.11	0.32—0.50	0.42	0.040—0.084	0.058

在常量元素研究中，目前还没有运用绝对含量值来判断沉积环境，而是使用元素的相对含量进行对比分析。如常用Fe/Mn之比来辨别岸边和盆地内沉积，岸边沉积Fe/Mn之比往往比盆地中心高。因此，可以借助地球化学确定古盆地的深度变化。苏联学者斯特拉霍夫(1958)把Fe、Mn族元素组成按含量由滨岸带向远洋带过渡时增长的程度，划分为四个亚族：(1) Fe族(Fe、Cr、V、Ge)；(2)水解性元素(Al、Ti、Zr、Ga、Nb、Ta)；(3)亲硫元素(Pb、Zn、Cu、As)；(4) Mn族(Mn、Co、Ni、Mo)。很明显，滨岸带沉积主要是Fe族元素，而盆地深处则以Mn族元素为主。这对我们划分次级环境具有很大的帮助。

常量元素的赋存状态对于辨别分析结果是非常有意义的。根据大量分析结果，Al、Fe、Mn赋存状态有两种：一种呈碎屑，另一种为自生。据中国科学院海洋研究所海洋地质研究室对渤海的分析结果(表3-4)，碎屑Al占各类沉积物中Al的86.4—98.7%，显著地大于自生Al，居首要地位。一般自生Al主要是呈$Al(OH)_3$胶体和少量无定形铝硅碳酸盐的形式存在，而绝大部分不溶的碎屑Al显然是赋存于碎屑矿物的晶格中。经过进一步分析证明，沉积物中的Al主要是赋存于非粘土粒级的碎屑矿物中。

表3-4 沉积物中元素的碎屑组份及自生组份(%)

沉积物类型	Fe						Mn						Al					
	样品数	ΣFe	Fe_S	Fe_Z	Z_S	Z_Z	样品数	ΣMn	Mn_S	Mn_Z	Z_S	Z_Z	样品数	ΣAl	Al_S	Al_Z	Z_S	Z_Z
细砂	4	3.11	2.19	0.92	70.4	29.6	2	0.184	0.031	0.133	18.9	81.1	2	5.23	4.64	0.59	88.7	11.3
粗粉砂	2	2.80	1.86	0.94	66.8	33.2	1	0.091	0.019	0.072	20.9	79.1	1	5.95	5.16	0.79	86.7	13.3
细粉砂	4	2.94	1.79	1.15	60.9	39.1	3	0.083	0.020	0.063	24.1	75.9	3	6.37	5.63	0.74	88.4	11.6
粉砂质粘土软泥	9	4.53	2.60	1.93	57.4	46.6	3	0.099	0.016	0.083	16.2	83.8	4	8.00	6.91	1.09	85.4	13.6
粘土质软泥	9	4.66	2.50	2.16	53.6	46.4	5	0.112	0.020	0.092	17.9	82.1	3	8.53	7.21	1.13	86.6	13.4

ΣFe——总Fe；Fe_S——碎屑Fe；Fe_Z——自生Fe，余类推。

Z_S——碎屑指数；Z_Z——自生指数。

碎屑Fe占各类沉积物中Fe的3.6—70.4%，并大于自生Fe，居主要地位。随沉积物粒度变细，Fe的碎屑指数变小，而自生指数变大(图3-26)。为了进一步了解自生Fe的存在形式，秦蕴珊、赵一阳等人分析了渤海沉积物的Fe^{3+}和Fe^{2+}，发现自生铁中有50—80%是Fe^{3+}的化合物，Fe^{3+}主要为含水的氧化物($FeO_3 \cdot nH_2O$或$Fe(OH)_3$)呈凝胶状附着于颗粒或生物碎屑表面，形成棕褐色的铁质薄膜，因此沉积物表面层被染成棕褐色或黄褐色，这是氧化表层的重要标志之一。沉积物的不同色调很大程度上取决于Fe^{3+}/Fe^{2+}(图3-27)。

Mn的情况与Al、Fe相反。自生Mn在各类沉积物中占绝对优势，为总Mn量的75.9—83.8%；碎屑Mn只占16.2—24.1%。自生Mn在氧化表层的存在形式，可能主要是$MnO_2 \cdot nH_2O$或是常与$Fe(OH)_3$胶体伴生的MnO_2、$MnO \cdot 2H_2O$胶体，在还原性较强的地方可能出现

较多的低价Mn，如$MnCO_3$、$MnO \cdot nH_2O$等。

对比沉积物中Al、Fe、Mn的赋存状态可以看出，各元素的平均自生指数依次为Mn>Fe>Al，表明Mn的活性最强，其次是Fe，Al的活性最弱。

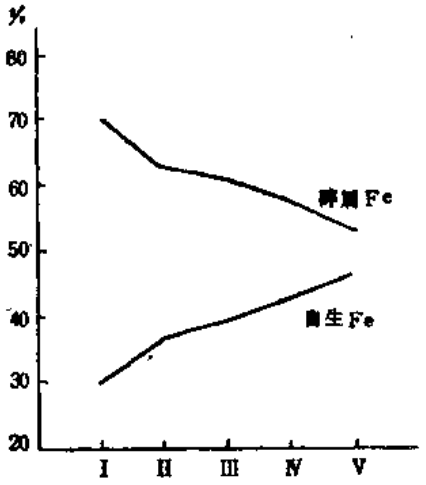


图3-26 不同类型沉积物中碎屑Fe和自生Fe的变化

Ⅰ.细砂；Ⅱ.粗粉砂；Ⅲ.细粉砂；Ⅳ.粉砂质粘土软泥；Ⅴ.粘土质软泥

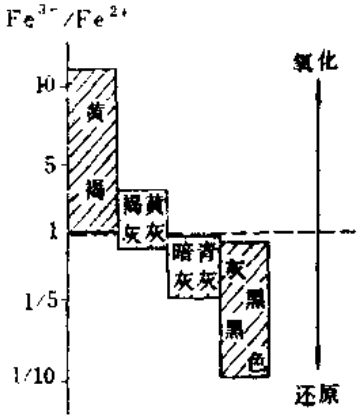


图3-27 Fe^{3+}/Fe^{2+}比值与沉积物颜色的关系

（三）微量元素

海水与淡水不仅含有不同量的常量元素，而且微量元素也有显著的差异。海水、半咸水与淡水在地球化学上的差别甚为明显，而且还可以运用微量元素划分亚环境。

根据瑞典地质局地球化学实验室对大量现代泥质沉积物分析的结果（表3-5），只有硼元素对于盐度最为灵敏，此外如V、Ni、Ga、Sr、Ba等元素也都值得注意。根据现代与古代灰质沉积物的分析，发现B、Cr、Cu、Ga、Ni、V六种元素海相沉积比陆相沉积显著得多。

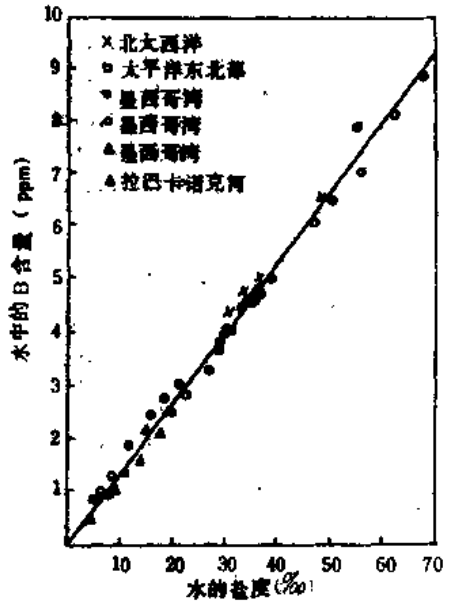


图3-28 海水中硼含量与盐度关系图

（据Couch，1971）

一些学者发现，在现代淤泥中，只有B的含量海相比陆相多，Ga、Cr、Ni差别很小，V却是陆相比海相多（表3-6）。

由上所述，可以清楚地看出，海、陆相有明显的不同，硼最为突出。

利用硼含量测定古盐度的方法，开始于北欧，最近一、二十年来为世界各国广泛采用。硼已经成为地球化学指相标志中最重要的元素。

水体中硼的含量与盐度有密切关系（图3-28）。现代海水中硼的含量为4.7ppm，是氯含量的0.00024倍，而淡水中不稳定。

大量分析资料表明，沉积物的硼含量与水体的硼含量有关，因而也和水的盐度存在函数关系。这就是硼含量可以作为古沉积环境标志的依据。一般情况是，湖相沉积物中硼含量最低；海相沉积物中约为100ppm或更高；成盐泻湖中的

含盐粘土含硼1 000ppm以上。由表3-7可以看出，海相、陆相、过渡相沉积物平均硼含量有十分明显的区别。

表3-5 各种环境现代粘土沉积的化学成分

（据瑞士地质局地球化学实验室）

地点、相	深海	太平洋深海（钙质粘土）	大西洋深海	斯卡格拉克海峡	波罗的海淡化海	波罗的海湖各河口	瑞典中部内陆湖泊
分析样品数	450	200	100	4	8—25	26	15
资料来源	Landergren 1962	Land.et Manh. 1963	Landergren 1962	Manheim 1963	Manheim 1963	Manheim 1963	Manheim 1963
盐度(‰)	34—35	34—35	34—35	32—35	7—15	4—7	0
B (ppm)	135	120	130	115	105	62	15
Ti (ppm)	4 200	4 500	4 900	4 400	4 700	4 300	4 500
V (ppm)	110	110	120	110	140	60	73
Cr (ppm)	60	120	50	90	100	80	53
Mn (ppm)	3 600—19 800	4 900	3 000	440	4 700	570	1 300
Fe (ppm)	51 000	36 000	50 000	30 000	49 000	42 000	36 000
Co (ppm)	150	30	30	7	15	12	14
Ni (ppm)	210	100	60	38	50	36	33
Ga (ppm)	20	3	24	18	33	24	23
Cu (ppm)	560	72	98	20	88	54	33
Zn (ppm)	85	37	130	59	110	130	68
Pb (ppm)	63	18	35	33	50	31	27
Sn (ppm)	—	—	—	—	—	—	—
Mo (ppm)	27	<1	4	<3	14	7	<3
Th (ppm)	—	—	—	10	9	12	—
U (ppm)	2.4	—	2.6	6	8	11	7
Sr (ppm)	130	1 500	110	240	170	180	90
Ba (ppm)	1 200	1 100	380	380	620	550	420

表3-6 现代海相与淡水淤泥中微量元素平均含量(ppm)

（据Potter et.al.,1963）

样品 / 元素	Potter,Shimp, Witter,1962			Shimp,Witter, Potter,1969			1963与1969分析总平均		
	海相	淡水	差别%	海相	淡水	差别%	海相	淡水	差别%
B	134.2	68.0	97.4	105.0	58.0	78.6	111.8	62.7	78.3
Cr	74.0	55.9	32.4	71.9	72.3	—0.6	72.4	65.4	10.7
Ga	13.8	10.3	34.0	12.0	13.3	—3.0	13.1	12.0	9.2
Ni	39.4	25.1	57.0	40.3	33.5	20.3	40.1	30.0	33.7
V	118.9	86.6	37.3	72.4	107.2	—32.5	83.1	98.6	—15.7

我们曾研究鄂尔多斯盆地南缘奥陶纪地层的硼元素，同样证明不同沉积环境具有不同的硼含量（表3-8）。

硼含量的变化与地质年代无关（表3-9）。海水中硼的收支基本上保持平衡，因而地史时期海水的硼含量变化不大。

地层中硼的含量不仅取决于沉积介质的盐度与含硼量，而且还受岩石类型、矿物成分、有机质含量、物质来源、沉积速度、古温度以及沉积后的变化等多种因素影响。所以在运用

硼指相时，要注意上述影响因素，以便排除干扰，作出正确判断。如不同岩性硼含量就不同：泥岩110—140ppm，粉砂岩92—110ppm，碳酸盐岩31—73ppm，砂岩 29—62ppm，岩盐8—22ppm，硬石膏12—17ppm，石膏2.5—8ppm。

表3-7 现代沉积物中平均硼含量比较表

（据同济大学海洋地质系编，1981）

类型	地名		分析次数	平均硼含量(ppm)	资料来源
正常海洋	太平洋		384	134	Landergren, 1964
	大西洋		38	130	同上
	印度洋		46	115	同上
	地中海		36	143	同上
	巴伦支海		25	194	Тимофеев,Н.ЛР.,1976
半咸水海盆	黑海		476	108	同上
	波罗的海		90	110	同上
	里海		26	85	同上
河流	加拿大马更些河	入海三角洲	83	77	Dewis et.al.,1972
		流域盆地	80	49	同上
	尼日尔河三角洲	海水区		110	Porrenga,1967
		半咸水区	156	60	Porrenga,1967
		淡水区		40	
湖泊	哈萨克斯坦诸盐湖			3.6—66	Мун Изаммина,1962

表3-8 鄂尔多斯盆地南缘奥陶纪不同沉积环境B元素含量比较表

沉积环境	地点	B平均含量(ppm)
浅水台地	平阳、淳化	28.0
斜坡	陇县、富平	47
盆地	陇县，铁山	121

除硼之外，锶、钡、镍、钴、钒也都可以作为指相标志，特别是它们的比值更有意义。切斯捷拉（Р.Честера，1965）根据碳酸盐岩中微量元素的含量，区别开了礁相和非礁相(表3-10)。

表3-9 不同相粘土中硼含量比较表

地点	年代	硼含量(ppm) 海相	过渡相	陆相	资料来源
鲁尔煤区	C	50—100		15—45	Brinkmann and Degens,1956
美国	C	70—100	80—140	15—40	Degens et.al.,1958
西西伯利亚	J	平均102	平均70	平均44	Лебедев,1967
塔吉克斯坦	J	180	100	64	Лукашев,И.ДР.，1977
外高加索	Q_P	180—230		10—60	Ваанев,1974

表3-10 碳相和非碳相微量元素含量的区别(单位ppm)

元素	碳相		非碳相	
	平均值	区间	平均值	区间
Ni	24	1.4—169	62	15—224
Co	5.1	1.9—47	18	10—126
Cl	7.5	0.7—49	128	9.5—499
V	4.0	1.8—15	49	11—111
Ba	44	9.5—137	262	53—983
Sr	67	2.4—1.0	533	
Cr/Ni	0.31	0.003—6.1	2.1	0.59—9.7
Ni/Ba	6.0	0.34—114	1.3	0.65—3.6
Ba/Sr	0.65	0.07—9.1	0.48	0.04—1.1

我们曾运用Sr、Ba、V、Hi等元素研究过鄂尔多斯盆地南缘奥陶纪地层，发现这些微量元素在不同的沉积环境中富集程度有别（表3-11），特别是Sr、Ba变化较为显著。总的变化趋势是浅水环境含量较低，深水环境富集。

表3-11 鄂尔多斯盆地南缘奥陶纪地层微量元量含量比较表

沉积环境	Sr	Ba	V	Ni
浅水台地	163	36	81	7.8
斜坡	42—201	96	29.6	35.58
盆地	206	323	75	45

其中Sr的变化常与Ca含量有密切关系，即灰岩越纯，Sr的含量越高。墨西哥湾沉积物的分析结果也充分证明了这一点：在$CaCO_3$含量超过15%的22个样品中，Sr平均含量为613 ppm；而$CaCO_3$含量少于15%的45个样品中，Sr平均含量仅为145ppm。即使在动物贝壳中也有类似的趋势。可见Sr的含量与$CaCO_3$含量成正比。

在运用微量元素时，除使用含量值外，还可运用相关元素的比值。如Sr/Ba在淡水沉积物中通常小于1，而海相沉积物中则大于1。不过Ba的含量与Ca的关系相反，Ca含量越高，Ba含量越低。因此，Sr/Ba比值可能受沉积物中碳酸盐含量的控制。

微量元素不仅可以很好地区别海相、陆相、半咸水沉积环境，而且可以帮助划分次级沉积环境。Sharma（1979）就出色地在阿拉斯加大陆架沉积物中找到了微量元素与沉积结构的关系。他运用常量元素和微量元素与沉积结构的关系，把这些参数经过因子分析，对大陆架的沉积环境进行了细分。

（四）稳定同位素

稳定同位素已在地质学中得到多方面的、极其成功有效的应用，可借以确定古盐度、古温度以及成岩历史等。

近年来，稳定同位素作为古环境标志的研究工作，已经广泛开展。在应用稳定同位素解决地质问题方面，主要涉及的是一些低原子量元素：氢、碳、氮、氧及硫。

氧有三种稳定同位素——^{16}O、^{17}O、^{18}O；碳有两种稳定同位素——^{12}C、^{13}C；硫有四种稳定同位素——^{32}S、^{33}S、^{34}S、^{36}S。同位素成分用$^{18}O/^{16}O$、$^{13}C/^{12}C$、$^{34}S/^{32}S$的比值来表示。

海水中^{16}O和^{13}C都比淡水中多，沉积物中的自然矿物碳酸钙、碳酸铁等反映了这种差别，成为利用稳定同位素作为古环境指标的根据。海洋中$^{18}O/^{16}O$的值从显生宙以来一直比较稳定，现代海水中$\delta^{18}O$的变动幅度不超过1‰。海水中$^{18}O/^{16}O$比值较高。而陆地淡水主要来自雨雪降水，故$^{18}O/^{16}O$比值较小，而且气温越低这个比值也越小。与海水中$^{18}O/^{16}O$平均比值相比，温带地区淡水的$^{18}O/^{16}O$比值约低1‰，高纬度或高海拔地区淡水中比值低30‰，而南极附近的雪中比值低60‰。

同样，$^{13}C/^{12}C$的比值也是海水比淡水高。据测量，大洋中溶解的无机碳的$\delta^{13}C$值为－1‰到2‰，而淡水中$\delta^{13}C$值变化较大，范围是－5‰到－11‰。河口地带的半咸水中，$\delta^{13}C$值随盐度而增高。

岩石中稳定同位素的测定结果，表明碳同位素是很好的海相相标志。据500个灰岩和化石样品的分析，海相样品中$\delta^{13}C$平均为0.56‰，而淡水样品为－4.93‰，差别十分明显。现代淡水软体动物贝壳的系统调查，也发现湖相贝壳的$\delta^{13}C$值从4.2‰到－1.7‰，而淡水贝壳中$\delta^{13}C$为－0.6‰到－15.2‰。因此，可以用^{13}C含量鉴别海、陆相地层。

在鉴别海相与淡水灰岩，区分不同盐度的贝壳时，同时使用$\delta^{13}C$与$\delta^{18}O$数值效果更良好。如荷兰现代海水中瓣鳃类贝壳的$\delta^{13}C$与$\delta^{18}O$值与盐度之间关系密切，可以用来鉴别0.5‰含氯度的差异。对于侏罗纪以后的地层，曾经提出一个区别海相与淡水灰岩的公式（Keith和Weber，1964）：

$$Z = a(\delta^{13}C + 50) + b(\delta^{18}O + 50)$$

式中系数a与b分别为2.048与0.498。凡Z值超过120的属于海相，低于120的是淡水灰岩。

运用稳定同位素区分沉积环境的最大优点，在于有一个比较普遍适用的标准。微量元素等方法的弱点之一是受地区变化（如物源区）的影响，因此须对各地确定对比标准。同位素就不受这种局限。但同位素方法也存在多方面的缺陷，首要的是沉积物中的同位素组分因沉积后的置换作用可发生变化，不过对于碳同位素来说，置换作用比较微弱。

此外，近来还运用硫、锶的同位素作为碳酸盐岩的指相标志。

运用稳定同位素划分海、陆相地层，是刚刚诞生不久的新方法，在许多方面还很不成熟，但无疑有着广阔的前景。

虽然目前地球化学环境分析已引起广泛的注意，但至今还没有一批可靠的地球化学资料或一套程序作为确定环境的根据。尽管已知化学体系能够与细微的沉积环境达成平衡，但是沉积后的环境变化将导致新的化学平衡。因此，甚至象沉积物或岩石的孔隙、温度和压力的微小变化，都将造成沉积物或岩石化学属性的重大变化。新的沉积后化学作用会造成假象，或代替原始的沉积环境的化学特点。因此，沉积物的化学属性虽然可以确定特定的沉积环境，但是通常比化石或沉积物的物理特点更易受沉积后改造的影响。当然，化石和矿物常常也可以记录和解释岩石的后沉积历史。尽管如此，我们仍确信地球化学在鉴别和解释原始沉积环境方面是有前途的。

第四章　碳酸盐岩的一般沉积模式

沉积模式已成为研究沉积相和沉积环境的重要方法。人们运用已知的各类沉积环境的沉积模式，通过比较，可解释和鉴别未知的沉积环境。所以，掌握大量的沉积模式，已是沉积相工作者必不可少的业务基础。

在一个地区研究沉积相和沉积环境时，最终也要建立该区域的沉积模式，以表示各类沉积环境空间和时间的分布规律，并为寻找油气及其它矿产资源指出方向。

目前，沉积模式的研究有两种形式：一是根据沉积层序建立垂向沉积模式，如鲍马序列的沉积模式；二是依据沉积相横向上的分布关系建立的沉积模式，如威尔逊的沉积模式。

碳酸盐岩沉积相和沉积环境的理想序列，至今还没有一个完整无缺的模式。但是，随着研究工作的不断深入，沉积环境的理想序列将会不断地得到完善。

碳酸盐沉积环境的理想序列，在60年代首先为肖（Shaw，1964）提出，其后欧文（Irwin，1965）正式划分为三个能量带，命名为X、Y、Z三带。后来又为许多学者进一步完善，提出多种碳酸盐沉积模式。

一、肖的碳酸盐沉积模式

肖（1964）首先把浅海（碳酸盐的主要沉积场所）划分为两个不同的类型，即陆表海和陆缘海，第一次论述了陆表海的水能量特征，并在此基础上对陆表海的沉积物分布进行了相应的划分（图4-1）。肖的模式比较简单，但是它奠定了陆表海碳酸盐沉积环境分析的理论基础。其后的各种碳酸盐沉积环境理想序列的观点、学说，都是在此基础上发展起来的。

二、欧文的陆表海清水沉积模式

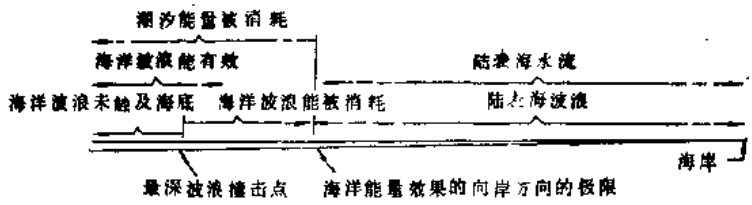
欧文（1965）根据肖的陆表海能量及沉积物分布模式，进一步提出了陆表海清水沉积模式的概念和相带的理想序列。

清水沉积是指没有或很少有陆源物质注入的陆表海碳酸盐沉积。实际上，凡是有陆源物质沉积的地区，就没有碳酸盐沉积；反之，则只有碳酸盐沉积。

欧文根据潮汐和波浪作用的能量，由滨岸到广海划分成三个能量带，并分别命名为X、Y、Z带（图4-2），其沉积物类型各不相同。

X带　即低能带，位于广海波基面以下，宽约几百英里。一般来说，基底很少受到扰动，只有海流才能发生干扰。此带的沉积物主要是来自Y带的细粒物质——灰泥。该带的海底大都接近或低于光合作用的下限，氧的供应也受到限制，因而各种底栖生物及藻类是不发育的。但是来自高能带的大量有机质以及各种浮游生物和自游生物，却可以在这里堆积下来。如果海流能不断地供给充足的氧气，那么生物群也会繁殖起来，并能形成粗粒介壳碎屑。该带沉

Ⅰ 陆表海的水能量分布图



Ⅱ 陆表海的沉积相分布图

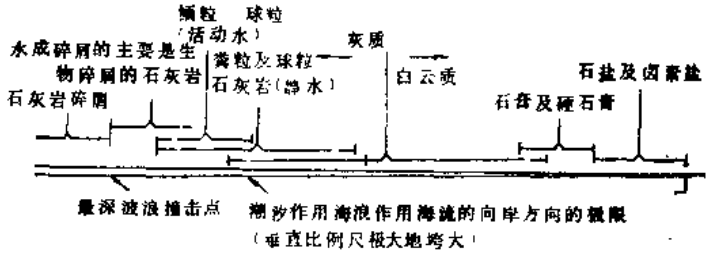


图4-1 陆表海的水能量及沉积相分布图

(据Shaw,1964)

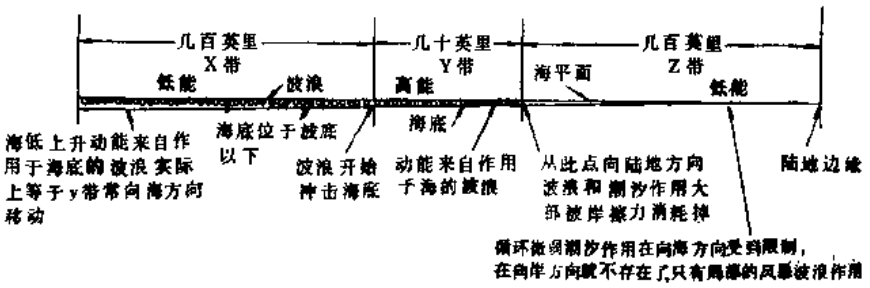


图4-2 陆表海的能量带

(据Irwin,1965)

积速度可能较慢，加之水温较低，不利于化学成因的灰泥沉淀，所以沉积物厚度不大。向远海方向海水逐渐加深，温度也相应降低，同时海底又十分宁静，限制了氧气的供给，因此底栖生物不能大量发育。来自高能带的大量有机物质都堆积在此带，同时许多浮游和自游生物也堆积在这里，加上沉积物在沉积以后又很少受到扰动，因而形成的沉积物一般呈暗色。

Y带 此带从波浪开始冲击海底（即波浪开始与海底发生摩擦）的地带起，向海岸方向延伸，直到大洋波浪的能量大部被消耗掉的地点（即潮汐作用代替大洋波浪作用的地点）为止。这是一个高能地带。此带宽度较小，一般约几十英里。此带向海方向一侧，由于大洋波浪作用十分活跃，营养物质及氧均较充分，各种生物（包括造礁生物）发育，常形成生物礁或生物滩。此带向陆方向一侧，是各种较粗的异化颗粒（如鲕粒、生物碎屑、内碎屑等）堆积的有利场所。由于这里的水动力条件较强，较粗的颗粒大都被磨蚀和分选，而较细的灰泥物质也大都被簸选走，因此其沉积物的原始粒间孔隙都很高。

Z带 即低能带，位于Y带向滨岸方向，直至滨岸为止。该带海水较浅，一般都不超过几米。波浪及潮汐作用很弱，其能量已大都被海底的摩擦力消耗掉，水循环也很弱，只有局

部的风暴才能引起一定的波浪能。此带宽度较大，可达几百英里，海底坡度很小，或近于平坦，因而水浅而分布广阔。在靠近滨岸的地带，如气候干燥炎热，水流停滞，可使海水逐渐蒸发，含盐度不断提高，形成化学成因的沉积物——白云岩、硬石膏、石膏以及各种盐类沉积。

此带沉积物主要为灰泥，其中一部分是高能带的生物破碎后搬运至此，或以物理化学方式直接从海水中沉淀下来的。所形成的岩石主要为泥晶灰岩或纹层状灰岩、白云岩，含球状颗粒，并见干裂、冲沟、鸟眼、扁平卵石、蠕虫钻蚀及潜穴等沉积构造。由于该带海水较浅，循环又受局限，盐度及温度变化较大，因此生物群极不发育，数量也极为稀少，仅有蓝绿藻、介形虫、腹足类等少量生物化石。

三、拉波特的潮汐沉积模式

拉波特（Laport，1967）对美国纽约州早泥盆世海德堡群进行沉积相分析时建立了一个模式（图4-3），这个模式基本上承袭了肖及欧文的概念及模式。他认为海德堡群曼留斯组碳酸盐岩是在一个非常接近海平面的环境中形成的。他根据该组的岩性及古生物特征，以潮汐作用为主要标志，划分出了三个相带，即潮上带、潮间带、潮下带。

潮上带　是指平均高潮面以上几公分到几公尺的地带，该带平时都在水面以上，只有在特大潮水或特大风暴时才被海水淹没。岩类主要是泥—粉晶白云岩、白云质泥晶石灰岩、球状粒泥晶石灰岩等。常见纹理、干裂及鸟眼构造。化石少，偶尔有分散的介形虫壳、少数虫孔、藻席等。这里的白云石被认为是毛细管浓缩白云石化作用生成的。

潮间带　位于平均高潮面与平均低潮面之间的地带。岩类主要是薄层的不含化石的球状粒泥晶石灰岩和生物碎屑石灰岩，砾石级的内碎屑，藻叠层石及藻灰结核也常见。化石种类较单调，但数量却相当丰富，多呈杂乱堆积。常见有冲刷现象，也有干裂。所有这些特征都表明，此带经常地、周期性地被海水淹没或出露在水面以上，这一相带是最多变的。

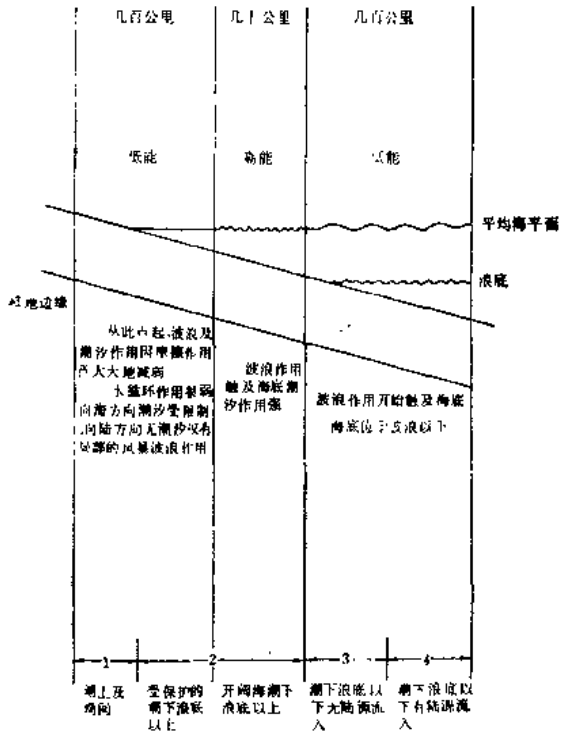


图4-3　拉波特的潮汐作用相带模式

潮下带　在平均低潮面以下的地带。岩类主要是厚层至块状的球状粒泥晶石灰岩，含各种生物碎屑的石灰岩，以及富含层孔虫生物格架的礁状石灰岩层。

1969年，拉波特又将他的模式作了修正，主要是把潮下相带又分为三个亚带，即：潮下带上部，位于浪底之上，为高能量环境；潮下带中部，位于浪底之下，为低能量环境，无陆源碎屑；潮下带下部，位于浪底之下，为低能环境，有陆源碎屑。

拉波特的潮上及潮间带相当于欧文的Z带，而潮下带上部相当于欧文的Y带，潮下带的中部和下部相当于欧文的X带。拉波特模式和欧文模式，只是划分的侧重点和形式

有所不同，实质上是一致的。

拉波特还指出，由于潮汐面的频繁变动以及各相带相应地在横向上的迁移，因而造成了曼留斯组中各个相带的相互交替和穿插。

四、扬等的潮汐相带沉积模式

扬等（Young et. al.,1972）曾对美国阿肯色的奥陶系碳酸盐岩进行了研究。他们根据该系的岩性及古生物特征，并参照丹、欧文以及拉波特的模式，也拟定了一个以潮汐作用为形式的相带模式，划分出四个相带，即潮上相带、潮间相带、局限潮下相带、开阔潮下相带（图4-4）。

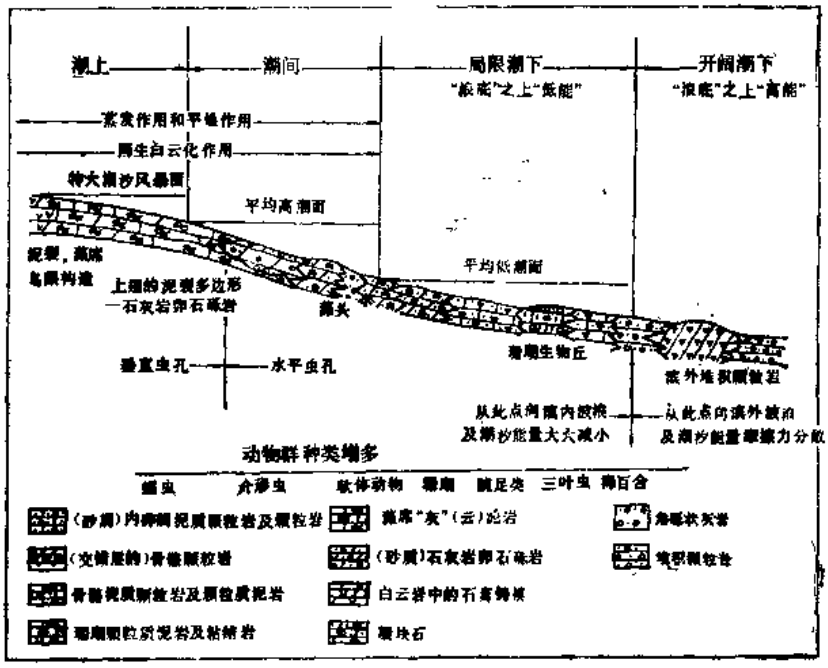


图4-4 美国阿肯色奥陶系碳酸盐岩相带模式

潮上相带 主要由白云岩、白云质泥晶石灰岩、球状粒泥晶石灰岩组成，是在平均高潮面以上向岸延伸的广阔潮坪上形成的。在高潮或风暴时，沉积物沉积在有藻席覆盖的潮坪上。在泛期之间的低潮期，沉积物的上层和藻席都发生干裂。干裂带以下的沉积物，由于干燥、脱气以及内部收缩，可形成鸟眼孔隙。沉积物表面的干裂、风蚀以及后来的泛滥和再改造，可以形成砾石级或较细小的内碎屑。藻席物质被淹埋后，可以和沉积物一起形成纹层、藻叠层或沥青膜。白云石是毛细管浓缩白云石化作用的产物。偶见石膏和硬石膏的铸模。虫孔少见，多是垂直的。

潮间相带 此带位于平均高潮面和平均低潮面之间的潮坪上。除了高潮或风暴的泛期以外，潮间带的上部较长期出露水面，因而具有与潮上带相同的干燥和泥裂作用。在潮间带的下部，干燥作用则不占优势，而由于经常发生较大的洪水泛滥，所以沉积物的再改造要比潮间带上部普遍得多。风暴和潮汐能量的集中，造成局部的冲刷和沟槽，并形成内碎屑及生物碎屑的堆积。在风暴期，强大的水流可把多边形泥裂整体掀起，并将其再改造成扁平的砾石级碎屑（“竹叶状”砾屑）。潮间带上部藻席茂盛；潮间带下部则为抗浪性更强的藻

头、柱状叠层石、藻灰结核、凝块石、包粒等。潮间带动物群比潮上带发育得多，虫孔也较常见，潮间带上部多为垂直虫孔，下部多为水平虫孔。潮间带也有白云石化现象，其形成机理与潮上带相同。

开阔潮下相带　位于平均低潮面以下，为高能量环境，波浪和潮汐可以搅动和簸选底部的沉积物。主要沉积物是清洁的（即无灰泥的）内碎屑石灰岩或生物碎屑石灰岩，可出现低角度的斜层理。各种海洋生物如棘皮类、珊瑚、腕足类、三叶虫以及软体动物均很发育。

局限潮下相带　当波浪和水流对开阔海潮下带的底部沉积物进行搅动和簸选时，其动能逐渐为坡度平缓的海底所消耗，最后波浪的振幅减弱，水流也变弱，以致海底沉积物遭受的水动力影响很小。所以此带为低能环境，堆积在海底的是细粒物质。此带岩石主要是轻微冲刷的内碎屑、生物碎屑亮晶灰岩、生物碎屑泥晶灰岩。此带也和开阔潮下相带一样，具有多变的生物群。在此带较浅部分，还可以出现由生物泥晶灰岩和粘结岩组成的沉积体。

扬等的潮上相带、潮间相带、局限潮下相带，相当于欧文的Z带，开阔潮下带相当于欧文的Y带。扬并指出，Z带的潮汐作用不一定是天文潮汐，可能与风的关系更大。

扬等的模式，继承了肖、欧文以及拉波特模式的优点，使以潮汐作用带为标准的划分碳酸盐岩相带的方法和相标志，更加明确、具体和成熟。

五、阿姆斯特朗的碳酸盐沉积模式

阿姆斯特朗（Armstrong，1974）曾长期研究北美阿拉斯加地区的石炭系。他根据该地区石炭系两种不同的沉积组合，拟定了两个沉积模式，即碎屑岩—碳酸盐岩沉积模式和碳酸盐岩沉积模式。

碎屑岩—碳酸盐岩沉积模式（图4-5）代表一个海进组合，其底部为滨海碎屑岩，再上为粉砂岩及页岩，最后为海洋碳酸盐岩。在此模式中，有四个相带：

陆相　为滨海咸水至淡水沼泽沉积，主要为黑色页岩、粉砂岩及砂岩，夹薄煤层，含大量植物化石，有冲刷及充填构造。

居限台地相　又分两个相带：（B）近岸相带，以陆源碎屑沉积为主，主要为暗灰色页岩、粉砂岩、细砂岩以及含粘土的泥岩，化石少见。（A）远岸相带，以含海绵骨针的泥岩为主，常含棘皮类及苔藓虫碎屑。

开阔台地相　也分两个相带：(B)向岸的相带，主要为含类球粒的颗粒质泥岩及泥质颗粒岩，含粉砂，含苔藓虫类、腕足类、有孔虫类，丛状珊瑚发育。(A)向海的相带，主要为棘皮及苔藓

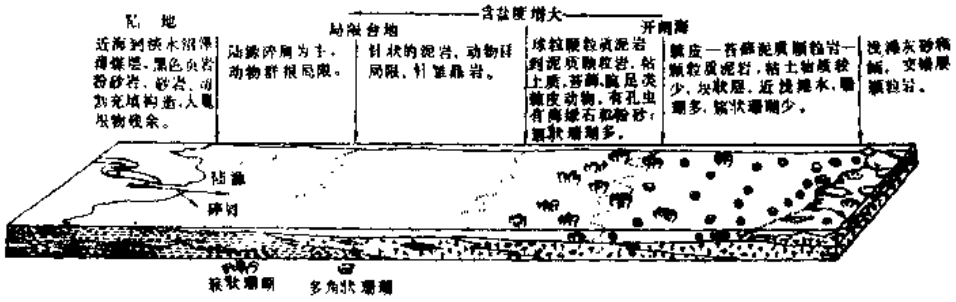


图4-5　北美阿拉斯加石炭系碎屑岩—碳酸盐岩沉积模式

（据Armstrong，1974）

碎屑的泥质颗粒岩和颗粒质泥岩，含粘土很少；近浅滩处有大量多角状珊瑚，但丛状珊瑚较少。

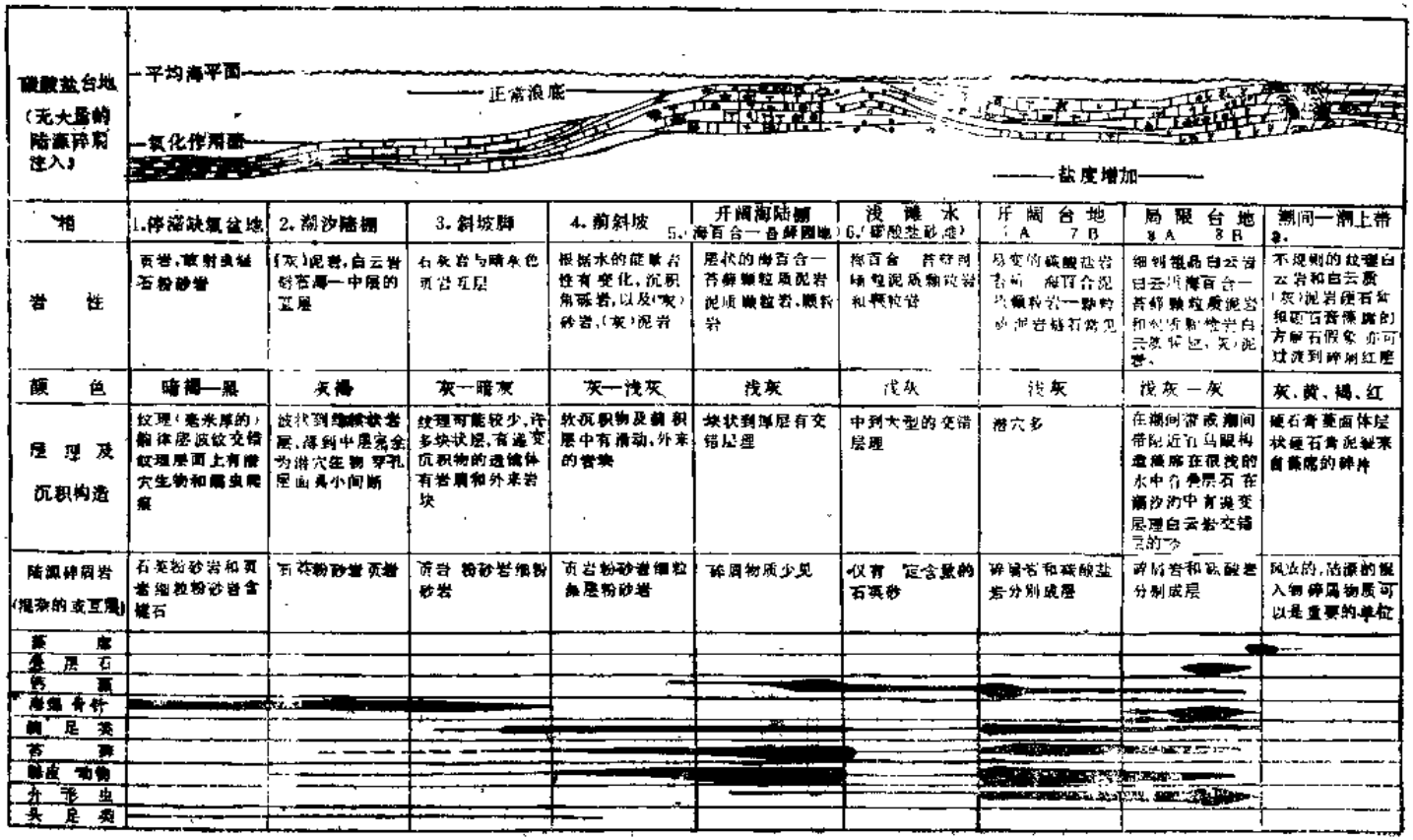


图4-6 北美阿拉斯加石炭系碳酸盐岩沉积模式
(据Armstrong，1974)

浅滩相　主要为鲕粒及生物碎屑的颗粒岩，具交错层。

另一模式为碳酸盐岩模式，代表一个碳酸盐台地的沉积，陆源碎屑含量极少(图4-6)。

此模式共分九个相带：（1）停滞缺氧盆地；（2）潮汐陆棚；（3）斜坡脚；（4）前斜坡；（5）开阔海陆棚；（6）浅滩水；（7）开阔台地；（8）局限台地；（9）潮间—潮上带。这是一个综合性的碳酸盐台地的沉积模式。与前述肖、欧文、拉波特以及扬等的模式相比，无论从内容上还是形式上，都有很大的发展和提高。但是基本内容和格局，与欧文等人的模式仍是一致的。本模式中的（1）、（2）、（3）相当于欧文的X带；（5）、（6）属高能带，相当于欧文的Y带；（4）为低能与高能带的过渡带；（7）、（8）、（9）相当于欧文的Z带。

虽然这个模式是具体代表阿拉斯加的，但又有高度的综合概括和抽象，因而也具有相当大的普遍性。不过它的术语名称有些不尽恰当，如开阔海陆棚、潮汐陆棚等。

六、威尔逊的沉积模式

威尔逊（1975）继承了肖、欧文、拉波特、扬、阿姆斯特朗的模式的优点，根据海底地形、海水能量、海水充氧情况、气候条件及其它因素，提出三个沉积大区和九个相带的沉积模式（图4-7）。

1．盆地相　这是指远海深水盆地相。由于水太深，太暗，所以不利于底栖生物生长和碳酸盐的沉积，其沉积作用决定于粘土质和硅质的流入量以及浮游生物的数量。停滞缺氧和过咸化的条件均可能存在。盆地相又可分为如下几种类型：

（1）石灰岩浊积岩相：是由邻近陆棚及陆棚斜坡的钙质角砾、微角砾、灰砂等组成的异地来源的石灰岩。其岩性及厚度变化都很大。

（2）深水欠补偿地槽相：主要是异地石灰岩堆积。常见的岩石类型有放射虫岩，红色生物泥晶石灰岩及红色结核石灰岩，浅色远洋泥晶石灰岩，暗色盆地泥晶石灰岩，骨针石灰岩，以及含有菊石、放射虫、管状有孔虫、远洋瓣鳃类和棘皮类的微球粒泥晶石灰岩等。

（3）克拉通盆地（非补偿的和停滞缺氧的）碳酸盐岩相：这是一个位于氧化面以下的静水沉积环境。水深至少为30m，一般几百米。主要岩石类型为暗色薄层石灰岩、暗色页岩或粉砂岩，以及一些薄石膏层。发育有毫米级的纹理，也有波状交错层。陆源碎屑岩为薄层石英粉砂岩及页岩，与石灰岩呈互层出现。常见有燧石。生物群主要为自游及浮游生物；大型生物化石有笔石、浮游瓣鳃类、菊石、海绵骨针等；微体化石有钟纤虫、钙球、硅质放射虫、硅藻等。

2．开阔陆棚相　此环境水深几十米到100m，一般为氧化环境，盐度正常，水循环良好。海底一般在浪底以下，但是大的风暴也可以影响底部沉积物。陆棚较宽阔，沉积作用相当均匀。这是典型的较深的浅海沉积环境。

3．碳酸盐台地的斜坡脚相（或深陆棚边缘相、或盆地边缘相）　位于碳酸盐台地的斜坡末端，其沉积物由远洋浮游生物及来自相邻的碳酸盐台地的细碎屑组成，海底一般位于浪底以下，但在氧化界面以上。

4．碳酸盐台地前斜坡相　此相带位于深水陆棚与浅水碳酸盐台地的过渡地带，从浪底之上一直延续到浪底以下，但一般位于氧化水的下限以上。斜坡的角度可达30°，主要是一些海洋坡积物，发育有广海生物，化石十分丰富。

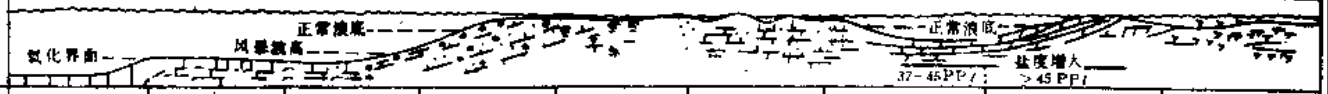
	滨相带			岸相带			陆相带		
图示									
相号	1	2	3	4	5	6	7	8	9
相	盆地(停滞缺氧的或蒸发的) a. 细碎屑 b. 碳酸盐 c. 蒸发岩	开阔陆棚 开阔浅海 a. 碳酸盐 b. 页岩	碳酸盐斜坡脚	前斜坡 a. 层状细粒沉积有滑塌现象 b 薄积层碎屑及灰砂 c 灰泥块体	生物(生态)礁 a 粘结岩块体 b 生物碎屑」的壳和灰泥粘结岩 c. 障积岩	台地边缘砂 a 浅滩灰砂 b. 具砂丘的的岛屿	开阔台地(正常海洋有限的动物群 a 灰砂体 b 颗粒质泥岩—泥岩地区、生物丘 c 碎屑地区	局限台地 a 生物碎屑颗粒质泥岩、潮道及海湾 b 潮沙水道中的岩屑 生物碎屑砂 c 灰泥棚沙坪 d 细碎屑	台地蒸发岩 a. 盐坪上的结核状硬石膏和白云石 b 潮沼中的纹理状蒸发岩
岩性	暗色页岩或粉砂薄层石灰岩(欠补偿盆地)、蒸发岩岩盐	富含化石的石灰岩与泥灰岩互层，分离良好的岩层	细粒石灰岩，在某些情况下有礁石	多变化、取决于上斜坡的水能量，沉积角砾岩和灰砂	块状石灰岩—白云岩	砂屑石灰岩颗粒灰砂或白云岩	各种碳酸盐和碎屑	一般为白云岩及白云质石灰岩	不规则的纹理状白云岩和硬石膏，可过渡为红层
颜色	暗褐、黑 红	灰、绿、红、褐	暗到浅	暗到浅	浅	浅	暗到浅	浅	红、黄、褐
颗粒类型及沉积结构	泥岩、细粉屑石灰岩	生物碎屑和完整化石颗粒质泥岩—些粉屑石灰岩	大多数是泥岩，也有一些粉屑石灰岩	灰粉砂和生物碎屑颗粒质泥岩—泥质颗粒岩不同大小的岩屑	粘结岩和颗粒岩的真状体，泥质颗粒岩	颗粒岩 分选及好、圆度也好	结构变化大、颗粒岩到泥岩	凝块的、球粒泥岩和颗粒岩，纹理状泥岩水道中的粗岩屑颗粒质泥岩	
及沉积构造层理	极平坦的毫米级的纹理 前积层理、波状交错纹理	完全被虫穿孔、薄到中层状、波状到结核状岩层，层面呈现间断	纹理少见，常为块状岩层，遗变形构物的透镜体，岩屑及外来岩块韵律层	软沉积物中的滑塌，前积层理，斜坡生物丘，外来岩块	块状生物构造或开阔礁架，具盖顶洞穴，与重力相反的纹理	中到大型的交错层	虫孔痕迹很多	鸟眼、透层石毫米级纹理、遗变层理，白云石壳，水道中的交错层砂	石膏、硬石膏，结核状 玫瑰花状，羽状，刃状，不规则纹理，碳酸盐钙结岩
陆源碎屑混入物或互层	白垩粉砂和页岩，细颗粒粉砂岩，燧石	石英粉砂、粉砂岩和页岩，分离良好的岩层	一些页岩、粉砂和细粒粉砂岩	一些页岩、粉砂和细粒粉砂岩	无	只有一些石英砂混入物	分离良好的岩层中的碎屑和碳酸盐	分离良好的岩层中的碎屑和碳酸盐	风刮来的，来自陆地的混入物，碎屑可以是重要的
生物群	只有浮游—远洋动物，在壁面上局部富集	极其多样的贝壳动物	生物碎屑，主要来自上斜坡	完整化石及生物碎屑	主要为造架生物在原状体中呈枝状；在某些隐蔽处有原地生物群落	破坏的磨蚀的介壳，此介壳生物生活在斜坡上，很少当地的生物	缺乏开阔海动物群(如棘皮类、头足类、鹅足类)、软体动物、海绵、有孔虫、藻类丰富，有底栖	很有限的动物群，主要为腹足类，藻类、某些有孔虫和介形虫	几乎无原地动物，叠层藻除外

图4-7 碳酸盐岩理想的标准相带模式

(据Wilson, 1975)

5. 台地边缘的生物礁相　其生态特征取决于水的能量、斜坡陡峻程度、生物的产生能力、造架生物的数量、粘结作用、捕集作用、出露水面的频率，以及后来的胶结作用。可分三种类型：（1）碳酸盐泥和生物碎屑的下斜坡堆积；（2）带有生物碎屑的圆丘礁缓坡；（3）生物骨架建筑的礁环。

6. 簸选的台地边缘砂相　此相带碳酸盐砂主要是砂洲、海滩、扇状或带状的滨外坝，经潮汐水流和岸流的簸选，因此比较洁净。此带盐度正常，循环良好，氧气充足。但由于底质常变动，因此不利于海洋生物生活。

7. 开阔台地相　此相带位于台地边缘内的海峡、泻湖以及海湾中，因此也可以用陆棚泻湖或台地泻湖来命名。此环境水较浅，几米到几十米。盐度近于正常或略偏高。水循环中等。这种条件适合各种生物生长，但无窄盐度生物。沉积物结构变化不大，但含有相当数量的灰泥。广泛分布的海草对捕集和稳定细沉积物起着重要的作用。

8. 局限台地相　这是一种真正的泻湖相。海水循环受到限制，盐度显著提高。从地理上看，泻湖可分堤礁（堡礁）之间或之后的泻湖，沿岸砂咀之后的泻湖，环礁之中的泻湖等。这些泻湖一般都较浅，但有时也相当深。此带还包括潮间带环境。在天然堤、潮间坪、泻湖及泥沼中，灰泥沉积是主要的。粗沉积物出现在潮汐水道中或局部的海滩上。海水盐度变化较大，淡水、盐水、超盐水均有。有的地方可暴露于水面以上，氧化和还原环境均可产生。淡水植物和海洋植物均有发育。沉积物的成岩变化显著。主要岩石类型为灰泥沉积，也发育有白云岩，岩石颜色浅。纹理、鸟眼、藻叠层石、小型的递变层理、白云石及钙质层壳等构造现象发育的潮汐水道的砂沉积，还出现交错层理。陆源碎屑少，但局部地区有风成碎屑物质堆积，常是分选良好的砂层。动物及植物化石均很少，主要为腹足类、藻类、有孔虫、介形虫等。

9. 台地蒸发岩相　此即潮上相带，干热地区的潮上盐沼地或萨布哈沉积是此相带的典型代表。此相带经常位于海平面之上，仅在特大高潮或特大风暴时才被海水淹没。主要岩石类型为白云岩及石膏或硬石膏，它们很可能是交代成因的，常与红层共生，岩石颜色为红、黄、褐等。陆源碎屑极为普遍，主要为风成及红层沉积。纹理发育，常有泥裂、藻叠层等构造，还发育有同生及成岩期的变形构造，如结核、肠状构造、羽状构造等。很少原地生长的生物群，只有藻叠层石及盐水虾。

以上九个相带的划分，比前述的模式层序更加详细系统，是当前较完善的一个模式层序，所以被普遍使用。但它的基本格局仍是低能—高能—低能这三大相区。

威尔逊的九个相带的碳酸盐岩沉积模式，是一个综合性的模式，是碳酸盐岩沉积相类型的总代表。在一个地区是不可能依此模式发育完全的，每一个地区都有自身的特点，所以要科学地运用这个模式，不可生搬硬套。

威尔逊九个相带的模式虽然详细、系统，较为完善，但还存在一些缺点，譬如有些相带的界限并不恰当，潮汐带有的重要类型没有包括在内，有些术语欠确切等。尽管如此，还是应该肯定威尔逊的模式在推动碳酸盐岩沉积相和沉积环境的研究方面，起了重要的积极作用。

我国七十年代也积极开展了碳酸盐岩沉积相和沉积环境的研究，提出了一些碳酸盐岩沉积相的模式，分别介绍如下。

七、四川南部三叠系嘉陵江组的沉积模式

70年代初，中国科学院地质研究所和四川石油局地质综合研究大队对四川南部的嘉陵江组碳酸盐岩沉积相和沉积环境作了初步分析，认为川南嘉陵江组基本上由碳酸盐岩及蒸发岩组成，为一陆表海的浅海沉积，具有明显的旋回性。嘉一段（Tc^1）及嘉二段（Tc^2）组成第一旋回，嘉三段（Tc^3）及嘉四段（Tc^4）组成第二旋回，嘉五段（Tc^5）为第三旋回。每一个旋回又由一些小旋回组成，小旋回中又有许多小韵律。因此，川南的嘉陵江组是一个多旋回、多韵律的碳酸盐岩—蒸发岩沉积。

嘉一段属潮间带及潮下低能带的产物。主要是泥晶石灰岩、粉砂屑微晶石灰岩，以及鲕粒、球粒、生物碎屑、砂屑亮晶石灰岩。有纹理、交错层理、板状层理、冲刷面、冲沟、干裂、虫孔等构造。有少量陆源石英碎屑，少量球粒、砂屑、砾屑等，无亮晶。大化石少，但介形虫及藻类较普遍。鲕粒亮晶灰岩以及其它颗粒的亮晶石灰岩，则属浅滩或潮汐沟的沉积物。

嘉二段主要由白云岩、石膏岩组成，夹有泥岩、微晶石灰岩及粘土岩。上部含藻较多，呈条带状或线纹状。有鸟眼、干裂等构造。

嘉三段为潮间及潮下低能带的沉积。

嘉四段具较稳定的厚层石膏及盐类沉积，明显地表现为闭塞泻湖沉积。

嘉五段似为潮下低能带—潮上带的沉积。

其沉积环境的综合模式如图4-8。

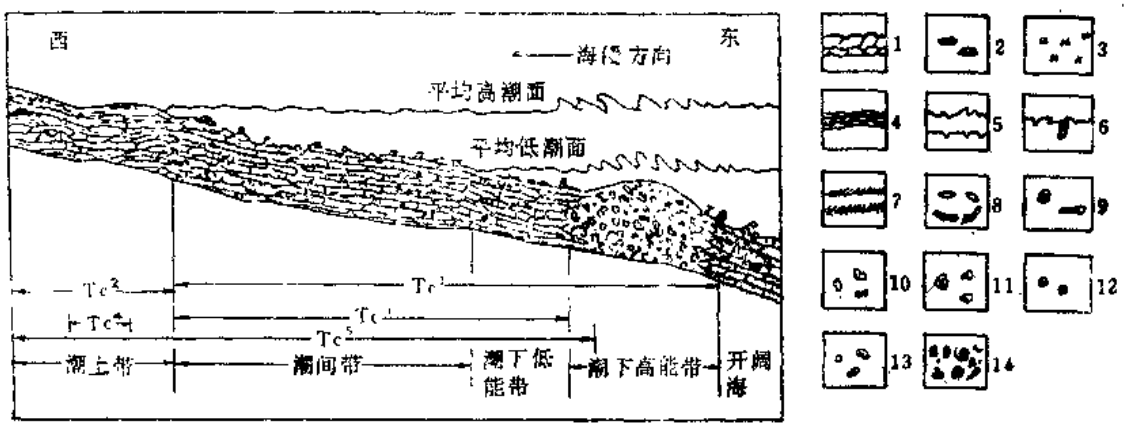


图4-8 川南嘉陵江组沉积环境模式

（据中国科学院地质研究所、四川石油局地质综合研究大队，1974）

1．白云岩；2．石膏；3．泥质白云岩；4．泥晶灰岩；5．冲刷面和干裂；6．蠕虫穿孔；7．斜层理；8．介形虫、线纹藻；9．腹足、有孔虫；10．介屑；11．头足类；12．鲕粒；13．砂砾屑；14．粒屑亮晶灰岩

可以看出，作者是以潮汐作用做为划分相带的依据，但是划分的相带与他人稍有不同。

八、关士聪等人的沉积模式

关士聪等人根据中国晚元古代至三叠纪海域，按海底地形、海水深度、沉积特征及生物组合特征，以及地理分布位置等，分为两个相组，六个相区，十五个相带（或相）（图4-9）。

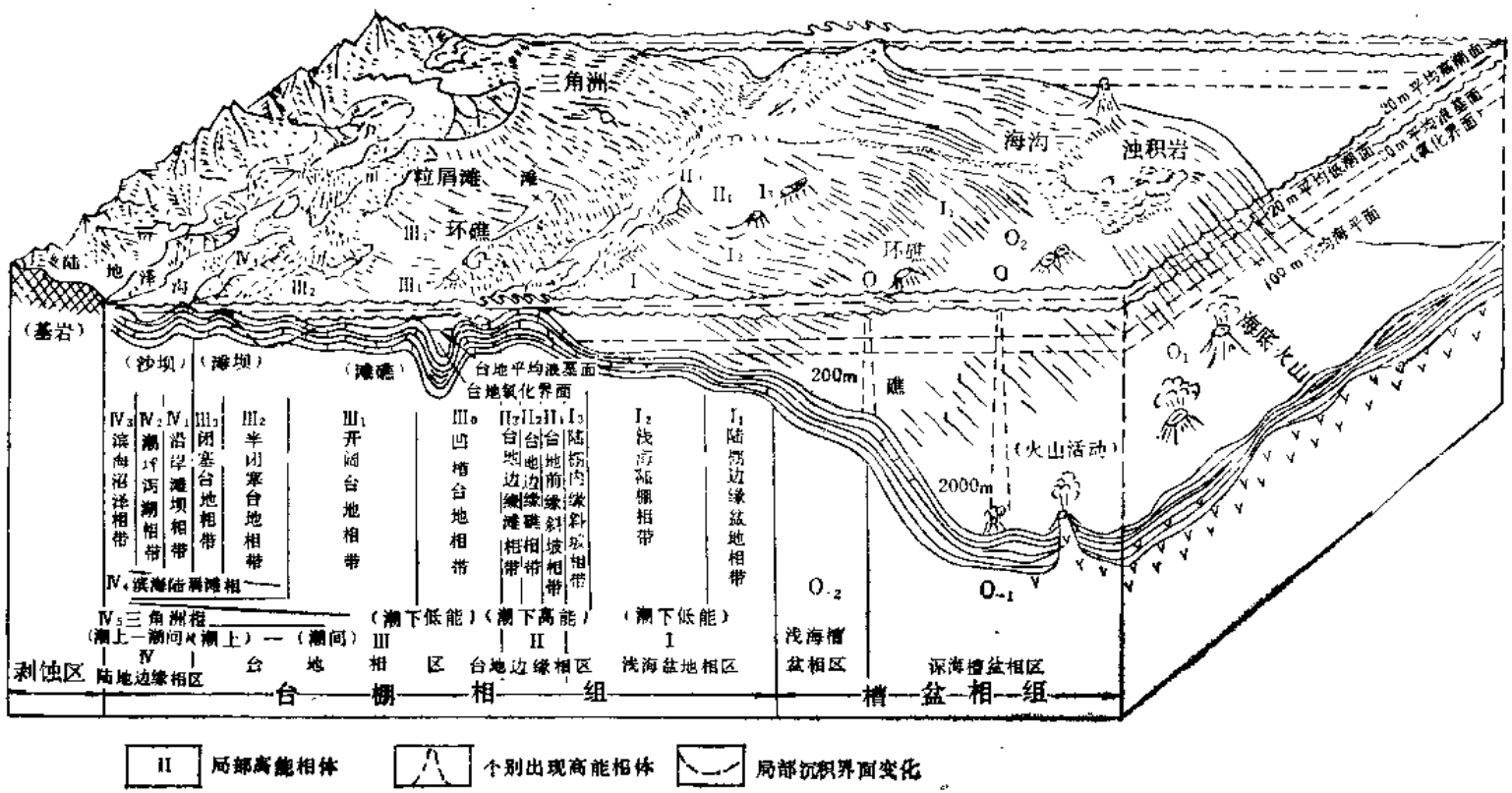


图4-9 中国古海域沉积环境综合模式示意图

(据关士聪等人,1983)

（一）槽盆相区

位于浅海盆地外侧，沉积界面（指沉积物与水体的界面）一般在氧化界面之下，深度除局部数十米外，通常大于100m以上，为较深浅海至深海低能还原环境。相组开阔，宽度数百至上千公里，沉积厚度巨大，可达数万米。据沉积物类型、分布及火山活动，本相组可进一步分为两个相区。

1．深海槽盆相区　位于槽盆相区靠海洋盆一侧，沉积界面深度大于1 000m。相区宽度数十至数百公里，由于水深、低温、光暗，生物和碳酸盐沉积相对较少。岩性十分混杂，主要为暗色砂、泥岩交替的陆屑复理石、类复理石沉积与大量中至基性、超基性喷发岩、侵入岩，夹硅质岩、硅质泥岩、碳酸盐岩和泥岩。含浅水异地生物化石碎屑。泥岩常含有孔虫、放射虫、抱球虫、硅藻等深海游泳、漂浮生物化石，厚度巨大，一般数千米，最厚可达万余米。本相区属深海活动性环境。

2．浅海槽盆相　位于槽盆相区靠浅海盆地一侧，沉积界面深度变化较大，从数十米至千余米。相区宽度几十至几百公里。主要为暗色砂、泥岩交替的陆屑复理石、类复理石、钙质屑浊积岩或暗色泥岩、泥质灰岩、粉屑灰岩沉积，夹硅质岩、石灰岩，有时亦夹喷发岩。具浅水层理、波痕、水平纹理及韵律层理等沉积构造。含笔石、菊石、竹节石、硅质海绵骨针、有孔虫、放射虫、硅藻等半深海游泳、漂浮生物化石及部分腕足、棘皮等浅海底栖生物化石。厚度变化大，通常达数千米。相区内有时局部发育能量相对较高的礁相体。可能相当于冒地槽或被动大陆边缘盆地或弧岛带沉积。

有时深海槽盆相区与浅海槽盆相区难以具体划分，此时可统称为槽盆相区。该相区有时出现若干浅水沉积标志（如碳酸盐岩、生物礁）、浅水生物化石、沉积间断等，其原因可能是：（1）槽盆相区地壳运动频繁，可能出现短暂浅水沉积环境；（2）槽盆中可能存在局部浅水高能沉积环境；（3）有些浅水沉积标志可能与浊积岩的成因有关。

（二）台棚相组

低于槽盆相组与陆地之间，沉积界面变化很大。相组开阔，宽达数百至数千公里。进一步可分为四个相区。

1．浅海盆地相区　位于台地边缘与浅海槽盆之间，沉积界面在平均波基面之下，深度几十米至百余米。水体能量弱，为潮下低能区。相区开阔，宽度几十至几百公里。又可分为三个相带。

(1) 陆棚边缘盆地带：位于浅海盆地外侧，沉积界面在氧化界面之下，深度几十至百余米，相带宽几十至几百公里。岩性主要为暗色页岩、泥质灰岩与粉屑灰岩，夹硅质岩及薄层石英粉砂岩。具水平纹层及韵律层理。生物化石以游泳、漂浮为主，有笔石、薄壳瓣鳃、菊石、球接子、硅质海绵骨针、有孔虫、放射虫及硅藻，有时还见部分底栖生物化石。

(2) 浅海陆棚相带：位于陆棚边缘盆地相带内侧，沉积界面在平均浪基面至氧化界面附近，深度几十米至近百米，仅间歇性大风暴可影响海底沉积物。相带较开阔，宽度数十至数百公里。沉积作用较均匀，海水循环良好，盐度正常。岩性主要为生物灰岩与泥质灰岩或页岩互层，夹薄层石英粉砂岩及硅质岩。具水平层理，局部见波状层理。水平虫孔发育，有时见大量泥灰质结核。生物化石丰富，主要有腕足、珊瑚、头足、棘皮、瓣鳃、腹足、海绵、有孔虫等。有时局部发育能量相对较高的礁相体。

(3) 陆棚内缘斜坡相带：位于浅海陆棚相带与台地前缘斜坡相带之间。沉积界面位于平均浪基面之下，氧化界面之上，深度几十米至近百米。相带窄陡，通常仅几公里至十几公里。岩性以泥质灰岩为主，夹粉砂岩、硅质岩及沉积角砾岩，具纹理。

2．台地边缘相区　位于台地与浅海盆地之间，沉积界面在平均浪基面之上。波浪作用强烈，为潮下高能带。又可分为三个相带。

(1) 台地前缘斜坡相带：位于台地边缘靠浅海盆地一侧的斜坡地带，沉积界面在波基面之上，深度零至几十米左右。相带窄陡，通常几公里。有砂屑灰岩、生物灰岩、粘结岩、沉积角砾岩、礁屑灰岩，常见灰泥丘及滑动构造。

(2) 台地边缘礁相带：位于台地边缘相区的中部，沉积界面在平均浪基面之上，高出海平面或在海平面之下十几米。波浪作用强，为高能相带。相带窄，通常仅几公里。

(3) 台地边缘滩相带：位于台地边缘靠台地一侧，波浪作用强烈，为高能相带。相带窄，通常仅几公里，局部达十几公里。岩性主要为粒屑灰岩、生物碎屑灰岩，内碎屑灰岩，鲕粒灰岩、球粒灰岩等。具小型槽状交错层理及垂直虫孔，层面间冲刷现象普遍。

3．台地相区　水体能量一般较弱至中等，大部分为潮下低能区。相区较宽，几十至几百公里。又可分为四个相带。

(1) 凹槽台地相带：常位于开阔台地相带内或开阔台地相带与台地边缘相区之间。沉积界面位于浪基面之下至氧化界面附近。呈凹槽状，宽度几公里至十几公里。岩性主要为暗色泥质灰岩或页岩，见水平纹层及韵律层理。含底栖及游泳、漂浮生物。

(2) 开阔台地相带：位于台地相中部或靠外侧，沉积界面在平均低潮面与台地浪基面之间。岩类多种，有粒屑灰岩、含粒屑灰岩及泥质灰岩，有时夹砂、泥岩。具薄至中层状水平及波状层理，偶见楔状层理，水平虫孔发育。生物化石丰富。

(3) 半闭塞台地相带：常位于开阔台地相带内侧，海水循环不畅通。岩性主要为泥晶灰岩、泥页岩及白云岩。纹层、鸟眼、叠层石构造发育。生物种类较少，主要为腹足、兰绿藻类、有孔虫、介形虫。有时局部发育能量相对较高的滩相体。

本相带有时沉积界面可低于台地浪基面，为一套灰质泥岩、泥页岩沉积。

(4) 闭塞台地相带：位于半闭塞台地相带内侧，沉积界面在平均海平面之上。海水极浅或出露海面，蒸发量大，盐度高。水体循环很受限制，能量甚弱。岩性主要为浅色层纹状石膏、盐岩、泥晶白云岩、泥晶灰岩，有时夹红色泥岩。垂直虫孔和层纹发育。生物稀少，主要为蓝绿藻类。

4．陆地边缘相区　位于陆地与台地相区之间，与台地相区是过渡关系或占据其大部分位置。有如下五个相带：

(1) 沿岸滩坝相带

(2) 潮坪泻湖相带

(3) 滨岸沼泽相带

(4) 滨海陆屑滩相

(5) 三角洲相

这个模式最大的特点是把碳酸盐岩和碎屑岩沉积作用联系起来，统一考虑。它是根据我国晚元古代至三叠纪海域的实际情况提出的，反映了我国古代海域沉积环境独自具有的特点，是我国沉积相研究工作取得的可喜成果。但是，应该看到，这个模式尚存在不足之处。首先是相带繁多，实际上在一个区域内不可能发育如此完整的一套相带；同时在古代地层中，

也不可能划分出如此详细的相带，特别是台地边缘滩相带到陆棚边缘盆地相带之间的诸相带。此外，有些提法也欠妥，如把碳酸盐岩当成浅水的标志。大量资料表明，碳酸盐沉积不仅发育于浅水环境，而且也发育于深水环境。

九、理想沉积模式

综上所述，不论那个沉积模式的序列都具有共同的特点，那就是分为三个大相区，即由低能—高能—低能带相区组成。只是在进一步细分时，有不同的划分方案，因此出现了众多的沉积模式。由上所述也可以清楚地看出，这些沉积模式由肖提出，经欧文、拉波特，直到威尔逊的九个相带以及关士聪等人的15个相带的划分（表4-1），是一个由简到繁、逐渐深化、不断提高的过程，这也是认识发展的必然结果。

但是，概括性的沉积模式应该具有代表性和实用性。如果过细过繁，就无法运用于古代沉积相和沉积环境的研究，也失去了它的实际意义。

根据近来海洋考察结果、沉积学的进展以及古代碳酸盐岩沉积相的研究，笔者认为可以

表4-1 碳酸盐沉积模式对比表

肖(1964) 欧文 (1965)	拉波特 (1969)	扬 (1972)	阿姆斯朗特 (1974)	威尔逊 (1975)	沈嘉松 (1978)	关士聪等人 (1980)	笔者 (1981)
Z	潮上及潮间带	潮上带	潮间—潮上带	台地蒸发岩相	滨岸碎屑岩 台地潮上带	滨海沼泽相 潮坪泻湖相 沿岸滩坝相	潮上带：碎屑岩 | 碳酸盐 | 蒸发碳酸盐岩
		潮间带	局限台地带	局限台地相	台地潮间带	闭塞台地	潮间带
		局限潮下带	开阔台地带	开阔台地相	台地潮下低能带	半闭塞台地 开阔台地相 凹槽台地相	潮下带(或泻湖)
Y	浅的潮下带 (位于波基面之上)	开阔潮下带	a.浅滩 b.开阔陆棚	a.台地边缘浅滩 b.台地边缘生物礁	台地边缘 潮下高能带	台地边缘滩 台地边缘礁	台地高能带
X	潮下带(无陆源碎屑物)		a.前斜坡 b.斜坡脚	a.台地前斜坡相 b.陆棚边缘相	过渡带 (斜坡带)	台地前缘斜坡 陆棚内缘斜坡 浅海陆棚相	斜坡带
	潮下带(有陆源碎屑物)		c.潮汐陆棚 d.缺氧盆地	c.陆棚相 d.盆地相	陆棚带 盆地带	陆棚边缘盆地相 浅海槽盆相 深海槽盆相	盆地带

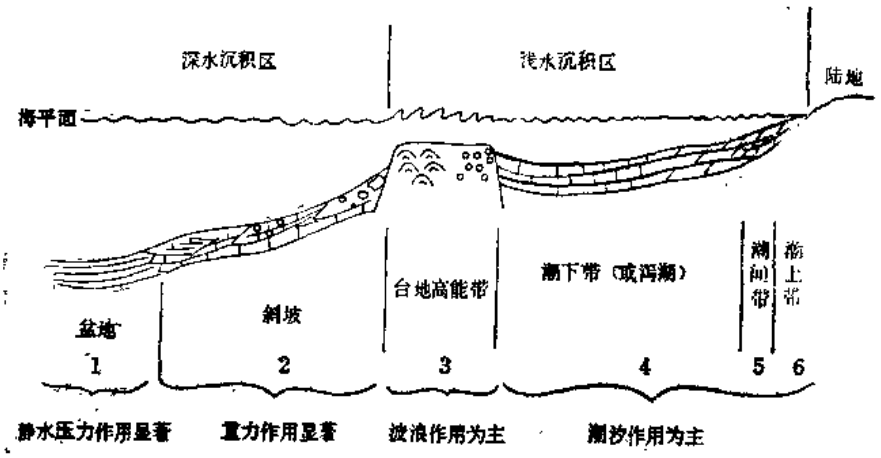


图4-10 碳酸盐岩理想沉积模式

分为两个沉积区，六个相带（图4-10）。

（一）浅水沉积区

潮汐带尽管有多种水动力作用，但是以潮汐作用为主。因此，根据潮汐作用可以分为三个带：潮上带、潮间带和潮下带。

1．潮上带　又可分为两种类型：潮湿类型的潮上带，以碎屑岩—碳酸盐岩沉积韵律为特点；干燥类型的潮上带，以蒸发岩—碳酸盐岩沉积韵律为特点。

2．潮间带　由于紧靠滨岸，所以其沉积特点明显地受大陆各种因素的影响，其中最显著的是气候因素。根据这个特点，潮间带也可以分为两大类型：

（1）潮湿型潮间带：常发育两种类型的沉积。一种是潮坪型灰泥质沉积或扁平砾石类沉积，最突出的是发育大量藻叠层石；另一种则是潮沟型沉积，由于潮湿，降雨量大，故潮沟发育。

（2）干燥型的潮间带：由于蒸发作用强烈，因此形成具“萨布哈”特点的沉积，即白云岩、纹层状白云岩发育，有时可形成蒸发岩（石膏、硬石膏及盐岩）。

3．潮下带（或泻湖）　该带位于高能带与潮间带之间。水的循环不甚畅通，在干燥气候条件下更易咸化。尽管这里潮汐作用仍是主要的水动力，但簸扬作用甚弱。主要沉积物有白云岩、球状粒泥晶灰岩等。有时在基底突起上可以形成点礁。

4．台地高能带　这是海洋波浪作用最强的地带，是浅水沉积和深水沉积的分界线。向岸方向为浅水沉积区，向海洋方向则为深水沉积区。此带由于海洋波浪作用强，海水带来大量的养料，生物繁盛，因此形成生物岩隆。岩隆往往发育于向广海面，而相反方向的向岸面则缺乏如上条件，形成生物碎屑、鲕粒的堆积。

（二）深水沉积区

1．斜坡带　这是深海盆地至台地高能带之间的部分，最大特点是基底呈一角度向盆地倾斜，所以称为斜坡带。斜坡下部沉积作用发生在波浪底以下，重力作用显著。除了一些细粒的泥灰沉积之外，塌积岩、碎石（屑）流、浊流堆积是这个带的特殊沉积。

2．盆地带　这是从斜坡向深海延伸的海洋的最深部分（除海沟外）。它是缺氧、无光的沉积环境，位于波基面以下，只有海洋底流，或地震引起的扰动，一般是安静的沉积环境。因此主要沉积物是细粒灰泥，具有纹层。有时可见浊积岩以及泥质粉砂岩夹层。

第二篇 碳酸盐岩典型沉积环境和沉积相各论

第五章 潮汐带碳酸盐

一、概 述

海岸带是海洋最活跃的部分，其物理性质、化学性质、生物活动以及水动力条件、水热力学等变化最大，受大陆影响也最明显。在海岸带，各种作用（如潮汐、水流、波浪、蒸发和生物作用等）非常显著而且复杂，形成的沉积物也是多种多样的。

海岸带与人类生活有密切关系，因此人们对它的研究也较感兴趣。

在1950年以前的长时期里，地质界一直认为碳酸盐岩是浅水形成的。自从开展现代碳酸盐沉积的研究工作之后，人们提出了潮坪沉积的现代概念，从而对碳酸盐岩的成因有了新的进一步的认识。

（一）潮汐带的划分及一般特点

海岸带虽然存在各种作用，但是主要的、持续的、影响最大的是潮汐作用。根据第二章的叙述，实际上潮汐高水位和低水位的踪迹类似波浪的形状。高水位线平均位置在大潮高水位和小潮高水位之间，而低水位则是在大潮的最大低水位和小潮的最低水位之间摆动。但是也有例外，如风暴和其它因素的影响，可以形成潮汐两个极端的水位情况，在最高高潮之后接着是最低低潮。海水边缘面积属于潮汐波动地区，被称为环潮汐面积（peritidal areas）。根据其暴露于大气的时间，我们可以划分出四个环潮汐带（图5-1）：（1）总是在水下的环潮汐面积，称潮下带；（2）每次涨潮被覆盖的或未被覆盖的带；（3）在某些涨潮时期被覆盖的或未被覆盖的面积；（4）大部分时期出露于水面的面积，在最高潮时可以为洪水覆盖。以上（2）、（3）常被认为是潮间带，（4）则为潮上带。

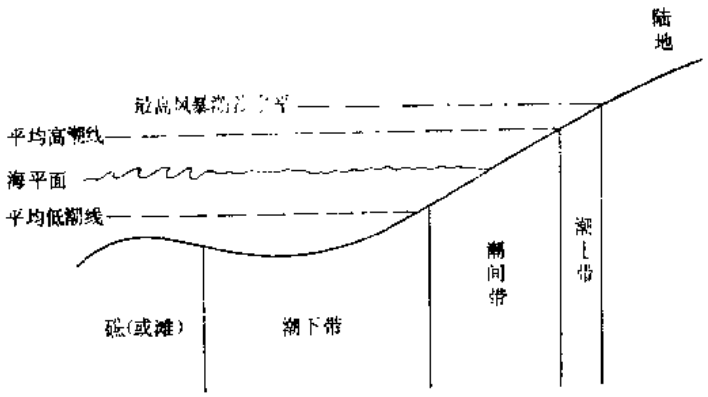


图5-1 环潮汐带的划分

潮汐带各部分的最大区别是它们暴露于大气的时间不同，也就是被水覆盖的时间有别。据金斯伯格等人（Ginsburg, Bricker, Wanless, Garret, 1977）在巴哈马两年的连续统计，发现潮上带每年90%以上的时间暴露于大气，潮间带每年80—20%的时间暴露于大气，潮下带每年10%以下的时间暴露于大气（仅指潮下带上部紧连潮间带的部分）（图5-2）。

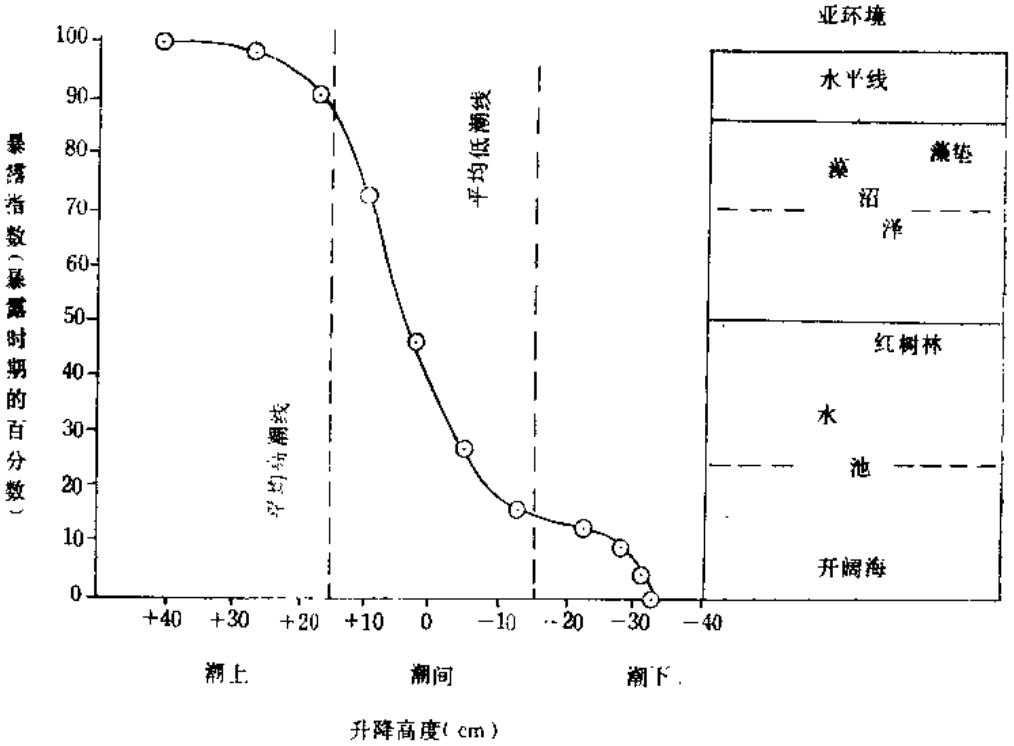


图5-2 巴哈马潮汐带暴露于大气的统计曲线

（据Ginsburg et. al., 1977）

潮下带 虽然潮下带总是在水下，但是覆盖的海水比较浅。海水具有正常的盐度和正常的海岸动物繁殖，底部有缓和的波浪作用。

潮间带 是正常低潮和高潮线之间的地带，生物学家认为潮间带是海岸带的同义词。潮间带为每日潮（昼夜潮或白日潮）或按双日计算（半日或半白日潮）的潮水泛滥所覆盖。

潮上带 位于环潮汐带的上部，紧靠平均高潮线而不高于最高风暴潮汐的水平线。

虽然以上各带易于划分，但值得注意的是所指的参考界面不是固定的平面，另外这些带的定义也不是指潮汐范围。

（二）潮汐作用和潮汐沉积

当潮汐上升时，引起潮水流，称为涨潮流。涨潮流开始水流运动时的起始点称涨潮憩（flood slack）（图5-3）。由落潮产生的潮汐流称退潮流。退潮流开始水流运动时的起始点称为退潮憩（ebb slack）（图5-4）。

在海岸带，潮汐作用产生潮汐坪和潮沟。在潮汐坪上，潮汐上升和降落常形成广泛的水席，而在潮沟中则聚集成水流。很细的砂、粉砂以及粘土堆积在潮坪上；粗砂、骨骼碎屑和其它大的颗粒则成为滞后残留物集中在潮沟中。

潮间坪上的细粒沉积作用，受沉降滞后和冲刷滞后两种机理的控制。

沉降滞后是指当水流接近高平潮时，其速度减小，在扰动悬浮中维持的一定量颗粒开始

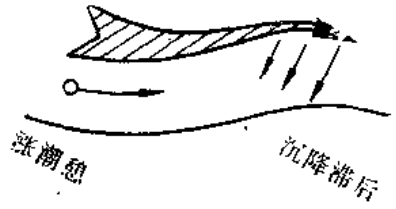


图5-3 潮汐作用涨潮时水运动特点
大箭头表示水运动速度的变化

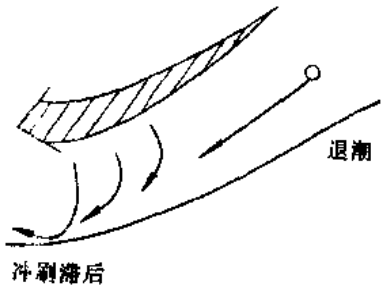


图5-4 退潮时水流运动特点
大箭头表示水运动速度的变化

向底部沉降，伴随着水和悬浮颗粒继续向前推移，颗粒则不断下沉（图5-3）。

冲刷滞后系指颗粒在底部停留或被挖起再悬浮在后来的水流中。它的产生取决于底部的类型和后来水流的速度。在任何情况下，由于尤尔兹特勒姆效应，挖起颗粒的最小侵蚀速度要大于最小悬浮速度，即需要保持颗粒呈悬浮的水流速度。随着退潮水流的下降，水流速度越来越大，最后水流速度大到掘起底部沉积颗粒，使颗粒再悬浮起来（图5-4）。

（三）生物作用对潮汐沉积的影响

生物作用对沉积物的影响，包括粘合表面，制造球粒，形成痕迹、足迹和生物扰动构造等。另一方面是骨骼物质的分泌和破碎。当陆源沉积占优势时，骨骼碎屑的破碎和分泌作用影响不大。然而在热带气候的环潮汐沉积中，陆源碎屑沉积物所占比例很少或没有，上述两种生物作用成为供给沉积物的主要因素。

有四种不同的生物种类使环潮汐沉积物稳固：（1）藻垫；（2）适应广盐度变化的海草；（3）红树林；（4）贻贝。

藻垫能够适应于宽广的盐度变化，而且经常暴露于大气。许多生物，特别是*Certthid*，在藻垫上吃草。这些腹足类集中在“硬壳”上，能够经过新鲜的藻垫推进，新鲜的藻垫仅生长在球粒分布地区以外向陆一侧。但是*Certthid*的适盐性比藻垫小得多。所以在正常盐度海水中，*Certthid*和其它食藻生物占优势，而不存在藻垫。当盐度升高，无论是潮下带、潮间带或潮上带，*Crithid*都不能适应，而蓝绿藻则繁盛起来。由此可见，盐度、食垫生物和藻垫之间存在一定的关系，这种关系从早寒武世以来就存在。但是蓝绿藻具有相当长的地质历史，可延伸到前寒武纪时期。因此，在腹足类和其它食藻生物出现之前，藻垫不局限于超盐度的水中，而能够不受干涉地广泛分布在所有的环潮汐环境中。

海岸之后通常是泥坪，暴露于大气6小时之后，适盐度较广的海草*Spartina*在这里仍可以移动，在泥坪上形成封闭的沼泽草地。这些盐沼草接近于水面生长，保持水平分布，并与平均高潮痕迹相符。在热带气候中，环潮汐带向陆边缘与红树林紧相连。红树林可以使附近的堡坝不渗透，这是因盐沼和红树林席以及泥炭具有非常丰富的植物碎片所致。

少数环潮汐沉积环境中的沉积物，包括某些潮沟中的沉积物，是移殖的蓝贻贝形成的。每个贻贝依靠分泌出薄薄的物质而固着于底部，相当坚固。如果有充分的贻贝在礁石坝上，就能够阻止强流而不被移动。

（四）潮汐带的类型

由于气候和水文条件的差异，潮汐带可以分为两种类型，即潮湿型的潮汐带和干燥型的

潮汐带（图5-5）。

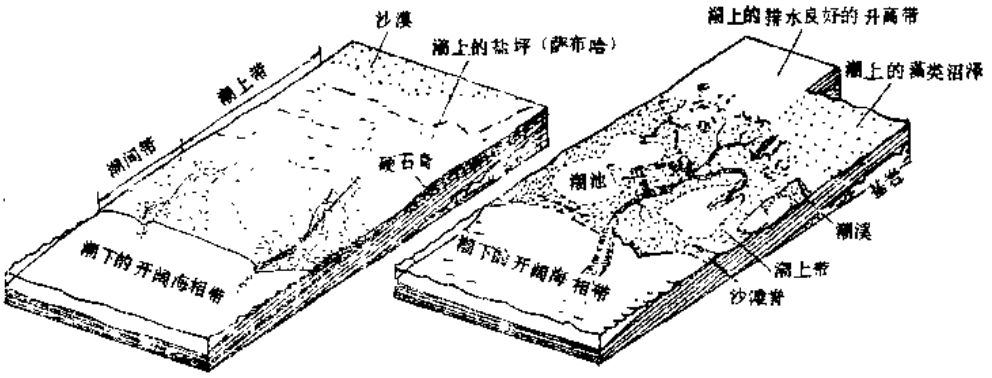


图5-5 两种类型的潮汐带，左图为干燥类型，右图为潮湿类型

（据James, 1977）

潮湿型的潮汐带：处于潮湿气候带，蒸发量小于降雨量和流入海洋的水量，因此潮沟、潮池和藻类沼泽比较发育，同现代的巴哈马群岛相似。

干燥型潮汐带：处于干燥气候带，蒸发作用非常强烈，蒸发量大于降雨量和流入海洋的水量，因此潮沟和潮池不发育，藻类沼泽很少见，相反可以见到盐坪和盐沼。常与沙漠陆地相连，与现代的波斯湾相似。

二、潮上带沉积环境

潮上带暴露于大气每年达90%以上的时间。潮湿型的潮上带包括潮沟、天然堤、藻类沼泽等亚环境。该带仅受风暴潮汐影响，常形成风暴潮汐沉积，其形式是表面一层厚达数厘米的壳，并由于干缩而破裂成不规则的多角形块，有时可以缩卷起来，有时可以形成锥状构造，或者完全被剥离而成为扁平卵石角砾铺成的“地面”。在现代潮坪上，碎屑经常由隐晶质文石或方解石胶结，并且含有大量的（25—50%）细粒结晶质白云岩。

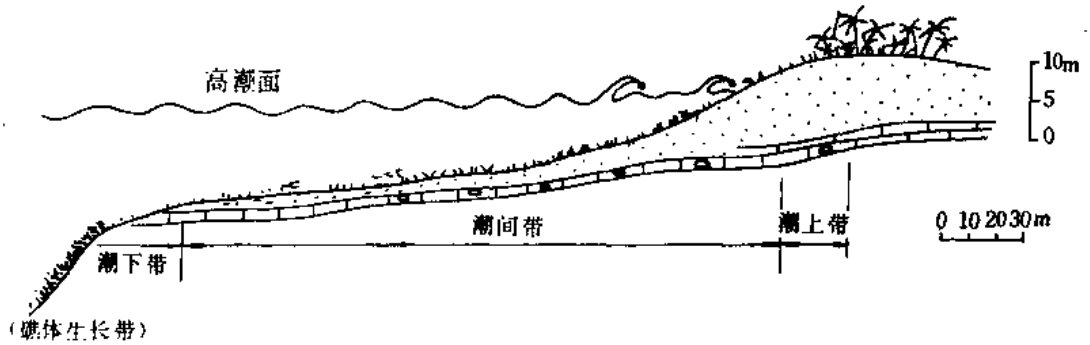
潮上带向陆地的部分可能逐渐过渡成各种陆地环境。对于潮湿型的潮上带来说，其终端部分是：（1）基岩升高而没有沉积作用的地区，岩石表面发育有广泛的陆上硬结成岩作用和钙质层（钙质砾岩壳）；（2）发生沉积作用的地区，其中一种是多雨地区被藻类沼泽占据的低凹环境，一种是排水良好，通常是微微升高，很少有沉积作用的地带。

雨季时被淡水淹没的藻类沼泽是藻垫生长的理想环境。藻垫周期性地被特大风暴冲来的沉积物所埋藏，因此保存下来的纪录是与风暴层交互成层的厚的藻垫。随着进一步干旱，潮上带就干涸了。如果地下水中氯含量经常保持在39‰以上，胶结作用就是常见的现象，特别是文石胶结作用更常见。如果从内陆不间断地输送来少量淡水，从而冲淡了超咸的地下水，胶结作用就更加普遍。

在排水较好的地带，潮上带环境是一个风蚀面，偶尔被潮溪的上游段所切割，有时被上升的毛细管水弄湿，并被薄膜状藻垫所覆盖。冲刷过的和有波浪作用的沉积物很常见，碎屑外皮有时裹着藻类，形成小的藻灰结核。

潮湿类型的潮上带可以坦桑尼亚的达累斯萨拉姆热带潮坪为例，那里海岸带分为海积型（图5-6）和海蚀型（图5-7）两类。

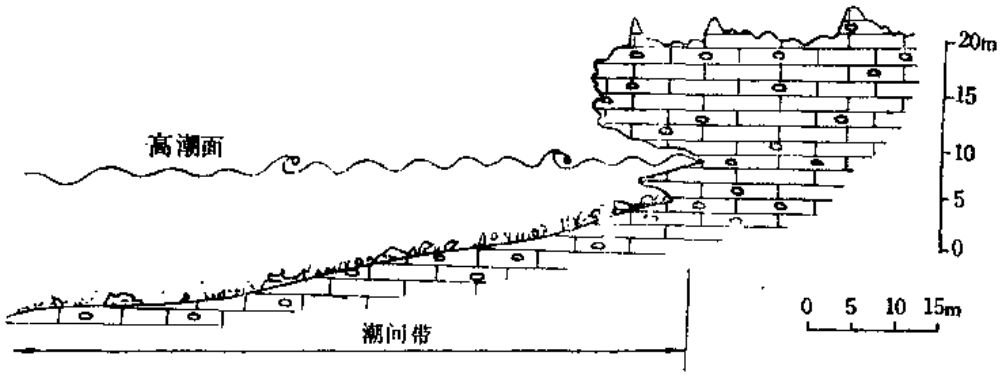
海积型海岸带的潮上带宽5—50m，向海一侧倾斜，坡度达15—20°。除暴风潮之外，长



牡蛎海湾 (Oyster bay) 岸礁现代礁坪沉积

图5-6 达累斯萨拉姆牡蛎海湾剖面图

(据刘焕杰, 1980)



牡蛎海湾岸礁现代礁坪沉积

图5-7 达累斯萨拉姆牡蛎海湾剖面图

(据刘焕杰, 1980)

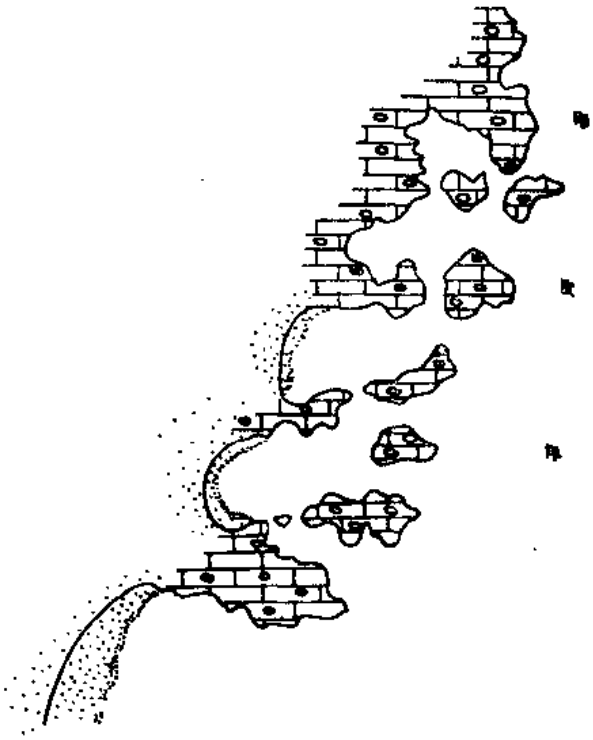


图5-8 达累斯萨拉姆牡蛎海湾海蚀型海岸带景观示意图

(据刘焕杰, 1980)

期暴露于海面之上。沉积物为细—中粒生物砂、生物粉砂，分选好，圆度中等，全部由珊瑚及贝壳碎屑组成，尚含细、粉砂级石英。海岸带常常有沙堤分布，平行海岸线延展，高出海面约5m，沉积物亦为中—细粒生物砂屑组成。潮上带有大量蟹类繁殖，构筑许多洞穴，多呈垂直状，少量呈倾斜状，洞口形成大量球粒。上部生长大量椰林、少量灌木以及草本植物。

海蚀型海岸带几乎没有潮上带，海岸岩石为原生礁，潮间侵蚀作用显著，形成海侵崖和浪蚀洞。海蚀崖高出海面可达20m，潮间浪蚀洞水平内切深度可达5m，洞内可见钟乳石。海岸原生礁岩溶作用显著，形成大量溶沟、石芽，以致残丘、孤岛，成为具有“岛海式”海岸地貌景观（图5-8）。海蚀崖及浪蚀洞壁上有大量牡蛎、腹足类、石鳖、帽贝、蟹类繁殖。

干燥型潮上带则明显不同于上述潮湿型潮上带，波斯湾阿布扎比地区是典型代表。那里在高潮水面以上是海滨萨布哈。现代沉积学研究最大的进展之一是萨布哈成岩作用的发现，特别是关于石膏、硬石膏和白云石在地下孔隙中的生长。

舍尔曼（Shearman）率领的伦敦帝国科学技术学院的一个小组集中研究了阿布扎比地区。金斯曼（Kinsman，1964，1966），巴特勒（Bntler，1965，1969），肯达（Kendau，1965，1968）和斯基普威思（Skipwith，1966，1968）的论文，为研究阿布扎比奠定了基础。由于这些荷兰人和英国人的努力，对鲳砂洲和泻湖的沉积作用、沉积物类型与深度之间的关系有了认识，尤其对潮上盐坪白云石和石膏的生长取得了新认识。

阿布扎比地区气候酷热，夏季温度可达60℃甚至更高，蒸发作用强烈，在泻湖外侧发现盐度高达45ppt（Sugden，1963），而在泻湖内侧变化更大，盐度达54—67ppt（Evans and Bush，1969）。降雨少而急骤，特别是靠近阿曼山脉，雨水能泛滥到萨布哈并溶解盐壳，也会冲淡泻湖水。年降雨量变化大，在1958—1964年期间最多达6.3cm，最少是0.33cm。露水可使湿度增高，植物得以在砂丘上生长。

整个阿布扎比地区可遭到风蚀和风积，甚至灰泥质萨布哈也基本上被几厘米厚的风成碳酸盐砂所覆盖。风蚀深度取决于毛细孔隙水的数量。灰泥质萨布哈由于具较高的含水量而耐风蚀，灰砂质萨布哈则更耐风蚀。涨潮时的风驱水流也影响侵蚀作用。萨布哈表面在大部分时间里是干的，潜水面稍微在海平面以上，主要位于地面以下0.3—1.2m的深度，并向海缓缓下倾。在内陆，其深度相当稳定，但向藻坪易受潮汐涨落的影响。

萨布哈的沉积物是在孔隙水中形成的，或者由原始沉积颗粒交代而成。新矿物所产生的晶体生长压力相当大，以致于在多处萨布哈地面可被抬高0.3—1m（Kinsman，1964）。这些自生矿物有：石盐、文石、方解石、石膏、硬石膏、白云石、天青石、菱镁矿、钙菱镁矿（$Mg_3Ca(CO_3)_4$）等。在卤水被蒸发干的地方，则石盐作为主要盐类而沉淀，留下的盐壳可厚达7—8cm；但当地面被潮水淹没或被雨水冲刷时，石盐迅速被溶解，因此石盐只能短暂保留。文石在藻坪上部1cm左右以胶结物方式生成，其习性是似针状。石膏在大多数藻坪沉积物的上部分布，有些几乎是纯的石膏晶体软块，在地面下延伸达1m（Kinsman，1964）。在萨布哈，石膏可占顶部沉积物的50%以上。硬石膏在萨布哈中常呈结核状出现，其直径一般从小于1mm到大于15cm不等，形状从球形到极扁平状。

在大陆和岛屿上，全部萨布哈沉积物都发现有白云石。灰砂中白云石很稀少，主要集中在原生的灰泥质萨布哈中。在海域的所有萨布哈沉积物中，普遍断定有细粒风成白云石。最早的自生晶体在藻坪—萨布哈的交接处顶部2－7cm的沉积物内，在潜水面以上的毛细带。在内陆这种矿物出现的深度至少增加到0.7m，分布于潜水面之下。在任何垂直剖面中，白云石和文石的数量有相反的关系。白云石呈小菱形和直径小于3μm的等粒形，其成分显出Ca稍过剩，从$Ca_{5.0}Mg_{5.0}$到$Ca_{5.5}Mg_{4.5}$不等。

综上所述，干燥型潮上带在沉积剖面上形成了碳酸盐岩—蒸发岩序列（图5-9）。

以上两类潮上带在古代都可见到。例如四川盆地晚震旦世、晚寒武世、晚泥盆世、中石炭世以及早、中三叠世，均有典型的潮上带碳酸盐岩—蒸发岩序列（白云岩—石膏、岩盐），常见有豹斑构造、“凝块状”构造，以及鸟眼构造和干裂。在四川盆地边缘峨眉山一带的中下三叠统，可以看到由碳酸盐岩—碎屑岩序列组成的潮湿型潮上带沉积。又如美国纽约莫哈乌克谷（Mohawk valley）的下奥陶统特里比斯小丘（Tribes hill）组潮上带，具有三种岩相：（1）斑驳的长石质白云岩；（2）纹层状长石质白云岩；（3）白云岩。无化石，含沥青物

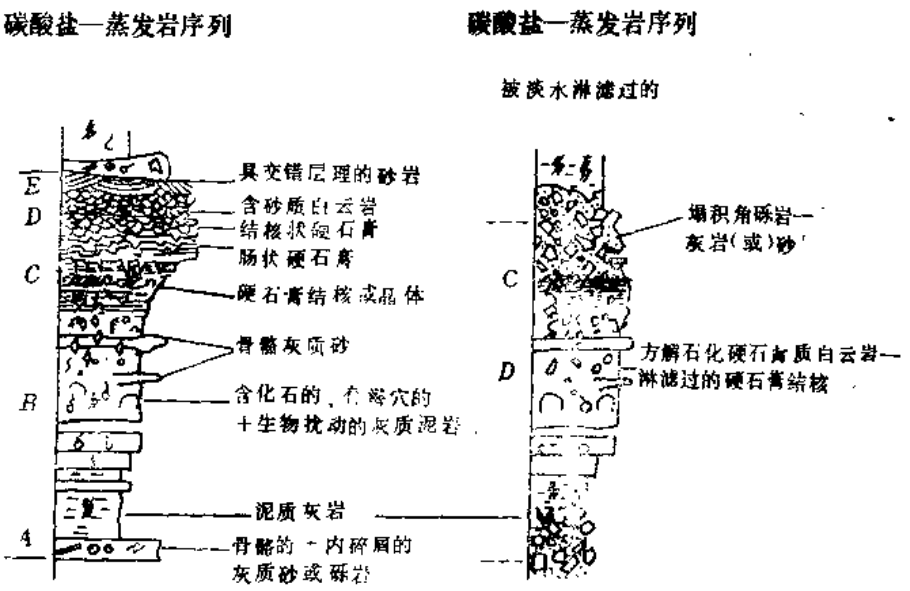


图5-9 理想的干旱环境潮上—潮间带碳酸盐—蒸发岩序列

右图中因淡水淋滤，蒸发岩被溶解掉，形成塌陷角砾岩，而下部则发生方解石化作用

(据James, 1977)

质，具叠层石、鸟眼构造。

三、潮间带沉积环境

由于潮上带窄而沉积物薄，与潮间带密切相连，所以许多人把潮上带和潮间带统称为潮坪。现代碳酸盐潮坪以西澳大利亚沙克湾狭窄的大陆架和海湾、波斯湾南岸和巴哈马浅滩的广阔大陆台地为典型例子。主要组成部分见图5-10。它们的共同特点是出现在受保护的位置上，不受大洋海浪影响，但仍受到潮汐和剧烈风暴的影响。这个独特的环境通常是由于存在着一个由灰质沙滩构成的半保护性的沙堡，沙堡同礁体和(或)岛屿局部相连，通常又被潮沟切割，而潮流则经潮沟高速流出。因此潮坪出现在两个部位：(1)在沙堡露出海面的沙滩顶上和背风一侧的小平台上；(2)沿岸泻湖的大平台。所以，潮坪的出现是与高能砂体和低能灰质软泥这两种各自独立的碳酸盐沉积物相伴生的。

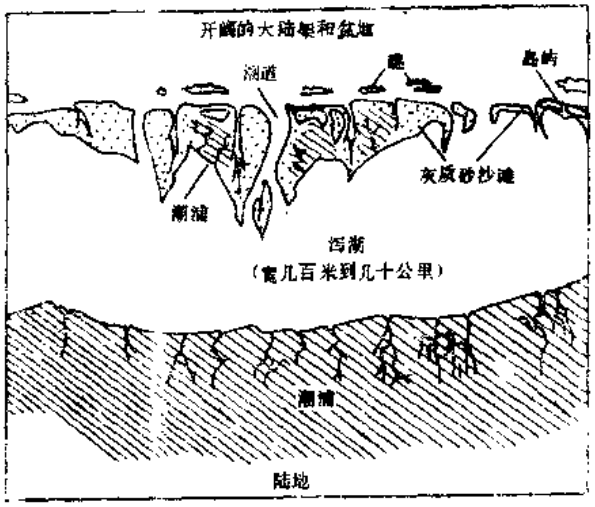


图5-10 现代潮坪组合体几何形态平面图

(据James, 1977)

潮间带环境，尤其是岩石海岸和海滩的潮间带，通常就是从大海到陆地的逐渐过渡带。在宽阔的、逐渐倾斜的潮坪上，潮间带也可以是一个由许多亚环境构成的复杂地区。根据气候条件，潮间带可分为两种类型，即潮湿型的潮间带和干燥型的潮间带。前者潮坪被由天然堤构成两岸的许多潮溪所切割，位于潮溪之间的略低凹的小洼地是潮池（每次潮水涨落期

间，潮池灌满，后又半空），而在整个这一组合的前缘则是沙滩上的小沙脊或侵蚀台阶（图5-5）。此种潮坪以巴哈马群岛为代表，那里有许多潮溪、天然堤和潮池，有明显起伏（约1m）。后者潮坪有极少数浅而短的潮溪。此种潮坪以波斯湾为例，那里潮溪较少，起伏较小，几乎全部潮坪都是真正的潮间带。

潮间带沉积物具有其它环境的沉积物所没有的三个突出特点：（1）具有藻垫；（2）不规则的到平整的纹理（隐藻类层状体），具有网格状孔隙；（3）具有干裂。

藻垫是生长在沉积物顶面上的胶状到席状的蓝绿藻席片，被广泛地认为是潮间沉积环境的标志。可能出现在整个潮间带，但其确切分布受气候和生物动态平衡控制。在干旱地区，藻垫不能够超过潮间带之上而进入潮上带生长。在雨量多的地区，由于潮上带是潮湿的或者常被淹没，所以藻垫可以进入潮上带茂盛的生长。其下限变化更大，似乎受以藻类为食的腹足类的控制。在盐度正常地区，藻垫不可能达到潮间带以下，因为可被腹足类吃掉；在盐度过大的（对腹足类是致命的）地区，藻垫将向下生长到潮下带。此外，只有在暂时或永久稳定的海底，藻垫才形成群体，在移动着的砂土上则不能生长。虽然藻垫可能随着时间的推移而自行消失，但是其生物沉积构造以及似层状网格的特殊细孔（即鸟眼构造）却保留下来。这些细孔是不规则的、拉长的，大多数为近似水平的席片状空腔，无明显支撑物。它们是由于生物被埋葬后腐烂而成，当然也不能排除受圈闭的气体和收缩而造成孔穴。

潮间带沉积物可以分为两部分，即下部潮间带和上部潮间带。

下部潮间带的沉积物具有许多潮下带特征，通常发育有很多潜穴，并被生物所搅乱。不过在超咸地区，沉积物表面蒙着一层厚的藻垫，往往具有干旱形成的龟裂，藻垫底下的颗粒由于处在还原环境而变黑，被钻孔的藻类改造成为灰质软泥的小丸粒。在超咸的潮坪上，潮池和潮溪助长藻垫到处生长，藻垫生长旺盛时的水深可超过紧邻的滨外地区水的深度。因为潮池中盐度较高，当接近正常海水盐度时，潮池中滋生着种类有限而数量甚多的有孔虫类和腹足类动物群，腹足类阻碍着藻的生长。

中部和上部潮间带的沉积物通常是浅灰色到浅褐色（氧化环境），具有良好的网格状孔隙结构（藻垫生长情况反复变化而成），颗粒是经过分选的（风暴沉积），并且有干旱形成的干裂（长时期的暴露）。一般说来，自下到上，藻垫的生长都是良好的：下部是厚的带状藻垫，形成直径几厘米到1m的干裂，裂隙下部被灰质软泥所充填；中部是较薄的带状藻垫，具有鼓起成疱并卷成皱纹状的表面；上部有卷缩、揉皱和裂开的藻垫。层理通常是不规则的，尤其是藻垫和经风暴分选的颗粒层交互出现的上部带中更是如此。

上部潮间带的沉积物在某些环境中为干透了的灰泥软泥薄片；而在另一些环境中，藻垫下面沉积物的石化深度可达10cm。

虽然整个潮间带环境中的沉积物通常都有纹理，但是它们被昆虫和蠕虫造成的小管，蟹和其它甲壳纲动物造成的较大的管穿得到处是窟窿。沉积物也可能被丰富的耐盐植物的浅根系所穿透。

在前寒武纪和早古生代沉积物中，典型的潮坪特征是龟裂、纹理和具网格状结构的沉积物等，都在潮间带的底部出现。在晚古生代的沉积物中，下部潮间带由于大量吃草和打洞的生物扰动（除非水体是超咸的），使沉积物变得均质化。因此，这种潮间带沉积物的特征，只记录在中部和上部潮间带的沉积物中。

如果潮坪上有大量的潮沟，那么潮沟的前后迁徙也可能破坏某些潮下带的特征，而形成部分向上变细的序列（很象河流沉积序列），底部为骨骼灰质砂。

在有网格结构出现的地方，这种结构就表现出分带性：下部潮间带环境为水平到纹层状（平滑的藻垫）；中部和上部潮间环境是不规则的并且在某些情况下是垂直的（小脓疱状的、褶缩和卷缩的藻垫）；接近顶部处，干旱龟裂最为发育，这种现象显然是同胶结作用同时发生的。作为潮上带的特征之一，还有很平整的纹层状堆积或有具扁平卵石的角砾岩。

根据沉积物类型，可以把潮间带沉积划分为四类，分述如下。

1．潮间带泥坪　吉尔德（Guild，1978）把这种类型的潮间带称为多泥的序列。它以碳酸盐泥为主，含有少量钙质颗粒以及藻垫。发育有干裂、鸟眼构造和良好的纹理构造，以及虫迹和垂直潜穴。这种类型的潮间带可以是开阔、平坦的，也可以是在障壁岛之后的。此类潮间带到处可见，如四川盆地峨眉山中、下三叠统潮坪碳酸盐沉积（张继庆，1980），湖南衡东石峡中泥盆统棋梓桥组(图5-11)和美国阿肯色奥陶系潮间带沉积等。

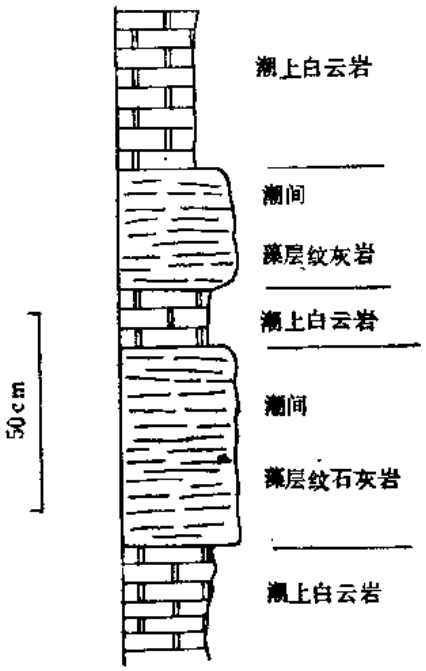


图5-11　湖南衡东石峡潮间泥坪
（据宜昌地质矿产研究所，1980）

2．潮间带碎屑-碳酸盐砂坪　这类潮间带是河流和潮汐作用周期性交替而成。其沉积物由砂、页岩和颗粒亮晶灰岩组成。在砂、页岩中具有潮汐沉积所特有的透镜状层理、羽状层理、波状层理及不均衡压力形成的重压模和包卷层理，还可见到大量的虫迹和潜穴。潮汐水从潮下带将颗粒运到潮间带，并将灰泥簸选干净，形成颗粒亮晶灰岩。这种类型的潮间带发育于潮湿气候带，在许多地方均可见到，如我国滇东、黔南及桂北上二叠统沉积相，四川盆地峨眉山中、下三叠统潮坪碳酸盐沉积。

3．潮间带藻碳酸盐　这是一种常见的类型，特别是显生宙以前尤为发育，现代沉积也可见到典型的实例如澳大利亚西部的沙克湾，这里藻碳酸盐的研究很详细，许多地质学家进行过大量的工作(Loogan，1961，1974；Ioogan和Cebulski，1970；Ioogan，Read和Davies，1970；Hagan和Ioogan，1974；Davies，1970；Brown，和Woods，1974)。

在澳大利亚西部沙克湾，尽管藻碳酸盐在浅水台地中出现，但潮间—潮上带是藻垫主要的生长地。潮间—潮上带台地的环境又可以分为三类，即岩岬和岸；浅滩和潮间砂坪（被保护的小湾）；潮汐—潮上带砂坪。

在这里影响藻垫生长的环境参数有：（1）盐度；（2）潮汐地下水的化学性质；（3）潮汐；（4）波浪。

盐度：藻垫在整个沙克湾的潮间带表面都可见到。这里的盐度通常小于53ppt，而哈梅林水潭的盐度则由53到65ppt，有的交替隔开的潮汐水池盐度可达90ppt。

潮汐地下水：围绕哈梅林水潭的潮间带都是超盐水。向陆地延伸的潮汐地下水，在潮汐和风暴洪水时获得补充，补充频率基本上取决于海拔高度。由于强烈的蒸发作用（230m/a），因此向潮上带浓缩作用增加，形成卤水。蒸发作用沉淀的固相序列是：文石—石膏—石盐。在广阔的潮坪上，藻垫可以生长在超盐度的水中，也可以生长在文石区、石膏区、石盐区和

淡化的地区，但隐藻组构和构造主要局限于超盐度和文石沉积地区。在中等盐度条件下，藻垫变得很薄。在石膏区，石膏的结晶作用可以破坏早期形成的隐藻组构和纹层。

地下潜水层的位置是厚藻垫生长的一个重要参数。厚藻垫仅生长在潮汐地下水紧挨地表的地方。当潜水面向地表下移动时，则藻垫集中分布于潮间带下部和中部，而潮间带上部和潮上带则覆盖着薄而干缩的藻垫和喜盐植物。

沙克湾潮间带的垂直间距为1—1.5m，并可划分为下部、中部和上部。最大的波浪是：H = 1m，L = 12—15m，T = 2--4s。波浪对藻垫形态有很大的影响，藻垫延伸方向与波浪传播的方向平行（通常垂直于岸边）。

藻垫由蓝绿藻组成。它生活在光合带底质上，成垫，生长的表面藻分泌粘液，分泌情况能影响增长速度，形成的组构可以阻止沉积物受侵蚀。哈梅林水潭的藻垫可根据颜色和表面结构分为七种类型（表5-1），这些类型的藻垫是具有各种藻种、丝状体与单细胞的比例、各种数量粘液和不同的生活习性；而且与所在沉积物的性质和数量有关。分类学研究表明，每个藻垫类型是根据单个种属确定的。

表5-1 哈梅林水潭藻垫类型

（据Logan, Hoffman, et.at., 1974）

垫	带	组构
薄膜	潮上带和潮间带上部	
疱状	潮上带和潮间带上部	分裂的窗格
丛林	潮间带中部和上部	扇形
脓疱状	潮间带中部和上部	不规则窗格颗粒骨架，窗格状
光滑	潮间带下部	细纹层状，窗格状
胶体	潮下带	粗粒纹层状，窗格状
凝胶的	潮间带下部和中部	纹条状

胶体藻垫：青白带浅黄褐色到灰色，厚度1—2mm，以直径1—3cm凸凹相连的胶体表面为特点。这种藻垫与绿藻*Acetabularia* sp. 有关。

光滑藻垫：青白带浅黄灰到褐色，大约1mm厚，表面光滑。这种藻垫含有大量的细颗粒，附着于垫上或胶结在丝状体的网眼中。光滑藻垫由*Schizothrix helve*的细小丝状体组成。

小脓疱藻垫：暗色、浅红褐色，表面呈粗糙乳头状，由似脓疱胶状物组成，直径大约为3cm，厚2cm。脓疱状藻垫主要由颗石藻（*Coccoidal*gal）组成。

薄膜状藻垫：呈暗浅绿、灰到黑色薄包壳状，出现在潮上带变硬的底质上。包壳由颗石藻组成。

丛状藻垫：浅绿、褐到黑色，厚1—5mm，以峰尖宽缓而凹的波状起伏的表面为特点，脊和凹各由不同藻类组成。

凝胶状藻垫：浅黄、褐色到绿色，呈光滑粘液垫，厚1cm。这种藻垫堆积形成纹层状泥炭，几乎没有沉积物。

水泡状藻垫：顶部暗浅米色，底部为绿色，光滑，厚度小于1mm。

在上述七种藻垫类型中，基本类型有四种，组成四个带（图5-12)(由上而下）：

（4）薄膜状（潮上带）；

（3）脓疱状（潮间带上部到中部）；

（2）光滑状（潮间带中部到下部）；

（1）胶状（潮间带下部到潮下带）。

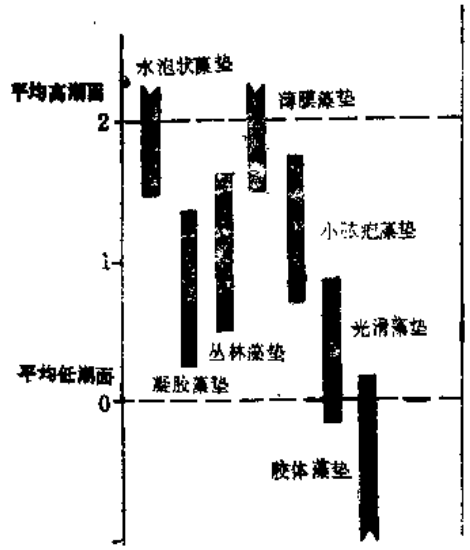


图5-12 藻垫类型的分带性与潮汐水位的关系
（据Logan and Hoffman, et, al.,1974）

这个分带性与干燥作用的梯度有关，受潮汐洪水排出的频率和潮汐地下水位等因素控制。

各类藻垫的组构特点如下：

胶体藻垫：具粗纹层状网格孔和粗而不规则状网格孔组构（5mm宽，10—30mm长）。

光滑藻垫：具规则纹理和层间透镜体状纹层。纹层厚0.5—5mm，呈光滑和平缓的起伏状，被微侵蚀面逐渐分开。纹层由不同成分，不同大小以及不同堆积方式的颗粒所构成。藻物质与沉积物比例不同。

小脓疱状藻垫：非纹层状到具有少量的纹层，中等不规则状网格孔隙组构。由球粒泥粒岩或内碎屑球粒颗粒岩组成。纹层不发育到块状，呈等度网格状孔，直径1—10mm，分布不规则，占总体积的40—50%。

薄膜状藻垫：球粒状表面，具纹层到没有纹层。

水泡状藻垫：局限于潮湿的潮上带。具纹层到厚层（风暴夹层），纹层厚1mm—5mm。

各类藻垫的构造特点如下：

胶体藻垫：分散的椭圆到圆形柱体，横截面由几公分到几米，混合成块体。有的柱体分叉。

光滑状藻垫：其构造可分为：（1）层状席；（2）脊-谷构造；（3）分散的椭圆和圆形柱体；（4）隐藻块（由于生物吞吃和波浪作用破碎而成）。层状席在不规则和起伏的地面上，呈几平方米的不规则的点席，厚可达1cm到0.5m。脊-谷构造具有延长的特点，长达20cm—3m，垂直于岸边，平行于波浪传播方向。分散的柱状构造通常出现在波浪漏流和潮汐流的地方，柱体构造呈分散状。柱横切面直径2cm—3m，高达2cm—2m，横切面形状呈椭圆到圆形。柱体起伏大约高5cm—1.5m。

小脓疱状藻垫：脓疱藻垫形成的隐藻构造由球粒泥粒岩组成，具有中等不规则网格孔组构，与凝块石相似。其构造可分为：（1）层状席；（2）环状和新月形构造；（3）脊-谷构造；（4）分散的椭圆到圆形柱体；（5）不规则块状和圆盘状构造。层状席厚1—40cm，其分布面积由几平方米到几十平方公里。环形和新月形构造出现在浅潮沟切割脓疱藻垫的地带，外形呈环状和新月形。环状平面呈椭圆形，直径达100cm，高10cm。椭圆环平行于潮汐泾流方向延伸，垂直于岸边。分散的柱状构造更大，呈棍棒状构造，平面由椭圆到圆形，柱体直径由10cm—3m，起伏由20—60cm，有时可达1.5m。

丛状藻垫：生长在潮间带的上部和中部，呈层状带。厚1—30cm，分布由几平方厘米到近百平方米。向海岸过渡到脓疱藻垫带，有时也可以过渡成光滑藻垫席。

凝胶状藻垫：呈层状带，厚达1m，形成于几十平方米的洼地。

水泡状藻垫：呈薄层席状，在潮湿的上带分布，厚5cm，典型的是由纹层状石膏或内碎屑和球粒泥粒岩组成。

在潮间带，高达1m的柱状到棒状叠层石围在海岬的边缘上。在能量较高的暴露环境中，柱状叠层石突出的高度和海浪作用的强度成正比。侧向海岬逐渐变到低能的小海湾，该处

的叠层石比较扁长，其长轴方向同海岸线垂直。在潮池中，指状的柱状叠层石较多。

这就是近代潮间带藻碳酸盐沉积特点。沙克湾的实际资料表明，藻垫的适应能力很强，它不仅可以生存在正常盐度的海水中，而且还可以生存在超盐度的海水中。它的分布常受其它生物制约，如在正常盐度的海水中发育有腹足类，则藻被吃掉，构成生态平衡。藻垫的形态与沉积环境有密切关系，沉积物都明显地具有纹层构造和网格状孔隙。

潮间带藻碳酸盐岩在古代也非常发育。如我国的震旦系，北美、苏联等地都发育有大量的叠层石。我国震旦系叠层石具有各种形态的藻叠层构造（球状、锥状、纹层状、半球状聚环、波纹状等），而且也可以形成丘状、层状、礁状叠层石碳酸盐块体，潮间带常发育连续半球状叠层石沉积和分叉聚环柱粒状叠层石，其沉积序列如图5-13。

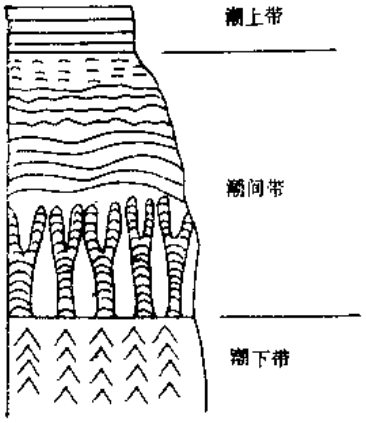


图5-13 潮间带叠层石典型微相组合图
（据孟祥化，1980）

4．潮沟沉积　潮间带除上述沉积类型外，还常可见到潮沟沉积。其沉积物底部常切割下伏潮坪的泥晶灰岩和生物泥晶灰岩，呈沟豁状，很像河流切割。沉积物呈充填状，潮沟下伏被剥蚀的岩块充填于沟底，岩块大小、形状变化较大，其直径可达0.25—1m。

潮沟沉积一般由内碎屑亮晶灰岩和生物内碎屑亮晶灰岩组成。内碎屑亮晶灰岩中的颗粒由下伏岩类（泥晶灰岩和生物碎屑泥晶灰岩）的砂屑到砾屑大小的内碎屑组成。生物内碎屑亮晶灰岩中含有丰富的化石碎片，往往混合有下伏岩类的内碎屑，局部地方有鲕粒。颗粒之间的胶结物局部成晶簇状方解石镶嵌结构，或由斑状方解石晶体及不规则状方解石镶嵌结构组成。某些化石碎片被淋滤溶蚀掉，又为晶族状方解石充填，发育有泥晶包壳（Bathurst,1966；Friedman,1964）。这些岩类局部发生白云石化作用，特别是在缝合线表面附近容易发生（因出现溶解作用）。离开缝合线，白云石以毫米到厘米大小或集合体状零星分布。白云石呈半自形—自形，局部呈斑晶和它形。方解石普遍发生重结晶作用，泥晶转为假亮晶(Folk，1965)，或变成残留结构的斑晶。

四、潮下带沉积环境

潮下带的范围前已指出，是平均低潮线以下直到台地边缘。其最大特点是长期处于水下。此沉积环境一般又可分为潮下高能和潮下低能沉积环境。波浪在这里开始起作用。

潮下低能沉积环境往往处于滩或礁之后（向陆部分）。强大的海流和波浪在这里由于滩、礁的阻碍而作用微弱，因此形成低能环境。由于海水循环不畅，加之蒸发作用，使盐度升高，形成泻湖，如巴哈马台地的泻湖。

这里沉积物最大的特点是以泥晶为主，缺乏大量的各种颗粒（鲕粒、骨屑以及其它砂屑）。常常可以见到球粒泥晶灰岩。生物不甚发育，常可见到双孔层孔虫(*Amphipora*)，以及藻钙球、绿藻屑、介形虫、有孔虫。有时可以形成双孔层孔虫灰岩（如湘、桂、粤中泥盆统棋梓桥组）。*Amphipora*呈长枝状沿层排列，横切面直径为2mm，长达20mm，含量大于30%，富集成厚1m或1m以上的灰岩。偶见小单体珊瑚、腕足类。基质一般为含骨屑的泥晶方解石，并含有钙球、介形虫、有孔虫等。还常见团粒。沉积物常呈块状、厚层状，具有水平层理、水平波状层理、波痕以及虫迹，偶尔可以见到网格孔构造。

潮下低能沉积环境在生物平衡允许的条件下，可发育有藻叠层石，多呈锥状(*Conophyton jacutophyton*)。根据哈弗曼（Hoffman，1976）的资料，加拿大前寒武系*Conophyton*可以延伸超过100m水深。

对于核形石(*Oncolite*)球形藻形成的水动力条件，至今还有争议。但是多数学者认为分布在潮下带。有人认为这种形态反映潮下带高能环境(Hoffman，孟祥化，1980)；但是塞利（Selley，1976）认为是潮下弱动能带的产物。根据对我国华北完县震旦系雾迷山组的研究，绝大多数*Oncolite*与泥晶共生，因此应该说它是潮下低能环境的代表。

潮下高能带波浪作用强，沉积作用发生在平均波基面以上，因此水动力条件具有簸扬作用，并形成颗粒岩。颗粒多种多样，由鲕粒、生物碎屑、内碎屑组成，胶结物为亮晶方解石。有时可以形成生物滩，成为生物碎屑亮晶灰岩；有时可成为鲕滩，形成鲕状亮晶灰岩。沉积物呈厚层到块状，有水流冲刷面及波痕。同样发育有呈墙状分布的藻叠层石。

五、潮汐带沉积模式

（一）藻碳酸盐的意义

由上所述，可以清楚地看出，无论是近代还是古代沉积，藻碳酸盐岩均广泛分布于潮汐带，尤其发育于潮间带。藻并非是潮汐带碳酸盐中的生物遗迹，它对潮汐带的沉积作用、成岩作用、沉积环境诸方面具有重要影响。因此，认识藻对于辨别潮汐带的沉积环境具有重要意义。

叠层石并非生物成因，而是钙质生物化学沉积作用和动力化学沉积作用的结果。古代藻类光合作用促进了碳酸盐的沉积作用；藻细胞和丝状体又具有粘性有机质膜，可以粘结和捕获水体中沉淀的碳酸盐微晶、泥晶和颗粒。经埋藏后，藻类生活作用停滞，有机质组分发生分解，从而形成具有纹理构造的碳酸盐沉积物，在显微镜下呈亮暗层交互。暗色为含藻细胞的有机质碳酸盐岩，亮层由方解石或碎屑组成。

藻植物仅生活在透光带，它通过光合作用从水体中吸收CO_2，从而促进钙镁碳酸盐的迅速沉淀。水体的水流强度和扰动强度提供了藻丝体粘结和捕获微晶、泥晶和内碎屑的条件。因此，藻叠层石是藻类

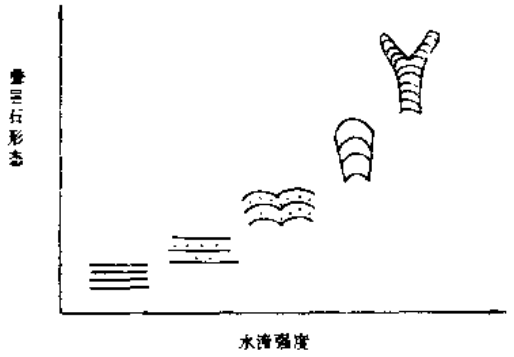


图6-14　叠层石形态与水流强度的关系
（据孟祥化，1980）

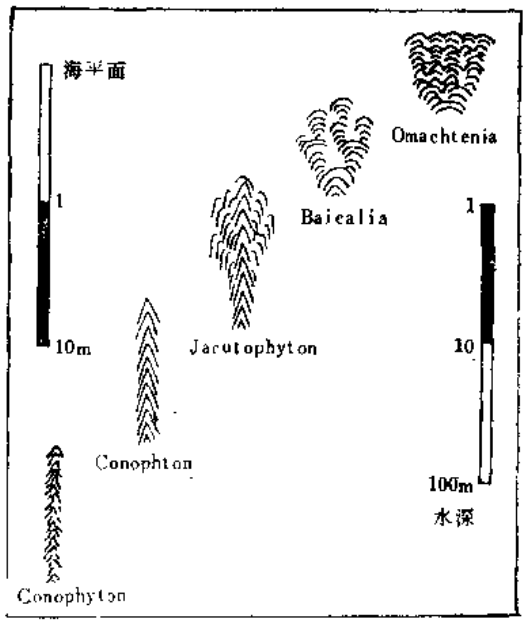


图6-15　叠层石形态与水深度的关系
（据Hoffman，1976）

光合作用及动力化学条件的标志。藻植物通过光合作用生长繁殖，因此具有向阳性，凸面向上。

藻叠层石基本上是依据形态来分类的。其形态变化与水深度、水流强度有密切的关系。随着水流强度加大，叠层石由水平纹层到波状纹层，直到柱状和分叉枝体（图5-14）。根据哈弗曼（1976）的研究，加拿大地盾西北部前寒武系的叠层石随着水的深度加大，由分叉的柱体变为锥状叠层石（图5-15）。普拉富德等人（Playford, Cockbain, Druce, Wray, 1976）把澳大利亚西部肯宁盆地泥盆系叠层后分为浅水叠层石和深水叠层石，两者具有不同的特点（表5-2）。

表5-2 肯宁盆地浅水与深水叠层石的区别

特　点	深水叠层石	浅水叠层石
形　态	缺乏网格状组构，一般为细纹理，多种多样形态集合体。	普遍具有网格状组构，一般是微弱纹理或不具有纹理，仅为柱体。核形石和网格状石灰岩。
产　出	以凝结层序为特点，在沉积斜坡上、下沉的礁以及异地块上生长。	没有凝结层序，在平坦石灰岩台地上生长。
有关的动物	远洋动物普遍。	与礁和生物层生物有关，特别是层孔虫和*Renalcis*
	某些形状取决于包裹的海百合和珊瑚。	海百合和珊瑚没有被包裹。
化学特点	在一定的形状中铁和镁沉积具有重要的意义。	铁、镁沉淀没有意义。
颜　色	普遍为红色或浅红褐色。	普遍为白色或青黄色。

正是由于藻叠层石与沉积环境的诸因素有关，所以不同形态的叠层石在各种沉积环境中具有一定的分布规律。如戈鲁比克（Golubic, 1976）在研究建造叠层石的生物作用时，指出波斯湾阿布扎比东北潮间带藻垫类型的层序为（图5-16）：a. 潮下凝胶状，*Phumidum*

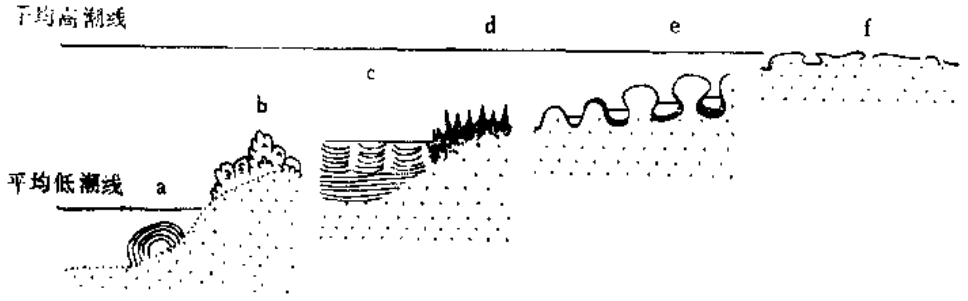


图5-16 波斯湾阿布扎比潮间带藻垫类型的次序
（据Golubic, 1976）

*hendersohii*具有纹理的软饼。b. *Entophysalis*的乳头状垫；c. 坪底垫.常有多角干裂，表示以*Microcoleus chthonoplastes*为特征的垂向不同的微生物群落。d. 尖塔高垫，也是一个混合式，以*Schizothnx spledida*为特点的多层群落。e. 泡垫，是c、d生态的一个变形。f. 皱纹垫，是接近萨布哈平原的d的残留变形。a分布于潮下带，而b、c、d、e则分布于潮间带，f分布于潮上带。这个分布规律与澳大利亚沙克湾有些近似。

唐纳逊(Donaldson,1976)在研究加拿大熊湖到科罗纳森湾地区的叠层石时，发现迪斯马尔湖组地层中沉积构造与某些不同类型叠层石有关。这些沉积构造都是沉积环境的标志，反映了不同的水动力条件和潮汐带的各种沉积环境，因此也反映了不同形态的叠层石在各种潮汐

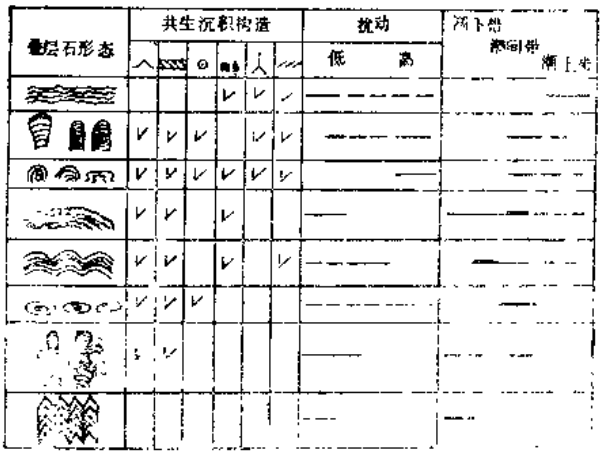


图5-17 叠层石形态与一般沉积构造以及沉积环境的关系

(据Donaldson, 1976)

～波浪 ▮交错层 ⊙ 鲕粒 ■◆盐和石膏 铸模人干裂 /// 层内砾岩

带环境中的分布规律（图5-17）。

（二）干燥型潮汐带——萨布哈

关于干燥型潮汐带——萨布哈沉积环境的自然地理和沉积作用特点，已在第二节潮上带沉积环境中做了叙述。这里就萨布哈的沉积类型特点作一介绍。

萨布哈是阿拉伯文的译音，其含意是盐坪。这个拼音在不同地区有许多差别，如法国人占优势的阿拉伯区和西班牙人占优势的阿拉伯区就不一样。萨布哈一词运用于滨海和内海，或大陆、盐坪（Kinsman 1969）。我国广大沉积学者也普遍运用这个译音，这个译音已成为专门术语，它表示干燥型潮汐带——盐沼。

萨布哈地貌形态一般是以很低的地表斜坡（<1/2000）为特点。潜水层位于地表以下1—2m。萨布哈地貌表面达到或维持风点平衡，所以其表面位置主要受地下水位的控制。萨布哈发育于风蚀砂供应有限的地方，而且基岩没有出露。海岸萨布哈是潮上带地表，它是在半干旱气候条件下由海退形成的。波斯湾特鲁西尔海岸的海退速度达1—2m/a(Kinsman, 1969）。滨海萨布哈的潮下带和潮间带沉积物为潮上带沉积物所覆。

萨布哈沉积类型，在潮上带，由于环境非常干旱，超咸的地下水高速度蒸发，导致形成自生蒸发岩，转而又提高了地下水中的Mg^{2+}/Ca^{2+}比值，并引起了沉积物的白云石化作用。如果地下水的成分始终保持在石膏沉淀作用的范围内，那么潮间带中的蒸发岩矿物就将生长为硬石膏结核层，成为具有特殊网状结构的复杂块体，以及成为扭曲成盘肠状外形的层。由于蒸发岩是呈斑状变晶生长的，所以主体沉积物往往被排挤到晶体的间隙中，早先的组构就被破坏，此时伴生的白云石化作用常常是强烈的，潮间带的沉积物和大部分潮下带沉积物都受到了影响。

理想完整的萨布哈沉积旋回，是由潮下带、潮间带和潮上带组成的，其沉积类型主要是白云岩、藻垫和石膏。由下而上为：潮下带藻粘结岩或颗粒岩；潮间带藻垫白云岩；潮上带硬石膏(图5-18)。如果该层序暴露于天然雨水时，则很容易发生溶解，形成塌陷角砾岩。

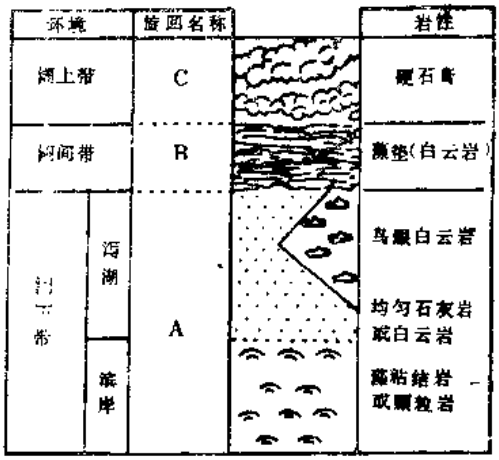


图5-18 一个理想的萨布哈旋回

(据Wood and Wolfe, 1969)

萨布哈沉积环境有数个现代实例。如波斯湾萨布哈，对其研究最为详细（Evars et.al., 1964; Illing et.al., 1965; Kinsman, 1966, 1969; Butler, 1969）。那里海岸萨布哈主要发育障壁岛之后的泻湖，叠层石是萨布哈旋回最后的典型沉积相。还有北非的萨布哈，同样发育白云岩相。另外还有美国得克萨斯的拉古纳玛得里(Laguna Madre)（Masson, 1955），巴哈马的安得罗斯岛（Shinn et.al., 1965），澳大利亚西部

的沙克湾、南部的库龙，墨西哥和加利福尼亚的包姚（Baja）（Holser，1966；Kinsman，1969；Phleger，1969）。这些同时期的萨布哈，分布于亚热带气候，地形为平缓的大陆架滨外面积和泻湖，逐渐为沉积物充填，形成潮上带表面。沉积物由纯海相碳酸盐到几乎纯的陆源粘土、粉砂和砂组成，与波斯湾有不少区别。

萨布哈沉积环境不仅见于现代，而且在古代也常有发育，如四川盆地三叠系、华北台地奥陶纪中的萨布哈沉积。这些萨布哈沉积环境普遍发育有白云岩—石膏相，其中结核状硬石膏在不少地区形成油气圈闭的盖层。

（三）潮汐带沉积模式

潮汐带沉积是复杂的，它由潮下带—潮间带—潮上带组成，是一个向上变浅的序列，这是环潮汐带沉积的一个基本特点。组成这个序列的三个单元（潮下单元、潮间单元、潮上单元）实际可以组合成如下类型，反映了各种不同的沉积环境（图5-19）：

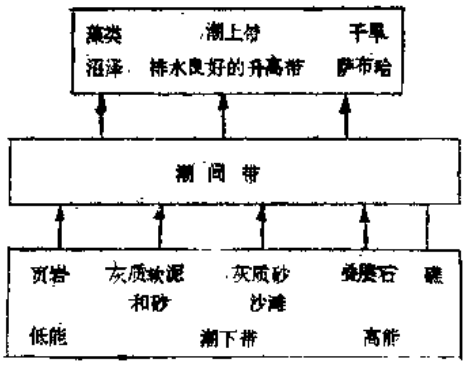


图5-19 环潮汐带碳酸盐岩各种可能出现的环境图解
（据Guild，1978）

1．碎屑岩-碳酸盐岩序列 其岩石组合是砂岩—砂、页岩—灰岩。此种沉积序列往往下部是碎屑岩，上部是碳酸盐岩（图5-20）。发育于潮湿陆缘滨岸区开阔而平缓的地貌环境，河流作用较强，常常与潮汐作用相互交替。如四川盆地峨眉山中、晚三叠世潮坪碳酸盐沉积就是一例。

2．藻碳酸盐岩序列 此类环潮汐带沉积在前寒武纪极为发育，如我国震旦纪碳酸盐沉积，几乎主要为藻碳酸盐岩所组成。国外也是如此，在前寒武纪藻非常发育。因此以藻碳酸盐为主的环潮汐带沉积，形成了藻碳酸盐岩序列。其典型微相组合如图5-21。潮下单元常是呈墙状延伸的锥状叠层石和纹层不显的锥状叠层石以及球形藻；潮间单元由柱状叠层石及波纹层状叠层石组成；潮上单元则发育有层状叠层石。

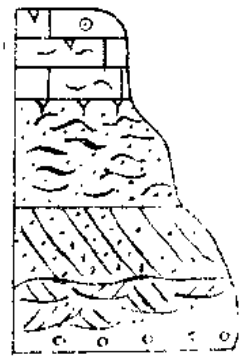


图5-20 碎屑岩-碳酸盐岩序列模式
（据孙肇庆，1980）

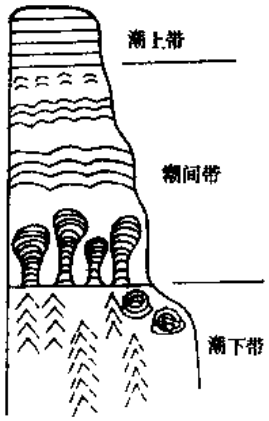


图5-21 藻碳酸盐岩典型序列微相组合

3．藻碳酸盐岩-碳酸盐岩序列 这实际是一个过渡类型序列，它所反映的沉积环境是萨布哈与潮湿型的潮汐带之间的特点，如湘、桂、粤中泥盆世晚期的潮汐碳酸盐岩沉积。这个序列由双孔层孔虫灰岩—纹层状灰岩—白云岩组成（图5-22），每个岩类都代表一种沉积环境。这一沉积序列往往出现在障壁岛（或礁）之后的位置。

4．碳酸盐岩-蒸发岩序列 这种环潮汐带沉积类型主要发育于萨布哈。在潮上带，出露

于非常干旱的环境中，并注满了超咸的地下水。超咸的地下水和伴随的高速蒸发作用导致了自生蒸发岩的形成，这种情况又转而提高了地下水中的Mg^{2+}/Ca^{2+}比值，并引起了沉积物的白云石化。这些作用发生在沉积物内部，如果地下水的成分始终保持在石膏沉淀作用的范围内，那么潮间带中的蒸发盐矿物就将生长为硬石膏结核层，成为具有特殊网状结构的复杂块体，以及成为扭曲成盘肠状外形的层。由于蒸发岩是呈斑状变晶生长的，所以主体沉积物往往被排挤到晶体间隙中，早先的组构就被破坏，此时伴生的白云石化作用常常是强烈的，潮间带的沉积物和大部分潮下带沉积物都受到了影响。

理想的萨布哈旋回如图5-18。

蒸发岩如暴露于天然雨水，就很容易发生溶解，并形成塌陷角砾岩。

下面通过两个现代和古代的著名实例来看看潮汐带碳酸盐的沉积特点。

（1）巴哈马安得罗斯岛西北部潮汐带沉积（Ginsburg, 1975）：这是全新世潮汐带沉积，它沿着安得罗斯岛西岸延伸160km。沉积物呈楔状，最大厚度4m。这里潮汐是半日潮，但明显地受风向和速度的影响。平均大潮差41cm，小潮差17cm，最大潮差95cm(1969, 1971)。这里气候属亚热带，潮湿，平均年降雨量为14cm。其沉积物由上而下顺序和特点如下：

自然堤　每年95%的时间暴露于水上。为粉砂和粘土粒级和球粒灰岩组成，具水平纹理，纹理厚0.1—1mm。在自然堤背坡上具有干裂和潜穴，干裂直径达1cm。

高藻沼泽　每年80—90%的时间出露在空气中。以藻碳酸盐沉积物为主，含有比上覆沉积物较粗的内碎屑，呈盘状，其直径可达5cm。发育有大量的蟹洞，有泥裂，直径达5—10cm。

低藻沼泽　每年60—70%的时间出露于水面之上。以藻碳酸盐沉积物为主，泥裂形成的泥饼比上覆的更大。具有内碎屑和蟹洞。

水池　又可分为红树林水池和开阔水池。最大的特点是具有强烈的生物扰动以及更大的泥裂，泥饼直径可达20—30cm。具有大量甲壳类和蠕虫的潜穴。

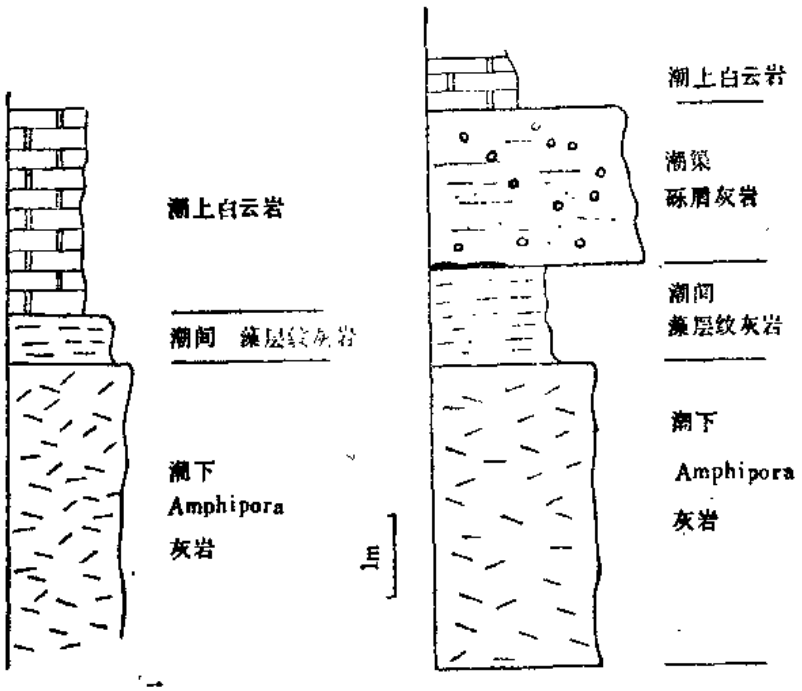


图5-22　藻碳酸盐岩-碳酸盐岩序列模式

（据地质部宜昌地质矿产研究所，1980）

水道：每年绝大部分时间是在水下。除有碎屑沉积之外，同样有大量的生物扰动（甲壳类动物和蠕虫扰动）。

(2)纽约州早泥盆世曼留斯地层所代表的潮坪碳酸盐岩沉积（Laporte，1975），曼留斯地层厚7—15m，是纽约州中部和东部的下泥盆统希尔德伯格组的基本单位。该组是浅水海进形成的含化石的海相石灰岩，厚100m。曼留斯地层记录了海进的潮坪和浅水潮下部位的沉积。曼留斯地层可以理想地判别出潮下、潮间、潮上三个相带(图5-23)。

潮上相带　该相带以球粒灰泥岩中具有不规则纹层、泥裂、鸟眼以及零星的介形虫贝壳为特点。纹理常常厚1mm，由方解石与白云石交替所构成，为薄沥青膜分开（图5-23左上）。

潮间相带　典型薄层和具有冲刷、充填构造的球粒泥岩和骨骼颗粒岩。化石有介形虫、竹节石、小石燕、腕足、分枝的苔藓虫；有大量U型和其它类型的潜穴，如食细粒沉积物的潜穴，食中、粗粒沉积物的潜穴。

潮间相带又可分为高潮间带和低潮间带。高潮间带泥裂明显，纹层较发育，U型和垂向潜穴发育，化石主要发育有竹节石、介形虫，还具有蓝绿藻垫（图5-23右上）。低潮间带则泥裂不明显，纹层不发育，有稀散的蓝绿藻垫和藻核形石；化石有竹节石、介形虫等；遗迹化石主要是食中粒和大粒沉积物潜穴，多呈水平状，垂直食悬浮物的潜穴很少（图5-23左下）。

潮下相带　是潜穴发育的沉积相。为球粒泥晶灰岩，具有层孔虫、小弧多皱珊瑚、腕足、苔藓虫、蜗牛，偶尔有珊瑚以及稀少的头足类（图5-23右下）。层孔虫常形成厚 2—3m 的岩层，延伸达几十米。潜穴很多，多呈水平延伸（图5-23右下）。

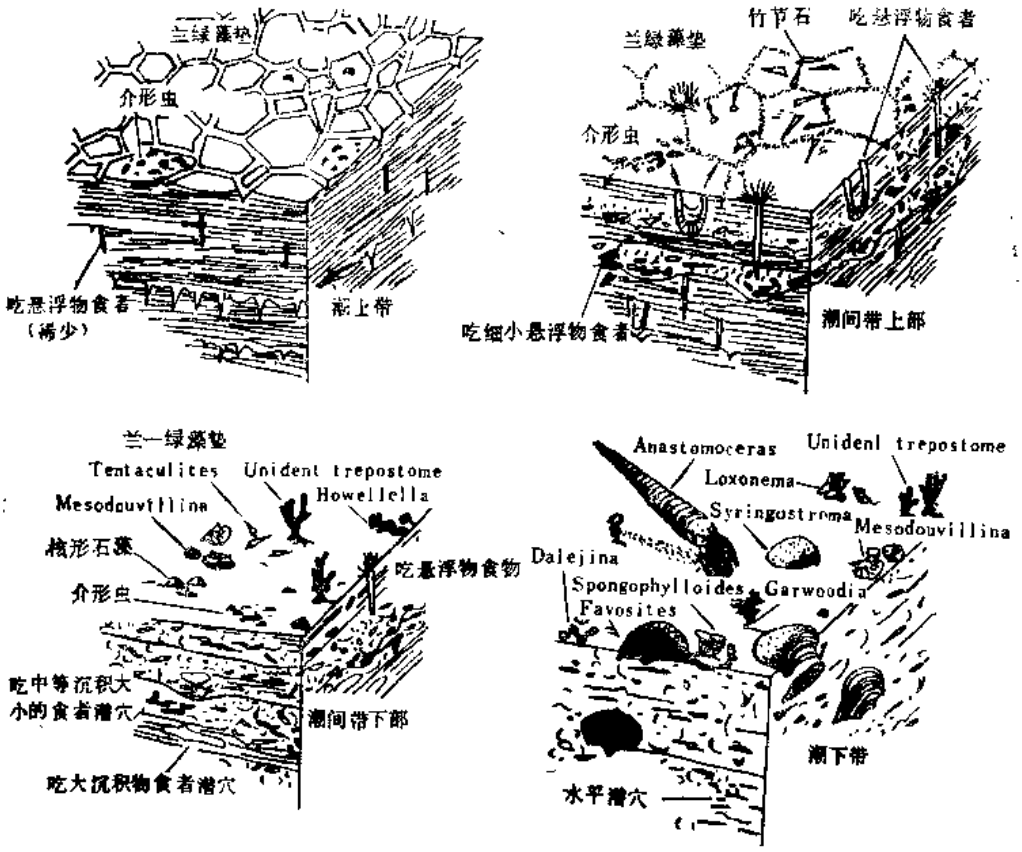


图5-23　美国纽约州早泥盆世曼留斯地层的碳酸盐岩潮坪沉积
（据Laporte，1975）

第六章　碳酸盐滩

一、概　　述

广大的海岸带以潮汐作用和波浪作用为主，是一个以低能为主的环境，其沉积体系以潮坪沉积模式为代表。

但是，海岸带除潮汐作用之外，还有风、波浪以及水流作用。风主要作用于后滩地带，其结果是形成砂丘。波浪主要作用于前滨。水流主要有沿岸流和裂流(离岸流)。在地形变化的影响下，上述作用常常互相干扰，形成复杂的水动力体系，结果常形成高能沉积环境，其产物就是滩和礁。

以波浪作用为主的海岸沉积体系，主要由疏松的沉积物组成，其外貌和内部常保留有潮汐作用和沿岸作用的痕迹。滩的较上部和较下部的沉积环境，波浪已不再占主要地位。横向上沿岸可由以波浪作用为主过渡到以潮汐作用为主。滩面比潮坪以更陡的角度向海方向倾斜，这是因为在滩脚处波碎带水流强烈扰动所致。向上过渡到沼泽带，为滩的上部极限，能量逐渐变弱。

滩带的宽度和陡度受日常波浪作用的影响，取决于波浪的大小和潮汐作用的高度、水流速度、以及沉积物的颗粒大小。

碳酸盐滩主要由生物碎屑和颗粒沉积物组成，以何物为主取决于物源和沉积环境。

碳酸盐滩有如下沉积类型：堡坝岛（障壁岛），沙嘴（海岬），非障壁岛地滩，以及孤立的岛滩（图6-1）。

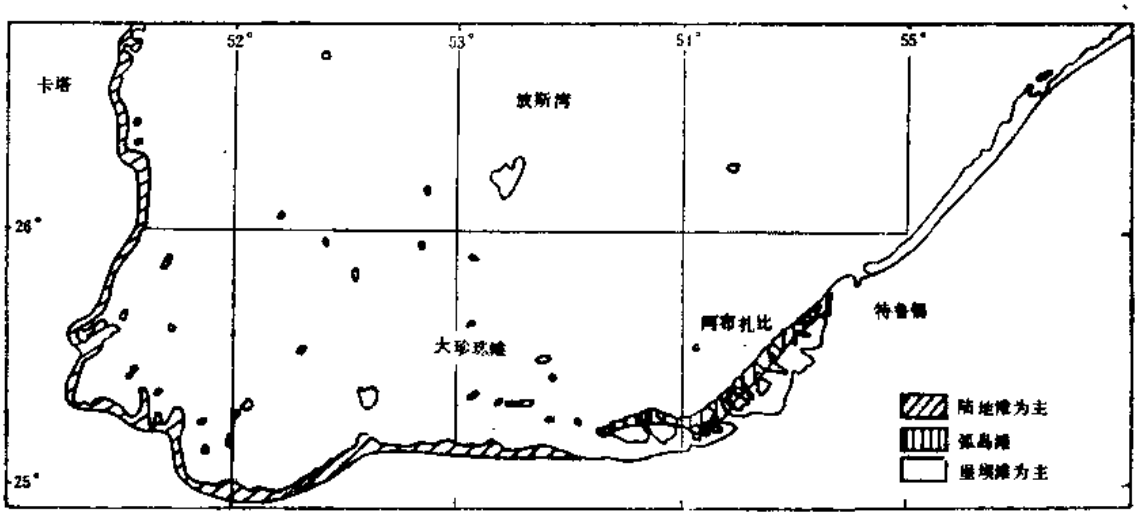


图6-1　沿波斯湾特鲁锡海岸发育的各种滩

(据Purser and Evans, 1973)

滩除分布于海岸波浪作用为主的地带之外，更主要的是发育于台地和大陆架边缘地区。后者由于滩处在有利的古地理位置，因此常形成重要的油气储集体。如美国二叠纪盆地油气并没有聚集在礁体内，而是聚集在礁后的滩中。

二、海岸滩的基本特征

（一）垂向层序结构

滩的沉积物以砂、砾级为主，泥质（或泥晶物质）从沉积物中被簸扬搬运到它处再沉积。前滨上部沉积物为分选好的砂，向较深的低能环境则渐变为灰泥质。前滨相常有少量较粗粒混入物，颗粒分选好（负偏态）。一般向下颗粒粒度变细，分选变差（图6-2）。最粗的沉积物分布于分界面的中部，分界面位于前滨下部和临滨上部之间的过渡带。

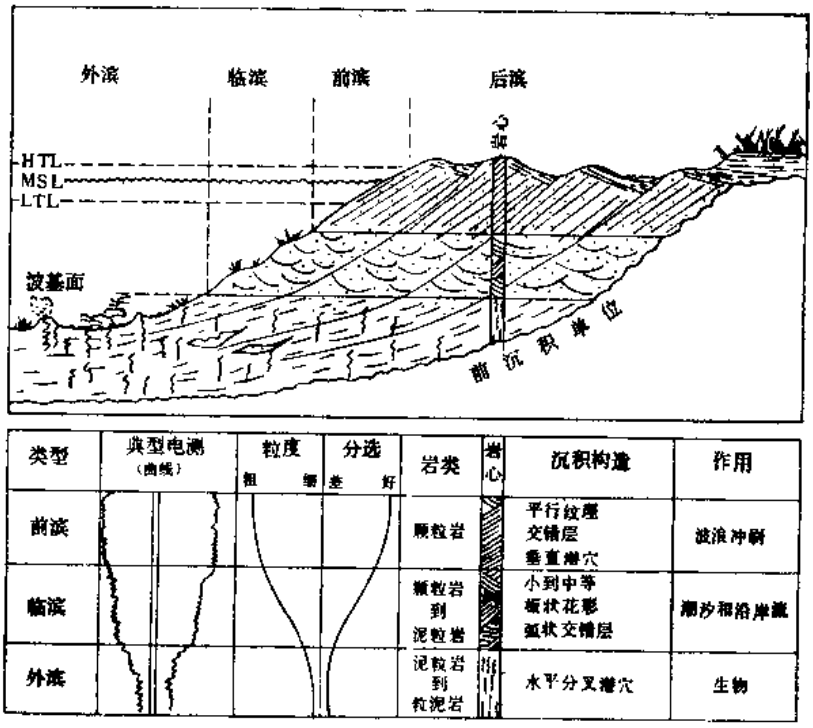


图6-2 一般滩沉积特征的模式

（据Bernard and Majors, 1982）

颗粒的粒度、圆度以及成分，是波浪和水流强度的函数。对于大范围的面积而言，这些参数受生活在滩上带壳生物的数量和变化所控制，因为这些生物是滩的原始沉积物的供给者。

（二）岩类特点

滩由上而下可以划分为三个成因带：前滨、临滨以及外滨。因此，它显示出多种岩类组

合。前滨由于波浪作用较强，形成颗粒岩；临滨则由于波浪作用减弱，由颗粒岩到泥粒岩组成；外滨由于没有波浪的影响，故为泥粒岩到粒泥岩的岩类。可以看出，滩的岩石由上而下颗粒越来越细，粒屑含量越来越少，总趋势是反递变的序列（图6-2）。

（三）沉积构造

最明显的沉积构造是滩具有向海的平缓倾斜层理(5-15°)。滩向海下逐渐增生(图6-3)，每个增生层都包含着前滨和临滨沉积，并渐变为典型的低能外滨相。具有一套小规模的沉积构造，反映能量体系的变化。

层序顶部一般可见有后滨阶地沉积，具有向陆地的反向倾斜层理（图6-4）。

层序上部代表前滨波浪冲刷作用，包含细粒和粗粒的交替，有时显反递变，纹理向海平缓倾斜，并常见有各种潜穴（软体、幼虫和螃蟹的），其方向为垂直和准垂直。反映高能量

图6-3 美国得克萨斯Round山肚EdwRrds组，滩向海倾斜颗粒增生层
（据Inden and Moore, 1983）

图6-4 美国得克萨斯州下白垩统滩层上部增生层向陆平缓倾斜
（据Inden and Moore, 1983）

高沉积速度的特征。此外，还可常见扁平到球状洞穴，称为冠岩洞（图6-5），是空气和气泡留下的。空洞位于波浪冲刷带以上，在洪水潮汐发生时被海水淹没，空气从粒间孔隙中逸出而形成空洞。在增生层理面上还有振荡和水流波痕以及水流线和逆行砂丘，但在古代地层中很少能保存下来，因为在埋藏以前常被改造。

层序的中央地带，巧好位于冲刷纹理之下，称临滨。实际是在波浪带中的冲刷带和破

图6-5 近代碳酸盐海滩岩中的大型形冠岩洞
（据Inden and Moore, 1983）

图6-6 大型花彩弧形交错层，非洲南部海岸
（据Dare Hobday, 1983）

碎带之间，还是在破浪带之间，还值得研究。这里主要形成小到中等规模的板状交错层和花形弧状交错层（图 6-6）。这个带表示了以水流作用为主的（平行于滩）沉积环境，因此大部分交错层垂直于滩的增生层排列。

层序的下部为外滨沉积，主要有生物扰动和水平的或分叉的潜穴（图 6-7），反映外滨地区以低能沉积环境为主。

后滨沉积环境由许多亚环境组成，这是因为有许多不同地质作用在此发生所致，包括风暴冲刷、潮汐作用、水流作用等，从而形成了薄潮坪、潮上沉积以及侵蚀砂丘等。远离后滨可见有细粒的砂坪，以及冲积扇，它们是强烈风暴作用形成的。扇沉积可以覆盖滩后潮上沼泽、潮间坪或泻湖，主要是由平坦纹层状颗粒岩和泥粒岩组成。通常扇层较薄（0.1—1m），向上变细，与下伏层成冲刷或突变接触。

图6-7　滩下临滨沉积洪水潮下沉积中甲壳类动物潜穴
美国得克萨斯下白垩统
（据Inden and Moose, 1985）

（四）滩的沉积模式

滩的类型主要受地貌特征和沉积位置制约。根据不同原则可以划分出不同类型的滩沉积模式。

1. 根据地理位置可以分为陆地滩和障壁滩。

陆地滩　指沿大陆或大的岛屿形成的区域滨带。向陆变为细粒碳酸盐岩，蒸发岩（萨布哈）或碎屑岩层序（海岸平原，河流相）。沉积特点取决于气候和来自外滨的海相碳酸盐沉积物与来自陆地的硅质碎屑的比例。

我国海南岛和西沙群岛，以及波斯湾特鲁西尔海岸的区域滩系统是全新世的例子。我国海南岛和西沙群岛区域海岸线通过礁坪面向深水，与海风成直角，所以在许多沿岸区发育了陆地滩（图6-8）。波斯湾特鲁西尔海岸区域海岸线面向深水和广海，与“夏马”风成直角，因此没有浅水障壁岛的阻碍效应。波浪碰击海岸，在这里具有最大的风程，因此可以形成强大的沿岸流。形成生物碎屑，向海推移5—10km形成砂屑席，平行海岸延伸，厚达15m，宽10km。下伏为具生物扰动、细粒、缺乏分选的软体动物骨骼砂。如果向陆继续前进，最终为萨布哈沉积和末梢河流扇泥及水道砂覆盖。

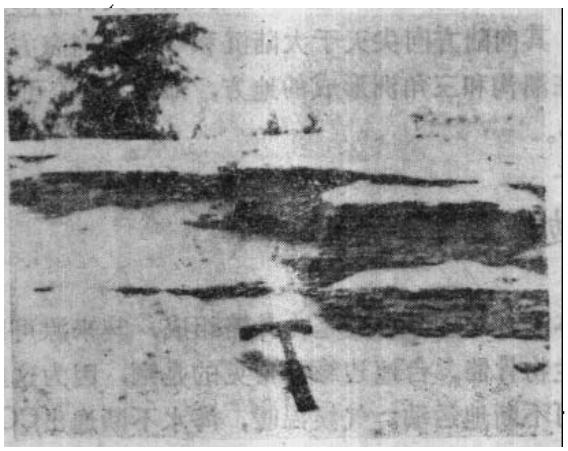


图6-8　海南岛莺歌海陆地滩
（生物碎屑组成）

障壁滩　其层序与一般滩模式有明显不同，共生相变化最大。主要发育有向下变粗的潮沟沉积层序，而且比同期的临滨和前滨沉积单位厚（达12m）。因此，剖面上形成两个离岸沉积环境，中间为低能环境的灰质粒泥岩和泥粒岩所分开。潮道层序底部以冲刷面为界，其上为内碎屑和化石滞留沉积，并又为具有大型和中型板状交错层的灰质颗粒岩覆盖，再向上

渐变成具小型板状、花彩弧状以及波状交错层的沉积。交错层倾斜方向呈典型的单峰（包括层序的上部和下部），趋于垂直障壁岛的走向。普遍可见双向交错层。

障壁滩在波斯湾沿特鲁西尔海岸中央地带非常发育，它们一般发育于地形高的地带。

2．根据水动力能量可分为正常中等能量的滩和低能滩。

正常中等能量的滩　海岸线紧接高能沉积环境。其层序不再呈现正常的由粗到细向下过渡，相反滩前滨和临滨沉积物下伏为鲕状或生物碎屑砂席，或为与海砂带和潮汐坝带相似的海岸沉积层。以滩为主的岛屿同样可以形成于礁附近，例如宽广的浅海大陆架和沉积斜坡上的点礁附近，或者沿大陆架边缘的障壁体系地区。

低能滩　大波浪和有效沿岸流不会在泻湖或局限大陆架发育。这是因为波浪与海底摩擦，使波能大量消失的结果。在此低能环境中形成的低能滩，具有很薄的前滨沉积层（0.1—1.5m）。前滨沉积层可渐变为具生物扰动的细粒灰泥或白云质粒泥岩—泥岩，其中普遍含有蒸发岩结核。此种滩上覆为低能潮坪和萨布哈沉积，也可呈薄的透镜体，平行于沉积走向，或者紊乱的分布于泻湖区泥丘周围。

3．根据海平面的升降，又可以把滩划分为海进型滩和海退型滩。

海进型滩　最常见的海进作用的结果是波浪对滩（前滨和临滨沉积）的侵蚀作用，其结果是造成滩顶具侵蚀面。侵蚀面上有很薄的粗粒内碎屑（海滩岩碎屑）或石化碎石的滞留沉积，其上依此为潜穴或纹层灰质的颗粒岩或泥粒岩覆盖。这类沉积物形成于浅水外滨或溢流扇沉积环境。

如果沿岸发生区域性的海进，向陆发生广泛的海水泛滥，滩上将会发育相关的区域性交错层，向上粒度变细，渐变成其它低能海洋沉积单元。

海退型滩　滩相一般最易保存于海退型沉积相中，这是因为低能沉积体系占优势的缘故。例如泻湖、潮上、风成或河流洪水平原沉积环境覆在滩相上，潮沟可以切割下伏的滩，但大部分滩未被破坏。

海退障壁岛砂体和陆地滩砂主要平行于沉积走向延伸，排列成行。在稳定地台区，这些沉积单位长可达5—50km，宽度可超过70km（Inden and Moore，1983）。然而大部分海退型滩的层序，倾斜方向变得狭窄，成为透镜状。其向陆方向尖灭于大陆沉积单位，向海方向则尖灭于低能的较深沉积环境形成的岩层中。在潮沟和三角洲形成的地方，滩层序厚可达15—20m，而没有潮沟移动影响的地方厚度极小。

三、台地或大陆架边缘滩的基本特点

台地和大陆架边缘常常可以形成丰富的砂体滩。这些滩主要是由骨骼组成，其来源可以是大陆架坡折一带的礁，也可以是台地边缘的生物骨骼。台地边缘最常见的是鲕，因为这里具有最有利于形成鲕的沉积环境，即鲕核在此可不断地运动，气候温暖，海水不断逸出CO_2并进入浅水台地。

砂体的沉积构造特点是：底形主要为线形沙波，波长20—100m，与水流方向交错。叠加在沙波顶上的是较小规模的沙丘，波长0.6—6m。在沙波侧面是波痕，波长小于0.6m。沙波向海方面是不对称的，在浅水泻湖一边是对称的。风暴流通过砂体发生切割，并形成沟。砂体内部具有大型平坦的交错层，是由沙波形成的；而沙丘则形成小型交错层。

在以潮汐为主的地带，线型砂脊平行于退潮和落潮的方向，通常垂直于台地边缘线。沙

波和沙丘出现在砂脊和其间水道末端，特别是泻湖末端，这里发育有溢流舌体。砂体常由鲕粒组成。由于不断发生再造作用，如果附近有礁存在，砂体也可由骨骼组成。在潮汐流与台地边缘斜交的地方，可能出现横向潮汐砂脊。它可以形成岛屿，特别是如果有充分的波浪和风暴作用，即可把沉积物抛向砂脊而形成岛屿。

在向风被保护的台地边缘地带，砂体非常发育。因为这里波浪和风暴不断拍击礁，在礁与岛屿之间或礁后，可沉积拍碎的砂粒。但这种类型的台地边缘主要受向岸波浪和风暴流的作用，在外滨形成强烈的斜坡下的底流，砂体普沉积在台地边缘，甚至斜坡上和斜坡脚地带，而在斜坡带则变成了重力流。

开阔的向风台地边缘（或大陆架边缘）是扰动最强的地带，因此砂体发育较差，但向海方向砂带很小。这里几乎不停地发生水扰动，促进了鲕粒的形成，所以砂体是由鲕粒和骨骼组成的颗粒岩。

在背风的台地边缘（或大陆架边缘），水运动的主要方向是向外海。波浪和风暴运动，在达到台地边缘（或大陆架坡折）之前，首先在台地内部发生作用。因此砂体在这种地区发育不好。

综上所述，台地边缘碳酸盐砂体的发育特点，是受波浪、风暴和潮汐流，以及台地边缘位置诸因素控制的。

在古代地层中，有许多关于台地或大陆架边缘滩的实例。例如美国二叠系下玛格尼散石灰岩，是一个南北向的鲕滩复合体，位于坡折地带（图 6-9）。鲕滩内具有由沙波形成的大型交错层，鲕滩复合体向岸方向有泻湖和潮坪。溢流舌体主要是由风暴事件形成的。这个台地边缘鲕滩强烈地受向岸的风向影响。

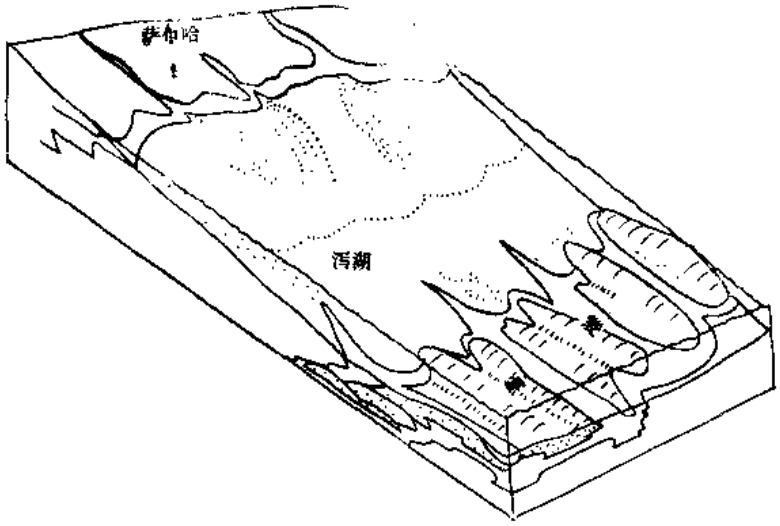


图6-9　美国二叠系下玛格尼散石灰岩台地边缘砂体的相模式
（据Kaldi, 1981）

第七章　礁

一、概　　述

礁，无论从海洋生物学还是海洋地质学来说，都是最引人注目的自然体系。无论是地史时期还是现代，礁都有广泛分布。现代地球表面的亚热带和热带，最宜礁的生长，如我国南海水域中到处可见。在整个显生宙都有礁的发育。

礁是一个独特的自然体系，其发生、发展与其它碳酸盐岩沉积体系完全不同。由于礁的特殊性，使之发育有各种丰富的空隙，并极易白云岩化，从而成为无机的和有机可燃矿产的储集体。

世界许多含油气盆地都发现了礁油气田，在碳酸盐岩油气工业中占有重要的地位。如加拿大泥盆系的礁油气田，美国古生代的礁油气田，苏联泥盆系、石炭系、二叠系中的礁油气田，我国二叠系、第三系的礁油气田等。

由于礁是良好的油气圈闭，因此我国沉积学家和古生物学家积极地开展了古代和现代礁的研究，先后在滇、黔、桂、川西南地区泥盆系、二叠系、三叠系发现了大批的礁，同时在第三系海、陆相地层中也分别发现了礁，为我国油气勘探开创了新的领域。

二、礁的基本概念

礁这一术语，不但在地质学中广泛运用，而且在海洋学、航海学等领域也广泛使用。但对礁的含义理解并不一致，就地质学方面来说，目前国内外对礁的概念尚有不同认识。

该术语最早来自海员，是指海底突起的岩块，船触礁则失事。因为现代海底这种岩块是由珊瑚组成的，往往称为珊瑚礁。

广大研究者对礁大体有二类理解，即邓哈姆（Dunham，1970）提出的礁的双重概念：广义礁和狭义礁。

广义礁实际上是指厚的碳酸盐岩体，横向延伸不远，不管其内容如何，但完全或大部分由碳酸盐岩组成，是一个三度空间上的酸碳盐岩几何体。广义礁包括了苏联学者И.Т.茹拉弗列娃（1966）提出的“石化礁”，斯坦顿（Stanton，1967）提出的“碳酸盐岩隆”，近年来发展起来的“生物丘块”，以及邓哈姆本人定义的“地层礁”等一系列基本概念。

狭义礁实际上即为“生态礁”。邓哈姆指出，生态礁除了存在各种造架生物、包覆生物以外，还可见生物包覆颗粒。广义和狭义礁的区别取决于礁体的几何体、生物和胶结作用。

在众多的术语中，与之同义或基本同义的包括：

——生物礁。主要针对古代礁，不能明显看到现代珊瑚礁中的造礁骨架，只能看到残留的造礁生物原地生长的痕迹。

——生物岩礁。按纳尔逊、布朗（1962）的统计，礁高/宽之比大于1/30，称为生物岩礁。

——有机建造。指植物、动物（群体）的有机体相互叠生而成。

——生物丘。丘状石化有机建造未冒出防波堤面，未被海浪破坏。

——层状礁。石化有机建造显示与同期沉积围岩厚度大致相同的扁平透镜体，与围岩相比在于岩石存在生物丘结构。

——地层礁。许多古代礁是由差异沉积作用形成的丘状碳酸盐岩体，由碳酸盐泥组成，缺乏生物造架，含较多的生物化石碎屑。其厚度比同期沉积物厚。生物只不过提供了骨屑成分，在碳酸盐岩中不起粘结作用。

除此之外，许多研究者根据古代礁叠合现象，又提出一个专有名词——“礁复合体”，系指礁石灰岩和有关碳酸盐岩的集合体。

由此可见，对于礁的理解不同，所赋予的概念也不同。但多数学者确认礁的形成与生物有关，而不是纯生物骨架造成。它是由生物组成的碳酸盐岩构造，即由造架生物组成格架，由生物和沉积物镶嵌而成的一种抗浪构造。

三、礁生物的造礁作用

活礁是一个典型的生物地理群落，即活生物和矿物的有机、无机组合。礁作为一个地质体，是一定古生物地理群落的总和。换言之，生物的生长发育，直接受生物地理群落的调节、控制。

必须指出，礁的生物群落极其复杂多样，且产能很高。研究者们一致认为，礁无论在生物群落的原生产量和次生产量方面，还是在新陈代谢方面，都是极为迅速高产的生物群落之一。

礁生物群落的丰富度、分异度，决定了它能高速度地从海洋中分泌碳酸钙，从而加速生物和礁的生长速度。现代太平洋造礁珊瑚每年的增长速度为2.5—4cm，有时高达10—14cm，甚至30cm/a（1978）。礁的生长速度与浅水碳酸盐沉积物增长速度也有差别，在佛罗里达湾分别为0.3cm/10^3a和2.3cm/10^3a（礁带上的）（Stockman, Ginsburg, Chinn, 1967）。大量资料说明，无论是古代还是现代生物礁，其中的生物（或生物化石）要比同时代沉积物中的种类和数量多得多。因此，佩蒂庄把礁称为“生物高度活跃的小岛”。

礁比同期的非礁沉积有更大的厚度，主要是与礁生物有密切关系。因此，拉乌波果巴格（Равикóв—Ar，1954）根据生物在成礁过程中的作用和功能不同，将其划分为二大类——造礁生物和喜礁生物。

凡提供碳酸盐物质用于构筑建造物的生物，以及没有钙质分泌物不能保留为化石，但对形成建造物有促进作用的生物，都可认为是造礁生物。

在造礁生物中，最重要的是能分泌出一定硬骨架的生物（建架生物）。包括：群体生物——各种珊瑚、层孔虫、树枝状苔藓虫、钙质海绵群体古杯海绵、树枝状海藻（灌丛藻、管壳石等类型）；具有叠生能力和建造块状抗浪“骨架”体能力的硬骨架单体生物——厚壳蛤、蛇螺、固定的有孔虫（云状类型）及生活在钙质管中的蠕虫。

应该特别指出的是，形成蔓延、被壳、表壳形态的另一类群体生物分布极其广泛，它们或形成稳定的建造，或附生在生物上，促使其固定、胶结，并形成坚固的结构。目前还没有

一个公认的词来表达这一类群生物。苏联学者Π.Κ.科罗柳克建议称其为“胶结生物”。在这一类群生物中，起主要作用的是各种藻类（蓝绿藻、红藻）、次有板状海绵、苔藓虫及古海兔等。在现代海洋礁体中，特别是礁体的抗浪外缘上，红藻是主要的胶结生物，因为它能更好地抵抗波浪的破坏作用（Ojiym，1975）。在最强烈的风浪活动条件下，藻类可以形成相当致密的、覆盖珊瑚及其碎屑的表壳生成物，以此造成抗浪结构——钙藻长垣。因此，坚硬的防波脊的存在不但取决于珊瑚，而且还取决于钙藻进一步加固这些珊瑚。

目前，已知有许多生物（层孔虫、苔藓虫等）作为积极的造礁生物，有双重作用：在礁核，这些生物形成树枝状群体和分蘖群体（即普通的建架生物）；在礁缘，这些生物群体获得板状漫延形态，并可以划入“胶结生物”中。

各种底栖生物形态，只要具有坚硬骨架而不形成块状稳定生成物者，就能为建造体提供碳酸盐物质，其中包括有孔虫、各种软体动物（车渠，现代礁的代表生物）、腕足类、海百合以及某些藻类（核形石）等。在许多情况下，这些生物在礁体中形成一个个的透镜状体，即由各种介壳、有孔虫、腕足类、牡蛎等组成的生物滩。

造礁生物的形态与其生长环境有密切关系，尤其是其外形和礁生长处的波浪、水流作用能量之间的消长关系，可以作为我们现今判断古代礁沉积相的重要依据。根据对岩石记录中礁生物与周围沉积物之间的相互关系的许多观察，再结合对现代珊瑚和热带礁分布所作的研究，我们可以作出关于生物外形和环境的某些概括，这对礁的相分析是很有用的（表7-1）。

表 7-1　造礁生物的生长形状及其最常出现的环境类型

（据James，1978）

生长形状	环境	
	波浪能量	沉积作用
纤细的，分枝的	低	高
薄的，脆弱的，平板状的	低	低
球状的，球基圆柱状的	中等	高
强壮的，树枝状的	中等—高	中等
半球状的，穹状的，不规则的，块状的	中等—高	低
* 结壳状的	强烈	低
* 薄板状的	中等	低

* 两者在岩石记录中难于区别，但它们表示的沉积环境不同。

无论是从地形、栖居地的多样性和基底的性质，还是从食物连锁特征来看，礁都是一种特别的体系。因此在礁上和礁的附近栖居着大量而且往往是极特殊的喜礁生物。它不仅可以生成额外的碳酸盐物质，而且“消极”地营造建造物。鱼类是现代喜礁生物中极其重要的一类，但在古礁中，特别是如果珊瑚未参加构筑的古礁，可能没有鱼的作用或者鱼的作用很小。如在现今印度洋马尔代夫群岛礁周围的一个狭窄水域中，在50m深度以上捕捉到400种以上的硬骨鱼，且许多完全依赖于珊瑚而生存。我国南海许多礁也同样可以观察到各种鱼类生存于珊瑚礁中。因为在这里鱼类可以找到栖身之地和食物（珊瑚鱼），它们将活的物质连同钙质分泌物一起消化后又分泌出雪白的珊瑚沙。另一些鱼则更喜欢水下礁岩和礁块，其共同点就是都在近礁的地方栖居，因此可以把它们称为礁鱼。鱼和礁的关系极其多样，一些鱼直接以珊瑚虫和覆盖在珊瑚上的皮壳状藻类为食，另一些则吃珊瑚上的海藻，还有许多鱼隐藏在珊瑚丛中藏身避敌，或者相反，伺机捕食。

在积极破坏珊瑚建造的其它喜礁生物中，棘皮动物和节枝动物也相当重要。它们啃食珊

瑚，又不破坏矿物钙质建造。尤其是在60年代末70年代初，由于海星的骤然发展，使世界上许多群岛（所罗门群岛、夏威夷群岛等十多个群岛附近以及澳大利亚大堡礁处）的活珊瑚体濒临灭绝（Nisbett，1973）。

在礁建造的粒屑沉积物中，还广泛分布有各种各样的食土虫（可以起搅动作用，形成斑点或非层状构造）和种类最多的一些共栖生物——钻蚀岩石的软体动物甲壳纲、钻蚀海绵、线状海绵、海胆等。它们可以产生洞眼和钻孔，削弱生物礁的坚固性，使礁体加速受到破坏。同时，这些钻孔在埋藏后就会增加潜伏礁的孔隙空间。

因此，喜礁生物虽然不直接对礁建造提供碳酸盐物质，但对建造中岩石的岩性、结构和构造却有很大的影响。这些生物有很大的破坏性，其规模可与波浪作用相比，可削弱建造的机械强度，使波浪击碎建造，并促使碎屑物质搬运。它们在一定程度上影响着沉积物的粒度，使沉积物积极搅和，并形成块状、非层状及斑点状构造。

目前人们对礁体中藻类的研究也日趋深入。有人对现代礁的生物群落和石化礁的古生物群落作过分析对比，结果确认藻在礁体中所占的比例相当大。如现代太平洋礁中，藻类提供的碳酸盐为30—50%，珊瑚提供10—30%，软体动物提供10—20%，有孔虫提供不到 0%。这些数字说明，藻类在成礁中的作用非常巨大。但其功能极为不同，它们既可作为建架生物（如近乌拉尔一带下二叠统礁中的管壳石，西伯利亚寒武系建造中的灌丛藻）、表壳生物和覆盖生物，以及捕获有机物和无机物的生物，也可以提供大量碳酸盐物质，而不形成坚硬的骨架和皮壳。但重要的则是藻类的间接作用。藻类对其它造礁生物的发展，对创造生物化学和地球化学环境，大大加速碳酸盐的堆积过程均有重大影响。藻类可以从珊瑚虫生存活动的产物中获取营养物质，其中包括各种氮和磷的化合物，排除珊瑚虫有害的产物而成为珊瑚虫的食物。现代珊瑚群落是一个有效能的几乎是自营的生态系统。因为珊瑚群落的发育只需从外部补充少量浮游生物和矿物营养盐类，而基本量的生物元素处于藻类和珊瑚之间不断的循环中。但共生藻的作用不仅限于创造珊瑚的生活条件，同时还加速碳酸盐的堆积。因为藻类的光合作用需要吸收二氧化碳，从而破坏了重碳酸盐的平衡而生成硬质碳酸钙。

藻类对成礁的直接和间接作用，使越来越多的地质学家和生物学家得出了这样的结论：没有不存在植物的礁，在造礁中起主要作用的是藻，而动物则起“营造师”的作用（Termier, and Termier 1975）。

生物礁是生物和环境斗争的产物。伴随生物礁的生长发育，生物在其中起着决定性作用。例如，生物可以直接为礁体建造提供骨骼物质，也可以固定胶结其它生物化石；可以改变礁体中生物生活条件，促进礁的生长，又可促使碳酸盐物质发生生物化学沉淀，对海洋礁体的生长起到积极的作用；而同时生物又对正在建造中的礁体进行锉刮、钻孔、啃食等，破坏礁体的生长，起到消极的作用。

概括起来，生物有以下五种作用形式：

——骨架式。造架生物如珊瑚等死亡后仍保留其生态条件，作为礁体拓展的基本格架。这种生物作用在礁体中起着重要作用。

——障积式。如海底的海藻，当海流经过时，生物可阻碍海流中的泥晶物质而沉淀成岩。

——粘结式。如层孔虫，能把海底生物碎屑覆盖起来快速粘结成岩，起到加固作用，以抵抗波浪的强烈破坏。这称为粘结作用。

——附着式。藻类等可以附着在骨架生物上造成结壳，起到加固作用。

——胶结式。藻类生长在洞穴或孔隙内，产生胶结作用，同时起到加固作用，有许多碳酸盐颗粒都是被海藻胶结成岩的。

大部分生物礁都是这几种生物作用结合起来形成的，很少是某种单独的作用造岩。

总而言之，生物在礁体中可以造粒、造灰泥、造岩。

四、礁的形成过程

（一）礁的形成条件

一切礁和有机建造的形成，都与发育繁盛的、能分泌石灰质的动植物有关。因此，产生礁和有机建造的最重要的条件之一，就是要有能使礁生物群落中的生物蓬勃发展的合适的生态条件。

仅有海洋温暖、海水清洁并且深度不大、含盐度正常或接近正常这些条件，对礁的形成，特别是大型和分异复杂的礁的形成是不够的。有许多这样的例子，碳酸盐沉积物在适合的生态条件下堆积起来，其中含丰富的动物化石，又潜藏有许多造礁生物，但是并没有形成礁。

要形成生物礁，生物必须不均匀地散布在盆地的海底，而且在一些地方栖居聚集密度相当大，海底的正地形多半就是这类高密度的聚集地。由于海水表层亮度大，则可创造藻类定居的有利条件。强烈的波浪可使空气流通加强，这就使那些通常能抗浪的生物——建架生物、结壳生物等造礁生物发育起来。因此礁发育的另一个重要条件就是要有适当的地貌。有些学者形象地把礁看作是“极其灵敏的地貌（地形）指示器”即具有“地貌敏感性”。

除了生态及地貌以外，礁的生长及其性质还决定于构造拗陷的速度。如果区域性沉陷速度很慢，而且有沉积物的补偿，那么造礁生物则营造不出比较明显地突起于海底的建造，而只形成一些层状或小型生物丘。所以区域沉陷的速度和幅度决定了礁建造物的厚度，并极大地影响着它的形态，同时对礁的性质也产生重大影响。

（二）生物礁的形成

生物礁是生物和沉积物的镶嵌体，但是生物起着主导作用，这类生物必须具有骨架。例

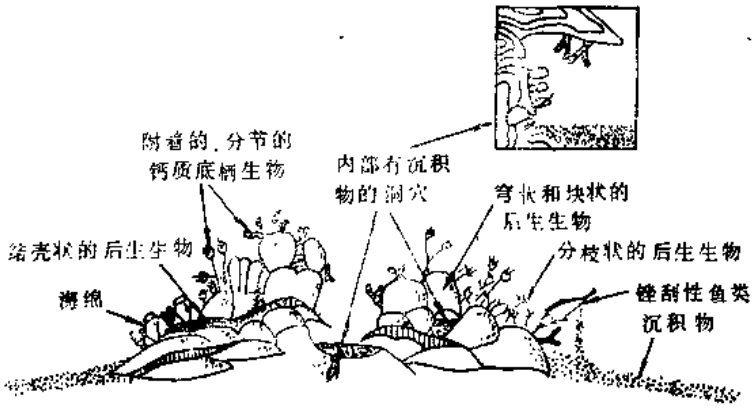


图7-1　生物岩礁、生物和沉积物的镶嵌体示意图
（据James，1978）

如珊瑚，在适宜的环境中向上生长，并会受到大群锉刮动物、钻孔动物和啃食动物的不断破坏，另一些生长迅速而生命较短的、附着的钙质底栖生物造成了丰富的沉积物，这是一个自然而微妙的平衡（图7-1）。

大骨架的后生生物死后通常都留在原地，除了被生物腐蚀得太厉害或被风暴推垮之外，这些造礁生物的不规则外形和生长习性，在礁内形成了有顶盖的洞穴。洞穴可能为较小的附着的钙质底栖生物所栖居，并且可能部分地或全部地被内部细粒沉积物所充填。结壳生物在已死亡的生物表面到处生长，因而助长了这种构造的稳定性。有的分枝造礁生物常常被风暴破碎成条条棒棒，而在礁的周围形成骨骼“砾岩”。

大部分礁的沉积物是由分节（海百合、钙质绿藻）或不分节的（瓣鳃类、腕足类、有孔虫等）生物，以及那些生长在骨骼比较大的后生生物之间的许多犄角旮旯的生物死亡后解体而构成的。其余的沉积物则是由侵蚀礁的各种生物产生的：钻孔动物（蠕虫、海绵、瓣鳃类）产生灰质软泥；啃食礁的表层的锉刮动物（海胆、鱼）产生大量灰质砂和粉砂。这些沉积物在礁的周围呈围裙状堆积起来。

生物礁就是通过骨骼生物的生长死亡，沉积物的充填，结壳生物的粘结，不断增生而形成的。

造礁的后生生物是多样的，没有单一生物形成的生物礁。生物多样化程度取决于环境。当一个群体建立起来，生长条件又最适宜时，也就是说当食物供应充足，化学和物理条件最有利时，随之便出现了极其多样的生长形式和生物种类的其它动物群。

影响现代造礁群落和化石造礁群落的因素有：（1）温度和盐度，大多数现代和古代造礁生物，都在正常盐度的热带—亚热带海水中生长最好；（2）强烈的海浪和波涛；（3）透光性好；（4）沉积作用较弱，如果发生大规模的沉积作用，就会造成细粒沉积物阻塞进食器官，而使生物迅速死亡。

（三）礁的形成过程

许多古代礁的研究表明，生物存在着一种生态演替（Lonenstan，1950）。就是说，随着礁的生长，一种造礁生物群落被另一种替代了。K.R.沃克和L.R.艾伯斯塔特（Walker and Aberstate，1975）关于从早奥陶世到晚白垩世礁的分布情况的最新综合研究表明，在整个古生代和中生代期间的礁中，存在有以上相似的群落演替，现代礁也同样可以看到这种群落的演替。

阶段	灰岩的类型	种的多样性	造礁生物的形状
统塞	包粘灰岩到格架灰岩	低到中	层状结壳状
迁殖	格架灰岩（包粘灰岩） 泥状灰岩到粒泥状 灰岩基质	高	穹状 块状 层状 分枝状 结壳状
拓殖	具有泥状灰岩到粒泥状灰岩基质的潜积灰岩到	低	分枝状层状结壳状
定殖	泥碎灰岩（包粘灰岩） 粒状灰岩到碎块灰岩 （泥粒状灰岩到粒泥状灰岩）	低	骨骼碎屑

图7-2　礁生长的四个建立阶段。各阶段常见的灰岩类型、生物的种类及生长形状
（据James，1978）

在大多数情况下，能够辨出礁的生长有以下四个独立阶段。每个阶段都有其特点，这表现在石灰岩类型、造礁生物的相对多样性及其生长形态等方面（图7-2）。

1．先驱阶段（定殖阶段） 在古生界和中生界，最常见的是由有柄亚门或棘皮动物碎片组成的一系列浅滩或骨骼灰质砂的堆积体，新生界则由钙质绿藻的板片组成。这些沉积物的表面繁殖着藻类（钙质绿藻）、植物（海草）或者动物（有柄亚门），它们围着底层，使其联结和固定下来，随后星星散散的枝状藻类、苔藓虫、珊瑚虫、软的海绵和其它后生生物就开始在定殖的生物之间生长起来。

2．扩殖阶段 这个阶段与整个礁体构造相比，厚度比较薄，反映造礁后生生物的初期繁殖。此阶段通常以生物种很少为特征，骨骼形状有时是成丛的枝状。在新生代的礁中，此阶段所有珊瑚的一个共同特点是它们能够摆脱沉积物而洗净珊瑚虫，因此它们在沉积作用强烈的地区也能够生长。枝状的生长形式造成了许多较小的亚环境，形成了礁生态系统的第一阶段。这个阶段常可见层状晶洞构造。

3．泛殖阶段 这个阶段是礁体的主要构成时期，也是礁体向上生长最显著的时期，侧部相也发育起来，主要造礁生物的种属通常超过双倍，并且可以看到多种多样的生长习性。随着生物形态的增多，以及形成格架孔和起联结作用的种属数目的扩大，栖居空间即表面洞穴犄角旮旯等也相应增多，导致产生碎屑的生物的多样化。

4．统殖阶段 礁体生长至这个阶段，变化常较突然。最普遍的岩性是灰岩，并以只具有一种生长习性的（一般是结壳的到纹层状的）少数几个种属的生物占统治地位。在这个阶段，大多数礁受拍岸浪的影响，形成碎块灰岩层。

造成上述生态演替的原因还有争论，概括起来有三种看法：（1）由于礁向海面和更加动荡的水域生长，生物的深水群落逐渐被浅水群落所代替。（2）随着生物逐渐改变底层并改变水流通道而造成的一种自然演替。（3）这种构造生长时，水的动荡性逐渐增高。由此可看出，生态演替最根本的原因，还在于礁体本身的生长与生态群落二者构成了礁体不断演化的动力。

五、礁对环境的影响

礁形成于独特的沉积环境，但它又对周围的沉积环境产生明显的影响。

浅海平坦地带的初期 由于平坦水广，易于生物生长，这时形成生物层礁（biostrome）。之后在风浪作用较强的地方，边缘部分迎风面就促使形成生物岩礁（biomherm）的生物生长。一旦礁的生长达到拓殖阶段，尤其是达到泛殖阶段，礁体就高出海底，从而影响水的循环，并改变沉积型式。此时不仅周围沉积环境发生了改变，就是礁的本身也产生了由生物和沉积物的不同组合构成的分带现象，因为礁的边缘从浅水达到了深水。

现代礁在大陆架、岛屿和台地的迎风面的一侧发育得最好、最完整，因为这里风向和海浪是稳定的指向海岸。许多古代礁和沉积相的分布也是不对称的，这是因为礁在迎风一侧优先发育的结果。但其原因尚有不同认识。一种是认为波浪带着大量的营养供给生物；另一种则认为沉积作用可能是最重要的。浅水造礁生物的特点是产生大量的细粒沉积物，但是主要造礁生物是滤食者和微捕食者，它们不能忍受细粒沉积物的堵塞。在开阔海洋中，迎风的地方就是细粒沉积物不断被冲走的地方，因此礁向着迎风一侧发育。

当礁发育在海浪冲击的海岸地带，就形成了天然防波堤，于是在礁的背风面造成一个比

较平静的环境。这种条件往往大大地改变了大陆架、台地或礁后的海水循环，使由开阔海向浅海循环的海水受阻，加之蒸发作用引起局部海的盐度增高，从而形成泻湖沉积环境。在这种新的沉积环境中，往往会出现*Amphipora*，沉积相中发育纹层或藻纹层，这些都是封闭性环境的特点。

有时在礁坪上也可以形成独立的局限性的沉积环境。如加拿大泥盆系利迪尤克礁，是一个点礁的好例子。在点礁礁中央是泻湖相的沉积物，基本上为细粒碳酸盐岩相，由纹层泥晶、泥晶球粒和骨骼砂、豆状和核形石藻层组成。而且生物群也与边缘不同，大化石非常缺乏，微体化石更加普遍，包括有孔虫、介形虫和轮球，以及*Amphipora*。在贵州，产于二叠纪、中三叠世等时代地层中的点，都在礁顶发育有白云岩，这也可能是礁形成后对沉积环境影响的结果。

六、礁的岩类及沉积相

（一）礁的岩类

礁是一个独特的自然地质体，也是一个独特的碳酸盐岩体系，与其它碳酸盐岩体系的岩类完全不同。现在已发表的一些著名的碳酸盐岩分类表都不能反映组成礁的岩类，所以在此有必要进行关于礁的碳酸盐岩的讨论。

关于礁的碳酸盐岩，现在最形象和得到广泛承认的是修改过的邓哈姆（1960）的灰质砂和泥质灰岩分类（图7-8）。该分类把礁灰岩分为异地的和原地的两大类。

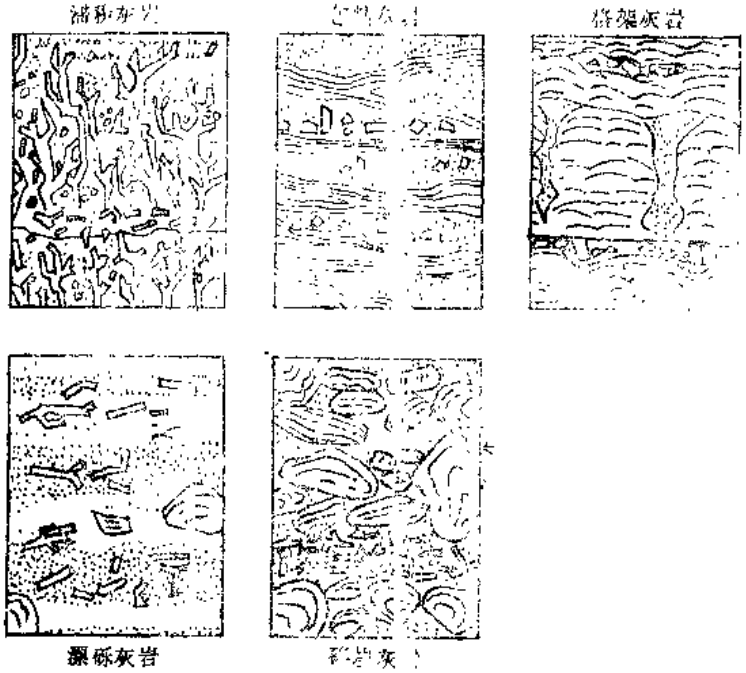


图7-8 礁的碳酸盐岩分类型示意图
（据James，1978）

异地礁灰岩与颗粒较细的沉积物相同，但又可划分为二大类型：如岩石中大于2mm的颗粒在10%以上，并且是基质支撑，称为漂砾灰岩（floatstone）；如果岩石是碎屑支撑，称

为碎块灰岩（Rudstone）。

原地礁灰岩又可分为：格架灰岩（framstone），含有原地生物形成的支撑格架；包粘灰岩(bindstone)，由原地生物形成的薄板状或纹层状的结壳组成；滞积灰岩（bafflestone），由原地生物通过阻挡作用将沉积物截获而成。

除此之外，克洛文（Klovan，1971）等经过对加拿大板克斯岛东北部上泥盆统生物岩礁的研究后，提出了礁灰岩的另一分类。他们把生物粘结组成的灰岩称为原地灰岩，把非生物粘结组成的灰岩称为异地灰岩。异地灰岩引用了邓哈姆的分类，而原地灰岩就是指礁灰岩。他们又根据生物作用的结果，把原地灰岩划分为三类：格架灰岩，生物形成坚硬的格架；包粘灰岩，生物形成结壳；滞积灰岩，生物起阻挡沉积物的作用。

礁灰岩的两种分类，对原地礁灰岩的细分是完全一致的，但关于异地礁灰岩的看法有分歧。克洛文等认为，漂砾灰岩是粒泥灰岩结构发生改变形成的，所以就没有进一步划分出异地礁灰岩。

作者认为，尽管漂砾灰岩在结构上与邓哈姆的粒泥灰岩相似，但其砾屑一般大于2mm，而且这种岩类分布都仅局限于礁后相，所以应该单独划分出来。

（二）礁的沉积相

大多数生物礁属于海相沉积，并且大部分含有藻类。藻类生长需要光合作用，这只能发生在浅海区，因而大多数生物礁形成于浅海。现代有少数珊瑚礁形成于深海，不含藻类。陆相沉积盆地中也有礁的发育，如现代分布广泛的或水牡蛎礁，我国济阳坳陷第三系发育的湖泊生物礁。

礁建造物的一个典型特征，就是各类岩石和动物化石群落在礁块中有规律地分布，从而造成生物礁体岩相上的明显分带性，为礁相带的划分和模式的建立奠定了基本轮廓。

礁的沉积相模式一般可以划分成三个相，即礁核相、后礁相和前礁相（图7-4）。詹姆斯（James）把后礁相与前礁相合并称为礁侧相，把礁间沉积划分为礁间相（图7-5）。

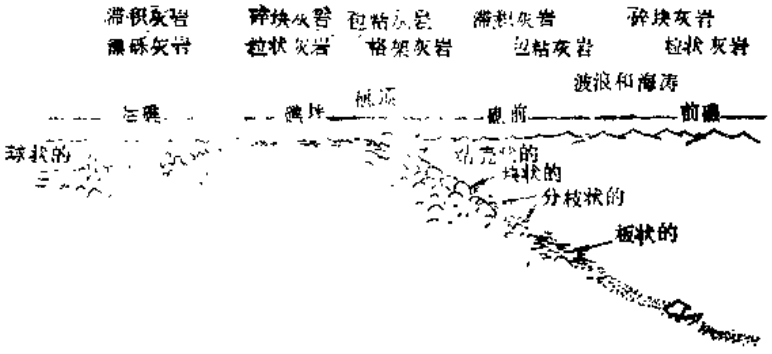


图7-4 主要礁岩横剖面示意图
（据James，1978）

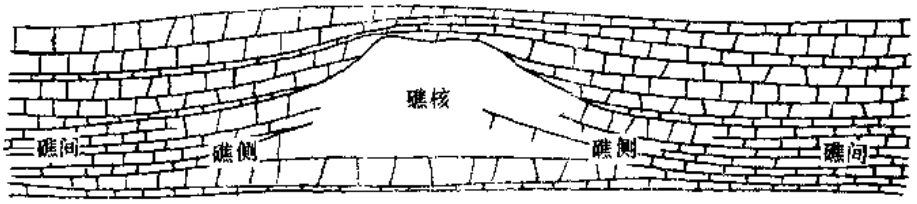


图7-5 生物礁一般的沉积相模式：后礁相、礁核相（礁坪、礁顶、礁前）、前礁相
（据James，1978）

目前广泛运用的为前一分类。下面仅从礁的古生态学和岩石学两方面对三个不同相的发育特点作一概述。

1．礁核相　指礁体中能够抵抗波浪作用的部分，为礁的主体，主要为块状的、非层状的、通常是扁豆状的碳酸盐岩体，由造礁生物的骨骼和灰质软泥基质组成。其中生物最少占岩石总量的5—10%，有时可高达40%，主要为造礁生物和少量附礁生物。许多研究者注意到藻壳及*Homotrema*和*Nabeculuria*型结壳有孔虫是礁核的特征。地球化学指标也是一种指示剂，如加拿大斯特尔勒湖区的泥盆纪礁相和非礁相的微量元素有很大差别，礁相的Ni、Co、Cr、Ba、Sr的含量要比非礁相低得多。依据礁核相出现的不同的岩石特征、生物群落组合及其生态特征，又可分为以下三个亚相带。

(1) 礁顶冠带：这是礁在其生长的任何阶段的最高部分。假如在浅水中，即为礁顶接受大部分风、浪能量的那个部分。礁冠的成分依风力和海涛的强度而定。在风力和海涛强烈的地方，只有那些能结壳的生物（通常是席片状种属）能够幸存下来；当风浪和海涛的强度是中等到较强时，结壳的生物仍然占优势，但常常是扁平的或者具有短而粗的枝状生物；在风浪能量中等的地方，半球状到块状的种属与枝状造礁生物的零散丛体同时出现。不过这个群落的多样化程度仍然很低，在这三种情况下形成的岩石包括包粘灰岩和格架灰岩。

(2) 礁前沿带：这个带从拍岸浪带延伸到不确定的深度，通常<100m，即由大量骨骼生物的生长带过渡到进入前沿带的沉积物处。在现代礁（如加勒比海的礁）同古代礁之间进行直接类比是困难的，因为今天的海底，从拍岸浪带到12m左右深处，占统治地位的常常是粗壮的、枝状生物*Acropona palmata*，这只是在晚更新世才发育成的一个属种，很少在古代礁中发现。相反，古代最丰富的种属是块状的、层状到半球状的骨骼生物，形成格架灰岩，有时也形成包粘灰岩。

此带动物群的主要部分是多样化的。其中造礁生物的形状为半球状、枝状、柱状、树枝状和席片状，附属生物和小生境的各式各样居住者，例如腕足类、瓣鳃类、珊瑚、海百合和分节的钙质绿藻等较常见。在造礁生物是珊瑚虫的现代礁上，这个带通常延伸到30m左右的深处。在此带中形成的最常见的岩石类型仍然是格架灰岩，但生长生物的变化也会形成许多包粘灰岩和滞积灰岩。

在30m以下，海浪几乎是不存在的，而且光线非常微弱。许多造礁的后生生物的反应是扩大它们的表面积，方式是虽只有很小的附着底部，却有很大面娇嫩的盘状的外形。

礁前沿带的沉积物有两种类型：①礁构成物里面的沉积物一般是灰质软泥，这些灰质软泥为泥状灰岩、粒泥状灰岩提供了基质；②礁体之间涌向大海的溢口处的粗砂和砾石，但在古代礁中很少被认出来。

从对现代礁所做的大量观察结果看，似乎在礁前沿上部和礁冠上产生的沉积物，大部分是由风暴搬运过礁顶，在礁冠的背风面聚积起来的。不过，在礁前沿的中部区和下部区的沉积物，只有当穿过礁体开辟成溢口时，才能被运送到前礁带。

(3) 礁坪带：位于礁顶和后礁相之间。在礁坪的范围内，可以是风浪和海涛强烈破碎的骨骼碎屑被胶结的碎块灰岩，也可以是受中等波能充分冲洗的灰质沙构成的滩。这个带水很浅（最多不过几米），并且常有零散的造礁后生生物的丛体。形成的岩石类型介于纯净的骨骼灰质粒状灰岩到碎块灰岩。

2．后礁相　在礁坪背风处，环境比较平静，大量的灰泥从悬浮状态沉淀下来，同时有海百合、钙质绿藻、腕足类、介形虫等海底动物的大量繁殖，常常形成富泥的岩性。造礁生

物在这个环境中最常见的习性是：（1）短粗的树状类型，常常是密枝丛生和瘤状；（2）大的球状类型，它们高出底层，因而既能经得住频繁的水扰动，又能经受宁静多泥的环境。代表这个环境特征的岩石类型，是滞积灰岩和漂砾灰岩到少量格架灰岩（具有骨骼的粒泥状灰岩到泥粒状灰岩的基质）。在礁发展的晚期，礁后相中常有层纹石、叠层石、核形石以及鸟眼构造。早期白云岩化也很常见。

3．前礁相　位于礁核向广海的一侧。这个相为薄层到厚层和块状的骨骼灰质砂粒状灰岩到泥粒状灰岩，岩石由完整的或碎裂的骨骼残骸、礁灰岩块和造礁生物的骨骼等组成，并且朝盆地方向递变成页岩或灰质软泥。与礁相相反，这里灰岩很少白云岩化。

七、礁的类型

早在19世纪时，航海学家就划分了礁的不同类型，分别称之为“珊瑚岛”（环礁）、“堤礁”（围礁）、“镶边礁”（岸礁），为后来礁的类型划分奠定了基础。因此，一直到现在，无论是航海学或海洋地质学方面，在礁的名称运用、类型的划分上都比较固定。关于礁的类型，主要是根据其形态和地理位置来划分。

按形态可将礁分为以下类型：

1．点礁　也称斑点礁或补丁礁。礁体近似圆形，或是不规则状，是在泻湖或外滨海底较小隆起上形成的孤立小礁体。现代海洋中，点礁主要分布在大陆架海域波基面以上，并止于海面。实际上常常用来指大陆架位置的孤立小礁体，如加拿大泥盆纪利迪尤克礁(图7-6)。

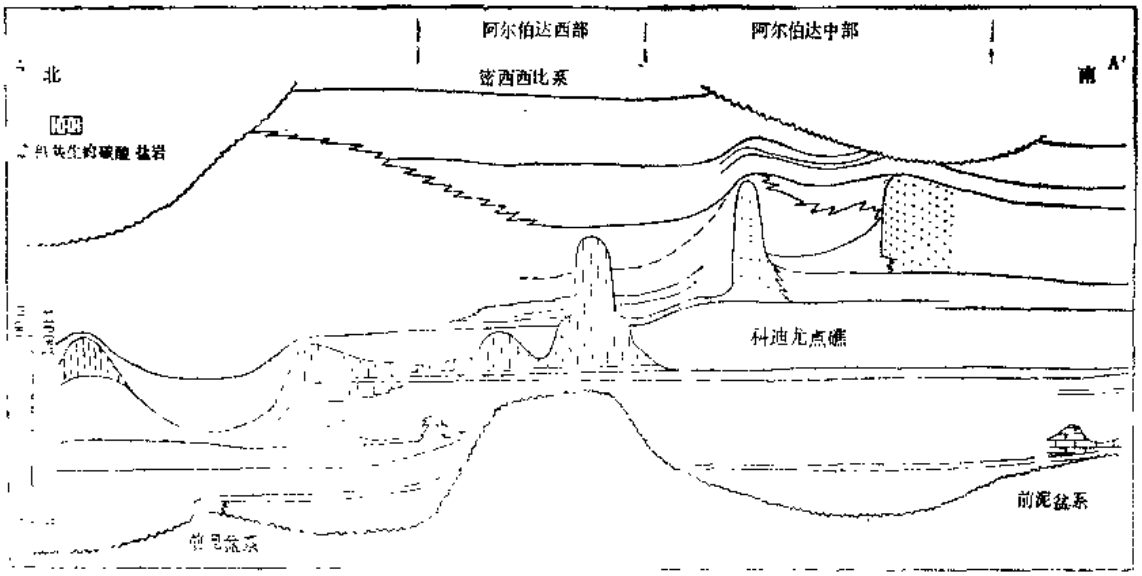


图7-6　加拿大西部泥盆系地层横剖面图
(据Davies, 1975)

2．宝塔礁　也称尖顶礁和孤礁。形似锥状或骨陡倒向上变尖的丘状，是成礁期海底持续下降而成，多出现于深水带。

3．马蹄形礁　也叫新月形礁。向风面一侧礁体发育，背风一侧不发育，礁体凸面迎风，多分布于开阔海盆中，如美国二叠纪马蹄形礁。

4．环礁　礁体围绕海底较大隆起的边缘生长，连接成环状，中央部凹下成泻湖，多出现于外滨广海中。现代太平洋、印度洋以及我国南海均有发育，古代礁如墨西哥白垩纪的环

礁。

5．丘礁　孤立地分布，近似半球状，是波基面以下较深水碳酸盐堆积而成。圆丘礁或宝塔礁用来指示大陆架边缘或盆地内的单个岩隆。

6．层状礁　也叫带状礁和滩礁。分布面积较大，礁高度不大，多分布于碳酸盐台地上，相当前述生物层礁。

按礁体的地理位置又可分为：

1．岸礁　也称边礁、镶边礁和裙礁。紧靠海岸生长，顶平，由于向海岸一侧斜坡常很陡，故发育陡峭的海岸峭壁或陡坡，呈曲线状。有时在边缘礁与岸之间有一小的平底水道相隔，水道逐渐加宽便可发育成堡礁。现代最长的边缘礁在红海沿岸，长约2 700km以上，向海一侧伸入海下120ft(1ft = 0.3048m)深。

我国海南岛和西沙群岛都广泛地发育有岸礁。海南岛是我国珊瑚岸礁最发育的地区之一，全岛岸线总长1 470km．有珊瑚礁分布的岸线断续长约200km，约占总长13%（图7-7）。这里的水温、盐度、水深和光照等条件适宜，是珊瑚礁发育的最有利的地方。海南岛属热带季风岛屿气候，表层海水盐度为32—33.7ppt，pH = 8.10 – 8.20，呈弱碱性，CO_2和HCO_3^-达到饱和状态。

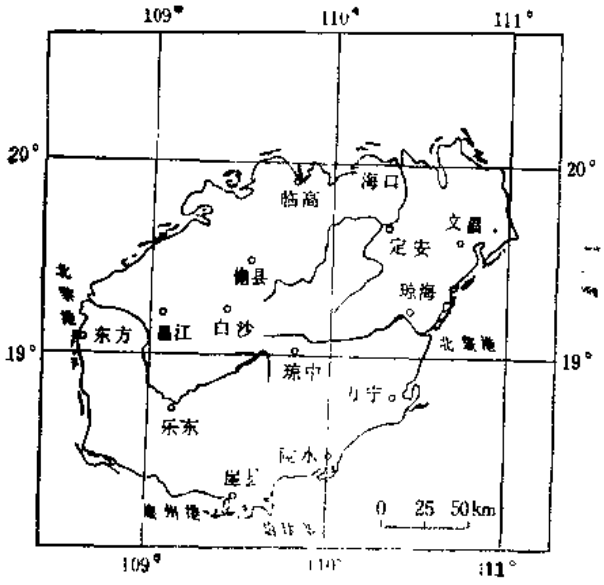


图7-7　海南岛岸礁分布位置图
（据吕炳金、王国忠、余松青，1984）

海南岛珊瑚岸礁由岸到水下，可细分为如下亚环境：沼泽、泻湖、沿岸砂堤、海滩、礁坪、礁体生长带（图7-8）。

根据成礁环境和地貌、沉积特征，可将海南岛珊瑚岸礁分出以下几种类型：（1）平直海岸岸礁，如西岸的东方、排浦等岸礁；（2）海湾岸礁，如鹿回头岭两侧的三亚湾和小东海两海湾；（3）泻湖岸礁，如陵水县新村港、榆林港岸礁；（4）小岛岸礁，如南部崖县岸外的东瑁岛和西瑁岛岸礁。

2．堡礁　也叫堤礁、堤岛礁或障壁礁。堡礁多在平缓的海岸生长，离海岸有一定距离。平面上礁多呈曲线状，平行海岸分布。形成的堤礁与陆地之间有泻湖相隔。有时堤礁不止一排，按生物不同生态（或生长深度不同）或其它原因可有多排堡礁出现。现在世界上最大的堡礁是澳大利亚东北岸的大堡礁，长达2 000km，向岸外延伸达50—145km。古代最大的堡礁是美国新墨西哥州东南部和得克萨斯州西部二叠盆地的船长礁，厚达360m以上，长达644km，现已在埋藏的地下部分找到油气藏。

3．边缘礁　也和堤礁一样与盆地深度的剧烈变化有关，但远离海岸而分布。因此尽管礁后广阔的水域较浅并比较隔绝，但它的含盐状况实际上没有变化（或在离礁很远的地方变化）。礁后沉积为正常海水的碳酸盐岩层或陆源碳酸盐岩层。这种类型的现代礁见于巴哈马群岛，印度洋有恰果斯群岛礁。古代有苏联乌拉尔—伏尔加区的上泥盆系多内昔礁，阿尔兰—迪尤尔提尤利礁等。

另外，费里德曼和桑德斯（Friedman a d Sanders）把礁分为二大类，即长条形礁，包

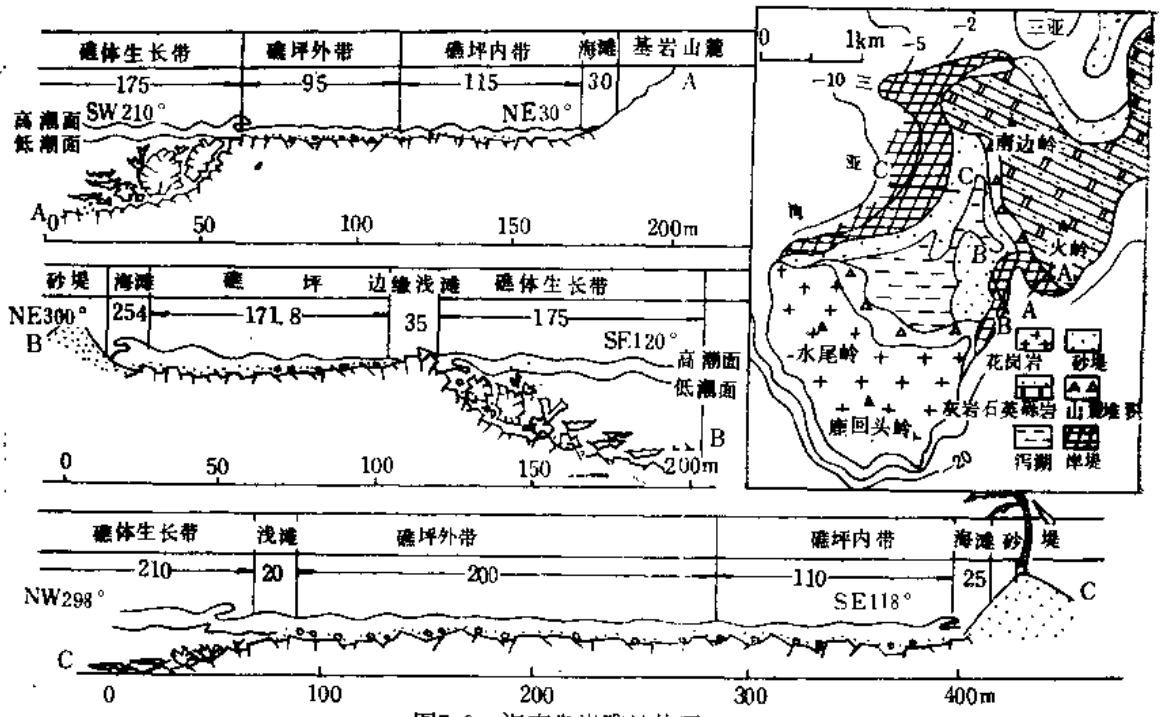


图7-8 海南岛岸礁结构图

（据吕炳金等人，1984）

括岸礁、堡礁；孤礁，一般是圆形的，又可分为宝塔礁和点礁。

苏联学者B.Г.库兹涅佐夫提出的礁系和单体礁分类基本上与此对应。

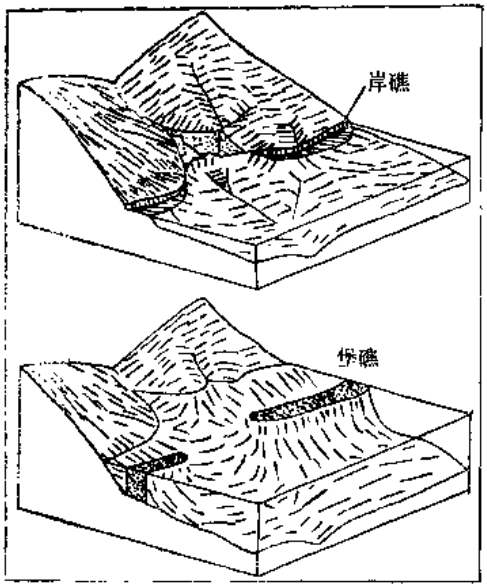


图7-9 线状堡坝与岸礁的形成关系块状图

1. 岸边的岸礁；2. 陆块下沉和礁向上生长形成堡坝，与岸边有泻湖隔开

（据Friedman and Sanders modified from Strahler and Strahler, 1978）

上述这些礁在发展上是有联系的。在海退即海面下降和海岸临近时，边缘礁可以转变成堡礁，然后又转变为镶边礁；在海进时，情形则正好相反。达尔文（Darwin, 1936）和弗里德曼等人曾经证实，当陆地（基底）沉没，即海进时，岸礁就转变为堡礁（图7-9），然后又转变成环礁。上述岸礁—堡礁—边缘礁序列与达尔文的序列类似，成因意义也相同。

马克斯韦尔（Maxwell, 1968）根据礁分布的水域，把礁分为海洋礁和大陆架礁（图7-10）。又根据形态和分布的位置，进一步划分为：

海洋礁：（1）雏形的群落；（2）岸礁；（3）堡礁；（4）环礁。

大陆架礁：（1）雏形的群落；（2）台地礁；（3）泻湖台地礁；（4）拉长的台地礁；（5）墙礁；（6）尖端礁；（7）叉尖礁；（8）复合的裙礁；（9）开放环礁；（10）开放网状礁；（11）封闭的裙礁；（12）封闭的网状礁；（13）柱形礁；（14）溶蚀礁（图7-10）。

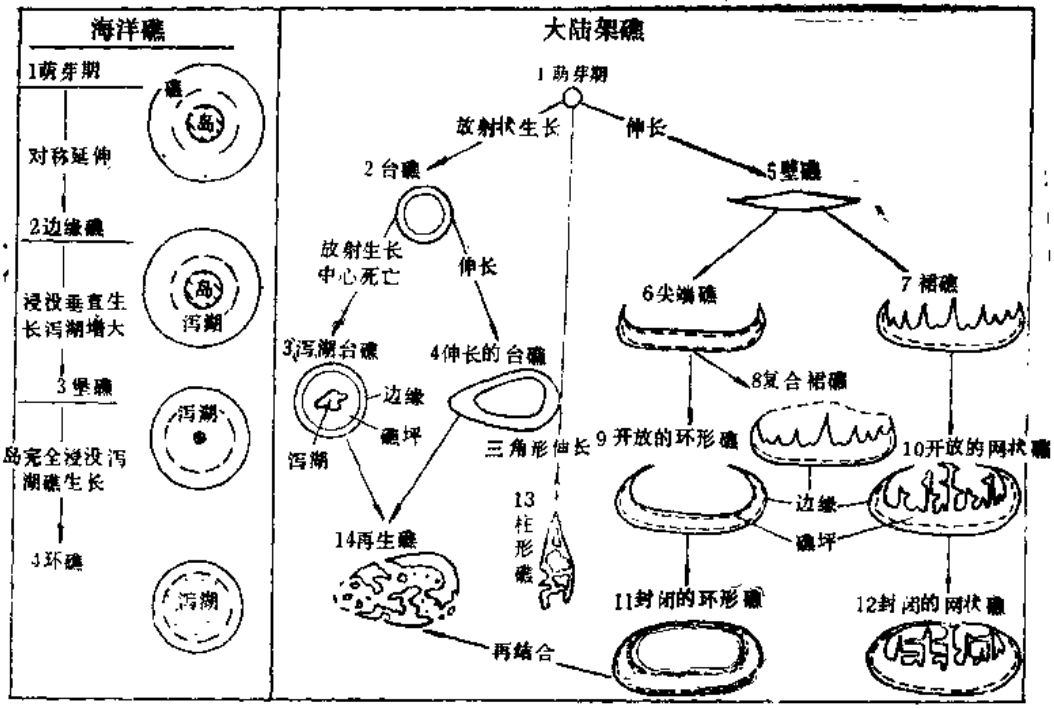


图7-10 礁的分类
(据Maxwell, 1968)

八、礁的分布

礁在海域或湖域中分布很广泛。但由于它的形成受许多因素控制，因此其分布具有一定的规律。礁的形成和分布受如下因素控制。

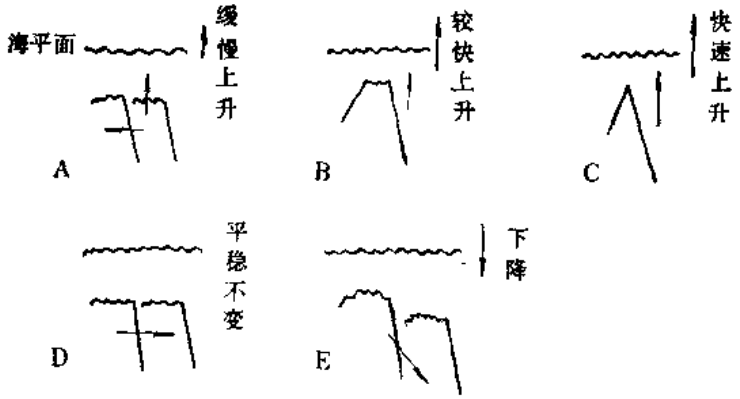


图7-11 海平面升降与礁的生长关系示意图

1．海平面的升降 造礁生物生存在一定的海水深度，既不能露出水面，也不能生存于较深的水中。因此，组成礁的藻和另一些植物，只能在光合带繁殖。当海平面保持稳定，礁就会沿自身的碎石斜坡向海推进(图7-11)。例如得克萨斯西部二叠纪礁(图7-12)。如果海平面缓慢地上升，则礁基本上向上生长，而不会横向移动，或者向海岸方向逐渐推进（图7-11A），例如澳大利亚肯宁盆地泥盆纪的礁。如果海平面快速上升，礁则因水的深度迅速增大，无生存能力而消亡（图7-11B、C）。海平面如果缓慢地下降，就会造成礁向海和向下移动（图7-11E）。

2．大地构造位置 对礁的控制意义与海平面的变化同等重要。礁的形成基本上是受构造大陆架的控制，这里的沉积作用是在浅水、无陆源碎屑的环境中进行的。在这个广阔的领域里，可以识别出四个主要亚类。第一种礁形成堡礁（如西得克萨斯州的三叠纪礁）或不连续的点礁。有时大陆架的边缘可能是断层，礁在断层悬崖的顶峰上建造，如英国北部克拉科

和克拉文礁。第二种礁，因大陆架太深，使礁沿着背斜顶部同沉积移动发育而形成。利比亚的古新世因泰萨尔礁就是一个例子，英国的早石炭世博伍伦德槽的克里锡罗礁也是一例。第三种礁为海底火山喷发时，在熔岩锥上形成，墨西哥塔毛拉勒盆地的泥盆纪哈马尔—拉格达德是典型代表之一（Massa and Other，1965）。第四种礁是在广泛的面积中分布的无规律的点礁，如加拿大地盾边缘上的志留纪点礁（Lowenstam，1950）。

局部构造也同样影响礁的生长。例如海底的突起，在适宜条件下就可以成礁。特别是大陆架脊，更利于礁的生长，例如墨西哥湾坎佩切滩即是发育于大陆架脊上。

断层也能控制着礁的发育。断层的发生和发育可使礁伴随着发生位移（图7-13）。

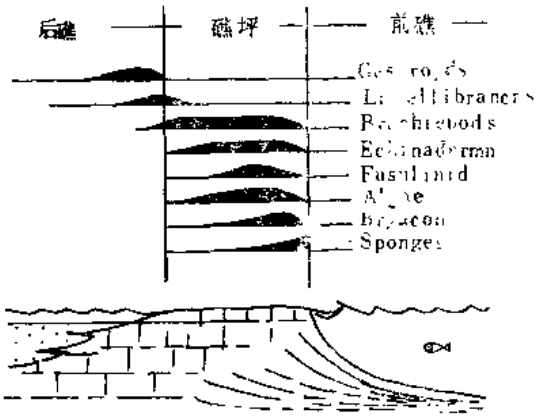


图7-12　美国西得克萨斯州二叠纪礁
（据Selley，1978）

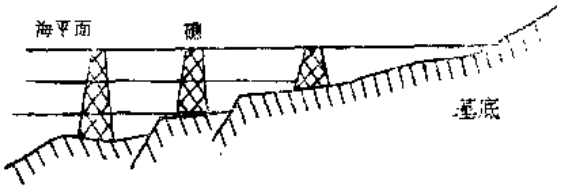


图7-13　断层控制礁的位置

3．地貌的影响　岸礁和环礁严格地受海底地貌和海岸带地貌特点的控制。例如我国南海的岸礁，其形态和分布特点均受海岸带坡度和海岸地形的制约。海南岛的珊瑚岸礁，根据地貌可分为平直海岸岸礁，弯曲海岸岸礁等。又如海台地、海山控制着太平洋的岸礁、堤礁的形态和分布。

4．沉积环境的影响　礁主要分布于南北纬32°之间，少量的珊瑚藻礁分布于北纬49°。由此可见，礁的形成需要温暖的条件。除此之外，生物生长需要清洁的水域，以免有碎屑物质使生物窒息；还需要有机物质和$CaCO_3$的供给，保证生物的造架作用。各种不同的生物生存的环境各有不同。例如珊瑚礁生长于水下，而蛇螺礁则主要生长在潮间带（图7-14）。不同的生物需要的盐度也各有不同。如珊瑚生长的海水盐度为20—40ppt；红藻可在广泛盐度变化的环境中（18—51ppt）生存；牡蛎则生存于微咸水的环境中（10ppt），在河口中最发育。

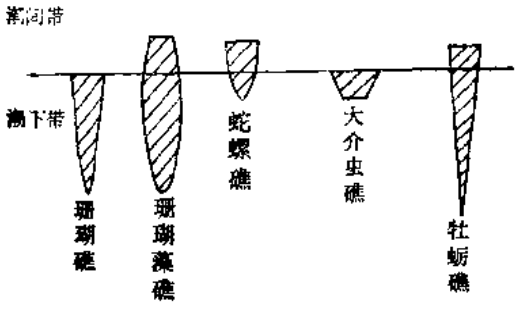


图7-14　各类生物生长的环境

不同类型的生物礁分布于不同的沉积环境。以最常见的岸礁、点礁、堡礁、宝塔礁、丘礁为例，其中岸礁分布于各种海岸带，点礁常分布于堡礁之后的泻湖中，堡礁分布于大陆架边缘地带；宝塔礁和丘礁分布于斜坡地带（图7-15）。

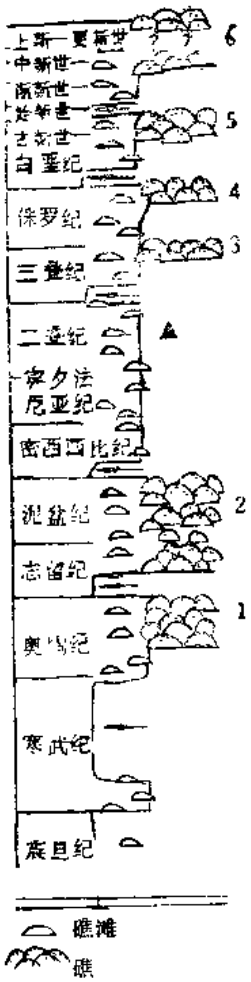


图7-16 礁在地质时代中的分布特点
（据James,1978修改）

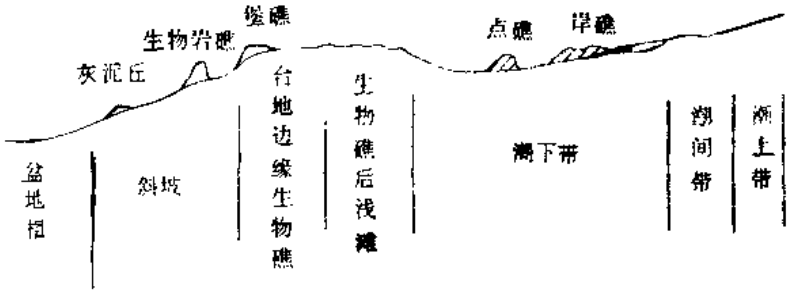


图7-15 不同类型的礁与沉积环境的关系示意图

5．生物群落 生物群落也是控制礁分布的因素之一，而且是成礁的关键性要素。造礁生物群落能分泌大而茁壮的各种生态骨骼（分枝状、半球状或板状），这些具有骨骼的生物在显生宙期间具有一定的分布规律（图7-16）。有些生物群落虽不具有骨骼，但它可以分泌粘液而形成丘礁。所以礁在各个时代都有分布，但组成的生物群落不同，现列举如下：

震旦纪——蓝绿藻。

寒武—奥陶纪——绿藻、蓝绿藻及古杯动物、苔藓虫。

志留纪——层孔虫、四射珊瑚。

泥盆纪——四射珊瑚、管状珊瑚、层孔虫、古苔藓虫。

石炭纪——四射珊瑚、板状珊瑚。

二叠纪——苔藓虫、水螅、海绵、珊瑚。

三叠纪——六射珊瑚、钙藻、海绵、树枝状珊瑚。

侏罗纪——六射珊瑚及藻类。

白垩纪——钙藻、珊瑚、苔藓虫、厚壳蛤、有孔虫。

老第三纪——珊瑚及藻。

新第三纪——藻、珊瑚、唇口目、苔藓虫。

九、我国的生物礁

我国对生物礁的研究较晚。已发表的资料证明，各地质历史时期均有生物礁发育。

震旦纪 我国分布广泛的震旦纪地层，包括南方的灯影组、北方的雾迷山组、塔里木盆地的奇格布拉格组都有藻礁发育，有人称为点礁，也有人称为藻滩。这种礁由藻类组成，规模较小，一般几平方米或几十平方米。根据叠层石和几何形态很容易辨别。

寒武纪 已在扬子地台北缘和湘西渔塘早寒武世地层中发现礁，前者为补丁礁，后者为堤礁。补丁礁（岸礁）基本上由网格古杯（*Retecyathus*）组成，规模较小，厚仅几米，叠覆成复合体。堤礁主要是由灌木丛状表附藻和管状葛万藻以及间接参与造礁的各种蓝绿藻组成，附礁生物仅见少量三叶虫和介形虫。礁体宽0.2—0.8km，长4-6km，厚几十米。

奥陶纪 在下扬子区（包括钱塘区）已发现多处生物礁，主要由灌木丛状、管状钙藻类（可能属红藻）和苔藓虫、珊瑚、层孔虫等造礁生物组成。礁体厚几十米，延伸最长达11km，属于堤礁性质。

志留纪　见于扬子地台北缘的四川城口，为补丁礁。主要由蜂巢珊瑚组成，也有层孔虫和苔藓虫，伴有丰富海的百合和其它生物。此外，在贵州地区也曾找到志留纪近岸泻湖式的珊瑚藻礁，厚达50m左右。

泥盆纪　根据已发表的资料，泥盆纪是我国南方古生代生物礁最发育的时期，在贵州、广西、四川、湖南等地均有发现。以贵州为例，生物礁主要分布于台地边缘相带（图7-17），

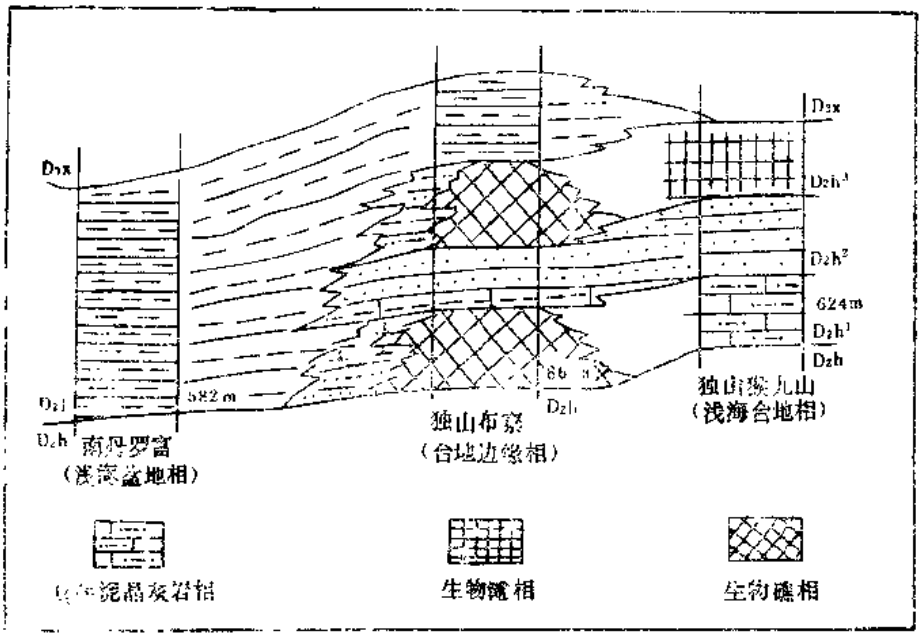


图7-17　独山—南丹间中泥盆世晚期沉积相变化示意图

（据地矿部第八普查勘探大队三分队，1977）

造礁生物主要为层孔虫和珊瑚，附礁生物有棘皮、苔藓虫、腕足、红藻等，生物含量达20—90%。厚达240m，延伸几公里。可十分清楚地划分出礁核相、前礁相、后礁相。广西大厂龙头山泥盆纪生物礁的造架生物与贵州基本一致，但其发育于盆地的隆起部位。

湖南发育有多种类型的生物礁（图7-18）（戴光亚，1986）：

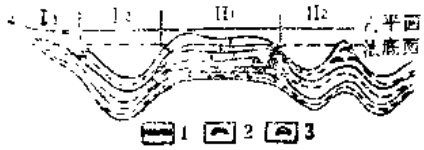


图7-18　生物礁所属相带剖面示意图

Ⅰ滨海相区　Ⅰ—1　滨岸潮坪相带

Ⅰ—2　近岸海盆相带

Ⅱ台地相区　Ⅱ—1　台地开阔浅海相带

Ⅱ—2　台地海盆相带

1. 层礁；2. 台缘礁；3. 丘礁

生物层礁，高几米至数十米，宽几公里至数十公里。主要造礁生物为层孔虫和珊瑚。

台地边缘礁，高达百余米。造礁生物主要是六方珊瑚和板状层孔虫为主，附礁生物有海百合与腕足等。生物含量达60—80%。

丘状礁，发育台地海盆相带内，形成于隆起之上。造礁生物以珊瑚、层孔虫为主。

石炭纪　已在广西地区大塘期中发现点礁（方少仙等，1985）。主要造架生物是四射珊瑚与苔藓虫，附礁生物是海百合、腕足、有孔虫、介形虫、绿藻。礁核厚达114m，分布直径达200m。发育于孤立的碳酸盐台地上。

二叠纪　这也是我国生物礁比较发育的时期，特别是我国南方，已在云南、贵州、广西、湖南、四川、湖北等地发现二叠纪的生物礁。分布广泛，类型多样，生物丰富。礁的类型有：

台地边缘生物礁，如云南省广南莫那孟生物礁。造架生物主要是钙质海绵，附礁生物有

有孔虫、腹足类、腕足类、苔藓虫等。川东、鄂西二叠纪生物礁也属此类。

点礁，如滇黔桂南盘江地区的孤立碳酸盐台地上的生物礁。造架生物以海绵为主，苔藓虫、水螅、珊瑚为次。又如川东一带，不少礁属于台地内的点礁。

三叠纪　已在贵州和四川西北部等地发现有三叠纪生物礁。据贺自爱等人的研究，贵州三叠纪生物礁属堤礁（堡礁）（图7-19），形成于安尼锡克期和拉丁尼克期。造礁生物以红

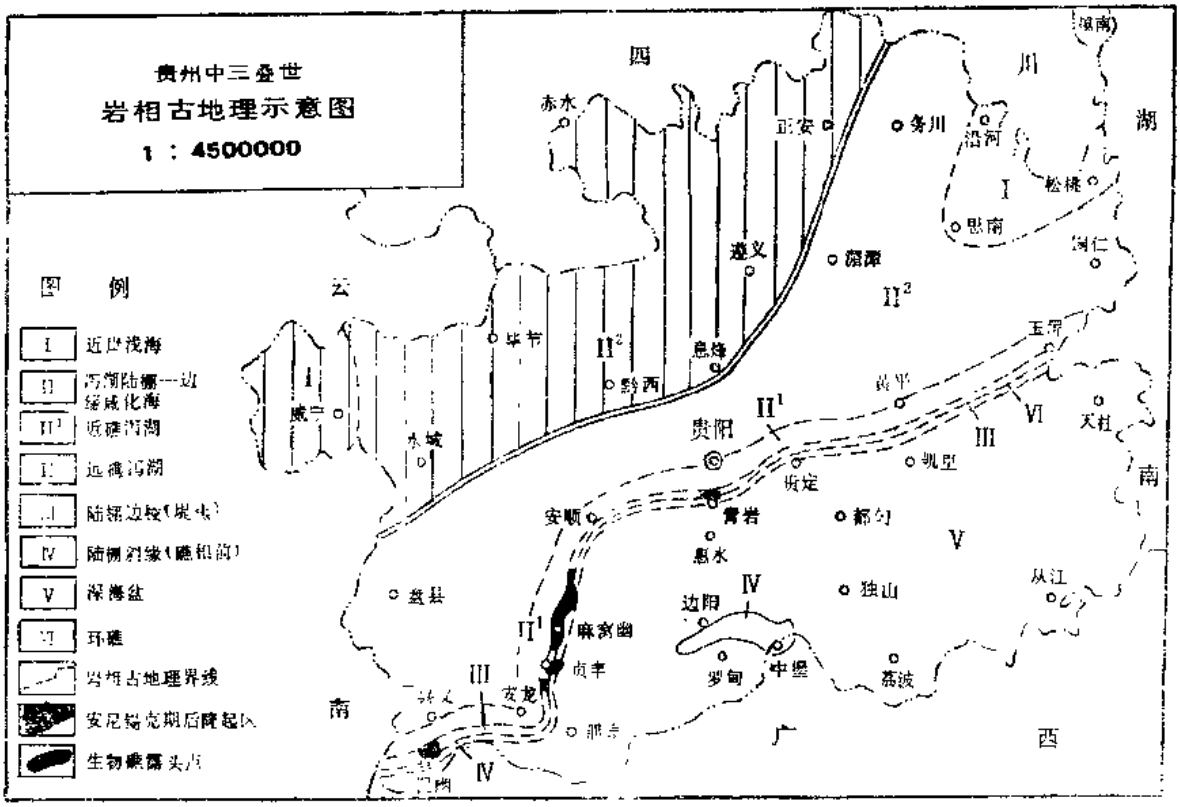


图7-19

（据地矿部第八普查勘探大队四分队，1977）

藻为主，附礁生物有腹足类、腕足类、有孔虫等。厚度达几百米。川西北龙门山前晚三叠世的生物礁曾由吴熙纯等人做过详细报导，属于点礁（补丁礁），造礁生物以海绵为主，附礁生物有腕足、棘皮、介形虫等。呈礁群分布（图7-20），礁残留高度约25m，椭圆形，出露宽度约50m，礁间距100—500m不等。

第三纪　我国既有海相生物礁，也有陆相生物礁。陆相生物礁以胜利油田东营凹陷平方王礁体最为著名，钱凯等人（1979）已做过详细报导。该礁体以多毛类、藻类为造礁生物，由多个礁体组成不对称的弧形堤状复礁体。单礁体最大厚度为11.3m，可以清楚地划分出礁核、前礁、后礁相（图7-21）。形成于淡化泻湖环境中的清水区域，发育于水体升降频繁、幅度不大的隆起上。已成为著名的油田。珠江口盆地经地震勘探和钻探证实，第三纪发育有大量的海相生物礁群，陈斯忠、胡平忠（1985，1986）在有关学术会议上曾做过详细介绍。属于塔礁（图7-22）、点礁，推测尚有台地边缘礁。造礁生物主要有红藻、珊瑚、海绵、苔藓及水螅，其中最主要的是珊瑚藻科。附礁生物有有孔虫、腕足、软体、棘皮、介形虫等。厚达百余米，生物礁群面积近千平方公里。有的已经钻探证实为油田。除此之外，莺歌海盆地和北部湾盆地经地震勘探证实，均发育有晚第三纪生物礁。

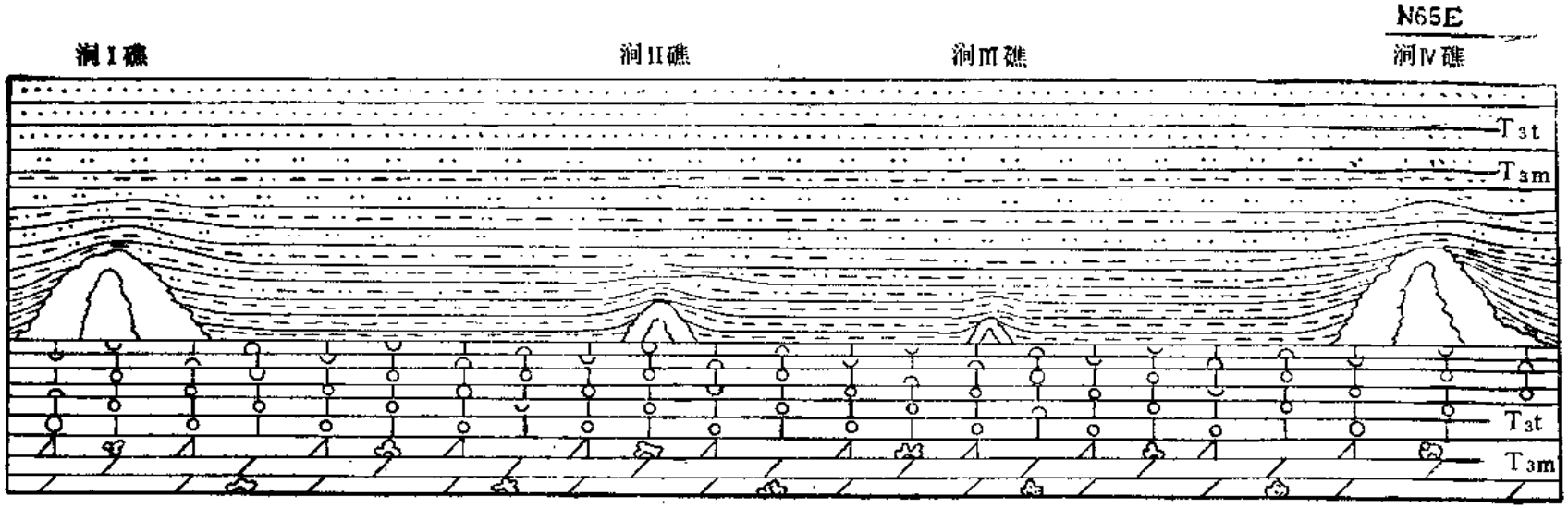


图7-20 四川绵竹县拱星洞槽沟Ⅰ—Ⅳ生物礁及礁间沉积横剖面图

（据吴熙纯等，1977）

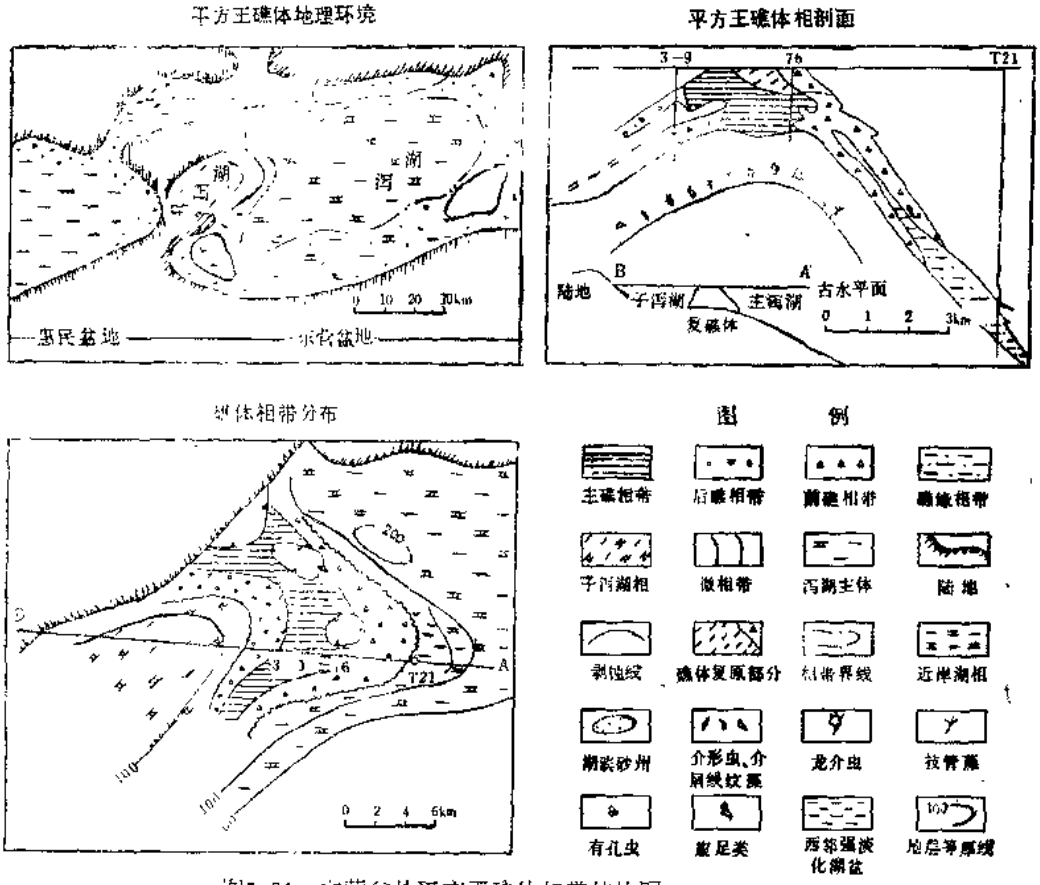


图7-21 东营盆地平方王礁体相带结构图

(据钱凯等人，1979)

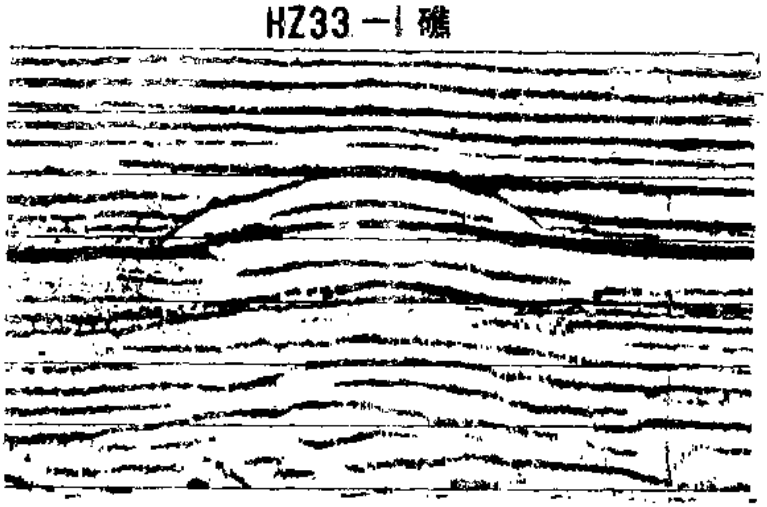


图7-22 珠江口盆地第三纪中新世HZ33-1礁相剖面示意图

(据胡平忠，1985)

第八章　台地碳酸盐

一、概　　述

台地这个名词在碳酸盐岩沉积环境和沉积相研究中运用非常广泛，已经成为专有术语，代表一定的碳酸盐沉积环境，是碳酸盐岩沉积相和沉积环境中一个非常重要的模式。但是至今对它的含义并没有一个非常明确的定义。

碳酸盐台地一词源自巴哈马地区。早在本世纪30年代，布莱克（Black）等人就提出巴哈马地区沉积物与古代石灰岩岩相相似，可以进行对比。相隔20年以后，格里姆斯代尔（Grimsdale，1950）认为，巴哈马碳酸盐台地沉积模式可以普遍地应用于古代碳酸盐岩沉积相分析。后来研究巴哈马碳酸盐台地的人越来越多，而且发表了许多著作，对研究碳酸盐沉积环境和沉积相起了巨大的推动作用。因此，巴哈马已成为世界最著名的研究近代碳酸盐的地区。

所谓台地，是任何一个水平面或接近水平面地区的一般称呼。如滨岸向海延伸的水下平缓侵蚀面，称为台地海岸。在沉积相研究中，凡是依据地理位置命名沉积环境的沉积模式，多用台地一词。

台地是一个非常广阔的、宽可达100—10 000km、而且又非常平坦的克拉通地区，为浅海覆盖，与深海以斜坡为界。斜坡可以是平缓的，也可以是比较陡峻的。台地实际上是处于潮坪和深水沉积环境之间的一个浅海沉积环境，具有独立的沉积相和沉积体系。

弗吕格尔（Flügel，1978）曾经对碳酸盐台地下过一个定义，他认为使用台地一词应该包括如下一些重要方面：

（1）具有浅海和边缘海的碳酸盐沉积作用；（2）似乎是透光带平坦覆盖层；（3）大面积到非常大的面积为均匀的沉积相类型；（4）以高能碳酸盐沉积或很大的生物礁为界；（5）整个台地为潮下带、潮间带和潮上带的相互转变；（6）台地绝大部分沉积物很少有陆源碎屑输入；（7）台地上地形起伏相对较小；（8）台地在陡坡的末端倾斜很小。

我们可以借助这些方面来确定和研究碳酸盐台地。但是，各个地区、各个时期的台地有其自身的特点，在研究过程中应该注意其特殊性。

广阔的台地在现代很少见到，但古代碳酸盐台地则多有发育。如北美寒武系、奥陶系的碳酸盐台地；欧洲西部的侏罗系碳酸盐台地；俄罗斯泥盆系、石炭系碳酸盐台地；中东的第三系某些碳酸盐台地；我国华北寒武系、奥陶系碳酸盐台地；扬子地台上的奥陶系、泥盆系、石炭系、二叠系都发育有碳酸盐台地。这些碳酸盐台地常具有巨大的油气储量，因此，对碳酸盐台地的研究具有重要的国民经济意义。

碳酸盐台地常为陆表海所覆，水深很浅，一般在5—30m之间，多数在5—10m。但地形仍起伏不平，这是由于不同地区沉降幅度和沉降速度不同所致。有时沉降深度达到波基面之

下，而根据对现代大洋波浪作用的研究，波基面可达70余米。这种现象在我国碳酸盐台地特别突出，常在台地上发育有波基面以下的次级环境，例如贵州泥盆纪和四川二叠纪的碳酸盐台地等。

由于碳酸盐台地周围常无陆地或为屿所围，因此，只有小潮的影响。潮流在广阔的台地内没有什么意义，只在潮沟地带有较强的作用。整个台地大多数时期处于低能环境，只有边缘地带与斜坡相交的部位具有高能环境，这是由于开阔海洋巨浪作用的结果。

在台地内常常由于风暴而引起短暂的风暴波浪和水流，对台地的沉积作用具有较大的影响。风暴的发生受气候控制。风暴在很浅的地方可能造成激浪，对海底沉积物具有强烈的改造作用。

风暴激浪是一种最具有破坏力的风暴海浪。但是它在深处作用不甚强烈，向陆地可以影响到一英里的地方。旋涡是风暴激浪中最危险的部分，也就是对海底最有破坏力的部分。根据对现代海洋的调查，风暴对陡峻的海洋底影响不大。

根据地理位置，即与海岸的关系，可将碳酸盐台地分为三类：

(1) 与海岸连接的延伸很广的碳酸盐台地(图8-1)。此类台地常与潮坪相连，形成一个统一的沉积体系。这种类型在古生代尤为发育。

(2) 与海岸不连，在海洋与台地之间有海舌或海峡所隔。多呈一个平台从海中升起，四周为斜坡与深海过渡（图8-2）。这种碳酸盐台地分布面积小，如现代墨西哥湾的巴哈马台地。有人把这种台地称为孤立碳酸盐台地（Read，1985）。

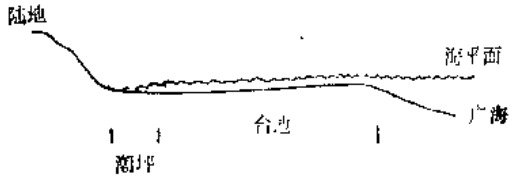


图8-1 与海岸连接的碳酸盐台地

图8-2 与海岸不连的碳酸盐台地

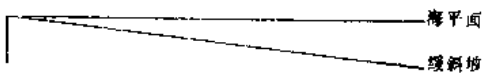


图8-3 缓斜坡，如波斯湾和沙克湾

(3) 缓斜坡，从岸边开始以非常平缓的角度345（通常小于1度）向较深水倾斜（图8-3），现在的波斯湾和沙克湾就是典型的代表。

二、现代碳酸盐台地

(一) 巴哈马台地概况

巴哈马台地位于美洲中部加勒比海，是一个在佛罗里达海岸外面刚刚沉没的海平原(图8—4)。其南端靠近拉吉德群岛和旧巴哈马海峡，约位于北纬22°，北端至北纬28°。由盖在第三系和白垩系石灰岩、白云岩之上的更新世石灰岩构成，其上又盖有薄的现代碳酸盐沉积物。台地南北约700km，东西约300km，浅海碳酸盐沉积面积达96 000km²。台地周围以陡斜坡边缘为界(倾斜度常为40°)，为三个宽而深的海峡——普里罗维登斯海峡、海舌和埃克斯马海峡分开。海峡的轴部深度分别为600—3 500m、1 300—2 500m和1 600—2 000m，每一海峡都向大西洋方向的深海底加深。台地中部为安得罗斯岛。台地上水深偶尔超过15m，通常浅于7m。

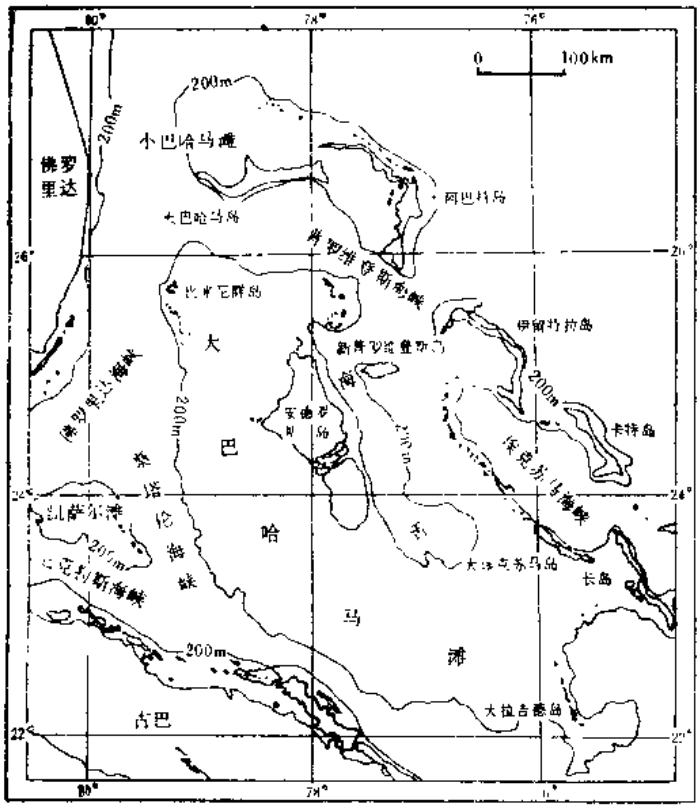


图8-4 巴哈马群岛略图

(据Bathurst, 1971)

该区属于潮湿亚热带气候，开阔海表面水的月平均温度（2月—8月）为22—31℃。大部分地区，涌流的水流一般都能够使水温垂向上保持相对均匀。

大巴哈马滩上的水体运动是由于潮汐和波浪联合作用形成的。潮汐水在滩上和滩外缓缓运动，多少呈帚射状，但集中于潮沟内，涨潮时水流较退潮时强。一般潮水流速约25m/s，在潮沟中可以超过100m/s，但是强烈地受风向和风速的影响。平均水升起41cm，最大达95cm (Ginsburg and Hardie, 1975)，有飓风时，在滩边缘水面局部升高可超过3m。潮汐作用一般由滩边向里逐渐减弱，但在大巴哈马滩中部不明显。

巴哈马滩位于信风带，从3月到8月的风主要来自东或东南方向，冬季风则来自相反的方向。安得罗斯岛提供了一个有效的堡坝，使得滩上无水循环，这里潮汐作用很弱。因此，在安得罗斯岛的背风面处，由于蒸发作用而形成超盐水。但降雨量较高时(100—150cm)，在大部分滩的面积上盐度不超过38‰，而且蒸发盐矿物不能保存。

台地上发育有大量生物，其分布如图8-5。这些生物群与沉积环境有密切的关系。

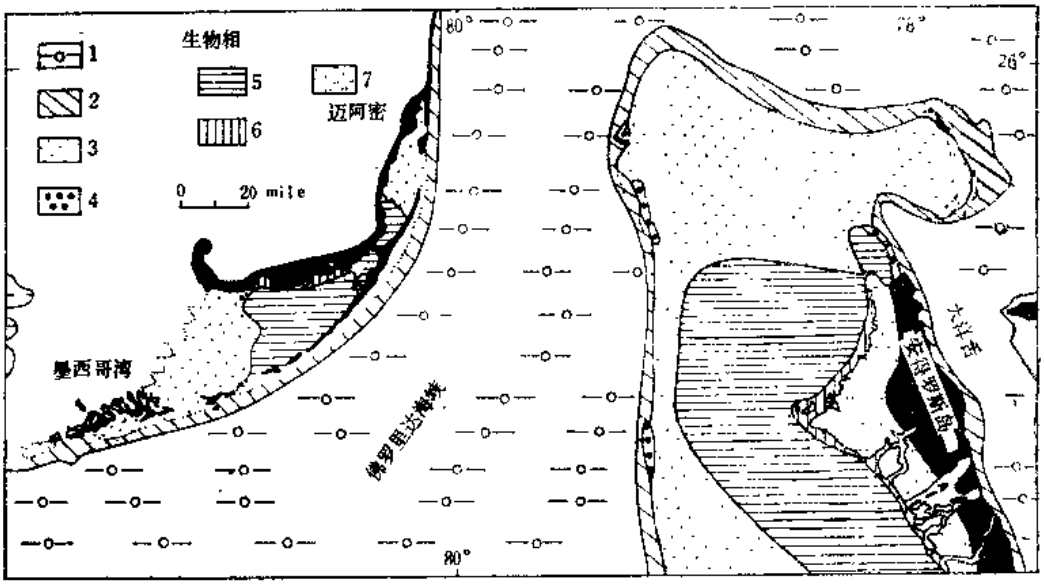


图8-5 佛罗里达和大巴哈马区域的生物相

(据Coogan and Multer, 1971)

1. 浮游有孔虫；2. 鹿角珊瑚-风螺生物相；3. 风螺生物相；4. *Tivela* 生物相；5. 过渡生物相；6. *Cerithidea*; *Costata*生物相；7. *Fasciolaria-Batillaria*和*Crepidula*生物相

（二）巴哈马碳酸盐台地沉积相

巴哈马碳酸盐台地可分为两大沉积相区和六个沉积相，分述如下。

1．台地边缘相区

（1）珊瑚礁：发育于安得罗斯岛的东侧，处于台地边缘（图8-6）。这是一个壮观的堡礁，宽达1—1.5km。有大量的各种生物群，约有30种珊瑚，但以*Acropora palmata*占优势。珊瑚骨架以珊瑚藻为边缘，骨架内有软体、棘皮动物、有孔虫、水螅珊瑚、环节动物、入射珊瑚和鱼居栖。石嘴和沟槽发育，生长于1—50m水深。

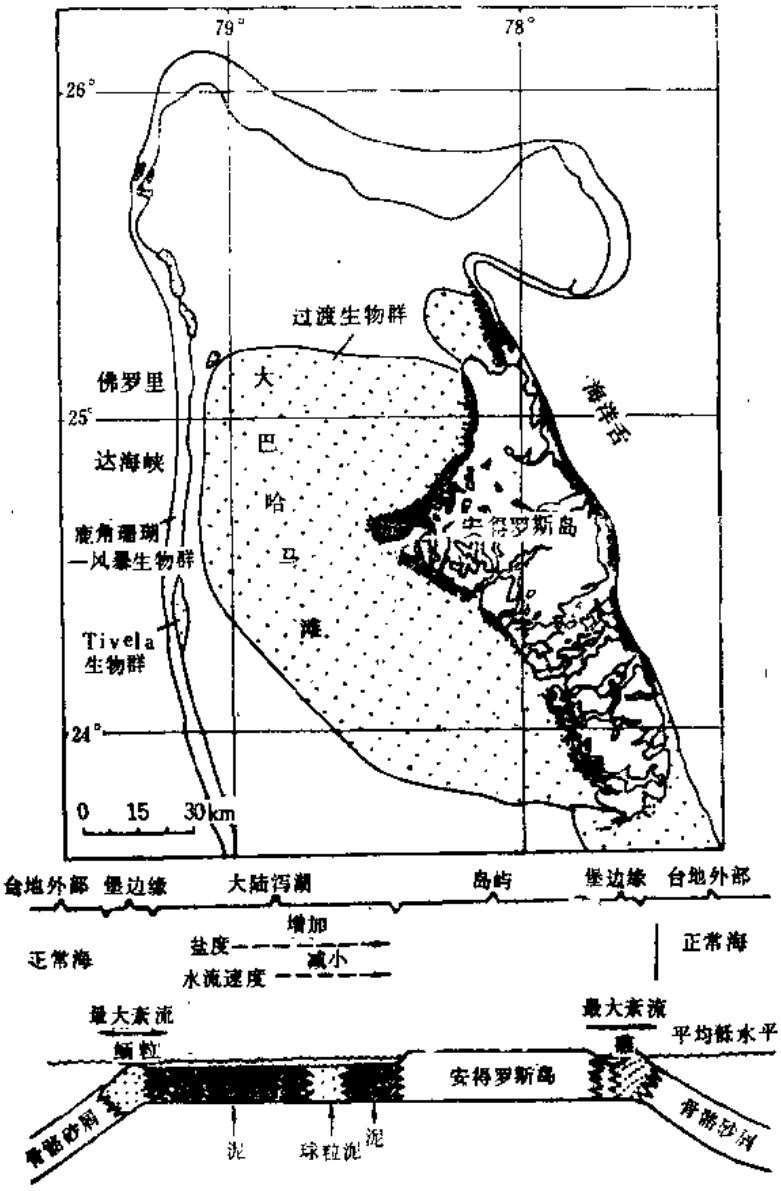


图8-6 大巴哈马滩台地现代碳酸盐岩相分布图

（据Purdy，1963）

在巴哈马台地外的大陆架区域，即珊瑚礁外的海域，发育有大量的碎滚石坪和丘，其间尚有各种过渡类型碎滚石堆，是由于各种机械作用和生物活动破坏礁形成的。这已是深水碳酸盐岩沉积相。

（2）珊瑚藻：分布于礁后以及北部和西部台地边缘(图8—6)。珊瑚藻往往附着于基底岩

石呈席状覆盖，其它生物则以能够强烈胶结和发生包壳的种属占优势。在岩石质岸边也发育有生物，主要以粘结和附着生物群为主，包括绿藻、珊瑚藻、海绵、甲壳动物、腹足类、双壳动物、棘皮动物，沿着暴露海岸的潮下岩石突起上也可见到。

（3）鲕滩：发育于潮间带和滩边缘。主要分布在巴哈马台地的西部边缘，少量分布于安得罗斯岛的南部和北部。

鲕石砂分布于：①活动的鲕石滩边缘到开阔海，这是鲕石形成的主要边界；②稳定的鲕状砂坪，常常形成较大的毯状沉积延伸到台地内部，并与其它沉积物类型渐变（图8—7）。

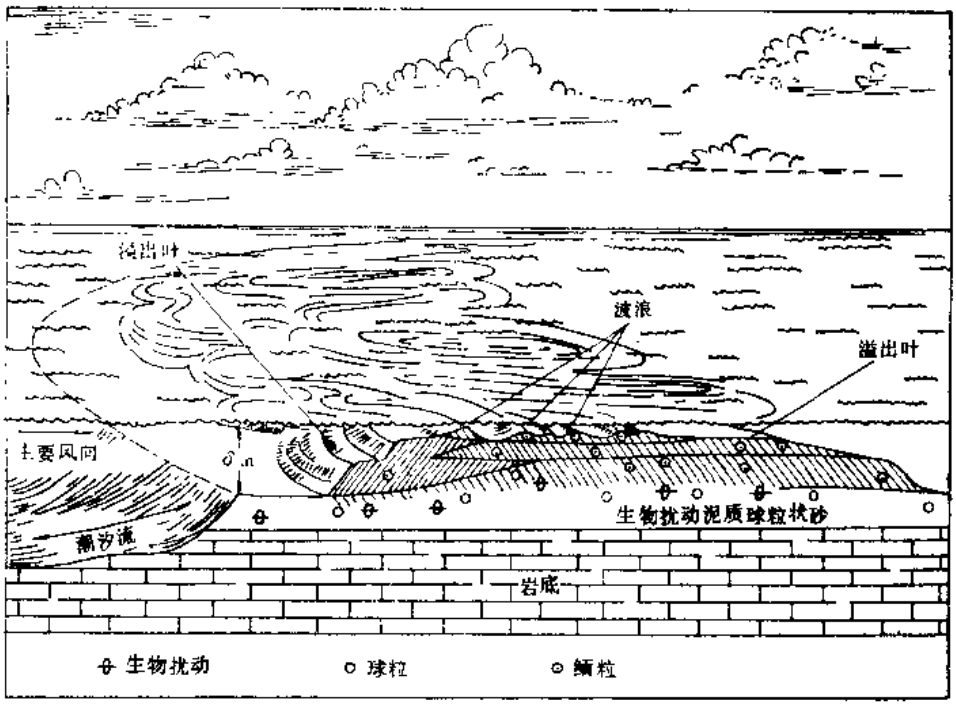


图8-7 卡特沙州鲕状砂带状简图

（据Ball, 1967）

典型的鲕粒相是以丰富的鲕状岩和含极少量骨骼为特点。根据卡特沙州—布罗沙州的南部样品分析，发现水深度与鲕状包粒的丰富程度之间存在相反的相关性。然而，仅用深度解释鲕状岩的分布是不充分的。鲕状岩的形成与底部扰动作用有关，而水的扰动作用则与水流速度有关。例如在卡特—布罗沙州，由边缘陡坡到沙州的边缘深度减小，因此引起在这个方向上潮汐水流速度增加，造成底部扰动作用增强。

开阔海水向浅滩运动时，随深度变化，水运动速度发生改变，同时温度和盐度逐渐增加，$CaCO_3$的溶解度逐渐降低，并伴随混浊度增加。由于水流扰动作用的增强，易使CO_2排出，形成具有扰动作用和蒸发作用的超饱和溶液，为沉积$CaCO_3$提供了理想的条件。所以，巴哈马鲕石的成因是物理、化学条件的综合（Purdy and Imbrie, 1964）。

珀迪（Purdy, 1963）把卡特—布罗沙州的鲕状相划分为鲕状岩相和混合鲕状岩相两个亚相。二者主要的区别是：鲕状岩相鲕粒含量很高，平均92.6%(80.2—98.0%)；而骨骼颗粒含量很少，小于1/8mm的颗粒也很少。鲕状岩相沿着浅滩边缘的沙洲分布，因为这里具有形成鲕粒的有利条件，鲕粒分选好，基本是非骨骼的鲕粒。混合鲕状岩相则分布在浅滩缓坡地带，鲕粒平均含量60.1%(42.3—73.7%)

关于单个鲕石的构造，珀迪和恩布里（Imbrie, 1964）也作了详细描述。巴哈马鲕石在

薄片上可以清楚地看到是由围绕核心的一系列同心纹层组成(图8-8，9)，大的鲕石核心典型的是由葡萄石或隐晶颗粒组成，较小的鲕石90%以上核心是由隐晶颗粒组成，它们大部分是

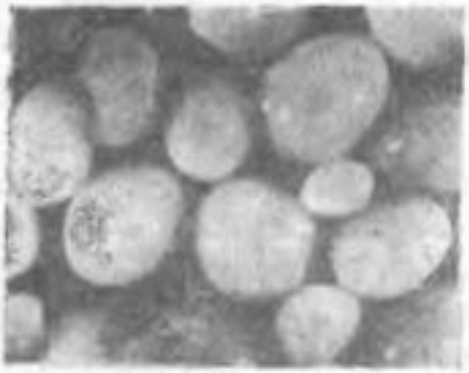


图8-8 巴哈马滩现代鲕石，显圆形到椭圆
(据Dunham)

图8-9 卡特沙洲鲕状砂带的鲕粒薄片
(据Ball, 1967)

重结晶的粪球粒。X-射线分析确定，鲕状同心纹层由文石组成。根据索比(Sorby，1879)和伊林(Illing，1954)的观察，文石晶体C轴平行于同心层，並任意地沉积在纹层表面上。在某些样品中，鲕粒同心纹层的重结晶作用是由外围同心纹层开始向核心逐渐进行，而在另外一些样品中，则重结晶作用没有一定的方向。

埋藏的鲕状砂普遍发生准同生水下胶结作用(Ball，1967)，形成块状岩石，胶结物是纤维状文石。

鲕滩上生物很少，仅有适应于这种动荡生活条件的环虫幼虫、潜穴的软体动物，以及棘皮动物(Harris，1977)。

鲕状砂带厚约4m，发育有交错层、水流波痕，其上覆有具潜穴的鲕状砂，并含大量的球粒状细砂，下伏沉积为台地内部相。与下伏接触关系有时非常明显，有时呈过渡状。

在活动的鲕砂滩上有大型的脊槽或大波痕，在它们的上面还有复杂类型的小型波痕(图8-10)。分选好，含有少于3%的灰泥。

图8-10 巴哈马索尔托斯沙洲，鲕状砂上的波痕
(据Harris，1977)

2. 台地内部相

在大部分台地内部，水的深度非常均匀。由台地边缘到内部，水的混浊程度、水流强度、水化学特点都有重要变化，导致底部沉积物在颗粒类型、颗粒大小和分选、胶结作用等方面的特点不同。

(4) 葡萄石：是台地环境独特的沉积物。葡萄石沉积环境中，波浪和水流作用有一定的强度，即以搬走细粉砂和粘土大小的物质，而不移走砂和粗粉砂级的物质为特点，但具有相对强的"交错潮流"。水深一般大于3m，葡萄石分布的最大深度则取决于波浪扰动的程度。沿台地中央北部，葡萄石分布于水深10—15m处，因为这里波浪作用增强。

有效地吹扬细粒的作用发生在安得罗

斯岛南部广大的浅水地区（深度2—4m），大部分大巴哈马滩的东部也有同样的特点，这些部位都具有葡萄石的毯状沉积。

葡萄石颗粒是典型粒级的颗粒集合体（大小约为0.5—2.5mm），表面不规则，为多瘤的。在薄片中，颗粒集合体由大量圆度好的隐晶颗粒组成，又为隐晶质石胶结联合（图8—11）。在葡萄石中，有时可以见到重结晶的鲕石。鲕石并不是与葡萄石同时形成的，而是异地搬运来的。葡萄石的胶结作用除化学作用之外，生物作用也很重要，特别是初期的胶结作用，常常是由有孔虫和藻的生长来完成的。根据对大巴哈马滩的观察表明，葡萄石最强烈的胶结作用发生在具有强水流的浅水区。朱尔托斯区的北部，葡萄石最好的胶结作用发生在紧靠鲕粒相带。这些事实表明，葡萄石的胶结作用与水运动的相对强度有关系。随着水流相对强度增大，胶结作用增强。

图8-11 现代葡萄石为文石泥晶胶结的灰沙颗粒薄片
（巴哈马群岛的贝里群岛）
（据Bathurst，1971）

生物群方面，这里底部一般为较薄的海草覆盖，而大动物主要是软体动物，*Strombus costata*是海底动物中普遍的成员，也是最常见的生物。葡萄石沉积表面有大量的食草动物和潜穴生物，由于它们的活动，使葡萄石大部分层理被破坏。

葡萄石在巴哈马台地水动力能量谱内，属中等能量的环境，但是它的胶结作用较快。这就是葡萄石形成的独特的沉积环境。

也有人对葡萄石的成因提出不同的看法。温兰德（H.D.Winland）和马修斯（R.K.Matthews）认为，巴哈马葡萄石是海相环境中重结晶的鲕石经胶结作用产生的。初期颗粒是由藻的增长和有孔虫的增生连结起来的。晚期胶结作用可能是集合体内部生物继续生长和胶结物经化学或生物化学沉淀充填的结果。资料表明，由重结晶的鲕石形成的葡萄石，一般是在海侵早期阶段形成的，是特有沉积环境中一定沉积条件下的产物。有坚硬颗粒的供给，不规则的水扰动，较高速度的水循环，很低的沉积速度，这些是形成葡萄石的有利条件。

（5）灰泥：主要分布在巴哈马滩鲕粒相的东侧，安得罗斯岛的背风面（图8-7）。这里没有水流作用，东风的吹扬作用最小，生物群也很有限。

灰泥相堆积在潮间带到水深6m处，其中含有62%的粉砂—粘土沉积物。由于颗粒太细，用普通显微镜研究困难，只是在近来用电子显微镜才开始获得有用的岩石学资料。格罗德（Glond，1962）曾研究过巴哈马滩安得罗斯岛西部的灰泥岩，这里文石呈针状体，大部分针状体长、宽比为10:1，针状体大小由0.1×1.0μm到0.5×0.5μm不等。

灰泥尚含粉级颗粒，根据记录，颗粒大小在北威尔士石炭系灰岩中为5—35μm（Banerjee，1959），英格兰和爱尔兰的几个圆丘礁中为2.5—14um（Folk，1962），英格兰的多塞特那上侏罗统中大约为4—10μm（Brown，1964），法国西北部上侏罗统中为0.5—20μm（Schmidt，1965）。国内将灰泥颗粒的粒级划为小于0.1mm。

泥晶套也是灰泥的一种存在形式，这是由于藻在颗粒表面钻孔残留而成。

关于现代和古代灰泥的成因，目前还有不同看法，即化学成因、藻类成因和碎屑成因。

为证实碎屑成因，蔡夫（Chave，1960，1964）曾用滚筒作试验，结果表明很多细粒物质可以从骨骼碎屑产出。伊林（1954）发现灰泥中的颗粒全是单晶体(<5 μm)，其中大部分毫无晶形，因此认为它们一定是磨蚀作用的产物。

古代泥状灰泥也同样具有以上三种不同成因。

(6) 球粒泥：主要分布在巴哈马台地的中央（图8-7），由50%或75%的粉砂和细砂级的球粒组成（Purdy，1963），其分布取决于局部水文条件。球粒泥有时含有粉砂和粘土级碳酸盐基质，主要骨骼由软体动物和有孔虫组成。

保存的大部分球粒是由一种生物作用，即多毛目幼虫形成的，並具有隐晶质文石的某种程度的内部石化。另外的生物（腹足类、外壳的）也可以产生球粒，但是在石化作用之前，多为机械作用所破坏。

球粒泥中有机质含量很低，平均少于1%。沿着西南海岸，平均有机碳浓度小于0.5%。

关于球粒的成因，根据大量资料，普遍认为是生物的粪便。但是，许多颗粒似乎很可能是骨骼类型的颗粒所成，甚至无机沉淀也可以形成球粒。麦基（Mckee，1969）提出了球状粒（peloid）这个术语，包括由隐晶碳酸盐集合体组成的所有颗粒，而不论其成因如何（Mckee，Gutschick，1969）。

巴哈马台地球粒泥相中，生物群的发育情况是底部往往有稀疏的海草生长，並有非钙质绿藻(*Caulerpa*)，分散的蔓藤植物和零星的钙质绿藻(*Penicillus*，*Udotea*和*Rhipocephalus*)，底部表面到处都为有机质垫所覆盖。动物最重要的是软体动物，双壳动物和腹足类次之。向球粒相中央部分（15—20km），明显地变为过滤食物的底层生物群，大量的是被囊类动物*Didenum*和各种骨针。

根据奎因（Queen）的资料，可以看出由相边缘到相内部，生物的多样性减少。这是因为海水的盐度、温度、以及底部扰动的周期性变化引起的。

球粒泥相没有保留下任何沉积构造，仅普遍见有充填的*Callianassa*潜穴。

球粒相不仅见于巴哈马台地现代沉积中，而且在古代碳酸盐中也可以见到(Beales,1958)，盖尤克斯（Gaycux，1935）曾称之为“假鲕”。其内部一般呈均匀的泥晶结构。布朗（Brown,1964）描述过产自英格兰多塞特群上侏罗统的假粪球粒，他发现在布鲁肯层中球粒呈椭球形到圆形，由直径约4μm的方解石晶体组成。在薄片中，见到这些球粒最小直径为40—30μm，大部分呈浅灰色，没有任何内部结构。在“硬海扇层”中，球粒呈球形，也有的为似棒状，最小视直径为70—140 μm，而晶体直径小于2 μm。我国古代石灰岩也同样有这种颗粒，如震旦系、奥陶系石灰岩中都可见到，现称为团粒。

由上所述，在大巴哈马滩区域内，比较容易区别和解释各种潮下台地内部沉淀物。从鲕状砂—葡萄石—硬的球状粒泥—“泥”，可根据颗粒类型和岩性变化，以及动物的变化来识别。这些沉积物和它们的几何形态、三维的相互关系，都与特定的海水运动以及水化学体系有密切的关系。只有泥质沉积环境可以根据水的深度、水化学性质、扰动和食物的来源作进一步划分，其它环境则不易进一步划分。

三、古代碳酸盐台地

古代碳酸盐沉积区基本上以台地类型为主，也有人称之为大陆架沉积，不过现在许多文献都把台地和大陆架碳酸盐区别开。例如塔克（Tucker，1980）曾经把浅水碳酸盐沉积划分

为三大类型：

（1）台地：非常广阔、相当平坦的克拉通，为浅水覆盖。

（2）大陆架：比较狭窄，以不同的坡折为特点，以显著增加的坡度而进入附近盆地中。

（3）缓斜坡：平缓的斜坡面，向海进入深水。

威尔逊（1975）则把浅海碳酸盐沉积划分为台地和大陆架，台地的概念与塔克是一致的，但大陆架沉积则仅指人们常说的斜坡部分。

作者认为，塔克的划分更合理。因为大陆架一词已成为地质学家和地理学家的一个专门术语，是指陆壳向海延伸的部分。地质学家根据沉积学的观点，又把它分为台地、大陆架以及缓斜坡。

（一）碳酸盐台地沉积环境的特点

在克拉通上水深一般小于5—10m，所以主要是浅水潮下到潮间带沉积环境。潮间带由潮坪组成，其宽可达几公里到几十公里。在潮上坪以外则是侵蚀平原，这里主要是成壤作用和喀斯特化作用。潮坪发育于台地上的正向面积。潮下地形同样近于平坦，但有轻微的起伏，这可能反映克拉通原来的地形起伏，也可能是不同沉降幅度的结果。

台地潮差较小，潮汐流在开阔的台地上没有多大意义，只在潮道中非常强烈。所以台地是低能环境，非常安静，只有风浪作用。好天气波基面非常浅，小于5m。

虽然没有经常性的强烈水流作用，但有特别强烈的风暴作用，可以使海水面升高几米，风暴浪基面可达200m，给台地沉积造成强烈的影响。

（二）台地碳酸盐一般沉积类型

在台地内部，相当潮坪沉积，是由骨骼-球状粒粒泥灰岩和透镜状颗粒岩组成。在正常波基面以上的浅水潮下带，主要是骨骼-球状粒颗粒岩。在正常波基面以下的较深潮下带，主要是由骨骼泥粒灰岩和粒泥灰岩与颗粒岩组成。在风暴浪基面以下，主要是骨骼粒泥灰岩，夹有风暴形成的骨骼泥粒灰岩、颗粒岩薄层。

如上沉积，由于海平面的变化，而形成旋回性的组合。大量资料表明，台地上的这种典型层序是向上变浅的层序，即由潮下带—潮间带—潮上带的沉积层序。库根(Coogan，1969)威尔逊（1975）、金斯博格（Gursburg，1975）和萨莫威勒（Somerville，1979）等人的详细研究表明，古代碳酸盐台地沉积向上变浅的层序不完全相同。微相分析揭示了一个旋回横向上是有变化的，旋回的特点是一个地质时期特定阶段或亚阶段的产物。

理想的台地碳酸盐向上变浅层序，包括五个单元(图8—12）。底部单元一般较薄，它在老的沉积物上记录了初期海进，因此一般是高能沉积，由岩屑砾岩或砂组成，层序的大部分则可能是各种各样的正常海相碳酸盐岩组成。在底部单元之上，是潮下带开阔海或泻湖沉积。层序上部由两个单元组成：一个是正常潮汐中的潮间带单元；另一个是潮上带单元，沉积于异常风潮或风暴潮覆盖的面积上。这些单元中，每个都具有暴露于大气的特征标志。层序的最顶部常见有陆源沉积。

所有这样的层序，其共同特点是有不同的潮间带单元。一旦认识了潮间带单元，就可以判断某些层序类型附近可能出现的岩性。

基本模式的第一级变化围绕潮间带沉积环境发生，有两种主要类型：（1）安静低能部

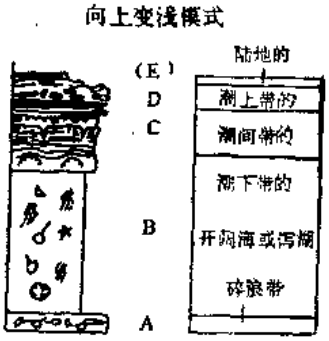


图8-12 碳酸盐向上变浅模式的五个组成部分

A. 富灰碎岩或砂岩屑；B. 含生物碎屑石灰岩；C. 叠层石；D. 纹层发育的白云岩或石灰岩，扁平砾石角砾岩；E. 页岩或钙质壳

(据James, 1977)

位，普遍称为潮坪；(2) 扰动的高能部位或滩。第二级变化包括潮下带单元以下和潮上带以上的类型，前者反映在潮坪附近有海洋沉积环境，后者则反映有邻近陆地的沉积环境。

例如格雷 (Gray, 1981) 近来研究英国威尔士中部兰戈伦地区的实例，向上变浅旋回发育于下石炭统 Dinantian Asbian和Brigantian阶段 (图8-13)。Abian沉积物沉积在海湾，而Brigantian沉积物沉积在整个台地上。旋回向台地内部逐渐发生变化，向岸边一般变薄。每个旋回底部为海进相的薄的泥质泥粒灰岩—粒泥灰岩相，向中心地区则变为浅潮下沉积物 (正常波基面以上)。而海退相潮坪沉积物在旋回中厚度增大，向岸边和沉积中心都可以追踪。每个旋回顶部均可发育有古喀斯特面，最终变为缝合线状不间断面，这是潮间带的产物，而不是潮下形成的 (Read and Grover, 1977)。

虽然向上变浅旋回是古代碳酸盐台地的沉积特点，但是也有相反的情况，即向上变深的旋回。

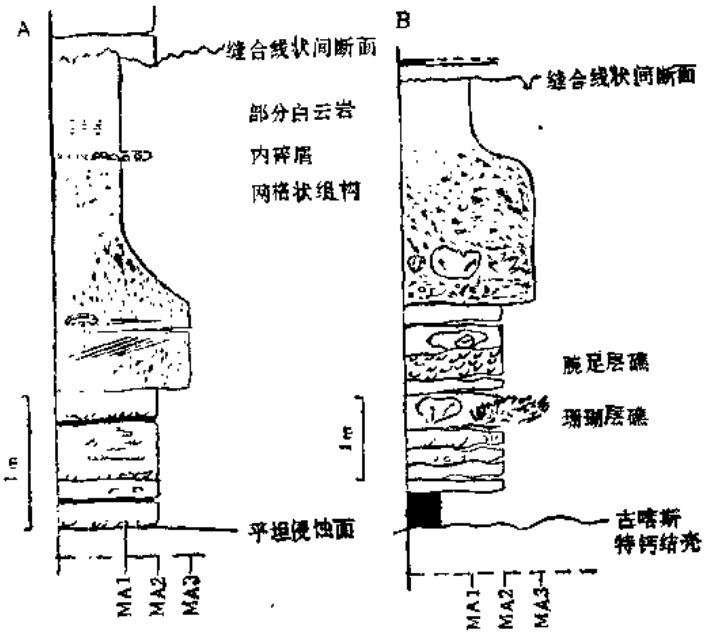


图8-13 英国威尔士中部兰戈伦地区的下Asbian和Brigantian阶段两个典型的向上变浅的旋回

(据Gray, 1981)

MA1. 钙球粒泥岩 (潮坪相)

MA2. 藻泥粒灰岩—粒泥灰岩 (正常波基面以下砂质泥和泥质砂相)

MA3. 藻粒岩 (前滨波基面以上砂相)

(三) 碳酸盐台地的两个实例

1. 美国密执安盆地中志留世的碳酸盐台地 密执安盆地是美国古生代一个重要的产油碳

酸盐沉积盆地。随着油气的开采，对这个沉积盆地做了较深入的研究。中志留世，它是一个典型的由碳酸盐台地、斜坡和盆地组成的沉积盆地（图8-14）。由图可见，最外围是碳酸盐台地，最中心是盆地，在台地和盆地之间则是过渡带，即斜坡。在台地向盆地的边缘地带，有生物礁的生长，几乎连续成滩或堡礁，系由宝塔礁组成。

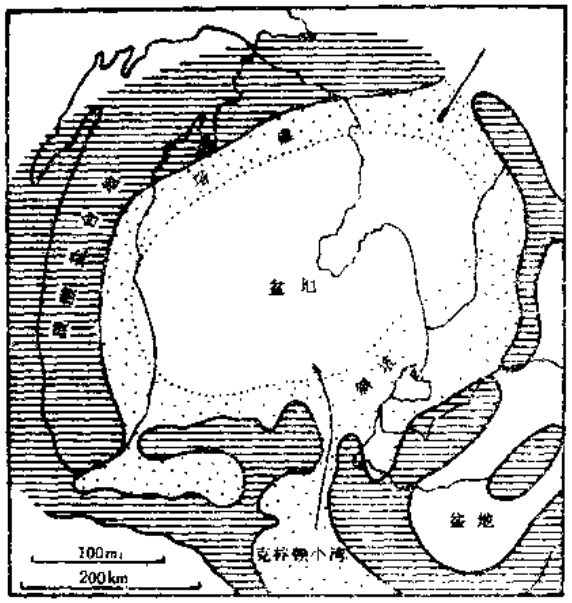


图8-14 美国密执安盆地中志留世古地理图
（据Briggs et. al.,1980）

该台地碳酸盐岩沉积相有如下几类：

（1）泻湖球粒泥晶灰岩：具石块状层理或细纹层，圆度较好，呈椭圆形，在岩石中的含量达20%。含少量化石碎片。具有类似于鸟眼或网格状组构的小孔，並有生物扰动构造。

（2）大气和渗流沉积：这种相实际上是沉积和成岩作用的复合体。包括渗流豆石，纹层状和豆石的钙结壳，角砾岩和填充脉。大部分豆石直径1—5mm，呈次球状、椭圆状或不规则状，核心由泥晶、粉砂或较老的豆石碎片组成。发育好的豆石可具有几个同心层，而且与单层同心层的颗粒和没有壳的泥晶颗粒共生。在豆石的接触处有白云石分布，也可以为粗晶白云石胶结。纹层状钙结壳的纹层极细，一般只有50μm，与纹理一致，在短距离内纹理有变化。在显微镜下，钙结壳通常是水平的，为暗褐色。纹层状钙结壳和豆石共生，形成非常复杂的组构。

这种相主要发育于生物礁剖面最上部6—9m，它们交代泻湖相岩类。

（3）藻叠层石：这里多数藻叠层石呈半球形，单个半球的直径达2—3cm。近于平坦的纹理带非常普遍。叠层石泥晶纹层厚约0.05mm，为0.1—1mm厚的白云石晶粒纹层隔开（图8-15）。普遍发育鸟眼孔隙体系，为粗硬石膏充填。

（4）扁平砾屑角砾岩：由具平坦纹理藻叠层石的角砾组成。较大的砾屑大部分是假矩形，具有直边和尖锐角（图8-16），基质是由砂和粉砂级泥晶岩屑和较细叠层石碎屑组成。有些地方砾石（屑）呈砖堆积组构。

（5）具潜穴的球粒泥晶灰岩：颜色为杂色，呈斑块状，不规则分布的块状泥晶灰岩（图8-17）。大的斑块是拉长的，具有光滑的边界。斑块构造是由于生物扰动形成的。具潜穴的泥晶灰岩缺乏骨骼物质。在这个岩相中，某些带含有丰富的小球粒（2mm或更小），很可能是粪粒成因。

2．我国贵州泥盆纪台地碳酸盐岩沉积　我国贵州碳酸盐岩相研究工作开展较早，已取得许多成果，特别对泥盆系、二叠系、三叠系做过较深入的研究。

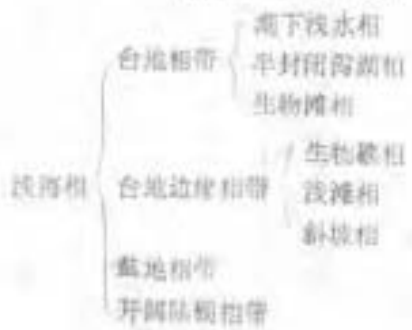
地矿部第八普查勘探大队把贵州泥盆系碳酸盐岩沉积相划分如下（图8-18）：

海相
- 潮上泻湖相
- 潮间砂屑滩相
- 潮汐坪相

图8-15 美国密执安盆地中志留统碳酸盐岩台地藻叠层石组
(据Dan Gill,1985)

图8-16 美国密执安盆地中志留统碳酸盐岩台地底平砾屑角砾灰岩
(据Dan Gill，1985)

图8-17 美国密执安盆地中志留统碳酸盐岩台地溶穴的球粒泥晶灰岩
(据Dan Gill,1985)



其沉积相有如下类型：

(1) 潮下浅水相：主要为含生物碎屑泥晶灰岩及少量泥晶灰岩、生物碎屑泥晶灰岩。填隙物以泥晶方解石为主，有少量亮晶方解石胶结物。含少量陆源碎屑。生物碎屑主要是各种底栖生物，如腕足类、床板珊瑚、四射珊瑚、球状及半球状层孔虫、双孔层孔虫、苔藓虫、棘皮类，以及钙质海绵骨针、腹足类、藻类等。一般具水平层理，局部发育小型交错层理。

(2) 半封闭泻湖相：有两种岩相，即白云岩相和鸟眼灰岩相。白云岩相主要为中、细晶白云岩夹双孔层孔虫白云岩、白云石化含生物碎屑泥晶灰岩等，局部尚夹白垩。见有少许生物碎屑残余。鸟眼灰岩相主要为泥晶灰岩、含生物碎屑泥晶灰岩、球粒泥晶灰岩及藻团粒灰岩等。明显的特征是发育有鸟眼构造。生物较单调，数量亦少，主要有能适应较高盐度的双孔层孔虫、介形虫、钙球、有孔虫及藻屑等。

(3) 生物滩相：主要为生物碎屑泥晶灰岩，局部夹少许中—细晶白云岩、粘土岩及粉砂岩。生物碎屑数量丰富，含量大于25%，其门类有各种珊瑚、球状及半球状层孔虫、腕足类等，部分生物仍保留原来生态，部分经破碎和短距离的搬运。

台地边缘相带是高能沉积环境，主要形成生物礁相。

通过如上介绍，可将台地碳酸盐岩鉴别标志概括如下：最可靠的鉴别标志是沉积层序和横向过渡特点。典型的横向过渡是，向海或向风沉积环境有生物礁、鲕滩、骨骼砂屑滩、障

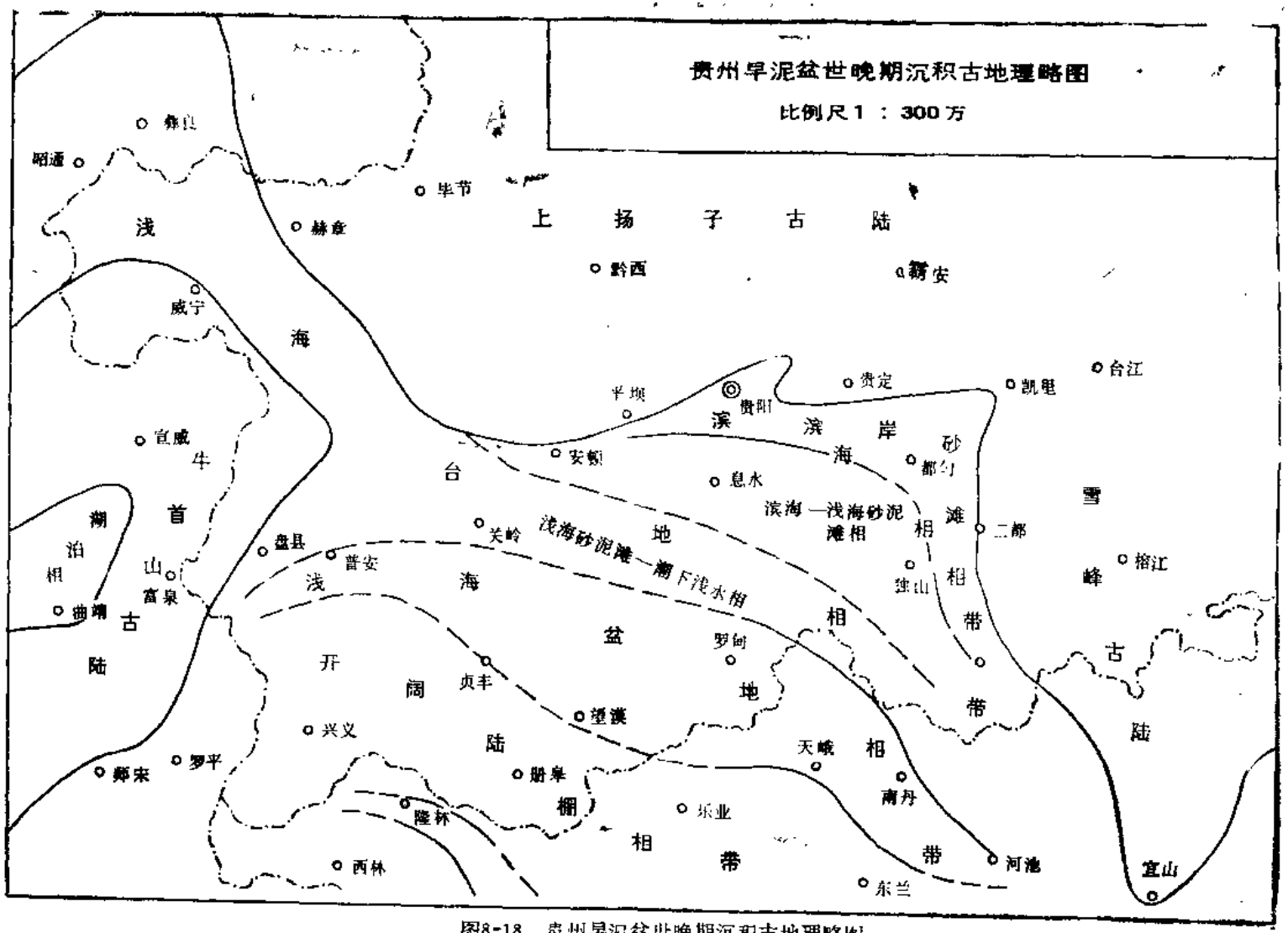


图8-18 贵州早泥盆世晚期沉积古地理略图

（据周康康、邱慧玉、叶德胜，1978）

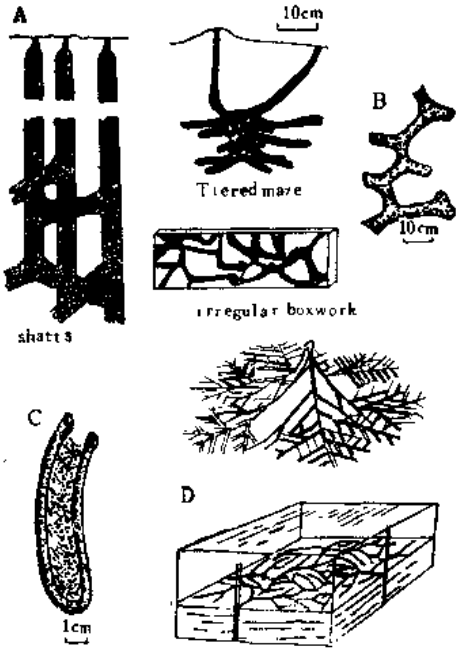


图8-19 台地碳酸盐中常见的一些遗迹化石
A. *Ophiomorpha*; B. *Thalassinoide*;
C. *Rizocorallium*; D. *Chondrites*
(以上A据Frey等，1978; B—D据Hantzschel,1975)

壁岛、泥滩和岛屿；而向陆地或背风的沉积环境，则有潮坪、盐坪(萨布哈)、蒸发岩、静海沉积、沼泽（泥沼、煤）、滩、侵蚀海岸和喀斯特平原。典型的垂向层序是低能向上变浅的旋回，即由基底海侵单元、泥质到上部潮间带和（或）潮上带沉积。由于水体循环不畅，因此生物碎屑普遍发生萎缩和衰变，生物分异度较低。

丰富的潜穴也应该是碳酸盐台地的一个鉴别标志，常见类型有*Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Rizocorallium*, *Chondrites*等（图8-19）。

四、风暴沉积

风暴引起的巨大突变，早已为气象学者所注意。60年代以来，人们通过对现代海洋飓风、台风、中纬度冬季风等引起的风暴作用、海啸所引起的津浪作用的研究，以及对滨岸和开阔大陆架环境的观察，重新对古代地层中过去称为似浊积岩、浅水浊积岩及大陆架粒序层提出了新的认识。70年代初期，著名沉积学家坎林（Kelling）和莫林（Mullin）在其论文中正式提出了“风暴沉积”概念，明确使用了“风暴岩”（Tempestite）这个不为人们熟悉的名词，用以表示大陆架环境中由风暴引起的风暴浪所形成的沉积物的特征组合。他们的论文，引起了国际沉积学界的普遍关注。

现在人们普遍认为，风暴是现代和古代浅海环境中沉积作用的一个重要因素，代表瞬时的等时事件。但风暴作用对沉积环境和沉积物的影响相当复杂。风暴沉积物是由风暴引起的强烈振荡水流、风浪回流所产生的强大剪切力，以及风暴衰减期的波浪作用，把滨岸和大陆架沉积物掘起、扰动、悬浮并经搬运再沉积的结果。风暴流具有密度流和牵引流的二重性，它是水平运动和振荡运动的结合，同时具有涡流的特点。当风暴掠过海水表面，驱动海水以波浪形式前进而形成风暴浪时，水质点则成圆周运动。由于风暴浪强度大，其浪基面可达水深200m，大大超过一般波浪基面。

关于风暴作用的过程，Allen（1982）划分为五个阶段，即风暴前期，风暴增强期，风暴高峰期，风暴衰减期及风暴后。实际上，前几个阶段的残迹在古代地层中很难保存，因此克赖萨和斑巴奇（Kreisa and Bambach, 1982）将风暴发育过程简化为风暴高峰期，风暴晚期及风暴后期三个阶段。

风暴发育的不同阶段，其作用强度和特点都有不同，从而形成了风暴事件的各种标志。

（一）风暴流沉积特点

1．底面构造　这是风暴流沉积特征中最重要的标志之一，是在风暴高峰期，强劲的风暴浪对底部沉积掏蚀、冲刷所造成的侵蚀充填构造。艾格诺(Aigner,1982) 将其划分为袋模(pocket cast)、渠模(gutter cast)及钵模(pot cast) (图8-20)。这些底模的大小，规模、形

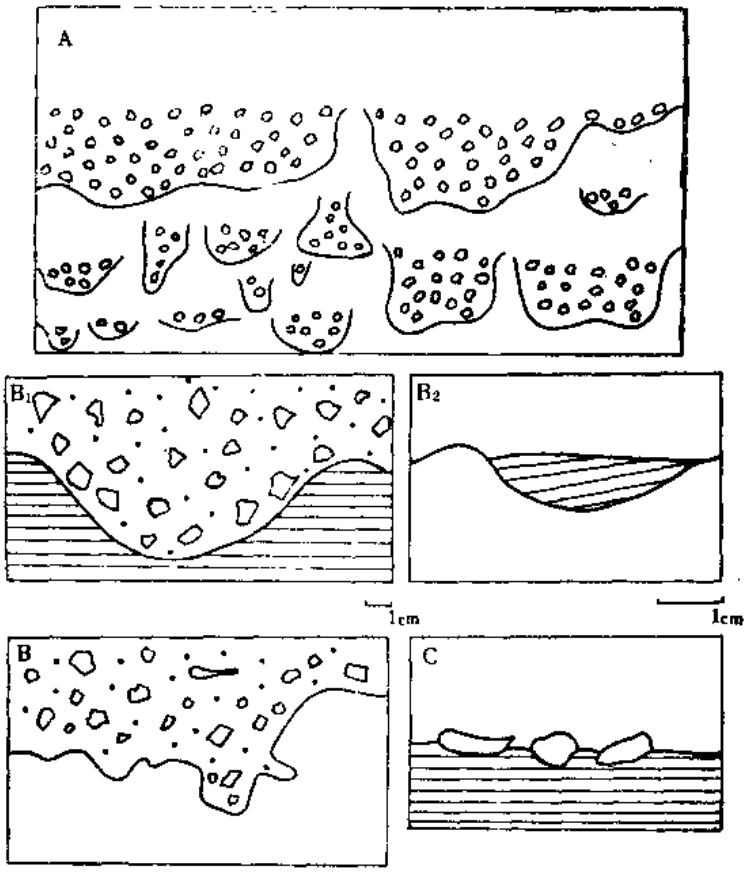


图8-20　风暴岩沉积底层构造

A．袋模构造；B．渠模构造；B_1．大渠模构造；B_2．小渠模构造；C．钵模构造

态都与浊积岩的底模不同，常成箱状和沟状，而且充填有粗粒和基质的沉积物，甚至还可以有纹理。根据张继庆等人对四川盆地二叠系风暴岩的研究，沟的深度，可达30cm，宽度可达40cm。因此，风暴岩与下伏地层呈突变接触。

2．粒序层　如风暴开始衰减，则发生快速堆积，形成各种层理，为正粒序、反粒序和无粒序。当颗粒从高密度悬浮液中沉淀时，同时受到重力和剪切力的作用。如果重力大于剪切力，根据斯托克斯公式，颗粒将按粒径的比重大小依次沉淀，形成正粒序；如果剪切力大于重力，则形成反粒序；当重力近于与剪切力相等时，则往往形成无粒序，即块状层。

在正粒序层中，如果含有贝壳，根据克莱萨和班巴奇（1982）对弗吉尼亚奥陶系岩层的研究，贝壳的大部分与层面成平行排列，其中有一半以上的贝壳凸面向上。在某些情况下，一些大的扁平状贝壳或内碎屑呈直立或瓦状排列。由于快速沉淀，常在贝壳的下方形成遮蔽孔隙（图8-21）。

3．丘状和凹状交错层理　丘状和凹状交错层理是近几年才确认的由风暴流形成的特殊沉积构造，它是由风暴浪形成的强有力的摆动水流或多向水流作用于海底床沙形成的(Dure,

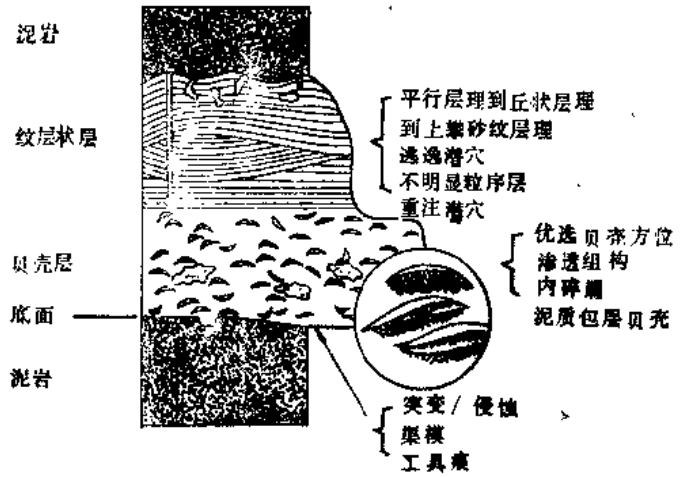


图8-21 美国弗吉尼亚奥陶系岩层中贝壳遮蔽孔隙(已为方解石充填)

(据Kreisa and Bambach, 1982)

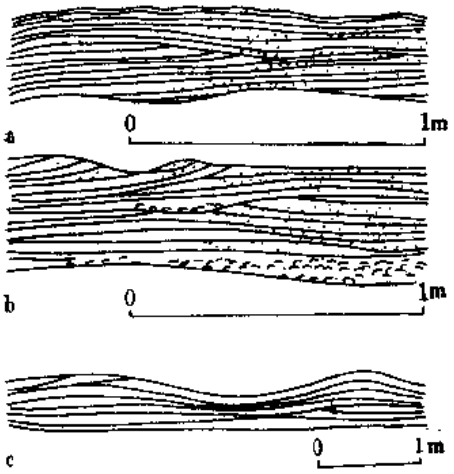


图8-22 切里·郎维尔薄层砂岩中的丘状交错层理
a和b显示出覆盖有丘状内侵蚀面的纹层，c显示出带有呈整合的、近丘状纹理的凸起的末沙纹层

1985)。安塞勒(Einsele)认为，这种层理在海水振荡速度大于50cm/s时才能形成。

丘状层理的层纹在剖面上作缓起伏的散开和收敛(图8-22)，层系厚度和上凸幅度与风暴搅动力的强度成正比。

4。沉积层序列 克赖萨等把一次风暴事件分成高峰期、晚期和后期三个阶段，并建立了相应的风暴岩理想模式(图8-23)。

理想层序自下风暴岩而上为：

粒序段：与下伏为侵蚀接触，由粗粒的陆源碎屑和碳酸盐组

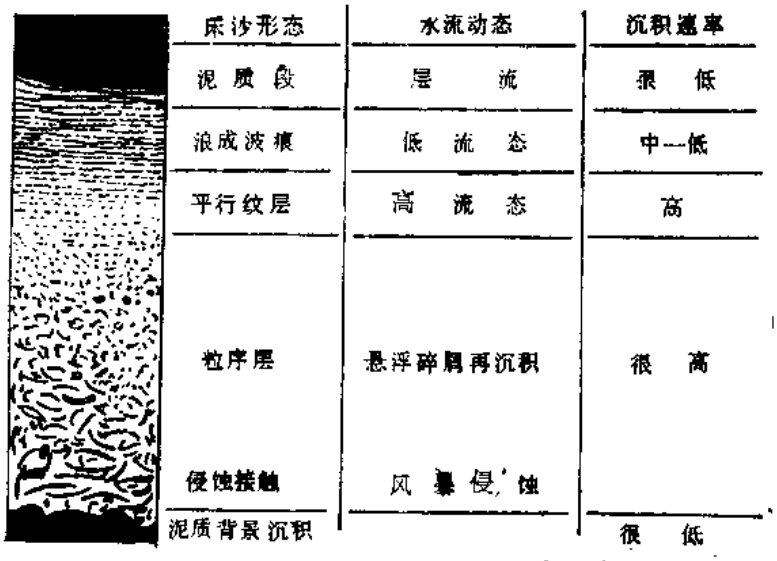


图8-23 理想风暴岩层序和水动力解释

(据R. D. Kreisa, 1982)

成，具有递变的特点。颗粒均是再沉积的，沉积速度高。

平行纹层段：是随着风暴强度的减弱和流体密度变小，风暴流的流体性质逐渐由密度流转换为牵引流形成的。

沙纹交错层段：是由牵引流形成的。还可形成爬升纹理和丘状纹理，以丘状纹理最为典型。顶部常有蠕虫钻孔：a．沿沙纹上的蠕虫钻孔；b．生物停息痕迹；c．生物觅食痕迹；d．潜穴痕迹（图8-24）。

图8-24 风暴岩顶面上的潜穴
（据Seilacher，1982）

风暴岩沉积序列的顶部，常为不具沉积构造的泥晶灰岩段，是风暴停息期所成。

（二）风暴沉积的类型和分布

风暴沉积分布于“正常的”浪基面和风暴浪基面之间的深度范围。由于大风暴比小风暴稀少，所以风暴沉积事件发生的次数，从浅水到深水逐渐减少。浪基面之上并非风暴不发生作用，而是由于潮汐、波浪和水流的作用，使风暴流形成的沉积物受到改造或销毁。因此，在浪基面以上无法保存风暴沉积。

风暴沉积的垂向和横向相变特点，受沉积速度和沉降速度影响。当平均沉积速度不能补偿沉降速度时，如果风暴浪的深度范围保持不变，就导致风暴沉积物向上变细的序列。如果沉积速度高于沉降速度，在风暴影响的环境中，水深几乎保持不变，过剩的较细沉积物被波浪作用带入深水，结果粗的和耐磨物质在浅海带比风暴浪基面更富集。因而，风暴沉积倾向于向上变得较粗。

一般风暴岩根据沉积物组成和分布，可以分为近源风暴岩和远源风暴岩两种类型。（图8-25）。近源风暴岩主要由粗粒生物碎屑灰岩组成，厚层，分布近于滨岸带。远源风暴岩

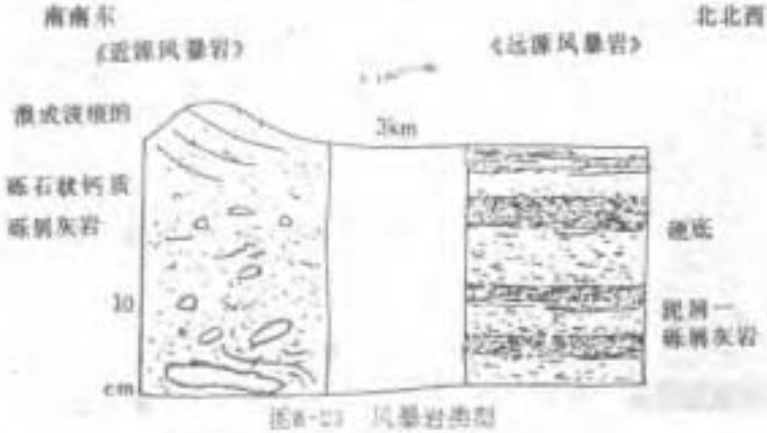


图8-25 风暴岩类型
（据I·Agnew，1982）

也可称末稍风暴岩，主要是碎屑减少，微、泥晶灰岩增多，分布于大陆架边缘。

张继庆等人根据对四川盆地二叠系的研究，还提出一种次风暴岩，他们认为这是风暴岩化的产物。风暴岩化的机理与风暴岩相同；但其位置离风暴活动中心较远，风暴作用较弱，持续时间较短，因而形成风暴特征及标志不太明显的次风暴岩。它是一套泥晶—骨屑灰岩组合，普遍发育有粗屑斑团构造，以及疙瘩状、砾状和瘤状构造，主要由无粒序性块状层和泥岩层段组成。其底面构造不显，偶见粒序层（图8-26）。

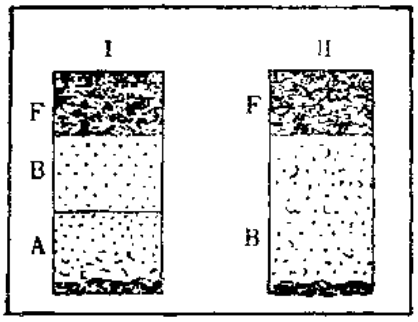


图8-26 次风暴岩剖面结构特点

（据张继庆等，1986）

风暴岩的层序组合特点，理想完整的层序在实际中少见，更多的是不完整的层序组合。其组合常取决于风暴作用时间、风速、水深及距陆地远近(Allen,1982)（图8-27）。

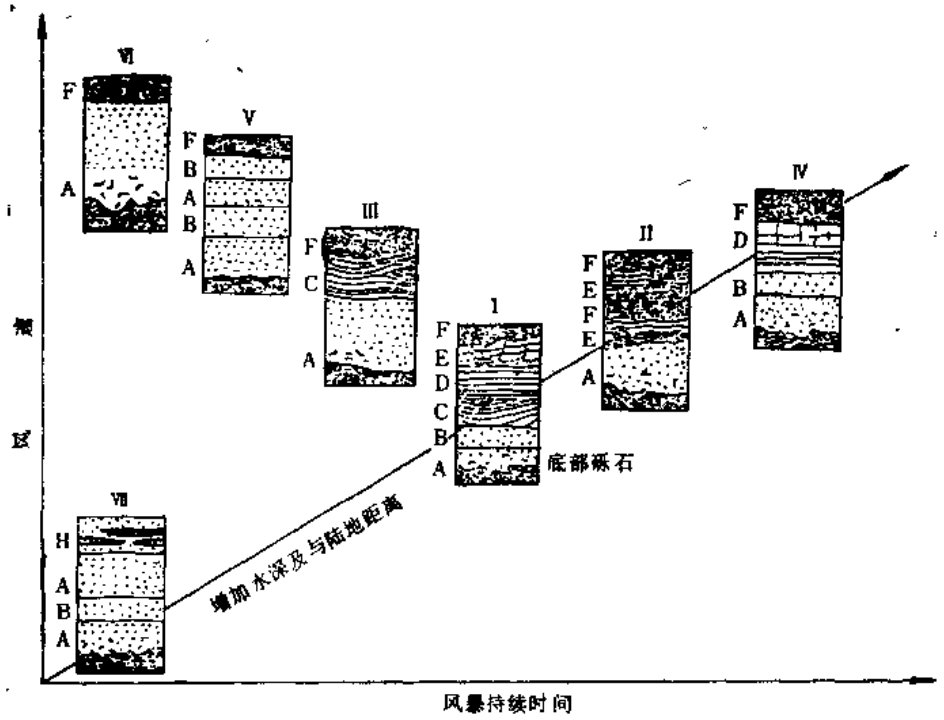


图8-27 风暴岩层序组合特点与风暴作用诸因素的关系

（张继庆等据 Allen编制，1986）

（三）风暴流沉积模式

许多研究者提出了风暴流的沉积模式（Aigner，1982；Allen，1982；Einsele，1982）。这些众多的沉积模式，有的是综合性的，有的是地方性的。地方性的风暴流沉积模式，常常受到风暴岩类和沉积环境的局限性影响。这里仅就综合性的沉积模式作一介绍。

风暴流沉积与陆相或滨岸相以及深水沉积相之间的关系如图8-28。陆相冲积沉积物分布于滨岸以外，常形成陆源碎屑沉积；向海台地范围则是风暴流沉积，近岸部分形成近源暴布流沉积，远岸深水部分分布有远源风暴流沉积，深水部分则是重力流沉积。

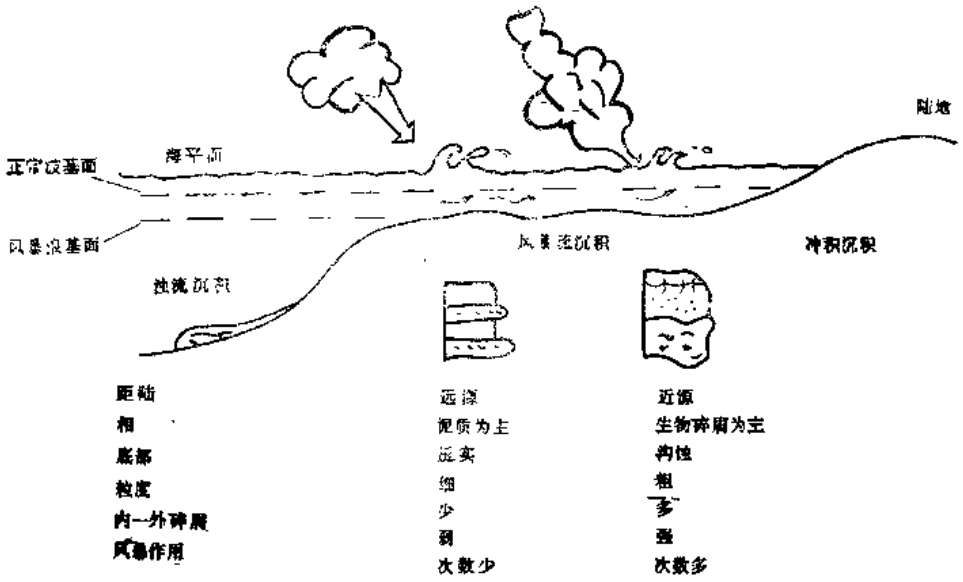


图8 28 风暴流沉积一般模式图

(根据 Aigner, 1982; seilucher, 1982; G.Einsele, 1982; 张继庆等, 1986; 综合编制)

五、碳酸盐台地模式

根据沉积相的组成、序列、展布和古地形面貌，碳酸盐台地又可以划分为若干类型。一些学者提出了不同的碳酸盐台地的分类。阿尔 (Ahr, 1973) 划分为两种类型：(1) 缓斜坡；(2) 镶边大陆架。金斯伯格和詹姆斯 (1974) 划分为：(1) 镶边大陆架；(2) 沉没大陆架。威尔逊 (1975) 把大陆架边缘分为：(1) 沉降斜坡泥；(2) 小丘礁缓坡；(3) 骨架礁边缘。塔克 (Tucker, 1980) 把碳酸盐台地划分为：(1) 台地；(2) 大陆架；(3)缓坡。里德(Read, 1982)则划分为：(1)缓坡；(2) 镶边大陆架；(3) 孤立台地；(4) 沉没台地。斯科芬 (Scoffin, 1985) 把台地分为：(1) 陆缘海；(2) 大陆架；(3) 局限台地；(4) 开阔台地；(5) 镶边台地。

概括之，碳酸盐台地可划分为：(1) 缓坡型；(2) 镶边大陆架；(3) 孤立台地；(4) 沉没台地。根据里德 (Read, 1985) 的概括，以上四种台地的沉积相组合如下。

(一) 碳酸盐缓坡台地

其沉积相组合由上而下为：

1. 潮坪和泻湖沉积相。

2. 岸滩或鲕粒-球粒砂滩的复合体。

3. 较深缓坡泥质灰粒泥灰岩、泥岩，含有开阔海生物化石，具结核层理、向上变细的风暴层序和潜穴，向斜坡下方有岩隆。

4. 斜坡和盆地灰泥与页岩互层，很少有角砾岩和浊积岩。

(二) 镶边大陆架

镶边大陆架是金斯伯格和詹姆斯 (Ginsharg and James, 1974) 提出的，是指浅水台地，

具有波浪扰动的外部边缘，在斜坡（坡度角几度到60°或更大）进入深水处更加明显（图8-29）。

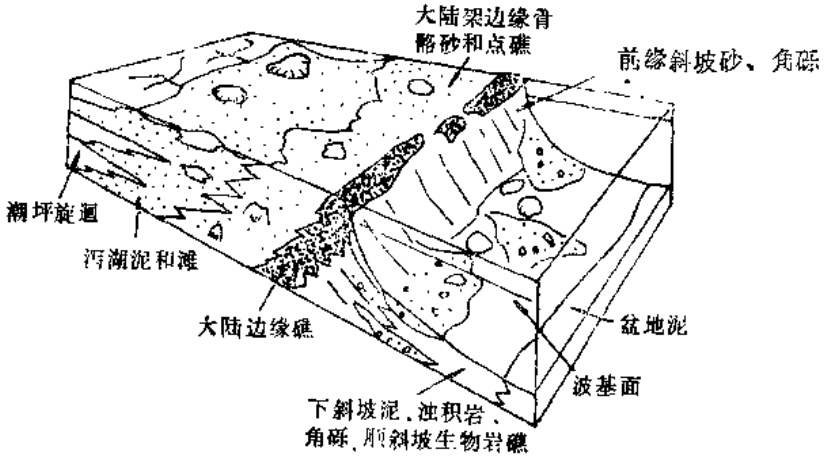


图8-29　镶边大陆架示意图

（据Read，1985）

沿着大陆架边缘有连续到半连续的边缘或障壁，阻碍海水循环和波浪作用，形成低能泻湖。边缘由障壁礁、骨骼和鲕砂或岛屿组成。

镶边大陆架边缘及其斜坡可细分如下（McIlreath和James，1979）：

1．沉积的或前积的边缘　主要沉积相带包括：

A．潮坪和泻湖粒泥灰岩或泥岩旋回，局部有点礁或滩。

B．大陆架边缘为骨骼或鲕砂。

C．大陆架边缘为礁碳酸盐、骨骼砂。

D．环台地或前斜坡为灰砂、角砾和某些半远洋灰泥层，具有典型的倾斜型层理。

E．后斜坡或盆地边缘具浊积岩、页岩、席状和透镜状角砾岩（沉积物重力流）。

F．深水远洋和半远洋灰泥，夹稍浊积岩和页岩。

2．跃积边缘　出现于快速加积作用地区。跃积具有陡崖边缘（8-30），或是冲沟跃积斜坡（8-31）

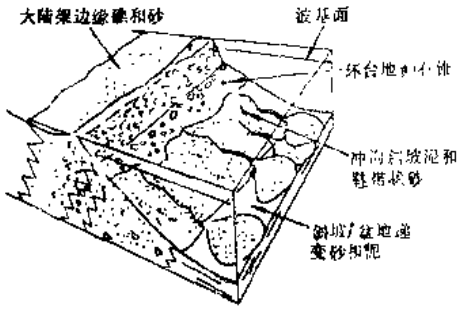


图8-30　跃积边缘的镶边大陆架立体图

（据Read，1985）

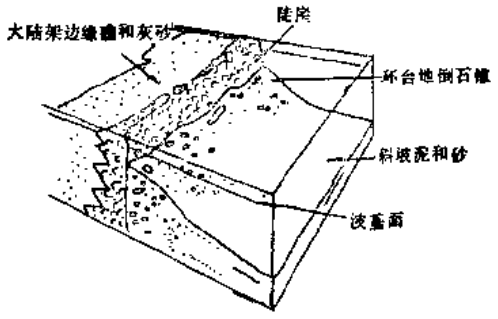


图8-31　冲沟跃进边缘的镶边大陆架立体图

（据Read，1985）

沿台地边缘沉积相有如下类型：

A．礁碳酸盐和灰砂及边缘砾石。

B．陡崖。

C．环台地倒石堆。

D. 冲沟的跃积斜坡灰泥（普遍有结核状层理），具有鞋带状砂和砾的沟状充填。

E. 斜坡下部递变为浊积岩、角砾和灰泥。

F. 盆地末稍浊积岩和泥或页岩。

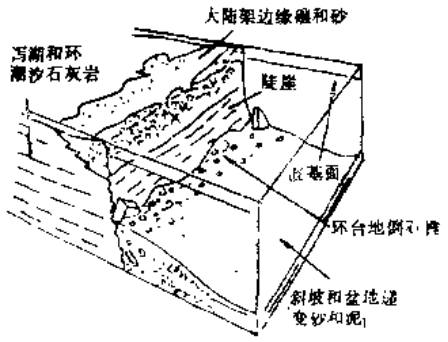


图8-32 侵蚀边缘的镶边大陆

（据Read，1985）

3. 侵蚀边缘 普遍是以高、陡的陡崖地形为特点(图8-32)。沉积相带包括：

A. 礁碳酸盐岩和灰砂或砾。

B. 陡崖。

C. 环台地倒石锥、灰砂和泥，向外变细。

（三）孤立台地

沉积相带包括（图8-33）：

1. 台地和台地边缘为礁碳酸盐岩、骨骼和鲕砂、球粒砂和泥、蒸发岩。

2. 边缘陡崖。

3. 倒石锥斜坡或环台地砂。

4A. 垮塌和重力流沉积。

4B. 簸选斜坡，由砂组成。

4C. 冲沟的跃积斜坡，是由远洋灰泥和鞋带状灰砂、砾屑组成。

5A. 斜坡下部和盆地边缘具有浊积岩、碳酸盐软泥。

5B. 岩礁带。

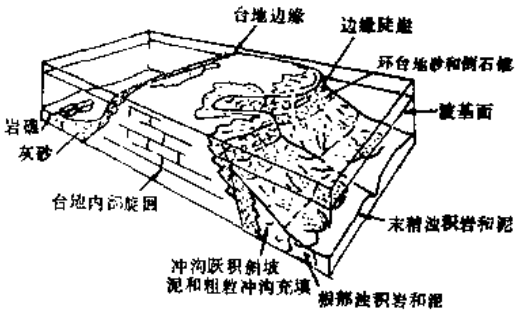


图8-33 加积至海平面的孤立台地立体图

（据Read，1985）

6. 盆地或盆地内部为交替递变的末稍浊积岩和碳酸盐软泥。

（四）沉没台地

分布于海平面上升速度超过堆积速度的地区。台地沉降在透气带以下，随着台地下沉，海底变得具有硬底、结核、泥质灰岩和环台地倒石锥。

第九章　深水碳酸盐

一、概　　述

近年来，随着石油工业的迅速发展，勘探和开发海岸石油和天然气已取得很大成效，从而迫使人们向新领域进军。在这些新领域中，随着技术的不断提高，滨外区域已成为主要研究对象，石油勘查已开始进入深水。现在，探井已经可以在超过850m水深的地区进行钻探，已确定在300m水深区域可以进行开发（Rinton，1976）。而且格罗马尔—查伦格（Glomar-challenger）钻井船活动的出现，结合近来海下完井技术的进展，可以保证在任何水深中进行勘探。

尽管大陆架边缘地区沉积物较细，孔隙度、渗透率较低，但是近来已获得了勘探成果。自1970年以来，在北海深水碳酸盐岩中已发现了超过25×10^{6}bbl（1bbl＝0.15899m³）和8×10^{12}ft³（1ft³＝2.831685×10^{-2}m³）的油、气资源。在美国得克萨斯白垩系奥斯汀组和加利福尼亚中新统芒蒂里地层的远洋碳酸盐岩和硅质沉积物中，也获得了有意义的石油和天然气。在墨西哥、中东等地，也都在深水碳酸盐沉积物中发现了大量石油和天然气。

现在，人们开始越来越多地注意对深水沉积物的研究。而深海钻探计划的实施，使我们有可能应用其成果进行深水碳酸盐的研究，存在深水碳酸盐沉积学方面以及石油地质学方面的一系列问题。

70年代前，碳酸盐岩的研究工作主要集中于浅海区，认为碳酸盐岩主要形成于浅海。70年代不断发展的远洋调查工作，使人们逐渐获得深水碳酸盐沉积学方面的新资料和新认识。这些新资料表明，在地质剖面中有大量细粒碳酸盐岩，不具有潮坪、礁、浅海沉积的微相、生物和沉积构造特点，而是形成于另外的沉积环境，即在波基面以下缺氧的环境沉积的。

深水系指浅海之外的开阔海领域。在海底地貌上，包括半深水和深水范围；在地质学上，包括斜坡（或大陆坡）和海盆，即大陆架之外的海域。而深水碳酸盐沉积，系指在波基面以下发生和形成的碳酸盐沉积。因此，深水碳酸盐沉积可以发生在陆表海的深盆，大陆架以外，以及洋壳上的深海部分。

目前，大洋70%为深水沉积物所覆盖，其中大部分由碳酸盐沉积物组成。

根据所积累的资料，深水沉积作用有如下几类：

1．重力流沉积作用　是指在重力作用下，浅水沉积物沿海底顺坡通过重力流搬运到深水的各个部分，从而形成各种重力流沉积。这部分内容将在下一章详细讨论。

2．正常底流　系指深水底部可侵蚀、搬运沉积的深水流体。它不是由重力流驱驶的，可以顺坡、逆坡、沿坡等各种方向流动（Heczen，1977；Shepard，1973；Stow和Lovell，1979；Stow，1982）。又可分为四种类型：

(1) 内潮流和内波流：在温跃层和其它密度不连续层的上部几百米中广泛分布。在大陆架坡折、海底峡谷和深水狭窄水道中，对其底部沉积物的影响特别明显（图9-1）。

(2) 峡谷流：在水深超过4 000m的许多海底峡谷中，均有峡谷流的记录。峡谷流随深部的潮汐周期可沿峡谷顺坡而下，也可逆坡而上，其典型流速可达30cm/s。

(3) 底流或等深流：可以在高纬度区由表面冷却水下沉形成，也可在极区海洋中，在缓慢的热盐环境下形成。其流速可达10—20cm/s（很少大于100cm/s）。这种底流的流向、流速和周期有很大变化，呈缓慢的涡流状向前流动。底流是深海环境中重要的搬运和沉积作用媒介，可携带沉积物进行长达数百甚至数千公里的搬运，形成数千米厚的沉积物和各种沉积底形及海底地貌(Davies and Laughton, 1972; Hollister and Heezen, 1972)。现代沉积环境的调查表明，底流及其沉积物主要发育于深海、半深海环境，特别是被动大陆边缘的陆隆区。

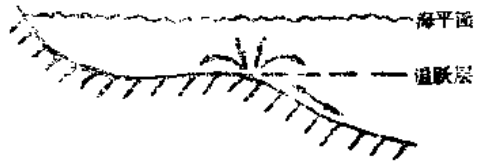


图9-1 内潮流和内波流示意图
(据Stow, 1985)

(4) 深水面流：系指风产生的水流。它能在很大深度上(几公里)侵蚀海底，如北大西洋的深部湾流和日本远岸的深水黑潮流(kuroshio current)。

3. 面流和远洋沉积作用，是深水环境中第三种重要的沉积作用，主要受地球重力场作用，以垂向加积为主。“沉积物雨”对于生物成因的远洋沉积物是一种重要的沉积作用。

二、深水碳酸盐沉积类型

这里不仅指那些占深水碳酸盐绝大部分的细粒碳酸盐沉积，还包括占有重要地位的重力流沉积（下章专题介绍）。

根据深海钻探计划报告中通常使用的远洋沉积物分类，依据沉积物的组成及其含量（大于10%含量参加命名），把远洋沉积物划分为如下几类。

1. 陆源沉积物 指陆源组份含量大于30%，钙质微化石含量小于30%，硅质微化石小于10%，自生矿物含量小于10%的沉积物。

2. 火山成因的沉积物 指火山成因的组份含量大于30%的沉积物。其中火山角砾大于32mm，火山砾小于32mm，火山灰（凝灰质）小于4mm。这些火成碎屑称为玻璃质、晶质和岩屑。

3. 远洋粘土 指自然组成含量大于10%，硅质微化石含量少于30%，钙质微化石含量小于30%，陆源物含量小于30%的沉积物。

4. 生物成因的钙质沉积物 指钙质微化石含量大于30%，陆源组份小于30%，硅质微化石含量小于30%的沉积物。生物成因的钙质沉积物的主要组份是超微化石和有孔虫。

根据主要组份超微化石和有孔虫的含量，又可进一步细分为：

超微化石软泥（10%）；

有孔虫-超微化石软泥（10—20%）；

超微化石-有孔虫软泥（25—50%）；

有孔虫软泥（50%）。

5. 生物成因硅质沉积物 指硅质微化石含量大于30%，钙质微化石含量小于30%，陆源组份小于30%的沉积物。如果放射虫的含量大于硅藻或骨针，可称为放射虫软泥。如果硅

藻占主要地位，则可称为硅藻软泥。

6．过渡的陆源-生物成因的钙质沉积物　指$CaCO_3$含量大于30%，陆源组份大于30%，而硅质微化石小于30%的沉积物。

7．过渡的陆源-生物成因硅质沉积物　指硅质微化石大于30%，陆源组份小于30%，$CaCO_3$含量小于30%的沉积物。如果硅质微化石含量为10—30%，称为泥或泥状灰岩。如果硅质微化石含量达30%—70%，则称为泥质软泥。

三、深水碳酸盐沉积物的基本特征

远洋沉积物与浅海沉积物相比，属于简单化学和矿物组成的体系。远洋沉积物普遍含有大量生物和非生物成因的成份，包括浮游生物、自游生物和底栖生物，自生矿物和陆源、火山、碳酸盐大陆架或其它来源的碎屑。过去10^8—1.5×10^8a的远洋碳酸盐沉积物，主要由浮游的有孔虫、颗石藻组成，其次为超微化石群。

远洋石灰岩普遍呈多型粒度分布，峰值符合于主要颗粒的平均大小。因此，许多白垩和有关的石灰岩粒度峰约等于0.5 μm、1—5 μm、5—20 μm、25—64 μm、大于64 μm(Hakansson et.al., 1974; Black, 1980; Hancock, 1980)。典型的白垩具有40%的孔隙度，近于5md的渗透率；如果孔隙度仅有20%，则渗透率平均为0.4md或更少 (Scholle, 1977) 。深海远洋石灰岩因含颗石藻较少，含有孔虫较多，故粒度偏粗，相应地具有较高的渗透性。

中生代和新生代大部分远洋石灰岩主要是由微化石和超微化石组成；古生代细粒深水碳酸盐岩，可能是由大陆架再造的碎屑搬运到深水形成的。

总之，远洋石灰岩含有大量的浮游有孔虫、颗石藻、翼足目、海硅藻、放射虫或其它海洋浮游生物和自游生物，这些生物是鉴别远洋沉积物成因的最重要的依据。

深海沉积作用，受沉积物的供应、溶解程度和侵蚀速度的控制。现代远洋沉积速度，从近于零到400mm/1 000a (Scholle, Bebout, Movre, 1983) ，而红色或褐色粘土堆积速度小于2mm/1 000a。深海普遍存在水流改造和侵蚀沉积物的现象。这种作用相当可观，在一定时期里地层记录的80%可因此而丧失 (Fischer and Arthur, 1977; Moore et.al., 1978) 。

现代远洋碳酸盐(未压实的)沉积速度平均大约为30mm/1 000a，其变化大约是10mm左右。这种变化取决于碳酸盐溶解程度和物质的供给速度。除此之外，远洋细粒碳酸盐沉积物还有如下特征：

(1) 它是低速度沉积凝集形成的。

(2) 具有大量沉积间断。

(3) 具有较多的硬底层，这是海底石化作用事件的标志，常与沉积间断共生。

(4) 沉积物常以粪球粒为特点，具小型纹理，或者厘米级到米级的韵律层理（如白垩—灰泥旋回）。

(5) 石灰岩层面平坦，与许多薄层页岩互层。

(6) 具有小型的沉积构造，以水平层理为主，层理平坦，连续性好，延伸远(图9-2)。

(7) 具有特殊的沉积层序，单调均匀，灰泥与页岩互层可形成均等层理（图9-3)。

(8) 由于海平面的周期性振荡运动，在深水细粒碳酸盐沉积物中，可以出现小型交错层（图9-4)。

(9) 层内常可见燧石交代方解石的现象。

图9-3 法国上白垩统白垩具有典型的块状和横向连续的整体层理

(据Scholle and Arthur, Ekdale, 1983)

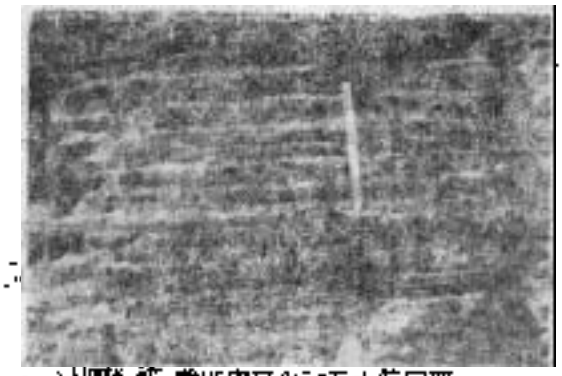


图9-3C 墨西哥某地古近系的等层理

(10) 局部由于生物扰动作用，可形成灰泥丘。

(11) 深海远洋沉积物体系中，有两大类型遗迹相：一是方解石溶解补偿深度以上的碳酸盐软泥，含有丰富的遗迹化石，包括*Skolithos*和*Planolites*，以及少量的*Chondrites*，*Teichichnus*和*Zoophycos*（图9-5，6，7，8，9）；二是方解石溶解补偿深度以下的远洋粘

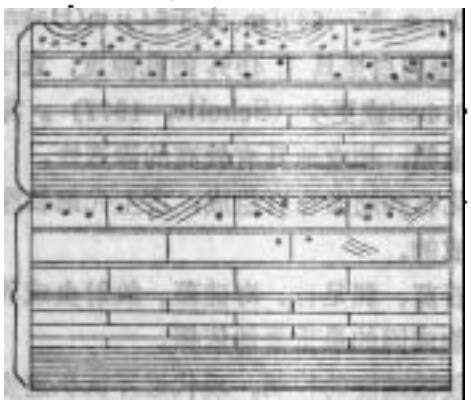


图9-4 页岩的细颗粒岩的上变组构类型

(据10-47f4)

粘土沉积显示薄纹层的特点，未生成有规律的界限

(据Wilson, 1975)

图9-5 意大利Ligurian Apennines侏罗系到白垩系的*Zoophycos*的*Helminthoida*和陶瓷状（右上角）

(据Mcbride, E.F.)

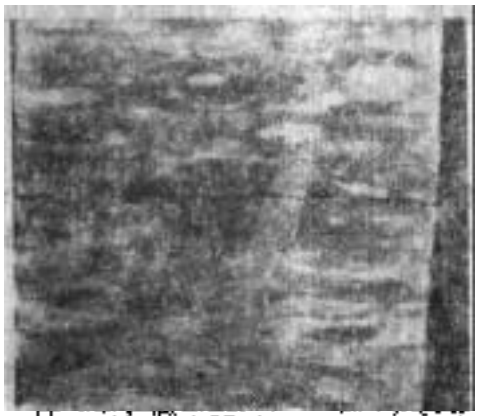


图9-6 发育在北部DSDP岩心中生物扰动的薄层状远洋碳酸盐岩遗迹相(*Skolithos*,*Chondrites*,*Planolites*)

(据Scholle et al, 1983)

图9-7 西班牙Zumaya附近下第三系浊积岩中典型的*Scolicia*

(据Seilacher et al, 1983)

土，以*Planolites*为主，形成*Zoophycos*和*Nereites*相（图9-10）。

（12）在大陆架海的远洋沉积物中，具有强烈的生物扰动。

图9-8 西班牙Zumaya附近下第三系复理石中的*Taphrhelminthopsis*
（据Scholle et. al., 1983）

图9-9 摩洛哥高阿特拉斯山脉中部株罗系的*Paleodictyon*
（据Scholle et.al., 1983）

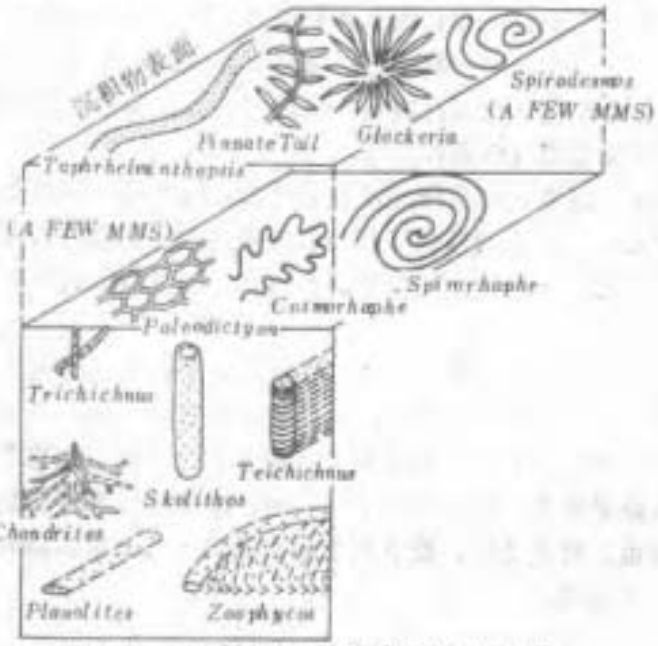


图9-10 深海沉积环境中遗迹相的分布特点
（据Scholle et.al., 1983）

四、远洋碳酸盐沉积模式

由于海平面大幅度地升降，大量的远洋沉积物不仅堆积在远洋深处，而且也可以堆积在大陆架上或陆表海海道，但两者有所不同。

（一）大陆架上的远洋沉积相

由于海底的侵蚀基准面升高，大陆块面积缩小，导致浸没于海洋的大陆架面积增大，因此，在过去地质时期中，有大量远洋沉积物堆积在大陆架上。甚至现今还有远洋或半远洋沉积物堆积在浅水面积上。例如贝利泽大陆架泻湖，陆源碎屑仅沉积于30—50m的海沟，而含有大量颗石藻的细粒碳酸盐沉积物，则沉积在30—60m的广泛水域(Scholle and Kling,1972)。

在整个显生宙时期，都有远洋沉积物堆积。

早古生代的远洋沉积主要是一些笔石页岩相、放射虫燧石岩和附属的石灰岩相。它们基本沉积在大陆边缘或大洋的较深水区，以及孤岛和浸没在海洋中的高地（Jenkyns，1978）。

晚古生代主要是一些头足类、竹节石类石灰岩，富含光壳节石的石灰岩，以及富含牙形刺的页岩或放射虫燧石岩（Tucker，1974；Jenkyns，1978）。这些沉积物类型同样分布于早古生代远洋沉积场所。

中生代在前中侏罗世时期，有三种主要远洋沉积物类型：（1）陆源泥或碳酸盐泥；（2）硅质远洋物质（主要是放射虫壳）；（3）远洋碳酸盐大化石，例如菊石或鹦鹉螺。

侏罗纪有分布广阔的远洋沉积。此时期出现大量颗石藻，到晚侏罗世至早白垩世则出现浮游有孔虫。这是首次出现钙质浮游生物，从而造成侏罗纪到全新世比以前各地质时期具有更大比例的远洋碳酸盐沉积，其覆盖面积达10^4—$10^5 km^2$。这个时期，特别是白垩纪，主要形成白垩相远洋沉积，分布于北美和欧洲。

白垩通常由极细颗粒组成，最大的大于62μm，一般5—0.6μm（Hakansson et. al.，1974）。其30—90%以上由颗石藻和有孔虫碎屑组成，此外尚有双壳类、棘皮、钙球、鞭足纲动物和其它微化石，含少量（1—50%）陆源粘土和粉砂。硅质呈分散的石英或结核，可沿层或呈条带状分布。物理化学性质很均匀，缺乏大型沉积构造，最明显的是由富粘土和贫粘土沉积物与燧石结核交替组成的韵律层理。

北美的白垩相主要出现在上白垩统，发育于最大海侵时期，分布于陆表海海道（在最大海侵时期宽度达1 500km）。北美西部白垩相由低分异度的底栖微化石以及大化石组成，有机碳可达2—3%。普遍缺乏潜穴生物，具有浮游生物和自游生物的粪球粒。可见毫米级的纹理。粘土含量至少10%。

欧洲的白垩相在晚白垩世分布极广。因为海水在这个时期几乎淹没了整个欧洲，加之地形起伏不大，大大降低了陆源物质的供给，又处于中等干燥气候，故导致远洋碳酸盐的广泛分布。欧洲白垩相厚度超过1 000m，比北美要大得多；分布面积也比北美广，不仅分布于盆内，而且延伸至山丘海岸附近。粘土含量小于1%。生物的分异度也较高，含有硅质海绵、腕足类、软体、苔藓虫、棘皮动物、肢节动物和有孔虫。有大量的潜穴和丰富的燧石。欧洲的白垩相还可以进一步细分。

（二）大洋的远洋沉积相

大洋的远洋沉积取决于海而生物的生产能力和水的深度（图9-11）。在方解石补偿深度以下，没有或很少有远洋碳酸盐沉积。因此，有孔虫-超微化石软泥堆积在方解石补偿深度以上生物生产能力相对较低的区域；在方解石补偿深度以下则主要沉积红色粘土和锰结核。

陆隆以再沉积的沉积相为主，包括深海扇相、等深岩相、远洋碳酸盐与深海扇外沉积环境的陆源物质交互沉积。等深岩同样表示了陆隆的特点。这些厚度大的沉积物脊（即等深

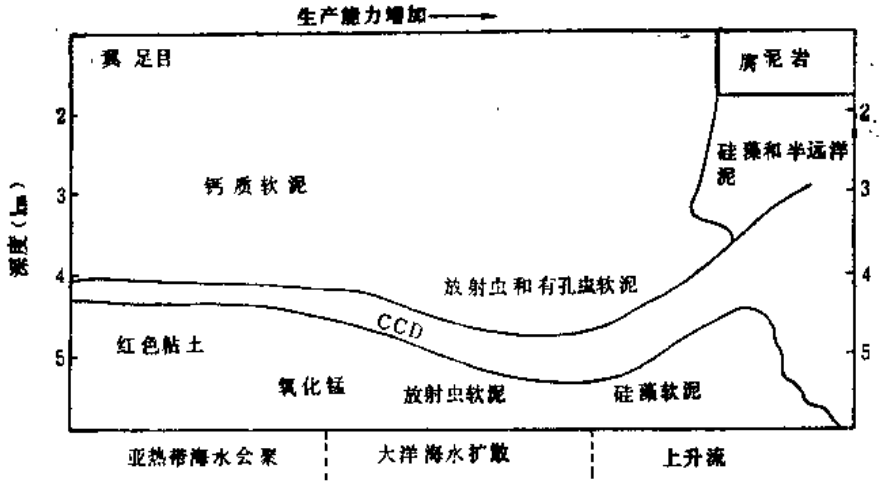


图9-11 远洋和半远洋沉积相与深度、生物生产能力以及接近大陆架边缘的相互关系
（据Berger, 1974）

岩），是由底流搬运的沉积物组成。因为这里水流速度减低，沉积物从悬浮状沉降下来。等深岩可含有大量被搬运来的远洋碳酸盐（Mullins et.al., 1980），其沉积速度大于20mm/10^3a），并具有水流纹理。

如果深水远洋沉积物沉积在近大陆架海或岛屿台地（以碳酸盐岩岩隆为主），那么远洋沉积物与再沉积的浅水碳酸盐岩碎屑呈指状互层。在岛弧、线形岛屿链或洋脊附近，深水远洋沉积与火山碎屑沉积呈互层。较厚的远洋碳酸盐沉积物可沉积在局部海沟或海盆。

远洋沉积物在沉积速度较高时，或在生物生产能力较高的环境里（Muller and Suess, 1979），在含氧最低带(Stackelberg,1972)或氧不充分的盆地里(Degen, and Ross,1974），均能富集有机物质。

五、等深流沉积

等深流沉积是继浊流理论之后，沉积学中的又一个新突破，许多沉积学家（如Stow, Lovell, 1979）称之为沉积学中的第二个里程碑事件。等深流沉积是深水沉积中的一个重要类型。

（一）等深流沉积的基本概念

等深流和等积岩是1966年由Heezen等人首次引入沉积学中的两个新概念。等深流是一种特殊类型的洋流，主要是在科里奥利力和水体密度梯度力的综合作用下，在半深海、深海环境中产生的一种沿洋盆等深线流动的流体，具有地转流（Geostrophic current）的性质。

等深流是一种低流速（一般2—20cm/s）的洋流，沉积速度也较低（一般小于10cm/1 000a），在时空上均具持续性和稳定性。现代海洋调查证明，等深流是深海环境中重要的搬运和沉积作用媒介。它可携带沉积物搬运数百甚至数千公里，可以形成数千米厚的沉积物（Davies, Langhton, 1972; Hollister and Heezen, 1972）。

等积岩是由等深流作用形成的，是在较深水中，沿斜坡等高线流动的水流所沉积或改造的沉积层（Lovell and stow, 1981），主要分布于陆隆。现代沉积调查结果表明，95% 以

上的等深流沉积均发育于深海、半深海环境。

（二）等积岩相的特点

等深流沉积的发现，为重力流沉积的研究增加了新的内容。目前，已有不少关于重力流沉积研究成果的报导，但仍说还不系统和完善。

现在研究较多、较详细的等深流沉积，是大西洋地区，而且主要是对碎屑沉积的研究。下面将以大西洋等深流沉积为主，介绍等积岩相的组成、组构、沉积构造、垂向层序以及分布与范围的基本特点。

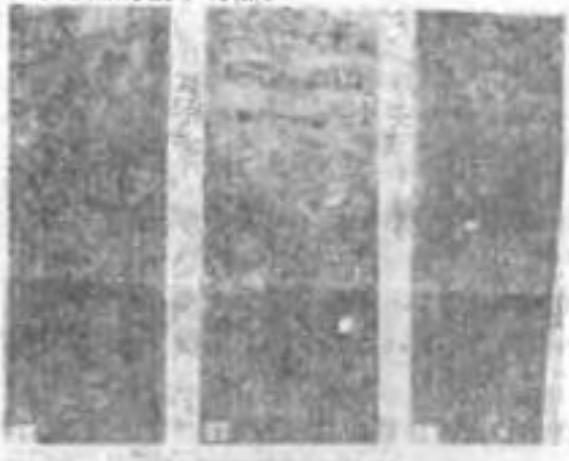


图9-12 典型的等积岩相剖面
a. 泥质等积岩；b. 粉质砂质—泥质等积岩；c. 砂质等积岩
（据Stow and Holbrook, 1984）

等积岩相可以分为三种类型（图9-12），即砂和粉砂；斑状粉砂和泥；均匀的泥。也有人（Stow and Holbrook, 1984）把北大西洋的等积岩划分为泥质、砂质和砾质。

等积岩层厚一般不规则。砂质或粉砂质等积岩层厚常较薄，一般10—30cm；而泥质等积岩层普遍较厚，从几厘米到几十米（Stow and Holbrook, 1984）而且缺乏层理。

等积岩的成分取决于有利于底流搬运和沉积的物质。在北大西洋，等深流沉积出现了三个末端成分，即生物成因、陆源物质和火山成因的物质。比较普遍的是底栖和浮游生物的壳与陆源物质或火山物质的混合。部分物质可以搬运很远，达1 000km以上；而另一部分物质则来自原地的底栖生物或上覆水中的浮游生物。有机碳含量普遍较低，约占0.5%。分布普遍而量少的成岩矿物是铁硫化物和粘土。

等积岩的原始沉积构造，在所有类型中均可见较粗的颗粒（常是贝壳）富集，以及粉砂质透镜体和纹层。在部分泥质和粉砂质泥等积岩相中，普遍有波状或细微的纹理，规则的水平纹理很少。粉砂质和细砂质等积岩相普遍为块状（生物扰动形成的），仅发育有稀少的水平层理和交错层。沉积相之间的层接触完全是突变的，但界面平坦。

等积岩相最大的特点之一，是广泛受生物扰动的影响和改造。生物扰动是连续进行的，在许多情况下几个生物扰动层叠加在一起。因此，许多原始沉积构造被改造或破坏，局部或完全为生物扰动切割，造成大部分粉砂、砂和泥混合。生物扰动形成的斑状构造，其大小可以由微米到厘米级，常与铁硫化物斑块和丝状体共生。生物扰动具有不同的潜穴，包括有*Chondrites*, *Planolites*, *Scolicia*, *Teichichnus*和*Zoophycos*。潜穴、斑块大小和类型，以及沉积物粒度，相互有一定关系（Faugeres et.al., 1984）。

等积岩的结构特点是具有由细到粗的粒度谱，即由粉砂和粘土到粗粉砂或细砂（平均40—70 μm）。它们大部分缺乏分选，某些粉砂和细砂具有中等分选程度。粉砂质和砂质等积岩累积频率粒度曲线的形态，普遍呈抛物线—双曲线，而粉砂质与泥质混合相近于双曲线，较细的泥质等积岩则近于对数曲线。

等积岩没有系统的组构特征。初步研究证明，伸长的粉砂或细砂颗粒具有磁性各向异性的特点，可能平行于底流方向排列。根据有限的电子显微镜研究资料，等积岩的泥质组构可

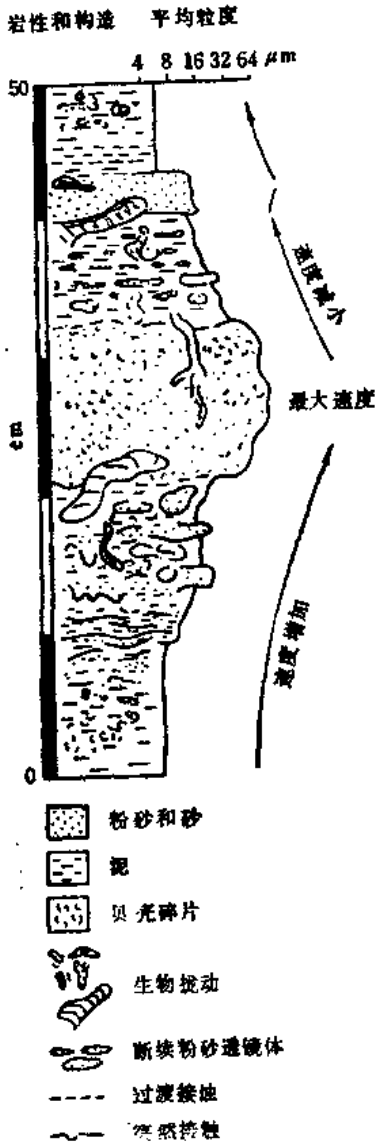


图9-13 典型等积岩相垂向连续层序
(据Faugeres et.al., 1984)

能以小颗粒群为特点，单个粘土呈板状成行排列，平行于层理。这些组构常明显地为生物扰动所破坏。

等深流的沉积速度，根据对北大西洋上新世到现代等深流沉积的C^{14}和微古生物的研究（Davles and Laughton, 1972; Hollister et.al., 1972; Klasik and Pilkey, 1975; SheridaGradstein et.al., 1981），大部分等积岩的堆积速度约在5—10cm/1 000a，其变化范围可小到1cm/1 000a，大到15cm/1 000a。这与地震勘测所得厚度和地质学时代计算结果是吻合的（Stow and Lovell, 1979）。

等积岩的层序如图9-13所示，具有正向和反向递变，反映了等深流沉积速度的增加和减弱。层序的厚度变化较大，从小于10cm到大于100cm。沉积相序和沉积构造序列在层序中常常不完整。典型成对的层序，常由6个层位组成，自下而上为：（1）泥质为主，含有贝壳碎片；（2）泥质与粉砂和砂质互层，具有粉砂透镜体和大量的生物扰动；（3）粉砂质和砂质，具有生物扰动和生物碎片；（4）泥质为主，夹有粉砂质透镜体；（5）粉砂质和砂质，具生物扰动；（6）泥质等积岩，含生物碎片。

等积岩相的分布和产状，也有一定的规律。等积岩相具有稳定的空间分布，相标志具有远距离的可比性。等积岩经常与深水相浊积岩、半深海远洋沉积岩共生，在剖面上三者可表现为互层型、夹层型、渐变型和突变型的叠覆关系。

（三）等积岩与浊积岩的区别

大部浊积岩同样分布在斜坡的脚部，伸入到盆地，围绕海洋中的隆起，由细粒沉积物(包括碳酸盐岩)组成，所以易与等积岩混淆。斯托(Stow, 1979)曾经进行过总结，提出了区分等积岩和浊积岩的标志，如下表(9-1)。

表9-1 区分浊积岩与等积岩的Heezen-Hollister-Bouma标志

	浊积岩	等积岩	结论
分选性	差到中等，分选系数>1.50 (Folk)	好到极好，分选系数<0.75 (Folk)	等积岩分选好。
层厚及层数频率	通常10—100cm 低	通常<5cm 高	等积岩具较薄的层，单位厚度中层数多。
递变性和层理接触关系	正向递变普遍，底部接触界线明显，上部接触界线不清楚。	正向递变和反向递变，顶部接触界线清楚。	等积岩递变性不规则，上部接触界线清楚。
交错纹层	常见，细碎屑的富集使纹理增强。	常见，重矿物的富集使纹理增强。	等积岩与浊积岩明显不同之点在于重矿物碎屑在等积岩中形成小规模层理。
水平纹层	仅在上部常见，细碎屑的富集使之增强。	整个序列中常见，重矿物或有孔虫贝壳的富集使之增强。	
块状层理	常见，特别是上部。	缺乏。	等积岩普遍发育纹层。
颗粒组构	在块状递变部分很少或没有优选方向。	颗粒优选方向在整个岩层中平行层理面。	等积岩具较好的颗粒定向。
杂基（2μm）	10—20%	0—5%	等积岩杂基含量低。
微体化石	常见，在整个岩层中保存良好、具分选性。	很少，通常被磨蚀、破碎，在重矿物富集层中具分选性。	等积岩表现出明显的改造迹象。
动植物残骸	同上	很少，通常被磨蚀或破碎。	同上
分类（Pettijohn）	硬砂岩、次硬砂岩	次硬砂岩、长石砂岩和正石英砂岩。	等积岩的成熟度较高。

第十章　重力流碳酸盐

重力流碳酸盐是深水碳酸盐的重要组成部分。它在深水域的碳酸盐岩剖面中占的比例不大，但是在斜坡(或大陆坡)沉积中，重力流碳酸盐占有重要地位。如在美国内华达州寒武、奥陶系斜坡层序中占50%；在我国广西十万大山三叠系斜坡层序中占30%；在鄂尔多斯盆地南缘奥陶系中占近13%。另外，重力流碳酸盐形成的机理与深水细粒碳酸盐也完全不同。

近年来，在我国华北奥陶系，贵州、广西的泥盆系、三叠系以及其它地区，发现了大量海相重力流碳酸盐岩，而且在许多陆相沉积盆地中也发现了深湖浊积岩，进一步丰富了重力流沉积学说。

近年来，重力流学说不断充实和完善，已成为沉积学中的一个重要理论。

重力流碳酸盐沉积不仅是一个有重要意义的理论问题，而且也具有重要的国民经济意义。由于石油工业的不断发展，其勘探领域由陆地向滨海、进而向外滨推进。在重力流碳酸盐岩中，已经找到了油气。例如，墨西哥湾坦皮科湾Poza Bica油田，油气储集层为碎石石灰岩。又如美国西得克萨和新墨西哥州的二叠系，深水碎石流沉积也是储集层之一。意大利中部的“Scaglia Calcaihe”油田，白垩—第三系浊积岩也是重要储集层之一。总之，重力流碳酸盐岩是寻找油气的一个新的领域。

一、重力流形成机理

重力流是由沉积物和水混合组成，并在重力作用下形成的一种高密度流。重力流是海底峡谷成因的主要机理，是海洋各类盆地沉积物中搬运的重要途径，也是深水沉积环境粒级沉积物主要形成机理。

重力流产生的条件是：(1)存在斜坡；(2)有充分的流体。只有在斜坡上的沉积物才能通过重力作用发生运动。沉积物在斜坡上运动的真正动力，是重力的切线分力。在此种动力作用下，斜坡上的沉积物质点与河流搬运沉积物相似，被前拖后拥地沿斜坡面运动。重力流是一种块体运动。沉积物起着主要作用，而流体则起次要作用。

重力流是一种特殊的流体，它由液体(海水或湖水)、固体岩块(包括碎屑和成层透镜体)以及塑性体(未固结的岩层和碎屑)组成。这种混合的流体，在其它流体范畴内不曾出现。这三者的组成比例常常是变化的。根据对已固结的重力流沉积物的统计，液体比例为15—50%，固体比例为80—50%，而塑性体，一般比例较少。固体碎屑和成层透镜体，常常是大小不一，成因不同，含量各异。这就是重力流体组成的特殊性。

所以，重力流实际是以刚性体为主，粘性体为次。但是重力流的刚性体与物理学中所说的刚性体不同，它是由许多不连结的碎屑和成层透镜体组成的。在驱动力作用下，在有海水或湖水掺合时，发生整体运动，并完全与一股流体运动相同。许多学者都认为，重力流是高密度流，是块体运动。正是由于重力流组成的特殊性，因此，其运动也有独自的特点。

1. 具层移(流)运动　鄂尔多斯盆地南缘富平一带奥陶系有多层重力流沉积，现在还清楚地保留了与滑动面平行的岩层面(图10-1)。这说明成层透镜体当时是成层移动的，这种

图10-1　碎石(屑)灰角砾灰岩，底部平整
中奥陶统，陕西省富平
(据贾振远，1984)

图10-2　鄂尔多斯盆地南缘富平一带中奥
陶统大型截切面上的滚动沉积构造
(据贾振远，1984)

层移运动是在特定条件下形成的。这个特点，相似于牛顿流体的层流。

2. 有旋性　这也是重力流运动的一个特点。重力流虽然是块体运动，但决不是简单地滑动与前冲。其在运动的过程中，具有旋性。鄂尔多斯盆地南缘富平一带奥陶纪地层，在大型截面上的重力流沉积物中，就可清楚地看到岩体的扭旋特点(图10-2)。这个特点反映了重力流运动有旋性，与不可压缩粘性流体的涡旋性相似。

3. 挤压性　重力流运动虽然是块体运动，但并不是不可变的。在整体运动过程中，内部质点常常由于各种应力作用的不均匀性而产生内部挤压，其结果是在重力流沉积物中形成普遍可见的揉皱(图10-3)。

图10-3　鄂尔多斯盆地南缘富平一带中
奥陶统的揉皱
(据贾振远，1984)

4. 涡旋性　这是粘性流体运动所具有的一般性质，在重力流运动中也同样具有。当然，在层移运动中不会出现这种特点。只有在层移运动转为湍流时，才可能出现这种涡旋特征。涡旋的结果，使碎石(屑)流呈杂乱或涡旋状排列。

5. 惯性　这是重力流运动的动力之一，但不是重力流的启动原因，只是加速重力流的运动。重力流依靠惯性力可以加速，并运动很远的距离。惯性是重力流发展到一定阶段产生的，在流速减小时，其作用即消失。

6. 颗粒上浮性　这也是重力流运动的一个特点。重力流中含有大量不同粒级的碎石(屑)，在运动过程中，大的颗粒往往向上浮起，而细小粒则向下沉淀。关于这种现象，米德莱顿和汉普顿(Middleton and Hampton, 1973)以及其他地质学家，曾认为是基质支撑和筛动作用所致。但是，在鄂尔多斯盆地南缘奥陶系的重力流沉积中，见到有长6m、厚0.5m的泥晶灰岩块，以及5×0.49×1.2m的微晶灰岩块往往分布在中上部，而不是底部，这用基质支撑是难于解释的。

关于这个问题，在非牛顿流体力学中已有阐述。高含沙水流中，颗粒之间发生碰撞，产生剪切作用，由于剪切作用而产生离散力，整个沙泥的重量是由这种离散力支撑的。重力流是一个高含碎石或砂屑的流体，颗粒与颗粒运动之间的关系必然遵守非牛顿流体力学的规律。所以，重力流中为什么包含巨砾，用非牛顿流体力学原理解释更为合适。

7．颗粒下沉　重力流运动的特性，在浊流中表现尤为突出。特别是鲍马层序中的A段，颗粒表现出有序下沉。这种现象与重力流的运动速度有密切的关系。重力流运动速度降低，离散力即减少，这样必然发生颗粒下沉，首先是那些粒度和比重较大的颗粒发生下沉。

8．颗粒碰撞　这是由于重力流高含碎屑，在湍流的情况下，颗粒必然发生碰撞，其结果是产生剪切力，而在颗粒间则产生离散力。

颗粒剪切力为T，粒间离散力为P。应该说碎石(屑)流是以惯性为主的颗粒剪切流。

$$T = C\rho_s(\lambda D)^2(du/dy)^2$$

$$P = t'/\tan\alpha$$

c——常数，拜格诺取0.013；

$\tan\alpha$——动摩擦系数；

ρ_s——泥砂密度；

du/dy——剪切面垂直方向的流速梯度；

t'——流体运动中的切向应力；

D——粒径中值；

λ——粒径或粒间距离。

根据上式，可以看出离散力与粒径的平方成正比。

9．剪切作用　重力流是一种高含碎屑的非牛顿流体，在湍流运动中，必然引起颗粒的碰撞，而产生剪切作用。根据对已固结的碎石(屑)流沉积的观察，剪切作用由底而上逐渐减弱。我们在鄂尔多斯盆地南缘富平一带奥陶系中见到碎石(屑)流底部有菱形剪切节理(10-4)；在碎石(屑)内部，则主要见包含大量未固结的薄层灰岩砾，其大部分是剪切作用形成的。

图10-4　鄂尔多斯盆地富平一带碎石(屑)流底部菱形剪切节理

(据贾振远，1983)

10．下切作用　重力流本身有巨大的重量，对下伏地层有重量应力作用。当重力流运动起动之后，由于与下伏地层之间有水膜作为润滑剂，所以尽管其重量巨大，但仍可与下伏地层呈平行滑行。所以在大多数重力流沉积物中，底部平整，与下伏地层平行接触。但是，当重力流运动速度加快，发生挤压、拉伸破裂，则形成下切现象，切割下伏地层，或者使滑动面以下的地层发生轻微的揉皱，严重时则形成褶皱构造。相反，重力流沉积物的顶部就没有这种切割作用。

二、重力流碳酸盐沉积的类型

重力流块体运动有三种基本类型，即崩塌、滑动和流动。米德莱和汉普顿根据沉积物在