

碳酸盐沉积和生物礁——国外研究现状^①

奚瑾秋

刘宝瑞

(地矿部地质情报研究所)

(成都地质矿产研究所)

台地边缘

无论是研究小的孤立台地边缘,还是研究 500km 广阔大陆架边缘,都必定要研究古代碳酸盐岩组合中台地边缘到斜坡的坡折带。正如 James 和 Mountjoy (1983) 论述的,“与陆源碎屑沉积物的陆架不同,这些相发育于碳酸盐岩陆架斜坡的坡折带,控制了台地的演化方式。所以,对坡折带的研究,是问题的关键。正是在坡折带上生长出各种各样的生物群落,堆积速度极为迅速,成岩作用可能也是非常强的,而且可能形成最有价值的碳氢化合物和矿藏”。他们进一步论述到,“由于这个相比较狭窄,岩石出露和钻井交切机遇小,给研究这个相带来了困难。又因陆架碳酸盐岩与盆地页岩有显著的岩性差异,所以在造山运动期间,这个相往往产生强烈变形。这样,一般只能对陆架-斜坡坡折带的性质作出解释,而不能进行观察,并只能根据周围相带的资料进行综合分析。”

台地边缘可以有环边或是无环边的。有学者认为,复杂的生物礁组合和/或碳酸盐沙洲形成了现代台地的环边。这些相带通常发育于相当高能量的环境。同样,有环边的古碳酸盐台地边缘也发育于高能量环境。有环边的古碳酸盐台地边缘主要呈现出有机相或无机碳酸盐沙洲相。在某一特定地质历史时期,占优势的主要骨骼成分将强烈影响有机边缘相的特性。相反,无论是产于寒武纪,还是产生于全新世古台地边缘的某些无机相,看上去非常相似(例如:鲕状颗粒岩)。如果斜坡的深水部分末稍不陡峭的话,无环边碳酸盐岩边缘(即 Read 的均斜斜坡)就具有不明显的陆架-斜坡坡折带。均斜斜坡或末稍陡峭的斜坡外缘都处于低能量环境,而且其特点常常表现为灰泥支撑的相,而不是高能颗粒支撑的结构。

由于地壳板块在整个地质时期中发生了运移,无论台地边缘在大陆架上还是在大陆内,古碳酸盐台地边缘现今的位置发生了相当大的变化。James 和 Mountjoy 用 Wilson (1975) 台地边缘模式的三个类型,归纳了从前寒武纪到新生代台地边缘相类型随时间的变化表(表 1)。然而 Wilson (1975) 在三个台地边缘模式中,并没有包括均斜斜坡或末稍陡峭的斜坡。

正如 James 和 Mountjoy (1983) 指出, 尽管表 1 解释了许多地质记录中的事件, 但它不包括无环边(斜坡)台地边缘层序(例如: 美国西部寒武-奥陶纪, Cook 和 Taylor, 1977; 美国海湾沿岸侏罗纪, Ahr, 1973)。

在某个时期, 生物礁可能控制着碳酸盐台地边缘; 而另一时期, 则可能为骨骼沙和/或骨骼泥丘(“礁”丘)控制台地边缘相。还有重要的一点需要指出, 尽管台地边缘可能发育块状的真正粘结灰岩礁相, 但台地边缘基底上的原始相仅仅由薄层骨骼碎屑构成。通常有一个垂直相序, 其底部是只捕获灰泥并形成

泥粒岩和颗粒岩的小的生根有柄棘动物。在生物礁核内可能发育四个不同相, 他们代表了生物礁发育的不同阶段(图 13)(James, 1983; James 和 Mountjoy, 1983)。结果, 不仅在整个地质时期中, 有时生物礁相与碳酸盐沙洲控制着台地边缘环边, 甚至生物礁边缘可能显示出从骨屑(泥粒岩和颗粒岩)初期稳定阶段到包壳骨骼后生动物纹层(粘结岩到骨架岩)占优势阶段这样一种纵向分带。

表 1 古碳酸盐陆架-斜坡坡折带实例

时代	环境	造礁生物	陆架-斜坡 坡折带
中生代-新生代	开阔海洋	普系完整	II
晚古生代	克拉通内	小巧灵珑	I
中古生代	克拉通内	普系完整	II
早古生代	开阔海洋	小巧灵珑	I
前寒武纪	开阔海洋	叠层石	II

(据 James 和 Mountjoy, 1983)



阶段	灰岩的类型	种的多样性	造礁生物的形状
统植	粘结灰岩到骨架灰岩	低到中	层状结壳状
泛植	骨架灰岩(粘结灰岩) 泥状灰岩到粒泥灰岩基 质	高	穹状 块状 层状 分枝状 结壳状
拓植	具有泥状灰岩到粒泥灰 岩基质的障积灰岩到礁 缘灰岩(粘结灰岩)	低	分枝状 层状 结壳状
定植	粒状灰岩到碎块灰岩 (泥粒灰岩到粒泥灰岩)	低	骨骼碎屑

图 13 表明造礁后动植物的生长形成以及它们最常出现的环境类型草图(据 James, 1983)。

远洋、半远洋及台地周围沉积物

远洋一词用来描述位于洋壳深海和浅陆表海中的广海沉积物(Scholle 等人, 1983b)。远洋这个术语指生活在广海环境中的生物(浮游生物和底栖生物)。远洋沉积物含少量陆源沉积物和浅水碳酸盐台地沉积物。半远洋一词通常用来描述含远洋成分和陆源细粒碎屑的混合沉积物。台地周围沉积物(Schlager 和 James, 1978)是一个较新的术语, 特指碳酸盐斜坡和盆地边缘沉积物。台地周围沉积物软泥是远洋骨骼残骸来自浅水台地边缘细粒灰泥混合而成的。

因此, 细粒纹层状的灰泥岩和粒泥岩有三个主要来源, 并具有古碳酸盐斜坡及盆地层序的特性: (1) 浅水灰泥; (2) 来自广海环境的远洋成分; (3) 陆源碎屑。

在整个地质时期, 第一和第三两个来源都明显地向较深水沉积环境提供物质。然而, 邻近大陆边缘或大陆内部的碳酸盐斜坡和盆地环境, 与邻近广海孤立碳酸盐台地的斜坡和盆

地层序相比, 具有更多的陆源碎屑物。

现代远洋石灰岩与古代远洋石灰岩的主要生物成分有很大的差异(表 1)。古生代时期, 一些斜坡和盆地碳酸盐岩的有机远洋组分包括: 海绵骨针、竹节石、底栖有孔虫、笔石类、放射虫、牙形棘、箭石属、鹦鹉螺和菊石类。尽管所列组分这样广泛, 但远洋区这些组分的总量比较低。因此, 常常把古代斜坡和盆地层序称为“非补偿盆地相。”古生代时期, 远洋碳酸盐岩缺乏主要组分来源, 造成分布广泛的放射虫燧石和笔石石灰岩。典型的古生代斜坡或盆地边缘原地沉积物的石灰岩并不是远洋石灰岩, 而通常是台地周围碳酸盐岩。它主要由浅水台地产生的灰泥组成, 含少量远洋微化石和陆源碎屑物。

直到 1—1.5Ma 前, 碳酸盐远洋生物才开始大量发育, 以致成为远洋环境中的主要成分。自侏罗纪以来, 实际上有一连串的钙质浮游有孔虫和颗石鞭毛类进入深海。这两个微化石群便成了远洋碳酸盐岩中的主要成分(Cook 和 Egbert, 1983)。因此, 古生代远洋碳酸盐岩和燧石的堆积速率一般低于 10m/Ma, 而一些白垩纪的白垩沉积速率却大约为 60m/Ma (Cook 和 Egbert, 1983; Scholle 等人, 1983 b)。

Wilson (1969)、Cook 和 Enos (1977b)、Scholle 和其他一些人 (1983 b) 详细地讨论了古代深海碳酸盐岩的特性。从地质柱状剖面上看, 未扰动的斜坡与盆地沉积物有许多相同的特征。典型的岩石类型是暗灰色到黑色灰泥岩、粉屑石灰岩、粒泥岩, 还常常存在数量不等的有机碳、黄铁矿、粉砂大小的石英颗粒、粘土矿物这样一些不溶残渣。岩层接触面从平坦近于平行, 连续数十米变化到不连续的波状。斜坡沉积的更进一步特征是从薄薄的层理到毫米厚的纹理。静水环境下纹理的保存主要取决于沉积物究竟是在充氧的水体还是缺氧的水体中形成的和这些环境对穴居生物的影响。在封闭海盆中, 只有水体上部氧气充分, 而几百米深度以下的水却缺氧。开阔海洋环境中, 一般有一个三层水系: 表层与深水部分氧气充分; 斜坡上的中层水缺氧(最低含氧量带)。因此, 位于最低含氧带的斜坡部分, 比氧循环良好的区域形成的斜坡沉积物潜穴少, 纹理保存好。

水下块体搬运

块体搬运是指大量含水物质整体向斜坡下的运动。重力是这个运动的驱动力 (Dott, 1963; Cook 等人, 1972)。表 2 概括了块体搬运主要类型及其特性。块体搬运可分为三个类型——岩崩、滑坡和沉积物重力流。根据其内部力学性质和主要沉积支撑机制, 滑坡和沉积物重力流可再进一步细分。

岩崩(又叫岩屑堆积) 只是在陡坡、峡谷壁或断崖的海洋环境大量发育。单碎屑的滚动或自由下落堆积成这类沉积物。

滑坡分为直移(滑移)和旋移(滑塌)两类 (Varnes, 1978) 直移滑坡的剪切面主要是沿与下伏层平行的平坦或平缓波状面。滑塌(旋移滑坡)呈现出向上凹的剪切面。滑塌块一般向后旋移。滑坡可以出现不同强度的内部变形。某些滑坡完全显示出弹性特征。除基底剪切面外, 原生层理实际上保持原状。其他滑坡显示出弹性和塑性特征。半固结沉积物变形为倒转褶皱。某些滑坡内部强烈变形, 以至转变成岩屑流(Cook 和 Taylor, 1977; Cook, 1979, a、b、c)。

许多论述古代水下沉积物块体搬运的著作, 没有区分沿不连续剪切面(滑坡)移动的

变形岩层和无明显基底剪切面的变形岩层。同样,关于水下滑坡的著作常常不区分直移滑坡(滑移)和旋移滑坡(滑塌)(表2)。一些作者对仅仅显示出松软沉积物变形,而无明显基底特征的任何一种特殊类型一概使用“滑塌”这个术语。结果,在论著中提到的某些“滑塌”指的是直移滑坡,而不是旋移滑坡(滑塌)。也就是说,某些“滑塌”仅仅指无明显上下界的变形岩层。

Middleton 和 Hampton (1976) 将沉积物重力流定义为:“在重力作用下,由顺坡移动的沉积物形成的流动与块体同义……” 根据重力引起的顺坡搬运过程中把颗粒支承到沉积物—水界面上的不同作用力,他们把沉积物重力流分为四个主要类型:(1) 浊流,沉积物主要是由湍流向上流动部分支撑的;(2) 颗粒流,沉积物直接由颗粒间的相互作用(碰撞或紧密靠近)支撑的;(3) 流化沉积物流,在重力作用下颗粒发生沉积时,粒间泄出的向上流动的流体支撑沉积物;(4) 岩屑流,具有一定屈服强度的间隙流体与细粒沉积物的混合物——“基质”支撑较大的颗粒(Middleton 和 Hampton, 1976b, P. 198)。

Lowe (1976a) 正确描述了流化沉积物流和液化沉积物流的区别。在流化流中,颗粒间的流体向上运动,而颗粒本身不向下运动。例如,由组成颗粒的流化流作用就完善地解释了熔结凝灰岩或灰流凝灰岩的活动性。在流化过程中,由于组成细粒自身的重量,颗粒中释放出的气体产生一个与流体静压力相等或大于流体静压力的力,块体开始膨胀,表现出流体一样的性质(Cook, 1968)。在液化流中,颗粒向下运动,使水向上移动,导致颗粒间的水向上运动。正如 Lowe (1976 a) 指出,除了火山口和熔结凝灰岩中逃逸气体使火山碎屑颗粒流体化外,作为一种沉积过程的流化作用在水下环境中是不会发生的。腐质有机物生物气或气态烃能大大地减小抗剪强度并促进块体搬运,但不可能使大量沉积物流体化。液化流作用(而不是流化流作用)导致了沉积物重力流沉积中的流体逃逸构造。根据 Lowe (1976 b) 和 Nardin 等人(1979) 承认的上述区别,表2将沉积物重力流分为五类。

在颗粒流中,粒间的相互作用(即:分散压力)将沉积物支撑到沉积物水界面之上。由于分散压力的作用,较大颗粒被推向靠近流体顶部最小剪应力带,因此当颗粒沉积时,理论上逆粒序发育。这是当今识别颗粒流沉积物的主要标志。

Middleton (1970) 指出,流体使大颗粒向上移动期间,小颗粒向下落在大颗粒之间产生的动力筛机制导致了逆粒序。动力筛作用可能发生在低基质的沉积物中(即象一个爆米花箱子),或低密度基质的沉积物中。然而,动力筛作用不能解释具高密度灰泥基质的逆粒序碳酸盐砾岩。颗粒流的其他标志是块状披盖层(massive tops)与流向平行的颗粒定向、接近沉积物顶部的较大漂浮碎屑以及底部的注入构造。除了逆粒序外,有些学者(Cook, 1979; Cook 和 Mullins, 1983) 怀疑上述专门作为颗粒流标志的正确性,岩层呈块状披盖层、平行碎屑定向、漂浮在岩层顶部附近的大碎屑通常是高粘滞性巨厚岩屑流沉积物的特征。

Lowe (1976) 将“真”颗粒流定义为“依靠受剪沉积物内颗粒间相互作用产生的粒间分散压力克服重力作用,保持分散状态的无粘性固体重力流。”这个定义在地质学上还有另一层非常有意义的含意,即“分散颗粒间的隙间流体与流动经过周围环境中的流体相同。”在这些条件下,真颗粒流要保持流动需要 18° 到 30° 的陡坡(Middleton 等人, 1976)。Lowe 进一步总结了无粘性沙级颗粒形成的真颗粒流将产生不超过5cm厚的沉积物。

Middleton 和 Lowe 指出,“在克服重力作用保持分散压力:(1) 颗粒间隙流体比周围环境流体稠密;(2) 剪切可以从颗粒流流动上方的水流向下传递到颗粒流;(3) 间隙流体可

表 2 水下块体搬运类型及其特征

块体搬运类型		内部力学性质	搬运机制和主导沉积物支撑机制	声波记录特征	沉积构造和岩床几何形态
岩崩	直移 (滑移)	弹性	沿陡坡自由下落或滚动的岩块	强烈丘状底部反射,一般呈双曲线和侧回波,微弱不规则内部反射无构造	颗粒支撑骨架,基质可变,杂乱。长轴平行于斜坡,短轴垂直于斜坡。
			沿近平行于下伏层的不连续剪切面的剪切破坏。顶部滑坡呈弹性;基底和薄侧缘呈塑性。	内部反射连续且一般不变形;陡终端滑坡块层可能不整合或大致平行于下伏沉积物。	层理可能不变形并平行于下伏层或在底部和边缘变形,这里可能产生岩屑流砾岩。波状、微向上凸的顶,岩床大致平行于下伏层,宽和长达 10 到 1000m。
滑坡	旋移 (滑塌)		沿不连续上凹剪切面的破碎,伴随着滑塌滚动。可能呈弹性或弹性和塑性运动。	内部反射连续,短距离不变形,但在坡脚和沿底部都有些变形,在头部存在上凹不连续面,在坡脚大致于相邻层理平行,表面呈波状。	层理可能未变形。上下接触带常常变形。角度不整合的内部层理到包卷层。大小不等。
	岩屑流或泥流		剪切分布于整个沉积块体。泥基质和碎屑内聚力支撑底床上的碎屑。能触发并沿低角度斜坡运动很长距离	海底反射可能是双曲的,不规则的。或平滑的。通常声波传播很少或无内部反射,顶端钝的丘状或透镜状,内部不规则结构。	碎屑基质支撑,在整个岩床中,碎屑结构杂乱或大致平行定向,尤其是流动单元底部和顶部可能产生逆粒序。碎屑大小和基质含量变化的呈席状到水道充填体产出,厚几厘米到数十米,长 100m 到 1000m(?) 宽度可变。
沉积物重力流	颗粒流		分散压力支撑无粘性沉积物。触发和保持下坡运动一般要求陡坡。		块状;碎屑 A 轴平行流动方向并呈叠瓦状指向上游,近底部可能出现逆粒序。
	液化流		随弱致密构造坍塌,向上流体驱替(扩容)支撑无粘性沉积物;沉积物进入强致密结构。要求斜坡 $> 3^{\circ}$ 。	单流动形成的沉积物非常薄;现在地震反射技术不能解决。重复流动可能产生一个薄的、平缓的反射层序。	泄水构造,砂岩脉,火焰状和负荷构造,卷曲层理,沉积物均匀。
	流化流	逃逸粒间流体向上运动,支撑无粘性沉积物薄($< 10\text{cm}$)且寿命短。			
	浊流	湍流支撑碎屑,能沿低角度斜坡移动很长距离。	薄弱的、平缓的、连续的高反射单元;上超斜坡或凸起地形。向上进水流过层序,反射不连续。	鲍玛层序。厚几毫米到几十厘米。长 10m 到 1000m;宽度是变化的。	

成为湍流；(4) 逃逸孔隙流体很可能使分散颗粒液化或流化”。Lowe 将受上述作用影响的颗粒流称为“被改造的颗粒流”。因此，可将含有与间隙流体混合的粘土级物质的颗粒流称为被改造的颗粒流。这类密度被改造的颗粒流能在 9° 至 14° 斜坡上流动 (Lowe, 1976b)，大大低于真颗粒流所需要的 18° 到 30° 的坡度。

就岩屑流而言，其内部主要力学性质为塑性（沉积物与水的混合具有一定强度）。液化流，流化流和浊流主要具有流体特性（沉积物与水混合物无内部强度）。颗粒流既呈塑性又可呈高粘滞流体特征。

表 2 表示的是端员概念，搬运期间，可能几种作用同时发生 (Lowe 等人, 1979)。沉积物块体搬运期间，可能会发生各种作用，但在某一时期或某一地点，可能只有一种作用起主导作用。

必须记住，岩石记录是最后搬运、沉积和压实事件的图象。压实可以改造碎屑结构，提高碎屑与基质比率，并可能影响对搬运和沉积机制的解释。

上述术语主要是从研究古沉积物和实验中得到的。岩石中观察到的块体搬运与现代斜坡上声波记录的瞬间或各种过渡型块体运动不尽相同。因此，应该谨慎地应用这些概念。

滑坡、滑塌和层内截切面 滑坡和滑塌的厚度由几厘米变化到数十米，甚至更厚。由于露头局限，通常无法精确了解到古海底滑坡的最大三维几何形状。

滑坡内部变形由轻度到中等程度，最终层理完全破坏。当沉积物的抗剪强度超过极限，块体发生塑性变形，并以高粘滞岩屑流形式运动时，层理就完全遭到破坏。古滑坡中不仅可能出现所有内部变形的强度等级，而且单个滑坡也能出现各种不同程度的变形。美国西部上寒武统、下奥陶统大陆斜坡碳酸盐岩中，发现了滑坡转变成岩屑流的连续发展阶段的良好露头 (Cook 等, 1983)。

沉积物重力流沉积 在巴哈马北部，对碳酸盐斜坡的大量取心证明了有块体沉积的沉积物存在。然而，浊流和岩屑流看起来好像是现代碳酸盐斜坡上粗碎屑向斜坡上运动的主要搬运机制。

古记录中，斜坡和盆地环境中的碳酸盐块体流沉积物在全世界的整个地质记录中都是普遍的。如果没有异地沉积物提供线索，要找到碳酸盐坡脚层序的确是相当困难的。在沉积物重力流沉积的五个端员类型中，岩屑流和浊流的资料最丰富，而且是向斜坡下搬运大量沉积物——流体混合物的主要作用。

岩屑流沉积 席状和水道充填形式的粗结构碎屑沉积物与封闭的远洋，半远洋斜坡和盆地相的纹层状黑色灰泥岩形成鲜明对照。岩屑流沉积物具有永恒的特征，一般比封闭的主体相 (host facies) 颜色浅。因此，上述对照是显而易见的。识别岩屑流 (表 2) 的野外证据得到普遍公认 (Enos 和 Moore, 1983)。图 14 概括了加拿大泥盆纪岩屑流沉积的主要特征。这些特征包括浅水和深水碎屑，其中许多特征与台地边缘产生的整个地质记录中的碳酸盐岩屑流相同。深水中，海底滑坡扰动产生的岩屑流可能完全由黑色灰泥岩碎屑构成 (Cook, 1979a、b、c)。

岩屑流可以发育于低沉积地形起伏 (“沉积边缘”) 和高沉积地形起伏 (“叠积边缘”) 地。来自加拿大阿尔伯达省 (Alberta) 出露良好的泥盆纪碳酸盐建隆的野外资料表明，含大小达 25×50 (m) 碎屑的岩屑流可能产生于低沉积地形起伏地区，给人印象深刻。而且，一旦这种岩屑流发生，它能沿 1° 或 $< 1^{\circ}$ 的斜坡，将粗结构物质搬运 10 多公里。

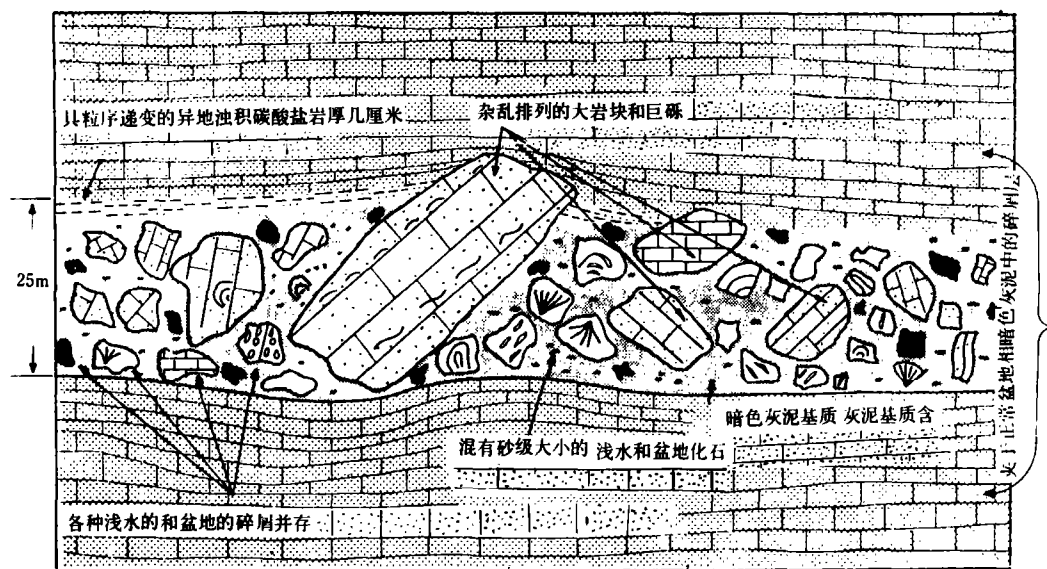


图 14 加拿大阿尔伯达落基山脉上泥盆统碳酸盐岩屑流沉积的主要特征示意图

颗粒流沉积 有的学者认为,成因上与真颗粒流密切相关的碳酸盐沉积物在古记录中是少见的。由于要维持真颗粒流需要的陡坡度,真颗粒流就不可能形成厚厚的沉积单元。这个论述是成立的 (Lowe, 1976)。陡坡区域限制在特殊的地质环境中,而且由于形成的岩层厚度局限仅几厘米厚,这就限制了真颗粒流的产生和地质意义。

浊流沉积 在斜坡、坡脚和远源盆地沉积环境中,碳酸盐浊积岩是非常普遍的。同陆源碎屑浊积岩一样,碳酸盐浊积岩在沉积构造、结构、颗粒类型、岩床几何形态以及成因方面差异相当大。

含粗砾的碳酸盐浊积岩一般局限在斜坡和靠近斜坡地区。这里,沉积梯度 (depositional gradients) 最高。在斜坡上和盆地沉积环境中,都能发现砂级到中砾大小的碳酸盐沉积岩。

一些砂级大小的浊积岩在成因上可能与岩屑流沉积相关,代表岩屑流最上部稀释湍流。岩屑流实验资料证实了这种岩屑-浊流并举的双机制成因 (Hampton, 1972)。

地质记录中碳酸盐台地的演化

碳酸盐台地有两种类型,一是发育于大陆边缘形成陆缘台地,二是发育于克拉通盆地有关的小台地 (Read, 1985)。克拉通台地的规模一般较小,与主要的陆缘台地相比地质时期短。在地质时期中,板块构造对这些台地类型的分布起着重要的作用。从大陆边缘到内克拉通盆地似乎有大范围的台地环境。在寒武-奥陶纪,面临开阔海域的大陆边缘发育有宽而且规模很大的台地。然而从中古生代到晚古生代时期,由于与海洋连通性受到限制,台地属于克拉通类型。随着中生代的陆地破裂,碳酸盐台地重新具有大陆性质,面朝古地中海或处于古地中海内的孤立台地上。这一趋势持续到新生代。

碳酸盐台地和陆架的性质在很大程度上是由陆架或台地边缘特征决定的。台地边缘是碳酸盐发育的地区。许多学者认为,台地-边缘的发育能够赶上或超过正常的陆架-边缘下沉和正常的海平面上升。台地水侵仅仅发生在快速的全球性海平面上升时期,以及在不利的

环境条件下或罕见的构造运动中。因此,台地边缘的性质以及它们与陆架和斜坡沉积的相互关系,可以通过碳酸盐发育情况、海平面波动和沉降速率之间的相互影响来确定。可分辨出五种特征模式。

静止边缘 是根据生物礁或沙质浅滩加积而成的边缘相确定的,它是碳酸盐沉积物的加积作用与相对海平面上升之间互相平衡的结果。斜坡到盆地区域往往有些欠补偿。在拿加大 Arctic 岛和意大利 Alpine 三叠系,这是一种普通的台地类型。

退覆边缘 表示台地边缘相向海推进覆盖在斜坡沉积之上,这是碳酸盐沉积物的堆积速度超过海面速度的结果。这在海面缓慢上升或停滞期间是很可能发生的。斜坡沉积往往包括厚的、粗粒的斜坡边缘沉积物。西得克萨斯二叠纪生物礁复合体就是这种类型的实例。

静止和退覆边缘导致边缘高起的盆地,干燥条件下有利于大面积泻湖蒸发盐的发育。在加拿大中泥盆统和北美墨西哥湾岸中部 Glen-Rose 地区下白垩统发现有这类实例。

当相对海面上升速度开始超过碳酸盐沉积速度时,出现上超边缘。一般说来,这与沉降率高有关。如果边缘由碳酸盐砂组成,随均稳的海进出现上超现象。相反,如果边缘以生物礁为主,上超随生物礁的逐渐发育逐步退缩呈阶梯状发展。上超边缘的典型实例是西加拿大盆地的中—上泥盆统。

水侵边缘 是迅速的水淹过程产生的,它是沉降速率或海面上升速率明显增加的结果。高能临滨带横移整个台地,上面覆盖着相当深度的水,产生细粒、深水沉积物堆积。斜坡和盆地沉积欠补偿,而且很薄。这一几何形状类似于“碳酸盐均斜斜坡”(Ahr 1973)。在西澳大利亚泥盆系和东阿拉伯侏罗系有水侵台地存在。

在海面下降期间出现上升边缘 “碳酸盐工厂”被关闭,地表成岩作用影响整个台地。气候潮湿,可能发育岩溶和土壤剖面。盆地欠补偿,斜坡上可能发育有小陆架。

另一个控制陆架边缘类型的关键要素是波浪强度 在波能高的时候,障壁礁可能形成陡的陆架边缘;在波能低的时候,陆架边缘出现砂质浅滩和低起伏的圆丘礁。Wilson (1975) 根据波能区分出三种基本边缘类型。认识波浪能量沿陆架边缘可以发生变化,从而造成沉积物变化这一点是很重要的。

总之,可以建立起台地环境的变化(内克拉通低能和大陆边缘高能)与能量大小和不同时期造礁生物的有效性和多样性之间的关系(表3)。

从经济上说,台地边缘极为重要。它们通常与主要的生油岩层相邻,含孔隙相,而且是作为石油运移进陆架和陆架边缘的地层圈闭和构造圈闭中去的通道。

陆架边缘层序往往是经济矿床的主体。这些矿床形成于坡折带迁移埋藏晚期来自盆地的热卤水。

表3 古碳酸盐陆架-斜坡坡折带实例

时代	环境	造礁生物
中生代—新生代	开阔海洋	完整谱系
晚古生代	内克拉通	小巧玲珑
中古生代	内克拉通	完整谱系
早古生代	开阔海洋	小巧玲珑
前寒武纪	开阔海洋	叠层石

据 James 和 Mountjoy, 1983

旋回地层学

陆元法编译

(成都地质矿产研究所)

(编者按:本文是《岩相古地理》1989年第1期《旋回地层学》一文的补充,请参照阅读)

一、地质时期的地球轨道变化 (Berger & Loutre)

在可能影响气候的最长的天体物理循环和天文循环中,只有涉及地球轨道要素变化的那些循环才明显地与地质记录推断的长周期气候数据有关。古气候的天文理论的目的,是在全球规模研究日射和气候间的关系,它包括四个不同的部分:轨道要素、日射、气候模式和地质数据 (Berger, 1988)。

本世纪前 50 年, Milankovitch 认为温和的冬天和凉爽的夏天有利于冰川作用。在 Köppen & Wegener 把 Milankovitch 的新辐射曲线与 Penck & Brückner 的第四系划分相联系后,日射变化是否能解释第四纪冰期-间冰期旋回仍有许多疑点。随着年龄测定、地质数据的取得和解释的改进、计算机的使用以及天文和气候模式的发展, Milankovitch 学说又重新复活了。

第四纪古气候记录的频谱分析,提供了下述的具体证据,即至少在斜度和岁差频率附近的气候变动,多数是由地球轨道变化迫使日射改变的某些方式驱使的 (Hay 等, 1976)。基本的天文和气候频率不仅相同,而且气候组列也是连锁相的,还与轨道变化强烈相关。

为了要测试天文理论的自然真实性,从概念模式 (Imbrie, J. & Imbrie, J. Z, 1980) 到三维大气圈总的循环模式 (Prell & Kutzbach, 1987) 和整个气候系统的时控的二维模式 (Berger 等, 1988a) 等各类模式,现在都被天文学方面搞复杂了。例如,提出了模拟气候系统对天文施加力短暂反应的季节模式,而且它们的输出信号与过去 400 千年的数据可顺利比较。于是此模式对未来 100 千年的预测可作为预报在无人为干扰时轨道变化迫使气候将怎样演化的基础。大约 6 千年前就开始的气候长周期变冷趋势将延续到今后 5 千年;这个首次的最低温度之后是 15 千年左右的气候改善期,之后又是 23 千年这个区间的中部寒冷期,最后是今后 60 千年左右的主冰川作用期 (Berger, 1980)。

天文计算的确实性也要受检验 (Berger, 1984), 偏心率、斜度、岁差以及 Berger 发展的与日射有关的时间序列对近 1.5 百万年说是可接受的 (Berger & Pestiaux, 1984)。对于在天文要素和日射值长周期变化的时间域方面的精确性,八十年代早期提出的距今 2 百万年以前内时间域研究正在改进中,可以预料目前的新解释至少对 10 百万年是可靠的。关于频率的稳定性,基本周期 (40、23 和 19 千年左右) 不随近 15 百万年以上的时间间隔而降低,但它们对每一个日射率和每一个天文参数来说是所考虑周期的函数。

大致在 Gilbert 建议 (1895) 后 100 年,随着中生代地质记录的一些置信度才开始发现前第四纪的天文频率。气候对天体强制力的敏感性变得日益清楚,特别是白垩纪。现在迫切需要了解在地质时标上轨道频率如何变化和为什么变化。

目前还没有希望获得对整个地球历史都有有效的行星系统的总解释 (Depit 等, 1984)。事

实上,用目前解释它们的方式不能综合出第三纪以前的方程式,在这个基本解释成为可能之前,我们假设这个系统在时间方面局部稳定以绕过这个困难,这意味着对地-月系统缓慢变化着的参数特定值保持其一般形式。因此,我们可略去振幅和相(这主要取决于未知的初始条件),只集中在频率上并分析它们如何响应那些缓慢变化参数的变化。

轨道参数频率的理论研究已提供了探索它们成因的可能性。它们是17个基础频率的线性组合,其中16个(S_i 和 g_i , $1 \leq i \leq 8$)以地球轨道可变的两个基本组合为特征,剩下一个(K)值是由Poisson的岁差方程式求得的,现代 K 值是 $50''439273/\text{年}$ 。频率 K 有下列一般式:

$$K \propto \frac{1}{\Omega} \frac{C-A}{C} \left(E + \frac{M}{a_e^3} \right)$$

这里 Ω 是地球的旋转角速度, A 和 C 分别是围绕包含和垂直于赤道的地轴的地球惯性力矩, a_e 是月球绕地球旋转轨道的半长径, E 和 M 是地球和月球轨道参数的函数,这些参数在地质时标中比 Ω 、 C 、 A 和 a_e 变化快得多。

事实上,Berger (1978a)已给出了斜度 ϵ 和气候岁差 $e \sin \bar{\omega}$ 的公式:

$$\epsilon = \epsilon^* + \sum A_i \cos(f_i t + \delta_i),$$

$$e \sin \bar{\omega} = \sum P_i \sin(a_i t + S_i),$$

这里 f_i 和 a_i 取下述形式之一: S_i+k , $2(S_i+k)$, S_i+S_j+2k , S_i+g_j+2k , g_j+k , S_i-g_j 和 S_i-g_j ,其中 S_i+k ($i=1, \dots, 8$)和 g_j+k ($j=1, \dots, 8$)是分别与斜度(41000和54000年)和岁差(19000和23000年)的最重要周期有关。因此,由于 K 值变化可计算 f_i 和 a_i 的变化。

地质时期的日长和相应的测算值取自Stoyko (1970), $C-A/C$ 值由Denis (1986)计算, a_e 值为Walker & Zahnle (1986)给出。表1总结了近来5亿年测算结果。正如Bernard (1975)所预见:随着地质时代的变老,基本周期的长度变得越来越小。由于频率与不同参数之间的非线性关系,最长周期的衰减速率比其他周期衰减更快,如距今2500百万年的41000年斜度周期变得与那时的23000年岁差周期等同了。

表1 近5亿年来月球轨道的半长径、日长变化(秒)和岁差及斜度各两个最重要周期的测算值

地质时代 (世)	年龄 (百万年)	a_e (千米)	日长 (秒)	岁差周期 (变化)		斜度周期	
				19000	23000	41000	54000
全新世	0	384000	86162	19000	23000	41000	54000
晚白垩世	72	381690	85064	18641	22474	39328	51100
早二叠世	270	374908	81972	17545	20868	34227	42250
晚石炭世	298	373892	81108	17272	20468	32954	40043
中泥盆世	380	370828	78876	16562	19428	29649	34309
早志留世	440	368493	77328	16014	18625	27097	29884

二、各种相里观察到的地层旋回性

1. 湖泊 湖泊对气候变化特别敏感,而且已提供了一些最好的地层旋回性实例。然而就我们所知,至今还未报道过白垩纪湖泊沉积的旋回性,但其他时代岩石提供有好的湖相旋回地层学例子。特别值得注意的是 Bradley (1929) 对落矶山始新世绿河组的研究和 Van Houten (1962, 1964) 及 Olson (1984, 1986) 关于三叠—侏罗系 Newark 群的工作。Bradley 用季计数纹泥来鉴别绿河组中油页岩和白云质硬泥灰岩互层中的岁差旋回。这个旋回就是我们现在认为是湖泊和干盐湖条件之间的振荡 (Surdam & Stanley, 1978), 反映了干燥和潮湿气候期的交替。在 Newark 岩系中,不仅在岁差旋回级而且也在偏心率旋回的 100 和 400 千年的级别上记录了气候变化 (图 1)。

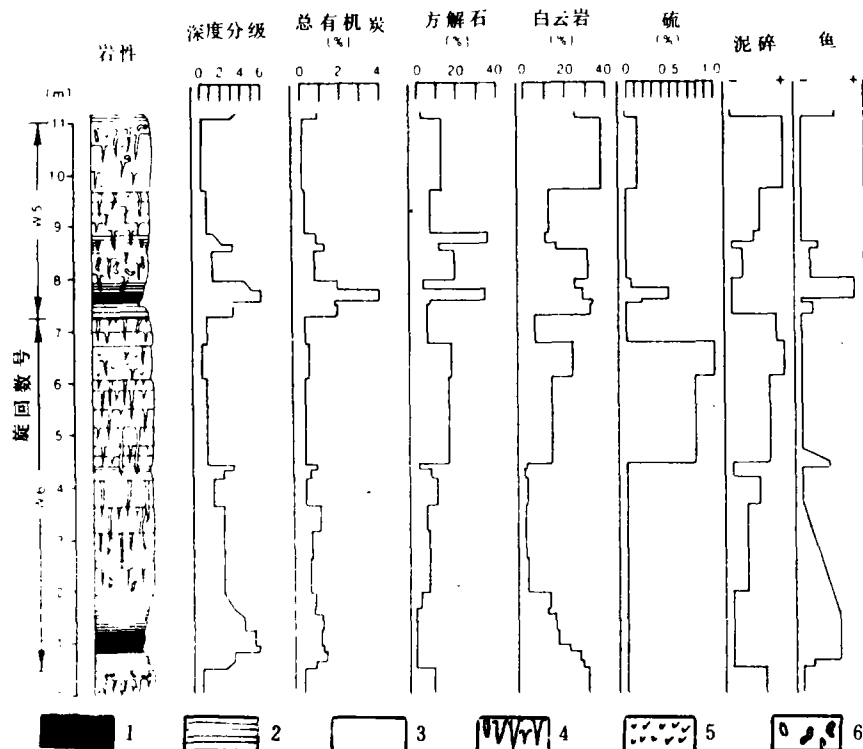


图 1 新泽西州—宾夕法尼亚州三叠系 Newark 超群 (据 Olsen, 1986)

推断其反映地轴岁差影响的旋回显示了潮成含鱼沉积和具爬行动物足迹的干盐湖泥岩的交替。沉积物显示了湖面振荡,是由于相对干燥和潮湿气候带间的界线纬度迁移造成的沉淀—蒸发平衡变化的结果。

1-微纹层状黑色页岩; 2-纹层状灰色粘土岩; 3-薄层状至块状灰色粉砂岩; 4-泥裂组构;
5-强烈泥裂组构; 6-潜穴

2. 蒸发岩盆地 蒸发岩盆地对蒸发-沉淀平衡的变化同样很敏感。经典研究之一是 Anderson (1982, 1984) 做的二叠系 Castile 组的研究。在 600m 厚的层序中,测量了 200000 多个年旋回,在硫酸盐厚度/年中形成一个清晰的岁差旋回记录 (图 2)。

3. 克拉通上(后)的盆地 (请参阅本刊 1989 年 1 期 P. 35)

4. 碎屑体系 (请参阅本刊 1989 年 1 期 P. 36)

5. 海洋碳酸盐台地 海洋台地(上升)旋回性的研究大多来自阿尔卑斯和匈牙利的三叠系。在那里,许多研究者发现了具有 5:1 旋回率的上升旋回,提出了由 P 和 E1 (图 3) 产生的冰川控制。法国、瑞士和英国的早白垩世的潮缘环境中, Strasser 等 (1988) 辨认出

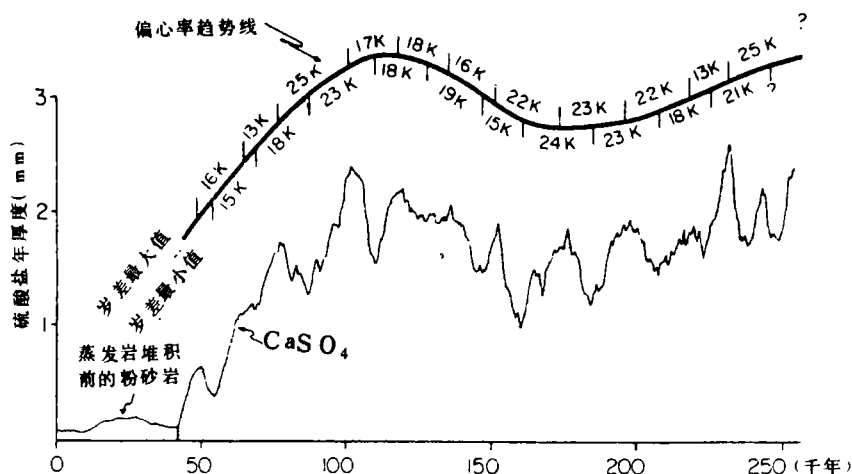


图 2 Castile 组中硫酸钙的绝对厚度之平滑化曲线图 (据 Anderson, 1984)

示岁差和 100 千年偏心率回归系列中的主振荡, 曲线按 8 千年平滑

了 P, E1 和 E2 的旋回。令人特别感兴趣的是台地周缘相, 它们在台地上升期间为继续沉积, 但没有以沉没幕为特征的细粒碳酸盐的供给物。随机观察表明, 这些环境中的韵律性是强烈的, 但还须进一步研究。

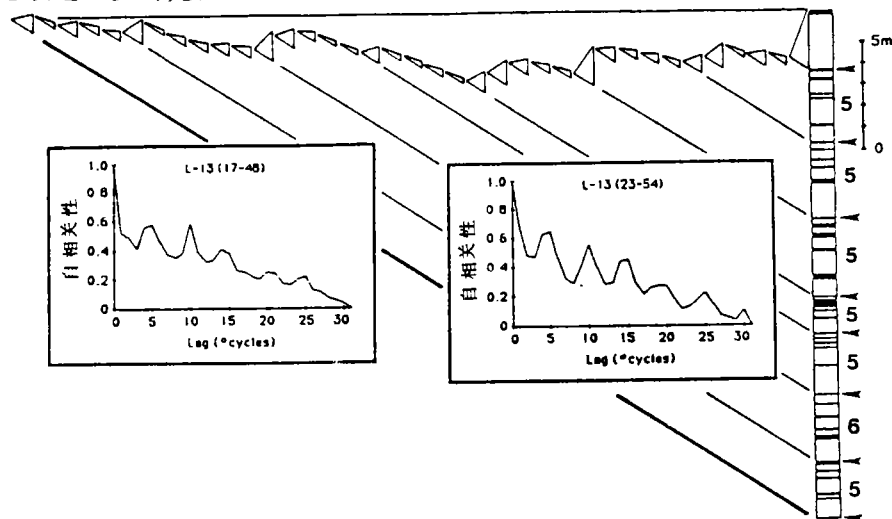


图 3 37 个上升旋回 (意大利 Dolomites 的中三叠统 Latemar 灰岩)

的一个典型序列的 Fisher 图

每个旋回代表从潮下向上过渡到潮间或潮上条件。在底部特别厚的旋回中“层理束”或大旋回平均有 5 个旋回。平均沉降速率标于图上 Y 轴, 旋回序列标于 X 轴, 假定每个旋回的时间不变。每个旋回代表一个从潮下沉积开始, 继之以上升记录为顶的幕。

顶盖层业已为淋滤 (扩大了孔隙)、白云石化和渗流胶结作用等改造

小插图: 自相关图表证实旋回组合进 5 的层理束

6. 半深海体系 如像法国的 Fosse Vocontienne 和阿尔卑斯的 Maritime 半深海体系显示特别清楚的灰岩-页岩交替的旋回性, 这可能主要是碳酸盐生产力和泥供给波动的结果。这里, 可能以岁差或斜度定时的层理旋回聚集成更大的旋回, 它们可达到 1—2 百万年的 E3—E4 旋回域。

美国西部内陆的半深海 Niobrara 白垩 (图略, 请参见 1989 年本刊 1 期译文 P. 36 图 4) 呈现某些相似的型式。这些层理对是在低碳酸盐/高碳酸盐间摆动, 与很少或无生物扰动 (缺氧状况) 的 Chondrites 相 (贫气的) 到 Planolites 相 (喜氧的) 的变化有关。这些层理对认为是反映了岁差并组成 100 千年旋回 (也见 Laferriere, Hattin & Archer, 1987)。这些旋回依次集合成限定得欠好的可能具有 400 和 1200 千年 (E3) 韵律的超束里, 后者又可能组成未包括在 Berger 的轨道周期数里的 1600 千年的旋回性 (L) 里。Hattin (1986) 说明了下 Niobrara 组 (Fort Hays 段) 中, 一个层理束中的层理对数目, 显示盆地凹槽中通常为 5:1, 向东, 由于一些层理对的合并或缺失此比例减少了; 向西, 可能由于构造活动, 高地泥的频繁注入, 此比例增加了。不列颠白垩和底部的里阿斯统显示出岁差和斜度周期的证据。Cottle 在无岩性旋回的岩石中发现了岁差、斜率和偏心率 (E1 和 E2 旋回) 控制有孔虫动物群的证据。他推断在 80km 距离内的斜度和 E1 旋回都有联系。

7. 远洋体系。 Gilbert 在北美西部内陆海道的白垩系中发现的旋回构造类似于大多数其他白垩系的白垩和泥灰岩序列, 但较 Gilbert 所述更复杂。通过意大利中部 Umbrian 相中 Scistia a Fucoidi 和 Scaglia Bianca 阿尔布阶—森诺曼阶 (图 4) 的详细工作已经获得了真知灼见。图 4 是应用于连续的富碳酸盐层厚度上的频谱分析结果, 这反应了岁差信号, 并与

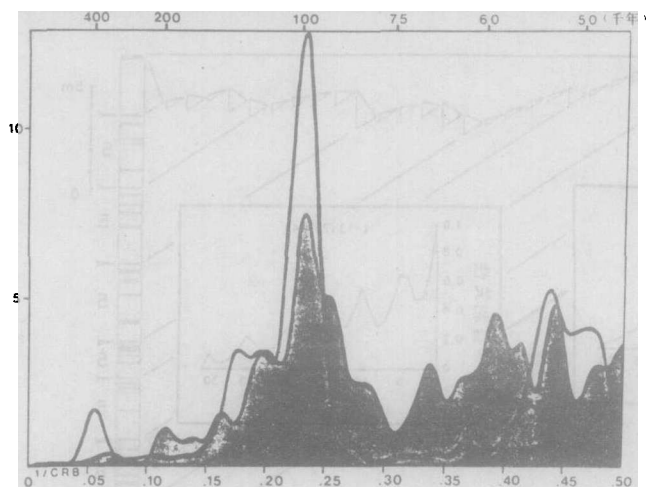


图 4 Moria 附近阿尔布阶层序中 150 个连续的富碳酸盐层 (带阴影曲线) 的厚度的频谱曲线与 Berger (1978b) 计算的热赤道最北部的连续部位的频谱曲线 (具最高峰值者) 作的比较

(据 de Boer, 1983)

Berg- 所分析的数据在时空中不是同等分布的, 但代表了碳酸盐曲线的连续最大值和热赤道部位上的岁差影响, 后者有 14 千年到 28 千年的可变的时间间隔

Berger (1978b) 计算的热赤道最偏北部位的连续频谱分析作了比较。图 5 表示 Moria 附近 Piobbico 岩心录井中的这一组地层上部 20m 的资料, 而其下伏层 (岩心深度 10—18m) 的仪器记录显示在另一图上 (请参见本刊 1989 年 1 期 P. 35 图 3)。在该图中, 露头上所见的泥灰岩/灰岩的层理对呈频率的指状分叉出现, 约 5 个层理对 (见图 4. 5) 组成层理束, 以页岩 (通常是黑色页岩) 为界限并标为 E1。这些层理束又组合成超束 (E2)。这里用阿尔布阶的平均沉积速率 (5m/百万年) 计算, 认为层理对与大约 20 千年的岁差周期一致; 层理束与 E1 约 100 千年的偏心率周期一致; 超束与约 400 千年的 E2 偏心率周期一致。该图中的 D 和 E 显示约 100 千年的 E1 作为主要峰值出现在频谱图中, 确认了 Boer & Wonders (1981) 和 Schwarzacher & Fischor (1982) 对下伏和上覆灰岩的较早的观察。Park 和 Herbert (1987) 认为这个峰值是双峰的, 其两个次要峰对应于现代轨道信号的 98 和 126 千年峰。De Boer (1983) 也认为有 2 百万年周期 (E4) 的存在。

碳酸盐/泥灰岩韵律是碳酸盐生产力旋回, 与底水通气程度正相关 (de Boer, 1983; Her-

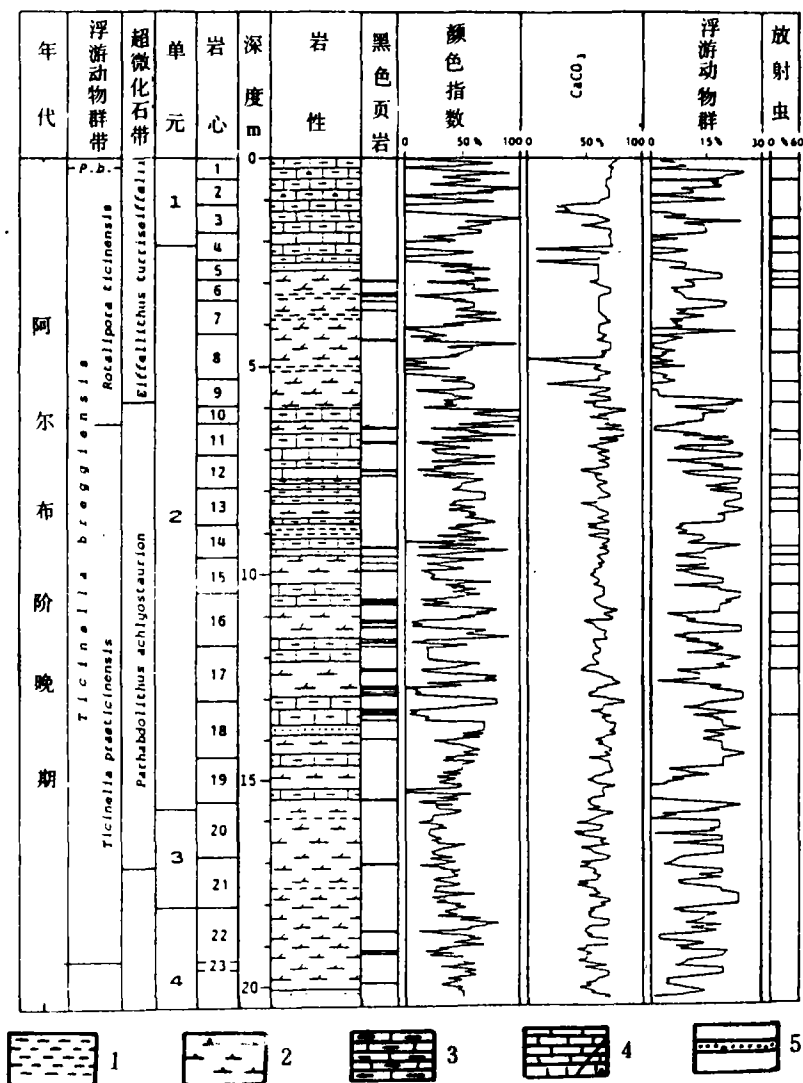


图5 Piobiceo 岩心上部的岩性和生物地层、颜色指数(%)、
CaCO₃(%)、浮游有孔虫和放射虫丰度(%) (据 Tornaghi 等, 1989)

1-钙质粘土和粘土; 2-泥灰岩; 3-泥灰质灰岩;

4-灰岩及燧石结核; 5-放射虫带。

bert, stallard & Fischer, 1986)。以 1cm 间距取样的长间隔在浮游有孔虫分布频谱中产生的韵律和每 1mm 取的浮游动物群样, 都清楚地显示斜度和岁差旋回。图 5 提供了碳酸盐、浮游有孔虫和颜色指数的相似性的证据。瑞士 Breggia Gorge 的里阿斯统的灰岩/页岩交互层也反应了岁差和偏心率旋回 (Weedon, 1989)。

在斜度周期表现较强的地方, 在溶解、稀释和/或簸选(旋回或不是旋回的)重叠在最初信号上的地方甚至可见到更复杂的型式, 这一定是出现在以深海和边缘盆地为主的记录中(如 Monterey 组, Bramlette, 1946)。

8. 磁信号标志 Umbrian 序列中测定的磁性(磁场强度, 磁倾角和磁偏角)与岩性无关, 但仍有与层序岩性中观察到的轨道信号相适应的变化, 这类关系早为 Wollin 等

(1971) 和 Wollin, Ryan & Ericson (1978) 所提出。

资料表明磁性的长期变化可能与轨道信号有关,不是经由气候传递而是通过某些更直接的自然机理传递的。因此,它们构成一条独立的通向轨道周期性的途径。

总之,各时代(至少从奥陶纪至现代)远洋、半深海,台地、湖泊和蒸发相的许多地层序列在构造上是旋回性的,并以各种可信程度建立了与轨道旋回的关系。这些主要是肉眼明显见得到旋回性的序列,因此对研究也具有吸引力。许多序列初看层理型式并不规则,事实上在许多序列中,韵律型式在某些级别上是显著的,并逐渐消失在其他级别韵律里。这类侧向变化可能是由于气候信号强度的波动、沉积体系不同的感受能力,不同旋回间的干扰、不同成因(韵律或不是韵律的)的局部信号的重叠,以及成岩叠加(Richen, 1986, 1987)所产生的。在这类序列中,最终有可能把轨道引起的旋回与其他因素分开,不过只有从未经改造的剖面上了解到更多的旋回性类型后才有可能。

三、旋回性的表示和取样方法

(一) 沉积物中的变化

在不同沉积序列中,旋回性的表示有很多不同的形式,如在更新世深海记录中,业已弄清楚有孔虫类中的氧同位素比率的变化原来是轨道循环的最有用的信号。当然,首先导致气候改变(其本身无疑是很复杂的),之后又导致冰席的增长或衰减,继之确立由有孔虫和超微化石的碳酸盐甲壳同位素组成所反映的海水同位素组成,这些途径是复杂而曲折的。

在另一些序列中,如在 Green River 组或 Scisti a Fucoidi 组中,矿物学的摆动最显著。许多旋回涉及底栖动物群的特征,可能表现在生物扰动作用的程度和类型(图 6)、微体动物含量、诸如双壳类蛤的旋回产出之类的大化石生物相和三叠纪台地上升旋回中潮缘腹足类和藻席的交替等方面(Fischer, 1964)。沉积构造可具特征意义,如伴随台地上升时出现的干裂和窗孔或收缩孔等。成分差别通常体现在肉眼所见的颜色和/或层理厚度差别上,后者常常控制着地貌表现。

简而言之,沉积物和沉积物组合的许多原始特征可以反映轨道驱动的旋回。露头中沉积层序的韵律层状外貌可能是这类特征的联合,它们被成岩作用、构造作用、风化作用、侵蚀作用所增强或消失。

1. **空间与时间** 的确,旋回性的外貌不仅是时间变化,而且也是其韵律的和规则的间距的产物,规则性通常是由较低频率的周期所调整的。这一空间规则性导致 Sander (1986) 提出空间韵律等于时间韵律的“探索式法则”,即在强制机能中的韵律性。

2. **成岩作用的叠加** 一些工作者(如 Sujkowski, 1958; Hallam, 1986)对 Sander 的“探索式法则”已提出了挑战。他们提出,通过碳酸钙的再分配,成岩作用可使最初是均一的和无层状的沉积物产生“韵律的分离”。现在已弄清楚,碳酸盐的这种再分配能够发生在块状规模的沉积物上。泥灰岩-灰岩层序受成岩叠覆的影响尤为明显。碳酸盐含量和层理韵律受泥灰质层中碳酸盐溶解作用的影响,被溶解的碳酸盐部分或全部作为胶结物再沉淀在邻近灰岩层的孔隙中。

可用碳酸盐压实定律和据脱压实数进行质量平衡计算来计算成岩作用对碳酸盐和有机

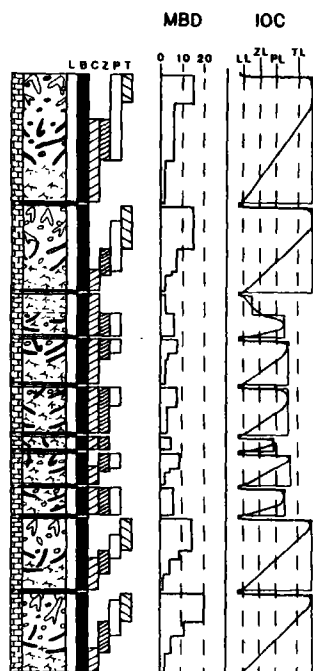


图 6 科罗拉多州 Niobrara 组 Fort Hays 灰岩中以遗迹化石分布和最大潜穴孔径 (MBD, mm) 为基础作的充氧曲线 (IOC) 图 (据 Bottjer 等, 1986)

L-纹层状; B-生物扰动状; C-生物觅食居住穴;
Z-螺旋潜迹和/或墙迹; P-Planolites; T-海生迹

碳量的影响 (Ricken, 1986)。胶结作用使灰岩层碳酸盐含量增加高达 5%—30%，而其间的泥灰岩层中的碳酸盐含量却减少。当沉积物平均碳酸盐含量低致 25%—50% 左右时，获得的成岩碳酸盐含量变化最大。

只有当原始沉积物含碳酸盐量高时，层理韵律受剧烈影响。正如碳酸盐压实定律所预示的，碳酸盐原始正弦曲线受差异压实作用而变为尖角形，而泥灰质层厚度则减小。另外，碳酸盐含量中的原始差别因灰岩中的碳酸盐含量变得更高时被消除，结果在胶结的富碳酸盐序列中见到的是高质韵律化的积木状的交替更叠。在贫碳酸盐序列中，虽然小量胶结物会明显改变碳酸盐曲线的振幅和增强原始层理韵律，但成岩作用对原始层理韵律的影响微弱。都认为贫碳酸盐交互层中的成岩作用将使功率谱更显著，更富碳酸盐交互层中功率谱将被严重歪曲。

概括地说，当原始沉积物结构被成岩作用以不同程度叠加时，上述以多样方式表现并通常组织成旋回体制的各类旋回。虽然它们被成岩作用所剧烈增强或消除，但并非是成岩作用造成的。

3. 不明因素 假如沉积作用是连续的并以固定速率进行，则 Sander 规则完全可起作用。但所有沉积体系都一定程度背离 Sander 规则。许多相是可用间断面细分。在一些最好的韵律沉积作用例子中 (如在 *Scistia Fucoidi* 中)，旋回性本身在沉积速率方面显出变化，主要是碳酸盐供应的变化。另外，任一沉积序列都包含一些与沉积环境中的旋回变化无关的“噪音”因素，这种噪音可以压倒记录在许多沉积体系中的韵律信号。因此，旋回地层学只适用于：(1) 对于天文变量引起的环境变化是敏感的沉积相；(2) 沉积作用连续而且沉积速率相对不变；(3) 随机事件的干扰最小。

4. 时空型式 旋回型式的时、空分布是急待解决的问题。

已详细确定了意大利中部晚阿尔布阶由轨道引起的地层韵律性。下一逻辑步骤是用同

样方法和细度去研究同一盆地另一部分的相同时间间隔,以发现能作出相关关系的精确级别。能识别同样的岁差事件和相互关系?能始终按10千年级别进行吗?

另一逻辑步骤是研究另一盆地中的相似相中的相同时间间隔。法国东南部 Marnes Bleues 晚阿尔布阶地层的研究具高的对比性,但沉积速率较高,能给予人们有所启迪。事实上,任何有严密生物地层控制的显示韵律的晚阿尔布阶序列,都可作为比较研究的对象。由于要依靠严密的生物地层控制和考虑到低纬度以岁差效应为主,而较高纬度处斜度循环的影响可能受干涉,因此,在前一种情况,阿尔布阶的这种详细对比被限制在较低的古纬度地区——特提斯带和太平洋古低纬度带。

正如上所述,高纬度气候可能主要受40千年的斜度韵律影响,低纬度的气候则受岁差循环影响。因此,在意大利发现阿尔布-森诺曼阶(K_2)受岁差-偏心率型式制约并不奇怪,而英国(Hart, 1987)和德国北部(Kemper, 1987)的阿尔布-森诺曼阶似乎是斜度旋回的反映。沉积作用的古纬度不是唯一的重要因素,例如 Umbria 的阿尔布和森诺曼阶的层理型式,生产率和氧化还原旋回是以岁差-偏心率型式为主的,但在同一层中浮游有孔虫的丰度表示斜度信号的存在(premoli Silva 等, 1989)。重要的是在专门的时间片中,如阿尔布阶和森诺曼阶中,鉴定沉积韵律的性质和绘制与古纬度和相有关的韵律型式全球分布图。

(二) 野外研究方法

野外地层学家历史悠久的方法是一个单元一个单元地描述和测量地层剖面。然而,已发表的野外剖面很少提供每个层的测量资料,因此一般不足以详细地识别旋回地层学的信号。仔细的野外研究是绝对必要的。在英国白垩层中的经验表明,某些标志层是很广泛和容易辨别的,一旦鉴定出这些标志层,就可能数出韵律或其间的燧石条带,并可能得到更精确的相关关系。但这只有在完成野外基础(工程)编录和剖面描述。及搜集和鉴定了关键古生物学、沉积学和地球化学的标志之后才能做到。

野外研究旋回性的另一种方法是把测量限于一些小的但可准确观察的特征组合,诸如层理厚度,它能作计算机处理。不同技术的研究以 Schwarzacher (1964) 和 Schwarzacher & Fischer (1982) 为范例,他们在预测的地层间距采了碳酸盐含量样并测量层理厚度。de Boer & Wonder (1981, 1984) 则是测量连续的各个富碳酸盐层厚度。野外观察的最大好处是能够研究许多特征,不利之处是得取决于露头的新鲜程度和成岩作用、风化作用及盖层提供的不同叠加。地质学家得作出决定,诸如层的本质是什么之类,不用固定的基准线而是用基准线可变的仪器即电脑就能作主观判断,且深受先前的观察所影响。

1. 岩心 一种可采用方法是用仪器测量新鲜岩心,产生一条有固定基准线的简单曲线。实例是 Piobbico (在意大利 Umbrian 亚平宁山) 岩心的研究。该岩心有两条颇为相似的能以各种方式分析的曲线(见本刊 1989 年 1 期 P. 35 图 3),一条是显微镜光密度计扫描产生的暗度曲线,另一条是平均间隔为 2cm 的碳酸钙值曲线。这些岩心的连续揭片也可作动物群组成的基本连续的曲线图,它们产生的频谱周期性型式可与地球化学的周期性型式对比(Tornaghi, 1984 等)。

2. 钻孔测井记录 地层序列物理性质的实体检测惯常由产业部门以钻孔测井记录形式进行(图 1)。这类测井记录,在现场进行,避免了岩心不能恢复原状的问题。井录记录了诸如直接代表由气候变化造成的特征的孔隙度或伽马射线数等参数。新的测井技术(目前还很少使用)产生单元分析。现存井录的主要问题是分辨能力有限,一般不能解晰原生层

理。高分辨能力的录井技术是可以达到的,但迄今还未广泛使用。即使如此,现有的测井记录在追踪低频率旋回中将是很有用的。

四、轨道引起的旋回性的识别和鉴定

除了某些例外,具有明确的轨道旋回的地层韵律性的鉴定以其周期的估算为基础。已用了三种研究方法:一是依靠季纹(即年)数推断轨道周期,可适用于(部分地)季纹泥化序列;二是根据沉积速率的计算;三是依赖复杂而特征的天文周期特征。

1. 季纹泥 Bradley (1929)、Van Houten (1964) 和 Olsen (1968) 在确定绿河组和 Newark 岩系地层韵律时代时使用。在一个长而连续的蒸发岩组中,季纹泥的测量使得 Anderson (1982, 1984) 鉴定出施加于二叠系 Castile 组中的岁差和偏心率。

2. 从生物地层和磁性地层推断沉积速率 极大多数海洋沉积物缺乏季纹理,可用以生物地层学为基础的地层基准水平面来对韵律定时,借助于 Harland 等 (1982)、Kennedy & Odin (1982)、Hallam 等 (1985) 及其他人用的辐射仪计数法来校准。这类计算千篇一律地包含一种不确定因素——各阶段的持续时间一般是不很固定的,一个阶段期间的沉积速率也可能有变化,而且地层序列可能包含地层的间断 (Sadler, 1981; Anders 等 1987), 特别是存在明显的岩性变化和/或地层不连续性的时候。因此,靠这种方法的定时在用其他方法证实之前,只能是暂时的、初步的。

磁性地质年代学的精化,提供了另一种研究在磁场经常倒转时旋回持续时间的途径 (Schwarzacher, 1987)。

使用以各种大化石和微体化石群及以磁性年代地层学和地质年代地层学为基础的综合地层学,为增进瞬时的分辨力起着巨大的作用。

一旦沉积物中的轨道旋回被清楚确立,并且知道了整个地质时代轨道频率变化,则旋回地层学可能对精化地质年代地层学作贡献。有人根据沉积层序中轨道导致的旋回性的分析,提出了精化和改编部分地层年代表的建议,例如改写土仑阶部分 (Cottle, 个人通讯), 上新世 (Hilgen & Langereis, 1989) 和更新世 (Shackleton, 1989) 部分。

3. 天文循环的干涉型式特征 在缺乏详细的时间控制的情况下,可利用轨道运动的复杂性,对气候和沉积相的影响在时间和空间方面不是简单的正弦曲线的型式,而是由于不同轨道运动的干涉,加之每一轨道运动又以一长系列的不同频率和振幅为特征,所以产生了颇为复杂的型式。在 Umbrian 序列,清楚地表现出层理厚度的旋回型式,这类旋回表现出了与赤道上凉爽的春分点的最大值可完全对比的,但经偏心率和斜度调制的形式。De boer & Wonders (1981) 计算了 Umbrian 序列阿尔布阶中层理厚度的统计发生率(反映岁差旋回对海洋水循环、养分供给和碳酸盐生产力的累积重大影响之后的时期)。Schwarzacher & Fischer (1982) 也计算了 Umbria 的巴列姆阶和森诺曼阶以及爱尔兰石炭系灰岩中的层理厚度发生率。

鉴定旋回沉积物的分析技术

理论上,岩性、化学元素、同位素比率等的周期性应该在以下几种频谱图中出现——快速的傅里叶 (Fourier) 变换、功率谱、Walsh 波谱等 (Schwarzacher, 1964, 1975, 1987; Ripepe, 1988; Weedon, 1989)。这种方法的基本条件是:(1) 有精确的时间控制;(2) 有

足够长的时间跨度, 以提供包含低频旋回的合理采样; (3) 低的成岩叠加。

在未岩化的多孔岩石(如 DSDP/ODP 岩心)和成岩叠加低的压实岩石中(如泥灰质页岩)能直接应用功率谱。频谱分析能够提供一地层序列(虽然其定时较差)中规则旋回性或受更高级旋回性调制的旋回的客观论证。厚度的规则旋回是一很有用的支持所观察到的沉积旋回事实上与轨道循环有关的证据。在剖面的物理和地球化学性质比以正弦曲线波型更近方波型变化部分的强烈压实或强成岩作用的序列中, 需要 Walsh 频谱技术(Schwarzacher, 1975, Weedon, 1986)。此外, 需要更多的了解功率谱如何受地层间断、沉积速率变化及差异压实作用的影响。岩层之间的沉积速率的系统变化可由沉积作用稀释类型(例如, 或通过碳酸盐, 硅质碎屑或有机质碎屑主要稀释)和运用稀释公式来检测(Ricken, 正出版中)。在富碳酸盐交互层中, 由于胶结和溶解作用, 造成明显的成岩叠加就伴有差异压实; 影响碳酸盐曲线的形状和减少了灰泥层的厚度。

五、展望和建议

传统的地层分辨力(精确度百万年级)和人生的短暂经验所观察的现代沉积现象之间存在一个间隙。Milankovitch 韵律部分地填充了这个间断。对于已清晰并可可靠地建立天文循环周期的沉积层序各部分能够测定相对应的年龄。轨道运动频率和振幅的复杂型式及其影响, 为复杂的相互关系提供了基础, 具有区域规模(de Boer, 1983)和全球规模(Cotillon, 1984, 1987)的 21000 岁差周期部分的分辨力。旋回地层学不应当是纯科学的, 它会有助于更好地了解地质历史中的沉积和气候作用。它也可能预测与人类活动有关的地球的未来演化。因此, 我们呼吁地层工作者鉴定那些显示旋回型式的白垩系序列, 并开始研究它们。地层序列中 Milankovitch 旋回性的发现是该地层序列采用先进技术程度的函数。目前, 它只限于久已研究的层序。

我们推荐的特短期研究目标

1. **详细的比较研究** 要解决的首要问题之一是轨道引起旋回对地层相互关系和地层年代学的适用性。目前掌握的最详细的旋回地层学是意大利中部晚阿尔布阶的 *praetecinus* 带。该带是其它地区类似研究的标准。无论哪里, 在相当的相中能够严格地鉴定出此带。这种工作应当包括同一盆地中、邻近盆地中及世界其他地方的各剖面。其他研究将达到同样的详细程度, 并可能确定同样有前途的另一些时间层(time slices)。

2. **时间层的总的比较研究** 在地层控制也不紧密的地方, 应确定像晚阿尔布阶和森诺阶之类的时间层中的旋回型式, 以便绘制斜度为主与对岁差-偏心率为主的旋回型式的古地理分布图。这将检验我们提出的白垩纪气候和海洋学的概念以及沉积体系必须遵循的途径。

3. **较长地层序列的一般比较研究** 是否存在如更新世同位素记录所显示的轨道驱动旋回性的短暂型式(参阅 Pestiaux & Berger, 1984)? 是否存在明显的旋回性幕和另一些轨道信号受压抑或缺失层之间的区域性或全球性交替、更叠? 任何长的和连续的有适当的和较均匀相的地层剖面本身可供这类研究。

理想的是这类工作应当由沉积学家、古生物学家、磁性地层工作者、地球化学家和地球物理学家密切合作, 并同那些研究地质史中轨道运动频率和特征变化的天文学家在理论

基础上携手合作。

现在每一个石油钻孔都用各种方法作井录,并且这类井录极大多数都闲搁在工业和政府各部门的文件夹里。而这些井录大多数缺乏鉴定较高频率旋回所需要的分辨力,但它们至少代表一种绝大多数未被利用的关于轨道变化频谱中较低频率的资料库。它们将成为更详细基础研究所必不可少的东西。

对于任一个或所有资料组合来说,没有一种频谱分析方法是理想的。关于地层时间系列中韵律性的数学分辨力的系统研究具有很高的期望。同时,只要不同的工作者以不同的方式处理他们的资料,就能获得不同式样的功率谱,其结果是不能对比的。因此,重要的是设计一些资料中心基地,储存搜集到各种数字的旋回地层学资料,对有用部分再分发给所有希望以比较方式处理这些资料的工作者。

有特定(具体)轨道循环的地层韵律的鉴定主要依靠其周期。严谨的旋回地层学,像磁性地层学一样,只有与生物地层的密切配合才能发展。因此,地质年代学和地层相关关系的改进对精炼提高频率测定是十分重要的。为了更好地测定旋回性的过程和途径需要研究古生态学。化石集合体的成分和保存性,特别是结合地球化学研究,就会得出地史中海洋学条件和沉积学过程更逼真的确定。

本学科和现状使一些地层学家(不是全部)确信旋回地层学能获得成功的。它需要聚集大量人才和微观地层学的技术,而且将依靠国际的追踪研究、合作和尽可能的协调。

李文汉、秦锡虎校编

(上接第68页)假亮晶($>50-150\mu\text{m}$)。结核和主岩页岩中的骸晶方解石已被与结核体中出现的化学成分相似的微亮晶所交代。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值(多半为 -2‰ 和 $+2\text{‰}$ 之间)表明,碳酸盐主要来源于海水。方解石中的一些碳来源于有机质的氧化。重结晶作用使 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值越来越负($-7-4.3\text{‰}$),而 $\delta^{13}\text{C}$ 则无重大变化。

十、西班牙南部格拉纳达盆地晚托尔顿期粗粒陆源沉积环境中的珊瑚礁 135

在晚托尔顿期,珊瑚礁发育于格拉纳达盆地活动东缘的扇三角洲和辫状三角洲上。这些珊瑚生长于粗砂岩和砾岩沉积为特征的环境。沉积作用以及海平面上升的频率控制着礁的发育和决定着碳酸盐沉积的结构和成分。

与这些礁相反,同一时代的其它礁却繁盛于该盆地的稳定海岸边缘。其构造主要受到海平面周期性上升的影响。所有这些礁的绘图可作为格拉纳达盆地晚托尔顿期准确的地理指南。

十一、以色列南部晚坎佩尼期早期成岩钙质结核上的沉积小间断面的初始磷酸盐壳及其可能成因 151

含在2—4mm厚的含磷酸盐壳内的扁平钙质结核产于以色列南部(内格夫)Nahol Zinim地区Mishash组上部磷酸盐单元下部的一单层中。磷酸盐壳与深入结核坚硬部分周缘最初未完全石化的表面带的各种遗迹化石伴生。在镜下,磷酸盐部分似乎无构造。扫描及背散射电子显微镜法表明,这部分是作为直径约 $5\mu\text{m}$ 的多面体细胞状单元的壳壁出现的。这些构造解释为石隙、石面群体单细胞的同沉积磷酸盐结壳的可能残余物,其在海底暴露时群集于结核周围硬化前的表面。认为这种薄的、微生物建造的磷酸盐壳是地质记录中许多沉积小间断面上较急剧发育的磷酸盐壳的原始物质。