第一篇　含煤盆地层序地层学基础

第一章　层序地层学概念体系

层序地层学理论引入我国后，迅速掀起了层序地层研究热潮， 20 世纪 80 年代末，特别是 90 年代提出了大批研究成果，也出版了大量介绍层序地层学理论体系和研究方法的著作，以及研究成果论著，使层序地层学理论和方法体系更加完善。本章将有关层序地层学常用术语和研究方法进行归纳和综合，以便与以后各章对照和呼应。

第一节　层序地层学术语系统

一、层序地层学常用术语（表 1-1）

二、层序地层学重点术语解释

1. 巨层序或大层序

层序地层学术语体系中的 Megasequence 一词争议最大，目前对其理解和解释尚未完全统一。随着层序地层研究的不断深入，大多数研究者认为它是比层序大得多的最高一级层序，可以与旋回层序中的一级旋回对应，包括若干个层序。在层序地层分级体系中应为一级层序。

2. 超层序

超层序是比层序大的二级层序，包括几个层序，也有的学者认为它与巨层序或大层序相当。笔者认为超层序应是比巨层序小比层序大的一类层序，是与二级旋回相对应的二级层序。据 Vail 等人（1988）分析，大部分超层序是在相对海平面变化的二级周期（超周期）期间沉积的，是从水域最大到最小时期沉积的地层层序。

3. 构造层序

构造层序是以古构造运动界面为边界的一类层序，盆地形成、演化至消亡，再从形成到消亡是一个连续的地质演化过程，因而构造层序被认为是一个巨型盆地充填序列，每一个构造层序代表一个具有特定充填类型的原型盆地充填序列，具有特定的地层或岩性组合，形成于不同的地壳演化阶段和构造环境（林畅松， 1995）。因此，可以认为构造层序与巨层序或大层序相当，是一级层序。

4. 层序组

以明显的进积、加积和退积堆叠型式或排列而成的一套层序 Mitchum 等，1991）。层序组这一术语属于高频层序的范畴，在基本涵义上类似于“小层序组”，但其关键点是层序以不整合面为边界，而层序规模要比层序小得多。

5. 层序

层序是由不整合面或其对应的整合面限定的一组相对整合的、具有成因联系的地层序列（Mitchum 等，1977）。小层序和小层序组是层序的地层建造块（Van Wagoner 等，1990）。层序也称基本层序、沉积层序，也称为“三级层序”。对层序涵义的理解和划分，目前比较统一。

6. 复合层序

是高频层序地层术语范畴。为一组有成因联系的层序，其中单个层序堆叠成低水位、海侵和高水位层序组。复合层序的沉积时限为 1～3Ma（Mitchum 等，1991）。在高频层序中，复合层序与三级层序相当，关键是复合层序中的单个层序间均以不整合为边界。

表 1-1 层序地层学常用术语中英文对照

中　文	英　文	中　文	英　文
巨层序或大层序	Megasequence	高频层序	High-Frequency Sequence
超层序	Super-sequence	高分辨层序	High-Resolution Sequence
构造层序	Tectonic Sequence	层序边界	Sequence Boundary
层　序	Sequence	小层序边界	Parasequence Boundary
亚层序	Sub-Sequence	Ⅰ型层序	Type-1 Sequence
小层序组	Parasequence Set	小层序组边界	Parasequence Set Boundary
小层序	Parasequence	层序组	Sequence Set
加积小层序组	Aggradational Parasequence Set	Ⅱ型层序	Type-2 Sequence
退积小层序组	Retrogrational Parasequence Set	Ⅰ型层序边界	Type-1 Sequence Boundary
进积小层序组	Progradational Parasequence Set	Ⅱ型层序边界	Type-2 Sequence Boundary
复合层序	Composite Sequence	高水位体系域	Highstand Systems Tract
海侵（进）体系域	Transgressive Systems Tract	海平面相对上升	Relative Rise in Sea Level
低水位体系域	Lowstand Systems Tract	海侵滞流沉积	Transgressive Lag
低位楔	Lowstand Wedge	海侵面	Transgressive Surface
下切谷	Incised Valleys	凝缩段（密集段）	Condensed Section
盆底扇	Basin-Floor Fan	对应面	Correlative Surface
斜坡扇	Slope Fans	不整合	Unconformity
基准面	Base Level	进积	Progradation
可容空间	Accommodation	退积	Retrogradation
海泛面	Marine-Flooding Surface	全球海平面变化	Global Eustasy
相对海平面变化	Relative Change in Sea Level	全球海平面升降	Eustasy
海平面相对下降	Relative Fall in Sea Level	陆棚边缘体系域	Shelf Margin Systems Tract
沉积体系	Depositional System	最大海泛面	Maximun Marine-Flooding Surface

7. 亚层序

是比层序小，比小层序大的层序。但这一级层序一般不单独划出，有时与小层序级别相当。因此，亚层序不常使用。

8. Ⅰ型层序边界和Ⅰ型层序

Ⅰ型层序边界是以河流复活下切作用、岩相的向盆地方向转移、海岸上超的向下转移，以及上覆地层的上超伴生的陆上暴露及同时发生的陆上侵蚀作用为特征。作为岩相向盆地方向转移的结果，非海相或浅水海相地层如层序边界之上的辫状河道或河口湾砂岩，可能直接盖在界面以下的较深水海相岩之上。

Ⅰ型层序由低水位、海侵和高水位体系域组成，下由 1 个 Ⅰ型不整合及其对应的整合面所限定，其顶部以 Ⅰ型或 Ⅱ型层序边界为界（图 1-1 和图 1-2）。这与盆地中层序观察的位置有关，因此，由于削蚀和无沉积作用，并不是所有的体系域都出现。这类层序被解释为当全球海平面下降速率超过沉积滨线坡折下沉的速率时，在沉积区海平面相对下降期形成（Van Wagoner 等，1987，1988，1990；Posamentier 和 Vail，1988）。

9. Ⅱ型层序边界和 Ⅱ型层序

Ⅱ型层序边界的特征是沉积滨线坡折带朝陆地方向的水上暴露，以及海岸上超的向下转移（Van Wagoner 等人，1988）。但是它既没有与河道回春作用伴生的陆上侵蚀，也没有岩相的朝盆地方向的转移。沉积滨线坡折朝陆地方向上覆地层的上超，也是 Ⅱ型层序边界的特征。Ⅱ型层序边界是全球海平面下降速度小于沉积滨线坡折带处盆地沉降速度形成的，因为，在该位置上没有发生海平面相对下降。

Ⅱ型层序底部以 Ⅱ型层序边界为界，顶部以 Ⅰ型或 Ⅱ型层序边界为界，由底部的陆架边缘体系域、中部的海侵体系域和上部的高水位体系域组成（图 1-3）。现在，Exxon 公司研究者们已不再承认有 Ⅱ型层序，现在Ⅱ型层序界面被认为是小层序组界面的同义词，Ⅱ型层序也被认为是连接进积和退积小层序组的同义词。

10. 小层序和小层序组

小层序是由海泛面及其对应面所限定的一组相对连续的、有成因联系的层和层组。在层序中的特殊位置上，小层序可能要么上面、要么下面被层序界面所限定（Van Wagoner，1985；Van Wagoner 等，1987，1988，1990）。parasequence 一词国内翻译有不同的术语，如“准层序”、“副层序”、“亚层序”、“小层序”等。“准”或“亚”都带有略差一些或稍低一点的涵义，而实质上 sequence 和 parasequence 在等级上差别较大。将 parasequence 译为“小层序”较之其它译名更能准确地反映其原本含意，因为一个层序要包括十几或几十个小层序，两者存在级别上的差异（李思田，1992）。作为一种沉积实体，小层序往往是某一沉积体系域中的一个沉积旋回的产物。因此，本书采用小层序这一术语。

小层序组是由主海泛面和其对应面所限定的一组有成因联系的小层序构成的具有显著叠置方式的地层序列（Van Wagoner，1985；Van Wagoner 等，1987，1988，1990）。小层序组内的小层序叠置方式可以是进积式的、退积式的或加积式的（图 1-4），这主要取决于沉积速度与可容空间腾空速度的比值，因此，一个层序内的小层序叠置方式是可以预测的。

进积小层序组 向盆地远处沉积的、连续的年轻小层序组，总体上，沉积速率大于可容空间形成速率（Van Wagoner 等，1990）。

加积小层序组 一组相互叠置的连续的无明显侧向迁移的年轻的小层序组，总体上可容空间形成的速度近似于沉积速度（Van Wagoner，1990）。

退积小层序组 以台阶状后退叠置的型式向陆地方向沉积的一套连续的年轻小层序。总体上，沉积速率小于可容空间形成的速率（Van Wagoner 等，1990）。

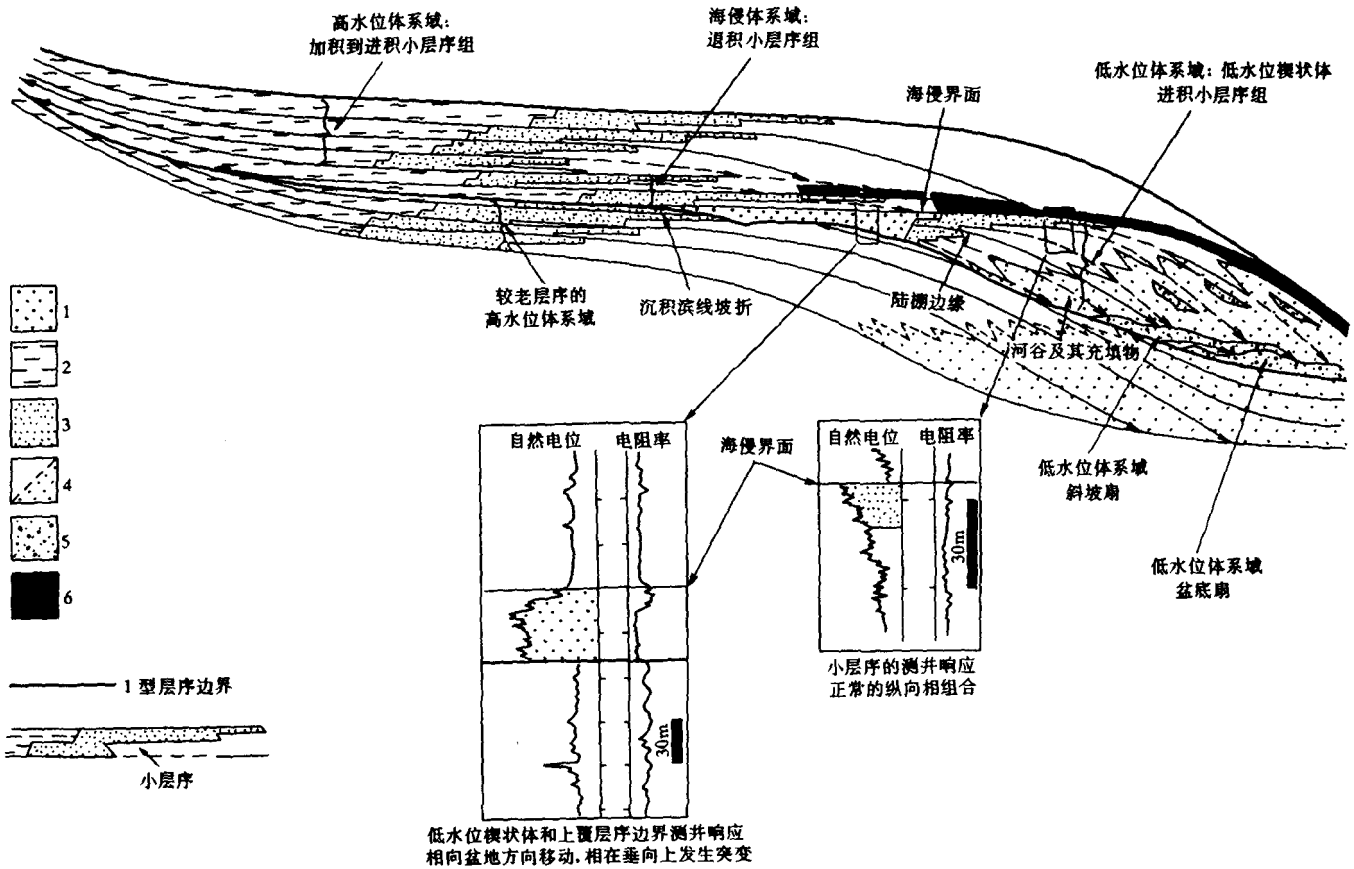


图 1-1　沉积于具陆架坡折盆地中的第 1 类层序的地层格架之一

(据 Wagoner 等人，1990)

1—深切谷内的河流或河口湾砂岩；2—滨岸平原砂岩和泥岩；3—浅海砂岩；4—陆棚和陆坡泥岩及砂岩；5—海底扇、天然堤-河道砂岩；6—缓慢沉积段沉积物

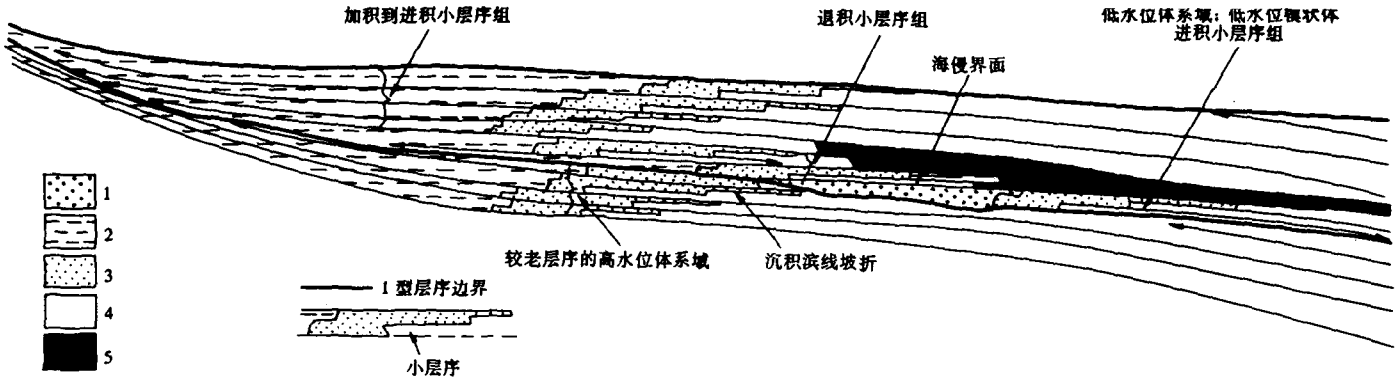


图 1-2　沉积于具斜坡边缘盆地的第 1 类层序的地层格架之二

（据 Wagoner 等人，1990）

1—深切谷内的河流或河口湾砂岩；2—滨岸平原砂岩和泥岩；3—浅海砂岩；4—陆棚泥岩；5—缓慢沉积段沉积物

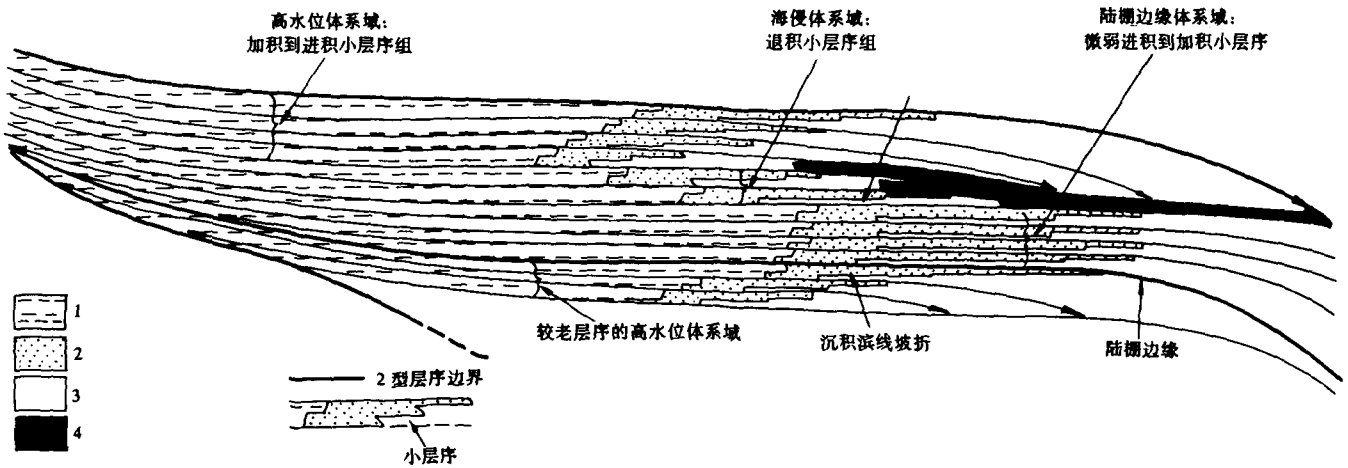


图 1-3　第二类层序的地层格架

（据 Wagoner 等人，1990）

1—滨岸平原砂岩和泥岩；2—浅海砂岩；3—陆棚和陆坡泥岩；4—缓慢沉积段沉积物

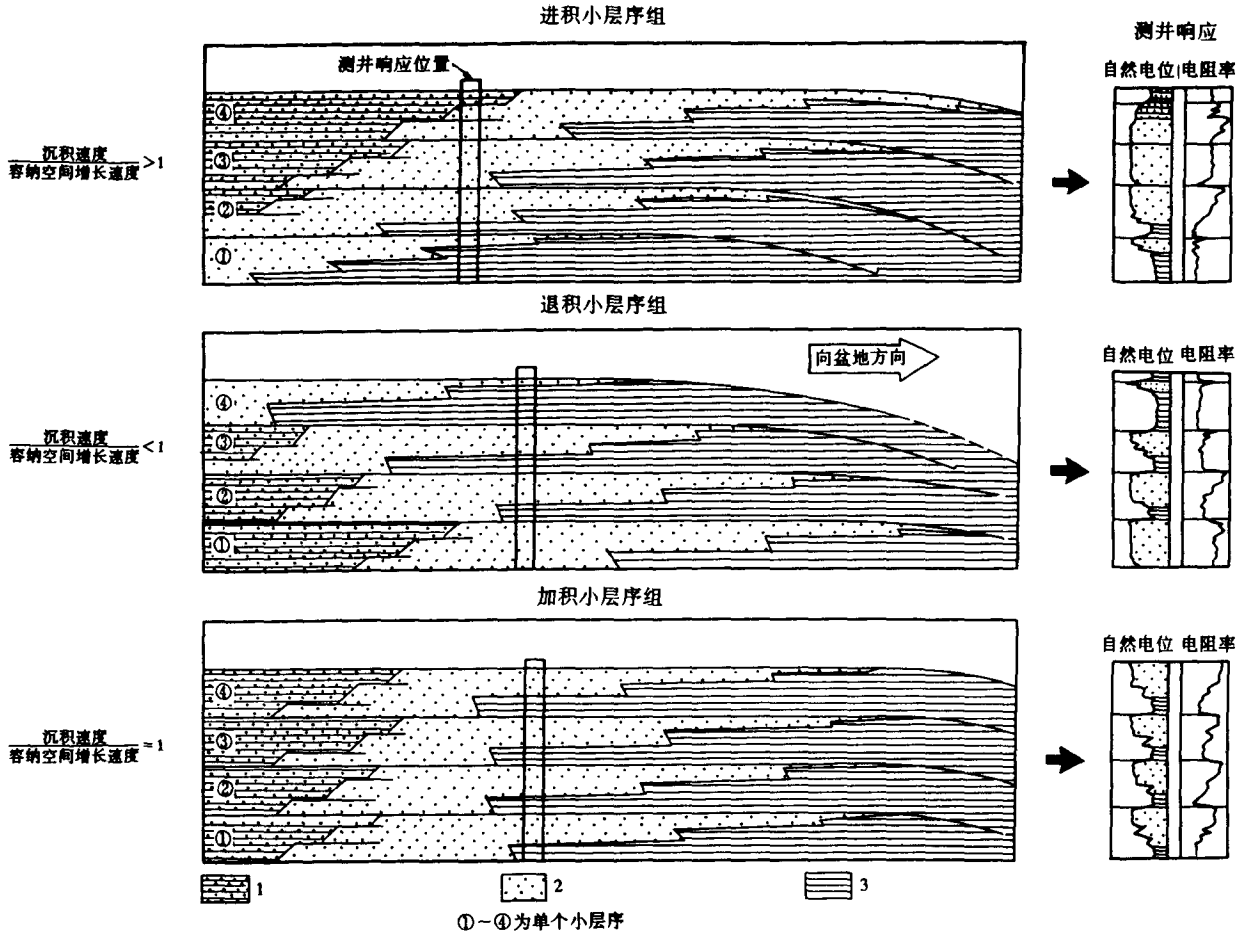


图 1-4　不同类型小层序组内部地层叠置方式和测井响应特征

（据 Van Wagoner 等，1990）

1—海岸平原砂岩；2—浅海砂岩；3—陆架泥岩

11. 体系域

由小层序和组成层序的次级单元的一个或多个小层序组形成的同期沉积体系的联合体称为沉积体系域。被确认的有低水位体系域、海侵体系域和高水位体系域。体系域的解释是建立在小层序堆叠型式、与层序的位置关系和层序边界类型的基础上。而不是根据海平面旋回的推测关系来定义体系域（Brown 和 Fisher，1977）。

（1）低水位体系域［LST］

低水位体系域是在海平面缓慢下降，然后又开始缓慢上升阶段的沉积。在不同的盆地边缘发育不同的低水位体系域。在有不连续的陆架边缘的盆地中，低水位体系域由不同时的上下两部分组成：下部为低水位扇或盆底扇；上部为低水位楔。若盆地没有不连续的陆架边缘而为缓坡边缘，低水位体系域则由两部分楔形体组成：第一部分形成于海平面缓慢下降期间，此时河流复活，沉积物越过海岸平原和陆架，在沉积滨岸坡折以下的深水部分沉积，形成颗粒相对较粗的局限盆地楔；第二部分的特征是在海平面开始缓慢上升导致深切谷被充填，以及缓慢的滨岸进积和加积。

（2）陆架（棚）边缘体系域［SMST］

陆架边缘体系域是Ⅱ型层序的最下部的体系域，即 2 类层序界面之上的第一个体系域，它由一个或多个微显进积至加积的小层序或小层序组组成。在沉积滨岸线坡折的向海一侧，该体系域下超在Ⅱ类层序界面之上。在沉积滨线坡折的向陆方向，由于海平面迅速下降，河流沉积作用停止，因而陆架边缘体系域底部表现为海岸上超的向下迁移，或上超在层序界面上。陆架边缘体系域沉积期间，随着海退的不断进展，陆架虽有暴露，但其大部分可暂时被半咸水淹没，因此陆架边缘体系域顶部附近可有广泛的煤系分布。一般地，陆架（棚）边缘体系域内部沉积相的叠置特征是自下而上海相沉积逐渐增多，与上覆的海进体系域的分界面为海进面。

（3）海进（海侵）体系域［TST］

海进体系域是 1 类和 2 类层序的中部体系域，其下界面为海进面，下伏体系域为 LST 或 SMST。海进体系域是海平面上升期间的沉积，因此它由一个至多个退积小层序组成。不同类型的层序中海进体系域发育程度不尽相同，比较而言，2 类层序中的 TST 更为发育。在发育 1 类层序界面的情况下，海进早期阶段的沉积局限于深切谷内，而且，LST 沉积之后海平面仍在陆架之下，广大的陆架地区没有海进沉积。只有在海平面开始迅速上升之后，陆架才逐渐覆水并最终被淹没，沉积中心也逐渐向陆迁移，此时才有较为广泛的海进沉积。在发育 2 类层序界面的情况下，由于没有深切谷，而且陆架也未全部露出水面，因而海进一开始便有沉积的广阔空间，所以 2 类层序中的海进体系域更为发育和广泛。

（4）高水位体系域［HST］

高水位体系域是层序最上部的体系域，是海平面高位期的沉积。在海进体系域形成之后，海平面上升已非常缓慢，在其上升到最高水位这段时期内沉积的 HST，以加积小层序为特色，为早期 HST；此后，海平面开始缓慢下降，此阶段形成的 HST 则以进积小层序为主，为晚期 HST。HST 内的小层序在向陆方向可上超在层序界面上，在向盆地方向则下超在海进体系域或低位体系域之上。

12. 盆底扇、斜坡扇和低水位楔

这是低水位体系域三个独立单位。

盆底扇　是在低的斜坡和盆底沉积的以海底扇为特征的低水位体系域的一部分。扇的形成与峡谷侵蚀到斜坡和河谷下切至大陆架有关。硅质碎屑沉积物通过河谷和峡谷穿过斜坡和大陆架形成盆底扇。尽管盆底扇的出现远离峡谷口，或者峡谷口不明显，但是盆底扇可能形成于峡谷口。盆底扇的底面（与低水位体系域的底面一致）是 I 型层序界面，扇顶则是下超面（Van Wagoner 等，1987）。

斜坡扇　由浊积有堤水道和越岸沉积物组成的扇状体，盖在盆底扇上且被上覆的低水位楔下超（Van Wagoner 等，1987，1988，1991；Posamentier 和 Vail，1988）.

低水位楔　由一个或多个进积小层序组组成的沉积楔。向海方向被陆架坡折限制，上超在先前形成的层序斜坡上。最靠近楔的部位是由下切谷充填和陆架上或上部斜坡上与它们相关的低位滨线沉积组成。在有陆架坡折的盆地中，楔的主体部分是由厚的、多数有页岩趋势的、下超在斜坡扇上的进积楔形单元组成，而且由向上变浅的低水位三角洲和向盆地进积的相关沉积物组成，向陆地尖灭（Van Wagoner 等，1987，1988；Posamentier 和 Vail，1988）

13. 可容空间

由海平面上升或地壳下沉或这两种作用联合而形成的沉积物可以沉积的空间场所。指沉积物表面与沉积基准面之间或供沉积物充填的所有空间，包括老空间（早期未被充填遗留下的空间）和新增加的空间。这一空间是否完全被充填，取决于沉积物对盆地供给的速率。

14. 海泛面和最大海泛面

一个分隔年轻的和年老的地层的界面，穿过此面水深明显增加。这种水深伴随着少量海底侵蚀或无沉积，但不伴有由河流回春或相的的朝盆地迁移引起的陆上侵蚀作用，包括异常陆上暴露，有一小的沉积间断。与海泛面有关的海底侵蚀量是变化的，其变化范围大致从几米到十几米，通常是几米，海泛面在滨海平原和陆架上有一个对应面（Van Wagoner 等，1987，1988，1990）.

最大海泛面指的是最大海侵时期形成密集段或下超面，在盆地内分布范围最大，为划分海侵体系域和高水位体系域的界面。

15. 全球海平面变化

全球海平面指一个固定的基准面点，从地心到海表面的测量值（图 1-5）。这个测量值随洋盆和海水的体积变化而发生变化，与局部因素无关。

16. 相对海平面变化

相对海平面是指海平面与局部基准面如基底之间的测量值。一个地区相对海平面变化是全球海平面变化和当地盆地沉降速率的函数（图 1-6），相对海平面变化与沉积物堆积无关，不能与水深相混淆（见图 1-5）。水深是指海表面与海底之间的距离，是全球海平面、构造沉降和沉积物供给三个变量的函数。即是由相对海平面变化和沉积物供给决定的。例如，若相对海平面上升速率小于沉积物堆积速率，水深则变浅。

17. 密集段或凝缩层（condensed section）

国内学者对 condensed section 有两种译法，一为“密集段”，一为“凝缩层”。

密集段是薄的海相地层单位，由远洋到半远洋沉积物组成，以极低的沉积速度为特征。在分布面积上，密集段在海岸线的最大区域性海侵时期分布最广。密集段通常与视海相沉

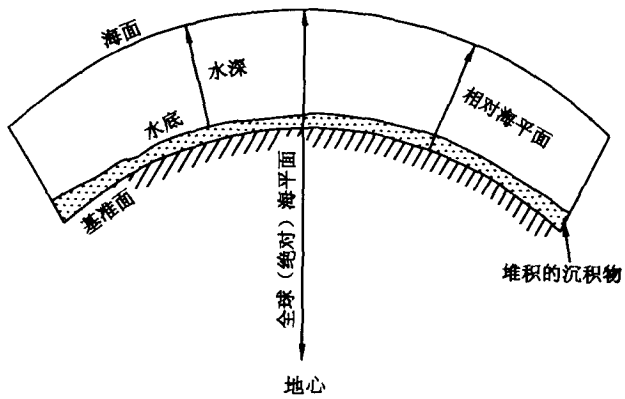


图 1-5　全球海平面、相对海平面及水深基本含义

（据 Posamentier，1988）

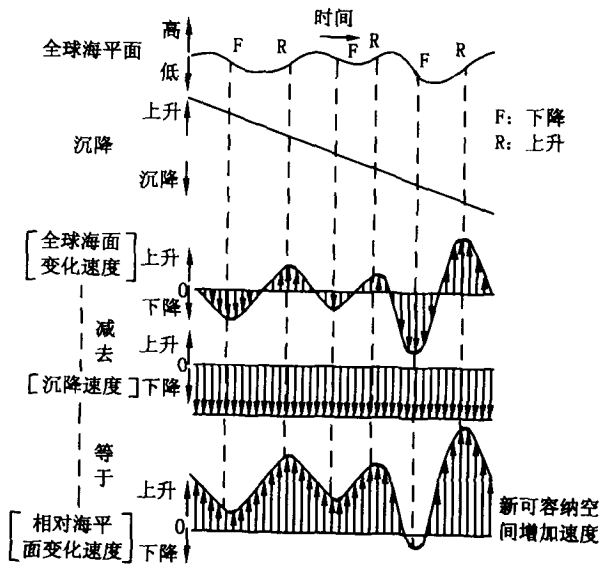


图 1-6　作为全球海平面变化和沉降作用函数、海平面相对变化及其对可容空间的影响

（据 Posamentier 等，1988）

积间断（Apparent marine biatus ）相伴生，并往往以薄的但是连续的、被潜穴的、轻微石化的地层（缺失面 Omission surface）的方式，或者以海相硬地的方式产出(Bromley，1974；Kennedy 和 Garrison，1975；Vail 等，1984；Baum 等，1984)。密集段还可能以丰富的、多种多样的浮游和底栖生物组合、自生矿物（海绿石、磷灰石和菱铁矿）、有机质和斑脱石为特征，并可能拥有较大浓度的铂族元素，如铱。密集段主要是由于相对海平面的相对快速上升，于海岸线的海进时期在大陆边缘形成，而大多数洋盆沉积物处于密集段定义范畴内，因为深海中沉积速度通常是低的（<1cm/ka）。

作为一个薄的沉积单位，密集段在一个沉积层序的中部，从盆地伸展到陆架。因为密集段是由于相对海平面上升和海岸线突然海进造成的沉积速度极低时期产生的，密集段更

具深远的重大意义。

密集段把开阔大洋微古生物分带提供的时间地层框格与向陆方向的浅水剖面中的沉积层序提供的物理地层单位联系起来。密集段代表了浅水和深水剖面之间的物理地层连接链环，并且是可以通过地震、测井和露头资料加以识别的。在每个沉积层序中，在从陆架或陆坡边界朝陆方向到内滨海砂沉积的远端的面积内，密集段是最好识别和利用的。由于是在深海中，而那里的沉积速度一般是低的，众多的密集段可能结合成一个复合密集段。

在地震剖面上，通常由高水位体系域的前积斜层的底面来证实，每个斜层都下超到下伏的海进和低水位体系域上。因此，下超面通常是密集段存在的一个很好标志。在露头剖面中和测井曲线上，下超面被用来定义一个与密集相伴生的、在无沉积作用或者沉积作用极缓慢时期形成的一个面。海平面与沉降作用相结合的协同作用，产生一个大的、区域广泛分布的密集段。

密集段地球化学特征与上覆水柱的海洋学条件一样复杂，并与这些条件有直接关系。Schlanger等人（1986，地球化学）对英格兰 Humberside 的南 Ferriby 剖面作过详细研究，南 Ferriby 剖面的环境解释与 93 Ma 沉积层序内形成的作为一个密集段一部分“黑条带”(Black Band）的解释是一致的。恰好在黑带的上方，浮游有孔虫的浓度最大，而在黑带内部没有发现有孔虫。通常，与缺氧事件（OAE）伴生的 $\delta^{13}C$ 值尖峰，是记录在大陆边缘背景及较深海剖面的密集内部。而海绿石在海进体系域和密集段中是经常发现的，具有较高浓度钾的海绿石，在密集段中是常见的。因此，每个单独沉积层序内的密集段中海绿石的放射性年龄测定，对大陆边缘剖面中生物带产层的标定和沉积层序的年代确定方面，提供补充信息具有潜力。

第二节　层序地层学研究方法

一、层序地层分析的总体思路和技术路线

1. 总体分析方法

在层序地层研究方面，总体分析包括选区或盆地属性分析、盆地发育史分析、构造运动史分析、盆地沉降史分析等等。

盆地属性分析，首先是盆地的成因性质分析，即确定研究对象的原型特征（即盆地原型特征）。这是因为不同性质的盆地有不同的发育历史、不同的沉积特征、不同的构造控制，掌握了这些，将有助于在盆地的不同部位识别层序界面，更有利于不同盆地之间的层序地层划分与对比。另一分析要点是研究盆地是否曾与外海有联系，与外海有联系的盆地在基准面升降、全球变化、控制沉积物分布形态的因素等方面与海相盆地有千丝万缕的关系。尽管这类盆地有其自身独特特征，但是由于与海相盆地具有某种共性和全球变化的规律性，所以相对容易开展层序地层学工作。对于完全封闭的内陆盆地，尽管它可能存在某种全球变化的规律性，但往往由于局部影响因素较大而自成体系，所以进行层序地层学研究的困难更大。非海相沉积层序的分布形态与盆地演化阶段息息相关，而大多数情况下盆地的演化阶段与区域构造运动、全球海平面变化有明显的相关性，这是进行陆相层序地层研究的基础。

盆地的发育史（充填、沉降史）、构造运动史都对地层分布形式有一定的影响，特别是

陆相盆地，构造运动可能是主控因素。如构造运动强烈的盆地，不仅其埋藏及沉降强度受到影响，而且局部构造运动可以增强或压缩基准面升降变化的信息。

2. 具体技术路线

无论是海相沉积还是湖泊沉积，研究层序地层的第一手资料是地震、钻井和露头资料。层序地层学的工作步骤是（图 1-7）：

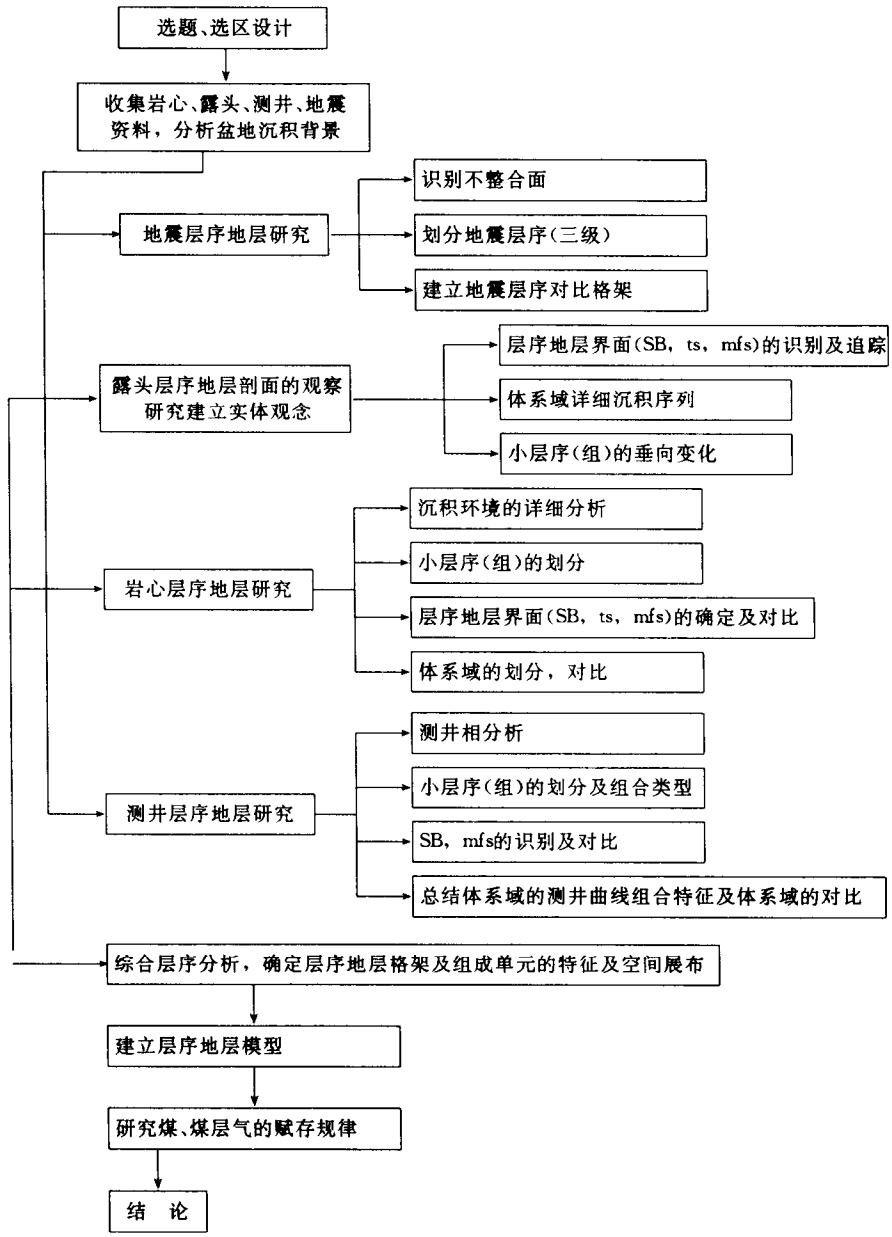


图 1-7　含煤盆地层序地层综合研究工作流程图

（据龚绍礼等，1998）

（1）首先应对研究区作为研究对象的地层有一个初步了解，主要内容包括：地层层序及厚度、构造对地层的影响、沉积物粒度变化、主要沉积层段的沉积环境、海相沉积发育层位及分布、生物地层与年代地层划分的界线、主要地层层段的物理特性等方面。

（2）从测井资料入手，选择大量高质量的钻孔曲线，划分测井相和测井曲线类型，识别小层序（组）、密集段；通过测井剖面分析，编制测井剖面对比图，以测井曲线类型进行横向对比。

（3）在地震剖面上寻找反射终止点，识别不整合面（削截、顶超等），结合测井信息和古生物资料划分超层序、层序，做合成地震记录，将地震和测井结果联系起来，建立层序地层格架。

（4）露头、岩心的观察和研究，对地震、测井分析结果进行检验和完善。

（5）将测井相、地震相转化为沉积相，并与地质上沉积相划分相对照，最后确定沉积体系。

（6）以体系域或小层序（组）为编图单元，编制单因素图件，以确定沉积模式及沉积体系的平面展布。

（7）室内镜下鉴定、分析测试和计算机自动判别及解释，从微观角度提取层序界面及主要沉积单元、海平面变化所带来的信息反馈，丰富研究内容，提高研究深度。

（8）总结、归纳层序界面、初始海泛面、最大海泛面、各种不同的体系域的综合特征（同时考虑主控因素的影响）。

（9）建立层序地层学地质、测井模式。

（10）应用层序地层学原理及已有的研究成果，探讨层序地层学原理在含煤盆地中的应用问题；总结研究区含煤岩系层序地层单元的聚煤规律，并提出煤田预测意见。

二、层序地层学解释方法

层序地层学就是根据地震、钻井与测井和露头资料，结合有关沉积环境和岩相特征，对地层分布形式作出综合解释。因此，从资料类型角度出发，露头、钻井与测井和地震资料的层序地层学研究是基本的层序地层学解释方法。

1. 露头资料的层序地层学分析

露头资料是层序地层学最直观、最真实、最详细的资料，具有钻井与测井和地震资料所不具备的高分辨率的特点，因而露头资料的层序地层学研究应该是盆地层序地层学的出发点。在考虑研究区露头的覆盖性、不连续性以及被构造运动后期改造变形的基础上，选择那些地层出露齐全且能连续追踪、易于观察的露头，进行野外露头勘探、分层和丈量，收集层序边界、体系域和凝缩层及沉积相标志，进而进行高分辨率的层序地层学解释。基本研究内容如下：

（1）识别层序界面、划分层序类型。层序界面的识别标志有构造不整合面、铁质和铝质风化壳、古土壤和植物根土层、底砾岩层、深切谷及其充填物、地层接触关系、颜色和岩性的垂向变化、沉积物水深突然向上变浅或地层堆叠样式突然变化等。

（2）从生物地层学的角度确定层序单元的年代，并努力使之与全球海平面升降曲线拟合。

（3）以岩性、岩相以及地层堆叠样式来确定各地层层序的凝缩层、体系域和小层序组特征，运用可容空间概念进行沉积相分析。明确各层序中体系域组合特征、小层序的叠置

样式以及沉积体系的时空分布。

（4）编制露头层序地层学综合分析图及不同露头的层序地层对比图，并努力建立与钻井、测井和地震层序的对应关系。

（5）露头层序的生储盖初步评价，指出较有利的生储盖组合。

（6）含煤层序的层序单元划分，区分海侵成煤和海退成煤类型。

2. 钻井、测井资料的层序地层学分析

钻井、测井资料是盆地覆盖区较好的层序地层分析资料，它主要包括系统的岩心和岩屑、各种测井资料、各种室内分析化验资料、合成地震记录等。在对钻井、测井资料进行层序地层学解释时，应选择那些地层序列完整、取心井段长、室内分析资料丰富、测井序列齐全的井作为关键井，进而进行不同维数域内的层序地层分析，具体层序地层研究内容与解释方法如下：

（1）关键井岩性序列、沉积旋回和沉积相研究，并建立岩性及其序列与电测曲线的响应关系。

（2）依据风化壳、底砾岩、古土壤、生物化石的断带和岩性、沉积相的垂向突变以及地层产状的不一致性确定层序边界，并进行多井层序边界对比，通过古生物组合和同位索测年等方法，确定层序的年代，建立盆地覆盖区年代地层框架。

（3）识别最大海泛面或湖泛面，确定体系域类型。最大海泛面往往是由较深水环境下沉积的、质纯色暗的、富含有机质和古生物化石的、广泛分布的薄层沉积物组成的。据此可将海侵体系域与高水位体系域区分开来。然后再根据小层序组的叠置样式和初次海泛面的位置来确定低水位、海侵和高水位体系域。

（4）测井资料的时频分析，以确定层序旋回周期的规律，探讨形成层序的主控因素。

（5）测井资料的处理与解释，以确定小层序组的叠置样式、古水流流向以及砂体的展布方向。

（6）沉积环境和古气候详细分析，编绘单井和多井层序地层综合分析图以及以层序或体系域为作图单元的地层等厚图、砂体图、沉积相图。确定有利的烃源岩、储集层和盖层分布区；富煤带的分布特征等。

（7）建立岩性序列、沉积相类型、层序和体系域与地震反射之间的响应关系，为地震资料的层序地层分析作好准备。

3. 地震资料的层序地层学分析

地震资料的地层学和沉积相研究是地震地层学和层序地层学研究的重要方面。地震资料以其覆盖面积大、能反映地层相互接触关系、能反映沉积体宏观的三维形态为其显著特征。虽然地震资料的垂向分辨率不如露头和钻测井资料，但是其连续的地震反射具有相对年代地层意义，这为我们建立盆地范围内的年代地层框架提供了良好的基础。在利用地震资料进行层序地层学研究时，一定要选择来自同一采集系统、同一处理系统的地震剖面，选择那些地层发育齐全、构造简单、地震反射清楚、又能反映全区的地震剖面，建立地震测网，地震资料的层序地层综合研究主要包括以下内容和方法：

（1）根据地震反射削蚀、顶超和下超、上超等地震反射终止关系，考虑露头和钻测井层序划分方案，对地震资料进行地震层序划分，进而利用合成地震记录、古生物和同位索测年资料对地震层序进行年代地层标定，并建立露头、钻井与测井层序和地震层序的一致

关系。

（2）根据初次和最大海泛面的位置以及上超点的迁移规律、地震反射形态，区分低水位、海侵和高水位体系域，并努力在全区追踪闭合。

（3）以层序或体系域为作图单元，研究地层厚度的展布特征、地震相类型及其分布规律。

（4）利用地震层速度制作砂泥岩量板，求得不同层序、体系域中的砂泥岩百分含量或确定砂岩相对富集区。

（5）以关键井岩心相分析为依据，考虑盆地结构和古地形特征，有机地将地震相转换为沉积相并进行沉积环境解释。

（6）依据地震反射上超点的迁移特征，制作海平面相对升降变化曲线，结合古气候、盆地构造沉降速率的研究成果，探讨控制层序构型的主控因素。

（7）结合露头和钻测井层序地层学研究成果，建立研究区层序地层模式并进行计算机模拟，进而确定层序与成煤体系域单元或生储盖层、非构造圈闭之间的关系，总结成藏特点和油气藏分布规律，指出有利的油气勘探区带，提供油气勘探部署意见；对于含煤盆地，则以层序地层划分成果为指导，进行煤聚积规律分析，指出煤聚积带及富煤带分布区域，进行煤田预测。

三、层序边界识别与层序年代标定方法

（一）层序边界的识别标志

根据层序的定义，层序边界是不整合及与之对应的整合面，层序边界应该在平面上广泛连续分布，并覆盖整个盆地。尽管盆地不同部位不整合面上、下地层之间地层缺失量是不同的，但这个不整合面和与之对应的整合面确实可将上、下的新老地层分开，构成了具有年代地层意义的一个界面。层序边界在露头、钻井、测井和地震资料上均有不同程度的响应，在识别层序边界时，应该利用多种资料进行综合判断。

1. Ⅰ型层序的识别标志

（1）广泛出露地表的陆上侵蚀不整合面。这个不整合面可分布于整个陆棚地区，也可分布于盆地缓坡，甚至分布于整个盆地（图 1-8）。不整合之上可存在成分和结构成熟度均较高的、厚几十厘米级的底砾岩，可存在厚几厘米至几十厘米的含褐铁矿、铝土矿的古土壤和根土层；不整合面波状起伏，在平面上可长距离追踪；不整合面上下地层产状可明显不同。

（2）层序界面上下地层颜色、岩性以及沉积相的垂向不连续或错位。如杂色泥岩与上覆灰色砂岩接触。沉积相的垂向错位意味着浅水沉积间断性地上覆在较深水的沉积之上，如煤层上覆在外陆棚泥岩之上；也可以是上临滨亚相直接上覆在下临亚相之上，中间缺失中临滨亚相。相的垂向错位往往伴生着沉积物粒度突然增加，反映了海平面的相对下降和陆上不整合的发育。相序错位多出现在高水位体系域的前积层处和顶积层向盆地一侧。

（3）伴随海平面相对下降，由河流回春作用形成的深切谷是层序边界的典型标志。深切谷充填物与其下伏沉积层存在明显的沉积相错位。当海平面发生相对下降时，由于侵蚀到陆棚地区的河流数量、河流规模不同，因而形成了具不同特征的深切谷充填物。若侵蚀到陆棚区的河流规模大或河流数量多，则形成的深切谷充填物砂岩分布广泛，河间古土壤或根土层不太发育；反之，则深切谷充填物砂岩不太发育，而河间古土壤层较发育。深切

谷规模较大，可宽达数千米或几十千米，长达几十千米，深达数十米。深切谷中可充填砂岩，也可充填砾岩和泥岩，这取决于后来的海平面相对上升速率和沉积物供给情况。另外，可根据深切谷的规模和深切谷的垂向序列错位把它与分支河道区分开来。

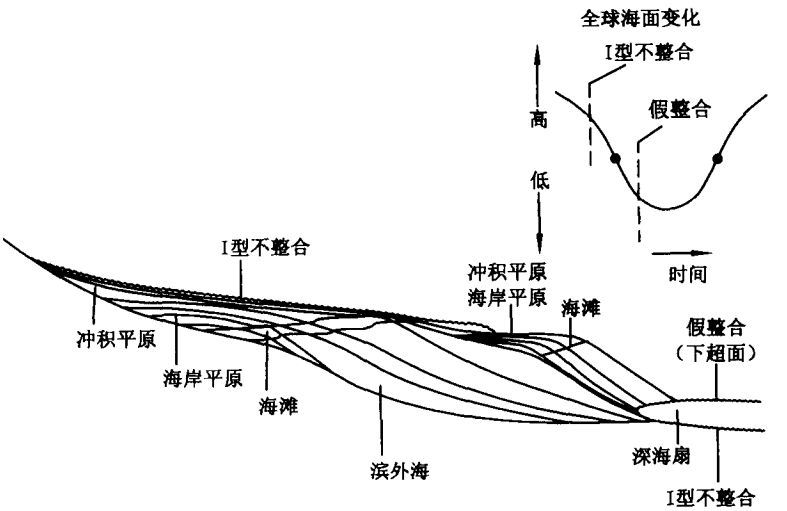


图 1-8　Ⅰ型不整合

（据 Posamentier，1988）

（4）层序界面处的古生物化石断带或绝灭。

（5）在层序界面处具有明显的测井曲线的突变响应，如自然电位和自然伽马值的突变、地层倾角测井反映的地层产状突变等。

（6）层序界面上、下体系域类型或小层序类型的突变，例如层序界面之下为高水位体系域沉积，层序界面之上为海侵体系域沉积，其间缺少低水位体系域。这种体系域的垂向突变在测井曲线上也有良好的响应。

（7）伴随着沉积相向盆地方向的迁移，在地震剖面上识别出一个层序的顶部海岸上超的向下迁移现象和一个层序下部层序界面之上的海岸上超向陆迁移现象，它们与地震剖面上的地震反射终止关系构成层序边界的识别标志。

另外，层序边界上下地层的地球化学微量元素类型和含量以及古地磁极性也有明显变化。大多数硅质碎屑岩的层序边界均为Ⅰ型层序边界。并不是在盆地任何地方都能找到上述的层序识别标志，这就取决于观察点的位置以及盆地沉积物供给速率与海平面相对变化速率之间的关系。

2. Ⅱ型层序的识别标志

由于地质历史时期形成的Ⅱ型层序界面难以保存以及现今对Ⅱ型层序边界研究较少，Ⅱ型层序的识别标志相对少一些。

（1）层序上倾方向沉积滨线坡折带向陆一侧的、分布范围相对较小的陆上暴露及其不整合（图 1-9）。由于沉积滨线坡折带处未发生海平面相对下降，所以Ⅱ型层序边界之上未发生河流回春侵蚀作用，也不发育海底扇沉积。

（2）海岸上超向下迁移至沉积滨线坡折带向陆一侧并形成由进积到加积准层序构成的

陆棚边缘体系域。若井网较密，可通过钻井、测井资料的陆棚边缘体系域的研究来确定 Ⅰ 型层序边界。在一个盆地中，由于构造沉降作用的差异，Ⅱ 型层序边界可以横向变为 Ⅰ 型层序边界。

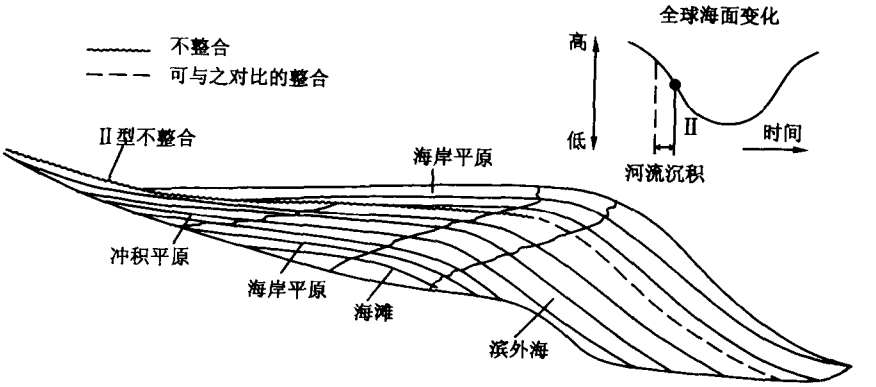


图 1-9　Ⅰ型不整合

（据 Posamentier，1988）

（二）层序年代标定方法

利用多种标志确定了层序边界、划分了层序以后，应该赋予具有相对年代地层意义的层序地质时代的概念。常用于确定地质年代的方法有以下几种。

1. 生物地层学方法

不同地质时代和不同沉积环境的古生物组合是不同的，在不同的地质时代或层序边界处，某些古生物种属会发生灭绝、古生物组合会发生明显变化。因此，可以通过比较密集的古生物采样分析来确定不同古生物组合特征的层序地质年代。

2. 同位素地层学方法

同位素测年方法能够测定不同时代地层的绝对年龄，对于较新的地层来说，同位素测定年龄就更准确。人们可利用自生粘土矿物伊利石、火山岩中的固、液、气包裹体对地层进行地质年代测定。

3. 古地磁地层学方法

由于大陆漂移和地球极性的倒转，在不同地质历史时间，古地磁的极性是不同的，特点是距今 65Ma 以来的古地磁极性反转比较明显。因此，在考虑沉积速率的基础上，可以定向采集野外或岩心样品进行古地磁极性分析，进而与标准古地磁剖面进行对比，以确定层序的地质时代。

4. 海平面升降曲线对比方法

在了解了显生宙全球海平面升降变化曲线之后，可以制作研究区的区域海平面升降变化曲线，并将其与全球海平面曲线进行对比，来推断各层序的地质年代。

5. 地球物理标定方法

根据覆盖区地震资料划分了地震层序以后，常采用合成地震记录和 VSP 等方法对已划分的地震层序进行地质年代的标定，建立钻井地质层序与地震层序的对应关系，赋予地震层序地质年代意义。实践证明这是一种行之有效的方法。

四、可容空间分析方法

可容空间分析实际上是分析海平面升降、构造沉降和沉积物注入量等三种主要地质变量的时空作用的关系。沉积物要堆积下来，就必须存在一个可供沉积物堆积的可容空间，这个可容空间是全球海平面升降变化和构造沉降的函数。也就是说海平面的相对升降变化特征决定了是否存在可供沉积物沉积的可容空间。许多沉积盆地地质历史分析表明，全球性海平面变化比构造沉降作用变化的频率要大。因此，在一个有限的时间段内分析可容空间的增加与减少，可假定某一地区具有恒定的构造沉降速率。然而，在一个沉积盆地中，尽管海平面升降变化特征相同，但构造沉降速率的变化也会影响可容空间的增加与减少（图1-10）可容空间随时间的增减变化曲线可以通过构造沉降曲线和海平面升降曲线叠加而获得。在构造沉降比较缓慢的盆地部位，最大可容空间位于最高海平面处。在海平面刚开始上升的时间零点处，可容空间仅仅由构造沉降的数值所表示。在中等构造沉降的部位，最大可容空间出现的时间滞后于最大海平面出现的时间。在快速构造沉降的盆地部位，即使海平面处于下降状态，可容空间也未发生减少，这是由于构造沉降幅度大于海平面下降幅度的缘故。如果自盆地边缘向中心方向构造沉降速率增加，则上述三种情况可以反映盆地边缘、中间和远离盆地边缘三个不同位置的可容空间变化情况。

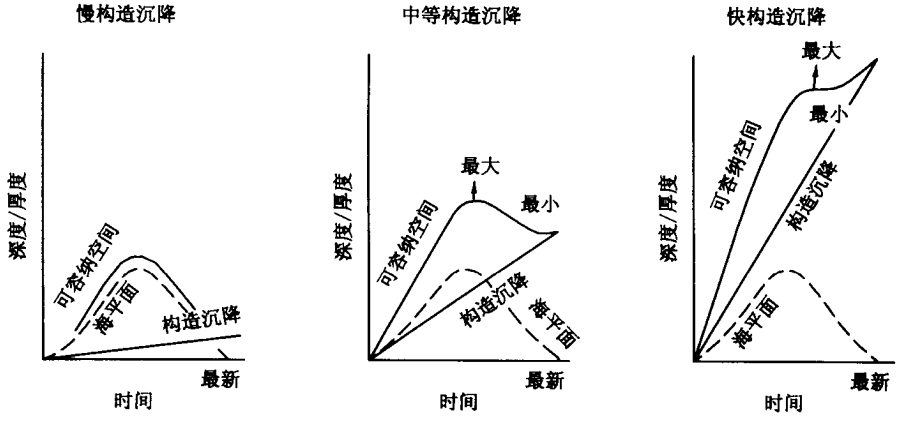


图 1-10　沉积物可容空间与海平面变化和构造沉降的关系

（据 Jervey，1988）

盆地中堆积沉积物的多少是沉积物注入盆地总速率和盆地临近物源程度的函数。若一个盆地不同部位具有相同的相对海平面变化速率，但沉积物供给速度不同，那么就会产生不同的古水深和岩相变化。图 1-11 代表了距物源不同距离的、不同沉积物注入速率的、三个特定位置处可容空间与沉积物堆积速率和水深的关系。在沉积物注入速率较慢的部位，沉积物可容空间大于沉积物的体积，岸线向陆迁移并随之发生海侵，水体深度明显增加，偏泥的海相地层沉积于距海岸线有一段距离的部位。由于这些偏泥的海相地层沉积堆积于基准面之下，所以沉积物堆积速率受沉积物注入速率的控制，而不反映可容空间发育速率的变化。对于中等沉积物注入速率来说，海底可以加积到海平面。开始可容空间的增加速率大于沉积物供给使沉积表面处于海平面处的能力，随之发生海侵和水体的加深，沉积了海相。随着相对海平面上升速率的降低，开始发生了岸线海退，直至海相沉积加积到海平面，岸线又回退到初始位置。此后，沉积物的供给速率已超过可容空间增长速率，沉积物表面

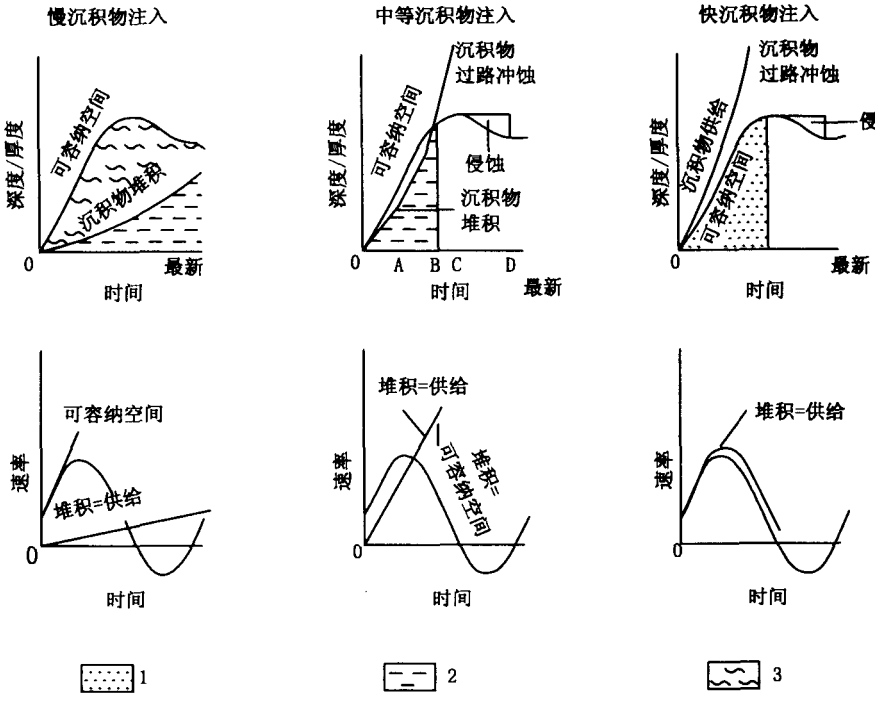


图 1-11　在沉积物注入速率变化的条件下沉积相和可容空间的关系

（据 Jervey，1988）

1—偏砂海岸平原相；　2—偏泥海相；3—水

保持在海平面处，堆积了海岸平原相沉积物。未能被海岸平原容纳的过剩沉积物向盆地方向搬运。随着可容空间减小（相对海平面降低），先前沉积的沉积物可能会遭受剥蚀，在快速的沉积物注入处，沉积物的供给速率总是大于可容空间的增长速率，从而堆积了海岸平原或三角洲平原沉积物。在整个海平面变化旋回中持续发育了岸线的海退。在快速沉积物注入处的堆积速率受限于可容空间增长的速率。在海平面相对下降期间，可容空间消失，原沉积处发生了侵蚀作用。

第二章　成因地层层序

层序地层学最早出现两大学派：一是以 Vail、Van Wagoner 等人为代表提出的以不整合面为边界的沉积层序，既通常所说的层序地层学（sequence stratigraphy）；一是以 Galloway 等人为代表提出的以最大海泛面为层序边界的成因地层层序（genetic stratigraphic sequence）。本章介绍成因地层层序分析的基本原理、术语系统和研究方法。

第一节　成因地层层序的基本理论

成因地层分析是 Galloway 等人提出的沉积盆地充填分析方法，其主要目的是研究盆地的成因地层格架和各级成因地层单位的内、外沉积构成。无论是沉积盆地还是组成盆地内涵的各种沉积体系，都具有多层次沉积构成的特点，也就是说，每个沉积盆地也都包含多种级别的成因地层单位。Selley（1982）建议用成因地层层序（genetic sequence of strata）和成因地层增量（genetic increment of strata）作为划分沉积体系的两级成因地层单位。通常情况下，一个沉积盆地最多可以划分出 5～6个级别的成因地层单位（夏文臣等，1991），由小到大依次为成因单位、沉积组合、沉积相、生长层序、沉积总体和沉积幕。

成因地层层序一般用海侵为界的地层单元来确定和图解被称为“沉积体系”的三维空间成因岩性地层单元。因此，沉积体系分析是盆地分析的一个重要方面（Miall，1984；Galloway 和 Hobday，1983）。

确定盆地充填成因地层学有以下三个基本要素（Galloway，1989），并进行综合，且要强调沉积空间和分界面。

1. 沉积体系及相

沉积体系是有成因联系的沉积相的三维组合。而这些相记录着盆地的主要地貌要素，它们在倾向上与相邻沉积体系过渡，形成各地理要素间的逻辑组合。沉积体系一般通过地层序列来反映其演化趋势。而沉积序列记录着具有地质意义的时间间隔，且以间断面（不整合面）与上、下相邻沉积体系分开。成因地层组合由若干相关沉积体系的沉积物组成。

Brown 和 Fisher（1977）、Fisher 和 McGowen（1967）都认为每一种沉积体系都是地层记录，是被古沉积过程和沉积环境联系在一起的相的三维组合，而同期的沉积体系可以联系起来构成一种沉积体系域（depositional systems tract）。随着构造背景的变化，盆地中的体系域也发生改变，即是说盆地演化中可能出现几种沉积体系域。Miall（1984，1990）进一步指出沉积体系分析法的基础是将 Walther's 定律和相模式的概念用于大规模的沉积区域，甚至整个盆地。研究方法即成因地层学方法，其注意的焦点是各种大型沉积体之间的相互关系。

沉积体系和体系域既有沉积学意义又有地层学意义，对它们的识别基于深入的沉积环境分析，同时也必须注意几何形态的研究（李思田，1987）。

2. 间断面

间断面将不同的地层组分开，并记录着盆地沉积史中的主要间断事件。这些界面通过有无伴生的陆上侵蚀或海底侵蚀来记录无沉积作用或非常缓慢的沉积作用的主要时期。界面有多种成因，其本身也可以是迁移相带的组成部分。因此，间断面可能是相关等时沉积体系的组成部分，或者能将不同时期的成因地层单元隔开。

显然，不整合是间断界面，它削蚀下伏地层。不整合面有 3 种类型：(1) 陆上侵蚀面，包括下切谷体系；(2) 海侵期侵蚀形成的临滨冲刷面（Suift，1968）；(3) 海底陆架和陆坡侵蚀面，它反映沉积物的非补偿作用和由水流或块体坡移产生的侵蚀（Fisher，1974；Christie-Blick 等 1989）.

密集段（condensed section）是沉积作用非常缓慢的产物。陆源碎屑盆地充填物中，海相密集段发育于盆地边缘广泛海进和海泛期的开阔陆架和陆坡上，并表现出古生物和成分特征的差异。薄而广布的、富含化石的深海-半深海泥岩层，一般反映沉积物非补偿性。化学沉积物，如薄层泥灰岩或灰岩层、海绿石、磷酸盐带、硅质页岩，代表极为缓慢的沉积作用。广布的海相放射虫泥岩也同样反映缓慢的沉积作用和有机质富集作用。在陆上环境中，广泛的古土壤和煤层，指示缓慢的碎屑堆积速率。

3. 层理构型及与层面（或界面）的几何关系

对于进积、退积和加积沉积单元的几何形态，人们早已认识，对于简单的河（沟）道到大型沟谷或峡谷下切的各种侵蚀特征的规模可通过野外露头和地下岩性资料识别。运用地震资料对界面及界面限定的框架内的层理几何形态进行解释，已经提高了运用层理关系在解释沉积过程及历史时的理解能力（Mitchum，1977）。

对沉积盆地充填的详细研究，必须综合分析构成沉积体系的、呈三维分布的相、层理几何形态、界面及密集段等资料。成因地层层序的宗旨是强调沉积体系与地层间断面两者作为盆地充填组成单元都具有同等重要性，其主要目的是确定实用地层单元。这种实用地层单元包括记录沉积体系常见古地理组合的所有沉积物，而且由反映盆地古地理格架中主要组合关系的地层界面来限定。必须指出，所选定的界面是沉积体系组合变化的分界面。

Galloway 等人(1983)通过对墨西哥湾盆地北部晚第四纪沉积层序三维地层的研究，概括出以下几条原则，这构成了成因层序地层学的基础。

(1) 陆源碎屑沉积物是外来的，并主要由河流体系搬运到盆地边缘，因此，盆地古地理的变化必然涉及主要河流轴向变化。

(2) 通过沉积（退覆）和非沉积（海侵）层段的反复交替，盆地被充填。在任一特定的时期，活跃的沉积作用总是集中发生于盆地整体下沉的一小块区域内，而在其他地区只有少量沉积物堆积。实际上，非沉积作用和侵蚀作用可能是主要的。因此，基本上是无沉积间隔（层）将沉积层分隔开。

(3) 水下间断面所代表的时间间隔因地而异，这种间断面上处处将不同时代、不同沉积事件的沉积物分隔开。

(4) 每个沉积脉动或事件，均由最大海泛期岸线的始末端向海盆间断并与其它沉积脉动分隔开。一个沉积脉动可形成一个有限定界面的成因地层单元， Frazier 称其为“相序”。与之相似的地层单元，Wagoner 称为小层序（parasequence）。

(5) 在一个相序中，进积、加积及海侵相呈有规律的排列。

(6) 在大多数沉积盆地中，存在着海侵-海退旋回的分级。多种事件将区域沉积幕分为不同阶段，Frazier 将沉积幕和沉积复合体分别看作为盆地史、盆地充填的主要成因时间和岩石地层的细分。沉积幕以区域海泛事件为结束的标志，其物质地层单元记录了岸带海退建造，其上覆层为海侵相和海底不整合面或密集段薄层。需要指出的是，尽管 Frazier 没有使用“沉积层序”这个术语，但他提出的“沉积复合体”是一个层序地层单元。这种沉积复合体，以侵蚀面或无沉积面及相关的整合面为分界面，因而它提供了确定交互层序地层单元的基础，却不必像 Exxon 沉积层序那样依靠陆上广布的不整合面的存在及对它们的识别来确定之（Vail，1987；Wagoner，1987）。Galloway 在 Frazier 模式的基础上，提出了交替型层序地层研究范例，并已被证明在分析进积碎屑盆地充填中是有用的。

第二节　成因地层层序模式

一、沉积幕

沉积幕（Depositional Episode）是 Frazier 提出的一个重要概念，它是一个时间单位。沉积幕被定义为两个最大洪水事件（Maximum Flooding Event）之间的时间区间。在盆地达到最大水进期时，岸线迁移到最靠近陆地方向，盆地方向处于极缓慢沉积或无沉积状态，形成沉积间断面（hiatal surface）。在这种条件下，位于沉积间断面上的所有点都是等时的，沉积间断面就是一个等时面。因此，一个沉积幕就是一个从最大水进期到下一个最大水进期的相对水平面升降变化的周期（旋回）。

一个沉积幕期，盆地边缘沉积层的进积包括从深水斜坡和盆地平原到过渡相（三角洲、岸带、陆架及滨海平原）及陆相（河流或冲积扇）范围内的沉积物。有四种深度沉积区，包括斜坡、陆架边缘、陆架和海岸平原。由于盆地边缘进积作用，并相继经过基准点并越过了基准点。陆架边缘的进积，由分隔陆架台地牵引流沉积物与斜坡重力流沉积物的沉积斜坡转折点所限定，它是任何特定时期和地层层位中盆缘海退建造范围的最稳定标志（Winker，1982；Jackson 和 Galloway，1984）。相反，只要基准面或沉积物供给发生很小的变化，海滨带就会在沉积台地上发生数千米的迁移，因此，海滨带周期性进退及陆架边缘进积和沉陷的脉动，可记录一个理想的沉积幕。

二、成因地层层序模式

Galloway 在沉积幕的基础上提出了成因地层层序的模式，他定义成因地层层序为沉积幕的沉积产物。成因地层层序有两个要素：一是盆地边缘的建造与盆地的充填过程；另一个就是盆地边缘的区域性水进过程，它主要受构造沉降和海平面上升的影响。在湖盆中，区域性的水进过程主要受构造沉降和气候因素的控制。沉积幕与成因地层层序模式的重要意义在于用最大洪水面分离开每一个有成因联系的地层单元，为盆地分析提供年代地层格架。

（一）沉积幕与沉积层序单元

图 2-1 表示了一个理想沉积幕所产生的成因地层层序的时间格架和相的地层学展布。该图的上部为时-空坐标系，用以说明主要沉积环境组合间的时空关系；下部为剖面图，用以说明成因地层层序的地层构型。一个沉积幕或地层层序由三类单元组成：退覆部分、上超或海侵部分和反映最大海泛的界面（相当于 Frazier 的间断面，1974）。

1. 退覆部分

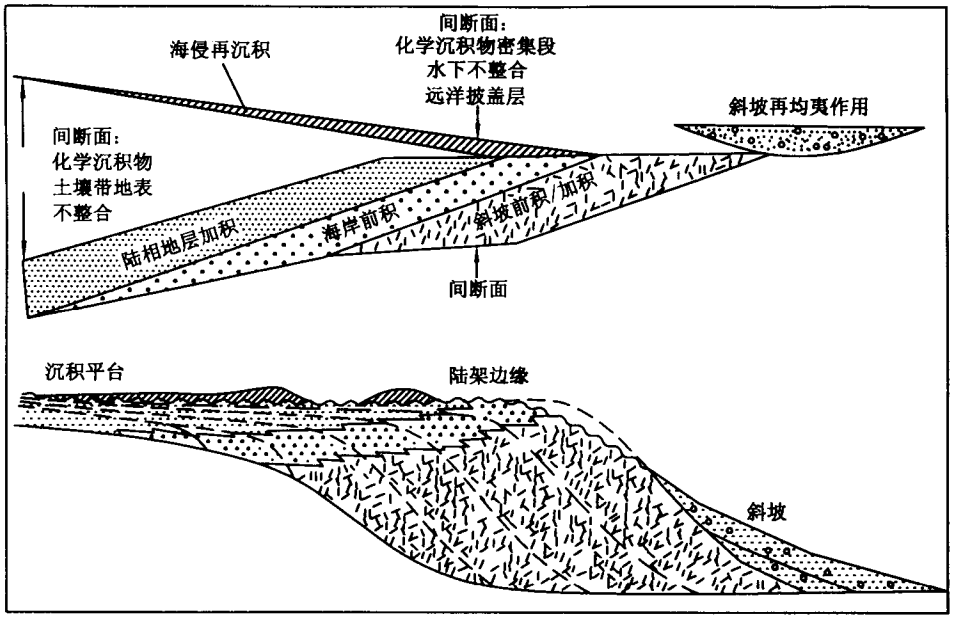


图 2-1　单个沉积幕所产生的成因地层层序的理想地层构型

（据 Galloway，1987）

上图：以时间为纵坐标，沉积幕；下图：以深度为纵坐标，表示地层构型和相组合（层序）

退覆部分，相当于沉积层序的顶超部分。主要包括以下几个部分：（1）砂质河流相、三角洲平原相，以及反映海岸平原加积作用的海湾相和（或）泻湖相；（2）滨岸矿质进积沉积物，向陆方向覆盖于前期层序的海泛台地上，向海方向覆于前期退覆层序的大陆斜坡上；（3）斜坡上的进积和斜坡下的加积的混合体。

“斜坡退覆”与“进积”这两个词使用时具同义性，但斜坡沉积物内部岩相构型受坡脚及相邻盆地底面沉积物重力活化和沉积物加积作用的控制（Mitchum，1985；Mutti，1985），因此，退覆斜坡体系一般包括呈明显倾斜层理几何形态的上斜坡进积相和斜坡根部与相邻盆地平原加积相层序，这两种沉积相层序交替出现，具复合上超及丘状层理形态。

2. 上超部分

上超部分包括以下几个单元：

（1）海岸线后退期间或后退之后形成的海岸相和陆架相沉积，海岸相沉积可能经过改造；

（2）斜坡上部或大陆边缘的沉积物是在重力作用下重新沉积在斜角处形成的裙状物。

陆缘活动海退建造形成后的海侵期，是上斜坡和大陆边缘块体坡移退积作用最广泛的时期（Dietz，1963；Brown 和 Fisher，1980；Winker，1984）。因此，再沉积形成的特殊裙状沉积超覆于斜坡坡脚处。

图 2-1表示了一个理想的成因地层层序，其中，在海侵期只有很少的沉积物形成，而且，海侵沉积物为不连续薄层，为覆盖于冲沟侵蚀面上经改造的岸带重新沉积物。如果在海侵过程中有大量的沉积物供应，导致厚层沉积物形成，那么，这些沉积物记录了沉积事件向陆逐渐后退的整个过程（图 2-2A）。

“退积”一词对于描述长周期的（缓慢的）海岸线或陆架边缘的后退过程是很有用的。

3. 成因地层层序界面

成因地层层序由两个地层界面所限定，这两个界面代表了海侵期及最大海泛期，陆架和陆坡地区沉积物的非补偿状态（即沉积物缺乏）。根据 Frazier（1974）对“间断面”的定义，它是将一个层序的退积或海侵沉积与后续层序的进积沉积分开。间歇性沉积作用一般跨越海泛沉积台区发育。但是，陆源沉积速率非常低，其延续时间由薄而具特殊地层及成分的标志来记录，这种标志层包含着无法进行单独解释的多重假整合。海泛界面的地层型式包括不整合和密集段，它们形成下超地震层序边界（Asquith，1970；Mitchum，1977）。这些层位在测井上具有明显反映（标志），并一般是烃源岩层（Meger 和 Nederlof，1984）。

重要的是，Frazier 模式也可预测成因地层层序向陆方向存在的陆上间断面（见图 2-1）。滨线是沉积作用的集中区，当岸线向海迁移时，海岸平原可以成为一个均衡面，该均衡面起到沉积物分流带的作用。在较大盆地中，当沉积加载于地壳时，基准面的微小变化或者其周缘上升，均会引起无沉积作用、沟谷下切作用，或者发生对较老层序的盆地边缘带的低角度削蚀作用。这类侵蚀面即为 Vail 等（1984）的 I 型层序界面。然而，这类界面作为区域性层序边界是建立在这样一个假设之上：即盆地边缘的地层结构只受全球海平面下降至陆架边缘或更低水平所决定。后来， Vail 和 Wagoner（1987）重新定义了 I 类不整合边界，认为当海平面下降到岸线坡折处时即可形成。这个新定义强调了形成 I 类层序边界时海平面不需要下降太多。同时，这个新定义减少了陆表侵蚀面的地理分布范围和作为地层边界的重要性，而增加了构造运动对地表侵蚀面形成的影响。

所有层序均是在盆地内沿走向具区域连续性的三维地层单元。理想情况下，每个层序都包括几个在走向和倾向上相关的沉积体系。图 2-2B 和 C 展示了沿穿过三角洲前缘和三角洲间湾剖面中典型相组合的时空关系。在海岸后退过程中，沉积物供应充足，逐渐的海进控制地层的上超。三角洲前缘和前三角洲相组成岸缘相单元，三角洲平原为盖层。当前积层延伸到下伏陆架边缘时，陆架边缘相、三角洲前缘和前三角洲相的厚度增加，因此，重力流搬运成为建造深入斜坡沉积的主要因素。斜坡包括前积形成的三角洲体系和具退覆（顶超）的水下扇、扇裙体系等混合建造。与此同时，陆内三角洲平原连续加积，最终形成宽广的加积裙。决口穿过冲积扇，使得三角洲朵叶体切开，在大型体系中经常达到相当大的规模。因此，在任何横切面上，海退建造被发育三角洲侵蚀相的亚区域（沉积走向几十到几百米）海侵所间断。退积则进一步限制三角洲前缘和前三角洲沉积的发育。三角洲将再次进积到新海泛台地的浅滩水域。更接近均衡的供给和改造作用，形成海控作用增强的三角洲前缘相的叠加层序（Galloway，1975）。侵蚀三角洲相依次被广布的前三角洲和陆架泥所覆盖。基准面相对上升，造成三角洲和冲积平原加积作用增强，也导致更多地保存了越岸相和洪泛盆地相（Galloway，1986）。在不稳定的陆架过缘，三角洲沉积不断发生滑塌，形成再沉积三角洲前缘、前三角洲及上斜坡沉积物，也产生上超斜坡堆积裙。大型水平峡谷可以深切穿过广阔的陆架（Galloway，1988）。

在三角洲之间地区（图 2-2C），砂质或泥质滨海平原可进积到早期沉积幕形成的海泛陆架台地上。陆上海岸平原分布有很多小型支流而形成支流平原（Galloway，1981），并加积到海岸平原进积层之上。陆架边缘以泥质沉积为主，其沉积速率很慢。陆坡沉积物是由前期沉积物改造形成的前积和加积沉积物组成的。这里的陆架坡折比强烈进积的三角洲前缘

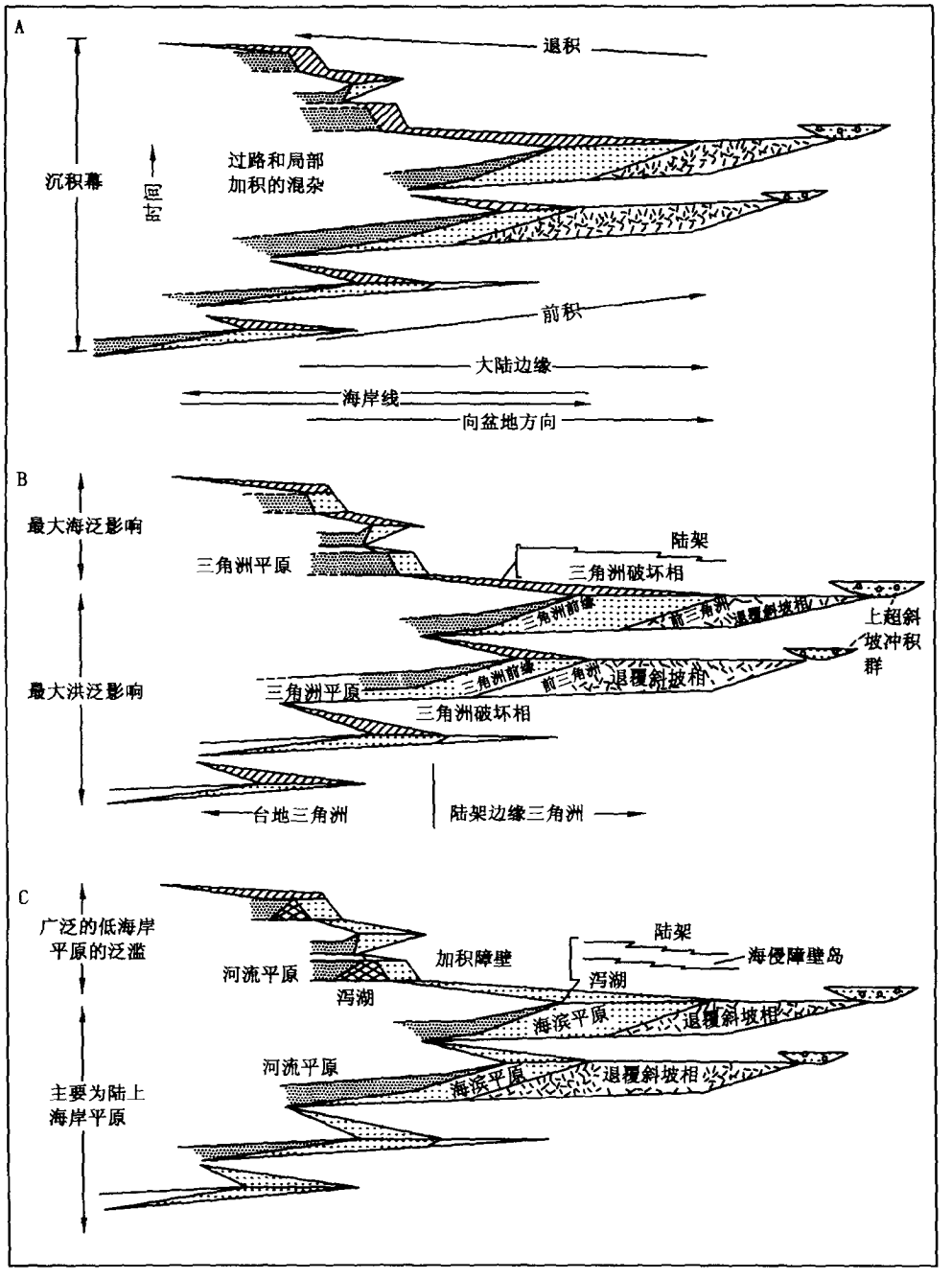


图 2-2 不同地质背景中产生的成因地层层序的时-空格架示意图

（据 Galloway，1989）

A—典型沉积幕海退建造和退积复合发育时-空示意图；

B、C—沉积幕内三角洲前缘和三角洲间湾剖面中典型相组合时-空关系

区平缓，因此，在随后的退积过程中再改造作用可能不剧烈。随沉积中心转移，由沿岸流

从相邻三角洲前缘供给沉积物，因此，三角洲间的海退建造为零星分布，进积事件被亚区域上稳定期或海侵作用所中断。如墨西哥湾西北部（Galloway 等，1986）的这种浪控海岸的退积沉积物，海泛期以障壁湾和深湖沉积体系为主，基准面上升，使加积平原冲积体系和海湾-泻湖体系得以保存，厚层加积障壁沉积和薄层海侵障壁相也被保存下来。泥质陆架沉积层全部或部分地覆盖于宽广的、新生海泛沉积台地上。一些特殊的陆架体系沉积，包括富砂相，很可能是在海侵和洪泛期形成的（Swiftt 和 Rrice，1984）。由于陆架沉积是由海进沉积和退积建造经改造再沉积的，所以其分布状态反映前期沉积幕的古地理特征。这些沉积属于成因地层序中的一部分（单元）。

（二）成因地层层序构成型式

成因地层层序是一个沉积序列，它记录了盆地边缘海退建造和以大范围分布的盆地边缘海泛为界的盆地充填事件。代表最大海泛期的沉积面或侵蚀面通常是两个较大的三维沉积体系的界面。典型薄层海侵沉积或界面记录着最大海泛期的密集段古生物层或沉积层的一般地层并列关系，这类沉积广泛用于许多盆地的区域地层对比中。层序内部沉积体系的相关组合可通砂岩分布格架来确定和描述。这种以海泛面为边界的、成因上相关的、由沉积体系组成的层序，与 Vail 等人（1984）所定义的层序有很大区别。Vail 等定义的层序是以低水位期不整合为界，它的最大海泛面在层序中部，并将较老退积沉积体系与年轻的前积沉积体系联系起来（图 2-3）。在成因地层层序中，海岸平原、河流相、三角洲、三角洲间海岸区、陆架和斜坡沉积体系的演化模式均可以识别和预测。

成因地层层序与沉积层序（层序地层学）有很多相似点，它们共同起源于 Frazier 的沉积幕／沉积旋回分析，主要是在界面的选择和解释目标侧重点有重大分歧。

1. 成因地层层序主要保持和强调 Frazier（1974）的结论

“层序是在相对基准面或构造活动稳定时期沿盆地边缘沉积的一套沉积物的组合”。这个模式考虑了沉积幕产生的三个变量。

而 Vail 等人的沉积层序最先主要强调全球海平面变化这一因素，陆表不整合面、低水位、高水位都与全球性海平面所决定的沉积物供应和沉降有关。

2. 层序划分界面有根本性差异

沉积层序模式强调以不整合面或对应的整合面为层序边界； Galloway 强调以最大海泛面为成因层序边界（见图 2-3），在海平面周期变化曲线上相差 180 度。可以说，成因层序内部包括了沉积层序的层序边界，沉积层序内部包括了成因层序的层序边界。

Galloway 认为，Exxon 沉积层序模式强调陆上不整合及其等效地层界面，这类界面在相对基准面降至进积陆架边缘以下地区时非常重要，但在基准面不低于台地边缘地区时，这类边界是模糊的，而且，其在 Ⅱ 型层序中的延伸范围也有限。相反，由海岸平原的海侵和海泛所产生的下超间断面是一个容易对比的界面，它将砂质海岸平原、滨岸带及海相陆坡沉积物边缘包络起来。

Galloway 主要用钻井、测井资料进行沉积体系分析，其成因层序地层分析就是在已确定的沉积体系的三维相格架内进行并寻找层序界面。

3. 沉积层序与成因地层层序这两种模式对陆架边缘侵蚀、退积的时间、过程和作用强调的重要程度不一致

Exxon 模型中海平面快速下降到陆架边缘之下导致陆上深切谷下切、斜坡上部的剥蚀

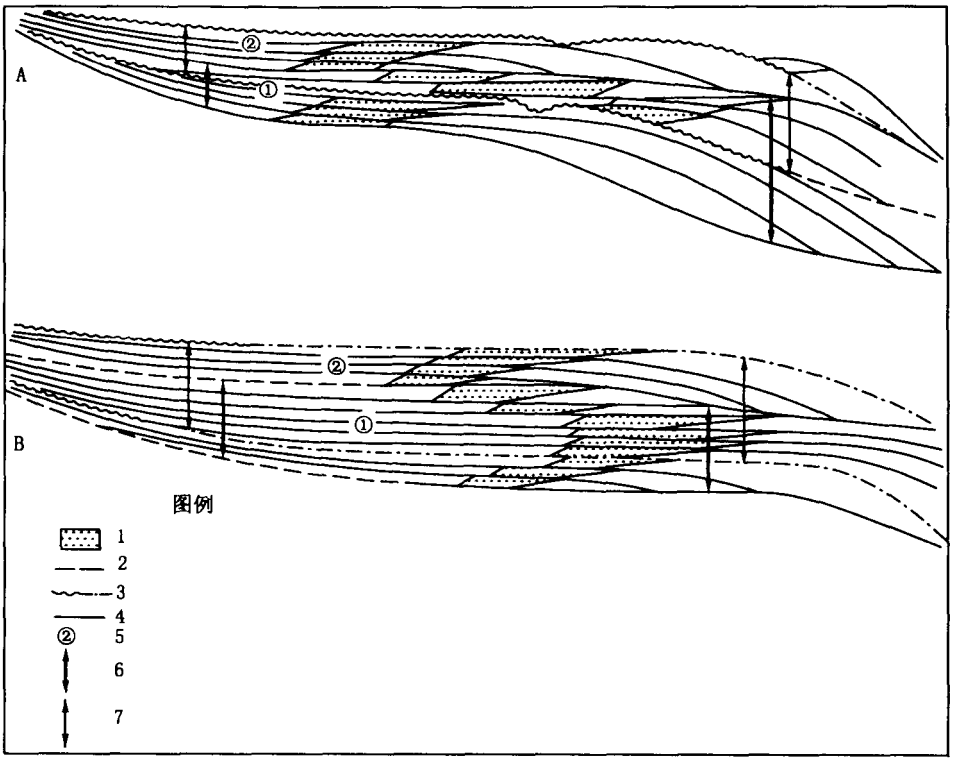


图 2-3　Exxon Ⅰ型层序（A）及 Ⅱ型层序（B）边界与成因地层层序边界对比

（据 Galloway等，1989）

1—滨海相岸；2—成因地层层序边界及对应界面；3—沉积层序不整合边界及其对应界面；4—沉积作用面；5—连续的海岸沉积体系；6—成因地层层序；7—沉积层序

或沉积物路过以及低水位水下扇的沉积，海平面下降变缓慢或海平面的相对稳定导致深切谷充填。而成因地层层序模式认为，陆架边缘和斜坡上的侵蚀作用和退积是一个不断发生的过程，这个过程是受陆架边缘及斜坡上部的不稳定性所控制的，也受沉积物供应速率随时间和地点的变化、盆地的水文地质特征、海岸和陆架的几何形态，以及基准面变化的控制。海底峡谷的形成、充填，以及海底扇的沉积可以在一个沉积幕的任一时刻形成。最大海底峡谷的形成和上超楔的沉积经常是在快速进积的陆架边缘上发生了首次最大海侵之后形成的（Galloway，1988）。

（三）成因地层层序边界的特征

成因地层层序主要依据钻井和测井信息进行分析，其中测井资料在确定成因层序和边界特征方面是相当重要的。这里重点介绍测井成因地层边界的特征。

确定一个成因地层层序，核心是识别成因地层层序的边界，也就是识别最大洪泛面及与其对比的地层界面。最大洪泛面在测井曲线上主要有以下特征（薛良清，1993）：

（1）高自然伽马，为富含轴、磷、海绿石的页岩；

（2）低自然电位，高电阻、高密度、高声速层，曲线呈尖峰状，为薄层钙质泥、页岩或灰岩的反映。图 2-4 为美国得克萨斯州东部 Queen City 层序的倾向剖面，层序上边界为比较理想的低自然电位、尖峰状高电阻特征，代表与最大洪水面有成因联系的密集段。

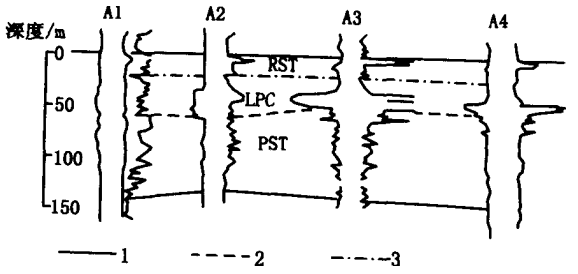


图 2-4 美国得克萨斯州东部 Queen City 层序倾向剖面图

(据薛良清，1993)

1—成因地层层序边界；2—不整合及其对比整合面； 3—水进面；RST—退积体系域；LPC—低水位前积复合体；PST—前积体系域；A1、A2、A3、A4—钻井编号

(3) 低自然电位、低电阻标志层，代表比较纯的海、湖相泥岩层。图 2-5 为得克萨斯州中部 Yegua 成因地层层序的典型测井曲线形态，反映成因地层层序边界的低自然电位、低电阻特征。

(4) 向上变细的测井响应到向上变粗的测井响应的转折点，反映相对水平面上升达到最大水进期后转为下降趋势的转折段。

(5) 测井曲线特征具有区域上的可对比性，如小层序 (parasequence) 边界也具有低自然电位、低电阻特征，但它只是局部水进过程的产物，而不是成因地层层序边界。

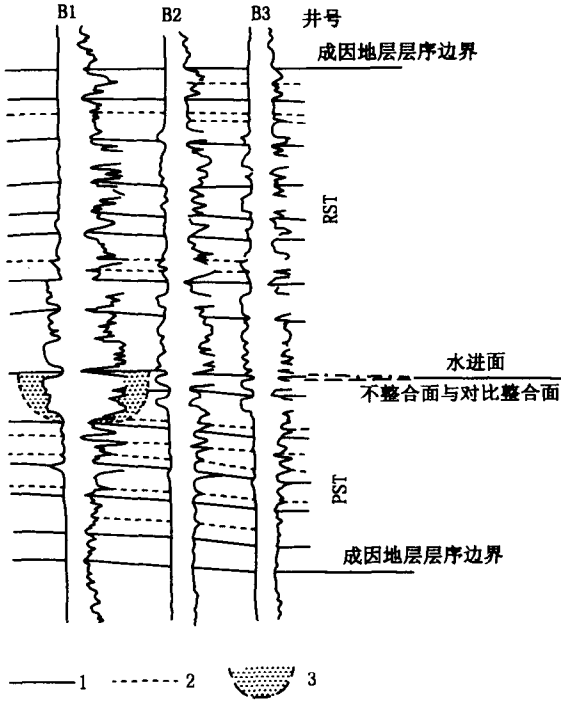


图 2-5 美国得克萨斯州中部 Yegua 层序的典型测井曲线图

(据薛良清，1993)

1—小层序边界；2—时间对比线；3—下切谷充填；RST—退积体系域；PST—前积体系域；B1、B2、B3—钻井编号

(四) 成因地层层序中的体系域特点

Swift 等人(1991)认为 Exxon 层序地层学中的体系域是几何体系域而不是沉积体系域，因为 Vail 等人的模式主要强调几何学特征，而不是沉积相关系。沉积层序把这种几何体系域与全球海平面升降联系起来 (Haq 等，1988)，然而在湖相盆地几何体系域与全球海平面升降没有直接的联系，而构造活动与沉积物供应为主要的控制因素。在成因地层层序中，体系域术语采用以下几类：前积型体系域 (progradational systems tract)、退积型体系域(retrogradational systems tract)、低水位体系域(lowstand systems tract)。其中低水位的涵义中，既可能是全球海平面变化引起的，也可能是构造抬升等其他因素引起的。这

样，成因地层层序的术语既可用于海相盆地，也可用于湖相盆地。

1. 前积型体系域

前积型体系域是以最大供水面及其对比的地层界面为底界，以不整合面及其对比整合面为顶界，以小层序组的前积型叠加为特征。在测井曲线上具有向上变粗的序列特征，这种向上变粗的趋势主要强调小层序组的垂向叠加特征，而不是仅限于小层序本身简单的向上变粗响应，因为退积型体系域中的小层序同样具有向上简单变粗的特征。但需指出，虽然前积型体系域具有向上变粗的总趋势，但不排除局部地区、局部层段表现为向上变细的测井响应，因为测井响应主要取决于沉积速率与相对水平面升降变化速率之间的平衡关系，当局部地区的沉积物源迁移和关闭时，就会导致向上变细的测井响应。

2. 低水位体系域

低水位体系域是在相对水平面下降期形成的，表现为沉积相向盆地方向的大规模迁移。成因地层层序中的低水位体系域与 Exxon 层序地层学中的低水位体系域的涵义基本相似，但也有区别。低水位体系域以不整合面为底界，以水进面为顶界，由陆棚环境的下切沟谷充填、陆棚边缘坡折附近的低水位前积复合体、大陆斜坡扇和盆地平原扇（深海扇或深湖扇）组成。水进面为低水位前积复合体之上的第一个最有意义的洪水面，此时岸线大规模向陆方向迁移。

（1）下切沟谷充填

一般由两部分组成，一部分是通过侵蚀谷的侵蚀作用、过路沉积作用（sediment by passing）和低水位岸线附近的沉积作用形成的产物，另一部分是由于相对水平面上升、侵蚀谷本身沉积充填的产物。因此，下切沟谷充填的产物比较复杂，一般为河口湾与辫状河道砂岩（海相盆地也有潮汐改造的证据）或滨岸平原砂岩、泥岩或煤层。下切沟谷充填沉积物一般直接覆盖在前三角洲和陆棚泥岩或薄层砂岩之上，垂直相序表明为明显的不连续，标志着沉积相向盆地方向的迁移。下切沟谷充填在测井曲线上表现为突变的侵蚀基底、块状的自然电位形态，与周围测井时间对比线有中断。与分流河道主要区别有：宽度大，下伏地层为海（湖）边缘末端相砂岩和海（湖）相泥岩，而不是三角洲前缘相和河口坝沉积物，沿着不整合面广泛分布而不仅限于单个三角洲朵叶体中。因此，利用测井剖面鉴别下切沟谷充填要比仅靠单井资料可靠的多。

（2）低水位沉积复合体

是相对水平面下降的产物，在陆棚边缘盆地中，一般形成于陆棚边缘附近。在斜坡型盆地中主要表现为三角洲沉积物大规模向盆地中心迁移。低水位沉积复合体在测井曲线上易于识别，因为其周围为海或湖相泥岩为包围，因此低水位沉积复合体砂岩在测井曲线上特别突出。

（3）大陆坡扇、盆地平原扇

既可以由相对水平面变化造成，也可以由陆棚边缘的滑塌作用及随机性浊流事件等形成。在测井曲线形态上与低水位前积复合体类似，但所处的围岩水体环境深度更大、更接近盆地中心。在斜坡型盆地中，因为缺乏足够的可供沉积物堆积的空间，所以很难形成大陆坡扇和盆地平原扇。

3. 退积型体系域

退积型体系域是在相对水平面上升期形成的，表现为岸线阶段性向陆地方向迁移。这

种迁移的垂向叠加结果，导致小层序向上变细特点。退积型体系域以水进面为底界，以最大洪水面为顶界。退积体系域在沉积速率低的地区仅为水进事件改造过的沉积薄层，退积层序特征不明显。

第三节　沉积幕的成因

许多盆地边缘沉积中旋回性很强，因而沉积幕式作用很显著，并构成层序序列，这样，沉积幕的成因就显得十分重要。海平面升降变化控制沉积旋回的形成已得到公认。有许多学者(Kmumbein 和 Sloss，1976；Currag，1964；Hardenbol，1981 ）强调沉积模式有三种基本控制因素，即海平面变化、陆源物质供给和盆地沉降速率（图 2-6)。层序构型是全球海平面变化、沉积速率和沉积物供给三者相互作用的结果。

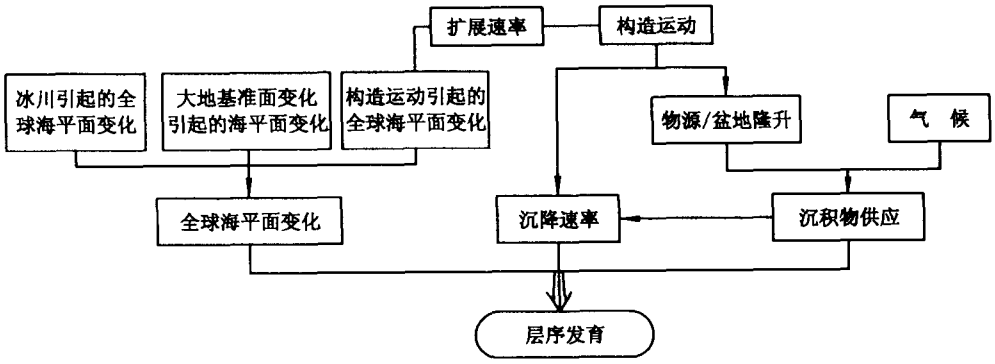


图 2-6　影响进积式盆地边缘沉积史和层序地层特征的变量

（据 Galloway，1989）

一、海平面变化

海平面变化直接影响海岸线位置，因而影响河流进入盆地的位置。绝对海平面升降由下列因素决定：大洋盆地容积的变化（构造海平面变化）、水体体积变化（冰成海平面变化）和大地水准面变化（大地水准面海平面升降） (Fairbridge，1961；Morner，1980)。

冰川性海平面升降变化是由大陆冰盖体积变化引起的，并具有较高的变化幅度，为 10～100m/1000a (Pitman，1978)。这种变化受大规模极地冰盖形成期的限制。极地冰盖开始形成于渐新世，广泛分布于中新世（Loutit和 Kenett，1981；Leckie 和 Webb，1983)。晚中生代和早新生代全球可能为无冰期。要使海平面升降变化几十米需要大量的冰。如果现代冰川和冰盖全部融化，将会造成海平面上升 60m (Pitman 和 Golovchenko，1983)。

构造海平面变化是由大规模岩石圈板块相互作用所引起的大洋体积变化所产生的，其中最重要的似乎为海底扩张速率与扩张洋中脊及周围洋壳后续抬升速率的变化。 Pitman (1978) 计算了因大洋中脊体积变化引起的海平面变化的最大可能速率约为 1cm/1000a。自晚白垩世以来，递减扩张率使海平面一般降低 100～300m (Kominz，1984)，但构造海平面变化似乎不能解释快速的（105a）地层学巨大的（10～100m ）海平面变化。

大地水准面是旋转和重力势场复合的等势面，并与平均大地水准海平面相当。环境大地水准面（海平面）通常不同于一个几十米的理想数学界面。可以想象，大地水准面几何

形态的变化在规模上可能与地壳构造作用相似， Mornerc（1980）预测大地水准面抬升几十米的幅度变化是反复而快速的（1000a）。Morner 的假说对层序地层学有着重要意义。首先，大地水准面海平面变化虽然是同期和全球性的，但不同的盆地之间将显示出相位迁移，即一个地区海平面上升必须通过其它地区海平面下降来平衡。其次，单纯进行海平面变化曲线研究是无益的，因为地球形体不断地发生着形变。

二、沉降速率

盆地沉降速率（不包括沉积负载诱发的沉降）基本上是局部和区域板块边缘的板内热应力特征的产物。沉降绝对速度和幅度变化方向决定盆地边缘的地层构型（Pitman，1978）。沉降是构造作用（地壳扩张、冷却、构造负载）或沉积负荷作用的产物，大多数沉降模式都被假设为均匀速率，因而用简单数学公式表达。然而，均匀沉降只是实际情况的一般近似表示，冷却、拉伸或加载的速率是不均匀的（Wiltschko 和 Dorr，1983；Poag 和 Schlee，1984；Ru 和 Pigott，1986）。进一步说，地壳负载和挠曲下弯产生应力，可导致边缘抬升，若负载在时空上发生变化，那么这种抬升的轨迹则是移动的（Quinland 和 Beaumout，1984）。区域板块间的应力场变化能有效地改变地壳对负载挠曲的响应。这一模式表明，水平应力场发生几千帕的变化，就可能导致相对基准面发生 100m 幅度的变化（Cloetingh 等，1985）。已有证据表明，地壳水平应力场的大小和方向可能在 1～10Ma 周期中发生变化，所以，与活动构造带相邻盆地的基准面可能发生每 1000 年 1cm 的变化。陆内地壳应力场的规模（Zoback 等人，1980）说明了一种可能性，即板块边缘活动变化可以影响横跨大陆板块广大范围的沉降。

三、沉积物供给

陆源沉积物的供给取决于源区的地貌和区域气候。在局部地区，自旋回过程扮演着一个重要角色。在对与会聚板块边缘无直接联系的盆地进行层序分析时，一直忽视沉积物的供给。但在进积型盆地边缘，沉积物供给是十分重要的，因为在那里沉积物输入必须超过受水盆地可容空间的潜力。所有陆源碎屑沉积物供给均是物源区至盆地之间地形特征和物源区气候条件的综合反映，而地形又受物源区及向盆地搬运途径地区构造的控制，气候变化或气候不稳定，可导致沉积物供给发生变化。海平面变动对沉积物供给量和性质没有什么影响，除非流域盆地地形起伏（物源区基岩抬升）使相对搬运距离的比率明显增大，否则海平面下降不会增加水流沉积物负载的体积和能量（Schumm，1977；Vita-Finzi，1986）在低水位期，低起伏海岸平原非常广阔，且平均河流坡度很小，因此由出露海岸平原河谷下切挖蚀的沉积物体积对于层序的整体沉积体积并不重要，因为盆地不可能自身坳陷自身充填。

四、三个变量影响的对比分析

成因地层层序是进积沉积物及后续的退积或海侵沉积物的综合体。加积层段也可能是层序中不同层位的组合。因此，对盆地边缘地层演化的任何关键性研究都必须考虑沉积物供给、沉降速率和海平面变化这三个因素（Miall，1986）。

陆源碎屑盆地的沉积总体充填形成一系列层序，是上述三个既互相联系而又各自独立的变量相互作用的结果。任一天然体系中，都可能由其中一个变量起主导作用。然而，盆地边缘层序地层格架通常受两个或三个变量的控制，这三个变量体系可用三端元图 2-7 来表示。

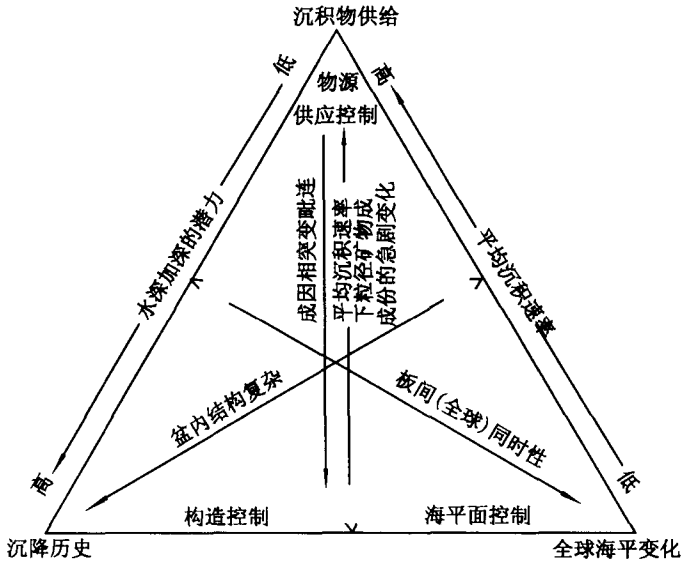


图 2-7　以控制盆地充填史的主要因素为端元的三角图

（据 Galloway，1989）

注：箭头指示以沉积物供给、大地构造沉降和海平面变化控制因素形成沉积幕和进行层序划分的趋势及特征，大多数实际层序落在三角图内部而不是正好落在端元上。

如果盆地分析为了达到能够阐述盆地及其物源区较隐蔽的构造历史和检验全球海平面变化（包括相对大地水准面海平面变动），那么，须要将成因地层层序恰当地置于上述格架中。而且用以区别沉降、沉积物供给和海平面变化三种作用的标志必须加以完善、精确和严格使用。

由图 2-7 中的三端元法可以更进一步了解如下几种趋势。

（1）厚层沉积指示高沉积速率，说明沉积物供应是控制层序发育的主要因素。几十米的基准面变化对沉积背景缓慢变化的古地理影响不大，如三角洲沉积中心就是如此。

（2）相突变反映为海平面变化或构造沉降控制。如浅水沉积物与动物群突变叠置于深水沉积物之中，下切谷直接进入海盆或前三角洲相，并在滨海退覆带向下移入陆架边缘或滨线坡折点以下（Weimer，1984；Vail，1984）。需指出的是，退积相带可单一反映持续沉降一侧沉积物供应不足的情况。海相层直接叠置于非海相沉积之上，这种海侵作用可能起因于海平面的相对快速上升，或者是沉积物供给的突然削蚀。

（3）海岸上超的向下转移产生于相对海平面的下降期。需指出，必须注意区分海岸沉积物的上超点与重力滑塌形成的盆地边缘的假上超点，以避免解释错误（Galloway，1986）.

（4）构成连续层序的沉积物在平均沉积速率、粒度、矿物成分上的突变，说明沉积物供应为主导控制因素。上述变量中的一个或多个发生变化，似乎反映物源区和搬运的沿途区域构造及气候的改变。但海面对供给盆地沉积物的成分无直接影响，对沉积速率影响也较小。

（5）已证实的层序及其边界的等时性和广泛的板块间地层对比，都说明全球海平面变

化是控制层序发育的主要因素。但须注意对等时性地层对比及其论证要进行严格检验。大规模构造事件通常会影响到相邻几个板块，甚至涉及全球（Bally，1980；Schwan，1980），因此，盆地范围或区域地层对比不能排除构造运动对层序发育的影响。层序对比的程度（或级别）需遵循：(a）对比应限于沉积中心或与其有关的邻近地区；（b）对比应扩展到沿整个板块边缘；(c）相邻板块间对比；(d）全球对比。需指出，为了定量地、更完全地认识地球构造和海平面变化，沉积幕等时性对比的资料必须详尽。

(6）盆地内不整合、同沉积断层或其他同时性构造作用的存在，支持了构造沉降是沉积幕的主要控制因素的观点。板块边缘构造上升或沉降的速率与全球性海平面变化速率的最大值相对应，并影响或控制着地层记录。

(7)超过10万年周期的海洋的不断变深，表明多变而快速的构造沉降控制着沉积方式。

大多数沉积幕是地壳沉降、沉积物供给与海平面变化三因素相互作用的产物，因此，形成的层序位于三角图内的某一点上，而不是某个顶点。层序分析的主要目的是确定单个层序所处的位置。

五、成因地层层序模式的主要优点

由三维沉积体系和界面所限定的成因地层层序是能识别和编图的地层格架，它能使我们全面地理解沉积盆地的沉积史、构造史和海平面变化史。主要表现在如下8个方面。

(1）由盆地边缘海泛产生的界面或沉积薄层具有一定的物理地层特征（是分布很广泛的海相地层或海底侵蚀面），因而可以很容易地被广大地质学家应用各种资料（测井、地震和露头）进行识别、对比和作图。在野外露头和单井剖面中经常发现很薄的标志层。在最大海泛期，形成密集段沉积和古生物标志。这种标志是半远洋覆盖物质，一般在地震剖面上形成高振幅连续反射，并可横穿沉积台地一直追踪到陆坡。 Haq（1987）指出，最容易确定的界面是海侵面，其次就是最大海泛面。与此相反，地表不整合面是一个很难识别的面，特别是地震资料很差的情况下更是如此。

(2）更为重要的是最大海泛面，它不仅易于识别而且是一个非常有用的层序边界。该界面在海相地层和非海相地层交互区发育很好，还可以外推到非海相剖面中（Galloway，1982，1986)。Armentrout（1987 ）根据所有钻井、地震及古生物资料，利用高水位期间的深海沉积层确定了更新世地层层序的边界，该层序无疑是海平面变动成因的，并且包含着低水位期的不整合。

(3）海侵之后沉积的密集段富含生物化石，因此，可以根据古生物学确定时代。这些生物化石中常会有浮游生物，它们对于进行高分辨年代地层对比具有重要作用。无论如何选择层序边界，海相密集段最终能为区域间层序对比提供年代地层格架。

(4）由于最大海泛及其相应的沉积间断是由海侵引起的，因此，对于滨岸沉积物的重新改造或大陆架的淹没而形成的界面及沉积薄层，都可以作为层序边界对比和沉积体系作图的区域标志层。

(5）海侵和海泛面使地层记录发生间断，那些与海平面突然下降相关的普遍而广泛的不整合值得怀疑，这些不整合依附于控制盆地地层的海平面反复下降而存在。除了冰川（可能还有大地水准面）海平面变化以外，对这样的快速沉降还没有合理的机制进行解释。然而，沉积物供给、构造沉降与缓慢地海平面变化三者相互作用、可以在任何地点形成沉积层序，而无需形成产生广泛的陆上侵蚀。把层序地层格架建立在受海平面变化这个单一

因素上，以及识别广泛分布的、可以对比的陆上侵蚀面的基础上是不成熟的（Galloway，1989），而且假定海平面快速波动的原因也不清楚。依据明显的海泛事件建立的层序则不需要任何假设，况且可以容易地把基准面快速下降引起的侵蚀面包括进来。

（6）由最大海泛面及其对应的最大海侵期形成的海岸相所确定的成因层序边界，与Exxon Ⅰ型层序边界的分布范围相当（图 2-3），而在非海相沿岸剖面上则难以对比。然而，Ⅰ型层序边界也很难向深海剖面中追踪，而深海相地层剖面常用反映相对高水位的远洋沉积层进行对比（Bouma 和 Coleman，1985）。在以Ⅱ型不整合为边界的沉积层序中，由于最大海泛面有较大的分布范围，其对比优势就很突出了。这类层序中作为层序边界的侵蚀面分布范围很小，仅在盆地边缘分布。相反，最大海泛面分布范围很大。在冲积河道的改道过程中，容易将Ⅱ型不整合面破坏而变得难以识别。在最差的情况下，最大海泛面和海侵面的分布范围与Ⅰ型层序边界的分布范围差不多；在最好的情况下，它比Ⅱ型不整合面的侧向分布范围大，且易于观测。

（7）海侵和海泛产生了稳定的标志层。盆地受沉降作用的内在控制，只有当海平面下降速率大于盆地沉降速率时，相对基准面才可能下降（或发生盆地边缘绝对上升）。相反，基准面相对上升则总是伴随有海平面上升。

（8）伴随海侵和海泛事件，在古地形背景上有沉积体系和沉积中心的变化。在成因地层层序之间，河流轴向、三角洲沉积中心、三角洲间湾滨岸体系发生很大迁移（变化）。但在 Exxon 模式中，把低水位期和海侵体系域与上覆高水位体系域综合在一起，这就使得相同层序中，把三角洲沉积中心和三角洲间体系随机地混在一起。

综上所述，最大海泛面所限定的沉积组合被定为成因地层层序，它是由时空上连续的沉积体系和具有成因联系的相组成的。成因地层层序模式在确定基本地层组合中强调相组合和沉积体系，强调沉积物供给、沉降速率与海平面升降具有同等重要性。一个完整的盆地充填记录会产生两个半层序，即海侵和退积需要与盆地最初的海泛相伴随，最终充填幕形成进积及相关非海相加积沉积，并为陆上不整合所覆盖。

应用成因地层层序分析概念以及认识构造、海平面变化与内部、外部沉积控制作用的相互作用关系，进行盆地充填分析，可以解释地球科学的基本问题。

第三章　高频层序地层

第一节　　高频层序地层的基本理论

国内外学者多年来的研究表明，多重旋回基本上贯穿于所有的地层，无论是硅质碎屑岩、碳酸盐岩还是蒸发岩都具有多重旋回的特点。人们早已在碳酸盐岩中识别出了第四级和更高级的高频旋回，因为在碳酸盐岩中保存了比较完好的海平面升降记录。碳酸盐岩中识别出这种四级以上的旋回记录被认为是海平面高频率升降变化的结果，因而这种高频旋回是高频海平面变的沉积响应。

而硅质碎屑岩中的自旋回（如三角洲转换和冲裂作用）则不能较为容易地识别出来。Goldhammer（1987，1990）也报道了叠置第三级旋回之上的第四级旋回， Mitchum（1991）认为在硅质碎屑岩中也可以识别出高频海平面升降旋回的地层记录，而且具有同碳酸盐岩同样的形成机制。关于高频旋回机制， Mitchum 等（1991）认为是由于米兰科维奇影响而引起的气候变化，是行星轨道不规则导致的旋回，如离心率、偏度和岁差等。

20 世纪 80 年代后期，Vail、Haq 做了以下重要的研究工作：

（1）观察和识别各大陆（五大洲）上各个盆地地震反射剖面上所出现的相似地层型式的不整合特点；

（2）应用生物地层学方法确定发生这些不整合的地质年代；

（3） 区别构造运动和海平面升降变化对形成这些不整合的各自影响的程度，并在各个盆地的相对海平面升降图中可能去掉构造因素。

通过以上工作确认海平面升降周期具有高频和全球对比的特点。

因此，可以认为高频层序是高频海平面升降周期中产生的旋回地层层序，以第四级（0.1～0.2Ma）（Mitchum 等，1991）和第五级（0.01～0.02Ma）（Mitchum 等，1991）及以上的旋回（周期）出现。高频层序与第三级层序中的小层序（parasequence）的频率大致相同。因此可以认为，第四级和第五级旋回既可表示为小层序，也可称为高频层序，它们均可出现于进积的、加积的或分段退积的层序组中（Mitchum 等，1991）。

第二节　　高频层序的旋回频率及特点

一、高频层序的旋回频率

沉积层序识别和定界的标志主要根据沉积层序结构和相的配置关系，而不是取决于层序的旋回性及其频率。鉴别了沉积层序的界面之后，就可以应用受标准时代限制的生物地层证据和其他证据（如同位素）来确定层序的年代。 Haq 等（1998）认为，一个沉积层序可以理解为形成于一个海平面升降周期间。在许多中至高速沉积地区，用地层结构和相互关

系确定的层序属于第三级旋回（1～2Ma），而在沉积速率十分低的地区，界线明显的层序可能为第二级旋回（9～10Ma）。层序的旋回频率可以用图 3-1 表示。

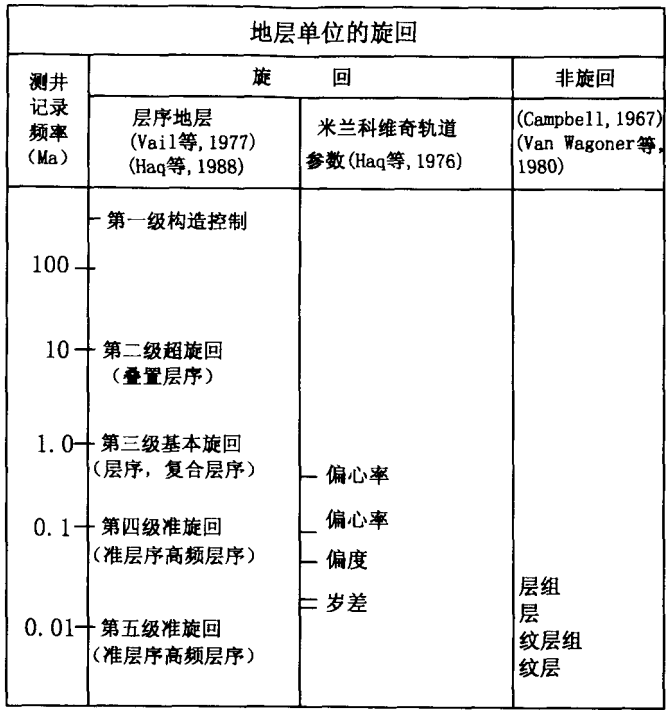


图 3-1　层序地层单位的旋回频率与米兰科维奇轨道变化频率的相互关系

（据 Mitchum等，1991）

注：层序地层单位（括号中的名称）可能以多种频率出现

Wagoner 等在定义一个三级层序时，特别强调层序是内部无明显不整面的、成因上相关的地层序列，由排列在体系域中的小层序和小层序组组成，并且是以不整合面及其相关的整合面为界线。符合上述这个概念的一套地层（或地层组）才能称为一个层序，而不管其频率多少。相反地，以不整合面为界的、其内部由高频层序组成的一个地层组，严格地讲不能称其为层序。对于这类地层单位， Mitchum 等人（1991）称为复合层序(composite sequence)（图 3-2）。由小层序构成的单个层序叠置成低水位、海进和高水位层序组（类似层序中的体系域）形成复合层序，其间均为不整合相隔。

以 0.1～0.2Ma 的平均频率（第四级）出现的层序，其级别要比 Haq 等（1998）的全球旋回表上记载的频率高得多。鉴别高频层序受两个重要因素影响，一是测井记录、岩心和露头标志，二是用于识别层序高分辨率工具或手段。

大部分高频的以不整合面为界的地层单位都是层序。这种地层单位在盆地内部的广大地区可以找到，常以浅海相、滨海相以及三角洲相出现于具叠置关系的层组中。但由于测量精度方面的问题，目前人们只能按照频率的等级而不是按米兰科维奇频率来考虑层序的频率问题。

高频层序与海平面升降频率具有密切的关系，因此，海平面升降变化频率及其等级的研究显得十分重要。不同频率的几个海平面升降旋回叠置会产生十分复杂的海平面相对变

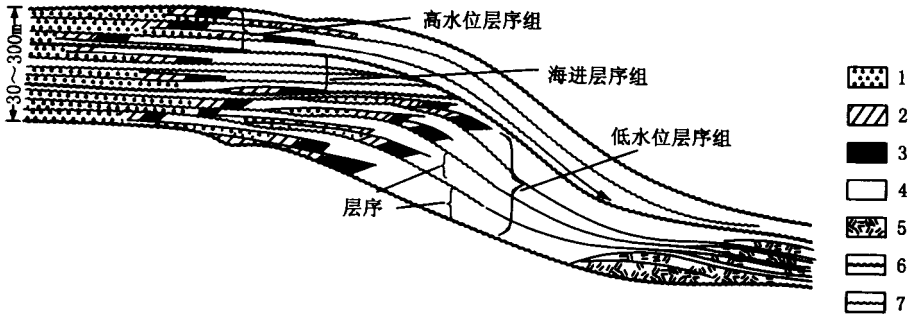


图 3-2　层序、层序组和复合层序

（据 Mitchum 等，1991）

1—海岸平原；2—冲积和河口湾；3—浅海砂岩；4—陆架和斜坡；5—海底扇；6—复合层序界线；7—层序组界线

化曲线，即旋回叠置出现复合结果。最简单的模式（图 3-3）是正弦海平面升降曲线，假定较小振幅的高频第四和第五级旋回叠置在较大振幅低频的第三旋回上，所得结果得到一条保留第三级曲线基本形态的复合曲线，也表示出了高频旋回较小的振荡。在低频曲线的下降部分，高频的下降幅度被夸大了，而上升幅度却减至最小。此期间形成具不整合的Ⅰ类第四级层序的机会最多。而在低频曲线的上升部分，高频的上升幅度被夸大了，而下降却减至最小。此期间第四级小层序或Ⅱ类层序形成的机会最大。高频下降幅度的最大位置出现在低频下降曲线的转折点上，此处低频下降速度最大。这与第三级最大下降速度相一致，并且将会产生第三级层序边界。

需要指出的是，海平面变化曲线形态和相对振幅往往会出现例外和变异。一般地，第三级层序边界的相向盆地迁移较大，而且比第四级层序边界比较容易地从地震剖面和测井资料中识别出来。这意味着第三级海平面变化比第四级更大。第四级旋回通常由小层序体现出来，代表或反映出较小幅度的海平面振荡。

二、高频层序的特点

第四级层序相互之间及与第三级单元之间具有明确的几何关系。第四级层序往往出现在第三级复合层序的层组中（见图 3-3）。一个层序组是排列于有显著特色的进积，加积或退积叠置型式中的一套层序。这与沉积层序的意义有严格的区别。一个复合层序是单个层序叠置成低水位、海进和高水位层序组的有成因联系的层序序列。复合层序中的层序组类似于层序中的体系域，每一层序组具有明显的特征。

在低水位层序组中可清楚地识别出第四级层序，它们构成进积的至加积的型式。在陆架上，单个层序的界线常以下切谷为标志，层序的末端较薄，并下超进入较深的古水深度。在砂岩丰富的层序中，单个第四级浊积扇（呈叠瓦状的浊积岩）可能发育在斜坡地形前端。但在盆底扇和斜坡扇中不易识别出第四级层序，因为那里没有浅海地层。

海进层序组最容易依据单个层序的分段退积叠置型式识别出来。在垂向剖面上，每一层序有相继的远端相，并一直达到最大海泛面或密集段，甚至一直到上覆高水位层序组的进积体出现。层序边界上的侵蚀可能比较微弱，这是因为海进层序组中河谷的下切不很明显。在第四级中的低水位单元不如低水位层序组中发育的完全。

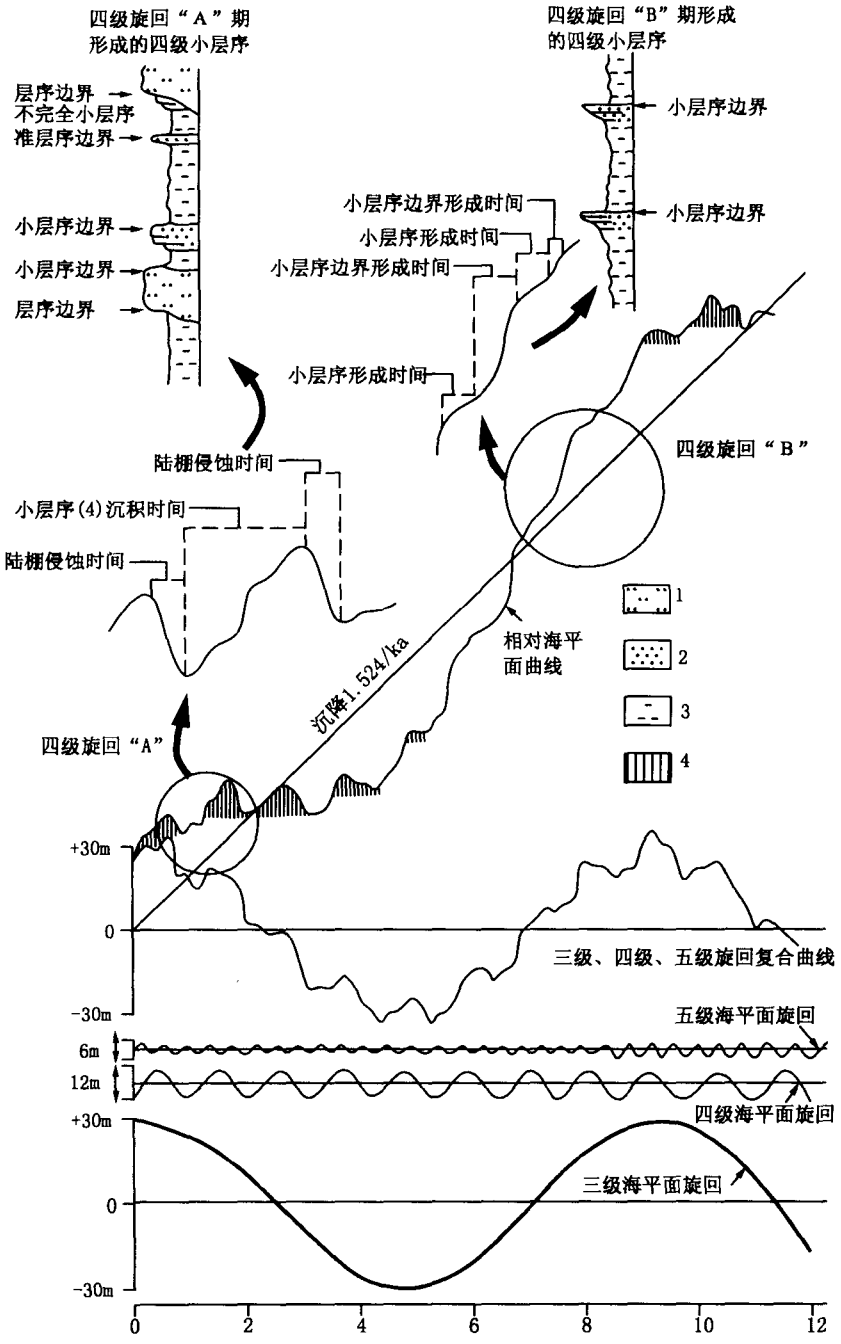


图 3-3　海平面升降和沉陷相互作用形成小层序和高频层序

（据 Mitchum 等，1991）

下图：表示具不同频率的三条海平面升降曲线叠置成复合海平面升降曲线；中图：基底沉降不断加大产生相对海平面变化曲线；上图：在整个第三级海平面升降期间，夸大了高频下降幅度以产生侵蚀和第四级 I 类层序边界。在第三级海平面上升期间，夸大了高频上升幅度以产生高频小层序或 II 类层序

1—河流或河口湾相砂岩；2—浅海砂岩；3—陆棚泥岩；4—深切谷中难以保存的沉积物

高水位层序组在层组中以单个层序的进积叠置型为特征。一般情况下，高水位层序组比低水位层序组更具页岩状。第四级层序中最上部的下切河谷发育较好，因为当第三级海平面的下降速率在第三级层序界线上接近最大值时，第四级海平面的下降速率不断变大。

因此，在具有重叠的海平面升降频率等级的硅质碎屑岩中的层序地层学证据表明，高频层序和大部分小层序从性质上和区域（或全球）范围看是旋回性的。第五级小层序是第四级高频层序的建造块，而小层序叠置型式限定了第四级层序的低水位、海进和高水位体系域的边界。第四级本身又叠置成限于第三级复合层序边界内的低水位、海进和高水位层序组。

第三节　控制高频层序分布的因素

一、盆地沉降与海平面下降速度的关系

高频层序很可能出现于沉积速率非常高而构造沉降低的盆地中。如果构造沉降低，则小的海平面下降就可能表现为海平面相对下降。相反，在构造沉降高的盆地中，如果海平面仅有小的高频下降不太可能表现为相对下降。在盆地高速沉降条件下，若给定的海平面下降速度比盆地沉降更快，其结果将产生海平面相对下降。在上述情况下，更有可能出现海平面相对停滞或使相对上升的速度减慢，其结果会导致高频沉积单元，这种沉积单元可能是小层序或Ⅱ类第四级层序而不是Ⅰ类第四级层序。

二、沉积速率

在沉积速率很高的盆地中很容易地识别高频层序，因为高的沉积速率似乎提供了易于显示小的海平面波动的沉积厚度和沉积相。高频层序常见于厚的、快速沉积的沉积中心。这些厚的单元发育在与构造有关的、其大部分基底沉降已停止的盆地中，而盆地大部分区域保持深海环境。在深海处接受了许多快速沉积。由于流动的盐和泥质基底的局部加载而使盆地充填型式复杂化。在厚的、快速沉积的沉积中心，对非常小的、快速振荡的海平面变化来说，快速沉积速率区有较高的敏感性，而在中等沉积速率区就不存在这种敏感性。

一些沉积单元以局部的沉积中心为特征（Galloway，1989），在这类沉积中心，可能发育第三级和第四级层序边界（或界面）。如果层序边界超出沉积中心，则通常只能在远离沉积中心较薄的同期沉积地层中识别出第三级层序边界。由于地层变薄和相变等原因，可能仅有小层序标志的细粒地层，或者由于下超，导致缺失第四级层序边界。如果观察到第四级层序中含有小层序，那么这类小层序可能代表叠置于复合海平面变化曲线上更高频（第五级）旋回。

三、高频层序的应用

发育于第四级层序中的大量单个砂体提供了多重叠置的储集目标层，如此多的砂岩组成了一种地层复合体。第四级层序的界面在测井资料中比较容易地识别出来，第三级层序界面更容易地用测井和地震资料编制成图。因为第三级层序界面之上发育了砂岩，其连续性较好，而且比第四级界面上的砂岩向盆地延伸更远。一般地，盆底扇往往在第三级界面上发育最好，而且第三级界面是 Haq 等（1988）编制的旋回表上的界面，它可用生物地层或旋回来确定年代。第三级层序中的密集段比较易于识别和对比，因为它是分布广泛的海相页岩，通常富含动物群，可作为生物带和编图的标志。

低水位层序组在 3个层序组中最为显著，因为它主要由砂岩组成，而且延伸进入盆地，更有可能发育成为储集层。这些储集层包括盆地扇和斜坡扇，以及在进积复合体中三角洲前缘斜坡上沉积的第四级扇（叠瓦状浊积岩，据 Vail，1987）。下切谷充填沉积物也是非常显著的储层。这些储层由各类砂岩组成，包括港湾、以潮汐或河流为主的三角洲、滨海或冲积砂岩。第四级下切谷的对比在油气生产区的层序地层分析中具有特别重要的应用价值。

第四节　高频层序地层典型实例

Mitchum 和 Wagoner详细研究了南得克萨斯的上威尔科克斯（Wilcox）和昆城(Queen City）组高频层序，成为高频层序地层分析的典型实例。

南得克萨斯里奥格兰德湾 (Rio Grande Embayment ）为一个大型沉积中心(Galloway，1989)，昆城组的厚度要比大部分得克萨斯海岸正常厚度增大了很多，在这里有多达 25个第四级层序发育于第三级复合层序中。由相的叠置型式表明，这些第四级层序发育于第三级复合层序中的低水位、海进和高水位层序组中。

上威尔科克斯和昆城组，以及相关的组形成了 2 个三级复合层序：一个包括上威尔科克斯、雷克洛（Reklaw）和下昆城组；另一个包括上昆城、韦奇斯（Weches）和下斯巴 (Lower Sparta ）组。上述 2个复合层序以 3 个三级层序边界分开。复合层序边界的年代分别为 49.5Ma、48.5Ma 和 46.5Ma，是根据已有的动物群年代并结合海平面升降旋回表 (Haq 等，1988) 及其他资料定年的。在里奥格兰德港，2个复合层序的厚度和含砂量大大增加，25 个四级层序均由小层序组成，且以砂岩的旋回性沉积为标志。

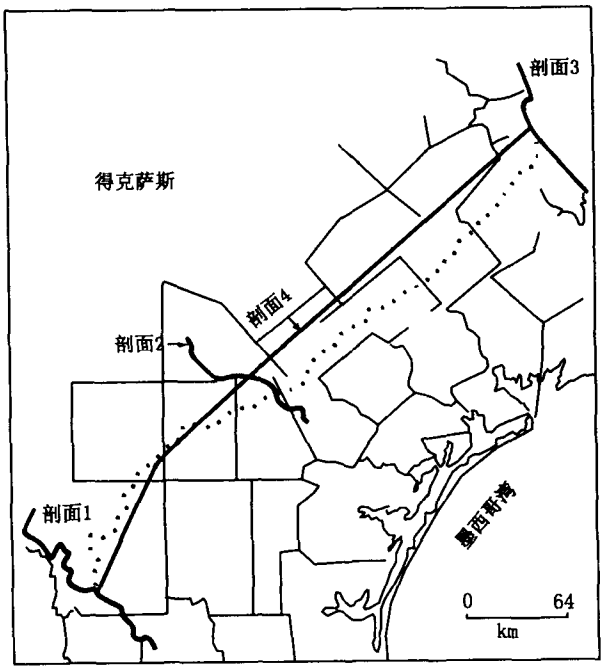


图 3-4　得克萨斯海岸上威尔科克斯和昆城剖面位置图

（据 Mitchum等，1991）

Mitchum 等选择了 296 个钻井，平均间距为 3.2～4.8km，做出了 3 个倾向和 1 个走向测井横剖面(图 3-4)，其中剖面 1 和剖面 2 通过沉积中心，剖面 3 位于沉积中心以外的沉积速率较缓的大区域内，剖面 4 为走向剖面，它连结了 3 条倾向剖面。

图 3-5 展示的是在沉积中心以外（剖面 3）中等沉积速率地区的一个测井剖面，3 个三级层序界面的位置是根据对砂体倾斜剖面底部相的向盆地迁移而确定的。冲积、河口湾，或上临滨相明显地停留在陆架上或缺失过渡相的下临滨相上。岩性有如下类型：陆架斜坡页岩、近滨海相砂岩、冲积至河口湾“块状”砂岩和海岸平原页岩及砂岩。通过作剖面证实了上超和截顶的标志，小层序的叠置型式为体系域划定了界限，层序年代是根据浮游有孔虫类的年龄确定的。

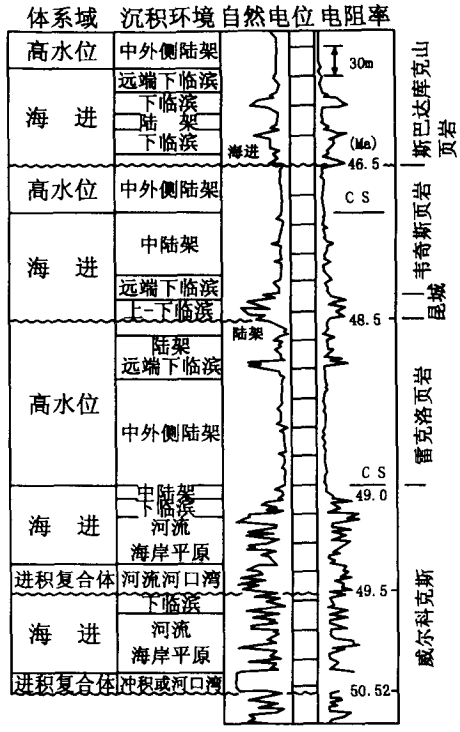


图 3-5 中等沉积速率区上威尔科克斯和昆城组钻井剖面（剖面 3）
（据 Mitchum 等，1991）

图 3-6 展示的是里奥格兰德湾最厚部分的剖面，解析了层序边界、密集段（最大海泛面）位置，据测井记录进行了沉积环境解释。用 31-37 号钻井资料对比和连结了整个 46.5～48.5Ma 的复合层序。

图 3-7～图 3-11 展示了第三级复合层序边界，以 4 个剖面中第四级层序的横向关系，分别对第三级和第三四级层序编了号。根据相的相互关系，沿层序界线浅海至非海相直接位于外陆架相上，表明其间相被侵蚀、或无沉积。

图 3-7 展示了剖面 3 两个三级层序各小层序的横向关系，该剖面在沉积中心以外，第四级层序发育不好，下部和上部层序的厚度分别为 304m 和 182m。下部层序由被密集段分开的海进和高水位体系域组成，由第三级界线之间小层序的、退积和进积叠置型式所限定。在上部层序中，小层序 1～5 叠置成一种不规则的低水位型式，上部小层序叠置型式不太清楚而不能显示出体系域特点。

图 3-8 和图 3-9 展示了剖面 1 中厚的沉积中心层序的叠置型式。该剖面长约 113km，利用钻孔资料 39 个。在 38 号钻井中的 48.5～49.5Ma 层序厚达 914m 以上，在 39 号钻井中厚度迅速增加。49.5Ma 界线是以沉积相局部向盆地迁移和以最靠近盆地的钻井中发育的低位进积复合体中砂岩体为标志确定的。在进积复合体顶部和威尔科斯组顶部清楚的密集段（49.5Ma）之间，有 5 个单独的高频层序，每一个均具有小层序组成的低水位、海进和高水位体系域。沿着每一层序界面，显示出沉积相向盆地迁移的特点，这表明海平面具有小规模的相对下降。从第四级层序的分段退积或退积叠置型式可以看出，在上威尔科克斯组发育有一个海进层序组。根据广泛分布的海相页岩确定了三级复合层序的最大海泛面。在该界面之上至少发育 9 个和 11 个由高频层序叠置而成的高水位层序组。最下部的层序较薄，且在海相为主的沉积中其轮廓不清楚。

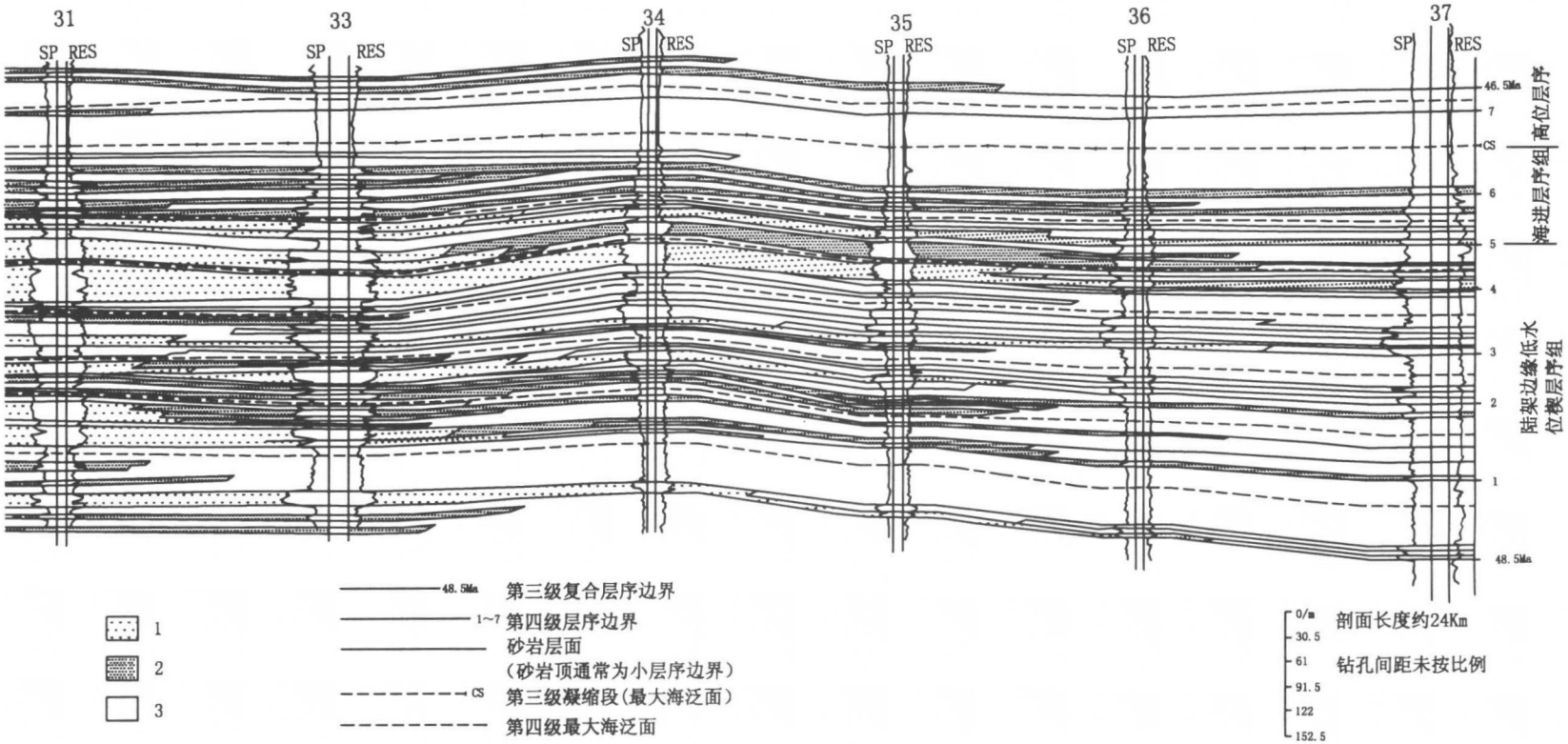


图 3-6　剖面图 I （见图 3-4）46.5～48.5Ma 复合层序详细钻井-测井对比

（据 Mitchum 等，1991）

1—块状河成-河口湾块状砂岩；2—近岸海相砂岩；3—陆架斜坡页岩

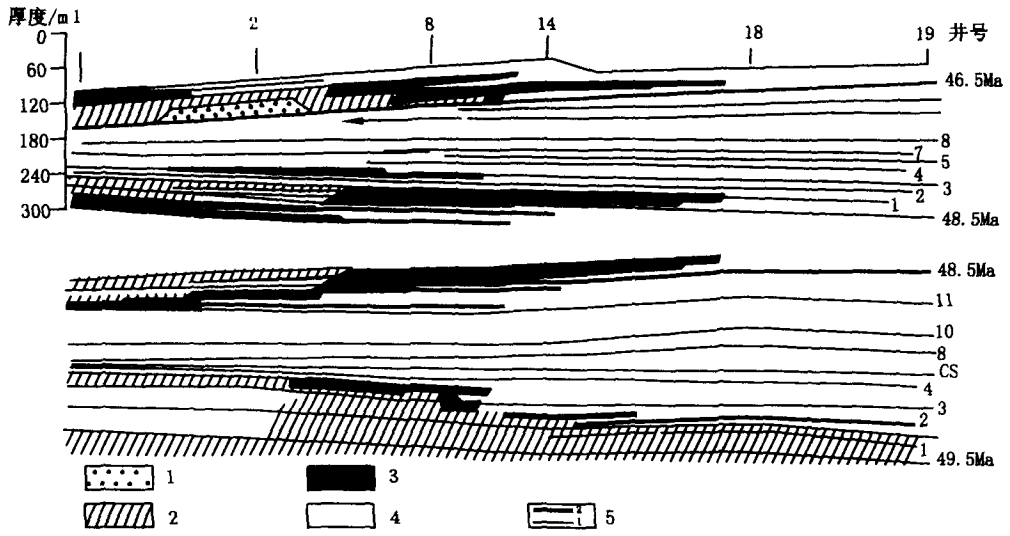


图 3-7　48.5～49.5Ma 和 46.5～48.5Ma 三级层序的简化剖面（剖面 3）

（据 Mitchum 等，1991）

1—海岸平原；2—冲积河口湾块状砂岩；3—近滨海相砂岩；4—陆架斜坡页岩；5—层序边界

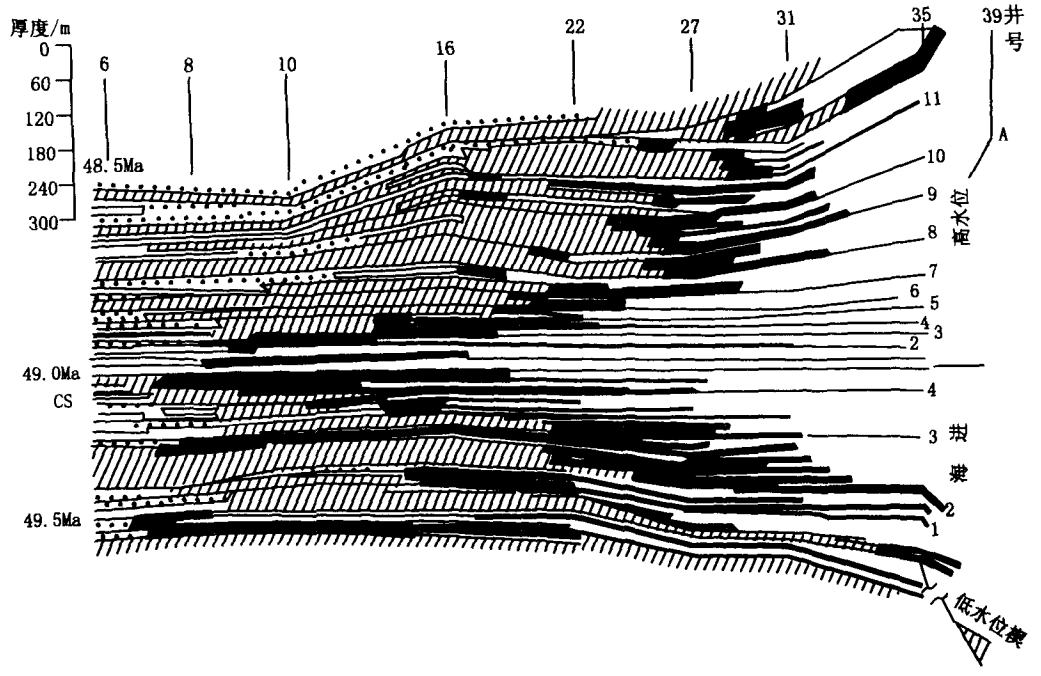


图 3-8　48.5～49.5Ma 第三级复合层序的简化剖面（剖面 1）

（据 Mitchum 等，1991）

注：图例同图 3-7

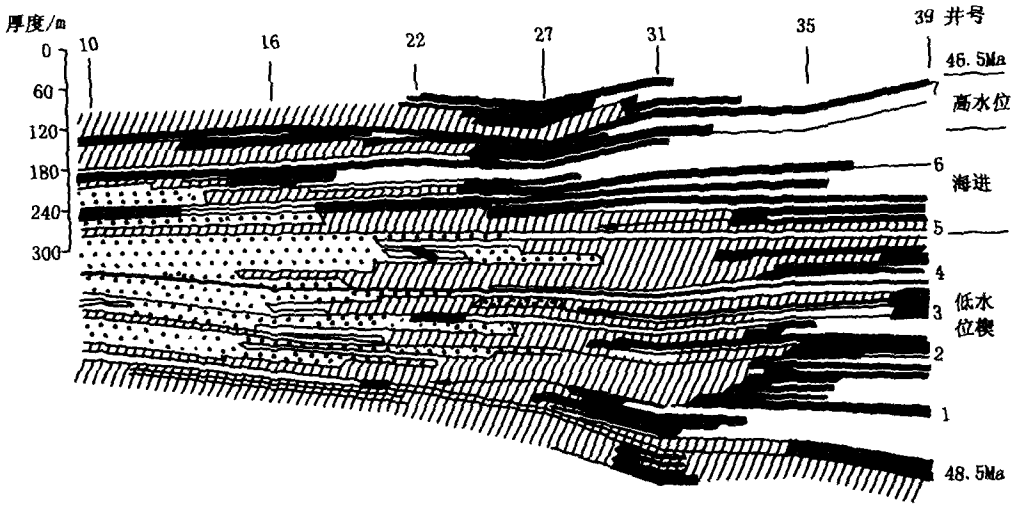


图 3-9　46.5～48.5Ma 第三级复合层序的简化剖面（剖面 1）

（据 Mitchum 等，1991）

注：图例图 3-7

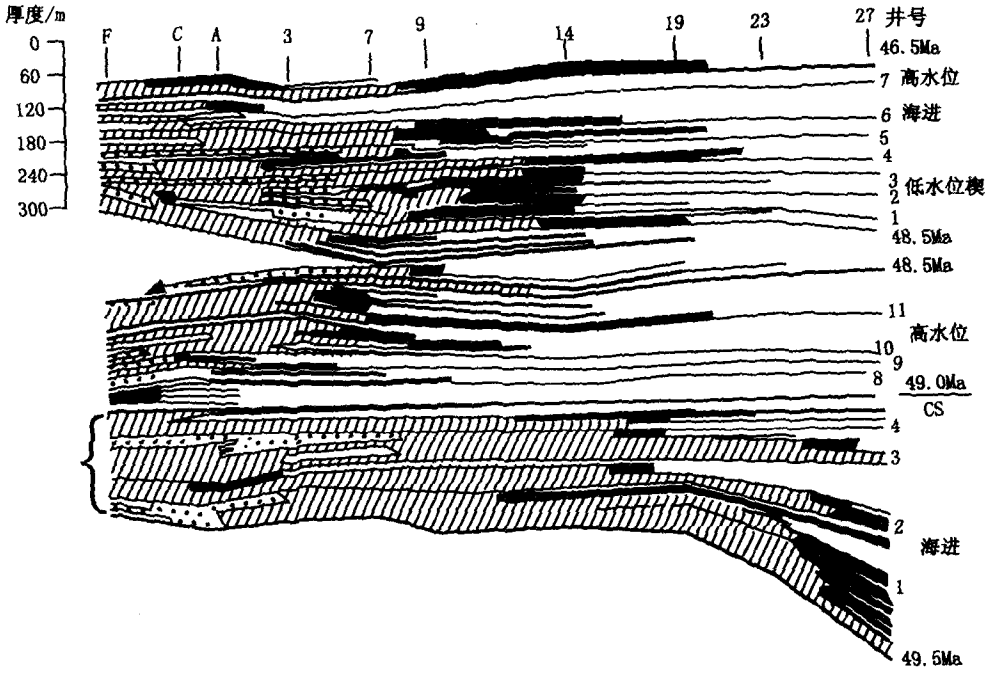


图 3-10　剖面 2 中 48.5～49.5Ma 和 46.5～48.5Ma 三级复合层序

（据 Mitchum 等，1991）

注：图例图 3-7

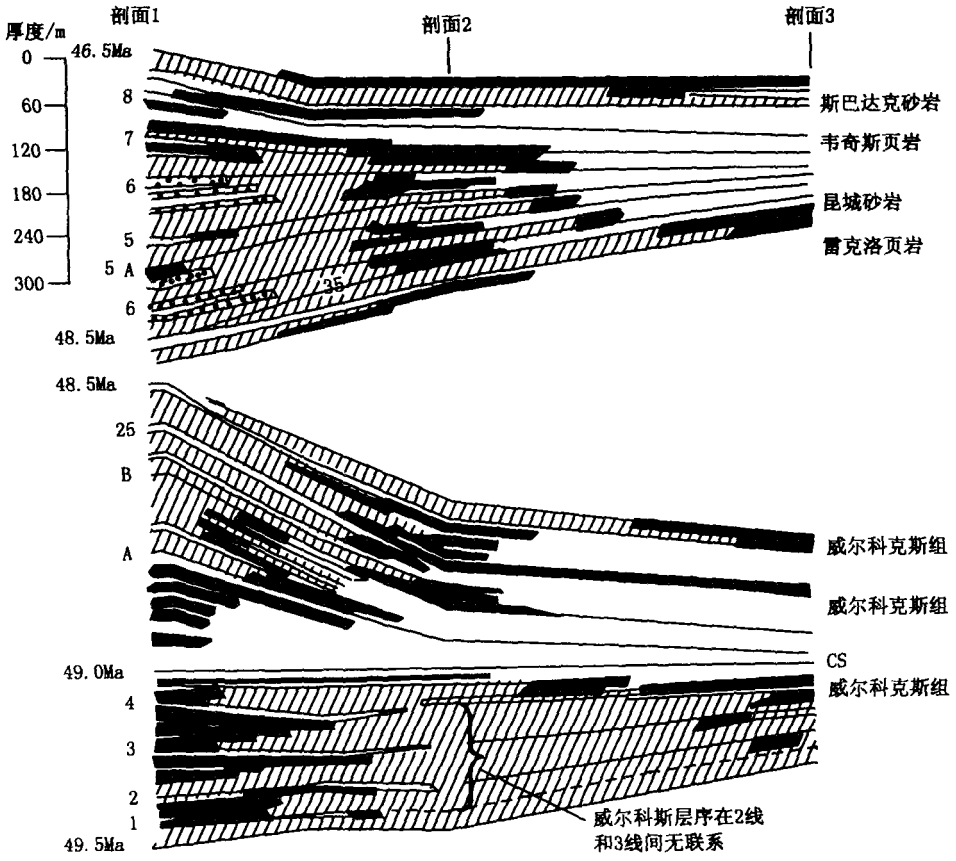


图 3-11 剖面 4中 48.5～49.5Ma 和 46.5～48.5Ma 三级复合层序

（据 Mitchum等，1991）

注：图例图3-7

在两个三级界线之间有多达 17 个四级层序，其叠置型式表明，发育低水位楔形体（在39号钻井中显示不清）、海进层序组（至 6号井威尔克科斯砂岩顶部）、密集段（CS）和高水位层序组。沿每一个四级层序界线，显示出相的向盆地小的迁移和轻微侵蚀（图例同图2-7）.

在两个三级界线之间，5个四级层序形成一种进积低水位层序组（可能为陆架楔形体）；2 个层序形成一个海进层序组；而仅有 1个层序形成一个小的高水位层序组。第三级密集段与层序 7 密集段一致。

图 3-9 展示的是沉积中心 46.5～48.5Ma 复合层序中层序的叠置型式。 39号孔厚度在620m 以上，低水位层序组中有 5个高频层序、海进层序组有 2个高频层序，而高水位层序组仅有 1个。低水位层序组中的最下部层序界线上超在 48.5Ma 层序界线上。48.5Ma 和 46.5Ma 三级层序界线上相的向盆地迁移要比低级别层序界线相的迁移大得多。由于楔形体发育于下伏复合层序（48.5～49.5Ma）中的陆架相至非海相沉积上，所以低水位层序组可能代表了一种三级陆架边缘层序组，这样， 48.5Ma 层序界线可以解释为 Ⅱ 类层序界线。

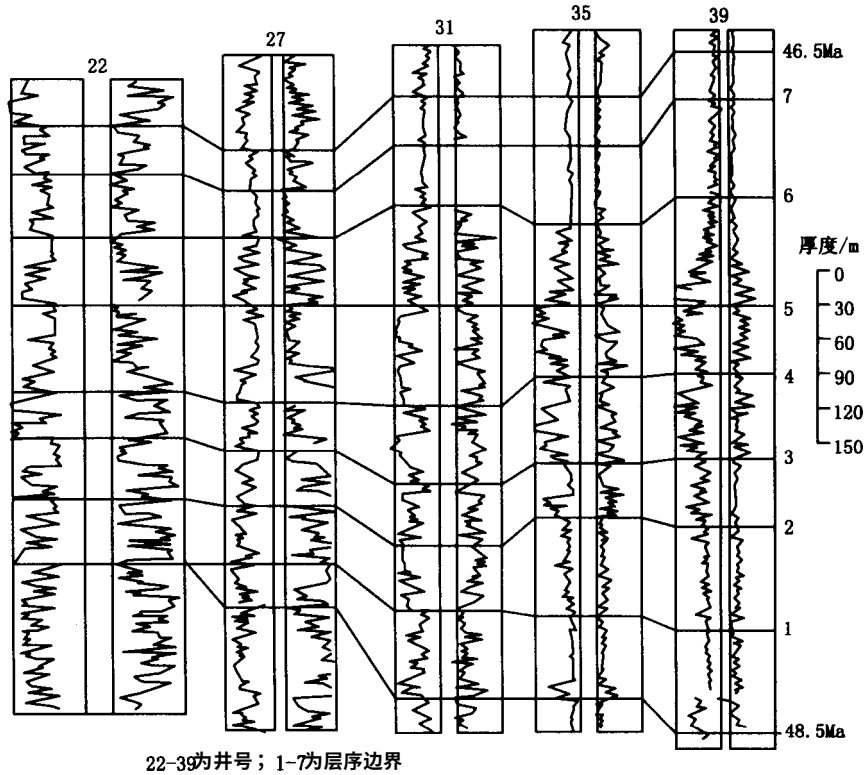
图 3-10 展示的是剖面 2 层序的分布情况，其厚度要比剖面 1 小，两个三级复合层序发

育良好。在 48.5～49.5Ma 层序中，海进层序组中的四级层序与剖面 1 相同，但在高水位层序组中，一些时代较老的四级层序非常密集和呈页片状，因此在测井曲线上无法鉴别其岩性。而且，在剖面 2 中仅识别出高水位层序组的上部层序。46.5～48.5Ma 复合层序中的四级层序数量与剖面 1 中的相同，其基本叠置型式也相同。

走向剖面（剖面 4）长约 400km，连接着其他三条倾斜剖面，利用了 120 个钻井资料（图 3-11）。该剖面展示了沉积中心和剖面 3 展示的薄的陆架沉积之间三级、四级单元的关系，三级界线易于进行全面对比。在剖面 1 和剖面 2 之间可以比较容易地鉴别出四级层序，但由于砂体向东北方向尖灭，因此从钻井记录中识别层序界面变得比较困难。在剖面中，大部分高频层序界线在泥岩内无明显的自然界面，这就需对岩心和露头做进一步的研究，以找到可能存在的证据或海平面变化的其它标志。不能识别高频层序的泥岩中也含有小层序，这些小层序的自然厚度与最终观察确定的四级层序相同。尽管如此，四级层序和小层序之间没有简单的一对一的关系，小层序应该包含于三级层序和四级层序中。四级层序和小层序可能代表了前述的四级旋回和第五级旋回。

表 3-1 中列出了威尔科克斯和昆城三级、四级层序边界标志，两个复合层序发育期间的两个三级旋回共持续 3Ma，共形成总数至少 22 个甚至高达 25 个可以识别的高频层序，出现明显的 0.12～0.14Ma 的平均频率。有些层序可能出现于盆底扇和斜坡扇中，但在陆架沉积物中没有出现。第四级旋回频率可能为 0.1Ma。

图 3-12 展示的是剖面 1 昆城组 46.5～48.5Ma 三级复合层序测井对比情况。剖面长约



22-39为井号；1-7为层序边界

图 3-12　昆城组 46.5～48.5Ma 三级复合层序的测井对比（剖面 I）

（据 Mitchum 等，1991）

56km，至少识别出 8 个四级层序，最下部层序沿 48.5Ma 三级层序界面逆向上超。层序 1～5 为进积叠置型式，形成陆架边缘楔形体；层序 6 和层序 7 和逐步退积于海进层序组中；最上部层序为进积型式，构成薄的高水位单元。沿 46.5Ma 三级层序界面，相的向盆地迁移比直接沿下伏层序大，但不及沿层序 5 和 6 延伸那么远。

表 3-1　上威尔科克斯和昆城组三级和四级层序边界的区别标志

三　　级	四　　级
显著侵蚀	较小至显著侵蚀
相大规模向盆地迁移，一般横向迁移距离很大	相向盆地迁移较小距离；沿界线相在横向上变化迅速；横向上可以渐次变为小层序组
四级层序和小层序显著上超	小层序较小上超
叠置的第四级层序组	小层序组叠置的体系域
边界上常有显著的整体垂向相变	除很突出的界线外，无整体垂向相变
地震上超，截顶；下超界面	通常在地震分辨力以下
频率为 1～2Ma	频率为 0.1～0.2Ma

第四章　高分辨率层序地层分析

自80年代以来，层序地层学原理和实践已被大多数地质学者、地球物理学者所接受。在理论上，层序地层学特别重视海平面升降周期对地层层序形成的重要影响；在实践上，层序地层学通过年代地层格架的建立，对地层分布模式作出的解释和对同时代成因地层内体系域的划分，为含能源盆地的分析，尤其是含油气盆地地层分析和盆地规模的储层预测提供了科学的理论基础和油气勘探的有效手段，有力地推动了地质学、煤及石油地质学的发展。但是，近几年来的理论研究与实际应用证明层序的成因机制分析还应该有更全面、更科学及合于逻辑的依据。层序地层学理论和方法技术还有待于更完善和更系统，或与不同学科的结合形成新的分支。同时随着盆地油气勘探与开发向更复杂和更深入的方向发展，能源地质尤其是石油地质学家需要更精确的技术和手段，以提高层序地层分析中各种单元的分辨率和储层预测的准确性。因此，近几年国外学者提出了高分辨率层序地层分析理论和技术，其中以 Cross（1994）领导的科罗拉多矿业学院成因地层研究组为代表，形成高分辨率层序地层学派，在美国和其它一些国家石油公司油气勘探、开发中发挥显著作用和重要影响。

从另一个意义上看，高分辨率层序地层学可能是指分辨率高于地震分辨率的地层学（徐怀大，1997）。高分辨率层序地层学已逐步形成了具有基础理论和研究方向的层序地层学分支，亦可称层序地层学的新发展。高分辨率层序地层学着眼于沉积矿产，特别是油气勘探中具体目标的精确预测。

第一节　基本原理

一、高分辨率层序地层学原理

高分辨率层序地层学是随着实验技术、模拟技术和地层对比的提高而产生的，它的理论核心是：在基准面旋回变化过程中，由于可容纳空间与沉积物补给通量比值（A/S）的变化，相同沉积体系域或相域中发生沉积物的体积分配作用，导致沉积物的保存程度、地层堆积样式、相序、相类型及岩石结构发生变化。高分辨率层序地层学研究的基本单元是成因层序，即以等时面为界的时间地层单元（Nummedal 等，1993），研究的基本原理是地层基准面或平衡剖面理论（Helland-Hansen 等，1996）。地层基准面作为一个抽象的、动态的非物理界面，它是相对海平面、构造沉降、沉积物供给、基底地形等的函数。基准面位置、运动轨迹及方向、波动振幅及频率等随时间而发生变化，它能准确、动态地反映容纳空间及沉积过程（Shanley等，1994）。建立在地层基准面原理基础上的高分辨率层序地层学，与 Johnson等（1985）的 T-R 旋回层序、Galloway（1989）的成因层序和 Vail 等（1987）的层序地层不同，它是以岩心、测井、露头和高分辨率地震反射剖面为基础，通过精细层序划分和对比技术，建立各种高级别的成因地层格架，对各种级别沉积体进行评价和预测，因

而具有客观、动态、准确、精细等优点。也就是说，基准面旋回所控制的地层单元的地层分布型式是有规律可循的，因此是可以预测的。

地层过程一响应沉积动力学的理论基础有以下几个方面：地层基准面原理、体积划分原理、相分异原理与旋回等时的对比法则。

1. 地层基准面原理

基准面作为相对海平面、构造沉降、沉积物供给、基底地形及古气候等的函数，它控制着容纳空间的变化。所谓基准面指的是一个侵蚀和沉积作用达到平衡的面，在这个面上既没有侵蚀作用也没有沉积作用，所以亦可称为平衡面（equilibrium surface）。又由于从上游搬运来的沉积物在此路过，但没有沉积下来，所以又叫过路不留面（bypassing surface）。还因为这个面的高程是逐步降低的，也称为递降表面（graded surface），或为夷平面，或称基准剖面(base profile)。容纳空间是一种随着地质时间发生变化的动态容积，因而仅仅考虑容纳空间的变化速率是远远不够的。当容纳空间为正值时，地层的分布格架主要受沉积供给过程的影响；沉积物供给速率超过容纳空间增大速容，则发生海岸进积作用；若两者相等，则发生加积作用；若沉积物供给速率小于容纳空间增大速率，则发生退积作用；若容纳空间为零时，则出现沉积分流现象或称为路过（bypassing）；当容纳空间为负值时，则可能出现侵蚀和切割现象（图 4-1）。

Shanley 和 McCabe（1994）指出，相对海平面变化是大陆边缘和浅海环境基准面的令人满意的替代物，而河流平衡剖面、湖平面及地下潜水面可分别替代河流环境、湖泊环境及沙漠的基准面（Shanley 等，1994）。基准面相对于地表位置的升降引起可容空间的动力学变化，进而导致沉积物保存程度、地层堆积样式、相及相组合特征等一系列地层-沉积学响应，从而控制着成因地层单元的形成。尽管基准面升降变化期间，不同的地理位置上发生着诸如剥蚀作用与饥饿作用的不同作用过程，但在一定区域内，横跨不同沉积环境的基准面升降是等时的。而且，基准面由下降到上升，或由上升到下降的地层响应，构成不同级次的基准面旋回，即形成不同级别的层序。

Cross 等（1994）认为，受海平面、构造沉降、沉积负荷补偿、沉积物补给、沉积地形等综合因素制约的地层基准面，是解释地层层序成因并进行层序划分的主要依据。Cross 等引用并发展了 Wheeler（1964）提出的基准面的概念，分析了基准面旋回与成因层序形成的过程一响应原理。Cross 等认为，地层基准面并非海平面，也不是相当于海平面的一个向陆方向延伸的水平面，而是一个相对于地球表面波状升降的、连续的、略向盆地方向下倾的抽象面（非物理面），其位置、运动方向及升降幅度不断随时间而变化（图 4-2）。

基准面在变化中总是向其幅度的最大值或最小值呈单向移动的趋势，构成一个完整的上升与下降的旋回。基准面的一个上升与下降称为一个基准面旋回。基准面可以完全在地表之上，或地表之下摆动，也可以穿越地表之上摆动到地表之下再返回，后者称基准面穿越旋回（base level transit cycle）。一个基准面旋回是等时的，在一个在基准面旋回变化过程中（可理解为时间域）保存下来的岩石为一个成因地层单元，即成因层序，其以时间面为界面，因而为一个时间地层单元。

基准面相对于地表的波状升降，伴随着沉积物容纳空间的变化而变化。当基准面位于地表之上时，就提供了沉积物的空间，沉积作用发生，任何侵蚀作用均是局部的或暂时的。当基准面位于地表之下时，可容空间消失，任何沉积作用均是暂时的和局部的。当基准面

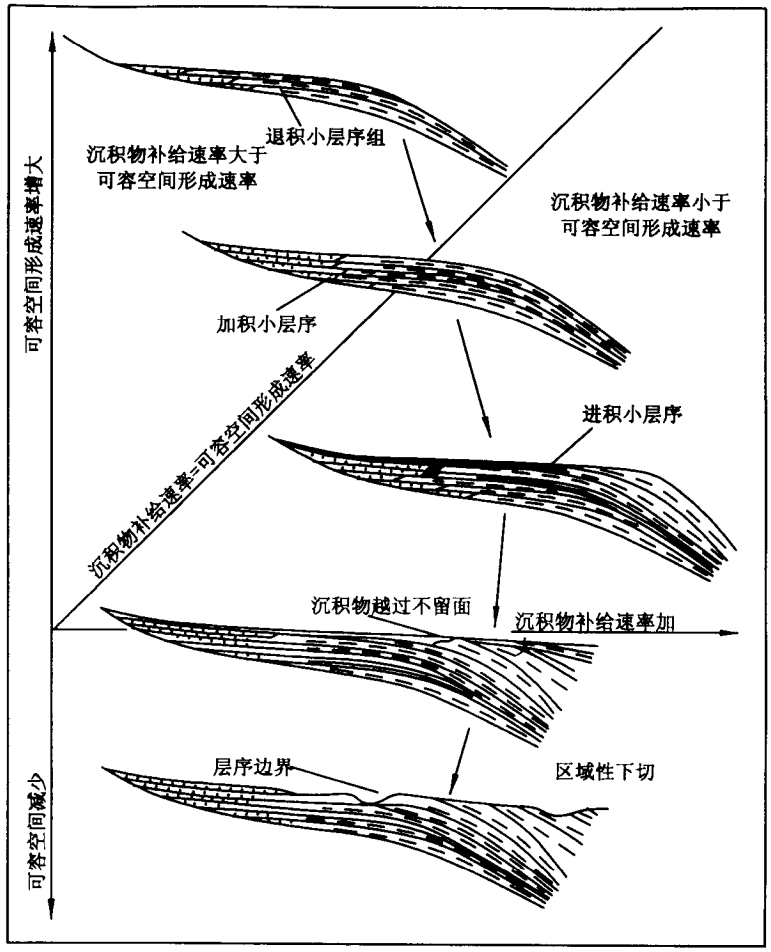


图 4-1　可容空间与沉积物补给关系图

（据 Nummedal等，1993）

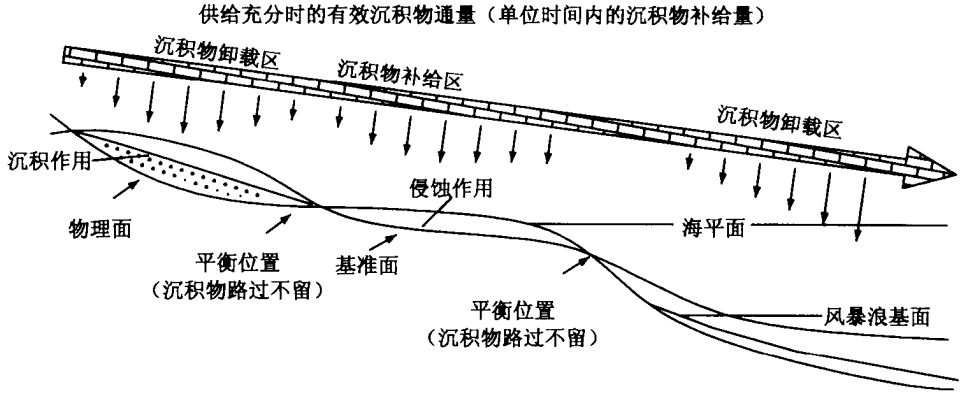


图 4-2　基准面、可容纳空间和反映可容纳空间与沉积物供给之间平衡时的地貌状态

（据 Cross，1994）

与地表一致（重合）时，既无沉积作用又无侵蚀作用发生，沉积物仅仅路过（sediment bypass）而已。因而在基准面变化的时间域内（时间是连续的），在地表的不同地理位置上表现为四种地质作用状态，即沉积作用、侵蚀作用、沉积物路过时产生的非沉积作用及沉积物非补偿（可容空间、沉积物供给量的比值，即 $dA/dS \to \infty$ ）产生的饥饿性沉积作用乃至非沉积作用。在地层记录中代表基准面旋回变化的时间-空间事件表现为岩石＋界面（间断面）（图 4-3）。因此，一个成因层序可以由基准面上升半旋回和基准面下降半旋回所形成的岩石组成，也可由岩石＋界面组成，其涵义绝非沉积层序理论中的“小层序”所能正确反映的。

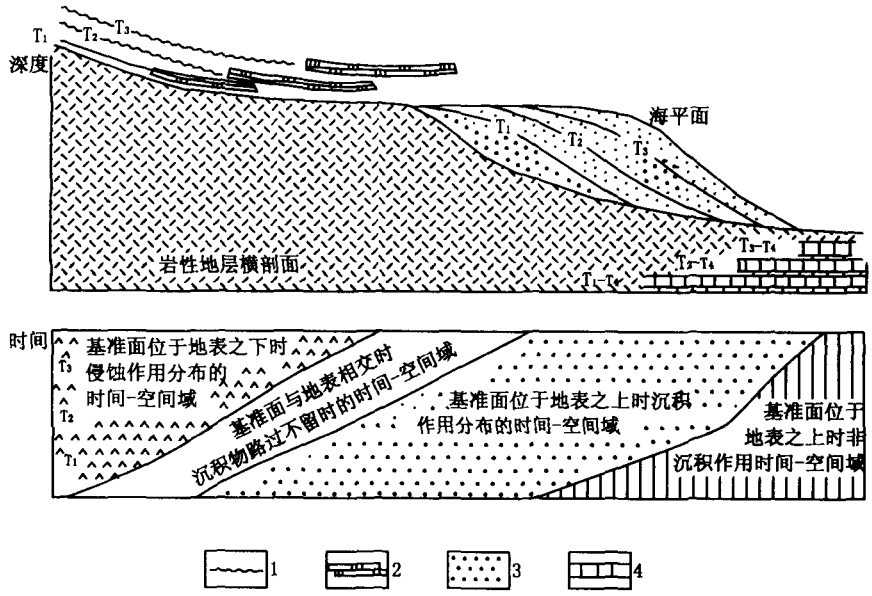


图 4-3　岩性地层剖面及侵蚀作用、沉积物的路过、沉积作用和非补偿沉积作用的时空迁移对比图

（Wheeler 图解法，1964）

1—侵蚀区；2—非沉积作用区（沉积物路过区）；3—沉积作用区；4—非沉积作用区（沉积物不补偿）

基准面处于不断地运动中，当其位于地表之上并相对于地表进一步上升时，可容纳空间增大、沉积物在该可容纳空间内沉积的潜在速度增加。但沉积物堆积的实际速度还受控于物质搬运的地质过程。也就是说，可容纳空间控制了某一时间内、在某一地理位置沉积物堆积的最大值。在沉积物质供给速度不变的情况下，可容纳空间与沉积物供给量比值（A/S 值，决定了可容纳空间沉积物（有效可容纳空间）的堆积速度、保存程度及内部结构特征。当基准面位于地表之下并进一步下降时，侵蚀作用的潜在速度将增加，但实际侵蚀速度也受沉积物搬离地表的地质过程所限制。因此基准面描述了可容纳空间的建立或消失，以及与沉积作用间的作用变化过程。可将基准面看作一个势能面，它反映了地球表面与力求其平衡的地表过程间的不平衡程度。要达到平衡，地表要不断地通过沉积或侵蚀作用，改变其形态向靠近基准面的方向运动。

2. 体积划分原理

基准面旋回及其伴随的可容纳空间变化的动力学系统，控制着地层的结构与沉积特征。

为了进一步理解这一过程-响应关系，Cross(1994）提出了沉积物体积划分(volumetric partitioning 的概念。沉积物体积划分即指在成因地层内沉积物被划分成不同的相域过程。它是基准面变化过程中，不同沉积环境内可容纳空间的四维（空间＋时间）动力学变化的产物。沉积物体积划分是一个重要概念，因为体积划分直接伴随着原始地貌形态的保存程度、沉积物厚度、内部结构等，诸多的沉积学和地层学的响应。图 4-4 说明了伴随着有效可容纳空间位置的迁移（图 4-4a)，海岸平原-滨海砂岩体系域的体积划分及沉积物沉积样式的变化(图 4-4b)。在基准面下降期间，有效可容纳空间位置向海方向迁移，空间向海增大，向陆减小，因而滨海砂岩沉积体逐渐增大，海岸平原沉积体积减小。基准面上升期间，有效可容纳空间位置向陆方向迁移，空间向陆增大，因而堆积在陆地相域的海岸平原沉积体积逐渐增大。在较长期的基准面穿越旋回形成的成因层序内，地层的堆积样式（stacking pattern）以及其地理位置的迁移，也与其在基准面旋回中的位置有关（图 4-4b)。向盆地方向迁移的进积（seaward-stepping ）堆积样式，形成于长期基准面旋回的下降期间，随之产生的垂向加积（vertical-stepping ）地层，形成于基准面旋回上升的开始阶段。向陆方向迁移的退积（landward-stepping）堆积样式，出现在基准面上升时期，随之产生的加积地层则出现在基准面上升的末期和下降的早期。

3. 相分异原理

伴随着可容纳空间的变化和沉积物的体积划分，保存在相同沉积环境中的相序、相组合、相类型和相的多样性，也有显著区别，统称为相分异（faces differentation)。因相分异直接影响着储层的物理特征，如储层相在三维空间的连续性、几何形态、岩性及相类型乃至岩石物理性质（非均质性）。如高可容纳空间与低可容纳空间形成的河道砂体，其几何形态（宽度与厚度之比）、砂体的连续性、侧向的连续性、相互截切程度、底形类别、保存程度、底滞沉积厚度与类型等均有明显差异。又如，与进积成因层序（低可容纳空间）中的滨面砂岩比较，退积成因层序（高可容纳空间）中的滨面砂岩体积减小、侧向连续性变差、相类型和相序趋向简单化，砂岩含泥量减少、分选变好、砂岩均质性较高。这些相分异特征直接影响储层物性，乃至油、气、水的流路及抽排系统。相分异特征也直接影响着煤层的形成与分布。

从基准面和可容纳空间的动力学观点出发，相同沉积体系域或相域（沉积体系的地层记录）的体积划分（各沉积环境中沉积物的体积比）、沉积物的保存程度、地层堆积样式、相序特征及相类型不是固定不变的，而是其在基准面旋回中所处的位置和可容纳空间的函数，即时间和空间的函数。因而用沉积动力学的观点，分析沉积物堆积期间基准面变化导致的可容纳空间的变化，解释地层结构及沉积学特征，在根本上不同于传统的静止的相模式类比法。

4. 旋回等时对比法则

高分辨率层序地层划分与对比，正是依据基准面旋回、可容纳空间的变化，导致岩石记录的地层学和沉积学特征的过程-响应原理进行的。成因层序对比是通过相序的变化识别层序（垂向剖面上即旋回）的位置及边界，进而分析连续的层序在空间上的排列或沉积样式，划分不同级次的基准面旋回来实现的。

基准面旋回在地层记录中留下了能够反映其所经历的时间的高分辨率的“痕迹”。反过来，地层记录中不同级次的地层旋回，记录了相应级次的基准面旋回。如何据一维钻井或

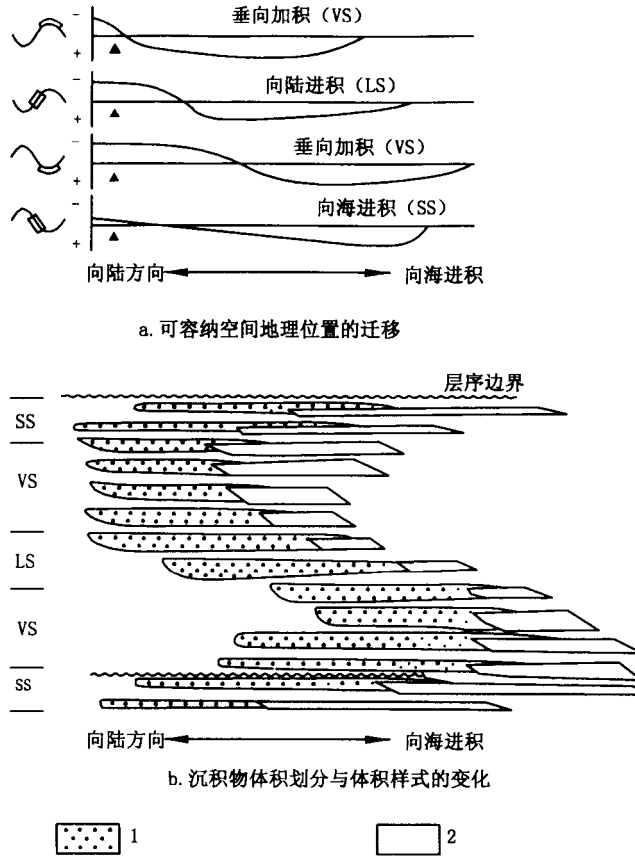


图 4-4　有效可容纳空间迁移导致沉积物的体积划分和成因地层堆积样式的变化

（据 Cross，1994）

1—沿岸平原含煤地层；　2—滨岸沉积

露头剖面上的这些“痕迹”识别基准面旋回，是高分辨率层序划分与对比的基础。

地层的旋回性是基准面相对于地表位置的变化产生的沉积作用、侵蚀作用、沉积物路过，形成的非沉积作用和沉积欠补偿造成的饥饿性，乃至非沉积作用随时间发生空间迁移的地层响应。一个完整的基准面穿越旋回及与其伴生的可容纳空间的增加和减小，在地层记录中由代表二分时间单元（每部分分别代表基准面上升与下降）的完整的地层旋回组成，有时仅由不对称的半旋回和代表侵蚀作用或非沉积作用的界面构成。旋回是在相序分析的基础上识别出来的。因为相序及在纵向上的相分异，直接与基准面旋回中可容纳空间的变化密切相关。通过能指示沉积物保存程度、堆积速度的相序、地层界面及相分异性，就可识别出地层旋回的对称程度、旋回加厚或变薄的样式，以及在跨越成因地层边界位置上相错位的幅度与方向，由此推断在时间上与基准面旋回同步的可容纳空间单向增加或减少的趋势。

以海岸平原-浅海沉积环境为例，代表基准面下降半旋回的地层旋回，以反映沉积环境逐渐变浅的相序为代表；基准面上升半旋回，则以反映沉积环境逐渐变深的相序为代表；较

长期基准面旋回中代表基准面下降半旋回的地层，由多个呈进积样式的短期旋回组成，而基准面上升半旋回则是退积结构。在钻井、露头及电测曲线上，地层堆积样式可以通过比较组成相序（短期地层旋回）的相组分识别出来。

高分辨率地层对比是同时代地层与界面的对比，不是旋回幅度和岩石类型的对比。Cross（1994）认为，在成因层序的对比中，基准面旋回的转换点（turnround point），即基准面由下降到上升或由上升到下降的转变位置，可作为时间地层对比的优选位置。因为转换点为可容空间增加到最大值或减少到最小值的单向变化的极限位置，即基准面旋回的二分时间单元的划分界线。转换点在地层记录中某些位置表现为地层不连续面，某些地理位置则表现为连续的岩石序列。岩石与界面出现的位置和比例，是可容纳空间和沉积物供给的函数。因而在对比中，要通过地层过程的分析掌握岩石与岩石对比、岩石与界面或面与面对比的时机。时间-空间图解是对地层剖面进行时间空间反演的最有效的方法（见图 4-3）极有助于对地质过程（时间＋空间）的地层响应（岩石＋界面）的理解，并有助于确定岩石对比岩石、岩石对比界面或界面相对比的时机，以检验层序对比的可靠性。

由于基准面变化的地层记录是以多级次频率（多级次旋回）出现在区域范围内，可跨越各种沉积环境，因而以地层基准面识别为基础的地层对比不依赖于沉积环境，也不需要了解海平面的位置与运动方向。

二、高分辨率层序地层研究中的几个重要概念

（一）海退

海侵、海退是地质学中的古老概念，但高分辨率层序地层学又赋予其新的函义，如强制海退、加积强制海退、非加积海退等。

1. 强制海退

与相对海平面下降相关的海退或海岸线海侵-海退旋回中包含有相对海平面下降事件的海退称为强制海退（forced regression）（Nummedal 等，1993）。当海岸线处发生相对海平面下降时，即出现强制海退。海岸线不受沉积物供给的影响，它呈倾斜状地向陆或向海位移（Helland-Hansen 等，1994）。强制海退包括非加积强制海退和加积强制海退。

在相对海平面下降背景下，无沉积物供给或缺乏容纳空间均可造成强制海退（Helland-Hansen，1994，1996）（图 4-5）。通常，海岸线沿着无沉积物供给的延伸方向不断向滩面迁移，随着海岸线—盆地水深剖面上部的暴露，出现抬升的海岸线。由于沉积物受沟蚀和浪蚀作用的影响，在持续下降的海平面形成滩脊，若沉积物供给非常微弱，此期间海平面继续下降，可造成同一剖面下部暴露，从而使海岸线较快速地向海盆位移。由于海平面下降引起的水平或近水平面暴露，就可产生非加积强制海退（nonaccretionary forced regression）（Hunt 等，1992）。在相对海平面下降期间，沉积作用彻底地向盆底迁移，当向海盆推进的海岸线达到陡面且伴有海平面下降时，在海岸线处发生非加积强制海退。尽管随着海岸线不断向盆地方向位移，沉积作用不断向下斜坡迁移，但进积作用不可能持续很长时间。

在沉积物供给丰富的区域，随着相对海平面下降，海岸线逐渐向盆地迁移则出现加积强制海退（accretionary forced regression）（Hunt 等，1996）。在相对海平面下降期间陆相沉积搬运可能局限于大型切蚀河谷，并终止于进入汇水盆地的离散点源（Hunt 等，1992）。由于切蚀性质使河谷侧向迁移能力受限，其结果导致海平面下降期间，沉积物载荷和向盆

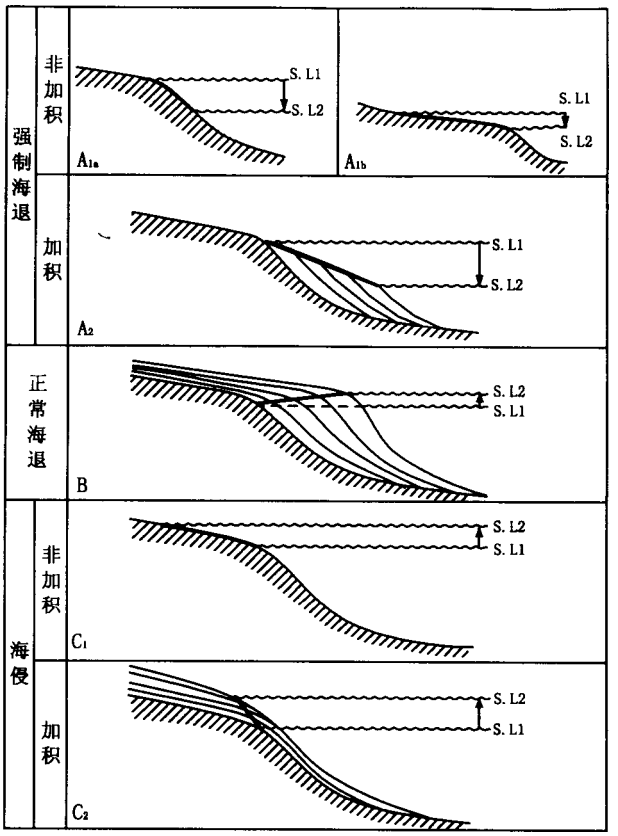


图 4-5 海岸线轨迹成因类型

（据 Helland-Hansen，1996）

注：粗黑线处代表海岸线轨迹

地沉积物总量增加，进而造成局部高的沉积物供给速率。若近岸流能量足够高，则部分沉积物在沿岸带发生再分配，使大范围海岸线受加积强制海退的影响。

由于深切谷轴向沉积物的侧向搬运速率因素的影响，初始为饥饿沉积物占据的部分海岸线，后期可容纳大量沉积物。强制海退区域中加积和非加积交替通常造成向盆地进积的沉积构架。Nummedal 等（1993）认为，加积强制海退通常造成向盆地变深、向盆地变浅和变浅-变深三种成因序列。

2. 正常海退

在海平面相对稳定或上升期间，当沉积物供给速率大干海岸线处容纳空间增长速率时，发生正常海退（normal regression），其结果使海岸线向海盆呈水平或倾斜方向迁移。有关现代和古代正常海退序列的实例很多，最典型的是形成向上变粗和向上变浅的序列。这种序列是滨面泻湖沉积产物，这暗示了进积期间某种程度的地层爬升现象。在海平面上升造成滨岸可容纳空间增加期间，海退可造成陆相沉积净的加积作用所需的空间。此期间分流体系较为活跃，而且较强制海退而言，正常海退更易发生侧向迁移。通常情况下，海平面上升时期，沿海岸线的进积速率稍低千海平面下降期，因为容纳空间是增加了而不是减小，从而可提供更大的容纳空间。

在海平面相对稳定期间，进积作用通常造成厚度与水深度相当的沉积序列。若进积作用发生于浪基面以上的浅水环境，则滨面砂与下伏粉砂岩和页岩呈突变关系，为一种形成于相对海平面下降期间的海蚀面的地层响应。在具微小坡度的海岸爬升和进积期间，相对海平面上升可形成明显扩大的剖面。 Cant（1991）进行过计算，低于30°的海岸线轨迹爬升将产生相当于正常序列双倍厚度的沉积序列。

如果假设盆底是水平的，那么随着相对海平面的上升，海岸线向盆方向水深增加，如缓坡环境的逐渐变深和陆棚环境水体突然变深，因而均叠加了水体变深的沉积响应。盆地过多的沉积物供给，导致形成过陡的面，并伴随由于块体一重力流过程使沉积中心向盆地迁移。在陆棚一斜坡—盆地背景，陆棚边缘通常出现过陡现象，若陆棚狭窄，则海岸线达到陆棚边缘的可能性增加。

3. 海侵

当海岸线处容纳空间增长速率大于沉积物堆积速率时，则发生海侵，最终造成海岸线向陆迁移。海侵侵蚀、改造再作用面，将上覆滨面和陆棚沉积与下伏沉积分开，这个向陆迁移面称为切蚀面，其成因与后退滨面波浪作用有关。

平衡剖面反映滨面后退全过程。在具干涉海侵的非平衡的海平面静止期间，通常缺失海侵改造的证据，表明海侵过程极其迅速。因为盆地浪能非常低，因而不利于切蚀面的发育。根据海岸线轨迹与冲积沉积面重合还是与之有差异，海侵可划分为非加积海侵和加积海侵两种类型。

非加积海侵（non-accretionary transgression）揭示这样一种现象，即后退海岸线轨迹与海侵波及处海岸线向陆迁移造成的陆上面密切相关（见图 4-5C_1）。因而相迁移的总角度取决于海侵面的坡度。非加积海侵期间海岸线向陆一侧不产生容纳空间，但在海侵初期可能曾经出现过可容纳空间。

低坡度、高海平面上升速率和低沉积物供给速率有利于非加积海侵的发生，因此，容纳空间产生速率明显高于沉积物供给速率。虽然沉积物不断地向河口搬运，但这些沉积物大多保存于海侵早期海岸线后的水体中，或沉积于后退滨面侵蚀海岸线后侧，或引起局部区域或部位堆积现象。海侵海岸线造成的地层记录一般很薄，并以非加积为特征。

随着海侵，由于海岸线向陆一侧有沉积物供给响应，通常发生地层向上和向陆爬升，因而海岸线轨迹向冲积沉积面偏离，这就造成加积海侵（accretionary transgression）（见图 4-5C_2）。在后退海岸线向陆一侧，容纳空间持续产生并不断被充填。如果海岸线位移角度大于加积海侵的滨面剖面，从理论上讲，应产生总体向上变深、变细的、保存完整的沉积相序。若海岸线轨迹坡度低于滨面剖面，那么在后退海岸线沉积物中就发育切蚀面。切蚀面向陆或向上呈穿时方式推进，从而导致其下部海侵沉积部分较上覆沉积物年轻。

先期海平面下降形成的深切谷通常发育加积海侵，而非加积海侵则跨决口扇地区。河谷海侵体系中向陆一侧高的沉积物供给速率有利于加积的发生，潮坪进一步扩大可导致河口湾沉积环境发育。加积海侵期间沉积物保存潜力部分地取决于滨面侵蚀深度、沉积物与拍岸浪间的距离，以及海岸线轨迹坡度。与此相似，在潮控背景下，关键的因素是潮道侵蚀深度而不是滨面波浪。

Helland-Hansen等（1994，1996）提出了相对陡倾海岸线轨迹的概念性模型，该模型将盆底块体——重力沉积与加积海侵联系在一起，而且适用于沉积物供给过剩和深水汇水

盆地相对海平面上升环境，尤其适用于正常海退造成的过陡斜坡和下斜块体——重力流沉积物搬运。随着海岸线坡度接近最稳定的海岸线——盆地斜坡坡度，相对海平面持续上升，从而发生加积海侵成因序列。

第二节　成因层序内部单元分析

一、关键界面

由于地层基准面变化及相应容纳空间随时间而变化，因而形成区域性侵蚀面、缓慢沉积面和非沉积面（Hunt 等，1992）。这些界面作为重要的成因标志面，将各种沉积序列纳入具成因和年代地层意义的地层格架中（图 4-6）。

1. 陆上不整合面

判识陆上不整合面（subaerial unconformity ）具重要意义，因为它具有预测下斜坡序列的潜力。当基准面倾斜地向海和向下位移，且其轨迹坡度大于陆相坡度时，可形成陆上不整合面。其成因是：（1）河道切蚀调整以适应向下迁移的基准面；（2）决口扇地区的非沉积间断。向海方向，陆上不整合面延展到海岸线末端位置。由于随后海侵期间的海侵冲刷，陆上不整合面部分或全部消失。河道切蚀通常由于如下原因而消失殆尽：①当下切的支流体系被上升的海平面淹没；②在随后海平面上升期间大量沉积物供给，使其埋藏于新的均衡剖面沉积之下。

理论上，陆上不整合面的形成可能需要很长时间，但作为具年代意义的地层标志，它通常与时间面一致，其上沉积物往往比下伏沉积物年轻，向下倾方向，与相关的海相成因整合面对应，但其间对比很困难。 Cjeberg（1994）通过研究认为，与陆上不整合面对应的相关面，应是与最低相对海平面对应的面。根据不整合面横向展布范围、下伏地层变形程度、沉积方式的变化和超过界面的水深或不整合面形成所需的时间跨度，可对陆上不整合面进行分级和归类。

2. 最大海侵面

作为分隔海侵沉积和海退沉积的界面，最大海侵面（maximum transgressive surface）对应于在最大向陆位置中海岸线转换（turnover ）的时间，也是两个海退单元之间垂向剖面的最深水面，相当于 Galloway（1989）的“最大海泛面”。

在最大海侵期，陆棚和远滨区域中碎屑注入速率达到最小值，形成代表低沉积速率和海蚀作用的化石或矿物特征的密集段。Loutit 等（1988）详细讨论了最大海侵期间形成的密集段和相应的面的特征。最大海侵面可根据最远向陆距离或横向分布范围或根据其形成所需的时间跨度加以分级和总结。

根据界面的可保存程度和灵活性，最大海侵面最为实用，相对于其它成因界面而言，其形成后受改造或侵蚀的可能性最小，因而适用于划分各种成因旋回，无论是干涉海平面下降旋回还是非干涉海平面下降旋回均是如此。

3. 最大海退面

最大海退面（maximum regressive surface）为一不整合面，它分割海退沉积和海侵沉积，对应于最大向海位置中海岸线转换的时间，若未被随后的海侵侵蚀作用或切蚀所侵除掉，则它应置于紧随海退序列的向上变深的最初标志，相当于 Nummedal 等（1993）的

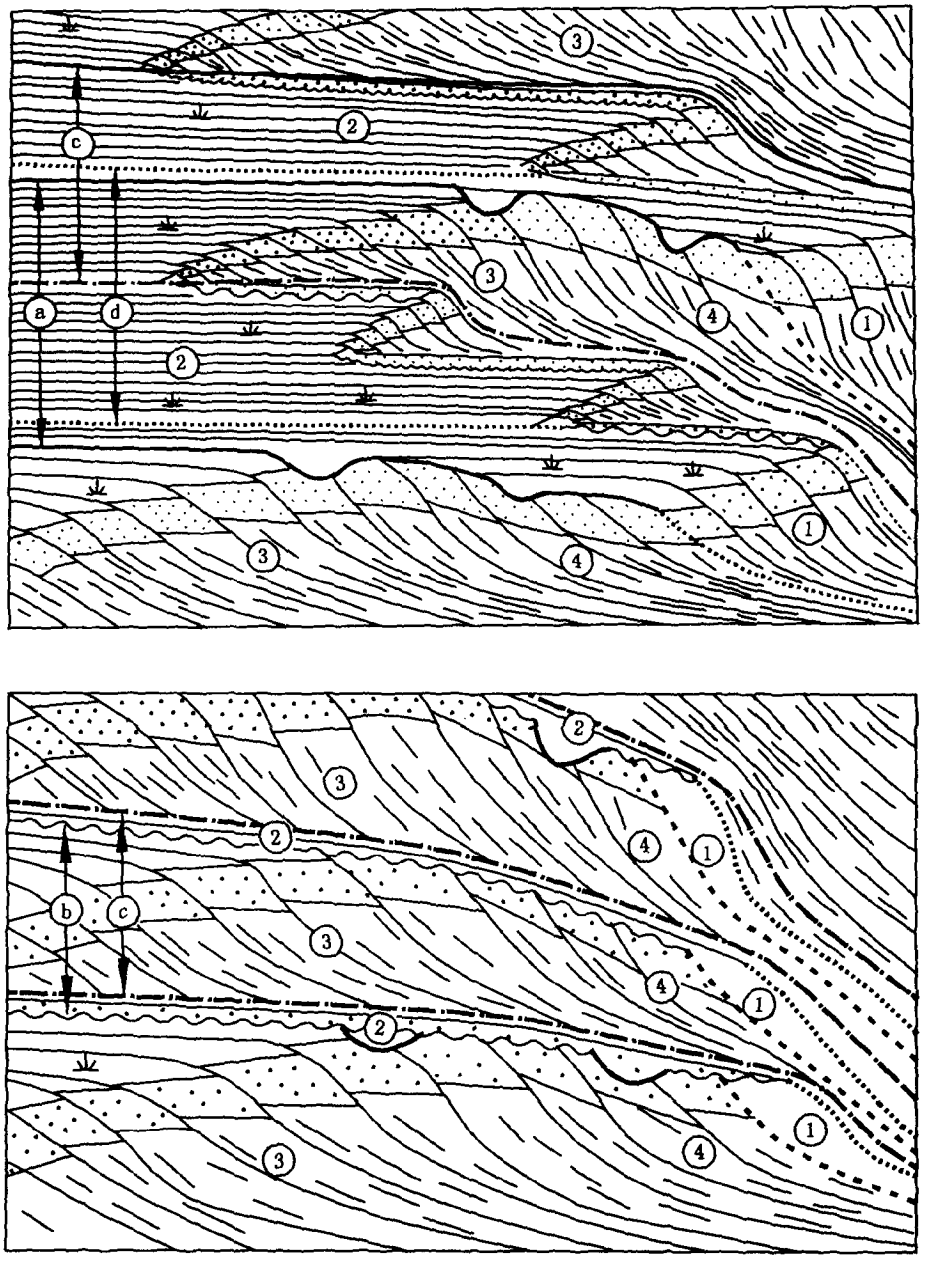


图 4-6 具干涉相对海平面下降旋回中体系域、关键界面和沉积旋回间的地层关系

（据 Helland-Hansen 等，1996）

1—陆相沉积；2—滨面砂岩；3—滨外页岩，4—最大海侵面；5—最大海退面；6—陆上不整合面；7—海退海蚀面；8—切蚀面；ⓐ-ⓓ 为旋回序号；①—④为体系域序号

“初始海侵面”和 Embry (1995)的“海侵面”。

4. 切蚀面

为海侵期间滨面侵蚀作用和随后滨面后退过程中沉积物向海、向陆再分布的产物（Helland-Hansen 等，1996）。在研究中，切蚀面（revinement surface）比陆上不整合面易于识别。但该海侵侵蚀作用面有可能是穿时的，因为在某种程度上，它被时间面所切穿(Nummedal 等，1993)。若在非加积海侵穿越“高坡度面”（high-gradient surface）期间，则不被时间面切穿，即具有等时意义。

在退积小层序序列中，可能同时出现数个切蚀面，不同切蚀面形成于不同时期。这种由多个切蚀面构成的切蚀面组合并不具年代地层意义，因为每一个向陆方向新增的切蚀面要比先期形成的面年轻（Haq 等，1991）。这种复合切蚀面等时性在很大程度上比单一面的短期穿时性更易于受到侵挠。

因此，可以认为除海侵背景外，切蚀面的形成需要特定的条件，波浪、风暴流和潮汐活动最易于形成切蚀面。若盆地能量低，则切蚀面难以识别或可能不存在。

5. 海退海蚀面

作为海岸线向海的滨面侵蚀作用的产物，海退海蚀面（regressive surface of marine erosion)主要形成于相对海面下降期间，特别是海岸线轨迹与沉积基底交汇期，但亦可形成于浅水环境的正常海退期。海退沉积顶部的陆上不整合面存在与否，在判别海退海蚀面是形成于强制海退期还是浅水正常海退期，具重要意义。

海蚀面的形成需要特定的条件，如在浪控盆地和浅水条件下，能使滨面向下侵蚀到海底。在相对海平面下降期间，滨面侵蚀作用对沉积物向陆和向海的再分配起重要作用，并在侵蚀面向海迁移时，其上、下均有沉积物堆积。与切蚀面相似，海退海蚀面可能是穿时的，且其横向分布范围有限。因此，其划分沉积旋回的作用是有限的，但在层序对比和制图方面具实用价值。

二、沉积旋回

旋回系指“一系列回归始点的事件 Bates 等，1980)”。缓慢沉积面、非沉积面和侵蚀面中任意两个年代地层面之间的沉积，构成一个异地层单元。作为具成因意义的地层单元，异地层单元未必反映沉积旋回性质。对与地层基准面有关的旋回而言，两个最大海侵面或两个最大海退面、两个陆上不整合面或两个切蚀面，均是包含一个沉积旋回的典型的面。

在地层基准面复合叠加的剖面中，复合海岸线迁移型式由多个岩套 motifs)组成，因而具有旋回性特点。下面探讨由海退和海侵交替（不含或含干涉相对海平面下降）形成的沉积旋回，但不涉及海退和海侵是否是单一的海岸线迁移或长周期复合叠加的产物，所提及的“最大海侵面”和“最大海退面”，实际上也包含复合海退—海侵系列中的最大海退面和海侵面。

1. 体系域

体系域是根据其在旋回中的位置定义的单元，沉积旋回若不考虑其中的关键界面，可划分为若干体系域，它们被限定于最高与最低相对海平面和最大海退与最大海侵面之间。

在一系列海退和海侵单元沉积期间，可能发生或没有发生过干涉相对海平面下降。若发生海平面下降，则在适当条件下海退沉积可划分为沉积作用的上升期和下降期（Hart，1992)。因而旋回中包含 4 个体系域，其中 3 个为海退体系域和 1 个为海侵体系域。其成因

是（见图 4-6）：①形成于相对海平面上升期间（即从最低海平面至最大范围海退）的沉积；②形成于相对海平面上升期间（从最大范围海退到最大范围海侵）的沉积；③形成于相对海平面上升期间（从最大范围海侵至下次相对海平面开始下降）的沉积；④形成于相对海平面下降的沉积。

图 4-6 展示干涉相对海平面旋回中体系域、关键界面和沉积旋回之间的地层关系。其中的每一体系域均可进行时空收缩和扩大，但其序列是固定不变的，如体系域①可能很薄或几乎消失。然而有理由认为，至少某些沉积形成于海侵前的相对海平面上升时期，当相对海平面达到最低位置时，沉积物供给可能局部很多，但有时可能出现最低海平面和开始海侵之间的时间延滞现象。同样，体系域②亦可能薄，尤其当其形成于非加积海侵期间更是如此。

每一体系域相当于一个沉积构架（architecture）（Cross，1994）。体系域①和③可视为为一个正常海退旋回产物或被海侵分割的正常海退事件；体系域②可能由连续的非加积或加积海浸构成，或可能由被海侵分割的正常海退退积组合构成；体系域④可能为一简单的非加积强制海退，或一个加积强制海退，或是联合的加积和非加积强制海退形成“滨岸低水位小层序（stranded lowstand parasequence）”。

区分体系域④、①和③的依据包括具突变的侵蚀基底的滨面砂岩或垂向压缩的滨面序列。体系域④形成于海平面下降期间，而体系域①和③则以渐变的向上变粗序列为特征。

若体系域①发育完好，且陆上不整合面上发育冲积相，则可在向下“下超”的斜坡沉积中产生向陆上超的“S 型”斜坡地形的地方，可识别出体系域④和①之间的差别。体系域③和④向上延伸至陆上不整合面，而体系域①则不然。但海退体系域之间的侧向变化是轻微而渐变的，包括向上变粗变浅的滨线序列（Shanley，1994）。

2. 以陆上不整合面所界定的旋回

属相对海平面下降的产物，该类旋回相当于 Vail 等（1984）的沉积层序。陆上不整面可能是划分旋回的良好地层标志，但通常被海侵侵蚀作用所侵除。陆上不整合能否避免随后而来的海侵侵蚀，主要取决于：（1）不整合面形态，如侵蚀愈深，保存潜力愈大；（2）相对海平面上升期间沉积作用造成的地层爬升，与陆上不整合面垂直高度有关；（3）海侵侵蚀深度。其中，对第（2）条而言，陆上不整台面的保存可通过体系域①和②中的沉积地层爬升实现，体系域①进积作用造成的先于海侵的地层爬升越多，保存的陆上不整合面向上游延展愈远；当上覆地层爬升很小时，随后发生的非加积海侵将侵除掉绝大部分上超的冲积相。随着体系域①变薄或消失，绝大多数陆上不整合面得以保存下来，当体系域②作为加积海侵产物或由加积海侵及正常海退构成时，同样发生上述现象，对第（2）种情况而言，海侵地层爬升始于一系列退积小层序中的初始进积脉冲（initial progradation pulse）（Helland-Hanson 等，1996）.

3. 以切蚀面所界定的旋回

若体系域①或②爬升地层中的陆上不整合面未能保存，则陆上不整合面、潜在侵蚀面和最大海侵面交汇在一起并局部重合。陆上不整合面通常在非加积海侵期间被改造或侵除掉，随后出现切蚀面。在缺失陆上不整合面的情况下，切蚀面对沉积旋回的形成具有利条件。在切蚀面向海方向最终消失的地方，它们与最大海退面连接或被最大海退面取代。因此，研究工作中，应当避免同时运用陆上整合面、最大海退面及切蚀面进行分析，因为在

陆上不整合面及相关面与最大海退面之间可能存在穿时性。若以旋回中陆上不整合面为划分依据，则划分盆地相区旋回应是与陆上不整合面相关的整合面，而非最大海退面。在无海平面下降和不存在陆上不整合面的地方，切蚀面可用于划分沉积旋回。在运用切蚀面进行沉积旋回划分时应加以小心，首先在海侵期，海岸线向陆一侧并未发生沉积，只有当切蚀面与侵蚀面或暴露面共生时，切蚀面才具等时性，因为陆上不整合面通常是等时的。其次，若通过进积脉冲向陆后退以发生全部海侵（“退积小层序组”）时，则可出现数个近等时的向陆推进的切蚀面，它们总体上是穿时的。 Walker（1990）对切蚀面作为划分沉积旋回潜在的界面（即海侵侵蚀面）的重要性进行了评估，同时也认识到其在退积序列中的穿时性，但他证实了切蚀面在“小型”地层对比中的实用性。

4. 以最大海侵面所界定的旋回

被最大海侵面限定的旋回与 Galloway（1988）的成因地层层序相一致，最大海侵面具有很大的保存潜力，因为它代表沉积旋回中最深水的面，不易被后期浅海或陆相侵蚀。与最大海侵后浅水海退共生的滨面侵蚀，或与相对海平面下降共生的滨面或河流侵蚀，可能与最大海侵面部分改造或侵蚀有关。

最大海侵面可用于划分相对海平面下降的序列，亦可用于无相对海平面下降的旋回中，或其它成因旋回中。

5. 以最大海退面所限定的旋回

该旋回与 Johnson 等（1985）的海侵-海退（T-R）旋回相当。但是，仅依据最大海退面进行旋回分析通常是不可行的，因为在随后的海侵期间通常伴有改造和侵蚀作用的发生。只有通过地层爬升海侵沉积物，如向陆推进的小层序，该面才能保留下来。另外，识别出最大海退面难度很大，因为它们通常分布于冲积序列中。然而，在滨面最大向海位置，因滨面不受海侵滨面侵蚀的影响，因而此处易于识别出最大海退面，若结合向陆延展的切蚀面，则在划分沉积施回中具重要意义。

第三节　高分辨率层序地层分析方法应用实例

一、研究方法

高分辨率层序地层学是对地层记录中反映基准面变化旋回的时间地层单元的二元划分，因而其理论与技术应用的关键在于如何在地层记录中识别代表多级次基准面旋回的多级次地层旋回，并进行高分辨率的等时地层对比。层序的边界可以是基准面上升到下降的转换点，如含煤地层中的泥岩、煤层或石灰岩，也可以是基准面下降到上升的转换点，如砂体冲刷底面。但是，如何将与异旋回事件有关的砂体（区域上是等时的）与冲积砂体区别开来是非常重要的。一般认为，侧向上和垂向上叠置砂体的底面与异旋回事件有关（Sharley 等，1994）.

通过体积比分析和相分异分析可以反演出可容纳空间的单向迁移方向、地层堆积样式、基准面升降及界面位置，进而划分出最基本的基准面旋回（简称短期旋回）。然后依据各短期旋回的体积划分和叠置样式，又可划分出中期基准面旋回（简称中期旋回）。依次还可划分出长期基准面旋回（简称长旋回），这是高级别的层序和基准面旋回。然而，更关键的工作是在不同级次界面识别和不同级别基准面旋回划分的基础上，由长周期到短周期逐级进

行基准面旋回的对比。

高分辨率层序地层学研究是岩心、测井、露头、地震测量资料相结合的综合层序地层学研究方法（Wan Wagoner 等，1990、1991）。地震勘探的采集、处理和显示技术在不断改进、提高，提高分辨率后的地震资料，将会给层序地层学分析带来一些出乎意料的效果（徐怀大,1997）。有的研究者强调露头的高分辨率层序地层研究，在出露良好的典型露头建立典型的高分辨率层序地层样式，是十分有意义的。国外应用一种露头伽玛射线强度测量方法（Davies，1996），将地面测得的曲线和附近钻井中伽玛测井曲线进行对比，找出其间的关系。但这种对比有可能存在一定程度的穿时现象。目前最流行的是将测井资料用于高分辨率层序地层研究（Cross，1994）；也有的学者采用高密度微体和超微体古生物方法（Armentrout，1996）；还有的学者采用高密度碳氧同位素法（Mtizchell 等，1996）。而上述这些方法都是与测井、地震资料相结合的，因而，综合方法是高分辨率层序地层学的关键。

二、基准面旋回的识别与对比技术

根据基准面旋回和可容纳空间变化原理，地层的旋回性是基准面相对于地表位置的变化产生的沉积作用、侵蚀作用、沉积物路过形成的非沉积作用和沉积欠补偿造成的饥饿性乃至非沉积随时间发生迁移的地层响应。地层记录中不同级次的地层旋回记录了相应级次的基准面旋回，每一级次的地层旋回内必然存在着能反映相应级次基准面旋回所经历时间的痕迹（或轨迹）。如何根据钻井资料或露头剖面上的这些记录痕迹识别基准面旋回，是高分辨率层序划分与对比的基础。而测井资料（尤其多类型测井曲线）也提供了信息丰富的识别标志。

（一）基准面旋回的识别

用来识别基准面旋回的沉积与地层特征可以概括为：（1）单一相物理性质的垂向变化；（2）相序与相组合变化：（3）旋回叠加样式的改变；（4）地层几何形态与接触关系。这些特征均反映着可容纳空间和沉积物补给通量比值（A/S）的变化。

1. 岩性剖面上的识别标志

岩心、钻井剖面，特别是三维露头剖面，较测井、地震反射剖面具有更高的分辨率，因而是最高级次旋回识别的基础。在岩性剖面上，旋回界面识别标志如下：

（1）地层剖面中的冲刷现象及其上覆的滞留沉积物，其或代表基准面下陷于地表之下的侵蚀冲刷作用，或代表基准面上升时的水进冲刷面。后者与前者的区别是冲刷面之上多见盆内屑，且幅度较小。

（2）作为层序界面的滨岸上超的向下迁移，在钻井剖面中常表现为沉积相朝盆地方向移动，如浅水沉积物直接覆于较深水沉积物之上，河流、浊流砂砾岩直接覆于深水泥岩之上，两类沉积之间往往缺失过渡环境沉积。

（3）岩相类型或相组合在垂向剖面上转换的位置，如水体向上变浅的相序或相组合向水体逐渐变深的相序或相组合的转换处。

（4）砂、泥岩厚度旋回性变化，如层序界面之下，砂岩粒度向上变粗，砂泥比向上变大；层序界面之上则反之。这种旋回的变化特征常以叠加样式的改变表现出来。

根据上述特征可在不同沉积环境中识别短期基准面旋回（图 4-7）。

2. 测井曲线识别标志

测井曲线基准面旋回的确定，特别是旋回界面的确定，是在对取心井段标定的基础上

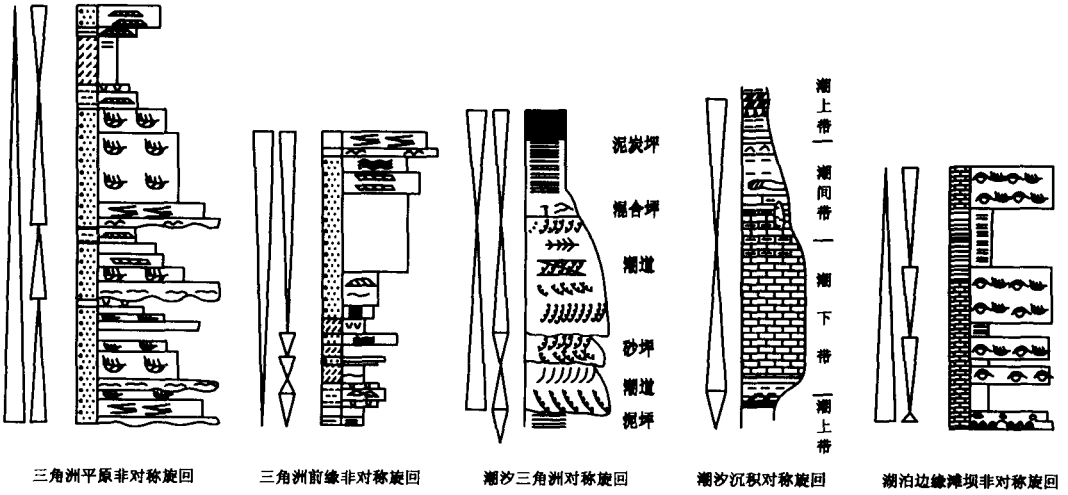


图 4-7　不同沉积环境下识别出的短期旋回特征

（据邓宏文等，1996）

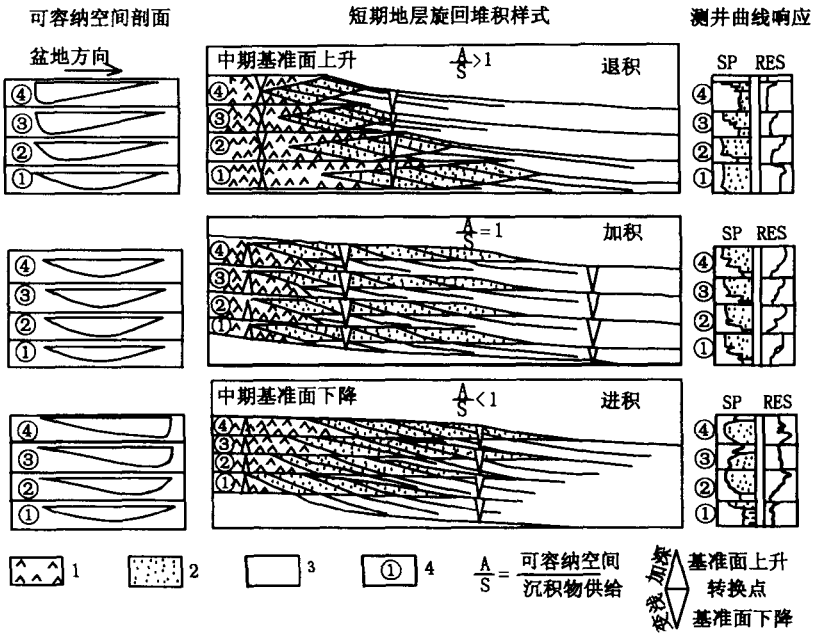


图 4-8　短期旋回叠加样式及其测井响应

（据 Cross，1994）

1—海岸平原砂岩和泥岩；2—浅海砂岩；3—海相泥岩；4—短期地层旋回

进行的。也就是说，首先要利用取心井段建立短期旋回及界面的测井响应模型，用以指导区域非取心井测井曲线的旋回划分。测井曲线对于较长期基准面旋回叠加样式的分析确定尤为有效，这是因为组成较长期旋回的短期旋回具有特定的叠加样式，是在较长期基准面

旋回上升与下降过程中向其幅度的最大值（最大可容纳空间）或最小值（最小可容纳空间）单向移动的结果，也就是说是在大致相似的地质背景下形成的一套成因上有联系的岩石组合。这些叠加样式常常具有鲜明的测井响应（图 4-8），向湖（海）盆方向推进的叠加样式（进积）形成于较长期基准面下降期，此时 $A/S<1$，即沉积物供给速率大于可容纳空间的增加速率，岩石学方面的性质与下伏旋回相比具可容纳空间减小的特征；向陆推进的叠加样式（退积）形成于较长期基准面旋回的上升时期，此时 $A/S>1$，即可容纳空间增加速率大于沉积面供给速率，上覆短期旋回的性质与相邻下伏旋回相比，在沉积学、岩石学方面表现出可容纳空间增大的特征；短期旋回呈加积叠加样式，则出现在较长期准面旋回上升到下降的转换时期，$A/S=1$，相邻短期旋回形成时可容纳空间变化不大。东濮凹陷前梨园洼陷沙河街组三段，是说明如何运用测井曲线中短期旋回的叠加样式分析中期基准面旋回（图 4-9）的典型例子。

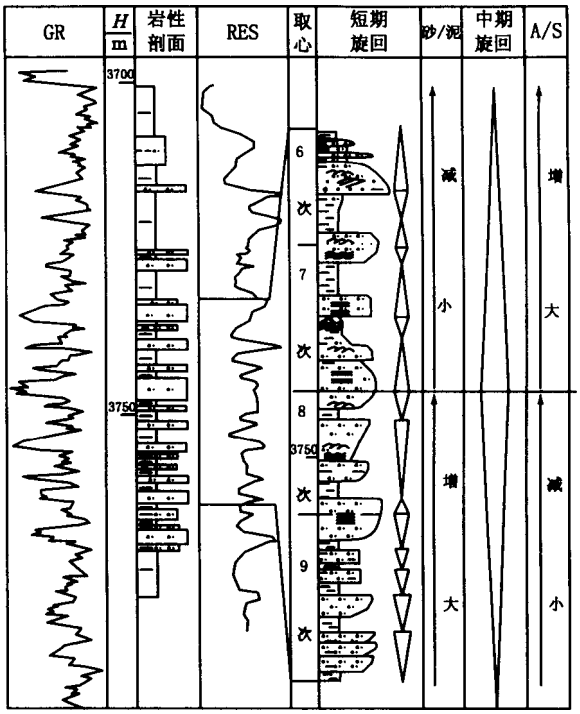


图 4-9　进积-退积对称型中期基准面旋回的岩性-电性响应

（据邓宏文等，1996）

3. 地震剖面上的识别标志

地震反射界面基本是等时的或平行于地层内的时间面，因而可以运用地震反射剖面进行基准面旋回分析，但受地震信息分辨率的限制，地震反射剖面通常只能用来识别长期基准面旋回。用于识别旋回界面的主要地震标志如下：

（1）区域分布的不整合或反映地层不协调关系的地震反射终止类型，即常规的地震地层分析标志。

（2）与中期或长期基准面旋回上升到下降转换位置（最大可容纳空间）相对应的高振幅连续反射界面或一组反射。

（3）与测井曲线和岩心观察到的区域相变可对比的地震反射特征（振幅、连续性、频率、地震相等），在区域上发生重大变化。

（4）与测井曲线和岩心中可观察到的地层叠加样式变化可对比的地震反射几何形态的变化（如由高振幅、水平反射到低振幅 S 形反射）。

图 4-10 为运用地震剖面识别出的中期基准面旋回（东濮凹陷沙河街组三段）。

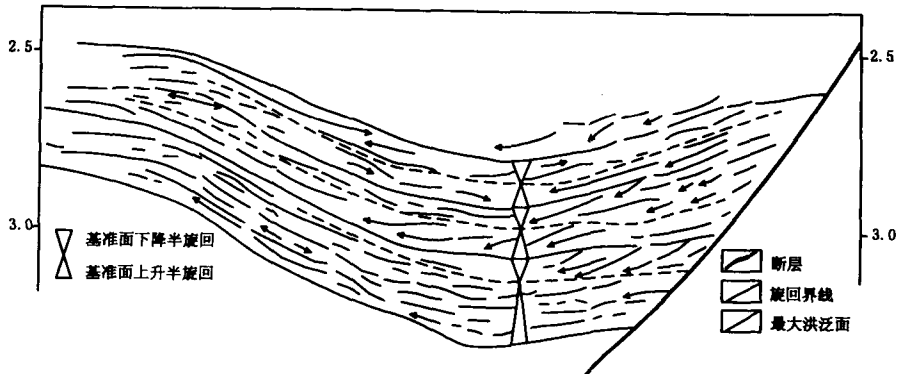


图 4-10　地震剖面上识别出的中期基准面旋回

（据邓宏文等，1996）

1—断层；2—旋回界线；3—最大洪泛面

依据露头、岩心、测井与地震剖面确定的基准面旋回要互相验证。较低级次的测井旋回的识别须在岩心、露头标定的基础上进行，其划分结果还可以通过合成地震记录及转换成双程旅行时间的测井曲线，将地震不整合或其它类型界面标定到钻井中去验证。而地震旋回边界的识别也要以钻井剖面上的测井旋回分析为基础。

（二）地层旋回等时对比技术

高分辨率地层对比是同时代地层与界面的对比，不是旋回幅度和岩石类型的对比，一个完整的基准面穿越旋回及与其伴生的可容纳空间的增加与减少，在地层记录中由代表二分时间单元（每部分分别代表基准面上升与下降）的完整的地层旋回组成，有时仅由不对称的半旋回和代表侵蚀作用和非沉积作用的界面构成。

Cross（1994）认为，在成因层序的对比中，基准面旋回的转换点（turnround point），即基准面由下降到上升或由上升到下降的转变位置，可作为时间地层对比的优选位置。因为转换点为可容纳空间增加到最大值或减少到最小值的单向变化的极限位置，即基准面旋回的二分时间为连续的岩石序列。岩石与界面出现的位置和比例，是可容纳空间和沉积物供给的函数。因而在对比中，要通过地层过程的分析掌握什么时候岩石与岩石对比、岩石与界面对比或面与面对比。时间一空间图解是对地层剖面进行时间空间反演的最有效的方法，极有助于对地质过程（时间十空间）的地层响应（岩石＋界面）的理解，并有助于确定什么时候岩石对比岩石、岩石对比界面或面面对比，以检验层序对比的可靠性。

由于基准面变化的地层记录是以多级次频率（多级次旋回）出现在区域范围内，可跨越各种沉积环境，因而以地层基准面识别为基础的地层对比不依赖于沉积环境，也不需要了解海平面的位置与运动方向。

图 4-11 为海岸平原-浅海沉积环境地层层序的堆积模式、厚度的时空变化以及层序地层对比。

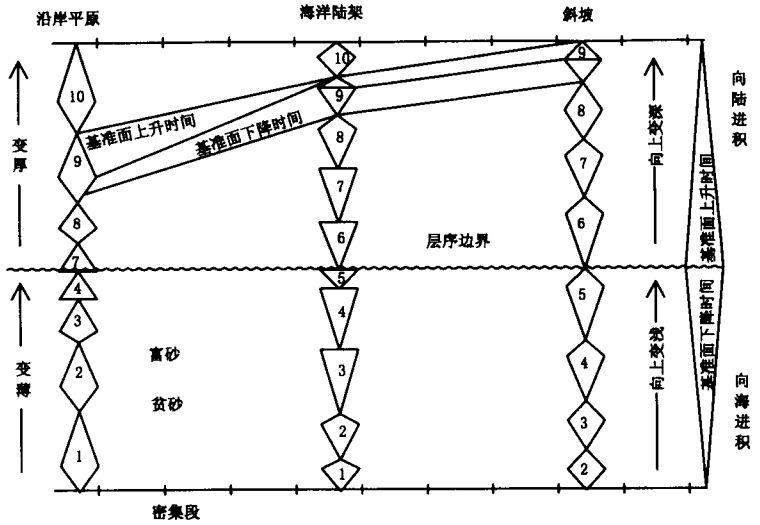


图 4-11 浅海沉积环境成因地层动态对比概略图

（据 Cross，1994）

三、应用实例

（一）海相地层的高分辨率层序地层

Cross（1994）成因地层组建立的海岸平原-浅海硅质碎屑岩的对比模式，说明体系域的体积划分及对比方法。由图 4-12 可以看出，伴随长期和短期基准面旋回发生的可容纳空间地理位置的迁移，在海岸平原-浅海相的不同地理位置沉积了不同的地层剖面。地层的加厚与减薄以及相序对称性是有规律可循的。海岸平原沉积的垂向旋回在基准面上升期加厚，在基准面下降时期减薄。厚度变化反映了可容纳空间与充填此空间的沉积物比值（A/S）的变化。就旋回对称性而言，基准面上升期间冲积平原具“向上变深”的非对称旋回，基准面下降旋回通常表现为不整合。海岸平原位置同时发育基准面上升和下降组成的对称旋回，具有由“向上变浅”和“向上变深”相序组成的对称性旋回。浅海滨面相通常仅发育基准面下降时沉积的非对称的“向上变浅”的相序，而基准面上升时期以海侵冲刷面为代表。向海方向旋回的对称性增加。相序的对称性反映了基准面上升与下降旋回中，沉积物比值和沉积物所代表的时间与“面”所代表的时间比值的变化，与古地形关系较为密切。

图 4-11 展示的是海岸平原-浅海沉积环境地层层序堆积模式、厚度的时空变化以及层序地层对比。由海岸平原经浅海陆架至斜坡位置，成因层序及组成该层序的相序随时间发生迁移。在基准面长期下降期间，尽管短期旋回具周期性变化特征，可空纳空间总的趋势是逐渐减小。随可容纳空间逐渐减小，浅海陆架旋回逐渐加厚，更多的基准面下降非对称旋回出现。当可容纳空间减小到接近或处于可容纳空间极小值时，旋回厚度减小，顶部为基准面下降不整合面或沉积物路过时形成的非沉积作用面。海岸平原沉积则相反，旋回厚度逐渐变薄，并以非对称性的基准面的上升旋回为主。从长期基准面下降到上升的转变，标

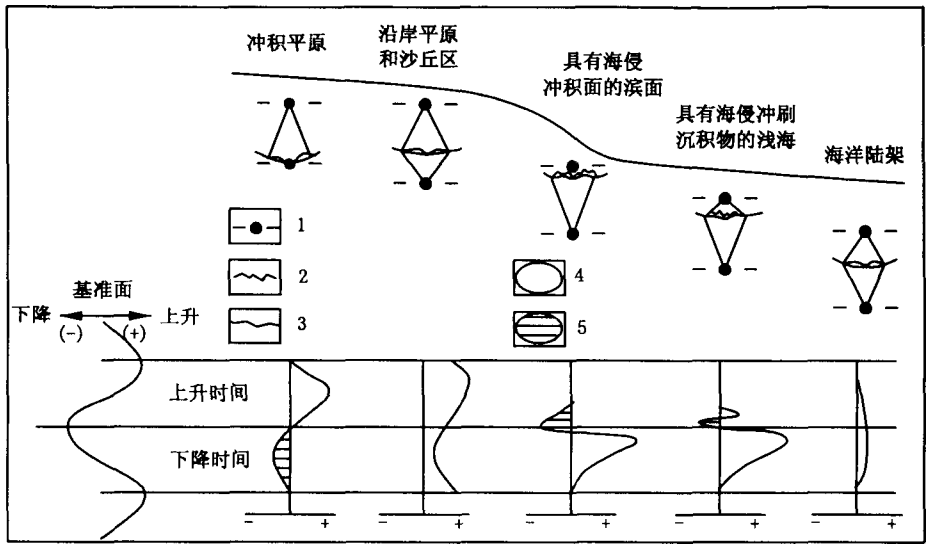


图 4-12 基准面穿越旋回沿岸平原一浅海相域体积划分与旋回对称性变化

（据 Cross，1994）

1—最大洪泛面；2—海侵冲刷面；3—基准面下降不整合；4—沉积作用；5—侵蚀作用

志着另一时间幕的开始，但可容纳空间总的趋势是增加。随可容纳空间的增加，浅海陆架旋回由不对称到对称旋回，厚度逐渐减薄。而海岸平原旋回，对称性增加，厚度逐渐变大，基准面旋回上升与下降期间会有更多的沉积物沉积和保存。

（二）非海相地层的高分辨率层序地层学应用

这里选择河流三角洲-湖泊相地层、冲积地层、湖泊沉积物及风成沉积等沉积地层类型进行高分辨率层序地层分析的实例，作为典型代表，以说明高分辨率层序地层分析理论和方法的应用。

1. 实例之一：美国中西部第三纪尤英塔盆地

位于美国中西部落基山脉的尤英塔盆地，为在早白垩世前陆盆地背景上发展起来的大型山间坳陷盆地。

通过对美国中西部尤英塔盆地南部始新统绿河组河流三角洲-湖泊相进行高分辨率地层研究，识别出四个长期基准面旋回，并建立了成因层序对比模式。在地层基面旋回中，伴随着可容纳空间与沉积物供应比值的变化，相同的沉积环境，如三角洲、边缘湖泊及开阔湖泊，可发育不同的岩石类型、相序与相组合。在同一成因层序内，旋回特征也有明显规律可循。三角洲平原相主要为基准面上升时期形成的分支河道相和河道间沉积组成的不对称旋回。三角洲发育的湖泊边缘相，为基准面上升时期沉积的分支河道相和下降时期的滨湖相或河口坝相构成的对称旋回。三角洲向浅水湖泊相方向，则表现为基准面上升期间形成的碳酸盐滩坝相和基准面下降期形成的泥坪相组成的对称旋回，向盆地方向主要由基准面下降时期浅水湖泊相非对称旋回组成。在盆地的不同演化阶段，长期基准面旋回的地层结构、沉积模式、短期旋回的对称性、沉积相域的体系域划分均有显著差异。进一步研究还证明，分支河道砂岩的孔隙度与渗透率的变化，也与其所属的成因地层单元在长期基准

面旋回中的位置有关。尤英塔盆地始新统河湖相研究说明，可以根据成因地层的体积划分、堆积模式、旋回对称性及相分异原理，对湖相地层与油气储层进行高分辨率层序划分、对比与预测。

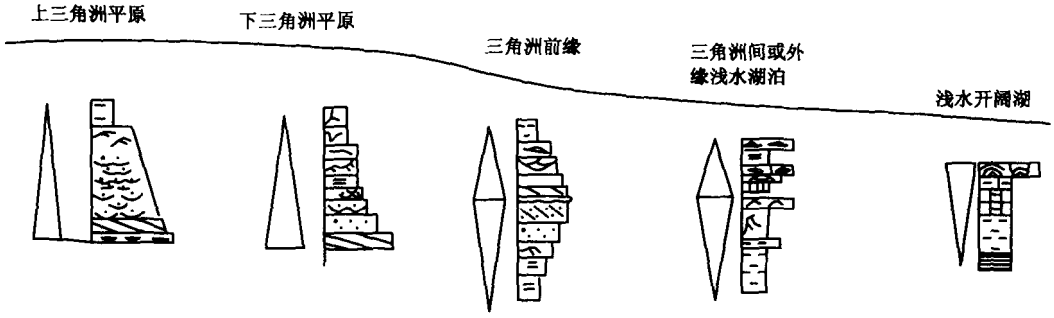


图 4-13 尤英塔盆地南部始新世河流三角洲-湖泊相域体积划分与旋回对称变化

（据 Cross，1994）

2. 实例之二：哥伦比亚第三系 Lianos 盆地

哥伦比亚 Lianos 盆地 Cusiana 油田是近 10 年发现的大油田。最初认为始新世 Mirador 组储层主要为下切于冲积平原中的河道砂岩和下切于海湾砂泥岩中的微咸水河道砂岩。由于以陆相沉积为主，对比十分困难，砂岩展布规律难寻，但运用基准面旋回反演和对比技术，在 Mirador 组内识别出两个不对称的长期基准面旋回（图 4-14），每个长期旋回中又可识别出 3～4 个中期旋回。下部长期旋回由上超到古新世不整合之上的 3 个向陆方向进积的

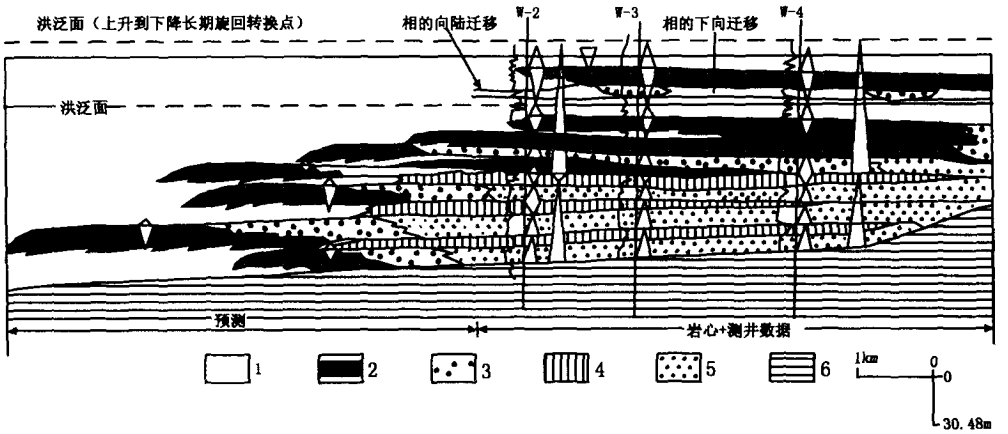


图 4-14 哥伦比亚 Cusiana 油田 Mirador 组高分辨率层序地层对比格架

（据 Cross，1994）

1—河口湾砂岩；2—湾头三角洲；3—河道（微咸水影响）；4—湖-洪泛平原-决口扇复合体；5—冲积河道带；6—前始新世岩屑砂岩和泥岩

中期旋回组成，每个中期旋回的上升半旋回均由槽状交错层河道砂岩→小型槽状交错层理粉细砂岩→波状层理决口扇粉细砂岩→生物扰动发育的纹层状湖相泥岩组成，反映可容纳空间逐渐增大；中期下降半旋回则为洪积平原杂色致密泥岩。由此，两个中期旋回可能成

为独立的流体流动单元。上部长期旋回由上超在 Mirador 组中部页岩内间断面之上的、一系列向陆方向进积的由微咸水河道（上升半旋回）和湾头三角洲砂岩（下降半旋回）组成的中期旋回构成，顶部则以区域分布的海相泥岩（洪泛面）告终。

上述解释和对比表明，海岸平原相带以砂泥岩充填作用为主的地层堆积样式并非“迷宫式”，而是有规律可寻的。由此以有限的测井和少量岩心资料建立的高分辨率对比格架及储层分布特征的解释，不仅可以直接导油气区勘探开发，而且可以对非钻井区储层成因类型及展布特征进行预测（图 4-14 左）。

3. 冲积地层层序地层分析

(1) 冲积层序界面的识别

在下切作用深至下伏海相地层的薄层冲积地层序列中，识别与地层基准面变化有关的区域性层序边界或叠置在海相页岩之上的辫状河沉积，或海相页岩中的根土岩和煤层，相对容易。识别冲积地层层序界面的依据主要有：

A. 通过角度关系识别层序界面。这在标志层广泛分布的近滨海相地层中，尤为可靠。但在陆相地层内特别是冲积地层中，由于标志层稀少，缺乏生物地层资料，大部分冲积地层既不连续又缺乏区域分布的露头，除了其明显的角度关系外，要识别层序边界更加困难。Keith 等（1994）认为，通过揭示可容纳空间变化速率突变的地层几何形态的研究，可识别出反映异旋回驱动的层序边界，这几乎没有什么明确的标准，但是局部的下切作用在宽度和深度上大于河道冲刷作用，表明曾发生过冲积下切作用，特别是在沉积物颗粒大小及构成发生明显变化的层位；

B. 通过河谷砂体的叠置型式识别层序边界。砂体叠置型式反映容纳空间形成速率的变化，纯砂岩及粗砂岩互层的多侧向及多层河道砂单元通常代表地层基准面的低速上升。冲积容纳空间形成速率控制河流相砂岩的混合程度。多层、多侧向混合砂体通常直接覆盖在由异旋回现象驱动的层序边界不整合面上，或直接超覆在主煤层之上，沿走向可追踪数公里，如 Keith 等（1994）在阿根廷白垩系地层的侧向混合砂至砾质河道充填复合体中，识别出明显的局部深切的侵蚀面；

C. 依据冲积下切作用识别区域性层序边界，由地层基准面造成的下切作用，通常受浅海陆棚和冲积平原之间的坡度控制，若浅海陆棚坡度大于冲积平原的坡度，则相对海平面变化通常导致下切作用；在浅海陆棚和冲积平原坡度相近的缓坡背景，地层基准面下移仅导致轻微的河流下切作用，河流剖面仅向海延伸或伴随河谷型式的变化，基准面下移的结果使进入海盆的细粒沉积物含量增加；若浅海陆棚坡度小于河流剖面坡度，基准面下降仅伴随明显的沉积作用而无下切作用发生；

D. 根据古土壤层识别层序边界。在河间地区，古土壤层分布对层序边界的识别具重要念义，古土壤发育的深度及其成熟度，部分反映了地表暴露时间长短及沉积速率较低。

(2)“最大冲积海泛面”的识别

前人对最大海泛面特征进行了详细研究，那么在冲积地层中什么样的地层与最大海泛面同期呢？ Posamentier 等的概念模式结合 Jurvey（1988）、Ross（1990 ）和 Lawrence (199Ô 的数值模拟表明，最大海泛面反映了地层基准面快速上升，并把向陆退蚀滨面小层序和近滨地层中加积小层序隔开。在冲积地层中，最大海泛时期并非以凝缩作用为标志，而以潮汐作用向原先由纯河流过程控制的地区侵入程度为代表。 Shanley 等（1994）证实在河

流相地层中，潮汐影响范围可从同期滨面沉积延伸至内陆 65km 范围，并可与海相地层中最大海泛面建立时间对比关系，潮汐过程向内陆的最大海泛面由河流排水量、地层基准面上升速率、自然地理及潮汐范围的综合作用所控制。现代河口湾和河系研究也证实，潮汐的影响可从周期滨线延至内陆数万米。在受潮汐影响的海岸河流地区，水体逆流并产生“液态泥”，或浊度最大值带沉积有泥盖层，发育撕裂碎屑、压扁层理及倾斜的异粒相岩层。沿美国东南部，充填深切谷的第四纪海岸平原沉积物，记载着更新世相对海平面变化时期覆盖在河流相之上的河口湾沉积。

根据海泛面是局限于河谷还是漫延到河间地，陆相沉积记录的型式有相当大的差异。若海侵幅度很小未影响到河间地，则河谷中超覆于河流相之上的河口湾沉积物，在横向上与河间地的泥岩层相当。基准面的上升通常导致潜水面的相应上升，并使沿河谷边缘形成极差的排水条件：当先期排水条件良好和氧化的泥质沉积被淹没时，可形成不良的排水沼泽泥质沉积；若海侵幅度较大并使河间地被淹没时，泥质沉积被浅海相沉积所超覆。河谷和河间地海泛事件，以河系下游排水条件逐渐变差的沉积组合为特征。

(3) 冲积体系域的识别

Sinclair 等 (1993) 通过对犹他州南部凯佩罗维茨冲积地层的研究，建立了地层基准面变化和河流层序格架之间的关系（图 4-15），识别出了冲积地层中的低水位、海侵及高水位体系域，通过相几何形态及沉积学标准的研究，这些地层可追溯至旋回性海相地层。低水位体系域以深切谷中的河流相沉积为特征，分布有限，向盆地边缘发生侧向尖灭，体系域内部格架以底荷的砂-砾质沉积为主，具有混合化、向上变粗变厚的河道充填复合体序列；海

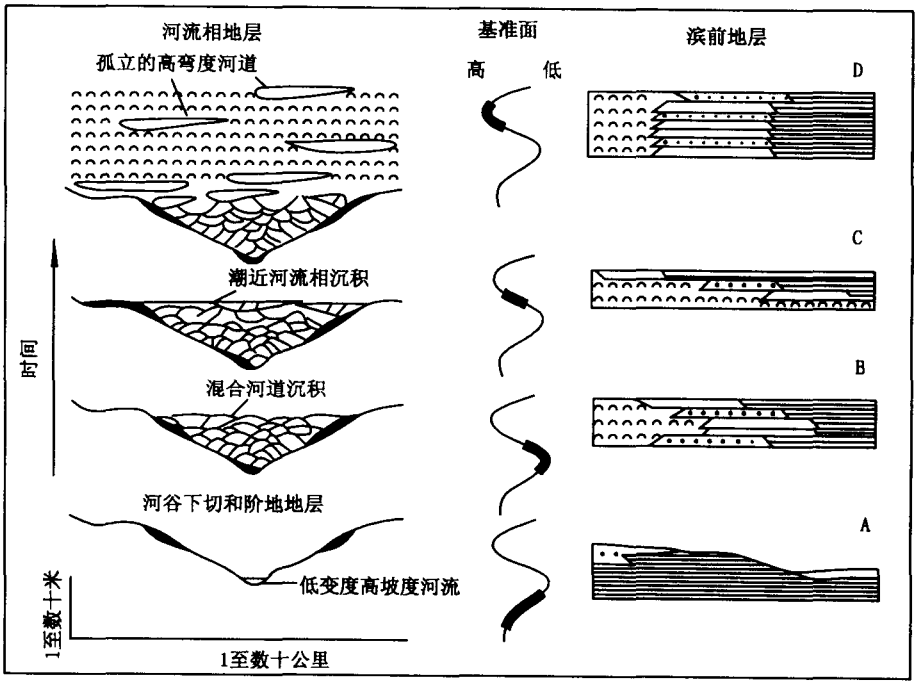


图 4-15 作为基准面变化函数的滨面和河流层序格架间的关系

(据 Sinclair 等，1993)

侵体系域通常直接超覆在层序界面之上，底部通常由侧向混合河流席状砂沉积构成，其中含有较高比例的相互连通的粗粒河道充填砂岩，向上逐渐变为相对孤立的薄层河道沉积，该河道沉积与细粒冲积平原地层和潮汐控制的异粒岩相河道充填沉积互层产出，这种从混合砂岩向孤立的潮控沉积的渐变现象，或从底荷沉积向悬浮载荷混合沉积的向上变细变薄序列，揭示了海岸超覆和河流海侵体系域上部的特征，即反映了地层基准面上升时期容纳空间不断增大，这些潮控河流相地层，为同期海相和近滨地层最大海泛面向陆的同期地层；高水位体系域主要由悬浮载荷构成，并以大量的泥质剖面分布为特征，具体包括细粒洪泛盆地沉积、孤立河流相砂岩、断续分布的薄层煤及碳质页岩等，表明为有限容纳空间沉积产物，并呈现很小河面比降的自然景观。

4. 湖泊沉积层序地层学

相对海平面变化明显影响着近滨及海岸平原均衡界面的位置，从而控制着相应的地层格架。然而，随着逐渐向内陆方向，相对海平面变化对容纳空间和均衡界面的影响不断减弱，事实上，陆相地层几何形态与相对海平面之间的关系已很模糊。在湖泊背景中，无论湖泊具开口还是封闭的，湖水面变化均影响着湖泊相地层格架。首先表现为湖平面对容纳空间及湖泊环境中物理能量分布的影响。在这一点上，湖水面变化对湖泊和近邻河流相地层的影响，与相对海平面对海洋及海岸平原的影响相似。湖水面变化决定了受风浪影响的水域范围，并控制着水柱密度分层或混合的程度。首先，湖泊相地层格架反映了沉积物注入量和由湖水面变化造成的容纳空间的变化之间的相互作用的产物。其次，湖平面变化亦影响着汇水盆地的河系。这与海平面变化对汇入海盆的河系的影响效应相似。结果，邻近湖岸的河流侵蚀和加积作用时间与湖平面相一致，随着不断远离湖岸，其相关性递减。Shanley 等（1994）通过阿根廷白垩系地层高分辨率地层研究揭示，由于地层基准面变化，造成广泛分布的层序边界及其间沉积单元，而地层基准面是湖平面、气候、物源及相对海平面变化的函数。Olsen（1991）对与气候旋回有关的荷兰二叠系 Rotliegends群进行研究认为（图 4-16），湖泊沉积层序边界代表了气候逐渐干旱条件下形成的低湖平面产物。低水位体系域以湖盆中心蒸发岩系和过渡地区分布广泛的风蚀沉积为特征；海侵体系域在湖盆中心由湖泊和泥坪沉积组成，过渡区由潮湿砂坪组成，而沿盆地边缘分布有旱谷和砂坪。在这些地层内，最大海泛面的标志是：湖泊中心有广泛分布的湖泊相组合，沿盆地边缘有广泛分布的内陆萨布哈及河流相沉积；高水位体系域在盆地中心以泥坪和湖泊相沉积为主，而过渡区及盆地边缘分别由潮湿和旱谷型砂坪沉积构成。

5. 风成沉积层序地层学

在风成体系中，大量沉积物的保存与受潜水面控制的广泛分布的风蚀面有关。这些区域性风蚀面，即所谓的斯托克斯面，在包括岸进沙海及大陆沙海在内的各种风成沉积环境中均有分布。研究表明，单一的斯托克斯面所覆盖的范围可达数十平方公里。因此，在均衡范围内，与侵蚀、潜水面高度比较，它可视为风成体系中的一种地层基准面。不同类型的斯托克斯面（即越界面，supersurface）反映了地层基准面上升速率的变化，并提供了一种风成地层分析的系统框架。因为斯托克斯面是气候变化、海平面变化、构造运动或沙海迁移的函数（Michael 等，1992）。在与海盆或湖泊共生的风成体系中，潜水面高度与湖水面或相对海平面变化紧密相关，更进一步说，局部潜水面可作为地层基准面的区域等势面。显然，风成体系中这些等势面未必与海平面有关，而实际上很可能反映了附近高地长期的

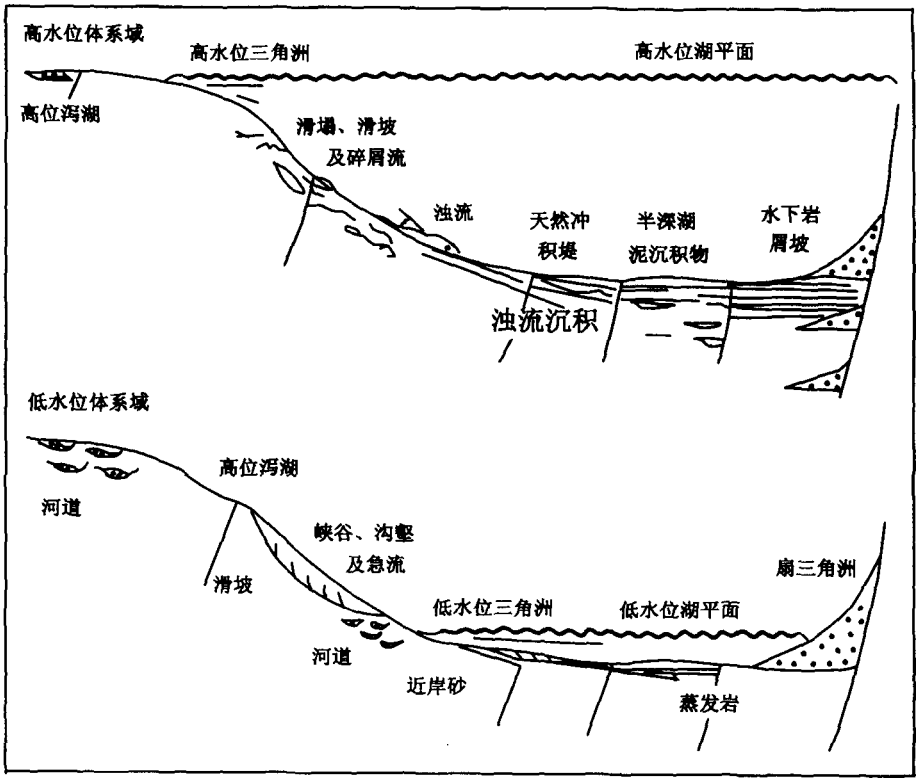


图 4-16　半地堑湖泊层序发育模式

（据 Olsen，1991）

气候变迁。

目前，有关层序地层学概念在风成地层中的应用研究，仅局限于湖相与风成交互层地层中。然而，风成和海相互层地层已从全新世和古代地层得到论证，它有可能揭示海相沉积体系与同期风成地层的关系。由于在风成背景中，潜水面控制着容纳空间，并可能与相对海平面的变化有关。这些地层的研究有可能将层序地层学概念应用于风成地层中。

风成体系层序地层研究的少数实例之一，来自科罗拉多地台中侏罗系砂岩。研究结果表明，风成体系层序的发育受沉积物供给、潜水面波动、构造沉降及气候变化综合作用的控制。其中，那些具有少量超界面的交错层厚层砂岩，被认为是形成于相对海平面低水位时期，这些地层被称为“干旱型”风成体系，并反映了较低的潜水面和较多的沉积物注入。反之，被多个超界面截切的相对薄层交错层砂岩，叫作“潮湿型”风成体系，它代表沉积物注入量少，并反映出相对海平面高水位期的较高和波动的潜水面。这些研究证实，在某些风成地层序列中，同样可识别出与海相及河流相沉积中相似的体系域。

第四节　高分辨率事件地层分析

进行高分辨率层序地层学分析，各级界面的识别与确定是至关重要的，而高分辨率的事件地层学分析成为高分辨率层序地层学的重要组成都分。本节将介绍高分辨率事件地层

分析的概念、方法与实例。

一、概述

层序地层学分析需要一种高分辨率系统来测定年龄，并综合和对比各种地层学资料、地球化学资料和古生物学资料。这种高分辨率系统要考虑到短期现象（时间为 10 万年或更短）严格控制沉积作用的可能性。而所谓的短期现象的成因有如下几种：外星成因、构造成因、火山成因、海洋成因、气候成因、沉积成因、生物成因等。有些短期现象可能受到局部性的、乃至全球性的不可预测的干扰。但是大多数的短期现象是可以预测的，可能是自旋回性的（即受局部性因素控制的，地层连续性小），也可能是异旋回性的（即受区域乃至全球性因素控制的，地层连续性大）。从理论上讲，根据短期现象建立的地层系统是年代地层系统，因此涉及到等时面及很薄的事件地层的鉴别和区域追踪等问题。这就比较容易地同精确的、独立的生物地层系统和地质年代系统结合起来。

由于野外露头观察成果和钻井资料（借助干测井资料）近年来研究得越来越精细、越来越全面，许多地层学家已经认识到，毫米级至米级的短期至同期的事件沉积物相当普遍，对地层划分与对比具有重要作用和实际意义。在细粒沉积物中，短期事件沉积在地层记录中实际上占支配地位。而大多数短期事件沉积反映出一种异成因机制，例如快速区域构造运动、海啸、火山喷发作用、外星冲击作用、洋流迅速变动及分层现象、巨大的长时间的风暴事件、短期气候周期的影响、较大的异常气候干扰，以及全球性生物群的群体灭绝和区域性短期进化、移栖、繁殖、集群或群集死亡事件等。根据上述现象在地层中的显示，其大多数是属于“地质上瞬时发生的”，即在任何地方这种事件都代表了几小时到 10 万年的时限，而且其沉积物基本上是同时或近同时的。

80 年代以来，地层学家和古生物学家用区域性分布的短期沉积作用形成的“事件沉积物”作为一种精确的区域和全球对比的新手段，以弥补传统地层分析和古生物分析系统的不足。Einsele 等（1982）所著的《Cyclic and event stratification》一书为各种事件沉积及地层模式分析提供了范例。用事件沉积的实际资料来完善和发展全球各种沉积盆地年代地层的实用系统，就形成了高分辨率事件地层学，即以 10 万年或更短的分辨率进行区域事件地层对比，并用这个精度建立事件地层系统。这实际上也是地层学的一次革命。由于人们已经认识到，海相系统中形成盆地历史的动力很大成分主要是短期旋回起作用，再由于近年上述各类事件沉积的研究，使地质学家有信心建立盆地内部，以及盆地间的高分辨率年代地层格架。

高分辨率事件地层学正迅速地发展成为年代地层学的实用方法（北美地层命名委员会，1983），而且达到提供一种以同时或近同时的面（或层）为基础的独立区域和进行区域间对比方法。如果事件沉积的资料比较丰富，上述这种面（或层）为基础的对比可以分辨出 2 万年或更短的时间间隔。如在北美西部内陆盆地的中、晚白垩世地层的分析已达到上述的分辨率，共划分出 1300个火山灰（膨润土）层，几百个气候旋回层和其它事件沉积单位，从而可以把海相沉积记录划分成（平均） 4 万～5 万年时限的事件单位。

高分辨率事件地层学的主要依据是受异旋回影响的沉积作用，以及形成区域规模的单个旋回地层或事件的主要环境干扰。由于在大部分地质时间中许多环境的变化较小，且比较均衡，因此，既使中等区域性到全球性的环境干扰和异旋回过程（如与快速构造运动有关的过程、火山爆发作用、季风型风暴事件、米兰科维奇及其它气候旋回、海平面变化、海

洋化学、环流或分层作用等的突然变化，以及各种外星现象等）对沉积作用具有较大的且明显的影响，对浅的海岸带和陆表海来说尤其明显。高分辨率事件地层学不仅要了解较均衡的、敏感的古代环境与变化大的、回跳的全球环境之间的主要差别，而且要了解不同的地层学原理。

全球性海平面升降旋回层，乃至仅有几毫米的火山事件层、化学事件层、海洋事件层或生物事件层等事件地层单位，应该是古代地层系统的特征，上述事件地层甚至控制了古代地层系统。

二、研究方法

区域性短期事件沉积物一般很薄（1m 或更薄，通常为几厘米或几毫米）。这既反映出事件沉积的短期特点，也反映出细粒陆架相和盆地相所特有的沉积速率（压实前为 0.5-4cm/ka）。因此，高分辨率事件地层学依据的是在几厘米、甚至更小的范围内观察和收集到的关键性资料，既使在最厚的地层序列中也是如此。为了获得高分辨率事件地层资料，在露头研究中要进行槽探，观察的尺度要尽可能细小，起码限于厘米级，描述和取样的地层单位可小至几毫米。当然，在事件沉积层位较少的地层中取样采取间隔可放大到几米。对每个实测剖面除进行详细的岩性描述外，对所有可能的事件地层单位或事件界面进行重点记录和取样，并进行详尽的描述。

可以将事件地层分为四大类（据 Kauffman，1998）

1. 物理事件单位

主要包括火山灰沉积物和膨土沉积物（在理论和实践中最为可靠的事件单位）、火山岩流和凝灰岩、区域性河道和冲蚀事件、大风暴层、块体流沉积物、区域性沉积-沉积断源面、快速形成的海进假整合面（穿时的、但在许多情况下是短期的）和陨石冲积碎屑层，以及快速构造运动造成的风成粉砂沉积物和同造山期沉积物（沉积作用的起始面）。

2. 化学事件单位

要求在剖面中每 10cm 到 1m 的间隔取样，对其化学成分如有机碳（C）、碳酸盐岩（C）、^{18}O 和 ^{13}C 进行分析，少数情况下对 Sr 和 S 同位素、稀有金属和重金属进行分析。其分析结果可以判断两种化学地层事件：①化学分析数据出现异常幅度的，可进行短期漂移的区域对比；②比较长期的、化学成分有异常的分界面，如代表一种快速区域分层作用和海水垂向分层被迅速破坏的缺氧或贫气事件。

化学事件地层还包括化学沉淀层和海底上形成的氧化硅凝胶而形成的原生隧石层及其类似沉积物。Kallffman（1988）认为成岩作用早期沿等时或近等时层位形成的各类结核和团块也属于化学事件地层，因为这些结核和团块可能反映出具体被埋藏的沉积层（物）的某种不同寻常的原生化学特征或矿物学特征。

3. 生物事件单位

生物事件单位是代表生态事件、进化事件和灭绝事件的沉积物，通常与生物地层带或带的界线没有联系。生物事件单位是以不时被打断的进化事件、由于缺氧水体的快速冲击或倒转或者由于大量火山灰降落而造成的群集死亡界面为代表的。生物事件单位不仅可以代表群集灭绝的具体阶段，而且还可以代表反映在长期缺氧之后污浊的海底发生充氧引起的生物快速分散事件和集群事件，或者底层的迅速变化事件。与水体的快速运动有关的生物迁入或迁出事件、种群“爆炸”和产生某种独特沉积物（如有孔虫软泥）的繁殖事件等，

也可成为生物事件地层学资料或证据。

4. 复合事件单位

有些事件地层单位包括了物理事件特征、化学事件特征和（或）生物事件单位特征，构成一种复合的事件单位。例如大量的火山灰降落（为物理事件），因为这种火山灰有独特的元素成分，或者说对沉积物和（或）水体有独特的化学效应（为化学事件），从而引起火山灰下面的生物群集死亡（生物发生窒息），以及在火山灰上面形成使生物集群现象的沉积面。其原因是由于主要粒径发生变化，或在沉积物-水的界面上封住了有毒的孔隙水，使之不能逸出。

在区域事件对比中仅次于火山灰或膨润土的极其重要的复合事件单位是米兰科维奇气候旋回沉积物及其类似的气候旋回沉积物。这些成层的旋回层代表了由于地球一太阳轨道参数的变化而造成的干旱季节和潮湿季节交替出现的气候。据计算，上述旋回及其受影响沉积物在显生宙中的持续时间为 2万 ~2.5 万年（轨道偏心一岁差变量）、4万 ~5万年（地球轴斜度变量）和 10 万～12.5 万年（轨道偏心曲率）。

显生宙海洋一气候系统的平衡发生微妙变化，也可造成潮湿时期与干旱时期交替出现的区域性气候的变化加剧，特别是在温暖而均衡的海平面处于高水位期时。而且，在这个时期发生广泛的大风暴事件或季风事件的可能性较大。气候变化旋回对周期的海相、陆相沉积物的风化、搬运和沉积速率，陆表海表层水的盐度，对水体的分层和较深海水的氧含量，浊流深度，以及水体透光部分中生物繁殖的种类和程度有着深刻的影响。因此，影响到从边缘海相、滨前环境到深海盆地环境的所有岩相的沉积型式。

对于短期沉积事件来说，除了详细的野外编录外，还必须进行实验测试分析来加以补充，以便完整地揭示小规模的沉积学变化、化学地层学变化、冲击事件和许多生物事件单位（或界面）的资料。对于每一个层序，高分辨率事件地层学资料最终要组合成一种综合性事件地层垂向序列图，以进行剖面之间的详细对比。

三、对比

Kauffman（1988 ）对北美西部内陆盆地白垩纪进行了高分辨率事件单位的详细分析，包括：

（1）物理事件，火山灰沉积物和膨润土沉积物、风暴层、区域性跌积和假整合面、冲击事件层；

（2）化学事件，较稳定同位素化学地层学事件、有机碳化学地层学事件、结核带；

（3）生物学事件，不连续进化事件、种群“爆炸”、繁殖事件、生态地层事件、迁入、迁出生物事件、群集死亡事件、群集灭绝生物事件；

（4）复合事件，米兰科维奇气候旋回沉积物。

确定和详细描述某一剖面中的各类事件单位仅仅是高分辨率事件地层研究的第一步。下一步是对每个事件单位进行验证，看其是否代表了一种短期的、同时的区域事件。如果得出肯定的结论，就把这些单位纳入高分辨率事件地层学中。每一个事件单位要保持较之邻近的事件单位相对不变的位置，其中有些应是无可争辩的年代地层学界面，如火山灰-膨润土层，最终要保持研究区内多条剖面的事件单位具有精确对比的能力。

对比工作通过以下两种方法完成：

1. 标准对比法

首先，依据对岩性中特殊事件——标志层的识别（也可依靠详尽的生物地层学研究），对两个剖面进行大规模的、可靠的对比。其次，用以上对比结果检查两个剖面中规模较小的事件地层单位，并进行对比。用这种方法对比，以达到事件地层单位高的分辨率。

2. 图解对比法

在标准图解对比中，同传统做法相似，即先用相同比例尺绘制两个地层剖面图，并沿X轴和Y轴展开（图4-17和图4-18），并进行调整，使两个剖面中已知的对比面或共有的生物带在图区中心形成交线。然后把两个剖面中第一次和最后一次出现的重要生物地层标志，其交点以不同符号标示在图中。将所有资料标好后，通过目测或通过回归分析绘出图

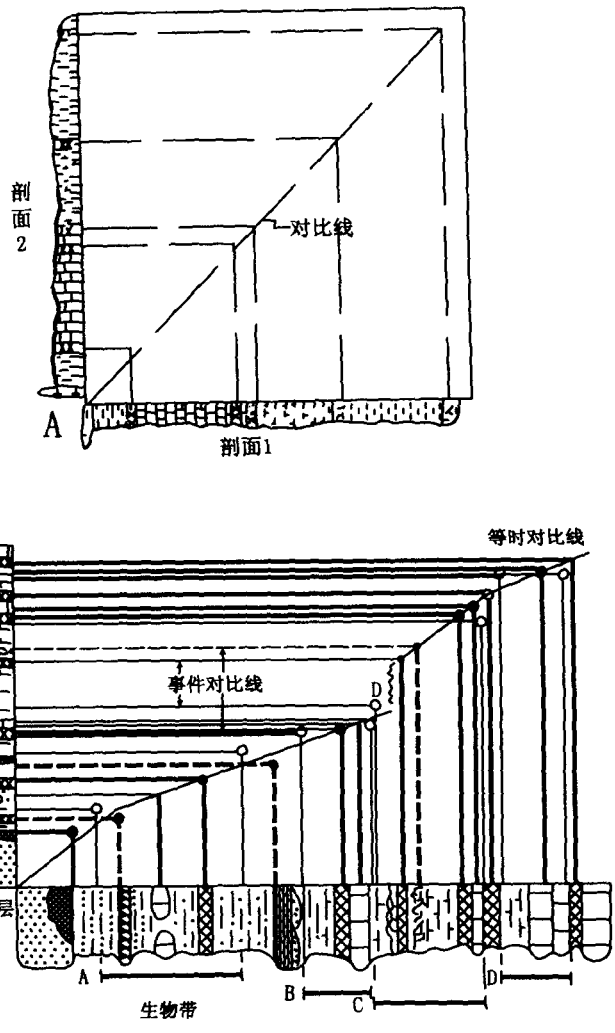


图4-17　北美西部内陆盆地白垩系两个生物地层与事件地层对比实例

（据 Kauffman，1988）

A图：科尼亚克阶下部尼奥布拉拉组剖面；B图：森诺曼阶—下土仑格林霍恩旋回。空心圆圈为非同时的生物带第一次或最后一次出现位置。

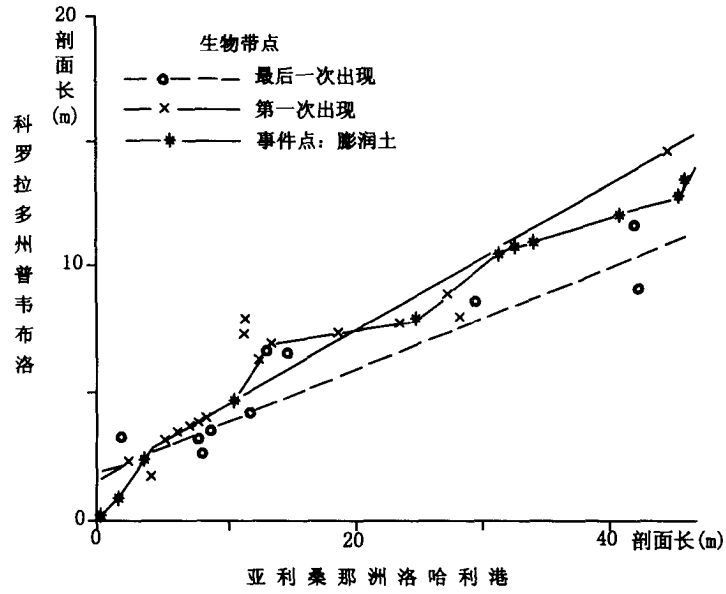


图 4-18　北美西部内陆盆地森诺曼阶-土仑阶火山灰-膨润土对比模型

（据 Kauffman，1988）

注：星号和实线表示等时（火山灰）对比线，斜率变化可能反映两个剖面沉积速率的变化。

解对比线。尔后利用该线在对比区中的斜率变化来表示两个剖面之间沉积速率的差别，并用该线的断开处来表示一个轴或两个轴上的缺失部分（即假整合面或断层）。若对比区中两剖面层序间隔交点位于（生物地层）对比线的标准偏差以内，那么这些间隔及其所代表的历史事件就可看作基本同期。对比完两个剖面（通常是最完整的剖面）之后，把获得的资料全都标在纵轴上并加以校正，再把第三个剖面放在横轴上，并与上述综合后的标准资料进行对比。在标准类型图解系统中，区域对比完全建立在生物地层学基础之上，没有考虑剖面中第一次和最后一次出现的生物分类单位的相对价值。标准图解法中可以吸收磁性地层、年代地层和地质时代等资料，并结合到生物地层资料中。

图解对比可以以同时的或短期的事件沉积物为基础的两个剖面的对比线和综合标准，这样得到的对比线构成了等时对比线，而且任何与该线相交的或者位于该线标限偏差之内的两个点或两个间隔，都可以看作是在相同的绝对等时点或等时间间隔上产生的。结合可靠的放射性年龄测定，还可以把对比线进一步校正到真实的时间。

四、高分辨率事件地层学的应用

高分辨率事件地层学（尤其用图解法进行对比）为地层分析和盆地分析提供了一种非常有用的新手段。如北美西部内陆盆地的白垩系高分辨率事件地层分析（Kauffman，1988）对盆地环境的分辨率已达到平均每个受高分辨率事件控制的间隔大致为 5 万年，对盆地边缘相的分辨率大致为 10 万～15 万年。就是最粗的高分辨率事件地层划分也等于盆地建立的最细的生物地层学分带。因此，高分辨率事件地层学在区域对比中创造了一个新的、更加精确的方法和手段。与大量放射性测量数据结合起来，高分辨率事件地层学非常适用调查沉积盆地的内部地质、生物、海洋和气候等的演变速度和演变型式，以及在盆地

分析中综合各方面的资料。Kauffman（1987）通过研究北美西部内陆盆地高分辨率事件地层特征，(图 4-19）提出了高分辨率事件地层学如下几方面用途：

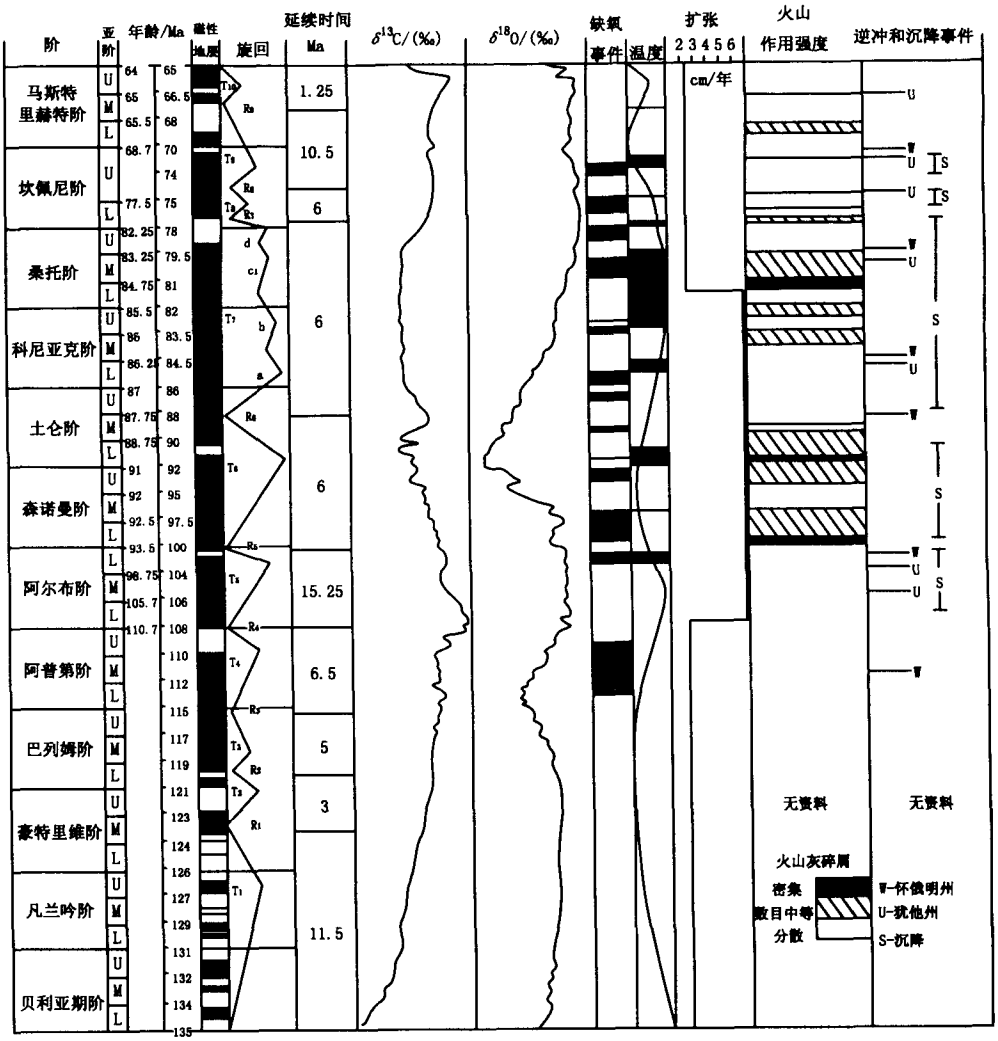


图 4-19 北美西部内陆盆地白垩系中构造事件和海洋事件综合图解

（据 Kauffman，1988）

注：该图表示出了通过高分辨率事件地层学校正的对比结果，构造事件、火山事件与海平面上升、内陆表海推进的关系；构造静止与海退、海平面下降的关系。说明主要板块构造对海平面升降历史和大陆构造史的控制，缺氧事件（AE）与海平面上升、与温度气候（图中黑影部分）间关系。

（1）根据盆地中膨润土（火山灰）的体积和分布，计算火山活动的时间、规模和强度，对狭窄的时间间隔中单个火山灰层的源区及其分布进行填图，并据此可算出古风向。

（2）计算盆地中构造运动的时间和相对强度，如逆冲断层作用、正断层作用、沉降、回跳和构造断块的区域构造运动。

（3）详细记载古海洋变化的速度和幅度。对二级和六级相对海平面变化，在非常狭窄的时间间隔内按海平面升降历史和层序地层学的全球标准（即 B. V. Haq 等人，1987 年建

立）进行校正和对比。如在北美白垩系中鉴别出来缺氧事件和贫气事件，这些事件在时间上与海平面上升间隔和高水位间隔有联系，偶尔也与早期海退和海平面下降有关系。研究表明，上述事件与海水垂向快速（10万年或更短）分层和去层造成的。米兰科维奇气候旋回对盆内分层和对盐度及含氧量的影响，从旋回性分层事件、脱氧事件（潮湿阶段），以及紧接着发生的海洋化学成分与环流正常化（干旱阶段）的4～5万年间隔中得到证实。

（4）盆地中所有岩相的沉积速率都可在5万年地层间隔内进行校正，因此，可以把由于构造运动、沉积物供给或生物繁殖造成的沉积速率的短期变化绘制成图。追索整个盆地中单个火山灰层与其间沉积物厚度的比例，可以详细地校正和识别与海平面高水位期、冲刷作用、区域性海底隆起和盆地中部沉积物断源有关的跌积面和假整合面。

（5）高分辨率事件地层学为解释盆地内的生物事件一进化速度和型式、分散速度和型式、种繁爆炸、繁殖事件、群落和种群的分散性质和生物地理，以及种群及生态结构等，提供了一种有力的手段。生物地层带界线和生物地层学中利用的单个分类单位，可以根据高分辨率事件地层学模型，特别是利用图解对比法加以校正和评价。

高分辨率地层学概念的建立，是地层学发展史上的重要事件。高分辨率地层学的核心和最高目标是建立高于1Ma级的高分辨率时间坐标，具有以下四个特点（龚一鸣等，1999）：

（1）划分、对比出的主体地层单元的持续时间必须小于百万年级（如十万年级、万年级、千年级等），其特征或时间属性应具跨区域和全球范围的可对比性；

（2）研究对象主要是具有级序结构和谱系共联的沉积节律，即旋回层（成韵律层）、事件层和具有重要时间标志性的超薄层组合序列；

（3）研究基础应是以精细的生物地层学为主体建立的年代地层格架；

（4）研究方法往往是跨学科或多学科的综合研究方法，其中地层记录的高分辨率相对定年和跨区域对比是基础，数字定年是关键。

高分辨地层学是高分辨率层序地层分析的最重要的基础，数字定年的地层序列和界面是高分辨率层序划分的核心。

第五章　陆相盆地层序地层

层序地层学是 80年代以来形成的新学科，是当代地质学的热点。层序地层分析的成果是系统建立了地层的序次及其构成关系，合理的地解释地层内部构成与盆地形成的构造机制和地球动力学背景的成因联系。但层序地层学的提出与形成毕竟来源于大陆边缘海盆地，对陆相盆地来说，其应用和发展存在着必然的艰巨性。 90年代以来陆相地层层序地层学的研究引起了许多研究者的重视，例如， 1991年在加拿大 Banff召开的高分辨率层序地层学“地球科学讨论会(NUNA Conference)”上，成立了有美国、法国、挪威、加拿大、西班牙、苏格兰、荷兰和阿根廷等国家地质学家参加的陆相层序地层学工作组（Working Group on Continental Sequence Stratigraphy） 。高分辨率层序地层学实际上是陆相层序地层学领域的一项重大进展。近年来，关于陆相地层层序地层学的研究成果不断提出，尤其是湖盆的层序地层模式，以及相应的计算机模拟取得了令人振奋的成果。

第一节　陆相盆地层序地层研究特点

一、陆相盆地沉积特点

陆相盆地主要受控于构造因素，因而沉积盆地内构造分区明显、沉降分异大；陆相盆地具有物源近、堆积快等特点，沉积物中含突发性事件沉积所占比例较大，其气候变化对沉积物供给影响比较明显；陆相盆地具有多物源、多沉积中心、相变快、相带窄、水域面积小且变化大等特点。陆相盆地的水域分布受构造沉降、气候条件的控制，洪泛事件沉积可能是陆相沉积中的最重要的事件沉积。陆相盆地充填层序中沉积体系域类型多而复杂，因此可能不能用一种模式表达。

陆相盆地的类型较复杂，构造作用是控制盆地充填沉积的主导因素，因此，盆地充填沉积序列的构造一旋回性强，盆地发育、演化和废弃的阶段性较强，水平面的变化也是整体性的扩张或大面积的萎缩，因而不能用单方面水的进退所能反映出来。

二、陆相盆地层序地层研究特点

陆相盆地层序构成样式具有多样性，通常与盆地所处区域构造位置具有密切关系，层序内部单元的层次和级别依构造活动的阶段性特点不同而有差异。

层序内体系域的划分与识别，以及小层序的划分，主要依据盆地水域体制的变化导致的事件性界面及其界面限定的地层段相组合序列特点而定，体系域类型也具有多样性，如有的学者建议沿用大陆边缘盆地的体系域名称，如低水位、水进、高水位体系域，而有的学者建议用低水位、扩张和萎缩体系域，有的则干脆用一个体系域开始的沉积体系和结束的沉积体系名称简化而就。总之，陆相层序的内部单元具多样性特点，试图用一个固定模式概括是相当困难的。

层序级别的划分与构造运动规模及级次相对应，高级别层序可能适合用于大范围对比，

而低级别层序的年龄时限限定及全球对比则难度较大。近年来，盆地模拟技术发展较快，用盆地模拟的方法恢复盆地构造史、充填史等，对层序划分具有重要作用。

如林畅松等（1995）通过乌里雅斯太断陷盆地沉积史进行回剥分析，得出如下的一些认识，可以认为是反映陆相断陷盆地层序地层分析基本特点的典型实例：

（1）一个二级层序是一个构造沉降幕或裂陷幕的产物；

（2）二级层序的不整合面是沉降速率减少至零、直至抬升遭受剥蚀的结果，断块的掀斜作用强化界面的不整合特征；

（3）三级层序的发育也可能与更次一级的间歇性构造沉降差异有关。气候等的变化造成相对高频的湖平面变化，也可能与三级层序的发育有关，但主要是控制相对低级别的层序单元发育。

陆相盆地层序分析和层序内部结构的划分，争论最大，意见分歧最突出，至今尚未有比较统一的划分方案。根据作者近些年的研究和系统总结各家观点，可归纳如下。

1. 层序内体系域的三分方案

将一个层序仍然采用三分法，选择与陆架边缘坡折相对应的参照物。魏魁生等人在华北、冀中、二连及松辽盆地的中、新生代层序研究中，以“风暴浪基面”作为“陆架边缘坡折”的参照物，划分出低水位、水进和高水位3种体系域，从而归纳出近海盆地层序地层模式。王东坡等人（1996）在对松辽盆地的研究中，选择冲积平原与滨浅湖或三角洲沉积接壤处的滨浅坡折作为参照点，划分出湖进（无低水位）、湖泛和湖退3个体系域。顾家裕（1995）在建立陆相坳陷和断陷盆地层序地层模式中，体系域的划分也是采用低水位、湖侵和高位体系域的三分法。还有的研究者采用低水位、湖泊扩张和湖泊萎缩体系域，也是一种三分方案。三分法与大陆边缘盆地的层序结构相映照，有与国外层序模式挂勾或接轨的涵义。

2. 陆相层序并非三分结构

即认为陆相层序的内部结构并非固定三分。如解习农等（1993）以陆相冲积体系与湖泊体系的不同比例的组合划分体系域，没有选择与陆架坡折对应的参照物。解习农等人根据鄂尔多斯盆地、阜新盆地、伊通地堑等地区的层序地层等研究，认为大陆边缘盆地沉积体系域划分方案不适合于陆相盆地，因为在陆相盆地演化过程中不同时期的湖平面变化很大，沉积体系的空间配置受控于进积、加积和退积演化的全过程。因此以小层序组为划分单元，可分为进积小层序组、加积小层序组、退积小层序组和湖泛小层序组。纪友亮等（1998）从控制陆相层序发育的主导因素出发，在对华北盆地中济阳坳陷东部地区下第三系层序地层研究时，依据构造运动、气候变化两个主导因素，首先将层序类型划分为构造层序和气候层序。构造层序又可分为如下三种层序：简单断坳层序，同生断坳层序和多期坳陷层序。简单断坳层序只发育巨厚的湖泊萎缩体系域（进积式小层序组）；同生断坳层序由低水位体系域、湖泊扩张体系域、湖泊萎缩体系域和非湖泊体系域组成（低水位与非湖泊体系域可以不出现）；多期断坳层序由多期进积式小层序组成。气候层序由低水位、湖泊扩张、高水位与湖泊萎缩4个体系域组成。郭少斌等人（1996）认为陆相盆地难以找到让人信服的与陆架坡折相对应的参照物，建议采用湖泊充填、湖泛体系域更能反映湖盆的特点。郭少斌认为，湖平面变化可分为完整旋回和不完整旋回两类情况：在完整旋回中，从湖泊充填体系域开始，随后是水进形成的湖泊扩张体系域，达到最高湖平面时产生湖泛体系域，

稳定一段时间后水面开始下降形成湖泊萎缩体系域。在不完整旋回中，仍以湖泊充填开始，随后为湖泊扩张体系域，达到最大湖平面时产生湖泛体系域，稳定一段时间后产生小规模不整合或沉积间断，随之出现大规模湖侵，以湖泊扩张体系域开始下一个层序。郭少斌主张完整旋回的层序为Ⅰ型层序，不完整的层序为Ⅱ型层序，Ⅰ型层序由4个体系域组成，Ⅱ型层序由3个体系域组成。

第二节　陆相层序控制机制

一、陆相盆地主要控制因素

在陆相盆地中，控制层序发育的主要因素是盆地基底沉降、沉积物供给和气候。气候条件主要影响沉积物类型，而构造沉降和沉积物供给则直接控制沉积体系空间配置和不同级别层序单元的界面，其中构造沉降是最关键的因素。陆相盆地内层序的形成和结束与不同时期的构造幕有关，也就是说陆相盆地构造应力场的改变或构造背景的改变必然导致沉积体系和体系域的变化。

陆相盆地构造背景的转变有四种形式（解习农等，1993）：间歇沉降型、构造应力场转换型、盆地构造属性转换型和构造抬升型。间歇沉降型盆地应表现出盆地的属性基本不变，沉降活动是间歇性的、阶段性的活动，如前陆盆地间歇性俯冲、断陷盆地盆缘断裂间歇性活动。陆相盆地类型中这种间歇型盆地较多。构造应力场的转换可以导致盆地构造背景的改变，如压应力方向的改变等。盆地构造属性也可以发生转换，如断陷盆地转换为坳陷盆地，是在断裂活动减弱或一段时期内不活动时，盆地可能转换为拗陷型的；拗陷型盆地也可以转换成断陷盆地，如裂陷作用较强烈时，由于断裂构造的出现而发生转变。这些构造背景的改变在沉积上的响应就可能形成层序界面。

在陆相断陷盆地充填的地史记录中，层序界面可能是地层缺失或剥蚀、地层超覆或沉积体系域转换的界面。陆相盆地实际上由两个因素控制充填和层序界面形成：盆地内沉降速率和沉积物供给及其两者的配置关系。

（1）盆地内沉降速率

沉降是构造作用（地壳扩张、冷却、构造负载）或沉积负载的产物（Galloway，1989）板块之间及板块内部区域应力场的变化，显著地影响板内沉积盆地不同地区的沉积速率。盆地内沉降速率的变化既受控于区域构造应力场，还受控于局部构造格局。陆相盆地内部的沉降分异是很大的，尤其是断陷盆地更是如此。由于断陷盆地内同生断裂的边界条件差异较大，从而导致沉降速率差异较大，表现在沉积上即相带窄、相变快。因此，断陷盆地的盆缘主干断裂的活动周期直接控制和影响层序的构成及发育。山东黄县早第三纪断陷盆地就是典型一例，盆缘断裂的活动阶段直接控制盆地的充填和演化，以及煤聚积特征。

（2）沉积物供给

沉积物供给是盆地充填最为直接的因素，沉积物供给量是一种对物源区至盆地的地形、岩性以及物源区气候的复杂响应。流域盆地地形受控于物源区至盆地的搬运通道范围内的构造特点。气候变化可引起沉积物供给量的波动，主要因为气候对剥蚀区、搬运范围内沉积物的质和量具有直接影响。陆相盆地具有物源近的特征，因为搬运距离短、沉积物成熟

度很低，短期事件沉积比例较大，如泥石流、短期扇、短期水道沉积等都与气候密切相关。在断陷盆地中许多冲积扇和扇三角洲沉积都是短期洪泛事件沉积的产物。

综上所述，陆相盆地的主控因素是构造作用，特别是断陷盆更是如此。可以认为，陆相盆地充填沉积虽然受多种因素的影响，起主导作用的应是构造作用。即构造作用是层序形成的内因，这是因为构造运动是地球内动力变化引起的。陆相断陷盆地的构造沉降作用引起可容空间的旋回性变化，使沉积充填过程具不同级别的旋回性，从而形成了不同级别的层序。沉积物供给条件和气候变化是层序形成的外部条件，沉积物体积的变化导致了沉积速率的变化，母岩性质和气候变化对沉积物类型有重要影响，从而对层序内部单元及结构特征有较大影响。

二、陆相盆地充填层序的界面特征

层序地层学分析中的关键问题是不同级别的层序界面的识别和对比，陆相盆地分析过程中，层序界面的识别与对比更为突出，难度更大。其难点是如何准确地控制各级层序地层单位的沉积构成及其相互关系、层序界面的发育及对比。在陆相盆地中，各盆地往往相互分隔，盆地内相变又十分复杂，可供对比的等时性标志远不如海相盆地发育和明显，寻找区域性稳定的层序界面是关键问题和难点。但沉积盆地的形成和演化过程仍具有某种相似性，构造运动的区域性特点使构造应力场在地质历史过程中相对稳定的持续一个时期，不管这种时期持续多长，对于盆地来说是控制性的，且是至关重要的。构造属性的变动，构造应力场的改变，都会使盆地的发育、充填发生改变。重大的构造事件，往往使盆地性质、充填特征发生根本性变化。而沉积盆地内较高级别的层序界面如构造层序、三级层序界面都可能与区域构造事件有关。

下面几类界面可以参考作为三级层序的分界面。

1. 古构造运动面

古构造运动面是陆相盆地充填沉积中最为关键的界面，它是代表盆地的基底面或湖盆萎缩阶段古风化剥蚀面，通常代表一定规模的构造运动中所形成的不整合面。这类界面与区域构造事件相吻合，即区域性不整合面。这类区域性的古构造运动面不仅在同一沉积盆地内具等时性且普遍发育，而且在相同应力场作用下的同期盆地也普遍发育，因而具有较好的可比性。

2. 构造应力场转换面

由于构造背景的转变，盆地所处的构造应力场发生变动。盆地从扩张到萎缩的过程有时则可能是由于盆地构造应力场的转换导致盆地沉降速率的急剧变化，进而使得充填沉积物发生较显著的变化，使得盆内环境发生变化。这样，构造应力场的转换面在沉积上表现为沉积体系或体系域的转换面。这实际上是构造控制沉积作用的物质表现形式，这种界面在盆地中央可能为整合界面，而在盆缘地带为侵蚀或冲刷界面。

3. 大面积侵蚀或冲刷不整合面

大面积侵蚀或冲刷作用，实际上代表一种事件作用。这种界面在盆地不同地区表现出不同的特征，如盆缘地带为陆上沉积间断（剥蚀或侵蚀），除出现无沉积作用外（可能为沉积物路过面）还出现明显的大面积侵蚀和冲刷现象，在地震剖面上可见到明显的削截现象。坳陷中央为水下沉积间断，出现由沉积作用非常缓慢或无沉积作用所产生的时间间断。在间断面上下不仅岩性差异较大，而且在有机质丰度和有机质类型上具明显的差异，这在充

填序列中也比较容易识别和对比。

4. 大面积超覆界面

由于盆地构造机制的改变，也可以说盆地属性发生改变，如断陷盆地向坳陷盆地转变或坳陷盆地向断陷盆地转变，可导致全盆范围内出现大面积的超覆界面，使盆地充填机制发生改变。这类界面在盆地周缘地带为角度不整合面，而盆地中央地带可能为事件面或者为平行不整合面。

5. 大面积泥炭沼泽化界面

陆相盆地充填过程中，由于构造机制改变（他成因）或充填沉积本身（自成因）引起盆地废弃，冲积物供应量较少，且水体深度较浅，盆地出现沼泽化进而泥炭沼泽化。这实际上是盆地构造机制变化中的一种特殊情况，即构造活动比较稳定时期，盆地演化达到废弃阶段，大面积沼泽化也可能形成较厚的煤层。这类界面具有等时性，是划分三级层序的良好界面。

以上这些界面可以在野外露头、钻井岩心和测井曲线上进行识别，其特征可能是古风化壳、古土壤层或强烈地冲刷现象，界面上下地层的沉积特征不仅具有明显的差异，而且在古生物组合、有机质丰度和有机质类型等方面都有显著的差异。但在追踪和对比工作中还必须做过细的工作，因为界面的确定可以影响到整个层序地层格架的建立，而陆相层序界面的鉴定和对比标志可能在盆地的不同部位具有不同特点，达到准确无误也非易事，需要采用多种手段和方法去完成。

第三节　陆相盆地体系域模式

陆相盆地水域体制有其独特性，即水进、水退不是单方向的，而是盆地整体性扩张和大面积的萎缩，这是陆相盆地层序地层分析中所必须考虑的，也是与边缘海盆地水域机制存在根本性区别之关键点。

一、陆相地层层序模式

20世纪90年代以来，陆相盆地层序地层分析的成果不断提出，成为层序地层分析领域的热点之一。但在非海相地层中由于相变复杂、精确定年和对比困难，层序地层分析成果的有效性存在诸多争议。中国是陆相含油气和含煤盆地众多的国家，因此，陆相盆地层序地层分析也显得特别突出和重要。在陆相盆地层序地层研究领域，年轻学者以林畅松、纪友亮、魏魁生和王东坡等人的研究最具代表性。本书编著者也在这方面做了些尝试性工作，对山东黄县盆地进行了高分辨层序地层分析，提出了相应的思路。

陆相地层层序地层模式可简单归纳成表5-1。

1. 箕状断陷盆地

箕状断陷盆地一般范围较小，环境分带也不像海洋环境那样明显。魏魁生等（1993）把箕状断陷缓坡带的风暴浪基面作为参照物，并且将陡坡带的边界断层与水面的交点视为“陆架边角”。这实际上是将陆相断陷盆地的层序地层分析与Vail等的层序模式挂勾并寻找其共同点，从而提出箕状断陷盆地的层序模式。王东坡等（1994）则将优势沉积体系转换面视为区分体系域的标志，并且提出陡坡背景和缓坡背景层序模式。这一模式与Scholz等（1990）的陡坡背景和缓坡背景模式有所不同。

表 5-1 陆相地层层序地层模式

研究者		层序结构			研究实例
		下部	中部	上部	
李思田等（1995）		低水位体系域(LST)：层序底部以冲积占优势的体系域而不能确定是否分低水位时用冲积体系域（AST）	湖泊扩展或周期性扩展期的体系域（EST）	湖泊萎缩期的体系域（RST）	鄂尔多斯坳陷盆地
林畅松等（1995）	深湖盆	低水位体系域：下切河道、近端冲积扇和河流、浅水扇三角洲或辫状河三角洲等	水进体系域：湖底扇、深湖扇三角洲等。	高水位体系域：湖底扇、深湖扇三角洲、深湖沉积等	二连盆地(断陷盆地)
	浅湖盆	冲积扇、河流及局部扇三角洲或泛滥盆地	扇三角洲、辫河三角洲或湖泊三角洲		
魏魁生等（1993）		低水位体系域：冲积扇体系及洪水事件沉积，斜坡扇体系，缓坡楔状体	水进体系域：砂滩砂坝体系，碳酸盐浅滩体系，扇三角洲浊积扇体系，湖底扇体系，其他沉积（包括水进三角洲、网状河道、滨岸沼泽、风成沙丘和海泛成因的蒸发盐岩夹层）	高水位体系域：三角洲（缓坡）扇三角洲（陡坡）	华北典型箕状断陷盆地
王东坡等（1994） 1）陡坡背景 2）缓坡背景		低水位体系域：冲积扇沉积	水进体系域：扇三角洲沉积，半深/深湖沉积，水下扇或水下沉积物，重力流沉积，滨浅湖沉积，辫状河三角洲沉积	扇三角洲-冲积扇沉积，辫状河或砂质低弯度河沉积	松辽盆地，晚侏罗—早白垩世(断陷盆地)
Scholz 等（1990）		低水位三角洲沉积（缓坡），蒸发盐岩，扇三角洲沉积（陡坡）		高水位三角洲沉积，浊积岩（缓坡），半深湖沉积，水下坡麓堆积（陡坡）	
王东坡等（1994） 1）发育完善的湖盆背景 2）发育不完善的湖盆背景		低水位体系域：冲积沉积体系，滨岸/浅湖沉积体系，冲积沉积体系	水进体系域：半深/深湖沉积体系	滨岸/浅湖沉积体系	松辽盆地，白垩纪(坳陷盆地)
			滨浅湖沉积、洪泛平原湖沉积	冲积沉积体系	
Leganeta 和 Vliana（1991）		向上变粗的底载荷砂质和砾石质沉积	向上变细的底载荷和悬移载荷混合沉积	悬移载荷沉积，向上土壤层增加	阿根廷内陆盆地第三纪和白垩纪冲积地层
Shanley McCabe（1991a，b1993）			合并的河道沉积和受潮流影响的河流沉积	细粒洪泛盆地地层，孤立的河流砂岩和薄层不连续的煤与炭质页岩	犹他南部 Kaiparowits 高原，冲积地层
Wright 和 Marrott（1993）		粗粒河道沉积，阶地表面发育成熟的排水良好的土壤	早期：形成多层河道砂体和洪泛平原沉积物，有利水成土壤形成。 晚期：形成孤立河道砂体，形成有发育较差、但排水良好的土壤	河道砂体的密度增加，土壤的保存潜势降低	理论模式

箕状断陷盆地的层序模式除了从陡坡和缓坡背景考虑外，还应考虑古气候的影响，因为气候条件对于陆相层序来说是相当重要的一个控制因素。 Permutter 和 Mattherws (1990)曾利用米兰柯维奇旋回研究和预测不同气候条件的箕状断陷盆地中的沉积相类型及其分布特征。米兰柯奇旋回（周期）对于陆相盆地充填沉积是相当重要的，已有不少学者从事陆相地层米兰柯维奇旋回的研究，这对陆相地层的层序地层分析是一重要思路，具有指导和借鉴意义。

2. 坳陷盆地

坳陷盆地是陆相盆地中非常重要的盆地类型。在规模上可能较断陷盆地大。李思田教授等在进行鄂尔多斯中生代盆地研究时，建议用湖盆的扩展（EST）和萎缩(RST)命名陆相盆地沉积体系域，并认为延安组层序内部体系域具有三分性，其下部的体系域通常以冲积体系（AST）占优势，在发现深切谷等基准面大幅度下降的标志时，可推断为低水位体系域（LST）。

图 5-1 是根据大量层序地层分析断面图概括而来的鄂尔多斯盆地延安组层序地层格架（李思田等，1995），为内陆坳陷湖盆的典型模式。

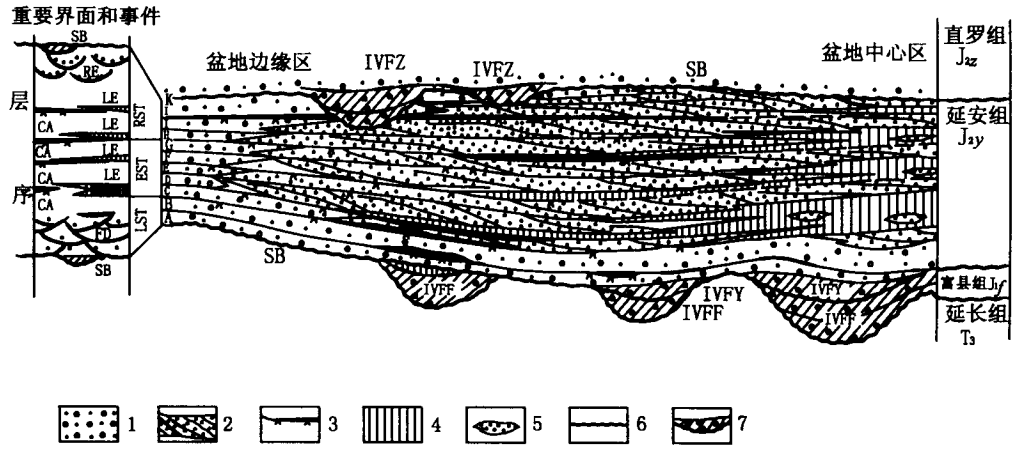


图 5-1 鄂尔多斯盆地延安组的层序地层结构

（据李思田等，1995）

LST一低水位体系域；EST一湖泊扩张或周期性扩展的体系域； RST- 湖泊萎缩期的体系域

1一河流沉积；2一三角洲沉积；3一主煤层；4一湖相泥岩；5一水下河道沉积； 6一不整合；7一深切谷充填

CA一河流、三角洲废弃（大面积成煤）；SB一不整合或假整合（层序界面）；LE一湖泊扩展期；FD一河流体系占优势；RF一河流回春；IVFZ一直罗组深切谷；IVFY一延安组深切岩；IVFF一富县组深切岩

相对而言，发育完善的大型坳陷湖盆，其基底地形分异较为明显，沉积体系的配置和层序边界的追踪较断陷盆地容易一些。但与边缘海盆地的层序地层模式仍然存在根本性差异。

在陆相盆地中，最常见和最发育的盆地类型就是上述的断陷盆地、坳陷盆地，当然也存一些其他类型，如断-坳型盆地、冲积地层背景等。冲积地层背景下的层序地层模式由 Legrreta 等人(1991)、Shanley 等人(1993) 以及 Wrigh 等人(1993) 提出（见表 5-1），尽

管也识别出了低水位、水进和高水位体系域，但其对比的可靠性和可比性仍然存在许多争议，因此，以冲积地层为背景的层序地层模式仍然是地学工作者今后攻克的难题之一。

二、典型陆相湖盆层序的体系域模式

1. 坳陷盆地

李思田教授等人（1995）总结出的鄂尔多斯大型坳陷台地层序地层模式，为陆相坳陷盆地层序地层的典型模式（见图 5-1）。顾家裕（1995）也建立了坳陷盆地层序地层学模式(图 5-2)，他的研究表明：

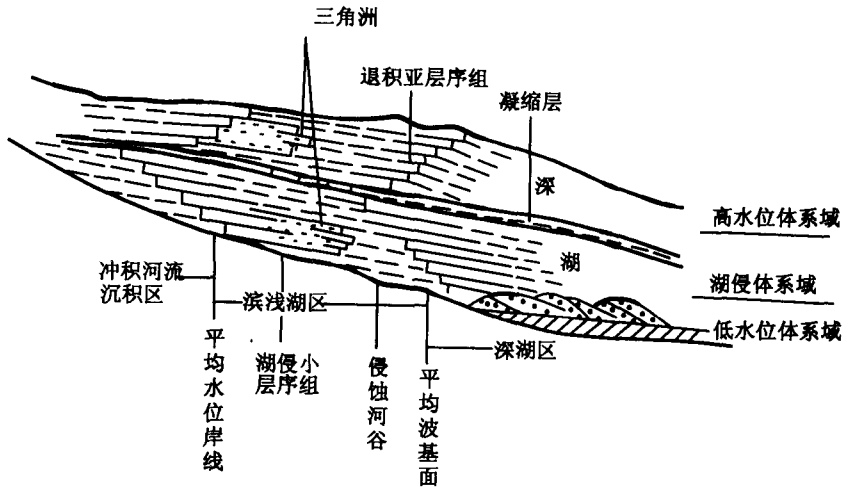


图 5-2　陆相坳陷盆地层序地层模式图

（据顾家裕，1995）

（1）坳陷盆地面积大，地势平坦、相类型分布齐全、相带较宽，构造抬升时湖水变浅，湖泊萎缩，河流可直入湖泊浪基面以下的深湖区，沉积物粒度较粗。如塔里木盆地侏罗系下部及中部（侏罗系划分为两个层序）、江汉盆地等，在气候炎热、物源较少条件下可形成盐岩和石膏等化学沉积，构成低水位体系域。

（2）随构造沉降、湖水进侵，原不整合面之上沉积湖相层，近物源区主要为冲积河流沉积区。当湖侵达到最大时，由于基准面上升，湖滨在陆上平原区往往会出现煤层、煤线，湖区可能出现部分碳酸盐岩沉积，形成湖侵体系域。随后，湖侵速度减缓或缓慢湖退，陆源物质进积，并在其边缘或顶部出现侵蚀，形成高水位体系域。

华北二叠系中上二叠统为陆相坳陷盆地沉积，这一巨大的坳陷盆地在沉积上具有明显的特色，即分布面积巨大，盆地为波状坳陷，构成河流-湖泊复合体系，沉积特征上相分带明显。但由于后期的改造，保存比较零散，因此建立层序模式存在较大难度。

2. 断陷盆地

林畅松教授等人（1995）在研究二连盆地的乌里雅苏太断陷盆地的层序地层和体系域特征时，系统提出了不同断陷湖盆背景下的沉积体系域模式，为断陷盆地层序分析的典型代表（图 5-3）。

（1）深湖盆层序的沉积体系域模式

在深湖盆发育阶段，沉积物供给量一般比构造沉降和湖平面上升所产生的可容空间小，

因此，在湖盆中部长期有深水湖泊存在。层序内部构成以深湖碎屑沉积为主体。在水进和高水位体系域中，以湖底扇、深湖扇三角洲的发育为特征，向盆地中部过渡为较深湖和深湖的泥质和浊积沉积。湖底扇多发育于水进晚期或高水位的早期。由于水体较深，沉积物供给充分，三角洲沉积旋回的厚度较大，往往形成较厚的扇三角洲前积结构。这在盆地的缓坡和陡坡都有发育，在缓坡边缘前积作用更为明显。

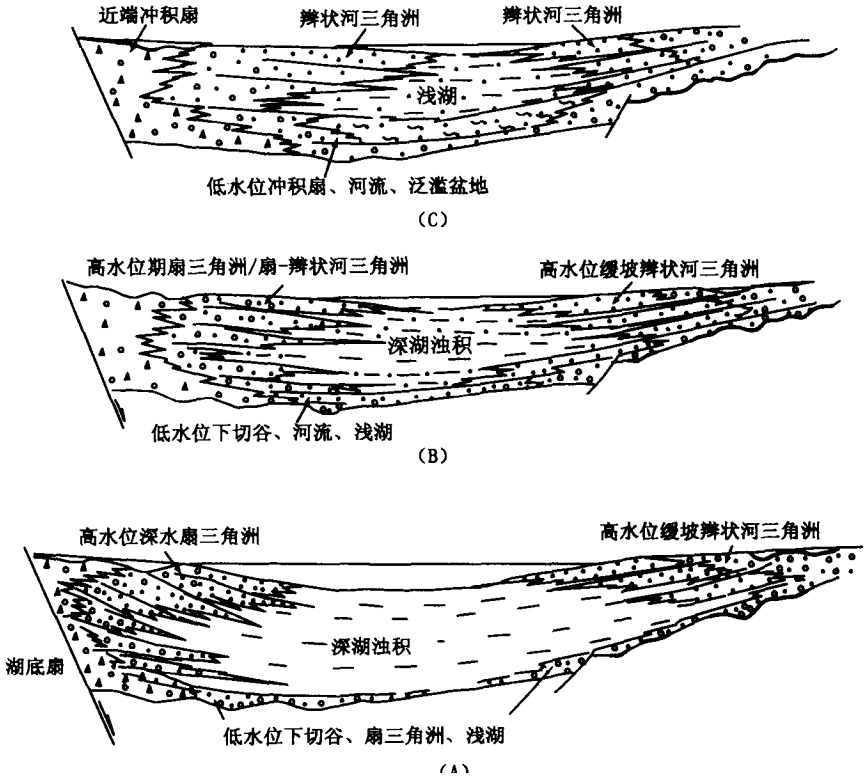


图 5-3　几种湖盆层序的沉积体系域模式

(据林畅松等，1995)

低湖水位期沉积包括下切河道、近端冲积扇和河流、浅水三角洲或辫状河三角洲及浅湖、半深湖细粒沉积等。下切河道在盆地两侧都有发育，但在缓坡一侧可能切割较深。这些水道可能成为水进期湖底扇发育的沉积物供给通道。在盆地中部，层序界面多表现为深湖相泥岩与浅湖、前三角洲和浊积的沉积转化面，与低水位的浅水扇三角洲或辫状河三角洲的底界面相一致。这种层序中的深湖泥岩是最重要的生油源岩。

这一模式与 Scholz(1991)提出的非洲 Tanganyika 半地堑湖盆的层序地层和模式相似。Scholz 等（1991）认为，高水位和低水位体系域代表了沉积体系域的两个端元。高水位发育水下扇、深湖浊积、扇三角洲、湖岸砂滩、鲕粒滩和贝壳滩堆积等。低水位发育下切河流、冲积扇和局部的扇三角洲、缓坡湖岩三角洲、蒸发盐湖等沉积。 Cohen 等（1991）研究了同样的湖盆，也总结出了相似的层序地层模式。

(2) 浅湖盆层序的沉积体系域模式

浅湖盆发育期，盆地充填以浅湖、半深湖沉积体系为主。可进一步划分为两种类型：①浅湖-半深湖盆地充填层序（图 5-3B）；这类层序内扇三角洲、辫状河三角洲体系主要形成于高水位阶段，在盆地中部可发育深的前三角洲浊积沉积，湖底扇不很发育。扇三角洲等的沉积旋回厚度相对较小，所形成的前层厚度小，有时仍可观察到前积结构和底超关系。低水位期冲积碎屑体系向湖泊中心推进，发育冲积扇、河流及局部的扇三角洲沉积。盆地中部为浅湖沉积，盆地边缘形成下切河道充填。②浅湖一河流盆地充填层序（图 5-3C）：盆地的充填由浅湖和河流、冲积扇沉积组成，在低水位期盆地中部只残存小型湖泊，由冲积扇、河流和泛滥盆地沉积组成。在高水位期发育有扇三角洲或湖泊三角洲及浅湖沉积。一般缺乏半深湖泥岩和浊积沉积。

上述几种断陷湖盆沉积层序发育于盆地演化的不同阶段，它们之间存在着过渡类型沉积序列。

三、国外陆相断陷湖盆层序地层学模式

这里主要介绍 Olsen（1991）建立的以湖平面变化控制的层序模式。

Olsen 通过对 Richmond 湖盆、Newark 湖盆和 Fundy 湖盆的系统研究，建立了三种断陷盆地模式，他的基本观点是湖平面变化控制着盆地充填型式。

1. Richmond 型湖盆模式

这类湖盆的充填层序有如下特点：层序的厚度较大，层序边界是由大规模湖平面变化形成的，具有分布广的特点；低水位沉积期，陡坡带发育有反映浅水环境的砂一粉砂互层沉积，缓坡带发育河流沉积；高水位期，陡坡带发育冲积扇，湖盆中央发育深水具纹层结构的泥岩、浊积沉积，缓坡带发育三角洲沉积。

充填湖盆的多个具上述特征的层序的叠合，便构成了 Richmond 模式（图 5-4）。

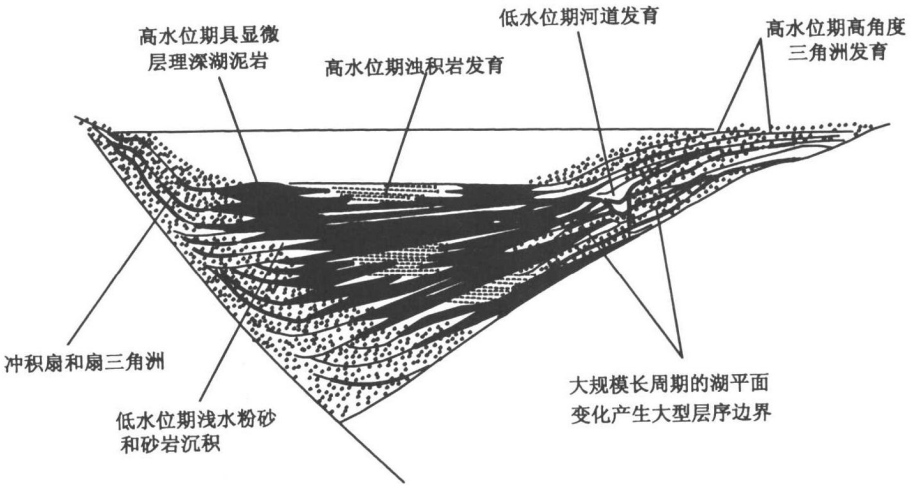


图 5-4 Richmond 湖盆层序模式

（据 Olsen，1991）

2. Newark 型湖盆模式

Newark 型湖盆的充填沉积由具下列特征的层序组成：层序厚度较小，但相对而言，低

水位体系域（包括湖侵）发育，厚度较大，而高水位体系域不发育，厚度小。在低水位期，湖盆大部分地区沉积为具泥裂的厚层泥页岩，只有靠陡坡、缓坡的小区域内分别发育冲积扇、河流层序和三角洲及其相应的河流沉积；高水位期，大部分地区发育具显微纹层的深湖泥岩，边缘发育三角洲沉积，但在以后的低水位和湖侵期遭受严重侵蚀。

由多个上述层序组成的序列即构成 Newark 型湖盆模式（图 5-5）。

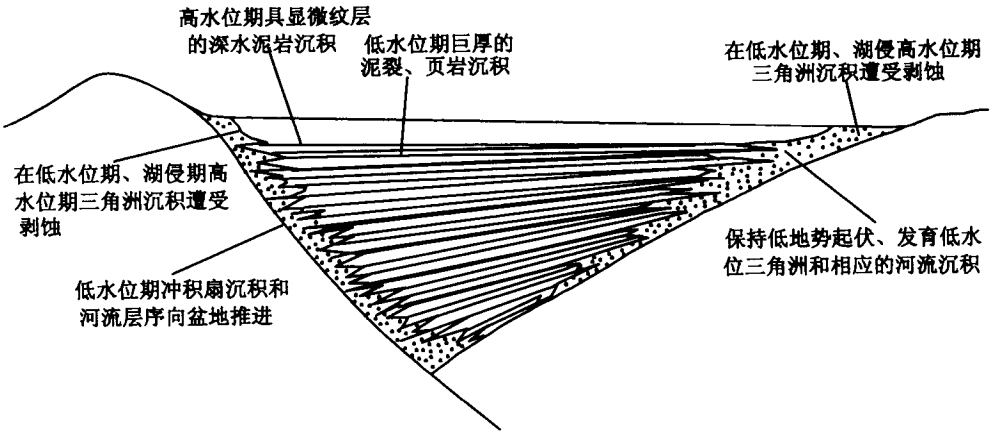


图 5-5　Newark 型湖盆层序模式

（据 Olsen，1991）

3. Fundy 型湖盆模式

Fundy 型湖盆层序具如下特征：层序特征与 Newark 型湖盆层序相似，尚存在下列独特性：蒸发岩发育，风成河丘发育；低水位期，湖盆中部为厚层泥岩夹薄蒸发岩和零星沙体，缓坡发育三角洲及相关的河流沉积，陡坡发育风成沙丘砂岩；高水位期，沉积物主要为具纹层构造的泥岩。

由多个上述特征的层序组成 Fundy 型湖盆层序模式（图 5-6）。

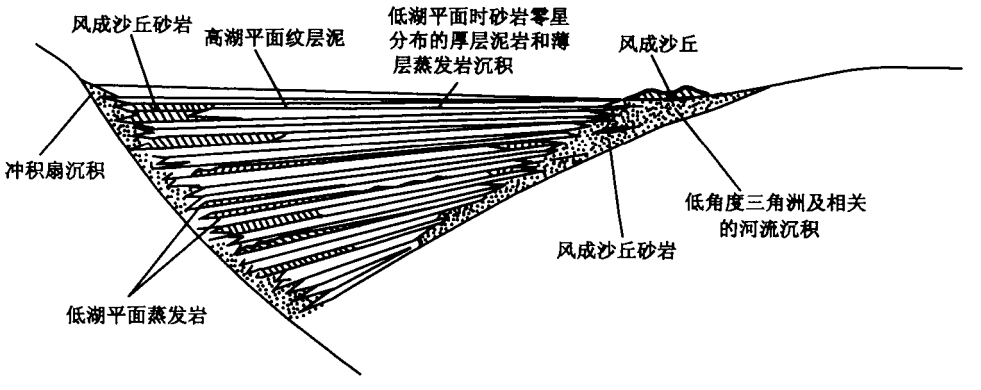


图 5-6　Fundy 型湖盆层序模式

（据 Olsen，1991）

第六章　旋回层序

地层的旋回性特点早已被人们所认识，但自 20 世纪 40 年代才逐渐形成旋回地层学，进而形成旋回层序地层学。旋回是一个古老的概念，旋回层序则是层序地层学形成以来，古老的沉积旋回研究与新学科生长点的结合而产生的一个新的概念。也可以说，旋回层序是层序地层学的一个重要分支。

第一节　旋回层序的理论基础

旋回一词由 Weller 用于表示宾夕法尼亚系常见的旋回类型中的一个沉积旋回期间沉积的一套岩层，旋回层被看作为地层术语范畴中的组（formation）。早在 1895 年，G. K. Gilbert 就提出，一定的韵律层理型式记录了敏感的、相对于地球轨道韵律的反应，这可能是地质年代学的基础。在 20 世纪，由于 Milankovitch (1941)，Berger (1978) 及其他学者的工作，人们逐渐增长了洞察轨道变化及其气候效应的能力。气候和海洋对于外部力的灵敏性越来越清楚（Barron，Arthur & Rauffman，1985），更新世冰川作用的韵律轨道控制特点非常清楚，因此旋回地层学的理论基础已经形成。同时，现代的测试技术和手段已应用于地层学中，如测定沉积序列物理和化学特征的扫描和元素方法，计算机的应用等。

一、地球轨道的变化

几个世纪以来详细的天文观察为计算地球轨道特征提供了依据。包括有可能影响气候的轨道周期性变化。Berger (1978) 图解说明晚第三纪时可能影响气候的种种变化一即日射方式按纬度和季节的分布，这为研究久远的过去打下了基础。两种变化很重要：与地球的轴向斜度的循环有关的变化，与岁差及偏心率有关的变化。

1. 斜度

地球的斜度变化自始至终约为 3.5 弧度，大约 4.1 万年一个周期。Berger 作出了投影图（图 6-1），可以看出在该图上这个周期的振幅号有些变化，但仍相对稳定，地球循环的周期可能和地球的自转速率一起变慢。气候信号影响两极极相。斜度增加，日射的平均年纬度分布变得更均匀，而季节变长。这在两极地区气候效应最明显，斜度增加扩大了极区范围，增长了极地冬夜的持续时间。

2. 岁差-偏心率复合影响

如果不是行星群的影响，地球轨道应当是圆的。行星群的影响使轨道变成偏心率变动着的椭圆形，并始终拖曳地轴。Berger 的计算表明主要偏心率周期数在大约 100（其主要分量在 98 和 126）、400、1290、2030 和 3400 千年。单因素看，偏心率对气候的影响是很轻微的。由于穿越太空的椭圆轨道的阻力是可变的，所以与椭圆轨道（近日点）有关的岁差周期在 14 千年和 28 千年两个极值间变动。椭圆轨道和岁差相结合，改变了太阳能量的分布：当某设定的半球处于轨道的夏天近日点部分，即靠近太阳又面对太阳时，就经历一个

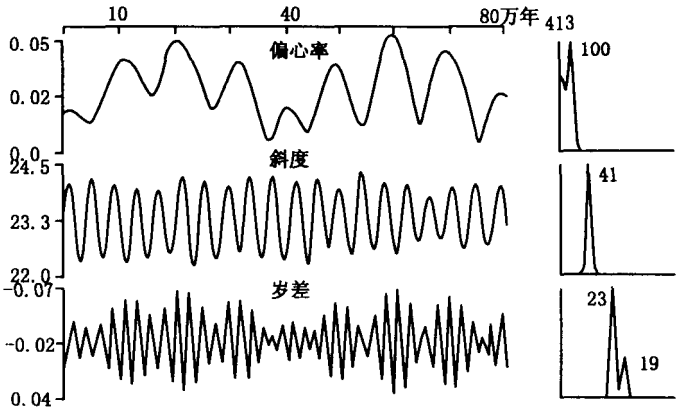


图 6-1　古代 80 多万个偏心率，斜度和岁差指数的变化

（据 Berger，1978）

右：从这些时间序列中标明的显著峰值的主要周期（千年）所计算的离散谱图（据 Imbric 等，1984）；斜度的刻度为度

短而热的夏天和长而冷的冬天，即比正常季节长。同时，相反的那个半球就有远日点的夏天和近日点的冬天，经历较短的季节。这种影响直接随偏心率变化。这样就导致产生岁差周期的气候循环，其幅度随偏心率而变化，即随有较长周期循环的等级层次而变化。

岁差-偏心率复合影响产生的旋进气候循环中，两半球将是 180°的异相，这种复合影响不仅移动干、湿带之间的带界，而且干扰了纬向带风和季风环流之间的平衡。因此，这种影响在中纬度的气候中特别明显。

二、地层的旋回性特点

地层的旋回性特点归纳成表 6-1。

表 6-1　地层的旋回性特点

沉积环境	地层的旋回性
湖　泊	湖泊对气候变化特别敏感。Bradley 用季节数纹泥来鉴别绿河组中油页和白云质硬泥灰岩互层中的岁差旋回。即：湖泊和干盐湖之间的振荡，反映了干燥和潮湿气候的交替。Newark 岩系岁差旋回和偏心率旋回 100 和 400 千年的级别记录了气候变化。
蒸发岩盆地	蒸发岩盆地对蒸发-沉淀平衡的变化很敏感，Anderson（1982，1984）测定了二叠系 Castile 组 600m 厚的层序中 20 万余个年旋回。
克拉通盆地	北美大陆中部地区宾夕法尼亚纪和二叠纪中经典的海相非海相盖层，测年约为 400 千年，其偏心率旋回与冰川-海平面变化有关。
碎屑体系	河流和三角洲两个体系对气候和海平面升降显然是敏感的，如 Catskills 的泥盆纪前三角洲相和加利福尼亚的中新世砂岩、页岩互层中的韵律性均为轨道影响。北大西洋上第三系-第四系海相泥岩呈现出岁差、斜坡和 100 千年的旋回构造。
海洋碳酸盐岩盆地	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，发现了具有 5∶1 旋回率的上升旋回，提出由岁差和 100 千年偏心率周期产生的冰川控制机制。台地及台地周缘相中的韵律性是很强的。
半深海体系	显示特别清楚的灰岩-页岩交替的旋回性，可能是碳酸盐生产能力和泥质供给波动的结果。可能以岁差或斜度定年的层理旋回聚集成更大的旋回，可达 1-2Ma 的旋回域。
远洋体系	Gilbert 研究北美内海道白垩系的旋回构造，泥灰-灰岩层理对似乎记录了岁差旋回，而大约 5 个这样的层理对组成的层理记录 100 千年偏心率旋回，4 个层理束组成的超束记录了 400 千年的旋回。

三、地球轨道引起的地层旋回性的识别

1. 季纹泥

依靠季纹（即年）数推断层理旋回，用于部分季纹泥化的序列。Braelley，Van Houten 和 Olsen 在确定绿河组和网状岩系中地层韵律时间时所采用该方法。Anderson（1982，1984）在一个长而连续的蒸发岩组中测量季纹泥，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

大多数海洋沉积物缺乏季纹理，因此其韵律的时间只能依据计算平均速率，借助于诸如 Harland 等（1982），Kennedy 和 Odin（1982）、Hallam 等（1985），以及其他人用的放射性测量数据来校准。该方法都包含一种不确定的因素：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或（和）地层不连续性的时候更是如此。因此，靠该方法定年，在其他方法证实之前，一般作为一种暂时的初步方法。

磁性年代学为精确定年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（Schwargacher，1987）。

使用以各种大化石和微体化石群，以及磁性年代地层学和地质年代地层学为基础的综合地层学方法，为提高分辨率起到巨大的作用。一旦沉积物中的轨道旋回被清楚地确立，而且了解了整个地质时代轨道频率的变化，那么旋回地层可能对年代地层学的精确定年作出贡献。

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，利用轨道运动的复杂性推断地层旋回，因为轨道对气候和沉积相的影响在时间和空间上不是简单的正弦曲线型式，而是由于不同轨道运动的干涉，再加上每一轨道运动又以一长列的不同频率和振幅为特征，因此产生了颇为复杂的型式。例如，在 Umbrian 序列，可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是可完全对比的，但需经偏心率和斜度的调制。

四、Milankovitch 旋回

Milandovitch 旋回是指月球、木星等天体对地球绕太阳自转和公转运动的影响，使地球的 3 个轨要素：偏心率 e、黄赤交角（或地轴倾斜度）ε 和岁差 p 发生周期性变化的现象。南斯拉夫学者 Milankovitch（米兰柯维奇）于 20 世纪初（1920 年）提出了第四纪冰期形成的天文假说，他认为北半球下半年日照量的减少，是冰期形成的原因，任一纬度日照量 w 的大小，是太阳常数 s_0，偏心率 e，黄赤交角 ε 和岁差 p 的函数，即 $w=f(s_0, e, \varepsilon, p)$，其中 s_0 变化很小，可视为常数。米氏根据地球的 3 个轨道要素，计算了北半球 650 纬度上 1Ma 米日照量的变化。1Ma 来日照量的 9 个极小值与第四纪冰期非常吻合，并与第四纪从深湖沉积物、黄土、冰雪沉积物建立的温度系列一致。因此，第四纪中的 Milankovitch 旋回沉积已被地质学者证实，而且可追溯到泥盆纪，甚至更早的地史时期。由于 Milanvitch 旋回是天文因素和圈层尺度因素作用的产物，它在空间分布和等时性上必然具有全球性，在整个地史时期均应有记录。

偏心率是地球绕太阳公转椭圆轨道的赤道半径与极半径之差与赤道半径之比，其值在 0.0005～0.0607 之间，变化周期约为 0.1Ma。天体力学的研究表明，偏心率的变化主要由

极半径变化所至，赤道半径通常变化不大。冰期均发育于偏心率的最小值，这相当于日地距离增加，地球获得的能量减少。

黄赤交角或斜度是地球绕太阳公转的轨道平面（黄道面）与赤道的夹角，变化于 22°02′-24°30′间，变化周期约为 0.04Ma，现在的 $\epsilon=23°27'$。黄赤交角影响不同纬度和季节气候的差异程度，黄赤交角变化对极区影响大，对赤道影响小。

岁差是指地球自转轴的运动（地球自转轴绕黄道轴旋转的运动）使春分点沿黄道向西绕行，使回归年（太阳视图面中心两次过春分点所经历的时间）短于恒星年（地球绕太阳公转一周到经历的时间）的现象，岁差值为 20′30″，岁差周期为 0.02Ma。岁差变化对赤道地区影响大，对极区影响小。

由于地史时期日-地距离的缩小（590Ma 以来，缩小速度为 3.16cm/a；前寒武纪为 1.36cm/a）和地球自转速度的变慢，这些变化在岁差和斜度的变化周期和幅度上也有不同程度的体现。天文地质计算结果（Berger 等，1992）表明：2500 Ma 以来岁差和斜度的周期值是增大的，中元古代和第四纪的差值分别是 7655～10341 和 24307～35493；2500Ma 以来，斜度值的变化幅度减少了约 60%，岁差值的变化幅度则很小。由于偏心率不受日一地距离的影响，在地史时期变化较小，200Ma 以来约为 1.5%。

从上述的资料和分析中可以看出，Milankovitch 旋回是一种全球范围的高频变化力，它在地层记录中的烙印是通过气候（温度、雨量等）和海平面变化而实现的。因此，在构造稳定期和稳定区，当其他噪音较小时，Milankovitch 旋回沉积是可以识别和进行跨区域对比的。但识别和对比的关键是地层记录所反映的古气候的高频冷暖干湿变化或高频冰川型海平面变化及其级序结构和谱系关联的确定。在不同地史时期和不同纬度带，Milankovitch 旋回沉积的级序结构、谱系关联、量值变化幅度和显示度是不同的。如在泥盆纪时，一个偏心率周期可近似地对应 6 个岁差周期和 3 个斜度周期，它们间的级序结构应为 1∶6 和 1∶30，而不应简单地套用第四纪 1∶5 和 1∶2 的量值。在低纬度地区 1∶6 的级序结构应更清楚，在高纬度地区 1∶3 的级序结构则应更清楚。如果泥盆纪时低纬度地区的 Milkovitch 旋回沉积是通过层组一层一纹层一微层体现的，那么一个层组中应该包括 6 个单层或 2 个单层中应包括 6 个纹层，或一个纹层中应包括 6 个微层。Milankovitch 旋回沉积也可通过对气候和海平面变化敏感的参数体现，如 $CaCO_3$、Al_2O_3 和 $\delta^{18}O$ 等在地层中含量的频谱变化体现。

由于 Milankovitch 旋回力可作用于整个地史时期，所以其旋回沉积可以不同的显示度发育于各种沉积环境和泥质载体中，如深海-半深海沉积，湖泊沉积和冰雪沉积等，这为我们在 1984 年以来全球界线层型剖面和界线层型点工作基础上，进行十万年至万年级高分辨率地层划分对比和高分辨率地质时代表的建立奠定了基础，也为进行高分辨率层序地层分析提供了理论基础。

第二节　海平面变化与沉积旋回

海平面升降变化、构造作用、沉积作用和气候条件等因素的周期性相互作用的结果就形成了地层的旋回性。这四项因素也是层序地层分析的四个基本要素。可以看出，海平面变化是沉积旋回形成与发育的最重要因素。

人们最早就是通过对含煤岩系的研究获得了对于旋回现象的认识，当时的主要依据是含煤地层岩性组分和颜色上的明显变化，以及生物群显示出的海相环境与陆相环境之间的快速变化等。由于含煤岩系的广泛分布，且地区间可以进行对比，因此引起了人们对旋回现象的广泛注意和研究。从 19 世纪末到 20 世纪中叶，研究的主要方面是识别含煤岩系的旋回结构，并对此作出成因上的解释。 20 世纪中叶以后，由于沉积学的快速发展，尤其对现代沉积的研究，使沉积作用控制论广泛流传，并建立了不同类型的含煤岩系沉积模式。

近 20 年来，随着旋回地层和事件地层等现代概念的提出和应用，尤其层序地层学的形成与发展，对“旋回”这个古老概念又有了新的理解，对地层旋回的研究又掀起了新的热潮，但已与最初的旋回概念有了根本性的不同。这主要表现在其机理的解释有了新的进展，而不是仅仅限于“旋回现象”的揭示。另外，事件地层和层序地层的进展也给旋回地层的研究注入了新的内涵，旋回的等级，旋回阶段的等时性等概念使古老的沉积旋回概念有了新的发展。相分析和旋回的结合也是旋回的研究在沉积学和地层学结合上有了新的生命力，而反过来旋回的鉴定也为相分析提供了框架基础，两者成为不可分开的沉积学基础。因此，古老旋回概念与现代沉积学，地层学新进展的有机结合，形成了崭新的旋回层序分支。

新的旋回地层学是研究地层沉积作用的旋回性记录并用来进行地层划分和地层对比，其成果可用来解决地质理论和生产实践问题（如煤层对比），乃至成为解释沉积作用机理的地层学和沉积学的重要学科。

海平面变化是地层旋回性的重要因素之首。海平面变化周期由于形成机制不同而具有不同级次和频率，而不同周期级次的海平面变化将形成不同级别的地层旋回。因此，海平面变化机制的研究，对于时间条件下识别地层旋回结构，重塑旋回形成的沉积作用过程及由此反映的沉积演化及构造演化史，以正确地提示盆地充填过程具有重要意义。

海平面随时间的推移而发生变化，既有在垂直方向的升、降过程，也有在水平方向上的海平面起伏位移。造成海平面变化的原因很多， Miall 和 Allen 分别提出了海平面变化机制理论，为多数地质学者所接受。 Miall（1984）认为造成海平面变化的原因主要归纳为两种因素：构造海平面变化和冰川海平面变化。构造海平面变化指由于洋脊扩张等构造活动造成海洋盆地变化而产生海平面变化，板块内部的构造沉降速度变化亦属此类，主要形成长周期海平面变化。冰川海平面变化指由于地球轨道偏心率、黄赤交角变化及岁差的天文周期造成地球日照量的周期性变化，从而引起极地冰盖的增长，使海平面的体积发生变化，最终导致海平面的升降变化，这是高频海平面变化周期的主要控制因素。 Maill（1984）就大洋扩张脊体积的变化、板块运动、大陆冰原的生长和消亡、小洋盆地的蒸干等方面论述了上述机制下的海平面变化特点，其中他指出海平面的升降和海进、海退并非一回事，这在进行地层旋回性海平面变化机制的解释时是相当重要的。

Allen 等人（1990）认为全球海平面变化可能由下列四种原因引起的：①板块构造作用引起的岩石圈物质的持续分异作用；②由沉积物的堆积或沉积物的移出所引起的大洋盆地体积容量的变化；③由大洋中脊系统的体积变化所引起的大洋盆地体积容量的变化；④藏在极地冰盖和冰川中有效水体的减少。

从物质平衡的观点分析，海平面是海水体积和洋盆体积（容积）的统一；从能量平衡的观点看，海平面是一个等势面，它符合地球内部重力场分布的平衡，也符合地球绕着它的转动轴自转的引力平衡。

第三节　地层旋回级次与旋回层序

沉积旋回很早被地质学家认识而广泛应用。沉积旋回是指有关的沉积作用及条件按相同的次序不断重复而组成的一个序列。其成因主要为海水进退的沉积记录，因此又分海侵旋回和海退旋回。而海水进退可能主要受地壳的周期性振荡运动引起的。

自从 Vail 等人（1997）建立层序地层概念体系以来，地质学家们重新认识了 Gilbert (1895 关于韵律层理型式记录了敏感的相对而言地球轨道韵律的反应的观点，因此， 20 世纪 80 年代产生了实用的旋回地层学。

一、 Vail 的旋回级次划分

Vail 等（1997）在研究显生宙全球海平面变化时把地层旋回四个级次（表 6-2），各级次地层旋回的成因机制不同。这一方案被许多地质学家所使用。这一方案中未包括形成时间小于 10 万年或更小的旋回地层。Miall 等（1984）认为，大洋扩张脊体积的变化是由于扩张速率变化引起的，可能形成二级旋回，也可能形成三级旋回。大陆冰体积的变化可以引起四级旋回，也可能引起三级旋回，至少在地史中的主要大陆冰川时期是如此。Miall 认为，其他机制不会使海平面发生重大变化，或者说不致于引起快速的振荡变化。

表 6-2　地层旋回及其成因机制

类　别 （据 Vail 等，1977）	相　应　术　语	时间长度 Ma	可能的成因机制
一　级	—	200～400	由超大陆的形成和解体引起的主要的全球海平面升降旋回
二　级	超旋回（Vail 等，1997） 层序（Sloss，1963） 大旋回层（Ramsbottom，1979）	10～100	由全球性洋中扩张脊体系的体积变化引起的全球海平面升降旋回
三　级	中旋回层（Ramsbottom，1979）	1～10	可能由洋中脊的变化和（或）大陆冰川的生长消亡引起
四　级	旋回层（Wanless 和 Weller，1932）	0.2～0.5	由大陆冰原的生长和消亡、三角洲的生长和废弃引起的全球海面快速波动

（据 Miall，1984）

二、E. Brett 的旋回划分

E. Brett 等（1990）在研究陆表海盆地地层模式时，提出了一个七级分类方案（表 6-3）。该方案中考虑了层序地层学中关于“层序”的定义，把三级旋回对等于层序，从而形成了旋回层序。同时，该方案了考虑了地球轨道旋回效应造成的不同级别的高频率振荡性海平面变化周期，即相当于偏心率旋回（10 万年级）的六级旋回对等于小层序（Parasequence）。该方案也考虑了与岩石地层术语的对应问题。

三、孟祥化的旋回级次划分方案

我国学者孟祥化先生在研究华北地台碳酸盐岩台地的形成演化中提出一个五级旋回划分方案（表 6-4），该方案将沉积建造、旋回和层序结合起来，将全球沉积旋回划分为五个级次和层序类型对应，认为不同板块构造背景下的旋回层序格架是有区别的，且不能混同。

表 6-3　层序、旋回与相应的岩石地层术语的关系

层序地层	旋回级次	相应的岩石地层
大层序（据 Sloss，1963）	二级旋回（50～60Ma）	
全层序	二级旋回（10～30Ma）	超群
层　序	三级旋回（2～3Ma）	群
亚层序	四级旋回（1.0～1.5Ma）	组、段
小层序组	五级旋回（0.45Ma）	段、亚段
小层序	六级旋回（0.1Ma）	亚段
韵律层	七级旋回（0.02Ma）	层

（据 Carlton E. Brett　等，1990）

表 6-4　建造构架的沉积旋回级次划分

旋回、层序旋级次和类型				产　生　原　因
Ⅰ	建造系列	超巨层序	第Ⅰ级旋回（$>10^8$ 年）	地壳运动的主要升降旋回，与大陆开裂形成有关
Ⅱ	建造	巨层序	第Ⅱ级旋回（10^7～10^8 年）	次级地壳升降旋回，10～100Ma，由于全球大洋中脊扩张作用产生
Ⅲ	建造内部格架的旋回	大层序	第Ⅲ级旋回（10^6～10^7 年）	可能由于洋脊变迁或大陆冰盖的增长与衰减有关
		准层序	第Ⅳ级旋回（10^5～10^6 年）	为迅速的升降运动，产生于大陆冰盖的增长与衰减，或被三角洲侵蚀
		基本层序	第Ⅴ级旋回（$<10^5$ 年）	地球轨道变化、古水流、古地道、三角洲水道的变迁、碳酸盐生产率变化周期

（据孟祥化等，1989）

第七章　层序地层学的其他重要方向

层序地层学的形成与发展给地学带来了一场革命，作为地球科学的重要基础学科之一，其重点和前沿正发生转移，相应地在一些重要领域得以发展，除了给这些领域带来学术思想外，还使这些领域出现了新的学科生长点。

第一节　构造层序地层学

近年来，随造山带研究的深入和层序地层学的发展，特别是这两者的结合形成一个新的分支学科，称构造层序地层学（tectonic sequence stratigraphy）。

作为地质构造分析的基础之一的地层学，一度是用构造的方法（沉陷、隆升等）研究历史，重在寻觅过去事件的先后顺序。构造地质学与地层学的结合产生了分支学科：构造地层学——探讨大地构造作用与地层发育之间联系的学科。对于造山带来说，它强调用历史的方法研究构造，重在分析现存的构造现象和造成这些现象的原因，并从中引出其发生、发展的规律。造山带中的地层尽管已发生位移、改造和失序，但总能找到具有成因联系的组分，可以通过客观存在的基本地质要素的组合而达到综合分析构造的目的。

造山带构造研究的深入和层序地层学的发展及其结合直接导致构造层序地层学的形成。由于详细的定年工作（尤其是高压变质作用的定年），造山过程的细节已基本掌握；各种碰撞带模型的建立提出了鉴别古老碰撞造山带的依据；大地构造相概念则把形成的大地构造环境、改造的方式和构造条件、经碰撞后就位的大地构造位置统一起来考虑。层序地层学以地层的宏观组合为基础，研究重复的有成因联系的层序在年代地层框架中的相互关系，为大区域内乃至全球的地层对比提供依据，因而必然为造山带研究所重视。实际上，构造地质学与沉积学、地层学是相互促进发展的，其有机结合产生了新的思路。而层序地层学的形成和发展，特别是陆相层序地层学的发展，与构造的研究非常密切，因而，构造层序地层学的出现成为必然，且是一新的地学学科生长点。

第二节　层序生物地层学

层序地层学和生物地层学的交叉综合形成了一个新的学科分支：层序生物地层学（sequence biostratigraphy），这可以说是层序地层学的高度发展的必然结果。层序生物地层学首先提供了可预测的相关界面体系组成的一个物理框架，把生物地层学观察结果置于此框架中，这些物理相当面确定了真实的年代地层单元，通过时间间隔网络，这些地层单元可用于评估生物带“顶”和“底”的相对位置。

生物地层学的证据在层序分析中的重要性已为广大地学工作者所认识，过去生物地层学与其他学科（如岩石地层学、年代地层学、沉积学等）的冲突或争论可以在新的层序生

物地层学中得到解决。生物地层学与层序地层学学术思路的结合，是新学科产生的必然，而层序地层学的发展需要生物地层学的支持和熔合。

层序生物地层学的发展和应用的意义主要表现在：

（1）更精确地确定地层年龄、对比地层和评价沉积环境；

（2）通过层序生物地层学中的物理相关界面可把非海相生物带与开阔大洋微古化石带进行对比；

（3）为使用高新技术辨认地下层序单元提供了可预测的方法与理论前提。

第三节　成岩层序地层学

人们在进行层序地层学研究过程中，往往只注重测井、地震及野外露头资料的客观分析，而忽略了沉积记录中各种微观现象固有的意义。近年来，成岩作用研究与层序地层学宏观研究的结合有了重要突破，人们通过微观的研究也可以解释层序划分中的某些关键问题。如通过研究发现，在沉积岩粒间胶结物、次生加大边、次生矿物和孔洞充填中，准确记载着当时地球动力学和物理化学条件及各种自然变迁信息。

20 世纪 90 年代以来，一些具有远见卓识的沉积学家已意识到成岩微观资料在层序地层学研究中的重要性，并很快把成岩作用与层序地层研究有机结合起来，从而产生了成岩层序地层学（diagenetic sequence stratigraphy）。

成岩层序地层学的主要研究内容：

（1）沉积相、层序和区域成岩作用的关系；

（2）成岩作用与层序边界的关系；

（3）不同成因层序，其成岩物理、化学特征及其变化；

（4）胶结成岩事件的区域对比和连结性研究；

（5）层序边界代表胶结物晶体生长间断研究；

（6）成岩层序作为胶结物结晶生长过程中的一系列沉积，加大事件的综合研究；

（7）孔隙和孔隙流体阶段性溶化与海平面周期性变化的关系。

Ginsburg(1992)在研究大巴哈马台地时明确阐述了海平面变化对碳酸盐早期成岩作用的影响。Tucker（1992）则系统地总结了层序地层与成岩作用的关系，他明确指出碳酸盐沉积物的成岩作用可在相对海平面变化及沉积体系域这一框架内加以论述，并认为在不同的海平面旋回时期及不同的气候条件下会出现不同的成岩作用类型。因此，成岩作用信息有助于对不整合面的认识，从而有利于重建海平面变化。据此， Akihiro Kano（1992）提出了成岩层序地层学的概念，Goldstein 等（1990）提出了碳酸盐胶结层序地层学概念，他们认为浅水碳酸盐岩层序的成岩特征和胶结物及溶化。可以帮助认识不整合面。其原因是：在部分暴露于水面的大陆架碳酸盐岩横剖面上，随埋深增加成岩作用序列分别是渗流作用、淋滤潜流作用、潜流作用及深埋成岩作用；当大陆架完全被上升的海平面侵没时陆架在海底环境中接受碳酸盐沉积物，因此其岩石由两个部分组成；上部为海水成岩相，下部为淡水成岩相，不整合面位于上部成岩相和下部成岩相之间。

成岩层序地层学发展较快，近年来解决石油地质问题、特别是进行油气预测方面取得了显著效果。

第四节　应用层序地层

目前，全球气候变暖和全球海平面上升等事件正不断地威胁人类生存和社会发展，急切需要地球科学家建立一种多功能实用科学，以指导研究全球和区域的环境及气候变化，因此，应用层序地层学（applied sequence stratigraphy）应运而生。

地球科学家已经注意到，由于全球气候变暖，海水增温，冰川融化，海水体积增大等因素，造成了全球海平面上升。尽管海平面上升是缓慢的，看起来似乎“微不中道”，但其长期的累积值将会相当大。如我国海岸线长，沿海地区地质结构复杂，随着人们对地下水的过量开采，地层压实，水位抬升等引起的区域性海平面相对上升相当严重，已经构成对中国沿海地区经济建设和人民生活的危害。因此，层序地层学应用于现代地质研究中具有实际意义。以历史不同时期海平面变化为主要研究对象的层序地层学及其在现代沉积研究中的应用，在现阶段人类注重全球海平面变化对沿海地区经济发展影响和对策的研究中具重大的现实意义。

第五节　模拟层序地层学

模拟层序地层学（modeling sequence stratigraphy），也称为定量层序地层学(quantitative sequence stratigraphy），是沉积学高度发展的产物，它构成了沉积学新理论体系的重要内容之一。

沉积盆地地层模拟始于30年代，由于盆地沉积充填的控制因素复杂多变，难以将这些因素（尤其是基底沉降、海平面变化、沉积物供给速率）与充填过程及层序在时空上的联系概念化，因而模拟研究进展缓慢。这主要因为地层模拟的难度较大，一些地质因素的定量化难以实现，再加上方法和手段期待革命性进展（如计算机技术的进展对模拟影响很大）。进入20世纪80年代后，随着地球动力学、层序地层学及盆地分析等新兴学科的形成和发展，以及计算机等高新技术在沉积学中的广泛应用，为盆地的地层模拟提供了可能。运用数学模拟分析方法研究盆地层序的主要控制因素的相应作用及其对层序几何形态、沉积相及地震地层的影响，已进入到实用阶段，并成为盆地分析的一项常规研究手段和方法。

盆地充填过程的动态模拟研究，Read等（1986）、Bond（1989）、Aigner（1990）、Watney等（1990）、David等（1991）、Hardle等（1991）、Bond等（1991）、Jerve（1992）、Goldhammer等（1993）作出了卓越贡献。Jervey（1992）以大西洋型大陆边缘沉积充填过程实例进行计算机模拟，并建立了进积式盆地充填作用的数学模型。该模型以层序地层学、沉积学及地球物理学原理为程序基础，以基底沉降史、海平面变化史、沉积物供给速率为系数，对盆地主物源方向硅质碎屑物的侵蚀、沉积、压实和盆地基底构造沉降及其对上覆载荷的均衡补偿过程进行描述。该模拟程序在二维空间内细分出许多时间单元，并在每一时间单元内根据限定的控制作用的物理进展，确定该时期输入碎屑物的几何形态、岩相分布及先期沉积物的侵蚀情况，进而重建盆地的沉积层序，最终预测源岩、储层、盖层的时空配置关系，预测油气勘探中可能钻遇到的砂组层数、厚度、埋深和储层特征等。近年的实践证明，模拟层序地层学理论对于研究盆地充填的主控因素以及在钻井资料有限的情况下预测储层分

布、控制地震资料的解释和检验勘探方案，具有实际意义和发挥重要作用。

我国学者林畅松等（1985）对断陷湖盆的层序地层模拟具有领先性，是模拟层序地层（尤其断陷湖盆）的典型代表。他以二连盆地乌里雅斯太断陷为研究实例，通过模拟分析层序的发育和形成机制，揭示构造沉降，海平面或湖平面变化及沉积物供给对层序发育和盆地演化的控制作用。通过模拟，验证了构造沉降速率的幕式变化和横向上的差异沉降是高级别层序界面形成和发育的重要控制因素。通过模拟还动态地重塑了盆地沉积体系域的发育过程，并可对各种可能的层序类型的内部沉积相构成进行定量预测。

沉积盆地充填过程和沉积层序形成演化的模拟是一项复杂的系统工程，需要综合考虑盆地沉降、海或湖平面变化、沉积物供给、沉积物压实、沉积物剥蚀过程、沉积体形态等参数的定量描述。盆地充填模拟的技术路线和方法很多，其选择主要取决于模拟的目的、尺度和对象。如着重研究沉积物的搬运和分散，堆积过程的模拟常采用水动力学方法来描述（Tetzlaff 等，1986；Bitzer 等，1987）。从宏观过程来分析沉积层序几何形态关系为目的的模拟常用几何的方法来描述（Lawrence 等，1987，1990；Dougles，1991；Nakagama 等，1988；David 等，1992）.

盆地模拟已经形成盆地分析家族中的独立学科，但与当代层序地层学结合起来，逐步形成模拟层序地层学为近几年的成就，该学科还要不断进行充实和完善，特别是模拟高分辨率层序地层学，还需要做很多开拓性工作。可以预言，模拟层序地层学将在定量预测资料方面做出更大的贡献，在指导能源勘探中发挥更大作用。

第六节　勘探层序地层学

勘探层序地层学源于油气勘探的实践。由于油气勘探的费用越来越高，难度愈来愈大，往往出现漏矿、盲目开采等现象，造成人力、物力及财力的巨大浪费。层序地层学的方法应用于勘探领域就出现了勘探层序地层学（exploration sequence stratigraphy）。它的形成和应用为含油气盆地分析和油气勘探开辟了新的前景，促进了对烃源层、储层三维时空分布规律的了解和认识，提高了油气勘探精度，降低了油气勘探风险，提高了经济效益和社会效益。Miall（1972）指出，层序地层学最大的贡献和进展之一，就是勘探层序地层学理论的诞生及其在找矿和油气勘探活动中所带来的巨大社会财富。

Sangree 等（1990）通过对陆源碎屑岩层序地层体系域与油气生、储、盖、运移及圈闭的关系的深入研究，提出各种体系域的勘探模式（表 7-1）。

勘探层序地层学提供了一种高效、实用的勘探基础方法和手段，特别是在有限钻井的新区、钻井多的勘探成熟区和勘探尾声区的应用中最具实际意义。

一、在勘探新区中的应用

主要是指识别地层年代，了解地下界面的延伸情况，确定远景带。层序地层学应用于圈定有利地层圈闭带，在有远景的构造带上预测出储量和盖层的质量。新区的应用关键是在区域主干线上建立层序和体系域的关系，确定远景带和圈闭类型，以促进更详细的勘探。主要工作内容有：

（1）在盆地主干测线网上建立层序界线格架；

（2）确定剧烈构造沉降阶段层序界线；

表 7-1 层序内体系域的勘探模式

体系域类型	储　层	烃 源 层	盖　层	运　移	圈　闭
海　进（海侵）体系域	海岸—近岸相砂体具有良好的渗透性，深湖相是变化的，可预测呈线性延伸的储层	海进体系域顶部和侧向生油层良好	海进体系域的顶部盖层好，侧向和底部复杂多变	典型的海进体系域主要表现为向下、向侧向运移	孤立砂体的地层圈闭，底部连续和海进体系域要求有构造圈闭
高水位体系域	以不连续的河流相和三角洲相为主，近滨相次之	一般为深部生储层，高水位体系域页岩通常贫油，以生气为主	向上倾方向渗漏到海进体系域，具侧向渗漏，最大海泛面是顶部盖层	气和少量油一般源于同期的生油岩，好的油源经常需要垂向断层通道	主要为构造圈闭，形成时间早是关键
高水位体系冲积扇	冲积砾岩和砂岩，连结性差—好，最好的储层砂是在海进体系域顶部的残留砂岩	难以生成油源，最好是深部较老的生油岩层	无盖层，风险大，与海进体系域有关的页岩是最佳封闭，但常被水道切割。	经过断层垂向运移或通过高水位体系域侧向运移	最好的是构造圈闭，深部盆地具地层圈闭
低水位体系域盆地扇	一般具高的渗透率和孔隙度，连续性可变，上部河道朵叶状砂体难以评价	源于深层的渗漏，可能来自凝缩层顶部和侧向页岩	良好，凝缩深海页岩，若被斜坡扇覆盖，则可能无盖层	从深部烃源岩垂向运移。也可源于凝缩层并向下和侧向运移	一般为地层圈闭
低水位体系域斜坡扇	河道砂 5～40m，漫滩砂薄（1～3cm），河道砂不连续，漫滩砂广泛分布，但难以识别和评价	不确定，可能源于深部地层	内部页岩封闭，顶部靠凝缩层页岩封闭，天然堤限定的漫滩砂和裙边或尖灭	不确定，可能经过断层垂向远移或低水位体系域中垂向运移	一般为地层圈闭，有些为构造、地层圈闭
低水位体系域前积复合体	与河流、三角洲和近滨相、叠加可变，连续性好	深层或海进体系域顶部的烃源层	海进体系域顶部封闭良好。侧向封闭可能很差	顶部烃源层，可能以断层为通道，也可从海进体系域中向下运移	一般为构造圈闭，可能有压实圈闭
低水位体系域水下深切谷充填	水下河道砂、浊积体等。连续性差，极易变	不确定，同期烃源层可能富气源	局部的页岩封闭	不确定，经过断层垂向运移可能最佳	地层尖灭
低水位体系域深切河谷充填	一般为辫状河道砂。连续性好—很好	烃源来自海进体系域顶部，可能在深部油源	海进体系域页岩测向封闭性差	海进体系域向下运移	一般需要构造封闭或鼻状构造圈闭

（据 Sangree 等，1990）

（3）在主干线的层序格架内细分体系域；

（4）在储层和盖层分布的地层格架内确定含油远景带；

（5）确定圈闭类型并开始勘探开发。

二、在勘探成熟区的应用

主要的应用在于识别和详细研究地层圈闭的含油远景。主要特点：

（1）大量测井资料的应用；

（2）深水沉积物中新的生物地层资料的利用；

（3）地震资料的应用；

（4）有效地利用老的测井曲线所作的合成地震记录。

三、油气开发中的应用

利用勘探层序地层学提供的新理论、新方法、新手段研究勘探和开发程度高的盆地，主

要任务是：

（1）确定新型成藏组合类型；

（2）确定并圈定难以预测但可能有经济价值的地层圈闭；

（3）重新评价正在生产的油气田，延长油气田开采寿命并增加储量；

（4）建立更为详细的地层格架并探索新的成藏组合。

第二篇　含煤盆地层序地层分析实例

含煤盆地层序地层分析是近年来整个层序地层分析领域的重要组成部分，国内外都有比较完善和典型的研究实例。20世纪90年代至今，笔者从事含煤盆地层序地层研究，尤其在大型陆表海聚煤盆地、断陷聚煤盆方面获得一些成果，在本篇中分别进行介绍。

第八章　国外含煤地层层序地层分析——含煤岩系的层序地层分布

含煤岩系不仅是液态、气态烃的主要源岩，而且是气体的重要储层。研究含煤岩系的形成，预测其分布和储量是进行勘探和开发的关键。因此下列问题是重要的：

(1) 确定大量陆源有机质在何处聚集；

(2) 在层序地层格架中如何预测有机质的形成、几何形状。

通过对分析近海区域相对海平面变化的影响，提出在一个沉积层序（集可容空间、地下水、地表水和海岸线变化于一体）中含煤岩系形成与分布模型，这样，也有利于分析储集层和盖层的分布。

第一节　富含陆源有机质源岩的聚积

富含陆源有机质源岩的大量聚积，最终取决于来自淡水生植物和陆生植物等陆源有机质的产量和保存。陆源有机质的大量聚积类似于海相源岩的聚积，而且两者受相同沉积因素的控制：

(1) 主要有机质的丰度；

(2) 有机质的保存；

(3) 无机矿物质的贫化；

(4) 沉降。

一、可容空间对泥炭聚积的影响

大量富含陆源有机质的岩石（如泥岩）只有在可容空间的整个增长速度约等于泥炭堆积速度的情况下，才能得以保存至形成煤。有机质充填了为沉积物所提供的空间，因而水面之下的植物遗体得以保存，碎屑则可能存在于稳定的冲积河道和抬升的泥沼中而排除在外。若可容空间的增长速度超过泥炭的形成速度，那么泥炭沉降就会被碎屑物质、湖水或海水所淹没。当可容空间的增长速率远远小于泥炭的堆积速度时，有机质可能被氧化，并被迁移河道侵蚀。

近海环境和非海相环境的可容空间随基面升降的变化而变化，基面通常是根据假设的均夷河流剖面或倾斜的准平原来确定的。严格地讲，非海相环境的基面是地层剥蚀的底界，这与海平面具等效性（Davis，1920；Schumm，1933）。近期许多学者使用“基准面”这一术语与 Twenhofel（1939）所定义的“沉积基准面”同义，即沉积物可以堆积的最高位置。均衡剥蚀面理论存在很强烈的争论，而且其位置很难在实际地形上标定。对于泥沼和泥炭堆积来说，沉积基准面就是地下水面，植物生长于地下水排泄区，而有机质的保存则要求水面达到或接近该面（Frenzel，1983；Diessel，1992）。泥炭的堆积在很大程度上取决于保存条件，在诸多抑制植物遗体耗散的因素中，缺氧条件是主要的。氧在水中的扩散速度要比在空气中慢。因此，相对高的、稳定的或抬升的水面，有效地减少了氧的供给。因此，对于泥炭堆积后覆水的重要性一直受到关注。形成煤的最好环境是具有生物遗体的堆积、持续上升的水面和最少的粘土和泥质（Cameron 等人，1989）。

在近海区，地下水位受控于海平面和降雨量与蒸发量的比率。在远离滨岸的内陆，地下水往受控于地形、地表沉积物的类型及层理，以及降雨量与蒸发量的比率。降雨量与蒸发量比率很高可以形成高位沼泽，因局部区地下水位滞于整个地形上而不受区域地下水水位的影响（Winston，1984）。

基面下降也可以在海岸平原的大部分区域形成大的可容空间，那里有冲积侵蚀和地下水侵蚀而形成的深切谷。深切谷位置和大小取决于先存的冲积体系和在基面下降时期形成的海岸平原水系的位置和强度。这些深切谷可能达 100 多米深，数 10km 宽（Van Wagoner 等人，1990）深切谷的地下水水位接近于地表，因此，泥炭沼泽最先在这些地方形成、发育（Staub 和 Esterle，1994；Aitken 和 Flict，1995）。

可容空间的另一影响因素是沉降作用，它是板块构造背景、盆地类型及演化、载荷和压实的函数。沉降的变化要比地下水位的变化慢。因此，在非海相环境中，沉降是影响可容空间的主导因素。

碎屑沉积物的供给也是控制泥炭堆积的重要因素，碎屑沉积物可以为植物的生长提供养料和稳定基础。但如果碎屑注入量过大、过快就会冲淡有机质，从而抑制植物的生长。在低的可容空间增长率的情况下，很少或没有碎屑堆积，若可容空间增长率很大，碎屑物和泥炭可完全充填有效空间。碎屑和泥炭的区域分带性很明显，这通常受植物群本身影响：即在沉积体系中，植物不仅仅是一个被动因素，泥炭可以在碎屑供应量较高的地区堆积。Diessel（1992）提出辫状河砾岩可与煤系同期形成。可容空间增长快，可发育有静水浅水洼地，而且由于梯度优势和静水的捕获而堆积大量碎屑。此种情况下泥炭不可能堆积，这是因为水太深或有碎屑覆盖。因此泥炭只能堆积于局部有效空间内。而这种局部有效空间是碎屑与可容空间的有机结合。

泥炭的产率受控于水和养料的供给、泥沼的类型、植物类型、以及植物群的繁衍情况，这些因素很大程度上受到地质年代（植物演化）、古纬度和气侯的影响。所有上述因素可归纳成一个数学表达式中，用以描述泥炭堆积的条件。应用基面运动为参考格架，通过 Lagrangian 公式计算泥炭沼泽随时间的抬升变化（据 Allen，1990）。

$$\frac{dE}{dt} = \frac{ds_{min}}{dt} + \frac{ds_{org}}{dt} - \frac{dBL}{dt} - \frac{dc}{dt} - \frac{dSub}{dt} \tag{1}$$

式中：dE/dt—— 局部沉积表面随时间的抬升变化；

沉积物的供应率：ds_{min}/dt——矿物沉积率；

ds_{org}/dt—— 有机质沉积率；

可容空间增长率：dBL/dt——基面的变化；

dc/dt——长期的压实作用；

$dSub/dt$—— 区域沉降。

由上述可知，当系统处于动态平衡，可容空间全部被充填时，$dE/dt=0$，由于参考格架沉积表面而移动，因此：

$$\frac{ds_{min}}{dt}+\frac{ds_{org}}{dt}=\frac{dBL}{dt}+\frac{dc}{dt}+\frac{dSub}{dt} \tag{2}$$

据美国实验和材料机构确定，泥炭中包含矿物杂质的最大量为

$$\frac{ds_{min}}{dt}=k\left[\frac{ds_{org}}{dt}\right] \tag{3}$$

式中：k 可以 [(1 一全部有机碳含量)·(ρ_{min}/ρ_{org})·(Φ)] 确定。k 的大小取决于所获得的有机质重量的百分比 $\geqslant 75\%$)，有机质和矿物的密度，以及压实前沉积物的孔隙度。典型泥炭有 75%～100%的有机质、富含石英的矿物。其平均孔隙度为 0.4，因此 k 的取值范围为 0～0.18。

将（3）式代入（2）式中，得：

$$\frac{ds_{org}}{dt}=\frac{1}{1+k}\left(\frac{dBL}{dt}+\frac{dc}{dt}+\frac{dSub}{dt}\right) \tag{4}$$

由于 k 值很小，系数近似于 1，因此对泥炭沉积来说：

$$\frac{ds_{org}}{dt}\geqslant\frac{1}{1+k}\quad\text{（可容空间率）} \tag{5}$$

上式说明，只有泥炭的生成与沉降保持同步才能形成煤（图 8-1）。

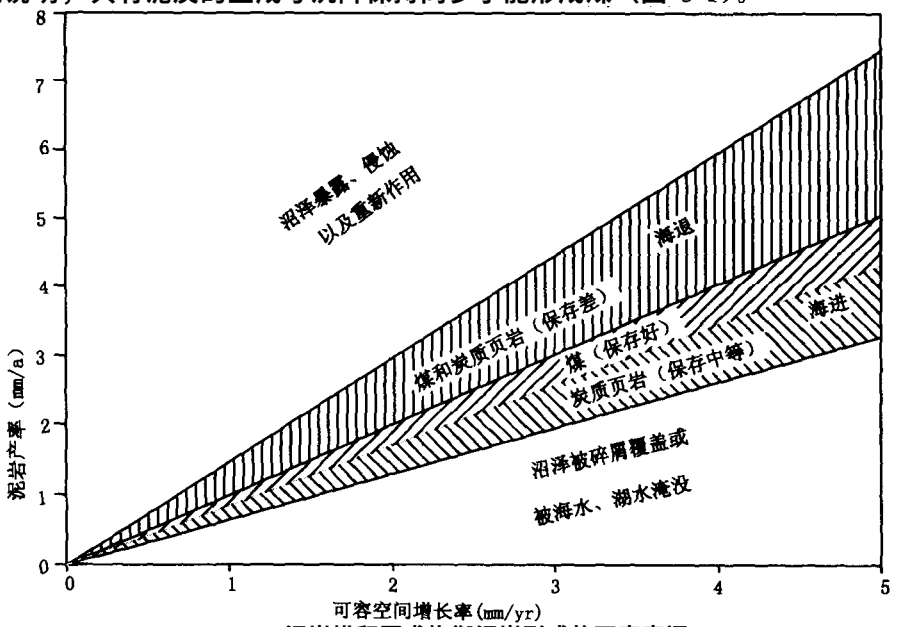


图 8-1 泥炭堆积要求均衡泥炭形成的可容空间

（据 Bohacs 和 Suter，1997）

由上述公式可知，用有机质含量的各种限制条件取代公式中的常量，就可以确定在煤、炭质页岩和陆相页岩均衡沉积中可容空间和泥炭的准确比率（图 8-2）。

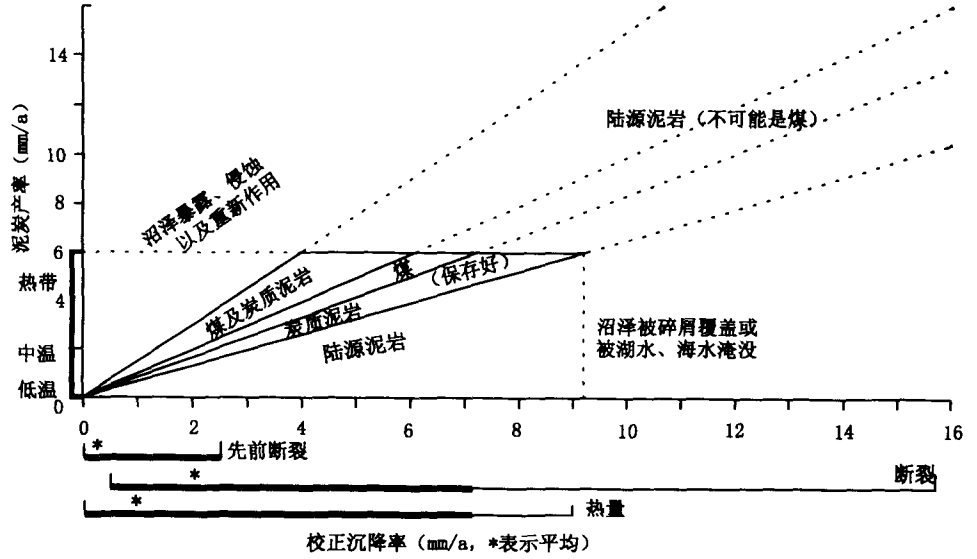


图 8-2　主要气候带和板块背景下泥炭产率与可容空间率的相互关系

（据 Diessel和 Boyd，1994；Bohacs 和 Suter，1997）

据全新世泥炭环境资料，泥炭的堆积速度小于 1～7mm/a ，因此，泥炭需在沉降率约为 1～177m/Ma 的地区发育，诸如被动边缘、前陆盆地、走滑盆地、裂谷盆地等。

二、可容空间对泥炭厚度、几何形态及其连续性的控制

泥炭的厚度并不是直接受控于可容空间或泥炭的产量，而是取决于两者的比率关系。这个相对的平衡关系决定了局部沉积环境能否堆积泥炭，以及堆积多厚。这种关系可以认为

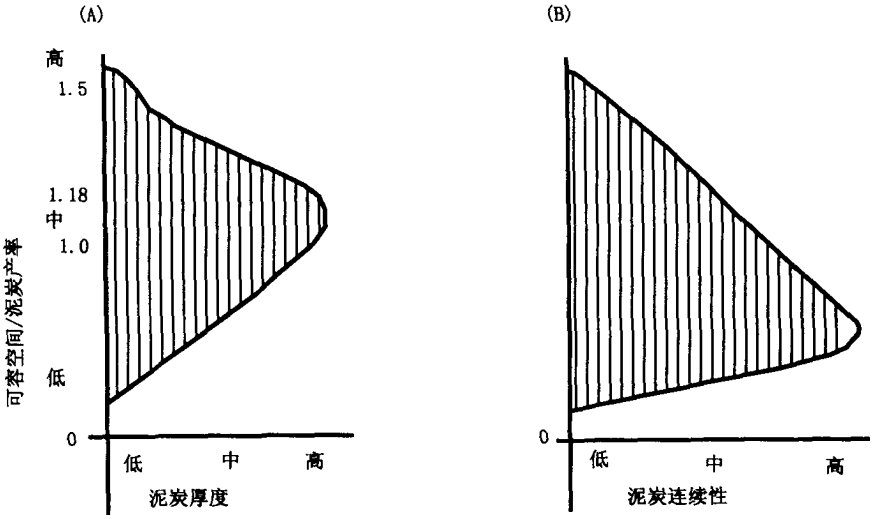


图 8-3　可容空间与泥炭产率的比值与泥炭厚度、煤几何形状的关系

（据 Bohacs 等，1997）

（A）可容空间与泥炭产率的比值和泥炭厚度关系图；（B)可容空间与泥炭产率的比值和煤几何形状关系图

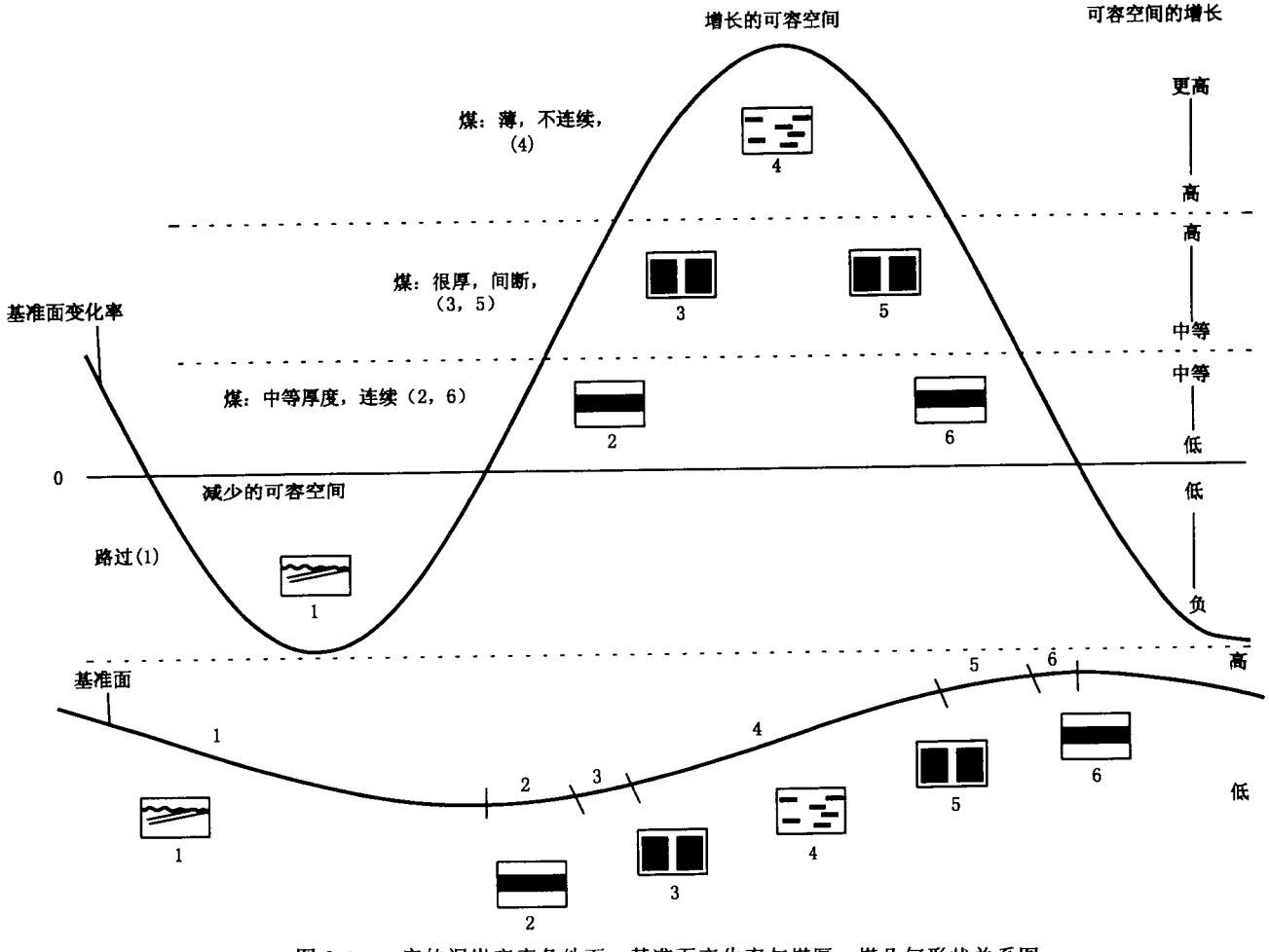


图 8-4　一定的泥炭产率条件下，基准面变化率与煤厚、煤几何形状关系图

（据 Bohacs 等，1997）

1—侵蚀面；2、6—煤厚中等，连续；3、5—煤很厚，有间断；4—煤层薄，不连续

是可容空间率。图 8-3 和图 8-4 反映了这种比例关系，而且可以适用于全球。在一个特殊植物群环境中，泥炭的堆积可能超过这一比率范围，但也要受下列两个因素所决定的最大比率的限定：原始植物的产量和沉积基面（水面）以下的有效空间。

图 8-3 反映了泥炭厚度、几何形态、连续性与标准可容空间率（可容空间／泥炭产率）间的关系。可以划分出 4 个重要的分区。

(1) 在标准可容空间率的临界值下，由于下降或低的地下水面，泥炭不可能堆积，潜在的大面积侵蚀和冲积河道对沉积物的重新改造，使细粒沉积物难以保存。在此临界值之下，一些孤立的、相对薄的、已氧化的泥炭或煤可堆积。

(2 在此关键临界值之上，由于相对稳定的环境和上升的地下潜水面，泥炭沼泽可以持续发育。在垂向上，泥炭沼泽可迅速地充填局部可容空间，然后可向有利于泥沼发育的适宜地区发育。因此可以有持续的煤聚积。

(3) 在可容空间高速增长区，当可容空间与泥炭产率持平或可容空间增长略微大时，泥炭沼泽就可以在可容空间中全部堆积而不需扩展，这种条件有利于相对厚而孤立煤层的形成。

(4) 在上述几个可容空间比率之上，泥炭沼泽地就会被压实，最后被碎屑或水体淹没，泥炭保存条件也不好。只有少量的、孤立泥炭可以堆积，且大多是在降雨量丰富的地区。

在冲积体系发育区、湖泛平原和近海区，泥炭沼泽地的上述四种关系是固定不变的。

图 8-5 展示的是煤厚随可容间变化而变化的一个实例。该图清楚地说明了其它变量（如植物群、气侯、环境等）保持不变、只有可容空间发生巨大变化时的煤厚及质量与可容空间的关系。

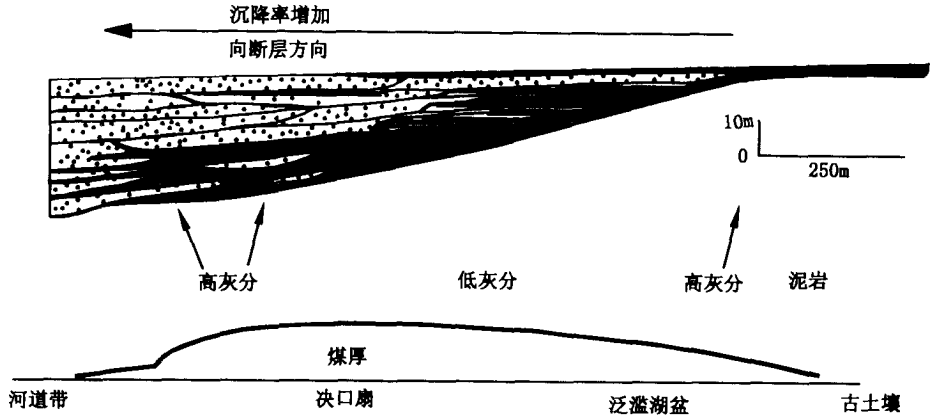


图 8-5 可容空间（沉降）与煤厚关系图

（据 Titheridge，1993）

图 8-6是用剖面展示了上述的变化。在剖面中可容空间随时间的推移而增大，剖面底部为辫状河，中间有冲积砂岩和煤互层，顶部为湖相泥岩。最厚的煤层位于剖面中部，因此，此处可容空间率适中。

可容空间的大小、泥炭的产率取决于植物遗体堆积、体积，以及泥沼周围沉积体系特征。泥炭沼泽的生态体系反映了泥炭形成和堆积的上、下限。但泥炭或煤的堆积不可能随可容空间率的增大而无限的加厚。

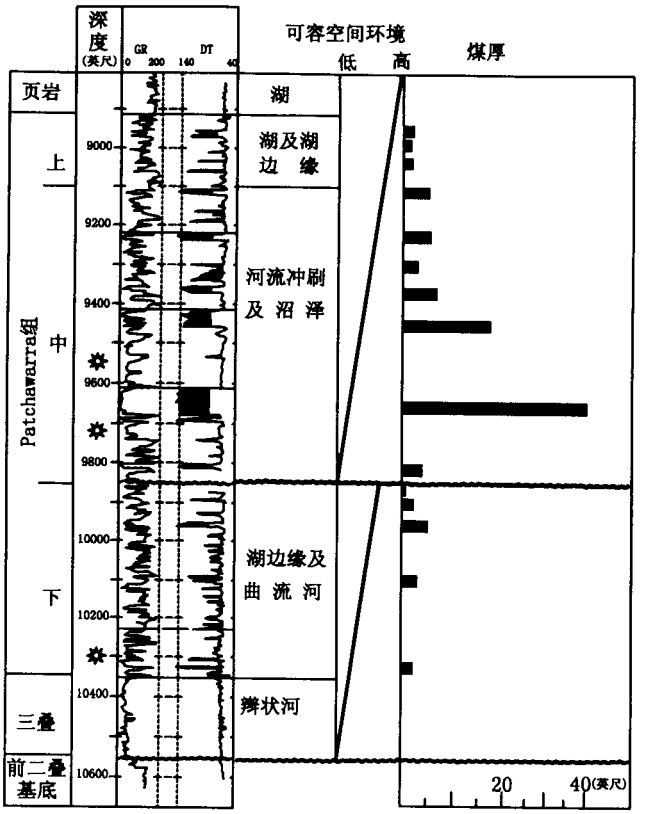


图 8-6　可容空间率对煤厚的控制

（据 Bohacs 等，1997）

三、一个可容空间旋回中泥炭的厚度和几何形态

图 8-4 中展示了可容空间旋回变化（低—高—低）中泥炭厚度及其几何形态的变化特点，上部曲线为加积率变化（位于基准面以上）旋回。泥炭沼泽主要与可容空间变化的速率有关而与变化的方向无关，因此可以预测，旋回中的厚度—几何形态呈对称分布。可容空间率是无量纲，并且与泥炭产率关系密切，因此这种关系可应用于任何一个泥沼或任何背景中。通过假设充填到区域沉积基面（为非海相沉积基面）的活动碎屑沉积体系，可以获得剩余可容空间的诸多数据。例如泥炭形成的上限是根据出现所含 25% 的矿物泥炭的限界确定的。将该值代入前述公式（4）中，当可容空间／泥炭产率＝1.18 时，方可获得泥炭产量的上限。

第二节　在层序地层格架中预测煤层形成及其几何形态

本节介绍近海环境的可容空间与相对海平面的关系，以及在沉积层序中煤层的分布模式。准层序的叠置方式很好地展示了可容空间与相对海平面的关系，叠置方式记录了沉降、基面，以及控制泥炭堆积的沉积物聚积空间的关系。为了研究近海泥炭沼泽，必须考虑海平面变化对基准面之上影响。最终的层序地层模式，必须解释近海地区相对海平面变化的

复合影响，进而解释在此环境中煤的形成。

准层序的叠置方式取决于沉积物堆积速率与可容空间的增长速度间的比率，沉积物的堆积速度变化在沉积体系中变化很大，并随沉积层序的发育而变化。这个比率控制了准层序的叠置，也对近海成煤环境的准层序叠置形式起控制作用。图 8-7说明了这一比率对近海成煤环境准层序叠加型式的控制作用特点，也说明了海岸处可容空间与煤厚、几何形态间的关系。

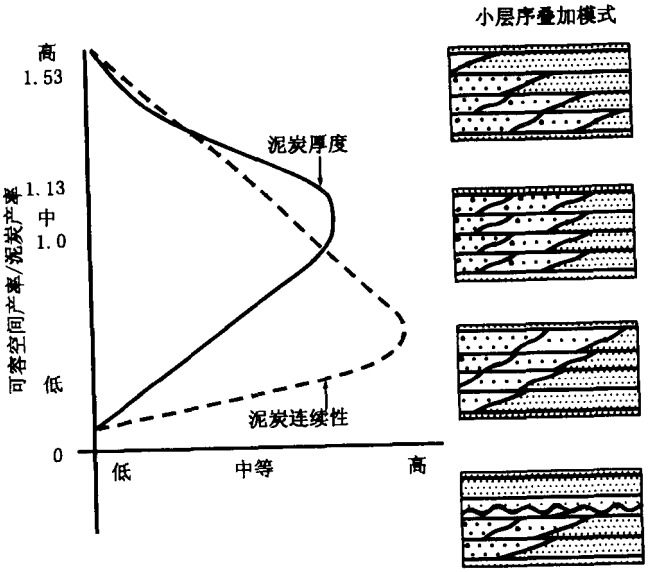


图 8-7　滨线叠加模式与近海煤层几何形状之间的关系

（据 Bohacs 等，1997）

海平面下降促使海岸快速进积、河流下切，以及形成层序边界和低水位体系域中的冲积体系。重要的冲积堆积可能开始于深切谷中。由于基面下降、氧化作用以及陆表的侵蚀作用，富含有机质沉积很薄且不连续，保存也不好。在低位楔沉积过程中，海平面和地下水面的上升，稳定的冲积河道和海岸平原的加积作用形成了相对较厚、连续且保存比较好的富含有机质的含煤岩系。这套含煤岩系随海平面的持续上升而变厚但更加孤立，直到可容空间迅速增长，海岸线向陆迁移，泥炭沼泽变得比较局限和零散分布。而且，河流和碎屑沉积物对有机质沉积不利。但是，地下水面的快速上升可能淹没海岸平原，从而形成湖泊和河湾。向岸的侵蚀作用破坏了有机相的保存。最大海侵后，海平面开始下降，地下水面的上升以及稳定的近海环境，海岸平原的全面进积作用使高水位期相对较厚、孤立的含煤有机相得以保存成为可能。在中一高水位期，稳定的地下水面和较薄的冲积沉积，使较连续的有机相形成，直到海平面下降才结束这一旋回。

这一重要思路应是：地下水随海平面的变化、海岸线的演变、沉积物供应的变化而变化。这可以通过石炭-二叠纪和三叠纪成煤时期的冰融海平面升降过程得到证实。局部地区可能有强烈变化，但在一个综合的层序地层格架内，可根据海平面升降波动来预测总体海岸线和海岸平原特征。例如，障壁岛和三角洲是海进体系域中常见的沉积环境，海平面的下降促进了海岸线的向海推进，并导致冲积下切作用。气候作为一个重要因素也应考虑进

去。

图 8-8 展示了含煤地层在一个沉积序列中分布的模型特点。海岸平原上地下水系的活动是控制泥沼地产生、位置以及发展的主要因素。而控制地下水位的主要因素是地形、沉积与蒸发的比率，含水层的渗透性结构和地下咸水楔的位置。近海环境的一个明显特征是其与海洋的水力联系，洼地和山谷是排泄区，这为泥沼地的发育提供了有利条件。

在层序形成期间，海岸线的演化，以及沉积物的供应与分布对煤的分布也有强烈的影响。在近海环境中，煤的基面通常与洪泛面无关，尽管泥沼地的生成反映了海平面上升而引起地下水位上升，但泥炭的堆积开始于海岸线向陆推进之前，因为任何有限沉积物供应可以早于海平面上升一段时间，海岸线的进积先于海侵作用。活动海岸线向陆迁移的时间、洪泛面的实际形态不利于煤的形成。向海方向的沉积中缺少碎屑，因为碎屑已储存于海岸平原上了，而且碎屑注入量与煤的形成关系不大。可以认为，此种环境下，海泛面可追溯到煤层顶面。

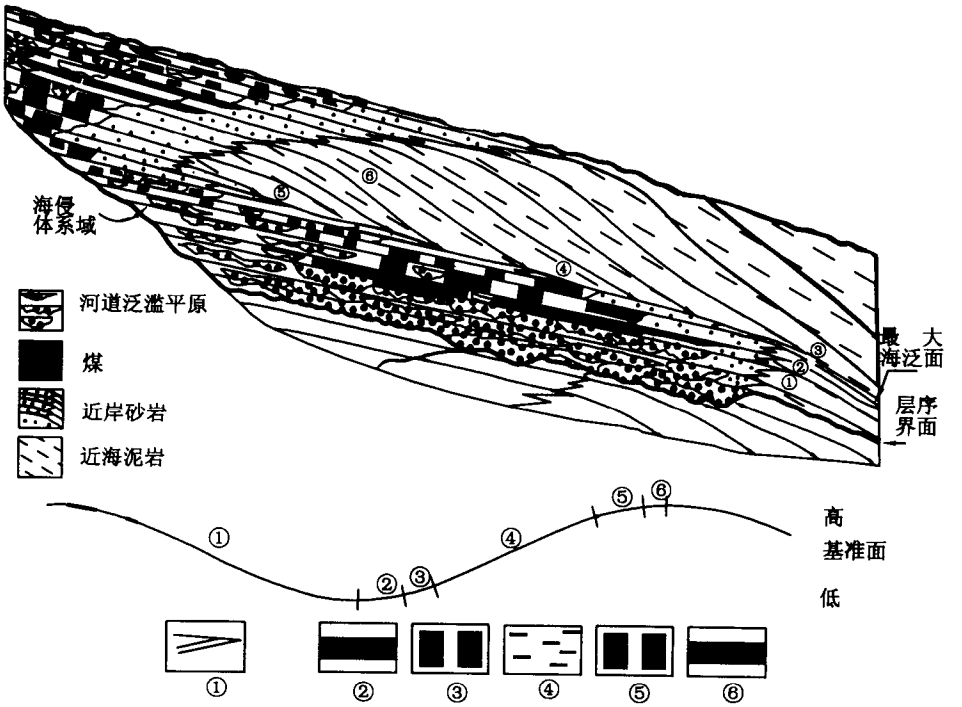


图 8-8 一个沉积层序内近海煤层的形成与分布

（据 Bohacs 等，1997）

①一晚期高水位到早期低水位阶段；②、③一低水位楔沉积阶段；④一沉积可容空间快速增加、海岸线向陆移动阶段；⑤一早期高水位阶段；⑥一中期高水位阶段

在海进体系域的中部没有厚的或者广布的近海煤形成，因为在较长时期内沉积条件不稳定，泥沼地的移动很快，并且有大量的碎屑沉积物堆积在海岸平原低洼处。海岸泥沼及泥炭的堆积最初在快速海进作用中断续地发育。这一特征是海进运动学固有的。最初的洪泛开始于河谷，而且这种河谷往往被潮流加深，最终延伸到河间洼地上。海岸冲积体系通过河道取直和潮流冲刷加深来适应海平面的快速上升。海进地形通常是不均衡的，海进沼

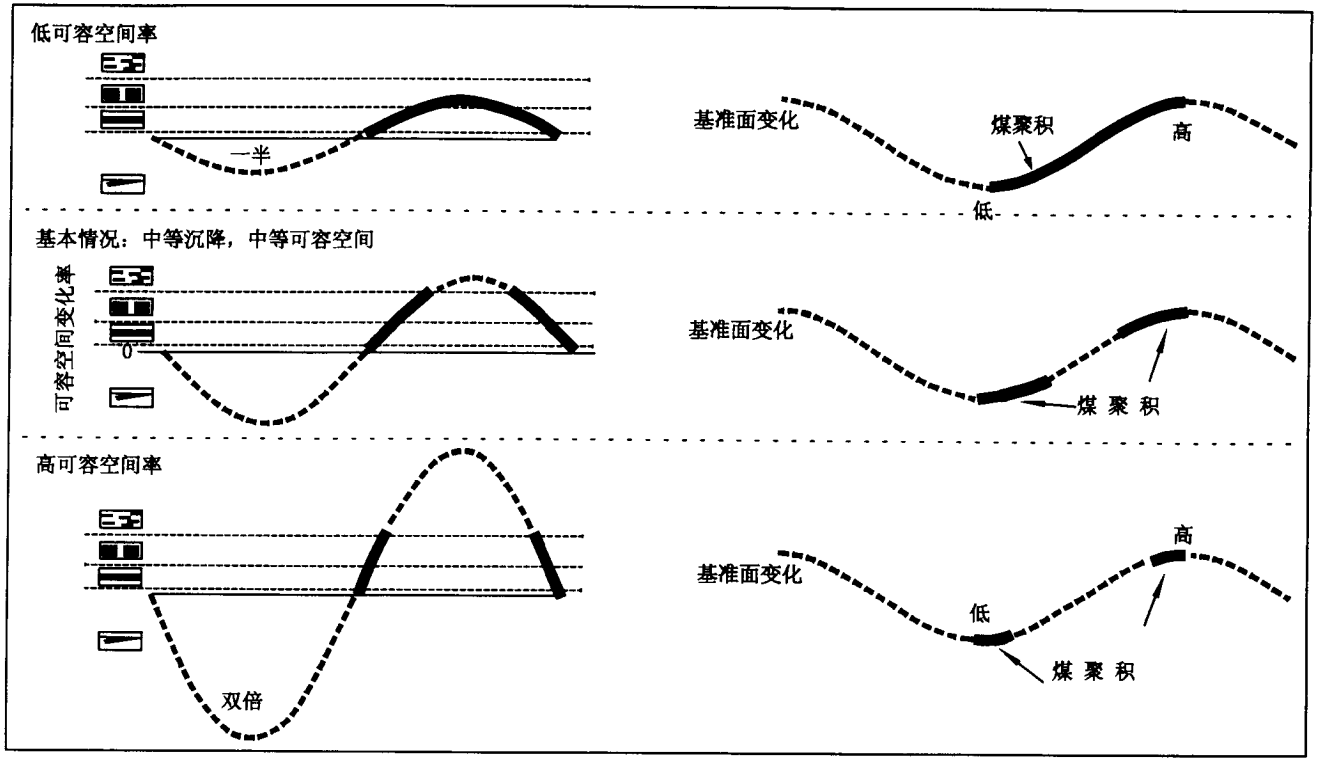


图 8-9　一定泥炭产率下，近海煤层的形成随局部可容空间变化率的变化

（据 Bohacs 等，1997）

泽首先形成于陡峭的河口湾堤岸地带，随时间推移而广布于河道间地，但从来未有较长时间在同一地带发育。甚至泥沼的类型也在海进过程中发生变化。因此，在海进过程中，连续泥炭分布是不常见的。

海侵体系域形成过程中，河道经常发生堵塞，而广泛发生洪泛平原的加积作用。海岸平原上聚积细粒沉积物，这是造成陆架上缺少陆源沉积物的原因，因而有凝缩层形成。快速海进和上超作用促使土壤形成，因此任何薄的煤层都含有大量的矿物和煤层分岔。只有在海侵导致可容空间增长率降低到泥炭堆积适宜的范围内（即在海进体系域发育相当静止期）广泛的泥炭沼泽才能形成。

在了解了典型序列（沉降与沉积物供应相适应）中煤的分布特点后，可进一步讨论层序模式的一些变化。这些变化是因富含有机质煤岩的形成与分布为非线性过程与复杂的反馈关系相互作用的结果，这种过程的速率和相对强度随沉积序列的形成而发生变化。形成煤的沉积体系也受局部条件的制约。因此局部异常是大量的、情况各异的。

煤形成的不同阶段是基于受相对海平面变化控制的体系域特征，这其中包含了沉降因素。煤形成的不同阶段与海平面变化之间关系取决于局部的沉降体制。由于可容空间和泥堆积间的平衡关系，高沉降率有利于早期低水位体系域中泥沼地的形成，同时也有利于晚期高水位体系域中泥沼地的结束（图 8-9）。同理，低沉降率延迟了泥炭沼地的形成，而且其形成速度很慢，在海进体系域中比较广泛的泥炭堆积也可以得以保存。

形成泥炭的生态系统需要足够的时间，以便生成和聚积有机质。如果可容空间变化很快，那么就不会有泥炭堆积。 5000 年（近似值）才能形成沥青质煤，如果环境变化很快，那么就不可能有泥炭堆积。

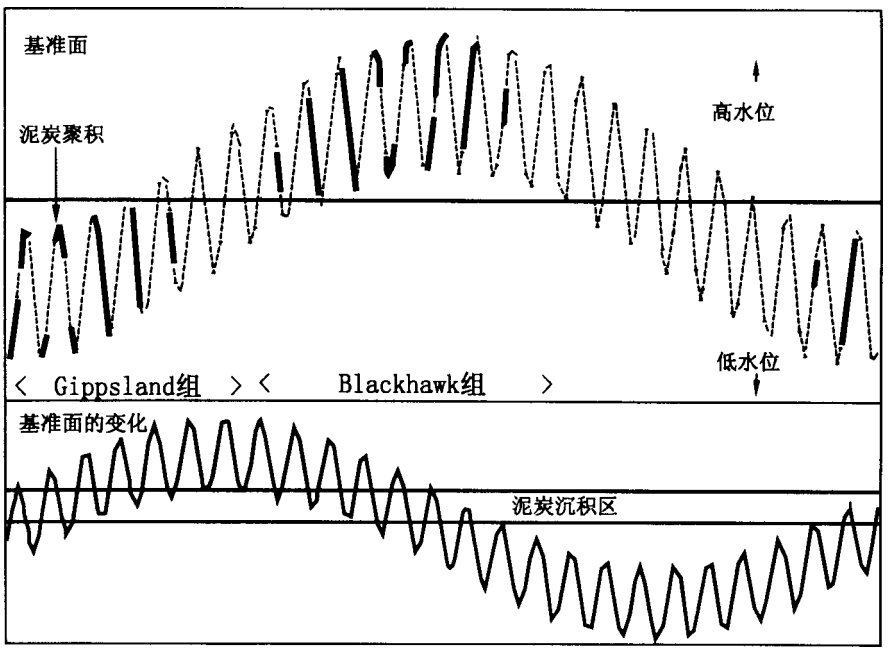


图 8-10 复合层序中层序的叠加以及与煤聚积的关系

（据 Bohacs等，1997）

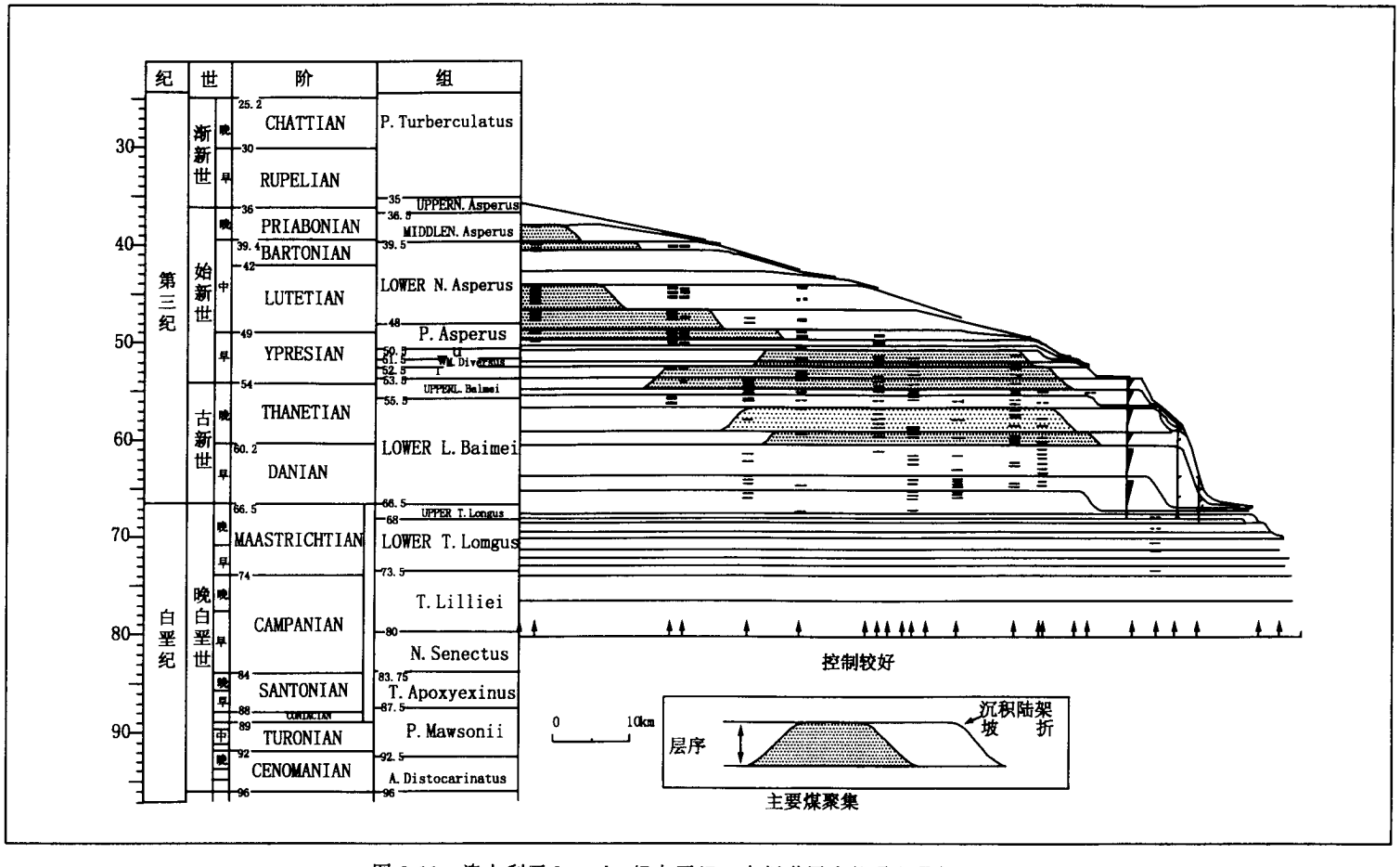


图 8-11　澳大利亚 Latrobe 组白垩纪—古新世层序的退积叠加

（据 Bohacs 等，1997）

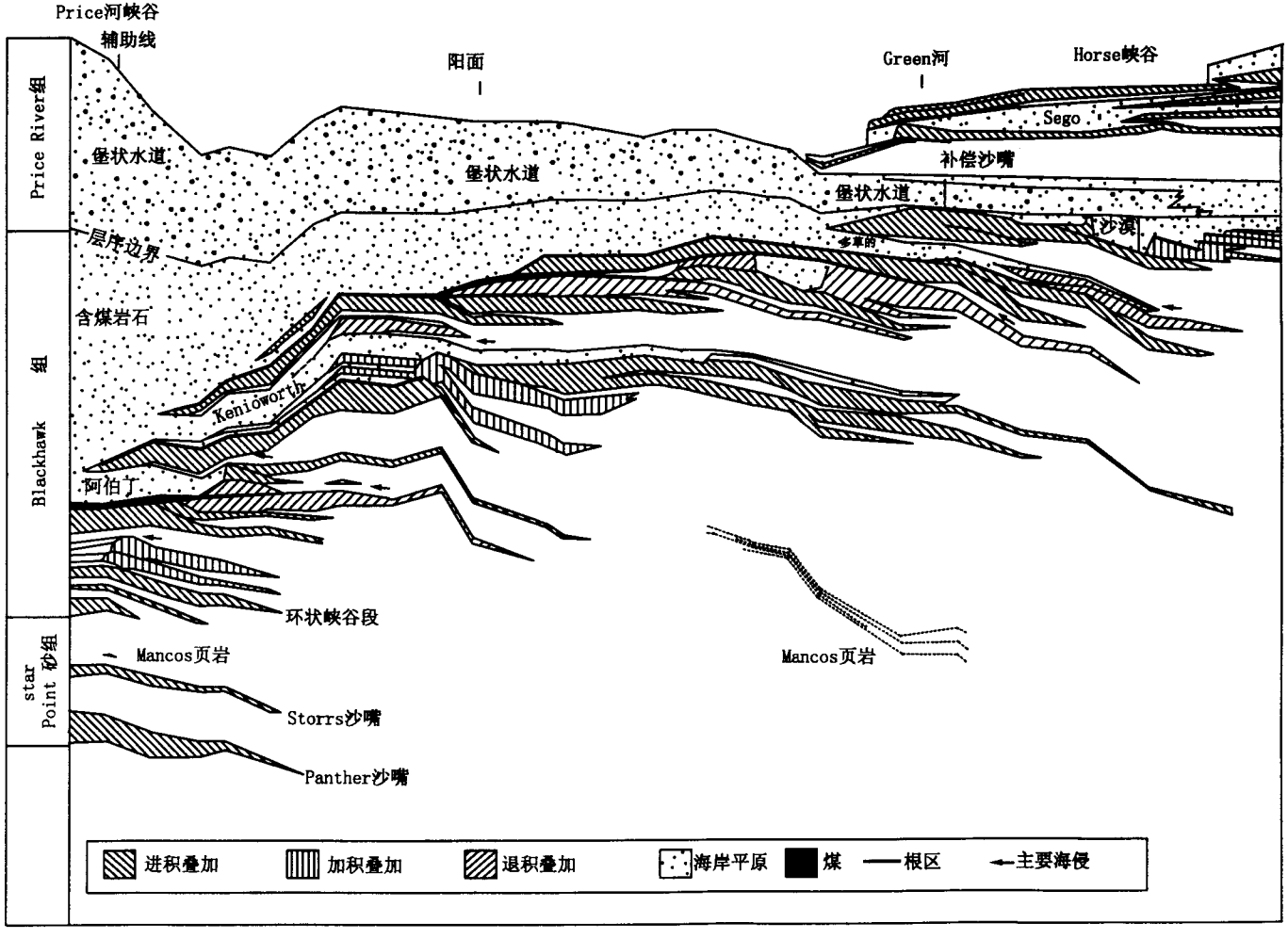


图 8-12　白垩纪 Blackhawk 组层序的加积叠加到进积叠加

（据 Young，1955）

沉降和沉积物供应的联合作用有利于层序形成期间某些体系域有选择性的被保存。两者比率相对低时有利于深切谷和海进体系域发育，高水位期的煤是后来变化的结果，这种变化起因于高水位晚期的地下水面下降和基面连续下降期的侵蚀作用。

气候也影响着煤的分布。沉积序列内局部有利于泥炭发育或整个序列根本不发育泥炭。在热带地区的许多序列中，高的泥炭生成率高于可容空间和泥炭堆积适宜比率，事实上，在许多完整的沉积序列可能没有煤的存在。

下面介绍一下层序组中和超层序中近海相煤（泥炭）的形成与分布。在复合层序中，煤在叠加作用（由加积到轻微退积）的层序组中发育最好，这就是可容空间和泥炭的生成保持平衡时间最长的层序组（图 8-10）。

实例 1,澳大利亚 Gippsland 盆地，Latrobe 组，白垩纪-古新世裂谷盆地可容空间整体增长特点(图 8-11)。煤在由加积转为轻微退积的层序中发育最好。同时沉积陆架坡折反映了水运动体制特点：向陆每年 5.3km,向海每年 0.25km。在复合层序中，退积作用的结果是沿倾斜方向剖面中优先保存了早期—中期的高水位体系域煤。

实例 2,为犹他州 Book Clift 盆地，Blackhawk 组，是说明白垩纪前陆盆地可容空间全面减少的实例（图 8-12,图 8-13），这套地层中的每一段都与高水位层序组的沉积序列相吻合。在整个地层中，当可容空间减少时，煤就在侧向范围内得以发展。在层序组最后部分，由于强烈地进积作用而使煤变薄、甚至缺失。在相同的时间间隔内，煤分布的变化与层序边界的发育程度相互映，反映了可容空间相同的降低率。

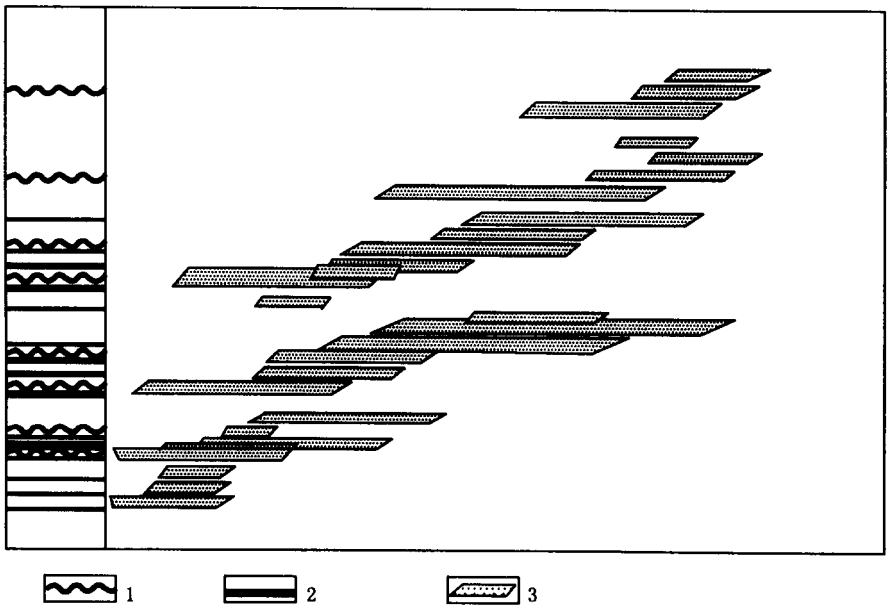


图 8-13　白垩纪 Blackhawk 组小层序和层序叠加模式图解

（据 Bohacs 等，1997）

1—层序边界；2—煤层；3—小层序中的滨海砂岩

通过以上分析可以得出如下结论：可容空间率与泥炭产率间保持平衡这一理论为预测层序和超层序中近海相煤的形成与分布提供了一个框架。如果有大规模的变化，可容空间

的构造因素就显得特别重要，而且盆地样式和沉降史对煤的分布也有显著影响。因此，在预测煤的分布时，应该考虑盆地沉降的侧向变化及其次级变化，比较典型的盆地如裂谷、坳陷、前陆盆地等，或其他类型盆地局部沉降史都是非常重要的因素。

第九章　中国主要含煤盆地类型

关于沉积盆地的分类，可以说是方案颇多，体系繁杂。但主要还是以 Miall（1984） 的分类方案比较流行（表 9-1），这一分类方案主要理论依据是板块构造理论。构造-沉积的综合研究对盆地分析起到强大的促进作用。含煤盆地是盆地系统中的重要类型之一。不同类型的盆地大多与聚煤作用或多或少地有某些联系，因此，含煤盆地的分类也应以板块构造理论和 Miall 的沉积盆地分类为主要基础。古气候、古植物、古地理和古构造等因素在聚煤作用中虽然都是控制因素，但起决定性控制因素应是大地构造因素。因为构造运动机制对含煤盆地的形成、发展起关键性控制作用，它决定了物源区和沉积区的分布，控制了煤盆地的地貌条件，制约着煤盆地的水动力条件。本书仅就近年含煤盆地分析方面的有关进展作简略介绍，不再就其分类的细节问题进行讨论。

表 9-1　盆地分类（A. D. Miall 分类，1984）

1. 离散边缘盆地
   裂谷盆地
      张裂拱形盆地
      环形盆地
   大洋边缘盆地
         红海型（“年轻的”）
         大西洋型（“成熟的”）
   坳拉谷与衰萎裂谷
2. 会聚边缘盆地
   海沟和消减杂岩
   弧前盆地
   弧间和弧后盆地
   后弧（前陆）盆地
3. 转换断层和横推断层盆地
   盆地位置：
      板块边界转换断层
      离散边界转换断层
      会聚边缘横推断层
      缝合带横推断层
   盆地类型：
      在网状断裂体系中的拉裂盆地
4. 在大陆碰撞和缝合过程中发育的盆地
   前缘盆地
   周缘（前渊）盆地
   缝合带内内凹盆地（残留洋盆）
   伴生的横推断层盆地
5. 克拉通盆地

第一节　中国煤田地质系统的分类

由王仁农等人（1998） 总结的中国含煤盆地分类，代表了煤炭系统对中国含煤盆地分类的基本观点。含煤盆地分类的理论依据是板块构造说，因为中国含煤盆地的形成、演化及其聚煤规律受中国大陆古板块演化背景的控制，不同地质时期的含煤盆地所处构造板块上的位置、板块边缘性质（陆壳、洋壳）和盆地形成时地球动力学作用都与含煤盆地发育及其聚煤规律有深刻影响。在中国大陆上，随着古板块的演化，不同板块构造位置上有规律地发育着不同类型的含煤盆地，而每种类型的含煤盆地又有其自身的聚煤规律。实际上研究聚煤规律就是从研究含煤盆地构造演化入手的。

中国含煤盆地类型归纳成表 9-2。

表 9-2　中国含煤盆地类型

含煤盆地类型	代表性盆地
1. 克拉通内部坳陷的含煤盆地	华北石炭、二叠纪盆地
2. 大陆增生带含煤盆地	
大陆缝合带的含煤盆地	河西走廊含煤盆地、鄂尔多斯西缘含煤盆地
前陆含煤盆地	鄂尔多斯含煤盆地、塔北含煤盆地
3. 碰撞后期的含煤盆地	吐哈盆地、伊犁含煤盆地
4. 大陆裂谷含煤盆地	松辽盆地、苏北盆地
5. 活动边缘带的含煤盆地	东海盆地

（据王仁农等整理，1998）

第二节　地矿系统的含煤盆地分类

莽东鸿等（1994）对中国含煤盆地构造进行了研究，并进行了煤盆地构造分类，其理论依据是板块构造理论，其基础是对中国板块构造特征的分析，其研究的特点是将中国煤盆地和煤盆地群视为一个整体纳入地壳演化阶段进行统一研究，从盆地构造演化趋势和构造控煤作用阐明中国煤盆地的分布规律及中国煤盆地的构造特点。中国煤盆地构造类型和构造特征的差异决定了不同地壳演化阶段的大地构造事件和构造古地理背景，也决定了成盆期的构造事件和盆地的基底性质。根据聚煤期构造稳定程度，将中国含煤盆地划分为稳定型盆地、活动型盆地和过渡型盆地三类（表 9-3）。

表 9-3　煤盆地聚煤期构造类型及特征表

	煤系并参考同一大构造层的地层沉积	同沉积构造	火山活动	代表性实例
稳定型	沉积稳定（沉积相带、厚度变化等稳定）；陆相沉积一般为较稳定；煤系伸展区域较宽广而稳定	微弱；少量强度不大的断裂、褶曲	微弱：局部可能有玄武质熔浆喷溢	华北大部（CP） 华北西北部（P） 鄂尔多斯（J_2） 四川（T_3）
活动型	沉积不稳定；煤系伸展范围小而很不稳定	较强烈；断裂及褶皱较发育	强烈（煤系内酸、中、基性火山岩夹层多而厚）	东北北部（CP） 大杨树（J_3） 台湾（N）
过渡型	特征介于上述两类型之间			华南东南部（CP） 赣中（T_3） 大兴安岭（J_{1-2}）

（据莽东鸿等，1994）

稳定型盆地主要是以稳定地台为基底的大型陆表海坳陷盆地，通常煤系沉积稳定，同沉积构造及同期火山活动不发育，如华北石炭、二叠纪巨型坳陷盆地、华南扬子区晚二叠世大型坳陷盆地等；其次是上叠于早古生代活动带或地堑（裂陷槽）之上的近海型台地，如贺兰山东、西两侧的带状坳陷盆地，华南东部的三叠纪坳陷盆地等；再就是位于环太平洋构造带内构造活动微弱区，如东北晚中生代海拉尔一二连盆地群。活动型盆地主要发育在

地槽区和环太平洋构造带内，煤系沉积很不稳定，同沉积构造与同期火山活动强烈，如台湾第三纪盆地、喜马拉雅地槽区第三纪盆地，大兴安岭晚侏罗世大杨树盆地群等。过渡型盆地则是发育在环太平洋构造带及尚未完全稳定的地槽褶带之上，如京西一下花园侏罗纪盆地、阜新一营城早白垩世盆地等。

中国含煤盆地的分布主要受板块运动形成的海陆变迁和暖湿气候带更迭的控制。石炭、二叠纪煤盆地及晚二叠世煤盆地主要受华北、华南两个会聚板块的控制，但由于两个板块后来对接，导致石炭-二叠纪聚煤集中，三叠纪由于 P-T 事件影响，所以聚煤弱。华北和东北的早侏罗世、早白垩世盆地分布主要受蒙古弧形构造带的控制。中国东部一系列早第三纪煤盆地主要受西环太平洋构造带控制，由于太平洋板块俯冲，导致火山带、地温异常带及暖温气候带出现，形成了西环太平洋第三纪聚煤带。我国西南部晚第三纪煤盆地主要受喜马拉雅构造带控制。这些实际上反映太平洋板块、西伯利亚板块、印度板块对中国盆地的影响，这就是中国晚古生代以后煤盆地形成、演化最主要的宏观控制条件。

第三节　地洼学说理论指导下的中国聚煤盆地分类

童玉明等人（1994）运用地洼学说（活化区理论），从地壳演化及运动的综合角度，按历史-因果论大地构造学的要求，分析了中国聚煤盆地和含煤建造的构造成因分类，提出了煤盆地分类方案（表 9-4）。

表 9-4　中国聚煤盆地的构造成因分类

大地构造类型	构造成因类型		古构造环境	实　例
地　槽（活动区）	1	地背斜内断陷	地槽前期，地背斜内部断陷	东秦岭镇安
	2	山间坳陷	地槽后期，上叠坳陷	北疆吉木乃
地　台（“稳定”区）	3	台向斜	后吕梁、后晋宁、后加里东期地台，地台内部	华北、扬子、华南
	4	台缘坳陷	后吕梁、后晋宁、后海西期，地台边缘坳陷	鄂尔多斯、四川（残留地台）、准噶尔
	5	邻地槽坳陷	可能为后加里东期地台，同地槽期坳陷	川西昌都
地　洼（活动区）	6	断　陷	断陷或断坳，主要形成于激烈—余动期	东北阜新、松辽，滇东北昭通，东海
	7	坳　陷	内陆坳陷或近海坳陷，主要形成于初动期或余动期	塔里木拜城、吉林珲春、滇中楚雄、赣湘粤
	8	进积陆缘	濒临边缘海前进式大陆边缘，主要形成于初动期	台湾西部
	9	火山口坳陷	火山口及周围，主要形成于激烈—余动期	东北辽源、内蒙古黄花山、粤西田洋
	10	岩溶坳陷	碳酸盐岩溶盆地，似非构造成因，但聚煤期具坳陷性质	广西王灵

（据童玉明等，1994）

首先按照地壳大地构造发展阶段分为地槽、地台和地洼三种大地构造类型。其次按照

成因和在同一大地构造单元中所处的位置，地槽型分为地背斜内断陷、山间坳陷两种构造成因类型；地台型为台向斜、台缘坳陷、邻地槽坳陷三种构造成因类型；地洼型分为断陷、坳陷、进积陆缘、火山口坳陷、岩浆坳陷五种构造成因类型。

第十章　华北陆表海盆地东南部高频层序划分

华北晚古生代石炭、二叠系的层序地层研究始于 20 世纪 80 年代末，90 年代提出了大量研究成果。李思田先生（1993）首先提出的关于含煤盆地层序地层分析的几个基本问题，指出陆表海盆地的层序为双层结构，奠定了陆表海盆地层序地层分析的理论基础。这一时期，陈钟惠等（1993），陈世悦等（1994）、尚冠雄等（1997）和李增学等（1994）分别提出了华北陆表海盆地含煤地层的层序地层模式，标志着含煤地层的层序地层分析逐渐走向成熟阶段。尽管层序地层划分方案尚不统一，但对于层序内部单元结构特点的认识基本取得一致，即华北陆表海聚煤盆地含煤地层的层序构成为二元结构型，即一个三级层序由下部的海侵体系域和上部的高水位体系域构成，缺失低水位体系域。

随着高分辨率层序地层理论和分析方法的提出，含煤地层的高分辨层序地层分析迅速开展起来，近几年来，煤地质学工作者将 Cross（1994）的高分辨层序地层分析的思路引入煤地质研究中，并提出相应的研究成果，如李宝芳等（1999）提出了华北石炭、二叠系高分辨层序地层划分方案，较以往的研究大大推进了一步。

第一节　陆表海盆地的高频海平面变化特点

一、周期性和复合性

复合性海平面变化是晚古生代陆表海盆地海平面变化的显著特色。即不同周期级次的海平面变化叠加、复合在一起，在长周期的海平面变化之上叠加了高频率短周期的海平面变化。复合海平面变化在沉积记录上表现为不同级次的旋回相互叠加的结构特点， Miall（1984）称其为旋回中含旋回。

作者曾依据 Vail（1977）、Miall（1984）、Brett（1990）等人提出的旋回级次划分方案，根据华北晚古生代陆表海盆地南部含煤地层沉积旋回、层序地层特点，提出一个层序地层旋回级次划分方案（表 10-1）。根据高分辨层序地层划分思路、研究进展及要求，这一方案需要进行修改。因为高分辨层序地层学要求层序地层单元划分更精细、时空定位更准确。因此，作者根据华北陆表海盆地复合性海平面变化特点及其沉积记录的旋回结构特点，提出一个六级八个层次的层序划分方案（表 10-2），可以认为是一种高频海平面变化的沉积响应一高频层序划分方案。

海平面变化周期由于其形成机制不同而具有不同的级次和频率，而不同周期级次的海平面变化具有不同级别的沉积纪录一地层旋回。因此，复合性海平面变化机制的研究，对于在时空条件下识别层序及其分界面，层序内部单元及界面，而且与地层旋回结构特征研究有机地结合起来，对于建立高分辨层序地层格架及其有序的层序单元垂直叠置形式，重塑层序的沉积作用过程及由此反映的沉积演化及盆地演化史，真正揭示盆地的充填过程具

有重要意义。

二、高频性和事件性

在表 10-2 海平面高频变化及高分辨层序划分方案中，一级至三级属低频海平面变化周期（或旋回），属于构造海平面变化周期，四级至六级为高频海平面变化周期，属于冰川海平面变化周期（或旋回）。高频海平面变化是由于地球轨道变化效应造成地球接受太阳辐射量的周期性变化，最后导致极地冰盖消长而产生海水体积变化而造成的海平面变化。

表 10-1 层序地层、旋回级次划分方案

层序地层级次	旋回级次	时限/Ma	相应的岩石地层	成　　因
巨层序或大层序 megasequence	一级	50～60		泛大陆的形成与分裂造成的全球海平面变化
超层序或构造层序 super sequence or tectonic sequence	二级	10～30	超　群	大洋脊扩张所产生的海平面变化
层　序 sequence	三级	2～3	群、组	洋脊变化或大陆冰川生长与消亡所产生的海平面变化
小层序组 parasequence set	四级	0.4	组、段	大陆冰盖的生长、消亡或三角洲生成与废弃所产生的海平面变化
小层序 parasequence	五级	0.10	段、亚段	一次海平面震荡变化或沉积物供给变化
层 bed	六级	0.02～0.04	韵律层	潮汐流周期性变化或沉积物供给变化

表 10-2 高分辨层序地层、旋回级次划分方案

层序地层级次	旋回级次	时限/Ma①	相应的岩石地层	成　　因
超巨层序 super-megasequence	一级	200～400		泛大陆的形成与分裂造成的全球海平面变化
巨层序或大层序 megasequence	一级	50～60	超　群	泛大陆形成与分裂或大洋脊扩张所产生的海平面变化
构造层序 tectonic sequence	二级	20～30	群、组	大洋脊扩张所产生的海平面变化
超层序 super sequence	二级	5～10	组	洋脊变化或大陆冰川生长与消亡所产生的海平面变化
层序 sequence	三级	2～3	段	大陆冰盖的生长、消亡产生的海平面变化
小层序组 parasequence set	四级	0.4	亚段	大陆冰盖的生长、消亡或三角洲生成与废弃所产生的海平面变化
小层序 parasequence	五级	0.10	亚段	海平面震荡变化或沉积物供给变化造成
小层序单元 part of parasequence	六级	0.02～0.04	韵律层	沉积物供给变化或潮汐流周期性变化

①时限确定主要依据 Miall（1984）、Brett（1990）的旋回级次划分方案

对于陆表盆地来说，高频海平面变化可以代替 Cross 高分辨层序地层学中的基准面变化，在这里具有等同意义。经对比分析，华北陆表海盆地南部晚古生代含煤地层可以划分出 12 个三级旋回，24 个四级旋回和更多的五级、六级旋回（图 10-1）。因此，晚古生代陆表海盆地的海平面变化的高频性特点具独特性。

长周期海平面变化除了因泛大陆生长、洋脊增生、海底扩张乃至全球性构造运动造成洋盆容积变化外，区域地壳沉降、板内应力变化等也是长周期海平面变化的主要因素。

高频海平面变化是冰融一海平面升降机制引起的，高频层序单元界面的形成是由于冰盖消融使盆地水体急剧加深所致，或者由于冰盖生长导致盆地覆水较浅、盆地干枯於浅而致。更小级别的变化是潮汐流的周期性变化。

陆表海盆地海平面变化的另一重要特点是“事件性”，即海侵具有海侵性质，称“事件性海侵”，这一特点已被越来越多的研究者注意。海侵的事件性主要表现在海侵沉积相序上有明显的不连续现象，见不到海水逐渐侵进的沉积记录。这表明海侵过程为一种快速突发的海水侵没事件。事件性海侵一般发生于受限陆表海，如晚古生代华北陆表海盆地。

在鲁西煤田和两淮煤田太原组中，可以见到浅海灰岩大面积直接覆盖在陆相沉积物之上，与下伏沉积物间存在明显的相序不连续现象。如鲁西煤田的十二灰与 19 煤、十一灰与 17 煤、十灰与 16 煤、九灰与 15 煤、八灰与 14 煤、七灰与 12 煤、六灰与 11 煤、三灰与 7 煤等，均是海侵层直接覆盖在煤层之上。

海侵的事件性不仅是作为一种海侵现象存在，而且是控制盆地聚煤作用的重要因素，一方面它使泥炭沼泽发育中断，使盆地覆水突然增大、变深，另一方面又使已聚积的泥炭很快处于还原环境而得以保存，最终成煤。

第二节　陆表海盆体系域分布模式

有关陆表海盆地层序内体系域的分布特征，作者 10 余年来的研究表明，为二元结构型，这一特点也为广大沉积及煤地质研究者所承认。即一个基本层序内部可以划分出两大体系域：下部为海侵体系域，上部为高水位体系域。

由于突发性海侵造成了海平面变化周期级次的不对称性，即表现为海侵半旋回厚度薄、海退半旋回厚度大的特点，因此在层序结构上表现为海侵体系域厚度较薄，高水位体系域厚度较大，使陆表海的层序构成呈不对称性。高水位体系域内部构成单元也不都像陆缘海盆地的层序那样以进积作用较明显的三角洲朵体向盆地方向推进为特征，而是由沉积速率很小的细粒质、泥质或砂质沉积物构成，沉积体的向盆地方向推进也不十分明显。

高分辨层序中的体系域分布模式也是由两个单元构成，即海侵体系域和高水位体系域。其中一个明显的特点是：海侵体系域有聚煤作用发生，称为“海侵体系域成煤作用”或“海侵事件成煤作用”，这在第十三章将作详述。

第三节　陆表海盆地高频层序分析

对于陆表海盆地，高频层序就是高分辨率层序，在这里两个概念具有同样的涵义（但不适用于陆相盆地）。高频层序主要是从控制形成基本层序的海平面变化机制方面出发定义

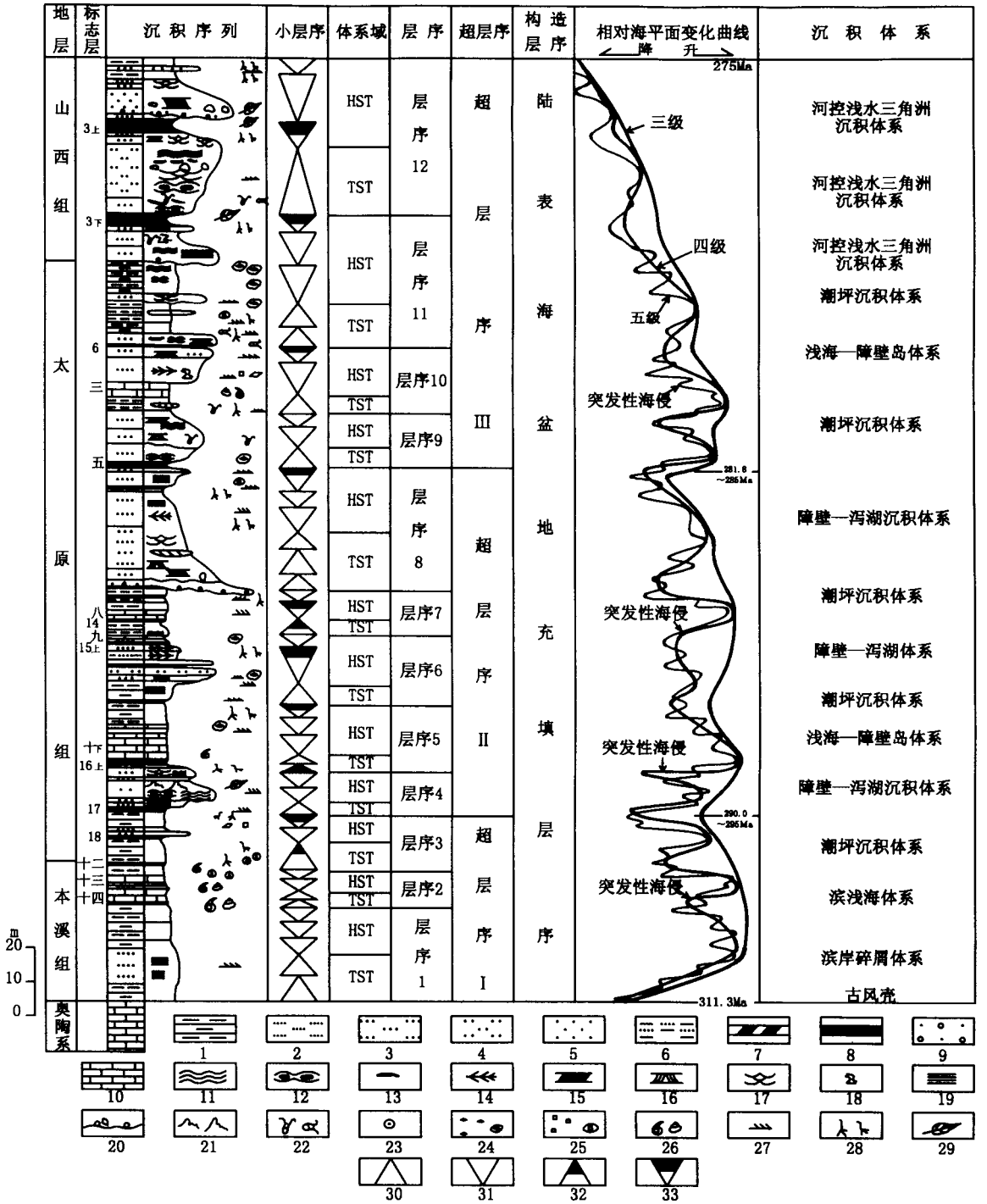


图 10-1鲁西陆表海盆地充填沉积序列、高分辨率层序划分与高频海平面变化

1—泥质岩；2—粉砂岩；3—细砂岩；4—中砂岩；5—粗砂岩；6—砂质泥岩；7—炭质泥岩；8—煤层；9—砂砾岩；10—石灰岩；11—波状层理；12—透镜状层理；13—碳屑；14—双向交错层理；15—板状交错层理；16—小型交错层理；17—槽状交错层理；18—变形层理；19—水平层理；20—冲刷面；21—生物扰动构造；22—虫孔；23—鲕状构造；24—菱铁矿及结核；25—黄铁矿及结核；26—动物化石；27—植物化石碎屑；28—植物根化石；29—植物叶化石；30—向上变深小层序；31—向上变浅小层序；32—海侵成煤小层序；33—海退成煤小层序

的，高频海平面变化形成了高频层序。

一、高频层序序列

表10-2已经列出了本书倡导的高分辨率层序地层分级及层序序列，即超巨层序、巨层序或大层序、构造层序（或称盆地充填层序）、超层序、层序、小层序组、小层序、小层序单元等8个级次。但旋回仍划分为六级。超巨层序是指全球性的巨大事件及其相应的时间间隔内沉积的一整套地层序列，包括若干个沉积间断或区域性构造运动界面，是叠合盆地充填序列的总体。例如古生代形成的一整套地层，从陆表海碳酸盐岩系到陆表海海陆交替含煤岩系，构成一个超巨层序。巨层序或大层序也是全球性重大事件及其相应时间间隔内形成的一整套地层序列，序列内也包括一些区域性构造界面，但一般不包括跨纪的长时间的地层间断，例如古生界可作为两个巨层序存在，华北晚古生代形成的石炭一二叠系可作为一个巨层序。构造层序即以区域构造界面为边界的沉积序列，相当于一个原型盆地的整个充填层序。也就是说，构造层序是与盆地演化密切相关的，一个盆地从发育到衰亡的充填沉积，是一种比较完整的序列，反映一个盆地的发展史。例如华北晚古生代陆表海盆地含煤沉积可以划归为一个构造层序。构造层序中可以包含几个或若干个超层序，而超层序是比基本层序大、比构造层序小的层序。由区域事件界面所限定，也可以是区域构造运动界面所限定。层序、小层序组、小层序和小层序单元是高频层序的重要组成单元。华北晚古生代陆表海盆地含煤地层为1个构造层序，其中可识别出3个超层序，12个基本层序，24个四级层序（小层序组）和若干个五级、六级层序（图10-1）。

二、高频层序构成分析

（一）超层序Ⅰ

超层序Ⅰ中可划分出3个三级层序、13个小层序。超层序Ⅰ为古风化壳之上、晚古生代陆表海盆地形成早期的充填沉积。超层序Ⅰ形成过程中盆地范围内至少发生过3次大的海侵，但尚没有完全形成所谓“海陆交互型沉积”格局。层序1主要为滨岸碎屑沉积，为残积—碎屑、泥质沉积组合，由5个小层序组成，不含煤。就整个华北巨型盆地而言，层序1形成时盆地地势为南部和西北部高，东及东北部低，海侵主要来自东及北东方向。层序1的底界面为区域构造运动面，为上、下古生界间的假整合面，在中国北方对比清楚，该界面也是超层序和构造层序划分的边界。层序2为晚古生代陆表海盆地再次沉降并发生大规模海侵之后的充填沉积，由4个小层序组成，主要为浅海碳酸盐台地一滨岸碎屑沉积。层序2的沉积序列反映了晚古生代陆表海盆地由在古风壳之上的残积—海岸平原体系，演化为大型台地一潮坪沉积体系的不同于层序1的充填沉积特点，而且已具备了聚煤的基本条件。在鲁西地区，层序2的顶部发育极薄的煤层（或煤线），盆地地势平坦，但南部开始下沉，主海侵方向仍以偏东方向为主，北高南低、西高东低的盆地总格局开始显现。此期的海侵规模最大，持续时间也较长，沉积了华北全盆地发育的海相碳酸盐（如徐家庄灰岩，厚度达10余米),是超层序Ⅰ的最大海泛期沉积。层序3为超层序Ⅰ的最后一套旋回性沉积，其顶界面为区域暴露事件界面（也可以认为是区域海退事件界面），实际上代表一种间断面。层序3发育了鲁西及邻区可对比的海相灰岩（十二灰），上部则为海退期的滨岸碎屑沉积，盆地的聚煤条件已完全具备，地形平坦、气侯适宜、植物茁生，海平面升降幅度不大，因此形成了具有工业开采价值的煤层（如鲁西南地区的第18号煤层组)。层序3由4个小层序组成，海陆交替旋回性序列已比较明显，大型潮坪沉积体系是该层序的主要特色。

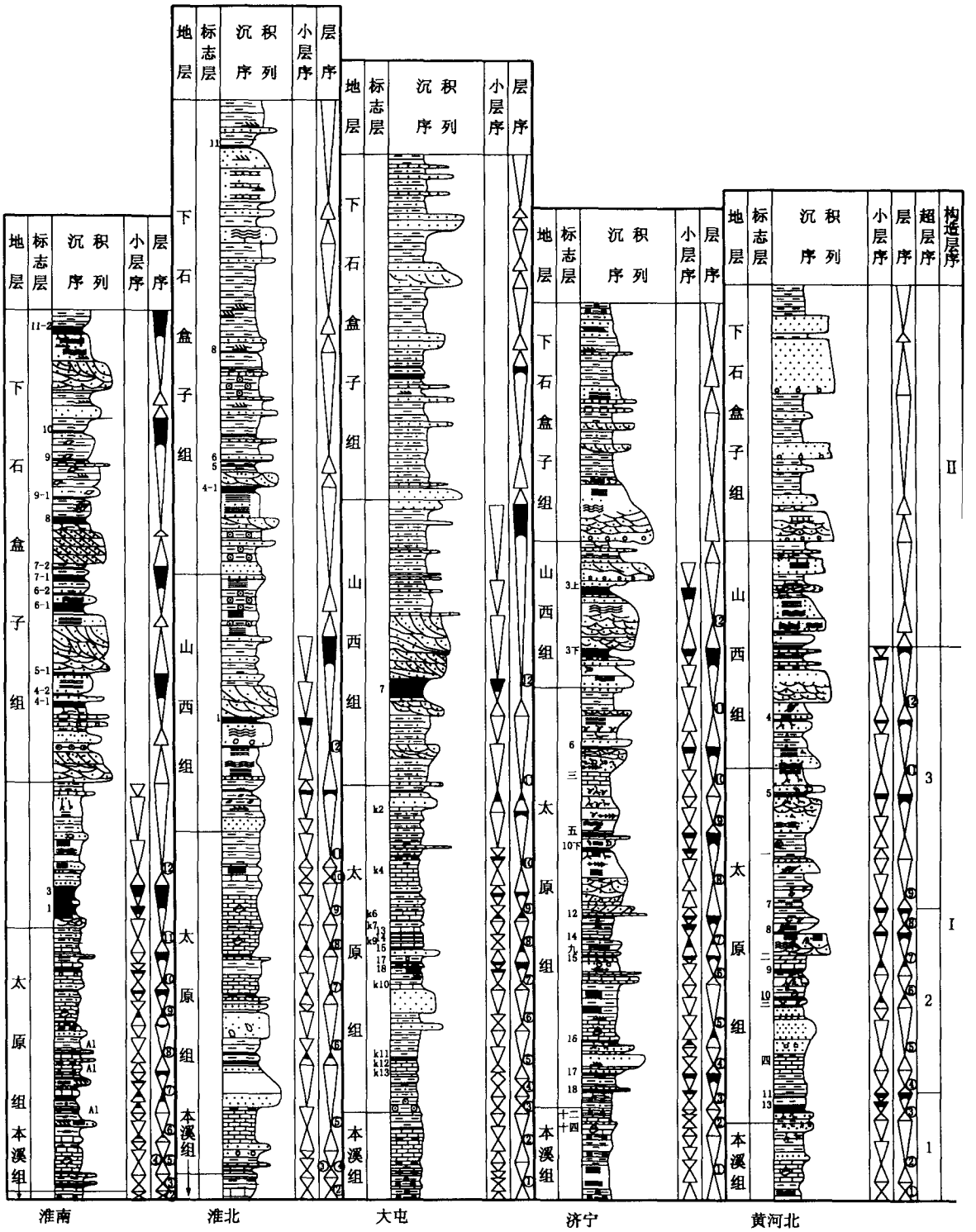


图 10-2　山东-两淮地区晚古生代石炭世—早二叠世含煤地层高分辨率层序划分、对比

1—三级层序编号；2—海侵成煤小层序；3—海退成煤小层序；4—非含煤小层序；5—含铝质沉积；6—灰岩编号

注 其他图例同图 10-1

经鲁西及邻区对比（图 10-2），超层序Ⅰ的内部单元向南（淮南）为超覆展布，只有层序 3 在全研究区发育，这也进一步说明晚古生代陆表海盆地初始形态为南高、东及东北低的特点。

（二）超层序Ⅱ

超层序Ⅱ由 5 个三级层序、20 个小层序组成。该超层序为华北晚古生代陆表海盆地最为典型的“海陆交替型”沉积层序序列，各层序在沉积特点上十分相似，反映出盆地在此阶段构造的稳定性，而高频海平面变化和具突发性、事件性的海侵成为控制盆地充填沉积的主导因素。层序 4 由 3 个小层序组成，尽管其厚度较小，但却是鲁西煤田的主要含煤层序，如鲁西南各煤田主采的第 16 上煤层和第 17 煤层均发育于该层序。小层序以泥炭化事件界面为边界，均为含煤小层序。层序 4 的底边界为区域暴露面，也是超层序Ⅰ和超层序Ⅱ间的分界面，以广泛发育根土岩为特征。层序 5 由 5 个小层序组成，其底界面为海侵面，顶界面为区域海退面，为含煤层序，但煤层较薄，开采价值低。然而，煤层的横向对比意义非常重要，其在层序、小层序中的分布位置及等时性对比成为划分陆表海充填层序单元的重要依据。层序 6 和层序 7 各由 3 个小层序组成，均为含煤层序，总体厚度较薄。层序 8 由 6 个小层序组成，为超层序Ⅱ的顶部层序，其含煤性较差。

（三）超层序Ⅲ

超层序Ⅲ为陆表海盆地的上部层序序列，由 3 个层序、15 个小层序组成，滨岸碎屑体系为主导，河控浅水三角洲沉积的出现，标志着陆表海海陆交替相沉积向陆相过渡，进而结束了陆表海盆地含煤充填沉积。

层序 9 和层序 10 均由 3 个小层序组成，高频海平面升降变化导致的地层旋回性分界面为层序划分的边界，均为含煤层序，但煤层均很薄、横向分布较远。层序 11 为陆表海盆地充填层序的上部旋回沉积，实质上是陆表海盆地萎缩期的充填沉积，因而，滨岸碎屑体系为主，浅海相沉积大大减少。层序 11 顶界面为区域性海退事件面，在海退进程中的海平面高频度波动对层序的形成起控制作用。层序 12 为陆表海盆地消亡、废弃转为陆相盆地的“过渡型”沉积，主要为浅水三角洲沉积。巨大的三角洲体系超出鲁西向南延伸，而在鲁西以西、以北的广大地区也在同一层位发现三角洲沉积，说明在陆表海盆地充填沉积的晚期，盆地地势北高南低的格局加剧，陆源碎屑供给速度加快，进积作用加强，盆地广大范围内处于浅水盆地环境，且很快被三角洲沉积充填。层序 12 顶界面为盆地构造应力场转换面（此界面以上转变为大型陆相坳陷盆地），该层序为含煤层序，河控浅水三角洲沉积体系的最终废弃，以及三角洲体系聚煤作用的结束，标志着晚古生代陆表海盆地充填沉积的最终结束。

超层序Ⅱ和超层序Ⅲ可在鲁西及邻区对比（见图 10-2），三级层序发育比较完整。但四级和五级层序对比较为困难，有缺失，如鲁西可划分 24 个四级层序，两淮煤田划分出 20 个四级层序（缺失底部的 4 个四级层序）。

第十一章　黄县断陷盆地高分辨率层序地层

第一节　　盆地充填特征

一、地质概况

黄县含煤及含油气盆地位于郯庐断裂以东，鲁东断块之胶北块隆的西北缘。鲁东地区的构造受郯-庐构造带的影响，在隆起区之上发育由断裂控制的小型断陷盆地，而且形成了具有重要开采价值的煤、油气及其它伴生矿产。黄县断陷盆地是位于鲁东断块区内的唯一的第三纪聚煤盆地，属于隆起区之上的断陷含煤、含油气盆地。其南界为黄县--大辛店大断裂，东为北林院-洼沟断裂，这两条大断裂为控制盆地沉积充填的盆缘断裂。盆地东部和南部为太古宇及元古宇古老地层、中生代早白垩世青山组和新生代玄武岩，以及燕山晚期花岗岩组成的低山、丘陵，北为渤海(图 11-1)。老第三系黄县组不整合于白垩系青山组之上，最大厚度 1600 余米，其中上亚组和下亚组不含煤，中亚组为含煤层段（图 11-2)。

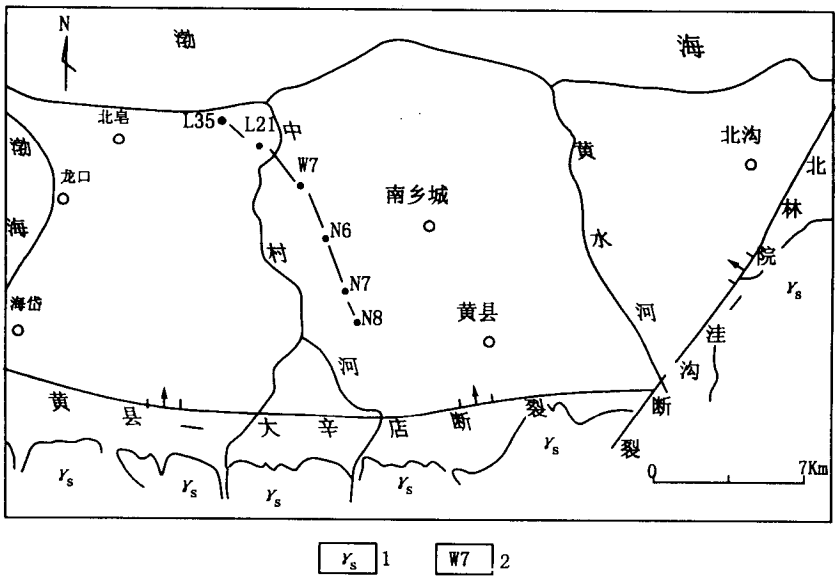


图 11-1　黄县煤田位置示意图

1—燕山晚期花岗岩山丘；　2—钻孔层

二、典型沉积序列

黄县组为一套陆相扇三角洲一断陷湖泊沉积，以粗碎屑沉积为主，由盆地边缘向盆地中心，粗碎屑沉积呈现由厚到薄、粒度由粗至细的规律性变化（图 11-2)，粗碎屑沉积在垂

向上表现出顶底界面多为突变接触，但有的呈现向上变细序列（如辫状河沉积）特征。通过对研究区内 200余个钻井和测井资料研究，共识别出 3类沉积体系。

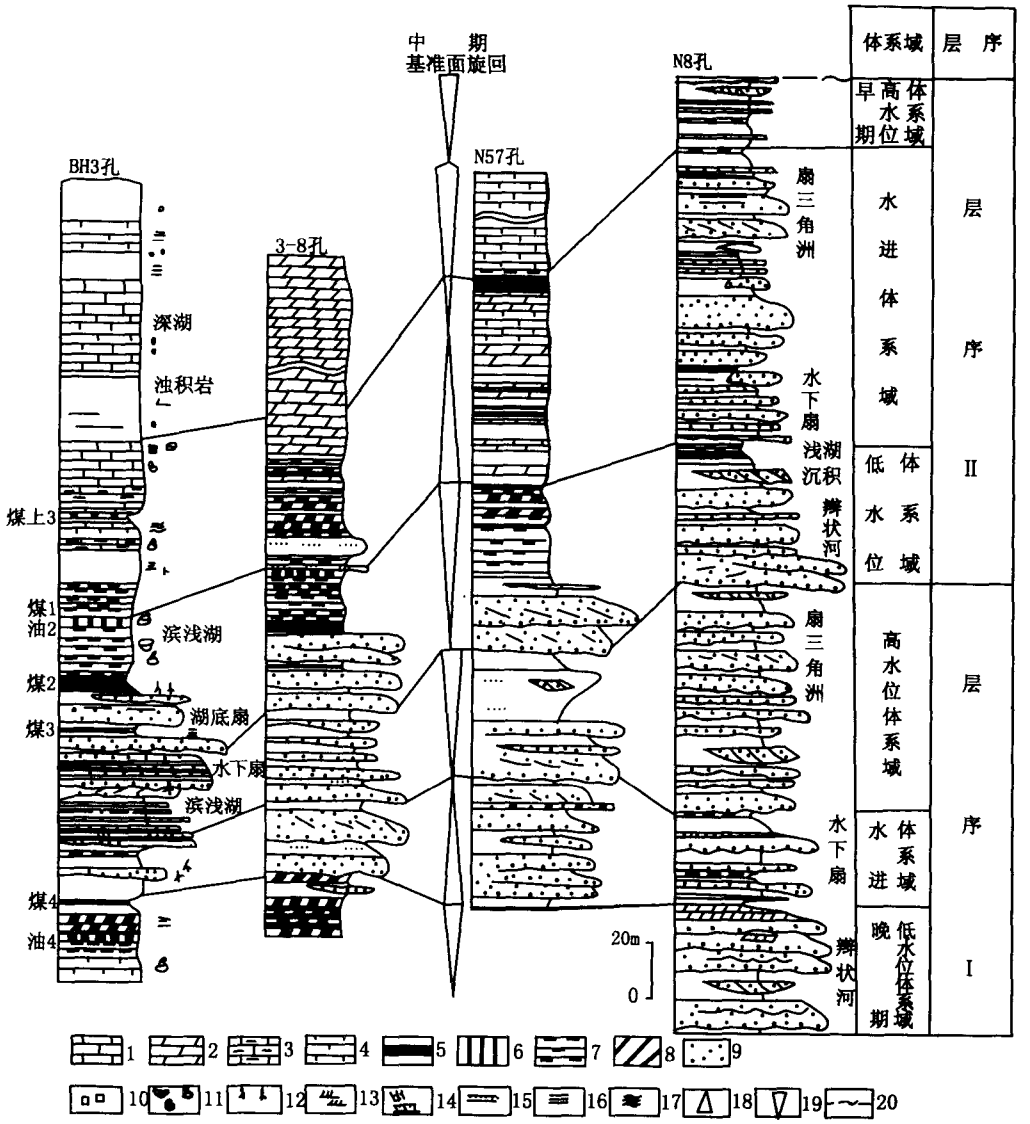


图 11-2 黄县盆地老第三系典型沉积序列

1—石灰岩；2—泥灰岩；3—泥质灰岩；4—钙质泥岩；5—煤层；6—油页岩；7—含油泥岩，8—炭质泥岩；9—砂砾岩；10—黄铁矿；11—动物化石；12—植物根化石；13—植物化石碎片；14—交替层理；15—平行层理；16—水平层理；17—波状层理；18—基准石上升；19—基准面下降；20—体系域不完整

1. 扇三角洲-湖底扇体系

在研究区最为发育，在盆地构造活动不同时期，其发育规模不同，由水上部分与水下部分组成。断陷盆地的扇三角洲的水上部分主要由近端扇（冲积扇体部分）的泥石流角砾岩块和粗粒漫流等水携沉积物组成。水下部分构成较为复杂，沿扇体向水下追踪，可分为

水下扇体-湖底扇。湖底扇也可以是冲积物从盆地边缘直接进入湖底形成的，这在盆地高水位期比较常见。扇三角洲相带可划分出扇三角洲平原相、前缘相、前扇三角洲相、扇间相等，其相带分布与滨海三角洲体系大致相似，但其相带规模要小得多。

2. 辫状河-水下扇体系

在盆地水域扩张期（水进期）和低水位期发育，即在盆地构造活动相对稳定期，盆地边缘坡度较缓，扇三角洲平原范围扩大，形成水道网络。在盆缘断裂活动相对稳定阶段，由近源的冲积扇向盆地中心推进，由水道网络构成辫状河系，沉积作用以近端扇及辫状河平原为特征。远端深入深水区，形成水下扇，尤其在低水位期，水下扇较为发育。沉积体系由近源冲积扇、辫状河砂砾质沉积、辫状河三角洲及远端水下扇，以及水道间洼地沉积等组成。三角洲平原水道间部分易沼泽化而有利于聚煤作用发生。

3. 滨浅湖-深湖浊积扇体系

在高水位期发育，主要由砂质、泥质沉积为主。在靠近水下扇或扇三角洲发育部位的深水区发育薄层浊积扇体。在高水位晚期，扇三角洲体系发育，且迅速向盆地推进。

第二节　　盆缘断裂活动阶段性与构造层序

一、盆地构造演化阶段性

构造活动（表现在盆地沉降方面）是黄县盆地沉积充填层序形成和演化的主导因素。可以认为，黄县下第三系是在拉伸背景下的不同裂陷期形成的构造层序（即原型断陷盆地的充填层序），其形成受控于一级构造活动。盆缘断裂和盆内基底断裂共同控制着黄县断陷盆地沉积层序的发育。三级层序的发育是盆地构造旋回的产物，构造差异性沉降、气候等因素的变化导致相对湖平面变化，湖平面变化周期控制了层序单元的发育。由于盆地构造活动的阶段性、间歇性特点，导致盆地水域体制发生规律性的变化，如水域扩张、萎缩和低水位状态。层序具有三元结构特点，即由三种体系域组成：低水位、水进（扩张）、高水位（萎缩）体系域，在高水位期还可以识别出早期高水位和晚期高水位期的沉积。

因此，笔者认为，对于陆相盆地，尤其是陆相断陷盆地来说，研究构造的活动特点、研究构造-沉积旋回结构特点对于进行高分辨率层序划分具有重要的意义。可以认为，构造活动是控制盆地充填、层序及内部单元结构特点的主导因素。湖平面变化是控制体系域类型的主要因素，而湖平面变化又受控于构造活动、气候变化等因素。

二、构造活动的阶段性和盆地充填的有序性

1.盆地构造演化总体特征

盆缘断裂形成于中生代晚期，在新生代强烈活动。盆缘构造活动控制着盆地沉降作用的强度，而盆地的沉降作用过程控制着盆地的充填演化，因而盆缘断裂的活动对层序的发育起控制作用。老第三纪黄县盆地的构造演化总体上经历了两个裂陷期。第一裂陷期以盆地的间歇性的快速沉降为特点，第二裂陷期以盆地持续缓慢沉降为特点。两期裂陷作用所控制的盆地充填过程显示出明显的阶段性，而不同阶段发育的层序具有不同的沉积序列特征，层序内部单元和沉积体系、相的配置又显示出有序性。

老第三纪早期的裂陷作用，形成黄县断陷盆地的雏形。由于此阶段盆地表现为迅速沉降，南部地壳快速拉伸，不断裂陷，即形成于中生代的黄县—大辛店断层活动加剧，断裂

两侧地形差异明显，上盘区下陷（沉降）形成盆地接受沉积，从而形成了黄县盆地的总体向北倾斜的半地堑盆地构造格架。这一阶段沉积物供应充足，剥蚀区与沉积区相距较近，由小型冲积扇逐步形成大型冲积扇—辫状河沉积，构成冲积沉积体系。但这一阶段没有形成大的湖泊，盆地水体较浅，水域范围不大，或大部分地区处于暴露状态，突发性的洪水事件成为主要的沉积驱动力。因此，老第三纪早期黄县盆地充填沉积主要是粗碎屑夹杂色粘土类沉积，厚度达 500 余米，不含煤，无任何化石。可以认为是盆地低水位早期的充填沉积。

盆地从产生、成熟发展到废弃阶段经历了两个较大的构造一沉积旋回事件，期间形成了两套含煤、含油的沉积组合。在盆地第一裂陷期中段，由于经过了早期的迅速沉降作用，盆地进入短暂的相对稳定发展阶段，形成断陷湖泊盆地。此阶段沉积物供给速度小于盆地沉降速度，盆地覆水深度加大，沉积可容空间增大，早期的冲积沉积体系转变为扇三角洲一湖泊沉积，盆地的整个沉积体制发生根本性变化。据国内外大量研究表明，许多陆相断陷盆地中，冲积一河流沉积体系是最常见的，而湖泊则需要特殊的条件。有两种机制可导致沉积体系或体系域的转换：

(1)构造作用导致单位时间进入盆地的沉积物体积减少或盆地的可容沉积空间增加，冲积一河流体系即向湖泊体制转换（Lambiase，1991）；

(2) 由于盆地边界断层活动导致沉积面积随时间而增大，既使假定供给的沉积物体积不变，只要沉积物不能填满新增加的沉积空间，早期的河流沉积体系也将最终转换为湖泊体 系(Scholz，1991)。这实质上是沉积可容空间变化导致的结果。

盆地构造沉降幅度加大的过程是导致盆地整体水进的过程，这一阶段使盆地水域达到最大，主要为小型扇三角洲体系，该阶段维持时间并不长，紧接着则是盆地快速充填和冲积体系向湖泊推进的重要时期，沉积体系主要是大型冲积扇-辫状河-湖泊三角洲-湖下扇。这一过程实际上是盆地高水位期沉积体快速充填的过程，最终导致盆地水域缩小，直至废弃。此时，盆地充填的高水位体系域实质上是一种萎缩体系域。

黄县断陷盆地构造—沉积充填演化经历两个大的旋回，在第一裂陷期结束后，盆地又进入稳定沉降阶段，进入低水位沉积期，此时辫状河—河流体系发育，在盆地缓坡带发育下切谷，分支河道间洼地形成沼泽及泥炭沼泽。

2. 构造—沉积旋回

(1) 第一构造—沉积旋回

老第三纪早期的裂陷作用形成黄县盆地的雏形。随断裂活动的逐渐加强，断裂两侧地形差异明显，上盘下陷形成盆地并接受沉积，由小型冲积扇逐步形成大型的冲积扇一扇三角洲沉积，盆地扩大，水体加深。但这一阶段总体上盆地水体较浅，且常处于暴露状态，突发性洪水事件成为主要的沉积驱动力。因此，老第三纪早期黄县盆地主要是粗碎屑夹杂色粘土类沉积，厚度巨大。这是黄县盆地充填沉积的第一构造—沉积旋回形成的早期-盆地形成期。

盆地形成后，盆缘断裂活动趋缓，盆地总体表现为稳定下陷，盆地水域扩张，盆地可容空间增大。伴随地势差异趋小和水域扩大，可容空间与沉积物补给通量比值 A/S)增大，以冲积扇为主体沉积转变为以辫状河三角洲及滨浅湖沉积为主，出现了有利于成煤的古地理和古构造条件。加之气侯适宜，发生了大规模的聚煤作用。这是黄县盆地充填沉积第一

构造-沉积旋回形成的中期-盆地扩张期。。

伴随盆缘断裂活动逐渐加强和盆地整体下陷速率的减小，盆地水域由扩张转化为收缩，湖盆覆水变浅，A/S 比值减小，碎屑体系向湖盆进积，湖泊沉积衰减，扇三角洲沉积占据主导地位，在盆缘处再度出现冲积扇体系。聚煤作用随之减弱至消失。这是盆地充填沉积第一构造-沉积旋回形成的后期——盆地萎缩期。

(2) 第二构造-沉积旋回

盆缘断裂的再次强裂活动带来了盆地充填的第二个构造-沉积旋回。与第一构造-沉积旋回不同的是，第二构造-沉积旋回初期盆缘断裂的活动远没有盆地形成期来的强烈，主要表现为间歇性的缓慢下沉，下降速率低，沉降幅度小。因此，碎屑体系主要发育于盆缘区，且以细碎屑为主。随盆地的稳定下陷，A/S 比增大，碎屑体系进一步衰减，再度出现大规模聚煤作用。同时，滨浅湖沉积逐渐向浅湖沉积过渡，以泥灰岩为代表的浅湖沉积不断向盆缘扩展，聚煤作用也随之向盆缘迁移。这是第二构造-沉积旋回的早期-盆地再扩张期。之后，盆缘断裂活动再趋强烈，地势差异又趋明显，碎屑体系进积，盆地水域收缩，聚煤作用终止，盆地淤浅以至最后封闭。这是盆地充填的第二期构造-沉积旋回形成的后期。

总之，黄县下第三系断陷盆地充填演化经历了早期形成阶段、中期成熟发展和后期衰退消亡三个阶段，期间经历了两次大的构造一沉积旋回。盆地的扩张与萎缩呈现周期性，受盆缘断裂周期性活动及基底沉降所控制。

第三节　高分辨率层序地层

一、层序界面的确定

在黄县断陷盆地沉积充填序列中，下列几种界面为层序划分界面（图 11-3）。

构造运动界面—区域性不整合面：是指在全盆地范围内发育的不整合面，并可与区域构造运动事件进行对比，如黄县组与盆地基底岩系白垩系青山组之间为不整合面，该界面为燕山运动第Ⅴ幕所形成。该界面上下为两套截然不同的沉积组合序列（如图 11-3 中的 SB1 界面）。

另一个重要的构造运动界面为上、下第三系之间的界面，由喜山运动所形成，为一区域性构造运动界面（图 11-3 中 SB3 界面）。该界面上下为两套不同的沉积组合：界面之下为一套含煤、含油的沉积组合，厚度巨大。而界面之上的上第三系，底部为厚度 10m 左右的底砾岩，上部为玄武岩，且具多次喷发、多旋回的特征。该界面为超出盆地范围的区域性不整合面。喜马拉雅运动造成早、晚第三纪的沉积特征和古地理轮廓有显著不同，尽管黄县断陷盆地为鲁东隆起区内的小型断陷盆地，但该界面在区域上具有对比性。以上两个区域性界面在测井曲线上和地震剖面上反映比较明显，易于追踪对比，是进行层序划分的重要界面。

构造应力场转换面-盆地水域扩张或萎缩阶段形成的体系域转换面：由于构造运动性质或形式的改变导致盆地构造应力场的转换，如构造应力方向的改变或构造性质由伸展作用转变为挤压作用，导致盆地沉积机制发生改变。构造应力场转换面在沉积上表现为沉积体系或体系域的转换面，两者是有机地联系在一起的。这种界面在盆地内部为整合面，而在盆缘区则为侵蚀、冲刷不整合面。对于黄县断陷盆地，盆缘断裂的活动影响和控制着盆地

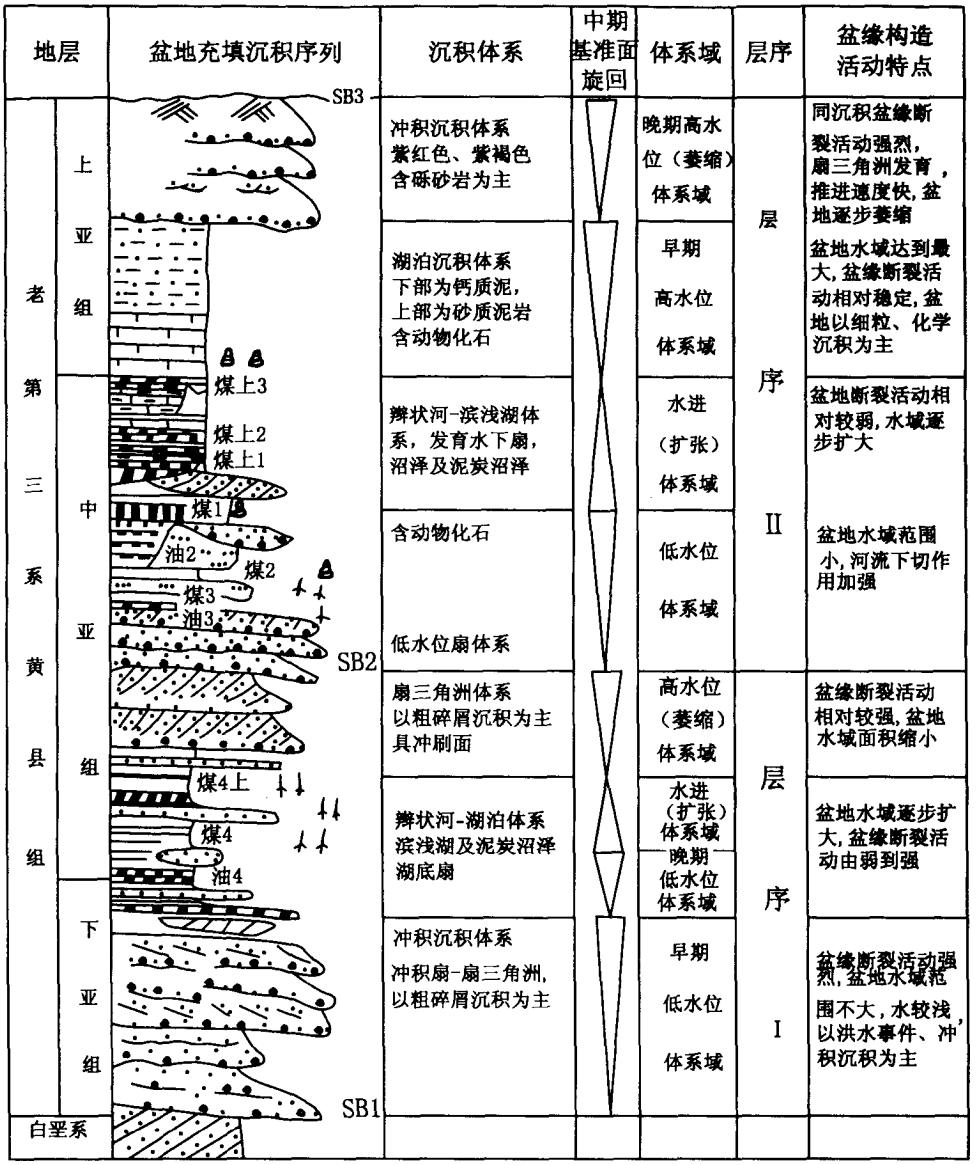


图 11-3　黄县断陷盆地盆缘断裂活动特征及层序划分

注：图例同图 11-2

沉积，因而，构造应力场转换面即是盆地沉积体制发生改变的界面，该界面上下沉积体系的配置和沉积组合具有明显的不同，可以由沉积特征和测井曲线识别和对比。

SB2 为盆地演化过程中构造应力场转换（挤压拉张的转变）形成的界面。确定 SB2 层序界面的重要依据为：

（1）古土壤层及其上覆的低水位冲积沉积。在煤 3 之下有一层稳定分布的紫红色及杂色粘土岩，厚度由几米到 20 余米，且有北薄南厚的特点，为下含煤组顶部的主要对比标志之一。这是盆地萎缩后期，干枯阶段盆地表层土壤化的产物，是陆相盆地层序界面的重要

标志。在该层杂色粘土岩之上为中-粗砂岩，其间，冲刷界面十分明显，而且界面上下为两套各具特色的含煤沉积组合。这一界面为体系域的重要分隔界面，为两种不同水域体制下的沉积组合界面。

(2) 界面上下古生物组合具有明显差异。据李经荣等人（1992）研究，在煤 3 上下附近其生物组合具有明显不同，其间有一个生物地层界面，为古新世与渐新世的分隔界线。煤 3 以上时代属于渐新世，而煤 3 之下时代属于古新世。煤 3 附近上下古生物组合的明显变化给层序界面的划定提供了依据。

(3) 测井曲线上对 SB2 界面也有比较显著的反映，即测井曲线出现突变特征。

(4) 通过编制相分布、沉积断面图（图 11-4）等，反映出 SB2 界面为一沉积体系域的转换面，相带、砂体在空间上的叠置型式也表现出明显不同，辫状河体系在 SB2 界面之上重新发育。

古土壤层实际上反映的是一种沉积间断，其上的冲积沉积为一种活动碎屑体系发育的标志，底部具冲刷作用，而界面上下古生物组合又有明显不同，因而 SB2 面作为三级层序界面是毫无疑义的、可靠的。

二、基准面旋回的识别

河流平衡剖面、湖平面可分别代表河流环境、湖泊环境的基准面。高分辨率层序划分需在基准面旋回识别的基础上进行，其分析方法和识别技术已在第四章介绍，此处不再赘述。

1. 短期基准面旋回

通过沉积组合序列变化，相序特征以及其间的沉积事件分隔界面，识别与划分出短期基准面旋回。水深突然加深的标志、泥炭化事件界面都是短期基准面界面识别的依据。短期基准面周期中形成的地层序列，相当于小层序。可以看出，短期基准面旋回有对称型和不对称型两类，对称型由上升下降两部分组成，而不对称基准面旋回则由“下降”一个部分组成。

2. 中期基准面旋回

根据短期地层基准面旋回组合特征、旋回及相在空间上的叠置关系，划分中期基准面旋回。中期基准面旋回分别反映出一种由于基准面旋回的变化导致盆地水域体制发生转换的界面，即由可容空间与沉积物补给速度比值变化反映出的基准面缓慢下降至缓慢上升、加速上升、缓慢下降再到加速下降等不同的变化阶段。实际上，这反映了盆地构造演化的阶段性，亦即断陷盆地断裂活动的阶段性。

三、层序划分

黄县组可划分出三级层序 2个，即层序 Ⅰ和层序 Ⅱ（见图 11-3）。层序具有三元结构特点，即由低水位体系域、水进（扩张）体系域和高水位体系域组成。层序 Ⅰ中的低水位体系域由早期低水位和晚期低水位体系域两部分组成，早期低水位体系域主要由冲积体系构成，为黄县断陷盆地早期的充填沉积。层序 Ⅱ 高水位体系域可以细分出早期高水位和晚期高水位体系域两个部分，早期高水位为水域最大范围时盆地覆水最深时的沉积，此时的沉积作用以“饥饿沉积”为特点，即沉积物供给通量远远小于可容纳空间的增长速度，因此以泥质、钙质沉积为主；晚期高水位实际上是盆地处于萎缩期，此时沉积物供给通量大于可容纳空间的增长速度，沉积物快迅向盆地推进，因此沉积充填物质以粗碎屑为主。

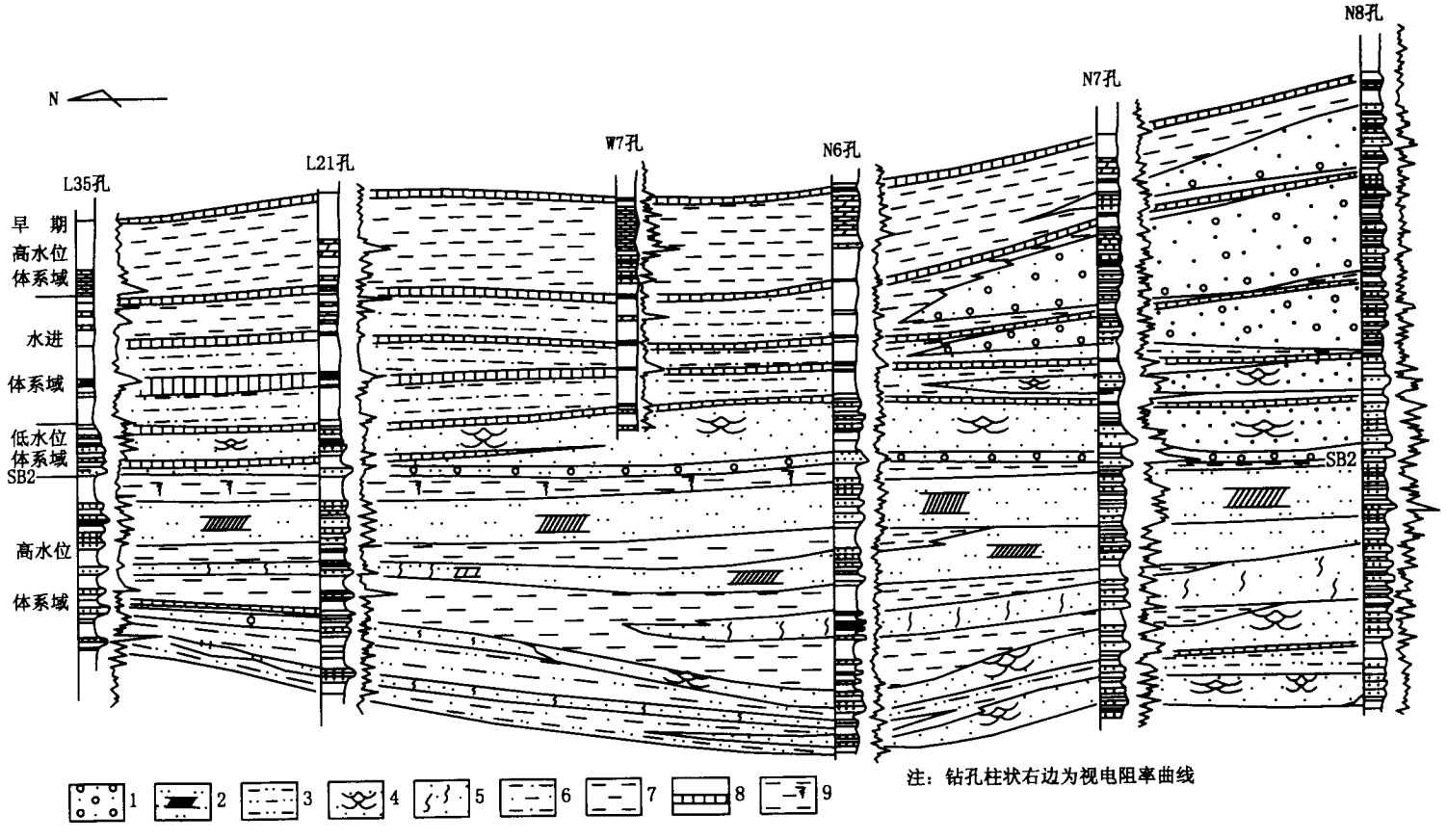


图 11-4　黄县组中段沉积断面图及体系域划分

1—冲积扇；2—扇三角洲；3—扇三角洲前缘；4—辫状河三角洲；5—湖底相；6—滨湖扇；7—浅-深湖；8—沼泽及泥炭沼泽；9—古土壤层

笔者认为，中期基准面旋回大致与体系域相当，可对应于层序地层理论中的四级层序，而短期基准面旋回可大致相当于小层序（parasequence）。而四级层序和五级层序为高分辨率层序地层单元。

水进体系域实际上是在盆地水域扩张过程中形成的，高水位体系域实际上是水域由最大至稳定期再到逐渐萎缩过程中形成的。而低水位体系域则是在盆地水域体制发生根本性转变过程中，水域范围最小，构造相对稳定时期形成，实际上此阶段也是盆地性质发生转变的阶段，如由于区域应力场的改变，使盆地由挤压型转变为拉张型。因此，此时可形成重要的层序界面。

层序划分成果实际上是构造一沉积作用分析的结果，而高分率辨层序的划分与对比又是基准面旋回识别与分析的结果。

四、盆地充填样式

Scholz等人（1991）研究了非洲 Tanganyika 半地堑湖盆地的层序地层和体系域模式，Cohen 等人（1991）研究了同样的湖盆，并总结出了相似的层序地层模式。林畅松等（1995）系统总结了断陷湖盆的层序-体系域构成样式，提出了深湖盆地、浅湖一半深湖盆地和浅湖-河流盆地充填层序样式。这些研究成果为我们进行黄县断陷盆地层序地层研究提供了重要参考思路和方法。

黄县断陷湖盆的沉积体系主要为冲积扇、扇三角洲、辫状三角洲、湖底扇、滨浅湖及深湖，及三角洲平原沼泽等，其发育主要受控于构造运动及由此引起的湖平面变化。两次裂陷作用形成两套沉积组合序列。可以认为，这两期裂陷作用阶段形成两种层序一体系域充填型式（或样式）。第一期裂陷作用形成浅湖半深湖盆地层序—体系域充填型式（层序Ⅰ），层序内扇三角洲、辫状河三角洲体系发育；低水位早期冲积扇发育，聚煤作用主要发生于低水位晚期和水进期（图 11-5）。第二裂陷作用形成深湖盆地层序—体系域型式（层序Ⅱ），高水位体系域早期深湖沉积发育，可发育湖底扇、浊积扇等；晚期则以扇三角洲为主体。辫状河体系在低水位期和水进期比较发育。聚煤作用仍然以低水位和水进期较强。

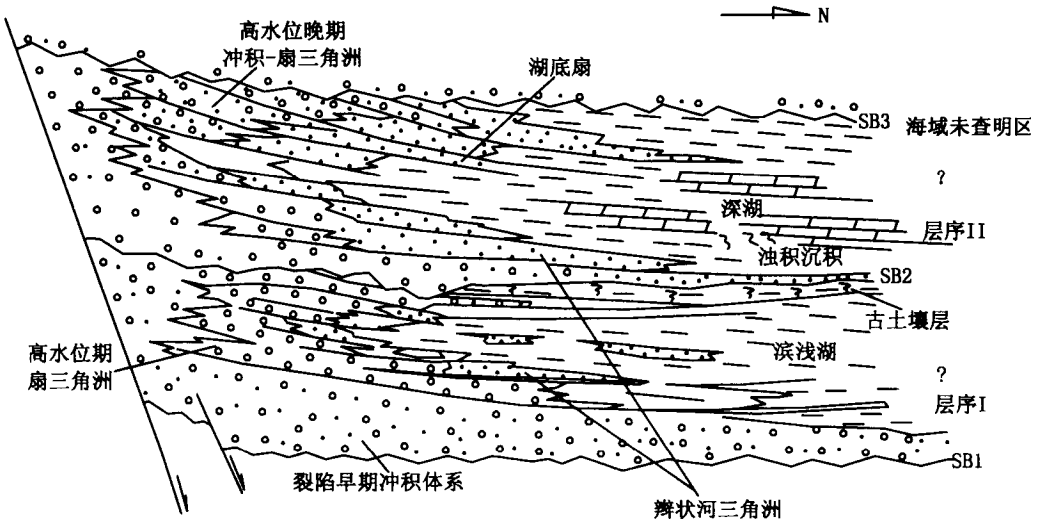


图 11-5　黄县老第三纪断陷盆地层序、体系域充填样式

第四节　煤聚积规律

黄县盆地在沉积充填演化过程中，有两期聚煤作用发生。一是以下部含煤段（煤 4-煤上 4）为代表的早期成煤阶段；另一期是以上部含煤段（煤 3-煤上 3）为代表的后期成煤阶段。两期聚煤作用阶段均是盆地历经粗碎屑体系充填后，地形差异减少，在盆地水域扩张期-盆地萎缩早期所发生的，受盆缘构造活动及古地理面貌所控制。煤聚积主要发生于构造活动相对稳定时期的扇三角洲平原-前缘、滨湖地带及辫状河三角洲平原-前缘带。

一、早期聚煤作用

黄县盆地早期聚煤作用始于盆地演化的第一构造旋回中晚期，位于层序 I 晚期低水位—水进体系域中。是在盆地经历初期强烈裂陷后，基底趋于稳定并缓慢下沉，水域开始扩张时期发生的。此阶段初期盆地内主要沉积体系为小型冲积扇-扇三角洲为主体（图 11-6A），聚煤作用始于扇三角洲平原及前缘，向盆缘方向扩展，聚煤中心位于滨湖地带。煤 4（煤层组）厚度图（图 11-6B）显示了向盆缘和盆地中心厚度减小的规律。聚煤中心偏于研究区西南部，位于扇三角洲前缘-滨湖区。

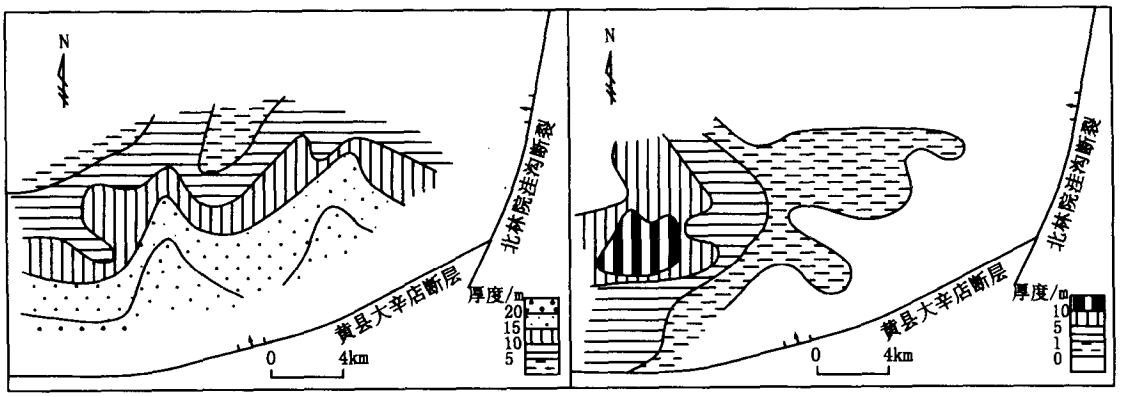


图 11-6　煤底部砂岩（A）和煤层厚度图（B）

二、晚期聚煤作用

黄县盆地晚期聚煤作用始于盆地演化的第二构造旋回早期，位于层序 II 低水位体系域，在之后的低水位-水进体系域中，均有不同程度的聚煤作用发生。晚期的聚煤作用也发生在盆缘断裂活动减缓、盆地整体趋于稳定并缓慢下沉、水域扩张的时期。图 11-7 清晰地显示出各主要煤层厚度变化特点及成煤前的古地理面貌。煤 3 为本期聚煤作用的早期产物。由于此时沉积体系以冲积扇-扇三角洲为主体（图 11-7A），聚煤作用始于扇三角洲前缘-平原部位，聚煤作用相对较弱，形成的煤层厚度较小且分布较为局限（图 11-7B）。煤 2 形成前，古地理面貌演化为辫状河三角洲沉积体系为主体（图 11-7C），在三角洲平原和前缘部位出现了有利的聚煤环境，聚煤作用扩展，形成了具有工业价值的煤层（图 11-7D）。从煤 1 至煤上 2 盆地水域进一步扩大，扇三角洲沉积体系进一步向盆缘退缩且粒度变细（图 11-7E，图 11-7G），聚煤作用进一步向盆缘方向迁移（图 11-7F、H）。之后的水域扩展达到盆地演化史上的最高峰，泥灰岩广泛分布，聚煤作用减弱至消失。

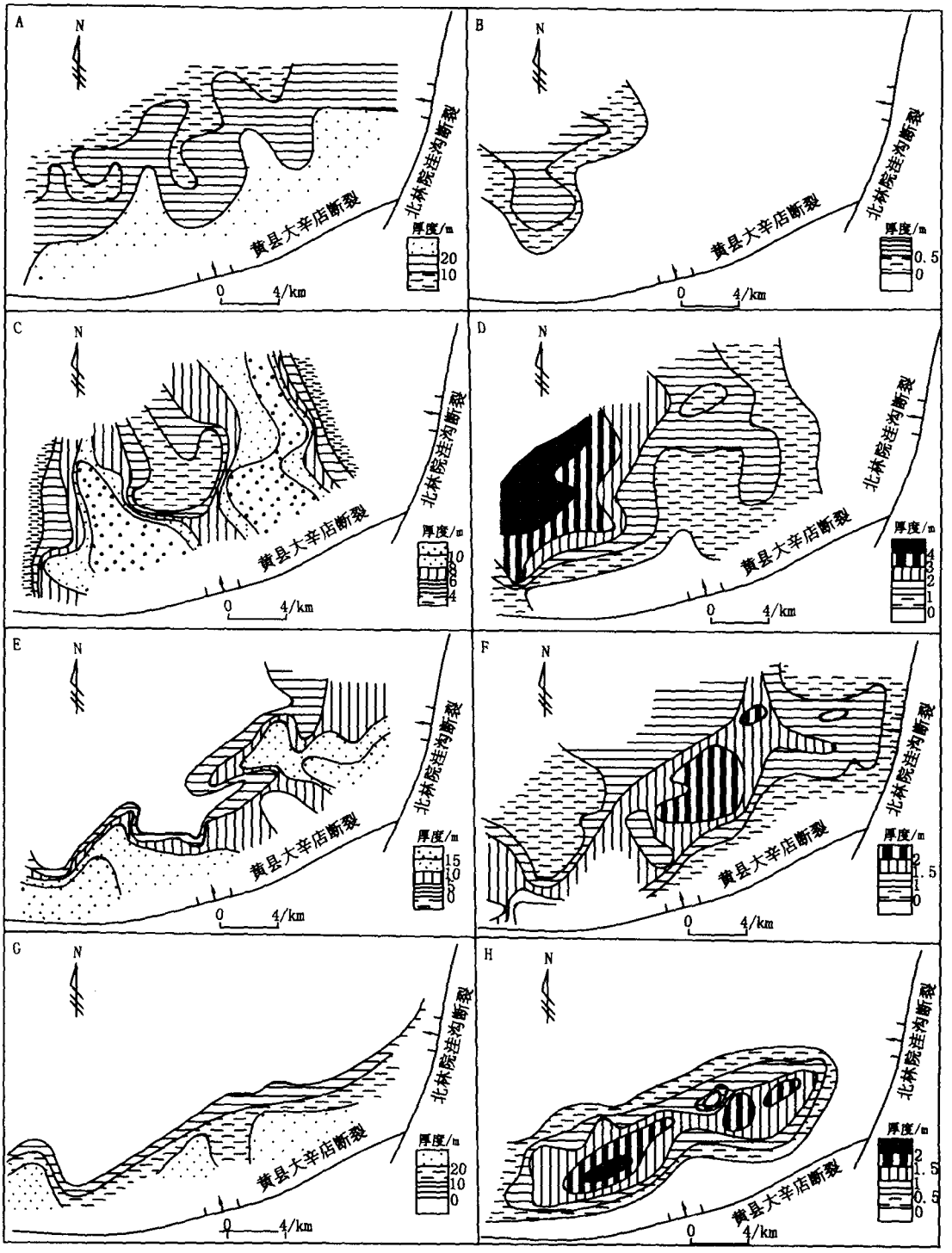


图 11-7　上部含煤段主要煤层底板砂岩厚度和煤层厚度图

A—煤 3 底板砂岩厚度；B—煤 3 厚度；C—煤 2 底板砂岩厚度；D—煤 2 厚度；E—煤 1 底板砂岩厚度；F—煤 1 厚度；G—煤上 2 底板砂岩厚度；H—煤上 2 厚度

由此可见，黄县断陷盆地聚煤作用受控于湖盆水域体制的变化，而盆地的低水位、水域扩张和盆地萎缩又受盆缘断裂构造活动的控制。在低水位-水进期，盆缘断裂活动处于比较稳定阶段，冲积扇退缩，辫状河、扇三角洲及湖泊沉积体系占据主导地位，注入盆地的碎屑物质变少，粒度变细，在滨湖地带覆水较浅部位相当大的范围内发生泥炭沼泽化，并形成有重要价值的煤层。

第十二章　南华北二叠系高分辨率层序地层

本章仅讨论南华北两淮煤田二叠系沉积特征、沉积序列、沉积体系及高分辨率地层划分。重点研究区为准北南部煤田和淮南煤田。

第一节　沉积体系及典型沉积序列

一、淮北煤田南部区

淮北煤田南部区是指宿北断层以南、板桥断层以北的含煤地层分布区。含煤地层为石炭、二叠系的太原组、山西组和上下石盒子组。本溪组厚度 2.8m 左右，主要为灰白色、紫红色铝质泥岩，富含铝和少量菱铁质鲕粒。太原组厚 130m 左右，为深灰色泥岩、粉砂岩、9～12 层石灰岩和薄层煤层的互层，夹少量砂岩，石灰岩总厚占太原组总厚的 53%，含煤 6 层，薄而不可采。灰岩中常见有孔虫、双壳类、介形虫、腕足类等，以泥晶生物碎屑灰岩、泥晶灰岩为主。山西组厚度 100 余米，主要由砂岩、砂泥岩互层、粉砂岩、泥岩和煤层组成，含煤 10 层，且多为煤组，含煤性较好，为本区主要含煤地层。下石盒子组平均厚 250m 左右，主要由砂岩、粉砂岩、泥岩、铝质泥岩及煤层组成，含 4、5、6、7、8 等 5 个煤层组，为本区主要含煤地层。上石盒子组厚 630 余米，由砂岩、粉砂岩、泥岩和煤层组成，自下而上砂岩中石英含量减少，泥岩、粉砂岩颜色逐渐变为杂色。总体上，向上紫色、绿色增加。

本区含煤地层总体沉积特征是（图 12-1）：

（1）太原组为陆表海海陆交替相沉积，含多层海相灰岩，煤层薄不可采；

（2）山西组以 10煤层顶为界可划分为两段，下段，主要为 10～11煤组，底部为深灰色、灰黑色泥岩或粉砂质泥岩，向上过渡为粉砂岩、砂岩，发育波状层理、透镜状层理、生物扰动构造，具底栖动物通道，含菱铁质和黄铁矿晶体；上段以碎屑岩为主，尤其砂岩增多，砂岩中含较多泥质包体（多为同生冲刷泥砾），中部发育一层长石石英杂砂岩，胶结疏松；

（3）上下石盒子组以所含煤层（组）的出现规律显示出清晰的旋回结构，形成以煤层组有规律交替出现为特点的沉积组合序列，向上部杂色泥岩增加，鲕状构造和铝质泥岩含量增加。因此，可以利用含煤层（组）发育的旋回性特点进行沉积序列和旋回划分和对比。

二、淮南煤田

淮南煤田处于（华北型）中朝地台石炭二叠纪聚煤盆地的东南缘。地层发育基本上与华北地区相同，地层区划属华北地层大区。石炭二叠纪含煤地层厚度约 1200m，假整合于中奥陶统古剥蚀面上，总体上为一由浅海相沉积、滨岸及三角洲过渡相沉积、上部为陆相沉积的沉积组合序列。地层层序完整，厚度稳定，太原组、山西组和上下石盒子组为一套含煤地层，其中主要含煤地层为山西组和上下石盒子组，共有七个含煤段（图 12-2左侧）。

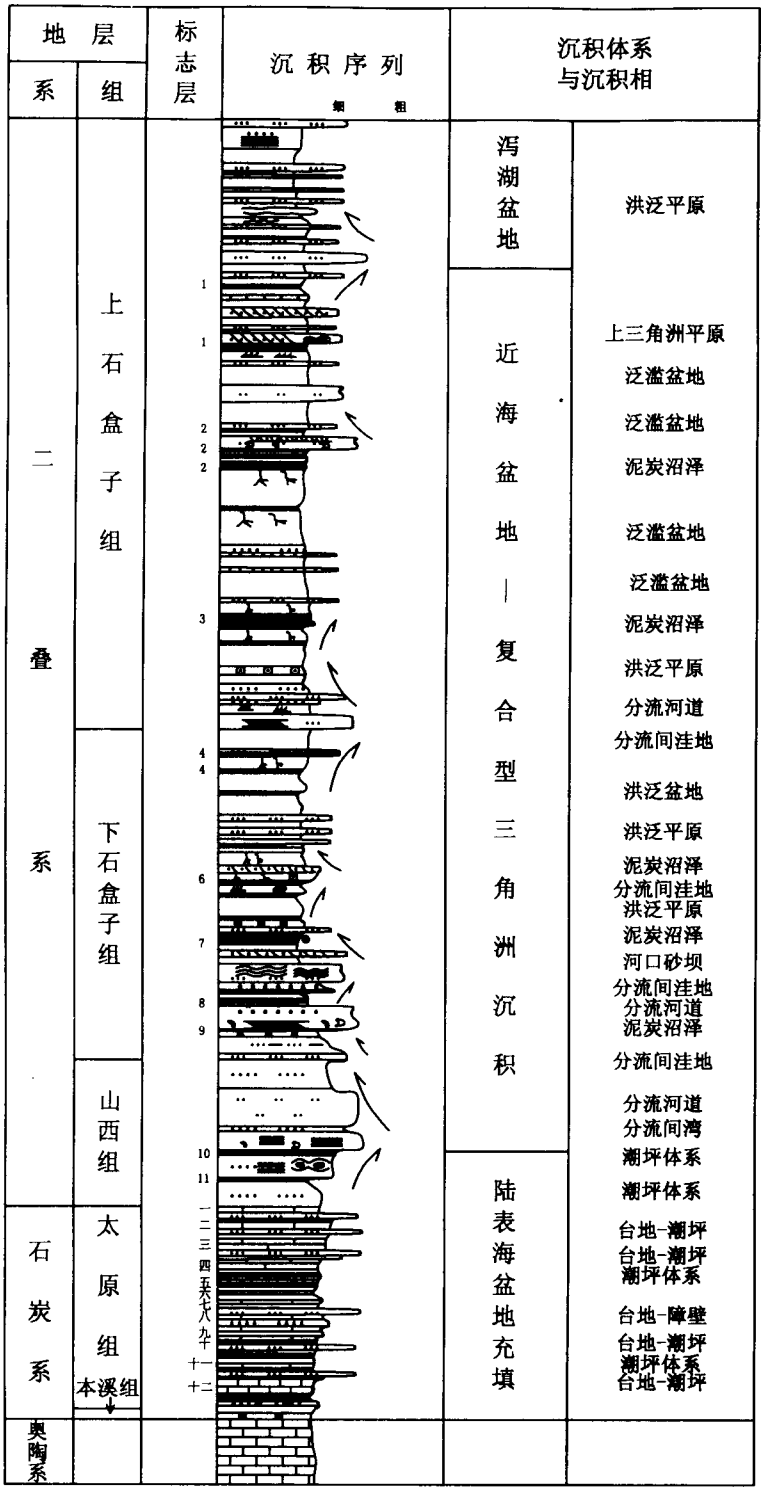


图 12-1　淮北南部煤田海孜井田石炭、二叠系沉积序列

山西组为一套黑色泥岩、灰黑色砂岩、砂泥岩互层和煤层组成的碎屑岩，主要煤层发育于下部，底部的砂泥互层中常具生物扰动构造和遗迹化石。下石盒子组主要由砂岩、粉砂岩、泥岩和铝土质泥岩及碳质泥岩、煤层组成；含煤 9～12 层，多数稳定或较稳定，含丰富的植物化石，以早期华夏植物群为特征。上石盒子组主要为砂岩、粉砂岩、泥岩和煤层组成，在中上部含有极薄的海绵骨针硅质岩或硅质泥岩，上部为一套不含煤的杂色泥岩。

就整个华北聚煤盆地而言，聚煤作用以晚石炭世本溪组开始，至太原组和山西组达到高潮，聚煤作用的总趋势是由北而南随时间推移而向南迁移，层位升高。淮南煤田处于华北大型聚煤盆地的东南缘，晚石炭世聚煤作用较弱，海相沉积为主。而淮南地区早二叠世和晚二叠世早期聚煤作用最强。

淮南煤田二叠系山西组、上下石盒子组主要以三角洲沉积为主，发育以下典型沉积组合。

（1）下三角洲平原沉积组合，以发育水下分流河道为特征。该组合的特点是粒序向上变细，底部具明显侵蚀。分流河道充填沉积主要为粗—中粗粒砂岩，具槽状或板状交错层理。上石盒子组沉积时，淮南地区仍然受到潮汐流作用的影响，海侵可能影响到相当大的范围。据王仁农（1983）、蓝昌益（1985）等人的研究，在上石盒子组第六含煤段发育 1～2 层硅质海绵岩和硅质泥岩，并含有大量海绵骨针，且有舌形贝（*Lingula*. sp)和瓣鳃类化石碎片，少量海绿石。其层位在黑色炭质泥岩和薄层煤附近。

（2）上三角洲平原组合，由多个向上变细序列组成，每一个序列底部常为厚层状浅灰—灰白色中—细粒岩屑长石石英砂岩，局部为含砾砂岩。该组合的主体为分流河道沉积，并常与决口沉积、分流间洼地沉积、沼泽沉积共生在一起。其特点是旋回厚度小、更叠快，上部旋回的分流河道砂体常直接覆于下部旋回的煤层之上，或冲蚀部分煤层。

（3）三角洲前缘沉积组合，主要在第四含煤段，其中河口坝沉积比较典型，主要为灰白色中粒长石石英砂岩，分选磨圆均较好，成分成熟度和结构成熟度均较高，钙质胶结。

（4）碎屑滨岸沉积组合，主要在山西组发育，其中海滩-障壁岛沉积、潮坪、潮道沉积最为特征。潮坪沉积组合也见于上石盒子组第 6 含煤段中。

三、沉积体系

1. 陆表海盆地沉积体系

有关两淮煤田含煤岩系沉积相、成煤环境分析等方面的研究开展较早，提出了不少研究成果。笔者认为，研究区本溪组、太原组和山西组下部（至 10 煤顶）为陆表海盆地充填沉积，具有海陆交替相沉积特点，与华北盆地北部区可对比，但以台地-潮坪沉积为主，海相沉积所占比例较高。主要沉积体系有：浅海台地-潮坪沉积体系、潮坪沉积体系、台地-障壁沉积体系。其中台地-障壁沉积体系在本区最具特点，在沉积序列上表现为海相灰岩与障壁砂坝交互出现的组合关系。由于海平面的频繁变化，海侵、海退沉积旋回结构比较清楚，因此，在陆表海充填序列中，至少可以识别出 12 个海侵-海退旋回，以煤层-海相灰岩、障壁砂坝-海相灰岩旋回结构最具代表性。由于海平面变化的频繁性和本区位于华北聚煤盆地南缘，距海洋盆地较近，又是当时海水进退的通道，因此，潮坪或障壁岛后泥炭沼泽的发育持续时间较短，因此煤层较薄，但具有等时对比意义。海相灰岩可以与邻区如豫南、鲁西南对比。

2. 复合三角洲沉积体系

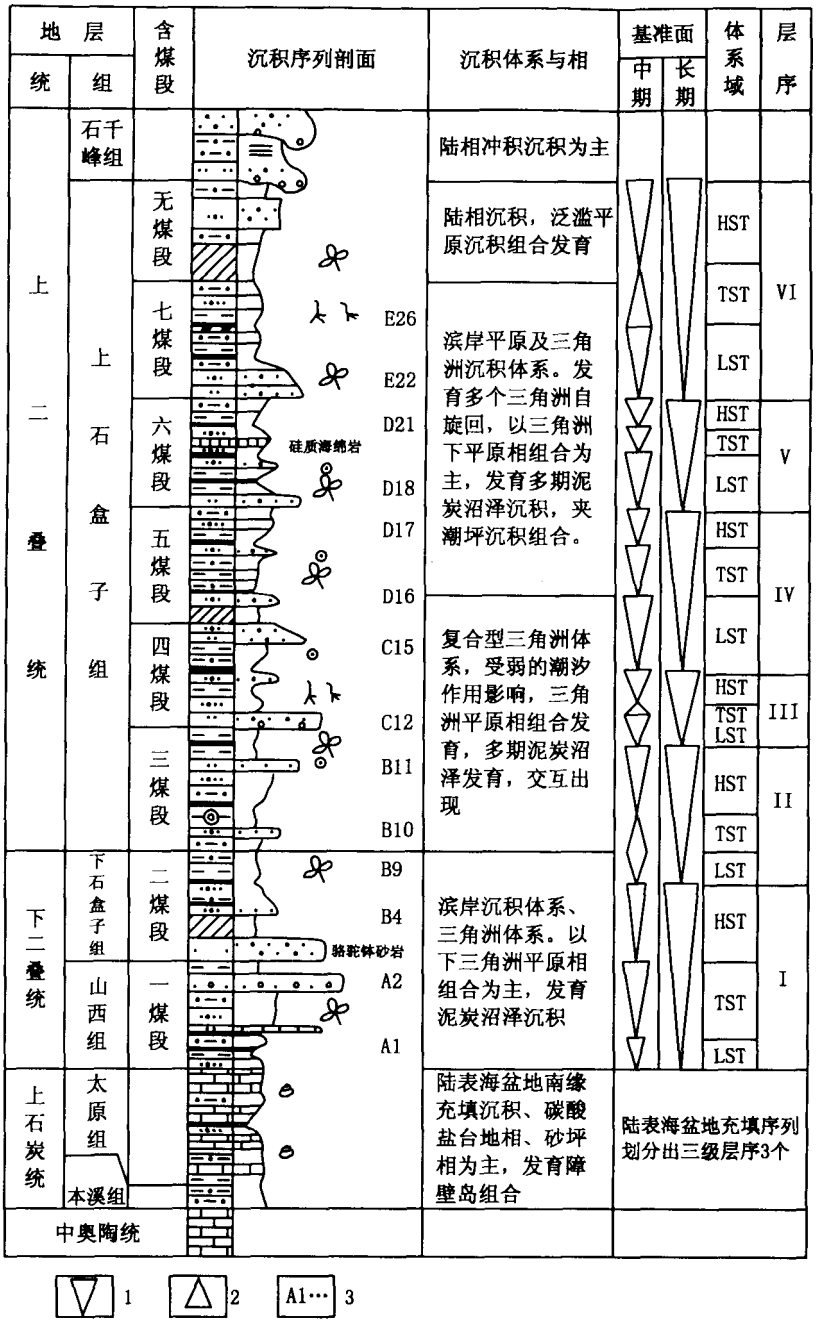


图 12-2　淮南煤田石炭-二叠系沉积体系及高分辨率层序划分

1—基准面下降；2—基准面上升；3—煤层编号；

LST—低水位体系域；TST—水进体系域；HST—高水位体系域

自山西组上段至上、下石盒子组为近海盆地沉积，以过渡相沉积为主体，陆表海盆地充填沉积已结束，海平面变化实际上已不是盆地沉积的直接控制因素。虽然整个华北盆地自山西组上段至上石盒子组，海相沉积已不发育，但两淮地区距海洋盆地较近，海平面升

降变化仍然深刻地影响着沉积体系的发育及其演化。可以认为自二叠纪山西期开始，两淮地区基本处于滨岸平原环境，三角洲沉积体系发育，有利于煤聚积。

研究区三角洲沉积体系主要发育三角洲平原相，三角洲前缘和前三角洲相不甚发育。主要沉积相有：分流河道、分流间洼地、泥炭沼泽、废弃分流河道、泛滥盆地或泛滥平原，以及河口坝沉积（较少见）等。分流河道在三角洲平原上广泛发育，构成树枝状、网状体系，构成一种复合的三角洲沉积体系。研究区最主要的沉积相为分流河道充填沉积和分流间洼地沉积。三角洲演化具有多阶段性，废弃阶段是煤聚积的重要时期，形成全区分布且具工业价值的煤层，如 3煤组、 8煤组和 10煤组。

分流河道充填沉积：以细粒砂岩为主，底部可见冲刷面，具有向上变细序列，在横剖面上呈透镜状，砂体宽度不大，说明分流河道侧向迁移不大，砂分散体系呈分枝状。河道砂体横向上与薄层分流间洼地砂泥互层，或越岸泛滥平原、泛滥盆地粉砂质及砂泥质沉积或沼泽沉积共生。

分流间洼地及沼泽沉积：分流间洼地沉积为本区的最重要的三角洲平原沉积类型之一，与分流河道沉积共同构成研究区三角洲沉积的骨架。分流间洼地沉积主要为粉砂岩和泥岩，含菱铁质鲕粒和植物碎片、碎屑。随着越岸流作用和决口作用的进行，分流间洼地不断地被充填，洼地进一步演化为沼泽及泥炭沼泽，其沉积物特征主要为：富含植物根茎或碳质的细粒沉积；进积期沉积形成的薄层不稳定、透镜状煤层；废弃三角洲体系在废弃期形成的稳定分布的煤层，最终形成可采煤层。区内三角洲沉积体系以进积型为主。总体上复合三角洲体系是进积型的，在三角洲体系演化过程中出现多次加积沉积过程，即构造上相对稳定、水域体制相对一致的条件下，三角洲平原上分流河道以充填沉积为主，进积作用微弱，因此分流河道不断废弃。分流河道透镜砂体呈现上平下凸特征，上覆沼泽及泥炭沼泽沉积。

第二节　　基准面旋回的识别

基准面旋回的识别主要以淮南煤田二叠系上下石盒子组为例，分别鉴别了短期、中期基准面旋回，在此基础上分析了长期基准面旋回。

一、基准面旋回的识别标志

基准面旋回的识别标志主要依据岩心和测井曲线所反映出来的地层旋回性特点和突变界面的分布。笔者认为以下几个方面可以作为基准面旋回识别的标志：

（1）沉积序列中的海相沉积，其底界面往往是海泛面，代表相对海平面上升时的海进面 。

（2）滨岸过渡沉积中的泥炭沼泽沉积（煤层），代表了水体变浅、甚至退出的标志，在一定意义上讲，煤层的顶界面代表一种沉积间断，是基准面下降的标志。

(3)岩心剖面中的冲刷现象及其上覆的滞留沉积物，可能是指示基准面变化的标志，或者代表基准面下降后的侵蚀作用，或者代表基准面上升时的水进冲刷面。

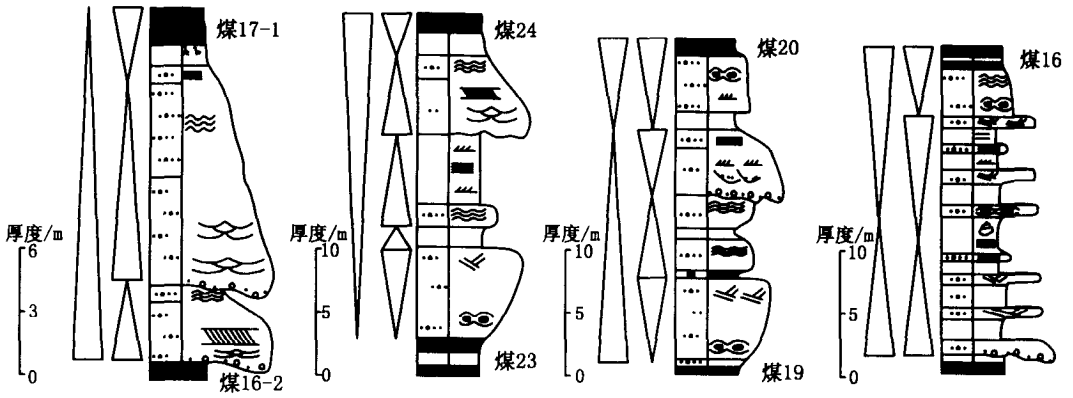
（4）相序的有规律变化是识别基准面旋回的重要依据。如岩心相序柱状上表现为沉积相朝盆地方向迁移，或向陆源方向迁移，都是识别基准面旋回变化的证据。

（5）相组合在岩心剖面上的转换，代表了沉积体制（如水体、深度、盆地沉积特点、水

动力条件等）的转变，是基准面旋回变化的标志，如向上变浅的相序或相组合，与变深的相序或相组合的转换，即为基准面旋回的分隔界面。因此相序研究、相组合关系研究是基准面识别的重要基础。

二、短期基准面旋回

钻孔岩心的高分辨率特征是短期地层基准面旋回识别的重要基础资料，与测井资料结合，可鉴别不同规模的地层旋回。根据对研究区的岩心和测井资料分析，以及沉积相和相组合关系等，在研究层段可识别出下列短期地层基准面旋回类型（图 12-3）。



A. 潘集四$_{15}$　　B. 张集25$_4$　　C. 潘集五$_2$　　D. 顾桥十六$_{19}$

图 12-3　短期基准面旋回类型及其沉积响应

1. 三角洲平原非对称旋回

自下而上为：冲刷面（或砂泥突变接触面）→灰白色中—细粒砂岩（局部底部见有中—粗砂岩，具大型直线型、槽状交错层理，分流河道相）→灰色粉砂岩（含植物碎片，发育波状及水平层理，分流间洼地沉积）→灰黑色粉砂质泥岩或泥岩（沼泽相）→煤层（泥炭沼泽相），代表一种基准面上升，可容空间向上增大时的沉积组合。单层砂体向上变细，底部具有冲刷面或沉积间断面，向上变为沼泽及泥炭沼泽沉积。表明 A/S 比值向上增大（图 12-3A）。此类型旋回在二叠系中下部最为发育。

2. 三角洲前缘非对称旋回

自下而上为：深灰色粉细砂岩互层（具脉状或透镜状层理，三角洲前缘相）→灰白色—灰绿色长石石英砂岩（河口砂坝）→深灰—灰色粉砂岩或粉砂质泥岩（分流间湾沉积）→泥岩及煤层（沼泽和泥炭沼泽沉积）。代表一种基准面下降，可容空间向上减小时的沉积组合。单层砂层有向上厚度变大、粒度变粗的趋势。表明由于沉积物补给速度的增加导致 A/S 比值逐渐减小（图 12-3B）。此类旋回多见于二叠系中下部。

3. 潮汐三角洲对称旋回

自下而上为：灰黑色粉砂岩（波状层理，泻湖相）→灰—灰白色中细粒石英砂岩（具双向交错层理，有时底部具冲刷面，潮道相）→灰—灰黑色粉砂岩或砂泥岩互层（波状或水平层理，混合坪相）→灰黑色泥岩（泥坪相）→煤层（泥炭沼泽相）。砂岩成分成熟度和结构成熟度均较高，粒度向上变细，见有海绿石等海相自生矿物。其上的细碎屑岩中见有舌形贝(*Lingula*)。代表沉积物补给速度由减小到增大，A/S 比值向上增大又减小的较完整

对称型旋回（图 12-3C）。旋回的转换面（基准面由下降到上升的转换点）位于潮道沉积向泻湖沉积的转换处。此类型的旋回见于上石盒子组第六含煤段。

4. 泻湖沉积对称旋回

自下而上为：灰一灰白色中细粒石英砂岩（障壁岛相）→灰一灰黑色粉砂岩、泥岩互层（混合坪相）→灰黑色泥岩（泥坪相） →灰—灰黑色粉砂岩、泥岩互层（混合坪相）→泥岩、炭质泥岩或煤层（沼泽及泥炭沼泽相）。代表了基准面由下降转为上升一个完整的旋回（图 12-3D）。此类旋回多见于上石盒子组第五、六含煤段。

短期基准面上升或下降导致的水侵标志或沉积体系废弃（沼泽化）标志是短期基准面旋回界面识别的主要依据。经对比分析，淮南煤田二叠系含煤地层中可识别出 50个短期基准面旋回（图 12-4）。以非对称型旋回为主。

三、中期基准面旋回

在对短期基准面旋回叠加样式分析的基础上，确定了中期基准面旋回。根据短期基准面旋回的岩相组合特征与测井响应，识别出三类中期基准面旋回（图 12-5）。

1. 弱退积-加积型

在垂向上表现为以加积叠加样式为主，总体表现为退积样式。岩性表现为旋回下部砂岩厚度大，层数多，粒度粗，向上变薄，粒度变细；泥质含量向上增加。岩相类型较为简单，以三角洲与泻湖潮坪沉积体系交替，最终以后者占主导地位为特征。此类基准面旋回代表可容空间与沉积物供给通量比值（A/S）略小于 1，但总体向上增大（图 12-5A）。

2. 弱进积-加积型

在垂向上表现为由以加积叠加样式为主，总体表现为进积样式。岩性表现为旋回下部单层砂岩厚度向上增厚，粒度变粗，泥质含量减少，泥岩厚度逐渐减薄或出现大面积泥炭沼泽化。岩相类型较为复杂，出现多个三角洲及潮坪、泻湖、潮汐三角洲沉积组合的交替。该类型旋回的形成与水平面脉动式下降有关。沉积物供给通量与水平面变化导致 A/S 比值总体向上减小（图 12-5B）。

3. 进积型

垂向上总体表现为进积样式。岩性表现为单层砂岩厚度向上增厚，粒度变粗，泥质含量则向上明显减少。岩相类型由泻湖、潮汐三角洲等向三角洲前缘、三角洲平原转化，为海陆交替型含煤地层沉积晚期海水逐渐退出聚煤盆地转变为陆相沉积形成的非对称型旋回类型（图 12-5C）。

在研究层段可以确定出 15 个中期旋回（见图 12-4）。其分界或转化面分别反映出一种由于基准面旋回的变化导致水域体制发生转换的界面，主要的聚煤作用基本上发生于中期旋回的顶部。一个中期旋回包含 2～9 个短期旋回，因此，中期基准面旋回在时空上的规模和持续时间是各不相同的，而且以具有不对称性特点的下降旋回为主，对称性旋回少见。

四、长期基准面旋回

在中短期基准面旋回识别与对比分析的基础上，确定了长期基准面旋回，二叠系共划分出 6 个长期旋回。每个长期旋回中有 2～3 个中期旋回组成。长期旋回反映了基准面变化的高一级周期，如淮南煤田二叠系由于盆地构造活动的逐步加剧和演化的阶段性，盆地水域体制发生阶段性变化，三角洲体系在发育、高速建设至废弃，到再度发育、发展到废弃，是与盆地基准面长周期变化导致的 A/S 比值发生根本性变化密切相关的。长期基准面变化

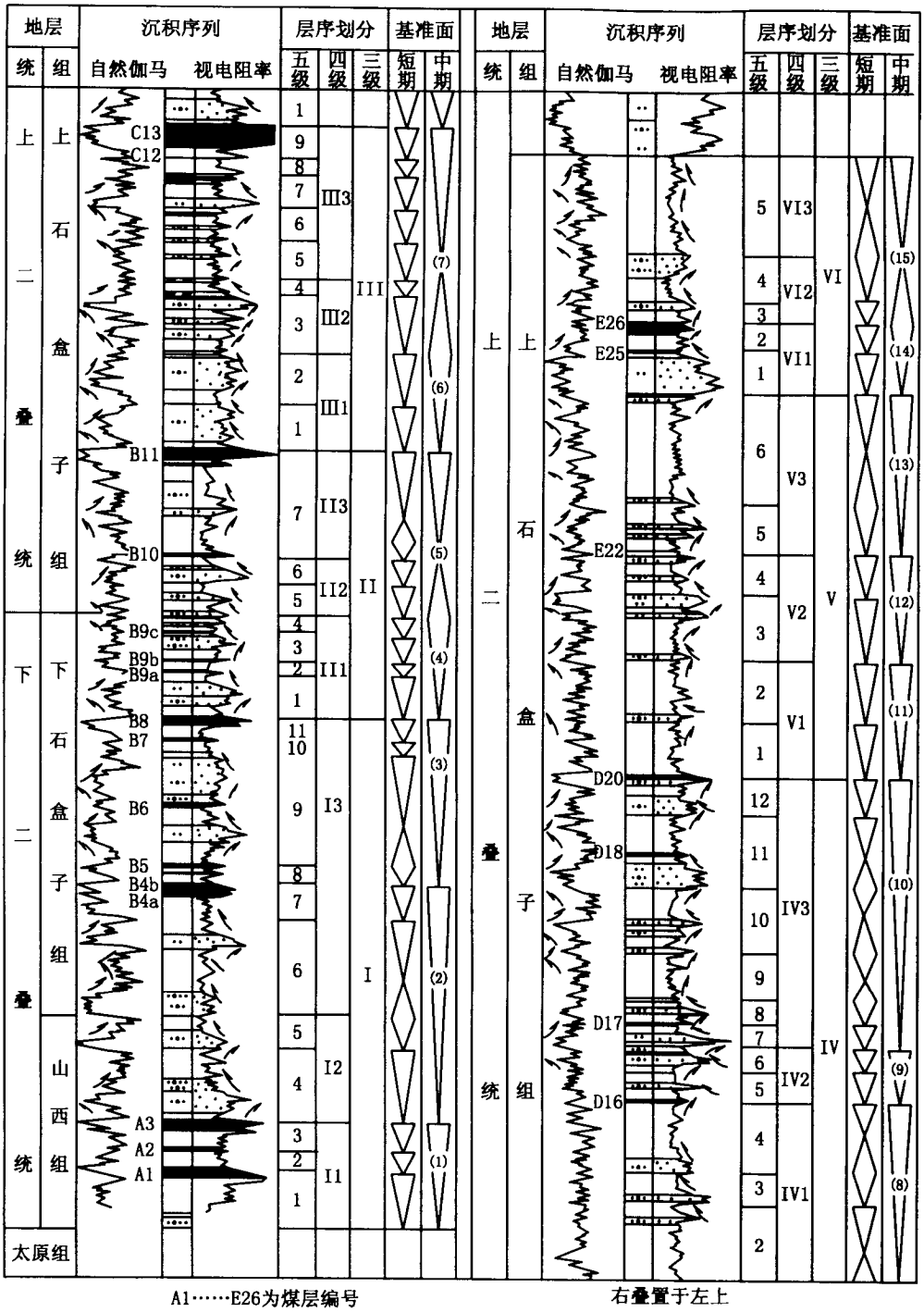


图 12-4 淮南煤田二叠系高分辨率层序划分与基准面旋回特征

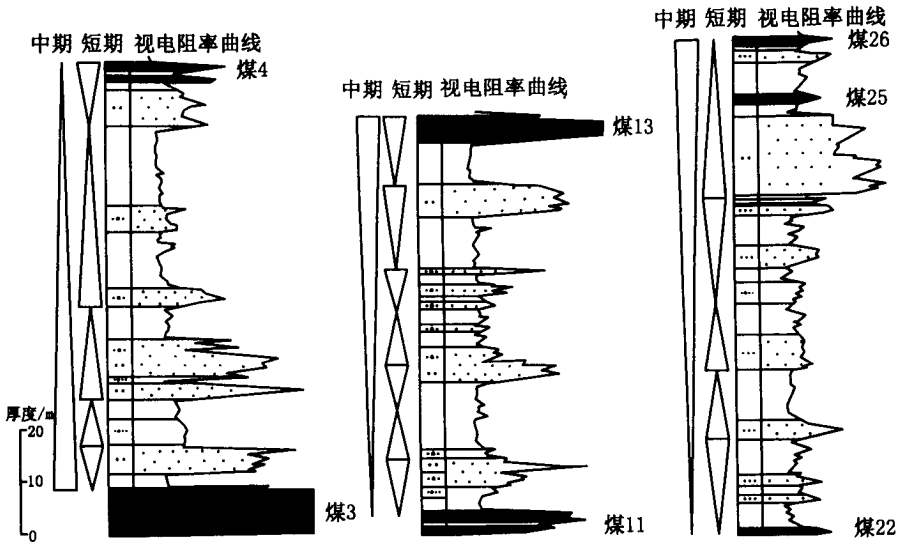


图 12-5　中期基准面旋回类型及其沉积响应

是与盆地聚煤作用阶段相互吻合的，因为较强的聚煤作用总是在盆地演化中的某一阶段发生。总体上看基准面以下降为主，盆地聚煤作用逐渐减弱，直至消失。因此，在上石盒子组上部出现了干燥气候条件下的杂色沉积。

第三节　　高分辨率层序划分

一、三级层序

晚石炭世末，华北基本结束了陆表海盆地沉积，而转入大型陆相坳陷盆地沉积阶段。陆相盆地的层序地层分析，尤其是高分辨率层序地层划分，基准面旋回的识别与划分是重要的基础。

在对淮南煤田二叠系进行基准面升降旋回级次分析基础上，进行了高分辨率层序划分，首先划分了三级层序。三级层序界面是整个盆地水域体制发生转变的界面，也是沉积体系或体系域发生转换的界面。可以看出，长期基准面旋回是控制体系域演化的根本因素，因此一个长期基准面旋回形成了一个三级层序（见图 12-2和图 12-4）。也就是说，三级层序界面是体系域最终的废弃面，其上有新的体系域产生和发展。这一分析结果与构造-地层旋回分析的结果是一致的。

早二叠世山西期开始，海水基本上从华北聚煤盆地退出，只有南华北局部区时而受到海水侵入的影响。但盆地性质已发生根本性变化，即由原来的陆表海盆地转变为陆相盆地，南华北区（如两淮地区）仍保持着近海过渡型盆地的特色，具有边缘海盆地的某些特点（但不能归为边缘海盆地）。笔者经对比分析，将淮南煤田二叠系划分出 6 个三级层序，其内部具有三分性特点，即下部（低水位）、中部（水进）和上部（高水位）三个部分。低水位体系域多以粗碎屑沉积为主，如河流下切谷充填、冲积扇体等，但往往在盆地的湿润低洼区也有聚煤作用发生。水进体系域多以细粒及泥质沉积为主，反映一种向上水体加深的

沉积序列，砂多以薄层或互层为特点。高水位体系域多以进积序列组成，有工业价值的煤层多发育于高水位体系域（上部或顶部）。这说明体系域演化后期直至废弃阶段，盆地大范围沼泽化，水流体系由活动到减弱，乃至消亡。

二、高分辨率层序

笔者认为，四级层序以下（包括四级层序）可以称为高分辨率层序，这与 Mitchum (1991) 等人定义的高频层序基本相当。一个三级层序由三个四级层序组成，很有规律。可以看出，每个四级层序相当于体系域，即低水位、水进和高水位体系域，大致与中期基准面旋回相对应，但一个对称中期旋回与水进和高水位体系对应。五级层序相当于小层序 (Parasequence)，是与短期基准面旋回相对应的。淮南煤田二叠系可识别 50 个五级层序，这在岩心、测井曲线上可清楚的识别出来。在识别短期基准面旋回和划分层序时，充分利用了测井曲线所提供的信息，如视电阻率曲线和自然伽玛曲线，能比较好的反映出沉积序列变化的整体特征（如向上变细或向上变粗序列）和界面位置，如曲线的突变界面多为五级层序划分的重要参考依据。可以看出，四级、五级层序是三级层序的基本单元，其分界面主要依赖于区域水进事件和沉积作用方式的研究，以及沉积体系演化阶段中事件沉积分析，如盆地大面积泥炭沼泽化、水退后盆地基底大范围暴露事件（古土壤化事件）等。在三角洲朵体推进中的前三角洲泥被压实，可能使得水体深度相对增加，导致水进从而形成五级层序界面。水进和水退事件的分析结果主要用于低级别层序的划分与对比，这与短期基准面旋回的分析实质上是一致的。

三、结论与认识

(1) 基准面变化分析是进行高分辨率层序划分的基本技术与手段，四级与五级层序划分与对比主要依据短期基准面旋回的研究。通过对淮南二叠系基准面旋回识别和高分辨率层序划分，可以认为进行精细的岩心相序、沉积体系分析，测井相序和沉积序列分析仍然是基础手段。任何时候都应将基础分析与新思路、新方法有机结合起来。

(2) Vail、Wagoner 等人倡导的层序地层分析理论对于非海相地层的层序划分与对比仍具有很好的指导作用，但对于更低级别的层序划分，应用 Cross 等人提出的基准面旋回分析方法，效果更佳，二者应有机地结合起来。笔者认为，对于非海相地层来说，高级别层序划分仍然要汲取沉积层序的分析方法，低级别层序划分则应重视基准面旋回的识别与分析。两种方法可以互补、互容。

(3) 淮南煤田二叠系三级层序具有三分性特点，即低水位、水进和高水位体系域，这与其下部地层（陆表海盆地充填沉积）的层序构成（为两层结构）有着本质区别。

(4) 高分辨率层序划分为高精度的岩相古地理分析和煤聚积规律分析提供了依据和概念格架，如在五级层序基础上进行成煤环境分析、单个砂体研究及储集目标预测研究提供了科学依据。如淮南煤田二叠系五级层序几乎都有煤层发育，但其发育程度不同。在每个四级层序上部的五级层序，煤层发育稳定，具有工业开采价值。这样在进行资源评价与预测时，就比较有把握和科学性。

(5) 五级层序的划分是在短期基准面旋回识别基础上进行的，因而短期基准面旋回分析是高分辨率层序地层研究的基础，工作要做到扎实、可靠。但短期旋回和五级层序对比的难度是相当大的，不像三级层序和更高级层序（如构造层序）对比那样容易。

(6) 基准面旋回一般由上升、下降两部分组成，无论是中、长期基准面旋回还是短期

基准面旋回都是如此。而层序内部结构则具有多样性特点，三分性还是二分性要据盆地充填特征、层序界面发育及层序格架特点而定。因此，层序单元与基准面旋回的对应关系不能简单套搬。尽管我们对华南区二叠系基准面旋回划分与高分辨率层序的研究表明二者具有较好的响应关系，但不一定适用于其他地区或盆地的层序地层研究。

第十三章　海侵过程成煤和陆表海盆地海侵事件成煤特点

第一节　　海侵过程成煤概述

一、层序地层环境对成煤的影响

海进和海退是海陆交替型煤层形成的两个控制机制，所以可由此推测许多煤层构成的变化。在论述一个大型沉积盆地的充填作用时，沉积基准面（其下的沉积物可保存）可假定在海面附近，或者，更准确地说是正常天气下的浪基面。在特殊的成煤环境下，沉积基准面可看作与地下水面一致。由于海陆交替环境在水文上是与海平面相连的，因此在大部分滨海平原上，地下水面位置与海平面位置差别不大。再向陆一些，地下水面随平均地面坡度角上升。在许多泥炭形成环境，地表起伏决定了成年河的最优剖面，这种最优剖面是侵蚀与加积达到平衡时建立起来的。如图 13-1 所示，最优河流剖面与海平面以相切的形式联结，向源头方向升起。海平面上升，如从 T_0 上升到 T_{1A}，不仅在已被淹没的原先的滨海平原上产生沉积物聚集的更多空间，而且沉积基准面上升使河流较平坦的部分减少而缩短了河流剖面。由于产生侵蚀，而河流向陆方向发展，以达到新的平衡。相反，如果海面由 T_0 下降到 T_{1B}，较低的滨海平原会遭受侵蚀，河道侵蚀会导致上流出现冲积沉积。

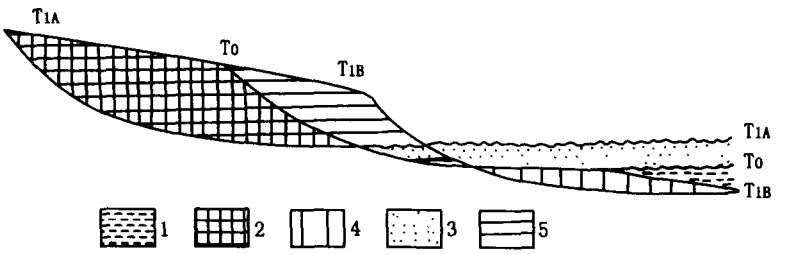


图 13-1　海平面升降条件下最优河流剖面（垂向放大）的侧向迁移示意图

（据 Diessel，1991）

1—T_0 沉积；2—T_0-T_{1A}侵蚀；3—T_0-T_{1A}沉积；4—T_0-T_{1B}侵蚀；5—T_0-T_{1B}沉积

由于对地下水具有重要的控制作用，而且相对海平面变化影响到河流坡降。因此，海水动态和煤系之间的联系远远多于泥炭和海水的实际接触。在低位泥炭沼泽形成的煤层中，原基准面位置表现为岩性界面，而且，许多地层面在含煤层沉积中与原基准面位置一致。通过使用基准面的概念，Sloss（1962）将碎屑岩性体的形态定义为下列参数的函数。

Q——单位时间内进入沉积场所的碎屑物的数量。

R——接受值，用沉降速率或单位时间内沉积基准面以下所增加的空间来表示（相当于Vail（1987)所指的‘容纳空间”)。

M——供给沉积场所的沉积物，其结构和成分。

D——散失系数，用于表示沉积物（沉积基准面以下不能容纳的那个部分）从沉积场所运走的速率。

在早期将以上理论用于各种海进-海退模式时，Sloss 认为 M 是一个常数，因为统计资料表明，在长时间内供给大型盆地的沉积物的结构和组成变化不大。然而，在研究包含无机物向有机物转化或有机物向无机物转化的含煤建造时，煤层及其层间沉积岩层应当分别考虑。鉴于煤层之间沉积岩的特征，物质系数可作为 Q 的下标出现，因此，就产生了 $Q_{碎屑岩}$ 和 $Q_{泥炭}$ 的区别。假定气候及其他影响植物源的因素对植物生长非常有利，那么泥炭堆积的开始和结束很大程度上取决于接受值（R）及供给或搬出（D）沉积盆地的碎屑物的数量（$Q_{碎屑岩}$)。在泥炭堆积期间，假定潜水面上升速率与植物碎屑堆积速率相近，使泥炭形成具备必要的空间（R）而不致于被氧化（也是 D 的一种形式）或淹没停止，如图 13-2 所示。在海进-海退条件下，海面的上升、下降或静止都会导致泥炭堆积。其机制如图 13-3 所示，这里，假定海面上升时，岛后泻湖和泥炭田向滨海平原方向发展。风暴引起的近滨侵蚀及泻湖内冲溢扇的形成使其向陆方向迁移（T_1)，薄层远滨沉积之上不断进行再沉积的障壁沙滩也跟着迁移。即使是在中等载荷条件下，泥炭的压缩量也很大，从而使海面上升作用更强。在侵蚀面之上为沉积砾质滞留物。这一过程的产物就是形成具有明显海相特征的薄层但分布极广的煤层。

在泥炭堆积之前（图 13-2A）首先沉积陆源物质，通常表现为冲积扇或溢流沉积，且一般位于浪基面以上，因此容易进一步发生散失。虽然这时可发育一些乔木或其他植物，也可形成根土岩。但由于地下水面较低，植物遗体碎屑因氧化或侵蚀作用而不能保存。所以不能形成泥炭（$Q_{泥炭}-D=0$)。海面的持续上升使滨海湿地向陆发展，可形成图 13-2B 所示的泥炭形成条件。只要植物生长速率与海面上升速率一致，泥炭就可持续形成。但是，随着更进一步海侵，沉积盆地增大的接受值（R）和物质供应量（$Q_{泥炭或碎屑}$）之差造成的沉积空间的增大不能被植物的堆积所充填。如图 13-2C 所示，在图示中心区域，泥炭由于覆水过深而停止发育。图 13-2 中心区域的实际宽度取决于这一地带的坡度角。山麓环境及相对坡度角较陡的滨海平原可形成较窄的强烈穿时的煤层聚集带，而在广阔平坦的地带（如三角洲平原，据 Jankowski，1991），穿时现象十分微弱，致使大面积内形成的煤层似乎是同时的。海进型煤系的特征具有陆源沉积，煤层底板发育根土岩，顶板为湖泊或泻湖沉积，后者可被海相沉积所覆盖或被侵蚀取代。

海退条件下形成的煤系要求盆地沉积不能停止，而且要在整个泥炭生成范围内继续发生沉降，甚至向盆地方向沉降更大。这种情况将导致滨海洼地的形成，在滨海低地带中，接受值（R）与植物（$Q_{泥炭}$ 聚积速率保持平衡，来自陆地的碎屑绕过较高的泥炭地或以河流形式穿过泥炭地，沉积于海岸地带，以便为进积三角洲前缘或障壁体系后部的泥炭向盆地方向迁移准备出新的泥炭聚积地（图 13-3T_2）。除了偶尔发生的洪水导致煤中灰分含量增高或在煤中产生页岩及其他陆源碎屑夹层外，泥炭聚积作用在整个海退期将持续进行，直到冲积相开始发育致使活动碎屑体系能级增加而中止。

图 13-2 中 D 和 E 概括了海退前、海退过程中及海退后的煤系形成条件，其情况与先前

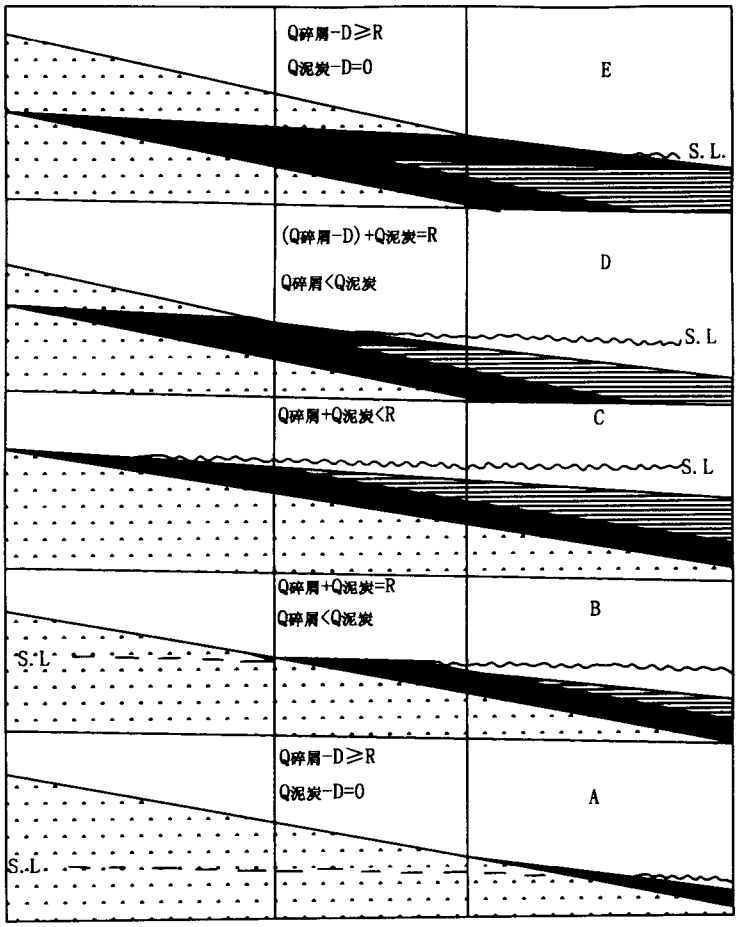


图 13-2　海侵、海退条件下煤层形成的不同阶段示意图

（据 Diessel，1991）

的海进相反。其结果是导致煤层分叉。在海退型泥炭加积开始之前（图 13-2C），图中的中心参数区是被水覆盖的。此阶段的有机质沉积微不足道，而碎屑沉积则形成于河口湾、三角洲前缘及岛后滨海环境。当海岸线前进时，泥炭开始在分流间湾的泥沼地中聚积（图 13-2D）。当盆地继续缓慢沉降且由于压实作用而使沉降速度加快时，植物碎屑供给速度及其风化减少之间达到平衡，直到陆生沉积物前缘将泥炭埋掉为止，这种情况如图 13-2E 所示，这时，又回到了图 13-2A 所示的循环开始时的条件（又见图 13-3T_2）。

二、具有海相顶板的海侵煤层的性质

图 13-2C 所示的模式表明了海侵煤层两个环境的重要区别，在图中的中心参考区，海侵表现为淹没煤层的顶板，而海水没有到达位于图左侧远处的泥炭，虽然这些泥炭也形成于海侵期间，也经历了由海面上升使地下水面也上升，引起了该地由干燥向潮湿条件逐渐转化。这说明有些煤层或其向陆的延伸部分虽形成于海进过程中但实际却没有接触海水。因此，从理论上说，可区别出有海相顶板和无海相顶板的海侵煤层。

这里对具有海相顶板的海侵煤层和无海相顶板的海侵煤层要分别论述。但应当清楚，沼

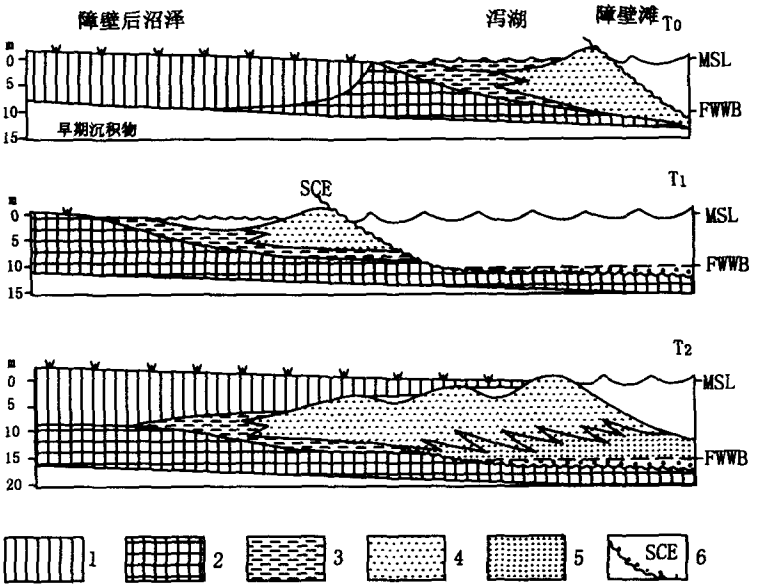


图 13-3 Sydney 盆地 Wynn 煤层及相关地层形成的理想模式

(据 Diessel，1991)

1—泥炭；2—压实泥炭；3—泻湖泥；4—障壁沙；5—滨面粉＋粉砂；6—有冲刷表面和滞留沉积的风暴流侵蚀；MSL—平均海平面；FWWB—晴朗天气浪基面

泽环境经常通过过渡性的泻湖、海湾、河口湾等与海相连。

海水侵入淹没滨海泥炭田不仅反映在煤层之上的沉积物中，而且也表现在煤层本身。常见的情况为煤层剖面的上部黄铁矿硫含量增加等现象，据此可区别煤层是否受到海水影响。含煤层序中受海水影响的煤层数目取决于地层柱状中所记录的海侵频率及持续时间。

下面要讨论被认为是形成于海进过程中且最终被海相沉积物所覆盖的煤层。假定泥炭聚积是与海侵过程中沉积作用向陆迁移相对应，比如泥炭作为海进体系域（TST)中的一部分。因而煤层形成与海侵之间的成因联系应当在煤层性质中反映出来。

1. 化学特征

煤化学方法是将碳和氢元素的百分含量绘在 Seyler 图上。Seyler 图是一个将化学元素（如 C、O、H）和能量（如挥发分、单位能、坩锅膨胀指数）相结合的一种 X－Y 标绘的二元图。如图 13-4所示，一条曲线带由图表右边水平地向中心伸出，而后向下急速地伸向 0% 的 H 和 100%的 C。由于大量的分析表明多数煤的参数可在这个界限内绘出，所以这个带称作正常带或亮煤带。由于一些煤中所含的氢比这个煤级（表现为 C）的正常含量要高，所以绘在这个带之上的煤属于高氢区。低于正常氢含量的煤属低氢区，他们绘在较低的位置。

受海相层影响的另一个化学特征是高的硫含量和低的硫同位素比。煤及其附近的沉积物显示了硫同位素比和沉积环境之间的联系，这和现代泥炭很相近。

大多数研究者认为具海相层顶板的煤中硫的分布是受海水影响且煤层中的高硫量始自泥炭期。煤中硫含量与煤层顶板以及最靠近煤的上覆海相层底部间距之间具有密切的相互关系。

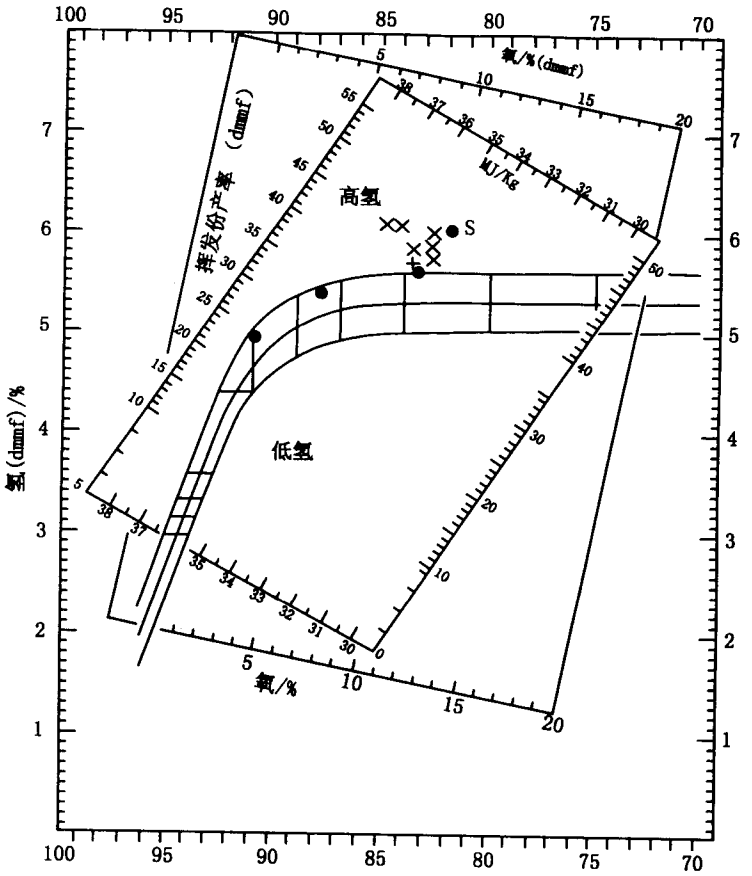


图 13-4　两种受海水影响的煤层的 Seyley 图解

（据 Diessel，1991）

2. 矿物学特征

海水中所含的硫由于细菌弱化作用而生成 H_2S，或者同有机物反应生成有机硫或与二价铁反应生成同生的硫化铁沉淀而直接生成黄铁矿，或作为一些 FeS_2 变体，这种物质不稳定而转变成黄铁矿。许多研究者已经认识到受海水影响的煤层的一个显著特征是高黄铁矿，这也在现代泥炭沉积中观察到。

据 Cohen 等的研究，由淡水到海相的分级表明：在半咸水泥炭中竟然黄铁矿含量最高，海相层中居中而在淡水泥炭中最低。这也证明了当淡水泥炭被高硫泥炭覆盖时黄铁矿含量高，而当其在淡水泥炭底部时则不具任何影响。在海进过程中由于加积或洪水使得泥炭浸泡在海水中，在煤中或是独有或是集中的矿物为白云石、方解石和磷灰石。

粘土云母经历过海相环境是人所共知的，粘土云母组成页岩中细粒的基质，而相对含量低的高岭石则作为大的晶体集合体出现，或是沉积前就部分地或完全地高岭石化的岩屑硅酸盐的转换产物。

3. 煤岩学特征

具有海相顶板煤层的煤岩学实体并非与其它煤层不同，但煤岩组分的富集程度不同，尤其是在煤层剖面的上部，其煤岩结构中暗色煤岩类型较为丰富。地下水位的上升可由亚原

地和异地的碎屑惰性体以及偶含腐泥煤的增长表现出来，而植物组织被破坏的程度通常与受海水影响的泥炭的 pH值的增高有关，因为这种泥炭比淡水泥炭更适合细菌的活动。受海水影响的煤层，其组织保存程度非常低就是证据。结果导致碎屑镜质组含量增长，而镜质组的含量减少。

在接近中性的条件下，由于细菌破坏而导致生物密度减少，其结果是以碎屑镜质体作为基质的壳质组显微组分相对富集。在三角洲平原和受海水影响的煤层中，孢子体和角质体含量一般要高。

具海相顶板的海侵煤层中高荧光强度和低反射强度在煤层剖面中并不是均匀分布的，而是集中在受海水影响最近的地方，如在煤层剖面上的部。如图 13-5 所示，在两个煤层中的所有性质显示了明显的海侵特征。在 Pelton 煤层，被海相沉积物直接覆盖，向上镜质组反射率减小（A），镜质体荧光性增强（B)、(C) 特别显著。这些变化表明厌氧细菌的活动能力向上增强。别的特征包括一般较高的黄铁矿 (G) 和镜质组含量向上增加（E），后者也是海侵成煤的一个特征。黄铁矿主要以小的同生结石存在，大部分结石保存于碎屑镜质体的基质中。而在接近黄铁矿时显示高的荧光性。

虽然许多受海水影响的煤层表现出壳质组含量增加，但由于化学侵蚀作用，也有的表现为壳质组含量降低。这是因为泥炭水的 PH 值上升到超过中值时所致，如在与碱性海水中有较长的接触时间。但是随着碱度的增加其保存情况迅速地恶化。

三、成煤环境的层序地层解释

以往的研究中，没有较多地考虑煤层组成与推断的层序地层型式之间的关系。但是，将煤层放在层序地层模式中，考虑其附近沉积物的性质和成因、煤层组成和及其特征（包括光学性质），以及煤层是侧向同生的还是穿时的等都是重要的。如果这些问题解决不好，不仅失去了重要信息资源，而且会导致严重的解释错误。

图 13-6 给出了煤层在层序地层配置中的位置。模式中的重叠顺序是假设的，但也是可以实现的。层序地层模式指出低水位体系域为主要成煤环境（Van Wagoner，1990），但这里放在海侵体系域和高水位体系域，也并不排除煤层形成于低水位体系域或陆架边缘体系域的可能。据 Ryer (1984) 的研究，美国 Utah 上白垩统煤层组中最厚及分布最广的煤层，在三级旋回（相当于层序）海侵和回归的最高点，以厚层叠加出现于四级旋回（相当于小层序）中。由层序地层学解释可知，Utah 组有经济价值的煤层是在海侵体系域和高水位体系域之间的最大海泛面附近，而其它组的煤层可能出现于 II 型层序底部的陆架边缘体系体系域。如果给予其它的适合泥炭形成的条件，少量有经济价值的煤层形成于海侵体系域或高位体系域的中部，这表明白垩纪滨线推移太快而不能形成和保存泥炭。只有在海侵到海退的转换点或相反的点上，滨线移动明显地慢下来时，才形成厚煤层。

低水位体系域条件下煤层的形成可以出现在陆架边缘三角洲或下切谷充填沉积中，但厚度变化大且为侧向毗邻侵蚀河流的沼泽沉积。由于陆架边缘三角洲及其腹地沉积环境为高能不稳定状态，尽管沉积物路过面导致局部煤层的出现，但泥炭形成条件并不好。泥炭堆积似乎具有低水位体系域晚期的特征，此时高地和下切谷之间的差别由于高地的地貌剥蚀和谷地河道充填共同作用而变小。不规则、不连续的煤层形成于低水位体系域的终止阶段，因而下伏于随之而来的海侵体系域的较厚且广泛分布的煤层和煤层间沉积物是比较普遍的。

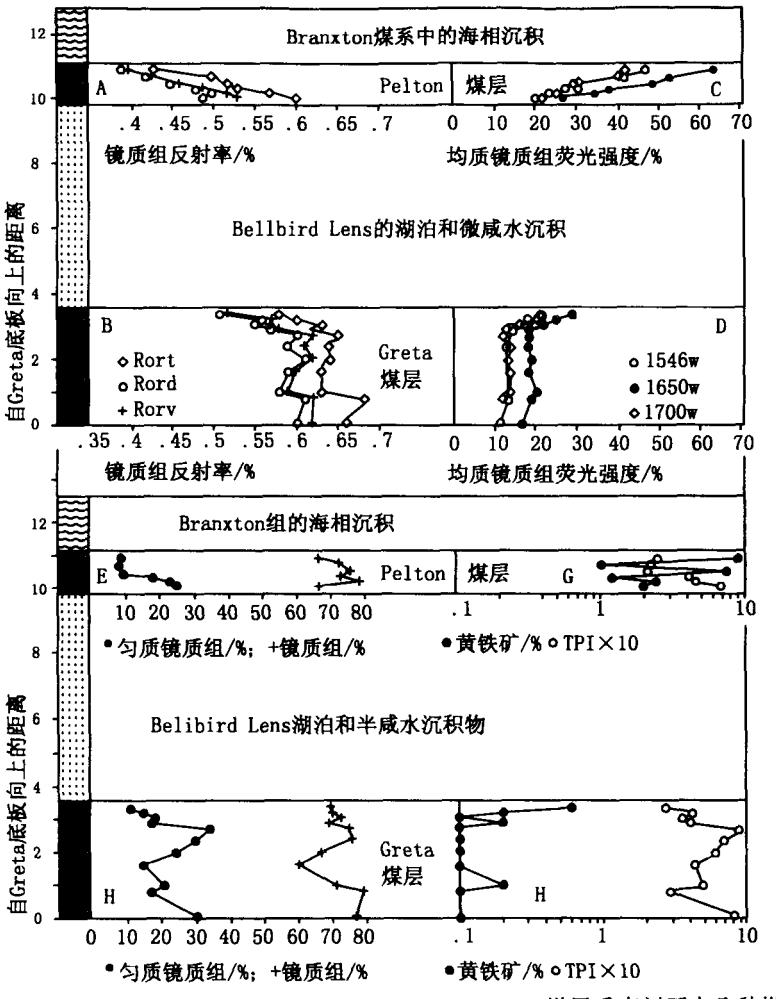


图 13-5 新南威尔士 Greta 煤系中受海水影响的 Greta 和 Pelton 煤层垂直剖面中几种煤岩组分的分布

（据 Diessel，1991）

小层序内（图 13-6）之字模式被认为是次级的自旋回或异旋回的相对海平面变化的反映。

根据煤层是形成于海侵过程还是海退过程，图 13-6 被标注为“T”或“R”。煤层 T1 出现于底部海侵体系域中第一个小层序内的滨线向陆的边缘。尽管是形成于海平面上升时期，但与海水没有关系。

煤层 R1 形成于靠近 TST1 的进积阶段的末期，因此它具有海退成煤的特征。但是，任何形成于小层序上部边界位置的煤层也将被下面的小层序重新开始的海侵所影响。上超的 TST 内的 R1 煤层表明下一次海平面上升会比上一次更深入地将海水推入内陆。因此随之而来的 TST2 的滨线进积可能不会到达像 TST1 所到达的向海的方向。即说明在图 13-6 中的 A 位置，煤层会被非海相沉积物所覆盖，而在位置 C 则被海相沉积物所覆盖。滨线将位于 B位置，此处成煤环境由从沙滩到盐度不同的泻湖组成的混合亚环境组成。

R1 煤层顶板岩层的沉积环境的侧向变化通过在 C 位置，范围小一些，在 B 位置，对煤

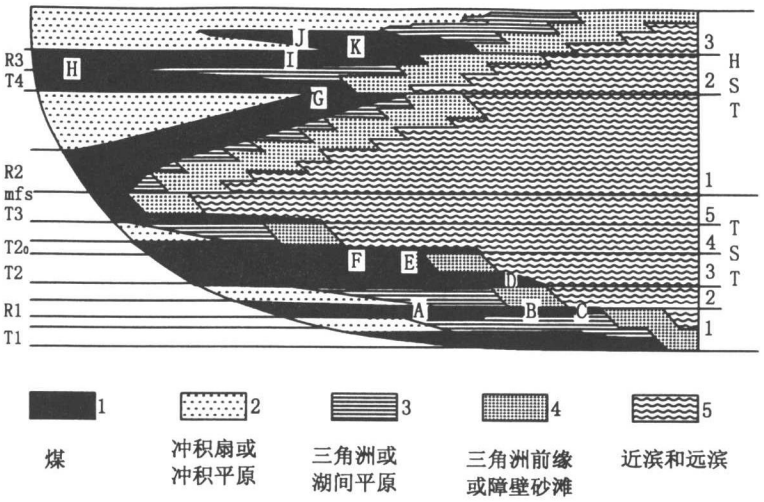


图 13-6　层序地层环境中成煤模式图解

（据 Diessel，1991）

1—煤；2—冲积扇或冲积平原；3—三角洲或潮间平原；4—三角洲前缘或障壁砂滩；5—近滨和远滨

层附加海相特征，这将会影响其煤层组成。由于海相顶板与其下的煤层一般没有联系，因为后者只能显示在煤层形成后重叠于其上的标准的海水影响。海水经过渗滤进入到煤层，所以接近顶部高的硫含量和黄铁矿的富集。进积砂坝后的滨岸平原形成的淡水泥炭可能由于其相对高的原地惰性组含量生成低氢的煤层。这种趋势在很小程度上可被随着海水渗到泥炭而增加的细菌活动性和组织的破坏所平衡，尽管此时惰性组含量保持较高。

如图 13-6 所示，在 R2/T3 的转换面上由亮煤到暗煤的变化具有相反的成因，是由于原地惰性组的富集造成的。因此富惰性组煤的成因的正确解释需要广泛的分析基础，包括考虑顶板岩层的生物和岩相。在 R2/T3 层组，煤层剖面下部镜煤和亮煤为主的部分表明海侵的开始，继之而来的最大海侵和海退表现为煤层剖面上部以暗煤和亮暗煤为主。这表明此种情况两个体系域之间的边界在煤层内。

在 TST5，最大洪水面意味着海侵体系域到高位体系域的变化，因而该面等同于层序地层模式中的最大洪（海）泛面。小级别的水平面变化也可以具有他们自己的次级的“最大洪水面”，并对应于泥炭形成过程中各自不同的煤岩类型。这可能导致形成复合的煤层剖面。如 R3/T4 煤层在 H 位置的合并，在这里原地暗煤随着亮煤产生，或是相反。这种亮煤重叠于暗煤之上的情况也可见于煤层 R2 和 T4 合并的 G 点。T4 形成于 HST2 的底部，是高水位体系域内的次级海侵的产物。此种情况下 G 处的煤层的组分则由两个小层序组成。

高水位体系域表现为在构造沉降持续时广泛分布的海退，因而海水的进入变得微弱而稀少。如上所述的，具有高的 GI 和 TPI 指数的亮煤出现、相对高的 H/C 比和／或镜质组荧光反射强度表明这些相对微弱的远端海侵特征也可以反映在一些 HST 煤层上，尤其是那些形成于滨岸平原的煤层。如图 13-6，高水位体系域的始点位于合并煤层的下部亮煤和上部暗煤间的边界处，而向陆的 TST-HST 的转换根本不需要与煤层的形成相一致，反之亦然。

第二节　陆表海盆地海侵事件成煤

海侵过程成煤由一种基本观点逐渐形成了一种理论和成煤模式，这一理论认为：随海侵进程，成煤作用逐渐向陆上迁移，成煤作用与海侵过程密切相关，先形成的泥炭被海水淹没，这样所形成的煤层具有穿时性。这一成煤理论和模式来源于边缘海盆地聚煤作用分析成果，对煤地质学理论是一贡献，也为聚煤盆地的成煤作用分析提供了新的思路。特别是如何评价煤层作为一种特殊沉积成因体在层序地层分析中的作用提出了需要思考的课题，因为煤层的穿时性是海侵过程成煤作用的结果，无论煤层顶面还是底面能否成为一种层序单元界面，需要重新厘定和认真研究。

海侵体系域成煤（李宝芳等， 1999）与海侵过程成煤的基本点是一致的。海侵体系域成煤主要是从层序的结构特点分析，是指在一个层序的海侵体系域成煤，与高水位体系域成煤是相对的。海侵体系域成煤模式确实是对过去成煤作用模式中仅有海退旋回成煤、且煤层位于旋回顶部的成煤模式的重要突破。以往煤田地质研究者大多把煤层的形成与其下伏沉积物进行成因联系，作为恢复成煤环境的方法之一，并认为煤层为陆相成因。所谓“海陆交替型含煤岩系”这个概念本身就带有比较浓厚的煤层为陆相成因的色彩。

海侵过程成煤和海侵体系域成煤模式的提出，是层序地层学理论和方法系统促进了煤地质学发展的结果，因此，当代层序地层学尤其是高分辨率层序地层学理论的形成，必将为含煤盆地研究提供新的思路，使成煤模式多样化。

海退成煤已为广大地学工作者所熟知和公认，而海侵成煤则是近几年才提出的。 Diessel 等（1992）提出的海侵过程成煤模式，主要依据陆缘海盆地的研究成果。他提出了海侵煤的表现特征（若干指标），论述了海侵过程成煤机制，丰富了成煤作用理论。邵龙义等(1998)认为：泥炭聚集作用很可能是在低水位体系域晚期阶段发生；煤层实际上是在海平面上升过程中堆积的；煤层不是向变浅的最终产物，而是在基底暴露之后重新淹没过程中形成的，因此煤层应是在海泛期形成的沉积；煤层底面代表海泛面。可以说此认识是对成煤作用理论的新贡献。笔者在进行陆表海盆地高分辨层序地层划分时，认为陆表海盆地充填沉积中，煤层的成因是复杂的、多方面的，不能一概而论，简言之，既有海侵成煤又有海退成煤。将含有植物根系化石的煤层底板一概定为根土岩进而视为暴露面或间断面，值得进一步探讨。例如潮坪的沼泽化或障壁-泻湖体系中泻湖的充填於浅最终泥炭沼泽化，泥炭堆积是在盆地演化过程中的连续事件。这种机制下形成的煤层，其底板颜色较深、含有黄铁矿及结核，也含有根系化石，这说明煤层为原地堆积形成，但煤层底面不一定代表沉积间断面。而此种情况下煤层顶面往往代表一种水体深度加大、可容空间变化的事件界面。

由于海侵过程成煤模式源于边缘海盆地聚煤作用的分析成果，因而这一模式不能完全适用于陆表海盆地，尤其是在像华北巨大碟型陆表海盆地，其形成的地质背景和充填机制具有特殊性，与边缘海盆地有着根本上的差异。首先，聚煤盆地属大型内陆表海，构造上表现为稳定性强、整体统一的特点。即使海平面上升幅度不大，也会淹没盆地的广大区域。这就使得海侵的“过程”相对于边缘海盆地来说非常短暂，没有“逐步的、缓慢的”向陆侵进的那样一个很长的过程。这种海侵过程可以认为是一种海侵事件，即何起祥等

(199ì 论述过的“突发性海侵”，其沉积具有极好的等时性。其次，海侵过程成煤观点认为，海平面上升、缓慢海侵过程中泥炭堆积、成煤，其与下伏粘土岩底板之间有相当长的沉积间断，并认为海侵沉积是逐渐向陆超覆的、其间是一个穿时界面。而陆表海盆地的这种向陆超覆是不明显的，或者仅在盆地边缘部位出现，盆内广大区域是比较一致的叠覆(或为加积)沉积。

海侵事件成煤主要强调海侵的事件属性，这种事件又对聚煤作用起控制作用，但泥炭堆积并非事件。事件成煤作用发生于事件海侵之后，而泥炭堆积则发生于大规模海侵之前的海平面振荡作用期间，是海侵沉积序列的开始。因此，煤层与其直接上覆的海相灰岩为一种事件沉积组合，泥炭的煤化作用发生过程完全处于深水还原环境条件下，凝胶化作用比较彻底。由于这种使泥炭被快速淹没且处于深水环境的发生过程是一种突发性的事件，因此，煤层与海相灰岩间的海侵面是等时的，煤层和其顶板海相灰岩也是等时沉积层。可以认为，海相层、煤层为单一的同性相，分布面积广、横向稳定，也是等时相，可以成为地层对比标志。

海侵事件成煤与海侵过程成煤的本质区别在于沉积层位的等时性，后者不具备这一特征，因此，煤层对比和等时地层对比时必须特别注意。海侵事件成煤模式中的海相层与煤层间没有海侵过程所对应的完整沉积序列，即相序不完整。大多数海侵事件成因的煤层底板为根土岩，两者间有沉积间断，为划分高分辨层序及其内部单元的重要界面（图 13-7）。

海侵事件成煤的煤层特点，笔者也曾进行过煤岩、煤质、有机化学和微量元素等方面的研究，在总的剖面特点上与 Diessel 归纳的海侵过程成煤的煤层特点相似，但在含硫方面似乎更突出一些，如在山东鲁西煤田太原组 16 煤中，特别是靠近海相顶板附近发现大量黄铁矿结核，不但个体大（直径最大者达 20 多厘米），而且呈多层夹层出现。

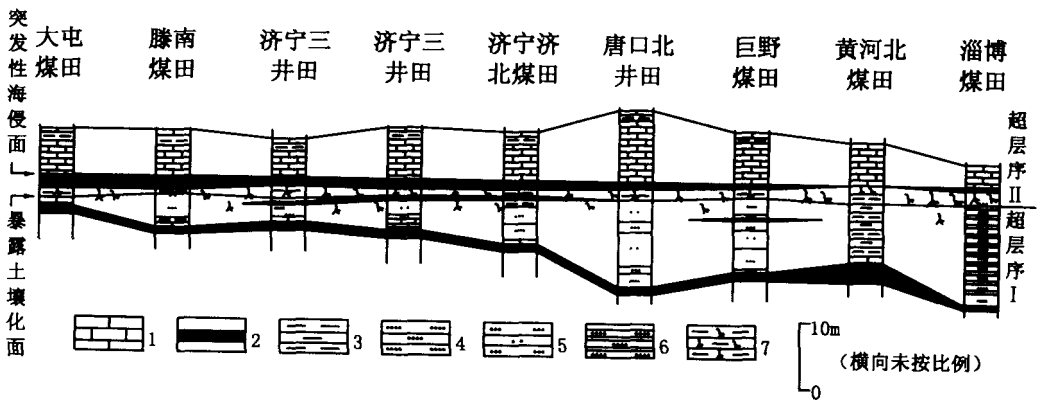


图 13-7　突发性海侵事件界面与暴露土壤化界面特征

1—石灰岩；2—煤层；3—泥质岩；4—粉砂岩；5—细砂岩；6—砂泥互层；7—根土岩

如果最大海泛面位于海侵事件成煤组合中，那么这一界面附近应有“凝缩段”沉积（或称为密集段），笔者认为应是煤层或海相层的组成部分，或者是海相层的下部层段。这是一种相当缓慢的、基本无陆源碎屑供应的还原环境下的饥饿期沉积。此时的凝缩段沉积并不是“海侵过程”所对应的沉积序列，而是最大海泛期的饥饿沉积。

海侵事件成煤是一种新的成煤作用类型，为陆表海盆地所特有，海侵事件成煤沉积组

合及其相关事件界面的识别与鉴定，为当代高分辨率层序地层划分、对比以及建立陆表海盆地高分辨率等时层序地层格架提供了理论和实际依据。作为一种新的成煤作用模式，可为煤地质学基础理论的丰富作出贡献。

参 考 文 献

1. 陈世悦，刘焕杰．华北石炭二叠纪层序地层学研究的特点．岩相古地理，1994，14（5）：11～20.
2. 陈世悦，刘焕杰．华北晚古生代层序地层模式及其演化．煤田地质与勘探，1995，23（5）1～5.
3. 陈钟惠，武法东．华北晚古生代含煤岩系沉积环境和聚煤规律．武汉：中国地质大学出版社，1993.
4. 程日辉，王东坡．陆相层序地层学进展．岩相古地理，1996，16（4）：56～61
5. 邓宏文，王洪，李熙吉．层序地层地层基准面的识别．对比技术及应用．石油与天然气地质，1996，17（3）：177～184.
6. 邓宏文，王洪亮，李小猛．高分辨率层序地层对比在河流相中的应用．石油与天然气地质，1997，18（2）：90～95.
7 邓宏文．美国层序地层研究中的新学派一高分辨率层序地层学．石油天然气地质，1995，16（2）P89～97.
8. 龚绍礼，张春晓．含煤岩系层序地层工作参考手册．中国地质大学出版社，1998：75～95.
9. 龚一鸣，李保华高分辨率地层学与 Milankovitch旋回和 ENSO 事件沉积．地质科技情报，1999，18（2）：32～36.
10. 韩美莲，魏久传．巨野煤田含煤地层层序单元划分．山东科技大学学报（自然科学版），2000，19（1）：33～37.
11. 何起祥，业治铮，张明书等．受限陆表海的海侵模式．沉积学报，1991，9（1）：1～10.
12. 胡益成等．河南晚石炭世含煤地层中的风暴异地煤．煤田地质与勘探，1992（3）：1～5.
13. 纪友亮，张世奇，张宏等．层序地层学原理及成因机制模式．北京：地质出版社，1998：45～63.
14 解习农，程东田，陆永潮．陆相盆地幕式构造旋回与层序构成．地球科学，1996，21（1）：27～33.
15. 解习农，李思田．陆相盆地层序地层研究特点．地质科技情报，1993，12（1）：22～26.
16. 兰恒星，李增学，魏久传．山东黄县老第三纪断陷盆地充填演化动力学特征．煤田地质与勘探，2000，28（2）：6～10.
17 李宝芳，温显端，李贵东华北石炭、二叠系高分辨层序地层分析地学前缘，1999，6（增刊）：81～94.
18. 李经荣，徐金鱼，杨育梅．山东北部地区古新统孢粉组合．古生物学报，1992，31（4）：445～458.
19. 李思田，李祯，林畅松等．含煤盆地层序地层分析的几个基本问题煤田地质与勘探，1993，21（4）：1～9.
20. 李思田，林畅松，解习农等．大型陆相盆地层序地层学研究．地学前缘，1995，2（4）：133～136.
21. 李思田断陷盆地分析与煤聚积规律．北京：地质出版社，1988.
22. 李思田．含能源盆地沉积体系．武汉：中国地质大学出版社，1996.
23. 李思田．论沉积盆地分析领域的追踪与创新．沉积学报，1992，10（5）：10～15.
24 李增学，单松炜．陆表海盆地含煤地层的高分辨率层序地层研究特点．煤田地质与勘探，2000，28（4）.
25. 李增学，李守春，魏久传．含煤岩系沉积体系研究北京：地震出版社，1995.
26. 李增学，李守春，魏久传．鲁西煤田内陆表海含煤层序的小层序类型及煤聚积规律．沉积学报，1996，14（3）：38～46.
27. 李增学，李守春，魏久传．内陆表海含煤盆地层序地层分析的思路和方法．石油与天然气地质，1996，17(1)：1～7.
28. 李增学，李守春，魏久传事件性海侵与煤聚积规律．岩相古地理，1995，15（1）：1～9.
29. 李增学，魏久传，韩美莲．海侵事件成煤作用——一种新的聚煤模式．地球科学进展，15（4）.
30. 李增学，魏久传，韩美莲鲁西陆表海盆地高分辨率层序划分与海侵过程成煤特点．沉积学报，2000，18（3）.
31. 李增学，魏久传，韩美莲．鲁西陆表海盆地高频海平面变化与聚煤规律．见《世纪之交煤矿地质学术论文集》．西安：西安地图出版社，1999：14～18.
32. 李增学，魏久传，金秀昆淮南煤田二叠系高分辨率层序地层学特征．地层学杂志，2000.
33. 李增学，魏久传，兰恒星等．黄县盆地盆缘断裂活动的阶段性与沉积充填样式．煤田地质与勘探，1999，27(6)：4～8.
34. 李增学，魏久传，兰恒星等．黄县老第三纪断陷盆地高分辨率层序地层划分．中国煤田地质，2000，12（1）：9～12.
35. 李增学，魏久传，兰恒星等．山东黄县第三纪断陷盆地低水位和扩张体系域聚煤作用分析．沉积学报，1999，17（2）：247～251.
36. 李增学，魏久传，李守春鲁西河控浅水三角洲沉积体系及煤聚集规律，煤田地质与勘探，1995，23（2）：7～12.
37. 李增学，魏久传，李守春．鲁西陆表海盆地聚煤单元的形成与分布．煤炭学报，1995，20（1）：6～13.
38. 李增学，魏久传，李守春．山东及邻区石炭二叠纪含煤地层的层序地层式样．沉积学报，1995（增刊）：18～25.

39. 李增学，魏久传，李守春等．黄县老第三纪断陷盆地充填特征及层序划分．岩相古地理，1998，18（4）：1～8.
40. 李增学，魏久传，李守春等．内陆表海含煤盆地Ⅰ级层序的划分原则及基本构成特点．地质科学，1996，31(2)：186～192.
41. 李增学，魏久传，鹿献德．鲁西南煤田山西组沉积体系与煤聚积规律．世纪之交煤矿地质学术论文集，西安：西安地图出版社，1999：6～13.
42 李增学，魏久传，王明镇等华北南部晚古生代陆表海盆地层序地层格架与海平面变化．岩相古地理，1996，16（5）：1～11.
43. 李增学，魏久传，王明镇等．鲁西南晚石炭世潮汐三角洲与煤聚积规律．煤炭学报，1997，22（1）：1～7.
44. 李增学，魏久传，王明镇等．山东西部石炭一二叠纪含煤地层高分辨率层序划分．第三届全国地层会议论文集，地质出版社，2000.5：125～131.
45. 李增学，魏久传，杨锋杰等．华北晚古生代陆表海盆地东南缘高频海侵事件与高分辨率层序地层划分地学前缘，2000，7（3）.
46 李增学，魏久传．华北陆表海盆地南部层序地层分析．地质出版社，1998.12.
47. 李增学内陆表海聚煤盆地的层序地层分析一华北内陆表海聚煤盆地的研究进展．地球科学进展，1994，9（6）65～70.
48. 林畅松，李思田，任建业．断陷湖盆层序地层研究和计算机模拟．地学前缘，1995，2（3）：124～132.
49. 林畅松，杨起，李思田等．贺兰拗拉槽盆地充填演化分析．地质出版社，1995，14～25.
50. 刘宝珺，李文汉．层序地层学研究与应用．四川科学技术出版社，1994.
51. 刘宝珺．关于沉积学发展的思考．沉积学报，1992，10（3）：1～9.
52. 刘立，王东坡．陆相地层的层序地层学：层序的特征与模式．岩相古地理，1996，16（5）：47～53.
53. 陆元法旋回地层学．岩相古地理（学术论文专辑），1991，第一辑：50～61.
54. 陆元法．旋回地层学．岩相古地理，1989，（1）：41～50.
55. 梅冥相．碳酸盐旋回与层序．贵州科技出版社，1995.
56. 尚冠雄．华北晚古生代煤地质学研究．太原：山西科学技术出版社，1997：116～185.
57. 邵龙义，窦建伟，张鹏飞．含煤岩系沉积学和层序地层学研究现状与展望．煤田地质与勘探，1998，26（1）：4～9.
58. 邵龙义，张鹏飞，田宝霖等．黔西织纳地区晚二叠世含煤岩系层序地层及海平面变化．地学探索，1993（8）：1～10.
59. 覃建雄．高分辨率层序地层学．岩相古地理，1998，18（3）：P55～66.
60. 覃建雄．层序地层学发展的若干重要方向岩相古地理，1997，17（2）：63～70.
61. 王洪亮、邓宏文地层基准面原理在湖相储集层预测中的应用．石油与天然气地质，1997，18（2）：96～102.
62. 魏久传，李增学，金秀昆．淮南煤田二叠系基准面旋回划分与煤聚集规律．煤田地质与勘探，1999，27（5）：4～9.
63. 魏久传，李增学，李守春．黄县断陷盆地充填演化与煤聚积规律．中国矿业大学学报，29（3）：300～305.
64. 魏久传，李增学，苏淑荣．鲁西陆表海高分辨率层序地层及海平面变动控制．山东科技大学学报（自然科学版），2000，19（3）.
65 吴根耀．构造层序地层学．地球科学进展，1996，11（3）：310～313.
66 徐怀大．陆相层序地层学研究中的某些问题．石油与天然气地质，1997，18（2）：P83～89.
67. 薛良清．利用测井资料进行成因地层层序分析的原则与方法．石油勘探与开发，1993，20（1）：P33～38.
68. 张韬．中国主要聚煤期沉积环境与聚煤规律．地质出版社，1995：69～92.
69. 赵省民，郑浚茂晋北晚古生代高分辨率含煤层序．沉积学报，1997，15（1）：P31～36.
70. 中国煤田地质总局．中国含煤盆地演化和聚煤规律．煤炭工业出版社，1997：2～66.
71. 朱筱敏．层序地层学原理及应用．石油工业出版社．1998：19～35.
72. 朱衍文，朱忠德，肖传桃等．全息地层学一新的挑战石油与天然气地质，1995，16（2）：P110～118.
73. Aitken J F and S S Flint. 1995. The Application of High-Resolution Sequence Stratigraphy to Fluvial Systems: A Case Study from the Upper Carboniferous Breathitt Group, Eastern Kentucky, USA. Sedimentology, 42, P3～30.
74. Amorosi A, Marchi N. High-resolution sequence stratigraphy from Piezocone tests: an example from the late Quaternary deposits of the southeastern Poprain. Sedimentary Geology , 1999. 128: 67～81.
75. Armentout, J. M. 1996. High resolution sequence biostratigraph: examples from the Gulf of Mexico Plio-Pleis-

tocene. In. J. A. Howell, J. F. Aitken. eds. High resolution sequence stratigraphy: innovations and applications. *Geological Society Special Publication*. (104): p65～86.

76. Berger A and Louter M F. Astronomical forcing through geological time. In: Boer P L D E, Smith D G eds: Orbital Forcing and Cyclic Sequences. Oxford, London: Blackwell Scientific D. Publications, 1994: 15～24.
77. Bohacs K and Suter J. Sequence Stratigraphic Distribution of Coaly Rocks : Fundamental Controls and Paralic Examples. AAPG Bulletin. 1997, V. 81, No. 10, 1612～1639.
78. Cohen A S. Tectono-stratigraphic model for sedimentation in lake Tanganyika, Africa. AAPG Memoir 50. 1991: 137～149.
79. Cross. T. A. 1994. High-resolution Stratigraphic correlation from the perspective of base-level cycles and sediment accommodation. In: Proceedings of Northwestern European Sequence Stratigraphy Congress, p105～123.
80. Dalrymple. R. W. and B. A. Zaitlin. 1994. High-Resolution Sequence Stratigraphy of a Complex, Incied Valley Succession Cobequid Bag-Salmon River Estuary, Bay of Fundy, Canada. Sedimentology, 41, p1069～1091.
81. Davies, S. J., T. Elliott. 1996. Spectral gamma-ray characterization of high resolutin sequence stratigraphy: examples form Uper Carboniferous fluvial-deltaic systems, County Vlave, Irland. In: J. A. Howell, J. F. Aitken, eds. High resolution sequence stratigragphy: innovations and applications. Geological Society Special Publication, (104): p25～36.
82. Diessel C F K. Coal-bearing depositional systems-coal facies and depositional environrmentals. Springer-Verlag, 1992: 461～514.
83. Einsele, G. and A. Seilacher (eds.) . 1982. Cyclic and event stratification. Springer-Verlag. Berlin. .
84. Emery D and Myers K Sequence Stratigraphy. Blackwell Science Ltd. 1996.
85. Flint S. Knight S. and Tilbrook A. Application of high-resolution sequence stratigraphy to northwest Hutton field, northern North sea: Implications for manegement of a Mature Brent Group field. AAPG Bulletin. 1998, V. 82, No. 7: 1416～1436.
86. Frazier, D E. 1974. Depositional Episodes: Their Relationship to Quaternary Stratigraphic Framework in the Northwestern Portion of the Gulf Basin. University of texas at Austiu, Bureau of Economic Geology Geological Cercular 74-1, p1～28.
87. Galloway W E, Hobday D K Terrigenous Clastic Depositional Systems-Applications to Fossil Fuel and Groundwater Resources Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1996.
88. Galloway W. E. 1989. Genetic Stratigraphic Sequence in Basin Analysis I: Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units. American Associstion of Petroleum Geologists Bulletin. 73 (2) p125～142.
89. Haq B U. *Sequence Stratigraphy and Depositional Response to Eustatic, Tectonic and Climatic Forciug*. Kluwer Academic Publishers, DORDRECHT, 1995.
90. Hart, B. S. 1996. Forced regressions and lowstand deltas: Holocence Canadian examples: Journal of Sedimentary Research, 66 (4): p820～829.
91. Helland-Hansen, W., J. G. Gelberg. 1994. Conceptual Basis and Variability in Sequence Stratigraphy: A Different Perspective , Sedimentary Geology, 92: 31～52.
92. Hunt D and M E Tucker. 1992. Stranded parasequences and the fored regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sediment. Geol.*, 81: 1～9.
93. Ito M, Nishisawa D. Sugimoto H Tectonic control of high-frequency depositional sequences with durations shorter than Milankovitch cyclicity: an example from the Pleistocence Paleo-Tokyo Bay, Japan. Geology. 1999. V. 27, No. 8: 7 63～766.
94. Kauffman, E. G. 1988. Concepts and methods of high-resolution event stratigraphy. Ann. Rev. Earth Planet Sci. 16.
95. Krapoz B and Martin D McB. Sequence Stratigraphy of the Polaeoproterozoic Nabbern Province of Western Australia. Australia Journal of Earth Sciences. 1999. 46: 89～103.
96. Lambiase J J. A Model for Teconic Control of Lacustrine Stratigraphic Sequences in Continental Rift Basins. AAPG Memoir 1991, 50, 265～276.
97. Li Zengxue, Wei Jiuchuan, Li Shouchun et al. The characteristics of sequence stratigraphy in the epicontinental

basin. Proc. 30th In. tl. Geol. Congr. , @VSP 1997, Vol. 8: 141～151.

98. Li Zengxue ,Wei Jiuchuan,Wang Mingzhen et al. Extension of sequence Stratigraphy Mode and sequence Stratigraphic analysis in Limmic depositional basin. Journal of Coal Science & Engineering (China) . 1996. Vol. 2. No2: 1～8.

99. Li Zengxue , Wei Jiuchuan, Han Meilian. High-resolution Sequence division and transgresseive events Coal formation in Southeastern North China epicontinental basin. Journal of Coal Science & Engineering (China) . 2000. Vol. 6 No. 2.

100. Li Zengxue, Wei jiuchuan, Han Meilian. The Permian high-frequency Sequence Stratigraphy in Western Shandong. Mining Science and Technology' 99. 1999. A. A Balkema. Rotterdam. the Netherlands: 219～222.

101. Li zengxue, Wei Jiuchuan, Han Meilian. High-resolution sequence stratigraphic analysis of the Permian in the Western Shandong and Huainan-Huaibei Coalfields. Journal of Coal Science & Engineering (China), 1999. vol. 5, No. 1: 1～10.

102. MacEachern J A, Zaitlin B A and Pemberton S G. High-resolution Sequence Stratigraphy of early Transgressive deposits, Viking Formation, Joffre Field, Alberta, Canada. AAPG. B. 1998, V. 82. No. 5A: 729～756.

103. Miall A D. The Geology of Stratigraphic Sequences ? Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 1997.

104. Miall C F K. Principle of Sedimentary Basin Analysis (second edition) New York Inc. Springer-Verlag. 1990.

105. Mitchum R M and Van Wagoner J C. High-Sequence Sequences and their Stacking patterns : sequence-stratigraphy evidence of high -frequence eustatic cycles. Sedimentary Geology, 1991. V. No. 131～160.

106. Montanez I P. et al. Eustatic control on early dolomitization of cyclic peritidal carbonates. Geological Seciety of Amenrican Bulletin, 1992, 104: 872～886.

107. Mtichell, S. F. , C. R. Paul, A. S. Gale. 1996. Carbonisotopes and sequence stratigraphy: innovations and applications Geological Society Special Publication. (104): p11～24.

108. Nummedal, D. ,G. W. Riley and P. L. Templet. 1993. High-Resolution Sequence Architecture: A Chronostratigraphic Model Based on Equilibrium Profile Studies. In: Henry W. Posamentier, Colin P. Summerhayes , Bilal U. Hag. etal. Sequence Stratigraphy and Faces Associations. International Association of Sedimentologists Special Publication 18, P55～68.

109. Olsen P E. Tectonic, Climatic, and Biotic Modulation of Lacustrine Ecosystems-Examples from Newark supergroup of Eastern North America. AAPG Memoir 50, 1991: 209～224.

110. Pinous D V, Karogodin Y N, Ershov S V et al. Sequence stratigraphy, facies, and sea level change of the Hauterivian productive complex, Priobskoe oil field (West Siberia) . AAPG. B. 1999, V. 83, No. 6: 972～989.

111. Pinous O V Aknmetiev M A, Sahagian D. L. Sequence Stratigraphy and Sea-level history of Oligocene strata of the northern Aral Sea region (Kazakhstan): Implications for glacioeustatic reconstructions GSA Bulletin. 1999. V. 111. No. 1: 1～10.

112. Scholz C A and Rosendabl B R. Coarse-Clastic facies and stratigraphic sequence models from lakes Malawi and Tanganyika, East Africa. AAPG Memoir 50. 1991: 151～168.

113. Shanley, K. W. and P. J. Mecabe. 1994. Perspectives on the Continental Sequence Stratigraphy. Bull. Am. Ass. petrol, Geol. , 78 (4), p544～568.

114. Steel R J, Felt V L, Johonnessen E P. et al. Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin, Proceedings of the Norwegian Petroleum Society Conference, 1995.

115. Van Dijk J. P. Late Neogene Rinematics of intra-arc oblique shear zones: The petilia-rizzuto fault zone (Calabria Arc, Central Mediterranean) . Tectonics, 1994, 13 (5): 1201～1230.

116. Van Wagoner J C. Sequence stratigraphy and marine to nonmarine facies architecture of foreland basin strata, Bookclitts, Utak, U. S. A: Reply. AAPG Bulletin, 1998, V. 82, No. 8: 1607～1618.

117. Van Wagoner, J. C. , R. M. Mitchum, R. M. Campion et al. 1991. Siliciclastic sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. AAPG Methods in Exploration Series, No. 1 p1～55