西藏冈底斯带石炭纪陆缘裂陷作用: 火山岩和地层学证据

耿全如¹⁾,王立全¹⁾,潘桂棠¹⁾,金振民²⁾,朱弟成¹⁾,廖忠礼¹⁾,李光明¹⁾,李奋其¹⁾ 1)国土资源部成都地质矿产研究所,610082; 2)中国地质大学地球科学学院,武汉,430074

内容提要:冈底斯作为重要的中、新生代岛弧岩浆岩带,历来是青藏高原最热门的地质研究领域,但是对晚古 生代火山岩的性质及其形成的构造背景仍缺乏研究。本文在区域地质调查资料的基础上,对冈底斯带石炭纪火 山-沉积岩系进行了系统的地层学和岩石地球化学研究,测量了重点剖面,对火山岩进行了常量、微量元素和Sr、 Nd、Pb 同位素地球化学测试。研究表明,石炭系与下伏泥盆系或前寒武系之间普遍存在不整合或岩性、沉积相的 突变面,代表重要的构造转换面。石炭纪的沉积环境大致有两次滨海-深海或深水斜坡-滨海沉积演化旋回,深海-深水斜坡沉积或冰海相含砾板岩与两次火山活动伴生。石炭纪火山岩主要为安山玄武岩和英安岩、流纹岩类,略 具双峰式火山岩特点。安山玄武岩类的成分与典型 MORB 和岛弧玄武岩相比,具有 MgO 含量低,TiO₂、Al₂O₃、 P₂O₅含量高等特点,稀土和微量元素为 LREE 和 LILE 富集型分配模式,与大陆拉斑玄武岩相似。石炭纪酸性火 山岩的稀土和微量元素地球化学特征与陆内流纹岩相似。岩石地球化学示踪和地层学研究表明,冈底斯带石炭纪 为伸展背景下的冈瓦纳陆缘裂陷环境。火山岩的源区地幔具有典型的 Dupal 异常,发生过复杂的混合作用,涉及 到原始地幔、富集地幔 EMII 和地壳成分等,说明发生过冈瓦纳古陆壳俯冲、再循环进入古老地幔等过程。玄武岩 类成分的某些特殊性,可能与源区混合作用有关。

关键词:西藏冈底斯带;石炭纪;火山岩地球化学;地层学;陆缘裂陷

西藏冈底斯带位于雅鲁藏布江结合带和班公 湖-怒江结合带之间,是青藏高原白垩纪以来岩浆活 动期次最多、规模最大、岩浆岩类型最复杂的构造一 岩浆岩带(莫宣学等,2003;2005)。一般认为这些广 泛分布的燕山-喜马拉雅期岩浆岩是雅鲁藏布江新 特提斯洋向北俯冲、消减的岩浆岩响应,冈底斯是重 要的中、新生代岩浆弧(常承法和郑锡澜,1973;金成 伟和周云生,1978;黄汲清和陈炳蔚,1987;任纪舜 等,1999)。冈底斯带中、新生代岩浆活动及其成矿 作用早已成为青藏高原最热门的地质研究领域。地 质调查发现,冈底斯带在石炭纪已经有大量火山岩 喷发,但对这套火山岩尚未进行系统研究,对冈底斯 带石炭纪的构造背景仍缺乏了解。

从地质演化历史看,冈底斯带可划分为5个构造-沉积盆地演化阶段(图1)。以前寒武纪念青唐 古拉群为代表的第一构造层盆地为一套长英质片麻 岩,夹斜长角闪岩、大理岩等。原岩主要为泥质岩 石、碎屑岩及火山岩、凝灰岩和碳酸盐岩等,可能为 含火山岩的类复理石建造。冈底斯带和喜马拉雅带 具有相似的前寒武纪基底。这套岩石代表元古宙冈 瓦纳大陆北缘的裂陷、拉张并形成洋壳、闭合造山的 过程。第二构造层盆地为建筑在前寒武褶皱基底之 上的奥陶纪-泥盆纪新生盆地,主要为稳定的陆表海 和碳酸盐台地沉积。第三构造层为石炭-二叠系,部 分地区为火山-沉积盆地。第四构造层为中生代火 山-沉积盆地,已公认为岛弧演化阶段的产物。第五 构造层为新生代陆相火山-沉积盆地,为闭合后陆内 造山阶段的产物。这五个构造层盆地代表冈底斯五 个构造演化阶段。本文研究的石炭纪火山-沉积岩 系是中、新生代岩浆弧基底岩系的一部分。目前对 冈底斯带石炭纪之前和中生代之后的构造背景已有 较一致的认识,但对石炭、二叠纪的构造背景尚缺乏 了解(图1)。

为了探索石炭纪时期冈底斯带的构造背景,有

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号 40572051)和中国地质调查局"青藏高原南部空白区基础地质综合研究"项目(编号 1212010510218)资助的成果。

收稿日期:2007-06-28;改回日期:2007-08-02;责任编辑:郝梓国。

作者简介:耿全如,男,1963年生。研究员,主要从事青藏高原构造地质和岩石学研究。通讯地址:610082,四川成都市一环路北三段2号,成都地质矿产研究所;电话:028-83226767; Email: cdgquanru@cgs.gov.cn。

时代	构造运动	盆地形成时 限及性质
新近纪	喜马拉雅运动II幕	第五构造层新生盆地 碰撞后陆内火山
古近纪 白垩纪	—喜马拉雅运动I幕—	─ 沉积盆地 ~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~
···二紀 三叠纪	燕山运动	岩浆弧及弧 后盆地系统
二叠纪	——印文运动 — —	*************************************
石炭纪	——海西运动——	构造背景?
泥盆纪		第二构造层新生盆地 ^{被动陆缘磁酸盐台地}
奥陶纪		
寒武纪	加里东运动	
前寒武纪	泛非运动	第一构造层盆地 陆缘裂陷-扩张洋盆



tectonic layers

必要对本期火山-沉积地层进行系统研究。作者在 地质调查资料的基础上,对石炭纪火山-沉积岩系进 行了详细的野外观察,实测了重点剖面。本文以地 层学和火山岩岩石地球化学两方面证据,探讨冈瓦 纳大陆北缘的冈底斯带在石炭纪的构造背景,对二 叠纪火山-沉积岩系的研究将另文发表。希望以此 弥补冈底斯带晚古生代地质研究的不足。

1 地层学特征

冈底斯带石炭系主要分布在东西向的麦堆-洛 巴堆-米拉山断裂和狮泉河-那木错-迫龙藏布断裂之 间,在"弧背断隆带"中集中分布(肖序常等,1988), 是该带晚古生代地层的一部分(图 2)。近年来开展 的1:25万和1:20万区域地质调查对石炭系的地 层学和年代学进行了系统研究,可总结出以下重要 特征(图 3)^{●~●}。

(1) 冈底斯带石炭系与下伏泥盆系之间为重要的构造转换面。残留的泥盆系均为碳酸盐台地沉积,代表冈瓦纳北缘稳定的被动大陆边缘。石炭系与下伏泥盆系为不整合或层序不整合接触,石炭系岩性突变为大套的陆缘碎屑岩,部分地区(如然乌、波密、当雄)出现冰海相含砾板岩。在工布江达、当雄和狮泉河等地区缺失泥盆系,石炭纪盆地可能是建立在元古界褶皱基底古风化面之上的新生盆地。

(2)石炭纪盆地的深度和沉积环境在空间上和时间上变化较大,与地壳伸展拗陷及不均匀构造隆

升有关。在冈底斯中、东段的然乌、波密和申扎地 区,石炭纪的沉积环境有大致两次滨海-深海或深水 斜坡-滨海的演化过程。在冈底斯中、西段的当雄、 措勤地区,石炭纪的沉积环境从早期的深海盆地演 化为晚期的滨海环境,总体反映构造差异隆升过程, 但晚石炭世出现较多冰筏砾岩和冰川杂砾岩(措 勤),与局部伸展过程有关。

(3)石炭纪大致出现两期火山活动,均与沉积盆 地拗陷作用伴生。火山活动主要出现在冈底斯东段 的然乌-波密一带,西部的措勤地区见少量晚石炭世 火山岩。

第一期火山裂陷活动发生在早石炭世,以出现 火山岩及其共生的深水斜坡相沉积物为标志。在然 乌地区,诺错组(C₁n)的底部为冰海、滨浅海相含砾 板岩、石英杂砂岩等。中部为台地斜坡深水环境的 灰黑色板岩、石英杂砂岩、滑塌角砾岩,与其共生的 是厚约 520m 的火山岩(图 4)。在波密北部的倾多-古同一带,诺错组整体构成一个海侵旋回,沉积环境 从潮坪演化为深水陆棚、斜坡,至潮坪。深水斜坡相 粉砂岩、板岩中夹总厚约 20m 的火山岩类。在冈底 斯带中、西部,下石炭统未见火山岩夹层,但是大套 的深海或浅海碎屑岩中常夹冰海斜坡相黑灰色含砾 板岩、岩屑长石石英砂岩等,说明大陆边缘出现裂陷 斜坡,地貌的起伏较大。

第二期火山裂陷活动出现在晚石炭世。冈底斯 东段的波密地区,来姑组(C_2l)沉积环境再次演化 为深水斜坡-外陆棚,伴随总厚约 40m 的火山岩喷 溢。在然乌地区,来姑组(C_2 - P_1l)下部主要为台地 相碳酸盐沉积,代表暂时的稳定状态,其上为厚度大 于 1000 m 的块状含砾板岩、含砾岩屑石英砂岩、粉 砂质板岩等,砂岩中见丘状交错层理。碎屑岩的上、 下部分别夹厚约 2 m 的变玄武岩。这套陆缘碎屑 岩和火山岩代表再一次火山裂陷活动。在冈底斯中 西部的措勤地区,拉嘎组(C_2 - P_1lg)在局部地段出现 火山岩,厚度 0~30 m。火山岩与含砾泥岩、页岩, 岩屑质细砾岩等共生,也有裂陷作用的特征。

冈底斯带从泥盆纪的稳定被动大陆边缘碳酸盐 台地环境突变为石炭纪的陆缘碎屑岩伴随火山岩沉 积,并且火山岩均与深水斜坡或冰海相含砾板岩等 共生。说明石炭纪具有伸展背景下的裂陷火山-沉 积盆地特征。

(4) 冈底斯带早石炭世和晚石炭世的火山-沉 积岩系有充分的化石年代学依据^{●,●~●}。在东部然 乌乡雅则剖面中,诺错组为建组剖面,在大量化石









图 3 石炭纪火山-沉积岩系区域对比图(剖面^{0~0}的位置见图 2)

Fig. 3 Correlation of Carboniferous volcano-stratigraphic series in the Gangdese tectonic zone

1-岩块砾岩、滑塌砾岩; 2-砂质砾岩; 3-含砾砂岩、砂质砾岩; 4-含砾岩屑石英砂岩; 5-含砾石英砂岩; 6-含砾不等粒岩屑石英砂岩; 7-含砾长石石英砂岩; 8-含泥砾岩屑变质细粒长石石英砂岩; 9-长石石英砂岩; 10-长石岩屑石英砂岩; 11-砂质凝灰岩、凝灰质砂岩; 12-石英砂岩; 13-砂岩、细砂岩等; 14-含石榴石云母长石石英砂岩; 15-粉砂岩; 16-粉砂质泥岩、泥质粉砂岩; 17-粉砂质泥岩、页岩和 泥质粉砂岩; 18-片麻岩、片岩、变粒岩等; 19-片麻岩、片岩、大理岩等; 20-泥岩、板岩; 21-含砾板岩; 22-碳质板岩; 23-二云母石英片 岩、石英岩、绿片岩等; 24-粉砂质绢云板岩; 25-粉砂质板岩; 26-灰黑色板岩; 27-钙质泥岩、钙质板岩; 28-角岩; 29-含砂质泥晶、微 晶灰岩; 30-砂屑灰岩和粗晶灰岩; 31-灰岩夹硅质条带; 32-灰岩; 33-白云岩、白云岩化大理岩; 34-英安岩、流纹岩和凝灰质砂岩等; 35-玄武岩

1—Conglomerate and slump breccia; 2—sandy conglomerate; 3—pebbly sandstone and sandy conglomerate; 4—psephitic rock debris quartzose sandstone; 5—psephitic quartzose sandstone; 6—polymictic psephitic sandstone and conglomerate; 7—pebbly feldspathic quartz sandstone; 8— metamorphosed pebbly sandstone; 9—feldspathic quartz sandstone; 10—feldspathic quartz sandstone with rock debris; 11—sandy tuff and tuffaceous sandstone; 12—quartzose sandstone; 13—sandstone and packsand; 14—metamorphosed garnet mica feldspathic quartz sandstone; 15—siltstone; 16—silty mudstone and argillaceous siltstone; 17—silty mudstone, shale and argillaceous siltstone; 18—gneiss, schist and granulite; 19—gneiss, schist and marble; 20—mudstone and slate; 21—pebbly argillite; 22—carbonaceous slate; 23—mica schist, quartzite and green schist; 24—silty sericite slates; 25—silty slate; 26—black shale; 27—calcareous mudstone and slate; 28—hornfels; 29—sandy micritic; 30—calcarenite and coarsed-grained limestone; 31—limestone with silica bands; 32—limestone; 33—dolomite and dolomitized marble; 34—dacite, rhyolite and tuffaceous sandstone; 35—basalt

中,因含腕足类 Fusella-Eochoristites 组合、珊瑚 Hunboldtia-Bordenia-Zaphriphyllum 组合,时代 属于早石炭世早期 Tournaisian-Visean 阶。波密北 部倾多-古同剖面含相似的 Fusella 和 Syringothyris 动物群,为典型的早石炭世生物特征。然乌地区的 来姑组含有晚石炭世植物和苔藓虫,以及早二叠世 腕足、珊瑚等化石,其时代属于晚石炭世-早二叠世 有依据。但是,来姑组中的火山岩出现在中部,因此 本文讨论的火山-沉积岩系应属于晚石炭世。波密 地区的来姑组未发现可鉴定的化石,但其上覆洛巴 堆组中发现大量的晚石炭-早二叠世化石,因此将来 姑组时代定为晚石炭世。

申扎地区的永珠组含有大量珊瑚化石,如 Caninophrentis xizangensis (gen. et sp. nov.), C. sp., Amplexocarinia zangbeiensis (sp. nov.), A. cf. weiningensis Wu et Zhao 等; 腕足类化石 Spiri ferella salteri Tschernvschew, Phricodoth vris sp., Spiriferellina sp., S. cf. fastigata (Schellwier)等。 但这些化石一般存在于晚泥盆世至二叠纪,但根据化 石主体特征,将永珠组的时代定为早石炭世至晚石炭 世初期。拉嘎组中也含大量腕足,如 Linoproductus tingriensis Ching, L. sp., Spinomarginifera sp., Sergospirifer sp., Alispirifer sp. 等等; 珊瑚 Pseudopavona zangbeiensis (sp. nov.), Ibukiphyllum sp. cf. Ibukiphyllum sekii (Minato), Pseudopavona zangbeiensis (sp. nov.) 等, 时代属于晚石炭世 Bashkirian 阶至早二叠世 Sakmarian 阶。措勤地区石 炭系化石较少,其中永珠组因含有 Annularia 植物群 和双壳类化石,将其分别定为早石炭世和晚石炭-早 二叠世。拉嘎组中的玄武岩夹层出现在中上部,也应 属于晚石炭世。

2 火山岩的岩相学特征

笔者对然乌雅则地区的诺错组、波密倾多-古同 地区的诺错和来姑组剖面进行了实测,对火山岩进 行了系统观察和采样。对措勤地区拉嘎组进行了路 线地质调查,补充了火山岩样品。

在波密倾多-古同剖面中(图 4A),诺错组下部 碎屑岩中夹一层厚约 20m 的变玄武岩和少量薄层 状变英安岩。来姑组火山岩也作为碎屑岩中的夹 层,以变玄武岩、变流纹岩、英安岩和酸性凝灰岩为 主,厚约 40m。在然乌雅则剖面中,诺错组中下部出 现一套厚约 520m 的浅变质玄武质熔岩,夹 3 层英 安岩和 3 层基性凝灰岩类,组成大致 3 个溢流-喷发 旋回。其中玄武岩类为块状熔岩,成层不明显(图 4B)。该剖面来姑组中部仅见 2 层变玄武岩,且分 布不稳定。措勤地区的拉嘎组碎屑岩中夹浅变质玄 武岩类,最厚处约 30m,分布不稳定(图 2、图 3)。

冈底斯带石炭纪火山岩岩石类型以变玄武岩 类、变英安岩类和流纹岩类为主,夹少量凝灰岩类, 具有双峰式火山岩特征。岩石普遍遭到绿片岩相浅 变质作用,岩石的原生矿物被不同程度的交代。

变玄武岩类呈灰色、灰绿色,斑状结构、交织结构、间粒间隐结构,块状、杏仁状构造。岩石具较强的绿泥石化、碳酸岩化,及不同程度的硅化。斑晶主要为斜长石,偶见单斜辉石残余。矿物粒度 1.2~

			(A)波密侧多一百问	(B) 然马雅则						
地层	厚度	岩性柱	岩性简述	样 品	地层	厚度	岩性柱	岩性简述	样 品	
í	20.8 m		灰-灰白色块状变流纹岩夹 薄层凝灰质砂板岩、板岩	QGP18-b1		3 m		灰色中厚层石英细砂岩 深灰色隐晶质英安岩	YZ-18	
来 C ²	1		深灰-黑色绢云板岩与薄层 变质黑云母石英粉砂岩互	OCD16 h		57 m		紫灰色块状玄武质岩屑 角砾熔岩	YZ-17	
姑 组	585.74 m		层, 夹灰色中, 厚层状变玄 武岩、变流纹岩、深灰色 变凝灰质粉砂岩、凝灰质 板岩等成 起 和 细 晶 灰岩 钙 质 板 岩 和 细 晶 灰岩 灰色 薄层钙质板 岩夹薄-厚	QGP16-01 QGP15-b1 QD-9 QD-7 QD-6		141 m		灰绿色、深灰色浅变质块 状安山玄武岩,夹英安岩 局部见片理化,偶见气孔、 杏仁体	YZ-16	
	28.9m		层状结晶灰岩			5m		灰绿色玄武质凝灰岩	YZ-15	
))) 2 -		C1 <i>n</i>	54m	· · · · · · ·	灰绿色块状杏仁状变 玄武岩,夹英安岩	YZ-14 YZ-13	
$C_1 n$	653.4 m		深灰-黑色炭质板岩及砂质 板岩、薄层绢云板岩、条 带状变粉砂岩的韵律互层。 发育粒序层理		诺	52 m		灰绿色块状隐晶质变 玄武岩	YZ-12 YZ-11	
144					错	38 m	• 「 「 「 「 「	灰绿色厚层块状变玄武岩, 隐晶质和杏仁状构造	YZ-10	
佑	53.9 m		「深灰色薄-厚层变岩屑石英 砂岩夹薄层粉砂质板岩, 下部夹中、薄层结晶灰岩- 黑色碳质板岩。		组	E	° г ° г ° г ° г г г г г г г г г г г	灰绿色、浅绿色浅变质块	YZ-9	
错组	t.7 m		灰绿色块状变玄武岩与深 灰色中薄层变凝灰岩、 变凝灰质粉砂岩和凝灰质	QGP10-b1 QGP5-b1 OD-5		134 r		状安山玄武岩, 局部见片 理化, 偶见气孔、杏仁体	YZ-8 YZ-7	
	8		板岩构成3个喷发-沉积旋回	QD-4		3 m		灰绿色玄武质凝灰岩		
	ш		深灰色薄层含砾砂质板岩和	<u>QD-3-2</u>		17 m	: \/: \/: \/: \/ \/: \/: \/: \/: \/:	阀灰色厚层凝灰岩,见火 山弹夹少量砾岩透镜体	YZ-6 YZ-5	
	81.6	<u> </u>	变粉砂岩,夹浅灰色薄层细 砂岩和砂质灰岩			16 m		厚层状灰绿色英安岩 薄层粉砂质板岩	YZ-2 YZ-0	

(A) 波密倾多一古同

图 4 波密和然乌地区石炭纪火山-沉积岩系柱状图 Fig. 4 Carboniferous volcanic-stratigraphic column in Bomi and Ranwu

0.6 mm。基质部分残留不规则状斜长石微晶组成 的格架,由绿泥石、少量绿帘石、隐晶质-玻璃质、碳 酸盐矿物、石英、黑云母,及少量铁质微粒等充填,含 副矿物榍石、钛铁矿、磁铁矿等。斜长石微晶定向、 半定向排列,构成交织结构。

变英安岩、流纹岩类呈浅灰绿色、深灰色,隐晶 质结构、斑状结构,基质具微晶-隐晶结构,块状构 造。矿物成分为斜长石、钾长石(正长石)、石英、黑 云母及长英质微晶等,矿物粒度 0.1~0.2mm 至显 微隐晶质。岩石常见不同程度的绢云母化、黝帘石 化或碳酸盐化。酸性岩类变质程度小于基性岩类。

3 火山岩岩石地球化学

笔者对倾多-古同和雅则两条剖面的火山岩样 品进行了薄片镜下研究,选取较新鲜的样品进行地 球化学测试。其中常量元素由国土资源部成都地质 矿产研究所测试,测试方法为火焰原子吸收法,分析 精度优于1%。微量元素和稀土元素由国家地质实 验测试中心完成,检测使用仪器为等离子质谱 ICP-MS(TJA X-Series)、等离子光谱 ICP-AES(TJA IRIS)。检测依据为 DZ/T 0223-2001 和《国家地质 实验测试中心检定细则》。检测数据符合《地质矿产 实验室测试质量管理规范》DZ 0130-94 的要求。 Rb-Sr、Sm-Nd和 Pb-Pb 同位素测试在中国科学院 地质和地球物理研究所固体同位素地球化学实验室 完成。化学分离和同位素比值测量采用德国 Finnigan 公司 MAT-262 热电离质谱计。常量元素 和微量元素测试结果见表 1,同位素测试结果见表 2、表 3。本文岩石化学图形软件据路远发(2004)。

表 1 石炭纪火山岩常量元素(%)和微量元素(×10⁻⁶)含量

样号	YZ-4	YZ-7	YZ-8	YZ-9	YZ-11	YZ-12	YZ-14	CQj-2	CQ06-1	QGP5-b1	QD-3-2	QD-4	QD-5
SiO_2	48.56	50.34	51.53	49.02	51.74	53.81	49.18	48.92	45.54	48.1	49.08	50.12	49.82
$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$	14.87	16.7	15.73	16.19	16.76	14.67	15.66	14.27	17	15.39	16.35	16.65	16.47
Fe_2O_3	1.65	4.54	1.65	3.29	2.99	3.7	3.11	3.36	5.62	1.23	1.85	1.38	0.58
FeO	5.67	4.05	5.46	5.56	5.72	4.5	5.07	5.05	4.33	6.37	6.84	7.15	7.85
CaO	6.3	6.24	6.9	6.49	7.55	5	6.84	11.74	9.69	8.12	6.8	6.42	6.57
MgO	2.85	3.62	3.2	4.02	4.6	3.31	3.86	3.52	3.62	3.93	4.74	4.22	4.64
K_2O	4.08	1.03	0.43	2.78	0.98	0.65	1.76	0.64	0.66	1.16	1.15	0.86	0.89
Na_2O	1.74	4.93	5.5	2.26	4.14	5.75	3.97	2.12	2.48	3.28	3.62	3.99	3.67
${\rm TiO}_2$	1.59	1.69	1.5	1.59	1.5	1.38	1.56	1.35	1.4572	1.16	1.21	1.21	1.15
MnO	0.098	0.088	0.11	0.13	0.14	0.12	0.14	0.38	0.34	0.16	0.14	0.14	0.14
P_2O_5	0.5	0.42	0.4	0.4	0.37	0.34	0.38	0.21	0.2723	0.18	0.19	0.37	0.14
LOI	11.55	5.41	6.67	7.42	3.1	6.1	7.5	5.78	8.66	10.15	7.06	6.8	7.25
Total	99.458	99.058	99.08	99.15	99.59	99.33	99.03	97.34	99.67	99.23	99.03	99.31	99.17
TFeO	7.16	8.14	6.95	8.52	8.41	7.83	7.87	8.07	9.39	7.48	8.51	8.39	8.37
Mg *	41.53	44.24	45.10	45.69	49.37	42.98	46.66	43.74	40.74	48.38	49.84	47.27	49.70
Ba	271	106	76.6	246	228	75.1	110	172	227	111	89.4	82.5	74.5
Sr	203	249	212	291	411	225	172	418	333	265	279	262	269
V	171	160	153	202	191	79.7	196		203	127	142	131	143
Cr	50.1	47.8	84.1	46	89.5	80.9	86.3	172	145.9	21.6	14.5	11.3	15.4
Co	18.5	28.6	36.8	30.6	31.2	25.7	29			25.8	38.4	28.7	37.9
Ni	18.8	33.3	31	33.7	33.9	29.5	46			42.8	54.9	41.5	54.9
Rb	149	39.1	20.1	144	35.5	34.9	87	31.5	13.7	30	63.5	46.1	55.7
Pb	10.2	9.71	8.22	13	10.2	9.12	8.28	21.1		26.9	12.6	10.6	11.3
Th	6.13	5.39	4.5	4.86	4.34	4.78	4.56	4.6	1.9	2.8	1.95	1.92	2.01
Zr	226	256	189	237	204	182	195	147	144	171	161	170	152
Nb	14.6	16.5	10.8	14.6	12	10.6	11.6	8.5	8.2	8.7	4.4	4.56	2.01
Hf	5.7	6.34	4.85	5.98	5.23	4.8	5.05	5.2	3.8	3.7	4.01	4.22	3.79
Ta	1.12	1.26	0.83	1.11	0.95	0.85	0.9	0.3	0.6	0.5	0.36	0.37	0.14
Y	32.5	32	27	32	30	27	28.7	22.3	25.31	24.02	24.6	26.3	23.1
La	28	28	23.1	28.2	24.1	23.3	23.1	15.8	13.35	12.1	12.3	13.6	12.5
Ce	59.5	59.2	47.5	59.8	50.8	48.2	49	26.8	32.94	28.36	27	28.8	26.5
Pr	7.6	7.53	6.16	7.53	6.57	6.02	6.34	4.25	4.67	4.05	3.62	3.9	3.59
Nd	30.7	30	24.6	29.9	27	23.4	25.8	18.9	19.48	15.17	15.2	16.5	14.9
Sm	6.26	5.98	5.04	6.08	5.57	4.86	5.37	4.71	4.7	3.86	3.52	3.73	3.35
Eu	1.92	1.74	1.51	1.84	1.68	1.42	1.58	1.48	1.65	1.31	1.26	1.37	1.26
Gd	6.15	5.94	5.05	6.29	5.6	4.97	5.34	4.6	5.1	4.02	3.55	3.87	3.53
Tb	1.06	1.01	0.88	1.03	0.96	0.86	0.92	0.8	0.84	0.72	0.69	0.75	0.69
Dy	5.79	5.52	4.77	5.72	5.36	4.8	5.16	5.27	5.08	4.11	4.14	4.44	3.94
Ho	1.14	1.09	0.94	1.11	1.04	0.93	1.01	1.09	1.05	0.84	0.82	0.9	0.78
Er	3.44	3.36	2.87	3.38	3.19	2.83	3.04	3.03	2.87	2.45	2.54	2.69	2.4
Tm	0.46	0.45	0.38	0.46	0.43	0.38	0.41	0.45	0.47	0.39	0.34	0.38	0.33
Yb	3.03	3.04	2.54	3.04	2.77	2.48	2.64	2.59	2.75	2.41	2.26	2.43	2.21
Lu	0.44	0.46	0.37	0.45	0.42	0.37	0.4	0.37	0.41	0.35	0.34	0.38	0.34
ΣREE	155.49	153.32	125.71	154.83	135.49	124.82	130.11	90.14	95.36	80.14	77.58	83.74	76.32
δEu	0.94	0.88	0.91	0.90	0.91	0.88	0.89	0.96	1.02	1.01	1.08	1.09	1.11
(L/H)REE	6.23	6.35	6.06	6.21	5.85	6.08	5.88	3.95	4.14	4.24	4.28	4.29	4.37
$(La/Yb)_n$	6.24	6.22	6.15	6.27	5.88	6.35	5.91	4.12	3.28	3.39	3.68	3.78	3.82
$(Ce/Yb)_n$	5.09	5.05	4.85	5.10	4.75	5.04	4.81	2.68	3.10	3.05	3.10	3.07	3.11
Nb/Nb*	0.38	0.46	0.36	0.42	0.40	0.34	0.38	0.34	0.55	0.51	0.30	0.30	0.14

2007	年
------	---

											ź	读表 1
样号	QD-6	QD-7	QD-9	YZ-2	YZ-5	QGP15-b1	YZ-13	YZ-16	QGP10-b1	QGP16-b1	QGP18-b1	CQ07-1
SiO ₂	46.98	48.64	54.42	49.78	69.43	75.26	54.84	52.56	60.92	75.38	77.18	76.82
$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$	15.22	14.27	13.59	15.07	14.2	12.11	16.18	16.15	17.62	11.93	11.32	8.51
$\mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3$	6.35	7.43	7.79	1.83	2.26	1.56	2.84	2.54	1.26	1.63	1.9	4.15
FeO	6.59	4.25	5.99	3.18	0.8	0.58	4.21	4.65	4.02	0.64	0.46	2.02
CaO	9.18	13.45	2.44	6.95	2.33	0.27	5.12	5.31	4.28	0.34	0.1	0.47
MgO	7.91	6.01	4.77	2.23	0.47	0.37	2.49	2.59	1.38	0.21	0.31	1.43
K_2O	0.68	0.43	1.52	1.7	2.77	5.58	3.1	2.83	2.55	5.62	5.25	2
Na_2O	2.63	0.8	4.24	6.71	2.87	2.59	4.21	3.39	3.35	2.77	1.91	0.12
${\rm TiO}_2$	1.03	0.84	1.76	0.82	0.56	0.22	1.41	1.41	0.63	0.24	0.21	0.4062
MnO	0.21	0.24	0.19	0.13	0.059	0.012	0.12	0.13	0.095	0.013	0.004	0.067
P_2O_5	0.14	0.2	0.5	0.38	0.1	0.061	0.48	0.44	0.157	0.046	0.058	0.1126
LOI	2.41	2.93	2.63	11.13	4.03	0.8	4.43	7.06	3.17	0.67	0.95	3.52
Total	99.33	99.49	99.84	99.91	99.88	99.41	99.43	99.06	99.43	99.49	99.65	99.63
TFeo	12.31	10.94	13.00									
Mg *	53.41	49.49	39.55									
ACNK				0.59	1.19	1.12	0.83	0.88	1.10	1.06	1.26	2.65
Ba	133	61.2	139	152	386	707	355	192	203	756	811	328
Sr	225	163	70.5	233	106	46	287	239	265	28	28	22
V	315	317	210	28.4	63.6	21	121	132	36	15	31	66
Cr	136	98.2	8.18	7.28	27.5	8.4	28.3	28.1	6	7.9	10.3	60.7
Co	61.8	45.1	44.6	7.78	13.7	11.6	20.5	21.4	13	7.5	17.3	
Ni	116	84.4	2.79	4.96	13.7	5.6	17.5	18.1	6	4.4	12.4	
Rb	55	37	132	60.5	129	229	119	123	113	264	244	78.7
Pb	59.2	41	8.76	21.3	22.9	19.2	21.4	16.3	29.7	23.3	18.5	
Th	1.67	1.4	11.9	10.4	23.3	24.9	12.9	12.6	6.7	25.1	22.4	9.6
Zr	81.9	64.9	225	429	189	251	394	364	178	304	250	195
Nb	2.5	2.3	13.3	23.2	15	18.8	20.4	19.7	12.9	21.3	20.7	10.9
Hf	2.39	1.97	6.59	9.98	5.99	7.3	9.5	8.58	3.8	7.7	6.9	4.9
Ta	0.22	0.19	1.26	1.77	1.5	2.1	1.6	1.56	0.8	1.6	1.8	0.9
Y	28	28.4	55	41.5	37.2	32.43	41	38.7	17.89	35.91	32.64	17.81
La	6.52	6.52	32.4	48.2	65.8	9.94	41.2	38.4	20.39	24.91	79.77	26.15
Ce	14.8	14.2	66.2	97.8	107	20.26	84.7	78.3	42.42	48.28	142	50.67
Pr	2.19	2.08	8.45	11.7	14.6	2.81	10.3	9.59	5.1	6.41	16.81	6.13
Nd	10.3	9.91	34.5	43.8	51.6	9.93	39.3	36.8	17.86	21.74	57.91	21.59
Sm	2.97	2.83	7.68	8.16	8.67	2.73	7.57	7.16	3.42	4.72	10.26	4.18
Eu	1.16	1.23	2.15	1.77	1.7	0.37	2	1.79	1.05	0.58	1.53	0.9
Gd	3.14	3.09	8.18	8.45	8.74	3.91	7.88	7.38	3.37	4.82	8.42	3.72
Tb	0.71	0.67	1.57	1.34	1.26	0.85	1.3	1.22	0.57	0.91	1.28	0.6
Dy	4.62	4.43	9.27	7.1	6.3	5.41	7.09	6.62	3.08	5.8	6.52	3.39
Ho	0.99	0.93	1.89	1.38	1.22	1.11	1.39	1.31	0.62	1.26	1.23	0.69
Er	3	2.82	5.84	4.41	3.89	3.52	4.36	4.04	1.85	3.86	3.36	1.96
Tm	0.42	0.39	0.82	0.61	0.51	0.57	0.58	0.55	0.31	0.65	0.51	0.31
Yb	2.8	2.61	5.49	4.24	3.44	3.71	3.93	3.65	1.91	4.2	2.94	2.02
Lu	0.43	0.4	0.82	0.66	0.53	0.54	0.59	0.55	0.29	0.65	0.41	0.31
Σ REE	54.05	52.11	185.26	239.62	275.26	65.66	212.19	197.36	102.24	128.79	332.95	122.62
δEu	1.15	1.27	0.82	0.65	0.59	0.35	0.79	0.75	0.93	0.37	0.49	0.68
(L/H)REE	2.36	2.40	4.47	7.50	9.63	2.35	6.82	6.79	7.52	4.81	12.50	8.43
(La/Yb) _n	1.57	1.69	3.99	7.68	12.93	1.81	7.08	7.11	7.21	4.01	18.33	8.75
(Ce/Yb) _n	1.37	1.41	3.12	5.98	8.06	1.42	5.59	5.56	5.76	2.98	12.52	6.50
Nb/Nb*	0.26	0.26	0.23									

注:YZ为雅则剖面诺错组;QGP5-b1和 QD-3-2~GD-9为波密倾多-古同剖面诺错组;CQ 为措勤拉嘎组;QGP10-b1为倾多-古同诺错 组;QGP15、QGP16、QGP18为该剖面来姑组;CQ 为措勤拉嘎组。

表 2 石炭纪火山岩 Sr-Nd 同位素组成

	样号	Rb(µg/g)	$Sr(\mu g/g)$	$^{87} m Rb/^{86} m Sr$	$^{87} m{Sr}/^{86} m{Sr}\pm(2\sigma)$	$({}^{87}\mathrm{Sr}/{}^{86}\mathrm{Sr})_{i}$	$\varepsilon_{Sr}(0)$	$\varepsilon_{\rm Sr}(t)$	f ^{Rb/Sr}
	YZ-2	61.99	279.6	0.6420	0.714895±13	0.711880	147.55	104.75	6.76
	YZ-4	150.0	210.9	2.0600	0.716891 ± 12	0.707215	175.88	38.54	23.91
	YZ-5	108.2	108.7	2.8835	0.728002 ± 14	0.714458	333.60	141.35	33.87
	YZ-7	35.22	259.0	0.3933	0.706458 ± 9	0.704611	27.80	1.57	3.76
	YZ-8	18.87	217.1	0.2514	0.706334 ± 12	0.705153	26.03	9.27	2.04
	YZ-9	131.3	292.6	1.2983	0.707743 ± 14	0.701645	46.03	-40.52	14.70
	YZ-11	31.98	434.2	0.2131	0.705967 ± 13	0.704967	20.83	6.62	1.58
	YZ-12	30.40	216.4	0.4065	0.706306 ± 12	0.704397	25.64	-1.47	3.92
	YZ-13	107.5	291.0	1.0683	0.707403 ± 11	0.702385	41.20	-30.02	11.92
	YZ-14	77.78	170.8	1.3174	0.707681 ± 14	0.701493	45.16	-42.68	14.93
(QD-3-2	55.72	281.6	0.5729	0.713674 ± 12	0.710984	130.23	92.03	5.93
	QD-4	45.42	268.8	0.4893	0.715843 ± 12	0.713544	161.00	128.38	4.92
	QD-5	45.92	266.4	0.4991	0.716798 ± 14	0.714454	174.56	141.29	5.04
	QD-7	31.75	161.4	0.5711	0.742623 ± 14	0.740104	541.14	505.38	5.91
	Q D-9	108.5	56.6	5.5805	0.774668 ± 13	0.750049	996.00	646.54	66.48
(CQ06-1	12.91	402	0.093	0.713982 ± 7	0.713585	134.59	128.96	0.12
(CQ07-1	67.16	18.18	10.78	0.793136 ± 7	0.747115	1258.14	604.90	129.35
	样号	$Sm(\mu g/g)$	Nd(µg/g)	$^{147}{ m Sm}/^{144}{ m Nd}$	$^{143}\mathrm{Nd}/^{144}\mathrm{Nd}\pm(2\sigma)$	$(^{143}\mathrm{Nd}/^{144}\mathrm{Nd})_{\mathrm{i}}$	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{\rm Nd}(t)$	f ^{Sm/Nd}
	YZ-2	8.929	44.16	0.1222	0.512441 ± 12	0.512176	-9.00	-3.85	-0.38
	YZ-4	6.669	30.38	0.1327	0.512505 ± 14	0.512218	-8.19	-2.59	-0.33
	YZ-5	9.387	50.90	0.1115	0.512114 ± 13	0.511873	-14.92	-10.22	-0.43
	YZ-7	6.527	30.22	0.1306	0.512625 ± 13	0.512342	-5.77	-0.26	-0.34
	YZ-8	5.649	25.36	0.1346	0.512612 ± 13	0.512321	-6.18	-0.50	-0.32
	YZ-9	6.446	29.56	0.1318	0.512598 ± 13	0.512313	-6.34	-0.79	-0.33
	YZ-11	6.106	27.25	0.1355	0.512606 ± 11	0.512313	-6.34	-0.63	-0.31
	YZ-12	5.263	23.36	0.1362	0.512614 ± 13	0.512320	-6.21	-0.47	-0.31
	YZ-13	8.114	38.65	0.1269	0.512602 ± 13	0.512328	-6.05	-0.70	-0.35
	YZ-14	6.013	26.65	0.1364	0.512619 ± 13	0.512324	-6.13	-0.38	-0.31
(QD-3-2	3.925	15.77	0.1505	0.512824 ± 13	0.512499	-2.71	3.63	-0.24
	QD-4	4.057	16.51	0.1486	0.512809 ± 14	0.512488	-2.92	3.34	-0.24
	QD-5	3.646	14.78	0.1492	0.512817 ± 12	0.512495	-2.79	3.50	-0.24
	QD-7	3.030	17.03	0.1076	0.512959 ± 10	0.512741	2.00	6.26	-0.45
	QD-9	9.404	8.857	0.6419	0.512943 ± 11	0.511641	-19.45	5.96	2.26
(CQ06-1	4.096	16.96	0.1461	0.512579 ± 6	0.512292	-6.75	-1.15	-0.26
(CQ07-1	3.815	20	0.1154	0.511471 ± 9	0.511244	-27.19	-22.76	-0.41

Table 2 Sr-Nd isotopic analyses of Carboniferous volcanic rocks

注:现代(⁸⁷ Rb/⁸⁶ Sr)_{CHUR}=0.0827,(⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr)_{CHUR}=0.7045;衰变常数 λ_{Rb-Sr}=1.42×10⁻¹¹(年⁻¹);现代(¹⁴⁷ Sm/¹⁴⁴ Nd)_{CHUR}=0.1967, (¹⁴³ Nd/¹⁴⁴ Nd)_{CHUR}=0.512638;衰变常数 λ_{Sm-Nd}=6.54×10⁻¹²(年⁻¹);ε_{Sr}(0)、ε_{Nd}(0)为现在值,ε_{Sr}(t)、ε_{Nd}(t)为初始值。诺错组、来姑组采用 古生物年龄,按 330 Ma 和 310 Ma 进行同位素年龄校正。拉嘎组按 300 Ma 进行同位素年龄校正。

3.1 常量元素地球化学特征

由于常量元素 Si、K、Na 等在变质和交代过程 中属于活动组分,本文采用稳定元素进行岩石分类。 在惰性元素比值 Zr/TiO₂-Nb/Y 分类图上(图 5), 石炭纪火山岩主要分布于玄武岩/安山岩和英安岩、 流纹岩区域内,主要属于基性岩和酸性岩两大类。 虽然 SiO₂含量在变质和交代过程中可能发生某些 变化,但石炭纪火山岩的 SiO₂含量也主要属于基性 和酸性岩范围。25 件样品中基性岩类为 19 件, SiO₂含量为 45.54%~54.84%;酸性岩类为 5 件, SiO₂含量为 69.43%~77.18%;仅1件样品的 SiO₂ 含量为 60.92%,属中性岩类(QGP10-b1)。因此, 石炭纪诺错组、来姑组和拉嘎组总体具有双峰式火 山岩的特点,但并不典型(图 5)。从常量元素含量 特点看,石炭系火山岩中变基性岩类与典型的玄武 岩类有区别,属于安山玄武岩,并属于亚碱性系列。 英安岩和流纹岩样品大部分也属于亚碱性系列。

从常量元素特征看,石炭纪安山玄武岩类有一 定特殊性。早石炭世诺错组安山玄武岩类 Al₂O₃平 均含量在然乌地区为 15.80%,在波密地区为 16.22%。高于二叠纪峨眉山、Panjal、北喜马拉雅 带等典型大陆玄武岩(12.5%~15.4%),但低于岛

表 3 石炭纪火山岩铅同位素测试结果及有关参数

Table 3 Lead isotopic analyses related ratios of Carboniferous volcanic rocks											
样号	$^{206}\rm{Pb}/^{204}\rm{Pb}$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$	$(^{207} Pb/^{204} Pb)_i$	$(^{208} Pb/^{204} Pb)_i$	$\triangle 7/4 Pb$	$\triangle 8/4 Pb$			
YZ-2	18.7762 ± 9	15.7414±9	39.5348 ± 9	18.554	15.730	38.932	21.51	120.74			
YZ-4	18.7624 ± 4	15.7298 ± 4	39.4781 ± 5	18.375	15.709	38.736	20.50	116.74			
YZ-5	18.9195 ± 8	15.7584 ± 8	39.6269 ± 10	18.229	15.722	38.366	21.65	112.62			
YZ-7	18.8128 ± 7	15.7004 ± 7	39.4854 ± 7	18.479	15.683	38.800	17.01	111.37			
YZ-8	18.8135 ± 7	15.7033 ± 8	39.4471 ± 9	18.428	15.683	38.772	17.29	107.46			
YZ-9	18.7776 ± 11	15.7078 ± 12	39.3750 \pm 13	18.513	15.694	38.914	18.13	104.59			
YZ-11	18.7818 ± 7	15.6927 ± 7	39.3290 ± 7	18.507	15.678	38.805	16.58	99.48			
YZ-12	18.7528 ± 7	15.6988 ± 7	39.4178 ± 7	18.462	15.683	38.772	17.50	111.87			
YZ-13	18.7641 ± 12	15.7099 ± 13	39.3936 ± 15	18.385	15.690	38.651	18.49	108.08			
YZ-14	18.8171 ± 6	15.6999 ± 6	39.4244 ± 7	18.388	15.677	38.745	16.91	104.75			
QD-3-2	18.6246 ± 7	15.7180 ± 8	39.1970 ± 8	18.563	15.715	39.007	20.81	105.29			
QD-4	18.5823 ± 7	15.6868 ± 7	39.0889 ± 8	18.480	15.681	38.867	18.15	99.59			
Q D-5	18.8453 ± 8	15.7532 ± 7	39.4171 ± 7	18.724	15.747	39.198	21.94	100.61			
QD-7	18.6389 ± 10	15.7538 ± 10	39.1463 ± 10	18.610	15.752	39.107	24.23	98.49			
Q D-9	19.8396 \pm 8	15.7841 ± 9	41.2336 ± 9	19.388	15.760	39.599	14.25	162.05			
CQ06-1	18.7130 ± 7	15.65700 ± 39	38.9138 ± 11	18.221	15.631	38.679	13.75	66.28			

注:误差均为 2σ 绝对误差。初始 Pb 校正采用路远发(2004)提供的软件计算。△7/4Pb=[(²⁰⁷ Pb/²⁰⁴ Pb)_{样品}-0.1084(²⁰⁶ Pb/²⁰⁴ Pb)_{样品}-13.491]×100;△8/4Pb=[(²⁰⁸ Pb/²⁰⁴ Pb)_{样品}-1.209(²⁰⁶ Pb/²⁰⁴ Pb)_{样品}-15.627]×100。诺错组、来姑组采用古生物年龄,按 330 Ma 和 310 Ma 进行同位素比值校正。拉嘎组按 300 Ma 进行校正.

18.384

孤高铝玄武岩(19.6%)和岛弧钙碱性玄武岩 (17.1%)(Hess, 1989; Honegger, et al, 1982; 肖龙 等,2003;Luhr and Haldar, 2006)。晚石炭世来姑 组和拉嘎组安山玄武岩的 Al₂ O₃ 相似,平均为 14.87%。诺错组安山玄武岩类的 TiO,含量在然乌 和波密分别为 1.54% 和 1.18%, 平均为 1.37%, 晚 石炭世来姑组和拉嘎组安山玄武岩的 TiO2 含量分 别为 1.21%和 1.40%,均高于岛弧钙碱性玄武岩和 高铝玄武岩(1%~1.06%),接近于大陆玄武岩 (1.45%~1.90%)。MgO 含量在然乌和波密诺错 组中分别为 3.64%和 4.38%, TFeO 含量则分别为 7.84%和8.19%。在来姑组和拉嘎组中, MgO含 量分别为 6.23% 和 3.57%, TFeO 含量分别为 12.08%和 8.73%。石炭纪安山玄武岩类的 MgO、 TFeO 含量与大陆玄武岩(分别为 4.48%~11.6%、 10%~12%)和岛弧玄武岩类(分别为4.1%~ 7.1%、7.8%~10.1%)的相似性均不明显。

18.7564 \pm 10 15.7328 \pm 10 39.1768 \pm 26

石炭纪变安山玄武岩类在常量元素成分上与大陆溢流玄武岩和岛弧玄武岩相比,均有一定特殊性,可能与源区成分的复杂性有关。石炭系的变酸性火山岩属于流纹岩和英安岩两类(图 5),岩石的含铝指数 ACNK 介于 0.59~2.65 之间,平均为 1.19,为过铝质酸性岩。

3.2 微量元素地球化学特征

15.713

3.2.1 稀土元素

石炭纪安山玄武岩类的稀土元素球粒陨石标准 化曲线均为轻稀土富集型,Eu异常不明显。从早石 炭世到晚石炭世,稀土总量和轻、重稀土的分馏程度 降低。稀土分配曲线总体与于大陆拉斑玄武岩和大 陆裂谷型玄武岩相似。

38.641

20.86

87.33

早石炭世诺错组安山玄武岩类在雅则剖面中稀 十总量 Σ REE=124.82~155.49(×10⁻⁶,下同),平 均为139.97;轻、重稀土比值LREE/HREE=5.85 ~6.35,平均为6.09;(La/Yb)_n=5.88~6.35,平均 为 6.15; (Ce/Yb)_n=4.75~5.10, 平均为 4.95。雅 则剖面中的安山玄武岩类7件样品的稀土分配曲线 十分相似,均为显著的 LREE 富集型,Eu 呈微弱负 异常, \deltaEu=0.88~0.94, 平均为 0.90, 说明斜长石 分离结晶不明显,岩浆演化程度不高。雅则诺错组 安山玄武岩的稀土元素经球粒陨石标准化后的分配 曲线与岛弧玄武岩、近现代与俯冲有关的高铝玄武 岩及 MORB 等均有明显区别,与几类典型大陆拉斑 玄武岩接近(图 6a),如西伯利亚大陆溢流玄武岩、 峨眉山低 Ti 玄武岩、基龙组和吉隆沟玄武岩等 (Hawkesworth et al., 1995;肖龙等, 2003;朱弟成, 2003[®];Garzanti,1999)。

CQ07-1



图 5 石炭系火山岩高场强元素 Nb/Y-Zr/TiO2分类图(据 Winchester and Floyd, 1977)

Fig. 5 Nb/Y-Zr/TiO₂ classification diagram for Carboniferous volcanic rocks (from Winchester and Floyd, 1977)

诺错组安山玄武岩在倾多-古同剖面中的稀土 总量和轻、重稀土的比值均低于雅则剖面的玄武安 山岩。4件样品的 Σ REE=76.32~83.74,平均为 79.45;轻、重稀土比值 LREE/HREE=4.24~ 4.37,平均为4.29;(La/Yb)_n=3.39~3.82,平均为 3.67;(Ce/Yb)_n=3.05~3.11,平均为3.08。无 Eu 异常或略显正异常, δ Eu=1.01~1.11,平均为 1.07。说明岩浆的分离结晶或演化程度极低。波密 倾多、古同地区的诺错组稀土分配曲线与二叠纪大 陆溢流玄武岩更加接近(图 6a)。

晚石炭世来姑组安山玄武岩类下部的 2 件样品 (QD-6、QD-7)的 Σ REE 为 52.11 和 54.05,平均为 53.08,LREE/HREE 比值平均为 2.38, δ Eu 平均为 1.21;来姑组上部的 1 件样品(QD-9) Σ REE 高达 185.26,LREE/HREE 比值为 4.47, δ Eu 平均为 0.82。拉嘎组安山玄武岩仅有的 2 件样品,其 Σ REE 平均为 92. 75, LREE/HREE 比值平均为 4.04, δEu 平均为 0.99。

与早石炭世安山玄武岩相比,晚石炭世安山玄 武岩类 REE 模式略显平坦,稀土总量略低,但分配 模式也类似于二叠纪基龙组玄武岩,具有大陆裂谷 后期扩张玄武岩的特点(图 6b)。

石炭纪火山岩中英安岩、流纹岩为典型的 LREE 富集型,分配曲线与典型的大陆流纹岩(如大 兴安岭大陆流纹岩, Garland et al., 1995)相似,与 几类岛弧英安岩则差异明显(Shukuno, et al., 2006;Smith et al., 2006)(图 6b)。

3.2.2 微量元素

相容元素 Cr、Ni 平均含量在然乌地区诺错组 中分别为 69.24、32.3,在波密地区分别为 15.7、48. 5,在晚石炭世来姑组中分别为 15.7、48.5,均远低 于 MORB(290 和 138,据 Pearce,1982),也低于大 陆玄武岩(79~386 和 65~148,

据肖龙等,2003;朱弟成,2003[€])。



图 6 石炭纪火山岩类稀土元素和微量元素分配模式图

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns and primitive mantle-normalized trace element patterns

(spider diagrams) for Carboniferous volcanic rocks

球粒陨石、原始地幔和 N-MORB 数据 Sun and McDough, 1989。(a)~(c)为 REE 模式图。图(a)和图(d),诺错组安山玄武岩类;图(b)和 图(e),来姑组、拉嘎组安山玄武岩类。吉隆沟裂谷后早期扩张玄武岩据 Garzanti,1999;基龙组和色龙群玄武岩据据 1:25 万聂拉木幅区 调报告(朱同兴等,2003)和朱弟成,2003;峨眉山玄武岩据肖龙等,2003;西伯利亚玄武岩据 Hawkesworth et al.,1995;N-MORB 据 Sun, and McDough, 1989;Barren 高铝玄武岩据 Luhr and Haldar, 2006。图(c)和图(f),英安岩、流纹岩类,YZ-2、5、13、16 为雅则剖面诺错组, QGP10-b1 为倾多-古同剖面诺错组;QGP15-b1、QGP16-b1、QGP18-b1 为倾多-古同剖面来姑组,CQ07-1 为措勤地区拉嘎组,紫色曲线。桑 日群英安岩据李海平、张满江,1995;日本 Izu - Bonin arc 酸性火山岩(双峰式火山岩酸性岩部分)据 Shukuno, et al., 2006;大兴安岭高 Ti、低 Ti 流纹岩据葛文春等,2000;新西兰 Raoul Island, Kermadec arc 英安岩(双峰式火山岩酸性岩部分)据 Smith et al., 2006

Data of chondrite, primitive mantle and N-MORB from Sun and McDough, 1989. (a)~(c): REE plots. (a) and (d): andesitic basalts in Nuocuo Fm; (b) and (e): andesitic basalts in Laigu and Laga Fms. Basalts in Gyirong from Garzanti, 1999; Basalts in Jilong and Selong Fms from Zhu T X, 2003 and Zhu D C, 2003; Emeishan Basalts from Xiao et al., 2003; Siberian basalts from Hawkesworth et al., 1995; Hi-aluminum basalt in Baren from Luhr and Haldar, 2006. (c) and (f): dacite and rhyolite. YZ-2, 5, 13, 16 from Nuocuo Fm in Yaze; QGP10-b1: Nuocuo Fm in Qingduo and Gutong; QGP15-b1,QGP16-b1,QGP18-b1: Laigu Fm in Qingduo and Gutong; CQ07-1: Laga Fm in Coqen. Dcite in Sangri from Li and Zhang, 1995; Felsic rocks in Izu-Bonin arc from Shukuno, et al., 2006; Rhyolite in Daxinganling from Ge, 2000; Dacite of Raoul Island, Kermadec arc from Smith et al., 2006

在微量元素蜘蛛图上,石炭纪安山玄武岩类整体表现为 LILE 富集型模式,普遍具有 Nb、Ta 负异常、不同程度的 P 负异常和微弱的 Ti 负异常(图 6d、6e)。这些特征均与峨眉山低 Ti 玄武岩及基龙组玄武岩类似。与现代岛弧俯冲产生的高铝玄武岩的区别是 LREE 及 Th、Nb、Ta 等相对较高(Luhr and Haldar, 2006)。早石炭世诺错组和晚石炭世来姑组、拉嘎组安山玄武岩类的蛛网图相似,除LILE 中 Rb、Ba 和个别样品的 Th 含量的异常变化之外,HFS 元素均较稳定,与大陆玄武岩相似。

石炭纪酸性火山岩类的蜘蛛图模式具有 Ti、P、 Nb、Ta 和 Ba 不同程度的负异常。分配曲线与大陆 伸展环境中与玄武岩类共生的流纹岩类相似(如大 型安岭高 Ti 流纹岩、韩国庆尚盆地流纹岩、巴西南 部巴拉那流纹岩、印度德干暗色岩系中的流纹岩等) (Garland et al., 1995; Lightfoot et al., 1987;林强 等,2000;葛文春等,2000)。与现代岛弧与玄武岩共 生的酸性火山岩(日本 Izu - Bonin 弧酸性火山岩 据 Shukuno, et al., 2006)有显著区别(图 6f)。

高场强元素对 Zr 和 Hf、Nb 和 Ta 具有极为相 似的电价和半径,地球化学行为极为相似(Rollison, 1993)。因此在岩浆演化和交代过程中 Zr/Hf、Nb/ Ta 比值保持不变,并与源区岩石相似。Zr/Hf、Nb/ Ta 比值在诺错组酸性岩分别为 41.06 和 11.47,在 来姑组、拉嘎组中分别为 37.47 和 12.92,基本稳 定。说明早、晚石炭世的酸性火山岩来自相似的源 岩或原始岩浆。

综上所述,石炭系安山玄武岩类在常量元素成 分上,与典型 MORB 和岛弧玄武岩相比,显著区别 是低 MgO,高 TiO₂、Al₂O₃、P₂O₅;与典型大陆溢流 玄武岩相比,主要表现为低 MgO、低 TFeO。安山 玄武岩类的相容元素 Cr、N 含量低于 MORB 和典 型大陆溢流玄武岩,但稀土和微量元素分配模式与 大陆玄武岩相似。共生的酸性火山岩具有与大陆伸 展环境中与玄武岩类共生的流纹岩类相似的微量和 稀土元素特征。基性岩类成分与几类典型玄武岩相 比具有一定的特殊性。

4 火山岩形成的构造环境

对于受到一定变质作用的石炭纪火山岩,本文 采用稳定元素 Y、Zr、Nb、Ta、Th、Hf 等及其比值对 安山玄武岩类进行构造环境判断。

三角判别图 Zr/4-Y-2Nb 被广泛用于判别玄武 岩类的构造环境(Wood, 1980; Meschede, 1986; Rollison, 1993),在该图中,石炭纪玄武岩类主要落 在板内玄武岩区内,部分样品落在或接近"火山弧和 MORB"区内(图 7a)。在 Zr-Zr/Y 图中(图 7b),石 炭纪玄武岩主要落在板内玄武岩区内,来姑组部分 样品落在或接近于"MORB 和火山弧玄武岩"区。

汪云亮等(2001)和孙书勤等(2003)根据稳定元 素 Th、Hf、Zr、Nb、Ta 之间的比值,提出 Ta/Hf-Th/Hf 和 Nb/Zr-Th/Zr 双对数判别图,对于判别 大陆和汇聚板块边界各类玄武岩的构造环境是有效 的方法。在这两个判别图中(图 7c、7d),石炭纪安 山玄武岩类主要落在大陆板内的"大陆拉张带或初 始裂谷玄武岩区",少数样品落在"大洋岛弧、陆缘岛 弧及陆缘火山弧玄武岩区"。

玄武岩类的地球化学特征除了受控于构造环境 以外,源区成分的多样性和复杂性也会改变它们的原 始成分。虽然利用惰性微量元素进行构造环境判别 有利于消除变质作用和交代作用的影响,但判别的结 果仍是岩石形成的大地构造环境和源区性质的综合 反映。因此利用岩石地球化学示踪和地层学标志双 重约束,是判断火山岩大地构造环境的合理手段。

综上所述,冈底斯带从泥盆纪的稳定被动大陆 边缘碳酸盐台地沉积突变为石炭纪的陆缘碎屑岩伴 随火山岩沉积,并且火山岩均与深水斜坡或冰海相 含砾板岩等共生。说明石炭纪具有伸展背景下的裂 陷火山-沉积盆地特征。虽然火山岩的地球化学特 征有一定特殊性,但总体与典型的陆内火山岩相似。 因此从地层学和岩石地球化学两方面分析,冈底斯 地区在石炭纪为伸展背景下的裂陷环境。

冈瓦纳大陆北缘早石炭世的伸展裂陷活动普遍 存在(Veevers and Tewari,1995; Garzanti et al., 1999;Veevers, 2004)。在巴基斯坦西北部的克什 米尔地区 Peshawar 和 Swat 一带区,石炭系与泥盆 系之间为不整合接触,并存在岩性和沉积相突变。 早石炭世为含砾砂岩、泥板岩,夹含化石灰岩,伴随 3 次碱性岩、酸性岩和辉绿岩侵入(Pogue et al., 1992)。在西藏特提斯喜马拉雅地区,早石炭世以陆 棚相为主,间夹三角洲相沉积(朱同兴等,2005),但 局部地段出现冰碛杂砾岩(Garzanti and Sciunnach, 1997),暗示伸展造成的差异升降作用。在冈底斯带 东、中部,本文研究结果,裂陷作用以双峰式火山岩 和共生的深水斜坡相沉积为标志。

5 火山岩源区特征讨论

(1) 早石炭世诺错组变玄武岩类的(⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr)_i



图 7 石炭纪安山玄武岩类构造环境判别图

Fig. 7 Tectonomagmatic discrimination diagrams for Carboniferous andesitic basalts

(a)—Zr/4-Y-Nb×Nb 判别图(据 Meschede,1986);(b)—Zr-Zr/Y 图解,据 Pearce and Norry,1979;(c)—Ta/Hf-Th/Hf 判别图(据注 云亮等,2001); I—板块发散边缘 N-MORB 区; II—板块汇聚边缘(II1—大洋岛弧玄武岩区; II2—陆缘岛弧及陆缘火山弧玄武岩 区); II—大洋板内洋岛、海山玄武岩区及 T-MORB、E-MORB 区; IV—大陆板内(IV1—陆内裂谷及陆缘裂谷拉斑玄武岩区; IV2—陆 内裂谷碱性玄武岩区; IV3—大陆拉张带或初始裂谷玄武岩区); V—地幔柱玄武岩区;(d)—Nb/Zr-Th/Zr 判别图(据孙书勤等, 2003); I—板块发散边缘 N-MORB 区; II—板块汇聚边缘(II1—大洋岛弧玄武岩区; II—陆缘岛弧及陆缘火山弧玄武岩区); II— 大洋板内洋岛、海山玄武岩区及 T-MORB、E-MORB 区; IV—大陆板内(IV1—陆内裂谷及陆缘裂谷拉斑玄武岩区); II— 大洋板内洋岛、海山玄武岩区及 T-MORB、E-MORB 区; IV—大陆板内(IV1—陆内裂谷及陆缘裂谷拉斑玄武岩区; IV2—大陆拉张带 或初始裂谷玄武岩区; IV3—陆-陆碰撞带玄武岩区); V—地幔柱玄武岩区; A1—板内碱性玄武岩; A2—板内碱性玄武岩+板内拉斑 玄武岩; B—EMORB; C—板内拉斑玄武岩和火山弧玄武岩; D—火山弧玄武岩和 NMORB; A—板内玄武岩; B—MORB 和板内玄武 岩; C—MORB, D—MORB 和火山弧玄武岩; E—火山弧玄武岩

(a) $-Zr/4-Y-Nb \times Nb$ diagram (from Meschede, 1986); (b) -Zr-Zr/Ydiagram (from Pearce and Norry, 1979); (c) -Ta/Hf-Th/Hf diagram (from Wang et al., 2001). I -destructive margin N-MORB; II -Constructive margin (II 1-ocean arc; II 2-continental arc); III -Oceanic island, sea mount and T-MORB, E-MORB; IV-Intra continent (IV 1-continental rift tholeiite; IV 2-continental rift alkali basalt; IV 3-continental extension or initial rift); V -Plum. (d) -Nb/Zr-Th/Zr diagram (from Sun et al., 2003); I-destructive margin (III-oceanic arc; II2-continental arc); III -Oceanic island, sea mount, T-MORB, E-MORB; IV-Intra continent (IV 1-rift; IV 2-extension or initial rift; IV 3-conlisional zone); V -Plum, A1-intraplate alcali basalt; A2-intraplate alcali basalt+intraplate tholeiite; B-EMORB; C-intraplate tholeiite and arc basalt; D-arc basalt and MORB; A-intraplate basalt; B-MORB and intraplate basalt; C-MORB; D-MORB and arc basalt; E-arc basalt

值在然乌地区为 0.70149~0.70722,平均为 0.70421; ϵ_{Nd} (i)值为一2.59‰~一0.26‰,平均为一0.80‰。波密地区(⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr);值为 0.71098~0.71445,平均为 0.71299; ϵ_{Nd} (i)值为 3.34‰~3.63‰平均为 3.49‰。晚石炭世来姑组和拉嘎组 玄武岩类的(⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr);值类似,为 0.71358~0.75005,平均为 0.73771;来姑组 ϵ_{Nd} (i)值为5.96‰~6.26‰,平均为 6.11‰;拉嘎组的 ϵ_{Nd} (i)值异常低,为一11.96‰。有些样品(⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr);值异常高和 ϵ_{Nd} (i)值异常低。这些数据说明源区地幔的不均匀 性或存在壳-幔混合(李昌年,1992;Rollison, 1993; Deniel, 1998)。

(2) 分馏因子 $f^{Sm/Nd}$ 是度量源区 Sm/Nd 相对于 球粒陨石的富集标志(表 2),采用计算公式 $f^{Sm/Nd} =$ $(^{147} Sm/^{144} Nd)_{现 \epsilon}/(^{147} Sm/^{144} Nd)_{CHUR} - 1$ 。石炭纪 火山岩具有十分稳定的 $f^{Sm/Nd}$ 值,诺错组和拉嘎组的 $f^{Sm/Nd}$ 为-0.24~-0.45,仅来姑组的 1 件玄武岩达 2.26,说明玄武岩类的源区主要为略富集地幔。

(3)石炭纪玄武岩的△7/4Pb值为13.75~
24.23,平均为18.80,△8/4Pb值为66.28~
162.05,平均为106.90(表3),△Sr值为59.67~
931.36,平均为222.59。按照判断Dupal异常的边界条件,△7/4Pb>3,△8/4Pb>10,△Sr>50或39
(Dupre and Allegre, 1983; Hart,1984;魏启荣等, 2003),石炭纪玄武岩的地幔源区存在典型的Dupal

(4) 在(²⁰⁶ Pb/²⁰⁴ Pb); -(¹⁴³ Nd/¹⁴⁴ Nd); 图上(图 8), 石炭纪火山岩主要落在 EMI、EMII 和原始地幔 PREMA之间, 略靠近 EMI 和 EMII 富集型地幔一 侧。表明石炭纪火山岩来源于混合源区, 结合 Pb 同位素相关图解, EMII 型地幔占相对较大的比例。 诺错组玄武安山岩和英安岩分布较集中, 靠近富集 地幔 EMI 和 EMII 一侧, 而波密地区的诺错组玄武 安山岩则更偏向原始地幔一侧。诺错组和拉嘎组中 的英安岩类更靠近 EMII 一侧, 可能古老的地壳物 质对英安岩类的源区贡献较大。

(5)同位素相关图上的趋势线通常被解释为混 合曲线。能否拟合出混合曲线,是判断是否发生源 区混合的证据之一(Langmuir et al., 1978; Depaolo and Wasserburg, 1979; James, 1982; McCulloch et al., 1983; Hart, 1988;李昌年, 1992; Rollison, 1993)。在 (⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr)i – (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)i相关图中(图 9),然乌地区的诺错组 火山岩样品相关性较强,并可拟合出良好的混合曲





of Carboniferous volcanic rocks

底图据 Rollison, 1993。DM—亏损地幔;BSE—全硅酸盐地球 (相当于原始地幔);EMI、EMII—富集型地幔;HIMU—具有高 U/Pb 比值的地幔;PREMA—普通地幔;MORB—洋脊玄武 岩;●—然乌诺错组玄武安山岩;□—然乌诺错组英安岩; △—波密诺错组玄武安山岩;▲—波密来姑组玄武岩;■一拉 嘎组英安岩;○—拉嘎组安山玄武岩

DM—depleted mantle; BSE—bulk silicate earth; EMI, EMII enriched mantle; HIMU—mantle with high U/Pb ratio; PREMA—primary mantle; MORB—mid ocean ridge basalt (after Rollison, 1993); ●—basaltic rocks in Nuocuo Fm. Ranru; □—dacite in Nuocuo Fm., Ranwu; △—basaltic rocks in Nuocuo Fm, Bomi; ▲—basaltic rocks in Laigu Fm., Bomi; ■—dacite in Laga Fm; ○—basaltic rocks in Laga Fm

线(图 9 曲线 1),说明可能发生过源区混合作用,并 可能涉及到原始地幔、富集地幔 EMII 和冈瓦纳大 陆北缘下地壳。波密地区的样品与措勤的 2 件样品 一起也可拟合出一条混合曲线(图 9 曲线 2),说明 发生类似的源区混合或混染过程,主要涉及原始地 幔和冈瓦纳北缘上地壳。

必须指出的是,岩浆过程包括岩浆运移之前发 生源区混合、熔体离开源区之后的大陆地壳混染以 及结晶分异等过程。其中混合作用和混染作用造成 的结果往往具相似性,用地球化学的方法很难区分 (Rollison,1993)。

同位素地球化学特征表明,石炭纪火山岩源区 地幔具有典型的 Dupal 异常。源区发生过较复杂的 混合作用,涉及到原始地幔、富集地幔 EMII、亏损地 幔和冈瓦纳大陆北缘下地壳等源区。源区成分的复 杂性可能是冈瓦纳古陆壳俯冲、再循环进入古老地 幔所致(Sun and Sun,1992;周德进等,1995;张旗 等,1995)。石炭纪玄武岩类成分的特殊性,以及构 造环境判别出现的不确定性,可能与源区成分的复



图 9 (⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr)i-(¹⁴³ Nd/¹⁴⁴ Nd)i 相关性图解示 源区混合作用 Fig. 9 (⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr)i-(¹⁴³ Nd/¹⁴⁴ Nd)i correlation

and mantle source mixing

DM—亏损地幔;PREMA—普通地幔;HIMU—高 U/Pb 比值的 地幔;BSE—整体硅酸盐地球,相当于原始地幔;EMI 和 EMII—富集型地幔。这些地幔源区数据和地幔趋势线据 Rollison,1993。安多片麻岩为地壳来源的正片麻岩,Nd 的模 式年龄为1242~1646 Ma,可能是冈底斯带已知的最老年龄,锆 石年龄为531±14 Ma,代表侵位时代,数据引自 Harris et al., 1988;Xu et al.,1985。澳大利亚上部地壳太古代花岗岩据 Bickle et al.,1989。喜马拉雅基底及淡色花岗岩范围据莫宣学 等,2005。趋势线(1)—为然乌地区诺错组火山岩拟合出的混 合曲线;(2)—为波密地区诺错组合来姑组以及措勤地区拉嘎 组两件样品拟合出的混合曲线

DM—depleted mantle; PREMA—primary mantle; MORB mid ocean ridge basalt; HIMU—mantle with high U/Pb ratio; BSE—bulk silicate earth; EMI, EMII—enriched mantle. These data are from Rollison, 1993. The Anduo orthogneiss is crustal genetic with Nd genetic age of $1242 \sim 1645$ Ma and zircon age of 531 ± 14 Ma, and could be the oldest rock in Gangdese (Harris et al., 1988; Xu et al., 1985). Archean gneiss in Australia is from Bickle et al., 1989. Himalayan basement rocks and leucogranite are from Mo, et al., 2005. Trendline (1)— Nuocuo Fm mixing line; (2)—mixing line for Nuocuo and Laigu Fms in Bomi and Laga fm in Coqen

杂性和源区混合有关。

6 结论

(1) 冈底斯构造带中石炭系呈东西向,主要在 "弧背断隆带"中集中分布,是该带晚古生代地层的 一部分。石炭纪的沉积环境大致有两次滨海-深海 或深水斜坡-滨海沉积演化旋回。冈底斯带石炭系 与下伏泥盆系或前寒武系之间普遍存在不整合或岩 性、沉积相的突变,代表重要的构造转换面。早石炭 世和晚石炭世分别出现两次火山活动,均与深水斜 坡相或冰海相含砾板岩等共生。说明石炭纪具有伸 展背景下的裂陷火山-沉积盆地特征。 (2)石炭纪火山岩作为诺错组(C₁)、来姑组 (C₂)和拉嘎组(C₂)的夹层出现,岩石类型主要为安 山玄武岩和英安岩、流纹岩类,具有双峰式火山岩特 点。石炭纪安山玄武岩类的成分有一定特殊性,与 典型 MORB 和岛弧玄武岩相比,它们具有 MgO 含 量低,TiO₂、Al₂O₃、P₂O₅等含量高等特点;但稀土 和微量元素为 LREE 和 LILE 富集型分配模式,与 大陆拉斑玄武岩的分配模式相似。石炭纪酸性火山 岩的稀土和微量元素地球化学特征与陆内流纹岩相 似。

(3) 岩石地球化学示踪和地层学研究表明,石 炭纪火山岩形成于陆内裂陷环境。火山岩的源区地 幔具有典型的 Dupal 异常,发生过复杂的混合作用, 涉及到原始地幔、富集地幔 EMII 和地壳成分等,说 明发生过冈瓦纳古陆壳俯冲、再循环进入古老地幔 等过程。玄武岩类成分的特殊性可能与源区成分的 复杂性和源区混合作用有关。

致谢:本文经张泽明研究员审稿,提出了很多建 设性意见。许志琴院士、张克信教授和杨经绥、戚学 祥、曾令森研究员曾给予有益的指导和帮助。在此 向他们表示感谢!

注 释

- ① 四川省地质矿产局区域地质调查队. 1994. 1:20 万松宗幅地质 图及区调报告.
- 中国地质科学院地质力学研究所. 2003. 1:25 万当雄幅地质图 及区域地质调查报告.
- ❸ 云南地质调查院第三地质矿产调查所. 2003. 1:25 万林芝幅地 质图和区调报告.
- ④ 成都地质矿产研究所. 2003. 1v25 万墨脱县幅地质图和区域地 质调查报告.
- **5** 吉林大学. 2002. 1:25 万申扎县幅地质图及区域地质调查报告.
- ⑥ 四川地质调查院. 2003. 1:25 万措勤区幅地质图和区调报告.
- ⑦ 西藏地质调查院. 2004. 1:25 万斯诺乌山、狮泉河幅地质图和 区调报告.
- \$ 朱弟成. 2003. 特提斯喜马拉雅带中段晚古生代以来的火山岩及 其意义. 中国地质科学院博士学位论文.

参考文献

- 常承法,郑锡澜.1973.中国西藏南部珠穆朗玛地区地质构造特征 及青藏高原东西向诸山系形成的探讨.中国科学(D辑).2: 190~201.
- 葛文春,林强,孙德有,吴福元,李献华.2000.大兴安岭中生代两 类流纹岩成因的地球化学研究.地球科学-中国地质大学学报. 25(2):172~178.
- 黄汲清,陈炳蔚. 1987. 中国及邻区特提斯海的演化.北京:地质出版社. 1~86.
- 金成伟,周云生.1978. 喜马拉雅和冈底斯山弧形山系中的岩浆岩 带及其形成模式.地质科学.4:297~312.
- 李昌年. 1992. 火成岩微量元素岩石学. 武汉: 中国地质大学出版

社.10~90.

- 李海平,张满江. 1995. 西藏桑日地区桑日群火山岩岩石地球化学 特征. 西藏地质. 13:84~92.
- 林强, 葛文春, 孙德有, 吴福元, 元钟宽, 李文远, 尹成孝, 陈明植, 闵庚德, 权致纯. 2000. 大兴安岭中生代两类流纹岩与玄武岩 的成因联系. 长春科技大学学报. 30(4): 322~328.
- 路远发. 2004. Geokit: 一个用 VBA 构建的地球化学工具软件包. 地球化学. 33(5): 459~464.
- 莫宣学,董国臣,赵志丹,周肃,王亮亮,邱瑞照,张风琴. 2005. 西藏冈底斯带花岗岩的时空分布特征及地壳生长演化信息.高 校地质学报.11(3):281~290.
- 莫宣学,赵志丹,邓晋福,董国臣,周肃,郭铁鹰,张双全,王亮亮. 2003.印度一亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应.地学前 缘.10(3):135~148.
- 任纪舜,王作勋,陈炳蔚,姜春发,牛宝贵,李锦铁,谢广连,和政 军,刘志刚. 1999. 从全球看中国大地构造-中国及邻区大地构 造图简要说明.北京:地质出版社.1~60.
- 孙书勤, 汪云亮, 张成江. 2003. 玄武岩类岩石大地构造环境的 Th、Nb、Zr 判别. 地质论评. 49(1): 40~47.
- 汪云亮,张成江,修淑芝. 2001. 玄武岩类形成的大地构造环境的 Th/Hf-Ta/Hf 图解判别. 岩石学报. 17(3): 413~421.
- 魏启荣, 沈上越, 莫宣学, 路凤香. 2003. 三江中段 Dupal 同位素异 常的识别及其意义. 地质地球化学. 31(1): 36~41.
- 肖龙,徐义刚,梅厚钧,沙绍礼.2003. 云南宾川地区峨眉山玄武岩 地球化学特征:岩石类型及随时间演化规律.地质科学.389 (4):478~494.
- 肖序常,李廷栋,李光岑,常承法,袁学诚.1988. 喜马拉雅岩石圈 构造演化.北京:地质出版社.201~210.
- 肖序常,李廷栋,李光岑,常承法,袁学诚.1988. 喜马拉雅岩石圈 构造演化.北京:地质出版社.201~210.
- 张旗,张宗清,孙勇,韩松.1995.陕西商县-丹凤地区丹凤群变质 玄武岩的微量元素和同位素地球化学.岩石学报.11(1):43~ 54.
- 周德进, 沈丽璞, 张旗, 许荣华, 周云生, 乔广生. 1995. 滇西古特 提斯构造带玄武岩 Dupal 异常. 地球物理学进展. 10(2): 39~ 44.
- 朱同兴,周铭魁,冯心涛. 2005. 西藏喜马拉雅北坡显生宙多重地 层及盆地演化. 北京:地质出版社. 1~201.
- Bickle M J, Bettenay L F, Chapman H J, Groves D I, McNaughton N J, Campbell I H, deLaeter J R. 1989. The age and origin of younger granitic plutons of the Shaw Batholith in. the Archean Pilbara Block, Western. Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology. 101: 361~376.
- Deniel C. 1998. Geochemical, isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence for magmas (Indian Ocean). Chemical geology. 144(3-4): 281~ 303.
- DePaolo D J and Wasserburg G J. 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. Geochimica et Cosmochimica Acta. 43: 615~627.
- Dupre B, Allegre C J. 1983. Pb-Sr isotopic variation in Indian ocean basalts and mixing phenomena. Nature. 303 :142~146.
- Garland F, Hawkesworth C J, Mantovani M S M. 1995. Description and petrogenesis of Parana rhyolites, southern Brazil. Journal of petrology. 36:1193~1127.
- Garzanti E, Fort P L, Sciunnach D. 1999. First report of Lower Permian basalts in south Tibet: tholiitic magmatism during break-up and incipient opening of Neotethys. Journal of Asian earth sciences. 17: 533~546.

- Garzanti E, Sciunnach D. 1997. Early Carboniferous onset of Gondwanian glaciation and Neo-tethyan rifting in South Tibet. Earth and Planetary Science Letters. 148: 359~365.
- Harris N B W, Xu R H, Lewis C L. 1988. Isotope geochemistry of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Gomud. IN: The geologic evolution of Tibet. Report of the 1985 royal society-Academia Sinica geotraverse of the Qinghai-Xizang plateau. Cambridge University press. 263~285.
- Hart S R. 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. Nature. 309: 753~757.
- Hart S R. 1988. Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies. Earth and Planetary Science Letters. 90: 273~296.
- Hawkesworth C J, Lightfoot P C, Fedorenko V A. 1995. Magma differentiation and mineralisation in the Siberian continental flood basalts. Lithos. 34: 61~88.
- Hess P C. 1989. Origins of igneous rocks. Harvard University Press. 109~275.
- Honegger K, Dietrich V, Frank K, Gansser A, Th ni M, Trommsdorff V. 1982. Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus-Tsangpo suture zone). Earth and plantary science letters. 60: 253~292.
- James D E. 1982. A combined O, Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element study of crustal contamination in the Andean lavas, I. Local geochemical variations Earth and Planetary Sciences Letters. $57:47 \sim 62$.
- Langmuir C H, Vocke R D, Hanson G N, Hart S R. 1978. A general mixing eqation with applications to icelandic basalts. Earth and Planetary Sciences Letters. 37: 380~392.
- Lightfoot P C, Hawkesworth C J, Sethna S F. 1987. Petrogenesis of rhyolites and trachytes from Deccan Trap: Sr, Nd and Pb isotope and trace element evidence. Contributions to Mineralogy and Petrology. 95: 44~54.
- Luhr J F, Haldar D. 2006. Barren Island Volcano (NE Indian Ocean): Island-arc high-alumina basalts produced by troctolite contamination. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 149: 177~ 212.
- McCulloch M T, Jaques A L, Nelson D R, Nelson D R, Lewis J D. 1983. Nd and Sr isotopes in kimberlites and lamproites from western Australia: an enriched mantle origin. Nature. 302:400 ~ 403 .
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology. 56: 207~218.
- Pearce J A, Norry M J. 1979. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology. 69: 33~47.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R. S. (ed.). Andesitts. Chichester: Wiley. 525~548.
- Pogue K R, DiPietro J, Khan S R, Hughes S S, Dilles J H, Lawrence R D. 1992. Late Paleozoic rifting in northern Pakistan. Tectonics. 11(4): 871~883.
- Rollison H R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group, UK Ltd. 1 ~ 275.
- Shukuno H, Tamura Y, Tani K, Chang Q, Suzuki T, Fiske R S. 2006. Origin of silicic magmas and the compositional gap at

- Smith I E M, Worthington T J, Price R C, Stewart R B, Maas R. 2006. Petrogenesis of dacite in an oceanic subduction environment: Raoul Island, Kermadec arc. Journal of Volcanology and Geothermal Research(in press).
- Sun L C and Sun S S. 1992. A new genetic model for the East Taiwan Ophiolite and its implications for Dupal domains in the Northern Hemisphere. Earth and Planetary Science Letters. 109: 133~145.
- Sun S S and McDough W F. 1989. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry M. J. (eds), Magmatism in ocean basins. Geological society. London. Special publication. 42: 313~345.
- Taponnier P, Xu Z Q, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang J. 2001. Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau. Science. 294(23): 1671~1677.

Veevers J J, Tewari R C. 1995. Permian-Carboniferous and

Permian-Triassic magmatism in the rift zone bordering the Tethyan margin of southern Pangea. Geology. 23(5): $467 \sim 470$.

- Veevers J J. 2004. Gondwanaland from 650 500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185 100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. Earth-Science Reviews. 68: 1~132.
- Winchester J A, Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical geology. 20(4): 325~343.
- Wood D A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth and Planetary Science Letters. 50: 11~30.
- Xu R H, Scharer U, Allegre C J. 1985. Magmatism and metamorphism in the Lhasa block (Tibet): a geochronological study. Journal of Geology. 93: 41~57.

Carboniferous Marginal Rifting in Gangdese: Volcanic Rocks and Stratigraphic Constraints, Xizang (Tibet), China

GENG Quanru¹⁾, WANG Liquan¹⁾, PANG Guitang¹⁾, JIN Zhenmin²⁾, ZHU Dicheng¹⁾, LIAO Zhongli¹⁾, LI Guangming¹⁾, LI Fenqi¹⁾

Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Ministry of Land and Resources, Chengdu, 610082
 Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan, 430074

Abstract

As a Mesozoic and Cenozoic magmatic arc, the Gangdese zone is an important field of Tibetan geologic studies. Yet the late-Paleozoic volcanic rocks and their tectonic settings however, still remain unstudied. Based on new data of geologic survey, the authors carried out stratigraphical and geochemical studies on the Carboniferous volcano-stratigraphic sequences in the Gangdese zone. We measured key geologic sections and analysed volcanic rock samples for major and trace elements and Sr, Nd and Pb isotopes. The boundary between Carboniferous and Devonian or Precambrian rocks is an important tectonic transitional surface in the Gangdese, which represented by uncomformity or sharp contacts between different lithologies and lithofacies. There are two sedimentary cycles in the Carboniferous from littoral zone, abyssal slope to littoral zone, with two phases of volcanic eruption accompanying the abyssal slope deposits and pebbly slate of icy sea facies. Major volcanic rock types of Carboniferous times are andesitic basalt, dacite, rhyolite, characterized by a bimodal volcanic suite. Compared with typical MORB and arc basalt, the andesitic basalt has lower content of MgO and higher contents of TiO_2 , Al_2O_3 , and P_2O_5 with REE and trace elemental normalized patterns similar to those of continental flood basalts. The silicic volcanic rocks of Carboniferous times has similar REE and trace elemental geochemistry as continental rhyolite. Geochemical and stratigraphical studies suggest that the tectonic setting of the Gangdese region is depressional rifting to the northern margin of Gondwanaland. The mantle source of volcanic rocks, with typical Dupal anomaly, experienced complex mixing process involving primitive mantle, EMII and crust rocks, which suggest subduction of older crust of Gondwanaland and then it was recycled into the mantle. Some particular chemical features of the Carboniferous basaltic rocks may relate to source rock mixing.

Key words: the Gangdese zone in Tibet; Carboniferous times; volcanic rock geochemistry; stratigraphy; marginal rifting