文章编号: 1009-3850(2010)04-0029-09

川东北元坝地区长兴组-飞仙关组碳酸盐台地边缘沉积特征及演化

程锦翔[1], 谭钦银[1], 郭彤楼[2], 邓 萍[3], 王瑞华[1], 王正和[1]

(1. 成都地质矿产研究所, 四川 成都 610081; 2. 中石化股份有限公司南方勘探分公司, 四川 成都 610041; 3. 中石化股份有限公司江汉油田勘探开发研究院, 湖北 潜江 433124)

摘要: 川东北元坝地区长兴组-飞仙关组碳酸盐岩台地边缘以生物礁滩和鲕粒滩沉积为特征: 台地边缘最初在吴家坪晚期出现,在经历了长兴期台地边缘礁滩的形成和消亡、印度早期台地边缘鲕粒滩形成和消亡两个阶段的演化后,最终在印度晚期被填平补齐。碳酸盐岩台地边缘演化受到包括地形的几何形态、水动力条件、沉积速率及空容纳空间增长速率的控制。

关 键 词: 台地边缘; 沉积特征; 演化; 长兴组; 飞仙关组; 川东北; 元坝

中图分类号: P512.2 **文献标识码**: A

四川盆地属于扬子地台的一个次级构造单元,是由盆地周边的褶皱和断裂围限起来的一个大型构造沉积盆地[1~2]。沉积建造表明,四川盆地是在古生代海相沉积盆地的基础上发展起来的一个陆相盆地(图 1)。四川盆地是我国重要的天然气生产基地。元坝地区(巴中区块)位于川东北通南巴背斜构造带西南[3],马永生、牟传龙等学者[4~8]对其沉积特征和沉积模式进行过研究。元坝地区长兴组发育台地边缘礁滩,飞仙关组发育台地边缘鲕粒滩。该地区储层发育良好,天然气测试揭示长兴组储层礁滩天然气含量丰富,如 Yb1 井和 Yb2 井在生物礁型储层中获得了工业天然气流[9]。事实上,川东北元坝长兴组-飞仙关组沉积特征完整地呈现了短时间内台地边缘隆升-发展-消亡的整个过程,对其进行系统分析对深刻理解整个川东北地区的沉积体系有参考意义。

本文通过对川东北地区上二叠统 - 下三叠统地表露头和地震剖面的研究分析,运用层序地层及现代沉积学的观点,结合地震剖面的解译以及钻井资料的分析,就川东北元坝地区的沉积特征和演化进行分析,从而揭示元坝地区台地边缘演化的过程,并讨论碳酸盐岩台地边缘演化的控制因素。

1 长兴组-飞仙关组沉积特征

川东北元坝地区长兴组-飞仙关组发育五种沉积相类型: 碳酸盐台地、台地边缘礁滩、台地边缘浅滩、台地边缘斜坡及陆棚(图 2)。碳酸盐岩台地包括开阔台地和局限台地,开阔台地在长兴组一段、二段和飞一段较发育,局限台地更多的发育于飞三段; 台地边缘礁滩包括台地边缘生物礁和台地边缘生屑滩,两者仅在长兴组发育; 台地边缘鲕粒滩仅发育在飞仙关组; 陆棚和斜坡在长兴和飞仙关组均有发育。

1.1 碳酸盐台地

长兴组台地沉积分布于元坝西南部,为开阔台地沉积,纵向上主要发育于长兴组一段和二段的下部, 岩性为灰色泥晶灰岩、含生屑灰岩、含白云质灰

收稿日期: 2010-06-25; **改回日期**: 2010-08-10
作者简介: 程锦翔(1977 -),男,助理工程师,从事储层沉积学、层序地层的研究。E-mail: chengjxiang@gmail.com
资助项目: 中石化勘探公司南方分公司项目"川东北地区长兴组-飞仙关组主要储层段成岩作用研究"

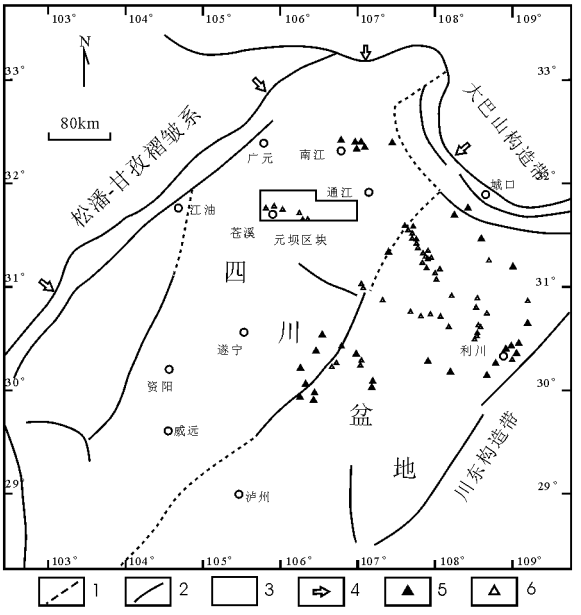

图 1 川东北元坝地区构造纲要图

1. 推测断层; 2. 断层; 3. 构造圈闭; 4. 挤压方向; 5. 长兴礁露头; 6 地下长兴礁

Fig. 1 structure outline map of the Yuanba area in northeastern Sichuan

1 = inferred fault; 2 = fault; 3 = structural trap; 4 = compression direction; 5 = reef outcrop in the Changxing Formation; 6 = underground reefs in the Changxing Formation

岩及含泥灰岩。飞仙关组一段多发育开阔台地灰色泥灰岩沉积,三段和四段沉积局限台地相紫红色泥灰岩夹钙质泥页岩。平面上台地相分布于元坝地区西南部。地震剖面中,台地沉积物具中弱振幅、中低频、亚平行、较连续地震反射特征。

1.2 台地边缘礁滩

元坝地区长兴组台地边缘浅滩主要分布于生物礁靠台地一侧,发育于元坝中部地区,呈北西-南东向狭长带状展布,岩性主要为灰色亮晶生屑灰岩(图 3A)。

台地边缘礁滩是指台地边缘生物礁和与之相伴的台地边缘生屑滩,其仅在长兴组发育,分布于元坝中部地区,呈北西-南东局狭长带状展布,岩性为生屑白云岩、海绵障积礁灰岩及生屑灰岩。在 Yb2 井、Yb101 井、Yb102 井、Yb12 井、Yb1 井及侧钻均有发育。

生物礁以海绵障积礁灰岩为主。造礁生物由枝状、丛状海绵及少量苔藓虫、层孔虫等组成(图 3B),含量 25% ~35% 左右,有些为原地生长,有些无固定生长方向,很少形成骨架。附礁生物有腕足及有孔虫,含量 5% ~10%。填隙物以方解石灰泥为主,含量为 55% ~70%。造礁生物间发育格架孔,孔壁生长柿壳状方解石,中心充填粗大的方解石晶体。生物礁顶部为残余生屑细晶白云岩,溶孔丰富,储层物性很好。长兴组储层主要由礁顶生屑白云岩组成,生物礁储层物性相对较差。

台地边缘礁滩是一种特殊沉积体,它们生长在台地边缘,外形呈丘状,内部具块状构造。因此,无论岩性还是形态都与周围地层形成明显区别。地震剖面上,台地边缘礁滩形态为向上突起的丘状体或透镜体,内部具中强变振幅及杂乱反射特征。平面上,礁滩一侧与具亚平行构造的开阔台地相连,另一侧与具前积构造的斜坡相连。礁滩前部具有较陡的地形,后部被开阔台地沉积物上超。

1.3 台地边缘鲕粒滩

元坝地区飞仙关组台地边缘浅滩非常丰富,如在 Yb27 井、Yb204 井、Yb1 井、Yb1 侧 1 井、Yb2 井、Yb102 井及 Yb12 井等均有发育。岩性以灰色亮晶鲕粒灰岩夹少量含鲕粒灰岩及泥晶灰岩为主,鲕粒易被溶蚀形成溶孔(图 3C、3D)而成为优质储层。在元坝地区,台地边缘鲕粒滩以向盆地方向进积的方式发生迁移,鲕粒厚度较小而分布范围较大。

1.4 台地边缘斜坡

台地边缘斜坡在长兴组和飞仙关组均有发育,主要分布于台地和陆棚之间礁滩相带或浅滩相带外侧,呈北西-南东局展布,在 Yb1 井、Yb3 井及 Yb5 井均有发育。Yb3 井长兴组斜坡上部主要为深灰色泥晶灰岩夹深灰色含泥灰岩,下部为深灰色含泥灰岩夹深灰色泥晶灰岩。地震剖面上,缓坡中因前积体发育具有中弱振幅中频“S”形斜交的反射特征。

1.5 陆棚

分布于元坝东北地区,于 Yb4 井及 L4 井有揭示。北部地区为深水陆棚,L4 井大隆组厚 41.0m,岩性为深灰色、灰黑色薄层硅质岩夹页岩,上部夹薄层泥晶灰岩。南部 Yb4 井为浅水陆棚,长兴组厚 43m,岩性为灰色-深灰色泥晶灰岩与泥质灰岩韵律互层。陆棚为浪基面以下的深水沉积区,沉积时环境安静,沉积速度缓慢。地震剖面上,陆棚沉积物具中振幅、高频、平行及连续的影像特征。

川东北元坝地区飞仙关组与长兴组除在沉积相上表现为连续过渡外,在厚度上表现为相互补偿:在陆棚区上长兴组薄而飞仙关组厚(长兴组最薄的只有 40m 左右,其上飞仙关组厚度则大于 600m,有的钻井剖面甚至达到 800m);而台地相区的飞仙关组厚一般为 400m,其下的长兴组厚度可达 500 ~

600m。这种情况表明长兴期处于基底差异升降活跃,基底沉降快,造成了欠补偿的碳酸盐岩沉积。飞仙关期构造活动停滞,飞仙关组的沉积起了填平补齐的作用,飞仙关末期由于海平面的快速下降,在全区形成了均一化的蒸发潮坪沉积[10]。

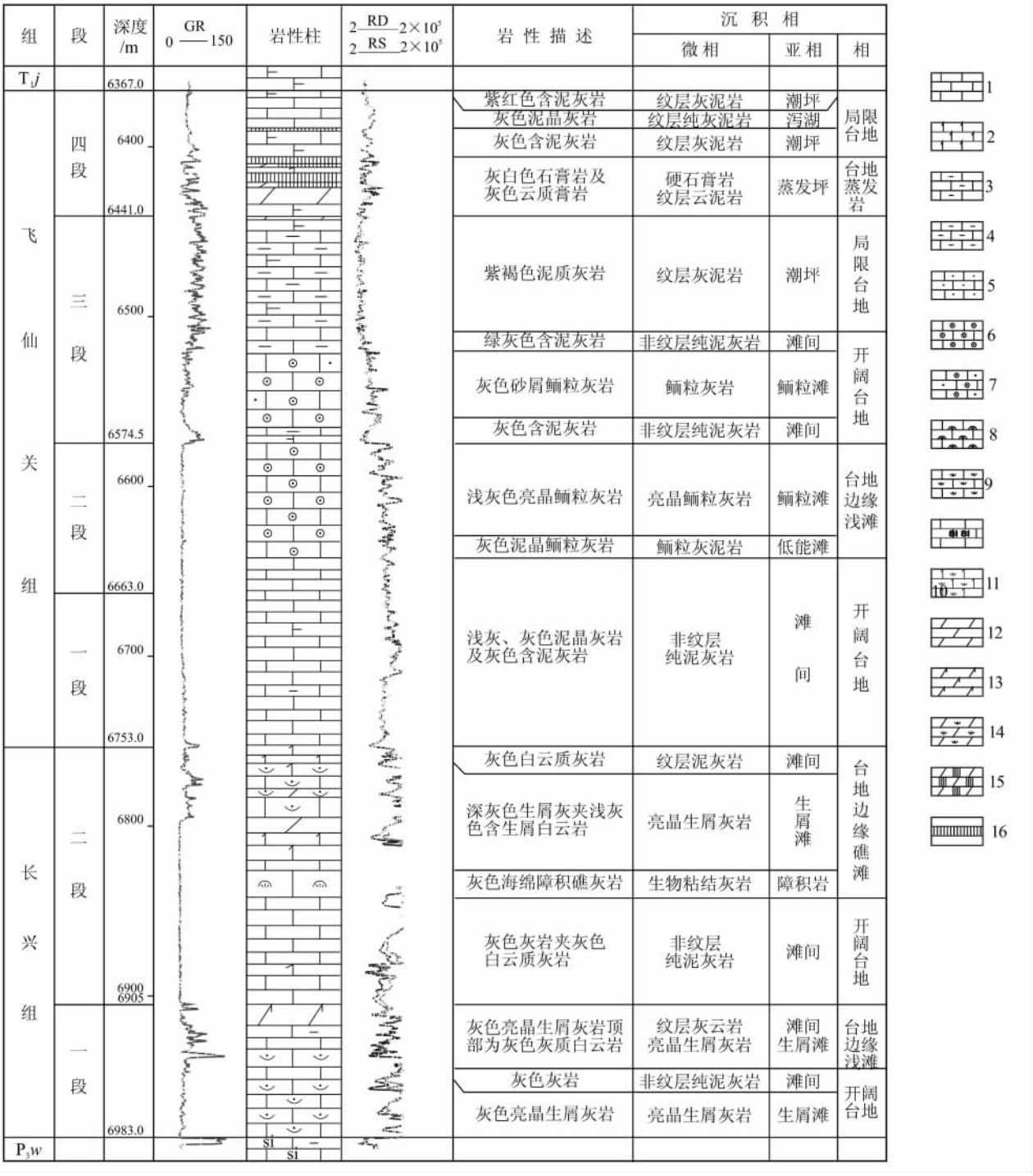

图 2　元坝地区 Yb11 井长兴组 – 飞仙关组沉积柱状图

1. 灰岩; 2. 白云质灰岩; 3. 泥质灰岩; 4. 泥灰岩; 5. 砂屑灰岩; 6. 鲕粒灰岩; 7. 鲕粒砂屑灰岩; 8. 生物礁灰岩; 9. 生屑灰岩; 10. 硅质灰岩; 11. 生屑白云质灰岩; 12. 白云岩; 13. 灰质白云岩; 14. 生屑白云岩; 15. 膏质白云岩; 16. 硬石膏岩

Fig. 2　Sedimentary column through the Changxing Formation – Feixianguan Formation in the Yb-11 well in the Yuanba area

1 = limestone; 2 = dolomitic limestone; 3 = argillaceous limestone; 4 = marl; 5 = calcarenite; 6 = oolitic limestone; 7 = oolitic calcarenite; 8 = bioherm limestone; 9 = bioclastic limestone; 10 = siliceous limestone; 11 = bioclastic dolomitic limestone; 12 = dolostone; 13 = limy dolostone; 14 = bioclastic dolostone; 15 = anhydritic dolostone; 16 = anhydrite

2 长兴组-飞仙关组地震相特征及地层格架特征

过 Yb22、Yb21、Yb102 和 Yb5 井的地震剖面完整展示了长兴组-飞仙关组沉积序列(图 4Ⅰ),以此为基础结合钻井资料绘制地层格架(图 4Ⅱ)。

2.1 长兴组-飞仙关组长兴组地震相特征

在元坝地区地震剖面上可以识别出 4 种典型的地震相: 杂乱地震相; 平行地震相; 丘状地震相; 前积地震相。图 4Ⅰ显示了地震相的实例。

1. 杂乱地震相

具有"杂乱"特征的内部中断反射层(图 4ⅠA)。杂乱地震相以台地边缘的线性体或台地内部的孤立椭圆体的形式出现。杂乱地震相可以解释为台地边缘或者台地内的块礁,这与丘状地震相相似,但其地震信号中断的次数更多。在元坝地区可以认为是生屑滩或较小规模礁体的反射特征。

2. 平行地震相

可以根据层序内部的地震反射层和层序界面之间的整合和平行关系加以识别(图 4ⅠB)。层序界面之间的内部反射层是平行的,呈直线到略微起伏状,连续到半连续。平行地震相出现在台地内部,可以代表从颗粒岩到泥质岩的各种岩石类型。为碳酸盐岩台地所具有的反射特征。

3. 丘状地震相

特征是内部反射层呈双向下超,反射层通常平行于上层序界面,而内部几何形态呈向上凸起状(图 4ⅠC),一般描述为丘状。在出现丘状地震相的地方,层序局部加厚。丘状地震相为台地边缘礁体的典型特征。

4. 前积地震相

可以根据顶超到上层序界面和下超到下层序界面加以识别(图 4ⅠD)。内部的反射层或者表现出低幅度的 S 形或者表现为较陡的倾斜的几何形态,这些地震相一般倾向沉积物迁移方向。在元坝地区飞仙关组一二段台地边缘斜坡中发育大规模前积地震相。

2.2 长兴组-飞仙关组地层格架特征

长兴组: 长兴组可分为两段(图 4Ⅱ),长一段的厚度东西差异大,西厚、东薄,为向东减薄的楔形体。

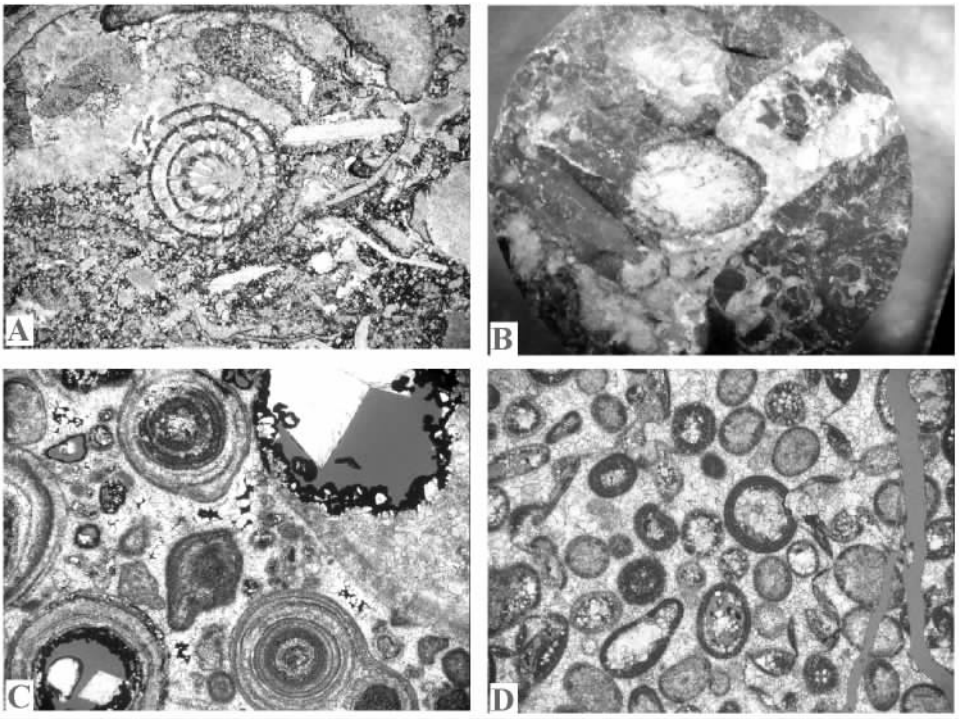

图 3 元坝地区沉积特征

A. 亮晶生屑灰岩(Yb102 井 长兴组 常规薄片(-)); B. 生物礁灰岩,造礁生物为苔藓虫(Yb11 井 长兴组 岩心直径 10cm); C. 亮晶鲕粒灰岩被溶蚀形成粒内溶孔(Yb27 井 飞二段 铸体薄片); D. 亮晶鲕粒灰岩,溶孔发育(Yb11 井 飞二段 铸体薄片)(绿色标尺长 200μm)

Fig. 3 Sedimentary characteristics of the Yuanba area, northeastern Sichuan

A. Biosparite from the Changxing Formation in the Yb-102 well; B. Biohermal limestone from the Changxing Formation in the Yb-11 well; C. Oosparite with intragranular solution openings from the second member of the Feixianguan Formation in the Yb-27 well; D. Oosparite with developed solution openings from the second member of the Feixianguan Formation in the Yb-11 well

长一段下部,在西部为开阔台地沉积,具中弱振幅、平行或亚平行、连续地震反射特征,岩性为含生屑泥晶灰岩;长一段下部在东部为台地边缘斜坡沉积,具中振幅、高频地震反射特征,岩性为瘤状灰岩。长一段上部,Yb22、Yb21 和 Yb102 井附近为台地边缘生屑滩沉积,具中振幅、杂乱反射特征,岩性为生屑灰岩,水动力条件增强,生物含量增加,具有一定的储集性;长一段上部在东部仍为为台地边缘斜坡沉积。

长二段与长一段相似,东厚、西薄,为向东减薄的楔形体。长二段下部:西部为开阔台地沉积,具中弱振幅、中频、平行或亚平行连续地震反射特征,岩性为含生屑泥晶灰岩;东部为台地边缘斜坡沉积,具连续、高频地震反射特征,岩性为瘤状灰岩。长二段上部:在 Yb22、Yb21 和 Yb102 等井附近为台地边缘生物礁沉积,具丘状、强振幅、杂乱反射特征,岩性为礁白云岩、生屑白云岩及礁灰岩,具有很好的储集性;东部地区为台地边缘斜坡沉积,具连续、高频地震反射特征,岩性为瘤状灰岩。

飞仙关组:飞仙关组可分为四段。飞一段:Yb22、Yb21 和 Yb102 井一带为开阔台地沉积,岩性为泥晶灰岩,具弱振幅、中频、亚平行、连续影像特征;Yb102 井以东为台地边缘斜坡沉积,发育有明显的前积体,前积体不断地由西部浅水区向东部深水区下超。飞二段:Yb22、Yb21 和 Yb102 井一带为台地边缘鲕粒滩沉积,岩性为亮晶鲕粒灰岩,为弱振幅、空白反射特征;Yb102-Yb5 井为台地边缘斜坡沉积,推测岩性以泥晶灰岩及泥质灰岩为主。飞三段为开阔台地相沉积,以泥晶灰岩为主。在 Yb5 井西侧有小范围的鲕粒滩亚相沉积,岩性为亮晶鲕粒灰岩,具弱振幅、空白反射特征。飞四段全区沉积环境相似,为局限台地-台地蒸发岩沉积,具弱振幅及空白反射特征。

3　吴家坪期-印度期台地边缘的演化

碳酸盐岩台地边缘为碳酸盐岩台地到盆地过渡区域,为高能带,多为丘状隆起,其演化及沉积样式受到地形的几何形态、沉积速率、空容纳空间增大速率以及水动力条件的约束。根据地震及钻井资料,元坝地区晚二叠世吴家坪期至早三叠世印度期沉积模式经历以下四个演化阶段(图 5):台地边缘的形成;台地边缘生物礁的形成和消亡;台地边缘鲕粒滩的形成、迁移和消亡;台地边缘的消亡。

3.1　台地边缘的形成

晚二叠世,中上扬子区发生了一系列的重大地质事件,包括区域隆升及海水退出、峨眉山玄武岩的喷发、构造沉降及海水入侵。造成这些重大事件的根本原因是峨眉山地幔柱事件 。

吴家坪期(260.4~253.8Ma),元坝地区为向东缓倾的缓坡形态,坡度小于 5°,没有明显的坡折。由于水体较深,基底基本全部位于浪基面以下,环境安静,水动力条件弱,以沉积泥晶灰岩及泥质岩为主,泥质岩比例较大(图 5A)。地震剖面上,吴家坪组总体为向东变薄的楔形体,地形向东缓倾,没有发育礁滩特征的丘状体。吴家坪晚期,因构造活动的影响,“开江-梁平陆棚”及鄂西陆棚雏形已经形成,其周边为碳酸盐台地,形成深浅水相间的地质背景,为台地边缘形成奠定了基础。

3.2　生物礁的形成和消亡

在整个长兴期(253.8~251.0Ma),台地边缘得以形成,发展,其中以生物礁的发育为特征,根据生物礁的是否发育可划分为三个阶段:

长兴早期,随着碳酸盐岩建隆的持续发育,明显的坡折出现,台地边缘形成,水体由深变浅,水动力条件增强,生物含量逐渐增加,沉积速率增大,沉积物由泥晶灰岩逐渐变为含生屑灰岩、亮晶生屑灰岩,沉积环境由开阔台地演化为台地边缘生屑滩(图 5B)。此时,峨眉山地幔柱活动已进入末期,构造沉降趋于稳定,沉积速率略大于可容纳空间增大速率,沉积物以加积的方式沉积。

长兴晚期,随着沉积继续,水体逐渐变浅,台地边缘基底逐渐达到浪基面附近,水动力条件达到最强;环境有利于生物礁的生长发育,各种造礁生物大量繁殖,沉积速率达到最大,形成骨架礁灰岩(图 5C)。该时期构造沉降依然稳定,可容纳空间的增长速度与沉积速率相等,礁体以快速加积的方式迅速生长。礁前水体深,沉积速度缓慢,沉积物堆积厚度小。生物礁与斜坡地形差异增大,形成一个较陡的地形。

长兴末期,随着生物礁繁盛生长,地势越来越高,生物礁逐渐接近于海平面甚至暴露在潮上带。该环境下,海水蒸发作用强,盐度高,越来越不利于生物礁的生长发育,因此,虽然生物礁还能生长,但无论造礁生物的种类还是数量上都明显的减少了,以形成障积礁白云岩为主。最后在生物礁顶部形成礁坪生屑白云岩。

长兴末期全球环境发生巨变,著名的 PT 事件使 90% 的海洋生物物种[11~13] 和 70% 的陆生脊椎动物属[14] 以及大多数的陆上植物灭绝了[15],同时发

生大规模的海退[16]。PT 事件使长兴期台地边缘生物礁消亡。至此,元坝地区台地边缘演化的第一阶段中断。

3.3 鲕粒滩的形成、迁移和消亡

印度期(251.0~249.5Ma)是 PT 事件后一个新的演化阶段,生态环境处于恢复的初级阶段,元坝地区飞一段沉积时期继承了长兴末期沉积格架,台地边缘在长兴末期的基础上进行演化,此时,水体总体较深,水动力条件较弱。这一阶段区域构造活动稳定,可容纳空间的增长速度较小,沉积速率较大,且大于可容纳空间的增长速度,沉积物快速生长,呈追赶型碳酸盐岩体系[17],东部斜坡区沉积了泥灰岩及瘤状灰岩。斜坡区沉积方式类似于三角洲沉积方式,沉积物不断地自西向东推进,发育丰富前积构造;西部地区为开阔台地沉积环境,形成泥晶灰岩及泥质灰岩(图 5D)。

飞二段沉积时,随着早期沉积物的不断堆积,元坝地区台地边缘逐渐抬升,开始达到浪基面附近,水体浅,水动力条件强,演变为台地边缘鲕粒滩沉积(图 5E)。此时生态系统尚未恢复,生物不发育,台地边缘以沉积亮晶鲕粒灰岩为主,区域构造活动依然稳定,可容纳空间的增长速度较小,沉积速率较大,沉积物快速堆积。随着沉积物堆积厚度的加大,可容纳空间逐渐减小,沉积物开始向盆地方向进积在斜坡区,斜坡沉积物不断向东迁移,发育了前积构造;在台地边缘区,台地边缘鲕粒滩开始向盆地方向迁移,因这一阶段持续时间较短(0.5Ma ±),鲕粒滩表现为厚度小而分布范围广。末期,局部地区形成高地势,如 Yb9 井,水体较浅,蒸发作用强,海水盐度高,沉积鲕粒白云岩,沉积速率反而降低,可容纳空间减少,沉积速率降低,鲕粒滩沉积不再发育,台地边缘地形被改变,演化进入尾声。

3.4 台地边缘的消亡:填平补齐

飞三段沉积时,随着鲕粒滩及斜坡继续向东迁移,元坝地区大部地区逐渐被填平(图 5F),此时水动力条件较弱,可容纳空间较小,沉积速率变小,台地边缘消失,整个元坝地区演变为局限台地沉积环境,以沉积紫灰色泥灰岩为主。

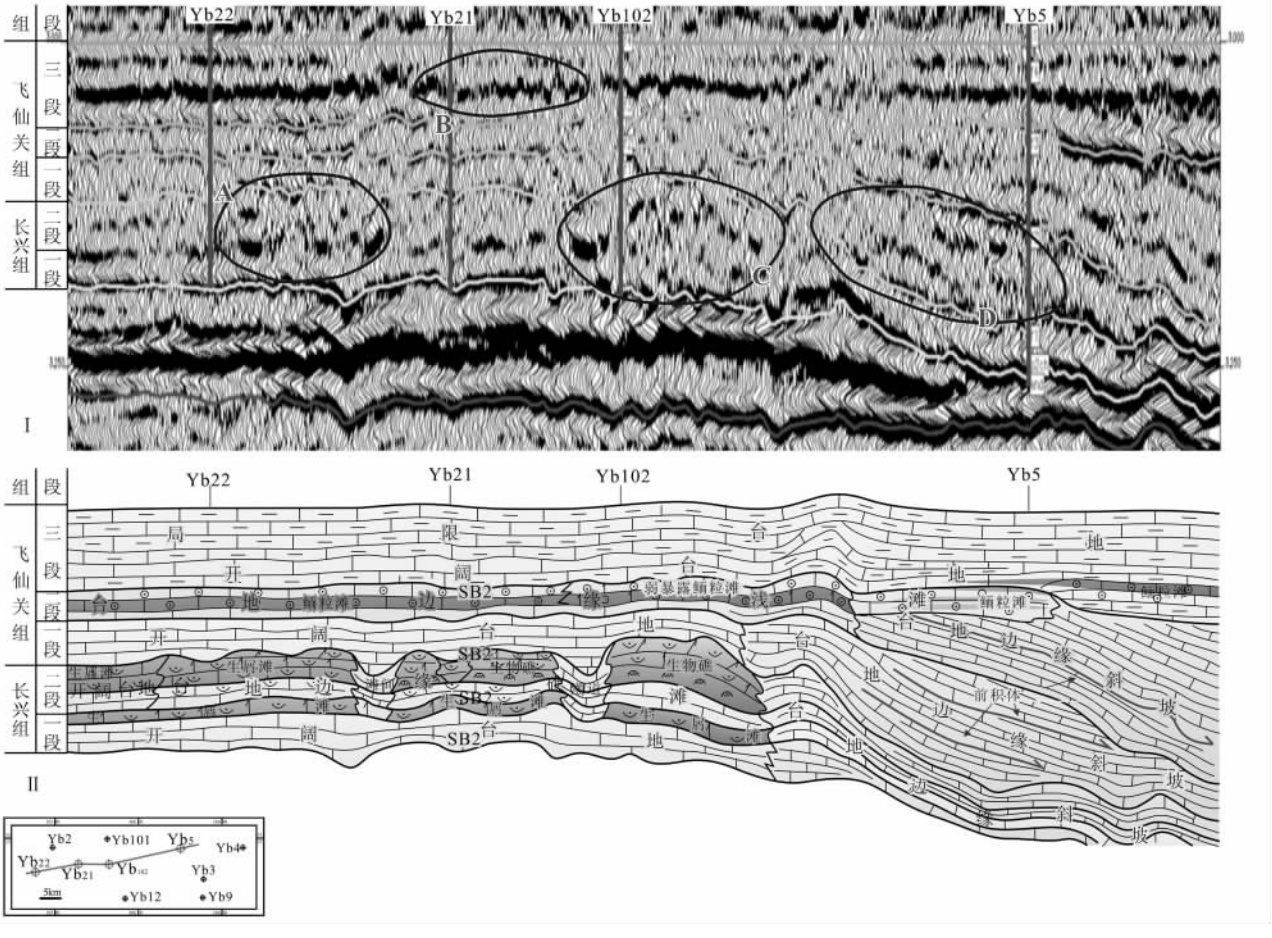

图 4 元坝地区过 Yb22 – Yb5 井东西向长兴组 – 飞仙关组地震相(Ⅰ)和地层格架图(Ⅱ)

Fig. 4 E – W-trending seismic facies (Ⅰ) and stratigraphic framework (Ⅱ) of the Changxing Formation-Feixianguan Formation through the YB-22 well to the Yb-5 well in the Yuanba region

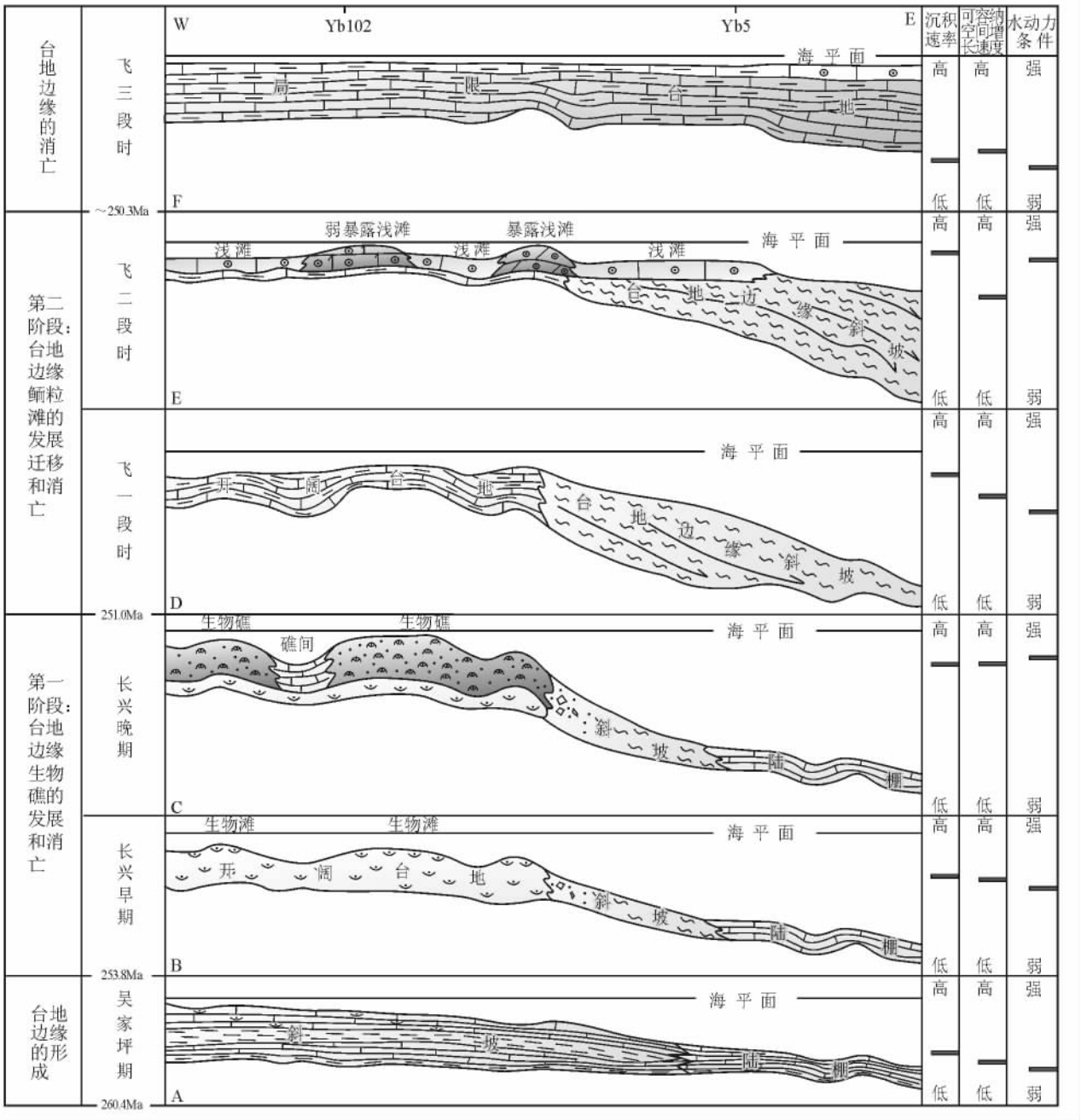

图 5　元坝地区二叠纪吴家坪期 – 三叠纪印度期沉积演化

Fig. 5　Sedimentary evolution of the Yuanba region during the Wujiapingian (Permian) to the Indian (Early Triassic)

4　台地边缘形成演化的控制作用

元坝地区在吴家坪晚期 – 印度期早期较短的时间(3.5Ma) 内经历了台地边缘形成、发展和消亡的整个过程。元坝地区台地边缘演化的控制因素包括地形的几何形态、水动力条件、沉积速率及空容纳空间增长速率。

碳酸盐岩沉积地受地形几何形态的约束，尤其是坡折处或高部位，是沉积速率高的区域，为台地边缘发育提供了基础，且在高部为水动力条件较强，反之，水动力条件较弱。水动力条件约束沉积物类型。水动力条件较强，多形成亮晶胶结的生物礁或颗粒灰岩，水动力条件较弱则多形成泥微晶灰岩，前者沉积速率远大于后者。沉积物叠加方式的不同是由沉积物形成速度和台地可容纳空间增长速度之间的差异引起的。构造沉降和海平面上升都可能引起可容纳空间的增大，如果沉积速率大于可容纳空间的增长速度，那么就会出现进积作用。如果沉积速率小于可容纳空间的增长速度，则将出现退积作用。如果容纳空间的增长速度大大超过了沉积速率，着台

地就会沉没。如果沉积物形成的速度接近容纳空间的增长速度,则会出现加积作用或层序的垂向叠置。

对于川东北元坝地区而言,构造沉降是引起可容纳空间变化的主要因素,海平面升降的影响较小。二叠纪晚期,中上扬子区发生的重大地质事件有区域隆升及海水退出,峨眉山玄武岩喷发,构造沉降及海水入侵。造成这些重大事件的根本原因是峨眉山地幔柱事件,其所造成的构造活动持续近 10Ma[18],至长兴期,即长兴期构造沉降依然存在,只是其强度较弱,故可容纳空间的增长速度也较快。三叠纪早期无明显的构造活动,构造沉降较弱,故可容纳空间的增长速度也较慢。海平面变化形成的进积和退积较为常见,前积体形成过程中海平面在不断下降,所形成的前积体及相应的浅滩也在不断下降。但在元坝地区,前积体和浅滩的迁移并没有下降,推测元坝地区海平面相对较稳定,并不是可容纳空间变化的主要因素。

在元坝地区台地边缘演化过程中,不同阶段可容纳空间的增长速度与沉积速率并不相同。在生物礁的形成阶段,构造沉降较活跃,可容纳空间的增长速度与沉积速率相近,为保持型碳酸盐岩体系[17],沉积物以加积的方式生长,台地边缘沉积厚度大,水动力条件强,生物礁发育。在鲕粒滩发育阶段,构造沉降较稳定,可容纳空间的增长速度低于沉积速率相近,为追赶型碳酸盐岩体系,沉积物以向盆地方向进积的方式生长,斜坡区前积体发育,台地边缘区鲕粒滩向盆地方向迁移。最终可容纳空间被充填,沉积速率降低,台地边缘的坡折地形消失。

4 结 论

(1) 川东北元坝地区长兴-飞仙关组以发育台地边缘礁滩和台地边缘鲕粒滩为特征,沉积海绵礁灰岩,亮晶生屑灰岩,亮晶鲕粒灰岩和少量生屑白云岩,为优质储层发育层位。

(2) 元坝地区台地边缘演化经历了台地边缘的形成、生物礁的形成和消亡、鲕粒滩的形成和消亡、最终的填平补齐四个阶段。

(3) 川东北元坝地区台地边缘发展和消亡受到地形的几何形态、水动力条件、沉积速率及空容纳空间增长速率等因素的控制。

参考文献:

[1] 四川省地质矿产局. 四川省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社,1991.

[2] 罗志立,童崇光. 板块构造与中国油气盆地[M]. 武汉: 中国地质大学出版社,1989.

[3] 段金宝,黄仁春,程胜辉,等. 川东北元坝地区长兴期飞仙关期碳酸盐岩台地沉积体系及演化[J]. 成都理工大学学报(自然科学版) ,2008,35(6) : 663 - 668.

[4] 马永生,牟传龙,郭彤楼. 四川盆地东北部长兴组层序地层与储层分布[J]. 地学前缘, 2005,12(3) : 179 - 185.

[5] 马永生,牟传龙,谭钦银,等. 达县—宣汉地区长兴组—飞仙关组礁滩相特征及其对储层的制约[J]. 地学前缘,2007,14(1) : 182 - 191.

[6] 牟传龙,谭钦银,王立全,等. 四川宣汉盘龙洞晚二叠世生物礁古油藏的发现及其重要意义[J]. 地质论评,2003,49(3) : 3 - 15.

[7] 牟传龙,谭钦银,王立全,等. 四川宣汉盘龙洞晚二叠世生物礁古油藏剖面序列[J]. 沉积与特提斯地质, 2003,23(3) : 60 - 64.

[8] 牟传龙,谭钦银,余谦,等. 川东北地区上二叠统长兴组生物礁组成及成礁模式[J]. 沉积与特提斯地质, 2004,24(3) : 56 - 71.

[9] 胡伟光,蒲勇,赵卓男. 川东北元坝地区长兴组生物礁的识别[J]. 石油物探,2010,49(1) 46 - 53.

[10] 王一刚,文应初,洪海涛四川盆地及邻区上二叠统-下三叠统海槽的深水沉积特征[J]. 石油与天然气地质,2006,27(5) : 702 - 714.

[11] ERWIN D H. The Permo - Triassic extinction[J]. Nature, 1994,367: 231 - 236.

[12] RAUP D M. Size of the Permian - Triassic bottleneck and its evolutionary implications[J]. Science,1979,206: 217 - 218.

[13] ERWIN D H. The Great Paleozoic Crisis: Life and Death in the Permian[M]. New York: Columbia University Press,1993. 1 - 327.

[14] SMITH R M H, WARD P D. Pattern of vertebrate extinctions across an event bed at the Permian - Triassic boundary in the Karoo Basin of South Africa[J]. Geology, 2001,29: 1147 - 1150.

[15] RETALLACK G J. Permian - Triassic life crisis on land[J]. Science,1995,267: 77 - 80.

[16] 吴亚生,姜红霞,廖太平. 重庆老龙洞二叠系—三叠系界线地层的海平面下降事件[J]. 岩石学报,2006,22(09) : 2405 - 2412.

[17] 纪友亮,张世奇. 层序地层学原理及层序成因机制模式[M]. 北京: 地质出版社,1998.

[18] 张招崇. 关于峨眉山大火成岩省一些重要问题的讨论[J]. 中国地质,2009,36(3) : 634 - 646.

Sedimentary characteristics and evolution of the carbonate platform-margins in the Changxing Formation-Feixianguan Formation in Yuanba, northeastern Sichuan

CHENG Jin-xiang[1], TAN Qin-yin[1], GUO Tong-lou[2], DENG Ping[3], WANG Rui-hua[1], WANG Zheng-he[1]

(1. *Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources*, *Chengdu* 610081, *Sichuan*, *China*; 2. *Southern Branch*, *SINOPEC*, *Chengdu* 610041, *Sichuan*, *China*; 3. *Research Institute of Petroleum Exploration and Development*, *Jianghan Oil Field Company*, *SINOPEC*, *Qianjiang* 433124, *Hubei*, *China*)

Abstract: The carbonate platform-margin deposits consist of organic bank and oolitic bank deposits in the Changxing Formation-Feixianguan Formation in Yuanba, northeastern Sichuan. The carbonate platform-margins went through the evolution from the initiation of the platform margins during the late Wujiapingian, through the development and termination of the platform-margin reefal bank during the Changiangian, to the development and termination of the platform-margin oolitic bank during the early Indian, and finally to the filling of the platform margins during the late Indian. The controlling factors include topography, hydrodynamics, depositional rates and increasing rates of accommodation spaces, all of which have consequences for lithology and the styles of the accumulation and migration of the platform-margin deposits.

Key words: platform margin; sedimentary characteristics; evolution; Changxing Formation; Feixianguan Formation; northeastern Sichuan; Yuanba