

大尺度自成因机制与自成因地层学

王俊辉^{1,2)}, Tetsuji MUTO³⁾, 鲜本忠^{1,2)}

1) 油气资源与工程全国重点实验室, 中国石油大学(北京), 北京, 102249, 中国;

2) 中国石油大学(北京)地球科学学院, 北京, 102249, 中国;

3) 长崎大学环境科学部, 长崎, 852-8521, 日本

内容提要:在海平面升降、构造活动、沉积物供给等外部驱动作用下, 沉积地层的叠置受自成因和他成因两种机制的控制。近年的认识表明, 自成因机制可发生在沉积过程的各个时空尺度。不同于小尺度自成因机制仅发生在沉积系统的局部, 大尺度自成因机制可在盆地范围内系统性地控制地层的发育, 能够修饰甚至改变他成因过程。要想准确地探究地层的叠置样式与外部驱动条件之间的关系, 必须有效地鉴别大尺度自成因与他成因过程。基于对大尺度自成因过程的认识, 逐渐建立与发展了自成因地层学。它提出的自成因与他成因观、平衡响应与非平衡响应观为解析地层叠置样式与外部驱动条件之间的关系提供了新的视角。自成因地层学一方面对外部驱动条件分为稳定的(速率等作用方式保持不变)与不稳定的(速率等作用方式发生改变), 由前者形成的地层叠加样式(或过程)称为自成因的, 后者形成的地层叠加样式(或过程)称为他成因的。另一方面也将地层叠置样式分为稳定的(加积速率与进积速率的比值 $R_{\text{agg}}/R_{\text{pro}}$ 保持不变)与不稳定的($R_{\text{agg}}/R_{\text{pro}}$ 发生改变)。若稳定的外部驱动条件形成稳定的地层叠加样式, 称为平衡响应, 是自成因过程; 稳定的外部驱动条件形成不稳定的地层叠加样式称为自成因的非平衡响应。此外, 不稳定的外部驱动条件也可能形成稳定的地层叠加样式, 称为他成因的非平衡响应。自成因地层学认为, 由于自成因非平衡响应机制的普遍存在, 地层的叠加过程通常表现得不稳定。相比而言, 稳定的地层叠加样式仅在特殊情况下才能发生。传统成因地层学应当重视大尺度的自成因机制。

关键词:自成因地层学; 自成因与他成因; 平衡响应与非平衡响应; 海岸线自动后退; 三角洲海侵与非三角洲海侵; 基准面

作为地质历史的记录者, 沉积地层对推演过去的地质历史和预测将来的地质演化起到无法替代的作用。地层的叠置过程受构造活动、物源供给、海平面升降等外部驱动机制的综合作用。除此之外, 沉积过程普遍存在自我调节的机制。因此, 地层的叠置过程既可以表现为他成因(allogenic)(Holbrook and Miall, 2020), 也可以表现为自成因(autogenic)(Muto and Steel, 1992; Hajek et al., 2010)。要想准确地探究地层的叠置样式与外部驱动条件之间的关系, 必须有效地鉴别自成因与他成因过程(Holbrook and Miall, 2020), 并将自成因过程予以剔除。

近些年的研究证明了自成因机制在沉积过程的

各个时空尺度中均可发生(Hajek and Straub, 2017)。其中, 小尺度的自成因机制发生的时空尺度相对局限(相对于他成因机制而言), 已经取得了长足的认识(尹太举等, 2005; Catuneanu et al., 2011; Catuneanu, 2019)。二十多年来, 大尺度的自成因机制也越来越受到重视。这是因为大尺度的自成因机制发生的时空尺度大, 甚至与他成因机制相当, 因此它对沉积体系的发育、地层的叠置造成的影响并不亚于诸如海平面升降、构造作用、物源条件等外部驱动条件的变化(他成因过程)所带来的影响, 能够修饰甚至完全改变他成因的作用, 使得研究外部驱动条件与地层叠置样式之间的关系变得更加困难。目前, 随着对大尺度自成因机制研究的深入, 逐步发展起了完善

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 42172108)、十三五国家科技重大专项(编号 2017ZX05009-002)和中国石油大学(北京)科研基金项目(编号 2462020BJRC002, 2462022YXZZ010, 2462020YXZZ020)联合资助的成果。

收稿日期: 2022-12-26; 改回日期: 2023-04-15; 网络发表日期: 2023-12-19; 责任编辑: 任东; 责任编辑: 蔡志慧。

作者简介: 王俊辉, 男, 1988 年生。副教授, 博士生导师, 主要从事沉积学研究。E-mail: wangjunhui@cup.edu.cn。

引用本文: 王俊辉, Muto T, 鲜本忠. 2024. 大尺度自成因机制与自成因地层学. 地质学报, 98(7): 1977~2000, doi: 10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2023164.

Wang Junhui, Muto T, Xian Benzong. 2024. Large-scale autogenic stratigraphic mechanisms and autostratigraphy. Acta Geologica Sinica, 98(7): 1977~2000.

的自成因地层学(autostratigraphy; Muto et al., 2007),影响着人们对于地层叠置过程的认识。

1 自成因过程发生的尺度

“自成因”是一个相对较新的概念,指的是“仅由于系统内组成部分之间相互作用而发生的过程和机制”(Hajek and Straub, 2017)。20 世纪 60 年代 James Beerbower 首次使用“自旋回”(autocyclic)来表示河流自发地在“弯曲—截弯取直—回归原位”的周期性过程中形成向上变细的序列(Beerbower, 1964)。这是一种小尺度、局部的自成因过程,发生在 1~10 a 的时间尺度上。近来,人们逐渐认识到自成因过程在长至 100~1000 ka 的尺度上也可以表现(Paola, 2016),并且普遍不具有周期性和旋回性(Muto et al., 2007)。因此,“自旋回”无法概括沉积系统的自我调节机制,这一概念逐渐被“自成因”取代(Miall, 1996; Paola, 2016; 尹世滔等, 2021)。

1.1 小尺度的自成因机制

小尺度的自成因机制在时间上小至分钟,大至年一千年,且往往发育于沉积体系的局部,具有随机性,也往往表现出周期性(图 1)。常见的小尺度自成因机制主要有以下几种:① 沉积底形的形成与迁移(Sun and Parker, 2005);② 河流的摆动、决口与改道(Beerbower, 1964; Stølum, 1996; Mohrig et al., 2000; Tornqvist and Bridge, 2002; Slingerland and Smith, 2004; 黄彦庆等, 2006; 纪友亮等, 2012a, 2012b; 史长林等, 2013; 冯文杰等, 2017; 印森林等, 2017);③ 河口坝“向前—垂向—向后—横向”的周期性演化过程(王俊辉等, 2013);④ 三角洲朵体或冲积扇体的迁移,如 Mississippi 三角洲朵体自 7~8 ka 以来的迁移摆动过程(图 1a; Galloway, 1989; 纪友亮等, 2012a; Kim et al., 2014; Li Qi et al., 2016; Paola, 2016; Hajek and Straub, 2017; 印森林等, 2017)。

1.2 大尺度的自成因机制

大尺度的(区域性的)自成因过程往往表现为确定性(即非随机性),能够在盆地尺度系统性地控制地层叠加样式(图 1)。目前,关于大尺度自成因机制的研究尚未完善。目前发现的绝大多数的大尺度自成因机制普遍表现为非周期性,少数表现为周期性。已经发现的非周期性的大尺度自成因过程主要有:① 海平面稳定上升过程中进积—退积的自动转换过程,即海岸线的自动后退现象,如北海维京地堑中侏罗世 Brent 三角洲进积—退积的自动转换(图

1b; Muto and Steel, 1992, 1997; Swenson et al., 2000; Muto, 2001; Parker et al., 2008a);② 非三角洲海侵向三角洲海侵的自动转换过程,即自成因沉积间断与自成因不整合的形成(Tomer et al., 2011);③ 陆架边缘三角洲在海岸线自动后退过程中的自发调节过程(Burgess et al., 2008);④ 海平面下降过程中加积—侵蚀的自动转换过程,即河流的自动下切现象(Muto and Steel, 2004; Swenson and Muto, 2007);⑤ 海平面上升过程中,大陆架的自动变陡过程(Wang Junhui and Muto, 2021);⑥ 海平面周期性升降过程中河流下切作用的减弱至消失(Wang Junhui and Muto, 2021)。

除此之外,大尺度的自成因机制在空间上也可能表现为周期性的特点。具有代表性的是河流—三角洲沉积系统的沉积物储集—释放过程,分别与片流和沟道化流对应,它们可以呈现一种交替演化的特点(Kim et al., 2006; Kim and Jerolmack, 2008; Van Dijk et al., 2009; Powell et al., 2012)。这种沉积物自发地、大规模地周期性储集—释放过程在水下扇等深水沉积系统中也可能发生(Gerber et al., 2008)。

2 自成因地层学的基本观点

自成因地层学的建立与发展是基于对大尺度自成因过程的认识(Muto et al., 2007)。它是研究沉积系统因非平衡响应机制响应于外部驱动作用而发生的大尺度、确定性自成因过程的一门成因地层学(Muto et al., 2007; Wang Junhui and Muto, 2021)。目前,自成因地层学已经形成了相对独立、系统的理论体系,并对地层的叠加过程形成了独有的观点。

2.1 自成因与他成因观

对于特定的沉积系统,它在空间上具有特定的边界。任何来自这个边界之外的作用都可视为外部驱动作用。海平面升降、构造沉降、物源供给是三个最重要的外部驱动作用(Jervey, 1988; Galloway, 1989)。它们的作用方式可以是静态的(速率为 0),也可以是动态的(速率不为 0)。对于沉积源汇系统,海平面升降与构造沉降在特定的情况下可能速率为 0(即静态的),但是,沉积物的供给却是时刻发生的,速率不太可能为 0(即动态的)。也就是说,任何一个动态的沉积源汇系统都不会独立于外部驱动作用。我们也不太可能去关心一个海平面静止不动、构造条件稳定不变、沉积物既无输入也

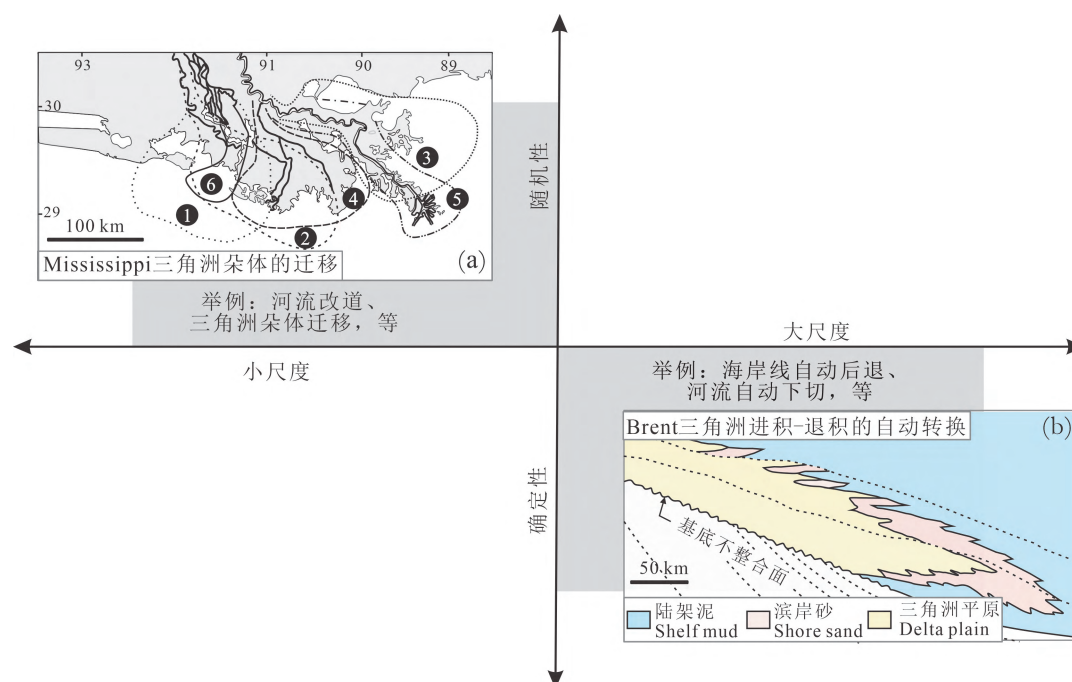


图 1 基于随机性、确定性、小尺度、大尺度的自成因类型划分(据 Muto et al., 2012 修改)

Fig. 1 Classification of autogenesis based on whether it is stochastic or deterministic and whether it is large-scale or small-scale (modified from Muto et al., 2012)

(a)—Mississippi 三角洲朵体自 7~8 ka 以来的迁移摆动过程(Roberts, 1997),虽然单个朵体的空间范围可能很大,但由于它是整个河流-三角洲系统局部的变化,因此仍视作小尺度,而且具有随机性;图中序号①~⑥依次表示密西西比河三角洲的 6 次迁移;(b)—北海维京地堑中侏罗世 Brent 三角洲进积-退积的自动转换(Muto and Steel, 1992),该过程在区域上系统性地控制地层的叠置过程,而且具有确定性

(a)—the switching of the Mississippi Delta lobes during the past 7~8 ka (Roberts, 1997), the autogenic switching of the Mississippi delta lobes is regarded as small-scale autogenesis because it happens in local area of the whole alluvial-deltaic system, though the spatial dimension of a single lobe is large, such kind of small-scale autogenesis is usually stochastic; numbers ① to ⑥ indicate the 6 times switching of the delta lobe; (b)—the autogenic transition from regression to transgression (shoreline autoretreat) of the Middle Jurassic Brent delta in the Viking graben, northern North Sea (Muto and Steel, 1992), such kind of large-scale autogenesis happens regionally of the depositional system and are usually deterministic

无输出,即绝对静态的沉积系统。因此,对于一个沉积系统,讨论绝对静态的外部驱动机制(海平面升降、构造沉降、物源供给等外部驱动机制速率为 0)意义不大,讨论它们的速率更为重要。

因此,自成因地层学视速率为 0 的外部作用为静态的(static);视速率不为 0 的外部作用为动态的(dynamic),又将速率恒定(不为 0)的外部作用视为动态稳定的(dynamic steady)、速率变化的外部作用视为动态不稳定的(dynamic unsteady)(Muto et al., 2016b)。更进一步地,受控于稳定外部作用(包括静态的与动态稳定的)而产生的地层响应、产物以及特征是自成因的;反之,受控于不稳定外部作用而产生的地层响应、产物以及特征是他成因的(图 2)。例如,对于一个发育中的河流-三角洲系统,当它响应于以下外部驱动条件而发生的沉积演化,属于自成因:① 稳定的上游沉积物供给速率;② 海平面稳定不变、匀速上升或匀速下降;③ 构造稳定不

变、匀速抬升或匀速沉降。当上述条件中的任何一个速率发生了变化,该河流-三角洲系统的演化即为他成因。

上述对自成因的定义重在强调外部驱动作用的方式。最近的研究将外部驱动作用方式进行了拓展。例如,Wang Junhui and Muto (2021)将由基准面上升和下降以相同的周期、幅度和速率而构成的对称式基准面升降旋回,尽管在一个周期内基准面由上升变为下降或由下降变为上升,从基准面周期性变化的整体方式来看是没有变化的,仍然可是作为稳定的,因此也可视作一种稳定的外部驱动机制。在这种外部驱动机制下,沉积系统从早期到晚期的叠置样式自发性地发生了变化(Wang Junhui and Muto, 2021),也可以理解为一种自成因过程。再如,在层序地层学普遍采用的正弦曲线式的基准面升降理论模型中(Catuneanu et al., 2019),对于单一周期的基准面升降,其变化的速率随时变化,是不

稳定的,所产生的地层是他成因的;但是相同的基准面变化模式如此往复,从整体的基准面变化方式来看并无变化,仍然也可视作稳定的,由此产生的更大规模的地层叠置也应视作自成因的。

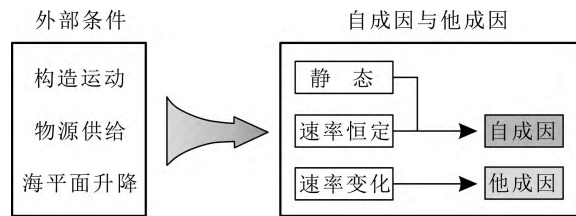


图2 外部条件作用方式与自成因、他成因的定义
(据 Muto and Steel, 2014 修改)

Fig. 2 Definition of autogenesis and allogenes in terms of the pattern of action of external forcings (modified after Muto and Steel, 2014)

与传统成因地层学(如层序地层学)观点相比,自成因地层学对自成因和他成因有着不同的理解

(表1)。传统观点认为,自成因过程是“仅发生在系统内部的自发机制”,他成因过程是“对一切系统之外的驱动作用的响应”(Einsele et al., 1991; Hajek and Straub, 2017),因此一般认为自成因过程发生的时空尺度往往小于他成因(Catuneanu and Zecchin, 2016; Catuneanu, 2019; 李峰峰等, 2019)。而实际上,如前文所述,任何一个处于动态演化中的沉积系统至少受1个外部驱动作用的控制(即沉积物供给)。因此,自成因过程不可能独立于外部驱动作用而发生(他成因作用更是如此),脱离外部驱动作用而讨论自成因与他成因也就不合理。基于此,自成因地层学着重强调外部驱动作用方式的变化与否(Muto and Steel, 2014; Muto et al., 2016b; Wang Junhui and Muto, 2021)。在上文自成因地层学的定义中,由于自成因过程与他成因过程均是对外部驱动条件响应的结果,两者可以在相当的时空尺度内发生(表1)。

表1 传统成因地层学与自成因地层学对自成因与他成因的观点对比

Table 1 Comparison of the view of autogenesis and allogenes between conventional genetic stratigraphy and autostratigraphy

对比	自成因	他成因	主要参考文献
传统观点	主要含义	仅发生在系统内部的自发机制	对一切系统外驱动作用的响应
	主要特性	不强调与外部驱动作用的关系	不考虑外部驱动作用方式的变化与否
	时间尺度	1~100 ka	1~100 Ma,取决于外部条件作用周期
	空间尺度	发生在沉积系统的局部,控制次级地质或地层界面的形成	发生在盆地范围内,可以控制重要地质或地层界面(如层序边界)的形成
自成因地层学观点	主要含义	响应于稳定外部驱动作用的自发机制	响应于不稳定外部驱动作用的机制
	主要特性	强调外部驱动作用的稳定性,不独立于外部驱动作用	强调外部驱动作用的不稳定性
	时间尺度	存在于地层叠置的整个过程,即与外部驱动作用的时间尺度相当;甚至大于外部驱动作用时间(如外部驱动作用时间短于自成因机制充分表现所需的时间)	1~100 Ma,与自成因的时间尺度相当;甚至小于自成因的时间尺度(如外部驱动作用时间短于自成因机制充分表现所需的时间)
	空间尺度	可以发生在盆地的局部或区域范围,可以控制重要或次级地质或地层界面的形成	可以发生在盆地的局部或区域范围,可以控制重要或次级地质或地层界面的形成(与自成因的空间尺度相当)

2.2 平衡响应与非平衡响应观

以河流-三角洲系统从源到汇的二维剖面为例,并假定顶积层表面、前积层表面、盆地向内陆一侧基底、盆地向海洋一侧基底均视作坡度不变的直线,坡度分别为 α 、 β 、 γ 、 ϕ 。该系统在空间上的边界可以抽象为上超点(或基岩-冲积转换点 ABT)、海岸线、下超点所限定的区域(图3)。本文的讨论仅限于图3所示的抽象二维模型,并假定:① 不考虑因各类地质作用沿沉积系统走向的变化而导致地层叠置样式在三维尺度上的复杂变化(Posamentier and Allen, 1993; Martinsen and Helland-Hansen, 1995;

Catuneanu et al., 1998; Madof et al., 2016; Lv Dawei et al., 2020)(实际上,三维沉积系统可以通过将其抽象为由无数个二维剖面构成而进行分析, Wang Junhui and Muto, 2021);② 本文讨论的基准面升降,均指基准面相对于沉积系统的整体升降,由于构造作用造成的不平衡沉降(Zecchin et al., 2006),不考虑在内;③ 所有从上游供给的沉积物全部沉积于图3所示的沉积楔状体中。

图3所示的上超点、海岸线、下超点在地层叠置过程中是可以自由移动的,称为自由边界。自由边界的移动使河流-三角洲系统的叠置表现为进积、退

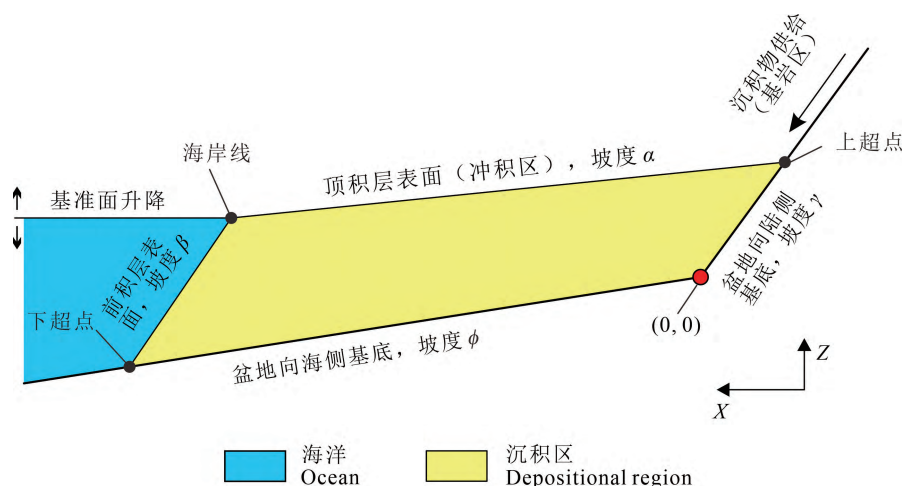


图 3 本文采用的河流-三角洲系统的剖面模型示意,为便于分析,将盆地向陆侧基底与向海侧基底的交点视作 X-Z 坐标系原点,其中,水平向为 X 轴(向海方向为正),垂直方向为 Z 轴(垂直向上为正)

Fig. 3 Schematic of dip-parallel alluvial-delta system adopted in this paper, for analysis, the conjunction point of the hinterland basement and the initial basin floor was set as the origin point (0, 0) of an X-Z coordinate system (X, the horizontal axis and positive basinward, Z, the vertical axis and positive upward)

积、加积、侵蚀四种基本方式。这些过程可以通过两个参数反映出来:顶积层的加积速率(R_{agg})与滨线的进积速率(R_{pro})。例如, $R_{agg} > 0$,表明地层加积; $R_{agg} < 0$ 表明地层遭受侵蚀; $R_{agg} = 0$ 表明沉积表面达到既无沉积也无侵蚀的平衡状态; $R_{pro} > 0$ 表明进积(或海退); $R_{pro} < 0$ 表明退积(或海侵); $R_{pro} = 0$ 表明海岸线在水平方向上既前进也不后退。

正如可以将外部驱动条件以速率等作用方式的恒定与否分为稳定的与不稳定的,地层的叠置样式也可以分为稳定的(或谐调的)和不稳定的(或不谐调的)。以河流-三角洲系统为例,图 4 示意了有沉积物持续供给背景下的 7 类 9 种稳定的(或谐调的)地层叠置样式的基本类型。对于稳定的(或谐调的)地层叠置样式,地层结构形态保持稳定。一个鲜明的特征是滨线轨迹表现为一条直线,或固定不变,它们的 R_{agg}/R_{pro} 是恒定值。

根据外部驱动条件与地层叠置样式之间的关系,可以划分为平衡响应和非平衡响应两种响应机制(Muto et al., 2007, 2016b; Wang Junhui and Muto, 2021)。平衡响应(equilibrium response)指的是稳定的外部驱动作用形成稳定的地层叠置样式。目前大多数成因地层学模式(如层序地层学)默认平衡响应机制。它的一个推论是不稳定的地层叠置样式反映了不稳定的外部驱动作用(图 5)。例如,在层序地层学中,重大的转换界面如不整合的形成、加积-侵蚀的转换、进积-退积的转换一般解释为相对海平面变化速率、沉积物供给速率等外部驱动

条件发生了变化(Vail and Todd, 1981; Van Wagoner et al., 1990; Wehr, 1993; Helland-Hansen and Martinsen, 1996; Ainsworth et al., 2018; Catuneanu, 2019)。

相应地,非平衡响应(non-equilibrium response)是指稳定的外部驱动作用形成不稳定的地层叠置样式,或不稳定的外部驱动作用形成稳定的地层叠置样式,即地层响应与外部驱动作用表现为一种不谐调的对应关系。其中,前者由于外部驱动作用是稳定的,称为自成因的非平衡响应;后者的外部驱动作用不稳定,称为他成因的非平衡响应(图 5)。

非平衡响应机制远远普遍于平衡响应机制而存在。考虑最简单的情况,在图 3 所示的剖面模型中,随着沉积系统的发育与增生,沉积系统容纳沉积物的能力增大,在沉积物供给速率保持不变的条件下(即稳定的外部驱动条件),沉积表面的加积速率将降低,若进积速率不能同步地发生变化,地层叠置样式将必然改变,系统也因此将在非平衡响应机制作用下发育(Wang Junhui and Muto, 2021)。比较而言,平衡响应机制仅在特殊条件下才能发生(见后文讨论)。如果我们一味地相信平衡响应机制及其推论(例如层序地层学普遍认为的地层叠置样式的变化往往由外部驱动条件的变化引起),则很容易将地层叠置样式的改变归因于不稳定的外部驱动条件,而得出错误的结论(Neal et al., 2016)。

2.3 大尺度自成因过程的度量

自成因地层学为响应于基准面变化的河流-三

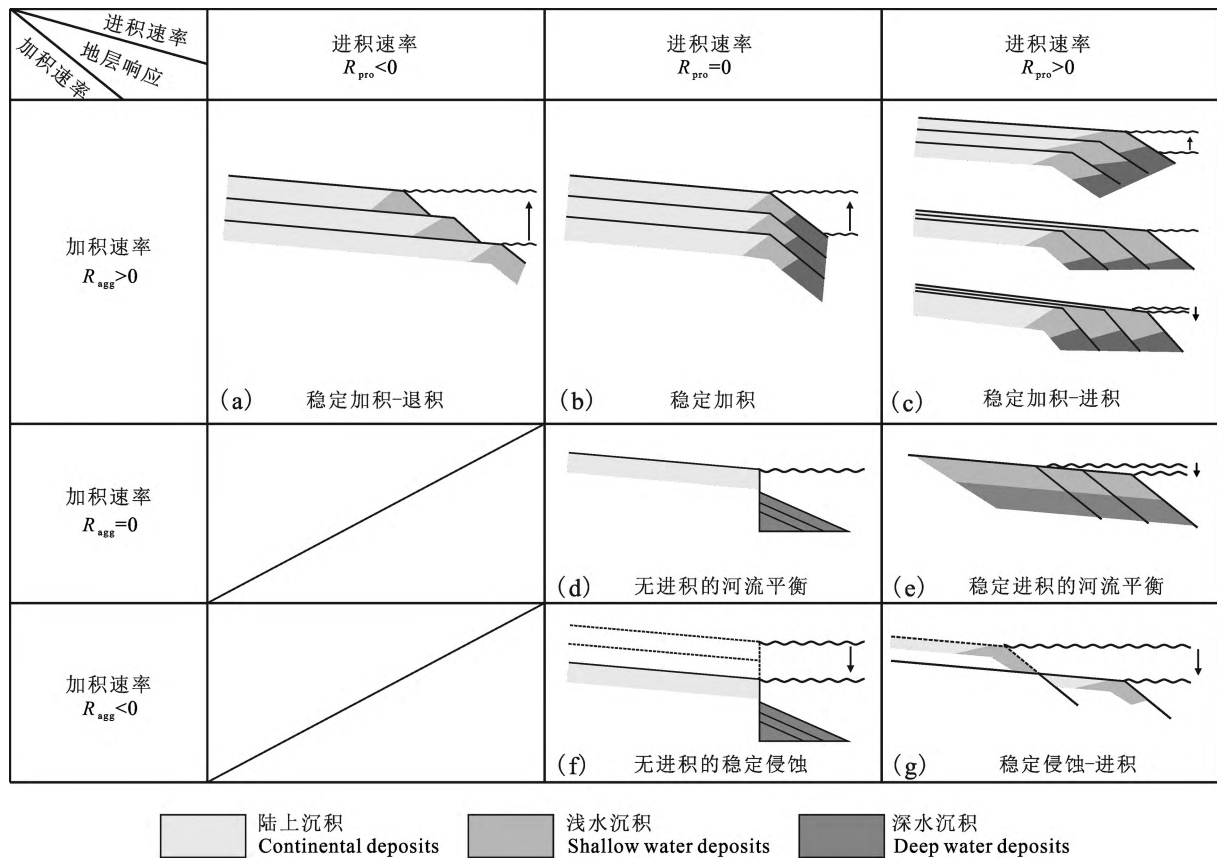


图 4 沉积物持续供给背景下 7 类 9 种稳定(或谐调)地层叠置样式的基本类型

Fig. 4 Schematic of 7 basic steady (or conform) stratigraphic configurations with sustained sediment supply (including 9 subtypes)

这些地层叠置样式或结构形态保持稳定,海岸线轨迹多表现为一条直线($a \sim c, e \sim g$),或固定不变(d),它们的加积速率与进积速率的比值 R_{agg}/R_{pro} 是恒定值

These stratigraphic stacking patterns or configurations maintain steady or monotonous; the shoreline trajectory usually exhibits as a straight line ($a \sim c, e \sim g$), or remains static (d). Another peculiarity of these configurations is that the ratio of aggradation rate and progradation rate (i. e. R_{agg}/R_{pro}) remains constant during the interested interval

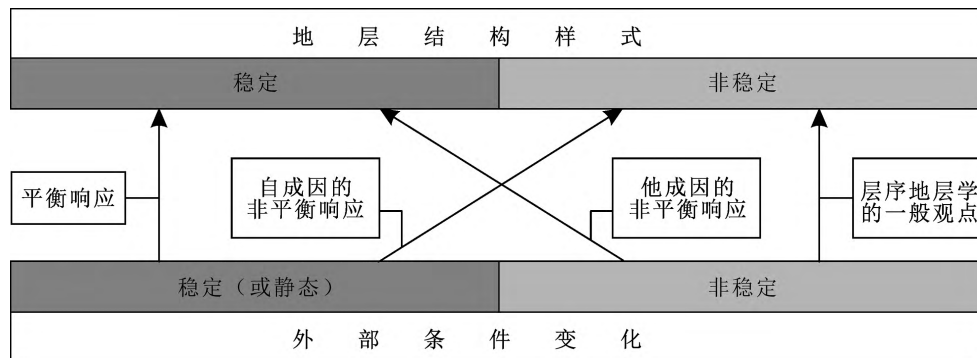


图 5 地层叠置样式对外部条件变化的平衡响应与非平衡响应示意图

Fig. 5 Schematic of equilibrium and non-equilibrium responses defined by whether steady or unsteady stratigraphic configuration is caused by steady or unsteady external forcings

三角洲体系定义了特定的长度尺度(Δ ,量纲为 L)和时间尺度(τ ,量纲为 T)(Muto et al., 2007)(注:本文中,长度量纲用 L 表示,时间量纲用 T 表示)。对

于二维体系,长度尺度(Δ_{2D})为单位宽度沉积物(体积)供给速率(q_s ,量纲为 $L^2 T^{-1}$)与基准面升降速率($|R_{bl}|$,量纲为 LT^{-1} ; $R_{bl} > 0$ 为基准面上升,

$R_{bl} < 0$ 为基准面下降)之比:

$$\Lambda_{2D} = \frac{q_s}{|R_{bl}|} \quad (1)$$

根据 Λ_{2D} ,可以进一步定义时间尺度(τ_{2D} ,二维体系,量纲为 T):

$$\tau_{2D} = \frac{\Lambda_{2D}^2}{\nu} = \frac{q_s}{|R_{bl}|^2} \frac{q_s}{\nu} \sim \alpha \frac{q_s}{|R_{bl}|^2} \quad (2)$$

其中, ν 为沉积物扩散系数,量纲为 $L^2 T^{-1}$ 。对于线性扩散系统, q_s/ν 与沉积扩散系统的表面坡度(α ,量纲为1)相当(Paola et al., 1992; Paola, 2000)。

对于三维体系,长度尺度(Λ)和时间尺度(τ)分别可以表达为:

$$\Lambda_{3D} = \sqrt{\frac{Q_s}{|R_{bl}|}} \quad (3)$$

$$\tau_{3D} = \frac{\Lambda_{3D}^2}{\nu} = \frac{\Lambda_{3D}^2}{Q_s/(\alpha\theta\Lambda_{3D})} = \alpha\theta \sqrt{\frac{Q_s}{|R_{bl}|^3}} \quad (4)$$

其中, Q_s 为三维体系沉积物的(体积)供给速率,量纲为 $L^3 T^{-1}$ 。三维体系中,沉积物扩散系数 ν 为 $Q_s/(\alpha\theta\Lambda_{3D})$,其中, θ 为河流-三角洲系统的张角(弧度)。

任何响应于基准面上升或下降的河流-三角洲体系都有其特定的空间和时间尺度。自成因地层学的这一定义能够从数量级上度量在自成因机制作用下地层叠置样式发生转折的时间和空间范围。例如,下文讨论的自成因机制诱发的地层叠置样式的变化(自发地由进积变为退积、由加积变为侵蚀等),在外部驱动作用持续时间(T)超过某体系的时间尺度($T \gg \tau$)才能实现;如果 $T \ll \tau$,则地层的叠置样式会维持现状持续进行(Muto and Steel, 1997; Muto et al., 2016b)。从空间和时间度量与外部驱动作用的直接关系来看(公式1~4),自成因机制发生的时空尺度与外部驱动条件(沉积物供给、基准面升降)相当,因此自成因过程能够在大尺度上控制沉积作用和地层叠置。

以现代长江三角洲为例,其现今的沉积物供给量约为150 Mt/a(Wang Zhanghua et al., 2018),换算为体积(包括沉积物间的孔隙)供给速率约为 $1.25 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。此外,21世纪全球海平面上升速率的预测值约为 $7.4 \times 10^{-3} \text{ m/a}$ (Kopp et al., 2016; Nerem et al., 2018)。因此,现今长江三角洲的长度尺度约为130 km。再以 10^{-4} 作为长江三角洲平原的坡度值、以 $\pi/4$ 为三角洲平原的张角,可计算其时间尺度约为1.388 ka。这意味着,对于现

代长江三角洲而言,其自成因机制可在以 $\sim 100 \text{ km}$ 为单位长度、以 $\sim 1 \text{ ka}$ 为单位时间的尺度上起控制作用。

其中,1388年的单位时间相对于地质时间显得很短,这是由近几十年长江三角洲沉积物供给速率急剧下降(1970年代的大约500 Mt/a,2003年以后降为150 Mt/a; Wang Zhanghua et al., 2018),以及21世纪以来海平面的快速上升(Kopp et al., 2016; Nerem et al., 2018)所致。如果以过去6 ka以来的长江三角洲为研究对象,其沉积物供给速率为 $2.7 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ (Hori et al., 2002)、 $5.0 \times 10^{-4} \text{ m/a}$ 的相对海平面变化(下降)速率(过去6 ka以来相对海平面约下降3 m;赵希涛等,1979),则长度尺度、时间尺度分别计算为 $7.4 \times 10^5 \text{ m}$ 、120 ka。这意味着,对于6 ka以来长江三角洲响应于相对海平面下降,自成因机制可在以 $\sim 100 \text{ km}$ 为单位长度、以 $\sim 100 \text{ ka}$ 为单位时间的尺度上起控制作用。持续6 ka的相对海平面下降,尚不足以使大尺度的自成因机制表现出来($T \ll \tau$)。

3 自成因的平衡响应与非平衡响应

3.1 基准面上升

3.1.1 海岸线自动后退及自动后退点——海平面上升过程中海退与海侵的临界点

海岸线自动后退现象由Muto发现(Muto and Okada, 1991; Muto and Steel, 1992),是最早发现的大尺度自成因过程。海岸线自动后退(auto retreat)是指在基准面(含构造沉降与绝对海平面上升)上升背景下,在河流-三角洲体系发育的初期,即河流-三角洲体系的规模足够小,岸线向盆地方向推进($R_{agg} > 0$; $R_{pro} > 0$),只有在经历了特定的初期阶段之后,岸线自动转变为向陆移动,海侵才开始发生($R_{agg} > 0$; $R_{pro} < 0$)。

海岸线自动后退的基本原理容易理解。假定:①稳定的外部驱动条件,即沉积物的供给速率与基准面上升速率均保持不变,②沉积系统从无到有(发育的初期)开始生长。在基准面上升的驱动下,加积是其必然结果,意味着从上游搬运而来的沉积物将优先沉积于冲积河流中。若沉积物沉积于冲积河流后仍有剩余,剩余沉积物将越过岸线沉积于水下,形成前积层。在初期,由于沉积系统的规模小,冲积河流与水下前积斜坡的长度均较短。沉积物沉积于冲积河流后仍有大量剩余,使沉积系统发生前积。因此,尽管基准面上升,但海岸线向海洋一侧推

进(图 6a)。随着沉积系统规模的增大,一方面冲积河流的长度变大,沉积物沉积于冲积河流后,剩余供给至前积层的沉积物数量减少;另一方面,水下前积斜坡的长度也将变大,这样,沉积物供给的减少与前积斜坡长度的增加共同使得前积层进积速率减慢,直至减弱为 0,然后进积变为退积。

图 6a 通过几何模型表达了这种过程:在稳定沉积物供给的条件下,单位时间内沉积物占据的面积不变,要维持这种过程,海岸线向海一侧移动的距离将不可避免地减小,即海岸线进积速率减慢,否则会出现上游供给来的沉积物不足以填充由沉积系统扩张和基准面上升新增的面积(图 6a)。上述过程持续发展,海岸线将不再向海方向运动(即进积速率降为 0)。达到这一临界点后,海岸线由向海一侧推进

转为向陆地方向一侧后退(图 6b)。这一临界点也被称为海岸线自动后退点(autoretreat point; Wang Junhui and Muto, 2021)。需要说明的是,海岸线自动后退点达到之后,虽然海岸线发生后退,但前积层仍然在进积(图 6)。以上过程已经通过二维几何模型和水槽实验进行了证明(Muto and Steel, 1992; Muto, 2001)。

以图 3 所示的剖面模型为基础,并在上述前提假设条件的基础上,进一步假定:① 在基准面上升过程中,沉积系统的表面坡度与盆地基底坡度仍均保持不变(即 α 、 β 、 γ 、 ϕ 均为恒定值);② 基准面从以盆地向陆一侧基底与向海一侧基底的交点所在的水平面开始上升。在以该交点为原点(0,0)的 X - Z 参考坐标系中(X :向海方向为正, Z :向上为正;图 3),

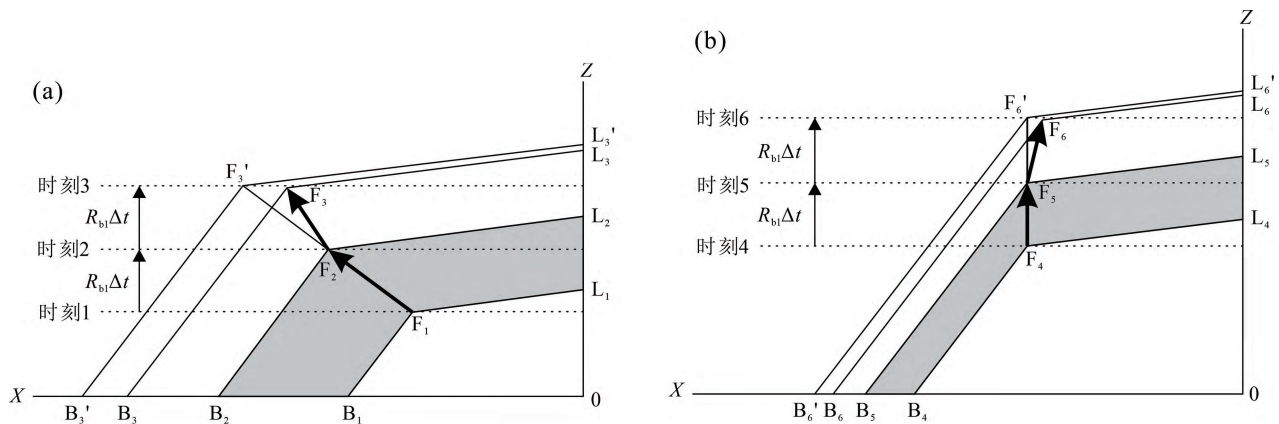


图 6 海岸线自动后退原理图解(沉积物的供给速率与基准面上升速率均保持不变)(据 Muto and Steel, 1992)

Fig. 6 Illustration of the process of shoreline autoretreat in response to base level rise (both sediment supply rate and base-level rise rate are kept constant) (after Muto and Steel, 1992)

将河流-三角洲系统置于 X - Z 坐标系中, X 向海方向为正, Z 向上为正;设 L 、 F 、 B 分别为河流三角洲系统的上超点、海岸线、下超点。为简化模型,设盆地向陆地一侧的基底坡度 $\gamma=90^\circ$ 、盆地向海洋一侧的基底坡度 $\phi=0$;(a)——在初期,沉积系统的规模小,表面积小,沉积物在 Δt 时间内的充填将造成海岸线向海洋方向推进(进积速率为正),由于沉积物供给速率不变,沉积物在时刻 1~2 的充填面积 $L_2F_2B_2B_1F_1L_1$ 与时刻 2~3 的充填面积应该相等,在时刻 3,海岸线位置只能落在时刻 3 所在的虚线上。设 F_3 为时刻 3 海岸线应该处在的位置, F_3' 为岸线轨迹 F_1F_2 延长线与时刻 3 所在虚线的交点,显然,六边形 $L_3'F_3'B_3B_2F_2L_2$ 的面积大于 $L_2F_2B_2B_1F_1L_1$,而要保持 $L_3F_3B_3B_2F_2L_2$ 的面积与 $L_2F_2B_2B_1F_1L_1$ 相当, F_3 只能落在 F_3' 向陆地一侧。即随着沉积表面积的增加,前积速率将变低;(b)——随着沉积系统规模的继续增加,至时刻 4~时刻 5,海岸线不再向海方向运动(进积速率降为 0)。这一状态也不能维持,在时刻 6 海岸线位置将后退至 F_6 (进积速率为负)

The fluvial-deltaic system is put in an X - Z coordinate system where the X axis represents horizontal direction which is positive basinward, and the Z axis represents vertical direction which is positive upward. Suppose points L , F , and B are the positions of onlap point, shoreline, and downlap point of the fluvial-deltaic system. For simplification, the hinterland slope angle γ is assumed to be vertical ($\gamma=90^\circ$) and the basin slope ϕ is assumed to be horizontal ($\phi=0$). (a)—in the initial stage, the sedimentary system was small in scale and surface area, and the sediment accumulation during Δt would cause the shoreline to advance towards the ocean (the progradation rate is positive). Due to the constant sediment supply rate, the area of $L_2F_2B_2B_1F_1L_1$ by sediment accumulation from moment 1 to 2 should be equal to that from moment 2 to 3. The shoreline can only fall on the isochron line of moment 3. Let F_3 be the position where the shoreline should be at moment 3, and F_3' be the intersection point between the extension line of the shoreline trajectory F_1F_2 and the isochron line at moment 3. Obviously, the area of the hexagon $L_3'F_3'B_3B_2F_2L_2$ is greater than $L_2F_2B_2B_1F_1L_1$, where the area of $L_3F_3B_3B_2F_2L_2$ is equal to that of $L_2F_2B_2B_1F_1L_1$. F_3 can only land on the landward side of F_3' . This means with the increase of deposition surface area, the progradation rate will decrease. (b)—as the size of the depositional system continues to increase, the shoreline no longer moves seaward (the sedimentation rate is reduced to 0) between moment 4 and 5. Afterward, the shoreline will retreat to F_6 (negative rate of progradation)

海岸线自动后退的轨迹可以表达为:

$$X = c_1 Z + \sqrt{c_2 Z^2 + c_3 \Lambda_{2D} Z} \quad (5)$$

式中, c_1 、 c_2 和 c_3 为与坡度相关的系数, 分别表达为:

$$c_1 = \frac{\alpha\phi - \beta\gamma}{\alpha\gamma(\beta - \phi) + \beta\phi(\gamma - \alpha)} \quad (6a)$$

$$c_2 = c_1^2 - \frac{\beta - \phi + \gamma - \alpha}{\alpha\gamma(\beta - \phi) + \beta\phi(\gamma - \alpha)} \quad (6b)$$

$$c_3 = \frac{2(\gamma - \alpha)(\beta - \phi)}{\alpha\gamma(\beta - \phi) + \beta\phi(\gamma - \alpha)} \quad (6c)$$

在海岸线自动后退点处, 由于 $dX/dZ = 0$, 根据公式 5:

$$c_4 X + c_5 Z = \Lambda_{2D} \quad (7)$$

式中:

$$c_4 = \frac{\beta\gamma - \alpha\phi}{(\gamma - \alpha)(\beta - \phi)} \quad (8a)$$

$$c_5 = \frac{\gamma - \alpha + \beta - \phi}{(\gamma - \alpha)(\beta - \phi)} \quad (8b)$$

公式 7 即表明了基准面上升过程中海退与海侵的临界条件: 在河流-三角洲系统的规模小于公式 7 对应的规模时, 将发生海退, 反之, 发生海侵。

3.1.2 两种海岸线自动后退过程——自动淹没与自动坡折的形成

海岸线自动后退表明了进积速率(R_{pro})是一个由正转负且连续变化的过程, 即持续的基准面上升将不可避免地造成海侵的发生。海侵发生后, 海岸线与上超点均向上游方向移动。受沉积系统和盆地基底的几何学特征控制, 海岸线后退速率(即 R_{pro})与上超点后退速率可能不同, 河流-三角洲系统将进入不同的演化模式。图 7 示意了由于这种不同, 海岸线自动后退存在两种基本的演化模式, 即河流-三角洲系统的自动淹没(图 7a)和水下坡折的自动形成(自动坡折, 图 7b), 分析如下:

(1) 盆地向陆地一侧的基底坡度 γ 大于前积层的坡度 β (即 $\gamma > \beta$)。海岸线自动后退过程由早到晚分别表现为海岸线前进、海岸线后退、河流-三角洲系统的完全淹没三个阶段(图 7a)。在 $\gamma > \beta$ 几何条件的约束下, 海侵发生后, 海侵速率(即 $R_{pro} < 0$)将大于上超点向上游后退的速率。在这种情况下, 冲积河流系统逐渐缩小, 直至其长度缩短为 0, 所有从上游供给来的沉积物全部沉积于水下, 三角洲系统失去陆地部分而演变为水下扇。这一过程是在稳定的外部驱动条件下发生的, 称为三角洲的自动淹没(autodrowning; Tomer and Muto, 2010)。

(2) 盆地向陆地一侧的基底坡度 γ 小于前积层的坡度 β (即 $\gamma < \beta$)。海岸线自动后退过程由早到晚分别表现为海岸线前进、海岸线后退、自动坡折的形成三个阶段(图 7b)。在这种形态的盆地中, 海侵发生后, 海侵速率(即 $R_{pro} < 0$)将小于上超点向上游后退的速率。在这种情况下, 冲积河流系统继续扩大。沉积物分配在向陆一侧所占的比例持续增加, 直至完全沉积于水上。达到这一条件时, 三角洲系统将失去其水下部分, 整个系统将变为单一的冲积河流系统, 并且保持固定的长度整体后退(图 7b)。至此, R_{pro} 与上超点将以相同的速率继续向上游方向后退。之后, 水下斜坡将表现为两段坡折, 分别为下部的河流-三角洲时期的前积层斜坡(坡度 β)与上部的单一冲积河流系统的水下斜坡(其坡度与盆地向陆地一侧的基底坡度 γ 相等)。这一水下坡折的形成也是在稳定的外部驱动条件下发生的, 称为自动坡折(autobreak; Muto, 2001)。

在图 7 所示的两种基本情况中, 海侵均导致整个沉积系统最终演化为非三角洲系统(沉积体系失去了顶积层或前积层, 不再是典型的三角洲系统)。从这一方面讲, 海侵过程可以分为三角洲海侵与非三角洲海侵。三角洲海侵(deltaic transgression)是指在海侵过程中, 河流的末端可以发育三角洲(Wang Junhui and Muto, 2021)。反之, 非三角洲海侵(non-deltaic transgression)是指在海侵过程中, 河流的末端不发育三角洲(Wang Junhui and Muto, 2021)。依据三角洲系统的演化特点, 上述的两种海岸线自动后退过程均可表述为: 三角洲式海退(对应于早期的海岸线前进)、三角洲式海侵(对应于自动后退点之后的海岸线后退)、非三角洲式海侵。其中, 当 $\gamma > \beta$ 时(图 7a), 非三角洲式海侵以水下扇的方式进行(所有沉积物沉积于水下); 当 $\gamma < \beta$ 时(图 7b), 非三角洲式海侵以单一冲积河流的方式进行(所有沉积物沉积于水上)。

海岸线自动后退现象的发现对成因地层学产生了重要的影响。它表明, 重大地质事件如海退-海侵的转换、三角洲-水下扇的转换、三角洲-单一河流系统的转换(或水下沉积坡折的形成)等均可以在稳定的驱动条件下发生, 外部驱动条件的改变并非必要条件。

海岸线自动后退现象被发现之后, 又取得了一系列进展, 主要包括: ① Swenson et al. (2000) 以及 Parker et al. (2008a) 从地貌动力学的角度进行了证明, 并给出了海岸线自动后退轨迹的数值算法; ②

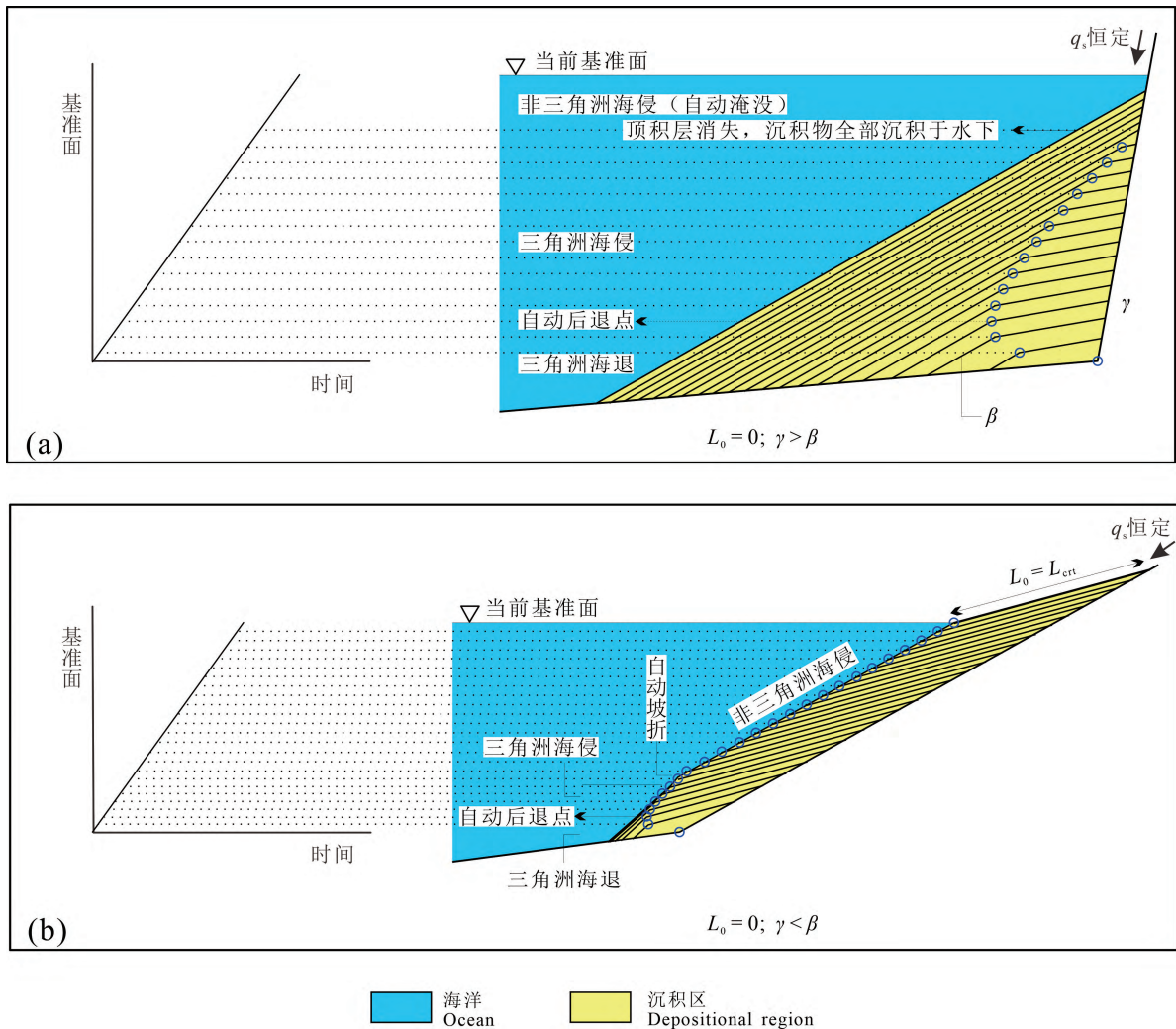


图7 海岸线自动后退的两种基本方式(设自基准面上升初期,河流-三角洲系统的规模无限小,即初始河流长度 $L_0=0$)

Fig. 7 Two basic modes of shoreline autoretreat (suppose the fluvial-delta system is negligibly small at the onset of base level rise, i. e. initial river length $L_0=0$)

(a) 一盆地向陆地一侧的基底坡度 γ 大于前积层的坡度 β (即 $\gamma > \beta$), 河流-三角洲体系由早到晚经历海岸线前进、海岸线后退、河流-三角洲系统的完全淹没; (b) $\gamma < \beta$ 时, 河流-三角洲体系由早到晚经历海岸线前进、海岸线后退、自动坡折的形成

(a)—in settings where the slope of the hinterland basement is steeper than that of the foreset (i. e. $\gamma > \beta$), the fluvial-deltaic system experiences shoreline advance, shoreline retreat and complete submerging (autodrowning) of the whole system; (b)—in settings where $\gamma < \beta$, the fluvial-deltaic system experiences shoreline advance, shoreline retreat and autobreak of the subaqueous slope

Wang Junhui et al. (2020) 依据几何模型从三维尺度给出了数值解算法; ③ 海岸线自动后退被广泛报道并逐渐依据现代沉积、古代沉积或油田数据开展了应用 (Parker et al., 2008b; Ainsworth et al., 2018, 2020)。

3.1.3 三角洲海侵与非三角洲海侵——冲积河流的临界长度

图 7b 所示的二维模型表明, 在海侵背景下, 冲积河流存在一个临界长度 (L_{crit} , 量纲为 L): 达到这一临界长度, 所有沉积物将全部沉积于水上, 前积层终止发育。这一临界长度是由基准面上升、上游沉

积物供给速率共同决定的一个特征长度。Tomer et al. (2011) 从几何模型的角度证明了这一过程, 推导了 L_{crit} 的理论解, 并在现代沉积中得到了印证。 L_{crit} 具体表达为:

$$L_{\text{crit}} = \frac{\gamma \sqrt{1 + \alpha^2}}{\gamma - \alpha} \Lambda_{2D} \quad (9)$$

临界长度 L_{crit} 代表了单位时间内冲积河流表面与基准面上升创造的空间恰好容纳全部自上游供给而来的沉积物的最小河流长度, 也可以理解为自上游供给的沉积物恰好满足河流在基准面上升背景下加积的需要。根据公式 1 和公式 9, 沉积物供给速

率越大、和/或基准面上升速率越慢,该临界长度 L_{crit} 越大。

在海侵背景下,当冲积河流的长度(L)小于该临界长度 L_{crit} ($L < L_{\text{crit}}$),单位时间内冲积河流表面与基准面上升创造的空间不足以容纳所有自上游供给而来的沉积物,使得沉积物沉积于陆上河流之后,仍有剩余,这些剩余部分将越过岸线沉积于水下,在河流末端形成三角洲,此时发生三角洲海侵。反之,若 $L \geq L_{\text{crit}}$,单位时间内冲积河流表面与基准面上升创造的空间足以容纳全部自上游供给而来的沉积物,没有剩余的沉积物在河流末端形成三角洲,此时发生非三角洲海侵(Tomer et al., 2011; Wang Junhui et al., 2019; Wang Junhui and Muto, 2021)。理论上,如果不考虑悬浮沉积作用,由非三角洲海侵形成的洪泛面,由于没有接受沉积物,是一个无沉积作用面(Wang Junhui and Muto, 2021)(图 8)。

在海侵过程中,非三角洲海侵可以自动转换为三角洲海侵。可以想象,对于先期存在的一个大型河流-三角洲体系(初始河流长度 $L_0 > L_{\text{crit}}$),在海平面上升初期应该表现为非三角洲海侵。随着海侵的继续,河流长度逐渐缩短。当盆地的几何学特征满足 $\gamma > \beta$ 时, $L < L_{\text{crit}}$ 的条件最终会得以实现,三角洲将重新形成(Tomer et al., 2011)(图 8a)。这就是非三角洲海侵向三角洲海侵的自动转换,也是一种典型的非平衡响应机制。如图 8a 所示的模式,这一过程最终使沉积系统演化为水下扇,演变为无冲积系统的非三角洲海侵(图 8a)。在这一海侵过程中,三角洲从无到有并形成水下扇的一个结果是晚期形成的三角洲或水下扇将前积在早期非三角洲海侵形成的无沉积界面上,从而形成自成因的不整合面(图 8a)。

但当盆地的几何学特征表现为 $\gamma < \beta$ 时,对于先期存在的大型河流-三角洲体系($L_0 > L_{\text{crit}}$),非三角洲海侵将保持,不会转换为三角洲海侵。河流长度逐渐缩短至 $L = L_{\text{crit}}$ 后,将维持这一特征长度并持续下去(图 8b),进入图 7b 自动坡折后所示的演化模式。

3.2 基准面下降

3.2.1 加积与侵蚀——河流-三角洲体系的临界厚度

越来越多的证据表明,在基准面下降过程中,河流-三角洲体系除了可以表现为侵蚀之外,也可能表现为加积,甚至也能达到平衡状态(Schumm,

1993; Blum and Törnqvist, 2000; Van Heijst and Postma, 2001; Browne and Naish, 2003; Muto and Steel, 2004; Muto and Swenson, 2006; Petter and Muto, 2008; Strong and Paola, 2008; Catuneanu and Zecchin, 2016; Wang et al., 2019)。控制这些过程的基本原理在自成因地层学提出的平衡响应与非平衡响应观中可以得到直观的解释。

在基准面下降过程中,前积是必然的,意味着河流搬运至岸线附近的沉积物将优先沉积于水下。根据前积所需沉积物与上游供给沉积物的相对多少,将存在以下三种情况:① 当自上游供给的沉积物不足以保证前积的需要,河流将发生侵蚀下切作用,剥蚀早期的沉积物以补充前积;② 当自上游供给的沉积物在维持系统前积之后还有剩余,剩余的沉积物沉积于河流系统中,河流发生净沉积作用;③ 当自上游供给的沉积物恰好满足前积的需要,则河流既不沉积也不侵蚀,达到平衡状态。它们之间也可以发生转换,是海平面下降过程中的大尺度自成因现象的代表。

因此,保持系统前积所需沉积物数量与从上游供给的沉积物数量的相对多少决定了加积与侵蚀的发生与否。这一临界状态可由河流-三角洲体系的临界厚度($h_{\text{set_crit}}$,量纲为[L])定量表达。这一临界厚度是由基准面下降、上游沉积物供给速率共同决定的一个特征厚度,Muto et al. (2016a) 从几何模型的角度证明了这一过程,并推导了它的理论解,表达为:

$$h_{\text{set_crit}} = \frac{\Lambda_{2D}}{\sqrt{1+\alpha^{-2}}} \quad (10)$$

临界厚度 $h_{\text{set_crit}}$ 反映了单位时间保持系统前积所需沉积物数量与从上游供给的沉积物数量的恰好相等,无需通过河流侵蚀以产生新的沉积物补充前积,也没有剩余沉积物使顶积层加积。根据公式 1 和公式 10,沉积物供给速率越大、和/或基准面下降速率越慢,该临界厚度 $h_{\text{set_crit}}$ 越大。

河流下切与加积还可以通过上超点的移动方向判断。当河流发生下切侵蚀,上超点向下游方向移动;当河流发生加积,上超点向上游方向移动;当河流达到平衡状态,上超点保持不变(Muto and Swenson, 2005; Kim and Muto, 2007; Muto et al., 2016a; Wang Junhui and Muto, 2021; 王俊辉和鲜本忠, 2023)。综上,在基准面下降背景下,当河流-三角洲体系的厚度(h_{set} ,量纲为 L)超过临界厚度($h_{\text{set_crit}}$; 即 $h_{\text{set}} > h_{\text{set_crit}}$)时,河流将下切侵蚀,上超

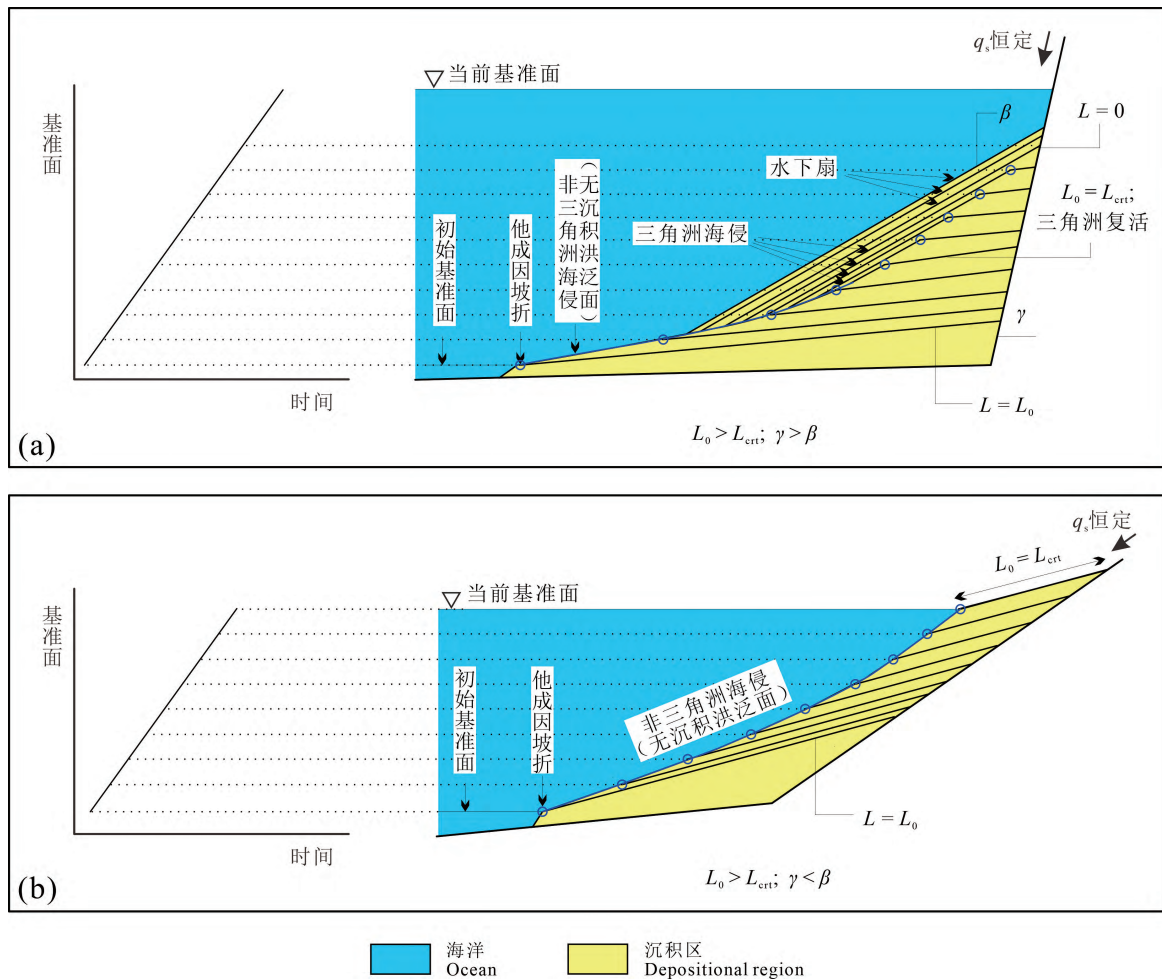


图8 非三角洲海侵向三角洲海侵的自动演化与维持(设自海平面上升初期,河流-三角洲系统的规模足够大,初始河流长度大于临界长度 $L_0 > L_{crit}$)

Fig. 8 The autogenic transition from non-deltaic transgression to deltaic transgression and sustainment of non-deltaic transgression (suppose the fluvial-delta system had been over-extended (initial river length longer than the critical length, i. e. $L_0 > L_{crit}$) at the onset of base level rise)

(a) 一盆地向陆地一侧的基底坡度 γ 大于前积层的坡度 β (即 $\gamma > \beta$), 海平面上升初期海岸线即开始后退, 将在初始海岸线处形成坡折, 称为他成因的坡折。海平面上升早期, 由于河流长度 $L > L_{crit}$, 发生非三角洲海侵, 形成无沉积的洪泛面。随着河流长度缩短至 $L < L_{crit}$, 三角洲将“复活”, 其前积层将下超在非三角洲海侵形成的无沉积洪泛面上, 从而形成自成因的不整合面。当河流长度缩短至 0 ($L=0$), 系统将演化为水下扇, 演变为无冲积系统的非三角洲海侵, 可对应图 7a 自动淹没后阶段; (b) 当 $\gamma < \beta$, 河流长度逐渐缩短至 $L = L_{crit}$ 后将维持这一特征长度, 可对应图 7b 自动坡折后阶段, 三角洲在海侵过程中不会形成

(a)—in settings where the slope of the hinterland basement is steeper than that of the foreset (i. e. $\gamma > \beta$), and the shoreline begins to retreat at the onset of sea level rise, which forms break at the initial shoreline, named allobreak. Since the river is over extended (initial length $L > L_{crit}$), non-deltaic transgression occurs as soon as the sea level starts to rise, forming a non-depositional flooding surface. As the length of the river is shortened to $L < L_{crit}$, the delta will reappear, and its foreset will downlap onto the sediment-starved flooding surface formed by non-deltaic transgression. As a result, an unconformity is formed autogenically. When the river length is shortened to 0 ($L=0$), the system will evolve as a subaqueous cone without alluvial part (i. e. non-deltaic), corresponding to the post-autodrowning stage of Fig. 7a; (b)—in settings where $\gamma < \beta$, the alluvial river will maintain its critical length after $L = L_{crit}$ is realized by transgression, corresponding to the stage after the autobreak in Fig. 7b. Deltaic sedimentation never occurs in this case

点向下游方向移动; 反之, 当 $h_{set} < h_{set_crit}$ 时, 即使基准面下降, 河流也不会下切侵蚀, 而是表现为持续加积, 上超点向上游方向移动; 当 $h_{set} = h_{set_crit}$ 时, 河流将达到沉积物过路不留的平衡状态, 上超点保持固定不动 (Wang et al., 2019; 王俊辉和鲜本忠,

2023)。

3.2.2 盆地向海侧基底的作用

盆地向海洋一侧基底的坡度 (ϕ) 与冲积体系顶积层平均坡度 (α) 之间的关系, 决定了海平面下降过程中的地层叠置过程 (图 9; 王俊辉和鲜本忠,

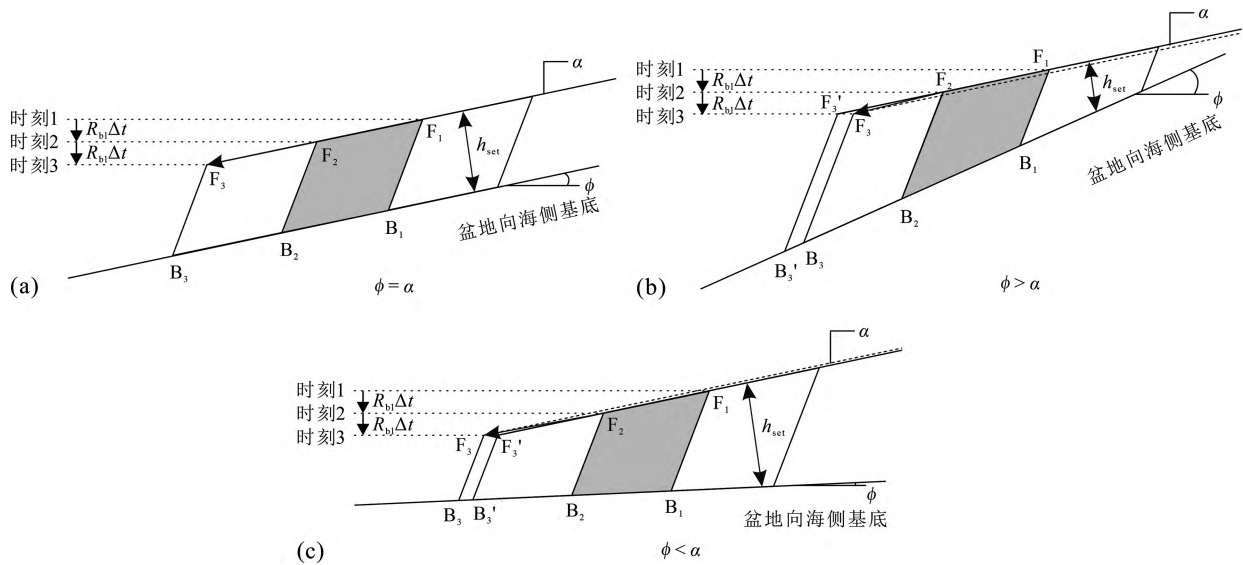


图 9 盆地向海侧基底坡度对河流-三角洲系统在基准面下降过程中的控制作用图解
(沉积物的供给速率与基准面下降速率均保持不变)

Fig. 9 Illustration of the response of fluvial-delta system to different slope conditions in the background of base level fall (sediment supply rate and base level falling rate are assumed to be constant)

(a) 一盆地向海洋一侧的基底坡度 ϕ 等于顶积层表面的坡度 α (即 $\phi = \alpha$)。假设在时刻 2 河流达到平衡状态, 四边形 $F_1F_2B_2B_1$ 的面积恰好等于沉积物在 Δt 时间内的供给数量 ($q_s \Delta t$, 其中 q_s 为供给速率)。若要保持这种平衡状态, 则在时刻 3, 海岸线位置应当处在 F_1F_2 延长线与时刻 3 基准面的交点 F_3 , 这时, 四边形 $F_2F_3B_3B_2$ 的面积与 $F_1F_2B_2B_1$ 相等, 无需河流下切的补充, 沉积物也没有剩余, 平衡状态可以维持, 同时, 沉积系统的厚度可以维持临界值 ($h_{set} = h_{set_crt}$) 不变; (b) 一当 $\phi > \alpha$, 假设在时刻 2 河流达到平衡状态, 四边形 $F_1F_2B_2B_1$ 的面积等于 $q_s \Delta t$, 若要保持这种平衡状态, 则在时刻 3, 海岸线位置应当处在 F_1F_2 延长线与时刻 3 基准面的交点 F_3' , 这时, 四边形 $F_2F_3'B_3'B_2$ 的面积将大于 $F_1F_2B_2B_1$, 河流必然发生下切侵蚀以产生更多的沉积物满足前积的需要, 这与河流维持平衡的假设矛盾。因此, 在时刻 3, 海岸线位置应该比 F_3' 靠近陆地一侧 (F_3), 同时, 沉积系统的厚度 (h_{set}) 逐渐变大; (c) 一当 $\phi < \alpha$, 假设在时刻 2 河流达到平衡状态, 四边形 $F_1F_2B_2B_1$ 的面积等于 $q_s \Delta t$, 若要保持这种平衡状态, 则在时刻 3, 海岸线位置应当处在 F_1F_2 延长线与时刻 3 基准面的交点 F_3' , 这时, 四边形 $F_2F_3'B_3'B_2$ 的面积将小于 $F_1F_2B_2B_1$, 海岸线与下超点分别进积至 F_3' 、 B_3' 后有剩余沉积物沉积于河流系统, 这与河流维持平衡的假设矛盾, 因此, 在时刻 3, 海岸线位置应该比 F_3' 靠近海洋一侧 (F_3), 同时, h_{set} 逐渐变小。

(a)—in settings where the slope of the basin floor is equal to that of the topset (i. e. $\phi = \alpha$). Assuming the river reaches the state of grade at moment 2, the area of the quadrilateral $F_1F_2B_2B_1$ is exactly equal to the amount of sediment supply in time interval Δt ($q_s \Delta t$, where q_s is the supply rate in unit width). In order to maintain the state of grade, at moment 3, the shoreline position should be at the intersection point of the extension of F_1F_2 and the isochron line of moment 3 (i. e. F_3). At this time, the area of the quadrilateral $F_2F_3B_3B_2$ is equal to that of $F_1F_2B_2B_1$. It is unnecessary for the river to incise to yield more sediment, and no extra sediment is deposited onto the channel bed. So, the state of grade is maintained. Meanwhile, the delta thickness (h_{set}) reaches and maintains the critical value ($h_{set} = h_{set_crt}$). (b)—in settings where $\phi > \alpha$. Assuming the river reaches the state of grade at moment 2, the area of the quadrilateral $F_1F_2B_2B_1$ is equal to $q_s \Delta t$. For the river to maintain the state of grade, the shoreline should be located at the intersection point F_3' of the extension of F_1F_2 and the base level at moment 3. At this time, the area of the quadrilateral $F_2F_3'B_3'B_2$ will be larger than that of $F_1F_2B_2B_1$. If so, the river should incision to yield more sediment, which is inconsistent with the assumption of grade. So, the shoreline should locate landward of F_3' . Meanwhile, the delta thickness (h_{set}) increases continuously. (c)—in settings where $\phi < \alpha$. Assuming the river reaches grade at moment 2, the area of the quadrilateral $F_1F_2B_2B_1$ is equal to $q_s \Delta t$. In order to maintain the state of grade, at time 3, the position of the shoreline should be F_3' , i. e. the intersection point of the extension of F_1F_2 and the base level at moment 3. In this case, the area of the quadrilateral $F_2F_3'B_3'B_2$ will be smaller than $F_1F_2B_2B_1$, which means there is residual sediment deposited in the river system. This contradicts with the assumption of grade. Therefore, at time 3, the shoreline position should locate seaward of F_3' (i. e. F_3). Meanwhile, the h_{set} decreases continuously.

2023)。如前所述, 基准面下降是河流平衡的必要条件。如果河流-三角洲系统前积所需的沉积物能够始终与自上游供给的沉积物数量相当, 即 $h_{set} = h_{set_crt}$ 能够维持下去, 则河流能够将平衡状态保持。这种情况只有在 $\phi = \alpha$ 的条件下才能实现。因为在

稳定基准面下降和沉积物供给的条件下, 要维持 $h_{set} = h_{set_crt}$, 同时维持河流-三角洲系统的水下斜坡形态不变, 就要要求海岸线与下超点的进积速率相等, 即单位时间内海岸线与下超点在水平方向上向海方向推进的距离应当相等。这种要求只有在

$\phi = \alpha$ 才能实现(图 9a)。

如果 $\phi > \alpha$, 在垂直方向与水平方向上, 单位时间内下超点移动的距离要比海岸线大。这意味着, 随着时间增长, h_{set} 增大, 需要更多的沉积物沉积于水下以维持下超点进积的需要。在上游沉积物供给速率不变的情况下, 将不可避免地不满足下超点进积的需要, 河流必然发生下切侵蚀使早期沉积物搬运至水下(图 9b)。

如果 $\phi < \alpha$, 在垂直方向与水平方向上, 单位时间内下超点移动的距离要比海岸线小。随着时间增长, h_{set} 减小, 需要沉积物在水下的分配越来越少。在上游沉积物供给速率不变的情况下, 将不可避免地剩余沉积物沉积于陆上, 河流必然发生加积作用(图 9c)。

3.2.3 河流的自动下切

如前文所述, 当 $\phi > \alpha$ 时, 海平面下降必然使 h_{set} 逐渐增大并最终实现 $h_{\text{set}} > h_{\text{set_crt}}$, 在这种情况下河流的侵蚀下切是必然结果(图 9b, 图 10a; Muto and Steel, 2004; Wang Junhui and Muto, 2021)。假设在河流-三角洲体系发育的初期, 即河流-三角洲体系的规模足够小, 河流三角洲体系的厚度 h_{set} 接近于 0。随着基准面下降, 前积层开始发育, h_{set} 逐渐增大, 整个沉积系统处于进积且加积状态($R_{\text{agg}} > 0$; $R_{\text{pro}} > 0$), 上超点向上游方向移动。在经历了特定的初期阶段之后, 将不可避免地实现 $h_{\text{set}} > h_{\text{set_crt}}$, 整个沉积系统转变为进积且侵蚀状态($R_{\text{agg}} < 0$; $R_{\text{pro}} > 0$), 上超点转变为向下游方向移动(Muto and Steel, 2004; Swenson and Muto, 2007; Wang Junhui and Muto, 2021)。这就是河流的自动下切现象(图 11)。河流的自动下切的另外一个结果是河流阶地的形成(Muto and Steel, 2004)。

3.2.4 河流的持续加积与海岸线的自动脱离

另一方面, 当 $\phi < \alpha$ 时, 海平面下降则必然使 h_{set} 逐渐减小, 并最终实现 $h_{\text{set}} < h_{\text{set_crt}}$ 。在这种情况下, 河流的持续加积是必然结果(图 9c、10b)。对于一个已经具有一定规模的河流-三角洲系统, 如果其最初的厚度满足 $h_{\text{set}} > h_{\text{set_crt}}$, 海平面下降的初期, 将发生河流的侵蚀下切, 同时上超点向下游方向移动。随着 h_{set} 的逐渐减小并最终实现 $h_{\text{set}} < h_{\text{set_crt}}$, 河流将自发地从侵蚀转换为加积, 上超点转变为向上游方向移动。

h_{set} 的持续减小将最终实现 $h_{\text{set}} = 0$, 这意味着海岸线与河流-三角洲系统发生了脱离, 河流-三角洲系统转变为单纯的陆上冲积系统(如冲积扇)(图 12; Petter and Muto, 2008)。因此, 河流-三角洲系

统有可能发生向冲积扇的自动转换。

3.2.5 河流的自动平衡

另外一种特殊情况是盆地的基底坡度与河流的坡度相当, 即 $\phi = \alpha$ 。在这种情况下, 海平面下将使得河流-三角洲系统的厚度向临界厚度逼近, 实现 $h_{\text{set}} = h_{\text{set_crt}}$, 并且能够维持下去。所有从上游供给的沉积物恰好满足系统进积的需要。在河流表面, 沉积物过路不留, 河流自发地达到平衡, 上超点得以固定不变(图 9a, 图 10c; Muto and Swenson, 2006; Wang Junhui et al., 2019; Wang Junhui and Muto, 2021)。这一平衡河流的形成是在稳定的外部驱动条件下发生的, 称为河流的自动平衡(Muto and Swenson, 2006; 王俊辉和鲜本忠, 2023)。根据这一认识, 首次在自然界发现了河流的自动平衡现象(Wang et al., 2019)。

4 他成因的非平衡响应

前述的分析表明, 对于处于动态演化中的, 且上超点、下超点、海岸线等边界均可自由移动的河流-三角洲系统而言, 当外部驱动条件是动态稳定的, 其绝大多数情况遵循非平衡响应机制。平衡响应仅发生在特殊条件下, 如图 7b 所示的自动坡折后的海侵退积过程, 以及图 10c 所示的河流自动平衡过程, 就是两个特殊的例子。在这两种特殊情况下, 外部驱动条件保持动态稳定, $R_{\text{agg}}/R_{\text{pro}}$ 也会保持稳定不变。对于一般情况, 要想使 $R_{\text{agg}}/R_{\text{pro}}$ 保持稳定不变, 动态不稳定的外部驱动作用是必要条件。

4.1 基准面上升过程中的他成因非平衡响应

基准面上升过程中的海岸线自动后退现象是 R_{pro} 从正值变为负值(不断减小)的过程(图 7), 要想消除该现象, 使 $R_{\text{agg}}/R_{\text{pro}} > 0$ 且保持稳定不变, 只有通过 ① 增加沉积物供给速率, 使之有不断增加的剩余沉积物维持前积层的发育, 且恰好维持 R_{pro} 稳定不变(图 13a), 或/和 ② 降低基准面上升速率以减小顶积层对沉积物的消耗, 增加剩余沉积物维持前积层的发育, 也可达到维持 $R_{\text{agg}}/R_{\text{pro}}$ 稳定不变的效果(图 13b)。由于这种河流-三角洲地层的稳定加积和进积是在不稳定的外部驱动条件下实现的, 因此属于他成因的非平衡响应机制(图 5)。目前, 沉积物供给速率如何随时间的增加而增加, 以及基准面上升速率如何随时间的增加而减小, 才能使河流-三角洲系统在基准面上升背景下维持稳定的地层样式, 尚有待解决。

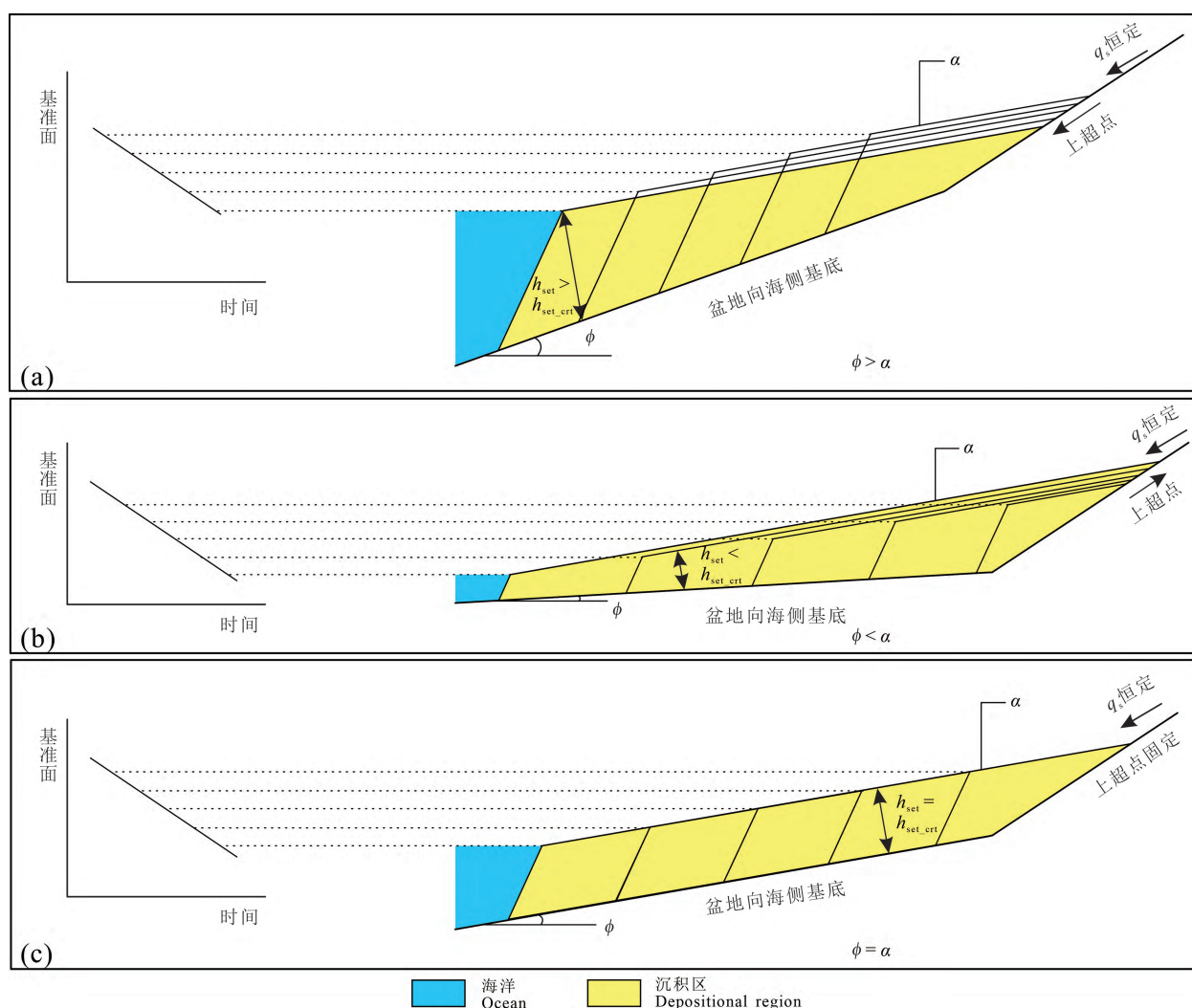


图 10 基准面下降过程中河流-三角洲体系侵蚀、加积、平衡示意图(在三种模式中,基准面下降速率保持恒定,同时,沉积物供给速率也保持稳定)(据 Muto et al., 2016a; Wang Junhui and Muto, 2021; 王俊辉和鲜本忠, 2023 修改)

Fig. 10 Illustration of the processes of degradation, aggradation, and grade of the fluvial-deltaic system in response to base level fall (in the three modes, rate of base level fall and rate of sediment supply are supposed to be constant)

(modified after Muto et al., 2016a; Wang Junhui and Muto, 2021; Wang Junhui and Xian Benzong, 2023)

(a) 一盆地向海洋一侧的基底坡度 ϕ 大于顶积层表面的坡度 α (即 $\phi > \alpha$)。随着基准面下降,河流-三角洲系统的厚度 h_{set} 将不可避免地持续增加,最终将大于临界厚度 $h_{\text{set_crt}}$ ($h_{\text{set}} > h_{\text{set_crt}}$)。河流将发生下切侵蚀,同时,上超点向下游方向移动;(b) 一当 $\phi < \alpha$, h_{set} 将不可避免地持续减小,并实现 $h_{\text{set}} < h_{\text{set_crt}}$,即使基准面下降,河流也会加积,同时,上超点向上游方向移动;(c) 一当 $\phi = \alpha$,将实现 $h_{\text{set}} = h_{\text{set_crt}}$,上超点也将固定不动,河流达到既不沉积也不侵蚀的动态平衡状态。由于这种河流的平衡状态是在基准面稳定下降与沉积物稳定供给条件下实现的,称为河流的自动平衡

(a)—in settings where the slope of the basin floor is steeper than that of the topset (i. e. $\phi > \alpha$). With base level fall, the set thickness of the alluvial-delta system (h_{set}) will inevitably increase, and eventually will exceed $h_{\text{set_crt}}$ ($h_{\text{set}} > h_{\text{set_crt}}$). As a result, the river will incise. Meanwhile, the onlap point moves downstream. (b)—in settings where $\phi < \alpha$, with base level fall, h_{set} will inevitably decrease, and the case $h_{\text{set}} < h_{\text{set_crt}}$ will be realized. As a result, the river aggrade even if the base level falls. Meanwhile, the onlap point moves upstream. (c)—in settings where $\phi = \alpha$, the critical condition $h_{\text{set}} = h_{\text{set_crt}}$ will be realized, and the onlap point will be fixed, which means the river reaches a dynamic equilibrium state without deposition or erosion. Because the equilibrium state of the river is realized under the condition of steady fall of base level and steady supply of sediments, it is called “autogenic grade”

4.2 基准面下降过程中的他成因非平衡响应

基准面下降过程中的河流自动下切现象 ($\phi > \alpha$),其根本原因是河流-三角洲体系的厚度持续增大,直至超过 $h_{\text{set_crt}}$ 且越来越大,要想消除该现象,

只有通过 ① 增加沉积物供给速率(图 14a),或/和 ② 降低基准面下降速率,以不断增大 $h_{\text{set_crt}}$,使之与河流-三角洲体系的厚度始终保持 $h_{\text{set}} = h_{\text{set_crt}}$ (图 14b)。

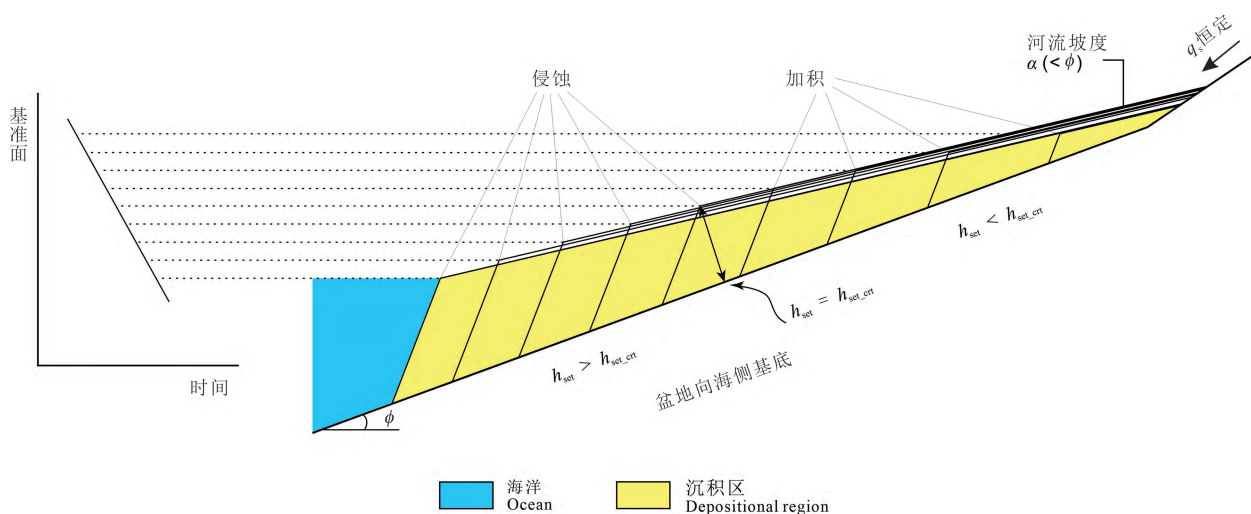


图 11 基准面下降过程中自动下切过程示意图

Fig. 11 Illustration of the process of autoincision in response to base level fall

当盆地向海洋一侧的基底坡度大于顶积层表面的坡度($\phi > \alpha$), 河流-三角洲系统的厚度(h_{set})将不可避免地持续增加, 如果 h_{set} 的初始值很小, 它将逐渐增加并达到临界值(h_{set_crt}), 在这一过程中, 尽管基准面下降, 沉积体系整体加积, 此后, h_{set} 将继续增加并超过 h_{set_crt} , 沉积体系由加积转换为侵蚀

In settings where the slope of the basin floor is steeper than that of the topset (i. e. $\phi > \alpha$), the thickness of the alluvial-delta at the shoreline (h_{set}) would inevitably increase, if the initial value of h_{set} is negligibly small, it will increase towards the critical value for alluvial grade (h_{set_crt}), during which the alluvial-deltaic system aggrades irrespective of base level fall, thereafter, h_{set} continues increasing and eventually exceeds h_{set_crt} , and the alluvial-deltaic system becomes degradational

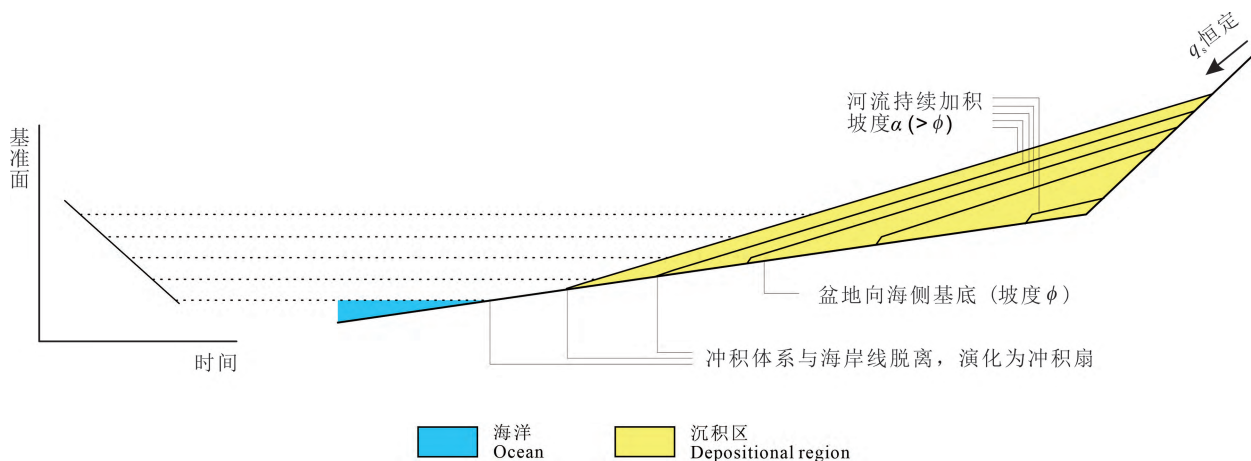


图 12 基准面下降过程中海岸线与冲积体系自动脱离过程示意图

Fig. 12 Illustration of the process of shoreline autodetachment in response to base level fall

当盆地向海洋一侧的基底坡度小于顶积层表面的坡度($\phi < \alpha$), (岸线处)河流-三角洲系统前积层的厚度(h_{set})将不可避免地持续减小, 最终, h_{set} 可能达到 0, 此时, 海岸线与冲积系统发生脱离, 河流-三角洲系统失去水下部分, 演化为冲积扇

In settings where the slope of the basin floor is gentler than that of the topset (i. e. $\phi < \alpha$), the thickness of the alluvial-delta at the shoreline (h_{set}) would inevitably decrease, when h_{set} reaches 0, the shoreline detaches from the alluvial system, and the alluvial-deltaic system loses its subaqueous part, by which the alluvial-deltaic system evolves as an alluvial fan

Muto and Swenson (2005) 从理论和实验推导并证实了在沉积物供给速率不变的条件下, 当基准面下降速率随时间(t)的变化满足:

$$R_{bl}(t) = -\frac{c_6}{\sqrt{t}} \quad (11)$$

时, 在 $\phi > \alpha$ 的背景下能够始终维持 $h_{set} = h_{set_crt}$, 从而河流表现为平衡状态(图 14b)。其中, c_6 是与沉积物供给速率 q_s 、三角洲前缘坡度 β 、盆地基底坡度 ϕ 、以及沉积物扩散系数 ν 有关的系数 (Muto and Swenson, 2005):

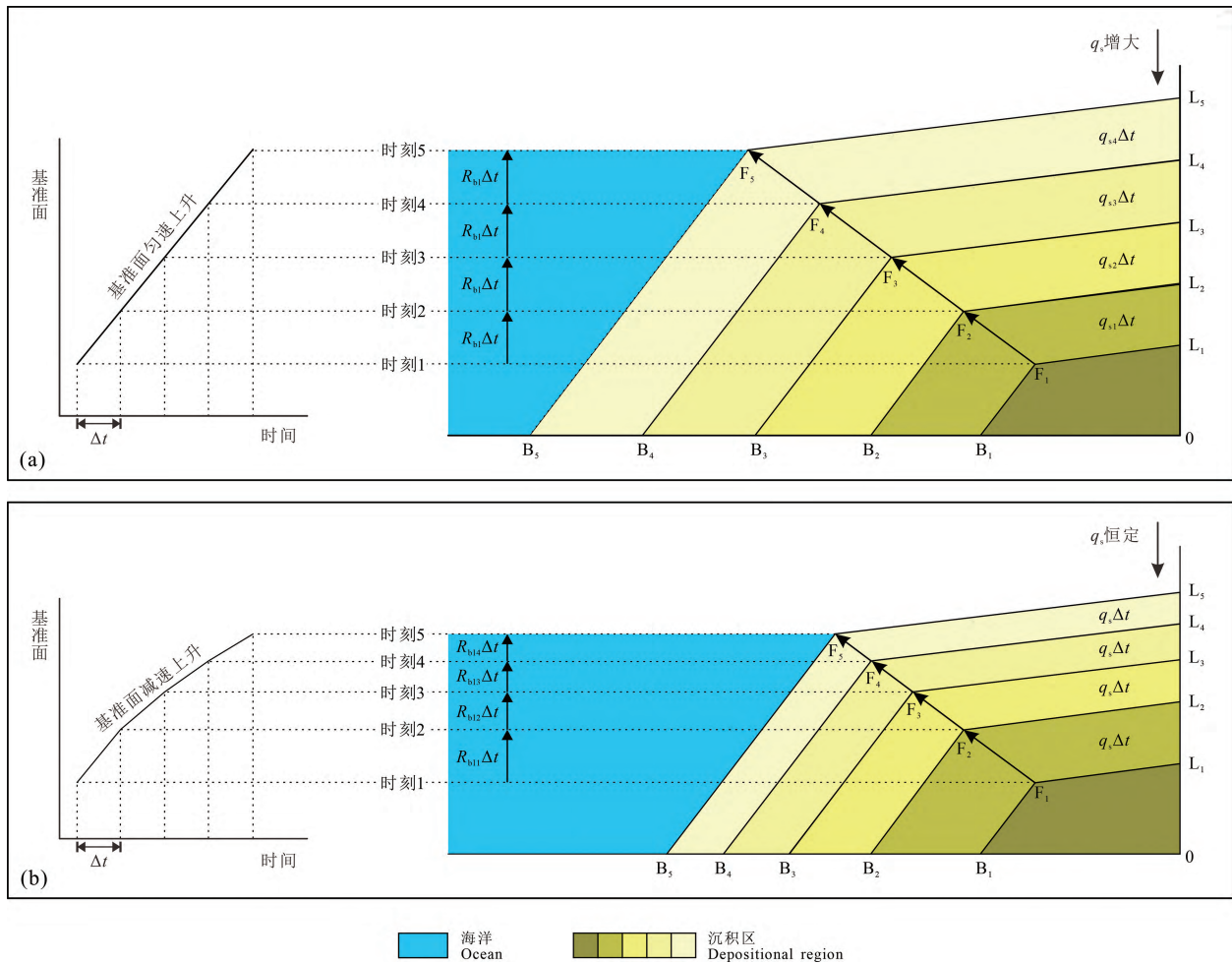


图 13 基准面上升过程中两种基本的他成因稳定地层叠置样式机理图解(为简化模型, 设盆地向陆地一侧的基底坡度 $\gamma=90^\circ$ 、盆地向海洋一侧的基底坡度 $\phi=0$)

Fig. 13 Illustration of two basic allogenic steady stratigraphic stacking patterns in response to base level rise (for simplification, the hinterland slope angle γ is assumed to be 90° and the basin slope ϕ is assumed to be 0)

(a)—基准面稳定上升(速率 R_{bl} 保持不变),在单位时间内如要系统维持稳定的叠置样式(加积速率与进积速率的比值 R_{agg}/R_{pro} 为定值,或岸线轨迹表现为一条直线),自时刻 1~时刻 5 沉积物充填形成的六边形 $L_2F_2B_2B_1F_1L_1$ 、 $L_3F_3B_3B_2F_2L_2$ 、 $L_4F_4B_4B_3F_3L_3$ 、 $L_5F_5B_5B_4F_4L_4$ 面积将逐渐增大,沉积物供给速率 q_s 持续增加是必要条件,即 $q_{s4}>q_{s3}>q_{s2}>q_{s1}$; (b)—沉积物稳定供给(供给速率 q_s 保持不变),则自时刻 1~时刻 5 沉积物充填形成的六边形 $L_2F_2B_2B_1F_1L_1$ 、 $L_3F_3B_3B_2F_2L_2$ 、 $L_4F_4B_4B_3F_3L_3$ 、 $L_5F_5B_5B_4F_4L_4$ 面积相等,如要系统维持 R_{agg}/R_{pro} 为定值,基准面上升速率持续变缓是必要条件,即 $R_{bl4}<R_{bl3}<R_{bl2}<R_{bl1}$;在图 13b 所示的模式中, R_{agg} 与 R_{pro} 均逐渐变小,但 R_{agg}/R_{pro} 保持不变。这两种稳定地层叠置样式的形成伴随着沉积物供给速率或基准面上升速率的变化,因此是他成因的

(a)—given steady rise of base level (R_{bl} remains constant), to maintain a steady stratigraphic stacking pattern (the ratio of aggradation rate of progradation rate R_{agg}/R_{pro} is constant, or the shoreline trajectory exhibit as a straight line), the area of hexagonal $L_2F_2B_2B_1F_1L_1$, $L_3F_3B_3B_2F_2L_2$, $L_4F_4B_4B_3F_3L_3$ and $L_5F_5B_5B_4F_4L_4$ from time 1~time 5 must increase. This means continuous increase of sediment supply rate q_s is a necessary condition, that is, $q_{s4}>q_{s3}>q_{s2}>q_{s1}$. (b)—given steady supply of sediment (q_s remains constant), then the hexagonal $L_2F_2B_2B_1F_1L_1$, $L_3F_3B_3B_2F_2L_2$, $L_4F_4B_4B_3F_3L_3$, and $L_5F_5B_5B_4F_4L_4$ formed by sediment filling from time 1~time 5 are equal in area. To realize constant R_{agg}/R_{pro} ratio, slowing down of base-level rise is a necessary condition, that is, $R_{bl4}<R_{bl3}<R_{bl2}<R_{bl1}$. In the pattern shown in Fig. 13b, both R_{agg} and R_{pro} decrease, though the R_{agg}/R_{pro} ratio remains constant. These two kinds of steady stratigraphic stacking patterns is realized by changes in rate of sediment supply or rate of base-level rise, and is therefore regarded as allogenic

$$c_6 = \sqrt{\frac{1}{2}q_s(\beta - \phi) \left(1 - \phi \frac{\nu}{q_s}\right)^{-1} \left(1 - \beta \frac{\nu}{q_s}\right)^{-1}} \quad (12)$$

由于这种河流的平衡状态是在非稳定的外部驱

动条件下实现的,即基准面下降速率随时间增加而降低,因此称之为他成因的河流平衡(图 14),也属于他成因的非平衡响应机制(图 5)。他成因的河流平衡是第一个得到验证的他成因非平衡响应现象。

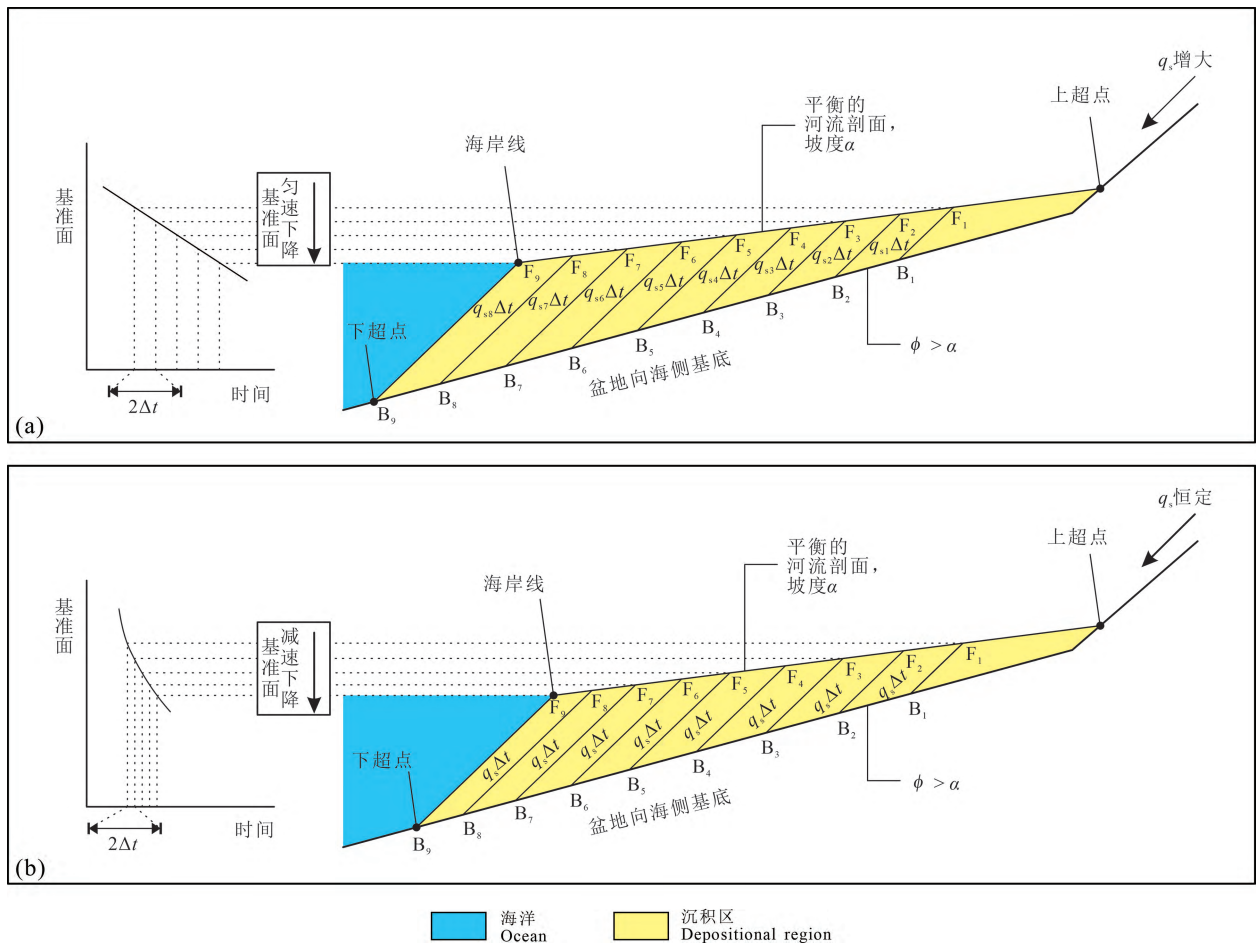


图 14 基准面下降过程中的他成因河流平衡机理图解(据 Muto et al., 2016a; 王俊辉和鲜本忠, 2023 修改)

Fig. 14 Illustration of two basic allogenic steady stratigraphic stacking patterns in response to base level fall (modified after Muto et al., 2016a; Wang Junhui and Xian Benzhong, 2023)

(a)—基准面稳定下降(速率 R_{bl} 保持不变), 在单位时间内如要系统维持稳定的叠加样式(岸线轨迹表现为一条直线), 各时段沉积物充填形成的四边形 $F_1F_2B_2B_1 \cdots F_8F_9B_9B_8$ 面积将逐渐增大, 沉积物供给速率 q_s 持续增加是必要条件, 即 $q_{s8} > \cdots > q_{s1}$; (b)—沉积物稳定供给(供给速率 q_s 保持不变), 如要系统维持河流平衡与海岸线稳定前积(即岸线轨迹为一条直线), 基准面下降速率持续变缓是必要条件, 在(b)所示的模式中, 岸线进积速率 R_{pro} 逐渐变小, 但岸线轨迹为一条直线, 仍然为稳定的地层叠加样式。这两种河流平衡的形成伴随着沉积物供给速率或基准面下降速率的变化, 因此是他成因的

(a)—given steady fall of base level (rate R_{bl} remains constant). To maintain a steady stratigraphic stacking pattern (i.e. the shoreline trajectory exhibit as a straight line), the area of $F_1F_2B_2B_1 \cdots F_8F_9B_9B_8$ must increase. This means continuous increase of sediment supply rate q_s is a necessary condition, that is $q_{s8} > \cdots > q_{s1}$. (b)—given steady supply of sediment (supply rate q_s remains constant). To realize a graded river and stable shoreline progradation (i.e. the shoreline trajectory exhibit as a straight line), slowing down of base-level fall is a necessary condition. In the model shown in (b), the shoreline trajectory is a straight line though the shoreline progradation rate R_{pro} gradually decreases, so the stratigraphic stacking pattern is steady. These two kinds of river grade is realized by changes in rate of sediment supply or rate of base-level fall, and is therefore regarded as allogenic

5 自成因地层学与层序地层学对比

自成因地层学从机理上探究了地层成因的第二种驱动机制——沉积系统内部的大尺度自成因机制, 这与层序地层学是显著不同的。

5.1 他成因是层序地层学的基本观点

层序地层学对地层叠置过程的解释主要基于他成因的认识, 认为外部驱动(如物源供给、海平面升

降、构造作用)是控制地层成因的第一因素(Jervey, 1988; Posamentier et al., 1988; 朱筱敏等, 2023), 控制了关键地层界面的形成。也是基于这种原因, 甚至有学者提倡他成因地层学(allostratigraphy)的概念(Bhattacharya, 2002; Hughes, 2010)。层序地层学的他成因观主要建立在对河流平衡、可容空间的认识上(Jervey, 1988; Posamentier et al., 1988)。传统观点认为, 基准面稳定河流实现平衡的

必要条件,进一步由此产生两个推论:① 基准面上升或下降将分别增加或破坏可容空间,可容空间的变化速率(A)与沉积物供给速率(S)的相对大小决定了地层的叠置样式,即“ A/S 比说”;② 外部条件变化引起 A/S 变化,最终呈现不同的地层叠置样式。

根据这两个推论,地层的叠加过程对外部驱动条件的响应默认遵循平衡的响应机制,即一定的外部驱动条件形成特定的地层叠置样式、地层叠置样式改变反映驱动条件发生变化(图 5; Posamentier et al., 1988; Catuneanu, 2019)。例如,对于可容空间增加($A>0$),如果自上游供给而来的沉积物在补偿了新增的可容空间之后仍有剩余,则发生海退进积(即 $A/S<1$);如果上游供给而来的沉积物恰好补偿新增的可容空间,则表现为持续单一地加积(即 $A/S=1$);如果上游供给而来的沉积物不足以补偿新增的可容空间,则表现为海侵退积(即 A/S

>1)。对于可容空间 0 增加(基准面稳定),河流最终将达到平衡状态。对于可容空间减少(基准面下降, $A<0$)的情况,河流侵蚀下切(图 5; Shanley and McCabe, 1994)。

河流平衡、 A/S 比说、平衡响应构成了层序地层学的三个基本原理(表 2)。尽管层序地层学存在不同的流派,例如沉积层序(进一步分为 I 型(Mitchum et al., 1977; Vail et al., 1977)、II 型(Haq et al., 1987; Posamentier et al., 1988)、III 型(Van Wagoner et al., 1988, 1990)、IV 型(Hunt and Tucker, 1992; Helland-Hansen and Gjølberg, 1994))、成因层序(Frazier, 1974; Galloway, 1989)、T-R 层序(Johnson and Murphy, 1984; Embry and Johannessen, 1992),它们的区别主要在于对层序边界的选取、体系域的划分采取了不同的方案,但对于地层叠置过程的解释仍然是以他成因观、 A/S 比说、平衡响应等理论为基础的。

表 2 自成因地层学与层序地层学的对比
Table 2 Comparison of autostratigraphy and sequence stratigraphy

		层序地层学	自成因地层学
理论 基础	河流平衡	河流平衡于稳定的基准面	河流平衡于下降的基准面
	A/S 比说	A/S 决定了地层的叠置样式	A/S 比不能决定地层的叠置样式(对于特定的外部驱动条件,沉积系统的规模决定了地层叠置样式)
	响应机制	平衡响应机制,地层叠置样式改变反映驱动条件改变(稳定的驱动条件形成稳定、协调的地层,驱动条件的改变导致地层变得不协调)	非平衡响应机制,地层叠置样式改变不能反映驱动条件改变(稳定的驱动条件一般形成不协调的地层,变化的驱动条件也可以形成稳定、协调的地层)
地层 响应 的控 制因 素	进积	基准面下降,或基准面上升且 $A/S>1$	基准面下降,或基准面上升且 $c_4X+c_5Z<\Delta$
	退积	基准面上升且 $A/S<1$	基准面上升且 $c_4X+c_5Z>\Delta$
	加积	基准面上升	基准面上升,或基准面下降且 $h_{set}<h_{set_crt}$
	侵蚀	基准面下降	基准面下降且 $h_{set}>h_{set_crt}$
	平衡	基准面稳定	基准面下降且 $h_{set}=h_{set_crt}$

注: A 为可容空间增长速率; S 为沉积物供给速率; (X, Z) 为海岸线相对参考点的坐标,随沉积体系的生长而变化(图 3); c_4 、 c_5 为与几何特征相关的参数(公式 8a、b); Δ 为长度尺度(二维或三维,公式 1、3),由海平面变化速率、沉积物供给速率决定; h_{set} 为河流-三角洲体系前积层的厚度; h_{set_crt} 为河流-三角洲体系响应于基准面下降、且达到平衡时前积层的临界厚度(公式 10)。

5.2 自成因地层学对层序地层学的补充和修正

自成因机制可以在大尺度上发生并控制地层叠置样式,这一认识是自成因地层学对层序地层学的重要补充。大尺度自成因机制发生的根本原因是沉积体系的生长导致其规模发生变化,从而引发地层学响应的变化:对于同样的外部驱动条件,沉积体系规模大小不同其地层学响应也不同,作者将之称为“规模效应”(size effect; Wang Junhui and Muto, 2021)。

以海岸线自动后退为例(图 7),对于一个处于演化初期的河流-三角洲体系,即使基准面上升,由于其沉积规模很小、生长速度快(如加积速度大于基

准面上升速度),倾向于进积;当其充分生长后,在沉积物供给速率恒定不变的情况下,它的生长速度将变缓,一旦加积速度小于基准面上升速度,海侵将发生。

除了海岸线自动后退,响应于基准面上升的自动淹没、自动坡折、自成因不整合,以及响应于基准面下降的河流自动下切、海岸线的自动脱离等现象,均能通过“规模效应”得到统一解释。在表 2 中,自成因地层学给出了进积与退积、加积与侵蚀的临界条件,这些临界条件均涉及沉积体系的大小。由于沉积体系的生长是始终发生的,规模效应对地层叠置的影响是持续的、累积的,最终达到地层叠置样式

发生变化的临界条件、由量变到质变、形成重大的地层转折界面。层序地层学忽视了沉积体系本身的生长,而仅从沉积体系外部因素探求地层的成因,因此是不全面的。

基于上述认识,自成因地层学对层序地层学的理论基础作出如下补充(表 2):

(1)河流末端的生长使得河流无法平衡于稳定的基准面,基准面下降是河流平衡的必要条件。这意味着控制地层加积与侵蚀的临界条件,并非基准面稳定,而是基准面下降。

(2)沉积系统的规模与外部驱动条件共同决定了地层的叠置样式。这表明仅从 A/S 讨论地层的叠置样式是不全面的。

(3)对于不断生长的沉积体系,其对外部驱动条件(假定恒定不变)的响应是时刻发生变化的。这意味着非平衡的响应机制才是主旋律(图 5):即稳定的驱动条件一般形成不稳定(或不谐调)的地层叠置样式、稳定(或谐调)的地层叠置样式一般需要外部驱动条件发生特定的变化。根据目前的认识,平衡的响应机制只发生在两种特殊情况下:非三角洲海侵与河流的自动平衡。在这两种特殊情况下,基准面分别稳定上升和下降、沉积物供给速率保持恒定,地层的叠置样式将保持稳定(或谐调)。

6 结论

自成因地层学是研究沉积系统因非平衡响应机制响应于外部驱动作用而发生的大尺度、确定性自成因过程的一门成因地层学。它对地层叠加过程的自成因与他成因机制提出了新的观点。依据外部驱动条件作用方式的稳定与否,将速率、周期性等作用方式保持不变的外部驱动条件称之为稳定的,反之为不稳定的。由稳定的外部驱动条件形成的地层叠加样式(或过程)称之为自成因的;由不稳定的外部驱动条件形成的地层叠加样式(或过程)称之为他成因的。

自成因地层学进一步也将地层的叠加过程(或样式)分为稳定的与不稳定的:将加积速率与进积速率比值(R_{agg}/R_{pro})保持不变的称之为稳定的,反之为不稳定的。更进一步地,依据地层叠加过程与外部驱动条件之间的关系,将稳定外部驱动条件形成稳定地层叠加样式的过程称为平衡响应。稳定的外部驱动条件形成不稳定的地层叠加样式,或不稳定的外部驱动条件形成稳定的地层叠加样式称为非平衡响应(前者称为自成因的非平衡响应,后者称为他

成因的非平衡响应)。

传统观点往往默认平衡响应机制,作为推论,不稳定的地层叠加样式往往归因于不稳定的外部驱动条件。而实际上,非平衡响应机制才是主旋律。这是因为,随着沉积系统的发育与增生,沉积系统容纳沉积物的能力增大,在海平面稳定上升或下降以及沉积物供给速率保持不变的条件下(即稳定的外部驱动条件),加积速率与进积速率往往呈现非线性的变化,从而使得地层叠加样式也必然发生改变,系统也因此更容易在非平衡响应机制作用下发育。相比而言,平衡响应机制仅在特殊情况下才能发生,如海岸线自动后退中发生于自动坡折之后的海侵退积过程、基准面下降过程中河流的自动平衡以及静止基准面背景下沉积系统稳定进积过程等。

自成因地层学为地层叠加样式的解释提供了,并对传统成因地层学(如层序地层学)作出了补充。例如,海平面上升背景下的进积与退积取决于沉积系统发育相对于自动后退点的阶段或规模,而非传统观点认为的沉积物供给与基准面上升的相对大小(即 A/S 比说)。再如,基准面下降是河流平衡的一个必要条件,加积与侵蚀的临界存在于基准面下降过程中,而非传统观点认为的河流平衡于稳定的基准面(即基准面下降总是诱发可容空间的破坏与河流的下切侵蚀)。

References

- Ainsworth R B, McArthur J B, Lang S C, Vonk A J. 2018. Quantitative sequence stratigraphy. *AAPG Bulletin*, 102: 1913~1939.
- Ainsworth R B, McArthur J B, Lang S C, Vonk A J. 2020. Parameterizing parasequences: Importance of shelf gradient, shoreline trajectory, sediment supply, and autoretreat. *AAPG Bulletin*, 104: 53~82.
- Beerbower J R. 1964. Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation: Symposium on cyclic sedimentation. *Bulletin of Kansas Geological Survey*, 1: 31~42.
- Bhattacharya J P. 2002. Allostratigraphy versus sequence stratigraphy. In: Armentrout J M, Rosen N C, eds. *Sequence Stratigraphic Models for Exploration and Production: Evolving Methodology, Emerging Models and Application Histories*. SEPM Society for Sedimentary Geology, 22.
- Blum M D, Törnqvist T. 2000. Fluvial response to climate and sea-level change: Review and look forward. *Sedimentology*, 47: 2~48.
- Browne G H, Naish T R. 2003. Facies development and sequence architecture of a late Quaternary fluvial-marine transition, Canterbury plains and shelf, New Zealand: Implications for forced regressive deposits. *Sedimentary Geology*, 158: 57~86.
- Burgess P M, Steel R J, Granjeon D. 2008. Stratigraphic forward modeling of basin-margin clinoform systems: Implications for controls on topset and shelf width and timing of formation of shelf-edge deltas. In: Hampson G J, Steel R J, Burgess M P, Dalrymple R W, eds. *Recent Advances in Models of Siliciclastic*

- Shallow-Marine Stratigraphy. SEPM Special Publication, 90: 35~45.
- Catuneanu O. 2019. Model-independent sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 188: 312~388.
- Catuneanu O, Willis A J, Miall A D. 1998. Temporal significance of sequence boundaries. *Sedimentary Geology*, 121: 157~178.
- Catuneanu O, Galloway W E, Kendall C G St C, Miall A D, Posamentier H W, Strasser A, Tucker M E. 2011. Sequence stratigraphy: Methodology and nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy*, 44(3): 173~245.
- Catuneanu O, Zecchin M. 2016. Unique vs. non-unique stratal geometries: Relevance to sequence stratigraphy. *Marine and Petroleum Geology*, 78: 184~195.
- Einsele G, Ricken W, Seilacher A. 1991. *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin: Springer-Verlag.
- Embry A F, Johannessen E P. 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup basin, Arctic Canada. *Norwegian Petroleum Society Special Publication*, 2: 121~146.
- Feng Wenjie, Wu Shenghe, Zhang Ke, Zhao Wenkai, Jia Fengjuan. 2017. Depositional process and sedimentary model of meandering-river shallow delta: Insights from numerical simulation and modern deposition. *Acta Geologica Sinica*, 91(9): 2047~2064(in Chinese with English abstract).
- Frazier D E. 1974. Depositional episodes: Their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf basin. *University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology. Geological Circular*, 4: 1~28.
- Galloway W E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG Bulletin*, 73: 125~142.
- Gerber T P, Pratson L F, Wolinsky M A, Steel R, Mohr J, Swenson J B, Paola C. 2008. Clinoform progradation by turbidity currents: Modeling and experiments. *Journal of Sedimentary Research*, 78: 220~238.
- Hajek E A, Heller P L, Sheets B A. 2010. Significance of channel-belt clustering in alluvial basins. *Geology*, 38(6): 535~538.
- Hajek E A, Straub K M. 2017. Autogenic sedimentation in clastic stratigraphy. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 45: 681~709.
- Haq B U, Hardenbol J, Vail P R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235: 1156~1166.
- Helland-Hansen W, Gjelberg J G. 1994. Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: A different perspective. *Sedimentary Geology*, 92: 31~52.
- Helland-Hansen W, Martinsen O J. 1996. Shoreline trajectories and sequences: Description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, B66: 670~688.
- Hori K, Saito Y, Zhao Quanhong, Wang Pinxian. 2002. Evolution of the coastal depositional systems of the Changjiang (Yangtze) River in response to late Pleistocene-Holocene sea-level changes. *Journal of Sedimentary Research*, 72(6): 884~897.
- Holbrook J M, Miall A D. 2020. Time in the rock: A field guide to interpreting past events and processes from siliciclastic stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 203: 103121.
- Huang Yanqing, Zhang Shangfeng, Zhang Changmin, Tang Jun. 2006. Discussion of autocycle in high-resolution sequence stratigraphy. *Journal of Oil and Gas Technology*, 28(2): 6~8 (in Chinese with English abstract).
- Hughes P D. 2010. Geomorphology and Quaternary stratigraphy: The roles of morpho-, litho-, and allostratigraphy. *Geomorphology*, 123(3~4): 189~199.
- Hunt D, Tucker M E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: Deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81: 1~9.
- Jerolmack D J, Paola C. 2010. Shredding of environmental signals by sediment transport. *Geophysical Research Letters*, 37: L19401.
- Jervey M T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: Wilgus C K, Hastings B S, Kendall C G St C, Posamentier H W, Ross C A, van Wagoner J C, eds. *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publication, 42: 47~69.
- Ji Youliang, Wu Shenghe, Zhang Rui. 2012a. Recognition of autocycle and allo-cycle and its role in strata correlation of reservoirs. *Journal of China University of Petroleum*, 36(4): 1~6 (in Chinese with English abstract).
- Ji Youliang, Zhou Yong, Wu Shenghe, Shi Changlin, Yue Dali. 2012b. Formation mechanism and recognizing method of high resolution strata architecture boundary in fluvial strata. *Journal of China University of Petroleum*, 36(2): 8~15 (in Chinese with English abstract).
- Johnson J G, Murphy M A. 1984. Time-rock model for Siluro-Devonian continental shelf, western United States. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 1349~1359.
- Kim W, Paola C, Swenson J B, Voller V R. 2006. Shoreline response to autogenic processes of sediment storage and release in the fluvial system. *Journal of Geophysical Research*, 111: F04013.
- Kim W, Muto T. 2007. Autogenic response of alluvial-bedrock transition to base-level variation: Experiment and theory. *Journal of Geophysical Research*, 112: F03S14.
- Kim W, Jerolmack D J. 2008. The pulse of calm fan deltas. *The Journal of Geology*, 116(4): 315~330.
- Kim W, Petter A, Straub K, Mohrig D. 2014. Investigating the autogenic process response to allogenic forcing: Experimental geomorphology and stratigraphy. In: Martinius A W, Ravnås R, Howell J A, Steel R J, Wonham J P, eds. *From Depositional Systems to Sedimentary Successions on the Norwegian Continental Margin*. Hoboken: Wiley.
- Kopp R E, Kemp A C, Bittermann K, Horton B P, Donnelly J P, Gehrels W R, Hay C C, Mitrovica J X, Morrow E D, Rahmstorf S. 2016. Temperature-driven global sea-level variability in the Common Era. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 113: E1434~E1441.
- Li Fengfeng, Guo Rui, Yu Yichang. 2019. Progress and prospect of the division of sequence stratigraphy. *Geological Science and Technology Information*, 38(4): 215~224 (in Chinese with English abstract).
- Li Qi, Yu Lizhu, Straub K M. 2016. Storage thresholds for relative sea-level signals in the stratigraphic record. *Geology*, 44: 179~182.
- Lv Dawei, Song Ying, Shi Longqing, Wang Zeli, Cong Peizang, van Loon A T. 2020. The complex transgression and regression history of the northern margin of the Palaeogene Tarim Sea (NWChina), and implications for potential hydrocarbon occurrences. *Marine and Petroleum Geology*, 112: 104041.
- Madof A S, Harris A D, Connell S D. 2016. Nearshore along-strike variability: Is the concept of the systems tract unhinged? *Geology*, 44: 315~318.
- Martinsen O J, Helland-Hansen W. 1995. Strike variability of clastic depositional systems: Does it matter for sequence-stratigraphic analysis? *Geology*, 23(5): 439~442.
- Miall A D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. New York: Springer.
- Mitchum Jr R M, Vail P R, Thompson III S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton C E, ed. *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoirs, 26: 53~62.
- Mohrig D, Heller P L, Paola C, Lyons W J. 2000. Interpreting avulsion process from ancient alluvial sequences: Guadalupe-Matarranya (northern Spain) and Wasatch Formation (western Colorado). *GSA Bulletin*, 112: 1787~1803.

- Muto T. 2001. Shoreline autoretreat substantiated in flume experiments. *Journal of Sedimentary Research*, 71: 246~254.
- Muto T, Okada H. 1991. A comment on modelling the paleogeography of confined and unconfined marine Gilbert-type deltas. In: Dabrio C J, Zazo C, Goy J L, eds. *The Dynamics of Coarse-grained Deltas*. Madrid: Cuadernos de Geologia Iberica, Universidad Complutense de Madrid, 139~161.
- Muto T, Steel R J. 1992. Retreat of the front in a prograding delta. *Geology*, 20: 967~970.
- Muto T, Steel R J. 1997. Principles of regression and transgression: The nature of the interplay between accommodation and sediment supply. *Journal of Sedimentary Research*, 67: 994~1000.
- Muto T, Steel R J. 2004. Autogenic response of fluvial deltas to steady sea-level fall: Implications from flume-tank experiments. *Geology*, 32: 401~404.
- Muto T, Swenson J B. 2005. Large-scale fluvial grade as a nonequilibrium state in linked depositional systems: Theory and experiment. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110: F03002.
- Muto T, Swenson J B. 2006. Autogenic attainment of large-scale alluvial grade with steady sea-level fall: An analog tank-flume experiment. *Geology*, 34: 161~164.
- Muto T, Steel R J, Swenson J B. 2007. Autostratigraphy: A framework norm for genetic stratigraphy. *Journal of Sedimentary Research*, 77: 2~12.
- Muto T, Petter A L, Steel R J, Swenson J B, Tomer A, Parker G. 2012. Responses of river deltas to sea-level and supply forcing: Autostratigraphic view. In: Dar I A, ed. *Earth Sciences*. ISBN: 978-953-307-861-8, InTech.
- Muto T, Steel R J. 2014. The autostratigraphic view of responses of river deltas to external forcing: A review of the concepts. *IAS Special Publications*, 46: 139~148.
- Muto T, Furubayashi R, Tomer A, Sato T, Kim W, Naruse H, Parker G. 2016a. Planform evolution of deltas with graded alluvial topsets: Insights from three-dimensional tank experiments, geometric considerations and field applications. *Sedimentology*, 63: 2158~2189.
- Muto T, Steel R J, Burgess P. 2016b. Contributions to sequence stratigraphy from analogue and numerical experiments. *Journal of the Geological Society*, 173: 837~844.
- Neal J E, Abreu V, Bohacs K M, Feldman H R, Pederson K H. 2016. Accommodation succession ($\delta A/\delta S$) sequence stratigraphy: Observational method, utility and insights into sequence boundary formation. *Journal of the Geological Society*, 173: 803~816.
- Nerem R S, Beckley B D, Fasullo J T, Hamlington B D, Masters D, Mitchum G T. 2018. Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 115 (9): 2022~2025.
- Paola C. 2000. Quantitative models of sedimentary basin filling. *Sedimentology*, 47: 121~178.
- Paola C. 2016. A mind of their own: Recent advances in autogenic dynamics in rivers and deltas. In: Budd D A, Hajek E A, Purkis S J, eds. *Autogenic Dynamics and Self-organization in Sedimentary Systems*. SEPM Special Publication, 106: 5~17.
- Paola C, Heller P L, Angevine C L. 1992. The large-scale dynamics of grain size variation in alluvial basins, 1: Theory. *Basin Research*, 4: 73~90.
- Parker G, Muto T, Akamatsu Y, Dietrich W E, Lauer J W. 2008a. Unravelling the conundrum of river response to rising sea-level from laboratory to field. Part I: Laboratory experiments. *Sedimentology*, 55: 1657~1686.
- Parker G, Muto T, Akamatsu Y, Dietrich W E, Lauer J W. 2008b. Unravelling the conundrum of river response to rising sea-level from laboratory to field. Part II. The Fly-Strickland River system, Papua New Guinea. *Sedimentology*, 55: 1643~1655.
- Petter A L, Muto T. 2008. Sustained alluvial aggradation and autogenic detachment of the alluvial river from the shoreline in response to steady fall of relative sea level. *Journal of Sedimentary Research*, 78: 98~111.
- Posamentier H W, Allen G P. 1993. Variability of the sequence stratigraphic model: Effects of local basin factors. *Sedimentary Geology*, 86: 91~109.
- Posamentier H W, Jervey M T, Vail P R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I—Conceptual framework. In: Wilgus C K, Hastings B S, Kendall C G St C, Posamentier H W, Ross C A, Van Wagoner J C, eds. *Sea Level Changes—An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42: 110~124.
- Powell E J, Kim W, Muto T. 2012. Varying discharge controls on timescales of autogenic storage and release processes in fluvio-deltaic environments: Tank experiments. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117: F02011.
- Roberts H H. 1997. Dynamic changes of the Holocene Mississippi River delta plain: The delta cycle. *Journal of Coastal Research*, 13(3): 605~627.
- Schumm S A. 1993. River response to base level change: Implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology*, 101: 279~294.
- Shanley K W, McCabe P J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *AAPG Bulletin*, 78: 544~568.
- Shi Changlin, Ji Youliang, Liu Lingtong, Yao Weiying. 2013. Research on high-resolution sequence stratigraphy correlation mode under the control of autocyclical-alloccyclical fan delta. *Journal of Oil and Gas Technology*, 35(3): 6~11 (in Chinese with English abstract).
- Slingerland R, Smith N D. 2004. River avulsions and their deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32: 257~285.
- Stølum H H. 1996. River meandering as a self-organization process. *Nature*, 271: 1710~1713.
- Strong N, Paola C. 2008. Valleys that never were: Time surfaces versus stratigraphic surfaces. *Journal of Sedimentary Research*, 78: 579~593.
- Sun T, Parker G. 2005. Transportational cyclic steps created by flow over an erodible bed: Part 2: Theory and numerical simulation. *Journal of Hydraulic Research*, 43: 502~514.
- Swenson J B, Voller V R, Paola C, Parker G, Marr J G. 2000. Fluvio-deltaic sedimentation: A generalized Stefan problem. *European Journal of Applied Mathematics*, 11: 433~452.
- Swenson J B, Muto T. 2007. Response of coastal plain rivers to falling relative sea-level: Allogenic controls on the aggradational phase. *Sedimentology*, 54: 207~221.
- Tornqvist T E, Bridge J S. 2002. Spatial variation of overbank aggradation rate and its influence on avulsion frequency. *Sedimentology*, 49: 891~905.
- Tomer A, Muto T. 2010. Emergence and drowning of fluviodeltaic systems during steady rise of sea level: Implication from geometrical modeling and tank experiments. *Journal of the Sedimentological Society of Japan*, 69: 63~72.
- Tomer A, Muto T, Kim W. 2011. Autogenic hiatus in fluviodeltaic successions: Geometrical modeling and physical experiments. *Journal of Sedimentary Research*, 81: 207~217.
- Vail P R, Mitchum Jr R M, Thompson III S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton E C, ed. *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoirs, 26: 63~81.
- Vail R R, Todd R G. 1981. Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy. In: Illing L V, Hobson G D, eds. *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-west Europe*. London, Heyden, Institute of Petroleum, 216~235.
- Van Heijst M W I M, Postma G. 2001. Fluvial response to sea-level changes: A quantitative analogue, experimental approach. *Basin*

- Research, 13: 269~292.
- Van Dijk M, Postma G, Kleinans M G. 2009. Autocyclic behaviour of fan deltas: An analogue experimental study. *Sedimentology*, 56: 1569~1589.
- Van Wagoner J C, Posamentier H W, Mitchum R M, Vail P R, Sarg J F, Loutit T S, Hardenbol J. 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus C K, Hastings B S, Kendall C G St C, Posamentier H W, Ross C A, van Wagoner J C, eds. *Sea Level Changes—An Integrated Approach*. SEPM Special Publication, 42: 39~45.
- Van Wagoner J C, Mitchum R M, Campion K M, Rahmanian V D. 1990. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists.
- Wang Junhui, Jiang Zaixing, Zhang Yuanfu, Gao Liming, Wei Xiaojie. 2013. Physical simulation of deltaic deposits. *Oil & Gas Geology*, 34(16): 758~764 (in Chinese with English abstract).
- Wang Junhui, Tamura T, Muto T. 2019. Construction and destruction of an autogenic grade system: The late Holocene Mekong River delta, Vietnam. *Geology*, 47: 669~672.
- Wang Junhui, Naruse H, Muto T. 2020. The grade index model as a rationale for autogenic nonequilibrium responses of deltaic clinoform to relative sea-level rise. *Basin Research*, 32: 378~387.
- Wang Junhui, Muto T. 2021. Autostratigraphic modelling of the growth of alluvial-shelf systems during steady base-level cycles: Two-dimensional tank experiments. *Sedimentology*, 68: 135~167.
- Wang Zhanghua, Saito Y, Zhan Qing, Nian Xiaomei, Pan Dadong, Wang Long, Chen Ting, Xie Jianlei, Li Xiao, Jiang Xuezhong. 2018. Three-dimensional evolution of the Yangtze River mouth, China during the Holocene: Impacts of sea level, climate and human activity. *Earth-Science Reviews*, 185: 938~955.
- Wehr F L. 1993. Effects of variations in subsidence and sediment supply on parasequence stacking patterns. In: Weimer P, Posamentier H W, eds. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications*, AAPG Memoir, 58: 369~379.
- Yin Senlin, Liu Zhongbao, Chen Yanhui, Wu Xiaojun. 2017. Research progress and sedimentation experiment simulation about alluvial fan: A case study on alluvial fan controlled by debris flow and braided river. *Acta Sedimentologica Sinica*, 35(1): 10~23 (in Chinese with English abstract).
- Yin Shitao, Zhang Zhifeng, Huang Yongjian, Zhu Youhai, Zhang Shuai, Han Zhongpeng, Li Yalin, Li Xiang, Zhao Yonghui, Liu Jianwei. 2021. The chemo-stratigraphic analysis for the Paleocene-Eocene Niubao Formation on the section in southern Xiede Village, the Nyima basin, Xizang (Tibet). *Geological Review*, 67(3): 667~680 (in Chinese with English abstract).
- Yin Taiju, Zhang Changmin, Li Zhongchao, Mao Lihua, Deng Hongwen. 2005. Application of sequence stratigraphy to improving mature oil field recovery. *Acta Sedimentologica Sinica*, 23(4): 664~671 (in Chinese with English abstract).
- Zecchin M, Mellere D, Roda C. 2006. Sequence stratigraphy and architectural variability in growth fault bounded basin fills: A review of Plio-Pleistocene stratal units of the Croton basin, southern Italy. *Journal of the Geological Society*, 163: 471~486.
- Zhao Xitao, Geng Xiushan, Zhang Jingwen. 1979. Sea level changes of the eastern China during the past 20000 years. *Acta Oceanologica Sinica*, 1(2): 269~281 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Xiaomin, Wang Hua, Zhu Hongtao, Shao Longyi, Ji Youliang. 2023. Research progress and development focuses of continental sequence stratigraphy. *Acta Petrolei Sinica*, 44(8): 1382~1398 (in Chinese with English abstract).

参 考 文 献

- 冯文杰, 吴胜和, 张可, 赵文凯, 贾凤娟. 2017. 曲流河浅水三角洲沉积过程与沉积模式探讨——沉积过程数值模拟与现代沉积分析的启示. *地质学报*, 91(9): 2047~2064.
- 黄彦庆, 张尚锋, 张昌民, 汤军. 2006. 高分辨率层序地层学中自旋回作用的探讨. *石油天然气学报(江汉石油学院学报)*, 28(2): 6~8.
- 纪友亮, 吴胜和, 张锐. 2012a. 自旋回和异旋回的识别及其在油藏地层对比中的作用. *中国石油大学学报(自然科学版)*, 36(4): 1~6.
- 纪友亮, 周勇, 吴胜和, 史长林, 岳大力. 2012b. 河流相地层高精度地层构型界面形成机制及识别方法. *中国石油大学学报(自然科学版)*, 36(2): 8~15.
- 李峰峰, 郭睿, 余义常. 2019. 层序地层划分方法进展及展望. *地质科技情报*, 38(4): 215~224.
- 史长林, 纪友亮, 刘灵童, 姚为英. 2013. 自旋回-异旋回控制的扇三角洲相高精度层序地层对比模式. *石油天然气学报(江汉石油学院学报)*, 35(3): 6~11.
- 王俊辉, 姜在兴, 张元福, 高丽明, 魏小洁, 张文昭. 2013. 三角洲沉积的物理模拟. *石油与天然气地质*, 34(16): 758~764.
- 王俊辉, 鲜本忠. 2023. 冲积河流平衡的再认识. *古地理学报*, 25(5): 1011~1031.
- 印森林, 刘忠保, 陈燕辉, 吴小军. 2017. 冲积扇研究现状及沉积模拟实验——以碎屑流和辫状河共同控制的冲积扇为例. *沉积学报*, 35(1): 10~23.
- 尹世滔, 张治锋, 黄永建, 祝有海, 张帅, 韩中鹏, 李亚林, 李祥, 赵永辉, 刘建伟. 2021. 西藏尼玛盆地古新统一始新统牛堡组化学地层格架分析. *地质论评*, 67(3): 667~680.
- 尹太举, 张昌民, 李中超, 毛立华, 邓宏文. 2005. 层序地层学在油田开发中的应用实践. *沉积学报*, 23(4): 664~671.
- 赵希涛, 耿秀山, 张景文. 1979. 中国东部 20000 年来的海平面变化. *海洋学报(中文版)*, 1(2): 269~281.
- 朱筱敏, 王华, 朱红涛, 邵龙义, 纪友亮. 2023. 陆相层序地层学研究进展及发展关注. *石油学报*, 44(8): 1382~1398.

Large-scale autogenic stratigraphic mechanisms and autostratigraphy

WANG Junhui^{*1,2)}, Tetsuji MUTO³⁾, XIAN Benzong^{1,2)}

1) *State Key Laboratory of Petroleum Resources and Engineering, China University of Petroleum (Beijing), Beijing 102249, China;*

2) *College of Geosciences, China University of Petroleum (Beijing), Beijing 102249, China;*

3) *Department of Environmental Science, Nagasaki University, Nagasaki 852-8521, Japan*

** Corresponding author: wangjunhui@cup.edu.cn*

Abstract

In response to external forcings such like eustatic changes, tectonic activities, and sediment supply, the stacking of strata is controlled by both autogenic and allogenic mechanisms. One of the main progresses in recent years is a realization that autogenic ones may take place in a wide variety of spatio-temporal scales during the deposition. Unlike small-scale autogenic mechanisms that happens on local positions of the depositional system, large-scale ones control the formation of strata systematically in regional scale, which might modify and even change the allogenic processes. To check the relationship between strata stacking patterns and external forcings, large-scale autogenic processes must be determined from allogenic ones. Based on the understanding of large-scale autogenesis, autostratigraphy has developed in recent years. Autostratigraphy provides new perspectives in analyzing the relationships between strata stacking patterns and external forcings, based on two pairs of coupled notions, i. e. autogenesis and allogenes, equilibrium and non-equilibrium responses. Autostratigraphy defines external forcings of constant rates as steady, and those of changing rates as unsteady. Strata stacking patterns or processes controlled by steady external forcings are considered as autogenesis, while by unsteady external forcings are considered as allogenes. Autostratigraphy also defines steady strata stacking patterns or processes where the ratio of aggradation rate and progradation rate (i. e. R_{agg}/R_{pro}) remains constant during the interested period. Otherwise, the strata stacking patterns or processes are considered as unsteady. Equilibrium response is then defined as a response where steady external forcings form steady strata stacking patterns and thus is autogenic. If steady external forcings form unsteady strata stacking patterns, this response is called non-equilibrium response and is also autogenic. Moreover, unsteady external forcings may also form steady strata stacking patterns, which is also a kind of non-equilibrium response but is allogenic. Under the framework of autostratigraphy, the stacking up of strata generally takes the large-scale autogenic non-equilibrium responses and thus usually exhibits an unsteady pattern. In contrast, steady stacking patterns of strata only takes places under very rare conditions. The acquiescence of equilibrium response between strata stacking patterns and external forcings and its corollary in conventional genetic stratigraphy should be revisited.

Key words: autostratigraphy; autogenesis and allogenes; equilibrium and non-equilibrium response; autoretreat of shoreline; deltaic and non-deltaic transgression; base level