文章编号：1004-0609(2013)09-2631-10

扬子东南缘“南华纪”火山岩与沉积盆地演化

马慧英[1]，孙海清[1]，谢　维[2]

(1. 湖南省地质调查院，长沙 410116；
2. 中南大学 地球科学与信息物理学院，长沙 410083)

摘　要：对分布在江南造山带中段湘黔桂地区的火山−侵入基性−超基性岩类的地质、地球化学特征进行研究。结果表明：新元古代“南华纪”沉积盆地基底火山岩属于岛弧型，基底沉积建造为活动大陆边缘或大陆型岛弧盆地沉积；成盆早期的区域伸展，在扬子东南缘发育了一个断阶式陆坡盆地环境，接受次稳定型多元性陆缘碎屑沉积，形成的火山岩为钙碱性，属于初始裂谷火山岩。盆地大地构造背景解释为具较强构造活动的被动大陆边缘环境。“南华纪”中期盆地进一步伸展，沿桂北—湘西形成大量的低钙铝质、强碱−碱质的碱性玄武岩类，属于板内裂谷环境。至此，盆地完成由挤压造山—初始裂解—全面伸展的体制转换，盆地进入稳定发展阶段，直至震旦纪初的广泛海侵，淹没碳酸盐台地形成。

关键词：火山岩；盆地演化；“南华纪”；扬子东南缘
中图分类号：P597　　**文献标志码**：A

“Nanhuaian” volcanic rocks and sedimentary basin evolution in southeastern margin of Yangtze platform

MA Hui-ying[1], SUN Hai-qing[1], XIE Wei[2]

(1. Hunan Institute of Geological Survey, Changsha 410116, China;
2. School of Geosciences and Info-Physics, Central South University, Changsha 410083, China)

Abstract: The geological and geochemical characteristics of the volcanic intrusive basic-ultrabasic complex in the central section of the Jiangnan Orogen in Hunan—Guizhou—Guangxi region were studied. The results indicate that the basement volcanic rocks of sedimentary basin in Nanhuaian period of Proterozoic Era belongs to island arc type. The basement sedimentary formation is active continental margin or continental island arc basin sediments. The initial regional extension built a fault-step continental slope basin in the southeastern margin of Yangtze platform, accepting sub-stable plural clastic deposit from continental margin. This calc-alkaline volcanic rock is initial swifting volcanic rock. The basin’s tectonic setting is passive continental margin. In middle Nanhuaian period, the basin further extended along northern Guangxi—western Hunan to form a large quantity of alkaline basaltic rock with low calcium aluminum, belonging to intraplate rift environment. So far, the basin transformation has finished from compressive orogeny to initial splitting to full expansion, and then the basin began to develop steadily until the wildly transgression in early Sinian Era and submerged carbonate platform formed.

Key words: volcanic rocks; basin evolution; Nanhuaian period; southeastern margin of Yangtze platform

“南华纪”由王剑首先提出并对其命名依据与合理性进行了论述[1−2]，指武陵运动以后至震旦纪之间，即820~635 Ma 时段的区间[3]，包括板溪期与南华冰期两个时期。其称谓有别于中国地层表中的南华纪，故加引号以示区分，本文讨论的也仅限于此及其相关层位的火山岩。

基金项目：国家自然科学基金重点项目(41030315)；中国地质调查局项目(1212011121108)
收稿日期：2013-05-16；**修订日期**：2013-06-30
通信作者：孙海清，高级工程师；电话：0731-89807289；E-mail：sunhq 82@163.com

华南确知最早的一次构造运动是武陵运动，以造山作用为主，是扬子东南缘弧—陆会聚的反映[4]。形成冷家溪群及其相当层位与“南华纪”地层间的不整合[5]。

冷家溪群中的褶皱紧闭、线性明显、局部倒转，地层倾角多在 50°~85°。伴随构造变形有中酸性岩浆和火山喷发活动，如浏阳大围山、长三背细－中细粒斑状堇青石黑云母斜长花岗岩、花岗闪长岩；益阳、浏阳、梵净山等地的火山岩等。

武陵运动后，扬子东南缘已由活动区转化为相对稳定区。古陆块进入碰撞后演化，开始裂解，至南华冰期初完成伸展成盆，接受陆缘斜坡—盆地相沉积—“南华纪”板溪群与南华冰期沉积。在盆地发展历程中，于不同时期、不同区段形成了一系列基性—中基性火山—侵入岩，展示了盆地的构造–沉积–岩浆作用演化过程。

然而，以往有研究者曾一度认为分布在江南造山带中段的一系列火山–侵入基性岩类属于蛇绿岩套[6]，是扬子、华夏地块结合带的成分，并针对其进行了大量的基础研究工作。但随着研究的不断深入，大量与蛇绿岩构造环境不相适应的地质现象被发现，认识到它们形成的构造环境比理想模型要复杂得多。在对其形成时代的研究中，也明显地经历了这样一个认识过程。以往不同同位素测定方法获得的年龄多在 895~933 Ma 之间[7]，以致一些学者一致地将其归属于武陵运动产物。随着锆石高精度定年技术的推广和应用，一批较为可靠的 SHRIMP U-Pb 同位素年龄数据的公布，获得了与地质事实基本一致的时代解释[8–9]。

本文作者在对已有资料综合分析的基础上，结合华南新元古代早期沉积盆地演化这一主线，对江南造山带中段出露于各个不同层段的火山–侵入基性岩类进行归纳和总结，结合沉积物地球化学特征，探讨沉积盆地的演化框架。

1 盆地基底火山岩特征及构造属性

1.1 火山岩特征

赋存在冷家溪群中，主要见于益阳赫山地区、浏阳地区和梵净山地区。以益阳赫山地区基性火山岩为例，岩性为科马提岩、玄武质科马提岩、拉斑玄武岩和辉绿岩类岩体，位于资水南岸的石咀塘、大渡口等地。圈定面积约为 16 km^2，但随着益阳市区不断扩大，地表能见到露头之处已越来越少(图 1)。总体呈似层状产出，大致可划分为两个喷发旋回，早旋回厚度较大，晚旋回的厚度较小，总厚度约为 1 350 m。

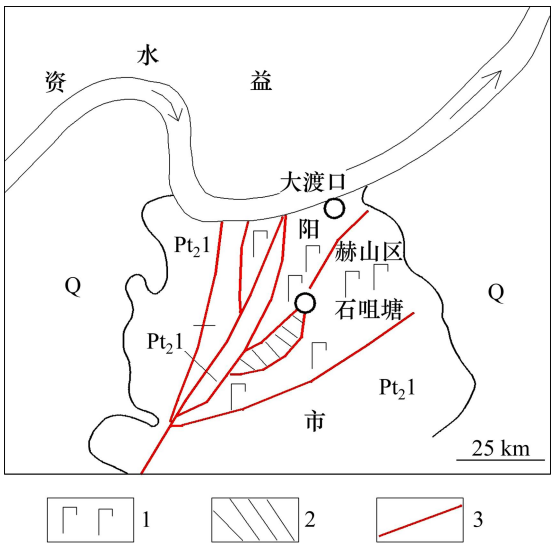

图 1 益阳赫山古火山岩地质略图：Q—第四系；Pt$_2$l—冷家溪群；1—拉斑玄武岩；2—玄武质科马提岩；3—断层

Fig. 1 Ancient volcanic geological contour of Heshan Yiyang city, showing outcrop of palaeuvolcanic rock: Q—Quaternary; Pt$_2$l—Lengjiaxi group; 1—Tholeiite; 2—Basaltic komatiite; 3—Fault

1) 岩石类型

以玄武质科马提岩和拉斑玄武岩为主，玄武质科马提岩中局部尚有科马提岩。

火山岩区内及其附近冷家溪群中，尚有多量辉绿(玢)岩、辉长辉绿岩、闪长岩、石英闪长(玢)岩、花岗闪长斑岩、花岗斑岩和石英斑岩等岩脉、岩墙；辉绿(玢)岩和辉长辉绿岩脉可能是火山岩潜火山岩相物，中酸性岩脉可能是后期侵入体[1]。

2) 岩石化学成分

各岩石类型化学成分[10]相近。按 SiO_2 含量，玄武质科马提岩属基性岩范围；Al_2O_3、MgO、K_2O、Na_2O 含量均较低，总体显基性岩特点，但稍偏超基性些，定名玄武质科马提岩比较合适。在岩石化学成分(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Ti)—Al—Mg 图解上，玄武质科马提岩样点跨玄武质科马提岩区和高镁拉斑玄武岩两个区；科马提岩位于超基性科马提岩样点主要位于玄武岩区；在硅—碱图上，玄武质科马提岩和科马提岩均属钙碱性系列玄武岩；用 FAM 图解划分，所有玄武质科马提岩样点——含橄榄石和含辉石斑晶的岩石均位于拉

斑玄武岩区。

3) 岩石稀土元素

各样品的稀土总量(∑REE)及轻重稀土比值(∑Ce/∑Y)大致相近，∑REE 为 45.36×10^{-6}~65.56×10^{-6}，平均 57.23×10^{-6}；∑Ce/∑Y1.30~1.66，平均 1.50，较大洋壳玄武岩的∑Ce/∑Y 值(0.58)大，仅铕的亏损程度有差异。岩石稀土元素模式曲线为稍向右倾斜状，铈亏损；与大洋壳玄武岩相比，则有较大不同。

4) 岩石微量元素

与维诺格拉多夫值(1962)相比，Rb、Sr、Ba、Ta、Cr、Ni、V、Zr、Nb、Cu 和 Zn 等元素含量均偏低，Th、Hf、Sc 和 Pb 等元素相近或稍高，仅 Au、As、Sb 和 Pb 等元素的含量高出较多。

5) 火山岩构造环境

火山岩化学成分与典型岛弧拉斑玄武岩、日本东北部活动大陆边缘拉斑玄武岩的非常相近。因此，从岩石化学成分相比，它可能属岛弧或活动大陆边缘环境形成的玄武岩[11]。

在(Na_2O+K_2O)－SiO_2 图解上，石咀塘玄武质拉斑玄武岩样点位于稳定大陆拉斑玄武岩区，大渡口拉斑玄武岩样点落于稳定大陆拉斑玄武岩区右侧，样点均远离大洋脊和大洋岛拉斑玄武岩区。在 TiO_2—10 MnO－P_2O_5 图解上，样点均落入岛弧拉斑玄武岩区和钙碱性玄武岩区。在 SiO_2—Al_2O_3—(K_2O+Na_2O)图解上，样点全部位于岛弧拉斑玄武岩区中；在 Al_2O_3—CaO—MgO 图解上，无一样点落入大洋脊玄武岩区，平均值点也不在大洋脊玄武岩区的范围内。用 La—La/Nb、Ba—La/Nb、Th/Yb—Ta/Yb、Hf/3—Th—Ta、Zr—Zr/Y、Th/Hf—Ta/Hf 等元素组合作图，样点分别落入岛弧玄武岩区、岛弧火山岩区及其近侧、活动大陆边缘玄武岩区，火山弧玄武岩区、板内大陆岛弧区、大陆拉张带(或初始裂谷)玄武岩和陆缘岛弧及陆缘火山弧玄武岩区内或附近。

梵净山地区火山岩与益阳赫山基本相似，为基性–超基性火山岩组合，地球化学特征与各类判别图解均显示其可能形成于古岛弧环境[12]。

由上述可以认为：梵净山、益阳赫山火山岩应属于岛弧拉斑玄武岩类，其形成构造背景可能是岛弧或活动大陆边缘环境。

1.2　沉积建造与地球化学特征

冷家溪群为省内出露最老的成层有序地层，由沉积韵律特别发育的一套巨厚的碎屑岩、泥质岩和凝灰质岩为主的岩层组成，普遍浅变质。岩石组合总体上可以划分为两个组合：下部以细碎屑沉积为主，上部以浊流沉积体系为主。

1) 在上部建造组合中采集杂砂岩作常量元素地球化学分析，SiO_2 含量为 66.87%，SiO_2/ Al_2O_3 比值平均 4.36。K_2O/Na_2O 比值中等，平均为 1.65，不同样品有一定差别。(Fe_2O_3*+MgO)含量偏低(Fe_2O_3*指以 Fe_2O_3 形式表示的全铁含量)，其变化幅度不大，平均为 4.16%，CaO 含量低，多在 0.5%以下。Al_2O_3/(Na_2O+CaO)比值不稳定，平均值为 7.05。

2) 据 BHATIA 等[13]对东澳大利亚 5 个已知构造环境的古生代杂砂岩常量元素的地球化学特征研究，认为 Fe_2O_3+MgO、TiO_2 及 K_2O/Na_2O、Al_2O_3/($CaO+Na_2O$)是大地构造环境判别最重要的判别参数。冷家溪群砂岩除 K_2O/Na_2O、AI_2O_3($CaO+Na_2O$)特征参数变化较大不能很好地判别外，其他参数均属于活动大陆边缘－岛弧环境。ROSER 与 KORSCH 利用砂岩及页岩的 SiO_2/Al_2O_3 与 K_2O/Na_2O 以及 K_2O/Na_2O 与 SiO_2 两组参数建立了区分岛弧、活动陆缘和被动陆缘 3 种构造背景的判别图解。按照这两组参数将冷家溪群砂岩样投影在图 2 和图 3 上，有 7 个点落在活动大陆边缘，1 个点落入岛弧环境，1 个点落入被动大陆边缘。据 ROSER 与 KORSCH 的划分，冷家溪群杂砂岩的构造背景总体上应属于活动大陆边缘。

3) 冷家溪群杂砂岩微量元素定量分析结果中，Zr/Hf=34.9，Zr/Th=22.1，La/Th=3.27，La/Sc=2.27，Th/Sc=0.69。按照 BHATIA 和 TAYLOY、BHATIA 和 CROOK 等[13]不同构造环境杂砂岩的微量元素判别参数，判别其沉积构造环境为活动大陆边缘－岛弧环境。

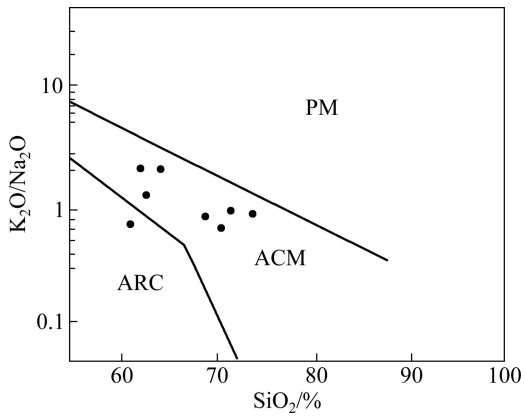

图 2　K_2O/Na_2O 与 SiO_2 构造判别图解

Fig. 2　Tectonic setting discrimination diagram of K_2O/Na_2O—SiO_2

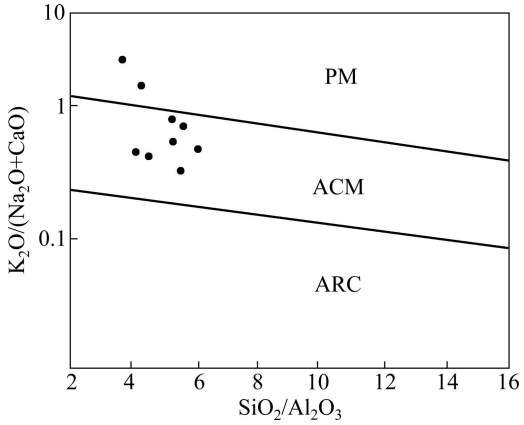

图 3 $K_2O/(Na_2O+CaO)$与 SiO_2/Al_2O_3 构造判别图解

Fig. 3 Tectonic setting discrimination diagram of $K_2O/(NaO+CaO)$—SiO_2/Al_2O_3

上述砂岩的环境判别与火山岩的环境判别基本一致。

2 “南华纪”初始裂谷火山岩

主要出露在益阳宝林冲一带，梵净山(金顶)板溪群底部亦有发现。以益阳宝林冲研究较祥，为一套安山质火山碎屑岩系，潘传楚等[14]曾建议命名“沧水铺群”，但沧水铺地名位于花岗岩体中；1994 年，罗海晏[15]另建宝林冲组代之，归属冷家溪群。1995 年，唐晓珊等发现该组与冷家溪群呈角度不整合接触，故将“宝林冲”归属板溪群，同时在创名剖面上又发现该组上部一套沉积火山—陆源砂砾岩与下部安山集块岩、火山角砾岩呈平行不整合接触，故将宝林冲组上部划归横路冲组。

现在认同的序列是：上部为一套沉火山角砾岩夹少量流纹质熔结凝灰岩，下部为火山喷发形成的一套变安山—英安质火山(碎屑)岩。在火山岩中获得的锆石 SHRIMP U—Pb 同位素年龄有 814 Ma [16−17]和 821Ma[18]等，表明其形成于“南华纪”初期。

1) 岩石学特征

根据火山(碎屑)岩自身的结构特点，可进一步确定为火山集块岩、火山角砾岩及熔结凝灰岩，岩石具火山集块、火山角砾及凝灰结构。

岩石中的集块和角砾成分可分为两种，一种为单一岩石角砾，岩性有变安山岩，岩石具变余斑状交织结构，斑晶由暗色矿物(含量相对较多)和环带斜长石组成；变英安岩，发育流纹构造，其结构为变余斑状交织—霏细微粒结构，斑晶以环带斜长石为主，暗色矿物次之。另一种为由火山碎屑岩组成的角砾，岩性有变安山角砾凝灰岩、凝灰质角砾岩、变英安质角砾凝灰岩及凝灰质角砾岩；火山碎屑一般呈棱角状、尖棱角状、次棱角状，少数呈不规则状及次浑圆状。

岩石中的晶屑有斜长石(3%~20%)，大小 0.1~1.5 mm，形态多为自形板状和板柱状，部分为尖角状和棱角状；暗色矿物(小于 10%)，大小 0.1~1.5 mm，形态一般呈自形—半自形柱状、多边形、片状及棱角状；石英(很少)，大小 0.05~1.2 mm，形态呈尖棱角状，部分呈溶融的浑圆状，个别具平直的自形晶面；钾长石(3%~5%)，大小 0.2~0.6 mm，形态以自形板状、柱状和尖角状为主。玻屑有英安质玻屑(＞10%)，大小 0.05~0.5 mm，外形几乎无角，部分呈弧面尖角状或等轴状外形；流纹质玻屑(＞10%)，大小 0.2~0.6 mm，形状呈尖角状撕裂状、鸡爪状和长轴状；未定性玻屑(＞10%)，长 0.3~1 mm，宽一般＜0.2 mm，多呈凹面弧面、棱角状和尖角状。浆屑有英安质浆屑(＜10%左右)，长 1~2 mm，宽 0.5 mm 左右，一般呈细长透镜状；未定性浆屑(＜10%左右)，大小 0.05~0.5 mm，部分达 1~2.5 mm，具浑圆的棱角状，部分呈扭曲拖尾状、眼纹状。

2) 岩石化学成分

岩石化学成分总体表现为高硅、低钛、低碱特点，SiO_2 含量属中一酸性火山岩变化范围；Al_2O_3 含量在 13.15%~17.18%，属铝过饱和类型；与中国同类型岩石的化学成分相比，具有 SiO_2、Na_2O 含量稍高，而 TiO_2、FeO、CaO、K_2O 含量稍低的特点。岩石 δ 指数为 0.74~2.92，属钙碱质岩系；碱度率较低(AR=1.3~2.5)，在碱度率变异图中，除个别样点外，均投影于钙碱质区内。Fe_2O_3/FeO 比值均大于 1，说明火山碎屑岩是在氧化条件下形成。

3) 岩石稀土元素

岩石稀土元素总量偏低，为 140.46×10^{-6}~143.98×10^{-6}，轻、重稀土比值较大，ΣCe/ΣY 为 2.59~3.46，δEu 值 0.77~0.88。在岩石稀土元素模式图上，总体为稍向右倾斜的近水平状，铕无亏损现象。

4) 岩石微量元素

与维氏基性岩值相比有如下特点：Sn、B 和 As 等元素含量偏高；其他元素则低于维氏值(表 1)。

5) 火山岩形成的构造环境

在戈蒂里指数与里特曼指数关系图上，投影落入岛弧与活动大陆边缘区。但依据火山碎屑岩系为典型的钙碱性岩石及碱度率低且变化范围小等特点，将其归属于武陵造山期后扬子陆缘初始裂解产物较为合适，代表着构造活动较强的次稳定环境。

表 1　宝林冲火山岩微量元素分析结果

Table 1　Trace element contents of Baolingchong volcanic rocks

岩性	$w/10^{-6}$																
	Sn	B	Mo	Cu	Pb	Zn	As	Ba	Rb	Sr	Cr	Ni	Co	V	Zr	Au	Ga
变安山岩(角砾)	12.5	10	0.5	17.5	12.5	50	20	200			25	10	5	40	50		9
变英安质集块岩	6.81	19.9	0.5	20.71	6.81	52.38	20	203.3			26.43	12.6	6.93	35.36	50.7		6.55
变安山集块岩	11.63	32.3	0.52	11.38	8.46	55.42	20	202.7			35.13	13.21	5.54	44.38	61.67		8.29
维氏基性岩值	2.5	12	1.1	47	16	16	1.7	650	150	340	83	58	18	90	170	4.3	19

3　“南华纪”中期板内裂谷火山岩及沉积建造

3.1　火山岩特征

“南华纪”中期板内裂谷火山岩指形成于南华冰期(长安组)前，板溪群(牛牯坪组)沉积之后的基性−中基性侵入−喷溢形成的火山岩类。该时段的火山岩是“南华纪”分布最广、岩石类型最多的火山岩，它与盆地进一步的伸展和裂解有关。

3.1.1　地质特征

出露于湘西北—湘西—湘西南—桂北地区，成群成带产出，包括古丈盘草—万岩溪—龙鼻咀岩带、桃源太平铺走马街—沅陵叶家山—方子垭—竹园岩带、怀化隘口—洪江安江—会同东育司岩带、泸溪合水—雄山岩带、芷江艾头坪—大洪山岩带、通道马龙—陇城—甘溪和团头—上岩岩带等；在湖南省境内断续延伸近 300 km，向南延入广西壮族自治区境内。据不完全统计，整个岩带所包括的基性－超基性岩体约 150 个；各岩体多呈岩床、岩盆、岩脉、岩墙、似层状体产出，大小不一，一般宽 10~20 m，长几百米至十余千米，单个岩体面积一般小于 0.1 km^2，最大的面积约 1 km^2。以隘口－安江－东育司一带规模较大。延长约 30 km，宽 0.7~3.2 km。

根据岩体的不同岩类组合及其相互间的关系，可分为基性、基性−超基性和超基性 3 种类型。基性岩体由辉绿岩和辉长岩构成，占岩体总数的 90%；超基性岩体由辉橄岩和辉岩组成，约占 2%；基性和超基性岩体主要由上述两类岩体的岩石以及玄武质岩石组合构成，占 8%。也有部分为偏中性岩，超基性岩少量，极少量已属偏碱性中性岩类。

各岩体均赋存于新元古代板溪群浅变质岩系中，与围岩的界线清楚，呈侵入关系，产状多与沉积变质岩层面一致，少数斜交层理；围岩有弱至中等强度的接触变质作用，热蚀变作用强度和岩体规模大小有关；主要有退色化和钠长石化、角岩化，有石榴石角岩、透闪石绿帘石角岩、斑点状板岩、云母石英角岩等岩石。

洪江颜容，可见玄武岩质火山角砾岩被辉绿岩或辉长辉绿岩穿切，可判定玄武质火山角砾岩和玄武岩形成较早；后侵入的其他岩类主要为岩浆分异结晶作用形成。古丈盘草，见南华纪地层沉积覆盖于玄武质火山角砾岩之上(图 4)。

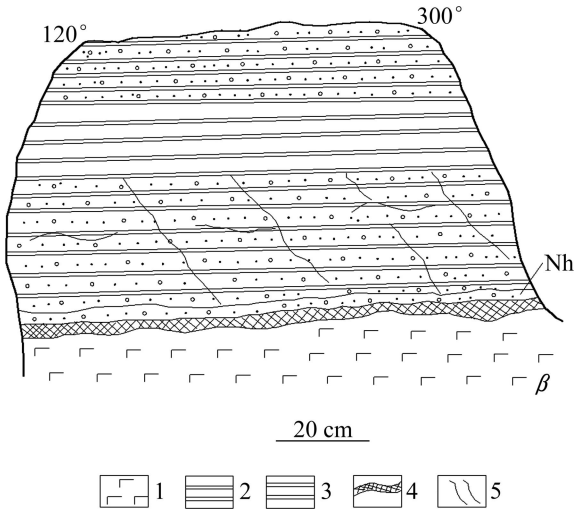

图 4　古丈盘草马头山南东 100 m 处探槽：掌子面玄武岩(β)与南华纪地层接触关系(据湖南省地矿局 413 队)：1—玄武岩；2—冰碛砾砂质板岩；3—板岩；4—铁锰质氧化物；5—裂隙

Fig. 4　Trench located at 100 m southeast of Matoushan, Pancao village, Guzhang county, showing contact of basalt (β) with Nanhuaian strata: 1—Basalt; 2—Moraine gravel sandy slate; 3—Slate; 4—Iron-manganese oxides; 5—Fracture

从地质特征分析，该火山岩形成于板溪期沉积之后。

同位素精确定年资料显示：在古丈地区所获得的锆石 SHRIMP U-Pb 同位素年龄为 765 Ma[18]，在广西龙胜地区镁铁质岩单颗粒锆石 U-Pb 锆石年龄为 760 Ma[19]，表明形成于“南华纪”中期或南华冰期之初。

3.1.2 岩石特征

1) 超基性岩类

在该期基性、超基性岩中还未曾发现有纯橄榄岩。

辉橄岩：主要产于陇城和隘口岩群内，主要由蛇纹石、阳起石−透闪石、滑石和绿泥石等次生蚀变矿物以及少量普通辉石、磁铁矿等组成。其中，已由蚀变矿物替代的橄榄石假象轮廓较清楚，构成变余自形粒状结构，而粗大的普通辉石或具辉石假象的阳起石−透闪石常充填或包裹橄榄石假象，呈现变余嵌晶包含结构。橄榄石假象含量达 30%~70%；辉石残晶含 TiO_2 0.64%~0.68%，属含钛普通辉石；紫苏辉石仅在个别岩体的人工重砂中偶然见到；个别薄片有斜方辉石假象，但多已变为蛇纹石。

橄辉岩：在隘口岩群中较为发育，基本特征与辉橄岩相似。岩石具变余嵌晶包含结构，变余粒状结构，主要由阳起石−透闪石(30%~70%)、绿泥石(25%~75%)和蛇纹石(15%~35%)组成，有的还有较多残存的普通辉石(10%~40%)。橄榄石假象较少，大多呈浑圆形嵌晶包裹在粗大的普通辉石或阳起石−透闪石晶体中。

辉岩：分布较为广泛，见于陇城、隘口、龙鼻咀及大洪山等岩群内。主要由定向排列的阳起石−透闪石(35%~90%)、绿泥石(25%~45%)和普通辉石(10%~20%)组成，具变余粒状结构，鳞片纤维变晶结构和片状构造。在隘口岩群内还有角闪辉岩和含长辉岩，其主要矿物为普通辉石(15%~25%)、绿泥石(20%~40%)、阳起石−透闪石(20%~40%)、斜长石(0~15%)和褐色普通角闪石(0~15%)。

2) 基性岩类

基性岩类有辉长岩和辉绿岩。辉长岩较少，主要产于基性和超基性岩体中的基性岩和超基性岩之交接部位。由分异作用形成的钠长岩，因钠长石含量低于 85%~90%，故多数应归入辉绿岩之列。

辉长岩：具粒状结构，主要由普通辉石、绿泥石和钠长石等组成，暗色矿物含量一般高于 60%，钠长石一般为 30%~35%，因此大多属暗色辉长岩范围。城步巡头岩体内的角闪辉长岩，具粗中粒半自形粒状结构，主要由阳起石−透闪石(55%~75%)、斜长石(14%~40%)和少量普通辉石(0~3%)组成，斜长石为 An 60~87 的拉−培长石。

辉绿岩：岩石具辉绿结构、间片结构、间隐结构和霏细结构，局部具杏仁状构造，主要组成矿物为钠长石(一般含量为 30%~60%，少数达 70%~80%，An 3~8)及绿泥石(5%~25%)和普通辉石(5%~25%)，次有阳起石−透闪石、黑云母、石英、碳酸盐矿物等。

通道下洞辉绿岩体内的斜−长石具环带状构造，为 An 64~87 的拉−培长石。会同沙溪辉绿岩体，岩石具斑状结构，斑晶由绿泥石组成，其外形象橄榄石。

对于本期基性、超基性岩中钠长石的成因，有两种不同认识：一种认为是原生的，另一种则认为是次生的。

3.1.3 岩石化学成分

岩石化学成分有如下特点。

1) 超基性岩的基性程度不高，即使是基性程度最高的辉橄岩，其平均值也仅与 1962 年黎彤和饶纪龙计算的中国主要岩浆岩种类的平均化学成分(简称黎彤值，下同)中的角闪橄榄岩的相近。

2) 在超基性岩中，随着岩石类型由辉橄岩−橄辉岩−辉岩的变化，岩石化学成分也有规律地变化，总的趋势是 SiO_2、$A1_2O_3$、Na_2O 含量升高，MgO、Fe_2O_3 含量降低。就同类岩石而言，陇城岩群的基性程度稍高，隘口岩群次之，龙鼻咀岩群和大洪山岩群较低。

3) 辉长岩的化学成分与黎彤值相近，但 MgO 含量偏高，CaO 含量较低。

4) 辉绿岩平均值中，MgO、Na_2O 含量稍高，CaO 含量较低，这与岩石中斜长石大多为钠长石和铁镁矿物含量稍高相一致。各辉绿岩群(体)的化学成分相近，但相对而论，隘口岩群和龙鼻咀岩群辉绿岩的 MgO、CaO 含量较高，SiO_2、Al_2O_3 含量稍低。而陇城岩群和艾头坪岩群辉绿岩的 MgO、CaO 含量较低，SiO_2、$A1_2O_3$ 含量稍高。

5) 从超基性岩到基性岩，化学成分随岩石类型变化而变化的规律，在陇城岩群和隘口岩群中较为明显，即 SiO_2、Al_2O_3，Na_2O 增高，MgO、Fe_2O_3+FeO 降低。

6) 在 Mg/(Fe)对((Fe)+Mg)/Si 变异图上，基性、超基性岩的投影点落在铁镁质区。在(K_2O+Na_2O)对 Si 认变异图上，除辉橄岩和橄辉岩落于贫碱质区外，其余均落在碱质区和强碱区。在 Al_2O_3 对 SiO_2 变异图上，大多在铝质区范围内。在 FMC 图解中，大多落于低钙质区，少数落在贫钙区。

总体上，本期基性、超基性岩属于低钙铝质、强碱－碱质的铁镁质岩石。

3.1.4 岩石副矿物和微量元素

锆石是岩石中常见的副矿物，大多呈浅褐色、褐色，岩石微量元素大部分含量低于或接近于维氏值，

只有超基性岩中的 Cu、Pb、Zn、As、Sn 等含量高于维氏值 3~50 倍，基性岩的 As、Pb 的含量高出 2~9 倍。就一个岩体而言，随着岩石基性程度的降低，Cr、Ni 含量也明显下降，Cu 则在橄榄岩及辉岩中含量较高。

3.1.5　火山岩形成的构造背景

形成于该时段的火山岩主要分布于江南造山带内侧。较早形成的火山岩主要为碱性玄武岩，少部分为钙碱性或拉斑玄武岩；北段和中段较富碱，具潜火山岩性质的基性−超基性岩中有部分碱性程度更高的钠长岩、正长岩；安江地区玄武岩化学成分硅−铝−碱图解上，样点均位于钾玄武岩区，具活动陆缘和裂谷环境下形成的玄武岩类特点。

在化学成分 $TiO_2\times10$—Al_2O_3~$K_2O\times10$ 图解上，样点主要在大陆玄武岩区内。玄武岩的稀土元素 ∑REE 为 207.38×10^{-6}~241.81×10^{-6}；轻稀土富集，模式曲线为向右陡倾斜状，和东非裂谷碱性玄武岩模式曲线相似，明显不同于大洋壳玄武岩模式曲线。

在 Th/Hf—Ta/Hf、 Zr-Zr/Y、Nb×2－Zr/4－Y 等图解上，安江地区的玄武岩样点位于陆内裂谷及陆缘裂谷拉斑玄武岩区和陆内裂谷碱性玄武岩区、板内碱性玄武岩区。

贺安生[19]认为隘口基性、超基性岩群的成因是碱性玄武岩浆在地幔 72~98 km、1 300 ℃以上温度条件下，经 3%~5%的部分熔融，没有经过明显的分离结晶作用，就直接快速溢出地表而成，属板内裂谷环境。

综上所述，“南华纪”中期玄武岩及其他基性－超基性岩可能形成于板内裂谷环境。但由于各段所处裂谷带部位不同、各段裂谷形成时间有差异，所形成的岩性也不完全相同。

3.2　沉积建造与地球化学特征

3.2.1　岩石地球化学特征

研究区内板溪群为一套细碎屑岩，在其中采集 16 组样品(多益塘组 5 组，马底驿组 7 组，横路冲组 4 组)进行岩石化学全分析、微量元素分析和岩石稀土分量分析。

1) 主量元素特征

板溪群各岩组碎屑岩的主量元素组成基本相近。SiO_2 含量中等，SiO_2/Al_2O_3 比值为 3.56~6.16，一般为 3.80~4.80，平均值为 4.21。K_2O/Na_2O 比值略高(平均为 2.28)且不同样品差别大(达 4.25)。(Fe_2O_3*+MgO)含量偏低(Fe_2O_3*指以 Fe_2O_3 形式表示的全铁含量)，其变化幅度不大，为 1.03%~8.59%，平均值为 4.24%，马底驿组(Fe_2O_3*+MgO)含量高出多益塘组和横路冲组的 1~2 倍。CaO 含量低，且变化幅度大，最低仅 0.09%，最高达 8.10%，但多在 1.73%以下。$Al_2O_3/(Na_2O+CaO)$比值极不稳定，为 1.15~19.40，平均达 8.11。

2) 稀土元素和微量元素特征

稀土元素的含量、特征比值和球粒陨石标准化分配模式为右倾型。稀土元素含量总体较高，ΣREE 为 153×10^{-6}~337×10^{-6}，平均值为 240×10^{-6}。轻稀土富集，$(La/Yb)_N$、$(La/Sm)_N$ 和 LREE/HREE 比值高，分别为 5.6~11.84(平均值 7.77)、2.99~4.28(平均值 3.61)和 5.53~12.46(平均值 7.88)。重稀土平坦，$(Gd/Yb)_N$ 为 1.22~2.15，平均值 1.55。具显著的铕负异常，Eu/Eu* 值为 0.67~1.03，平均值 0.79。尽管稀土组分的绝对含量变化较大，但上述轻稀土富集、重稀土平坦、铕负异常显著、铈异常不明显等特征暨球粒陨石标准化曲线形态与典型的后太古宙页岩和上陆壳相似。

微量元素中大离子亲石元素 Ba 与克拉克值接近，Rb 和 B 则略低于克拉克值。Sc、V、Co、Cr 等铁镁族元素含量较低，分别为 14、25、87、11.7，除 V 略低于克拉克值外，其他元素仅为克拉克值的 1/4~1/6。Zr、Hf、Th 等高场强元素的含量比较稳定，分别为 243、7.11、9.29，除 Zr 略高于克拉克值外，Hf、Th 均低于克拉克值。Zr/Hf 34.12、Zr/Th 26.11、Th/Sc 0.65。

3.2.2　大地构造环境判别

与陆源沉积物形成有关的主要因素主要受沉积盆地的构造环境控制，使得利用陆源沉积物的化学组成研究板块构造暨沉积盆地构造环境成为可能[20]。

据此，ROSER 等[21]和 MAYNARD 分别获得了砂岩和泥岩沉积盆地构造环境的 K_2O/Na_2O—SiO_2 图解和 K_2O/Na_2O—SiO_2/Al_2O_3 图解。区内板溪群砂岩在 ROSER 的 K_2O/Na_2O—SiO_2 图中，大部分样品落入活动大陆边缘区(ACM)，少数落入大洋岛弧区(ARC)与活动大陆边缘区的界线附近；在 MAYNARD 的 K_2O/Na_2O—SiO_2/Al_2O_3 关系图中，大部分样品落入活动大陆边缘区(ACM)和长英质侵入岩碎屑的进化岛弧环境(A_2)。

在 KUMON 提出的 Al_2O_3/SiO_2—(FeO+MgO)/($SiO_2+K_2O+Na_2O$)判别图中，区内板溪群砂岩主要位于成熟岩浆弧区及其外围。KUMON 所定义的进化岛弧和成熟岩浆弧分别相当于 BHATIA 的大陆岛弧和活动大陆边缘环境。鉴于被动大陆边缘沉积更富含石英(Al_2O_3/SiO_2 比值更低)，因此，总体上板溪群砂岩地化特征显示出活动大陆边缘和被动大陆边缘构造环境两个信息。

在岩石中最敏感的特征微量元素及其比值参数中，区内板溪群砂岩的 Th、Zr、Sc、V、Co、Zr/Hf、

Zr/Th、Ti/Zr、Th/Sc 与大陆岛弧杂砂岩的相似，Ti、La/Th 等特征值与大陆岛弧杂砂岩的接近；Hf、Nb 值接近于活动大陆边缘杂砂岩；La、Ce、ΣREE 与被动大陆边缘杂砂岩的相似；La/Yb、$(La/Yb)_N$、ΣLREE/ΣHREE、Eu/Eu*等与大陆岛弧构造环境下形成的杂砂岩的相似。在 Ti/Zr—La/Sc 构造环境判别图中，所有样品均落于大陆岛弧区内及外围。在 BHATIA 等[13]认为最具构造判别意义的 La—Th—Sc 和 Th—Sc—Zr/10 三角图中大部分落在大洋岛弧区及附近；在 Th—Co—Zr/10 三角图中，则大部分落在大陆岛弧区及其外围附近，具多解性。

一般情况下，沉积盆地中砂岩岩相都是具有多物源的。沿碰撞缝合带和活动大陆边缘形成的砂岩相必然具有混合物源的性质。此外，流经不同性质构造单元的大水系也会形成混合物源岩相。因此，综合上述地球化学特征分析，区内板溪群的大地构造环境解释为具有较强构造活动的被动陆缘环境可能更客观。

4 盆地演化

新元古代初期华南海盆地萎缩、消亡，扬子陆块东南缘多岛洋拟或微型陆块向扬子陆块靠拢并最终碰撞增生，武陵运动发生，具有岛弧型特征的火山−碎屑岩系组成了广阔的江南造山带基底。但各地表现形式有所不同：凯里—怀化—溆浦—双峰—萍乡以北的湘西、湘西北、黔东北、赣北多为高角度不整合；以南的湘中南、黔东南及桂北为中—低角度不整合—假整合；在岳阳、临湘一带冷家溪群与板溪群张家湾组(802 Ma[22])呈角度不整合，缺失板溪群下部旋回沉积，呈超覆关系。总的变形趋势是由北而南由强到弱。

武陵运动后，扬子陆块东南缘进入碰撞后演化，开始裂解，形成以北东东向为主体的伸展构造带，如梵净山(北)—花垣—大庸—临湘大断裂、湘黔大断裂等。形成北高南低的断阶式陆坡环境[23]，并在伸展初期形成益阳宝林冲、梵净山(金顶)板溪群底部火山岩。海水由南向北、向北东海侵上超，在不同的盆地部位接受了代表不同环境意义的板溪群(黔北、湘北)、高涧群(湘中南)、下江群(黔东南)、丹洲群(桂北)、神山群(赣西南)陆缘火山−碎屑沉积[24]，构成了区域上的南北岩相分带和三维空间上的楔状地层体。从区域岩相分析，板溪期末，海平面下降，盆地曾一度抬升，沿从江—洪江—溆浦—双峰—萍乡一线以北露出水面并可能遭受剥蚀，以致这一区域内缺失长安组。

“南华纪”中期的南华冰期之初(长安期)，扬子东南缘在深部地质作用下进一步伸展，形成了一系列北北东向及北西向的构造格局，完成盆地演化的伸展过程，并沿北北东向伸展构造带形成前述大量的基性−超基性火山岩带。

板溪期末的这些伸展断裂并未使总体上向南东阶梯式倾斜的陆坡地势改变，因而南华冰期的沉积特征仍类同于“南华纪”早期，出现向北西超覆的沉积序列。其不同点是这些超覆关系受气侯影响的海平面升降和伸展构造控制。南华冰期初期(长安期)的海相沉积仅限于从江—洪江—溆浦断裂及溆浦—双峰—衡阳—萍乡之东南侧及其以南地区，其西北广大地区，缺失该期沉积或靠近该区东南侧有较薄的沉积物。中期(富禄期)，冰盖区的冰川后退，海平面上升，海岸上超至陆棚区，使湘西北、黔中广大地区沉积了一套长石石英砂岩和含砾砂岩，与下伏板溪群多呈微角度不整合，少数地区不整合交角达 20°~30°。在一些地堑半地堑式次级盆地(如花垣—铜仁)区，长石石英砂岩之上有含锰黑色岩系沉积，而在上升区(如古丈、沅陵等地)则发育切谷沉积，甚至南沱组(或铁丝坳组)直接与板溪群接触。南沱组沉积之后，盆地进入震旦−寒武纪稳定发展阶段，海平面迅速上升，形成含大量黄铁矿的碳酸盐岩，即盖帽碳酸盐沉积。至奥陶纪，新的俯冲沿杭州—赣闽边界—云开大山—钦防一线形成，扬子东南缘转化为前陆盆地，至志留纪盆地关闭。

5 结论

1) “南华纪”盆地基底为一套陆缘碎屑夹岛弧型火山岩建造经弧−陆碰撞增生(武陵运动)构成的构造变形、火山−侵入岩浆活动强烈的造山带构造相。基底火山岩为岛弧拉斑玄武岩类，具有岛弧或活动大陆边缘环境特征。基底沉积建造为活动大陆边缘或大陆型岛弧盆地沉积。

2) “南华纪”初期火山岩为典型的钙碱性岩石，碱度率低且变化范围小，为武陵造山期后扬子陆缘初始裂解产物。以此为起点，在扬子东南缘发育了一个断阶式大陆边缘陆坡环境，接受来自北部古大陆的剥蚀堆积，形成一套次稳定型多元性陆缘碎屑沉积，构成了一个完整的沉积旋回序列。大地构造背景解释为具较强构造活动的被动大陆边缘盆地环境。

3) 板溪期末，沿桂北—湘西展布的大量火山−侵入基性岩类，属于低钙铝质、强碱−碱质的碱性玄武岩类，少部分为钙碱性或拉斑玄武岩。地球化学特征反映其形成于陆内裂谷而非板块碰撞带环境，是“南华

纪”中期盆地进一步伸展的产物。至此，盆地完成由武陵运动形成的挤压造山—造山后的初始裂解—全面伸展的体制转换。此后，盆地接受寒冷气候下的以冰成沉积物为主并向扬子古大陆一侧依次超覆的沉积序列。直至震旦−奥陶纪，盆地进入由被动陆缘向前陆盆地的演化，最终于志留纪盆地关闭。

REFERENCES

[1] 王　剑. 华南“南华系”研究新进展—论“南华系”地层划分对比[J]. 地质通报, 2005, 24(6): 491−495.
WANG Jian. New advances in the study of “the Nanhuaan System”—With particular reference to the stratigraphic division and correlation of the Nanhuaan System South China[J]. Regional Geology of China, 2005, 24(6): 491−495.

[2] 王　剑, 李献华, DUAN T Z. 沧水铺火山岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及“南华系”底界新证据[J]. 科学通报, 2003, 48(16): 1726−1731.
WANG Jian, LI Xian-hua, DUAN T Z. New evidence on Cangshuipu volcanic rocks zircon SHRIMP U-Pb age and the Nanhua System lower boundary[J]. Chinese Science Bulletin, 2003, 48(16): 1726−1731.

[3] 王　剑, 潘桂堂. 中国南方古大陆研究进展与问题评述[J]. 沉积学报, 2009, 27(5): 818−825.
WANG Jian, PAN Gui-tang. Neoproterozoic South China Palaeocontinents: An overview[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2009, 27(5): 818−825.

[4] 周金城, 王孝磊, 邱检生. 江南造山带是否格林威尔期造山带?—关于华南前寒武纪地质的几个问题[J]. 高等学校地质学报, 2008, 14(1): 64−72.
ZHOU Jin-cheng, WANG Xiao-lei, QIU Jian-sheng. Is the Jiangnan orogenic belt a grenvillian orogenic belt: Some problems about the precambrian geology of South China[J]. Geological Journal of China Universities, 2008, 14(1): 64−72.

[5] 李献华. 广西北部新元古代花岗岩的锆石 U-Pb 年代学及其构造意义[J]. 地球化学, 1999, 28(4): 1−9.
LI Xian-hua. U-Pb zircon ages of granites from northern Guangxi and their tectonic significance[J]. Geochimica, 1999, 28(4): 1−9.

[6] 李献华, 李正祥, 葛文春. 华南新元古代花岗岩的锆石 U-Pb 年龄及其构造意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2001, 20(4): 271−273.
LI Xian-hua, LI Zheng-xiang, GE Wen-chun. U-Pb zircon ages of the neoproterozoic granitoids in south China and their tectonic implications[J]. Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry, 2001, 20(4): 271−273.

[7] WANG Xiao-lei, ZHAO Guo-chun, QIU Jian-shen. LA-ICPMSU-Pb zircon geochronology of the Neoproterozoic igneous rocksfrom northern Guangxi, South China: Implications forpetrogenesis and tectonic evolution[J]. Precambrian Research, 2006, 145: 111−130.

[8] ZHOU Jin-cheng, WANG Xiao-lei, QIU Jian-sheng. Geochronology of Neoproterozoic mafic rocks and sandstones from northeastern Guizhou, South China: Coeval arc magmatism and sedimentation[J]. Precambrian Research, 2009, 170: 27−42.

[9] 高林志, 丁孝忠, 曹　茜. 中国晚前寒武纪年表和年代地层序列[J]. 中国地质, 2010, 37(4): 1014−1019.
GAO Lin-zhi, DING Xiao-zhong, CAO Qian. New geological time scale of Late Precambrian in China and geochronology[J]. Geology in China, 2010, 37(4): 1014−1019.

[10] 陆松年, 李怀坤, 相振群. 中国中元古代同位素地质年代学研究进展述评[J]. 中国地质, 2010, 37(4): 1002−1013.
LU Song-nian, LI Huai-kun, XIANG Zhen-qun. Advances in the study of mesoproterozoic geochronology in China: A review[J]. Geology in China, 2010, 37(4): 1002−1013.

[11] 高林志, 陈　峻, 丁孝忠. 湘东北岳阳地区冷家溪群和板溪群凝灰岩 SHRIMP 锆石年龄—对武陵运动的制约[J]. 地质通报, 2011, 30(7): 1001−1008.
GAO Lin-zhi, CHEN Jun, DING Xiao-zhong. Zircon SHRIMP U-Pb dating of the tuff bed of Lengjiaxi and Banxi groups, northeastern Hunan: Constraints on the Wuling movement[J]. Geological Bulletin of China, 2011, 30(7): 1001−1008.

[12] 孙海清, 黄建中, 郭乐群. 湖南冷家溪群划分及同位素年龄约束[J]. 华南地质与矿产, 2012, 28(1): 20−26.
SUN Hai-qing, HUANG Jian-zhong, GUO Le-qun. Subdivision and isotopic age of Lengjiaxi group in Hunan province[J]. Geology and Mineral Resources of South China, 2012, 28(1): 20−26.

[13] BHATIA M R, CROOK K A W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins[J]. Contrib Mineral Petrol, 1986, 92(2): 181−193.

[14] 潘传楚, 冯友华, 徐国望. 关于建立“沧水铺群”和确定“沧水铺运动”的建议[J]. 江西地质, 1988, 2(2): 138−145.
PAN Chuan-chu, FENG You-hua, XU Guo-wang. Proposal of establishment of a “Cangshuipu group” and determining “Cangshuipu movement”[J]. Jiangxi Geology, 1988, 2(2): 138−145.

[15] 罗海晏.“宝林冲组”及其建组的必要性[J]. 湖南地质, 1994, 13(2): 69−70.
LUO Hai-yan. “Baolinchong groups” and the necessity of building group[J]. Hunan Geology, 1994, 13(2): 69−70.

[16] 柏道远, 贾宝华, 刘　伟. 湖南城步火成岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其对江南造山带新元古代构造演化的约束[J]. 地质学报, 2010, 84(12): 1715−1726.
BO Dao-yuan, JIA Bao-hua, LIU Wei. Zircon SHRIMP U-Pb dating of the igneous rocks from Chengbu, Hunan: Constraint on the Neoproterozoic tectonic evolution of the Jiangnan orogenic belt[J]. Acta Geologica Sinica, 2010, 84(12): 1715−1726.

[17] 金鹤生, 傅良文. 湖南火山岩的时空演化及其板块构造意义

[J]. 地质论评, 1986(3): 225−235.
JIN He-sheng, FU Liang-wen. The evolution of volcanic rocks in Hunan province and their implications in plate tectonics[J]. Geological Review, 1986(3): 225−235.

[18] 葛文春, 李献华, 李正祥. 龙胜地区镁铁质侵入体: 年龄及其地质意义[J]. 地质科学, 2001, 36(1): 112−118.
GE Wen-chun, LI Xian-hua, LI Zheng-xiang. Mafic intrusions in Longsheng area: Age and its geological implications[J]. Scientia Geologica Sinica, 2001, 36(1): 112−118.

[19] 贺安生. 黔阳隘口基性超基性岩地球化学特征[J]. 大地构造与成矿学, 1995, 64(19): 239−247.
HE An-sheng. Geochemical characteristics Qianyang pass mafic and ultramafic rocks[J]. Geotectonica et Metallogenia, 1995, 64(19): 239−247.

[20] MCLENNAN S M, TAYLOR S R. Sedimentary rocks and crustal evolution: Tectonic setting and secular trends[J]. J Geol, 1991, 99(1): 1−21.

[21] ROSER B P, KORSCH R J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/NaO ratios[J]. J Geol, 1986, 94(5): 635−650.

[22] YUAN H L, GAO S, LIU X M. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry[J]. Geostand Newsl, 2004, 28(2): 353−370.

[23] COMPSTON W, WILLIAMS I S, KIRSCHVINK J L. Zircon U-Pb ages of early Cambrian time-scale[J]. J Geol Soc, 1992, 149(2): 171−184.

[24] WILLIAMS I S, CLAESSON S. Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high gradeparagneiss from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. Ⅱ: Ior microporpe zircon U-Th-Pb[J]. Contrib Mineral Petrol, 1987, 97(3): 205−217.

(编辑　陈卫萍)