

文章编号: 1000-0550(2013)06-0965-15

碳酸盐岩沉积相及相模式^①

金振奎 石良 高白水 余宽宏

(中国石油大学(北京)地球科学院 北京 102249)

摘要 碳酸盐岩在我国广泛发育,是重要的油气勘探层位。目前关于碳酸盐岩沉积相及相模式,存在诸多问题,主要包括部分沉积相命名混乱,同一种相,名称不同,或同一名称,含义不同;相模式不完善,用词不严谨,不同相带的区别特征不明确,应用困难等等。本文根据多年碳酸盐岩研究经验以及国内外前人对现代及古代碳酸盐岩的研究,对一些碳酸盐岩沉积相的定义进行了厘定,对台地、斜坡和盆地的类型进行了划分。在前人研究基础上,将台地划分为孤立台地、镶边台地和离岸台地,其中将镶边台地进一步划分为镶边陡坡台地和镶边缓坡台地,将离岸台地进一步划分为离岸陡坡台地和离岸缓坡台地;将斜坡划分为缓坡、陡坡和陡崖;将盆地划分为浅盆和深盆。分析了不同类型台地的成因和演化序列,将台地演化划分为初期、早期、中期和晚期四个阶段,不同阶段特征不同。总结出了不同类型台地的沉积模式,尤其对不同相带的识别标志进行了提炼和总结。

关键词 碳酸盐岩 沉积相 沉积模式 台地 斜坡 盆地

第一作者简介 金振奎 男 1963年出生 博士 教授 沉积地质学 E-mail: jinzhenkui@188.com

中图分类号 P736.21 **文献标志码** A

在我国,碳酸盐岩广泛发育,例如,在扬子地台上,从震旦纪到中三叠统(志留系除外),都以海相碳酸盐岩为主;在华北地台及塔里木地台上,前寒武、寒武系和奥陶系主要由海相碳酸盐岩组成。中生代沉积盆地中,湖相碳酸盐岩也常见,如渤海湾盆地各拗陷古近系沙河街组、柴达木盆地第三系等。无论海相还是湖相碳酸盐岩,都在其中发现了油气,如塔里木盆地(寒武系和奥陶系)、鄂尔多斯盆地(奥陶系)、四川盆地(震旦系、二叠系、三叠系)、渤海湾盆地(中元古界、奥陶系、古近系)、柴达木盆地(第三系)、准噶尔盆地(二叠系风成组),而且不断有新的突破,如近些年在四川盆地发现的普光、龙岗等大气田。我国在海外承包的区块中,也有不少是碳酸盐岩油田。

碳酸盐岩地层中的高效油气勘探和开发,离不开沉积模式的指导。国内外都有学者提出了碳酸盐岩沉积相模式^[1-16],但存在不少问题:有的过于简单,不完整,仅针对台地的一部分建立了沉积模式,如潮坪—潮下沉积模式;有的较全,但描述的各相带的沉积特征(岩石类型、化石等)概念性的多,可用于识别古代沉积相的识别标志少,应用起来困难^[4,5],例如阿姆斯特朗(1974)定义的局限台地,含有海绵、棘皮类和苔藓虫等,而这些都是正常海生物,没有反映出水体局限的特征,与开阔台地没有明显差异;同一名

称,含义不同,如阿姆斯特朗(1974)的局限台地与威尔逊(1975)的就有所不同,威尔逊(1975)的局限台地还包括了潮坪(笔者认为,将潮坪归为局限台地并不合适);对同一种环境,名称不同,如有的将“台地边缘”称“盆地边缘”^[9];相带名称不严谨,如“浅滩水”、“斜坡脚”等等^[4,5]。

总之,目前关于碳酸盐岩沉积相的定义有些混乱,沉积相模式不完善。笔者根据多年对碳酸盐岩的研究以及国内外前人对现代及古代碳酸盐岩的研究,对一些碳酸盐岩沉积相的定义进行了厘定,提出了一些新的沉积模式,而且对模式中不同的相类型,总结出了明确的、可操作的鉴别特征,便于应用。

1 概述

一般认为,碳酸盐岩沉积需要“暖、浅、清”这三个条件。为什么要“暖、浅、清”?因为碳酸盐岩大都是生物化学岩,其形成直接或间接与生物及生物化学作用有关。钙质生物的遗体,就是石灰岩重要的结构组分,这是直接原因。水生植物通过吸取水中的CO₂,可以导致CaCO₃沉淀;一些藻类本身就由文石针组成,死后解体,产生灰泥;白云石在微生物作用下,可以从水中直接沉淀出来;如此等等,这些都是间接原因。

^①国家重大科技专项(编号:2009ZX05009-002)资助
收稿日期:2013-06-25;收修稿日期:2013-08-26

植物是动物的食物,食物丰富是动物丰富的前提。水体深度和温度控制植物丰度。植物需要光合作用,因此要求水体要浅,要有阳光;水体温暖,有利于植物繁殖,很多钙质生物也喜欢温暖水体,尤其造礁生物。植物也要求水体清,否则其茎叶表面上沉积的泥等物质会堵塞其管孔,影响其对阳光和养分等的吸收。很多钙质生物对水质要求高,需清洁,如珊瑚、海绵等,水体混浊会把它们噎死。

除了“暖、浅、清”外,笔者认为还需要第四个条件,即“咸”,因为只有水中富含 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 CO_3^{2-} ,才能形成碳酸盐岩沉积,因此水体盐度要较高(约在1%以上),只有海水和咸水湖及盐湖才能达到这个条件,淡水湖中通常是不会有碳酸盐岩沉积的。正因如此,海洋是碳酸盐岩沉积的主要场所,不仅因为海洋广阔,而且因为海洋盐度高, Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 CO_3^{2-} 丰富。因此,“暖、浅、清、咸”是碳酸盐岩沉积的四个基本条件。

古代绝大部分碳酸盐岩是海相的,仅少量(1%以下)是湖相的。因此,本文的讨论主要针对海相碳酸盐岩。

2 海相碳酸盐岩沉积相分类

海相碳酸盐岩通常厚度大(连续沉积多在百米

以上)横向分布稳定(常可追索几十公里以上),质地纯,含海相生物化石。

海洋碳酸盐岩沉积相可划分为台地、斜坡和盆地三类相,每一类又可进一步细分(表1)。

3 台地

“台地”,即碳酸盐岩台地的简称,来自对巴哈马台地的研究。巴哈马是被深海所包围的地形平坦的浅水平台,具有很陡的斜坡。但现在台地的含义已经扩大了,泛指“以碳酸盐岩沉积为主、地形较平坦的浅水沉积环境”。

本文将“浅水”定义为水深在风暴浪基面以上的水体。对于海洋来说,风暴浪基面的深度一般在50~60m左右。对于湖泊来说,这个深度要小得多,一般为几米到十几米左右,视湖泊大小和深浅而定。海水的透光带可达100m左右,但50~60m以内是阳光较充足的范围。充足的阳光是藻类等植物生存发育的必要条件,而植物又是动物的食物。现代生物礁主要分布在50~60m以内的海域。尽管钙质底栖生物生存的环境可达200~400m,但超过50~60m后,无论钙质生物的种类还是数量都急剧减少;尽管现代几千米的海底有的地方有钙质软泥,但这些钙质沉积物是海面上的钙质微体浮游生物死后沉落到海

表1 海洋碳酸盐岩沉积相分类

Table 1 Classification of marine carbonate sedimentary facies

相 (Facies)	亚相 (Subfacies)	微相 (Microfacies)	亚微相 (Submicrofacies)	
台地	潮坪	潮上带	潮上灰坪、潮上云坪、潮上云灰坪、潮上滩、潮上湖	
		潮间带	潮间灰坪、潮间滩、潮汐水道	
		潮下带	潮下灰坪、潮下滩	
	滩	岸滩、障壁滩、台内滩、台缘滩	滩中、滩缘	
		台缘礁	礁核、礁前斜坡、礁后滩、礁沟	
		堡礁、岸礁	礁核、礁前滩、礁后滩、礁沟	
		斑礁	礁核、礁缘滩	
	塔礁	塔礁	礁核、礁缘斜坡	
		开阔台地		
		局限台地		
斜坡	缓坡	上部		
		下部		
	陡坡	上部		
		下部		
	陡崖	上部		
		下部		
盆地	浅盆			
	深盆			

底形成的;尽管现代海洋考察发现在水深7 000余米的海底仍有生物,但这些生物是软体的,没有钙质骨骼。因此,用风暴浪基面定义浅水是合适的,该界面上,底栖生物发育,界面以下,底栖生物少见。

总之,台地是水生动、植物发育的沉积环境,是碳酸盐沉积物的生产工厂,无论斜坡还是盆地中碳酸盐沉积物,都主要来自台地。

台地上可进一步划分出潮坪、滩、礁、开阔台地、局限台地、台地边缘等亚相。

3.1 潮坪

本文将潮坪定义为“位于平均低潮面和最大高潮面之间,且地形平缓宽阔、以潮汐作用为主的沉积环境”。根据海平面位置,潮坪可进一步划分为潮上坪和潮间坪。前人将潮下坪归为潮坪的一部分,但笔者认为,潮下坪的沉积特征与正常水下环境(如潟湖)非常相似,且潮汐不再是主要作用,古代沉积中也难以区分,因此本文将之归为其他水下环境。本文中潮坪仅指潮间坪和潮上坪。不过鉴于以往习惯,在此仍对潮下坪的特征进行讨论。

台地上,绝大部分潮坪沿海岸发育,即滨岸潮坪;但台地内部隆起上也可发育潮坪,即台内潮坪;有的发育在台地边缘,可称台缘潮坪。碳酸盐岩潮坪向陆地方向常过渡为页岩潮坪。

与潮坪类似的术语是潮汐带,指位于最低和最高潮汐面之间的环境,不管地形陡缓、宽窄。因此,潮汐带含义比潮坪更广些。相应地,潮汐带可划分为潮上带、潮间带和潮下带。

(1) 潮上坪(潮上带)

潮上坪(或称潮上带)位于平均高潮面与最大高潮面之间。最大高潮面通常是大潮或风暴潮所致。大潮一般每月发生两次,风暴只是在特定季节发生,也不频繁。因此潮上带总体上是长期暴露,很少被淹没的环境。

潮上坪可进一步划分为潮上灰坪、潮上云坪、潮上湖、潮上滩等,以潮上灰坪、潮上云坪为主。

潮上灰坪以灰泥石灰岩沉积为主,薄层状,水平层理、鸟眼、泥裂、层状叠层石常见。

潮上云坪多发育在干旱气候下,以蒸发泵白云化形成的泥粉晶白云岩为主,薄层状,水平层理、鸟眼、泥裂、层状叠层石、石膏结核和条带常见。

潮上云灰坪介于潮上云坪和灰坪之间,其沉积为灰泥石灰岩与蒸发泵泥粉晶白云岩薄互层。

潮上滩是风暴将颗粒等沉积物搬运到潮上坪沉

积下来形成的,通常为灰泥颗粒石灰岩,厚度多为十几厘米到几十厘米,底平顶凸,常具显示正粒序或呈块状,常见丘状层理和丘状波痕等。

潮上湖是潮上带上低洼处积水形成的,只有大潮时其水体得到补充,一般规模小,很浅(几米以内),盐度通常比正常海高。其沉积主要为暗色薄层灰泥石灰岩、泥粉晶白云岩或蒸发岩,个别情况下为页岩,夹于潮上坪沉积之中,厚度不大,多为十几厘米到几米,层理不发育,常见生物扰动,横向上尖灭于潮上坪沉积之中。潮上湖仅见于很广阔的潮上坪中。

由于干燥,潮上坪不利于钙质生物生存,因此灰泥石灰岩和准同生泥粉晶白云岩中化石罕见。由于长期暴露,常接收风搬运来的泥质沉积,因此潮上坪沉积中泥质含量普遍较高,在测井曲线上,呈现高伽马、低电阻率的特征。这是井下识别潮上坪沉积的重要标志。

(2) 潮间坪(潮间带)

潮间坪(或称潮间带)位于平均低潮面与平均高潮面之间,通常每天发生两次涨潮和退潮,间歇性暴露和淹没。潮间坪可进一步划分为潮间灰坪、潮间滩和潮汐水道等。潮间滩仅在能量较高的潮坪发育。

潮间灰坪是潮间坪的主体,其沉积主要为薄层灰泥石灰岩,水平层理可见,但发育不好;常见波状、层状叠层石和垂直虫孔,但没有泥裂、鸟眼等构造。

潮间滩呈席状,其沉积为主要为灰泥颗粒石灰岩,常见脉状层理和波状层理,向海方向相变为潮下滩。

潮汐水道呈条带状,多呈曲流状,向海变深变宽,其沉积主要为亮晶颗粒石灰岩和灰泥颗粒石灰岩,常见交错层理,底面为冲刷面,向上变细。其两岸可发育天然堤,因地形上较高,常具有潮上带沉积的特征。

由于频繁暴露,潮间坪不利于钙质生物生存,因此灰泥石灰岩中原地钙质化石罕见,但叠层石、垂直虫孔常见。叠层石在潮间坪最发育,是潮间坪的重要特征。潮间坪下部以柱状叠层石为主,中部以波状为主,上部以层状为主。

(3) 潮下坪(潮下带)

关于潮下坪(或称潮间带),以往将其定义为“位于平均低潮面之下的环境”。但笔者认为,此定义不恰当,因为按照此定义,所有水下的环境都应算潮下坪,而潮下坪又是潮坪的一部分,显然将所有水下环境(如潟湖)都当做潮坪的一部分是不对的。有鉴于此,本文将潮下坪定义为“位于平均低潮面与最低低

潮面之间的环境”。最低低潮面通常是小潮所致,每月有两次小潮。因此潮下坪长期处于水下,偶尔暴露。正因如此,潮下坪与其他水下环境(如潟湖)不容易区分,通常将其作为其他水下沉积环境,因此潮坪应主要指潮间坪和潮上坪。

潮下坪可分两类,即高能潮下坪和低能潮下坪,前者发育在坡度较大的海岸,根据现代沉积,其坡度通常大于 3° ;后者发育在坡度较小的海岸,其坡度通常小于 3° 。

① 高能潮下坪

高能潮下坪以发育潮下滩为特征,其沉积为颗粒石灰岩,具有交错层理、波痕等构造,常含原地海相化石,单层厚度较大,多为厚层、块状,平面上滩体呈席状。潮下滩处于正常浪基面之上的部分为能量高,持续动荡,其沉积为亮晶颗粒石灰岩;而处于正常浪基面之下的部分为间歇高能,风暴期间动荡,正常天气安静,其沉积为灰泥颗粒石灰岩。向海方向,随着水深逐渐加大,能量逐渐降低,滩的颗粒逐渐变细,灰泥含量逐渐增加。因此,如果发生海退,会形成向上变粗的沉积序列;如果发生海侵,会形成向上变细的沉积序列。

潮下滩与潮间滩可统称“潮汐滩”,两者的主要区别在于前者多为厚层、块状,常为亮晶石灰岩,不发育脉状层理,常含原地钙质生物化石;后者多为中、薄层,主要为灰泥颗粒石灰岩,发育脉状层理和波状层理,原地钙质生物化石少见。有些情况下,潮汐滩外侧(向海侧)已处于最低潮汐面之下,理论上不属于潮坪了,但由于是一体的,仍可称潮汐滩。潮汐滩位于岸边,因此可归为岸滩(见后)。

潮汐滩与潮汐水道沉积的区别主要在于滩呈席状,底面不是冲刷面,常具向上变粗的反旋回;而水道沉积呈条带状,底面是冲刷面,具向上变细的正旋回。

② 低能潮下坪

低能潮下坪又分两种,即开阔低能潮下坪(简称开阔潮下)和局限低能潮下坪(简称局限潮下)。

开阔潮下水体循环良好,盐度正常,其沉积为富含原地钙质底栖生物化石的含生粒灰泥石灰岩、生粒质灰泥石灰岩甚至灰泥生粒石灰岩,呈厚层、块状,生粒杂乱排列,通常不显层理。开阔潮下与开阔台地不易区分,通常将其归为开阔台地。

局限潮下即潟湖,其沉积主要为暗色薄层到块状灰泥石灰岩,底栖化石罕见,可具水平层理或不显层理。具水平层理的灰泥石灰岩通常呈中、薄层状,反映滞流缺氧的强还原环境,这种情况较少见。没有层理的灰泥石灰岩通常是蠕虫类生物扰动所致,多呈厚层、块状,反映还原性略弱的贫氧还原环境,这种情况较常见。局限潮下与局限台地不易区分,通常将其归为局限台地。

潮上坪、潮间坪和潮下坪沉积的主要区别见表2。

3.2 滩

滩(又称浅滩)指“水体持续或间歇动荡,以颗粒石灰岩沉积为主的浅水环境”。颗粒可以是内碎屑、鲕粒、球粒、藻粒或异地沉积的生粒等。很多滩是多种颗粒的混合。重力流在深水环境中沉积的颗粒石灰岩不属于滩。

根据填隙物类型,滩可进一步划分为两类:亮晶颗粒滩和灰泥颗粒滩。

表2 潮上坪、潮间坪和潮下坪沉积的主要区别

Table 2 Differences between supratidal, intertidal and subtidal flats

相类型	潮下坪	潮间坪	潮上坪
岩性	灰泥石灰岩、含颗粒灰泥石灰岩、颗粒质灰泥石灰岩、灰泥颗粒石灰岩、亮晶颗粒石灰岩	灰泥石灰岩、灰泥颗粒石灰岩,潮汐水道内可沉积亮晶颗粒石灰岩	主要为灰泥石灰岩、泥粉晶白云岩,可含石膏结核、条带
层厚	多为厚层、块状	多为中、薄层	多为薄层
构造	水平虫孔;颗粒石灰岩中常见交错层理,但无脉状层理	垂直虫孔;颗粒石灰岩中常见脉状层理、波状层理、小型交错层理	水平层理普遍发育,常见泥裂和鸟眼构造
叠层石	少见;如有,多为柱状	常见,柱状、波状、层状	层状
化石	常见	少见	罕见
泥质含量	低	低	高
测井曲线	低伽马、高电阻率	低伽马、高电阻率	高伽马、低电阻率

亮晶颗粒滩沉积为亮晶颗粒石灰岩,是持续动荡的高能滩,其水深处于正常浪基面之上。

灰泥颗粒滩沉积为灰泥颗粒石灰岩(不包括原地堆积的生物化石形成的颗粒石灰岩),是间歇高能滩,水体时而动荡、时而安静的滩。颗粒为动荡时水流搬运沉积的,而灰泥则在安静条件下从悬浮状态中沉积并充填于颗粒之间。亮晶颗粒滩通常不单独出现,其周边都会发育灰泥颗粒滩,但灰泥颗粒滩可单独出现。

必须指出,当颗粒石灰岩中的颗粒为生粒(即生物颗粒)时,如果是异地搬运沉积的,则代表动荡环境,属于滩,可称“生屑滩”,其生物化石定向排列,并多破碎;如果是原地埋藏,则代表低能环境,不属于滩,但为了表征其化石含量高,可称“生物滩”,其生物化石杂乱排列,保存较好。如果在野外,暂时不能确定是生屑滩还是生物滩,可统称“生粒滩”。

滩可划分为滩中和滩缘。滩中沉积为亮晶颗粒石灰岩,滩缘沉积为灰泥颗粒石灰岩。

根据在台地上的位置,滩可分为岸滩、障壁滩、台缘滩、台内滩等四类。

(1) 岸滩

岸滩指发育在岸边的滩,其表面总体较平坦。这类滩沿岸边延伸,可长达几十公里甚至上百公里。岸滩可分两类:滨岸滩和潮汐滩。滨岸滩发育在较陡的海岸,坡度多为 $3^{\circ}\sim 10^{\circ}$,以波浪作用为主,潮汐带宽度多在百米以下。潮汐滩发育在潮坪海岸,以潮汐作用为主,潮汐带宽度多在百米以上,其特征见前面潮坪部分。

根据潮汐面和浪基面,滨岸滩自陆向海方向可划分为滨岸砂丘、后滨滩、前滨滩、近滨滩、滨外滩等。

滨岸砂丘是风成的,在最大高潮面以上,不受海水影响,碳酸盐砂主要来自后滨滩。其沉积为亮晶颗粒石灰岩,具有大型、高角度交错层理,纹层倾角可达 $30^{\circ}\sim 33^{\circ}$,颗粒分选好,磨圆好。由于长期受淡水淋滤,其胶结物通常从淡水中沉淀出来的粒状方解石。由于处于渗流带,接触式和垂悬式胶结常见。

后滨滩处于潮上带,地形较平坦,仅大潮时淹没,由于长期暴露,因此风的作用仍占主导,但被淹没时也会遭受波浪的改造。其沉积为亮晶颗粒石灰岩,发育交错层理,颗粒分选好,磨圆好。由于长期受淡水淋滤,其胶结物通常是从淡水中沉淀出来的粒状方解石,接触式和垂悬式胶结也常见。

前滨滩处于潮间带,地形较平坦,频繁淹没和暴

漏,主要受波浪作用影响。其沉积为亮晶颗粒石灰岩,颗粒分选好,磨圆好,发育冲洗层理和拱石孔构造,常见垂直虫孔。冲洗层理、拱石孔和垂直虫孔是前滨滩有别于其他滩的主要识别标志。拱石孔是沉积形成的、比颗粒大得多的孔隙。在海岸线附近的碎浪带内,当波浪开始破碎并扎向海底时,将海底碳酸盐砂扬起并在水中产生大量气泡,砂在快速沉积时将水中的气泡扑捉埋藏,气泡起支撑作用,从而阻止颗粒垮塌,形成比颗粒直径大得多的拱石孔。随着涨潮和退潮,海岸线在前滨带内来回摆动,碎浪带也主要在前滨带内随之摆动,因此拱石孔主要发育在前滨滩沉积中。前滨滩亮晶颗粒石灰岩的胶结物多呈粒状,大致呈等厚环边状,主要是暴露期间颗粒表面吸附的海水蒸发浓缩沉淀出来的,结晶速度较快,多呈针状。海滩岩就是在这里形成的。

近滨滩处于平均低潮面与正常浪基面之间,长期处于波浪带内,遭受波浪淘洗,属于持续动荡环境。其沉积为亮晶颗粒石灰岩,颗粒分选好,磨圆好,发育交错层理、对称和不对称波痕及水平虫孔等构造。对称波痕和水平虫孔是其重要识别标志。由于长期处于潜流带,其胶结物是从海水中缓慢沉淀出来的,多呈等厚环边的柱状,如果海水盐度较高,可呈针状。

滨外滩处于正常浪基面与风暴浪基面之间,属于间歇动荡环境。其沉积为灰泥颗粒石灰岩,颗粒分选中等,磨圆好到差均有,生物扰动强烈,常含原地埋藏的生物化石,层理构造不发育,可见水平虫孔。向海方向,随着水体变深,粒度逐渐变细。灰泥颗粒石灰岩是滨外滩有别于其他滩的重要标志。

在滨岸滩上,能量最大的带是前滨滩,因为海岸线附近的碎浪带主要在这里来回摆动。因此,这里沉积物粒度最粗,向陆、向海方向,粒度均变细,尤其向海方向,随着海水不断变深,粒度变细很明显。如果发生海退,滨岸滩下部显示向上变粗的反旋回,上部显示向上略微变细的正旋回。

有些情况下,滨岸滩沉积中混入陆源砂(石英、长石等),甚至形成砂鲕(核心为砂的鲕粒)。陆源砂来自附近的沙滩或沙漠。有陆源砂混入,是滨岸滩与其他滩的重要区别。

(2) 障壁滩

障壁滩指以障壁形式出现的滩,其外侧(向海侧)为开阔台地,内侧(向陆侧)多为局限台地,但如果障壁滩封闭性弱,仍可为开阔台地。滩体呈条带状,可处于水下,即水下障壁滩;也可出露于水上,即

水上障壁滩(或称障壁岛)。

水下障壁滩可分滩中和滩缘。滩中处于正常浪基面之上,其沉积为亮晶颗粒石灰岩;滩缘处于正常浪基面之下,其沉积为灰泥颗粒石灰岩。

对于水上障壁滩,可比照滨岸滩进一步划分,其沉积特征也类似。障壁滩与岸滩的区别主要是前者外侧为开阔台地,内侧为多局限台地,滩体通常呈条带状,横切面呈底平顶凸的透镜状;后者内侧为陆,外侧多为开阔台地,滩体通常由于海岸线迁移而呈席状。

(3) 台缘滩

台缘滩指发育在台地边缘部位的滩,外侧为斜坡,内侧为台地(局限或开阔台地)。台缘滩多处于水下,如巴哈马台地边缘的鲕粒滩;有时也可出露于水上。台地边缘是深、浅水交界处,通常能量高,滩体规模大。如巴哈马台地边缘的鲕粒滩宽5~20 km,长几十公里。

台缘滩如果处于水下,其进一步细分可比对水下障壁滩;如果处于水上,其进一步细分可比对水上障壁滩。有些情况下,台缘滩可起障壁滩的作用,使其内侧的台地水体循环受限,变为局限台地。

(4) 台内滩

台内滩指发育在台地内部的滩,多呈孤立状,但也可连片。台内滩可为亮晶颗粒滩或灰泥颗粒滩,并可分滩中和滩缘。台内滩的形成主要有三种方式:

① 在水下隆起上形成

台地内部各处的沉积速度是不同的,有的地区沉积快些,会形成水下隆起;构造差异升降运动,可形成水下隆起;剥蚀残留的基岩也可形成水下隆起。水下隆起规模可大可小。只要水深处于正常浪基面之上、平均低潮面之下,就可以形成颗粒滩。

如果要形成鲕粒滩,还要求海水盐度较高,对碳酸钙达到过饱和。我国华北地台南北宽约1 000 km,东西长1 500多公里,在寒武纪和奥陶纪是一个广阔的碳酸盐岩台地,中寒武统张夏组中广泛发育鲕粒石灰岩,几乎遍布整个台地。在寒武系和奥陶系,只有张夏组鲕粒石灰岩广泛发育。这说明这个时期,台地上水深和盐度正好都达到了鲕粒形成的两个条件,即水动力和盐度。扬子地台在古生代和三叠纪也发育广阔的碳酸盐岩台地,其内部也有鲕粒滩,但这些鲕粒滩零散分布,说明水下隆起规模较小。

② 在孤岛周围岸边形成

在碳酸盐岩台地上,有的地方有基岩出露,形成

孤岛。在孤岛周围的岸边,可以形成颗粒滩。这类滩实际上就是岸滩,只不过海岸是孤岛海岸。如巴哈马台上的安德烈斯岛就是由更新世石灰岩形成的,其东侧海岸有颗粒滩发育。

③ 海流搬运沉积形成

在一些台地上,存在横穿台地的海流。这种海流可以将台地边缘的颗粒搬运到台地内部沉积,形成颗粒滩。例如,加勒比海凯科斯台地(直径约60 km)内部的鲕粒滩就是从东向西的海流搬运沉积形成的。这类滩通常呈坝状,沿水流方向延伸。

3.3 礁

礁(即生物礁)是造礁生物原地生长、埋藏形成的地形上隆起并具抗浪能力的碳酸盐岩沉积体。古代造礁生物主要是珊瑚类、海绵类、苔藓虫、层孔虫、古杯等,一些蓝绿藻也可形成礁。

(1) 礁的类型

礁可根据造礁生物类型划分,如珊瑚礁、海绵礁、苔藓虫礁、层孔虫礁、古杯礁和藻礁。

但通常,根据位置和形态,将礁划分为岸礁、堡礁、台缘礁、斑礁、环礁、塔礁。

岸礁指沿海岸发育的礁,其外侧为开阔台地,内侧为岸滩,如我国三亚小东海的岸礁。岸礁发育的必要条件之一是海岸附近的海水洁净,没有河流注入。因此海岸通常为碳酸盐岩海岸,裸露的基岩主要由碳酸盐岩组成;或植被十分发育,阻止了陆源物质注入。

堡礁指与海岸大致平行但与海岸有一定距离的礁,内侧为局限台地(有些情况下为开阔台地),外侧为开阔台地。澳大利亚东海岸的大堡礁就是有名的现代堡礁,南北绵延2 011 km,其南端离海岸最远,为241 km,北端较近,最近处离海岸仅16 km。大堡礁由2 900个大大小小的珊瑚礁岛组成,最宽处161 km。在落潮时,部分的珊瑚礁岛露出水面。

台缘礁指发育在台地边缘的礁,其外侧为斜坡,内侧为开阔台地或局限台地。台地边缘是深、浅水交界处,这里不仅能量高,而且水中养分丰富,特别有利于生物礁发育。通常,台缘礁发育在台地迎风侧。台缘礁多呈条带状,沿台地边缘延伸,其长度多为几公里到上百公里;其厚度大,多为几十米到几百米。

斑礁指发育在开阔台地内部、呈斑块状分布的礁。这类礁规模一般较小,厚度多仅为几米。

环礁指呈环状的礁,是围绕圆丘状隆起(如火山)发育起来的。其外侧多为深水斜坡,内侧为局限台地或小岛。这种情况下,环礁也是台缘礁。我国南

海及太平洋中很多小岛周围都发育环礁。环礁规模一般都不大,直径多为几公里。

塔礁是呈宝塔状的礁,其外侧为深水环境,内侧无潟湖或小岛。塔礁是水下隆起上发育起来的,其规模通常不大,直径多为几公里,但厚度大,一般在百米以上。

(2) 礁的沉积模式

关于礁的沉积模式,前人已进行过总结,主要是两种,第一种将礁分为礁核、礁翼;第二种分为礁前斜坡、前礁、礁坪、后礁等。笔者认为,不同类型的礁,不同发育阶段的礁,其沉积模式是有差异的。

礁与滩是密切共生的,因为礁是浅水高能环境,波浪和水流必会将一些造礁生物打碎形成大大小小的颗粒。此外,生物礁中通常还有不少附礁钙质生物,甚至可以形成一些鲕粒。这些各种成因的颗粒通常会被波浪和潮汐水流向礁体的内侧和外侧搬运、沉积,形成颗粒滩。这种滩的沉积物主要来自礁,与礁是有成因联系的,两者共同组成了一个沉积体系,即礁复合体。本文所说的礁沉积模式实际上是礁复合体沉积模式。

① 台缘礁沉积模式

根据沉积物类型和地形特征,将台缘礁复合体划分为礁前斜坡、礁核、礁后滩和礁沟等(图1)。

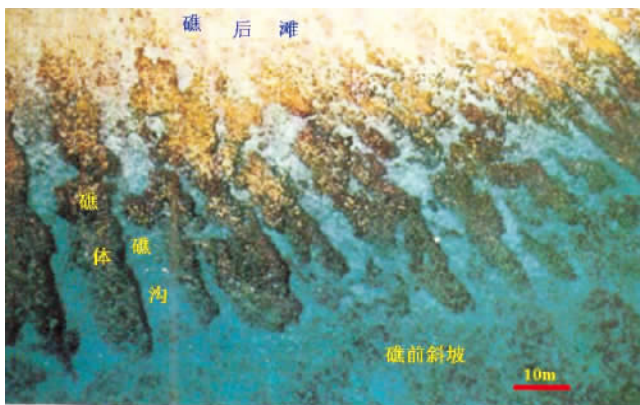


图1 佛罗里达镶边台地的台缘礁(照片据 James, 1983)

Fig. 1 Platform margin reef, Florida Bay (after James, 1983)

礁核即礁体,主要由原地生长、埋藏的造礁生物及附礁生物组成,造礁生物含量在30%以上。礁体处于正常浪基面以上的部分,主要为亮晶礁石灰岩,生物格架和颗粒之间以亮晶胶结物为主。正常浪基面以下的部分,主要为灰泥礁石灰岩,生物格架和颗粒之间以灰泥基质为主。礁体呈块状,成层性差。

礁前斜坡位于礁体外侧,主要为重力垮塌堆积,沉积物来自礁体,主要是被风浪和水流打碎的造礁生物格架、附礁生物以及一些礁体碎块。这些沉积物被冲下礁体后靠重力作用掉落到斜坡上。斜坡水体较深、较安静,因此颗粒之间充填从悬浮状态沉积下来的灰泥。岩石类型主要是灰泥礁砾屑石灰岩和灰泥颗粒石灰岩,分选差,磨圆差,杂乱排列,呈裙带状围绕礁体分布,向外过渡为盆地沉积。

礁后滩是浅水高能环境,颗粒分选较好,磨圆较好,颗粒间主要为亮晶胶结物,岩石类型为亮晶礁砾屑石灰岩和亮晶颗粒石灰岩。向台地方向,当滩体水深在正常浪基面之下时,变为灰泥颗粒石灰岩。礁后滩呈席状,平行礁体分布,向内侧过渡为开阔或局限台地沉积。

礁沟是涨潮和落潮的潮汐水流冲刷切割形成的沟道,与礁体基本垂直。由于涨潮流普遍比落潮流强,因此礁沟向礁体外侧逐渐变深。礁沟为高能环境,其内主要沉积亮晶礁砾屑石灰岩和亮晶颗粒石灰岩。与礁后滩沉积的区别主要是礁沟沉积呈条带状,与礁体基本垂直。

② 堡礁沉积模式

堡礁复合体分为礁前滩、礁核、礁后滩和礁沟。礁前滩与礁后滩的主要区别是位置,礁前滩位于礁体外侧,向海方向过渡为开阔台地;礁后滩位于礁体内侧,向陆方向过渡为局限台地,两者均为礁砾屑石灰岩和颗粒石灰岩,颗粒主要是生物颗粒。礁核、礁前滩、礁后滩和礁沟的沉积特征与台缘礁的基本相似。

③ 其他礁沉积模式

岸礁复合体沉积模式与堡礁的相似,分为礁前滩、礁核、礁后滩、礁沟等。礁前滩位于礁体外侧,向海方向过渡为开阔台地沉积;礁后滩位于礁体内侧,向陆方向过渡为陆相。

斑礁复合体沉积模式分为礁核和礁缘滩。礁缘滩围绕礁体分布,其沉积特征与礁前滩相似,向外过渡为开阔台地。如果斑礁发育规模小、时间短,其周围可不发育滩。

环礁复合体沉积模式与台缘礁的基本相同,分为礁前斜坡、礁核、礁后滩、礁沟。所不同的是环礁规模小,礁后滩通常向内侧过渡为局限台地。

塔礁复合体沉积模式分为礁和礁缘斜坡,两者的沉积特征分别与台缘礁的相似。塔礁被深水沉积包围。

3.4 开阔台地、局限台地、蒸发台地和潟湖

台地上,水体循环程度是有差异的。水体循环程度决定了海底含氧程度,而后者又决定了底栖生物的丰度和种类。海底含氧程度可分富氧、贫氧和缺氧三级。富氧条件下,钙质底栖生物发育,沉积物中常见化石;贫氧条件下,钙质底栖生物不发育,而蠕虫类生物发育,沉积物中基本见不到化石,但虫孔等生物扰动构造常见;缺氧条件下,底栖生物不发育,沉积物中水平层理发育,没有底栖生物化石,也没有虫孔等生物扰动构造。贫氧带和缺氧带之间的界面为氧化还原界面。

根据水体循环程度、海底含氧程度、底栖生物化石的丰度和种类以及蒸发岩发育情况,将台地上的水下低能环境分为三类:开阔台地、局限台地和蒸发台地,其中部分局限台地和蒸发台地属于“潟湖”。

(1) 开阔台地

开阔台地指水深在正常浪基面之下、水体循环良好、海底富氧的台地。开阔台地与广海之间没有障壁或只有不起封闭作用的低幅度障壁(滩、礁或基岩隆起)相隔。

开阔台地沉积主要为含生粒灰泥石灰岩、生粒质灰泥石灰岩和灰泥生粒石灰岩夹灰泥石灰岩,生粒为原地埋藏的生物化石,保存较好,杂乱排列。这些石灰岩多呈厚层、块状,内部无层理。

很多研究者将盐度是否正常作为是否开阔的指标,但笔者认为,这个指标对古代沉积来说难以操作,也没有多大实际意义。首先,很难根据化石类型判断盐度是否不正常,如果含有狭盐性生物化石(如珊瑚、海绵类、苔藓虫、层孔虫、腕足类、三叶虫、棘皮类、头足类、有孔虫等),可以判定是正常盐度;但如果是广盐性生物(如瓣腮类、介形虫、腹足类等),就不能确定盐度是否正常,因为这些生物在正常及不正常盐度的海水中均能生存,甚至包括湖泊。有无底栖化石才是重要的。生物化石丰富的石灰岩,无论是否为正常海沉积,都可成为良好的油气储集岩。

(2) 局限台地

局限台地指水深在正常浪基面之下、水体循环受限、海底贫氧或缺氧的台地,其盐度不正常,多高于正常海盐度。其沉积主要为薄层到厚层灰泥石灰岩,钙质底栖化石少见。如果海底属于贫氧,可有蠕虫类生物活动,灰泥石灰岩中生物扰动强烈,内部无层理;如果属于缺氧,则海底基本无生物活动,灰泥石灰岩中水平层理发育,甚至有黄铁矿。从贫氧到缺氧,反映

水体局限程度增高。

导致水体循环受限的原因主要有三种:

① 障壁岛阻隔所致。绝大多数情况下,局限台地水体循环受限是由于与广海之间有障壁岛阻隔所致。障壁岛可以是障壁滩、堡礁或基岩。这种情况下,局限台地可称“潟湖”。局限台地水体与广海之间通过障壁岛上一条或几条潮汐水道沟通。

② 台内滩或台内潮坪阻碍所致。如果浅而广阔的台地上发育多个台内滩或台内潮坪,这些滩和潮坪会阻碍水体循环,使其间的台地变为局限台地。这种局限台地可称“滩间局限台地”(起阻碍作用的主要是滩)、“坪间局限台地”(起阻碍作用的主要是潮坪)或“滩坪间局限台地”(起阻碍作用的既有滩也有潮坪)。我国华北地台寒武系和奥陶系就发育这样的局限台地^[9]。

③ 台地大而浅所致。如果台地非常广阔(方圆一般超过100 km),而其上水体又很浅(几米之内),即使没有障壁岛、台内滩、台内潮坪等的阻碍,其内部区域的水体与广海之间的交换也会受限,从而变为局限台地,盐度升高;而外部区域可仍为开阔台地,盐度基本正常。例如,巴哈马台地内部区域为局限台地,以灰泥沉积为主,盐度也比正常海高,为3.8%;而外部仍为开阔台地,盐度为3.5%。一般说来,水体越浅,受限程度越大。随着受限程度由小变大,可由开阔台地依次变为局限台地、蒸发台地。

华北地台中奥陶统碳酸盐岩中,富含海百合、头足类等正常海生物化石,开阔台地沉积与几乎无化石的局限台地沉积交替出现。这种交替,并非由于台地边缘时而障壁发育,时而不发育,而是由于台地上水体深度变化引起的。水体较深时,海水与广海交换顺畅,盐度正常,为开阔台地;水体较浅时,海水与广海交换变困难,盐度升高,变为局限台地。

(3) 蒸发台地

蒸发台地指以蒸发岩沉积为主的局限台地,是局限台地的一种,在干旱气候下发育的。其沉积主要为呈层状的石膏、石盐等蒸发岩夹灰泥石灰岩、泥粉晶白云岩,缺乏化石,水平层理发育。本文的蒸发台地与威尔逊(1975)^[5]的含义有所不同,含石膏结核和条带的潮上坪沉积不属于蒸发台地,因为石膏结核和条带不是直接从水体中沉积的,而是从碳酸盐沉积物孔隙水中结晶出来的。

(4) 潟湖

潟湖是具有障壁岛的局限台地,水体循环受限乃

障壁岛阻隔所致,是局限台地的一种。有障壁岛的蒸发台地也可称潟湖。

3.5 台地边缘

台地边缘,可简称“台缘”,顾名思义,就是指碳酸盐岩台地的边缘部分。本文将台缘分为三类:高能台缘、低能台地边缘、暴露的台缘。

高能台缘指水深在正常浪基面之上、平均低潮面之下的台地边缘,由滩/礁组成,其沉积主要为颗粒石灰岩、礁石灰岩。高能台地边缘通常与陡斜坡或陡崖相邻,是优质油气储层发育带。根据巴哈马台地现代沉积,高能台地边缘宽度可达5~20 km。

低能台缘指水深在正常浪基面之下的台地边缘,其沉积主要为厚层、块状灰泥石灰岩、含生粒石灰岩、生粒质灰泥石灰岩等。与缓斜坡相邻的台地边缘通常为低能台缘。

如果海平面相对上升较快,高能边缘可没于正常浪基面之下,变为开阔台地的一部分,成为低能台地边缘,其沉积为厚层、块状含生粒、生粒质灰泥石灰岩和灰泥生粒石灰岩夹灰泥石灰岩,与开阔台地的沉积相似。这种由高能变为低能的台地边缘,可称“淹没的台缘”。例如,处于塔里木盆地奥陶系碳酸盐岩台地的东部边缘的台4井中,鲕粒和砂屑滩沉积与含生粒灰泥石灰岩交替出现,即高能和低能台地边缘交替。处于扬子地台中、下寒武统碳酸盐岩台地北缘的重庆城口石溪河一带,也有高能鲕粒滩和低能含生粒灰泥石灰岩交替的情况。

如果海平面相对下降,台地边缘可出露水面,发育潮坪,这类台地边缘可称“暴露的台缘”,其沉积以潮坪沉积为主。重庆城口石溪河一带上寒武统碳酸盐岩台地的北缘以潮上带准同生泥粉晶白云岩为主。

4 斜坡

斜坡是台地周围地形上具有明显坡度的深水沉积环境。根据坡度,斜坡可分为三类:缓坡、陡坡、陡崖。

4.1 缓坡

缓坡(即缓斜坡)指坡度很小的斜坡,其主要标志是缺乏重力流沉积,其坡度一般小于 3° 。缓坡通常形成于断层不发育的单斜构造上,如波斯湾南侧的缓斜坡,其坡度约为 $0.03 \sim 0.12^{\circ}$ 。

缓坡可分上部和下部。上部处于贫氧带,其沉积为中、薄层灰泥石灰岩,缺乏底栖生物化石,但生物扰动强烈,水平层理不发育。下部处于缺氧带,其沉积

为中、薄层灰泥石灰岩,不仅没有底栖生物化石,生物扰动构造也少见,水平层理发育。但如果整个缓坡都处于贫氧带,可不再细分。

4.2 陡坡

斜坡(即陡斜坡)指坡度较大、有重力流沉积的斜坡。其坡度多在 3° 以上、 35° 以下。沉积物休止角约为 35° ,超过此角度,沉积物将不能沉积下来。

陡斜坡可分上部和下部。上部处于贫氧带,其沉积为中、薄层灰泥石灰岩与重力流石灰岩互层,灰泥石灰岩中缺乏底栖生物化石,但生物扰动强烈,水平层理不发育。下部处于缺氧带,其沉积为中、薄层灰泥石灰岩与重力流石灰岩互层,灰泥石灰岩中缺乏底栖生物化石,生物扰动构造也少见,水平层理发育。但如果整个陡坡都处于贫氧带,可不再细分。

4.3 陡崖

陡崖指上陡下缓、上部无沉积物堆积的斜坡。上部的坡度一般大于沉积物休止角。

陡崖可分上部和下部。上部为裸露的较老的岩石,其上沉积物只是路过,不能沉积下来。下部主要由塌积物和重力流沉积组成,夹薄层灰泥石灰岩,其坡度小于 35° 。塌积物由从台地边缘垮塌掉的岩块组成,岩块直径多在几十厘米以上,常达几米甚至几十米。塌积物是陡崖的主要识别特征。必须指出,下部沉积与和其直接相邻、接触的台地沉积不是同期沉积,通常比相邻的台地沉积晚。

4.4 斜坡的成因

斜坡的成因主要有三种:沉积成因的、构造成因的、继承性的。

沉积成因的斜坡是由于沉积速度差异导致的。台地沉积速度普遍比周围碎屑岩海域快,因此随着时间推移,台地在地形上隆起幅度越来越高,在其周围逐渐形成斜坡,并且逐渐由缓坡变为陡坡直至陡崖。尤其是台地边缘为生物礁时,斜坡常演化为陡坡甚至陡崖。这类斜坡形成于稳定的大地构造环境,通常是在陆棚上发育起来的。

构造成因的斜坡是同生断层活动形成的斜坡。由于上升盘不断抬升,下降盘不断下降,造成高差,从而形成斜坡。斜坡与台地的分界面为断层面。断层通常为正断层,发育在拉张的构造环境下。这类斜坡通常形成于活动的大地构造环境,斜坡为陡坡或陡崖。

继承性斜坡指台地形成前就已经存在的斜坡,即碳酸盐岩台地是在水下隆起上发育起来的,如火山、

海底潜山、地垒等。这类斜坡通常是陡坡或陡崖。

5 盆地

盆地指地形平坦、水体深(远在风暴浪基面之下)、海底贫氧或缺氧的沉积环境。其沉积主要为暗色、薄层灰泥石灰岩或暗色页岩,缺乏底栖生物化石,可含浮游生物化石,层面平整,水平层理发育,生物扰动弱(图2)。



图2 黔南中二叠统盆地沉积的暗色薄层灰泥石灰岩,层面平整,水平层理发育

Fig. 2 Dark thinly bedded limemud limestone with flat bed surface and horizontal lamination, deposited in basin, Middle Permian, south Guizhou

盆地沉积缺乏重力流沉积、滑塌构造等,这是与陡斜坡、陡崖的重要区别。如果盆地与缓斜坡相邻,可根据岩性区分,缓斜坡以暗色薄层灰泥石灰岩沉积为主,可夹薄层页岩;而盆地则以暗色页岩为主,可夹薄层灰泥石灰岩。

根据沉积物特征,可将盆地分为两类:浅盆和深盆。

5.1 浅盆

浅盆(即浅海盆地)指海底处于贫氧带、水深多为几百米的盆地。这类盆地通常是在陆棚上发育起来的。很多碳酸盐岩台地是在陆棚上发育起来的,由于台地沉积速度相对较快,随之不断加积变高,便产生了斜坡和盆地。这类盆地沉积主要由中、薄层灰泥石灰岩组成,层面平整,隐约可见水平层理,缺乏底栖生物化石,但生物扰动构造发育。

5.2 深盆

深盆(即深海盆地)指海底处于缺氧带、水深一般大于1 000 m的盆地。其沉积主要为黑色页岩、薄层硅岩夹薄层灰泥石灰岩等,层面平整,缺乏底栖生

物化石和生物扰动构造,水平层理发育。有些情况下,可夹远洋浮游钙质生物组成的薄层石灰岩,如颗石藻、浮游有孔虫等。中美洲加勒比海地区的巴哈马台地、凯科斯台地等,台地上水深在5 m以内,而其周围盆地的水深却超过1 000 m。

6 台地类型及沉积模式

碳酸盐岩台地可划分为孤立台地、镶边台地和离岸台地,每一类可进一步细分(表3)。

6.1 孤立台地沉积模式

孤立台地指四周被深水包围的碳酸盐岩台地(图3),其周围的斜坡可为陡崖或陡坡,据此,可将孤立台地划分为陡崖孤立台地和陡坡孤立台地,以前者更常见些。

孤立台地的发育大都具有大地构造背景,即发育在离散板块边缘的拉张破碎带。有的断块快速下降成为盆地,有的则成为地垒发育孤立台地。加勒比海海域的巴哈马台地、凯科斯台地等就是在这种大地构造背景上发育起来的。在我国黔桂交界的南盘江地区,在石炭纪和二叠纪发育多个小规模的孤立台地,也是具有拉张破碎的大地构造背景。

表3 碳酸盐岩台地类型

Table 3 Types of carbonate platforms

碳酸盐岩台地类型		主要特征
孤立台地	陡坡孤立台地	被深盆包围,斜坡重力流沉积发育
	陡崖孤立台地	被深盆包围,斜坡塌积物和重力流沉积发育
镶边台地	缓坡镶边台地	紧邻陆地,斜坡上重力流沉积不发育,盆地多为浅盆
	陡坡镶边台地	紧邻陆地,斜坡上重力流沉积发育,盆地多为浅盆
	陡崖镶边台地	紧邻陆地,斜坡上塌积物和重力流沉积发育,盆地多为浅盆
离岸台地	缓坡离岸台地	与海岸有碎屑岩浅海相隔,斜坡上重力流沉积不发育,盆地为浅盆或深盆
	陡坡离岸台地	与海岸有碎屑岩浅海相隔,斜坡上重力流沉积发育,盆地为浅盆或深盆
	陡崖离岸台地	与海岸有碎屑岩浅海相隔,斜坡上塌积物和重力流沉积发育,盆地为浅盆或深盆

此外,太平洋及印度洋中一些环礁也是小型的孤立台地,是从深海盆地海底火山的基础上发育起来的。

由于周围被深水包围,孤立台地沉积中普遍缺乏陆源物质,尤其是砂及其以上的粗粒陆源物质。这也是识别古代孤立台地的重要特征。



图 3 巴哈马孤立台地与佛罗里达镶边台地位置图

Fig. 3 Location of Bahama isolated platform and Florida rimmed platform

(1) 陡崖孤立台地沉积模式

陡崖孤立台地的台地边缘普遍发育台缘滩和礁, 礁主要分布在台地迎风侧(图 4)。在海平面相对快速上升时期, 台地边缘可变为开阔台地的一部分, 成为“淹没的台缘”; 不过, 发育礁的台地边缘很难被淹没, 因为礁生长速度快。在海平面相对快速下降时期, 台地边缘可露出水面形成潮坪, 成为“暴露的台缘”。

台地内部多以开阔台地为主, 也可发育局限台地。台地内部可发育台内滩、台内潮坪。但如果台内滩和台内潮坪较多, 致使水体循环受限, 滩/潮坪之间的区域可变为局限台地。环礁是一类小型孤立台地, 其内部为潟湖。

孤立台地周围的斜坡为陡崖, 上部裸露较老的岩石, 不接受沉积, 下部塌积物和重力流沉积发育。盆地为深盆, 沉积暗色薄层灰泥石灰岩、黑色页岩。

(2) 陡坡孤立台地沉积模式

陡坡孤立台地沉积模式与陡崖孤立台地沉积模式相似, 主要区别在于斜坡为陡坡, 重力流沉积发育, 但塌积物不发育。

6.2 镶边台地沉积模式

镶边台地指与陆地毗邻的碳酸盐岩台地, 可分为缓坡镶边台地、陡坡镶边台地和陡崖镶边台地, 分别具有缓坡、陡坡和陡崖。

镶边台地通常是在陆棚的基础上发育起来的, 其邻近的盆地一般为浅盆。镶边台地发育的重要条件是海岸无大型河流注入, 以保证海水清洁。这类海岸通常地形平坦, 为沼泽(如佛罗里达湾海岸)、沙漠(如波斯湾南岸)、页岩潮坪或碳酸盐岩基岩等。

由于紧邻陆地, 镶边台地沉积中常或多或少混入一些陆源物质, 尤其滨岸滩的颗粒石灰岩中常含陆源砂, 或者夹有海滩砂岩、潮坪页岩等。这是识别古代镶边台地的重要特征。

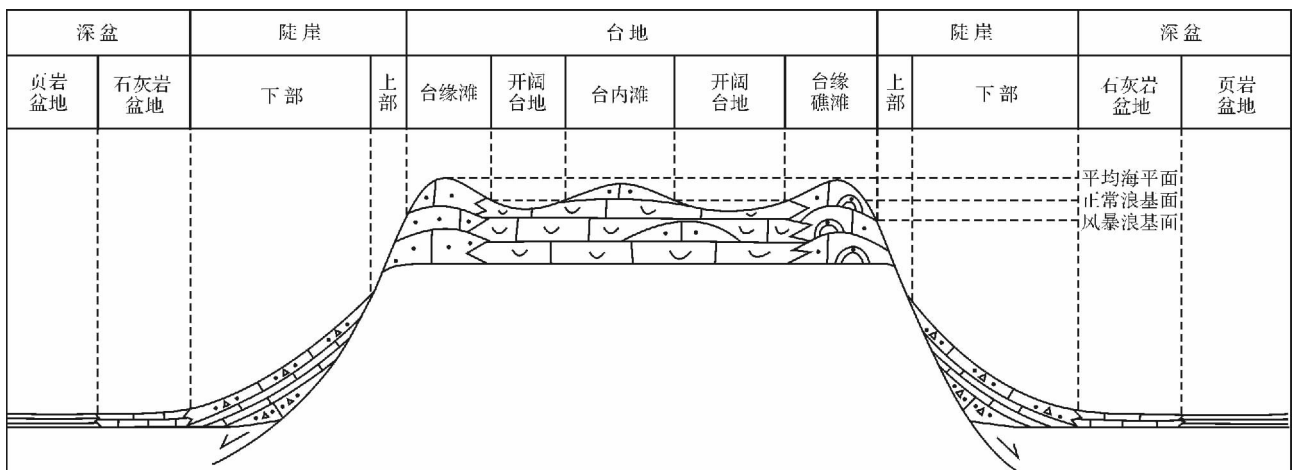


图 4 陡崖孤立台地沉积模式

Fig. 4 Depositional model of isolated platform with steep cliff

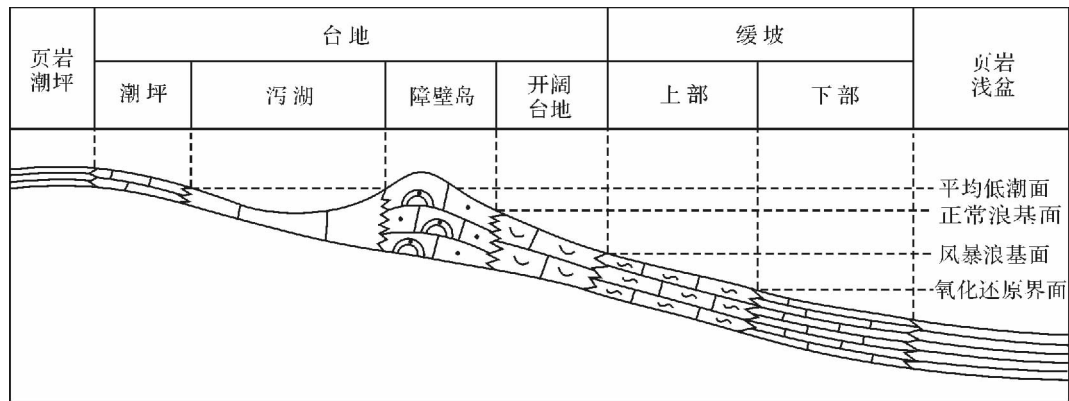


图 5 镶边缓坡台地沉积模式

Fig. 5 Depositional model of rimmed platform with gentle slope

(1) 镶边缓坡台地沉积模式

镶边缓坡台地沉积模式主要有三类:

- A: 从陆向海依次为潮坪—泻湖—障壁岛—开阔台地—缓坡—盆地(图 5)。
- B: 从陆向海依次为潮坪—潮汐滩—开阔台地—缓坡—盆地。
- C: 从陆向海依次为滨岸滩—开阔台地—缓坡—盆地。

其中,碳酸盐岩潮坪向陆地方向可变为页岩潮坪,碳酸盐岩滨岸滩向陆地方向可变为陆源沙滩。障壁岛主要为障壁滩。盆地多为浅盆,以页岩沉积为主,夹薄层灰泥石灰岩。缓坡镶边台地的特点之一是礁少见,即使有,通常为小型斑礁。

波斯湾南岸是现代镶边缓坡台地,类型 A、B、C 都有,不同类型出现于不同的海岸段。

(2) 镶边陡坡台地沉积模式

台地外边缘(向海侧)多为高能台地边缘,通常发育

礁。有时可变为“淹没的台缘”或“暴露的台缘”。台地内边缘(向陆侧)可为滨岸滩或潮坪(图 6)。

台地内部为开阔台地或局限台地,甚至是蒸发台地。

斜坡普遍发育重力流沉积,这是镶边陡坡台地与镶边缓坡台地的重要区别。

佛罗里达湾是现代的镶边陡坡台地。我国扬子地台上寒武统碳酸盐岩台地(紧邻康滇古陆)是镶边陡坡台地。

(3) 镶边陡崖台地沉积模式

台地外边缘为高能台地边缘,通常发育礁。斜坡上部裸露,下部塌积物和重力流沉积发育。其他特征与镶边陡崖台地类似。

6.3 离岸台地沉积模式

离岸台地指距离海岸有一定距离、与海岸之间有碎屑岩浅海相隔的碳酸盐岩台地(图 7)。碎屑岩浅海可以是开阔的(多数情况下如此),也可以是局限

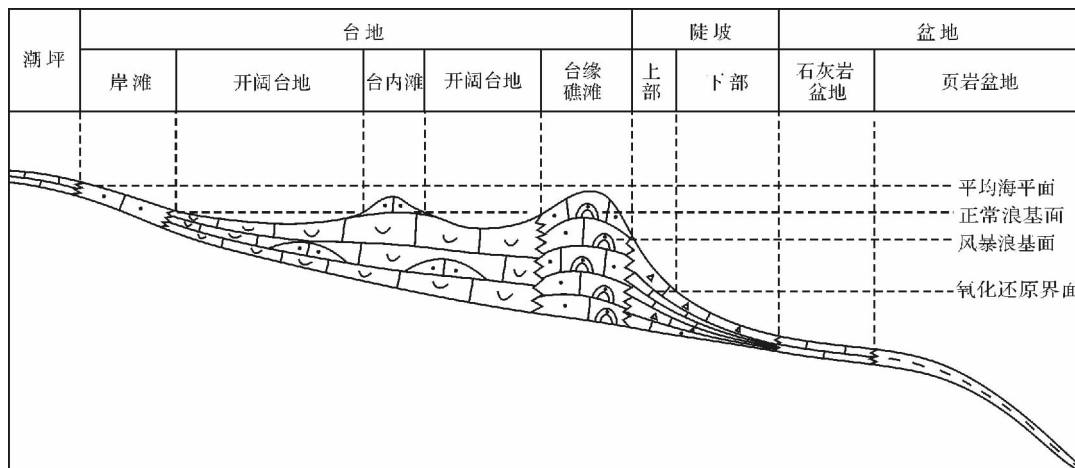


图 6 镶边陡坡台地沉积模式

Fig. 6 Depositional model of rimmed platform with steep slope

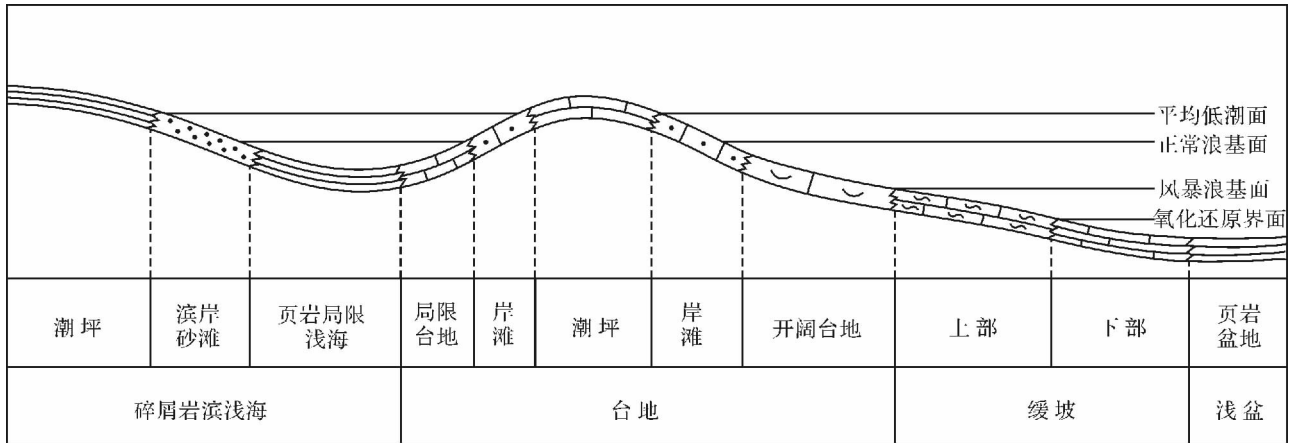


图 7 离岸缓坡台地沉积模式

Fig. 7 Depositional model of offshore platform with gentle slope

的。这类台地通常是在陆棚上发育起来的,向陆地方向相变为浅海页岩,向海方向相变为斜坡和盆地沉积。盆地为浅盆,也可为深盆。

台地沉积中可夹页岩,但没有砂岩等粗碎屑岩,颗粒石灰岩中也不会混入陆源砂等,因为粗粒碎屑物质皆被台地与陆地之间的浅海挡住了。这是离岸台地的重要识别特征。

根据斜坡的陡缓,可将离岸台地分三种类型:缓坡离岸台地、陡坡离岸台地和陡崖离岸台地,分别具有缓坡、陡坡和陡崖。

缓坡离岸台地的外边缘(向海方向)和内边缘(向陆方向)均为低能台缘,台地内部以开阔台地为主,可有台内滩、台内潮坪等(图 7)。扬子地台上,中、下寒武统的碳酸盐岩台地属于此类。

陡坡离岸外边缘为高能,发育滩、礁;内边缘为低能台缘,主要为厚层、块状灰泥石灰岩、含生粒灰泥石灰岩、生粒质灰泥石灰岩、灰泥生粒石灰岩等,常与浅海页岩交互。台地内部一般为开阔台地,可有台内滩、台内潮坪等。如果台内滩、台内潮坪等较多,可使水体循环受限,从而发育局限台地,甚至蒸发台地。斜坡上重力流沉积发育。扬子地台上,上二叠统的碳酸盐岩台地属于此类。

陡崖离岸台地与陡坡离岸台地类似,不同的主要是斜坡上有塌积物沉积。

6.4 台地演化阶段

对于斜坡是沉积成因的碳酸盐岩台地,其演化可分四个阶段:初期、早期、中期和晚期。在不同的阶段,台地的类型及特征是不同的。

初期阶段:台地在地形上还没有明显隆起,此时

的台地没有斜坡,全部为开阔台地,其沉积主要为中、厚层石灰岩,常夹页岩或砂岩等碎屑岩。

早期阶段:台地在地形上开始隆起,台地周围发育了缓坡。

中期阶段:台地在地形上明显隆起,台地周围发育了陡坡,重力流沉积开始形成。

晚期阶段:台地在地形上大幅度隆起,台地周围发育了陡崖,塌积物开始形成。

台地发育到哪个阶段,主要取决于海平面相对上升持续的时间。海平面可以在任何阶段停止上升,从而终止台地发育。因此,有的台地仅处于初期阶段,有的可达晚期阶段。扬子地台寒武系,这四个阶段的碳酸盐岩台地都有。早寒武世为初期和早期阶段的台地,中寒武世发育中期阶段的台地,晚寒武世发育晚期阶段的台地。晚寒武世台地周围的斜坡上,常见从台地边缘掉落的巨大岩块,即塌积物,如台地东部黔湘交界处的斜坡上(湖南凤凰剖面),以及北部川陕交界的斜坡上(任河剖面),说明为陡崖。

因此,具有陡坡或陡崖的台地通常是长期发育的结果,其碳酸盐岩连续沉积的厚度(即没有碎屑岩夹层)通常是巨大的,为数百米甚至更厚。只有海洋才能发育这样的台地,而湖泊中,碳酸盐岩连续沉积厚度普遍很小,多在几米、十几米之下,很难形成具有陡坡或陡崖的台地。可以说,连续沉积厚度仅为几十米或以下的碳酸盐岩台地通常只能是具有缓坡的台地,甚至是还没有发育起斜坡的台地。因此,根据碳酸盐岩连续沉积厚度,也可大致判断台地类型。

碳酸盐岩台地上只有生物礁加积速度最快,能够跟上任何速度的海平面上升。因此,如果台地边缘发

育生物礁,随着海平面不断相对上升,生物礁会快速垂向加积,逐渐形成陡坡,直至都崖。因此,具有陡坡或陡崖的台地边缘,常常有生物礁发育。

7 湖泊碳酸盐岩相类型及沉积模式

湖泊碳酸盐岩在数量上虽远不及海洋碳酸盐岩,但很多陆相盆地中都在其中发现了油气。形成碳酸盐岩沉积的湖泊为咸水湖或盐湖。湖泊碳酸盐岩通常厚度小(连续沉积多在几十米以下),多与页岩频繁互层,质地不纯,常含泥质,含湖相生物化石。湖相碳酸盐岩与碎屑岩频繁互层,主要是由于湖水盐度频繁波动导致的。盐度高时沉积碳酸盐岩,低时沉积碎屑岩。

碳酸盐岩可形成于滨湖、浅湖、半深湖和深湖,其沉积环境可分为台地、斜坡和盆地,与海洋碳酸盐岩相似,但也有差别。

台地发育于滨浅湖,处于湖泊风暴浪基面之上。湖泊中的台地通常为镶边台地。这是由于湖泊蒸发时,水体越浅盐度升高越快,越有利于碳酸盐岩形成。理论上,如果湖泊范围大,湖中有水下隆起,也可形成孤立台地或离岸台地,但实际中尚未见报道。

台地上可发育滩、开阔台地、局限台地、蒸发台地甚至礁,以前两者最常见。

滩可有亮晶颗粒滩和灰泥颗粒滩,颗粒可以是鲕粒、球粒、内碎屑、生粒、藻粒等。生粒主要是广盐度的腹足类、介形虫、瓣腮类和一些藻类(如轮藻)。

开阔台地为低能,但水体循环良好,以灰泥沉积为主,含有生粒,形成含生粒、生粒质灰泥石灰岩以及灰泥生粒石灰岩。

局限台地为低能,相当于有障壁岛的湖湾,水体循环受局限,主要为灰泥石灰岩,缺乏生物化石。如果气候较干旱,湖水可蒸发浓缩,形成准同生白云岩。如果有蒸发岩形成,则为蒸发台地。

礁在湖泊中较少见。在我国目前报道的礁有两种,即藻礁(叠层石礁)和龙介虫礁,前者见于柴达木盆地第三系,沿湖岸分布。后者见于济阳拗陷平方王。

斜坡通常为缓坡,主要位于半深湖,属于贫氧带,其沉积为暗色薄层灰泥石灰岩,水平层理有,但发育不好。化石少见,但生物扰动强烈。

盆地位于湖盆中央的深湖区,多属于缺氧带,其沉积为暗色薄层灰泥石灰岩,水平层理发育,生物扰动弱。如果气候干旱,可有准同生泥粉晶白云岩和蒸

发岩形成,如泌阳凹陷古近系核桃园组。

参考文献(References)

- 1 M L 欧文. 陆表海清水沉积作用的一般原理[M]//M M 阿斯兰尼等著,冯增昭译. 石油地质学译文集(第四集): 碳酸盐岩沉积环境. 北京: 科学出版社, 1980: 10-24 [M L Irwin. General principles of clear water in eperic sea[M]. In M M Aslani, et al., translated by Feng Zengzhao. Carbonate Sedimentary Environments, Series 4 of Collections of Translated Papers on Petroleum Geology. Beijing: Science Press, 1980: 10-24]
- 2 L M 杨等著. 北阿肯色奥陶系碳酸盐岩相[M]//M M 阿斯兰尼等著,冯增昭译. 石油地质学译文集(第四集): 碳酸盐岩沉积环境. 北京: 科学出版社, 1980, 80-93 [L M Yang, et al., Ordovician carbonate facies in north Arkansas[M]. In M M Aslani, et al., translated by Feng Zengzhao. Carbonate Sedimentary Environments, Series 4 of Collections of Translated Papers on Petroleum Geology. Beijing: Science Press, 1980: 80-93]
- 3 Larport L F. Recognition of a transgressive carbonate sequence within an eperic sea: Helderberg Group(Lower Devonian) of New York State [M]. In: Friedman, G M. Depositional environments in carbonate rocks. SEMP Spec. Publ., 1969, 14: 98-119
- 4 Armstrong A K. Carboniferous carbonate depositional models, preliminary lithofacies and paleotectonics maps [J]. Arctic Alaska. AAPG, 1974, 58(4): 621-645
- 5 J L 威尔逊著,冯增昭等译. 地质历史中的碳酸盐相[M]. 北京: 地质出版社, 1981 [J L Wilson, translated by Feng Zengzhao, et al. Carbonate Facies in Geological History[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1980]
- 6 Peter A. Scholle, Don G. Behour, Clyde H. Moore. Carbonate Depositional Environments[M]. AAPG Memoir 33, 1983
- 7 王鸿祯等. 中国古地理图集[M]. 北京: 地图出版社, 1985 [Wang Hongzhen, et al. Atlas of Paleogeography of China[M]. Beijing: Atlas Publishing House, 1985]
- 8 冯增昭,金振奎等. 滇黔桂地区二叠纪岩相古地理[M]. 北京: 地质出版社, 1994 [Feng Zengzhao, Jin Zhenkui, et al. Permian Lithofacies Paleogeography in Yunnan, Guizhou and Guangxi[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1994]
- 9 冯增昭. 沉积岩石学(第二版)[M]. 北京: 石油工业出版社, 1994 [Feng Zengzhao. Sedimentary Petrology(2nd Edition) [M]. Beijing: Petroleum Industry Publishing House, 1994]
- 10 冯增昭,杨玉卿,金振奎. 中国南方二叠纪岩相古地理[M]. 东营: 石油大学出版社, 1997 [Feng Zengzhao, Yang Yuqing, Jin Zhenkui. Permian Lithofacies Paleogeography of South China[M]. Dongying: Publishing House of China University of Petroleum, 1997]
- 11 冯增昭,杨玉卿,鲍志东等. 中国南方石炭纪岩相古地理[M]. 北京: 地质出版社, 1998 [Feng Zengzhao, Yang Yuqing, Bao Zhidong, et al. Carboniferous Lithofacies Paleogeography of South China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1998]
- 12 Fairchild I J., Feng Zengzhao, Jin Zhenkui, et al. Carbonate Platform Sediments[M], Elsevier, Holland, 1998

- 13 冯增昭, 张家强, 王国力, 等. 中国西北地区寒武纪—奥陶纪岩相古地理[M]. 东营: 石油大学出版社, 2000 [Feng Zengzhao, Zhang Jiaqiang, Wang Guoli, *et al.* Cambrian Lithofacies Paleogeography of Northwest China[M]. Dongying: Publishing House of China University of Petroleum, 2000]
- 14 冯增昭, 彭勇民, 金振奎, 等. 中国南方寒武纪和奥陶纪岩相古地理[M]. 北京: 地质出版社, 2001 [Feng Zengzhao, Peng Yongmin, Jin Zhenkui, *et al.* Cambrian Lithofacies Paleogeography of South China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2001]
- 15 Erik Flugel, 马永生主译, 碳酸盐岩微相—分析、解释及应用[M]. 北京: 地质出版社, 2004 [Erik Flugel, translated by Ma Yongsheng, *et al.* Carbonate Microfacies—Analysis, Interpretation and Application[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2004]
- 16 朱筱敏. 沉积岩石学(第四版) [M]. 北京: 石油工业出版社, 2008 [Zhu Xiaomin. Sedimentary Petrology(4th Edition) [M]. Beijing: Petroleum Industry Publishing House, 2008]

Carbonate Facies and Facies Models

JIN Zhen-kui SHI Liang GAO Bai-shui YU Kuan-hong

(College of Geosciences , China University of Petroleum , Beijing 102249)

Abstract: Carbonate rocks are widespread in China , and are important exploration targets for oil and gas. About carbonate facies and facies models , there still exist many problems to be solved , including chaotic nomination of facies , different names for the same environments , different meanings for the same name , incomplete facies models , obscure identification marks in such facies models and difficult application , and so on. In this paper , based on the author's experience of long term study on carbonate rocks and previous studies on modern and ancient carbonate environments , some carbonate facies are redefined , such as platforms , slopes and basins are classified into different types. Carbonate platforms are divided into isolated platform , rimmed platform and offshore platform. Rimmed platform is further divided into steep-slope rimmed platform and gentle-slope rimmed platform; offshore platform is further divided into steep-slope offshore platform and gentle-slope offshore platform. Slope is divided into gentle slope , steep slope and steep cliff. Basin is divided into shallow basin and deep basin. Origin and evolution sequence of platforms are analyzed , and platform evolution is divided into primary stage , early stage , middle stage and late stage. In different stages , platforms show different characteristics. Depositional models of different types of platforms and key characteristics of different facies are summarized.

Key words: carbonate rocks; facies; depositional model; platform; slope; basin