

# 四川龙门山甘溪泥盆纪 生态地层、层序地层与海平面变化

鲜思远 陈继荣 万正权

(成都地质矿产研究所)

**〔内容提要〕** 龙门山甘溪剖面是我国泥盆系重要典型剖面之一, 倍受中外同行关注。本文着重对生态地层、事件地层、层序地层进行研究, 为研究全球海平面变化提供区域背景资料。龙门山甘溪剖面含十分丰富的底栖生物化石, 从洛赫柯夫阶—弗拉斯阶自下而上可识别出24个腕足动物群落, 另外还建立了若干礁复合群落和浮游群落。

本文对以上群落的特征、性质、分异度、成分、底栖组合及其与沉积环境的关系作了分析和讨论, 并识别了11个海进海退事件(生物的或非生物的)。

本区泥盆系是加里东构造旋回后的第一个沉积盖层, 属海平面主体上升和海侵同步条件下的旋回超覆地层, 由砂质海岸环境向碳酸盐台地环境推进, 构成了区内泥盆纪沉积层序序列的组合特征。根据海平面的变化及其相旋回的变迁, 划分出6个三级沉积层序。6个沉积层序代表6次海平面的相对升降周期, 大致相当于Vail, P. R. (1977)划分的三级地层旋回的海平面变化周期(延续时限1—12Ma), 包括4个较大的海平面上升周期与2个较大的海平面下降周期, 即洛赫柯夫期、布拉格晚期至埃姆斯早期, 吉维中期及弗拉斯早、中期的海平面上升期与艾费尔期中晚期至法门期的海平面下降期。

上述沉积层序特征和海平面变化, 说明区内泥盆纪台缘断陷盆地的形成经历了由陆向海转化和盆地发展演化过程, 反映了上扬子地台西缘陆架沉积发展的历史大致可划分为: 盆地的雏形阶段(碎屑岩陆架的形成阶段), 盆地的发展阶段(碎屑岩与碳酸盐岩混积陆架的形成阶段)和盆地形成与消亡不同性质的三个阶段。它们的形成与演化主要是构造断陷活动和龙门山海水不断向东侵进、古特提斯海北支向东扩展的结果, 展示了由滨岸陆架转变为碳酸盐台地, 由陆源碎屑充填转化为碳酸盐岩沉积的发展史。

**关键词** 龙门山 泥盆纪 生态群落 生物事件 沉积层序 海平面变化

## 1 前言

北川桂溪—沙窝子剖面(简称甘溪剖面)地层连续、露头良好、构造简单、化石丰富、分带清楚、沉积类型多样、相标志清楚, 是我国泥盆系重要典型剖面之一, 倍受国内外同行关注。前人对该剖面做过较深入的研究, 其中以中国地质科学院成都地质矿产研究所、地

① 该论文系“八五”期间地质矿产部重要基础研究项目“四川龙门山泥盆系区域层型剖面”课题的研究成果。

② 本文1995年3月收稿

质研究所等单位(1988)出版的专著《四川龙门山地区泥盆纪地层古生物及沉积相》具代表意义,为进一步深层次的研究提供了大量信息,打下了坚实的基础。

本研究从生态地层学、层序地层学、事件地层学及海平面升降等新领域着手,进一步充实、深化和提高该剖面的研究程度,使其能成为反映我国当代研究水平的泥盆系区域层型剖面。

课题研究工作自1992年5月开始至1995年3月止。参加课题工作的有:万正权、鲜思远、陈继荣、田传荣。课题负责:万正权、鲜思远。课题报告包括:前言(由万正权撰写);生态群落与海平面变化(由鲜思远撰写);海侵海退及生物事件(由鲜思远、万正权撰写);沉积层序与古地理演化(由陈继荣撰写);结束语(由万正权撰写)等五部份。全文约6万字,附图20幅,附表3张。由万正权、鲜思远统纂、定稿。报告图表由郭曼郎清绘。报告编写过程中,吴应林研究员对第三章内容提供了许多宝贵的意见,特致以衷心的感谢。

## 2 生态群落与海平面变化

近10多年来,群落与生态地层在盆地分析、解释沉积环境、阐明海平面变化等方面发挥着越来越重要的作用。前人已经对龙门山泥盆纪的生物地层、岩石地层和年代地层作过许多工作,获得了大量第一性资料,取得了丰硕的成果。如何充分利用这些资料提供的信息,从生态地层学的观点来阐明本区的地质发展史、揭示深层次的地质问题是我们面临的一项重要课题。生态地层学无论反映有机界与无机界(环境)之间的关系,还是阐明盆地的演化历史,确定海平面变化等方面都是极其敏感的、成功的,与地学领域中其它兴新的分支学科相比毫不逊色。当然,生态地层学涉及面之广,内容之丰富是远非本文所能包容的。本文旨在通过初步的研究,提出一个占优势的腕足动物群落的骨架及其演化的趋势,进而利用这些资料,解释环境、阐明海平面变化和沉积演化史,同时尽可能与华南和欧美经典地区进行对比,为研究全球泥盆纪海底活动、大洋扩张、海平面变化提供背景资料。

### 2.1 群落的识别和特征

龙门山区泥盆纪可以划分24个群落,自下而上为:

洛赫柯夫阶—布拉格阶

1 *Lingula* 群落

2 *Strophochonetes-Howellella* 群落

3 *Orientospirifer-Howellella* 群落

埃姆斯阶

4 *Strophochonetes-Orientospirifer* 群落

5 *Howittia-Athyrisina* 群落

6 *Rostrspirifer-Athyrisina* 群落

7 *Dicoelostrophia-Rostrspirifer* 群落

8 *Euryspirifer* 群落

9 *Otospirifer xiejiawanensis* 群落

10 "Vagrana"-*Parachonetes* 群落

11 *Mesodouvillina-Megastrophia* 群落

- 12 "*Otospirifer*"-*Athyrisina* 群落  
 13 *Otospirifer-Luanquilla* 群落  
 14 *Desquamatia-Chuanostrophia* 群落  
 15 *Neocoelia* 群落  
 艾费尔阶  
 16 *Zdimir* 群落  
 17 *atrypids-Schizophoria* 群落  
 吉维阶  
 18 *Stringocephalus* 群落  
 19 *Independatrypa-Uncinulus* 群落  
 20 *Leiorhynchus-Emanuella* 群落  
 弗拉期阶  
 21 *Zhonghuacoelia-Leiorhynchus* 群落  
 22 *Leiorhynchus* 群落  
 23 *Schizophoria-Gypidula-Atrypa* 群落  
 24 *Cyrtospirifer* 群落

法门阶未建立群落。其他浮游竹节石群落和礁复体群落分别产自埃姆斯阶、吉维阶和弗拉期阶。现分别简述如下。

### 2.1.1 洛赫柯夫阶—布拉格阶

龙门山区相当洛赫柯夫阶—布拉格阶的地层为平驿铺群(即桂溪组、木耳厂组、观音庙组、关山坡组)及白柳坪组中下部,基本上为滨岸线附近的沉积。腕足动物十分贫乏,仅局部层位比较发育。在该段地层中我们共识别3个群落。

1. *Lingula* 群落 由不同种的*Lingula*组成。该属在生活习性和演化上是一个十分保守的分子,多见于世界各地志留纪—泥盆纪的潮间带沉积中,被公认为是BA1最具代表的分子。龙门山区见于平驿铺群下部的桂溪组B1—7层。多呈分散状产于泥质砂岩、细砂岩中,与其共生的大量生物钻孔可能就是*Lingula*留下的痕迹。其中可见到少量双壳类化石。

2. *Strophochonetes-Howellella* 群落 见于木耳厂组干沟段B12层。围岩为一套厚44m的黑色薄—中层状泥岩、砂质泥岩和褐灰色细粒石英砂岩。腕足动物化石分异度较低,由*Strophochonetes*、*Howellella*、*Stropheodonta*、*Lingula*组成。其中前二者占总数的95%以上,是一个低—中等分异度、高丰富度的群落。共生的其他化石有大量介形类、海百合茎、苔藓虫、双壳类等。从以上特征判断应属BA2—3的产物。值得注意的是其中发现的*Lingula*,是由滨岸线沉积物带入或是原地埋藏,尚须更多的证据。总之,干沟段B12层与平驿铺群其它地层相比是一个相对海侵的层位,说明洛赫柯夫阶—布拉格阶内部确实存在一次海侵扩张事件。

3. *Orientospirifer-Howellella* 群落 该群落是布拉格晚期一次轻微加深事件的产物,*Orientospirifer*是最早侵入的代表,群落中只发现两个属,分异度和丰富度都很低,大致反映BA2的环境。由于缺失牙形石化石资料,其精确的时间无法确定。地层范围相当于观音庙组B22层,厚32m。伴生的有较多的鱼类化石碎片。

### 2.1.2 埃姆斯阶

埃姆斯阶是本区碳酸盐台地发育的重要时期,底栖动物空前繁盛,腕足动物占优势的群落丰富多彩。相当的地层含白柳坪组上部、甘溪组、谢家湾组、二台子组和养马坝组大部。在上述地层中共识别腕足动物群落12个。

**4. *Orientospirifer*-“*Strophochonetes*”群落** 该群落所在地层位置为白柳坪组B36至甘溪组B37层,分异度低,丰富度较高,主要由*Orientospirifer*, *Strophochonetes*两属组成。伴生化石主要有三叶虫*Gravicylmene ganxiensis*, *Dechenella (Paradechenella) intermedia*。化石保存较差,多为分离的两壳,反映水动力较强。围岩主要由粉砂岩、泥质粉砂岩组成。生境为BA2。该群落是一个分布广泛的单位,其特征与“*Chonetid*”群落(Boucot, 1975), *Orientospirifer-Sinochonetes*群落(王钰等, 1978)十分相似。含本群落的白柳坪组与甘溪组底部在层位上相当于广西的那高岭组,后者产有牙形石*Eognathus sulcatus*和*Polygnathus cf. dehiscens*(阮亦萍等, 1979)。

**5. *Howittia*-*Athyrisina*群落** 该群落产自甘溪组底部B37—38层,与下伏*Orientospirifer-Strophochonetes*群落相比,在分异度和丰富度方面并无大的区别,不同在于优势种却全然不同,除少数个体外,*Orientospirifer*, *Strophochonetes*已大量退出本区,代之而起的是大量繁盛的先驱种*Howittia*, *Athyrisina*,其中前者几乎占总数的85%以上。化石沿层面呈层分布,丰度较高,是典型BA2的产物。伴生化石有三叶虫*Gravicylmene ganxiensis*, *Dechenella (Paradechenella) intermedia*, 产牙形石*Polygnathus*, (时限为*dehiscens*带下部)及大量双壳类*Beichuanella*, *Mytilarca*等。优势种*Howittia*过去被定为*Orientospirifer*(万正权, 1988)。

**6. *Rostrospirifer*-*Athyrisina*群落** 该群落产自甘溪组B40—43层,以*Howittia*的大量消失和*Vagrana*, *Athyrisina*的大量出现为特征, *Rostrospirifer*、无洞贝类和无窗贝类的爆发出 现标志着一个新群落的诞生。伴生分子除残余的*Orientospirifer*, *chonetid*之外,尚有*Eosophragmophoria sinensis*, *Luanquella kwangsiensis*, *rhyntonellids*, *Atrypa*, *Howellella papaoensis*等。根据采集样品统计,分异度可达15以上, *Vagrana*和*Athyrisina*两种都是喜礁的腕足动物,它们要求的生活环境与礁、滩有关,常常出现在生物层中,我们判断其生境为BA3,时限为*dehiscens*带。

**7. *Rostrospirifer*-*Dicoelostrophia*群落** 该群落产自甘溪组上部B46—47层。群落的成分中除*Rostrospirifer*为下伏群落继续延伸并进一步繁盛的分子外, *Dicoelostrophia*一属的大量出现和*Athyrisina*的缺失构成了本群落的特征,另外继续保持了高分异度、高丰富度的势头,反映了BA3较安静水体的环境。时限为*dehiscens*带。

**8. *Euryspirifer*群落** 该群落产自谢家湾组B51—57层,以长翼状的*Euryspirifer*占绝对优势为特征,统计占群落数量的80%以上。伴生分子有*Nadiastrophia*, *Luanquella*, *rhyrchollids*, *Athyrisina*, *Howellella*, *Orientospirifer*, *Rostrospirifer*, *Elymospirifer*等。分异度在10左右,属中等到高分异度,高丰富度的群落。围岩多为砂质泥岩、砂质灰岩。壳体呈层堆积,多分离,可能经过短距离的搬远。笔者判别其底栖组合应为BA3, *Euryspirifer*群落分别见于捷克的波西来亚、西班牙的Santa Lusia灰岩上部和Lavid页岩上部(Wallace, 1972)。时限为*perbonus*带。

**9. *Otospirifer xiejiawanensis*群落** 群落产出层位为谢家湾组B64层,成分单一,命名种占85%以上, *Athyrisina*为5%左右,其它共生分子有*Nadiastrophia*, *Howellella*, *Atrypa*

等,展示低分异度、高丰度的特征。化石集中赋存于泥质灰岩中,全部为铰合的个体,反映了十分微弱的水动力条件,为BA2环境下的产物。

**10. "Vagrana"-Parachonetes 群落** 该群落见于二台子组B74层的介壳层中,岩性为深灰色薄层状泥晶生物灰岩和生物屑泥晶灰岩。除优势种外(45%),伴生分子有 *Schizophoria*, *Muriferella*, *Nadiastrophia*, *Latonatoechia*, *Miaohuangrhynchus*, *Athyrisina*, *Otospirifer*, *Elymospirifer*等。分异度超过10,属中等—高分异度的群落。腕足动物化石个体一般小到中等,多数为铰合壳体,少量为分离壳体。共生化石有三叶虫、四射珊瑚。是BA3静水环境的产物。

**11. Mesodouvillina-Megastrophia 群落** 该群落产自二台子组中上部B76—78层,由较单一的 *Mesodouvillina*和 *Megastrophia*组成,属高丰度、低分异度的单位。围岩为亮晶灰岩或介壳灰岩,分离的壳体常常腹壳朝上沿层面分布,反映了较强的水动力条件,可解释为BA3急流环境产物。

**12. "Otospirifer"-Athyrisina 群落** 该群落产自养马坝组底部B84—87层。优势分子为 *Otospirifer*和 *Athyrisina*两属,常伴以 *Nadiastrophia*, *Schellwienella*,但不超过0.5%。其它化石有三叶虫、珊瑚,种群也较单一,主要为大型的泡沫珊瑚类 *Pseudomicoplasma*, *Zonophyllum*以及 *Calceola*,这些腕足类和珊瑚一样多富集于深灰、灰色薄—中层状亮晶生物灰岩中。多数壳体保存不好。生境应为BA2—3。时限为 *serotinus*带。

**13. Otospirifer-Luanquella 群落** 层位为养马坝组B88—91层,与下伏群落相比, *Otospirifer*虽仍占有优势,但种群面貌已发生很大变化,个体肥大的 *O. subcircularis*已为小型 *O. sichuanensis*取而代之。与此同时, *Luanguella*迅速大量侵入,化石富集成层。共生化石为 *Athyris*, *Atrypa*, *Desquamatia*,反映了中等分异度和丰度很高的特点。壳体大多分离,排列略带方向性显示了死后经过一定距离的搬运。围岩具有各种交错层理、冲洗层理的厚层状砂岩。属于潮坪—滩相环境。底栖组合带为BA2。时限为 *serotinus*带最上部。

**14. Desquamatia-Chuanostrophia 群落** 产出层位是养马坝组上部B92层,与下伏群落相比,分异度有明显增加,命名的优势种在群落中略占25%,其它成分均由个体中等或小型的属种组成,主要见有 *Steinhaella*, *Nymphorhynchus*, *Tuberculatospira*, *Atryparia*, *Cyrtina*, *Otospirifer*, *Cimicinella*, *Chonetes*, *Athyris*。完整的个体保存于灰色薄层状泥晶生物屑灰岩中,是一个相对安静环境下的产物,生境为BA3。

**15. Neocoelia 群落** 层位为养马坝组B92层顶部,由单一的 *Neocoelia*组成,采集的120多块标本中45%是铰合的个体,相当一部分为腹内模或背内模,围岩为10—15cm厚的钙质细砂岩,沉积标志不明显,层面上分布少量厚壳类 *Tentaculites*和生物挠动的痕迹。生境推测为BA2。

### 2.1.3 艾费尔阶

由于造陆运动的结果,不仅艾费尔期地层较薄,生物也不发育,甚至出现间断。笔者一共认识了两个群落。

**16. Zdimir 群落** 群落见于养马组顶部B93层,围岩为一套深灰色厚层状生物灰岩和介壳灰岩,成分十分单一,主要由 *Zdimir*属组成,共生分子偶见 *Atrypa*, *Otospirifer*, *Aviformia*。个体巨大的 *Zdimir*堆积成层,往往形成介壳灰岩,分异度极低,丰度很高,是典型BA3急流环境的产物。该群落有十分广泛的地理分布,在不同的地区和产地,常常由

不同种的*Zdimir*组成,如广西北流多以*Z. Pseudobäschkiricus*为主要角色,贵州罐子窑则以*Z. kuichouensis*为代表,甘溪一带以*Z. beichuanensis*为特征,向北至白阳洞一带则由一些壳线更细的种组成,可能反映各自的小生境不同。关于*Zdimir*群落的生活习性和环境,许多学者都作过研究,如Ivanova (1962), Boucot and Siehl (1962), Boucot (1975), 王钰等 (1987)。这些在生态上十分保守的群落,广布于老世界区,几乎普遍可找到相似的样板。该群落的时限为*serotinus*带—*patulus*带。

**17. atrypids-Schizophoria 群落** 产出层位为金宝石组B98层。群落主要由小到中等大小,不同种的atrypids和*Schizophoria*组成。atrypids和*Schizophoria*常常成层交替出现,其中atrypids的数量占总数的75%以上。少量共生的其它腕足类有*Nervostrophia*, *Rhyssochonetes*, *Devonalosia*, *Ambothyris*, 均埋藏于钙质粉砂岩和细砂砂岩夹层中,保存完美,显示了浅水相对安静的环境。相邻的岩层都是薄层状陆源石英砂岩,具有波浪作用留下的交错层理,水动力十分强烈。海水频繁进退和陆源沙的间隙性注入是导致这些夹层和互层出现的原因。根据群落中等分异度和高丰度以及相邻岩层滨岸环境判断,该群落生境为BA2。时限大致相当于*costatus-ensensis*带。

#### 2.1.4 吉维阶

随中泥盆世早期生物衰退之后,吉维期又再度繁盛,动物群的面貌焕然一新。

**18. Stringocephalus 群落** 该群落也是一个除了Malvinokaffric域之外广布于老世界域的群落。本区产出层位为金宝石组上部B108, B111, B112层和观雾山组B116, B117, B119层。Boucot(1975)将由*Stringocephalus*或*Stringocephalinae*亚科任何一个属组成的单位都统称为*Stringocephalus*群落。本区识别的*Stringocephalus*群落除命名分子外,共生的尚有*Atrypa*, *Spinatrypa*, *Eoreticulariopsis*, *Undispirifer*, *Gypidula*, *Subresselandia*, 显示了较高的分异度和丰度。该群落中相当多数的壳体是分离的,往往产出于邻近的礁组合位置或者是从远离礁组合的地方搬运而来。从以上特征以及埋藏、分选和充填基质较粗的性质判断该群落属BA3急流条件下的产物。王钰等(1978)指出,产自广西六景一带民塘组下部的*Stringocephalus*群落属例外,那里的*Stringocephalus*群落是处于BA3安静环境而非急流环境中。这一结论是根据灰岩的特征以及含有大量浮游的*Nowakia otomari*来确定的。他们认为,也许*Stringocephalus*像幼牡蛎群一样,发育于邻近急流,小的生物礁附近,只是在生命的晚期被卷入安静的环境中,最终在其固着的地方被埋藏起来。笔者注意到,在静水条件中出现*Stringocephalus*群落还不止六景一处,还有云南盘溪和广西象州马鞍山两地。*Stringocephalus*的出现与礁体并无密切关系。云南盘溪曲靖组顶部厚2m的*Stringocephalus*层完全由个体巨大、铰合完整的*Stringocephalus*堆积而成,其后出现的为一打得组页岩,随着页岩厚度增大,颜色逐渐变深、颗粒变细,*Stringocephalus*的数量急骤减少,个体越来越小,形态也越加偏平。看来这些小个体的*Stringocephalus*并非来自曲靖组顶部地层中,而是原地埋藏的贝体。说明*Stringocephalus*的发展与消亡是受环境变化控制的,当海水扩大加深,含氧量、光照、营养源等条件遭到严重破坏时就不利于*Stringocephalus*的生存环境。但在上述条件尚未丧失殆尽时,它们生存的希望仍然还有可能存在,这可能就是在某些静水环境中能找得到该群落的原因。

**19. Independatrypa-Uncinulus 群落** 产自观雾山组B120—123层,是本区少见的高分异度和高丰度的群落。优势种中*Independatrypa*, *Uncinulus*, *Emanuella*在总数中占有绝对的

优势(65%), 另一个丰度较高的属为 *Schizophoria*, 共生属有: *Spinatrypa*, *Gypidula*, *Megachonetes*, *Rhyssochonetes*, *Devonochonetes*, *Productellana*, *Devonoproductus*, *Vallomyonia*, 分异度为12左右。除群落给名者外, 都是一些小型腕足动物, 单体四射珊瑚 *Sinospongophyllum* 的出现也是一个醒目的特征。围岩为薄层状泥晶灰岩, 具水平层理。所有化石保存完美, 是开阔台地相当安静环境中的一个单位, 生态位为BA3。时限为varcus带中部。

**20. *Leiorhynchus-Emanuella* 群落** 产出层位为观雾山组B124层中下部、B126层。群落的成分中大都来自下伏群落, 两个群落之间有明显的继承关系, 其不同在于下伏群落中大量出现的 *Independatrypa*, *Uncinulus* 已相继迁出本区, 首次侵入的分子 *Leiorhynchus* 伴演了主要角色, 分异度、丰度有所下降。环境应为开阔台地相, 可确定为BA3位置。

### 2.1.5 弗拉斯阶

弗拉斯期开始出现泥盆纪全球性最大的一次海侵, 这一时期中BA3—4的群落纷纷出现。

**21. *Leiorhynchus-Zhonghuacoelia* 群落** 产出层位为上桥子组B130—B133层, 以优势属 *Leiorhynchus*, *Zhonghuacoelia* 的富集为特征, 占样品采集总数的75%以上, 它们常堆积成层相间出现。伴生的属有少量的 *Productellana*, *Eoreticulariopsis*, *Spinatrypa*, *Striatopugnax*, *Plabellulirostrum*。属种多数为小到中等个体, 最小的 *Zhonghuacoelia* 仅数毫米, 壳线不发育, 全部铰合标本埋藏于薄层状具层纹韵律层理的泥晶灰岩中。B133层出现厚1m左右的竹节石灰岩岩舌, 含丰富的具滴珠形初房的竹节石 *Corona*。以上特征说明生境应为BA4—5。

**22. *Leiorhynchus* 群落** 产出层位为B134—B140层, 成分十分单一, 基本上由两壳铰合, 形状扁平的 *Leiorhynchus orientalis* 组成。分异度极低、丰度极高, 是典型低氧安静环境的产物。生境为BA4。 *Leiorhynchus* 群落广布全球, 在华南、中国西部分布也很普遍, 如四川龙门山观雾山组顶部—土桥子组, 广西大乐鸡德组顶部—巴漆组下部, 云南盘溪—打得组以及青海、甘肃的相当地层中。时代可以从吉维早期到弗拉斯早中期。

**23. *Schizophoria-Gypidula-Atrypa* 群落** 产出层位是土桥子组B142—B143层。优势种为 *Schizophoria*, *Gypidula*, *Atrypa*, 共生种有少量小个体的 *Zhonghuacoelia*, *Devonoehonetes*, *Schuchertella*, *Tenticospirifer*, 属中等分异度, 高丰度的群落。此外沿层面分布的有 *Tentaculites*, *Smithiphyllum*, *Pseudozaphrentoides*, *Nalivkinella*, *Neocolumnaria* 以及部分双壳类。围岩由薄—中层状泥晶灰岩组成, 黄铁矿晶体发育, 是一个受到局限条件下的产物。生态环境相当于BA2—3。

**24. *Cyrtospirifer* 群落** 产出层位为小岭坡组B154层, 成分由单一的 *Cyrtospirifer* 组成, 化石分布于灰色、紫灰色薄层状生物灰岩的层面上, 一般腹壳朝上, 反映了低分异度、中等丰度的特征。生境为BA2。

在龙门山区, 除了上述以腕足动物占优势的群落外, 尚有若干礁复体群落和浮游群落, 它们主要见于埃姆斯期和吉维期的地层中, 个别见于弗拉斯期。这些群落对阐明环境同样具有意义, 现一并叙于后。

**25. 礁复体群落** 层位最低的礁复体群落见于二台子组B80、B81、B82、B83层, 时限为 *serotinus* 带下部, 主要由四射珊瑚 *Trapezophyllum*, *Sulcophyllum*, *Hexagonaria*,

*Asterobillingsia*, *Radiastra*, 大量的床板珊瑚 *Favosites*, *Squameofavosites*, *Thamnopora*, *Alveolites*, *Parastriatopora* 以及造礁的层孔虫组成。这些喜礁的生物多呈团块状富集成层, 指示了高能环境的性质。属BA3急流的环境。

吉维期的礁复合群落主要见于金宝石组B100—B102层、观雾山组B116—18层, 成分主要为大量造礁层孔虫、四射珊瑚、兰绿藻和苔藓虫。这些礁复合群落是中泥盆世晚期生物礁繁盛的见证。生境为BA3。以层孔虫为主要成分的礁复合群落还见于小岭坡组、沙窝子组的若干层位中(B144, B146, B147, B151, B153)。

上述礁复合群落总的特征和性质与Wallace (1958, 1961)的 *Favosites Massive Stromatoporoid*群落, Lecompte(1958, 1961)的扰动带(*Zone turbulente*), Struve (1963)的块状层孔虫-珊瑚群落(*Massive Stromatoporoid-community*)基本上是一致的, 层孔虫和珊瑚块状的性质及基质冲刷很好, 都表明这类群落生活在高能、十分扰动的环境中。通常围岩的呈层性不好, 多数为厚层状一块状生物灰岩, Boucot (1975)认为, 礁复合群落的上述保守的生态特征一直可以从志留纪延续到泥盆纪。

**26. 浮游群落** 大致可以建立两个浮游群落: 一个称为 *Viriatellina* 群落, 产自谢家湾组B58层的生物碎屑灰岩中, 所在层位实际上是一厚度不大的岩舌。群落成分由浮游的 *Viriatellina* 组成; 另一个是产自土桥子组B130层的灰色泥质灰岩中, 主要成分也是由营浮游生活习性的竹节石 *Corona* 组成, 无疑上述浮游群落的底栖组合应为BA4—5。浮游群落的概念最初由Boucot(1970)提出, 其概念非常广泛, 凡是由笔石、疑源类、珠胚节石、牙形石、基丁虫、菊石等营浮游生活方式的生物组成的群落都可囊括其中, 以后甚至扩大到双壳动物的 *Buchiola-Ammonoid* 群落(Wallace, 1972)和早寒武世—奥陶纪的三叶虫 *agnostid* 群落(Boucot, 1970)。

## 2.2 腕足动物群落的性质分异度变化与沉积环境的关系。

1. 关于龙门山泥盆纪腕足动物群落的性质及其亲缘关系, 在过去的文献中认识基本上是一致的: 第一, 生物地理区属老世界域; 第二, 龙门山区与华南区有十分密切的亲缘关系。支持这一论点的依据是充分的, 因为在龙门山区已发现的腕足动物化石属中有许多常见于老世界域的属, 如 *Schizophoria*, *Parachonetes*, *Vagrana*, *Athyris*, *Acrospirifer*, *Howellia*, *Atrypa*, *Cyrtina*, *Euryspirifer*, *Zdimir*, *Despuamatia*, *Megastrophia*, *Stingocephalus* 等; 同时也含有许多华南区富有地方色彩的土著分子, 如 *Orientospirifer*, *Rostrospirifer*, *Dicoelostrophia*, *Athyrisina*, *Xenospirifer*, *Eospiriferina* 等。这种地方性的色彩在埃姆斯期反映特别明显, 随海侵的扩大, 至艾费尔期以后开始减弱并最终消失。我们也注意到, 许多相同的属在龙门山区和华南区各自出现的层位有很大差异: 比如 *Athyrisina* 这种具分枝壳线的准无窗贝类在广西等地的初现层位为落脉组(*perbonus*带), 大量繁盛于大乐组丁山岭段(*serotinus*带); 而在龙门山则大量繁盛于甘溪组下部(*dehiscens*带)。又如 *Euryspirifer* 在龙门山的层位为谢家湾组(*perbonus*带), 而广西则见于大乐组上部(*serotinus*带), 两地初现层位大致相差两个牙形石带。指出这一“时差”现象无疑对阐明腕足动物群落群演化、迁移的规律性是有意义的。龙门山区的生物地理区属性迄今未能最终确定下来, 侯鸿飞、王士涛(1985)将其划入甘孜-龙门山海, 1988年又改为昆仑-秦岭-龙门山海槽的一部分, 也有将龙门山解释为推覆体等等。笔者认为, 无论从生物群的性质和所处的地理位置都说明该区与华南区关系密切, 至少泥盆纪时它们之间海水是沟通的, 分别处于上扬子古陆的边缘, 其

地质发展史都受上扬子古陆的控制。

2. 龙门山区泥盆纪腕足动物群落基本上属于碳酸盐台地或台地斜坡位置的产物,几乎缺失盆地相的群落,展示了龙门山区碳酸盐台地发生、发展的全过程。谢家湾组B58层是一不足2m的岩舌,含有大量的浮游竹节石*Viriatellina*,这一岩舌的出现与华南区埃姆斯期*perbonus*带的海侵加深事件有密切的关系。龙门山区与华南区乃至老界域具有相同或相似的物理环境和腕足动物群落,其中许多是模拟群落(*analogous Community*),尽管它们在名称和成分上大同小异,但它们的生态环境都是可类比的,借此可对大范围的海平面升降进行对比。

### 3. 腕足动物群落的分异度变化与沉积环境的关系

群落的分异度通常指一定环境中某一群落拥有物种数量,在生态地层研究中具有重要的意义。影响分异度及其梯度变化的因素很多,如海水的深度、物理化学条件(温度、盐度等)、古地貌、营养源、海底地形和底质等,但最基本的因素是海水深度。群落的分异度由于海侵的扩大而增加,随海退的出现而减小,可以从近岸到远岸不同深度的环境中形成不同的群落。但超过一定深度以后,分异度反而会降低,这主要由于光照的减弱、含氧量和营养源减少、水温的降低、底质的变化引起的。超深的界线一般指透光带以下低氧或缺氧的环境。现将龙门山区泥盆纪不同时期腕足动物群分异度变化与环境的关系论述如下。

#### 2.2.1 洛赫柯夫期—布拉格期

这一时期腕足动物很不发育、分异度极低,生境一般为BA1—2。常见的属有*Lingula*, *Howellella*等。平驿铺群几乎完全由具有大型交错层理、板状层理、冲洗层理的中—厚层状砂岩组成,这种滨岸环境显然是造成腕足动物分异度低的原因。在近2000m厚的岩层中目前仅识别了3个群落。发现于B12层的*Strophochonetes-Howellella*群落分异度为4,表明海水有明显扩张加深的迹象。

#### 2.2.2 埃姆斯期

埃姆斯期是本区泥盆纪腕足动物空前繁盛的时期,其中甘溪组、谢家湾组腕足动物群落的分异度可分别达16、15,新生属的数目可分别达11、9(图1)。大量新生属的出现是海水进一步扩大、多种小生境存在的结果。实际上这种演变从白柳坪组上部已经开始,大量的机会种已经在这一阶段开始侵入。埃姆斯期腕足动物分异度的变化并非简单的线性关系,其中有几处明显的转折点:第一个转折点在甘溪组上部B47层—B48层,相当于*dehiscens*带/*perbonus*带界线附近,分异度由16下降为4,*Dicoelostrophia-Rostrospirifer*群落中的许多主要分子突然消失;第二个转折点出现在谢家湾组顶部B67—B68层,大体相当于*inversus*带/*perbonus*带的界线附近,分异度由15降到4。*Euryspirifer*动物群中的重要分子大体是在这条界线上绝灭。总的来说,从二台子组上部开始至养马坝组上部(相当*serotinus*带)分异度有递减的趋势,反映了一个海退的过程。至养马坝组顶部B92层,分异度出现了一个高峰区,分异度达到18左右。新生属为13,残留属为5,是埃姆斯期最大海侵时期。

#### 2.2.3 艾费尔期—吉维期

岩石地层单位为养马坝组最顶部B93层—B94层,金宝石组及观雾山组。如上所述,埃姆斯最晚期出现的分异度高峰一直可延续到艾费尔最早期,以*Zdimir*动物群的繁盛为标

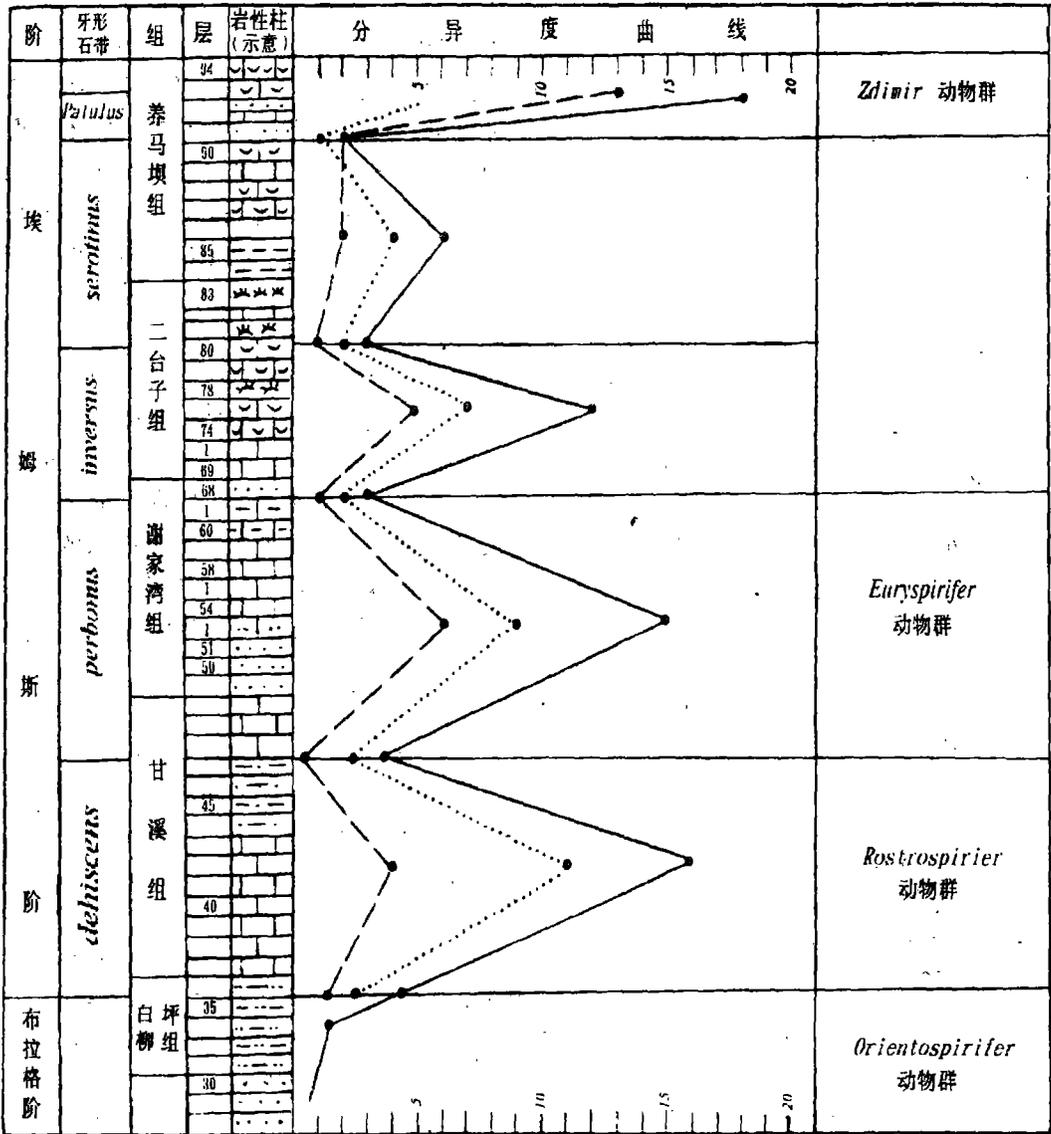


图1 龙门山泥盆纪埃姆斯期腕足动物属分异度变化图

黑线表示基本的分异度；点线表示新生属的数目；断线表示残留属的数目

Fig. 1 Diversity curves for the Emsian (Devonian) brachiopods from the Longmen Mountain area, Sichuan

The thick lines indicate the general diversity; the dotted lines represent the number of the new genera;

the dashed lines represent the number of the residual genera

志。进入金宝石组下部，沉积物发生了巨大的变化，不含或少含化石的中一厚层石英砂岩取代了含Zdimir的厚层状生物灰岩和介壳灰岩。岩性和岩相的改变导致许多属在这条界线上绝灭和迁出本区，分异度发生急骤的下降(2)，标志着埃姆斯期之后出现的海退过程。进入金宝石组下部(相当varcus带底部)，分异度又开始回升(11)，其中只有4个残留属，7个为新生属，常见于埃姆斯晚期的14个属已经绝迹(图2)。这一时期海平面升降频繁、环境十分不稳定，分异度变化也很大。进入金宝石组中部(B107层以上)，分异度一度扶摇直上，出现了空间的高峰，主要标志是Stringocephalus动物群和IE动物群大量发育，生物层和生物

礁的存在给腕足动物群提供了多样化的生境。该期腕足类动物群落的分异度达到26, 其中19个为新生属, 7个为残留的属。

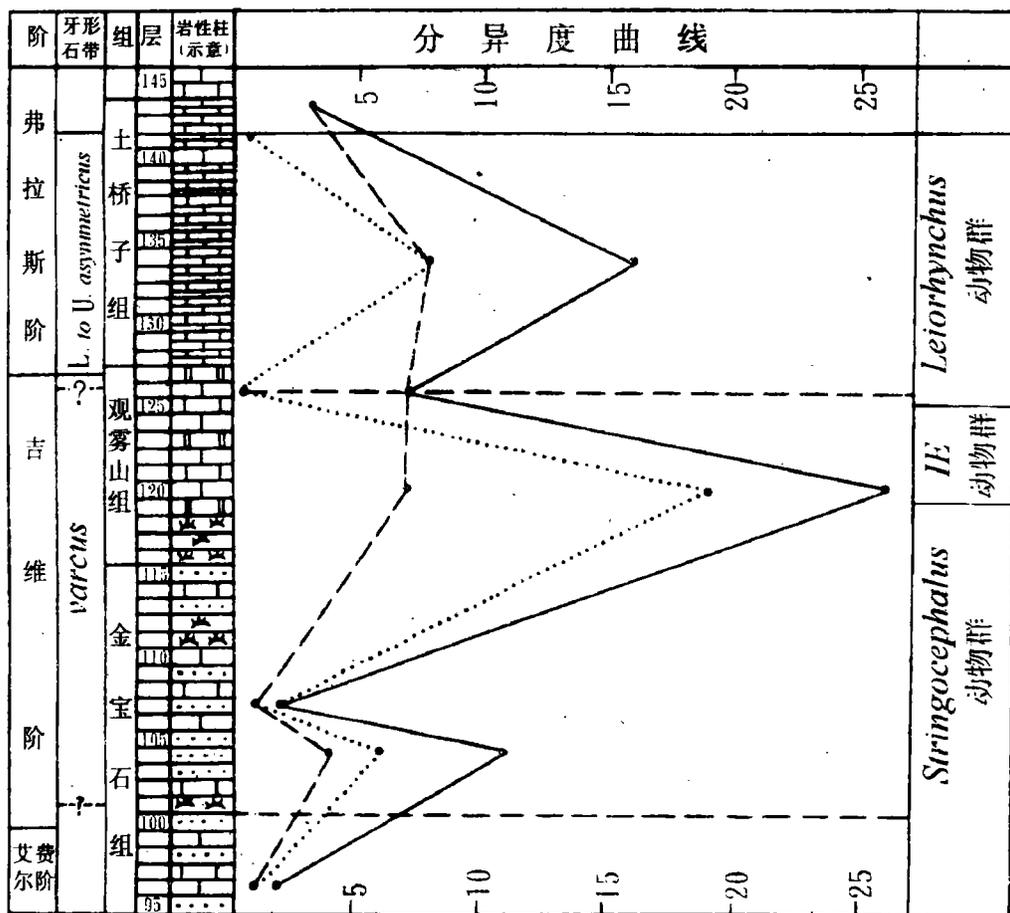


图2 龙门山泥盆纪艾费尔期-弗拉斯期腕足动物属分异度曲线图 (IE动物群即Indepenatrypa-Emanuella动物群)

Fig. 2 Diversity curves for the Eifelian-Frasnian (Devonian) brachiopods from the Longmen Mountain area, Sichuan; IE=Indepenatrypa-Emanuella fauna

这次海侵无论其影响的地区和规模都比埃姆斯期海侵更为深远和广大, 被认为是全球性的海侵事件。

### 2.2.4 弗拉斯期-法门期

这一时期分异度的高峰见于弗拉斯早期(L-U asymmetricus带), 在地层上大体相当于土桥子组。相比之下属的分异度(16)较之吉维期(26)有所下降, 其中新生属与残留属的数目大致相等(8)(图2)。占优势的属为常见于较深水环境中的Leiorhynchus, 本文统称为“Leiorhynchus动物群”。分异度下降的原因显然与海水进一步加深、光照、氧量减少、温度下降、底质变细均有密切关系。低分异度、高丰度的Leiorhynchus群落与浮游竹节石群落相伴出现更加证实了这一点。这些特征与沉积相判别的斜坡相-盆地边缘相环境是完

全吻合的，这次海侵是泥盆纪全球性影响最为重要的一次。由小岭坡组开始至长滩子组，腕足动物的分异度发生了明显下降(一般为1—3)(图3)。普遍出现了潟湖、鲕滩相环境，标志着大规模海退的到来。闭塞和强海流高能环境是造成生物分异度、丰富度低的主要原因，F/F动物绝灭事件当然也是重要的因素。这一时期发现的群落极少，在厚达600m的地层中仅有的群落为 *Cyrtospirifer* 群落(或称 *Cyrtospirifer* 动物群)。

### 2.3 底栖组合的演变、沉积相的位移与海平面变化

一个地区随地质历史的演化、沉积相的不断位移，底栖生物组合也不断发生变化。如果将一个地区不同时期(或不同层位)的不同底栖组合反映的位置连接成曲线大体也能反映本区海平面变化的基本轮廓，因为底栖群落由近岸到远岸发生的一系列变化正是由于海平面变化的结果。判别底栖组合与一定沉积相单元的对应关系是我们进行盆地分析、判断海平面变化的重要方法。龙门山泥盆纪腕足动物底栖组合的变化大致可分为两个主要时期：洛赫柯夫期—艾费尔期；吉维期—法门期。各个时期内还有不同的次一级的变化。

洛赫柯夫期—艾费尔期。这一时期反映了底栖组合由BA1向BA3演化的过程(图4) 洛赫柯夫期—布拉格期是一个相对稳定的时期，除了B12层突然出现BA2—3的 *Strophochonetes-Howellella* 群落、说明海水曾一度加深过程外，在差不多18.1Ma期间生活的腕足动物群及其底栖组合位置没有发生重大改变，基本上为BA1的产物。近2000m的地层表现为滨岸相带的碎屑沉积物。进入埃姆斯期后，碳酸盐台地开始发育，群落多数为BA2和BA3，均产自甘溪组、谢家湾组。在二台子组上部和养马坝组顶部分别出现了高能、扰动环境的礁复合群落或BA3急流环境的群落，两度出现海侵高峰。局部的海侵事件见于B58层，浮游竹节石(*Viriatellina*)群落的出现证实底栖组合达到BA4—5的位置。

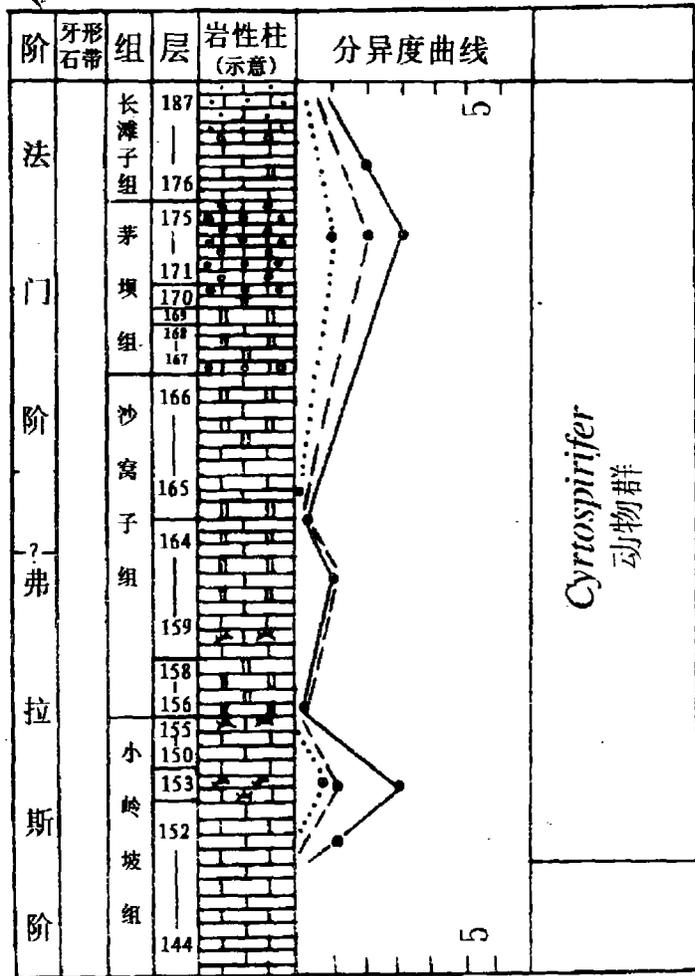


图3 弗拉斯晚期—法门期腕足动物属分异度曲线图  
Fig. 3 Diversity curves for the late Frasnian-Famennian brachiopods from the Longmen Mountain area, Sichuan

这次海水加深事件时间短、退却快，一度波及整个华南区。在相当养马坝组下部(*serotinus*带下部)表现为缓慢的海退过程，底栖组合由BA3向BA2演化，沉积环境则由生物礁相向生物滩相移动。

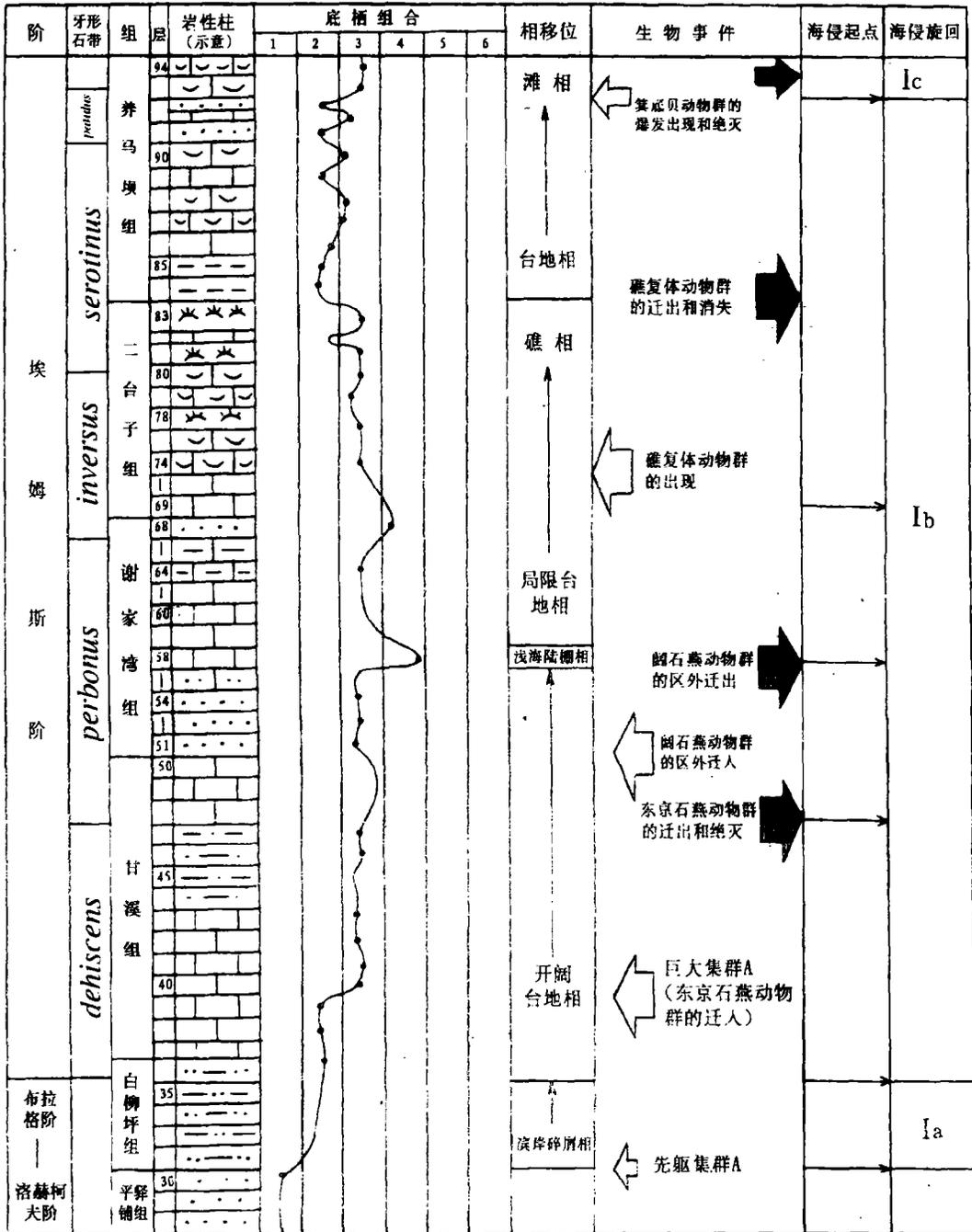


图4 龙门山泥盆纪埃姆斯海平面变化图

Fig. 4 Curves for the sea-level changes in the Longmen Mountain area, Sichuan during the Emsian

艾费尔期开始出现了大规模海退，碎屑岩发育、生物量急骤下降，腕足动物底栖组合由BA3迅速回落到BA2，这种格局一直持续到吉维中期的大规模海侵。

吉维中期开始的海侵以BA3(急流环境)的*Stringocephalus*群落的出现为标志。该群落在金宝石组中、上部及观雾山组下部多次反复出现，象征着海侵达到了高峰(图5)。随后的

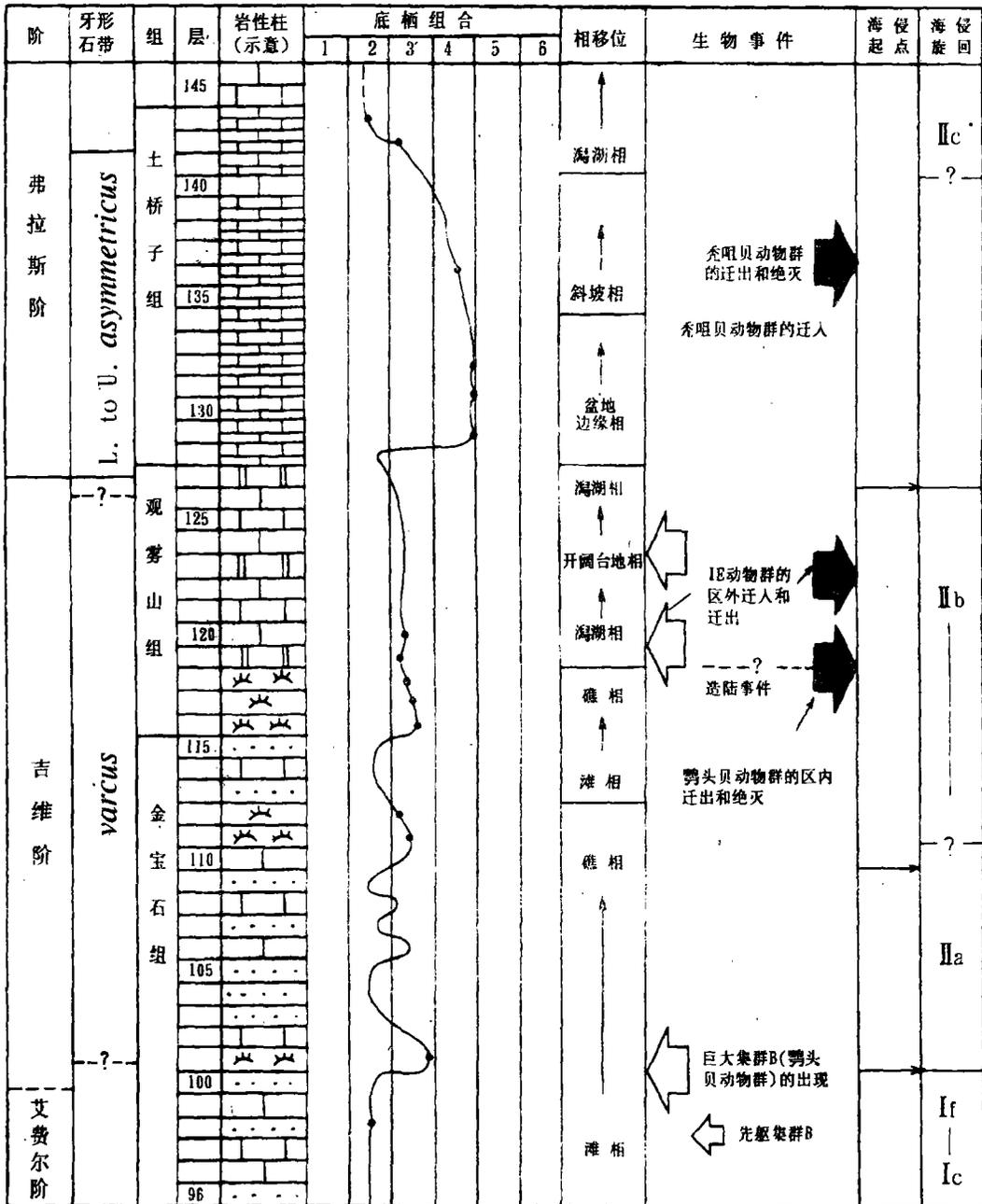


图5 龙门山泥盆纪艾费尔期—弗拉斯早期海平面变化图

Fig. 5 Curves for the sea-level changes in the Longmen Mountain area, Sichuan during the Eifelian—early Frasnian

*Independatrypa-Uncinulus*群落、*Leiorhynchus-Emanuella*群落均反映了BA3的位置。相应的沉积单元也反映由礁相—开阔台地相—泻湖相移动的过程。观雾山组顶部可能有一个海水回落过程。

进入弗拉斯期以后, BA4的*Leiorhynchus-Zhonghuacoelia*群落、*Leiorhynchus*群落相继出现, 对应的沉积单元为盆地边缘相和台地斜坡相。BA4群落的出现暗示弗拉斯早期的海侵是本区乃至全球泥盆纪规模最大的海侵。至上桥子组上部B140层以上, 海退复又出现, 可以B142层、B143层出现的*Schizophoria-Gypidula-Atrypa*群落为标志, 沉积相单元也有由斜坡相向泻湖相移动的趋势。以此为起点的海退一直延续到法门期末(图6), 其间除小岭坡组上部、沙窝子组下部局部见到的属BA3环境中的礁复体群落外, 所产群落均表现为BA2的特征, 其中最为特征的是*Cyrtospirifer*群落。这次海退直至泥盆纪碳酸盐台地的消亡为止, 至少经历了5Ma以上。

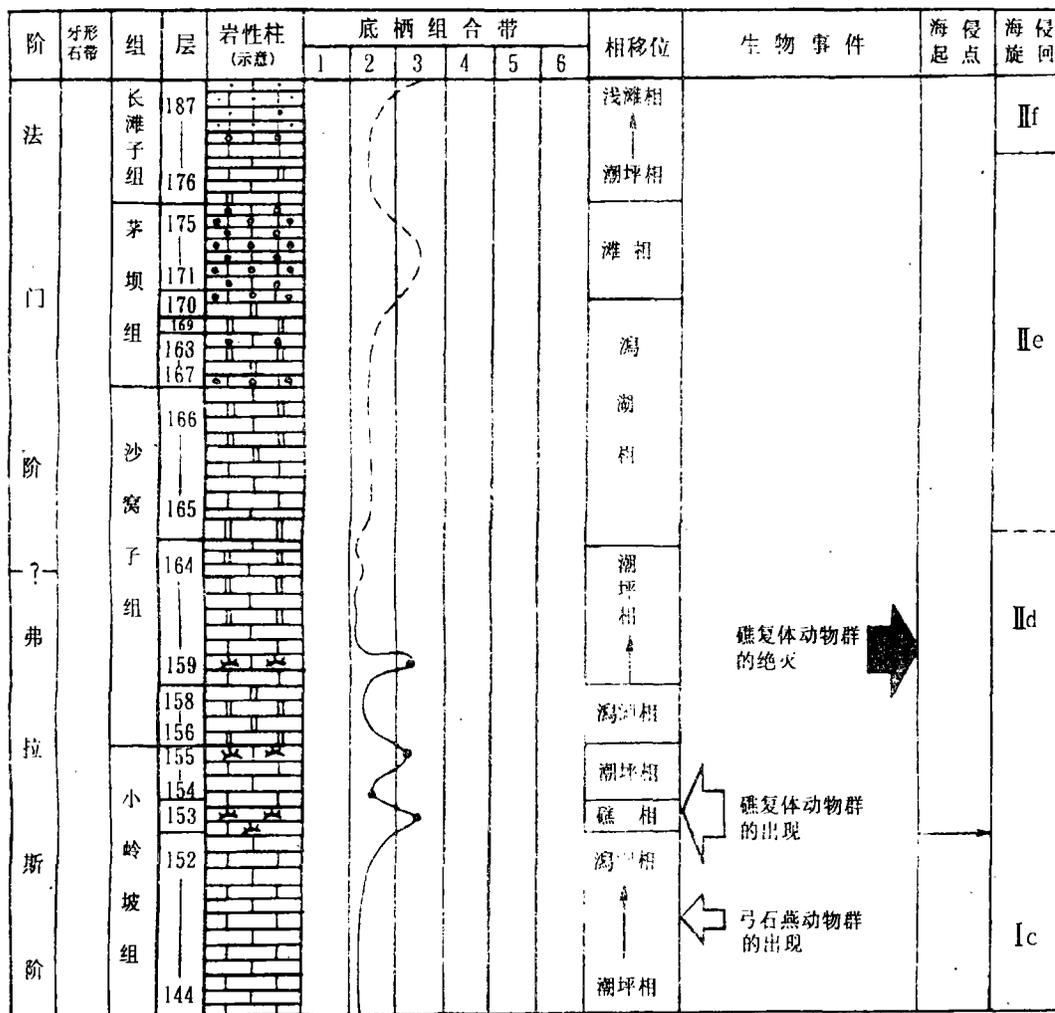


图6 泥盆纪弗拉斯期—法门期海平面变化图

Fig. 6 Curves for the sea-level changes in the Longmen Mountain area, Sichuan during the Frasnian-Famennian

## 2.4 腕足动物群的主要演变阶段与沉积幕

腕足动物群指分布于一定时代(或层位)、地理范围、环境、在地质历史中形成的腕足动物属种的总体,通常以属来表示。动物群相似并有别于群落和群落群,一个动物群很可能包括若干环境有差异的群落或群落群,前者涵义更加广泛,后者更加严格强调生物与环境的一致性。按笔者理解,一个群落的兴衰过程可能比一个动物群更短并更多地受环境变迁的影响,而一个动物群的兴衰过程所经历的时间可能更长,除了受环境的制约外,生物本身的演化也有重要关系。Rollins和Donahue(1975)已经证明,一个完整的海侵海退过程(旋回),往往伴随着群落分异度由小到大再到小的规律性变化,这种变化意味着若干属种的消失或迁出,直至下一次海侵开始、新的环境出现导致原来的群落为另一群落所取代为止。我们同样可以采用这一原理、根据一个动物群的演化来研究和划分规模更大、级别更高的海平面变化周期或沉积旋回。从图4—图6可以清楚的看出,每一个大的沉积幕都伴随着若干动物群的兴衰过程,这一过程与海侵海退过程是相吻合的。现分析如下。

从埃姆斯早期(白柳坪组顶部)开始,先驱集群A(即*Orientospirifer*动物群)随之开始侵入,紧随其后的有巨大集群A(东京石燕动物群)、*Euryspirifer*动物群,它们均代表海进阶段的产物。二台子组和养马坝组顶部分别出现的礁复体动物群和*Zdimir*动物群完全取代了先前的动物群,标志着海侵高潮或稳定期的到来。至金宝石组下部(艾费尔中晚期)腕足动物迅速减少,间隔动物群A全然取代了先前的*Zdimir*动物群,这一演化过程与底栖组合由BA2—BA3—BA2移动的规律是完全吻合的,代表一个完整的海侵—海侵高潮—海退旋回。这个旋回与Johnson(1989)划分的Ia—Ib……If旋回是完全可以对比的。第二个大的沉积幕是以鸮头贝动物群(巨大集群B)的出现为标志,在地层上相当于B101层的位置(*varcus*带下部)。海侵高潮则相当于土桥子组中下部(*asymmetricus*带),以BA4—BA5的*Liorhynchus*动物群出现为标志。自土桥子组顶部到长滩子组,明显表现为海退过程,以*Cyrtospirifer*动物群为代表。这一沉积幕在底栖组合方面经历了由BA3—BA4—BA2移动的变化。亦大致可与Johnson划分的II a—II f旋回对比。

## 3 海侵海退以及生物事件

海侵海退以及生物事件的识别和对比,除了利用岩性、岩相变化的资料外,还有赖于生物地层和年代地层的研究成果,特别是牙形石的精确研究。1993年国际泥盆系分会公布了新的牙形石分带表,将弗拉斯阶至法门阶许多带的名称和含义作了重大修改。显然我们的剖面研究精度低很难遵循这一新的标准,而只能尽可能的选择一些研究较好,沿用老的标准进行对比,有的界线是十分粗略的。

全球海平面变化作为当前地质学领域的重大课题之一,已经被列入1994年国际泥盆系分会莫斯科会议以及1996年北京第30届国际地质大会的议题,其重要性已不言而喻。Johnson, J. G. & C. A. Sandberg (1985, 1988)在“欧美泥盆纪海平面变化”一文中识别了16个海侵海退旋回,将这些旋回划分为三个组(或沉积幕),并以三次明显的海退同碳酸盐岩旋回分开。这些旋回的产生通常是由于海水陡然加深事件之后持续向上变浅引起的。在美国西部(特别是内华达)纽约、加拿大西部、比利时和德国已经用标准的牙形石带确定下来,证实在几个或所有五个地区都是同时发生的。等时性表明这些旋回是由于受全球海平面变化的控制,而不是受控于地区性的造陆运动。他们认为在陆棚沉积层序中相的移动较

之在克拉通内部滨海线的移动更为明显，是海平面变化定时的更为可靠的指示器。因为后者更受地区性造陆运动的影响，滨线的移动对判断海平面变化的相对幅度更为有用。他们得出结论：泥盆纪相的前进和三次明显海退的持续性及按幅度顺序排列这一点可能是由于泥盆纪洋中脊系统的增生和消减幕引起的。上述海侵海退旋回可能是中板块热抬升和火山活动而形成的，后一种作用曾经控制了小范围(1—5m厚)的海侵海退内向上变浅的旋回。大陆冰盖仅仅在弗拉斯期可能是海平面变化的因素而不可能对泥盆纪众多相的前进或多数海侵海退旋回产生影响。Chlupac, I. 和 Kukul, Z. (1985) 也讨论了捷克Barrandiana地区五个可能的全球生物事件，其中有的与海平面变化有密切关系。实际上，这些事件——无论是生物的还是非生物的，在龙门山地区乃至整个华南区都有记录。本文将根据群落及生物的兴衰、岩性、岩相以及年代地层资料分别简要叙述和对比如下。

3.1 志留/泥盆系界线事件(暂名)

本次事件在前人的文献中虽未被列入全球性事件，但实际上在世界各地都有程度不同的反映。在龙门山区及华南区普遍表现为假整合及角度不整合，一般称为加里东运动。往往泥盆纪滨岸相砂岩以假整合或角度不整合覆于志留纪或更老的岩层之上，在生物上亦有明显间断。这次事件在深水相区影响不大，如广西钦州一带。

3.2 干沟事件(暂名)

见于木耳厂组滴水岩段与干沟段之间(即B11层/B12层)。在这条界线上，含植物碎片的中层状石英砂岩为富含 *Strophochonetes-Howellella* 群落的黑色泥岩所取代，前滨相为陆棚相取代，发生了明显的相移动(图7)。这次事件在甘溪及龙门山地区反映清楚，在广西六景的相当层位为莲花山组横县段8层与9层之间，第9层随海水加深出现碳酸盐岩夹层。在大瑶山剖面，下叶山组与金秀组(D22层/D23层)间也存在类似变化，下叶山组灰白色石英砂岩为紫红色粉砂质泥岩或泥质粉砂岩取代，展示了由滨岸沙滩相向潮坪及潮道变化的相序(周怀玲等，1992)。界线之上开

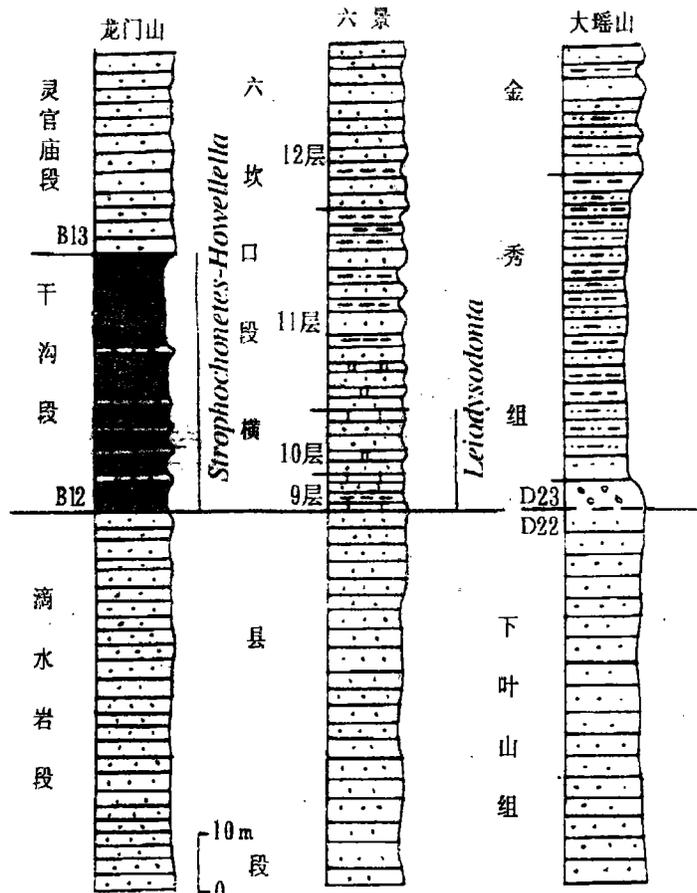


图7 干沟事件三条剖面的对比  
Fig. 7 Correlation of the Gangou event in three sections

砂岩取代，展示了由滨岸沙滩相向潮坪及潮道变化的相序(周怀玲等，1992)。界线之上开

始出现了大量双壳动物化石。

由于岩性均为一套不含牙形石化石的碎屑岩，因而这次事件的定时是困难的，与广西剖面的对比也是粗略的。Johnson等(1989)将洛赫柯夫期划分为先I a海平面下降旋回，其中包括两个未命名的海侵海退旋回，这两次旋回的界线是否与干沟事件相当值得研究。高联达(1988)认为木耳厂组的孢粉应属*Emphanisporites micratus* - *Streelispora newporteni*组合带的一部分，时代为洛赫柯夫阶，无疑这对我们确定干沟事件的时代是有帮助的。

### 3.3 白柳坪组底部海侵事件

无论龙门山区的平驿铺群或是广西的莲花山组，滨岸相砂岩之上的岩性、岩相都发生了极大变化：灰白色中厚层状石英砂岩、紫红色砂岩基本上为泥岩、泥质粉砂岩、泥灰岩代替。以*Orientospirifer*群落为代表的先驱集群A的首次出现，标志着泥盆纪生物群繁盛的开始，底栖组合完成了由BA1向BA2的转移(图8)。另外在白柳坪组底部与平驿铺群的界面上可能存在轻微的不连续沉积的痕迹。上述生物和岩石的突变不仅见于龙门山区，在华南区都是如此。

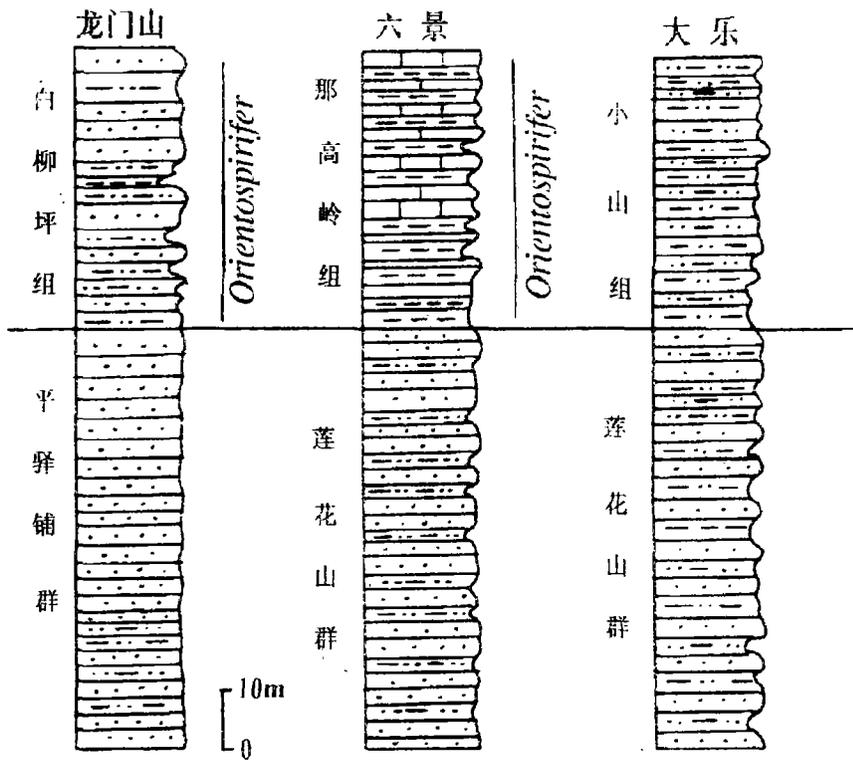


图8 展示白柳坪组底部事件与广西两个剖相当层位对比的例子  
Fig. 8 Correlation of the basal event in the Bailiuping Formation with corresponding horizons in two sections in Guangxi

### 3.4 dehiscens 带海面上升(1B)

海侵起点在甘溪组底部(B37层)附近，以牙形石*dehiscens*的出现为标志。界线之下为白柳坪组滨岸相砂岩、粉砂岩，界线之上逐渐出现以生物灰岩、粉砂岩、泥岩为代表的甘溪组滩相、潟湖相沉积。相的位移带来了生物的巨大变化，包括若干群落的巨大集群(东京

石燕动物群)的出现是这次海侵带来的最明显的变化。类似变化广泛见于华南区郁江组及相当层位的底部附近。笔者认为,美国西部地区划分的1B旋回(Johnson 和 Sandberg, 1989)可能与此相当。

### 3.5 *perbonus* 带海面上升事件

本次事件在龙门山剖面始于甘溪组上部B48层,以厚层状生物灰岩以及牙形石 *perbonus* 的出现为标志。由于海水陡然加深,导致下伏泻湖相向滩相、陆棚相环境转变,并最终导致东京石燕动物群的绝灭(图9)。新的资料表明,这次事件最初出现在 *perbonus* 带

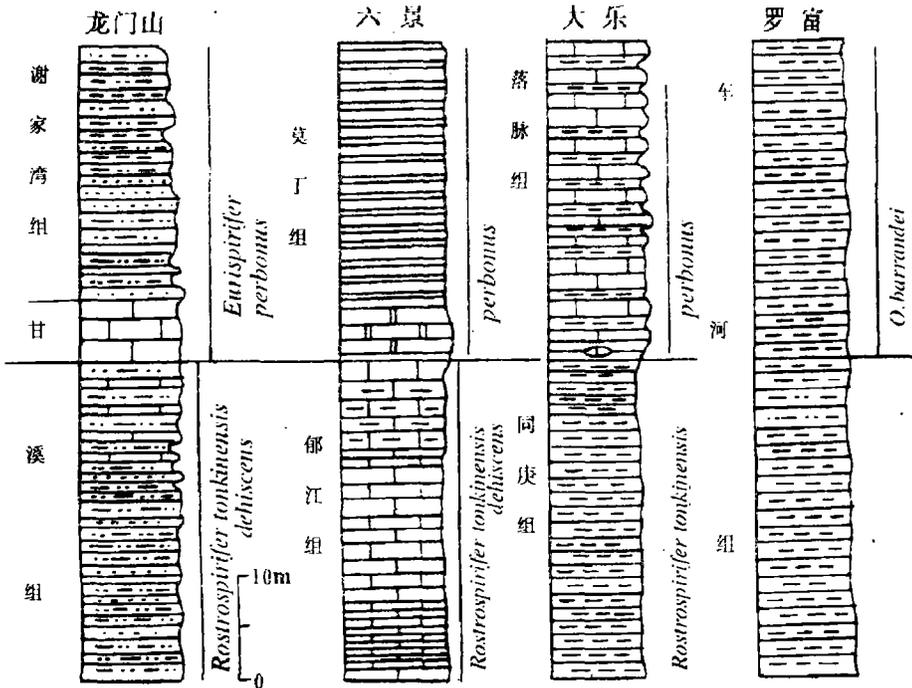


图9 表示 *perbonus*带海面上升的几个剖面的对比

Fig. 9 Correlation of the sea-level rise event in the *perbonus* zone in several sections

底部,但东京石燕动物群的最终绝灭可能是在 *inversus* 带底界。这一事件在广西中部盆地边缘相区特别清楚,由于海面陡然上升,郁江组的浅水灰岩、泥灰岩由莫丁组较深水硅质泥岩、硅质白云岩所取代。在生物上东京石燕动物群绝灭,浮游竹节石、棱菊石开始大量繁盛,大大改变了生物的地区性色彩。

这次事件可持续到 *inversus* 带上部,即二台子组中下部。海水持续加深的过程导致了斜坡相—礁相黑色泥晶灰岩、礁灰岩及礁复合群落的出现。在国外被广泛承认的 Daleje 事件(House, 1985)与之相当。见于西班牙北部(Henn, 1985),法国 Armorican 地盾(Paris, 1981),土耳其小亚细亚(Haas, 1968),西北非(Alberti, 1969),中亚天山(Kim等, 1978),新地岛(Cerkesova等, 1982),美国西北部和纽约(Johnson等, 1985)。该事件在生物地层上的变化是落在竹节石 *Nowakia barrandei*—*N. elegans*—*N. cancellata* 的间隔内,即相当牙形石 *gronbergi* 带—*laticotatus* 带。

### 3.6 下serotinus带海退(最上部IB)

这次海退开始出现在养马坝组B84层底部,是继perbonus带海侵事件之后海水向上变浅的过程。界线之下的礁灰岩为泥灰岩和泥岩取代,一度繁盛的礁复合群落随之消失。底栖组合由BA3向BA2转移。在养马坝组底部普遍沉积了鲕状赤铁矿。

### 3.7 中/下泥盆统界线海面上升(IC)

开始的位置在养马坝组石梁子段底部(B92层),生物以Zdimir动物群的爆发出现和消失为特征,岩性上薄层状砂岩、生物灰岩被厚层状、块状灰岩取代,环境由陆源沙滩相向浅海陆棚相、生物滩相迁移。这次事件可视为晚埃姆斯期最大的海侵。在华南相当的岩石单位有广西的大乐组丁山岭段、六景那叫组上部以及贵州独山的龙洞水组。在龙门山剖面上,由于这次海面上升的结果,下泥盆统的属中除Otospirifer, Athyrisina再现于Zdimir动物群外,其他大部分属均在界线以下绝灭。该事件大致相当于德国的Jugleri事件(Walliser, 1985)和捷克的Chotec事件(Chlupac, I. & Kukal, Z., 1986)。

### 3.8 艾费尔晚期海面下降事件

在华南区,侯鸿飞(1979)首先将该事件称为海口事件。在龙门山剖面上相当于金宝石组下部,岩性为石英砂岩和生物灰岩。主要代表群落为BA2的Atrypa-Schizophoria群落(间隔动物群A)。群落成分中早泥盆世的分子已大部消失,在生物上出现了明显间断。这次海面下降事件在华南区有强烈的反映,如桂中的长村组、黔南的邦寨组、滇东的海口组等,其岩性普遍为海退相的砂、泥岩,生物极不发育,甚至出现间断(图10)。在古陆周缘地区常常见到相当的砂泥岩地层超覆于老地层之上。侯鸿飞、金小赤(1990)总结了华南这次事件的主要表现:(1)地层基本连续,但岩性发生突变,缺乏化石记录,如广西的长村组;(2)碎屑岩发育、厚度变化大,含鲕状赤铁矿,如贵州的邦寨组;(3)地层缺失,碎屑岩直接超覆于老地层之上,如海口组以及江南古陆南缘的相当地层。这次造陆运动引起的海面下降,在世界很多地区都有反映,北美称为Acadian运动(Boucot, 1975);在德国和欧洲地区称为大间断(Great gap)(Struve, 1982)。关于这次事件的时限,由于生物不发育,难以用牙形石带来表示。根据Struve(1982)的意见,标准地区限于OCA动物群和Stringuic动物群之间。在龙门山地区在Zdimir动物群到costatus带—kockelianus带之间。其顶界在各地可能都是穿时的,有的地区可能包括ensensis带一下varcus带。

### 3.9 吉维早中期海面上升事件

这次事件在龙门山区及华南区都有广泛的反映,以大量碳酸盐岩的发育为标志。相当地层为金宝石组中上部(B99—B115层)和观雾山组中、下部(B116—B125)。生物以Stringocephalus动物群为特征。这次事件在贵州、广西分别见于独山组鸡泡灰岩、民塘组灰岩底部(图11)。在盆地及盆地边缘地区(六景)开始出现浮游竹节石(Nowakia otomari)群落,其他多数地区出现了BA3急流环境的群落,生物的面貌也焕然一新,地方性的色彩越来越暗淡,世界性的色彩则越来越鲜明。该事件在捷克和欧洲被称为otomari事件或rouvillei事件(House, 1985)或Kacak事件(Chlupac & Kukal, 1986),也相当于Johnson(1985)确定的第二个沉积幕的开始。

### 3.10 弗拉斯早期海面上升事件

这次海面上升是泥盆纪最大的一次海侵活动,影响之大、范围之广都是空前的。在龙门山及华南区各地先前的浅水台地灰岩、生物灰岩已为较深水黑色薄层状灰岩或竹节石灰

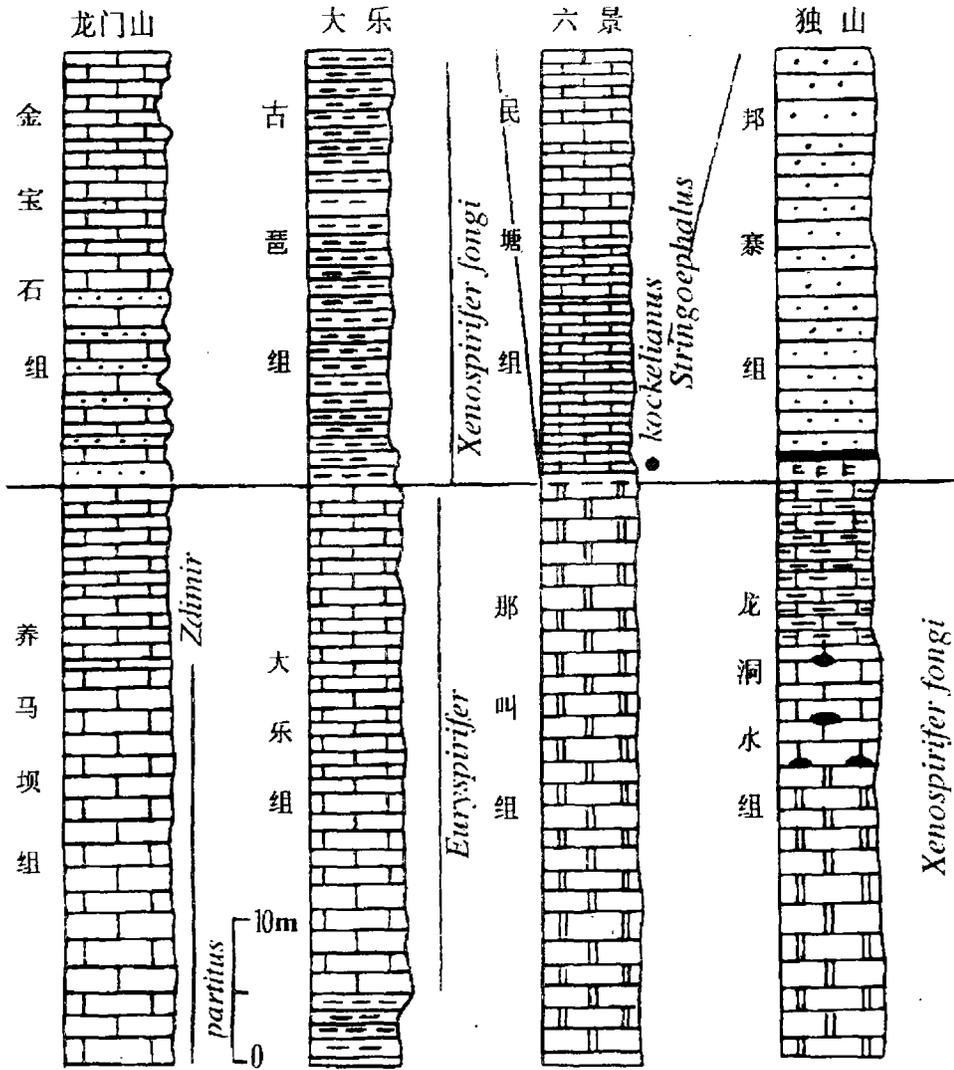


图10 艾费尔晚期海面下降事件的几个剖面对比  
 Fig. 10 Correlation of the late Eifelian sea-level fall event in several sections

岩、硅质岩、硅质泥岩所代替，两者间往往有清楚的岩石界面(图12)，如龙门山区甘溪剖面，观雾山组顶部B126层，开始出现含硅质条带和结核的较深环境的泥晶灰岩，至土桥子组B128—B141层，岩性为一套灰黑色薄层状生物泥晶灰岩，底栖组合BA4—5的*Leiorhynchus*群落(或动物群)完全取代了吉维晚期的*Stringocephalus*动物群。在华南区相当沉积为台盆或台沟相的榴江组、军田组等。这次海面上升事件的时限大致与*asymmetricus*带是一致的。在美国西部，Johnson和Sandberg(1998)将这次海侵细分为三次旋回，即最下为*asymmetricus*带海面上升(II B)，中为*asymmetricus*带海面上升(II C)和上为*asymmetricus*带碳酸盐台地建造(上II C)。

### 3.11 弗拉斯期—法门期生物绝灭事件

弗拉斯期末到法门期，全球泥盆纪海域曾出现一次规模较大的海退，并在许多区域发

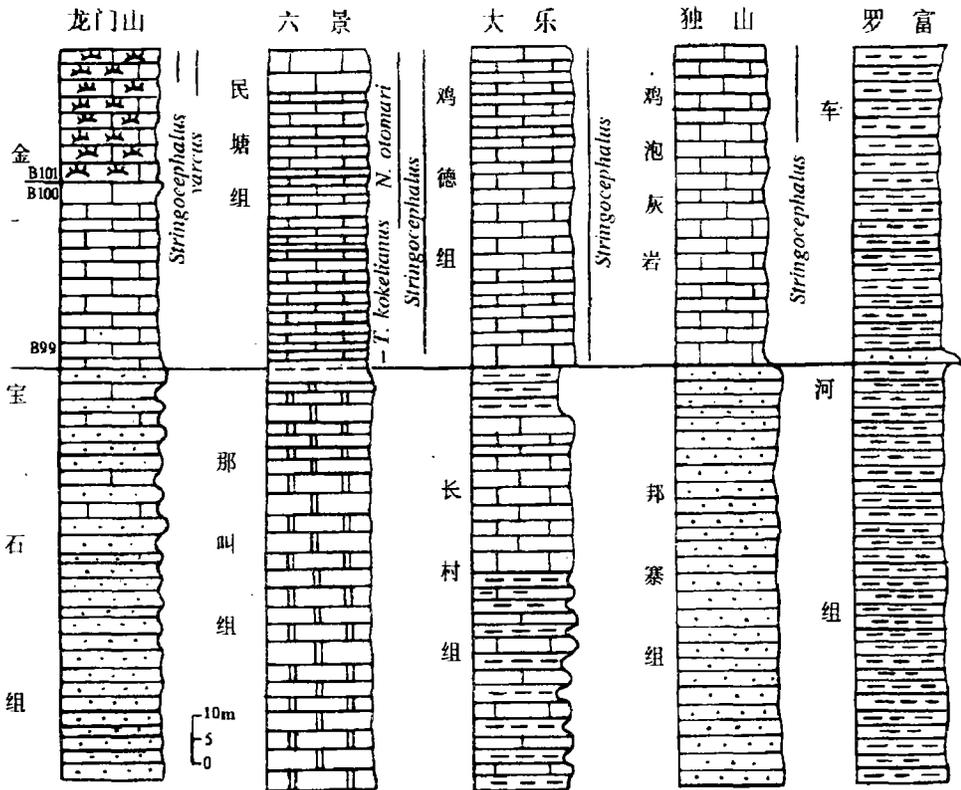


图11 吉维早中期海面上升事件的几个剖面对比

Fig. 11 Correlation of the early-middle Givetian sea-level rise event in several sections

生了多门类的生物绝灭事件，即著名的KW (F/F) 事件，它是古生代全球性生物灭绝事件之一。这一生物绝灭事件导致大量的无脊椎动物，尤其是浅水区造礁生物及其伴生生物的消亡。绝灭及大幅度衰减的生物有层孔虫、皱纹珊瑚、床板珊瑚、腕足动物、竹节石、三叶虫、菊石及其它生物等，致使60%以上的生物单位在弗拉斯期末消亡，70多个科的海生动物绝灭。

根据D. J. McLaren(1982, 1983)的研究，弗拉斯期—法门期绝灭事件大致发生在牙形石 *Pa. gigas* 带上部与 *Pa. triangularis* 带下部之间，相当一个牙形石带或更短的时间，时限范围小于0.5Ma。然而，G. R. Mcghee(1982)确认为，本生物绝灭事件虽绝灭率很高，是灾变性的，但不是瞬时性事件，它可能持续了7Ma。

这一生物绝灭事件在我国亦有发现，侯鸿飞等(1988)通过对华南一些地区F/F界线附近的生物变革研究认为，在华南F/F事件表现在以下三方面：(1)大部分地区法门期海生生物不发育，大化石稀少；(2)弗拉斯期末造礁生物大量死亡；(3)在法门期前常见的无洞贝目、齿扭贝目、五房贝目以及其它目中的一些科、超科都有明显地衰减或灭绝。杜远生(1989)根据他对湖南锡矿山、祁东和广西三条剖面的余田桥组和锡矿山组生物地层研究认为，华南弗拉斯期至法门期的生物变革属底栖动物群的地方性事件，但与全球的生物绝灭密切相关。

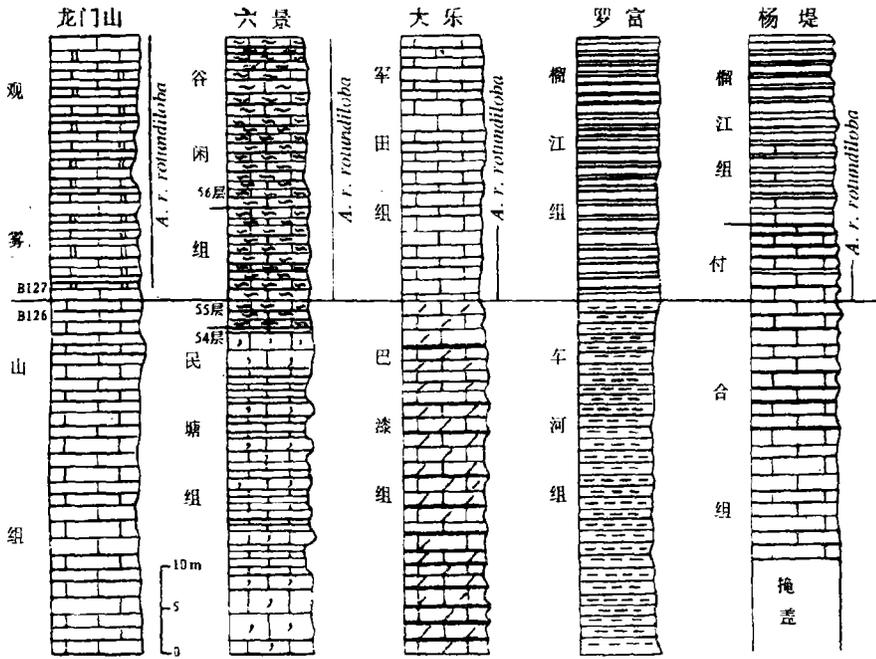


图12 弗拉斯早期海面上升事件及几个剖面的对比  
 Fig. 12 Correlation of the early Frasnian sea-level rise event in several sections

这一生物绝灭事件，在龙门山地区亦有较明显的反映。在本区弗拉斯期—法门期界线附近虽未发现标准的牙形石带，不能判定其发生的确切时限，但从各类生物的兴衰界面，结合上、下层位中所产牙形石带及其它门类化石时限与露头层序界面位置等的综合分析，其大体时限还是可以确定的。

根据侯鸿飞、万正权、鲜思远主编(1988)的研究成果及我们的补充研究材料，在该剖面的中泥盆世晚期(吉维期)至晚泥盆世早期(弗拉斯期)地层中，皱纹珊瑚、层孔虫、腕足动物异常发育，科、属十分丰富，计有：皱纹珊瑚10科26属(表2)；层孔虫10科20属(表3)；腕足动物13科25属(表1)。但到弗拉斯中期(土桥子组中部，大体相当牙形石 *asymmetricus* 带上部)，由中泥盆世吉维期开始的海侵在本区已开始退却，至土桥子组顶部(相当牙形石 *Anc. triangularis* 带时限内)，因海水进一步退却(海平面相对下降)的结果，环境出现较大的改变(图13)，导致在吉维晚期至弗拉斯中期最常见的一些腕足动物属种，如全形贝科(Enteletidae)中的 *Schizophoria* 种群，五房贝科(Pantameridae)中的 *Gypidula* 属，穹房贝科(Camarotoechiidae)中的 *Leiorhynchus*, *Septalariopsis* 属，无洞贝科(Atrypidae)中的 *Spinatrypa*, *Spinatrypina* 属，双腔贝科(Ambocoeliidae)中的 *Emanuella*, *Zhonghuacoelia* 等及其伴生的部份属相继绝灭，仅石燕贝类的 *Cyrtospirifer*, *Tenticospirifer*，无窗贝类的 *Atryris* 属种残存并延伸到法门期，绝灭的属为前期出现属的56%(表1)。同时受到影响的还有牙形石、皱纹珊瑚与竹节石。牙形石属种分异度和丰度都明显下降，包括土桥子组顶部、小岭坡组、沙窝子组、茅坝组中下部(大体相当 *Anc. triangularis*—*M. costatus* 带时限间隔)，厚807.36m的地层间隔内，牙形石极为贫乏，仅在三个小层中发现了少量的 *Polygnathus*；皱纹珊瑚属的绝灭率占前期出现属的24%；至此竹节石已全部绝灭。

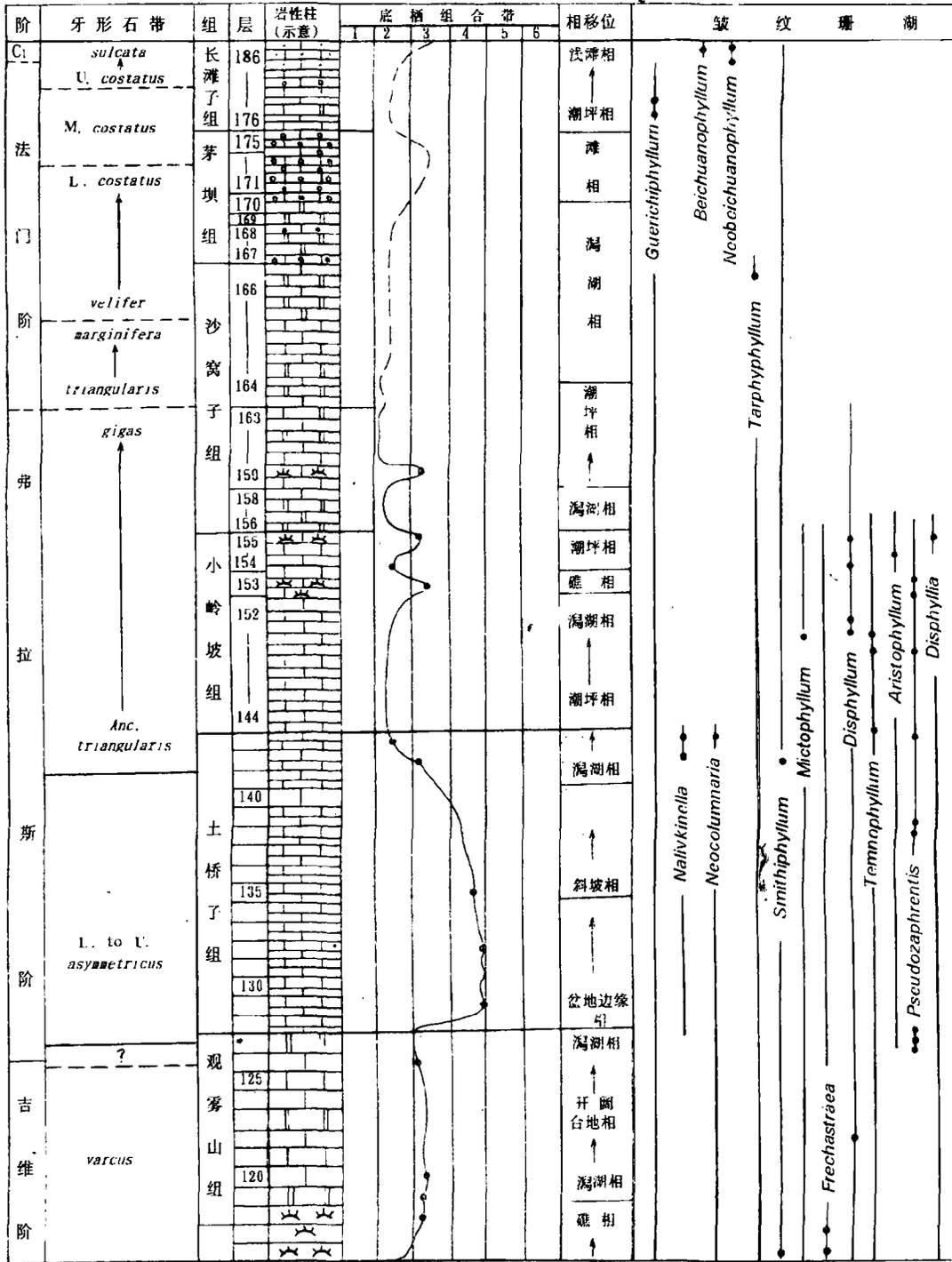
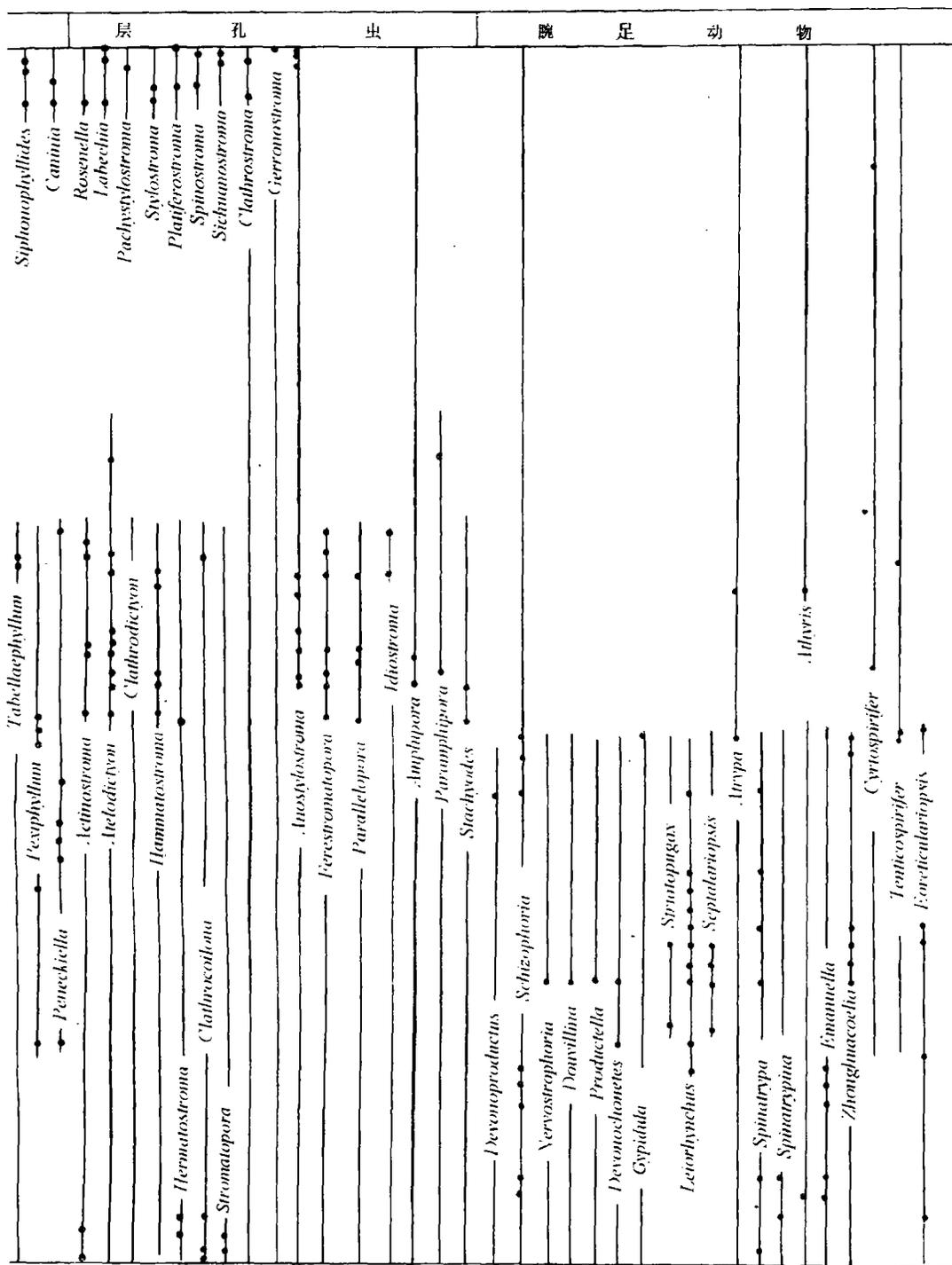


图13 北川桂溪-沙窝子剖面中泥盆统

Fig. 13 Distribution of main fossils in the upper part of the Middle Devonian strata



上部至上泥盆统主要化石分布图

and the Upper Devonian strata in the Guixi-Shawozi section, Beichuan, Sichuan

表1 北川桂溪--沙窝子剖面中泥盆统上部至上泥盆统腕足动物分布表

Table 1 Distribution of the brachiopods in the upper part of the Middle Devonian strata and the Upper Devonian strata in the Guixi-Shawozi section, Beichuan, Sichuan

科 属	中泥盆统上部 上 泥 盆 统						
	吉 维 阶		弗 拉 斯 阶		法 门 阶		
	金宝石组	观雾山组	土桥子组	小岭坡组	沙窝子组	茅坝组	长滩子组
Chonetidae	←-----→						
<i>Devonochonetes</i>	←-----●-----→						
Dariesiellidae	←-----→						
<i>Megachonetes</i>	←-----●-----→						
Enteletidae	←-----→						
<i>Schizophoria</i>	←-----●-----→	←-----●-----→	←-----●-----→	←-----●-----→			
Stropheodontidae	←-----→						
<i>Nervostrophoria</i>	←-----●-----→		←-----●-----→				
<i>Douvillina</i>	←-----→		←-----●-----→				
Productellidae	←-----→						
<i>Productellana</i>	←-----●-----→	←-----●-----→					
<i>Produella</i>			←-----●-----→				
<i>Sinoproductella</i>				←-----●-----→			
<i>Devonoproductus</i>			←-----●-----→	←-----●-----→			
Pentameridae	←-----→						
<i>Gypidula</i>	←-----●-----→			←-----●-----→			
Pugnacidae	←-----→						
<i>Striatopugnax</i>			←-----●-----→				
Camarotoechiidae	←-----→						
<i>Leiorhynchus</i>			←-----●-----→	←-----●-----→			
<i>Calvinaria</i>	←-----●-----→						
<i>Septalariopsis</i>			←-----●-----→	←-----●-----→			
Atrypidae	←-----→						
<i>Desquamatia</i>	←-----●-----→						
<i>Atrypa</i>				←-----●-----→	←-----●-----→		
<i>Spinatrypa</i>	←-----●-----→	←-----●-----→	←-----●-----→	←-----●-----→			
<i>Spinatrypina</i>	←-----●-----→	←-----●-----→		←-----●-----→			
Athyridae	←-----→						
<i>Athris</i>	←-----→			←-----●-----→			
Ambocoeliidae	←-----→						
<i>Emanuella</i>	←-----●-----→	←-----●-----→	←-----●-----→				
<i>Zhonghuacoelia</i>			←-----●-----→	←-----●-----→			
Cyrtospiriferidae	←-----→						
<i>Cyrtospirifer</i>				←-----●-----→	←-----●-----→		
<i>Tenticospirifer</i>				←-----●-----→	←-----●-----→		
Reticularidae	←-----→						
<i>Undispirifer</i>	←-----●-----→	←-----●-----→					
<i>Eoreticulariopsis</i>	←-----●-----→	←-----●-----→	←-----●-----→	←-----●-----→			

← 下延科属; → 上延科属; ● 该属在剖面中出现的层位

表2 北川桂溪—沙窝子剖面中泥盆统上部至上泥盆统皱纹珊瑚分布表

Table 2 Distribution of the rugose corals in the upper part of the Middle Devonian strata and the Upper Devonian strata in the Guixi-Shawozi section, Beichuan, Sichuan

科 属	中泥盆统上部		上 泥 盆 统				
	吉 维 阶		弗 拉 斯 阶		法 门 阶		
	金宝石组	观雾山组	土桥子组	小岭坡组	沙窝子组	茅坝组	长滩子组
Neocolumnariidae							
<i>Neocolumnaria</i>							
Laccophyllidae							
<i>Guericiphyllum</i>							
<i>Nalivkinella</i>							
Hapsiphyllidae							
<i>Neobeichuanophyllum</i>							
Kyphophyllidae							
<i>Wapüiphyllum</i>							
Endophyllidae							
<i>Endophyllum</i>							
<i>Tarphyphyllum</i>							
<i>Iowaphyllum</i>							
<i>Smüthiphyllum</i>							
Ptenophyllidae							
<i>Grypophyllum</i>							
Cyathophyllidae							
<i>Sinodisphyllum</i>							
<i>Mictophyllum</i>							
Marisastridae							
<i>Ferchastraea</i>							
Disphyllidae							
<i>Disphyllum</i>							
<i>Temnophyllum</i>							
<i>Aristophyllum</i>							
<i>Hunanophrentis</i>							
<i>Pseudozaphrentis</i>							
<i>Argutastrea</i>							
<i>Disphyllia</i>							
<i>Utaratuia</i>							
<i>Tabellaephyllum</i>							
<i>Hexagonaria</i>							
Phillipsastreidae							
<i>Pexiphyllum</i>							
<i>Peneckiella</i>							
<i>Stellatophyllum</i>							
Uralniidae							
<i>Siphonophyllides</i>							
<i>Cystophrentis</i>							
Cyathopsidae							
<i>Caninia</i>							

注: 符号同表1

表3 北川桂溪—沙窝子剖面中泥盆统上部至上泥盆统层孔虫分布表

Table 3 Distribution of stromatopora in the upper part of the Middle Devonian strata and the Upper Devonian strata in the Guixi-Shawozi section, Beichuan, Sichuan

科 属	中泥盆统上部		上 泥 盆 统				
	吉 维 阶		弗 拉 斯 阶		法 门 阶		
	金宝石组	观雾山组	土桥子组	小岭坡组	沙窝子组	茅坝组	长滩子组
Rosenellidae	←						→
<i>Rosenella</i>	←						→
Labechiidae	←						→
<i>Labechia</i>	←						→
<i>Pachystylostroma</i>	←						→
<i>Stylostroma</i>	←						→
Platiferostromatidae							→
<i>Platiferostroma</i>							→
<i>Spinostroma</i>							→
<i>Sichuanostroma</i>							→
Actinostromatidae	←						→
<i>Actinostroma</i>	←	•		•	•		→
<i>Biforistroma</i>	←	•					→
<i>Atelodictyon</i>	←			•	•	•	→
Gerronostromatidae	←						→
<i>Gerronostroma</i>	←	•					→
<i>Pseudoactinodictyon</i>	←	•					→
<i>Clathrostroma</i>	←						→
Clathrodictyidae	←						→
<i>Clathrodictyon</i>	←			•			→
<i>Anostylostroma</i>	←			•	•	•	→
Tienodictyidae							→
<i>Hammatostroma</i>				•	•	•	→
Stictostromatidae	←						→
<i>Stictostroma</i>	←						→
<i>Hermatostroma</i>	←	•		•			→
<i>Trupetostroma</i>	←	•					→
Stromatoporidae	←						→
<i>Stromatopora</i>	←	•	•	•			→
<i>Clathrocoilona</i>	←	•	•	•	•		→
<i>Ferestromatopora</i>	←			•	•	•	→
Syringostromellidae	←						→
<i>Parallelopora</i>	←			•	•	•	→
Idiostromatidae							→
<i>Idiostroma</i>		•		•	•		→
Amphiporidae	←						→
<i>Amphipora</i>	←			•	•		→
<i>Paramphipora</i>	←			•	•	•	→
Stachyoditidae							→
<i>Stachyodes</i>				•	•		→

注: 符号同表1

嗣后,海水保持持续的退却状态,并出现海平面频繁升降,导致局限、较封闭的环境重复出现,海水盐度升高,严重地破坏了海洋生态系统,不利生物生存、繁殖,生物再次面临灾难,造成更广泛的生物灭绝。到沙窝子底部(弗拉斯晚期,大体相当牙形石*gigas*带上部的时限),生物绝灭率达到高潮(主幕),在吉维期至弗拉斯期最繁盛的分珊瑚科(Disphyllidae),菲力甫珊瑚科(Phillipsastreidae),杯珊瑚科(Cyathophyllidae)及层孔虫的放射层孔虫科(Actimostromatidae),层孔虫科(Stromatoporidae)中的分子大量死亡乃至绝灭。至此,皱纹珊瑚已消亡7科21属(包括牙形石*Anc. triangularis*带时限内绝灭的6属),绝灭率分别为70%(科)与80%(属)(表2);层孔虫消亡6科14属,绝灭率分别为60%(科)与70%(属)(表3)。至弗拉斯期末(沙窝子组中部,大体相当牙形石*gigas*带顶部),除残存个别皱纹珊瑚与层孔虫属种及少量腕足动物外,大化石几乎全部绝灭。从中泥盆世开始一度繁盛的生物礁亦全部消失。

在珊瑚、层孔虫的造礁活动停顿了约5Ma后,到法门晚期(长滩子组下部,相当牙形石中*costatus*带时),珊瑚、层孔虫又开始复苏,但其总貌与中泥盆世一晚泥盆世弗拉斯期的总貌截然不同。这个时期是皱纹珊瑚发展史上的一次重要变革。中、晚泥盆世具马蹄形鳞板的各个属全部消亡,在志留一泥盆纪繁盛并占有重要位置的许多科属已绝灭,代之而出现的是石炭纪盛行的乌拉珊瑚科(Uralinidae)及杯盾珊瑚科(Cyathopsidae)的分子(表2);层孔虫则以具大型泡沫板的拉贝希层孔虫目(Labechiida)中的科属为主,其内部构造特征已与石炭纪的一些属接近。以上特征均反映了生物发展的新进程。前述情况表明,弗拉斯期一法门期生物绝灭事件在龙门山区表现亦较明显,它始于(序幕)弗拉斯中期(相当牙形石*Anc. triangularis*带时限内),高潮(主幕)发生在弗拉斯晚期(大体相当牙形石*gigas*带顶部)。在珊瑚、层孔虫的造礁活动停顿约5Ma后,到法门晚期(即相当牙形石中*costatus*带时),珊瑚、层孔虫又开始复苏、繁盛,进入另一新的生物发展进程。关于导致弗拉斯期一法门期大规模生物绝灭原因的解释众多。就龙门山研究材料而论,从弗拉斯中期开始的持续海退及伴随的高频海平面振荡产生的重复出现的恶劣环境对海洋生态系统的破坏,是导致这一生物绝灭的主因,而古气候变化、星球碰撞也是其中因素之一。

## 4 沉积层序与古地理演化

桂溪—沙窝子泥盆系剖面位于上扬子地台西缘龙门山被动陆缘断陷地带唐王寨向斜的西北翼。地层发育完整,露头良好。经半个多世纪的研究,已建立了生物地层、年代地层及岩石地层系统;建立了砂质海岸环境、碳酸盐台地环境及其两者之间的混积过渡环境的三种沉积模式(图14, 15, 16),为剖面上的露头层序地层学的研究奠定了基础。

### 4.1 四川龙门山桂溪—沙窝子泥盆纪层序地层特征及其沉积体系域的划分

四川龙门山区泥盆系,是加里东构造旋回后的第一个沉积盖层。属海平面主体上升和海侵同步条件下的旋回超覆沉积地层;由砂质海岸环境向碳酸盐台地环境的推进,构成了区内泥盆系(P.R.Vail)应用露头层序地层学方法,首次对四川龙门山桂溪—沙窝子泥盆系剖面的层序地层,进行了初步研究,划分出6个沉积层序(图17)。

#### 4.1.1 第一沉积层序(B1—B30)

以早泥盆世洛赫柯夫期及部分布拉格期的陆源碎屑地层(平驿铺群)做为加里东造山期后的第一个沉积层序,其层序间隔 $>12.2\text{Ma}$ ,是一套砂质海岸环境下的陆源碎屑沉积序列,由较稳定的石英砂岩、泥岩及部分杂砂岩组成,厚2086m,其中生物贫乏,只有少量

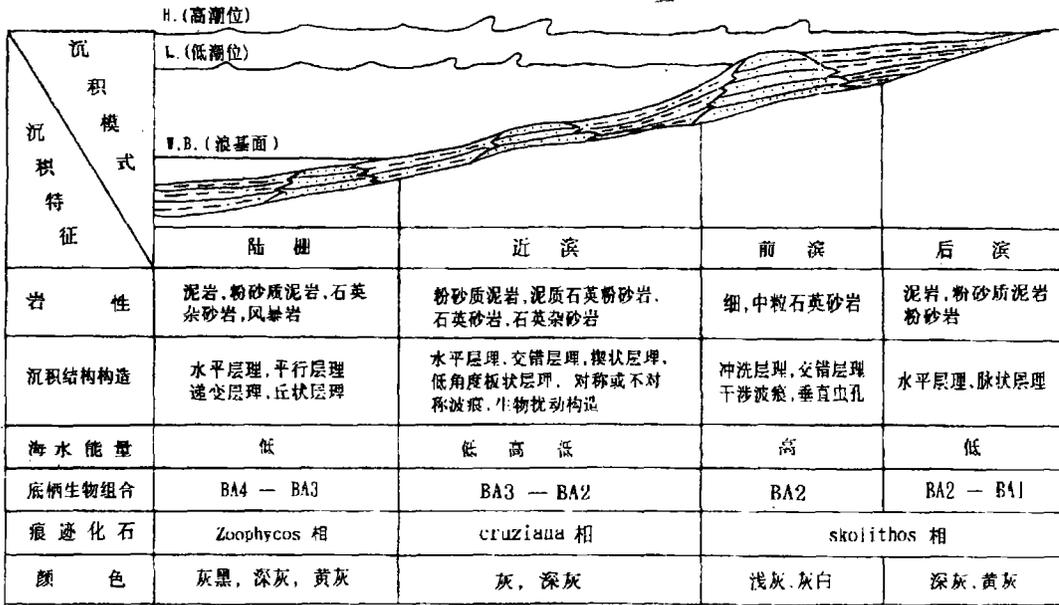


图14 四川龙门山泥盆纪陆源碎屑海岸沉积模式

(据唐德章、侯鸿飞等, 1988, 沉积模式图略加修编)

Fig. 14 Sedimentary model for the Devonian siliciclastic shelf in the Longmen Mountain area, Sichuan (modified from Tang Dezhang, Hou Hongfei et al., 1988)

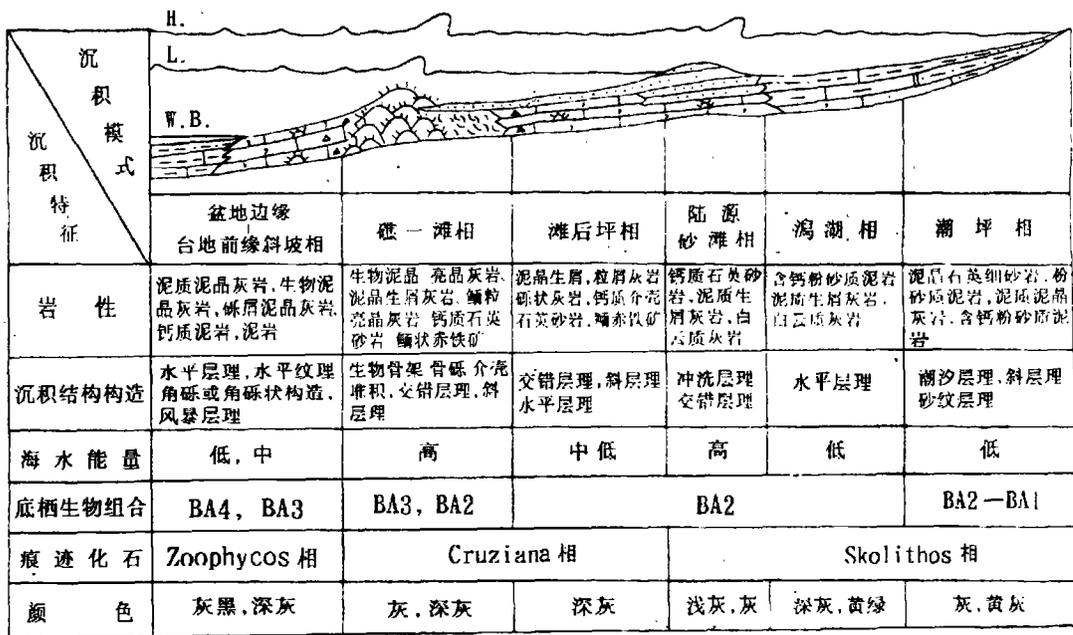


图15 四川龙门山泥盆纪陆源碎屑岩与碳酸盐岩混积沉积模式

(据唐德章、侯鸿飞等, 1988)

Fig. 15 Sedimentary model for the Devonian mixed terrigenous clastic and carbonate rocks in the Longmen Mountain area, Sichuan (modified from Tang Dezhang, Hou Hongfei et al., 1988)

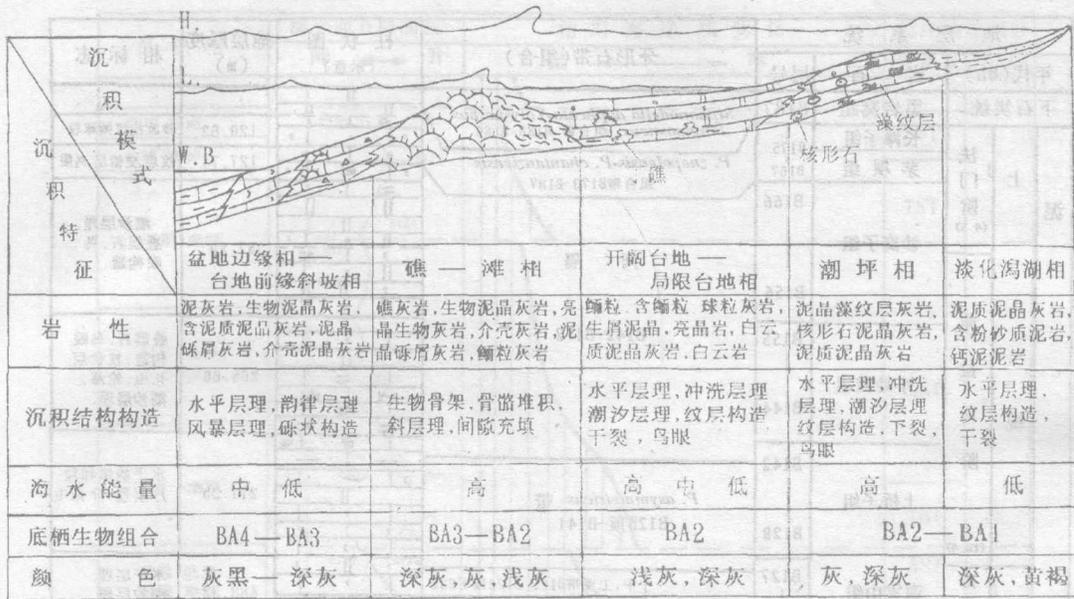


图16 四川龙门山泥盆纪碳酸盐岩沉积模式

(据唐德章、侯鸿飞等, 1988)

Fig. 16 Sedimentary model for the Devonian carbonate rocks in the Longmen Mountain area, Sichuan (modified from Tang Dezhang, Hou Hongfei et al., 1988)

的腕类、瓣鳃类、介形虫、苔藓虫、海百合和鱼类、孢子及植物碎屑。在龙门山早泥盆世海侵中，以桂溪、平驿铺为其沉降中心，向南东、北东、南西等方向迅速减薄，直接上超于下伏前泥盆系的基底岩石之上，因此第一沉积层序的底面是一个穿时的沉积上超界面。

本沉积层序，分别由海侵沉积体系域(B1—B12)与高水位沉积体系域(B13—B30)组成。剖面所在古地理位置是滨海陆架环境。海侵沉积体系域由数个前滨—近滨的砂、泥质物退积而成的准层序组成，成席状直接上超于前泥盆系基底岩石之上。向上海水逐渐变深，到了B12层(凝缩层)为最大的海泛环境，构成了深灰、灰黑色泥岩、砂质泥岩与褐黄色薄层石英细砂岩的沉积。泥质岩中遗迹化石、生物挠动及沿层面的薄介壳层均甚发育；薄层砂岩中见明显的正粒序结构，砂纹层理、波状或丘状层理，可能是间歇性的风暴沉积。B12层以后，海平面逐渐下降，进入高水位沉积体系域，从浅水陆棚向近滨—前滨—潟湖推进沉积，由石英砂岩、杂砂岩、含砾石英砂岩及粉砂质泥岩组成数个进积式的准层序沉积，沉积物由细变粗。顶部铁质石英砂岩中，夹紫色泥岩薄层，常见褐铁矿矿化壳及其被剥蚀地貌。

#### 4.1.2 第二沉积层序(B31—B88)

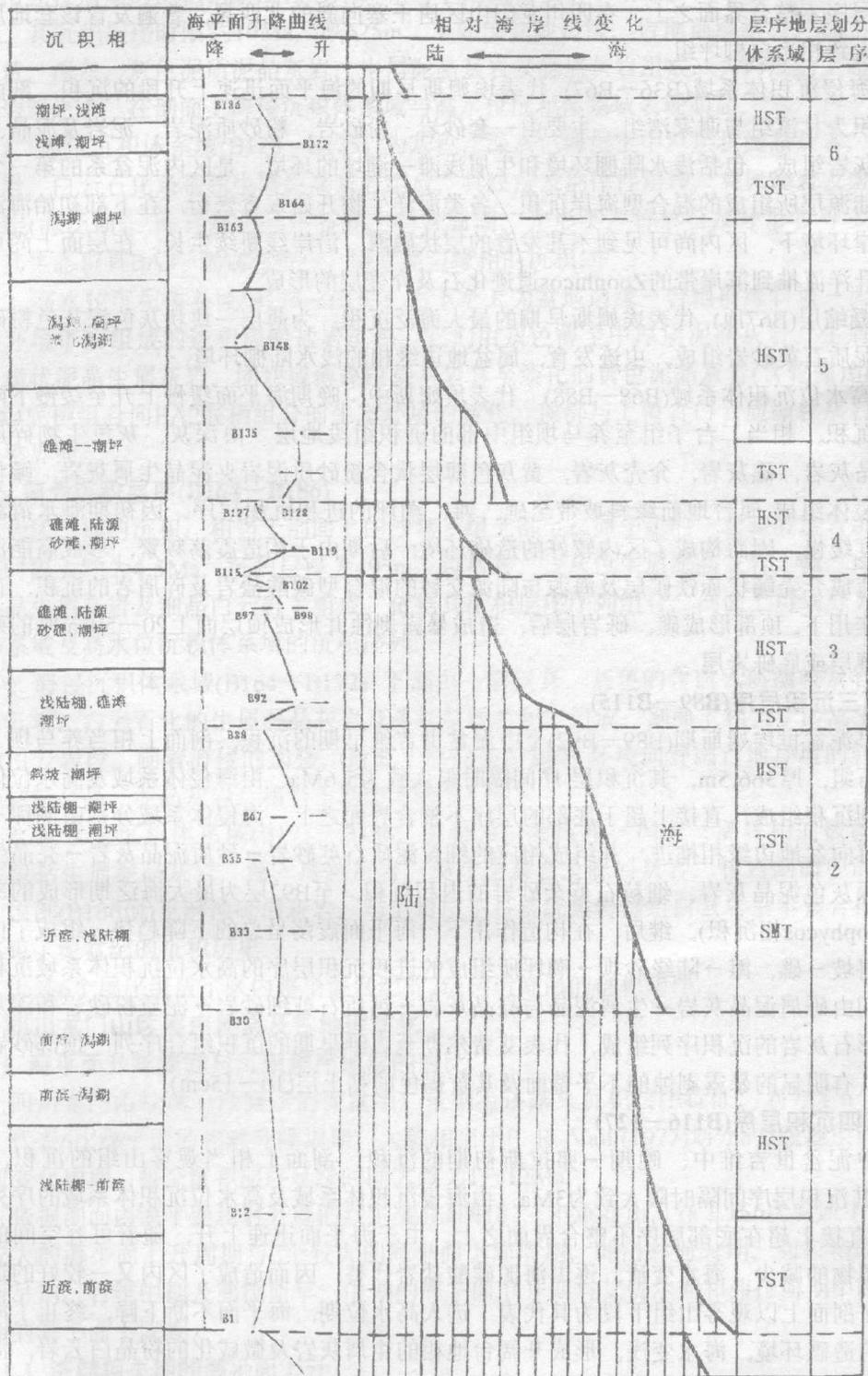
从布拉格期的退积沉积开始到埃姆斯中晚期进积沉积所组成的沉积旋回结束，其沉积间隔期 < 10.3Ma，沉积地层厚 643m。其底为类型 II 沉积层序组合的不整合界面。该层序由一套陆源碎屑与碳酸盐的混合型沉积物组成，包括陆架边缘沉积体系域、海侵沉积体系域和高水位沉积体系域三个部分。

1. 陆架边缘沉积体系域(B31—B35) 代表布拉格后期盆地构造下降速率大于海平面迅速下降期的沉积。由青灰色粉砂岩、粉砂质泥岩所组成的陆架边缘楔状体沉积，上超于第

地层系统			牙形石带(组合)	柱状图 (示意)	地层厚度 (m)	相标志	
年代(Ma)	岩石	层号					
下石炭统			<i>Siphonodella dupheata</i> - <i>Volynathus longiposticus</i> 组合带 B188-B189		120.63	沙波沙纹蜂巢粒	
	黑岩窝组	B187					
泥盆统	上	法门阶 (4.5)	<i>P. nepolensis</i> - <i>P. chantanjiensis</i> 组合带 B173-B187		127.74	纹层、交错层、鸟眼	
		长滩子组					B175
		茅坝组	B167	间隔		357.20	潮汐层理、叠层石、鸟眼构造
		沙窝子组	B166				
			B156				
	弗拉斯阶	B155	B142-B172		265.66	叠层石、鸟眼构造、枝状层孔虫、轮藻、潮汐层理	
	小岭坡组	B144					
	(10.4)	土桥子组	B142	<i>P. asymmetricus</i> 带 B126顶-B141		211.35	水平韵律和粒序层理、介壳虫
			B128				
	中	艾菲尔阶 (5.2)	观雾山组	<i>P. varcus</i> 带 中、上亚带 B121-B126 顶下 23m 下亚带 B101 底上 11m-B120		483.32	水平层理 潮汐层理
B127							
艾菲尔阶 (5.2)		宝石石组	B116	<i>Eognothodus bipennatus</i> - <i>P. parawebbi</i> 组合 B95-B101 底以上 11m		269.63	大型、中型槽状交错层理、平行层理、槽状层理
			B115				
			B95				
下	埃姆斯阶 (4.4)	养马坝组	<i>P. costatus partitus</i> 带 B93		127.57	潮汐层理、冲洗层理、平行层理、槽状层理	
		B94					
	埃姆斯阶 (4.4)	二台子组	B84	<i>P. serotinus</i> 带 B80-B90		192.22	潮汐层理、水平层理、柱状构造
			B83				
			B69				
	(4.4)	谢家湾组	B68	<i>P. perbonus</i> 带 B48-B66		194.94	潮汐、沙纹、水平层理
			B48				
系	布拉格阶-洛赫柯夫阶 (18.1)	甘溪组	<i>P. dichiscens</i> 带 B36-B42		135.40	潮汐、沙纹、水平层理	
		B37					
		白柳坪组	B36			45.00	水平层理、中小交错层理、遗迹化石
			B31				
		关山坡组	B30			242.47	大、中小型交错层理、冲洗、水平层理、波痕遗迹化石
		B22					
		观音庙组	B21			270.58	大、中小型交错层理、冲洗、水平层理、波痕遗迹化石
B18							
木耳厂组	B17			883.13	大、中小型交错层理、冲洗、水平层理、粒序构造		
B10							
桂溪组	B9			689.74	大、中小型交错层理、冲洗层理、遗迹化石		
B1							
上志留统						水平层理 斜层理	

图17 四川龙门山地区北川县桂溪-沙窝子泥盆纪

Fig. 17 Devonian outcrop sequence and sea-level changes in the



露头层序剖面及其海平面变化图

Guixi-Shawozi section, Beichuan, Sichuan

一沉积层序不整合界面之上。在四川龙门山区唐王寨向斜的北西翼,普遍发育该套地层的沉积,大致相当白柳坪组。

2. 海侵沉积体系域(B36—B67)代表埃姆斯早期的海平面迅速上升段的沉积,剖面上相当沉积为甘溪组与谢家湾组。主要由一套砂岩、粉砂岩、粉砂质泥岩、泥岩及泥晶、亮晶生屑灰岩组成,包括浅水陆棚环境和生屑浅滩—潮坪的环境。是区内泥盆系的第一个海源层与陆源层所组成的混合型海岸沉积。各类海洋生物开始发育繁衍,在下部初始海泛的高能近岸环境下,区内尚可见到不甚发育的层状礁滩,沿岸线断续生长,在层面上尚可见到被上升洋流推到滨岸带的Zoophycos遗迹化石及介壳层的形成。

3. 凝缩层(B67顶)代表埃姆斯早期的最大海泛沉积。为薄层—块状灰色深灰色粉砂质泥岩、泥质石英砂岩组成,虫迹发育,属盆地边缘相的浅水陆棚环境。

4. 高水位沉积体系域(B68—B88)代表埃姆斯中、晚期海平面缓慢上升至缓慢下降段的进积沉积,相当二台子组至养马坝组中部的沉积组段地层。由深灰、灰色生物碎屑泥晶、亮晶灰岩,礁灰岩,介壳灰岩,黄灰色薄层状含粉砂质泥岩夹泥晶生屑灰岩,鲕状赤铁矿透镜体组成,属台地前缘斜坡带至礁、滩、潮坪的进积沉积层序。因初期海水清澈,沉降速度缓慢,因而构成了区内较好的造礁环境;后期由于构造震荡频繁,形成高能浅滩环境,造成介壳鲕状赤铁矿层及海源与陆源交替的混合型碳酸盐岩及碎屑岩的沉积,在泊岸浪的作用下,顶部形成礁、砾岩层后,造成暴露剥蚀并形成顶层面上20—50cm厚的残积黑色土壤层或底砾岩层。

#### 4.1.3 第三沉积层序(B89—B115)

为早泥盆世埃姆斯期(B89—B92)至中泥盆世吉维早期的沉积。剖面上相当养马坝上部至金宝石组,厚366.5m,其沉积层序间隔时限大致为5.6Ma,由海侵体系域及高水位体系域的序列沉积组成,直接上超于底部的层序不整合界面之上。海侵体系域分别由潮坪—砂坝—礁滩向盆地边缘相推进,并组成相应的细粒泥质石英砂岩—砂质泥晶灰岩—亮晶生屑灰岩—深灰色泥晶灰岩、细粒石英杂砂岩的退积沉积。至B92层为最大海泛期形成的凝缩层(含Zoophycos相沉积)。继后,在构造作用下,海平面震荡呈总的下降趋势,组成了由台地前缘斜坡—礁、滩—陆缘砂坝—潮坪所组成的进积沉积层序的高水位沉积体系域沉积序列,它们由砾屑泥晶灰岩—生屑泥晶与亮晶灰岩—钙质石英细砂岩—泥质粉砂岩和深灰色泥晶核形石灰岩的沉积序列组成,代表艾费尔期至吉维早期的沉积组合序列。顶部砂岩层的顶面,有明显的暴露剥蚀的不平整面及其黄褐色的粘土层(10—15cm)。

#### 4.1.4 第四沉积层序(B116—127)

为中泥盆世吉维中、晚期—弗拉斯初期的沉积。剖面上相当观雾山组的沉积,厚483m,其沉积层序间隔时限大致为3Ma。由海侵沉积体系域及高水位沉积体系域的序列沉积组成,直接上超在底部层序不整合界面之上。由于海平面迅速上升,随着可容空间的增大,陆源物的减少,海水变清,逐由海源碳酸盐岩代替,因而造成了区内又一较好的造礁环境,在剖面上以观雾山组下段为其代表。进入高水位期,海平面不断下降,终止了海侵体系域的造礁环境,海水变浅,形成开阔台地相的生屑灰岩及微咸化的粉晶白云岩,海平面进一步下降,在观雾山组上部形成了泻湖、潮坪环境下的生屑泥晶灰岩及微咸化的白云质灰岩,进一步浅滩化的结果,在顶部见帐篷构造及发育的爬迹。

#### 4.1.5 第五沉积层序(B128—B163)

由弗拉斯期的沉积物组成该层序,相当于剖面上土桥子组至沙窝子组下段的岩石地层单位。其沉积层序时限约10Ma,厚625m。主要由盆地边缘、台地前缘斜坡、潟湖环境下的灰黄、深灰、灰色泥质泥晶灰岩,生屑泥晶灰岩及砾屑灰岩组成,大跨度的上超于下伏进积岩组之上。在剖面上海侵沉积体系域与高水位沉积体系域表现明显。

1. 海侵沉积体系域(B128—B135)为灰色、深灰色薄层至中厚层状泥晶灰岩,生屑泥晶灰岩、白云石化条带状生屑泥晶灰岩组成,具纹层及韵律性层理,夹风暴岩及薄的腕足介壳层(海泛面),除含腕足类化石外,尚含珊瑚、介形类、竹节石及牙形石等多门类化石,其生态位具BA3—BA4的特点,属盆地边缘相的沉积。

2. 高水位沉积体系域(B136—B163)由下至上为盆地边缘→台地前缘斜坡→潟湖→潮坪相环境下所组成的进积碳酸盐岩沉积,它们由灰色薄至中厚层泥晶灰岩、生屑泥晶灰岩、瘤状泥晶生屑灰岩、团块或薄藻纹层灰岩直至淡化的黄色泥晶灰岩(含轮藻)组成,呈现BA4底栖组合向BA2底栖组合的生态环境的转化。顶部与上覆含白云质鲕粒灰岩接触为不平整界面。

#### 4.1.6 第六沉积层序(B164—B186)

为法门期的沉积,相当于剖面上的沙窝子组上部至长滩子组的一套碳酸盐岩沉积。其沉积时限大约为4.5Ma,沉积层厚为495m。包括灰、浅灰色生屑泥晶灰岩,鲕、球粒泥晶或亮晶生屑灰岩及细晶白云岩等组成。依据其沉积层序序列组合,剖面上可划分为海侵沉积体系域及高水位沉积体系域的沉积序列。

1. 海侵沉积体系域(B164—B172)下部由一套浅灰、灰色的含白云质鲕粒灰岩、中细晶白云岩、白云石化的生屑泥晶灰岩及藻纹层泥晶灰岩组成,剖面上相当于沙窝子组中上部的白云岩段。随着海侵的加强,造成了由局限的潟湖环境向开阔台地环境的转化,形成鲕球粒亮晶、泥晶灰岩。相当于剖面上的茅坝组。

2. 高水位沉积体系域(B173—B186)主要为一套浅滩→潟湖→潮坪相的极浅水的沉积。包括生屑泥晶灰岩,鲕、球粒灰岩,藻纹层灰岩及砾屑灰岩。相当剖面中的长滩子组。顶部(B186顶)见溶蚀砾屑灰岩,与上覆层下石炭统黑岩窝组白云岩呈不整合接触,至此结束了泥盆纪的沉积历史。

上述6个层序组成了区内整个泥盆纪的2级构造旋回的沉积层序。

## 4.2 四川龙门山区层序地层及古地理演化

### 4.2.1 海平面升降旋回与沉积层序地层的对比

四川龙门山桂溪—沙窝子的泥盆系,依据上述露头沉积层序特征,划分了6个沉积层序,代表6次海平面的相对升降周期,大致相当于P. R. Vail (1977)划分的3级地层旋回和海平面变化周期,每个沉积层序延续时间大致为1—12Ma。

依据剖面内海平面相对升降曲线的变化(图18),不难看出,在上述6次旋回中,包括4个较大的海平面上升周期与2个较大的海平面下降周期,即洛赫柯夫期,布拉格晚期到埃姆斯早期,吉维中期及弗拉斯早、中期的海平面上升期与艾费尔期和弗拉斯期中晚期至法门期的海平面下降期。

#### 4.2.1.1 洛赫柯夫期的海平面上升

在加里东造山期后,区内继续为上升造陆的时期,使整个龙门山地区处于剥蚀与夷平的环境。直至早泥盆世洛赫柯夫期,龙门山台缘地区由于位于扬子被动大陆边缘,受大陆

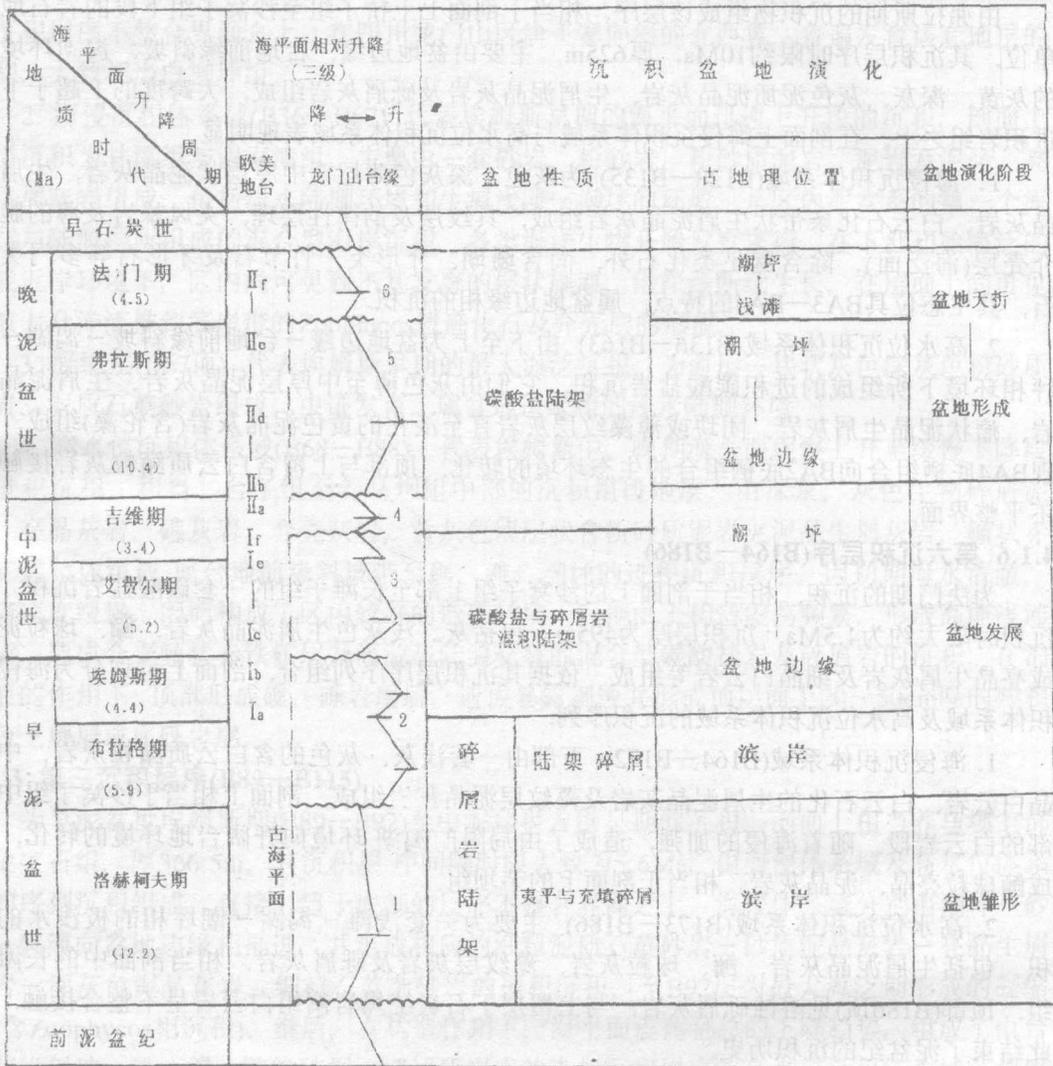


图18 四川龙门山区泥盆纪相对海平面升降曲线与沉积盆地演化

Fig. 18 Relative sea-level curves and sedimentary basin evolution in the Longmen Mountain area, Sichuan during Devonian time

板块的影响，因而造成了龙门山台缘断陷及海平面的相对上升，形成了区内陆架的雏形，并接受了滨海席状石英砂岩与粉砂质泥岩的序列沉积，使之上超于前泥盆系浅海泥岩或泥质粉砂岩之上。

上述海平面变化曲线与华南海早泥盆世被动大陆边缘的情况相似(图19)，说明区内洛赫柯夫期时龙门海与华南相通，因而可以进行沉积层序间的对比。

#### 4.2.1.2 布拉格晚期至埃姆斯早期的海平面上升

这次海平面上升，以*P. perbonus*带的发育为高潮期，造成碎屑岩陆架的形成并由碎屑岩陆架向碳酸盐岩混合陆架的沉积过渡。剖面上大致相当于白柳坪组至谢家湾组，与欧美地区上的Ia—Ib的海平面上升曲线段相当。

#### 4.2.1.3 吉维中期的海平面上升

地质年代(Ma)		华南地区	龙门山区	相对海平面升降曲线 降 ↔ 升	层序地分
晚泥盆世	法 门 期 (4.5)	邵东组	长滩子组	—	6
		锡矿山组	茅坝组		
	弗拉斯期 (10.4)	余田桥组	沙窝子组		
小岭坡组	5				
土桥子组					
中泥盆世	吉维期 (3.4)	东岗岭组	观雾山组	—	4
	艾费尔期 (5.2)	应堂组	金宝石组	—	3
养马坝组					
早泥盆世	埃姆斯期 (4.4)	四排组	二台子组	—	2
		郁江组	谢家湾组		
	布拉格期 (5.9)	拿高岭组	甘溪组		
			白柳坪组		
洛赫柯夫期 (12.2)	莲花山组	平驿铺群	—	1	

图19 华南泥盆纪与四川龙门山区泥盆纪层序地层的划分、对比图

Fig. 19 Division and correlation of the Devonian strata in South China and the Longmen Mountain area, Sichuan

吉维中期的海平面上升, 剖面上以varcus带的普遍出现为标志(图17), 与欧美地台上II的海平面升降曲线段相当。其结果使区内的混合型陆架海转化为碳酸盐陆架海, 生物大

量发育,构成了剖面中观雾山组的生物碳酸盐的沉积及其造礁环境,与我国华南碳酸盐浅海泥盆纪生物成礁期大致可以进行对比。

#### 4.2.1.4 弗拉斯早、中期的海平面上升

这次海平面上升速度很快且广泛,时代大致相等上 $asymmetricus$ 带。剖面上,即土桥子组,相当欧美地台上IIb—IId的海平面上升曲线段的沉积,造成区内地层的广泛海岸上超与华南区最广泛强大的海侵事件——余田桥期同步。

#### 4.2.1.5 艾费尔期的海平面下降

艾费尔期在区内主要是海平面相对下降阶段,相当养马坝组上部石梁子段以上至金宝石组;区内代表了*P. parawebbi*-*E. bipennatus*组合带的Id—Ie及部分If海平面下降曲线段相当,与华南广大地区艾费尔期的海退沉积应堂组至东岗岑组下部相当。

#### 4.2.1.6 弗拉斯晚期至法门期海平面下降

弗拉斯晚期—法门期,在区内主要表现为海平面的相对下降阶段,形成广泛浅滩—潮坪的环境;碳酸盐岩普遍咸化,白云岩大量发育。在区内雁门坝以*P. triangularis*带—*P. rhomboidia*带的发育为标志(图20)。甘溪剖面上以沙窝子组上部至长滩子组为代表,相当欧美地台泥盆纪海平面变化的Ie—If曲线段,与我国华南锡矿山组至邵东组相当。

上述龙门山区泥盆纪海平面升降旋回,与华南海及全球泥盆纪海平面升降曲线均是一致的(图18,19),说明本区海平面升降受控于华南海及全球大洋洋面的变化,其中区内以埃姆斯早期及弗拉斯早、中期的海平面上升与艾费尔和法门期的海退表现最为明显,它们的演化,是区内古地理变化、台盆形成与夭折的主要因素。

### 4.2.2 盆地的形成及其古地理演化概略(图18)

笔者基本同意唐德章等(1988)对龙门山地区的泥盆纪岩相古地理分析。本文在沉积层序地层分析的基础上,着重对区内泥盆纪沉积盆地的演化,提出大致可以划分为三个阶段,即盆地的雏形阶段、盆地的发展阶段和盆地形成与夭折阶段。

#### 4.2.2.1 盆地的雏形阶段(碎屑岩陆架的形成阶段)

在加里东运动后,区内形成广阔的古陆和起伏的山地,遭受了强烈的夷平与剥蚀作用,在构造的作用下造成了区内洛赫柯夫期至布拉格期的大量陆源碎屑岩与不整合底界面,并在扬子地台的西缘形成了北东—南西向的沉积断陷地带。龙门山海侵使大量夷平剥蚀的陆源物质,充填在此断陷盆地之中,形成了上述夷平—充填型的碎屑岩陆架海及后来沉积盆地发展的雏形。历时约15Ma。

#### 4.2.2.2 盆地的发展阶段(碎屑岩与碳酸盐岩混合陆架的形成阶段)

经历了第二、第三两个沉积层序的海平面升降旋回期及其沉积发展阶段,使区内盆地处于盆地边缘—台地前缘斜坡—礁、滩—滩后坪—泻湖—潮坪的沉积古地理环境(图18)。是区内第一个海源碳酸盐岩与陆源碎屑岩沉积的混合型沉积地层,直接上超在下伏沉积碎屑岩之上。大致相当甘溪组—金宝石组。整个沉积过程历时约12Ma。

#### 4.2.2.3 盆地的形成与夭折阶段(碳酸盐台盆的形成与盆地的夭折阶段)

随着上扬子古陆的逐渐夷平,陆源碎屑物的减少,在上扬子地台的西缘形成礁滩缓坡台地<sup>①</sup>。由于古气候较温暖,海水清澈,生物发育,因而造成了区内吉维期至弗拉斯期广

① 按照威尔逊意见,陆棚边缘或台地边缘海岸剖面归为三个主要类型(包括礁剖面),即I.前斜坡灰泥丘; II.圆丘礁缓坡台地(本区基本属此类型); III.边缘骨架礁。

泛的碳酸盐及礁的沉积环境,在海平面升降及构造为主的作用下,组成了第四、第五两个沉积层序的沉积,形成了区内观雾山组、土桥子组、小岭坡组及部分沙窝子组的沉积岩相面貌,构成了由盆地边缘相至泻湖、潮坪的碳酸盐岩的陆架沉积相的序列(图16),整个碳酸盐盆地最终形成。弗拉斯期末至法门期,由于盆地的充填变浅,在宽广的陆架上浅滩化十分明显,形成厚的鲕粒浅滩及潮坪环境的碳酸盐岩沉积,区内地层相当于部分沙窝子组至长滩子组。第六沉积层序沉积后,最终暴露于海面,盆地夭折,完成了区内泥盆纪盆地的沉积发展史。

从上述区内沉积盆地的演化,可以看出上扬子地台西部被动大陆边缘断陷盆地的形成和发展演化主要是构造断陷活动和龙门海海水的不断向东侵入以及古特提斯海北支向东扩展的结果。它们所形成的构造与沉积作用,使本区由滨岸陆架转变为碳酸盐台地,由陆源碎屑充填转化为碳酸盐岩沉积的发展历史。

#### 4.3 层序地层在年代地层划分对比中的应用

四川龙门山桂溪—沙窝子泥盆系剖面存在的六个沉积层序,其每个层序的建立都是通过识别一次海平面升降周期的变化所产生的沉积体系域组合序列来确定的,代表两个不整合界面及其相当的整合界面之间的沉积时限范围内的沉积组合体序列,故在不同的古地理背景条件下,相同的海平面升降周期中所产生的沉积实体序列,同在一个沉积时限范围内,具有等时的意义。据此所建立的层序序列及其层序界面亦是等时的沉积,因而可以进行相互之间的层序及其层序界线的年代地层的划分与对比,如区内第四层序与第五层序间海平面升降形成的层序界面,在桂溪—沙窝子泥盆系剖面中接近中、上泥盆统的界线,据此可大致对比在具相应层序、缺乏足够生物依据的雁门坝剖面雁B44层顶部的层序界面上(图20)。虽为相同海域,但由于离海岸线的古地理位置不同,需在搞清海平面周期变化所产生的相序后,方可进行同周期层序及其层序界线的对比。另外,由于每个沉积体系域都是同时限的沉积物实体联合组成的,代表一次海平面升降期的一个曲线段沉积,具有等时限的特性,故可利用沉积体系域的等时限性原理,进行沉积层序中年代地层的进一步划分、对比和岩相古地理图的编制。如雁门坝泥盆系剖面中弗拉斯期与法门期的年代地层界线在雁B46层中(牙形石确定的),依据相同的海平面变化曲线的沉积层序序列,可将桂溪—沙窝子泥盆系剖面中的弗拉斯期与法门期的年代地层界线置于相同的第五沉积层序的高水位体系域顶界B163层之顶的沙窝子组中(图17)。

笔者依据侯鸿飞等(1988)、钟铿等(1992)建立的华南地区泥盆纪的标准岩相柱分析,其海平面升降曲线与区内的海平面升降曲线具相似的性质(图19),从目前所获资料看华南海同龙门海所具的生物相序均极为相似,证明两个海域是沟通的,因而可以依据海平面的变化、沉积层序组合序列,进行沉积层序地层和年代地层的对比(图19)。

如图18所示,华南海与龙门海的海平面变化曲线与欧美地台区的大洋海平面变化曲线可以对比,说明龙门海与华南海也同时受控于大洋海平面的变化,因而可以与欧美地台区沉积层序及其标准的年代地层对比。所以笔者认为,建立沉积层序地层系统,广泛应用于年代地层的划分,特别是在缺乏生物的地层中,应用层序地层的沉积组合序列划分对比年代地层,将获得事半功倍的效果。

#### 4.4 沉积层序地层及其造礁环境与沉积铁矿的成矿规律

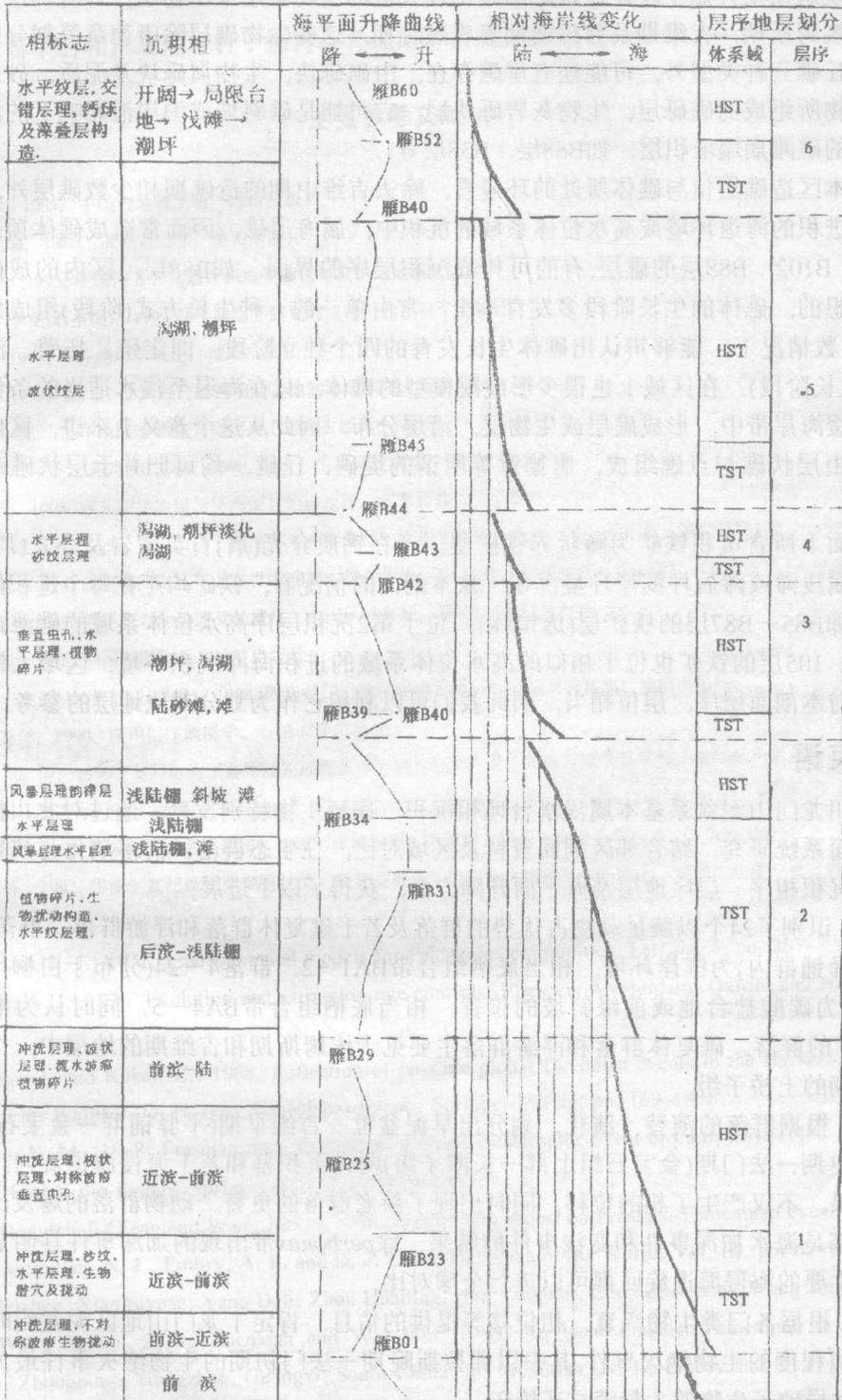
依据唐德章等(1988)的资料和笔者的野外观察,四川北川桂溪—沙窝子泥盆系剖面

地层系统			生物化石带(组合)	柱状图(示意)	地层厚度(m)
年代(Ma)	岩石	层号			
泥盆系	上统	法门组	雁B60 雁B50	<i>Polygnathus yammenhaensis</i> <i>Apathognathus</i> 组合	698
		沙窝子组	雁D49	<i>Cyrtospirifer sinensis</i> 组合 <i>Palmatolepis marginifera</i> 带 <i>P. rhomboidia</i> 带 <i>P. triangularis</i> 带 <i>P. gigas</i> 带	249
			土桥子组		
		中统	观雾山组	雁B44 雁B42	<i>Schmidtognathus hermanni</i> 带
	艾费尔阶		金宝石组	雁B49	168
			养马坝组	雁B36	
	埃姆斯阶		二台子组	雁B35	79
			谢家湾组	雁B34	69 98
			甘溪组	雁B31	
	下统	布拉格阶	白柳坪组	雁B30	65
洛赫柯夫阶			平	雁B29 雁B28上	<i>Sinoszechuanaspis yammenhaensis</i> <i>Lungmenshanaspis kiangyousensis</i> 组合
		驿	雁B28 雁B24	255	
		铺	雁B28 雁B15	225	
		群	雁B14 雁B01	121	
志留系					

图20 四川龙门山地区雁门坝泥盆系露

注:据蒋武、邓涛(1990)

Fig. 20 Devonian outcrop sequence and sea-level changes in Yanmenba, Longmen



头层序地层剖面及海平面变化图  
实测剖面图修编而成

Mountain area, Sichuan (modified from Jiang Wu and Deng Tao, 1990)

中,从埃姆斯期开始至晚泥盆世,陆续出现大量的生物礁层或生物层,计有23层以上,主要包括埃姆斯期、吉维期及弗拉斯期等成礁时期。这些生物礁层除唐德章等划分的点礁、堤礁与丘礁三种类型外,可能还有岸礁存在,由礁砾块、生物屑砾块及泥质、砂质介壳基质填隙物所组成的礁砾层、生物灰岩砾块层;它可能是礁斜坡或泊岸浪影响下的海岸地带所形成的礁滩崩塌堆积层,如B88层、B38层等。

从本区造礁层位与礁体所处的环境看,除去吉维中期的造礁期和少数礁层外,大多是生长在进积的海退环境或高水位体系域的沉积中,属海退礁,因而常造成礁体顶部暴露,如B83, B102, B88层的礁层,有的可构成沉积层序的界面,如B88层。区内的成礁条件是不够理想的,礁体的生长阶段多发育不全,常由单一的一种生长方式(阶段)组成礁或礁灰岩层(多数情况下,能够辨认出礁体生长发育的四个独立阶段,即定殖、拓殖、泛殖与统殖4个生长阶段)。在区域上也很少形成规模型的礁体,只在海退至浅水适当的条件下,在区内平缓海岸带中,形成礁层或生物层,沿层分布。因此从这个意义上来讲,区内礁体主要就是由层状礁与点礁组成,唐德章等所谓的堤礁、丘礁,均可归并于层状礁或生物层中。

剖面上所含沉积铁矿为鲕状赤铁矿层,产在钙质介壳(屑)石英砂岩及介壳(屑)砂质灰岩中,属浅滩或滩后坪滨岸环境沉积。从本剖面的情况看,铁矿均产在每个进积体系域沉积中,如B85—B87层的铁矿层(透镜体),位于第2沉积层序高水位体系域的礁滩或礁后坪环境中;105层的铁矿也位于相似的高水位体系域的进积海滩沉积环境。区域上铁矿产出层位均与本剖面层序、层位相当,因此我们可以利用它作为划分对比地层的参考。

## 5 结束语

四川龙门山泥盆系基本属浅水台地相沉积,底栖生物特别发育。通过对北川桂溪—沙窝子剖面系统研究,结合邻区剖面资料及区域对比,在生态群落、群落演化与演替、地质事件、沉积相序、层序地层及海平面升降方面,获得了以下进展。

1. 识别了24个以腕足动物占优势的群落及若干礁复合群落和浮游群落。群落1—3(分布于平驿铺群内)为滨岸环境,相当底栖组合带BA1—2。群落4—24(分布于白柳坪组—茅坝组中)为碳酸盐台地或前缘斜坡的位置,相当底栖组合带BA4—5。同时认为本区缺失BA5以下的群落。礁复合群落和浮游群落主要见于埃姆斯期和吉维期的地层中,个别见于弗拉斯期的土桥子组。

2. 根据群落的演替、演化,划分出早泥盆世—吉维早期(平驿铺群—金宝石组下部)与吉维中期—法门期(金宝石组上部—长滩子组)两大沉积幕和若干海侵海退旋回。每次海侵的结果,不仅产生了相的位移,同时出现了新老群落的更替。动物群落的爆发出现在突然消失都是海水加深事件和变浅事件的结果。除*perbonus*带出现的加深事件具明显的区域性外,主要的海侵海退旋回都可以进行全球对比。

3. 根据各门类生物兴衰、相位移等提供的信息,肯定了龙门山地区泥盆纪时期存在若干不同程度的生物绝灭事件,其中以弗拉斯晚期—法门初期的生物绝灭事件最为重要,这次事件导致了生物的大量消亡或绝灭。

4. 根据海平面升降曲线及层序界面的确定,划分出由海侵体系域到高水位体系域所组成的6个三级沉积层序。这些层序,明显具有较宽缓的陆架和向陆推进式的海岸上超层

序的特征。

5. 对若干岩相古地理进行了探讨,并提出了新的见解。

### 主要参考文献

王鸿祯等, 1985, 中国古地理图集, 地质出版社。

刘宝珺主编, 1980, 沉积岩石学, 地质出版社。

刘宝珺等, 1993, 中国南方古大陆沉积地壳演化与成矿, 地质出版社。

刘宝珺、李文汉(主编), 1994, 层序地层学研究与应用, 四川科学出版社。

齐文河, 1990, 事件地层学概论, 地质出版社。

刘两银, 1993, 龙门山冲断带与川西前陆盆地的形成演化, 成都科技大学出版社。

李文汉, 1989, 层序地层基础和关键定义, 岩相古地理, 第6期。

戎嘉余、方宗杰、吴同甲(主编), 1990, 理论古生物学论文集, 南京大学出版社。

许效松等, 1993, 露头层序地层与华南泥盆纪古地理, 成都科技大学出版社。

杨文杰、洪庆主, 1990, 龙门山唐王寨地区逆冲推覆体的沉积学研究, 西南石油学院学报, 第12卷第3期。

陈源仁等, 1994, 四川龙门山区早泥盆世中晚期古群落分析, 39-82页, 成都科技大学出版社。

赵永年等, 1983, 四川省大地构造及其演化, 中国区域地质, 第8号, 地质出版社。

侯鸿飞等, 1988, 中国的泥盆系, 地质出版社。

侯鸿飞、方正权、鲜思远(主编), 1988, 四川龙门山地区泥盆纪地层古生物及沉积相, 地质出版社。

张宏达等译, 1990, 应用层序地层学, 石油大学出版社。

蒋武、邓涛, 1990, 龙门山唐王寨地区逆冲推覆体生物地层学研究, 西南石油学院学报, 第12卷, 第3期。

钟铿等, 1992, 广西的泥盆系, 中国地质大学出版社。

曾允孚等, 1993, 中国南方泥盆纪岩相古地理与成矿作用(中国南方岩相古地理系列丛书), 地质出版社。

鲜思远等, 1992, 华南泥盆纪埃姆斯期腕足类、双壳类群落、竹节石生物相及生态地层, 岩相古地理, 第三辑, 四川科学技术出版社。

Anderson, E. J., 1971. Environmental models for Paleozoic communities. *Lethaia*, 4, pp. 287-302.

Boucot, A. J., 1970. Evolution and extinction rate controls. Elsevier, Amsterdam, Oxford and New York, XV+427.

Chlupac, I. and Kukal, Z., 1988. Reflection of possible global Devonian events in the Barrandian Area.

C. S. S. R., In: Walliser, O. H. (ed), *Global Bio-Events*. Springer-Verlag, pp. 169-180.

Farsan, N. M., 1988. Frasnian mass extinction: a single catastrophic event or cumulative?. In: Walliser, O. H. (ed), *Global Bio-Events*. Springer-Verlag, pp. 189-198.

Hou Hongfei, Ji Qiang and Wang Jinxin, 1988. Preliminary report on Frasnian-Famennian events In South China. In: Mcmillan, N. J., Embry, A. F. and D. J. Glass: *Devonian of the World*. Vol. III, pp. 63-70.

Jia Huizhen, Xian Siyuan, Yang Deli, Zhou Huailing, Han Yingjian, Chen Zhenhuan, Wang Jinxin, Wang Ruigang, Wang Shitao, Zhang Zhenxian and Wei Min, 1988. An ideal Frasnian/Famennian boundary in Ma'anshan, Zhongping, Xiangzhou, Guangxi, South China. In: Mcmillan, N. J., Embry and D. J. Glass (ed), *Devonian of the World*. Vol. III, pp. 79-92.

Ji Qiang, 1989. On the Frasnian-Famennian mass extinction events in South China. *Courier Forsch-Inst. Senckenberg*, 117: 275-301, 17 Figs., 4pls.

Johnson, J. G. and Sandberg, C. A., 1989. Devonian eustatic events in the western United States and their biostratigraphic responses. In: Mcmillan, N. J., Embry, A. F., and Glass D. J. (ed), *Devonian of the World*, Vol. II, pp. 171-178.

Johnson, J. G., Klapper, G. and Johnson, J. G., 1990. Lower and Middle Devonian brachiopod-dominated communities of Nevada, and their positions in a biofacies-Province-Realm Model. *J. Paleont.*, 64(6), pp. 902-941.

Racki, G., 1988. Middle to Upper Devonian boundary beds of the Holy Cross Mts: brachiopod response to eustatic events. In: Walliser, O. H. (ed), *Global Bio-Events*. Springer-Verlag, pp. 203-212.

Racki, G., 1988. Middle to Upper Devonian boundary beds of the Holy cross Mts Central Poland: introduction to ecostratigraphy. In: Mcmillan, N. J., Embry, A. F. and Glass D. J.(ed), *Devonian of the World* Vol. III, pp. 119-130.

Wallace, P., 1972. Populations and paleo-environments in the Devonian of the Cantabrian Cordillera, North Spain, 24th Internat., Geol., Cong., Section 7.

Wang Yu, Boucot, A. J., and Rong Jiayu, 1987. Community paleoecology as a geologic tool: the Chinese Ashgillian-Eifelian (Latest Ordovician through early Middle Devonian) as an example; *Special Paper Geol. Soc., America*. Vol. 211.

## DEVONIAN ECOSTRATIGRAPHY, SEQUENCE STRATIGRAPHY AND SEA-LEVEL CHANGES IN GANXI, LONGMEN MOUNTAIN AREA, SICHUAN

Xian Siyuan, Chen Jirong and Wan Zhengquan  
*Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources*

### ABSTRACT

The Ganxi section in the Longmen Mountain area, Sichuan is a key Devonian section in China. The study is intended to examine the ecostratigraphy, sequence stratigraphy and event stratigraphy for the purpose of delineating the sea-level changes in the study area during Devonian time and providing the regional background data for the study of the global sea-level changes.

The Ganxi section abounds in benthic fossils which may be categorized into twenty-four brachiopod communities in the ascending order from the Lochkovian to Frasnian strata. They are: 1. *Lingula* community, 2. *Strophochonetes-Howellella* Community, and 3. *Orientospirifer-Howellella* Community in the Lochkovian-Pragian strata; 4. *Strophochonetes-Orientospirifer* Community, 5. *Howittia-Athyrisina* Community, 6. *Rostrospirifer-Athyrisina* Community, 7. *Dicoelostrophia-Rostrospirifer* Community, 8. *Euryspirifer* Community, 9. *Otospirifer*

*Xiejianwanensis* Community, 10. "*Vagrana*" – *Parachonetes* Community, 11. *Mesodouvillina-Megastrophia* Community, 12. "*Otospirifer*" – *Athisina* Community, 13. *Otospirifer-Luanquenella* Community, 14. *Desquamatia-Chuanostrophia* Community, and 15. *Neocoelia* Community in the Emsian strata; 16. *Zdimir* Community and 17. *Atrypids-Schizophoria* Community in the Eifelian strata; 18. *Stringocephalus* Community, 19. *Independatrypa-Uncinulus* Community, and 20. *Leiorhynchus-Emanuella* Community in the Givetian strata; 21. *Zhonghuacoelia-Leiorhynchus* Community, 22. *Leiorhynchus* Community, 23. *Schizophoria-Gypidula-Atrypa* Community, and 24. *Cyrtospirifer* Community in the Frasnian strata.

In addition, a number of compound reefal communities and planktonic communities have been established as well.

The characteristics, diversities, compositions, benthic associations and their bearings on sedimentary environments are discussed in the present paper. The brachiopod fossils were less developed, with a very low diversity and benthic associations of BA1 and BA2 during the Lochkovian stage. Till the Emsian stage, the brachiopods flourished unprecedentedly, with a diversity ranging between 15 and 16, and benthic associations of BA2 and BA3. Marked by the *Zdimir* Community, the culmination of diversity initiated in the latest Emsian stage might be lasted to the earliest Eifelian stage. The rapid drop of diversity in the middle and late Eifelian stages marked the beginning of the regression after the Emsian stage. There was another culmination of diversity in the middle Givetian. The benthic associations varied between BA2 and BA3, as indicated by the occurrence of the *Stringocephalus* Community and the *Independatrypa-Emanuella* fauna. There was a gradation from the benthic associations BA3 to BA4 in the late Frasnian, indicating the effect of the world-wide transgression on the study area. The Famennian stage is characterized by the remarkable drop of diversity, the prevalence of the benthic association BA2 and the appearance of lagoon and oolitic shoal facies indicative of the beginning of the large-scale regression.

On the basis of the community characteristics and diversities, benthic associations, sedimentary environments and conodont zones, eleven transgression-regression events (biogenetic or non-biogenetic) are separated in the study area, including: 1. the Silurian/Devonian boundary event, 2. the Gangou event (tentatively), 3. the basal transgressive event in the Bailiuping Formation, 4. the sea-level rise event in the *dehiscens* zone (IB), 5. the sea-level rise event in the *perbonus* zone, 6. the regression event in the lower *serotinus* zone (the uppermost of IB), 7. the sea-level rise event at the Middle-Lower Devonian boundary, 8. the late Eifelian sea-level fall event, 9. the early-middle Givetian sea-level rise event, 10. the early Frasnian sea-level rise event, and 11. the Frasnian/Famennian extinction event.

The petrological and biological indicators and time duration for the events outlined above are herein described and compared with those in South China. The emphasis is on the effect of the Frasnian/Famennian extinction event on the study area. For instance, a great variety of

fossils are identified in the late Middle Devonian (Givetian) and the early Late Devonian (Frasnian) strata of the Ganxi section, including ten families and twenty-six genera of rugose corals, ten families and twenty genera of *Stromatopora*, and thirteen families and twenty-five genera of brachiopods. However, the sea water began to invade this area during the Middle Devonian (Givetian), and then gradually retreated during the Frasnian stage (in the middle part of the Tuqiaozi Formation corresponding roughly to the upper part of the *asymmetricus* zone). The further regression in the *Anc. triangularis* zone (i.e. the uppermost of the Tuqiaozi Formation) and the variations in sedimentary environments caused the common genera and species of brachiopods (about 56%) to be extinguished successively. Afterwards, the regression was maintained, and frequent rise and fall of sea level occurred. The more enclosed and restricted circumstances, and higher salinity of sea water resulted in the severe disruption of the marine ecological systems and the further extinction of organisms on a large scale. Till the late Frasnian (the upper part of the *gigas* zone, i.e. the bottom of the Shawozi Formation), large quantities of rugose corals and stromatopora rapidly died and were even extinguished, with an extinction rate of 70% (seven families) and 80% (twenty-one genera) for rugose corals; 60% (six families) and 70% (fourteen genera) for *Stromatopora*. Except minor amount of brachiopods, rugose corals and *Stromatopora*, most of the macrofossils were almost extinguished at the end of the Frasnian stage (i.e. the middle part of the Shawozi Formation, corresponding to the uppermost of the *gigas* zone). The organic reefs which were once flourishing from the Middle Devonian onwards disappeared without exception. It was till the Late Famennian stage (corresponding to the *costatus* zone) when the corals and *Stromatopora* became thriving again.

The Devonian strata in the study area as the sedimentary cover following the Caledonian tectonic cycles are attributed to the progradation of the sandy coasts towards the carbonate platforms during the overall rise of sea level and transgression. Six third-order depositional sequences have been divided according to sea-level and facies cycle changes.

The first depositional sequence (B1-B30) with a time interval > 12.2 Ma covers the Lochkovian strata and part of the Pragian terrigenous elastic strata (Pingyipu Group), consisting of the transgressive systems tract and highstand systems tract overlapped upon the pre-Devonian strata.

The second depositional sequence (B31-B88), with a time interval < 10.3 Ma and type 2 unconformity boundary, represents the depositional cycles from the Pragian retrogradational sediments to the middle and late Emsian progradational sediments corresponding to the Bailiuping, Ganxi, Xiejiawan and Ertaiqi Formations and the middle part of the Yangmaba Formation. The sequence comprises a series of mixed terrigenous elastic and carbonate sediments consisting of the shelf-margin systems tract, transgressive systems tract and highstand systems tract.

The third depositional sequence with a time interval of about 5.6 Ma is arranged into the late Emsian (B89–B92) and early Givetian sediments corresponding to the upper part of the Yangmaba Formation and Jinbaoshi Formation. The sediments in this sequence consist of mixed terrigenous clastic and carbonate sediments including the transgressive systems tract and highstand systems tract overlapped immediately upon the basal unconformity boundary.

The fourth depositional sequence (B116–B127), with a time interval of about 3 Ma and corresponding to the Guanwushan Formation, is assigned to the middle and late Givetian and early Frasnian sediments consisting of the transgressive systems tract and highstand systems tract overlain immediately upon the basal unconformity boundary. The sequence was replaced later by the marine carbonate rocks which serve as good sites of reef development due to the decrease in the terrigenous clasts during the rapidly rising of sea level.

The fifth depositional sequence (B128–B163), with a time interval of about 10 Ma and corresponding to the Tuqiaozi Formation and the lower part of the Shawozi Formation, represents the Frasnian sediments assembled dominantly by muddy micritic limestones, biohermal micritic limestones and calcirudite in the basin-margin, platform foreslope and lagoon facies. The transgressive systems tract and highstand systems tract are noted in this sequence.

The sixth depositional sequence (B164–B186) represents the Famennian carbonate sediments with a time interval of about 4.5 Ma and corresponding to the upper part of the Shawozi Formation and Changtanzi Formation. The sequence is made up of the grey and light grey biohermal micritic limestones, ooidal and pelletal micritic or spar biohermal limestones and fine crystalline dolostones. The transgressive systems tract and highstand system tract may be observed in this sequence.

The preceding depositional sequences approximately correspond to the third-order stratigraphic cycles and sea-level cycles by Vail (1977) with a time duration ranging between 1 and 12 Ma, of which four major rising stages of sea level, i.e. the Lochkovian, late Pragian-early Emsian, middle Givetian, and early-middle Frasnian, and two major falling stages of sea level, i.e. the Eifelian and middle-late Frasnian to Famennian have been distinguished.

Three stages are also suggested in this paper for the formation and evolution of the passive marginal fault basins on the western margin of the Upper Yangtze platform, including the basin initiation stage (formation of the siliciclastic shelf), basin development (formation of the mixed siliciclastic and carbonate shelf), and basin formation and termination.

**Key words:** Longmen Mountain, Devonian, ecological community, biological event, depositional sequence, sea-level change