东特提斯板块会聚边缘与岛弧造山作用

罗建宁 彭勇民 潘桂棠

(地质矿产部成都地质矿产研究所)

[內容提要] 本文重点简述了特提斯构造域内古、中、新三个演化阶段的蛇绿混杂岩与岛弧带的时空展布及其沟-弧-盆体系,所识别出的蛇绿混杂岩、洋中脊拉斑玄武岩、大洋沉积物和岛弧带等地质记录,提供了东特提斯早期大洋岩石圈板块运动的有力证据。同时,与岛弧有关的不同时期不同阶段的各种弧前盆地、弧间盆地和弧后盆地成为造山带板块会案边缘特征的标志。这些类型多样的沉积盆地的形成与演化也颇有特色,它们受制于东特提斯构造域内复杂的地质构造背景的影响和控制。很明显,盆地均经历了断陷拉张一稳定沉降一挤压隆升的演化过程。断陷拉张阶段多以火山活动强烈与发育扇三角洲沉积为典型特征,稳定沉降阶段主要碳酸盐与陆源的混合和低密度浊流沉积,挤压阶段早期发育海底扇。需要强调的是,普遍存在于各种盆地中的石英质糜棱岩岩屑物源是确定再旋回造山带的重要因素。典型的义敦岛弧与沙鲁里山岩浆弧之间的弧-弧碰撞模式及其外延到整个东特提斯构造域内都是很普遍的。义敦岛弧的成长是一个从早期裂谷基础上由不成熟到成熟的阶段发展起来的过程。沙鲁里山岩浆弧在一个古老陆块基础上发展而形成。它们之间的俯冲、碰撞,造成柯鹿洞-亚金带的造山并抬升。这种造山作用不仅向西提供了大量的糜棱岩岩屑,而且在它们的西侧产生了措交码-措莫隆滞后型花岗岩炎,并形成了锡多金属矿化带。此外,弧-陆碰撞也是常见的另一种造山作用模式。文章的最后,指出了东特提斯构造域内板块会聚边缘盆地与岛弧造山的一般特征。

关键词:东特提斯 会聚边缘 岛弧造山

东特提斯的形成与演化一直是地质界所关注的热门话题。地质学家们做了许多卓有成效的工作,如黄汲清^[1],Gansser^[2],Smith^[3],Stocklin^[4],许靖华^[5],刘增乾等^[6-7],黄汲清、陈 炳蔚^[8],Sengor^[9],罗建宁、李兴振等^[10],潘桂棠^[11-13],陈智梁^[14]等。通过百余年来的研究,许 多重大问题,如东特提斯洋的性质、主洋盆带的位置与沟、弧、盆体系的格局等等,仍有争论 而悬而未决。本文是以作者近十年来在中国西南及部分西北地区的野外工作为依据,在综合 前人工作的基础上,试图对东特提斯板块会聚边缘与岛弧造山作用基本特征作初步探讨。

1 东特提斯构造域内板块会聚边缘时空格局

近几十年来,中外地质学家在中国西部特提斯域内已相继发现有众多的蛇绿混杂岩带, 尽管目前对它们是代表的大洋盆或是小洋盆消失的产物在认识上还有差异,但对它们的存 在一般分歧不大。作者认为这些众多的蛇绿混杂岩的存在正是反映东特提斯形成与演化的 特点和特色。这里简略叙述古、中特提斯蛇绿混杂岩与岛弧带(图 1)。

1.1、古特提斯阶段

此阶段主要指泥盆纪至中三叠世发展阶段,代表这个阶段的蛇绿混杂岩与岛弧带有:

(1)昌宁-孟连蛇绿混杂岩与岛弧带 位于云南西部的昌宁至孟连一带,呈近南北向展布,向南延出国境与泰国一马来西亚的难河蛇绿混杂岩带及文冬-劳勿蛇绿混杂岩带相连。 混杂岩带内硅质岩放射虫的时代为泥盆纪至早、中三叠世。



该带以东岛弧火山岩分布于云县一景洪一线^[15],基本上沿澜沧江分布,主要由二叠和 三叠纪两套火山岩系组成,二者在空间上重叠,前者为安山质-英安质-流纹质火山岩组合, 加上个别晚石炭世(?)中酸性火山岩(出露零星);后者主要为碰撞型火山岩、碰撞后火山岩 及板内火山岩。中三叠世为碰撞型英安岩-流纹岩,晚三叠世板内拉张型火山岩具钾质粗面 玄武岩-流纹岩"双峰"式组合特点。该弧火山岩带暗示了昌宁-孟连洋盆向东俯冲的迹象。

(2)拉竹龙-金沙江蛇绿混杂岩与岛弧带 混杂岩带北自青海南部可可西里山脉,向东南经金沙江上游至云南哀牢山,全长大于 2000km。据莫宣学(1993)研究,在早石炭世存在 洋脊构造背景,早石炭世晚期至二叠纪早期已裂开出现洋壳。

该岩带分布着江达-德钦同熔型(I型)花岗岩带^[16]。岩体同位素年龄为 230—244Ma, 岩石组合为石英闪长岩-花岗闪长岩,岩石学和地球化学均具 I型花岗岩特征。据王增等 (1995)研究^[17],沿金沙江一奔子栏一哀牢山西侧形成岛弧(I+S)型花岗岩。同时,位于金沙 江带西侧发育江达-维西陆缘弧火山岩,其形成时代为二叠纪至三叠纪。主弧期火山岩为钙 碱性系列的玄武岩-安山岩-流纹岩等。

这里江达-德钦一带的岩浆弧和陆缘火山弧的存在指示了金沙江洋盆向西俯冲,俯冲始 于晚二叠纪,碰撞发生于早、中三叠世,延伸到晚三叠世。

(3)甘孜-理塘蛇绿混杂岩与岛弧带 北自青海玉树、向南经甘孜-理塘至土官村一带, 长约 820km,混杂岩带宽 6—30km。在理塘乐尼可见较完整的蛇绿岩组合,外来沉积块体所 含化石年代自奥陶纪至晚三叠世,Bernoulli 在灰岩块体中发现有侏罗纪的微古化石(据陈 海泓口述,1993)。其西侧为沙鲁里山岩浆弧带,主要为中酸性花岗岩体,如措交玛、冬措、马 熊沟、贡巴纳等岩基与岩株,北北西至南南东向呈反"S"型分布。岩体钾-氩法同位素年龄为 200—233Ma。岩浆活动高峰在印支期,有少量华力西期,主要由幔源衍生而来的中基性岩浆 与地壳物质经同熔、混杂作用所形成的花岗岩类(王增,1992),再西为义敦火山岩岛弧 带^[15],岩浆弧与火山岩岛弧带之间为柯鹿洞-亚金弧-弧碰撞混杂岩带。

义敦岛弧与甘孜-理塘蛇绿混杂岩带有着密切的时空关系。它们在空间上的配置关系构成自东而西清晰的沟-弧-盆体系^[18]。

此外,还有北祁连蛇绿混杂岩带与中祁连岛弧带、昆仑蛇绿混杂岩带与北昆仑的古生代 火山岩浆弧、布尔汗布达-鄂拉山火山岩浆弧与托索湖-苦海-青海南山蛇绿混杂岩带等等, 其地质特征不再一一论述。

1.2 中特提斯阶段

此阶段主要指晚三叠世至中侏罗世时期,以班公湖-怒江蛇绿混杂岩带为代表^[19],岩带 中硅质岩放射虫年代为中、晚侏罗世。作者(1991)在怒江混杂岩带以西于早石炭世地层中发 现有深水浊积岩,初步认为怒江带于石炭纪开始打开。 位于混杂岩带以南,在班戈、聂荣 一带存在有一些呈岛链状分布的古生代断块和燕山早期花岗岩带与中、晚侏罗世弧火山岩, 推测班公湖-怒江洋壳向南或南西方向俯冲。

印度河-雅鲁藏布江晚侏罗世至始新世混杂岩带,自印度河流域的 Kohistan 地区,向东 经郎钦藏布、日喀则至林芝折呈北北西向展布,全长大于 2500km,宽 10—30km。在日喀则 南侧的冲堆可见较完整的蛇绿岩组合。混杂岩带的块体为二叠纪至白垩纪,基质为三叠纪复 理石。蛇绿岩组合上部的硅质岩中含晚白垩世放射虫。初步认为洋盆在三叠纪时逐渐打开, 于渐新世前由印度板块与欧亚板块碰撞而闭合。 位于雅鲁藏布江岩带以北,狮泉河一措勤一申扎一比如一舒伯拉岭以南的冈底斯-念青 唐古拉南部地区,晚侏罗世至始新世的火山岩是一套发育大量火山碎屑岩的包括玄武安山 岩、英安岩和流纹岩在内的钙碱系列的火山岩,与此相伴的还有碱性系列的火山岩。这些火 山岩以中酸性岩石组合为主,在时空上与之密集共生的是呈东西向展布的巨型 I 型花岗岩 类岩基^[15],构成令人瞩目的火山-岩浆弧带。这种典型的规模巨大的火山-岩浆弧的存在指示 了雅鲁藏布江洋当时向北俯冲。相应地,呈近东西向展布的措勤盆地、申扎盆地和拉萨盆地 为晚侏罗世至始新世的弧后盆地。

总之,上述蛇绿混杂岩与岛弧带的时空展特征来看,特提斯洋发展的每一阶段都有类似 现代的西太平洋岛弧-沟(苏门答腊-爪哇)-盆体系。

2 板块会聚边缘盆地体系的沉积特征

本文只剖析古、中特提期斯会聚边缘盆地体系,其它不作论述。

2.1 甘孜-理塘会聚边缘盆地系

本盆地系分布于甘孜-理塘结合带之间,区内广泛出露晚三叠世地层,占全区面积的 75%以上。自东而西依次为弧前盆地、弧间盆地与弧后盆地(图 2)。

2.1.1 玉隆-稻城弧前盆地

盆地位于甘孜-理塘结合带西侧,其沉积剖面以玉隆扎拿卡剖面保存最好,主要出露上 三叠统曲嘎寺组、图姆沟组地层。该盆地属典型火山沉积盆地,其沉积相组合有以下类型。

1. 裂陷盆地边缘相组合 本组合包括:(1)浅水碳酸盐岩与火山岩沉积相序(图 3A),底 部玄武岩与中、下三叠统碳酸盐台地鲕滩呈假整合接触关系,往上出现一套浅水开阔台地的 厚层状含基性火山岩凝灰质生屑泥晶灰岩和泥晶粒屑灰岩沉积。玄武岩及其火山物质表明 台地已经开始拉张和出现火山活动,并向断陷盆地转化;(2)具崩落和水下滑塌作用的火山 喷发、喷溢作用相序,由玄武质火山角砾岩、凝灰岩和似枕状玄武岩组成,常常含有灰岩角砾 和巨大灰岩块体以及它们存在于似枕状或块状玄武岩中特征,可能属于裂陷拉张与崩落产 物.强火山作用代表了裂陷作用加剧时间的结果(图 3B);(3)浅水火山碎屑流和火山碎屑浊 流沉积相序(图 3C),主要由玄武质火山角砾岩和凝灰岩组成。碎屑流沉积之上依次为高密 度和低密度浊流沉积,缺少任何陆源物质。同时,该层序内未见任何深水沉积夹层,可以认为 属于浅水断裂边缘沉积。

此外,火山休眠期,断陷盆地边缘还存在海湾或局限海的粉砂泥质沉积。

2. 盆地斜坡相组合 包括有:(1)具液化滑动构造的陆源低密度浊流沉积相序,由细粒 石英杂砂岩、粉砂岩与黑灰色页岩构成韵律互层;(2)具特征的滑动和液化滑动构造的火山 碎屑浊流沉积及火山碎屑流。

3. 火山休眠期深水盆地和边缘相组合 包括有陆源碎屑海底扇相序和陆源低密度浊流 沉积的非扇相序。前者(即海底扇)属于进积型海底扇,内、中、外扇均发育较好,且发育以液 化滑动构造为特征与后者(即非扇相序)相区别。

4.火山活动型深水盆地及盆地边缘相 包括有:(1)火山碎屑海底扇相序(图 4A),发育 "于图姆沟组的顶部,系进积型的火山碎屑海底扇,不同的是该相序的内扇与中扇水道主要为 火山泥石流沉积;(2)非扇海底火山碎屑堆,以冷的火山碎屑流沉积为主,往上火山碎屑的粒 度变细,并逐渐演化为火山碎屑低密度浊流沉积,最后常出现火山喷溢相(图 4B)。该相序缺



图 2 东特提斯南东三叠纪盆地类型及分布示意图

Fig. 2 Schematic map showing Triassic basin types and their distribution in southeastern Tethys I = Bayan Har passive margin basin; I = Garze-Litang convergent margin basin system; I₁ = Litang trench; I₂ = Yi' lhung-Daocheng fore-arc basin; I₂₋₁ = Yi' lhung basin; I₃ = Chomta-Xiangcheng inter-arc basin; I₃₋₁ = Gosu-Sanchahe volcano-sedimentary basin; I₃₋₂ = Zengke volcano-sedimentary basin; I₃₋₃ = Chomta volcano-sedimentary basin; I₃₋₄ = Chiqun basin; I₃₋₅ = Xiangcheng volcano-sedimentary basin; I₃₋₆ = Zhongdian basin; I₄ = Baiyu-Yidun back-arc basin; I₅ = Dang'en-Gangrirong passive margin-slope basin; I = Jinshajiang convergent margin basin system; I₁ = Jinshajiang trench; I₂ = Jomda-Deqen epicontinental arc basin; I₃ = Chesuo-xiang back-arc basin; I₄ = Ailaoshan remnant oceanic basin; N = Qamdo-Simao composite basin system; N₁ = Tuoba basin; N₂ = Qamdo basin; N₃ = Rewoqe-Yanjingping basin; N₄ = Lanping-Simao basin; V = Zhuka-Weixi-Jinghong rift basin system; V = Zogang-Baoshan composite basin;

M=Dengqen-Baxoi passive margin basin





A. 浅水碳酸盐岩与基性火山岩沉积相序;B. 具崩落和水下滑塌作用的基性火山喷溢相序;

C. 浅水基性火山碎屑流和浊流沉积相序

Fig. 3 Facies sequences of the Upper Triassic rifted margin deposits in the Yi'lhung Basin A=facies sequence of the shallow-water carbonate rocks and basic volcanic rocks, B=facies sequence of the basic volcanic ejecta deposits related to collapsing and subaqueous slumping, C=facies

sequence of the shallow-water basic pyroclastic flow and turbidity current deposits 乏水道;(3)热定位的海底火山灰流相序,以发育熔结凝灰岩为特征,向上依次渐变为弱焊接 的凝灰岩和含大量玻屑的火山碎屑低密度浊流沉积,最后直接被远源的陆源低密度沉积和 深水放射虫软泥所覆盖(图 4C)。该层序提供了罕见的基性深水火山热定位的典型例子。此





A. 基性火山碎屑海底扇相序; B. 冷定位的基性海底火山碎屑堆相序; C. 热定位的海底火山灰流相序 Fig. 4 Late Triassic facies associations in the Yi'lhung Basin and its margins during the active volcanic period

A=facies sequence of the basic volcaniclastic submarine fan deposits $_{1}B$ =facies sequence of the coldly-emplaced basic submarine volcaniclastic deposits $_{1}C$ =facies sequence of the thermally-emplaced submarine volcanic ash flow deposits

外,在玄武岩玻屑中气孔不太发育也是深水火山作用的重要标志。

综合上述,该盆地沉积物主要由基性火山岩、火山碎屑岩与陆源碎屑岩组合。无论火山

碎屑流还是火山碎屑浊流沉积几乎都不含陆源和内源,表明火山碎屑物质主要来自盆内的 水下喷发产物。陆源碎屑物质均为相对远源的高成熟度石英砂和长石。对部分砂、砾岩和火 山碎屑岩作常量元素分析其值介于大洋岛弧向活动陆缘过渡的盆地性质。因此,可认为属于 弧前盆地。盆地演化模式见图 5,其中早期为断陷阶段,以拉张应力为主,伴随强烈的基性火 山活动;中期为沉陷阶段,火山活动逐渐减弱。休眠期持续很久,以发育陆源碎屑海底扇与浊 流沉积为特征,盆地处于补偿沉积状态;晚期又出现强烈的海相火山活动,并出现海退层序。

2.1.2 昌台-乡城弧间盆地

出露于乡城、昌台一带,呈 NNW-SSN 向延伸,为一系列呈串 珠状排列的弧间盆地的沉积。乡城盆 地主要出露上三叠统地层,沉积特征 保存较好。该盆地有以下三种相组合 类型。

 1. 断陷盆地边缘相组合。包括 有:(1)断陷台地基性火山喷发(溢)与 崩落堆积相序,主要由火山源与内源 沉积物构成;(2)局限海沉积相序。

2. 盆地斜坡及坡脚环境相组合 包括海底扇相序斜坡半固结至未固结 沉积物的滑动相序。海底扇(陆源与火 山源)是该盆地的特色,据相序及沉积 特征,可辨认出 3 种扇类型:(1)具稳 定内扇水道的进积型海底扇。这种扇 的纵向系列特别清楚,从下而上为:外 扇中薄层低密度浊流粉砂和细砂岩与 页岩互层,具向上变厚变粗系列;中扇 朵叶体和分流水道砂质高密度浊流沉 积,朵叶体主要的中厚层状中细粒杂 砂岩具明显侵蚀底界和向上变薄变细 层序,其中所含泥砾是水道侧向迁移 侵蚀产物。层内广泛发育兼并面、内扇 水道和天然堤沉积,与大多数海底扇



特点一样,具有一个比较深的发育有天然堤的且位置移动很大的内扇水道。水道内沉积物为 高密度浊流沉积的砾石和含砾粗砂岩,并含泥砾及崩落的灰岩块体。发育正粒序和较深的下 蚀底界。天然堤由溢岸流沉积的粉砂岩和泥岩组成,直接覆盖于水道之上,常发育液化滑动 构造。从图 6 可以看出,这类海底扇中扇分流水道特别发育,沉积作用活跃;内扇水道较窄而 陡,起输送沉积的作用,本身的沉积作用并不重要,因此它在剖面中所占比例较小;(2)内扇 水道化的砾质进积型海底扇。沉积作用主要发育在内扇,以砾质高密度浊流沉积为主,具明 显向上变细变薄层序。发育正粒序和侵蚀底界缺乏水下天然堤沉积。中扇的沉积作用不活 岩相古地理

跃,主要是一些砂质朵叶体,缺乏中扇分流水道是该扇的重要特征之一。这种扇的向上变细 · 变薄层序是水道逐渐被废弃(R.G. Whker, 1978)和内扇水道化(E. Muffi and F.R. Ricci-Lucchi,1974)造成的。作者认为这种海底扇具宽阔的内扇、发育众多的较浅水道特征,与网 状河流体系一样容易迁移和废弃;(3)后退型海底扇,也相当于废弃的扇。研究区这类扇仅发 育中扇分流水道和朵叶体及外扇低密度浊流沉积。其重要特点为无论中扇水道还是朵叶体 均是向上变细变薄的层序。该盆地中斜坡环境非扇低密度浊流沉积也比较发育,为夹于页岩 中的薄层状粉砂岩和细砂岩,发育正粒序和小型沙纹层理以及液化滑动构造。

3. 深水盆地相组合 包含 有低密度浊流沉积相序(陆源 与火山源或者为内源碳酸盐 岩)和海底火山-沉积相序。后 者主要为安山岩和少量安山质 凝灰岩,产出于深水相中,是火 山作用的产物。

上述盆地相演化及沉积特 征可作如下解释:晚三叠世早 期,在碳酸盐台地上发生裂陷, 伴随深源火山活动(玄武质科 马提岩出现)。然后基底沉陷, 依次演化为断陷边缘的局限 海、斜坡和盆地相;中期,由砾 质海底扇沉积和深水低密度浊

相标志。而海底扇中重要组合有陆源糜棱岩碎屑和安山质火山碎屑。糜棱岩大量出现是确

定再旋回造山带的重要标志。 这两种碎屑物质的存在说明本 期发生过构造抬升作用,并且 说明此时期内还有水下火山活 动。估计该火山物质仅是由一 些低矮的零星的火山锥组成, 因为陆源物质仍作为盆地的主 要沉积物源,并未受到阻断。这 里的弧间盆地就是水下火山锥 间的沉积场所(图7)。

此外,昌台弧间盆地也较 发育。近年来,候立伟等(1994) 对盆地内的沉积特征与火山作 用作过较详细的研究^[20]。昌台 盆地上三叠统层序见图 8。区内



流及海底火山组成,为一个完整的海退—海进旋回,砾质进积型海底扇是相对海平面下降的



8

广泛出露基性到中酸性火山岩,赋存有特大型呷村多金属矿床,自下而上可划分为三个沉积 旋回:旋回 I,是在拉强背景下沉积的,总体为一海进层序,海平面不断上升;旋回 I,是在沉 陷背景下、总体为海侵进一步扩大、海平面上升到最高位置;旋回 I,为挤压背景下,总体的 海退层序,周围山体明显抬升,带进大量的陆源碎屑,并出现较多的糜棱岩岩屑。



图 8 昌台盆地上三叠统沉积相柱状图

Fig. 8 Column of the Upper Triassic sedimentary facies in the Chomta Basin

2.1.3 白玉-义敦弧后盆地

晚三叠世的弧后盆地沉积主要出露上三叠统曲嘎寺组、图姆沟组和海子山组,分布于中 咱地块以东,昌台-乡城以西地区。 盆地沉积相组合包括:(1)滨岸至陆棚环境的相组合,以滨岸扇三角洲与陆棚碳酸盐岩 的交互沉积为特色;(2)斜坡环境海底扇沉积相序;(3)过渡环境至陆棚相组合以及(4)河流 沉积相组合。值得一提的是,该盆地以发育砾质扇三角洲和砾质海底扇为特色,缺乏或含少 量火山沉积物质。曲嘎寺组在沉积相垂向剖面上为扇三角洲的叠复体,平面上沿构造方向呈 扇三角洲群出现,说明盆地早期断陷作用对这些扇三角洲形成与发育起着重要作用。典型的 扇三角洲相序如图 9,岩性单一,几乎全由陆源石英岩质砾岩和砂岩及泥岩组成,内、中、外 扇均发育较好,此外图姆沟组的砾、砂质海底扇也是垂向上重叠、平面为扇群,碎屑成分与下 伏曲嘎寺组的扇三角洲沉积几乎相同,暗示着两者的物源区与母岩性质具有继承性。推测其 物源来自西部的金沙江古陆。



图 9 义敦弧后盆地扇三角洲相序

A. 内扇水道体系; B. 中扇沉积相序; C. 外扇浅水浊流沉积物

Fig. 9 Fan delta facies sequences in the Yidun back-arc basin

A=inner-fan channel system; B=mid-fan sedimentary facies sequence;

C=outer-fan shallow-water turbidity current deposits

盆地内上三叠统沉积物碎屑成分很特殊,石英质糜棱岩碎屑占绝对优势,曲嘎寺组几乎 皆是糜棱岩碎屑,图姆沟组下部开始出现少量中性火山凝灰岩。区域上,在盆地西侧,即金沙 江古陆,糜棱岩碎屑增多,且自东往西逐渐减少的趋势;在东侧,靠近义敦岛弧(昌台-乡城一 带),火山碎屑混入有逐渐增加趋势。由此看来,位于昌台-乡城岛弧以西的白玉-义敦地区属 于弧后沉积盆地。

2.2 金沙江会聚边缘盆地系

金沙江会聚边缘盆地系包括金沙江海沟和江达-德钦陆缘弧盆地,前者为下、中三叠世 的深海沉积物;后者的范围包括江达至德钦一带,它是一个具多阶段性质的逐渐转变的沉积 盆地:早三叠世时期,在江达地区具陆缘弧盆性质;中三叠世转变为弧前与弧间盆地和弧后 盆地;晚三叠世转变为弧背前陆盆地。现以江达陆缘弧盆地为例,分述如下。

2.2.1 早三叠世普水桥组陆缘弧盆地沉积相序

自下而上可分为山麓前冲、洪积扇相组合→河流与冲积平原相组合→滨海及其火山岩 组合→浅海及其火山岩相组合→孤立台地相组合。其中滨海与浅海相火山岩中熔岩的含量 较小,而火山作用爆炸系数很大,说明岩浆需要在近地表处释放大量的挥发组分,这一过程 需要在较低的压力条件下完成,需要海水水体较浅的环境。从这套火山碎屑岩组成来看,它 们可能是一套与陆缘火山岛弧有关的中酸性喷出岩,为江达陆缘弧的组成部分,沉积厚度达 300—1000m。

2.2.2 中三叠世弧前、弧间与弧后盆地相组合

以江达瓦拉寺地区地层出露完整,主要为陆源与火山源浊积岩沉积,沉积物厚达 2649m,包括瓦拉寺组和丛拉组。

(1) 瓦拉寺组沉积特征与演化 该组沉积可划分为 12 个相单元(图 10):



图 10 江达盆地中三叠统瓦拉寺组沉积相柱状图

Fig. 10 Sedimentary facies column through the Middle Triassic Walasi Formation in the Jornda Basin 相1 由块状砾岩、厚层状岩屑杂砂岩与粉砂岩、泥岩组成的块状、厚层状浊流沉积。砾 石成分以陆源为主,包括结晶岩、大理岩、凝灰质砂岩、安山质火山岩、闪长岩、花岗岩与石英 岩,砾径最大达 50cm,一般为 5—8cm。

相 2 由含砾杂砂岩、岩屑砂岩与粉砂岩、泥岩组成的厚层状递变浊流沉积。

相3 由凝灰质砂岩、砂屑灰岩与硅质粉砂岩组成的中厚层、中层状递变浊流沉积。

相4 由粉砂岩、粉砂质泥岩与泥岩组成薄层、条带状低密度浊流沉积。

相 5 黑灰色含放射虫硅质页岩,分布广泛,与浊积岩的 e 层不易区分,厚度 1—5mm 不等,水平延伸稳定,为远洋沉积的产物。硅质页岩由钙化的放射虫和隐晶质的 SiO₂ 组成, 也有少量尘状泥晶方解石和未能钙化的放射虫。另外,还有一些尘状以及晶形良好的黄铁 矿,镜下也可见到呈霉粒状的黄铁矿,含量高达 5%,岩石中的放射虫有呈层状分布的趋势, 含量高达 40%。

相6 由安山岩与安山质凝灰岩组成。

相 7 由凝灰岩质生物碎屑微晶灰岩组成,火山碎屑含量<50%,火山碎屑由棱角状的 方解石化斜长石和石英组成(15%±),其余由生物碎屑(瓣鳃 10%±,具不明显的定向排 列,钙化的放射虫 10%±)和微晶方解石(7%±)以及少量的黄铁矿组成,厚 1.5cm±。

相8 含生物碎屑的沉凝灰岩。

相9 晶屑凝灰岩,火山碎屑含量>90%,其中晶屑含量>50%,晶屑主要由方解石、绢 云母化的斜长石组成(50-60%),斜长石是卡钠复合双晶,镜下测定牌号为65的基性斜长 石,其形态是棱角状。石英含量较低(0-5%),个别见锆石自形微晶包体,普遍具波状消光现 象,另外还有绿泥石化的黑云母、角闪石以及岩屑、火山尘以及正常沉积物。岩石的填隙物由 细小的绿泥石、铁质以及重结晶的亮晶方解石等组成,岩石中普遍具钛铁矿(白钛矿化)、黄 铁矿。按粒度可分粗粒岩屑凝灰岩(0.1-2mm)、细粒凝灰岩(0.01-0.1mm)和微粒凝灰岩 (0.01-0.0625mm)。

相 10 岩屑凝灰岩,火山碎屑含量>90%,其中岩屑含量>50%,岩屑主要由英安质岩 屑为主,也有少量安山质岩屑,其余碎屑由晶屑、尘屑以及正常沉积的碳酸盐岩岩屑等组成。 填隙物基本同晶屑凝灰岩。按粒度可分为粗粒岩屑凝灰岩(0.1-2mm)、细粒岩屑凝灰岩 (0.01--0.1mm)。

相 11 尘屑凝灰岩,火山碎屑含量>90%,其中粒度<0.0625mm 的火山尘的含量> 50%。岩石中还含有一些放射虫,并有一定数量的呈分散状态的黄铁矿微粒单球体,显示着 沉积环境具还原性质。

相12 红色结晶灰岩。

上述相 7 至相 11 中的火山碎屑岩具有下列共同特征:(1)颜色呈暗灰色、灰绿色、灰黄 色;(2)成层性极好,韵律明显,各层的厚度很薄,通常不大于 3cm;(3)未发现熔结现象,火山 碎屑物中未见气孔、杏仁和泥球。上述特征表明,火山碎屑物来源为海底喷发产物。另外,剖 面中所见碎屑一般很细,多为细一粉砂质的颗粒,也有粒度大于 2mm 的火山角砾,最大达 3.5mm,未见粒度粗大的火山集块,表明火山碎屑来源于远离火山口的沉积区。

上述的沉积相演化可以进一步划分出四个沉积阶段:(1)弧前盆地沉积相组,由陆源粗碎屑高密度浊流沉积构成一个完整的海进一海退旋回;(2)弧间盆地沉积相组,由火山源与陆源粗屑、细屑浊积岩组成,含放射虫硅质岩,自下而上可分为三个层段,构成一个完整的海进一海退沉积旋回;(3)弧立台地,主要由内源碳酸岩组成;(4)弧后盆地沉积相组,以陆源与

火山源浊积为主,构成一个完整的海进一海退旋回。目前于弧间盆地火山碎屑浊积岩中见有 Cu和Au矿化。

(2)丛拉组沉积相自下而上为:①以陆源为主,少量火山源的粗屑浊积岩组成斜坡相沉 积,砾石成分主要由糜棱岩和石英闪长岩岩屑及少量安山质岩屑组成,代表了断陷初始期产 物;②由陆源+内源+火山源浊积岩组成的一套次深海相沉积,代表了盆地沉陷期的产物; ③由灰色、灰黑色陆源碎屑岩组成,为盆地隆升期的产物。总体上自下而上粗碎屑逐渐增多, 海水逐渐变浅,从浅海渐变为滨海环境。由上述物源分析看,丛拉组应归为弧后盆地性质。 2.2.3 晚三叠世弧背前陆盆地

晚三叠世开始,盆地性质发生转变,成为弧背前陆盆地,沉积相自下而上为辫状河流相 组→湖泊相组→海陆过渡相组→滨浅海相组→辫状河相组→滨浅海与火山岩相组→碳酸盐 陆棚相组→碎屑陆棚相组。早期与中期均发现大量石英岩质糜棱岩岩屑与角砾,中后期于洞 卡组中发育厚 200—1700m 的安山岩、安山质凝灰岩与安山质熔结凝灰岩。爱拉山、东独地 区的砂、砾岩成分在 Qm-F-Lt 海图中全部落入再旋回造山带物源区。那宗弄剖面砂岩样品 在 Dickinson(1979)投影图中基本集中在岩浆弧物源区。由此可见,江达-德钦盆地中三叠晚 期至晚三叠世已逐渐演化为后陆盆地性质。

3 弧-弧与弧-陆碰撞和造山作用

正如 Sengor 提出造山运动是一个用以表征板块会聚边缘所有地质过程的集合名词^[7], 也就是说,在讨论造山作用或造山模式时,首先要识别出造山运动所涉及的全过程。前已叙 及,东特提斯构造域内具有众多的不同时期的洋盆或小洋盆(潘桂棠,1995 年称这些为边缘 海或弧后洋盆),同时相伴出现在不同时期与不同阶段的岛弧、陆缘弧与陆块和规模不等的 弧前、弧间、弧后盆地。上述这些洋盆的俯冲与消减的洋陆转换过程和随后的弧-弧与弧-陆 碰撞过程正是组成东特提斯造山的全过程。

下面的分析将以甘孜-理塘洋西侧的岩浆弧与火山弧的碰撞造山作用为典型实例。

甘孜-理塘洋两则的沙鲁里山岩浆弧是发育在一个古老陆块基础上的,其发展的历程如下:前震旦系为恰斯群变质岩,以片岩为主,其上不整合有震旦系观音崖组碎屑岩与灯影组 碳酸盐岩;古生界为海相碎屑岩与碳酸盐岩;早、中三叠世为海相碎屑岩与碳酸盐岩;中、晚 三叠世开始,区内发育以安山岩与流纹岩、伴有钙碱性的二长花岗岩一花岗岩的大型岩基侵 入,其中还包含有 I型花岗岩的大型块体,岩浆活动高峰期在 200-233Ma 期间;晚三叠世 晚期发育有巨厚的复理石砂板岩夹滞后型中基性与酸性火山岩;晚三叠世晚期沉积拉纳山 组与喇嘛垭组的一套磨拉石沉积;侏罗至白垩纪区内没有沉积;之后在第三纪发育一些陆相 断陷盆地。

昌台-乡城火山岛弧带(义敦岛弧带)位于沙鲁里山岩浆弧西侧,岛弧的生长主要发育在 晚三叠世。晚三叠世早期曲嘎寺组灰岩中于昌台、乡城一带夹大量玄武岩、安山岩与英安岩, 发育弧间裂谷早期的沉积物。晚三叠世中期图姆沟组碎屑岩和火山岩中,于昌台、乡城一带 主要发育以安山岩为主的、含少量钙碱性玄武岩与英安岩-流纹岩组合,是典型岛弧火山特 征。在义敦岛弧形成后期,发育一套凝灰岩、砂板岩夹多层复成分石英质砾岩,形成砾质进积 型海底扇^[18],反映岛弧不断生长与隆升。然而更有意义的是海底扇中碎屑成分有两种重要 组分,即陆源糜棱岩和安山质火山碎屑岩(见前述部分)。这些砾质进积型海底扇及海底扇的 碎屑成分均表明,该区或邻区出现较强烈的构造抬升。无独有偶,作者(1993)在野外于昌台 -乡城岛弧与沙鲁里山岩浆弧之间的柯鹿洞-亚金一带发现大量的安山质与流纹质糜棱岩、 糜棱岩与钙质糜棱岩。糜棱岩的大量出现是确定再旋回造山带极为重要的标志,这一点作者 已经强调过好几次。很显然,晚三叠世图姆沟期沙鲁里山岩浆弧向西与昌台-乡城岛弧带会 聚,形成柯鹿洞-亚金碰撞造山带的抬升,它不仅向西提供了大量糜棱岩的物源,而且在陆内 会聚阶段于西侧形成了滞后型的措交玛-措莫隆二长花岗石、钾长花岗岩,并产生了锡多金 属矿化带。这种弧与弧会聚碰撞的发生,使岩浆弧与火山弧的成矿物质再次活化与迁移,有 利于成矿作用。

晚三叠世晚期,昌台-乡城一带发育一套海子山组,主要为深灰色变质复成分砾岩、长石 岩屑砂岩、粉砂岩,在主岛弧期还夹有滞后型安山岩与流纹岩。

限于篇幅,不能逐一叙述东特提斯构造域内弧-弧与弧-陆会聚过程,但是这种碰撞与会 聚的造山模式是普遍存在的^[11]。在岛弧向岛弧或陆块的增生过程中,是通过弧后盆地或弧 间盆地的俯冲消减,并逐渐演化为弧-弧碰撞与弧-陆碰撞造山,形成依一定次序分布的相关 联的构造单元。最终表现为造山带与沉积盆地相间并存的呈条与盆镶嵌出现,这也是中国西 部大陆地质的特色。可以说它们是在地球动力学作用下统一的相互联系的两个方面。

通过所有上述的分析,得出如下几点认识:

 1. 东特提斯构造域内的大陆地壳,许多是在岛弧造山作用基础上进一步增生到大陆边 缘上,它们的形成与演化经历了漫长的历史。

 2. 区内经历了始古、中、新三个演化阶段,代表三个阶段的洋盆发育呈多级次、多类型和 具有此起彼落的连续演化过程。

3. 较大的洋盆往往俯冲消减形成完整的沟-弧-盆体系,形成发育良好的蛇绿混杂岩带、 岩浆弧、弧后盆地以及前陆和后陆盆地。但在时空上有分段性、递变性与转化性。

4. 小洋盆或不成熟洋盆弧后盆地的演化在时间和形成方式上更复杂多样,常常发育有较好的岩浆弧,但沟-弧-盆体系不规则或不明显。岩浆弧往往发育在古老陆块的基础上,并 且发育滞后型火山与岩浆活动,而使沟-弧格局复杂化。

5. 区内活动边缘盆地发育,虽然它们的原始面貌经受后期构造活动的破坏,但其沉积记录往往是反映造山过程的重要信息。

6. 东特提斯构造域是由多条蛇绿混杂岩带、岩浆弧带、火山弧带、磨拉石带以及各种其它构造带组成的复杂构造网络,它们的造山模式是以弧-弧与弧-陆碰撞模式为主要样式,这种样式以及以后的陆内会聚作用为区内矿床的生成与重新定位奠定了基础,对矿床的预测有着重要的意义。

· 我们相信,东特提斯构造域内仍然有许许多多尚未发现和有意义的地质构造证据有待进一步寻找和发现。

参考文献

1 黄汲清.中国主要地质构造单位.北京:地质出版社,1954

2 Gansser, A. Tectogenesis of the Himalayas. In Geology of the Alpine Chains Born of the Tethys. 26' CGICollopue CS (Ed. by J. Aubouin, J. Debelmas and Latreille M.), Paris: 1980. 312-323

3 Smith, A. G. The so-called Tethyan ophiolites. In Implications of Continental Drift to the Earth Sciences (Ed. by D. H.

Tarling et al.), London, Academic Press, 1973. 2 : 977-986

- 4 Stocklin, J. The Tethys paradox in plate tectonics. In Plate Reconstruction from Palaeozoic Palaeomagnetism. Geondyn. Ser., Am. Geophys. Union, 1984. 12 : 27-28
- 5 许靖华.大地构造与沉积作用.北京:地质出版社,1985
- 6 刘堵乾等,对特提斯-喜马拉雅构造域的再认识,北京;地质出版社,1983,青藏高原地质文集(12)
- 7 刘增乾等,三江地区构造浆带的划分与矿产分布规律,北京,地质出版社,1993,地质专报四,34
- 8 黄汲清、陈炳蔚. 中国及邻区特提斯的演化. 北京,地质出版社, 1987
- 9 Sengor, A. M. C. Tectonics of the Tethysides, Orogenic collage development in a collisional setting. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1987. 15 + 213-224
- 10 罗建宁等,三江地区三叠纪沉积盆地类型及其地质特征,中国地质科学院成都地质矿产研究所所刑,1991,No. 15, PP21-34
- 11 潘桂棠.全球洋-陆转换中的特提斯变化,特提斯地质,1994,No. 18, pp. 23-40
- 12 潘桂棠、刘增乾等.特提斯构造基本特征 兼论源自软基底大陆解体、消减和重组的特提斯造山带,中国西部特提斯构造演化及成矿作用学术讨论会文集.成都,电子科技大学出版社,1991
- 13 潘桂棠、王培生等. 青藏高原新生代构造演化. 北京:地质出版社, 1990
- 14 陈智梁. 特提斯地质一百年. 特提斯地质, 1994, No. 18, pp1-22
- 15 莫宜学等.三江特提斯火山作用与成矿.北京:地质出版社,1993,地质专报三,20
- 16 刘振声、王洁民. 青藏高原南部花岗岩地质地球化学. 成都:四川科学技术出版社,1994
- 17 王增等.藏东花岗岩类及其成矿作用.成都:西南交通大学出版,1995
- 18 罗建宁等,三江特提斯沉积地质与成矿,北京,地质出版社,1992,地质专报三,17
- 19 罗建宁.论特提斯形成与演化的基本特征.特提斯地质,1995,No. 19, PP. 1-8
- 20 侯立玮等.四川西都义敦岛弧碰撞造山带与主要成矿系列.北京:地质出版社,1994,地质专报四,39

PLATE CONVERGENT MARGINS AND ISLAND-ARC OROGENESIS IN EASTERN TETHYS

Luo Jianning Peng Yongmin Pan Guitang

Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences

ABSTRACT

The spatio-temporal distribution of the ophiolitic melanges and island-arc zones is emphasized in combination with the trench-arc-basin systems in the eastern Tethyan tectonic domain, for which three evolutionary stages of Eo-Tethys, Mid-Tethys and Neo-Tethys have been distinguished. The geological records of the ophiolitic melanges, mid-ocean ridge basalts, oceanic sediments and island-arc zones, which are recognized, have provided essential evidences for plate movement in the early oceanic lithosphere. The plate convergent margins in orogenic zones are characterized by all kinds of fore-arc, inter-arc and back-arc basins which are related with island arcs and formed in varying times and stages. Moreover, the formation and evolution of the distinctive basins are sujected to the effects and controls of different geological settings. It is obvious that most of the basins have experienced three stages of evolution, including rifting and extensional, steady sinking, and compressional and uplifting processes. The first stage is characterized by intense volcanic ac7 李永安,李燕平等.新疆北部古地磁研究.新疆地质,1992,第10卷,第4期,309-328

SEDIMENT FLUX AND MECHANISM FOR THE UPLIFTING OF THE MOUNTAIN SYSTEM AROUND THE JUNGGAR INLAND BASIN

Wang Longzhang

Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences

ABSTRACT

Based on the thickness of the strata, the Late Permian-Eogene sediment flux of the Junggar Inland Basin is calculated in this paper. The results have revealed that the Late Permian is the main basin-forming stage in the light of the Late Permian sediment flux $(18.297 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{a})$ higher by nearly one magnitude than that of Mesozoic and Eogene $(1.735 \times 10^6 \text{ to } 3.142 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{a})$. The comparison of the sediment flux in different parts of the basin suggests that the sediment flux is highest in the southern part, higher in the northwestern part, and lowest in the northeastern part in the basin. It is deduced that the uplifting of the Palaeo-Tianshan mountain system is much stronger than that of other mountain systems, which may be related to the history of the frequent rises and falls of its basement, and to the pushing and extruding of the Tarim continental block.

Key words: Junggar Inland Basin, sediment flux, uplifting of the mountain system

(Continued from page 15)

tivities and well-developed fan-deltaic sediments, the second stage by mixed and low-density turbidity current deposits of carbonates and siliciclastics, and the early time of the third stage by the development of submarine fans. It is important that the features of recycling orogenesis in many basins are indicated by the terrigenous clastic sediments of quartzitic mylonite. There is a typical example for arc-arc collision between the Yidun island arc and Shalulishan magmatic arc, or even throughout eastern Tethys. The growth of the Yidun island arc records the transition from immature to mature arc on the basis of the early rift, whereas the Shalulishan magmatic arc was developed on an ancient landmass. The subduction and collision of the two arcs stimulated the uplifting of the Korlondo-Yajin zone. The orogenesis not only brought westwards about a vast amount of mylonite clasts, but also resulted in the formation of the lag-type granitoids in the Cuojiaoma-Cuomolong zone and of Sn polymetallic metallogenic zones in the west of Yidun. Besides, the arc-continent collision may be served as an additional model for orogenesis. Finally, the common features are also described for the basins and island arcs on the plate convergent margins in the eastern Tethyan tectonic domain.

Key words: eastern Tethys, convergent margin, island-arc orogenesis