

# 层序地层学的应用

## —地震钻井和露头资料的层序地层解释

作者 John B. Sangree Peter R. Vail

### 一、地震、钻井和露头资料的层序地层解释

#### (一) 地震地层学基本概念

以 P. R. Vail 为首的埃克森生产研究组 (Exxon production Research term) 曾提出过有关地震地层学的基本概念。这些基本概念在 1977 年美国石油地质家协会丛书 (第 26 集) 三篇经典论文中作了详尽论述: Mitchum, Vail 和 Thompson 63—81 页, Vail, Mitchum 和 Thompson 83—97 页。下面简要回顾一下目前人们所熟悉的这些概念。不过, 我们主张感兴趣者去阅读该论文集 49—213 页 Payton 的文献。此文对地震地层学基本概念作了较为全面的分析。

在开始论述基本概念之前, 首要的是统一关于地层学和不整合的基本概念和常用术语。这是本部分的主要目的。

##### 1. 地层学概念

呈层状沉积的碎屑沉积物常称为地层或岩层。这种成层性是由于在环境条件相似的一段时期内, 水或风等营力将类型相似的沉积物在广阔地区内展布成一层相对很薄的席状体所致。当沉积场所环境条件发生变化时, 可出现下列几种现象: 其它类型沉积可以沉积在原沉积层顶部; 或有一时期无沉积物沉积; 或原沉积层被侵蚀。但不论哪种情况, 由于沉积物是在共同沉积环境下沉积的, 故层内沉积物类型比层间的更趋相似。这一结论应正确无误, 但现在的情况却变复杂了。

尽管层内沉积物比层间的更趋相似, 但其侧向连续性是有一定限度的。某些地层在侧向上可能变薄乃至尖灭, 在尖灭带没有留下显示沉积时间的实物记录; 或者, 呈层状分布的沉积物类型可能在一层内侧向上渐变为其它沉积物类型, 表明沉积环境也可以渐变方式在该区发生了变化。

某些沉积环境组合可引起沉积类型相似的地层突然间断。例如, 由于多次的河道化作用和反复河水泛滥, 河流沉积的砂层及页岩通常是间断的; 其它沉积环境则形成较连续的地层, 深海盆地的深海页岩可堪称其一例。

于是, 我们所要讨论的是侧向延伸可变, 但侧向延伸范围几乎普遍比垂向 (即穿层) 的延伸范围要大的那些沉积物类似的地层 (如交错层, 连续层等)。这些相互关系的运用是很有益的。

按照测井曲线和地震解释的实际比例，可以对这些地层进行对比，以确定在同一时间间隔内沉积的沉积单元。这种对比称之为年代地层学对比，或更简单地称为时间—地层学对比，以区别于岩石—地层对比，因为岩石—地层对比是确定在同一沉积环境域内沉积的同类岩石的地层单元，与成层作用无关。

年代地层学地层的测井曲线对比，在很大程度上取决于地层内部沉积物类型的连续性。地震对比的优点在于，分析大范围不连续沉积的年代地层成层作用比测井曲线要好得多；但对于单层分辨率，地震则比测井要差。因此，作为年代地层对比的手段，上述两种方法应共同使用。运用这两种方法的关键步骤就是将测井曲线分辨出的薄层与地震剖面详细结合起来。

图 1 概要说明了运用年代地层概念的重要意义。

层面一般代表一相对短的时间间断，如果时间间断长，该层面称做不整合（见图 2），行家则称为沉积间断，它表示缺失某些东西，在此指可以反映该时间间断缺失的沉积物。有些地方（往往在盆地斜坡）所有不整合的时间间断最短。这个最短的间断时间，恰当地表明了不整合的时代（Blackwelder, 1910 年）。

1. 层面可以反映不同沉积部位沉积时间的长短；
2. 层面至少可以反映某一小的时间单元，该时间单元与其整个延伸范围内的层面是一致的；
3. 层面概念完全取决于所研究的地质年代表和地层年代表。

图 1. 应用年代地层学概念的意义

层面 → 划分主要地层的层理面

1. 表明无沉积作用或沉积作用发生变化；
2. 只在划分特征地层时可以识别；
3. 需存在速度—密度差才能反射地震信号。

不整合面

1. 侵蚀或无沉积作用造成时间记录上的间断

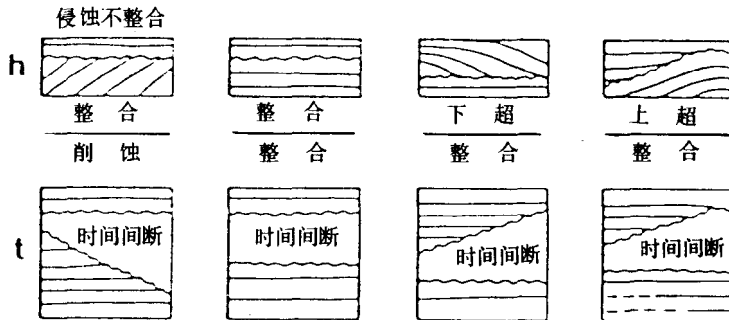


图 2. 层面与不整合 h—深度, t—地质年代

图 2 以图解方式表示年代地层对比剖面类型，了解这类对比剖面乃是搞清地质年代体制中物理地层学关系的基础。

## 2. 年代地层学与岩石—地层学

需要重申一下，按照测井曲线对比和地震剖面对比的实际比例，以层面为界的各沉积层是在同一时间间隔内沉积的，我们把这种沉积层称为年代地层单元（注意：层面之间的沉积物不表明各处时间长短相同，而表明只处于相同时间间隔内）。不过，用测井曲线和地震剖面对比来建立年代地层单元，需要某些技巧和经验。

图 3 表示海进底部砂层的对比。若我们对比每个最年青块状砂岩顶，就可看到这一水平线（即岩石—地层界面）穿过该地层（年代地层界面）约 170 英尺（51.8 米）。测井曲线的年代地层对比的“秘诀”在于：先建立最连续沉积单元（本例指砂层上下的海相页岩）的对比关系。在该对比关系曲线，粉砂和页岩与砂层互层段内，其它年代地层关系也可对比出来，并且这种对比关系可延伸到发生尖灭的块状砂岩。小规模沉积旋回是常见的，且可能是区域性的，因此，认识这种旋回单元对于年代地层对比极为有用。

图 3 会给人以简单的假像。许多储层是按砂层顶（即岩石—地层面）对比的。这种对比可得出生产层总厚度方面的有用数据，但是，若这些岩石地层面穿过年代地层界面并应用于开采模型，就会产生严重误差。好在测井曲线的详细图型对比配以优质数据的地震对比，可以作为年代地层对比研究工具。

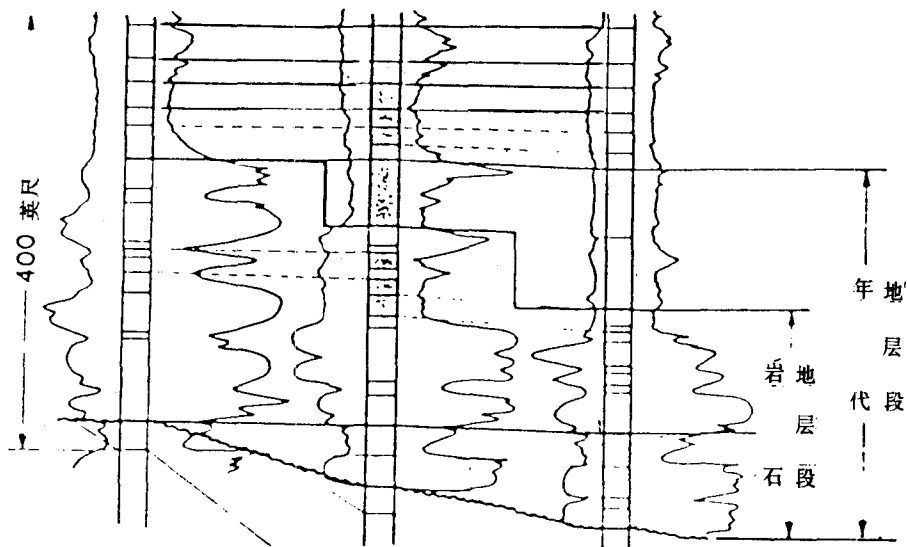


图 3. 岩石地层单元与年代地层 或时间—地层 单元对比。页岩段中的细线表示图示对比线，也是年代地层面。岩石地层段顶界是钻井所遇到的第一个块状砂岩  
据 Vail, Todd 和 Sangree, 1977 年, 102 页改编。

### 3. 地层界面

图 4 列举的是一种简单的地层界面分类。由于沉积环境不同，地层界面可以划分为各种岩相，分属于两大类：连续的物性界面（即物理地层面）和岩相或生物层界面。物理地层面有三种类型：层面、地层不连续面和穿时面。

层面是分隔沉积岩层的物性沉积面，构成了纹层、层和更大地层单元的界限，代表着无沉积期或沉积环境突变期。若层面能明显区分不同岩石类型或沉积环境就易于识别。若层面构成同类岩层的界面，就难以识别。层面是沉积地层的物性界面，并形成实际地质年代界限。因此，它表示在实际地下工艺限制范围内，同一地质年代时刻在大范围内（沉积）的等时面。

地层层面—连续的物性界面：

层面

不连续面

穿时面

岩相或生物层界面：

等时的 平行层面

穿时的 穿过层面

图 4 地层界面（分隔明显不同的环境和岩性的岩石）

地层不连续面是由侵蚀或无沉积作用形成的物性面，包括角度不整合、平行不整合和沉积间断。图 5 列举了各种地层不整合。不整合时间间断可能单纯表示地层长期出露地表而遭受轻微侵蚀或可能见有河谷或河道局部下切侵蚀，或表示地层隆起期和强烈地表侵蚀，或表示由浊流、滑塌及海底水流引起的水下侵蚀。

经典的地表不整合有两大类型：角度不整合，即由该界面以下地层削蚀产生的不连续面；假整合，即由平行于该界面上下地层产生的。假整合并不表现不连续型式，因此只有用表示某一时间间断的古生物证据或在不整合中追踪区域不连续面，才能识别假整合。尽管这些经典不整合类型仍然是重要的，但又发现了通常与地表不整合有关的两种不连续型式：上超和顶超。顶超是三角洲或岸边沉积物从一个共同沉积面迅速向盆地进积的结果。地表不整合的上超则表示长期出露地表且具有平缓倾斜面的海（或湖）进的结果。

海底不整合有许多相同的不连续型式。削蚀作用可以产生于浊流及海底谷和峡谷的重力滑塌的侵蚀作用。高能海洋底流亦可能产生削蚀型式，尽管这种高能底流通常限于局部范围，甚至很少侵蚀固结沉积物。海底侵蚀域和盆底地形上常见有浊流和滑塌沉积物形成的上超。

水下缺失沉积的不连续是由无沉积作用或沉积非常缓慢产生的时间间断，不连续的典型标志是下超视削蚀和上超（见图 5）。下超是进积斜坡沉积前缘的尖灭。这种尖灭可能是一种真正的物性尖灭，亦可能是实际地下仪器无法分辨的斜坡沉积单元的单纯减薄。视削蚀作用则是陆架上一系列海进单元（向陆）蚀退或阶状后退的产物。每一阶状后退单元逐渐背向陆架尖灭或变薄（仪器无法分辨），形成与上界面呈低角度地层尖灭型

式。在进积单元前缘延伸到盆地深部，产状近于水平并上超于原地形的地方，就形成水下上超。其它水下上超型式包括浊流和重力滑塌沉积形成的上超，这类沉积可以上超斜坡地形，或上超构造或盆地内沉积作用形成的地形高地。

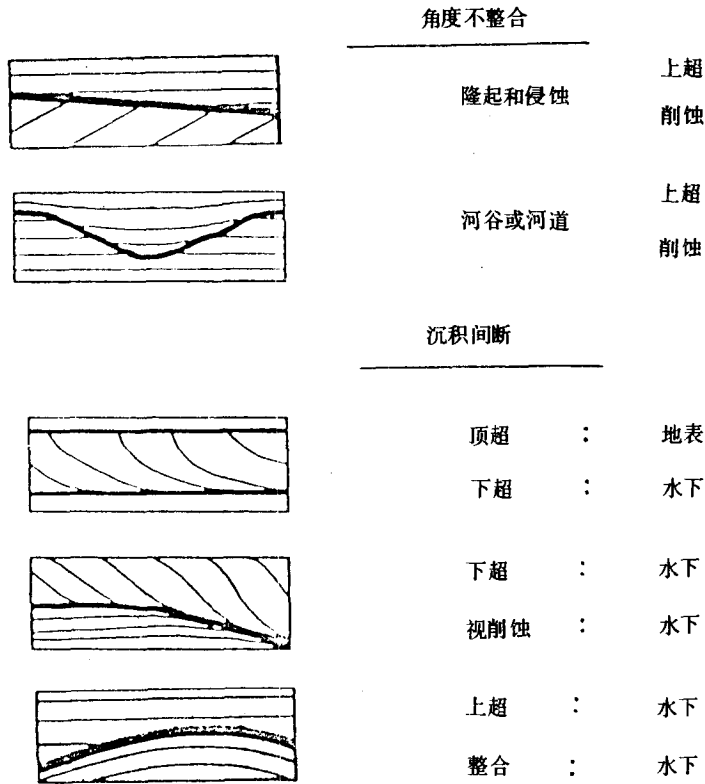


图 5 因侵蚀和沉积间断形成的不连续面

穿时面是连续的物性界面。它穿过地层界面，因而基本上与地层界面无关。这些穿时面一般不是地层面，之所以在这里提及，是因为它们有时和层面混淆，见图 5.1 列举的实例。

岩相和生物层界面可能是等时的，即这种特殊岩相或生物带组合在等时地层面内侧向上是连续的；它也可能是穿时的，即可能呈海进和海退型式穿过层面。

在结束探讨地层界面这一论题之前，有必要讨论地层不连续的另一面：即每一不连续面的双重性。Mitchum, Vail 和 Thompson 于 1977 年曾论述过这一概念。图 6 重印了他们所用的图解。当我们观察年代地层显示图时，注意构成三个层序界面的每一个不连续面由上、下两个面组成。所识别的每一界面的年代只指最小的时间间断。这里，最小时间间断与斜坡沉积有关。如果沉积间断年代比该界面主要年代新，则时间间断一般由无沉积作用造成。如果沉积间断比该界面主要年代老，则时间间断可能由侵蚀或顶超造成。视削蚀作用虽然未列举，但它也能产生比主要假整合年代老的无沉积作用时间间断。

穿层的连续物性界面

- |         |         |
|---------|---------|
| 流体接触面   | 永冻层     |
| 天然气水合物层 | 低角度断层迹  |
| 低角度火成岩墙 | 深部沙漠风化面 |
| 岩溶基准面   |         |

图 5.1 穿时面实例

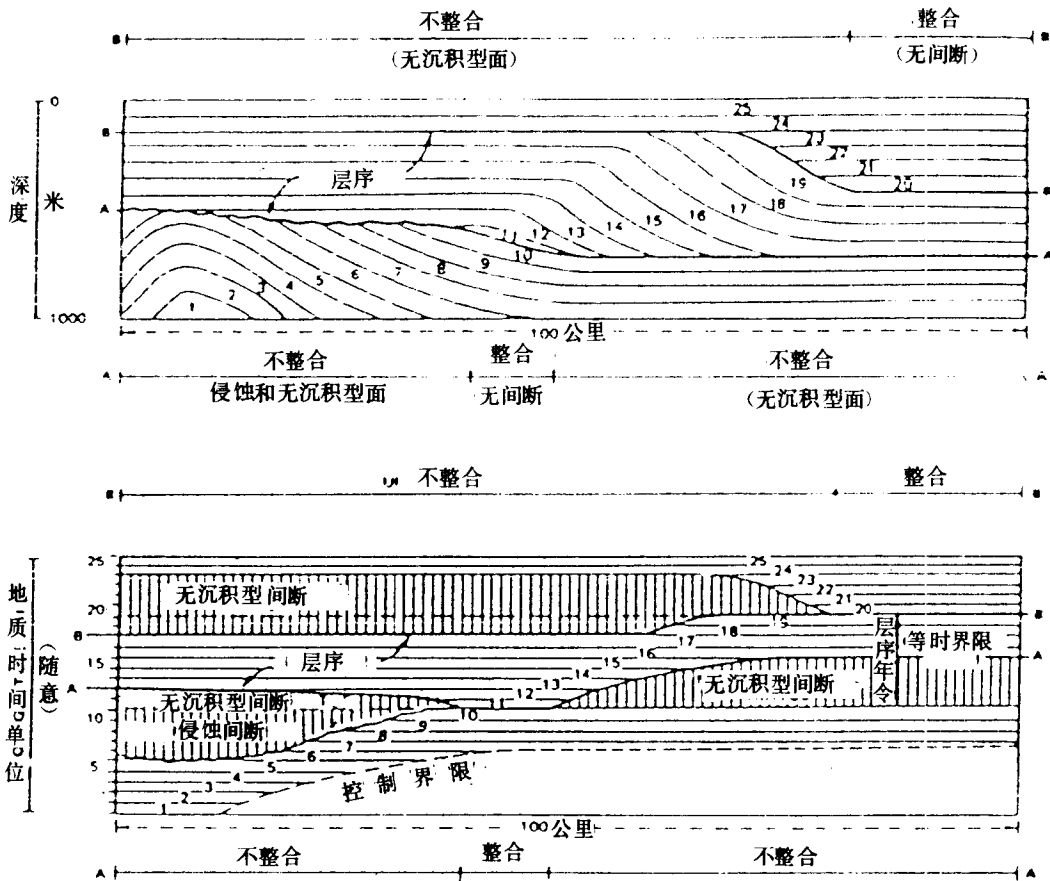


图 6. 上图表示强烈进积层序的年代地层层面模型，纵轴表示深度，横轴表示距离。  
 下图表示同一沉积单元但现表示为年代地层图 既显示沉积单元 也显示由  
 侵蚀和无沉积作用产生的沉积间断。

## (二) 地震地层学中使用的地震参数

地震剖面是在白色记录纸上表现波形的纯黑色记录显示，然而根据这些波形却可以得出一列奇妙的地质信息。那么，从这些地震资料中我们能得出什么样的特性或参数呢？从每一参数中又能受到什么样的地质启示呢？表 I 总结了主要地震波参数及其地质解释。在下面的章节中，将对每个参数作简要分析。

已测出的和可测量的地震参数远远超过表 I 中常用的参数。例如，基于振幅随偏移距即 AVO 炮检距变化的参数，可望既能用于岩性预测，又能用于找油气。振幅自然衰减则是具有潜在用途的另一种参数。该参数应反映地层间距以及速度——密度差，从而可以使我们分析沉积相类型。人们对这些和其它参数已作了充分研究，在此不再赘述。随着研究工作的不断进行，地震手段将会取得更大进展。

地震相参数	地质解释
反射结构	层面型式 沉积作用 侵蚀和古地形 流体接触面
反射连续性	层面连续性 沉积作用
反射振幅	速度—密度差 地层间段隔 流体含量
反射频率	地层厚度 流体含量
层速度	估计岩性 计算孔隙度 流体含量
地震相单元外形 和平面组合	总沉积环境 沉积物源 地质背景

表 1 地层地层学中使用的地震反射参数及其地质解释

(据 AAPG 丛书 26 集 117 页—133 页“地震地层学在油气勘探中应用”)

### 1 振幅和频率

单个检波器所接收的地震波实质上是一系列的声脉冲的合成，这些脉冲是：逐渐加深的层面反射（图 1）。每个层面的反射系数直接取决于位于层面上、下地层之间的波阻抗差。波阻抗是层内的特征速度和密度的乘积。因此，有些层面是很好的反射面，有些则根

本不反射，这取决于层面两侧岩性差异以及饱和孔隙的流体含量。

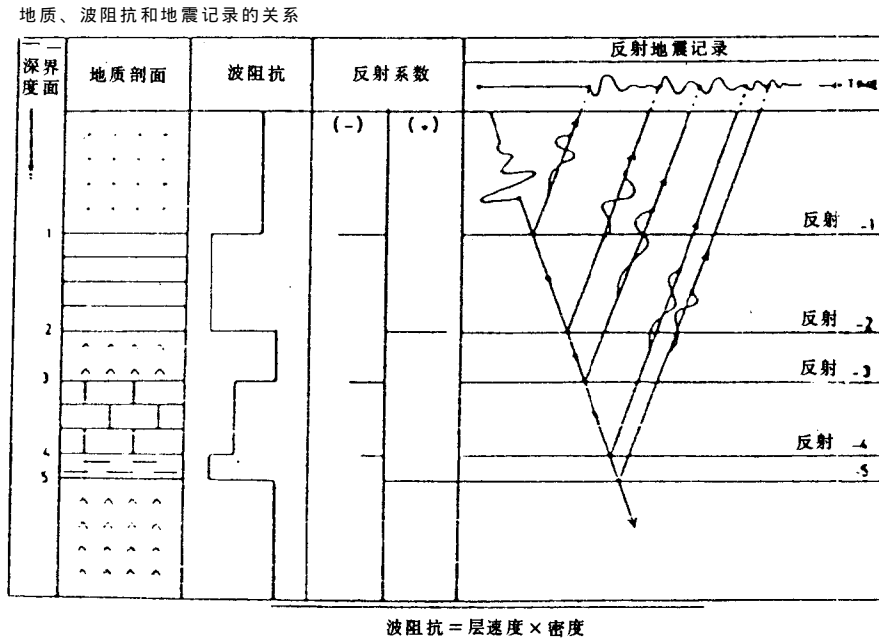


图 1. 地震反射过程 引自 Robinson 1983 “地震速度分析和沉积模式” IHRDC)

对最终合成波形图上是否显示特定反射面，层面间距也有重要影响。图 1 表示一系列反射子波及其代数迭加后的合成波形。上面两个反射面的反射系数相同，但产生的子波和最终波形的极性相反，这是反射过程中固有特性。第三和第四两个反射面的速度差比上述两个反射面的要大，因此反射子波的振幅值也大。

上述四个反射面相隔很远。因此在合成最终波形时子波不会发生干涉。若相邻界面比较靠近，最终波形就会产生子波干涉效应。地层（层面 5 和 6 之间）很薄，子波干涉就很强，从而使合成波形的振幅比单个子波振幅要小得多。当地层进一步变厚（层面 9 和 10 之间），合成波形的振幅值与单层反射的大致相等。但合成波形的周期比任一个子波要大。由图 2 可见，反射振幅及其周期（即频率）都可以提供大量地层信息。反射振幅包含了各单个反射界面速度——密度差及互层情况的信息；频率主要反映反射脉冲形态的特征，和振幅一样，它也与地层因素（如反射层间距）有关。我们还看到，反射连续性与层面连续性密切相关，连续反射意味着层状沉积分布广泛。

好在在某一沉积层序内，砂岩、粉砂岩及页岩与地震参数的对应关系比较简单，偶尔表现得十分复杂。同时，对于一个简单的（沉积层序）体系，地震参数可以根据钻井资料予以校正，以有助于预测岩性。图 3 列举了非常广义的砂、页岩的波阻抗关系曲线。（据 Anstey, 1980）。图左侧是高孔隙度砂岩（即图中分选好的砂岩）的典型波阻抗曲线，右侧是低孔隙度砂岩（指图中分选差的砂岩）波阻抗曲线。在该波阻抗曲线上已标出典型孔隙度值，并表明孔隙度随着深度增加而下降。图中附加了一条页岩波阻抗曲线（虚线表示）。页岩速度变化很大，这条曲线具有一般性意义，它在许多地区仍有相当代表性。在

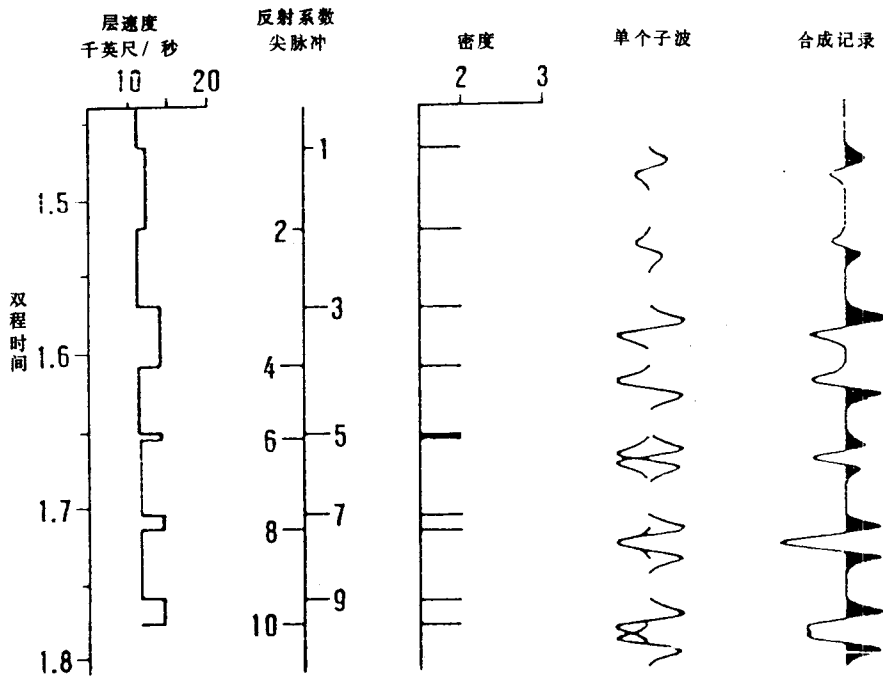


图 2. 地层间距和反射系数对振幅和频率的影响

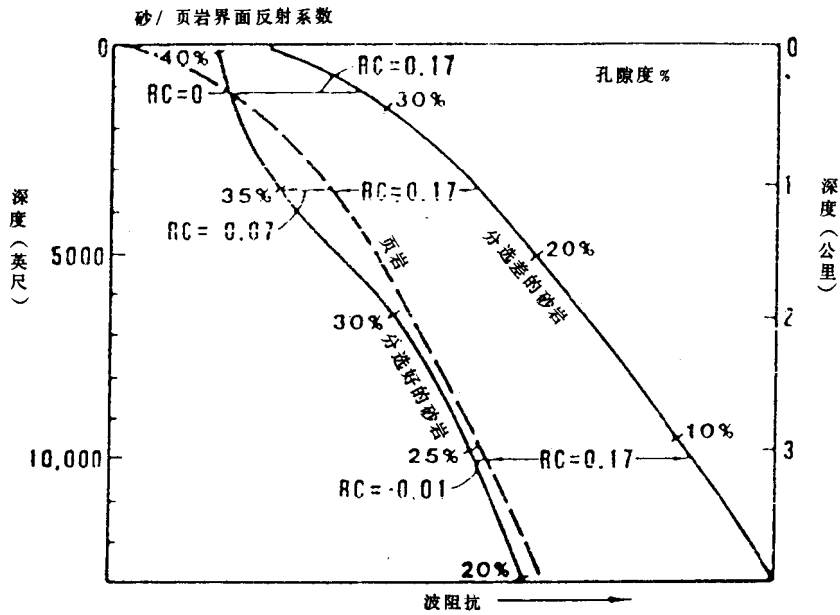


图 3. 简单砂、页岩体系的波阻抗曲线。不同埋深的砂岩孔隙度以百分数表示，R.C. 代表页岩与高、低孔隙度砂岩互层的反射系数 据 Anstey, N. A. "砂岩油藏地震勘探" IHRDC 改编

不同深度已标出了页岩与高孔隙度砂岩、低孔隙度砂岩之间的反射系数。高孔隙度砂岩与页岩的波阻抗相近，因此，反射系数小，这种砂——页岩界面反射振幅可能很弱；反之，页岩和低孔隙度砂岩之间的反射系数值比较大。地震剖面上所见到的有些强振幅来自页岩和低孔隙度砂岩或粉砂岩的互层。若高孔隙度砂岩与页岩互层，几乎就没有反射振幅。

如果我们对可能出现在层序单元内的岩石类型非常了解，有时就可以用振幅作为识别岩性的一种手段。图 4 中模拟了三种岩性，即：中等波阻抗中——低孔隙度砂岩、高速

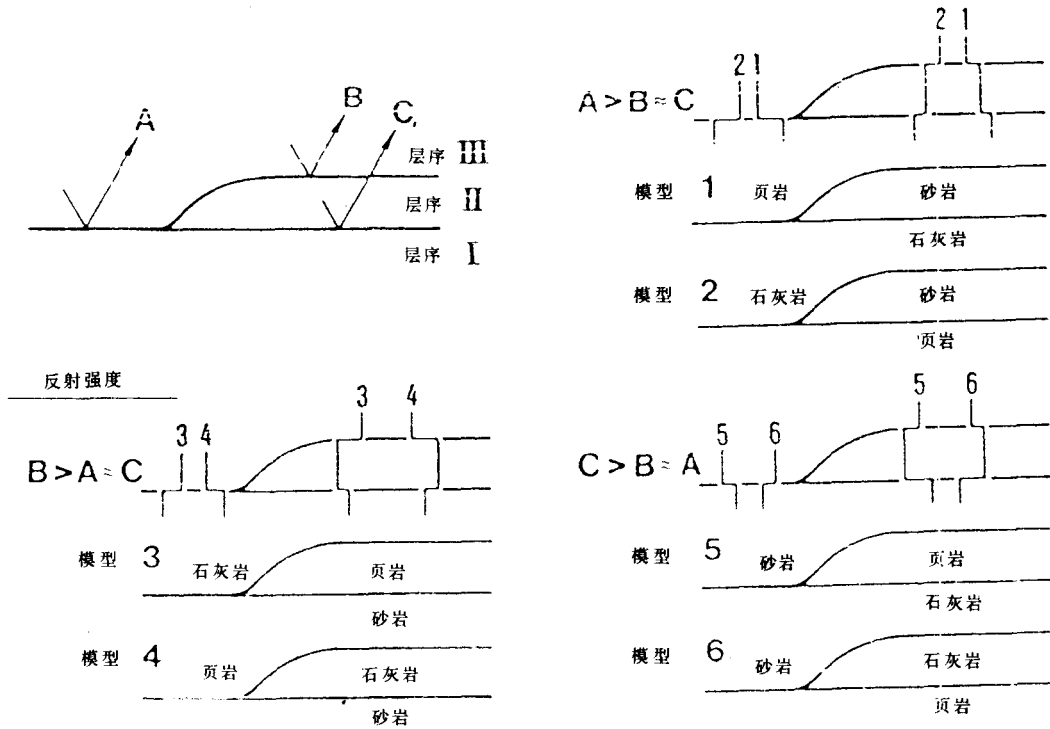


图 4. 不整合面上反射系数变化模型。本教材用振幅预测岩性

致密石灰岩和速度比上述任一种岩性都低的页岩。标明了三个反射系数 (A、B 和 C)。假设无地层间距产生的干涉效应和其它干扰，从这三个反射系数就可得出三个可对比的振幅。用模型表示了波阻抗值关系，向左偏转的，反射系数为负，向右偏转的为正。模型 1 中，各个界面的反射极性均为正\*，当层序 III 与层序 I 直接接触时，反射振幅最大。因为所有反射极性为正，所以反射系数 B 和 C 反映了波阻抗逐渐增强的地层，因此，我们可以得出这样的结论，即这种阶状模型是由中等波阻抗岩性（即砂岩）组成。它可能反映的是向深水方向尖灭的三角洲前缘斜坡。对这种阶状模型内反射型式的分析，可以认为这种解释是成立的，但也存在其它解释的可能性，如侵蚀阶地。在下面论述过程中，我们将详细分析这些反射模型。

\* 文中为负值，估计有误，译者注

图 4 中，我们按类似方法对其它模型进行了解释。对每个模型，振幅只是几个解释参数（文中的一个。它有助于了解每个单元的反射模型和层速度。假设在反射系数呈图示的 C、B、A 关系的模型中，据区域地层资料得知层序 III 是页岩，那么，你将怎样解释这种阶状岩性呢？高孔隙度砂岩在灰岩之上情况又会怎样呢？

要更全面了解有关反射过程的地质论述，可参见 Sheriff1985，“Berg 和 Woolverton 地区地震分辨率面面观”，《地震地层学》AAPG 丛书第 39 集，1—12 页。特别是参见 Anstey,1980,砂岩油气藏地震勘探 JHRDC,136 页， Boston。

## 2. 地层型式与地震反射

我们已经认为地震反射产生于地层界面，并且，在合成记录波形图上这些反射旋回 \* 本身在宏观上与层状地层相对应，因而与新老地层之间的物性界面相对应。地震特性在年代地层解释中会产生许多问题，即：1、流体界面反射；2、因受地震分辨率限制而产生的问题；3、各种不希望出现的干扰波，如，多次波、侧面波和绕射波等等。地震解释技巧主要在于将这些异常波与基本地层型式区分开。地震采集和处理技术的主要目的是提高地震反射的分辨率，消除那些干扰波或突出那些异常波（如含气砂层中所遇见的）。尽管存在这些复杂性，但地震反射与层面相对应的基本原理依然相当有用。下面我们举例来说明这种影响。

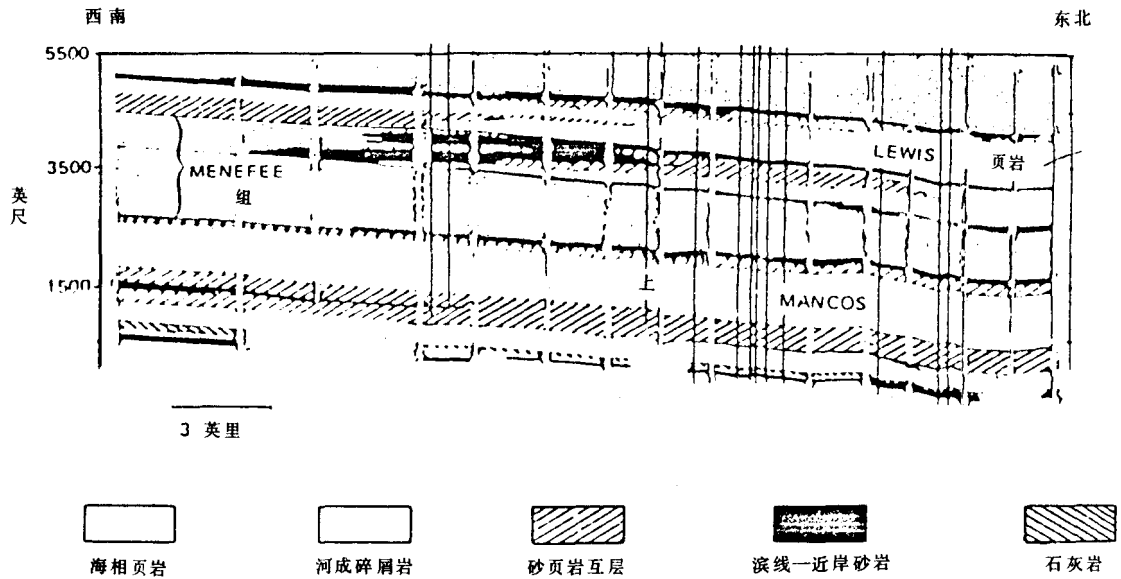


图 5. 圣胡安盆地横剖面 (Vail, Todd 和 Sangree1977)

图 5 和图 6 分别表示沉积在新墨西哥州 San Juan 圣·胡安) 盆地这种内陆盆地中浅海到非海相沉积物的地质剖面及地震测线。测线长约 30 英里，在测线附近平均每英里就有一口井控制。目的层段是非海相的白垩系楔状体。该层段上下均为海相页岩，其上复

\*反射旋回指与地层旋回相应的地震反射显示——译注。

页是 Lewis(阶),下伏页岩是上 Mancos(阶)。这些海相页岩和非海相楔状体呈舌状交错。海相页岩和非海相楔状体之间的过渡带形成了一系列系海滩砂层。通过详细测井对比

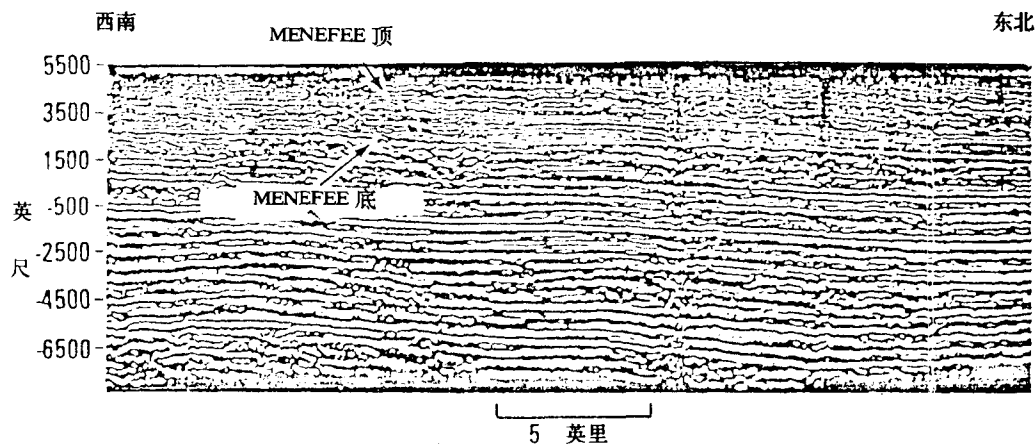


图 6. 圣胡安盆地的深部地震剖面 (Vail, Todd 和 Sangree 1977)

得出的层面型式表明, 单个沉积单元包括图中的所有相模型。譬如, 始于 Lewis 页岩的沉积面可能通过滨面环境的互层砂页岩进入滨线和近滨环境的砂岩, 最后延伸到非海相楔状体的河成碎屑岩。

该地震剖面通过沿测线密间距速度分析作了非常细致的地震时深转换。强振幅反射则是海相页岩和滨线及近滨砂岩互层带中非海相楔状体顶底的标志。

如果分析一下上述地震剖面上主要非海相楔状体 (见图 6 箭头) 和从右侧 Lewis 页岩中产生并穿过该剖面进入左侧非海相沉积的单个反射, 就可看到该反射的地震参数发生明显变化。在 Lewis 页岩中, 其反射特征是振幅相对较低, 连续性中等; 在页岩与滨线中, 我们追踪反射旋回进入砂页岩指状交互处, 可见其反射振幅显著增大, 这可能是由于砂页岩互层, 也可能由于其中某些砂岩存在气体所致。

沿着这个反射继续向左追踪, 就可看到最后成为由高、低振幅组成的不连续反射型式, 这种不连续反射与河成沉积的不连续层面是一致的。大量经验可以可靠地证实层面和反射相平行这一基本原理。但这并不是说, 应用这一原理就没有问题, 没有例外情况。如前所述, 运用这一原理时所出现的许多问题可能是由非地层因素干扰波引起的 (包括绕射波、侧面波 (距地震剖面测线外侧某些距离产生的反射波, 见 Tucker 和 Yorston 1974) 及其它相干噪声源) 引起的。至于流体界面反射 (如厚砂层中气——水界面) 则是一种很重要的例外现象。

因受地震剖面分辨率限制产生的问题是比较难以察觉的, 厚层页岩夹有几个薄层砂岩的计算机模型就能说明这一问题。图 7 表示一个被地震剖面夸张了的地质剖面, 该地震剖面是由两个简单正弦脉冲合成的无噪剖面。显示之前就已经校正了反射延迟时间。使第一个反射波峰恰恰覆在相应砂岩之上。这就更形象地说明了砂岩与其反射之间的关系。

图 7 下部的剖面, 频率为 50 赫兹的高分辨力脉冲能清楚地分辨出上下两个砂体的连

续性（而且页岩振幅减弱也说明两个中间砂体在侧向上由砂岩相变为页岩）。图 7 上部剖面是同一个地质模型。以频率为 20 赫兹低分辨脉冲合成的这个剖面中，上部砂体是与下部砂体分开的，因而是连续的。但下面三个砂体的反射干涉成一个复合波形，从而形成一个横穿该沉积单元的旋回。于是，这似乎与平行性原理不相符。

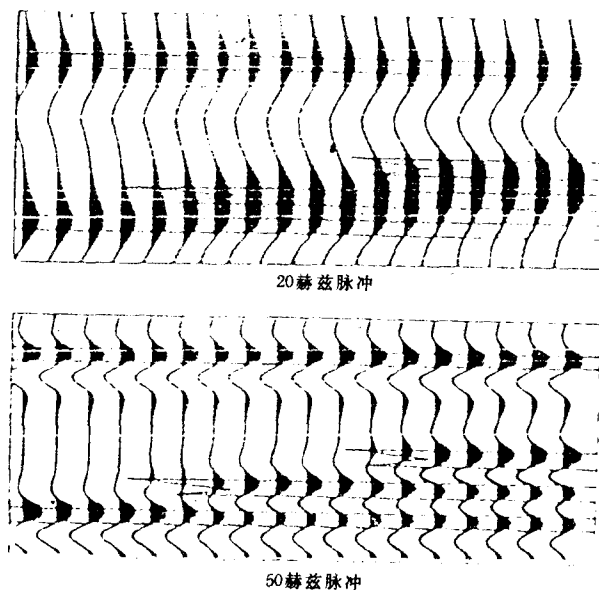


图 7. 地层与反射的平行关系 (Vail, Todd 和 Sangree 1977)

这种例外情况没有人们想象的那样复杂。第一，相侧向过渡的阶变几何形态必定具有对称程度超乎寻常的雁行式结构；第二，这一类型的突变可以视为相移，特别是上下反射波连续且平行时，更是如此。第三，尽管在分辨深部薄层方面还受到地震系统的严重限制，但分辨率的提高，最薄层的极限厚度不断缩小。用一个完整的地震旋回就能分辨这种薄层。

总之，据我们的经验认为，在地震分辨率界限内，反射的确与地层呈平行性关系。地震地层学家必须学会处理各种问题、例外情况以及难以察觉的现象，就象根据地震资料解释构造的解释人员必须会处理地球物理和地质上各种困难一样。

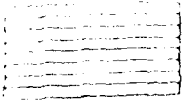
### 3. 反射结构

反射因此也就指的是层面，可以划分成几类主要反射结构。图 8 列举了三种基本反射结构：(1) 无反射区，该区几乎不存在反射界面；(2) 层状反射结构，具有平行或发散性反射，且有一定程度的连续性。(3) 杂乱反射结构：反射波不连续，通常为丘状或内部扭曲，常以许多绕射结构相区分。

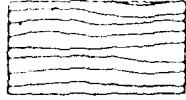
无反射结构一般表示岩性均质单一。在碎屑沉积体系中，这种反射结构可能表示砂

地震相模式

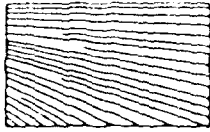
平行



平坦

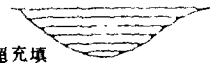


发散



A. 平行、亚平行和发散状地震反射构造

上超充填



进积充填



丘状上超充填



杂乱充填



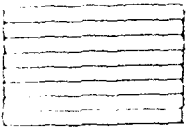
发散充填



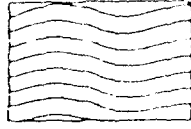
复合充填



B. 某些充填地震相单元



平坦



波状

a. S型



d. S-倾斜复合型

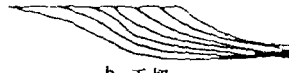


丘状

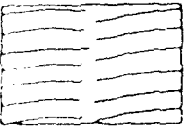


透镜状

倾斜型



e. 透瓦状



断线状

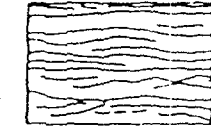


扭曲状

b. 正切

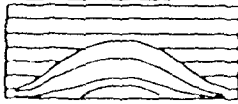


f. 波状倾斜型



D. 推进倾斜状地震反射型式

简单扇复合体



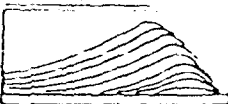
复式扇复合体



滑塌



平流丘



迁移波



火山丘



E. 某些丘状地震相单元

图 8 地震相单元 内部内反射型式实例 据 Mitchum, Vail 和 Sangree, 1977)

层或页岩非常均质。在碳酸盐岩——蒸发岩体系中，则可能表示为岩盐或块状碳酸盐礁核。无反射结构也可产生于块状火成岩，陡斜沉积物或多岩性沉积后发生的强烈均质化作用如滑塌沉积。

层状反射结构可简单可复杂。简单层状结构包括平行或发散型地震旋回。图 1-1.3—4A 中，平行或亚平行结构反映了在一稳定面或均匀下沉面上匀速沉积。波状结构是平行成层的一种特例。发散状结构表示平面上沉积速度不均一，沉积面逐渐掀斜或这两种现象兼而有之。

进积式斜交结构包括 S 型和斜切型结构（见图 8）。这两种结构是由反射沉积面，也就是从浅水区向深水区的平缓倾斜面进积发展而成。由此而形成的地震结构可分上（顶积层）中（前积层）下（底积层）三个层。如果上层代表沉积于波浪扰动浅水环境的砂岩和页岩，那么该地震相单元由三角洲平原、三角洲前缘和前三三角洲沉积组成。图中所显示的也是充填地形谷或构造向斜的地震反射型式以及与各类水下丘有关的丘状反射结构（图 8E）。最后图 8C 中列出了某些变通的反射结构，以完善常用反射结构术语。

#### 4 外部几何形态及平面组合

反射型式可称为地震单元，仅此而已。这些地震相单元的边界可用以共反射为背景的一些地震旋回终止来区分，也可以构成特定反射型式边界的整合反射来区分。地震相单元顶底的旋回界限的变化是有限的。我们列举了典型沉积层序的旋回界限（见图 9）。旋回向上终止称为顶超，这可能是由于共同沉积面的侵蚀削截或前积层沉积削截形成

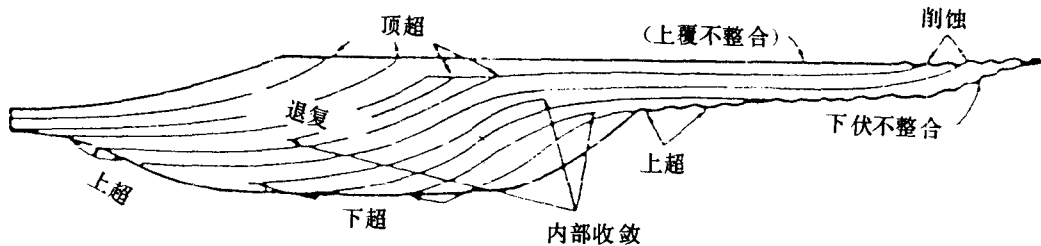


图 3. 理想化地震层序内的年代地层面（即反射面）（据 Michum, Vail 和 Sangree, 1977）

的。在地震相带单元底部，不整合关系称为上超、下超。若构造错综复杂而无法区分上超和退覆，也可简称为底部不整合。

图 10 举例说明砂——页岩沉积体地震相单元典型的外部几何形态。

有关地震相型式及其外部几何形态比较完整的论述可参见 Sangree 和 Widmier 1977; Bubb 和 Hatlelid 1977.

#### 5 地震相图的编制

一旦解释人员搞清了地震相单元的旋回终止型式以及地震相单元的内部结构和外部形态，就该编制表明这些关系的图件。地震相图的编制没有严格一成不变的规则。这些地震相图的设计要能够体现勘探目的层的上述那些方面，因此，解释人员的精明构思是最关键因素。地震相图编制确有些基本技术，见图 11、12 和 13（这三个图均取自 Mitchum

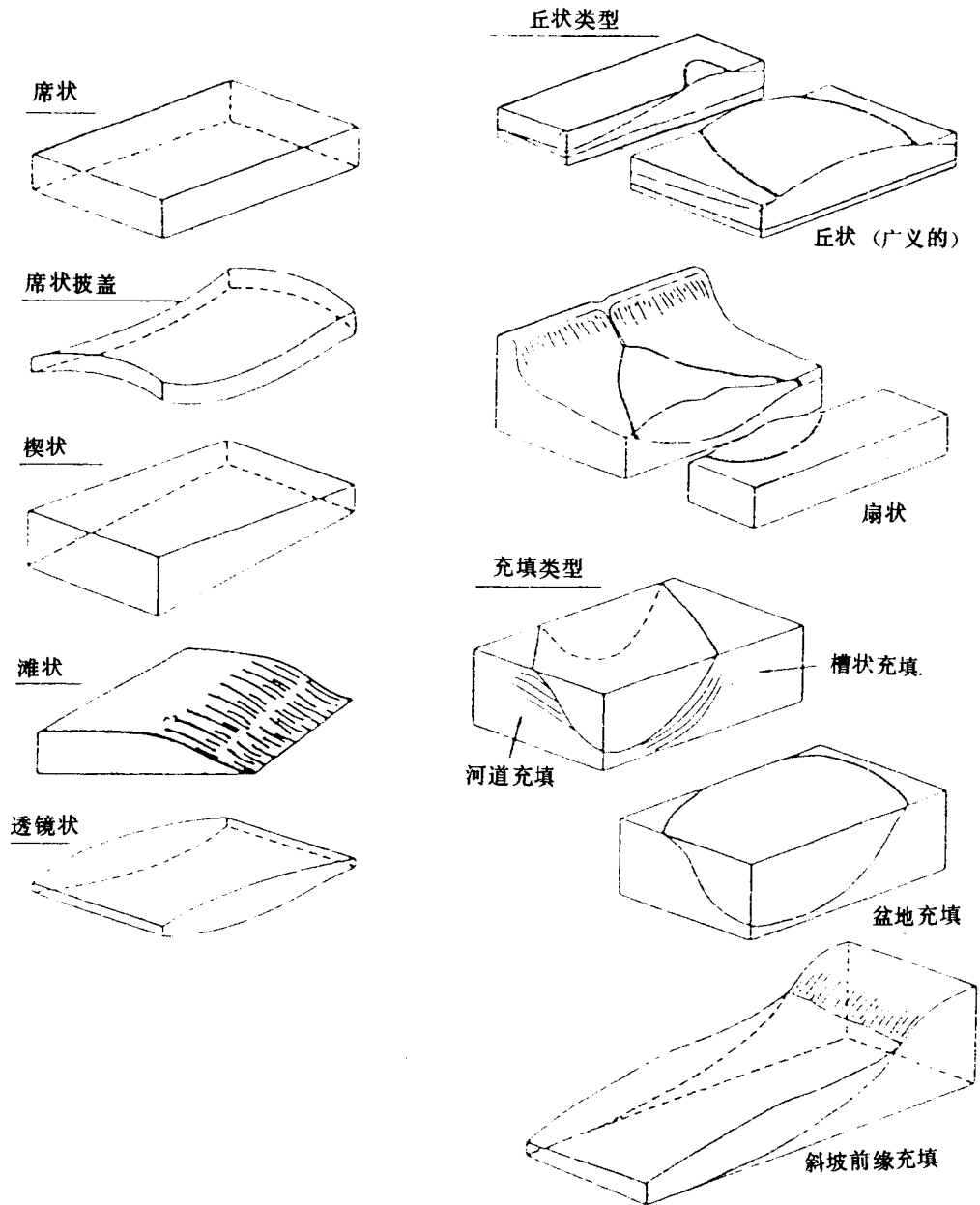


图 10. 一些地震相单元的外形 (据 Mitch, Vail 和 Sangree, 1977)

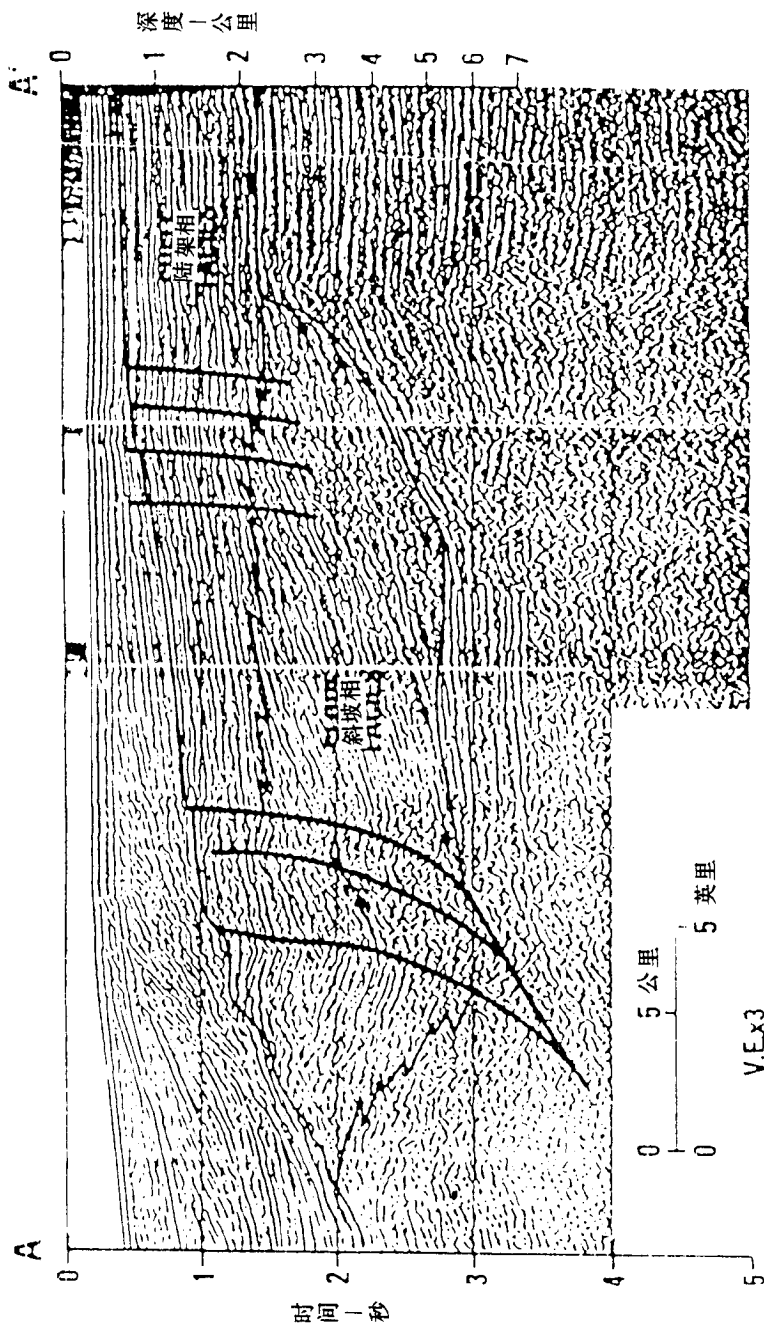


图 11. 非洲西北海上下白垩统沉积的陆架斜坡地震相型式。黑实线为层序界面，之字形表示地震相变，箭头表示反射终止