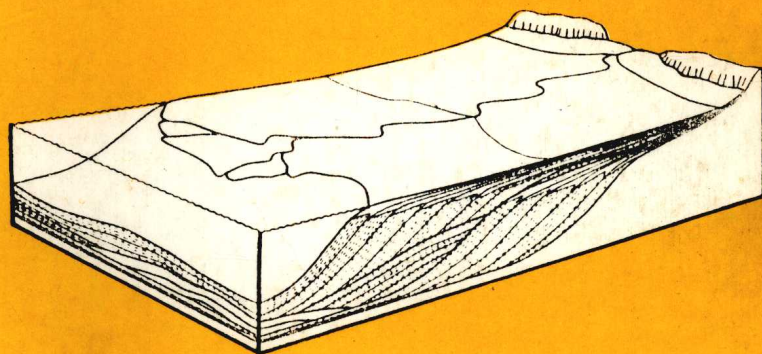


层序地层学译文集

SEA-LEVEL CHANGES:
AN INTEGRATED APPROACH



贵州省地质矿产局科技情报室

前 言

层序地层学是近年来地学领域中发展很快的一支新兴前缘学科,作为当前沉积学和地层学研究的热点,它脱胎于地震地层学,从四维时空上来认识沉积记录,并将其和全球海平面的周期性变化联系起来,认为沉积记录是全球海平面变化与地壳沉降和沉积物补给的函数,从而增强了全球不同地域、不同时代地层间的可对比性和沉积相的可预测性,将沉积学和地层学推向了一个崭新的阶段。目前在国外,对作为全球事件地质学的一个重要组成部分的层序地层学的研究方兴未艾,正在不断深入和发展,不仅在理论上获得了重要的突破,而且在指导与沉积岩有关的矿产勘查方面也获得了丰硕的成果。

1986年6月在澳大利亚堪培拉举行的第12届国际沉积学大会上,正式推出了一项令人振奋的研究计划——全球沉积地质学计划(the Global Sedimentary Geology Program),简称GSGP。这一计划的提出和实施无疑会极大地促进沉积学的发展。层序地层学研究便是这一计划的重要组成部分之一。

尽管如此,目前这一理论在国内地质界仍然鲜为人知。有幸的是,1990年著名的美国沉积学家伊诺斯教授与我省地质工作者魏家庸等合作研究贵州的三叠纪沉积地层,并将层序地层学的理论和方法介绍了进来,1990年又将《Sea Level Changes Integrated Approach》一书赠送给我们。该书集1985年在美国休斯敦举行的“多学科探讨海平面变化”学术讨论会的精华为一体,从不同角度对层序地层学的理论和实践进行了深入的探讨,不失为一本介绍这一学科的好书。为普及传播这一理论,现由我局科技情报室组织力量首先将该文集的第一、二两部分,即有关海平面变化及层序地层学基础理论部分翻译出版。但愿能有利于我国沉积学的发展。

该书由盛学庸、陈波、廖能懋、胡景云、付建平同志参加翻译,魏家庸、王华云同志校对。由于时间仓促、人力不足,对原文的理解尚嫌不透,错译和疏漏之处在所难免,敬请读者批评指正。

贵州地矿局总工程师 韩至钧

1991.4.

目 录

海平面变化分析

1. 海平面的升降 Christopher G. St. C. Kendall 和 Ian Lerche (1)
2. 引起三级旋回视海平面变化的大地构造原因——板内应力? . . Sierd Cloetingh (17)
3. 新生代稳定同位素记录对海平面变化的验证 Douglas F. Williams (28)

海平面变化及层序地层学

1. 层序地层学的基本概念及其关键术语的定义 J. C. Van Wagoner,
H. W. Posamentier, R. M. Mitchum, P. R. Vail,
J. F. Sarg, T. S. Loutit 和 J. Hardenbol (35)
2. 中生代、新生代年代地层学及海平面变化旋回 Bilal U. Haq,
J. Hardenbol 和 P. R. Vail (43)
3. 全球海平面升降对碎屑沉积作用的控制 I ——概念格架 H. W. Posamentier,
M. T. Jervey 和 P. R. Vail (75)
4. 全球海平面升降对碎屑沉积作用的控制 II ——层序和体系域模式
H. W. Posamentier 和 P. R. Vail (93)
5. 碳酸盐层序地层学 J. F. Sarg (119)
6. 凝缩段:年代确定及大陆边缘层序地层对比的关键 . . . T. S. Loutit, J. Hardenbol,
P. R. Vail 和 G. R. Baum (147)
7. 硅质碎屑岩层序的地质定量模拟及其地震剖面 M. T. Jervey (181)

海平面的升降

Christopher G. St. C. Kendall, Ian Lerche

〔美〕南卡罗来纳大学地质系

摘 要

可用于确定海平面相对变化幅度的方法包括:a.测定沉积物向陆缘的上超量;b.测定海相沉积旋回的厚度及各古滨线间的垂距和平距;c.测定单一的热—构造沉降曲线和叠加地壳沉降曲线上的扰动;d.测定深海沉积物中氧同位素的变化;e.测定诸如构造运动、物质沉积和海平面变化速率等变量的大小。可将测定的结果颠倒过来对盆地的充填进行图象和数字的模拟。目前,已经可以综合运用这些方法的部分或全部来绘制相对的(构造/海平面变化)海平面变化曲线图。然而,这些方法都不是确定海平面绝对变化的最好方法。每一方法在使用时,都得假定基底构造运动、沉积物的堆积和海平面变化三者中有两项是不变的,从而求得第三项,这已为数学模拟所证实。此种模拟表明,所得的结果是基底构造沉降和海平面变化的总和。

前 言

尽管有几种测定海平面视垂直变化幅度的方法,但至今尚无任何方法可以直接测量此种变化,原因是所用的基准点都不稳定。由于:(1)沉积物的压实作用;(2)上覆沉积物和水体重量的变化所引起的地壳均衡响应和(3)地壳的热构造运动,都会使地壳不断地运动,因此,要获得这样的基准点是不可能的。这样的稳定基准点也许只有地心才有。但由于无法确定古代沉积物相对于地心的位置,因此只能观察到“相对”的海平面。正如维拉(Vella, 1961)指出的那样,海平面高度的视变化,只能用下述四种垂直参照点中的一对间的高度来表示:(1)平均海平面上的任意一点;(2)相对于岩石圈不动的任意一点;(3)变化中的岩石圈表面上的任意一点;(4)稍低于任何沉积面之下的压实面附近的任意一点。它们当中没有任何一种是真正不动的。它们都会发生垂直运动。由于无法直接测定海平面的变化,只得建立一些模型,通过测定海平面变化所引起的物理变化来间接测定海平面的变化。本文要讨论的就是这些间接方法。它们和海平面的变化幅度有关。读者应该注意,笔者在本文中在海平面变化所下的定义是:全球范围内海平面相对于稳定的地心在垂直方向上的变化。这一定义也许有别于本文中提到的其他地质学家对海平面变化所下的定义。

本文提出四种方法来描述地球对海平面变化的反应:(1)研究被海水超覆的大陆面积的变化;(2)研究海相沉积记录;(3)研究地壳对上超海水重量的响应;(4)海水体积的变化。现对这些方法评述如下:

一、根据海相沉积物覆盖大陆面积的变化确定海平面变化幅度

(一)测高曲线的运用

科辛纳(Kossinna, 1921, 1933)搜集了现在各大陆的地形测高曲线,他和那些运用他的修正概念的人所获得的这些测高曲线,是估计海平面变化幅度的基础。可以用现在的地形测高曲线为工具,来估计海平面相对于被海洋覆盖的大陆所上升的幅度。任意时间间隔内海洋向大陆的上超量,可以在该时代海相沉积层序的古地理图上用求积仪和等积投影法求得(图1)。近来有许多文章(Eyged, 1956; Hallam, 1963, 1984; Forney, 1975; Bond, 1976, 1978a, b; Cogley, 1981,

1984; Harrison 等, 1981; Wyatt, 1984)介绍了如何运用测高曲线(或称海陆测高测深曲线)法来确定海平面变化幅度。

测高曲线表示各相邻等高线对之间所夹的陆地面积占该大陆总面积之百分比。如, Harrison 等(1981)把大陆架范围一并包括在内,用相邻两等高线间的面积和相应面积内的高度比值作图,他们将观察高度除以大陆平均高度,从而得到各大陆的高度正态曲线。在他们的曲线图上,纵坐标表示各相邻等高线对间的平均高度,横坐标表示各相邻等高线对间相应面积占该大陆总面积的百分数(图1)。

这一确定海平面升降方法的问题在于,必需假定描绘现今大陆的测高曲线与地史上的测高曲线是一样的。然而每位科学家使用这个概念的方法是极不相同的。由于第三纪造陆运动的结果,曾引起地壳的上升,使得现今的测高曲线显得很陡(Bond, 1976)。Harrison 等(1981)认为,由于:(1)陆缘沉积的变化;(2)褶皱山的形成;以及(3)绘制测高曲线时存在的问题,如没有把测高曲线所覆盖的大陆范围内的大陆架包括进去,因此大陆测高曲线不大可能是稳定不变的。此外,配合测高曲线使用的古地理图经常有错,特别是在老地层分布区制图更是如此。在标绘短而简单的滨线时有误差,结果就会对地史上的海侵范围估计不足。(Cogley, 1981),

(Cogley, 1981)。

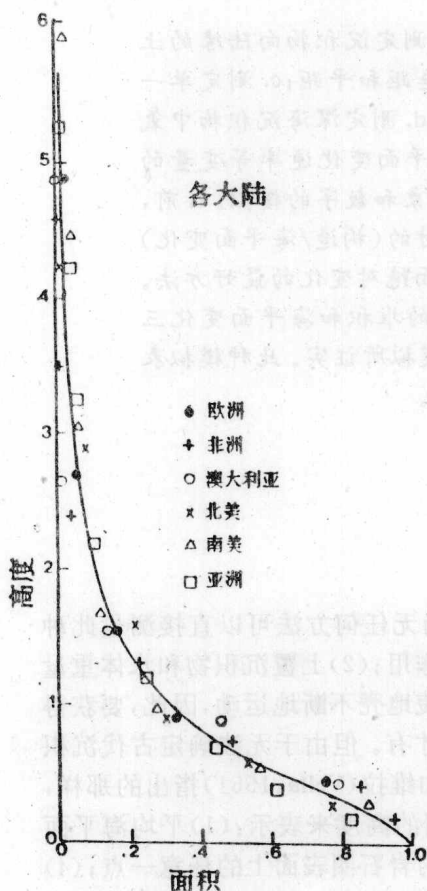


图1 正态测高曲线(根据 Harrison 等, 1981)

“现今大陆的高度—面积分布格局可以为了了解古代大陆—面积分布格局提供重要线索。”(Cogely, 1984),在进行模拟时,可以用它来确定海平面的变化幅度。然而,目前尚无确定“正确”测高曲线的方法。Kossinna(1921, 1933)、Bond, (1976); Harrison 等, (1981)、Southam 和 Whitman, 1981)或 Kogley(1984)所提供的曲线都可以使用。当然,你也可以使用你自己建立的系统。侵蚀作用所造成的剖面不完整会使问题复杂化,常导致对古代海侵范围估计不足。因此,单靠古地理制图,虽然也可以获得某些有用的相关

曲线,但因不够精确,将使所建立的海平面关系不准确。

(二)地震反射资料所反应的沉积物加积和上超的几何特征

在 Wheeler (1958)、Sloss 以及 Sloss 和 Speed (1974) 工作的基础上, Vail (1977、1984) 和 Hardenbol (1981) 等创造了一种方法,他们假定连续的地震反射层与年代地层界线与诸如层面、不整合等时间地层界面是一致的,于是便可在地震横剖面上辨识出地震层序来,由层序所限定的不整合面在地震剖面上表现为一种地震反射面,这种反射面上超和终止于下一个不整合面上,或限制后者(图 2)。存在着争论的问题是,上超地震反射层的位置是否受平均高潮线的控制。因此,从沉积物陆侵曲线上可以看出海底、滨岸和冲积等沉积楔朝盆缘的上超量(Vail 等, 1984)。从沉积物加积图上可以看出(图 2c)上超反射层的垂直起落量(Vail 等, 1977)。Vail 指出:“在使用这一方法时,对海岸加积的测定要尽可能地靠近下伏不整合,以便将差异性盆地沉降的影响降低到最小限度。”他们将测自许多不同地方的相对海平面变化旋回加以对比,编制出了反映全球地震上超(他们将其称为“海岸上超”)的综合图表。Vail 等(1977)运用这种根据地震资料所作的加积量测定,估计了相对海平面变化幅度。然而,正如 Hardenbol (1981) 指出的那样:“根据海岸上超所确定的海平面变化幅度是不精确的,因为不同盆地的下沉情况不同。”Vail 等可能是假定一旦通过地史分析将沉降因素排除,就只剩下海平面变化一个因素了。从理论上来说,的确如此,但必需记住,这只是一种设想,而不是事实。

Vail (1977) 等的上超曲线的另一个问题是,虽然他令人信服地证明了海平面变化事件的存在,但海平面变化在大陆上所达到的位置却因局部的构造沉降的影响而复杂化(Bally, 1981; Watts, 1982; Thorne 和 Watts, 1984; Parkinson 和 Summerhayes, 1985; Miall, 1986)。这大概可以解释何以 Hallam (1981) 与 Vail 和 Todd (1981) 根据不同资料来源所编绘的侏罗纪海平面曲线图上,同一海平面会有不同的位置。与此类似, Vail 等 (1977); Kauffman, (1977); Hancock 和 kauffman (1979); Harris 等 (1984); Seiglie 和 Baker 等 (1984), 根据不同资料来源,即地震、岩石地层及生物地层资料所编绘的白垩纪海平面曲线以及 Vail 等 (1977) 与 Seiglie 和 Moussa (1984) 所编绘的晚第三纪海平面曲线,结果也不相同。因此,这一方法(不同作者的用法也不同)虽然可以帮助我们识别同一海平面事件的存在,但既不能用来确定海平面变化的幅度,也不能用来确定各海平面事件间的相对位置。

二、根据沉积记录确定全球海平面变化幅度

与海岸线有联系的古水深标志可以用来估计海平面变化幅度。这些标志包括:向上变浅旋回中能表明高潮线位置的沉积构造、古海岸线、古海岸断崖上的海蚀龛以及古水深指示化石,如水底生物、藻叠层石、生物潜穴、珊瑚礁台地和泥炭等。例如, Busch 曾将纽约州中部曼利厄斯组 (Manlius Formation) 中的几个向上变浅旋回与海平面事件联起来加以对比,他在对比这些旋回中的高海平面位置时,根据沉积旋回中垂直潜穴的上限和藻纹层的下限来识别高水位,结果在几个不同的地点发现三个以这些海平面为界的沉积旋回,其厚度相近,分别为 1.1、1.0 和 0.8m。这些结果表明,海平面曾发生过变化(图 3)。他将压实作用的影响忽略不计,所以这些值实际上小于相对海平面变化的实际幅度。他注意到海侵面所在的层位在朝海方向上会升高了。这一估计海平面变化幅度的方法是建立在以下假定基础上

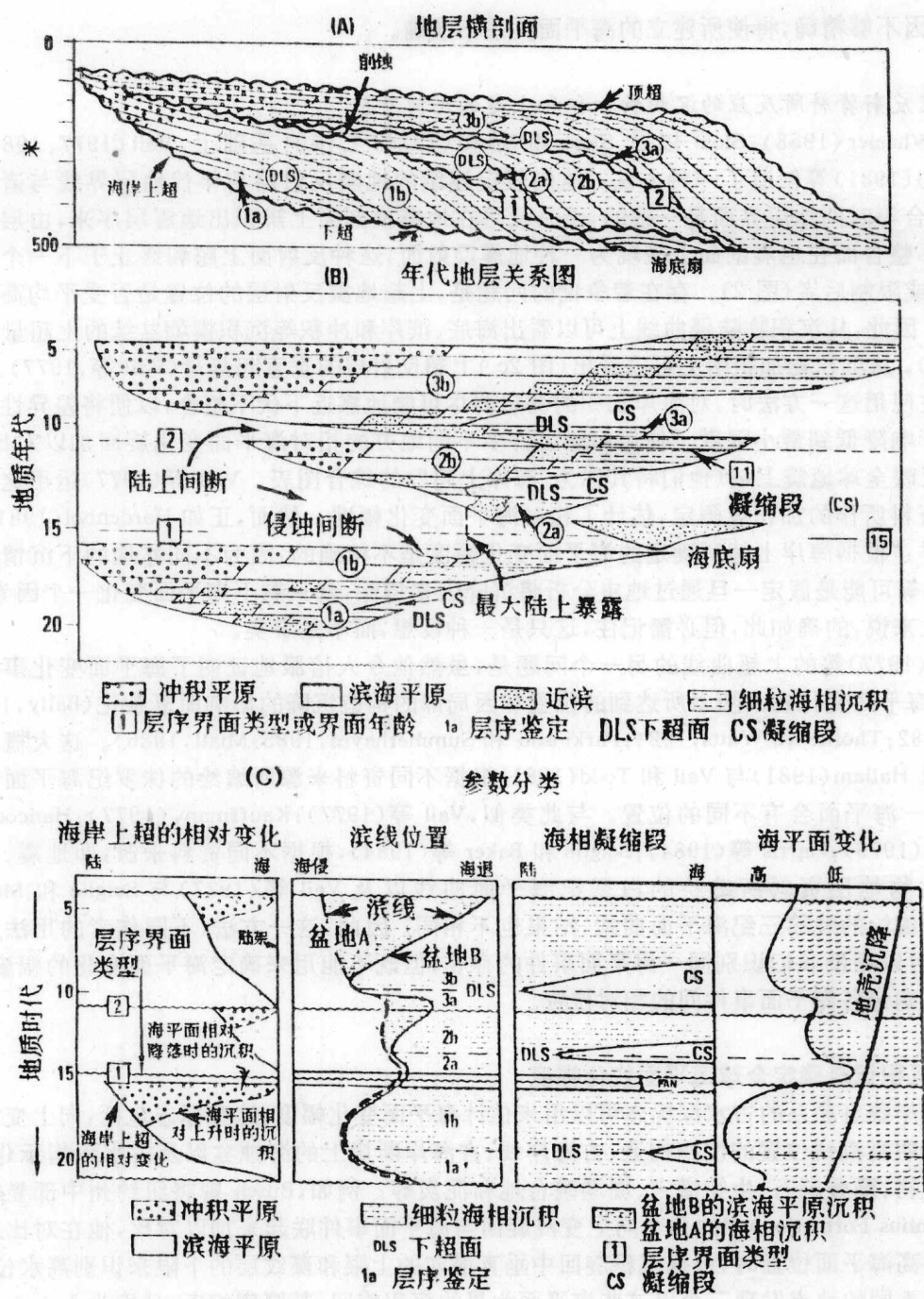


图 2 (A)沿假定地震剖面的地层剖面图——示层序界面类型、F 超面(凝缩段)及三个不同深度的理想层序的相分布; (B) 根据图 (A) 作出的年代地层关系图(或称 Wheeler 图)——示层序界面性质、下超面、凝缩段和沉积相; (C) 地震层序参数分类图——示海岸上超、海平面相对变化、海进与海退、海相凝缩段和全球海平面变化与构造沉降的相互关系 (Vail 等, 1984)

的：(1)这些沉积旋回是海平面变化的产物；(2)各观测点所经历的构造史相同；(3)构造作用所造成的影响可以精确的加以模拟。

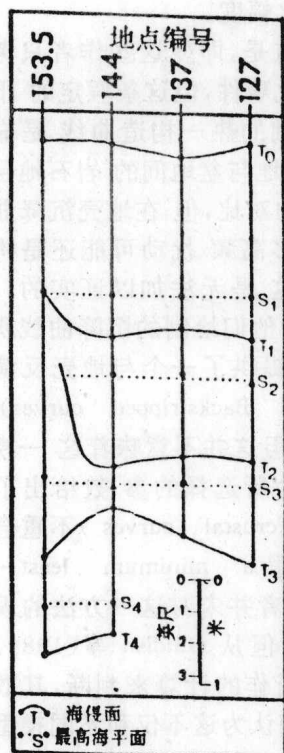


图3 纽约州中部曼利厄斯组中四个不同位置的最高海平面(S)和海侵面(T)的对比(Busch, 1983)

Beukes(1977)、Kauffman(1977)、McKerrow(1979)、Harris等(1984)、Seiglie和Baker(1984)、Seiglie和Moussa(1984)以及Weimer(1984)等都使用类似的方法,但在辨识海平面变化标志时,却没有忽视局部构造作用对形成沉积容纳空间的重要性。

珊瑚礁台地、泥炭、海岸陡崖上的海蚀龛以及古水深标志的一般用法同上,也需要对沉积环境的构造行为做出某种假定。重复说一遍,海平面变化幅度是根据一种不能独立加以证明的模型确定的。

三、运用反演沉降(Backstripped Subsidence)确定海平面升降幅度

(一)地壳沉降曲线和热—构造曲线间的差异

Hardenbol等(1981)指出：(1)Vail和Hardenbol(1981)与Vail和Todd所绘制的海平面变化曲线图是建立在海岸上超的估计和古生物研究基础上的；(2)低频海平面变化幅度,可以通过测定根据钻孔资料所计算出的地壳沉降曲线与按Royden等(1980)的方法对那一地区所假定的理论性热—构造曲线间的差异来估计。与此类似, Hallam(1963)提出,可以根据太平洋中的水下平顶海山的假定沉降速率来测定海平面的变化。

可以首先根据现今的海平面来确定某一钻井中沉积物的埋藏途径,从而得到地壳沉降曲线(Van Hinte, 1987)。然后以古水深测量结果为基准运用由Bomford(1971)修正过的艾里概念(Airy's concept—地壳均衡概念—译者, 1855)(Watts和Steckler, 1979),排除压实作用的影响及沉积物和水体重量对地壳均衡的影响,将海平面波动的影响忽略不计,并对沉积物的影响加以补偿,便可估计出基底的沉降幅度(图5)。

根据埋藏史所计算得的结果见图6。图中表示了北海某取样井所重建的沉积史和基底沉降曲线。将基底沉降曲线与热—构造曲线进行比较,所得的差便可用来确定海平面的变化幅度,不过不同作者所用的假定热—构造曲线是不相同的。不少地质工作者都建立了自己的模型,这些人包括: Falvey(1974)、McKenzie(1978)、Royden等(1980)、Beaumont(1981)、Hellinger和Sclater(1983)以及Nunn等(1984)。他们所建立的模型各不相同,都力图克服其他模型的缺点。测定根据钻孔资料所确定的地壳沉降和热—构造沉降间的差异时,必须从众多各不相同的模型中选用一种。模型一旦选定,根据钻孔资料所得到的地壳沉降曲线

用这样的方法计算出的结果见Hardenbol等1981年的文章。他们选择的是Royden等(1980)的模型,并将其用于西北非某地。他们在文章的第33页中提到：“很难用这些变化的地层学解释来对海平面变化幅度准确定量,但通常可以确定海平面变化速率的下限。”

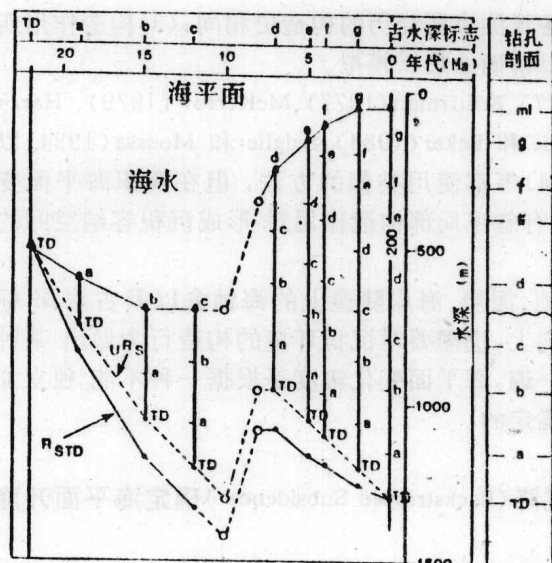


图4 假想钻井地质发育史

上线代表测点处古水深；下断线 URS 为标志 TD 的未改正埋藏途径，从沉积物与海水间的界面处用累计法测得；下实线 R STD 为标志 TD 修正后的埋藏途径，考虑了 TD 被埋藏后逐渐被压实这一因素。

地壳的挠性以及选来描述热一构造行为的模型有关。

(二) 叠加地壳沉降曲线和平均地壳沉降曲线

Guidish 等(1984)将各地壳沉降曲线重叠在一起取其平均值，以确定海平面变化的存在和幅度。他们所得到的全球基底沉降平均速率在细节上和 Vail 等的海平面变化曲线很少有类似之处(图 7)。此种差别表明，地壳沉降曲线上显示的高频构造运动要比海平面变化事件反映得更为清楚，因为 91.5m 的海平面变化幅度实在太小，难以明显地影响地壳的沉降。即使地壳的沉降确实反映了高频海平面事件，充其量也只能辨别其存在，而无法在地壳沉降曲线上测出它们的大小。这一方法所受的限制来自以下方面的假定：(1)沉积物具有均衡等压的埋藏史；(2)在沉积物和水体重量影响下地壳的挠曲是均衡的；(3)井底之下的沉积物是压实的；(4)取平均值时所造成的误差可以加以免除。别人可能不会同意，但笔者认为这一方法不能确定海平面变化的确切幅度。

四、根据与更新世冰期有关的稳定同位素比率和珊瑚礁台地确定海平面的变化幅度

目前已经可以对深海相微体浮游生物化石中 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 值的变化时间加以测定。这一变化与冰融性海平面变化事件有关(Broecker 和 Donk, 1970; Shackleton 和 Opdyke, 1973; Fillon 和

与主观选定的热一构造沉降曲线之差将以最小二乘方差系统给出，并由此估计出海平面的变化幅度。

笔者的观点是，即使这些作者只考虑低频海平面变化事件，但这条假定的平稳而以模型为基础的热一构造曲线是靠不住的。尽管对盆地与盆地间的岩石地层单元进行了详细的对比，但在地壳沉降曲线上所见到的许多高频扰动可能还是构造成因的，当然，这是无法加以证实的。此外 Royden 等为他们绘制的沉降曲线所选择的参数虽然提供了一个与地壳反演沉降曲线 (Crustal Backstripped curves) 非常吻合的模型，但这并不意味着这一模型是正确的，因为所选择的参数给出了一个与地壳曲线 (crustal curves) 不重合的最小二乘方下限 a minimum least-squar)。不同作者并未对这一方法的误差极限加以估计，但从 Guidish 等(1984)对地壳沉降曲线所作的计算来判断，其数值是很大的。他们认为这不仅和不同模型所选择的参数有关，而且和沉降时的压实史、

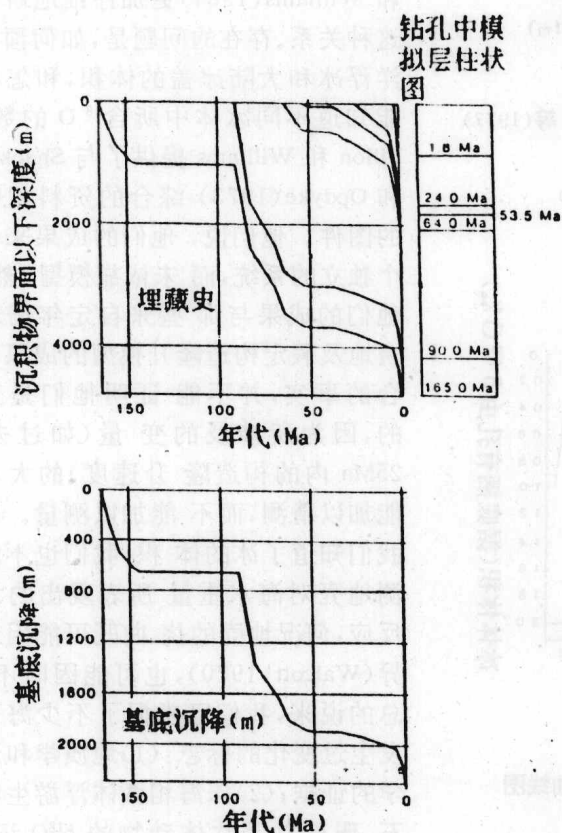
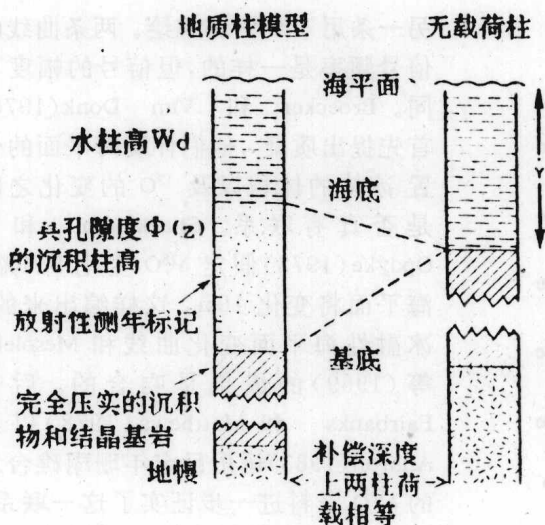


图6 北海某钻井沉积物埋藏史及地壳沉降
(根据 Guidish 等, 1984)

Williams, 1983)。Mesolella 等 (1969)、Steinen 等 (1973) 以及 Matthews (1984b) 等指出, 在更新世构造隆起期, 巴巴多斯周围的珊瑚礁台地记录了海平面的变化。这些台地的年代是用 U/Th 法测定的, 同一海平面变化事件的证据在用 U/Th 法测定过年代的新几内亚 (Bloom 等, 1974; Chappel, 1974) 和印度尼西亚 (Chappel 和 Veeh, 1978) 的珊瑚礁台地中都可见到。

Moore 根据巴巴多斯 (Mesolella 等, 1969)、远东 (Chappel, 1974; Chappel 和 Veeh, 1978) 和另外几个地方珊瑚礁台地的放射性定年资料编绘了一张晚更新世海平面变化曲线, 从图上可以看出海平面在这一时期内的变化幅度 (图 8)。其海平面变化的幅度取决于以下假定: (1) 1.25 Ma 时的海平面上升事件的高度在现代海平面之上 2—10 米; (2) 从 1.25 Ma 时至今, 构造隆起的速度是稳定的。这一时期的氧同位素支持上述假定, 和现今沉积物的氧同位素相近。这表明 1.25 百万年前的海平面和现在的海平面是相近的 (Shackleton 和 Opdyke, 1973; Fairbanks 和 Matthews, 1984)。然而, Ward 和 Chappel (1975) 指出, 构造运动的幅度是无法确定的, 因为事先并不知道海平面的变化幅度。所以, 尽管已定年的珊瑚礁台地的位置是海平面变化的标志, 但这一标志只能用来确定海平面变化的相对幅度, 因为构造运动的模型一定是假定的。

如果试图通过深海相岩芯中微体浮游生物化石 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化来确定海平面的变化幅度, 我们将面临各种问题。Fillon 和 Williams (1983) 提供了两条曲线 (图 8) 可供我们作海平面变化幅度分析, 一条是根据珊瑚礁台地定年资料编绘的,

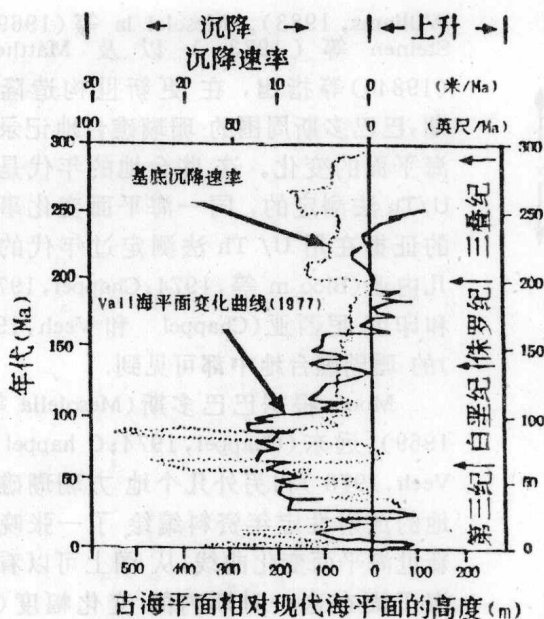


图7 全球基底平均沉降速率和 Vail 等(1977)的全球海平面曲线的比较
(根据 Guidish 等, 1984)

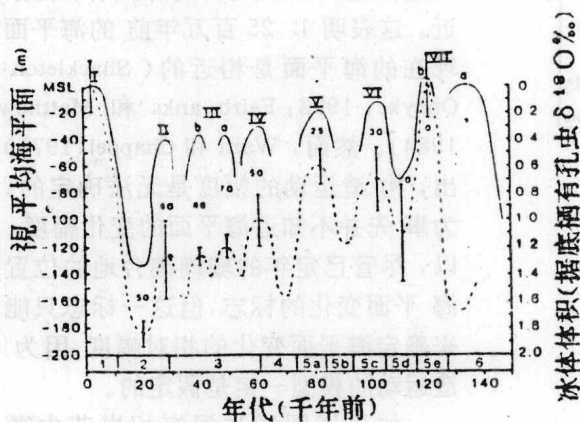


图8 晚更新世全球海平面变化曲线图

示这一时期海平面变化的幅度,其根据是巴巴多斯(Mesollela 等 1969)远东(Chappel, 1974; Chappel 和 Veeh, 1978)以及其它几个地方(Moore, 1982)珊瑚礁台地的放射性定年测量结果,以及各主要海盆反映“冰体体积”的底栖生物的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录(Fillon 和 Williams, 1983)

另一条用 $\delta^{18}\text{O}$ 资料编绘。两条曲线的信号频率是一样的,但信号的幅度不同。Broecker 和 Van Donk(1970)首先提出质疑,他们怀疑海平面的位置冰体的体积以及 ^{18}O 的变化之间是否真有联系。Shackleton 和 Opdyke(1973)假定 $\delta^{18}\text{O}$ 变化 0.1‰,海平面将变化 10m,这样编出来的、冰融性海平面变化曲线和 Mesolella 等(1969)的成果是吻合的。后来 Fairbanks 和 Matthews(1978)以及 Aharon(1983)运用已定年珊瑚礁台地的 $\delta^{18}\text{O}$ 资料进一步证实了这一联系。自那以后,Williams 等(1981)及 Fillon 和 Williams(1984)更加仔细地研究了这种关系。存在的问题是,如何预测海洋浮冰和大陆冰盖的体积,和怎样才能知道不同冰体中所含 ^{18}O 的数量。Fillon 和 Williams 提供了与 Shackleton 和 Opdyke(1973)综合的资料相吻合的图件。他们说,他们的成果来自三个独立的系统,而未依靠模型。然而,他们的成果与那些来自定年珊瑚礁台地及假定构造隆升模型的成果相吻合的事实,并不能证明他们是正确的,因为所涉及的变量(如过去 1.25Ma 内的构造隆升速度)的大小只能加以猜测,而不能加以测量。即使我们知道了冰的体积,我们也不能预测地壳对海水重量所表现出的均衡反应,何况地壳的挠曲既可能因地而异(Walcott, 1970),也可能因时不同。总的说来,我们已掌握了不少海平面发生过变化的标志:(1)地质学和形态学的证据;(2)深海相微体浮游生物化石、珊瑚以及软体动物的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录;(3)不同地区的珊瑚礁台地;以及(4)冰川的冰融效应。因此可以对海平面变化的相对幅度加以估计,这在地层学上是很有用的。但我们还不能以这

些资料为依据,编制出准确的海平面变化图来。

假定冰融性海平面变化不限于第三纪和更新世,Matthews(1984a、b)建议,至少在鉴定和测定过去 100Ma 内的相对海平面变化幅度时,可以使用氧同位素记录。尽管 Matthews 已经能够用这一方法来鉴定海平面标志,但他却不能对海平面变化的准确幅度加以测量,不过这一方法还是为我们提供了一种识别用上超法鉴别出来的相对海平面变化幅度的途径。

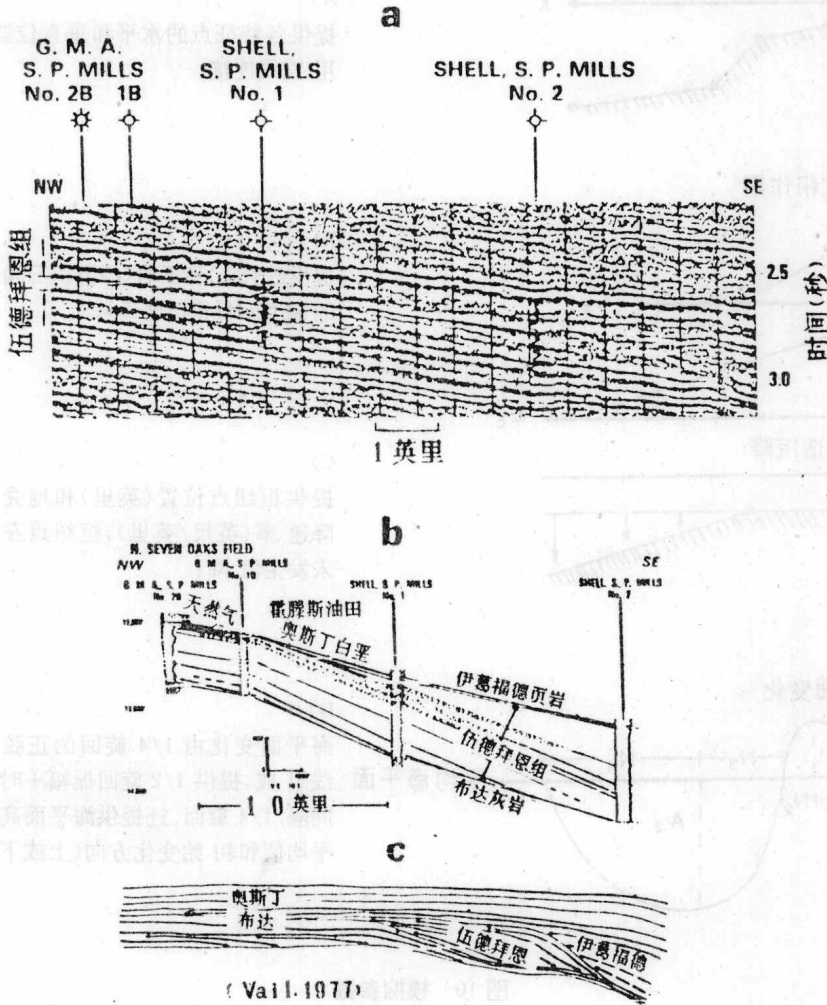


图9 (a)伍德拜恩三角洲地震横剖面;(b)伍德拜恩三角洲电测井横剖面——示砂岩的分布和几何特征;(c) (a)和(b)的解释(Vail 等,1977)

海洋的体积也可以根据其与地球转速变慢之间的关系加以确定。地球转速变慢的现象早在公元前 500 年巴比伦人就不断作了记录(Morrison,1985)。目前的一天要比那时长 50 微秒,然而自那时以来,潮汐引起的转矩并无明显的变化,所以,可能是其它机制在起作用。

如“海平面变化 1m,可以使每天的长度增加或减少 15 微秒。”(Morrison,1985)公元前 500 年以来的海平面也许已经上升了 3m,这可以从佐治亚州沿海获得的考古和地质资料得到证明(De Pratter 和 Howard,1981)。不过,包括从构造运动到深部变化在内的其他机制也可能起了作用。

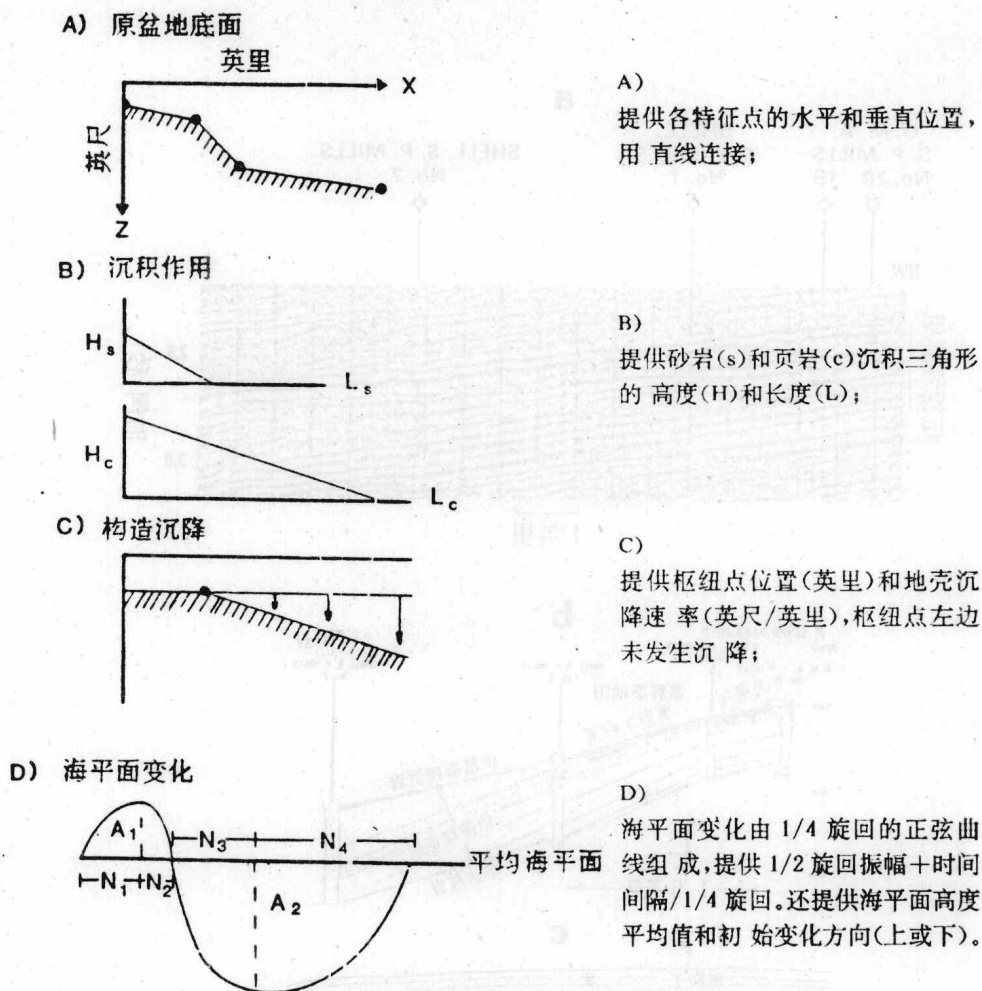


图 10 模拟参数

五、与地壳沉降、全球海平面变化和沉积速率有关的陆缘沉积的模拟

由于前面所讨论的方法都难令人满意,促使我们及时地去另外建立一个海平面变化、构造运动及沉积作用的关系模型。我们的目的是想,通过把这个模型颠倒过来,以确定形成某一给定盆地沉积几何特征所需不同变量的大小。

我们建立了一套简单的系统,来形成横跨掩埋陆架倾斜地震线上所见沉积的二维几何特征(图 9a; Burton 等,1987)。地震线上所见的几何特征是海平面变化、沉积速率以及构造运动

的速率和方向相互作用的结果。我们在模拟时,改变沉积作用、地壳沉降和全球海平面位置的数值,将其投在图上,得到其几何特征。如果模拟图和地震剖面吻合良好,那么,我们就可以对沉积作用、构造沉降以及海平面变化的速率做出某些解释。和其它模拟海平面变化的方法一样,我们的模拟系统也对各种变量的大小作了假设。

我们的模拟是建立在这样一种概念上的,即总的沉积特征,是受诸如全球海平面变化、地壳沉降、压实作用以及沉积物的沉积等宏观作用控制的——确切地说,是受那些需要用来解释地震剖面上地层特征的作用控制的。我们并不想试图去模拟自然过程,我们只想重现长时期内作为这些过程总结果的沉积几何特征。

我们模拟一定时间间隔内的沉积作用,其沉积物具有一定的长度和厚度,我们将其称为沉积三角形(sediment triangles, 图 10b)。每一时间间隔内的沉积单元受下列因素控制:(1)初始沉积面的形态(图 10a);(2)海平面相对于初始沉积面的位置(图 10d);(3)该时间间隔内沉积物(泥和/或砂)的数量;(4)初始沉积面的沉降行为,包括关键性的构造沉降和热沉降、均衡荷载、以及由于脱水而引起的沉积物压实(图 10c)。

我们的模拟包括了允许沉积物加积到海平面,然后引起侵蚀并越过陆架将沉积物搬运至盆地(by-pass)的函数。我们只模拟了海相碎屑沉积,略去了靠陆地的冲积楔,以便再现海相沉积总的沉积几何特征和显示剖面中富含砂质和富含泥质部分的位置(图 11)。我们承认,将冲积平原略去,我们的模拟就有缺陷(Heland—Hansen 等, 1988),不过我们认为这样的模拟还是很有用的。

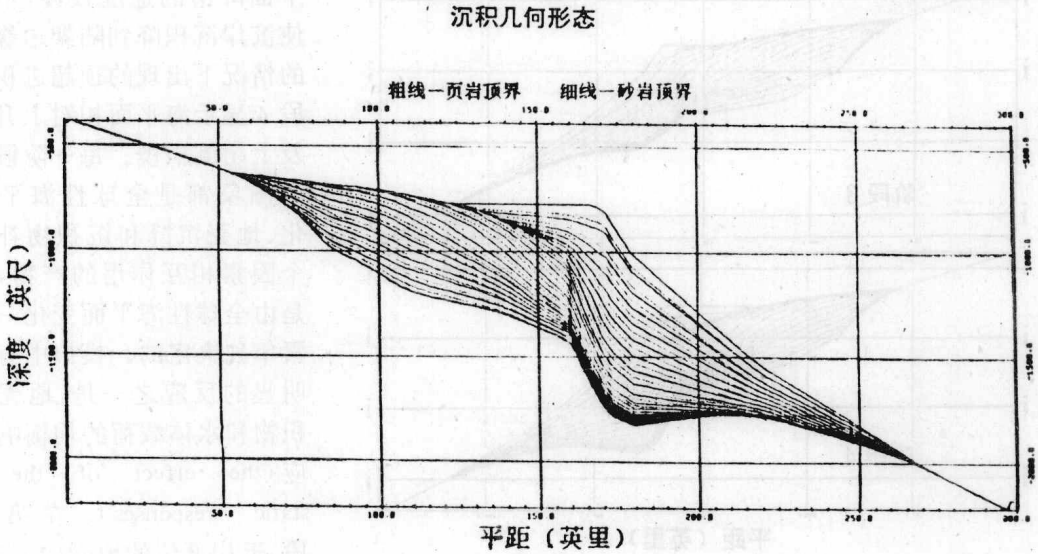


图 11 据模拟海平面变化、压实作用、构造运动、均衡作用和沉积物充填所得的沉积物几何特征横剖面

图 11 中,各粗线间的区域为选定时间间隔内的沉积物。紧靠粗线下方为页岩,细线下方为砂岩。图象中未将砂体和泥体(如边滩、潮道充填和三角洲沉积)逐一地划分出来,虽然看得

沉积几何形态

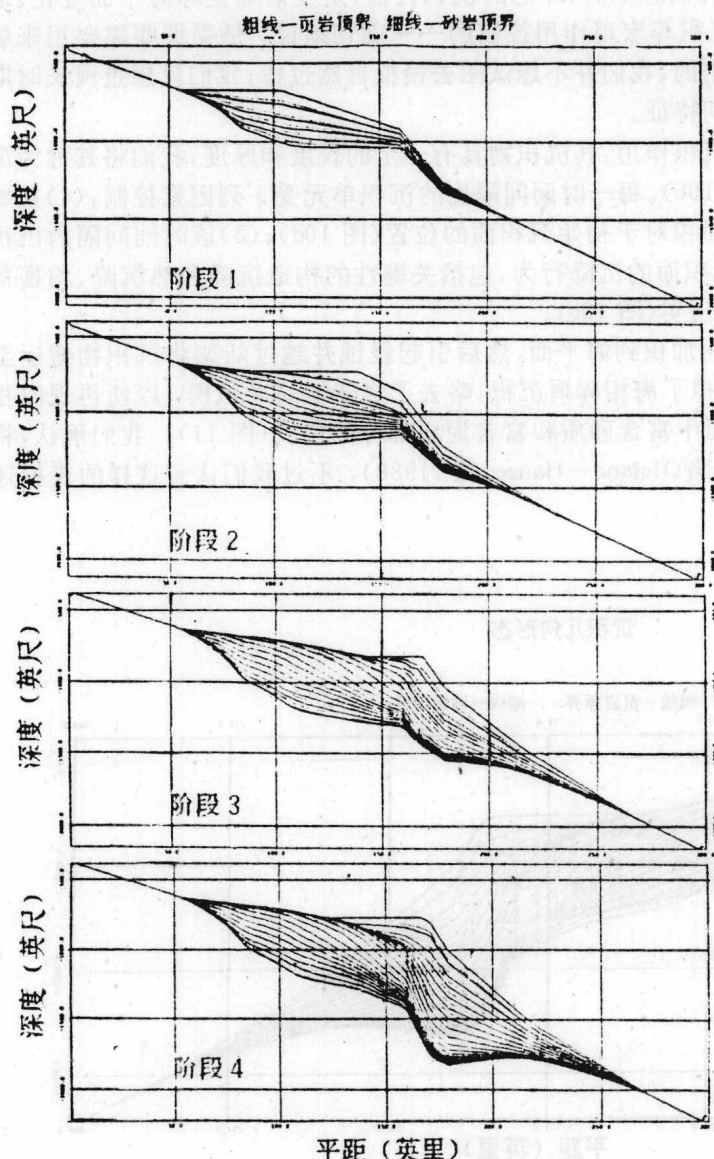


图 12 形成图 11 所示几何形态的四个沉积充填阶段

壳下弯,出现这一情况的原因是,陆架上的沉积容纳空间减小,沉积物不得不占据靠海一侧的空间,以至引起那里的地壳向下弯曲。基底发生这样的形态变化纯系沉积物重量所致,表现出

见这样的砂体和泥体可能产出的区域。通过模拟一般的而不是特殊的岩石层序的沉积史所输出的结果,可以作为解释地震资料的辅助手段,特别可以用来鉴别可能存在的良好生油带及隔离层(页岩)及潜在的地层圈闭(页岩之内和/或页岩之下砂岩的尖灭部位)。

图 11 和图 12 显示了具一小型枢纽沉降单元的陆架和盆缘沉积几何特征的逐渐演化过程。阶段 1 显示相应于一海平面相对上升所出现的陆架逐渐上超,它是全球性海平面变化速率、地壳沉降速率和沉积物补给速率三因素相互作用的函数。阶段 2 和阶段 3 显示海平面降落的速度较慢,不足以使滨岸沉积降到陆架边缘之下的情况下出现的顶超进积。阶段 4 显示海平面相对上升效应及上超沉积楔。每一阶段输出的图象都是全球性海平面变化、地壳沉降和沉积物补给三个因素相互作用的产物,而不是由全球性海平面变化一个因素单独决定的。模拟中有趣而明显的反应之一是,地壳对沉积物和水体载荷的均衡响应效应(the effect of the isostatic responses)。在第一阶段,近岸部位的地壳向下弯曲,而盆缘部位的地壳表现为向上隆起的正向区。第三和第四阶段,正向隆起区的靠海一侧地

完美的地壳弹性艾里效应(elastic Airy response of the crust)。

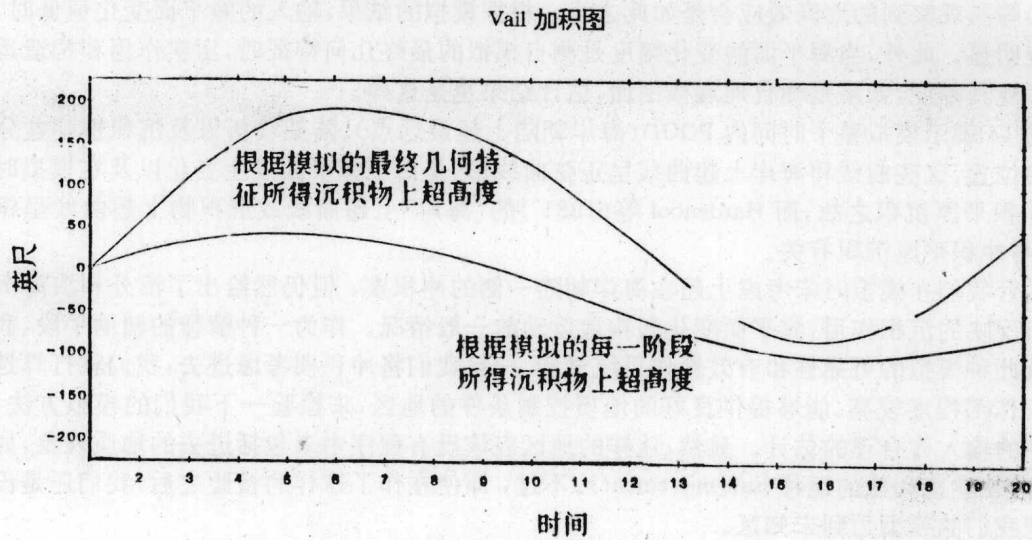


图 13 按 Vail 等(1977)的原则据最终几何形态得出的海岸加积曲线(上线)与不同时间间隔内全球海平面变化(下线)的对比

图 13 中,海平面位置的变化按压实和下沉后的每一时间间隔标绘,其最大上超量为 46m (150 英尺);修正后的 Vail 加积曲线的最大变幅为 85m(280 英尺,冲积平原因未于模拟,所以未包括在内)。该线标绘了每一时间间隔上超沉积物的高度差异,是用 Vail 等(1977)归纳的准则,根据所模拟的整个沉积单元沉积后的最终几何特征测出来的。所得的结果是模拟结果的两倍,且海平面的变化幅度出现了失真。在 Vail 等的加积图上海平

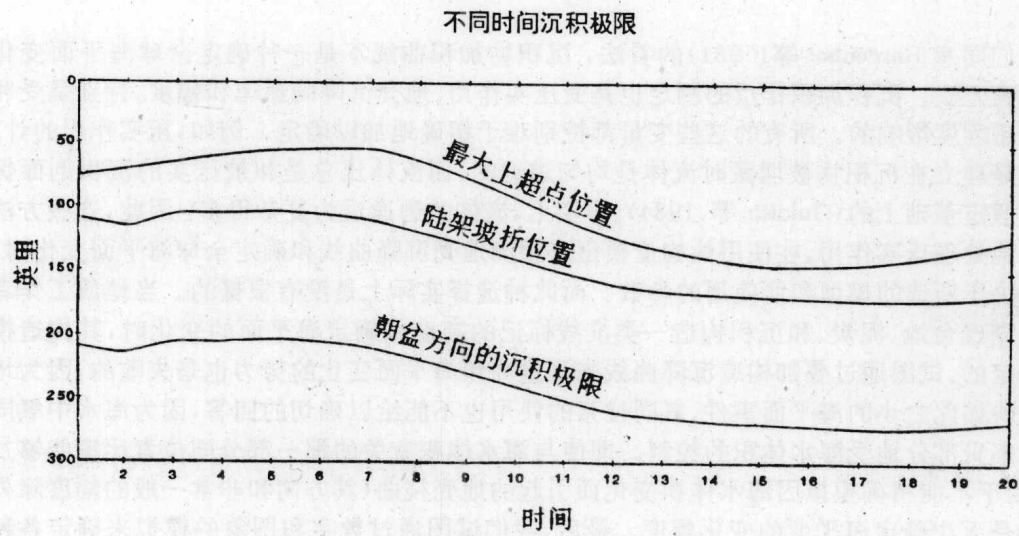


图 14 不同时间最大上超(上线)、陆架坡折(中线)和沉积物朝盆分布极限(下线)的位置

面的相对上升明显大于下降。我们设想,如果把冲积平原沉积考虑进去,夸大和失真可能会更大。这种夸大效应可以解释何以 Vail 等(1977)所得到的海平面变化会如此之大,而 Guidish (1984)等所观察到的地壳效应会是如此之小。根据模拟的结果,输入的海平面变化值低时,沉积效应明显。此外,当海平面的变化幅度是测自模拟的最终几何特征时,压实作用和构造运动会夸大视其幅度,如果是测自地震横剖面,估计结果也是这样。

图 14 表示模拟整个时间内 POGO(海岸朝陆上超最远点)、陆架坡折以及沉积楔朝盆分布极限的位置。这些曲线和海岸上超曲线呈正弦曲线形,是由于海平面发生变化以及在模拟时未考虑冲积平原沉积之故,而 Hardenbol 等(1981)的“海岸”上超曲线或沉积物上超曲线呈锯齿状,则与冲积平原沉积有关。

尽管我们在模拟时未考虑上超在海岸朝陆一侧的冲积楔,但仍然给出了滨外和滨海沉积物中所反映的沉积作用、海平面变化和构造运动的一般情况。作为一种解释的辅助手段,我们尚未就此种模拟的可靠性和有效性作系统试验。一旦我们将冲积楔考虑进去,我们就打算选择一个工作程度较高、能够提供良好的地质控制条件的地区,来检验一下我们的模拟方法,并对程序的输入作合理的估计。显然,这样的地区应该没有程序中未包括进去的地质现象,如断裂、碳酸盐建造和盐的运移(salt movement)。不过,即使在作了这样的检验之后,我们还是没有信心把我们的模型用到未知区。

关于海平面测定方法的一般性讨论

由于全球海平面变化的幅度不能直接加以测量,地质工作者不得不使用本文中所述的各种方法。问题是这些方法都得对模型中的一个或多个变量的大小作某种假设。

当地质工作者使用测高曲线和显示海相沉积物上超大陆区的古地理图时,他们不得不假定地质历史上的上超曲线的形态都是一样的,或者不得不去建立一个他们自己的假定曲线。所得的结果是一条相对海平面曲线,它可以帮助我们解地层的沉积史,但不能测量出海平面的变化幅度。

我们同意 Hardenbol 等(1981)的看法,沉积物加积曲线不是一种确定全球海平面变化幅度的精确方法。沉积加积作用的测定也是受压实作用、地壳沉降的速率和幅度,特别是受冲积平原上超程度影响的。所有的这些变量都特别难于精确地加以确定。例如,压实作用的计算,通常都是建立在沉积物被埋藏时流体是均匀逃逸的,而流体压总是和被压实的沉积剖面保持平衡的假定基础上的(Guidish 等,1984)。事实上,流体的逃逸远为复杂得多,因此,这些方法不能精确地处理压实作用。在使用热构造模型来预测地壳沉降曲线和确定全球海平面变化时,其结果取决于所选的模型和所使用的参数。而此种选择实际上是没有根据的。当地质工作者使用象珊瑚礁台地、泥炭、和沉积构造一类滨线标记的高度来确定海平面的变化时,其构造模型也是假定的。试图通过叠加构造沉降曲线来测量高频海平面变化的努力也是失败的,因为地壳不能反映如此之小的海平面事件。氧同位素的使用也不能给以确切的回答,因为海水中氧同位素的比率只部分地受海水体积的控制。即使与海水体积有关的那一部分同位素比率能够加以建立,由于不能精确模拟因海水体积变化而引起的地壳挠曲(其方向和非常一般的幅度除外),我们还是无法确定海平面的变化幅度。最后,我们试图通过数字和图象的模拟来确定各种变量,由于明显地不能解决特定的输入变量,结果同样是不能令人满意的。