

前陆盆地 层序地层学译文选编

N. J. Milton 等著
金福锦 赵玉光等译

石油地球物理勘探局

1997 年 3 月

前陆盆地 层序地层学译文选编

N. J. Milton 等著
金福锦 赵玉光等译

石油地球物理勘探局

1997 年 3 月

前陆盆地
层序地层学译文选编
N. J. Milton 等著
金福锦 赵玉光等译

*

《国外油气勘探》编辑部编辑
石油物探局制图印刷厂排版印刷

*

冀保出准字:[97]第 00015 号

目 录

顶积远景区带的类型及控制因素	N. J. Milton 等(1)
犹他州 Blackhawk 组 Spring Canyon 段的 准层序地层和岩相组构	Diane L. Kamoda 等(10)
前陆盆地层序叠置模式和河流—浅海相 地层结构的控制因素	Peter Schwans(38)
美国犹他州 Book 崖 Blackhawk 组 Kenilworth 段 的高频层序地层学和古地理	David R. Taylor 等(79)
缓坡背景滨海平原层序——新墨西哥州 Gallup 砂岩的层序地层学	Dag Nummedal 等(98)
美国怀俄明州 Powder River 盆地 Hilight 油田的层序 地层学:不整合控制 Muddy 地层的厚度和分布	A. D. Donovan(132)

顶积远景区带的类型及控制因素

N. J. Milton 等著

摘 要

顶积型和斜坡型的盆地边缘体系的前积和退积旋回受沉积物补给速率与顶积可容空间发育速率之间的平衡机制控制。顶积可容空间定义为顶积区域的面积与相对海平面上升速率的乘积。如果该体系是渐变的,其近端部分(即顶积层)优先捕集砂质,那么,顶积砂岩百分比则受砂质补给速率和顶积可容空间发育速率两者控制。顶积空间大的体系域内的顶积单元的砂质含量相对要比顶积空间小的那些顶积单元低,而且在一个层序内有规律地变化。

与顶积有关的远景区带类型受顶积单元内储层和盖层的相对丰度强烈影响。不同类型的盆地具有不同类型的顶积远景区带。

前 言

前积的盆地边缘(或大陆架—大陆坡)体系域的地震地层学分析表明,它们由两个独立的结构单元组成,即顶积型层系和斜坡型层系(及其有关的趾积层系)。顶积型沉积单元具有相对稳定的厚度和相对平坦的顶面,且由陆坡坡折(退覆型坡折,Vail 等,1990)把它与斜坡型沉积单元(前积单元)分隔(图 1)。

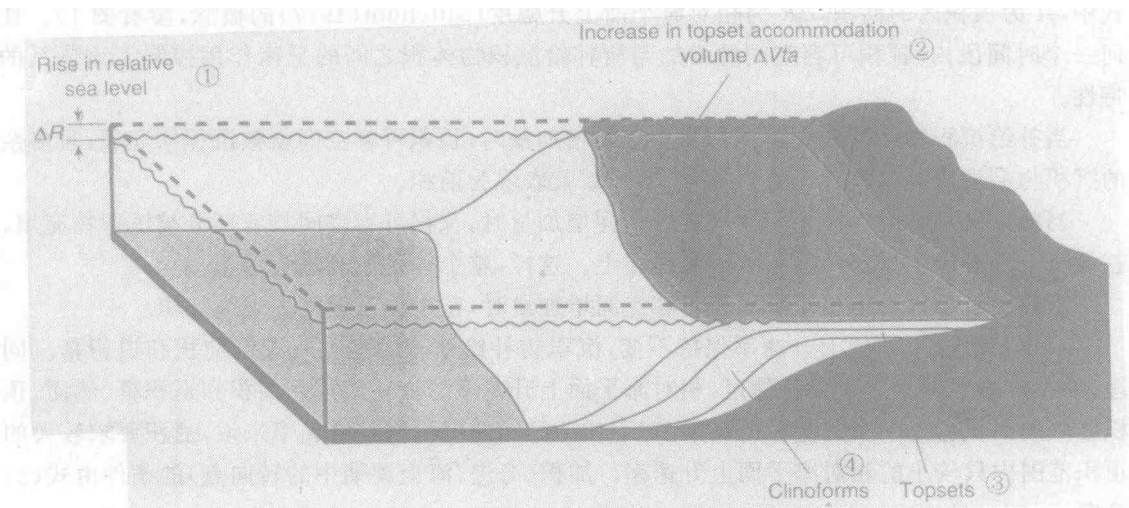


图 1 顶积区域相对海平面上升所造就的顶积—前积体系域内的顶积可容空间
①相对海平面上升;②顶积可容空间 ΔV_{ta} 的增大;③顶积单元;④前积单元

顶积沉积作用受浅海、海岸或滨海区的地质过程控制,且一般由叠置的准层序(Van Wagoner 等,1990),即相对海平面高频振荡或沉积物补给交替所形成的小规模前积单元组成。前积沉积作用主要受陆坡区的地质过程控制,前积单元也可有相对稳定的厚度,但表面是倾斜

的。其砂岩分布模式(例如, Van Wagoner 等(1988)的图 2, Posamentier 等(1988)的图 1, Van Wagoner 等(1990)的图 4 和图 10 及 Jervey(1988)的模式)一般预示砂质沉积作用局限于顶积单元内(海底扇沉积除外), 且沉积界限位于或者靠近退覆坡折处。据 Vail 等(1990)推测, 退覆坡折形成于零~数十米深的相对稳定水域中。

公开发表的层序地层模式讨论了盆地边缘体系域的几何形态随相对海平面变化(Posamentier 等, 1988)和沉积物补给速率变化(Galloway, 1989)而变化。然而, 由单一的前积作用所引起的沉积几何形态的变化也会影响该体系域。

在本文中, 利用简单的质量平衡方法和一定时期内某一体系域中所沉积的砂岩百分比等于砂质补给量所占百分比的基本近似假设, 讨论了顶积—前积体系域内砂岩分布的某些控制因素。

顶积可容空间

Jervey(1988)将可容空间定义为“潜在沉积物堆积所能获得的空间……, 其是海平面外降和盆地沉降两者的函数”。盆地沉降和绝对海平面两者的变化均可通过研究 Mitchum(1977)所提出的相对海平面变化, 即海洋和沉积作用表面两者相对位置的变化加以认识。顶积单元之上相对海平面的上升导致顶积可容空间的形成, 而顶积可容空间的变化则是控制地层发育的一个基本因素。

顶积可容空间受相对海平面和顶积区面积两者的控制。某一时间段(Δt)内, 顶积可容空间的变化(ΔV_{ta})可用公式(1)来描述

$$\Delta V_{ta} = A \Delta R \quad (1)$$

式中, A 为顶积区的面积, ΔR 为相对海平面上升幅度(Mitchum(1977)的概念, 参看图 1)。任何一个时间段内, 顶积可容空间的增加与所补给沉积物体积之间的平衡作用控制了该体系的特性。

当补给沉积物的体积大于顶积可容空间增加量时, 顶积可容空间就被沉积物充满, 且多余的沉积物会溢流到斜坡上。这样, 整个体系域就表现为前积。

当补给沉积物的体积小于顶积可容空间增加量时, 顶积可容空间只有部分被沉积物充填, 就没有或只有极少量的沉积物补给到斜坡上。这样, 整个体系域表现为退积。

当补给沉积物的体积等于顶积可容空间增加量时, 整个体系域就表现为加积。

只要相对海平面的上升速率保持不变, 沉积物补给速率的变化就控制前积和退积幕。同理, 如果沉积物补给速率保持稳定, 相对海平面上升速率的变化就控制前积和退积幕。然而, 顶积区域的面积也是一个关键控制因素。对于任一已知的沉积物补给速率来说, 退积要求较大的顶积范围内只较小的相对海平面上升速率。加积(海进/海退周期中的转向点)的条件由式(2)确定

$$\delta V_{sl}/\delta t = A \delta R/\delta t \quad (2)$$

式中, $\delta R/\delta t$ 为顶积区的相对海平面上升速率, $\delta V_{sl}/\delta t$ 为沉积物补给速率。

由于退覆坡折进一步向盆地方向推进, 前积体系域中的顶积区范围将增大。即使沉积物补给速率和相对海平面上升速率两者保持稳定, 随着顶积面积的增大, 即式(2)中因子 A 的增大, 该体系最终也会转变成加积和退积体系(图 2)。由于沉积物补给速率和相对海平面上升速

率均不变,最终的结果便是一个退积体系,所有的沉积物都被顶积单元捕集,且顶积面积等于 $\Delta V_{sl}/\Delta R$ 。在这种体系中,随时间而推移的退覆坡折轨迹将会平行于该盆地边缘上被上超的地形等值线(图 2)。

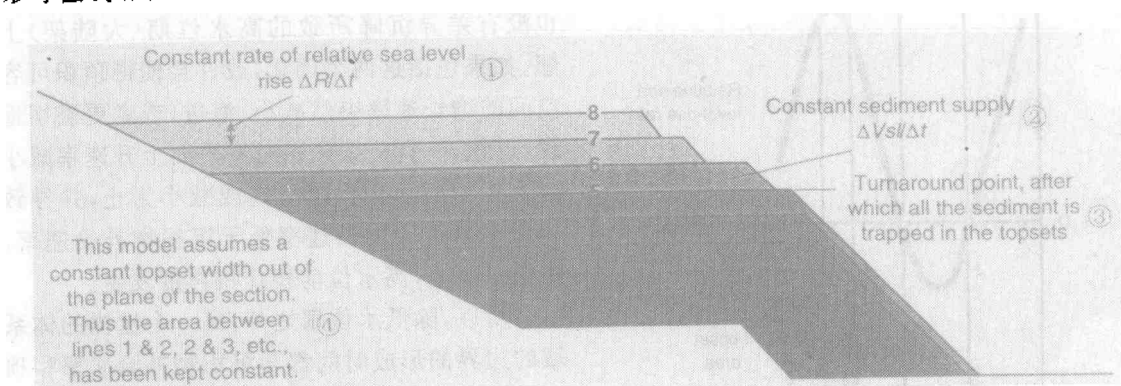


图 2 沉积物补给速率和相对海平面上升速率两者保持稳定最终将导致一个沉积体系因顶积区面积的增大而由前积转变为退积

- ①相对海平面上升速率不变;②沉积物补给速率不变;③转折点,其后的所有沉积物都被顶积单元捕集;④该模式假定该剖面的不同平面上顶积区的宽度不变,因此线 1 和线 2 之间、线 2 和线 3 之间等等的顶积区面积一直保持不变

这种情形与 Muto 和 Steel(1992)所提出的,即他们模拟一个三角洲前积到深水区的情形相类似。Muto 等(1992)证明,大量的沉积物可被捕集在三角洲前缘上,而且,前积期间三角洲前缘沉积区面积的增大会导致前积作用转变成退积作用。他们所模拟的三角洲,前缘斜坡的坡度为 5° ,所依靠的陆面坡度为 30° 。在假设的这些已知起始条件下,他们所得的结论是完全正确的。但我们认为,在更正常的条件下,即三角洲前缘或前积斜坡的斜率近似等于或者大于陆面平均坡度的情况下,且在稳定条件下,关键性的制约因素是顶积区的面积。

Muto 和 Steel 选用北海盆地中侏罗统 Brent 群三角洲作为受到该三角洲前缘斜坡的高度所制约的一个沉积体系。在整个前积范围内,该体系的顶积区面积约为 $23\,000\text{km}^2$,三角洲前缘区的面积大概为 3500km^2 。顶积区很可能提供了更有效的沉积场所。

顶积可容空间和体系域

图 3 展示了一个简单三维数值模型的模拟结果,其中包括一个沉降速率和沉积物补给速率均保持稳定及海平面呈正弦振荡条件下的顶积—前积单元。该单元的形状为一半圆形。顶积区的面积可利用简单的体积平衡原理加以计算,顶积可容空间用顶积区的面积与相对海平面上升增量的乘积来计算。该模型虽然十分不完善,但却说明了一些重要观点。

最初,由于该模型的初始条件中没有顶积区,高水位期开始阶段顶积区面积相对快速地增大。这就引起顶积可容空间的增长速率开始增大(但不会大到引起海进的程度),直到相对海平面上升速率减小到足以压倒这种趋势时顶积可容空间的增长速率才下降。

在相对海平面持续下降期间(图 3 中所示的上升速率为负值的区间),不存在顶积可容空间,沉积物直接进入盆地。在随后的相对海平面上升时期内,顶积区面积再度从零开始,低水位楔便开始发育并增长。顶积区的持续扩展和相对海平面上升的不断加速,导致低水位前积楔内顶积可容空间的增长速率持续增大。

当海平面达到高水位顶积层的水平时,顶积可容空间的增长速率会突然地大幅度增加,以

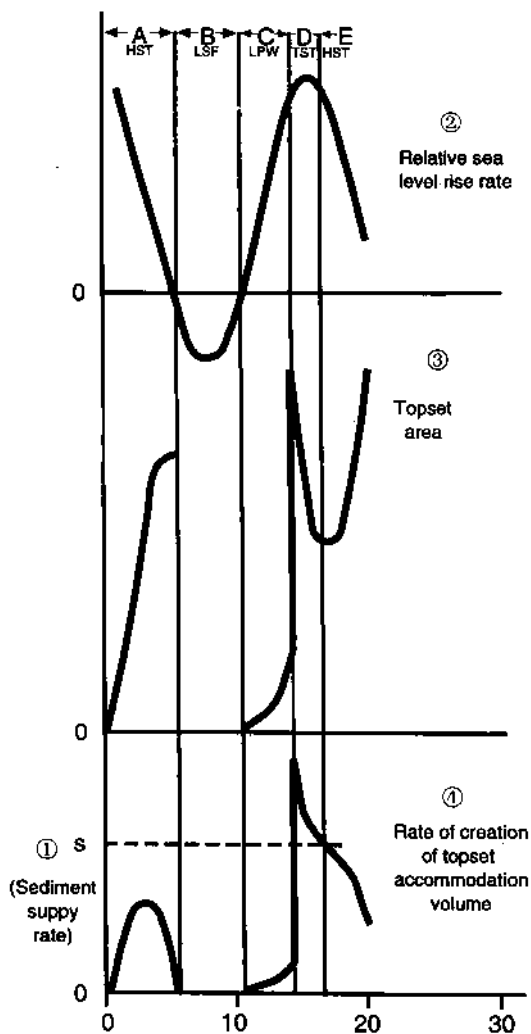


图3 一个简单三维数值模拟的结果,其展示了顶积区面积和顶积可容空间随相对海平面变化周期的变化

注意,时间(横轴)B处,顶积区面积剧增是由相对海平面淹没高水位顶积单元造成的。

时间A、E,相对海平面上升速率为正值,但不断减小。顶积区面积持续增加,顶积可容空间增长速率小于沉积物补给速率表现为高水位前积作用;时间B,相对海平面上升速率为负值,无顶积作用,总体为过水区,有低水位扇沉积;时间C,相对海平面上升速率为正值且不断增大,顶积区面积持续增加,顶积可容空间增长速率小于沉积物补给速率,表现为低水位前积作用;时间D,顶积可容空间的增长速率大于沉积物补给速率,表现为海进。

①S代表沉积物补给速率;②相对海平面上升速率;

③顶积区面积;④顶积可容空间增长速率

HST,高水位体系域;LSF,低水位陆坡扇;LPW,低水位前积楔;TST,海进体系域

致高于沉积物补给的速率。这样就导致该体系域突变为海进体系域。图3所示的这一简单模型中突出了这种突变,尽管没有模拟深切河谷,也没有差异沉降所致的高水位期(大陆架)上翘。如果包括这两个因素,或许会使得顶积可容空间的增长速率突然减小。海进,或者更确切地说,退积,一直持续到相对海平面上升速率减小以及顶积区面积保持稳定或减小为止,并导致顶积可容空间增长速率低于沉积物补给速率。在这一点上,高水位前积作用再度发生。

所以,除低水位扇之外,每一个这样的体系域的边界的形成时间都与沉积物补给速率和顶积区面积有关。顶积区面积本身又受该体系的几何形态以及盆地的几何形态,例如水深、沉积斜坡的相对角度和内陆基底斜率的控制。如Muto和Steel(1992)所证实的那样,某些边界条件会使前积斜坡成为比顶积区更有效的沉积场所,且水深的增加会限制前积作用。

顶积和前积单元内的砂质分布

在均衡递变体系内,颗粒粒级一般向远源方向减小。砂质则优先沉积在顶积单元中,因此前积单元是偏泥质的。

如果假定砂质沉积偏向于局限在一个顶积—前积单元的顶积层中,那么,顶积单元中的砂质百分比就等于补给砂质的体积除以顶积可容空间(对于任一时间段)。如果补给的砂质体积大于顶积可容空间,那么顶积层可能全部由砂质组成,且砂质会溢流到前积单元中。如果沉积物的总体积小于顶积可容空间,那么该体系就是退积的(如上所述),全部沉积物被顶积单元捕获,顶积单元中的砂泥比就等于供给到该体系中的砂质和泥质的比率。

因此,在下列情况下,顶积单元将会是富砂质的:

(1)顶积可容空间小,这是因为顶积区面积小;

(2)顶积可容空间小,因为相对海平面上升速率低;

(3)该体系域具有富砂质的沉积物源。

在低水位前积楔的最初沉积阶段,头两条准则将是满足的,在这一时期,由于深切作用和再造作用,输入沉积物中的含砂量也会增加。所以,在低水位楔的早期发育阶段,顶积单元将处于最富砂状态,且砂质可能供给到前积单元,并经由前积单元供给“陆坡扇”(Posamentier 等(1988)的概念)。随着顶积区面积的增大,供给到前积单元的砂质将会中断,顶积单元砂质含量的净总比将会减小。

在下列情形下,顶积单元将是贫砂质的:

- (1)由于顶积区面积大,顶积可容空间也大;
- (2)由于相对海平面上升速率高而顶积可容空间大;
- (3)沉积物源是贫砂质的。

头两条准则满足于一个沉积层序内海进体系域发育阶段。在此阶段内,顶积层的砂泥比将最小,且与补给沉积物的砂泥比相等。

Ross(1989)曾模拟过这种关系。他提示有两种类型的海岸线,即(1)“砂质有限海岸线”,其顶积单元的净总比小于1,且砂质未到达退覆坡折;(2)“泥质有限的海岸线”,其顶积单元的净总比等于1,且砂质供给到前积单元。Ross曾指出,这些体系并非完全与补给沉积物的类型有关,相对海平面加速上升会引起由泥质有限海岸线变化为砂质有限海岸线。Ross(1989)使用的“海岸线”(上述的)这一术语是用来描述退覆坡折的,不一定以海岸线的形式存在。

在富砂质(“泥质有限”)的体系中,由于砂质补给到退覆坡折,退覆坡折与海岸线很可能是是一致的。在贫砂(“砂质有限”)的体系中就不一定如此,可能有粉砂质或泥质的大陆架将海岸线与退覆坡折隔开。

盆地对顶积层砂质百分比的控制

顶积层砂质百分比的主要控制因素是补给物源的砂泥之比,因为这种因素控制了砂质百分比的可能范围。例如,只有砂质补给的一个体系域仅由砂质组成。次要的控制因素是顶积可容的空间,其与顶积区面积和相对海平面上升有关。而这两者受盆地沉降的影响,高的沉降速率会加大相对海平面的上升,沉降剖面的性质会影响顶积区的面积,因此也就会影响砂质的分布。

例如,在前陆盆地内,沉降有助于扩大物源。近源区的快速沉降会造就较大的顶积可容空间。在这种情况下,顶积单元不大可能是显著富砂质的,因为顶积单元的体积可能占体系域体积的大部分。而前积单元很可能仅由泥质组成。

在低沉降速率的盆地内,相对海平面上升速率也低,顶积单元可能只占体系域的小部分。供给到前积单元的沉积物基本上等同于供给到整个体系域的沉积物,前积单元可能是相对富砂质的。任何的薄顶积单元也可能有高的净总比。

此外,表面积小的顶积区一般属高起伏盆地,其内的前积体系域可推进到深水区。顶积单元与前积单元的体积比较低,且前积单元也可能是砂质。再者,补给物源起很大的作用,富砂质物源将导致富砂质的前积沉积作用。

顶积砂岩分布及远景区带类型

顶积单元代表一个体系域内的更近源沉积体系(例如海岸平原、滨岸和浅海)。储层砂岩一般发现于这些体系内,而不是斜坡体系域中。因此,顶积单元与前积单元的相对体积比,以及它们

的相对砂质含量对远景区带起着重要的控制作用。贫砂质顶积单元及混合富砂质顶积层的顶积单元内,砂体将是孤立的(例如条带状砂体、砂坝、河道砂体,或者滨岸低水位楔等)。贫砂质顶积单元内形成地层圈闭的潜力较高,因为不同层位上都可能有层内遮挡存在;而在混合型顶积单元内,这种潜力较低,因为只有海进体系域有可能构成遮挡。

在早期的低水位前积楔内,顶积最初可能局限于侵入谷内,顶积范围最小,砂质则最丰富。在海进体系域内,顶积范围最大,因此砂体最分散。

在贫砂质体系中,顶积单元内的地层圈闭是一具有吸引力的远景区带,顶积成因的储层一般由顶积页岩封堵。这类体系中的前积单元将是更加贫砂质的,它们可作为下伏远景区带的顶端封堵层和趾积单元(例如陆坡扇)中地层型远景区带的侧向封堵层。宽广的贫砂质顶积区是有机物繁衍和有机质沉积的有利场所,因此,顶积单元和趾积单元可能都具有成为烃源岩的重大潜力。

富砂质顶积单元内的砂体可能是广而薄的,其形成地层圈闭的潜力较低,这种顶积单元内部不可能有封堵层,只有海进体系域内例外。有利的顶积远景区带的形成将需要沉积作用的重大变化,诸如重要的海侵,以提供区域性的盖层,此外,也需要由构造运动或者低水位期河谷下切作用所形成的某些圈闭机制。

具有富砂质顶积单元的体系可能会有前积单元的砂质,并于低水位期形成大型的扇体。这种前积单元很可能是富砂质的,几乎没有封堵能力,而且成为烃源岩的可能性也很低。

富砂质和贫砂质体系中砂岩的分布模式和潜在远景区带的类型分别示于图4、图5和图6中。这些图展示了保持每一沉积时期内面积不变的情况下,沉积物补给速率稳定而砂质百分比变化的二维模拟结果。

图4展示了补给物源砂质含量为20%时模拟得到的砂岩分布模式。低水位前积楔和后来的高水位体系域中的顶积单元是富砂质的,而海进体系域中的顶积单元则是贫砂质的。由于低水位期顶积砂岩与高水位期顶积砂岩相互连通,形成地层圈闭的可能性不大。然而,河谷下切作用所形成的地形中却拥有高水位期的顶积储层。应当指出的是,顶积范围的扩大,伴随砂质百分比的减小可能导致近源砂质相退积而整个体系本身却仍然前积。

图5展示了补给物源砂质含量为5%,其他条件不变情况下模拟所得的砂岩分布模式。顶积砂岩主要集中在低水位楔、深切谷及后期的高水位体系域中。这时,深切谷充填可能成为一个有效的地层圈闭。

图6展示了补给物源砂质含量为2%的模拟结果。现在,地层圈闭就包括深切谷充填和低水位楔的砂质顶积层系,它们均由高水位期的页岩封堵。

图7展示了前面所讨论的简单三维模型的模拟结果。图中展示了补给物源砂质含量分别为2%、5%、20%和50%时,不同体系域内顶积砂岩含量百分比。

图4~图7表明了高水位体系域和低水位体系域中砂泥比的理论变化。低水位体系域发育期间,相对海平面上升的加速和伴随的顶积范围扩大可导致顶积可容空间加速增长。因此,顶积层系内的砂泥比理论上在后来的低水位体系域中应向上减小,即使退覆坡折仍然向盆地方向持续推进。有可能出现这样的情形,即在低水位体系域的最终发育阶段内,在退覆坡折(及其泥质大陆架)持续前积的同时,近源的砂质相带可能却在不断地退积。砂泥比降低的开始时间,如图7所示,则取决于补给物源。

在高水位体系域中,相对海平面上升的减速被顶积范围的持续扩大所抵消,致使情形就更

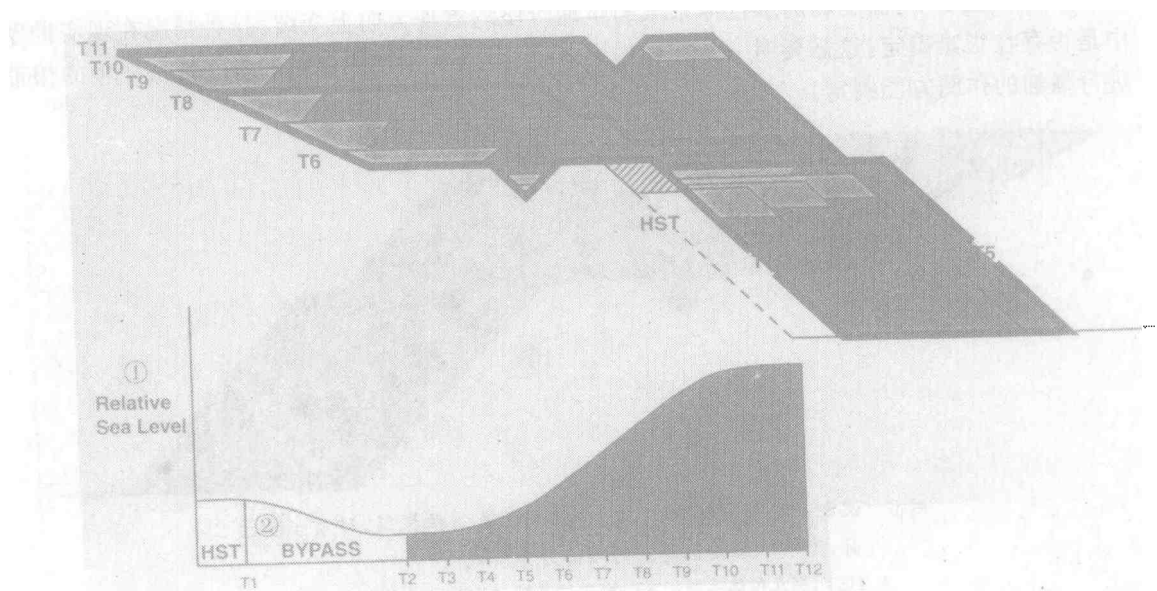


图4 沉积物补给速率稳定,相对海平面呈正弦振荡,砂质含量为20%时,简单二维模型模拟得到的砂岩分布模式。相对海平面变化曲线用来产生该模型,其垂直比例尺与模型相同。二维模型中的时间比例尺与图3和图7所示的三维模型不同
①:相对海平面;②:过水状态;HST,高水位体系域;TST,海进体系域;LPW,低水位前积楔;HPW,高水位前积楔

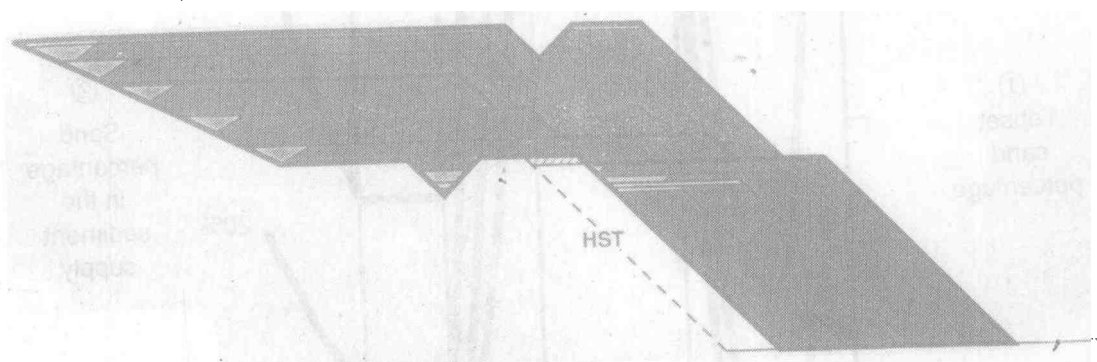


图5 沉积物补给速率稳定,相对海平面呈正弦振荡,砂质含量为5%时,简单二维模型模拟得到的砂岩分布模式
HST,高水位体系域;TST,海进体系域;LPW,低水位前积楔

为复杂,并可能使得顶积可容空间发生复杂的变化。所以,从理论上讲,在后来的高水位体系域中,顶积单元内的砂泥比应向上增大,但可能出现这样的情形,即高水位体系域沉积的早期阶段,砂质相带可能持续退积,而退覆坡折(及其泥质大陆架)却同时不断地前积。图7表明,第一个高水位期的后期部分以及整个第二个高水位期间,砂质含量百分比均持续增大。

然而,在每一个高水位期的早期沉积阶段内,都有一段特殊时期,在这一时期内,顶积区的范围因一个方向上的海岸上超而不断扩大,而退覆坡折向另一个(相反)方向持续推进。如果相带均匀分布在顶积区域内,近源相就可能向陆方向迁移而远源相则向海方向迁移。这种情况展

示在图 5 和图 6 中,图示的高水位体系域的早期阶段均表现为向上变细。这种情况在现实世界中是否存在很难确定,这需要对一个完整的高水位期/低水位期周期内的各个准层序中的相带进行精细的作图方能判定。

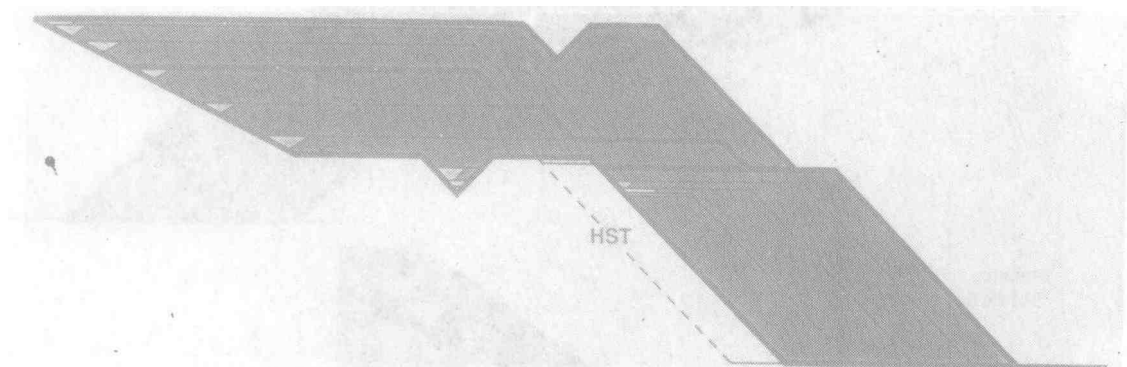


图 6 沉积物补给速率稳定,相对海平面呈正弦振荡,砂质含量为 2% 时,简单二维模型得到的砂岩分布模式
HST,高水位体系域;TST,海进体系域;LPW,低水位前积楔

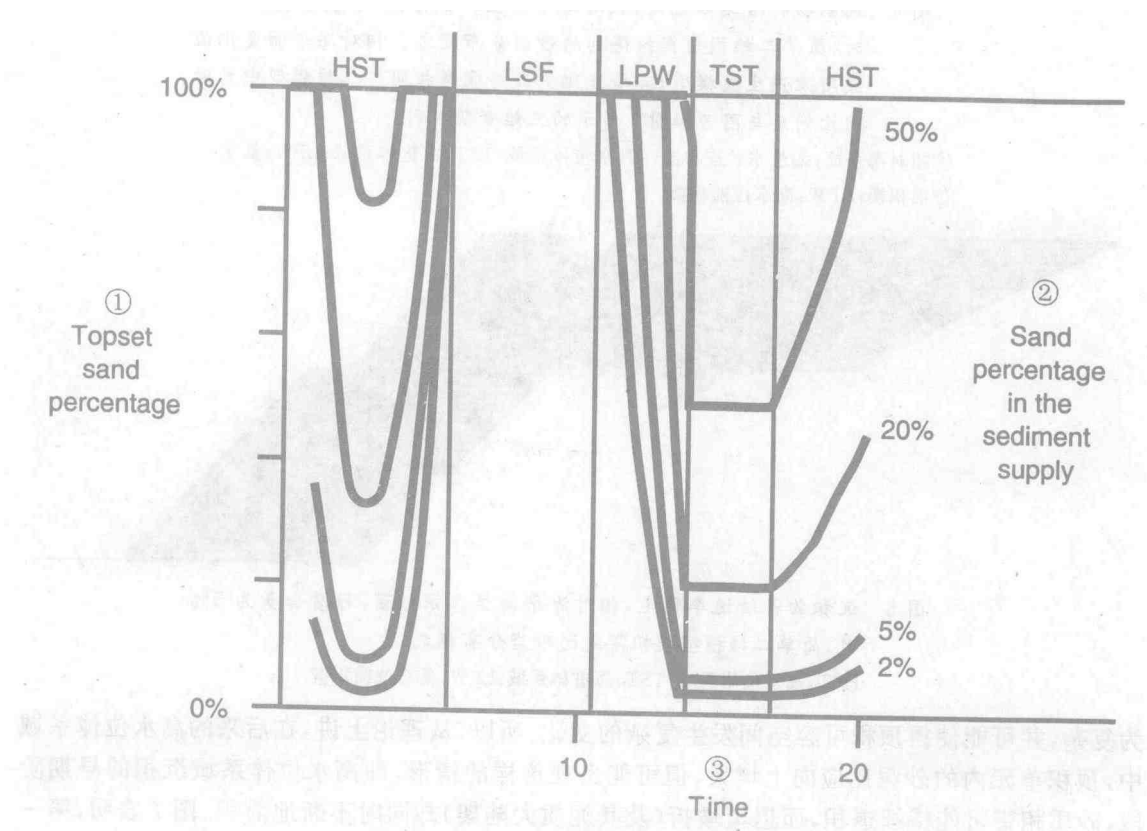


图 7 沉积物补给速率稳定,相对海平面呈正弦振荡,砂质含量为 2%、5%、20%和 50%时,简单三维模型模拟所得顶积砂岩百分比
①顶积砂岩百分比;②补给物源的砂质百分比;③时间;HST,高水位体系域;LSF,低水位陆坡扇;LPW,低水位前积楔;TST,海进体系域

结 论

(1) 顶积区的面积是顶积与可容空间的一个因子, 因此, 它对前积和退积作用的发生起着强烈的控制作用。

(2) 顶积区面积的持续扩大可能引起一个沉积体系内前积作用转变为退积作用, 即使相对海平面上升速率保持稳定。

(3) 如果砂质优先存在顶积单元中, 那么, 顶积砂岩的净总比不仅受补给沉积物的控制, 而且也受顶积单元与前积单元和底积单元的相对体积比的控制。

(4) 顶积单元相对体积百分比高的体系域(例如前陆盆地), 其顶积砂岩的百分比含量相对较低, 因此, 储盖比相对较低。

(5) 顶积单元相对体积百分比低的体系域(例如深水域或者抬升盆地), 其顶积砂岩的百分比含量相对较高, 且储盖比也高。

(6) 单个层序内的顶积砂岩百分比含量将以系统的方式变化, 在较早的低水位前积楔中含量最高(并可能局限于深切谷充填范围内), 在海进体系域中最低。

(7) 高水位体系域内顶积砂岩的百分比含量将以更为复杂的方式变化。

参 考 文 献

- Galloway, W.E., 1989, Genetic stratigraphic sequences in basin analysis 1; architecture and genesis of flooding surface bounded units: AAPG Bulletin, v. 73, p. 125-142.
- Jervey, M.T., 1988, Quantitative geological modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression: SEPM Special Publication 42, p. 47-69.
- Mitchum, R.M., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 1: glossary of terms used in seismic stratigraphy: AAPG Memoir 26, p. 205-212.
- Muto, T., and R.J. Steel, 1992, Retreat of the front in a prograding delta: Geology, v. 20, p. 967-970.
- Posamentier, H.W., M.Y. Jervey, and P.R. Vail, 1988, Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework, in C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, and J.C. Van Wagoner, eds., Sea-level changes: an integrated approach: SEPM Special Publication 42, p. 109-124.
- Ross, W.C., 1989, Modeling base-level dynamics as a control on basin-fill geometries and facies distribution: a conceptual framework, in T.A. Cross, ed., Quantitative dynamic stratigraphy: Prentice Hall, New Jersey, p. 387-399.
- Vail, P.R., F. Audemard, S.A. Bowman, P.N. Eisner, and G. Perez-Cruz, 1991, The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology: an overview, in G. Einsele, W. Ricken, and A. Seilacher, eds., Cycles and events in stratigraphy: Springer-Verlag, Berlin, p. 617-659.
- Van Wagoner, J.C., H.W. Posamentier, R.M. Mitchum, P.R. Vail, J.F. Sarg, T.S. Loutil, and I. Hardenbol, 1988, An overview of sequence stratigraphy and key definitions, in C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, and J.C. Van Wagoner, eds., Sea-level changes: an integrated approach: SEPM Special Publication 42, p. 39-45.
- Van Wagoner, J.C., R.M. Mitchum, K.M. Campion, and V.D. Rahmanian, 1990, Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies: AAPG Methods in Exploration Series 7, 35 p.

金福锦 译

犹他州 Blackhawk 组

Spring Canyon 段的准层序地层和岩相组构

Diane L. Kamoda John C. Van Wagoner 著

上白垩统 Blackhawk 组 Spring Canyon 段清楚地展现了海相到非海相地层中的准层序结构和准层序界面的性质。准层序和准层序组是连续的地层单元,是层序的基本组成部分。海相地层中,准层序是海岸线向盆地方向前积的结果,自下而上水体变浅、岩性变粗;对于非海相地层,准层序表现为特定的垂直相序,由泻湖相沉积开始,以淡水煤层沉积结束。洪泛面(准层序界面)表示水深突然加大,伴有较小的水下侵蚀和无沉积所致的间断。洪泛面将一个准层序组分成单个准层序。准层序界面是一连续的单一界面,上倾方向可追踪到海岸平原,下倾方向可追踪到陆架远端。准层序界面的表现形式视观察地点不同而有所不同,准层序界面能使同一准层序内的非海相或边缘海沉积与同期的海相地层进行对比。准层序的演化和沉积再造与层序地层学概念的应用密切相关。Spring Canyon 段的露头资料展示了准层序的表现形式。同一层序的海相部分中存在着波浪作用为主的滨面砂体和河流作用为主的三角洲砂体。这两种砂体都以岩相迅速向下迁移为特征,且没有海侵滞留沉积的洪泛事件所中断。同一个准层序里横向上同时存在大量的边缘海相和非海相环境。准层序界面为成因上有关联的亚环境相互连接起来提供了一个时间格架,使得重新建立整体的沉积体系成为可能,而不是将露头区作为一个孤立的体系或岩相来进行研究。紧邻准层序界面之下发育连续的煤层,这套煤层可用作追踪非海相地层到海相地层的准层序界面的标志层。

前 言

犹他州的中东部,Book 崖的北端有一个很好的露头区,为准层序概念在非海相到海相碎屑岩之间的应用提供了典型的场所。在峡谷露头区中,上白垩统的 Blackhawk 组 Spring Canyon 段是几个最好的准层序实例之一。由于悬崖后侧有岩心和测井资料,可以和露头区资料进行对比,因此使得 Spring Canyon 段整体作为一个准层序实例进行研究得到进一步肯定。Spring Canyon 段里的连续煤层是一个地层对比标志层,可以用来追踪以海相地层沿上倾方向进入边缘海和非海相地层的准层序界面。通过沿煤层向陆地方向追踪到非海相和边缘海相中,就可将非海相地层里的准层序与同一准层序里同期的临滨海相沉积进行对比。利用洪泛面作为标志层,进一步向盆地方向追踪,临滨海相地层可追踪到中陆架直到外陆架岩层。准层序的识别使得非海相和边缘海的岩相能与同时期的海相沉积共同研究,从而导致整个沉积体系的古地理恢复,而不是人为的将海相和非海相体系分割开来。尽管 Spring Canyon 段所示的准层序结构不是准层序的唯一表现形式,但在我们的实践中,这是最常见的一种形式。我们也探讨了人们可望观察到的准层序的不同结构,尤其是直接覆盖在洪泛面上的。每个实例,都与

Spring Canyon 段准层序模式仅有微小的差别。我们知道,某些学者可能不同意我们的观点——在一个准层序里海进期沉积通常是次要的或缺失。我们希望通过提出一个详细的完整准层序模式,连同它的原始定义一起作为一个起点,开始新一轮的讨论。

本文的目的在于:(1)提出准层序结构以及海相到非海相地层里准层序界面的特征;(2)阐述准层序在海岸平原到陆架区地层对比和古地理恢复过程中的重要性;(3)澄清目前存在于有关准层序在岩石记录中的表现形式的某些混淆观点。本文分两部分。第一部分回顾层序和准层序的术语,重点是准层序的定义及其来源,准层序与周期的关系和目前的一些术语滥用现象。第二部分运用 Spring Canyon 段实际例子详细论述准层序并研究该段地层的地质史。

最后要指出的是,本文中我们应用“海平面相对变化”或者是“海平面相对升降”这个术语而不用“相对海平面升降”这个目前普遍应用但不正确的术语。

层序地层学概念

层序地层学是对具有年代地层意义的界面格架内有成因联系的地层的研究(Van Wagoner 等,1990)。这一方法的核心是沉积地层序列的观测结果,沉积序列由分序次的地层组成。由小到大可分为:信层、信层组、层、层组、准层序、准层序组和层序。每个单元都有下列性质:

(1)这些单元的定义依据的是规模而不是时间;

(2)这些单元的等级仅通过地层的自然属性来确定;

(3)尤应注意的是,准层序不是根据地层厚度和形成的时间,或者与任何海平面变化周期的关系来确定的。

这些单元中最基本的是层序,也是最常用的。层序的定义是由不整合面或与之对应的整合面限制的相对整合的有成因联系的准层序和准层序组序列(Mitchum,1977;Van Wagoner 等,1990),定义中相对整合的意思是一个层序中没有不整合,有成因联系的意思是组成层序的准层序和层序组都是在相同的海平面相对变化周期内沉积而成的。

不整合面是区分新老地层的界面,沿着该界面,有陆上侵蚀削截的证据,在某些情况下,有与之对应的海下侵蚀或者是“异常的”地表出露,伴随有明显的沉积间断。当在潮下带相之上发育有土壤层、根带、煤层这些地表相或者其它的出露地表的产物时,可以断定具有异常的地表出露。

相对整合的含义是沿着新老地层分界面没有明显的侵蚀(没有陆上侵蚀也没有海下侵蚀)也没有明显的沉积间断。相对整合面是一个真正的面,它能够在露头区和地下进行观察和对比。它可能以下超和下列变化为标志,即遗迹化石组合由其下的半深水组合到其上的较浅水组合的变化,微体动物化石的变化,岩石类型的明显变化,例如,从其下的泥岩到其上的粉砂岩或泥砂岩的变化。准层序叠加模式由其下的前积方式到其上的加积或退积方式的变化。一般来说,大部分相对整合面很容易用井资料和地震资料加以识别和对比。在露头区,相对整合面可以从低水位期的海岸线向盆地方向追踪,这个位置通常也是不整合向盆地方向结束的位置。

层序的形成是海平面相对变化周期的反映。层序界面是由海平面相对下降形成的。组成层序的准层序和准层序组是在海平面上升过程中的相对静止时期沉积的。层序和层序界面有很多实例。例如本卷中 Jennette 和 Jones, O'Byrne 和 Flint, Shanley 和 McCabe 以及 Taylor 和 Lovell 等的文章。层序界面被认为具有年代地层意义,可以用来建立相分析的年代地层格架。

准层序概念

准层序和准层序组是层序的基本构成单元。准层序是指由洪泛面或与之对应的界面限制的有成因联系的相对整合的层和层组序列(Van Wagoner 等, 1990)。定义中, 有成因联系的意思是层和层组是同一次前积事件的产物, 相对整合的意思是一个准层序内不存在不整合。

洪泛面是分隔新老地层的面, 沿着该面有水体突然加深的证据。这个水体加深普遍伴随有轻微的海下侵蚀和无沉积作用。洪泛面上没有异常的地表出露和岩相向盆地方向迁移的现象。与此对应的海泛面是洪泛面于海岸平原中或大陆架上的延伸部分。

在浅海硅质碎屑岩环境中, 准层序由层和层组组成, 这些层或层组记录了水体持续向上逐渐变浅的环境。向上变浅是在海平面相对静止期间或者是海平面相对上升的速率低于沉积物输入的速率时海岸线向盆地方向推进造成的。大部分准层序以向上沉积物粒级变粗, 泥质减少, 层厚度增大, 以及反映水体向上变浅的层和遗迹化石的变化为特征。这些粒级和层厚度的变化趋势与由潮下至潮坪沉积组成的准层序是相反的, 尽管后者的沉积也记录了水体变浅的环境。

尽管准层序界面之上可能有海侵滞后沉积, 而我们在 Book 崖的 Blackhawk 组及其它地层和美国西部其它的白垩系地层的观测结果, 以及墨西哥湾沿岸和北海的地下研究成果表明, 准层序一般是极不对称的。在大多数硅质碎屑准层序中, 海侵事件仅作洪泛面保存下来; 海侵沉积要么缺失, 要么在厚度上仅占准层序的很少部分。我们认为海侵沉积没有保留下来, 是因为海侵速率相对较快, 海进沉积物随后又受到陆架作用的改造的缘故。海侵速率较快可由准层序沉积的几个方面加以证实。

(1) 洪水泛滥时, 基准面抬升速率要略高于沉积物供给速率。一旦沉积物供给速率这个门限被突破, 就发生海侵, 因为原始坡度很小, 短期的较大的基准面抬升速率的增加就不需要了。

(2) 在浅海环境中, 前积过程形成的准层序, 其沉积作用面可以达到但不能超过海平面。这个新准层序的顶部通常是很平的, 倾角小于 0.1° 。这种低坡度是现今大的陆架的典型坡度。任何少量的基准面抬升都将引发广泛的快速洪水泛滥。

(3) 基准面抬升期间, 由河口输送到海岸的沉积物大幅度减少。为了调整这种变化, 河流通过加积作用将河道基底面抬升。输送到海岸的沉积物现在都堆积在冲积河道里。由于基准面抬升所引发的一系列作用反过来又进一步加大了基准面抬升速率与沉积物供给速率之间的比率, 从而加快了海侵过程。

(4) 洪泛面上缺乏明显的海侵沉积可能反映随后的基准面抬升期间准层序界面遭受过强烈的波场和改造作用。

在我们的以往历史, 偶尔也观测到洪泛面被较粗粒沉积物覆盖的现象。其中有厚达 1m 的块状至虫孔砂岩, 由少量基质支持的撕裂碎块到数厘米厚的碎屑层。由石英、燧石和石英岩砾组成的数厘米厚的砾石层, 或者是厚达数厘米的粗砂层。这些堆积物中, 如撕裂碎屑, 显然与海侵有关, 可称其为海侵滞留沉积。而象砾石和粗砂层可能有不同的成因, 特别是在下伏准层序里未能发现砾石和粗砂沉积物的情况下。一种可能的原因是砾石或粗砂是在海平面相对下降时引入的。在这种情况下, 准层序界线与层序界线是一致的, 这个界面称为洪泛面或层序界面。

洪泛面/准层序界面

“洪泛面”的特征是较深水地层坐落在较浅水地层之上。早期的定义(Van Wagoner 等, 1990)里曾应用过“海泛面”一词。洪泛面现在拓宽了应用范围,包括了湖相地层。每个洪泛面都标志着一一次较大的沉积环境变迁和岩相的向陆迁移。在洪泛面之上,较浅水沉积突变为较深水沉积。缺乏过渡环境的沉积,准层序为明显的不对称型。例如,在 Spring Canyon 段内,存在典型的洪泛面,其标志是:带有 *Cruziana* 遗迹化石群的黑色陆架泥岩和薄层的发育不完善的波痕粉砂岩互层直接覆盖在较细粒的平坦纹理前滨砂岩或煤层之上。正常的垂向相序应该是,陆架泥岩和粉砂岩之上依次为下滨面波状层理砂岩、上滨面槽状交错层理砂岩和前滨砂岩。前滨沉积之后,相序列不能逆转而再现一个对称连续的向上逐渐变深的相序。除非有层序界面存在,否则,前滨沉积总是被较深水沉积物覆盖。

洪泛面的定义与任何特定的地层类型是无关的。洪泛面可有多种因素形成,包括海平面变化,由于构造沉降或断层造成的海平面相对上升或者是差异压实使得三角洲朵叶体下沉引起的水体直接加深。正因为如此,准层序可以由异旋回和自旋回两种机制形成。从自旋回形成的准层序中区别出异旋回形成的准层序是很有用的,因为两种类型的准层序有不同的规模和样式。

准层序界面是具有年代地层意义的界面,可作为时间线用于地下和露头的地层对比。鉴于上述原因,可以设想越过准层序顶面的海侵速度是很快的。目前的海平面抬升速率表明,1~3cm/a 的速率并不是没有可能的(Weggel, 1986; Tanner, 1992),按照这样的速率, Spring Canyon 段里的准层序界面可能是在 2000a 之内形成的。在露头区,这些界面是分隔其上下地层的单一界面,面积范围超过 2500km²,可能是在几千年之内形成的,在测井资料、岩心资料和露头资料中都能很容易识别。沿着这些界面横向上没有岩相变化,但其上下两侧却有很大的不同。Spring Canyon 段地层中,准层序顶界是该区最容易对比的界面(Speiker, 1949),其将上部的广海到浅海相地层与其下的浅海到非海相地层分隔开。正是由于这些原因,准层序界面可以用作时间线。

术语“准层序”的来源

“准层序”一词是 80 年代早期 Van Wagoner 引用的,首次公开发表是 1985 年(Van Wagoner, 1985)。作为定义,这个术语源自 Vail, Mitchum 和 Thompson 等人在 AAPG Memoir 26 中发表的文章(Vail 等, 1977),文章中应用海平面变化的锯齿状周期来代表海平面的升降(如图 1)。锯齿状周期可进一步分成小的海平面变化单元,称作准周期。与较大的锯齿状周期不同的是,每个准周期代表一个海平面快速上升期,其后为海平面静止期。准周期中不包括海平面下降期。周期和层序以及准周期和准层序之间的对应关系是很明显的。周期是海平面从下降期到抬升然后再下降的一个周期。Vail(等人, 1977)将这个海平面变化周期内的地层单元称作为一个层序;层序是由海平面下所形成的不整合面为齐的。准周期是指海平面快速上升,慢慢减速达到一个静止状态,然后再次快速上升,其中没有明显的下降。尽管 Vail, Mitchum 和 Thompson 于 1977 年就识别出准周期,但他们没有命名和描述这种海平面变化时期的地层产物。后来, Van Wagoner 依据 Wilson(1975)发表的文章,选择了一个与层序地层一致的名词,意思是向上逐渐变浅的层或层组序列。术语“周期”可能不再使用,因为周期正向 Vail 定义的那样,是与海平面变化有关的时间概念。然而,准周期准确表达了海平面变化条件以及在这个条件下向上变浅的地层序列的形成过程。因为 Vail 定义了层序是周期的地层表现形式,所以