

灰岩—泥灰岩互层的形成机理

戴 蕴 珍 编译

(成都地质学院)

1 概述

沉积记录中常见的韵律状碳酸盐岩,可出现在一系列的沉积背景中,最常见的是从外陆棚到 CCD 之上的深水远洋—半远洋环境、浅的海相碳酸盐台地和沼泽以及湖和平原盆地。本文仅讨论前者。

2 韵律沉积:轨道动力和沉积反应

轨道参数和周期性——米兰柯维奇理论:依据太阳黑子旋回和年纹泥,地球的轨道变化,即米兰柯维奇旋回,是在沉积岩中最为常见和最普遍的天文动力类型的代表,米兰柯维奇旋回具有 20—400ka 的准周期。其结果导致日射中的季节影响。这些情况由于各种气候——海洋反馈体系而得到增强,并传达到沉积记录中(图 1)。已有证据表明,在地质历史进程中,地球的轨道周期逐渐变慢。据有人推测,在古生代岁差和斜率的周期较现在为短,这表明当时地球和月亮间的距离较短,地球有较高的旋转速率。Berger 等(1987)估计:早志留世(440Ma)的平均斜率周期和岁差周期分别为现代的 60% 和 80%。据此,和相同厚度的年轻地层相比,古生代地层中的米兰柯维奇旋律在每单位厚度内应包含更多的层。

由大气和海洋反馈体系使轨道变化增强:由于米兰柯维奇旋回仅有很小的季节效应,因而一定要由气候-海洋反馈体系的增强才在沉积中产生标记。增强轨道变化最重要的反馈体系包括大陆冰盖的大小、大气中 CO_2 的含量、季风气候和干湿带的移动和海洋循环及上涌洋流强度的变化。这些反馈和非线性临界作用是受整个地球历史过程中过界条件变化而变化,诸如不同的海陆分布,全球海平面升降波动,整个气候-海洋区系等等(图 1)。例如具有自身温度反射率和冰湿块反馈体系的大陆冰盖在晚更新世时期扩大了 100ka 的偏心率标记。所有这些大气-海洋反馈系统增强了弱的轨道——气候变化,并把这些轨道标记传送到泥灰岩——白垩韵律中。叠加这些标记的是沉积背景干扰,两种标记后来承受了不同的压实和成岩叠加(图 1)。

3 在野外露头上识别灰岩-泥灰岩韵律的限度

在自然露头或受风化的采石场,在某些条件下,由“粘土”和细粒碳酸盐组成的互层可能并不能显示出明显的岩性变化或层理特征。在受风化的岩石中,要观察到从泥灰岩向灰岩的

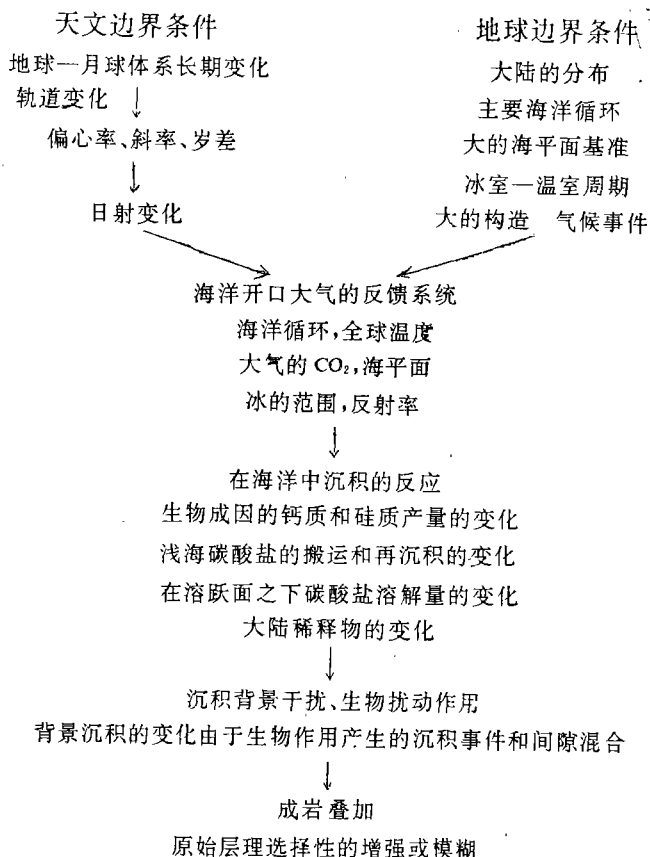


图 1 与轨道变化, 地球 边界条件, 海洋—大气反馈系统和反应, 沉积干扰和成岩叠加有关的控制沉积韵律的基本作用

变化通常只有碳酸盐含量超过一定临界值时才行, 高于或低于这一限度, 两者风化的物质都会成坚硬的灰岩或抗风化力较弱的泥灰岩或泥灰质页岩之中。在野外能认识这一韵律层序仅仅只有互层中碳酸盐含量围绕风化临界值附近波动时(图 2), 若碳酸盐的含量在此临界值之上或其下波动时, 野外并不会在灰岩或泥灰岩中分别观察到明显的岩性变化。

要确定碳酸盐的风化界面取决于气候, 暴露和受风化作用的期限, 并且与碳酸盐颗粒的孔隙度、类型和粒度大小有关。一般地说, 在风化界面附近碳酸盐的含量往往低于呈互层的碳酸盐。从欧洲和北美代表各种气候带的各种类型灰岩—泥灰岩互层来看, 风化界面附近的碳酸盐中, 测得所含 CaCO_3 量在 65—85% 之间。据此, 为了在野个露头上获得灰岩—泥灰岩层序, 地层中碳酸盐的平均堆积速度必须远高于非碳酸盐堆积速率。因而这种韵律的出现与碳酸盐的产量, 在海洋环境中碳酸盐和粘土的比例以及能影响碳酸盐含量的早期及晚期成岩作用密切相关。保存这种韵律状灰岩—泥灰岩的临界值是由生物扰动作用形成的完全混合表层的厚度, 在深海环境下, 它大约为 5—10cm 厚。若较这一临界厚度薄的话, 则很容易为生物扰动作用所破坏。

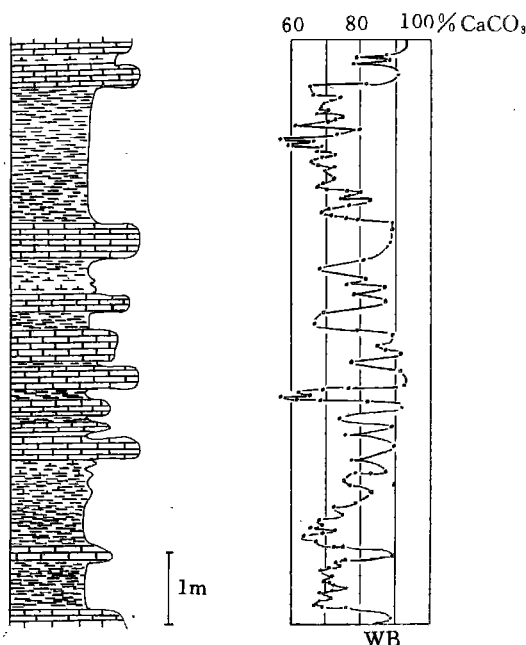


图2 在露头上风化对韵律层显示的影响
一个风化的灰岩泥灰岩层序(左)与
碳酸盐含量测定值变化(右)相比较。
碳酸盐含量在风化界面(WB, CaCO_3
为85%左右)之下变化时在露头
上就难以见到泥灰岩互层,采石场面
约20年,德国南部上侏罗统
(据 Ricken, 1986)

4 形成远洋灰岩-泥灰岩韵律的机理

4.1 远洋碳酸盐供给的周期性波动(产量旋回)

海洋表层水中碳酸盐产量变化导致泥灰岩-灰岩互层的形成已在第四纪地层和前第四纪地层中进行了广泛的讨论,产量变化也被认为是整个远洋碳酸盐组分中的碳酸盐旋回最主要的因素。这并不涉及因碳酸盐溶解和陆源物质稀释所引起的变化。不过,这种产量变化并不能容易地从钙质微体化石的分异度得到证实。富碳酸盐层中方解石球粒的产生以及碳酸盐和硅质软泥堆积的相关变量表明了产量韵律。

在粘土注入量稳定的前提下,纯产量旋回以远洋碳酸盐供应上的波动为特征。图3a表示了导致这种地层层序形成的机理,其中假定原始碳酸盐含量为60%的均匀泥灰质沉积物不断地过渡为灰岩-泥灰岩互层的层序之中。在这样的例子中,周期地增加的碳酸盐产量一定要比原始产量大2倍,这才有可能得到上面已提及的至少包含75%碳酸盐含量的抗风化灰岩层。

随着周其性地增加碳酸盐的产量,灰岩层将逐步加厚。互层中富碳酸盐的岩层将越来越占优势(图3a)。若产量系数为5,那么灰岩和泥灰岩层厚的比例为3.4;若产量系数为10,层厚比例将达到6.4,由这一简单试验可以看到,在一个已经有高碳酸盐产量背景值(本文假定为总沉积物的60%)的状况下,必须周期地以10的系数成倍地增加,才能形成常见的灰岩,且厚度相对较大,泥灰岩夹层厚度相对较薄的灰岩-泥灰岩层序。因此这种类型的旋回一定与层和夹层之间沉积物供应比例上有较大的变化相共生。不过当原始碳酸盐含量由于成岩期间碳酸盐重新分布而增强时(它能导致各层之间不同的压实作用),较低的产量系数也可以形成这种互层。

留下的问题是这种由碳酸盐产量单独波动的假定是否足以能形成上面提及常见的韵律

状灰岩—泥灰岩层序。仅仅特殊的环境变化,如上涌洋流区间和气候带的移动,才有可能导致产量上发生大的变化。因而,一般地说产量的旋回变化似乎很少有可能成为控制灰岩—泥灰岩韵律的单一要素。

4.2 陆源沉积物供给的周期波动(稀释旋回)

对具有微小的但又动荡的陆源注入物的外陆棚或陆表海来说,周期性的陆源物质稀释被认为是碳酸盐沉积环境中的主要作用(图 5),陆源物质的注入主要与河流、风和冰川的作用,因而影响大陆上侵蚀作用及迳流作用的气候变化密切相关。对离陆源区不远的盆地来说,由流水、风注入的粉砂至粘土粒级的沉积物,无论其数量和成分变化都相当大,这取决于其所处的是干燥还是潮湿的气候带。在更新世寒冷阶段,由冰及其溶化水流所携带的硅质碎屑物质远较其温暖间歇阶段为多。

当稳定的生物成因碳酸盐产量由陆源物质注入量波动而稀释时,陆源物质稀释就成为形成互层的理想的模式(图 3b)。通过非碳酸盐注入量的增加,含粘土和粉砂相对丰富的层的厚度将较互层中富碳酸盐层为厚,因此这种韵律能与由碳酸盐产量变化或溶解形成的韵律相区别。后者灰岩层较泥灰岩层厚。在这一模式中假定原始碳酸盐含量为 85%,粘土为 15%的均质层序为后来周期地增加的非碳酸盐均质注入物质所稀释,粘土和粉砂的成倍注入导致形成含 26%非碳酸盐物质的泥质灰岩,即稀释要素增大至近于 3 时,便能发育泥灰质夹层。

4.3 碳酸盐周期性溶解(溶解旋回)

海洋中在 CCD 和溶跃面之间厚约 1—1.5km 的范围内,碳酸盐的溶解作用是最重要的,在溶跃面之上含有机质较多的沉积物中,也可见溶解现象,这是因为有机质的分解能提供过量的 CO_2 的结果。溶解作用可以应用以底栖有孔虫的丰富度和远洋有孔虫碎片为基础所得的各种指数来证实。但非远洋有孔虫也可应用来测定不同种对溶解作用不同的灵敏度。已有好几位不同种对溶解作用不同的灵敏度。已有好几位作者把碳酸盐溶解作用的周期和同时性作为确定碳酸盐含量波动的主要控制要素。当然,在太平洋、大西洋、印度洋的更新世沉积物中已发现溶解的记录彼此略有不同。在太平洋,碳酸盐的溶解作用一般在温暖的时期增大,因此,冰期阶段沉积物中碳酸盐总含量要较间冰期的泥为高。在太平洋赤道区中部,水深 4.4—4.8km 范围内已发现碳酸盐含量变化在 50—80%之间;这反映更新世期间溶跃面的气候动荡。与太平洋的情况相对照,大西洋区似乎出现相反的状况,即在冰期有较大的溶解作用,间冰期溶解作用较少而有较高的碳酸盐含量。这种与相不协调的溶解作用,可以由深水碳酸盐产量不同来解释;在印度洋区,已观察到一种介于太平洋区和大西洋区之间的溶解类型。

广泛分布的第三纪溶解旋回已由许多学者应用动物群保存的相似指数所证实,并作为第四纪的旋回来应用。在白垩纪时,海洋溶解旋回同样也认为是十分普遍,并作为当时 CCD 要较现代为浅的证据。Arthur 等(1985)表明,图中白垩世 CCD 水深仅为 2—3km,而晚白垩世和第三纪 CCD 的位置则已报道在 3.5—5km 之间。

由于碳酸盐溶解作用增加而导致无碳酸盐层发育的效应已由一简单模式来表示(图 3c),这是以碳酸盐原始含量达 85%为基础的。正如 Dean 等(1977)所指出的那样,在碳酸盐溶解率增加 50%的情况下,仍不能使碳酸盐的含量减少至风化界面以下而形成泥灰质夹层。增加溶解率导致与较厚灰岩成互层的泥灰岩逐渐变薄,假如 95%的原始碳酸盐含量全部溶

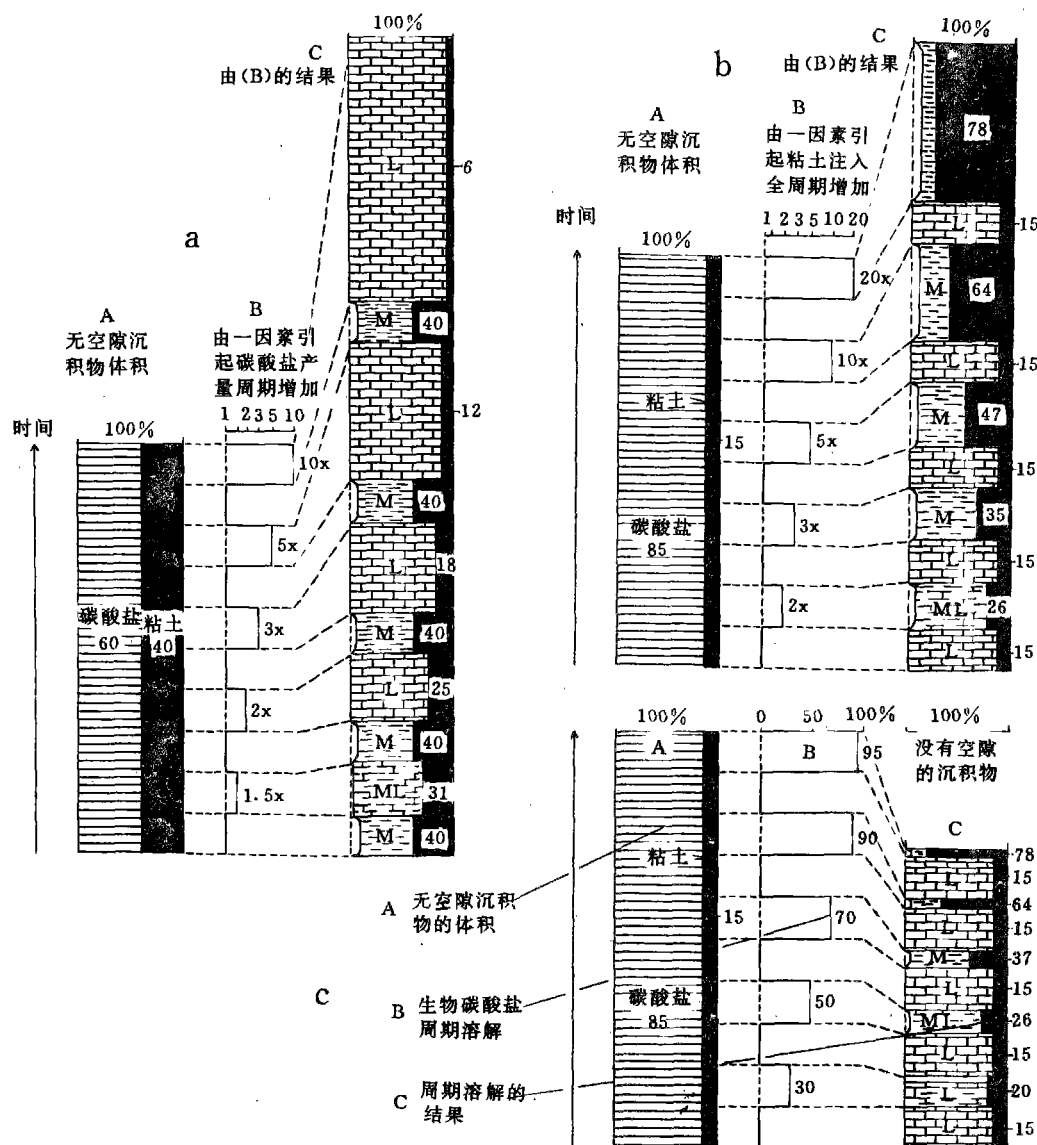


图 3a-c 由于碳酸盐产量、陆源物质稀释和溶解作用变化,导致灰岩—泥灰岩(L-M)

互层发育的简化模式(ML 泥灰质灰岩)

a. 碳酸盐产量的变化,一个均匀的泥灰质沉积物柱(A)由于碳酸盐产量(B)周期性增加转变为灰岩与泥灰岩序列(C)。注意灰岩层的厚度与碳酸盐产量系数之间的关系;b. 陆源物质稀释的变化,一个均匀含粘土的碳酸盐沉积物(A)由于周期性增加粘土注入量(B)而形成灰岩泥灰岩序列。注意随着稀释系数增加,泥灰岩厚度加大而灰岩厚度保持固定;c. 碳酸盐溶解量的变化,一均匀的碳酸盐序列(H 包含 CaCO_3 85%,粘土15%)由于原始碳酸盐的溶解(B 溶解旋回)而转变为灰岩—泥灰岩序列,注意当溶解量加大时泥灰岩单层厚度变小。

解,即假如溶解系数为 20,那么灰岩、泥灰岩的厚度比近于 5。许多灰岩—泥灰岩层序显示了这一幅度的特征。不过,对经在成岩作用改造的互层来说,仅需要较低的早期溶解率。应注意的是,由溶解作用形成的韵律层是和由碳酸盐产量变化的结果相一致,都是具有较厚的灰岩层及较薄的泥灰岩层。

4.4 钙质氧化还原旋回

富碳酸盐层和富有机碳页岩互层是许多黑色页岩单元中最常见的导理类型。它们的相转变为泥灰岩和碳酸盐岩。这种很显著的互层可以在从陆表海至深海的环境中形成。白垩纪阿普特期(Aptian)至赛诺曼期(Cenomanian)阶段,在大西洋区这种互层尤为常见。浅色的生物扰动灰岩与暗色的纹层状的富含有机质但缺碳酸盐的页岩呈互层。黑色页岩中不同类型的纹层、灰岩中各种类型潜穴的特殊排列格局以及整个灰岩、页岩层偶都表明了海底水中氧含量的波动,即氧化还原旋回。在白垩纪的大西洋区,氧化还原旋回常常是由于陆源物质注入量的变化、海洋有机质的变化、表层水碳酸盐产量的变化以及底部水含氧量波动等因素复合作用的结果。更为经常是,黑色页岩还表示来自陆源区有机物质的地球化学意义,这时白垩纪的北大西洋区更是如此。一些作者的观察表明,许多黑色页岩包含了再沉积的富有机质泥质浊积物(Arthur 等,1984)。

4.5 成岩叠加作用

由于碳酸盐的再分布而导致各层之间碳酸盐和粘土比差进一步增强的成岩叠加作用,已由许多学者进行了描述。它改变并经常扩大原始层理的韵律性。碳酸盐在成岩阶段再分布似乎可以在盖层少(或多)而形成的开放的(或关闭的)成岩体系中进行,某些作者如 Sujkowski(1956),Hallam(1986);甚至还强调成岩作用是形成灰岩—泥灰岩互层的唯一原因。如在泥灰质基质中出现呈倾斜层理以及随机分布的灰岩结核就认为是由成岩作用的结果。但这两种现象在层一级的范围内是很少见到的。因而一种完全均匀的沉积物中韵律状的无混合作用并不能与之相比拟,在结核灰岩中,结核并非随机地分布,它们通常表现为与层理大体平行的层状分布。

不过,在极端条件下,成岩作用可以对碳酸盐含量均匀分布的沉积物产生影响,但主要是改变各层的结构、孔隙空间和碳酸盐类型。作为论述在封闭系统中碳酸盐重新分布的简化模式(图 4)是以下列条件为基础而假设的。(1)在成岩作用开始以前,由于压实作用其原始孔隙体积已减少 50%;(2)其后,在灰岩层中留下的孔隙为碳酸盐胶结物所充填,因而并没有进一步产生压实作用;(3)作为灰岩层胶结物的碳酸盐是仅由成岩作用析出和泥灰岩夹层经压实而引起的碳酸盐溶解作用所得,而碳酸盐的沉淀作用限于与后来的灰岩层结构上的不同。

这种简化模式的结果是:泥灰岩层的厚度变得相当少,互层最后以厚的灰岩层占优势,这样就增强了原始层理的韵律性。灰岩中碳酸盐的含量由于胶结物而增加至 90%,而泥灰岩则由于“化学压实作用”丧失了原始碳酸盐含量的 75%。这一模式可能对涉及碳酸盐成岩作用中的大量迁移的数量以及对韵律层产生的增强作用有一感觉。

5 泥灰岩-灰岩层序的类型和厚度:环境背景和沉降的作用

5.1 适合灰岩—泥灰岩形成的环境

自晚侏罗世以来,本文描述的远洋灰岩-泥灰岩互层已占优势。因为它们与海洋中实在

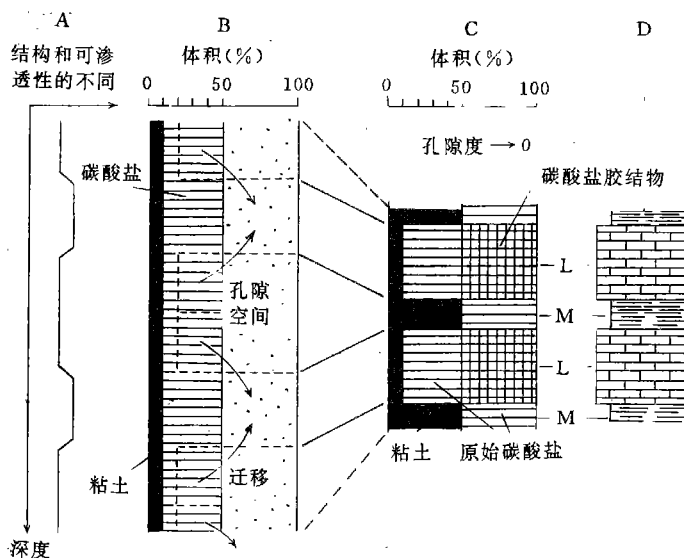


图 4A-D 仅由成岩作用产生的灰岩泥灰岩偶的模式

- A. 沉积物结构和孔隙大小的原始波动; B. 以碳酸盐/粘土为 4:1 的原始组分, 并减少其 50% 的原始孔隙, 箭头表示碳酸盐从泥灰岩(M)向灰岩(L)迁移的次序; C. 最后的组分; D. 灰岩-泥灰岩偶的野外外貌, 灰岩(L)组成为 40% 的原始碳酸盐, 50% 的胶结物, 10% 的粘土, 但 B 以后没有进一步压实

的远洋碳酸盐产量的时间紧密相关, 在较早的时期, 特别在古生代, 细粒碳酸盐沉积限于斜坡上部、陆棚和盆内隆起区, 那里将会形成层很好或结核状灰岩层的凝聚层 (Frank 和 Walliser, 1983)。

在野外剖面中灰岩-泥灰岩韵律的产生需要碳酸盐与粘土比保持 3—4, 由于远洋碳酸盐产量较低, 仅为 0.5—3cm/ka, 泥灰岩-灰岩互层很容易由于碎屑物质的稀释而破坏。因而, 在陆源物质注入量较低, 风暴洋流影响深度以下的地区有三种环境适合灰岩-泥灰岩互层的形成 (图 5)。

(1) 深外陆棚、碳酸盐缓坡的深部和陆表海中部, 由于邻近较大的陆块, 这些地区接受陆源的粉砂和粘土相对较多, 因而来自远洋和陆棚的细碎屑碳酸盐容易在与陆地气候条件相关的影响下被稀释, 同样也受到海平面大幅度的变化而引起沉积物中碳酸盐与非碳酸盐的比例的影响。在相对较浅水条件下所有的沉积物系列都可能夹有远积碳酸盐和硅质碎屑风暴岩。假如粉砂和粘土注入量太多达到超过总体积的 1/3 或 1/2, 灰岩-泥灰岩序列就会被具有厚层偶的泥岩-泥灰岩序列代替。由于存在不稳定的碳酸盐矿物, 成岩叠加作用将加强。

(2) 边缘深海、深海高原和碳酸盐台地周围环境, 这些环境表现为最适合于形成灰岩-泥灰岩韵律。它们形成的水深是在溶跃面之上, 仅接受少量的陆源沉积物, 因而它们只受到中等程度陆源物质稀释和溶解的影响。依据海洋循环和营养物质供应的状况, 远洋碳酸盐软泥的产量可能有变化。在某些条件下, 还可以形成具有黑色纹层夹层的氧化还原旋回。在低于

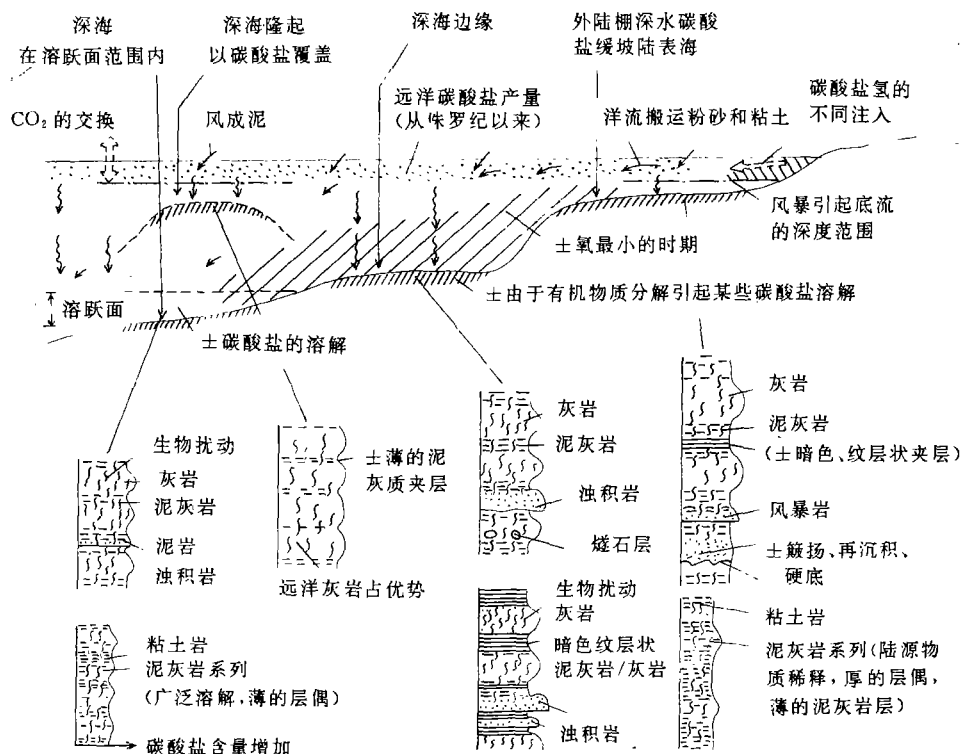


图 5 简述形成各种不同类型的远洋一半远洋灰岩—泥灰岩, 粘土岩—泥灰岩或钙质氧化还原韵律的沉积环境和作用(讨论见正文)

上涌洋流区,也能见到由硅质软泥组成的韵律状沉积物。在有些情况下,碳酸盐的注入量特多以致于没有足够的粘土形成泥灰岩夹层。

(3) 溶跃面和 CCD 之间的深海: 由于考虑到溶跃面位置的波动,碳酸盐的溶解作用的变化是远洋灰岩—泥灰岩韵律发育的主要因素。其结果是将会形成 CaCO_3 含量先后有很大不同的层序。

5.2 韵律状碳酸盐层序厚度的控制要素

为了要形成厚的韵律层序,如 100m 厚,一定要有超过 2.5—15Ma 这样长时限保持稳定的条件,结果在海底较风暴波基面要深的较浅的盆地中,沉降应高于或等于沉积物的堆积。在过渡壳上发育的被动大陆边缘的大陆架区,裂开经 50—120Ma 之后,这种沉降速率有可能达到,早于这一时限,裂谷盆地往往受碎屑沉积物的影响。

在陆表海中,所发现的沉降速度通常偏低,但可能可以达到形成灰岩—泥灰岩韵律所必需的幅度,尤其假如沉降与全球海平面上升的时期一致(Hag 等,1987)。在欧洲和北美的某些陆表海盆中,侏罗至白垩纪期间,当海平面处于相对较高的时期,灰岩—泥灰岩韵律在时间较短的周期中沉积。不过,这种层序的发育总是由于下列因素而处于被扰乱和改变的困境中。①陆源物质注入量太多,使其转变为全是泥灰岩;或太少,使其转变为纯灰岩,象欧洲的

白垩系中的某些单元,其 CaCO_3 含量高达 98%;②海逐渐变浅,容易产生再沉积、缺失、沟渠化、指状交错以及由礁取代或转变为碳酸盐潮坪和陆棚砂等。因而在这种条件下所发育纯的灰岩-泥灰岩韵律仅仅只在一至几百万年相对较短的时限内。

在洋盆中,灰岩、泥灰岩层序的产生被认为是与时限为 10Ma 的海平面变化和溶跃面位置的变化相共生。当海侵时,远洋碳酸盐的高产量似乎与水体混合及营养再循环的增加相联系,而大的海退阶段,则为高硅质碎屑注入时期。CCD 和溶跃面变化似乎大致与大范围的海平面变化相平行,因为海侵减少了陆地面积,同样减少了溶解的 CaCO_3 的注入量。除此以外,由于在扩大的陆棚区也沉积了更多的碳酸盐,会使深海碳酸盐储库丧失。

据 G. Einsele 和 W. Ricken(1991),原文系“Cycle and Event in Stratigraphy”一书中的“Limeston-Marl Alternation——an Overview”章。