

# 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	Retrogradational 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)。

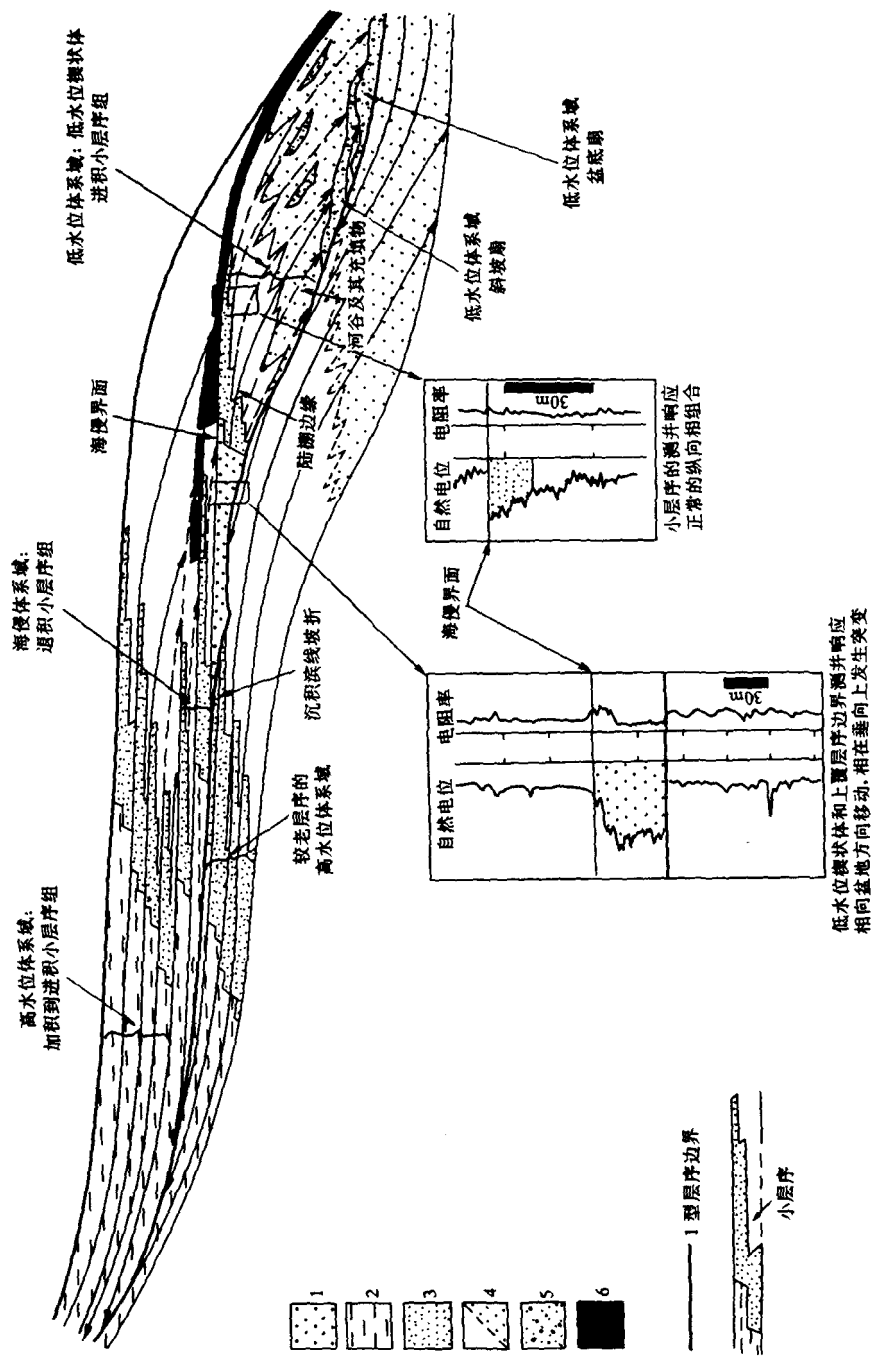


图 1-1 沉积于具陆架坡折盆地中的第 I 类层序的地质格架之一

(据 Wagoner 等人, 1990)

1—深切谷内的河流或河口湾砂岩; 2—浅海砂岩; 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—缓滩沉积段沉积物

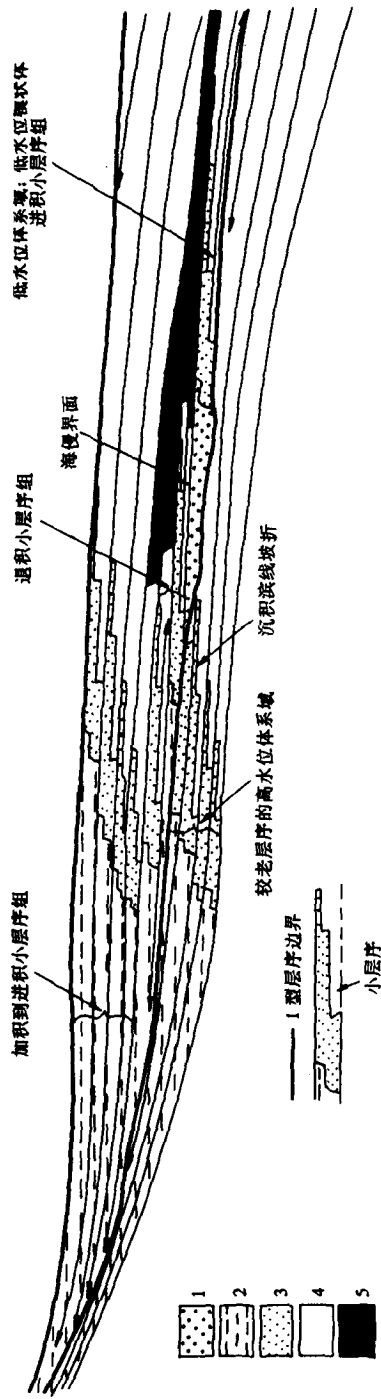


图 1-2 沉积于具斜坡边缘盆地的第 I 类层序的地层格架之二  
(据 Wagoner 等人, 1990)

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

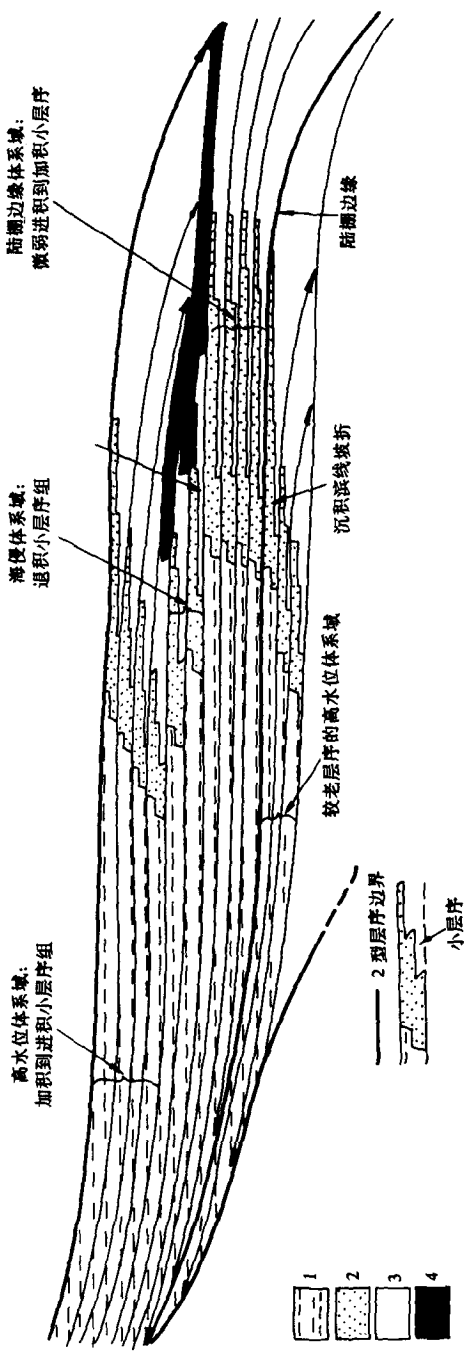


图 1-3 第二类层序的地层格架  
(据 Wagoner 等人, 1990)

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

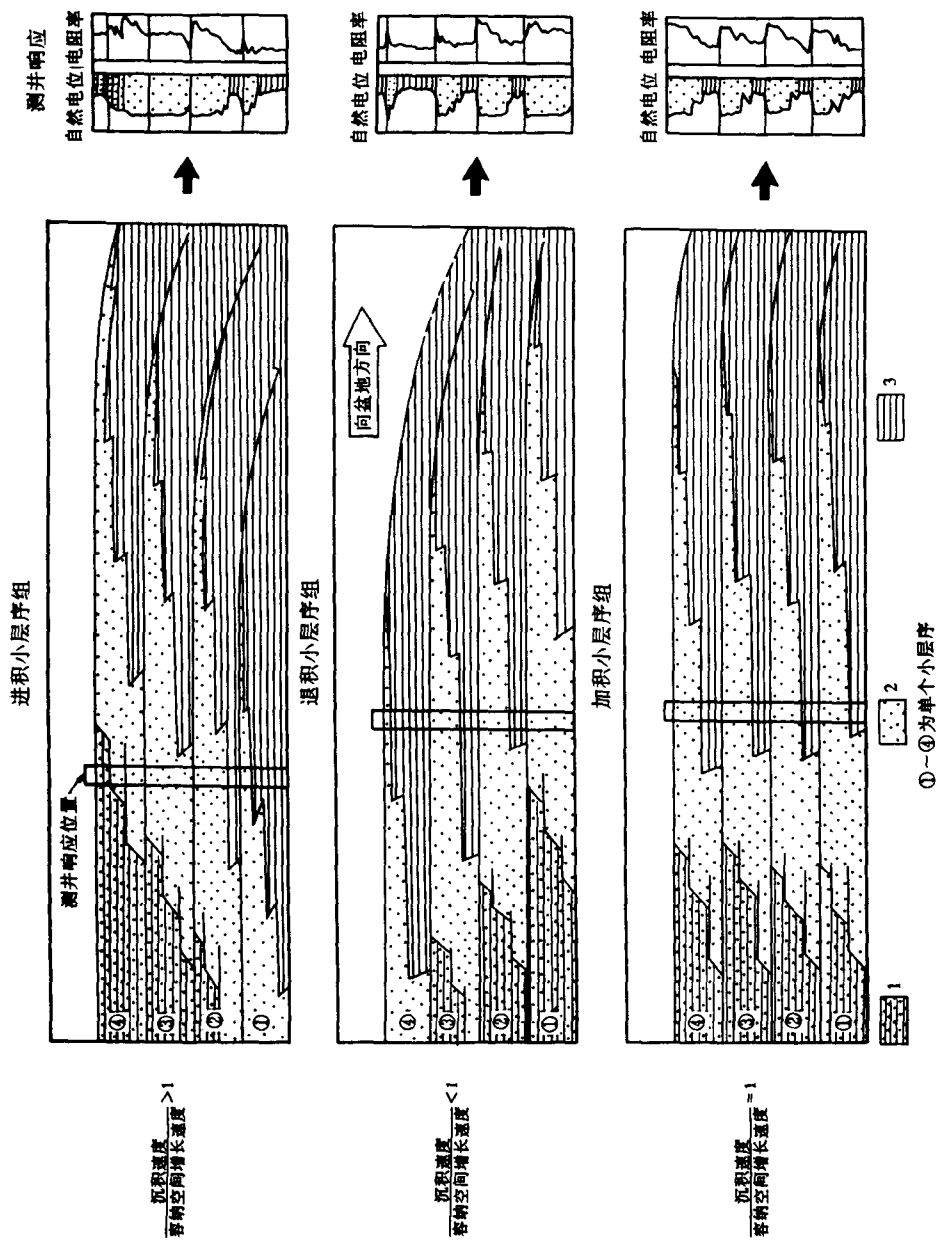


图 1-4 不同类型小层序组内部地层叠置方式和测井响应特征  
(据 Van Wagoner 等, 1990)

## 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Ⅰ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Ⅰ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

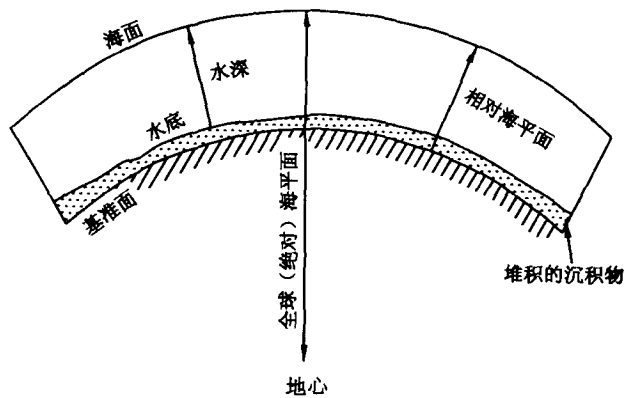


图 1-5 全球海平面、相对海平面及水深基本含义  
(据 Posamentier, 1988)

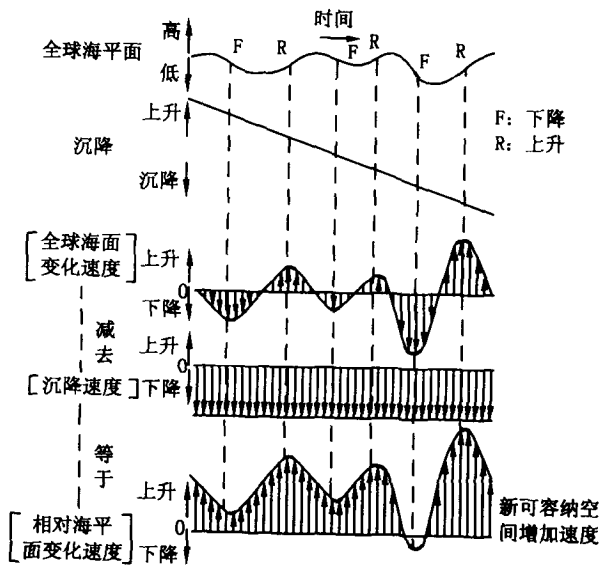


图 1-6 作为全球海平面变化和沉降作用函数、海平面相对变化及其对可容空间的影响  
(据 Posamentier 等, 1988)

积间断 (Apparent marine hiatus) 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, 如铀。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 ( $<1\text{cm/ka}$ )。

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  $\delta^{13}\text{C}$  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）：

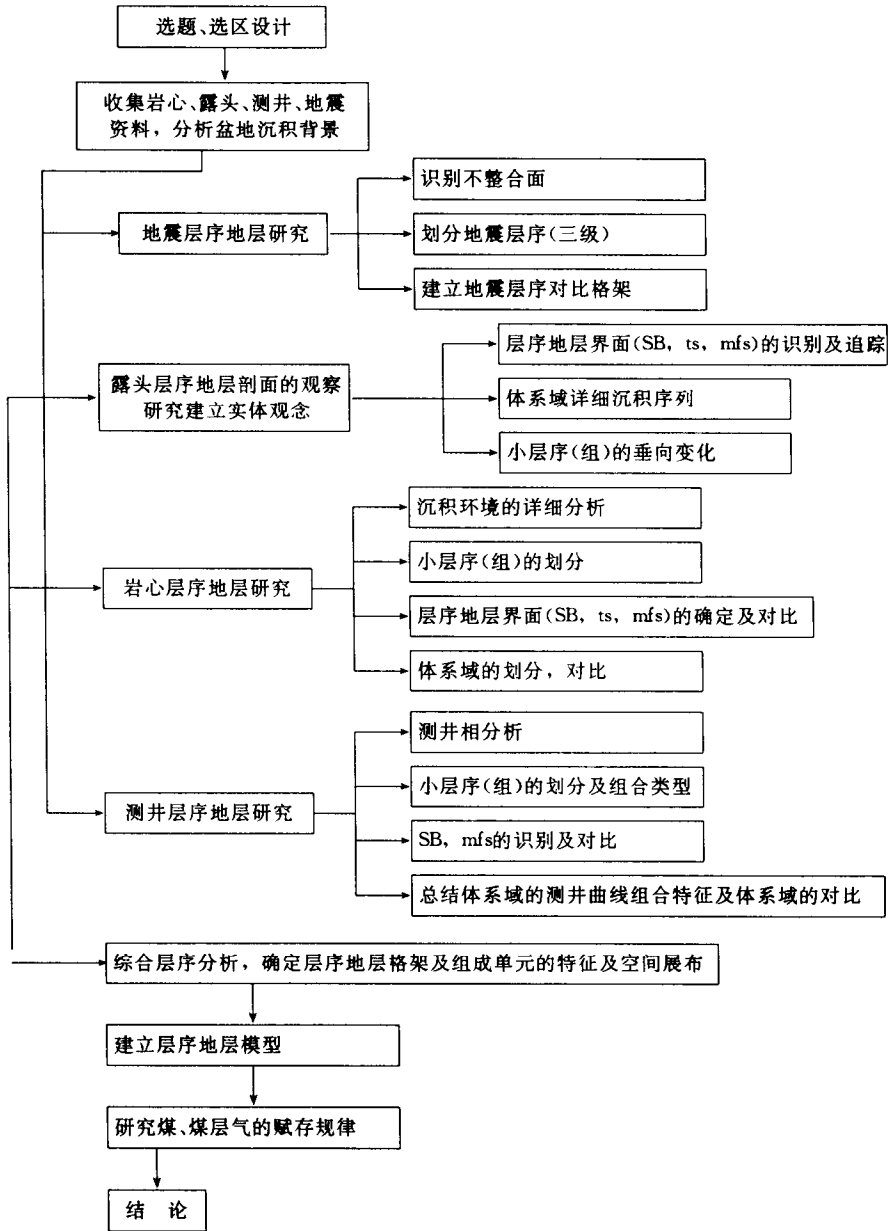


图 1-7 含煤盆地层序地层综合研究工作流程图

（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学分析资料，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学分析，具体层序地层学研究与解释方法如下：

(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素测年等方法，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学分析作好准备。

## 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学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、古生物和同位素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 and 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滨亚相之上，中间缺失中临滨亚相。相的垂向错位往往伴随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。

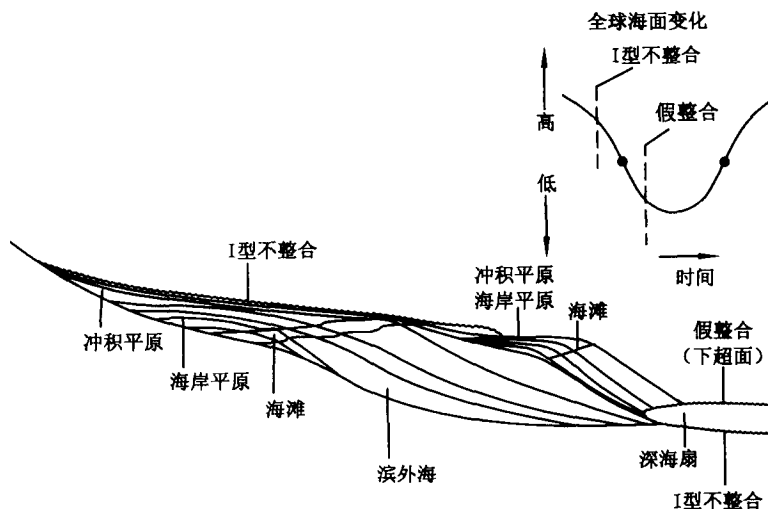


图 1-8 I 型不整合

(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Ⅱ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。

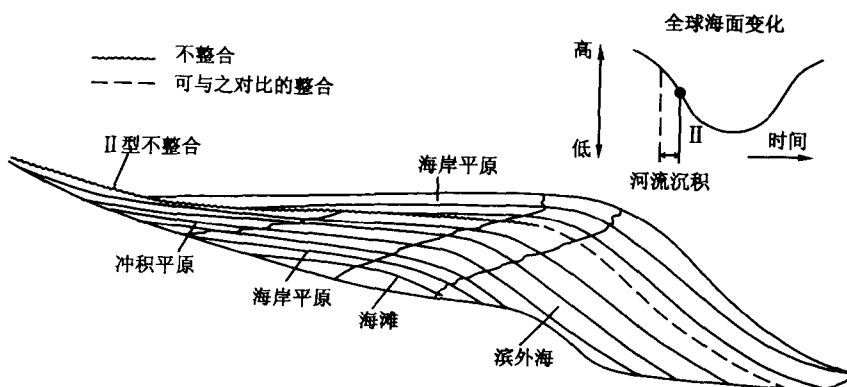


图 1-9 Ⅱ型不整合

(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。

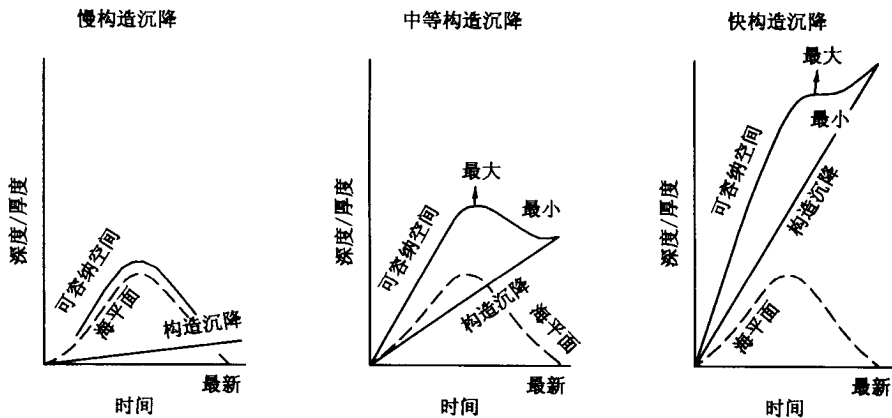


图 1-10 沉积物可容空间与海平面变化和构造沉降的关系

（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