

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

海南岛晚古生代裂谷作用*

夏邦栋 施光宇 方 中 于津海 王赐银 陶仙聪 李惠民

(南京大学 地球科学系)



海南岛于晚古生代发生了裂谷作用。在石炭纪发育了由玄武岩与流纹岩组成的双峰火山岩。在晚古生代地层中广泛地发育了多层受裂谷断裂控制的河流相山间型砾岩。以碎屑岩为主的晚古生代沉积中,主体部分为海相,下部及上部为陆相。碎屑岩的岩石学及岩石化学研究表明,其形成的构造背景为大陆裂谷。裂谷演化到由大陆裂谷向陆间裂谷过渡的阶段后,即告夭折,裂谷盆地为一个向西开口的海湾。

海南岛位于我国南缘,濒临南海之滨,其大地构造研究对于阐明我国东南部大陆地壳演化具有重要意义。

70年代后期,在该区进行了大规模的寻找富铁矿的工作,全面提高了本区地质研究程度。关于本区的大地构造性质,存在有两种不同的看法。一种认为本区属于后加里东地台¹⁾,在早石炭世早期,进入到地台演化阶段;另一种认为本区是海西期地槽,属于加里东构造带的继承性发展²⁾。

本文以新发现的事实阐明本区既不是地槽,更不是地台。而是在晚古生代经历了大陆裂谷的演化。

一、裂谷型火山作用

火山作用集中发生在地球上的两种构造带,一种是火山弧带;另一种是裂谷带。前者为挤压环境,后者为拉张环境。其火山岩的性质和特征有着显著不同。

本文研究表明,本区石炭纪火山岩为裂谷型双峰火山岩。它主要分布于岛西北部,呈EW向带状分布。西起昌江县邦溪,向东经军营、芙蓉田、八一农场、兰洋等地,止于松涛水库,长约80km。岛东南部万宁地区,有大面积花岗岩分布,晚古生代火山岩仅零星出露。

本区石炭纪火山岩为玄武岩与流纹岩。火山岩带的西段主要为玄武岩,它的最大单层厚度超过140m,与变质细砂岩、粉砂岩、千枚岩呈韵律互层。东段主要为流纹岩,最大单层厚度超过20m,与变质砾岩、砂岩、粉砂岩及千枚岩呈韵律互层(图2)。伴随火山岩产出的还有石灰岩和白云岩。这些岩层含有腕足类、苔藓虫及海百合茎等海相化石,说明火

* 国家自然科学基金资助项目,地85081“海南岛海西地槽研究”。

1) 广东省地质局区域地质测量队,1964,《海南岛1/20万区域地质测量报告书》。
本文1989年3月收到,1990年10月改回,王毅编辑。

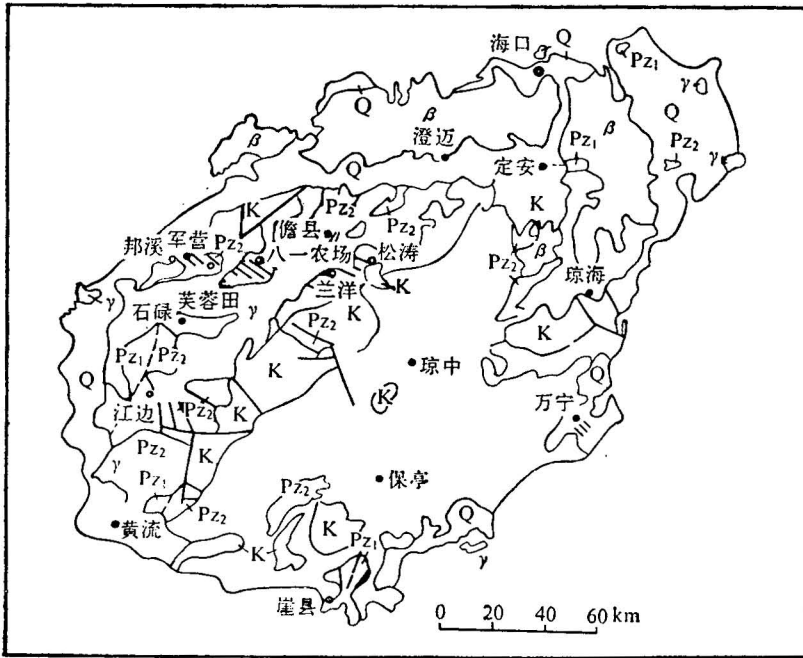


图 1 海南岛地质略图

Fig. 1 Geological sketch map of Hainan Island

Q. 第四系; β . 新生代玄武岩; K. 白垩系; Pz₂. 上古生界; Pz₁. 下古生界; γ . 花岗岩;
斜线为石炭纪火山岩分布区

山岩的主体部分,尤其是基性火山岩属于海相喷发。酸性火山岩的层位相对较高。其所在层位见有洪积及冲积成因的砾岩,说明这种火山岩有可能是陆相喷发的产物。

基性火山岩有粗粒和细粒两种,以前者为主,后者仅局部见到。粗粒者呈黑或暗绿色,具斑状结构,成分主要为斜长石与具辉石假象的阳起石。细粒基性火山岩为灰绿色,交织或间隐结构。矿物主要由已蚀变成钠更长石 ($An = 13 \pm$) 的斜长石组成。

流纹斑岩为灰白色,致密块状。斑晶以石英为主,其次为钾长石,约 15%。有时见到少量黑云母。基质细微,为石英、长石和白云母等。部分流纹斑岩因受韧性剪切作用而出现片理,其中长石、石英等拉长,定向;石英出现亚颗粒,变形纹和波状消光。

根据 45 个样品的岩石化学分析结果以及用全碱-氧化硅图解进行火山岩化学分类,充分说明本区火山岩类分属于玄武岩和流纹岩两端元,缺中性的安山岩或英安岩,具双峰性特征。相应地在 SiO₂ 含量方面,表现在 52—72% 之间的间断(图 2)。而且流纹岩的 SiO₂ 含量,绝大部分大于 76%,其含碱量大于含钙量,显示出双峰火山岩中流纹岩的固有特征,有别于钙碱性火山岩组合中的流纹岩^[3,4]。火山岩的分异指数频谱图上,玄武岩分布在 1.34—51.05,而流纹岩分布在 69.2—91.31,两者之间亦有间断(图 3)。

以往研究发现,在古代裂谷和近代裂谷中,均产出双峰火山岩,所以把双峰火山岩看成是裂谷构造的主要岩石学标志^[3,4,5]。裂谷型双峰火山岩有两种类型。一种是碱性玄武

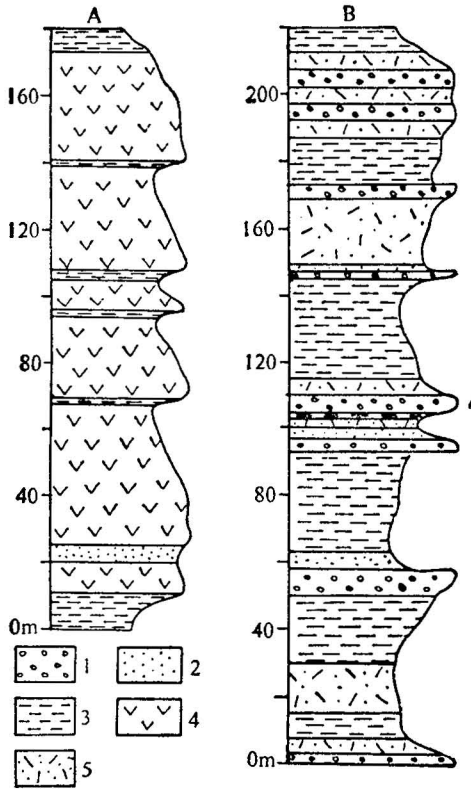


图 2 本区石炭纪火山岩韵律柱状图

Fig. 2 The cyclothem column of Carboniferous volcanics

A. 昌江县军营地区(据袁奎荣等,1977^[2]); B. 占县松涛林场石边角河谷 1.砾岩; 2.砂岩及粉砂岩; 3.泥质岩; 4.基性火山岩; 5.酸性火山岩

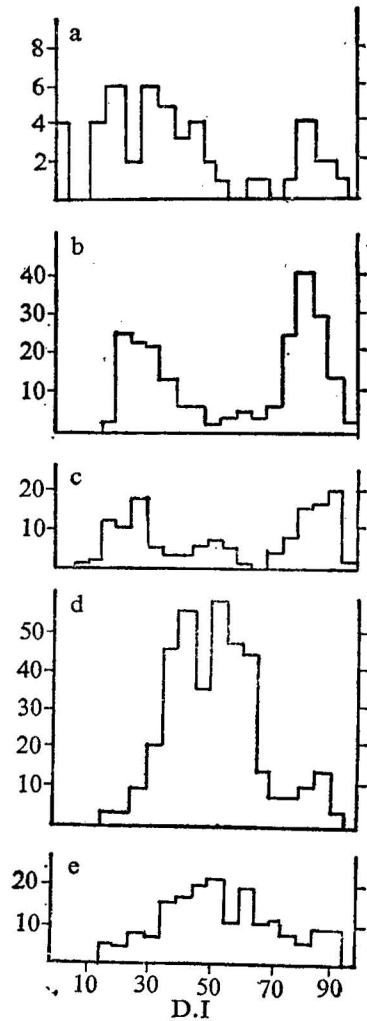


图 3 火山岩分异指数 (D. I.) 频率分布对比图

Fig. 3 The correlation of D. I. frequencies for volcanics

a-c 裂谷型: a. 海南岛; b. 冰岛; c. 埃塞俄比亚; d-e 火山弧型: d. 喀斯开山脉; e. 阿留申群岛

岩-粗面岩组合,另一种是拉斑玄武岩-流纹岩组合。前者在裂谷地壳较厚的情况下形成;后者在裂谷拉张程度较高,地壳变薄条件下产生。两者可见于同一个裂谷的不同发展阶段,或者同时存在于同一个裂谷的不同部位^[6,7,8]。

本区石炭纪双峰火山岩中的玄武岩主要属于深海拉斑玄武岩,另一端元为流纹岩,两者构成了上述第二种组合类型。拉斑玄武岩的 SiO₂ 含量变化范围较大,平均为 48.09%; Na₂O + K₂O 值低,平均为 2.54%; Na₂O 除个别样品外,普遍小于 2.5%。按 CIPW 计

算,岩石中普遍含有标准矿物石英,这与岩石切片鉴定的结论相符。在 $Ol'-Ne'-Q'$ 图中,样品点绝大多数落在拉斑玄武岩范围内,少数位于碱性玄武岩范围内。按 $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ 图解法,绝大部分样品位于深海拉斑玄武岩区。深海拉斑玄武岩产出的构造背景是多样的,并非只见于洋脊或洋底。如板内的二叠纪奥斯陆裂谷中发育了深海玄武岩;阿法尔裂谷于上新世喷出了深海玄武岩,它是由陆内裂谷向陆间裂谷过渡的类型。深海拉斑玄武岩按其地球化学特征可分为两类,其构造背景不同。一类以轻稀土和大离子亲石元素亏损为特征,发育于正常活动洋脊;另一类以轻稀土和大离子亲石元素富集(或不亏损)为特征,发育于非正常洋脊,具有多种地质背景,如无地震海岭、海山、断裂带以及与地幔柱活动有关的岛屿等^[9,10]。

为了进一步探讨本区玄武岩的构造意义,笔者研究了岩石中稀土和微量元素含量的特征。其中,兰洋和芙蓉田两地玄武岩的 $\sum REE = 51.27-103.39ppm$, $LREE/HREE = 3.87-6.62$, $Eu/Eu^* = 0.93-1.27$ 。可见其轻稀土明显富集。此外,从表 1 看出玄武岩中的大离子亲石元素亦显示富集的特征。因此,本区玄武岩不属于正常的扩张性洋脊玄武岩,说明本区没有存在过真正的大洋环境。另一方面,表 2 数据表明,它与阿法尔裂谷玄

表 1 本区玄武岩中大离子亲石元素含量 (ppm)

Table 1 The analytical results of lithophile elements in basalts (ppm)

样品号	地点	Rb	Sr	Y	Ba	Zr	$K_2O(\%)$
LY-23-8	兰洋18队	35.6	489.1	26.2	374	242.7	1.11
JYVR	军营	4.9	183.2	24.7	80	59.7	0.16
FR-SK-10	芙蓉田	47.5	485.6	34.1	344	221	0.70
FR-SK-12	芙蓉田	29.0	218.7	26.6	54	168.9	0.43
MORB	活动性洋脊		120	30	20	90	0.15

表 2 本区玄武岩中的主要元素含量 (%)

Table 2 The contents of main elements in basalts (%)

地 点	SiO_2	Na_2O	K_2O	Al_2O_3	FeO^*	MgO	CaO	TiO_2	P_2O_5
阿法尔**	48.06	2.85	0.7	15.26	11.54	7.72	11.12	2.38	0.36
海南岛	48.17	2.13	0.26	13.95	10.32	10.66	7.07	1.08	0.15

* 全部铁以 FeO 计算。

** 据 Barberi, et al., 1982^[11]。

武岩的地球化学特征很相似;此外,两者的稀土配分型式基本相同,均为 LREE 富集, HREE 曲线平直且略右倾, δEu 不亏损(图 4)。阿法尔裂谷玄武岩为深海拉斑玄武岩,属于非正常洋脊类型,有人称为“陆上洋脊”^[11]。在该裂谷中亦有玄武岩-流纹岩的双峰火山岩。

基于以上材料,可以认为,海南岛在晚古生代(石炭纪)经历了大陆裂谷作用,其地壳拉张程度近似于现今的阿法尔裂谷,即达到了由陆内裂谷向陆间裂谷过渡的阶段;随后,裂谷便告夭折。故在海南岛没有出现洋壳,没有发现蛇绿岩、混杂岩等洋壳俯冲及板块碰

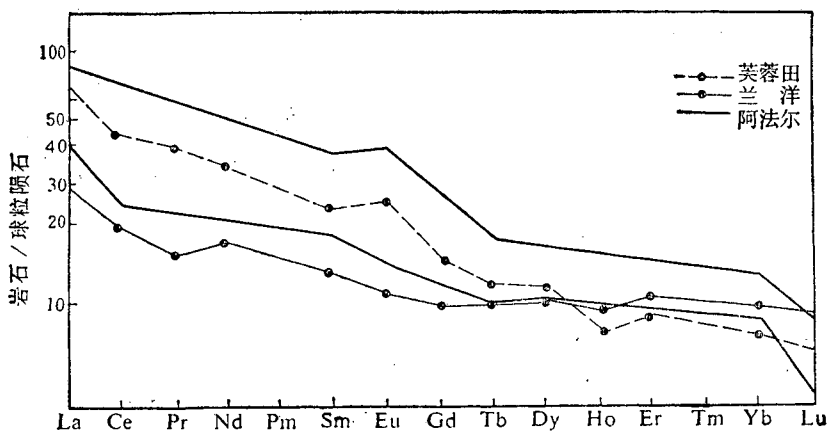


图 4 玄武岩的 REE 配分型式

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of basalts

撞等相应的标志。

二、裂谷的断裂

裂谷的断裂可分为谷缘断裂和谷内断裂两类。前者控制裂谷盆地的位置、形态和范

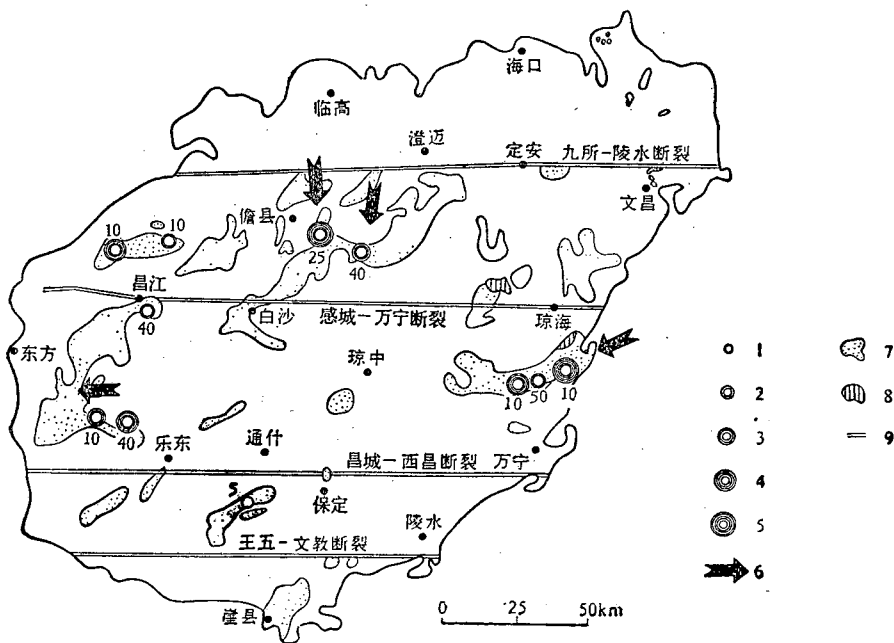


图 5 本区沉积砾岩的分布图

Fig. 5 The distribution map of conglomerates

1. 砾岩层厚度 <10m; 2. 砾岩层厚度 10—20m; 3. 砾岩层厚度 20—50m; 4. 砾岩层厚度 50—100m;
5. 砾岩层厚度 >100m; 6. 古水流方向; 7. 古生界; 8. 三叠纪地层; 9. 深断裂。(图中数字表示最大砾径 (cm); 图中空白部分为花岗岩或三叠纪以后地层分布区)

围；后者控制裂谷的内部结构。控制本区晚古生代裂谷演化的断裂是九所-陵水等 4 条 EW 向横贯全岛的深断裂(图 5)。

其中九所-陵水断裂及王五-文教断裂为谷缘断裂；中间的感城-万宁断裂及昌城-西昌断裂为谷内断裂。它们不仅控制了裂谷的形成与演化，而且在中新生代，对深部构造、对中-新生代的沉积作用、岩浆活动以及新构造运动方面均有控制作用^[12]。

三、裂谷砾岩

广泛分布而且厚度较大的沉积砾岩与两种构造背景有关。其一与碰撞造山带有关。砾岩发育在新生山链的前缘，沉积物是横向(垂直造山带)补给，并作横向(向前陆方向)搬运。砾岩的分布较连续，其岩相与厚度由山麓向克拉通方向迅速变化，最终为细碎屑沉积所替代，这种砾岩一般属于前陆磨拉石砾岩。另一种与地壳的拉张构造有关。拉张构造包含裂谷盆地和拉裂盆地(Pull-apart basin)。砾岩发育在盆地两侧近山麓带及盆地内部块断型高地的前缘，多为断续分布，连续性较差。沉积物由横向补给，汇合于盆内之后作纵向搬运。这种砾岩通常称为山间磨拉石砾岩^[13]。海南岛晚古生代沉积中，砾岩发育，具有山间砾岩特征，反映本区裂谷的存在。

1. 砾岩的分布 图 5 表明晚古生代砾岩较广泛和不连续，它们主要靠近感城-万宁、昌城-西昌和王五-文教断裂之间的地带。砾岩一般以多层位产出，在岛西江边地区，砾岩产在 C_1^2, C_2^1, C_3^1, P_1 和 P_2 中。

2. 砾石成分 本区砾石成分有 2 类。一类为远源砾石，由石英岩、硅质岩及脉石英组成，其圆度及分选程度较好。另一类为近源砾石，由易风化的千枚岩、板岩、粉砂岩及泥质岩组成，其圆度及分选程度均差。一般分布在裂谷断裂的砾岩多数含有远源和近源两类砾石，而远离裂谷断裂的砾岩，主要由远源砾石组成。

3. 砾岩的沉积环境 主要层位的砾岩具有冲积或洪积成因。其表现为：本区砾岩与砂岩常呈指状交错，相变迅速；厚度变化大；砾石有不同程度的定向性，全区砾石的定向基本一致，指示主体古流向由东向西(图 5)；砾岩主要为碎屑支撑结构；砾径直方图呈峰部较宽的塔形，显示出河流砾石的特点。

应该指出，已知的晚古生代最早的地层——南好组 (C_1^1)，主要为细碎屑沉积。其中产出的砾岩厚度仅数米，砾径 1—2cm。这一事实表明，在本区裂谷作用的最初阶段，即南好组堆积期，地形的起伏不大。类似情况亦见于其他裂谷区，如我国攀枝花晚古生代裂谷及红海、亚丁湾、埃塞俄比亚等新生代裂谷等^[14]。

总之，本区晚古生代砾岩主要是在抬升断块前缘发育的河流，在其由东向西的纵向搬运过程中，受到来自南北两侧高地的粗碎屑物质的横向补给、加积而成。它属于山间砾岩的性质，与在挤压背景下形成的前陆盆地型砾岩完全不同。

四、裂谷砂岩

裂谷沉积环境的演化一般要经历陆-海-陆的发展过程。这一发展过程，在本区亦有明显反映。本区上古生界的主体部分由以砂岩为主的碎屑岩组成，其中夹有灰岩，并含珊瑚、腕足类、苔藓虫、海百合茎等化石，表明主体部分为海相沉积。然而本区晚古生代地层

的底部(即早石炭世南好组下部及青天峡组下部)及顶部(晚二叠世南隆组)的砂岩, 据粒度分析结果属于河流砂岩。在累积概率曲线图中, 上述砂岩的大部分样品为二段式结构, 由跃移质及悬移质两部分总体构成, 缺失推移质总体; 且跃移质总体含量高达 85—97%, 分选较差, 均以河流砂岩为特征。少数样品呈三段式, 但其图象特征与前述二段式结构近似, 且分选性亦差, 仍可判识为河流砂岩。另外, 在概率图偏度 SK_1 与标准差 σ_1 的散点图中, 前述判断为陆相砂岩的样品均落入河流砂岩范围; 作为对比用的海相砂岩样品大部分落入海滩砂范围, 说明了判断的可靠性较大。

据砂岩的岩石学及岩石化学研究的结果, 同样说明了这里具有裂谷背景。首先, 早石炭世陆相砂岩中除石英外, 还有 5—25% 千枚岩岩屑, 很少长石。在中、晚石炭世海相砂岩中, 富含火山岩岩屑。在 QFL 图中, 反映出砂岩物质来源于再旋回造山带(图 6)。它包含有如下 4 种可能的构造背景: 1. 碰撞造山带; 2. 大陆火山弧迅速抬升的一侧; 3. 弧后

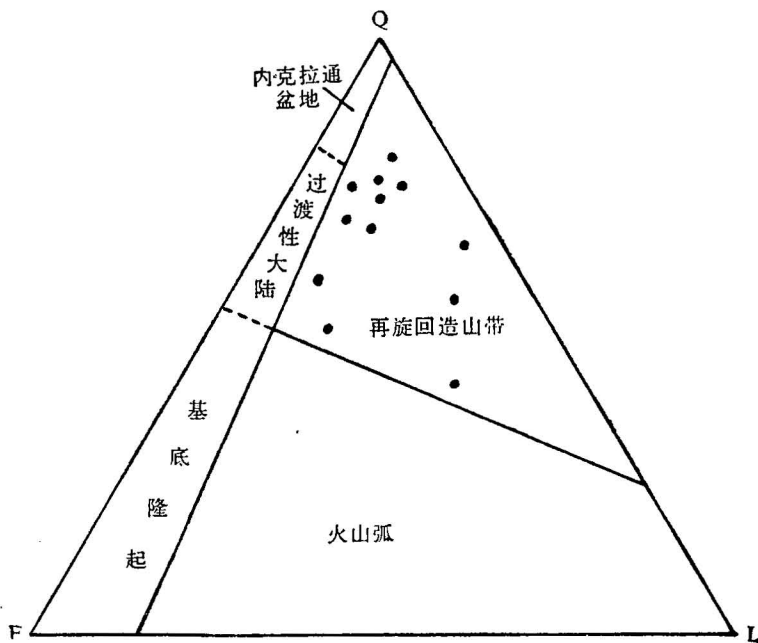


图 6 砂岩的 Q-F-L 图(原图据 K. C. Condie, 1985)

Fig. 6 Q-F-L diagram for sandstones (from K. C. Condie, 1985)

盆地; 4. 大陆内部断陷盆地(裂谷)。其中 2、3 项均与火山弧有关。应用砂岩的 $Fe_2O_3 + MgO, TiO_2, Al_2O_3/SiO_2$ 及 K_2O/Na_2O 算出其相应的判别函数值并作图, 其结果表明, 早石炭世砂岩的构造背景属于 M. R. Bhatia 划分的被动陆缘区(图 7)^[15]。M. R. Bhatia 划分的被动陆缘区, 包括沿大西洋大陆边缘发育的边缘裂谷、与碰撞造山带毗邻的残余洋盆, 不活动或已停止活动的聚敛边缘、克拉通盆地以及裂隙槽盆地等, 而与火山弧无关。从而排除了砂岩的构造背景与火山弧有关的可能性。再根据碎屑岩的碱硅含量与构造背景关系, 用本区石炭世碎屑岩 27 个样品的分析结果作图, 样品点全部落在 B. P. Roser 等划分的被动陆缘区(图 8)^[16]。B. P. Roser 等划分的被动陆缘区包括板内盆地及稳定大陆边

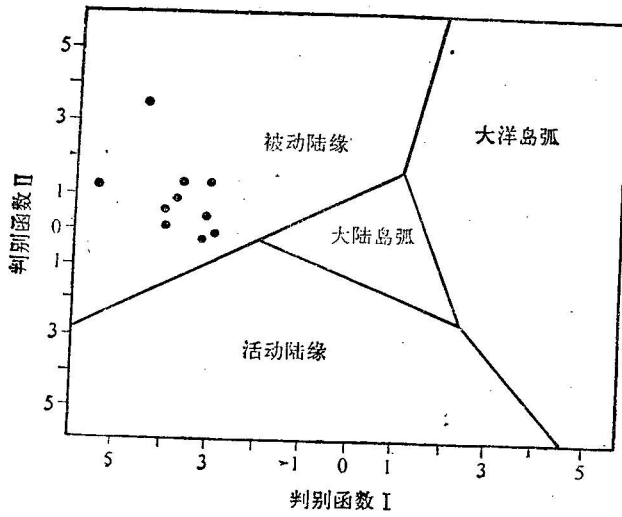


图 7 早石炭世砂岩构造背景判别图(原图据 M. R. Bhatia, 1983)

Fig. 7 The discriminant diagram for structural setting of Early Carboniferous sandstones (from M.R. Bhatia, 1983)

缘,其中含夭折裂谷及大西洋型陆缘。由此,进一步排除了该碎屑岩属于岛弧或碰撞造山带的两种可能。因此,以上 3 种判别模式的综合结果,一致说明本区碎屑岩的构造背景属于裂谷。本文提供了一件应用碎屑岩的岩石学和岩石化学特征来判识裂谷存在的事例。

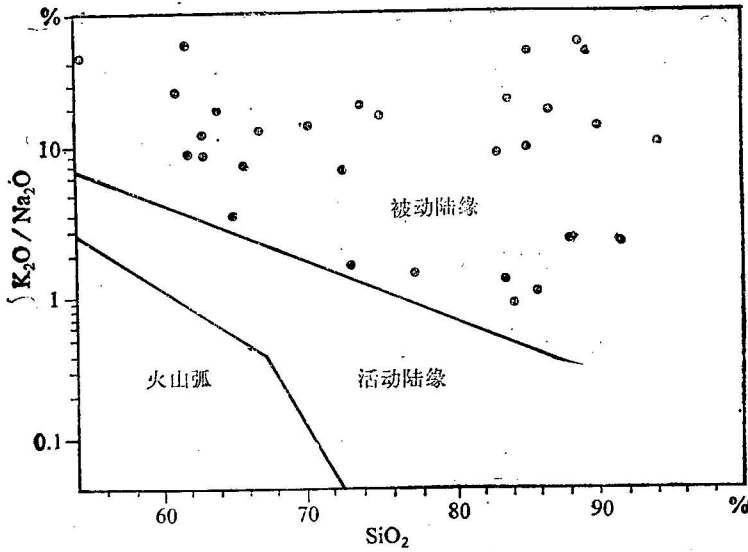


图 8 石炭纪碎屑岩构造背景图(原图据 B. P. Roser 等, 1986)

Fig. 8 The structural setting diagram of Carboniferous clastic sedimentary rocks (from B. P. Roser, et al., 1986)

五、裂谷的建造序列

综合国内外的前新生代裂谷建造序列后发现,凡是演化完全,且与海域沟通的古裂谷,其建造序列都具有三段式:即早期为陆屑建造,中期为陆屑-碳酸盐岩建造,晚期为陆屑建造。火山作用可以出现在各个演化阶段,但以早中阶段为主。在沉积建造形成的速率方面,早、晚期快,而中期较慢。这些特点反映了裂谷演化的断陷-拗陷-迴返三阶段。

海南岛晚古生代建造序列具有以上诸特点。以地层划分最详细的江边地区剖面为基础,并结合其他地区的地层情况分析,该岛晚古生代及其上覆建造序列具三段式,即下陆屑建造($C_1 + C_2^1$)、陆屑-碳酸盐岩建造($C_2^2 + C_3 + P$)和上陆屑建造(T_1),其中最后一个已进入中生代初期。

1. 下陆屑建造 本建造的下部组合以南好组(C_1^1)为代表,系陆相砾岩、陆相砂岩及海相砂、页岩组合;其稳定性差,从总体看为大型透镜体状,发育在裂谷盆地南缘,厚达 1500m,向盆地中心尖灭。本建造的上部组合以青天峡组(C_2^1)下部及中部的砾岩、砂岩、粉砂岩及页岩为代表,亦为大型透镜体状,在裂谷盆地东南部其最大厚度约 1000m,向西到江边地区变薄为 400m,在盆地南缘尖灭。本建造在岩相与厚度方面的快速变化,反映了裂谷早期不均匀的断陷作用占主导地位。下陆屑建造与下伏早古生代地层为角度不整合接触关系^[1,13,19]。本建造的沉积速率约 92m/Ma。

2. 陆屑-碳酸盐岩建造 由青天峡组(C_2^1)上部及南隆组(P_2)组成。具有两种大型旋迴结构。一种由砾岩层与非砾岩质陆源碎屑岩层交互构成,另一种是由碳酸盐岩层与陆源碎屑岩层交互构成。有意义的是后一种旋迴主要发育在岛西地区(如江边、昌江、白沙等地),向东北呈旋迴性消失,岩层全部相变为碎屑岩。

在化石群落方面,岛东和岛西亦有变化。西部化石种属较多,有腕足类、苔藓虫、瓣鳃类、笔石和海百合茎等,且分布广泛。而中部及东部的种属单一、数量少,仅局部分布。如秦岭地区仅见少数腕足类、珊瑚与植物化石,在南坤地区至今未发现化石。

总的来讲,构成本建造的碎屑岩的主体部分粒度偏细,含丰富有机质与自生黄铁矿,在某些层位中出现较厚的白云岩、石膏和沉积型重晶石,以及在若干地层中(如石碌铁矿晚石炭世三棱山组)出现植物化石、笔石及海百合茎共生的现象。上列事实表明,本建造的沉积环境主要是海湾与潟湖,海水循环差,水动力弱,水介质具有较强还原性^[12]。将沉积旋迴发育的特点,生物化石的分布状况以及沉积环境的特征相结合,可以判断出裂谷盆地为一个大致向西开口的海湾,海水自西向东侵入。而在二叠纪,海湾从东向西发生收缩,海相沉积范围缩小,致使二叠纪地层仅分布于岛西。本建造的沉积速率较慢,约 31m/Ma。

3. 上陆屑建造 由早三叠世礼文群构成,该群为厚约 940m 的陆相砾岩与砂页岩组合。分布局限。仅见于岛东琼海、定安地区。具有下粗上细的二元沉积结构。其下部及中部为粗碎屑岩,在定安县岭文-木棉墩地区的剖面厚达 810m,并具有以下特征:(1)同一层内并存有近源及远源两类砾石;近源砾石成分为千枚岩、云母片岩、混合岩及片理化砂岩等;远源者为脉石英、硅质岩与石英砂岩等。前者砾径粗,可达 34cm;后者砾径较细,最大砾径 20cm。(2)以近源砾石为主的岩层与远源砾石为主的岩层呈韵律互层。(3)下

部砾岩的粒度较细,砾径多为 2—5cm;中上部砾岩的砾径增大为 5—10cm 或更大;顶部砾岩的颗粒最细,砾石含量减少,砾岩仅作为砂、页岩中的夹层产出;但砾石中仍有近源砾石成分。另外,部分砾岩中砾石长轴具有定向性,砾径呈现双峰性,砾石具有中等磨圆度,砾岩中夹有紫红色砂岩夹层,以及砾岩分布的不均匀性等,说明砾岩系洪积与冲积产物。

本建造的上部由页岩及砂岩组成,厚逾 120m。其下部为砂岩,中、薄层状,深灰色,富含石英、长石、云母,有的含火山岩屑。根据粒度分析资料应属河流沉积。中上部为砂岩、云母质粉砂岩与页岩互层,厚逾 120m,页岩中富含植物化石,粉砂岩中发育大量小型波状层理、透镜层理以及前积纹层,并见到雨痕。它们应属湖泊沉积。本建造沉积速率大,约

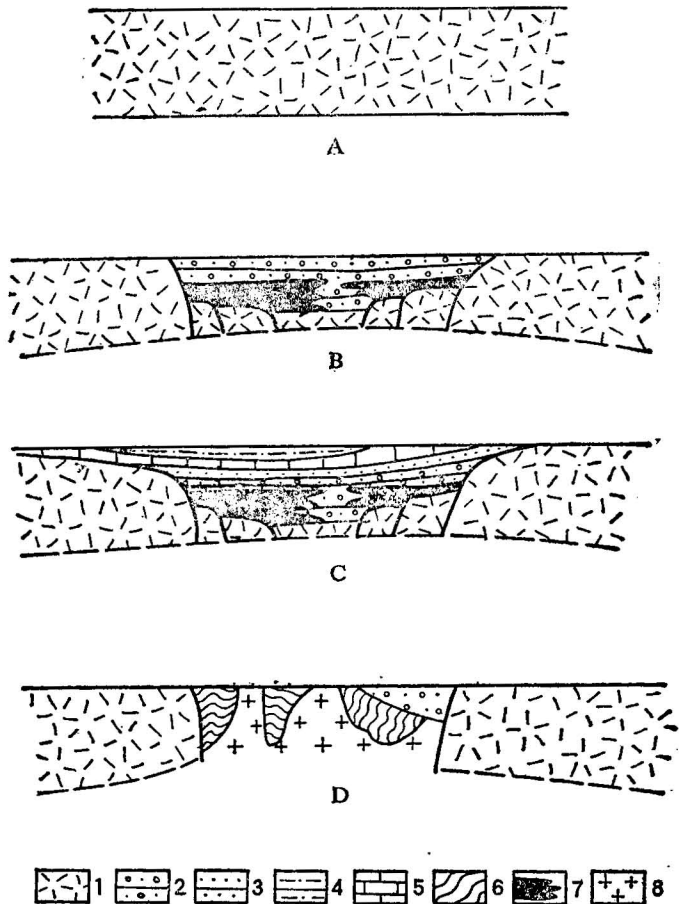


图 9 本区裂谷演化阶段图

Fig. 9 The diagram for Hercynian rifting evolution in Hainan Island, China

A. 前石炭纪陆壳基底; B. 陆壳基底拉张,在裂谷中堆积早石炭世碎屑岩与火山岩; C. 基底沉陷,裂谷中堆积中—晚石炭世以细碎屑物为主的沉积,部分地区堆积二叠纪沉积物; D. 裂谷两侧的地块发生挤压,裂谷沉积发生变形、变质,并伴随花岗岩形成,随后堆积三叠纪碎屑岩

1. 前石炭纪地壳; 2. 砂、砾岩; 3. 砂岩、粉砂岩; 4. 细碎屑岩及石灰岩; 5. 石灰岩及细碎屑岩; 6. 区域变质岩; 7. 火山岩; 8. 花岗岩

186m/Ma。本建造与下伏地层为明显不整合^[1]。大量变质岩砾石的存在表明,在裂谷消亡过程中伴随着强烈的构造迥返,裂谷沉积发生了变质与变形。S. M. Wickham 等研究了比利牛斯晚古生代活动构造带中的变质作用和花岗岩,认为它们是在具有高地温梯度的大陆裂谷背景下形成的^[20]。应该指出,海南岛古生代沉积岩也发生了低压高温型变质作用,出现绿片岩相区域变质岩及混合岩和花岗岩。在岛西尧文地区,一个约长 5km 的剖面中,见有千枚岩向夕线石片岩连续过渡的变化^[21],估计当时的地温梯度可能高达 60℃/km。在 12km 的深度以下就可能使地壳岩石熔融,形成花岗岩浆。笔者测定了岛上广泛出露的海西期占县岩体和琼中岩体花岗岩的 Rb-Sr 全岩等时线年龄为 320Ma, 矿物-全岩内部等时线年龄为 316Ma, 锶同位素初始值 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) 分别为 0.7087 和 0.7255。9 件花岗岩全岩的 $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})} = +10 - +12\%$ 。具有壳源型花岗岩特征,系陆壳改造、重熔形式。这跟前述比利牛斯的情况很相似。

根据以上事实分析,可将该裂谷的演化分为 4 个阶段(见图 9)。

综上所述,海南岛晚古生代大陆裂谷的性质及其演化特征是十分明显的,在火山作用、沉积作用、构造作用、变质作用与岩浆作用等方面都留下了物质记录,具有相当的典型性和代表性。认识这些特点,对于全面研究海南大陆地壳的演化以及重新认识和评价著名的石碌铁、钴、铜矿床的成因是有重要意义的。

参 考 文 献

- [1] 夏邦栋, 1979, 海南岛海西地槽的基本特征。南京大学学报, 地质学专刊(一), 第 57—73 页。
- [2] 袁奎荣、梁金城、李公时、侯光汉, 1977, 海南岛西部地槽的发现及其对找铁矿的意义。中南矿冶学报, 第 3 期, 第 13—25 页。
- [3] Грачев, А. Ф., 1977, Рифтовые Зоны Земли. Издательство “Недра” Ленинград, pp. 61—154.
- [4] Christiansen, R. L., Lipman, P. W., 1972, Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 271, pp. 249—284.
- [5] Condie, K. C., 1982, Plate Tectonics and Crustal Evolution (2nd edition), Pergamann Press. Inc., New York.
- [6] Makris, J., Menzel, H. and Zimmermann, J., 1972, A preliminary interpretation of the gravity field of Afar Northeast Ethiopia. Tectonophysics, Vol. 15, No. 1—2, pp. 31—39.
- [7] Barberi, F., Tazieff, H. and Varit, J., 1972, Volcanism in the Afar depression: Its tectonic and, magmatic significance. Tectonophysics. Vol. 15, pp. 19—29.
- [8] Segalstad, T. V., 1978, In: Petrology and Geochemistry of Continental Rifts, edited by E. R. Neumann and I. B. Ramberg, D. Reidel Publishing Company, pp. 209—216.
- [9] Bryan, W. B. and Thompson, G., 1976, Inferred geologic setting and differentiation in basalts from the deep-sea drilling project. Journal of Geophysical Research, Vol. 81, No. 23, pp. 4285—4304.
- [10] Barberi, F., Santa croce, R. and Varet, J., 1982, Chemical aspects of rift magmatism. In: Continental and Oceanic Rift, edited by G. Palmason. American Geophysical Union, Washington, Geological Society of America Boulder, Colorado, pp. 223—258.
- [11] С. J. 阿莱格罗著, 孙 坦、张道安译, 1983, 活动的大陆。科学出版社, 第 86—87 页。
- [12] 中国科学院华南富铁科研队, 1986, 海南岛地质与石碌铁矿地球化学。科学出版社。
- [13] 夏邦栋、方 中、吕洪波、于津海, 1989, 磨拉石与全球构造。石油实验地质, 第 11 卷, 第 4 期, 第 314—319 页。
- [14] Кузьмин, В. Г., 1974, О некоторых особенностях рифтогенеза с Напримере развития Красморского, А денского и Эфионского рифтов. Геотектоника, No. 6 pp. 3—14.
- [15] Bhatia, M. R., 1983, Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. Journal Geology, Vol. 91, pp. 611—627.
- [16] Roser, B. P. and Korsch, R.I., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 Content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratic, Journal of Geology. Vol. 94, No. 5, pp.635—650.
- [17] 叶连俊等, 1983, 华北地台沉积建造。科学出版社, 北京。

- [18] 陈哲培, 1987, 海南岛南好地区发现志留纪地层。地层学杂志, 第 11 卷, 第 3 期, 第 230—233 页。
- [19] 陈炳蔚、艾长兴, 1978, 海南岛地质构造的新情况。地质矿产研究, 第 3 期, 第 98—101 页。
- [20] Wickham, S. M. and Oxburgh, E. R., 1985, Continental rifts as a setting for regional metamorphism. *Nature*, Vol. 318, pp.330—333.
- [21] 王赐银、季寿元、刘家旺, 1979, 海南岛东方县枹板混合岩体的岩石学特征及其成因、时代探讨。南京大学学报, 地质学专刊(一), 第 23—42 页。

THE LATE PALAEOZOIC RIFTING IN HAINAN ISLAND, CHINA

Xia Bangdong, Shi Guangyu, Fang Zhong, Yu Jinhai,
Wang Ciyin, Tao Xiancong and Li Huiming
(*Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing*)

Abstract

There are a lot of facts indicating the presence of Late Palaeozoic rifting in Hainan Island, China. One of the facts is the occurrence of the Carboniferous bimodal volcanic rock belt with basalt and rhyolite association, which extends in a nearly E-W direction and for about 80 km in the western part of the island. The volcanic rocks are interbedded with metamorphosed fossiliferous sandstones, siltstones and shales, and even with conglomerates in some places. The basalts are mainly present in the west part of the belt, and the rhyolites are in the east. The maximum thickness of an interbedded rhyolite formation is about 20 m, and one of the interbedded basalt formations is more than 140 m. No intermediate volcanic rocks have been found. There are gaps between 52% and 72% in the SiO₂ contents of the volcanic rocks and between 51.05 and 69.2 for their differentiation index (D. I.).

Based on their characteristics in trace elements and REE the basalts are referred to as A-MORB, and are similar with those basalts located in the axis part of the Afar Rift.

Conglomerates are widespread in several Late Palaeozoic formations. The thickest one is up to 300m. They are mainly of fluvial origin and their distribution is controlled by the rift faults. They may be identified as the intermountainous conglomerates, which are typical for continental rift regions. The Late Palaeozoic sandstones are mainly of marine deposition, whereas the lower part of early Carboniferous sandstone and the upper part of late Permian sandstone are alluvial and diluvial deposits as judged by grain analysis. Petrological and petrochemical studies on the Late Palaeozoic detrital rocks indicate that they were deposited under a continental rift setting.

Three sedimentary assemblages have been recognized. They are the lower detrital one of the early Early Carboniferous; the carbonate-detrital one of the middle-late Early Carboniferous to Late Permian; and the upper detrital one of the Early Trias. Such series are conformable to the tectonic evolutionary rule of rift. The lower detrital assemblage lies unconformably on the Palaeozoic formations and contains sandstones which are quite rich in detritus of phyllite and slates, the formation of which signifies the start of the rift event. The carbonate-detrital assemblage is composed of interbedded carbonates and detrital rocks. According to the distribution of fossils, the facies change of the carbonates and the depositional characteristics, it is

suggested that the rift basin was a bay opening westward to the sea. The upper detrital assemblage is composed of conglomerates, sandstones and shales. Abundant detritus of phyllite, schist and migmatite is present in the conglomerates. There is a remarkable unconformity contact between the Triassic conglomerates and the Palaeozoic metamorphosed rocks. The formation of the third assemblage indicates the closing of the rift, accompanied by the deformation, metamorphism and migmatization of the sediments in the rift.

The facts above mentioned show that the rifting was developed on the continental crust, ending at the stage of its transition from an intra-continental rift to inter-continental one.

作者简介

夏邦栋, 1932年生。1953年毕业于重庆大学地质系。毕业后一直在南京大学地质系任教。长期从事沉积-大地构造学研究。现为南京大学地球科学系教授。邮政编码：210008。