

扬子板块东南边缘海西-印支期边缘前陆盆地演化及南方大地构造问题^①

吴应林 秦建华 朱忠发
牟传龙 罗崇迅 谭钦银

(成都地质矿产研究所)

序 言

前陆盆地是由板块碰撞引起侧向挤压,进而形成冲断推覆体(thrust mass)加载于大陆边缘,使大陆地壳周缘前陆隆起(peripheral forebulge)形成的一种不对称盆地,它的一侧与发育周缘前陆隆起的克拉通大陆为邻,另一侧靠近冲断推覆体。靠近冲断推覆体侧的一端主要发育陆源碎屑沉积,而靠近克拉通大陆的一边则发育成为碳酸盐台地。由于碰撞后大陆岩石圈的持续俯冲,造成冲断推覆体跨过先前被动大陆边缘,进而向克拉通陆内迁移发展,致使碳酸盐台地最终全被陆源碎屑掩埋。

最初,冲断推覆体位于海平面之下,随着冲断推覆体叠加而成山链,加载于大陆边缘薄的外部地壳之上,沿缝合线形成一个深而狭长的边缘海槽地,接受陆源泥和深海沉积物沉积。与此同时,由于冲断推覆体加载造成地壳挠曲引起先前被动大陆边缘陆架抬升。随着大陆地壳的向下俯冲,前陆盆地边缘发生裂隙下沉。因此,在古代露头剖面上,可以不整合(或变浅层序)为标志,区分出被动大陆边缘和前陆盆地。而且,前陆盆地的早期沉积,是一种向上变深的层序。

后来,当冲断推覆体叠加成高山峻岭并向先前被动大陆边缘迁移时,产生大量碎屑并越过狭窄的碎屑陆架以重力流形式进入边缘海槽。起初,海槽盆地的近源端尚能容纳所有来自于碰撞造山带的碎屑物,但随着陆壳的持续俯冲,冲断推覆体迁移进入克拉通内开始加载于较厚、较老和较硬的陆壳上,造成前陆盆地变宽、变浅、致使边缘海槽不能再容纳所有来自冲断推覆体的碎屑,便逐渐向克拉通陆内超覆,最终成为陆相磨拉石盆地。因此,在剖面上,前陆盆地沉积的上部便构成一个向上变浅、由海相至陆相的沉积层序。

中国南方由扬子和华南两个板块组成。扬子板块北部和东南部均为被动大陆边缘,大致于加里东晚期分别开始与华北、华南板块对接碰撞而开始了前陆盆地的发展。本文将主要讨论扬子板块东南部边缘前陆盆地演化,并根据它的演化史阐述南方大地构造格架。

一、前陆盆地演化

扬子板块东南边缘是一个不规则的碳酸盐被动大陆边缘,加里东晚期,沿绍兴—江山—

萍乡—郴州—梧州一线并向西沿黑水河开始与华南板块大部分地段发生碰撞, 扬子板块东南部被动大陆边缘随之进入前陆盆地发展时期。该前陆盆地的演化史就是扬子与华南板块碰撞缝合的发展史。按照构造活动和沉积作用, 划分以下五个发展阶段。

(一) 板块碰撞——边缘隆起(D_1 前)

早古生代末期的板块碰撞, 引起大陆岩石圈周缘隆起, 致使早古生代扬子板块被动大陆边缘碳酸盐陆架发生抬升。隆起和抬升的证据就是下、中泥盆统(源口组、跳马涧组)与下伏早古生代地层的侵蚀不整合及不整合面以上来自克拉通大陆的陆屑沉积(图 1)。这个不整合遍及滇东南以东扬子板块东南部边缘。

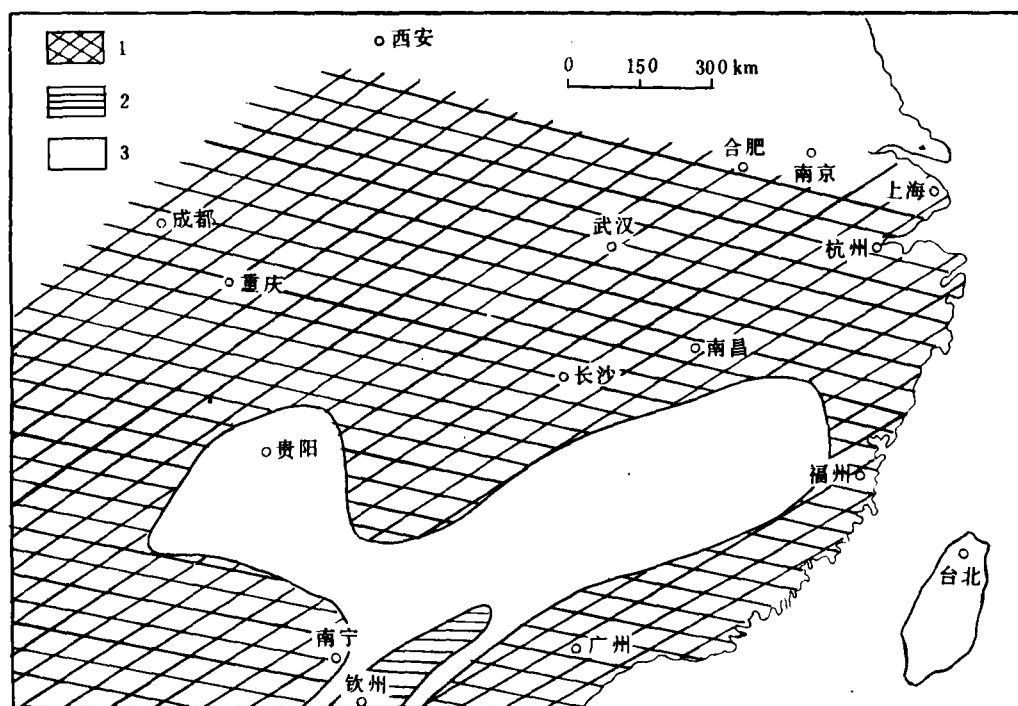


图 1 华南早、中泥盆世岩相古地理略图

1-古陆; 2-海相; 3-陆相和过渡相

Fig. 1 Simplified Early and Middle Devonian sedimentary facies and palaeogeography in South China

1=old land; 2=marine facies; 3=continental and transitional facies

(二) 边缘引张——盆地下沉欠补偿发展(D_2-P_2)

中、晚泥盆世至晚二叠世, 由于前陆隆起边缘引张而使北东向(湖南、江西地区)和北西向(广西)基底断裂活化, 产生了一条平行缝合线、沿大陆边缘分布的伸展滑脱构造带。受其影响形成了华南海西-印支期特有的深水盆地与浅水台地相间排列的“槽台结构”古地理景观。盆地主要由薄层硅质岩、泥质灰岩和扁豆状灰岩组成, 呈欠补偿状态(图 2)。

钦防海槽是扬子板块与华南板块于加里东末期在湘赣和黑水河一带发生缝合后剩下的残留海槽。在这里发生泥盆纪、石炭纪和二叠纪的穿时不整合, 它标志着扬子与华南板块在早二叠世末才开始发生终极缝合, 同时也预示着扬子板块东南边缘的东部一个统一前陆盆地的最后形成(图 3)。

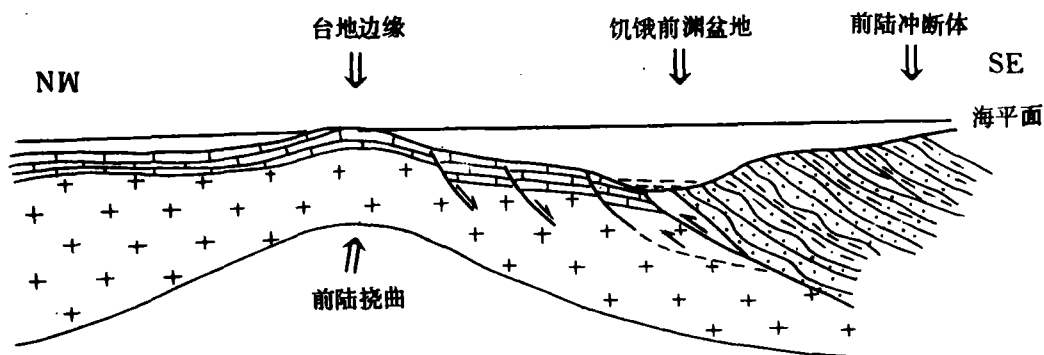


图2 欠补偿前陆盆地沉积模式示意图

Fig. 2 Sedimentary model of a starved foreland basin in South China

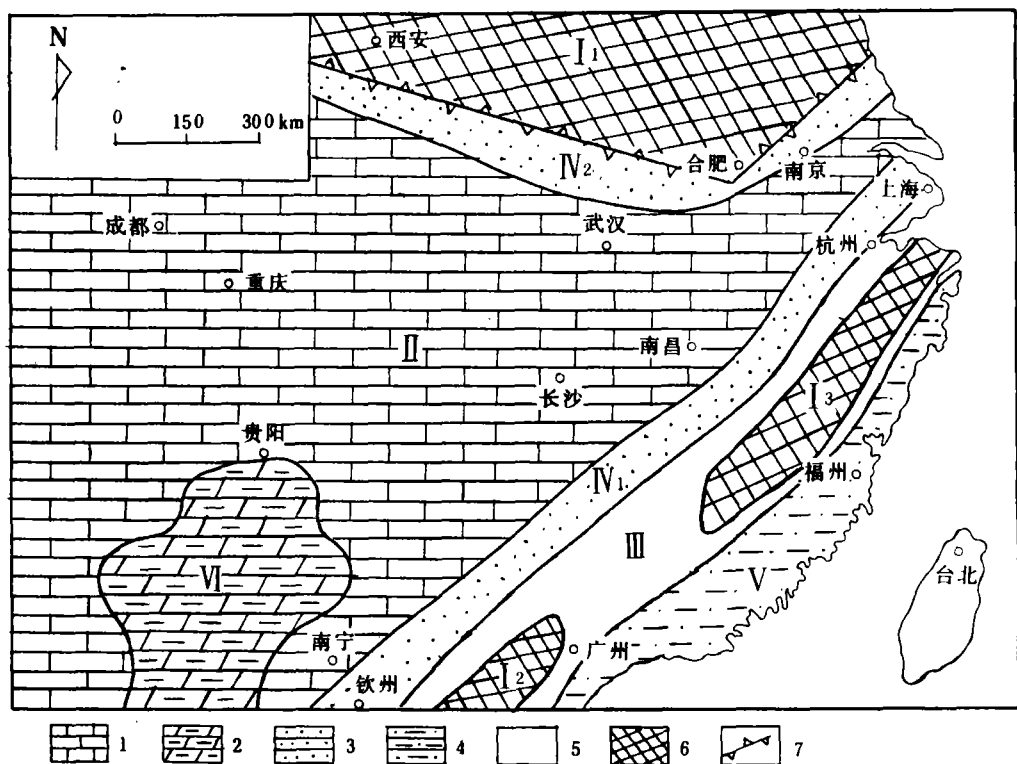


图3 华南早三叠世岩相古地理略图

1-灰岩; 2-泥灰岩; 3-砂岩; 4-粉砂岩; 5-陆架碎屑; 6-古陆; 7-缝合线

I-古陆; I₁-华北古陆; I₂-云开古陆; I₃-浙赣古陆; II-扬子台地; III-碎屑陆架; IV-前陆盆地;

IV₁-浙赣湘桂前陆盆地; IV₂-扬子北缘前陆盆地; V-浙闽粤大陆边缘; VI-黔桂裂谷盆地

Fig. 3 Simplified Early Triassic sedimentary facies and palaeogeography in South China

1=limestone; 2=marl; 3=sandstone; 4=siltstone; 5=shelf clasts; 6=old land; 7=suture zone

I=old land; I₁=North China old land; I₂=Yunkai old land; I₃=Zhejiang-Jiangxi old land; II=Yangzi platform;

III=siliciclastic shelf; IV=foreland basin; IV₁=Zhejiang-Jiangxi-Hunan-Guangxi foreland basin; IV₂=northern Yangzi foreland basin; V=Zhejiang-Fujian-Guangdong continental margin; VI=Guizhou-Guangxi rift basin

(三) 补偿充填阶段(T_1)

边缘前陆盆地于早三叠世开始接受陆源碎屑浊积岩沉积(上思在妙、宜春),表明前陆盆地已由欠补偿状态进入到补偿充填阶段。来自于前陆冲断席的陆源碎屑以重力流形式大量倾泻进入前陆盆地。此时,边缘的深水海槽尚能容纳造山带供应的陆源碎屑物质而不影响远陆端的碳酸盐台地发育(图3)。

(四) 迁移扩大阶段(T_2)

因大陆岩石圈的持续俯冲,引起前陆冲断席和前陆隆起向克拉通迁移,由此造成前陆盆地变宽、变浅,陆源碎屑从海槽向北西方向的克拉通超覆,逐渐限制并埋藏了碳酸盐台地,发育了中三叠世浅海相、过渡相沉积,即三宝坳组、麒麟山组及巴东组、黄马青群地层,并开始发生褶皱和冲断。

(五) 后造山——陆相磨拉石盆地(T_3)

晚三叠世,陆源碎屑向北西方向的克拉通大规模超覆并继续褶皱、冲断,沉积了陆相粗碎屑沉积物(安源群),标志着前陆盆地已进入陆相磨拉石盆地发展阶段。这就是人们早已熟知的古典的前陆盆地。

二、华南大地构造问题

扬子板块和华南板块构成了华南大地构造基本格架。扬子板块东南部和北部边缘均属于被动大陆边缘。华南板块西北边缘为活动边缘,东南为被动边缘。对于扬子和华南板块之间发生碰撞的时间和造山带演化,经过国内外许多学者研究,大致可归纳以下几种观点:

(1) 扬子与华南板块于加里东期发生碰撞关闭,并于海西、印支期发生地台活化形成再生地槽。这是国内较为普遍的观点。

(2) 认为扬子与华南板块是以剪刀旋转式发生板块碰撞,时间开始于晋宁期,结束于海西期二叠纪(水涛,1986)。

(3) 认为华南与扬子板块之间于早三叠纪尚存在大洋,造山作用发生在晚三叠世(许靖华等,1987)。

经我们研究,认为华南与扬子板块边界是不规则的,加里东晚期首先在郴州、梧州以东及黑水河一带发生碰撞,海西期的钦防海槽最后缝合发生于二叠纪,即从泥盆纪至二叠纪发生碰撞,并由被动大陆边缘向前陆盆地转化。

有关南方大地构造,现重点讨论下面几个问题:

1. 对泥盆系与下伏古生代地层之间不整合的认识

有人曾认为它是由海平面变化引起的。而我们对华南一带海西-印支期沉积剖面序列的分析研究,表明它是由大陆边缘周缘隆起形成的,是大陆发生碰撞的直接反映。理由是:(1) 沿缝合线以北,在扬子板块上不整合面的走向分布与后期海槽平行,这和一般的前陆隆起是一致的;(2) 不整合面下伏地层的时代(Z-S)在近距离内变化很大,表明存在过褶曲变形;(3) 在沉积上紧随不整合面之后就出现深水沉积,如湖南、江西等地,不整合之上的跳马涧组陆相过渡相碎屑沉积之后,紧随就出现盆地相沉积。图4是前陆盆地沉积层序综合示意图。

2. 黔桂盆地特殊的地质演化史

国内多数学者认为它是在加里东褶皱基底上的海西-印支期特提斯再生裂谷。许靖华等

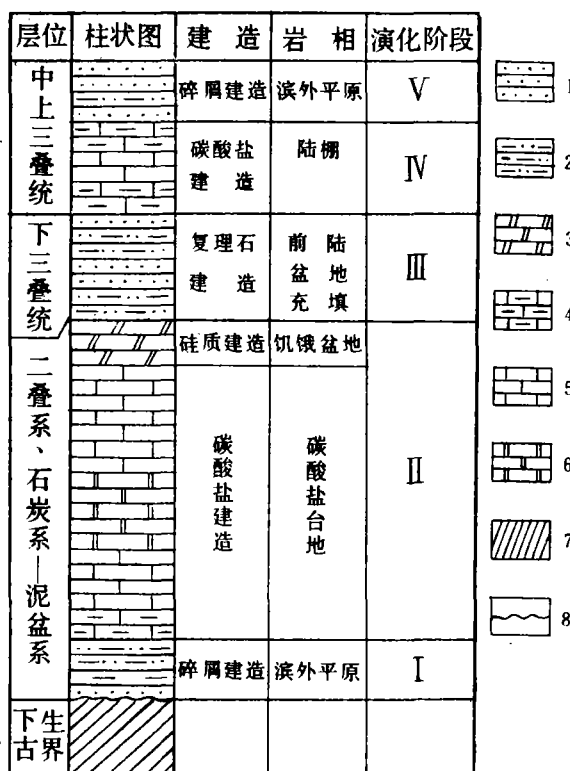


图4 华南海西-印支期前陆盆地沉积层序示意柱状图

1-砂岩;2-粉砂岩;3-硅质岩;4-泥灰岩;5-灰岩;6-白云岩;7-下古生界地层;8-不整合面

I-碰撞挠曲;II-下沉欠补偿;III-浊积岩充填;IV-迁移扩大阶段;V-陆相磨拉石

Fig. 4 Sedimentary sequence in a Hercynian-Indosinian foreland basin in South China

1=sandstone; 2=siltstone; 3=siliceous rocks; 4=marl; 5=limestone; 6=dolomite;

7=Lower Palaeozoic strata; 8=unconformity interface

I=collision-crustal upwarping stage; II=subsidence-starved basin stage; III=turbidite filling stage;

IV=migration-enlargement stage; V=continental molasse stage

(1987)认为它是“一个已经冲断到贵州褶皱带上的古代岛弧组合”。我们认为它的演化与印支板块发展息息相关。早二叠世以前,印支板块是华南板块的一部分,并于加里东末期与扬子板块发生碰撞,黔桂地区相应地进入前陆盆地发展阶段。早二叠世末,钦防海槽发生关闭,标志着扬子与华南板块之间发生了终极缝合。但与此同时,印支板块与华南板块和扬子板块开始沿金沙江经红河断裂带发生分离。作为大陆裂谷前兆的热地幔隆起,引起了黔南桂西晚二叠世大规模海退,接受陆相、过渡相沉积(龙潭煤系,吴家坪组底部王坡页岩)。晚二叠世拉斑玄武岩的溢出标志着黔南桂西地区进入了特提斯大陆裂谷发展阶段。二叠纪晚期(长兴期)至早三叠世,黔桂地区属于扬子板块边缘并一直保持被动大陆边缘性质。早三叠世末期,随着印支板块与扬子板块再次发生对接碰撞而于中晚三叠世进入前陆盆地发展阶段(图5),接受复理石和磨拉石建造沉积。

3. 关于三叠纪特提斯洋问题

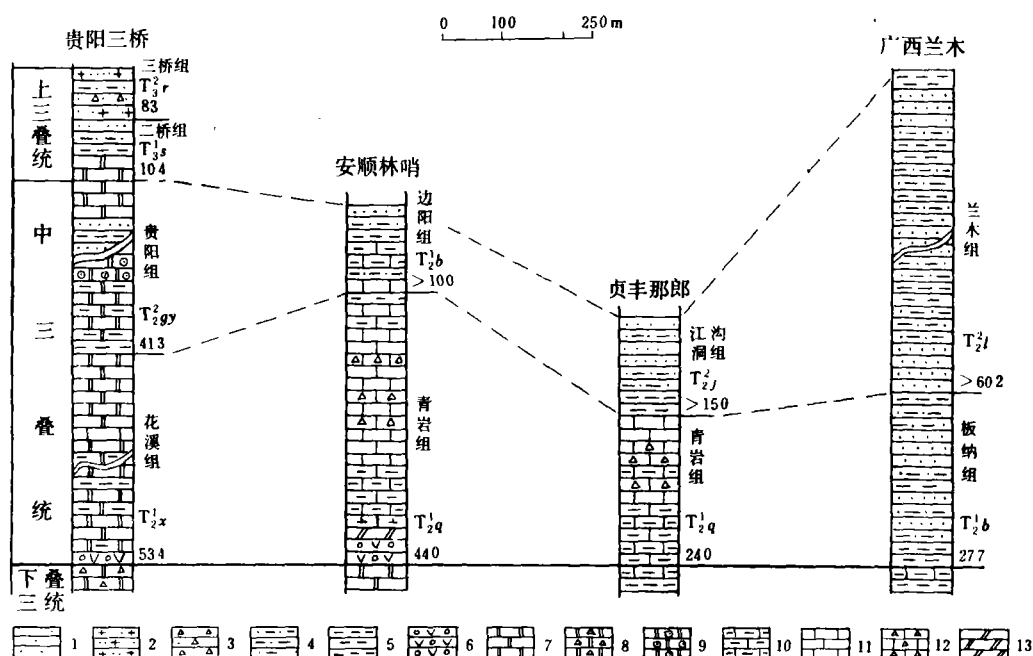


图 5 黔南桂西中、晚三叠世前陆盆地沉积剖面对比图

1-砂岩; 2-石英砂岩; 3-长石砂岩; 4-粉砂岩; 5-页岩; 6-火山凝灰岩(绿豆岩); 7-白云岩;
8-角砾状白云岩; 9- I 鲕粒白云岩; 10-泥灰岩; 11-灰岩; 12-角砾灰岩; 13-硅质岩

Fig. 5 Correlation of Middle and Late Triassic sedimentary sections of the foreland basin in southern Guizhou and western Guangxi

1=sandstone; 2=quartzose sandstone; 3=feldspathic sandstone; 4=siltstone; 5=shale; 6=volcanic ruff (mung bean rocks); 7=dolomitite; 8=brecciated dolomitite; 9=oolitic dolomitite; 10=marl; 11=limestone; 12=brecciated limestone; 13=siliceous rocks

许靖华等(1987)曾推断扬子与华南板块之间存在三叠纪特提斯洋,怀疑它一部分包含在褶皱变质的板溪群之中。我们认为印支期特提斯洋未能进入到华南本部。主要证据是:(1)在二叠纪扬子与华南板块发生最终关闭时,印支与华南间的分离,特提斯洋只是进入金沙江和黑水河;(2)早三叠世沿扬子与华南板块之间缝合线位置,即上思(广西)一来阳(湖南)一宜春(江西)一上饶(江西)存在一个海槽。海槽北边为发育斜坡角砾岩的碳酸盐台地,南部发育有早期深水、晚期为浅水的陆源碎屑岩,之间从碎屑岩至碳酸盐岩是渐变的,表明这是一个已进入补偿充填期的前陆深水海槽。因此,没有可能再在华南与扬子之间找到三叠纪大洋沉积。

4. 扬子板块北部边缘演化问题

扬子板块北部边缘的发展与东南部边缘有着惊人的相似,并在时间上大体同步:加里东早期属于被动边缘,加里东末期与华北板块在大部分地段对接碰撞,在被动大陆边缘发生前陆挠曲,使泥盆系与下伏古生代地层不整合而后进入前陆盆地发展阶段;在边缘也存在着“槽台相间”的结构,中三叠世前陆向南扩大,晚三叠世发生后造山陆相磨拉石沉积。

主要参考文献

- 水涛, 1987, 中国东南大陆基底构造格局, 中国科学, No. 4.
许靖华等, 1987, 是华南造山带而不是华南地台, 中国科学, No. 10.
曾允孚等, 1986, 南岭泥盆系层控矿床特征及控矿条件, 成都地质学院学报, Vol 13 No. 3.
卢重明, 1980, 扬子准地台西南缘的活化与右江地槽形成, 贵州地质, No. 1.
任纪舜等, 1980, 中国大地构造及其演化, 科学出版社.
罗志立, 1979, 扬子古板块的形成及其对中国南方地壳发展的影响, 地质科学, No. 2.
Reed, J. F., 1980, Carbonate ramp-to-basin transitions and foreland basin evolution, Middle Ordovician, Virginia Appalachians. AAPG Vol. 64, No. 10.

EVOLUTION OF A HERCYNIAN-INDOSINIAN FORELAND BASIN ON THE SOUTHEASTERN MARGIN OF THE YANGZI PLATE AND TECTONICS IN SOUTH CHINA

Wu Yinglin

Qin Jianhua

Zhu Zhongfa

Mu Chuanlong

Luo Chongxun

Tan Qinyin

(Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources)

Abstract

South China consisted of the Yangzi and South China plates whose margins were irregular in general. Both the northern and southern margins of the Yangzi plate were the passive continental margins during the Early Palaeozoic, whereas northwestern and southeastern margins of the South China plate were the active or passive continental margins, respectively. The South China and Yangzi plates collided with the eastern part of the Honghe River region along the Chenzhou-Wuzhou zone during the late Caledonian, and during the Hercynian and Indosinian, the southeastern margin of the Yangzi plate passed into a foreland basin. The remnant Qinfang trough was closed in the Early Permian. Since then, a united foreland basin came into being on the southeastern margin of the Yangzi plate. On the basis of the detailed tectonic and sedimentological studies, five stages have been recognized for the evolution of the foreland basin: (1) collision-crustal upwarping stage; (2) subsidence-starved basin stage; (3) turbidite-filling stage; (4) migration-enlargement stage, and (5) continental molasse stage.

The Indosinian plate was once part of the South China plate prior to the Early Permian. The suture of the Yangzi and South China plates were finished in the late Early Permian during which the Indosinian plate began to separate from the South China plate and prograded southwards

along the Honghe River fault, resulting in the development of the Tethys. Nevertheless, the Indosinian plate failed to enter into the South China plate in the end.

From the Late Permian to the early Early Triassic, the southern Guizhou-western Guangxi area belonged to the southwestern margin of the Yangzi plate and existed as the passive continental margin. Later at the end of the Early Triassic, the collision between the Indosinian and Yangzi plates occurred. At last in the Middle and Late Triassic, this area began to develop into the foreland basin and received flysch and continental molasse sediments.

(上接 68 页)

相组合的垂向排列是根据进积和退积作用来解释的。某些进积和退积呈突变过渡,是由他生循环因素如源区海平面变化和源区构造所控制的。

Portezuelo del Tontal 组海底扇模式是富泥质岩扇和富砂层扇间的过渡类型,是在进积方向上一个大洋隆起的同期演化所控制的狭长的深海盆地中形成的。

九、南非晚太古代—早元古代 Ventersdorp 超群中的雨滴印痕 303

保存完好的雨滴印痕产于长石砂岩和凝灰岩互层的层序中泥岩之上 Randian 时期(约 27 亿年)Venterdorp 岩石的五个不同地层层位中。这些雨滴印痕表明大气圈确实存在,长石砂岩是在周期性地暴露于大气圈的环境中形成的。众所周知,这些是曾被描述过的最古老的雨滴坑,其具备控制其形成和保存的特定条件。

十、斯里兰卡一个现代陆地磷块岩矿床实例 311

在斯里兰卡中部的 Eppawala, 一个很厚的风化剖面已被作为磷酸盐肥料进行矿山开采。现代的热带陆地风化作用在发育于前寒武系磷灰石大理岩建造的风化剖面中产生了一个磷酸盐富集层。该富集层的 P_2O_5 组分为 10~40%, 主要由产于溶坑网中的纹层状含磷白垩构成。

纹层状含磷白垩的详细研究揭示出,原生变质磷灰石晶体与磷质异化粒如包粒、鲕粒、豆粒和内碎屑结合在一起产于薄层基质中。现已查明,原生磷灰石颗粒由于热带风化作用自母体磷灰石大理岩中释放并沉积于溶坑中,在那儿,富于营养的大气渗透水沉淀出次生磷灰石。接着,活跃于这些溶坑沉积环境中的成岩作用产生了具次生磷酸盐矿化特征的磷质异化粒。该异化粒同其矿化基质和原生磷灰石颗粒一起形成了 Eppawala 磷块岩矿床。