

晋宁—澄江期扬子板块西北缘 的地体—板块构造

刘肇昌 赵彻经 钟康惠

(中国有色金属工业总公司成都地质干部学院)

摘要: 本文运用地体—板块构造分析理论, 指出晋宁—澄江期扬子板块西北缘是由外来的和自大陆分离的洋壳型、洋岛—岛弧型、岛弧型、陆壳型及海底高原等不同类型、不同时代地体组成的增生型大陆边缘。这些地体的分布和运动受板块构造运动控制, 经过中、晚元古代的分离与联合, 最终于早震旦世末的澄江期以俯冲缝合和碰撞焊合方式增生到扬子陆核上, 形成统一的扬子板块基底。

关键词: 地体—板块构造 地体增生 碰撞焊合 俯冲缝合 金属矿化

扬子古板块西北缘的摩天岭、龙门山、米仓山地区的前震旦纪构造, 通常被解释为沟—弧—盆体系^[1]。实际上远非如此简单, 每一构造带均存在沿走向无规律变化现象, 它们都是由不同来源、不同性质的地体组成, 并具不同的矿化特征。本文按构造带阐述这些地体的基本特征, 进而讨论它们的分离、联合及增生形成扬子板块基底的过程。

一、摩天岭构造带的地体构造

摩天岭呈楔状挟持于略阳—玛沁断裂和阳平关—青川断裂之间 (图 1), 呈 NEE—EW 向延伸, 出露面积约 $280 \times 60 \text{ km}^2$ 。由碧口群细碧角斑岩、硅质岩、浊积岩组成。它们与变质橄榄岩、镁铁质—超镁铁质堆晶杂岩、辉长辉绿岩墙群等组成蛇绿岩套。碧口群火山

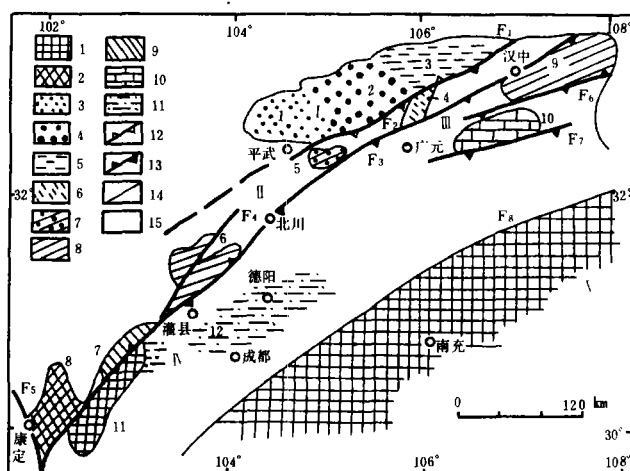


图 1 扬子古板块西北缘中: 晚元古代地体—板块构造略图

图例: 1—古陆壳(A_1 ?), 2—古陆壳(P_1); 3—大洋壳, 4—大洋岛地壳, 5—未成熟弧, 6—弧内裂谷, 7—洋岛—岛弧, 8—成熟弧, 9—陆缘弧(P_3), 10—海底高原, 11—准洋壳, 12—俯冲缝合带, 13—碰撞焊合带, 14—断裂, 15—显生宙盖层。构造带: I—摩天岭; II—后龙门山; III—米仓山; IV—川西平原; V—川中陆核。

岩化学成份沿构造走向变化很大(表1),西段平武地区,低碱,低钾,以洋脊拉斑玄武岩系列为主;中段青(川)碧(口)地区,钛、钾、钠、铁均较高,且变化范围大,以大洋岛拉斑玄武岩及碱性玄武岩系列为主;东段勉(县)、略(阳)地区,以低钛为特征,以岛弧拉斑玄武岩系列为主。沿走向火山岩成分的无规律变化和不同系列、不同环境火山岩集中于同一构造带的现象,意味着摩天岭地区不是简单的俯冲杂岩带,而是由西段平武洋壳地体、中段青碧洋岛地体和东段勉略岛弧地体组成的联合地体。由于研究程度不够,目前还不能指出各地体间的确切分界。碧口群上部海沟型浊积复理石在各地体的广泛分布,沿阳平关—青川断裂带北侧蓝闪片岩带、混杂堆积带的存在,说明这些地体运移到海沟时联合起来。最近,在勉略地区碧口群底部获得区域变质年龄 2657Ma (U-Pb) 数据⁽²⁾,预示着那里含有更复杂的地体结构。

表1 摩天岭带各段地区碧口群玄武岩化学成分比较

	洋脊 TH ^①	平武	洋岛 TH ^①	青碧	岛弧 TH ^①	勉 略
<FeO> / MgO	0.8-2.2	1.44-2.42	0.5-4	0.62-6.18	1-7	2-2.21
<FeO> %	6-14	10.8-13.5	8-16	10.8-21.7 ^②	6-16	11
Na ₂ O %	1.7-3.3	0.48-2.19 ^③	0.7-4.5	2.6-4.16	1.1-3.6	3.71-4.24
K ₂ O %	0.07-0.44	0.11-0.22 ^③	0.06-2.0	0.11-1.42	0.1-2	0.64-0.79
TiO ₂ %	0.7-2.3	0.9-3.5	0.2-5	0.2-4.06	0.3-2	1.23-1.56

①据都城秋穗(1975), TH 代表拉斑玄武岩系列; ②有一个样为 5.5%; ③为一个样为 1.26%; ④有一个样为 3.72%。

二、后龙门山构造带的地体构造

阳平关—青川断裂与前龙门山(北川—映秀)断裂之间,分布有大滩、轿子顶、彭灌、盐井、康定等地体,它们多数具有岩浆弧岩石组合,但却是不同时代和类型的岛弧地体的结合。

1. 轿子顶地体: 出露于龙门山中北段轿子顶大复背斜核部,四周为上震旦统底部碛窝梁组砂岩不整合覆盖,面积约 $22 \times 9 \text{ km}^2$ 。其由通木梁群及侵入其中的轿子顶花岗质杂岩组成。通木梁群为浅变质海相火山岩夹铁硅质岩,凝灰岩,粉砂岩,厚约 4000m。火山岩为主体由钾细碧岩、钾角斑岩和钾石英角斑岩组成的钾细碧角斑岩组合,平均的 K_2O 分别为 3.96%, 3.60% 和 3.85%, $\text{K}_2\text{O} / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 为 0.57, 0.52 和 0.78。所夹的钠质系列细碧岩、角斑岩、石英角斑岩,也较四川及西北地区的一些同类岩石富钾, K_2O 分别为 1.40%, 2.25% 和 1.75%, $\text{K}_2\text{O} / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 为 0.24, 0.37 和 0.25。这套富钾组合与龙门山和摩天岭地区的同时代火山岩明显不同。在各类判别图解上(例如图 2 和 3),早期的基性岩主要属大洋岛碱性或碱—拉斑玄武岩系列,晚期的中、酸性岩属岛弧拉斑系列和钙碱系列。有趣的是基性岩和酸性岩的固结指数不仅较低,而且互相接近,变化范围分别为 5.6—21.3 和 6.7—21,平均值分别为 13.9 和 13.2,表明两者是两种岩浆分异形成的。侵入于火山岩并与其同源的辉绿岩 SI 值为 22.5—39.4,平均 29.5,接近未分异的幔源岩浆。这些辉绿岩的里特曼指数也分为互不连续的两类,一类为 4.73—6.71,

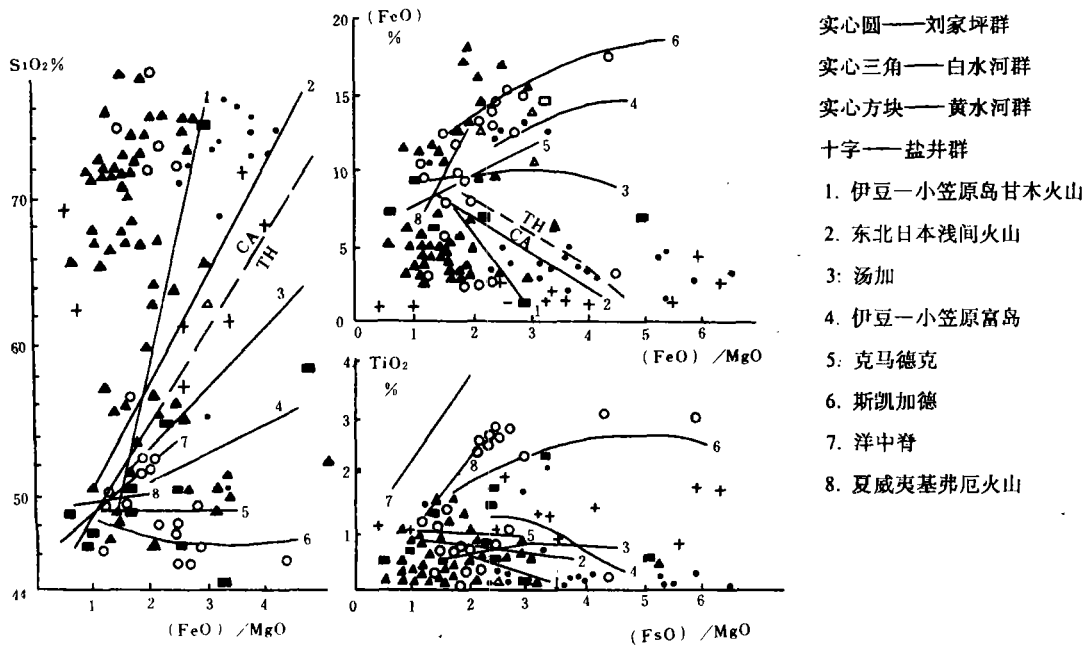


图2 龙门山区中一晚元古代火山岩 SiO_2 、 $\langle \text{FeO} \rangle$ 、 TiO_2

对 $\langle \text{FeO} \rangle / \text{MgO}$ 变异图 (都城秋穗, 1975)

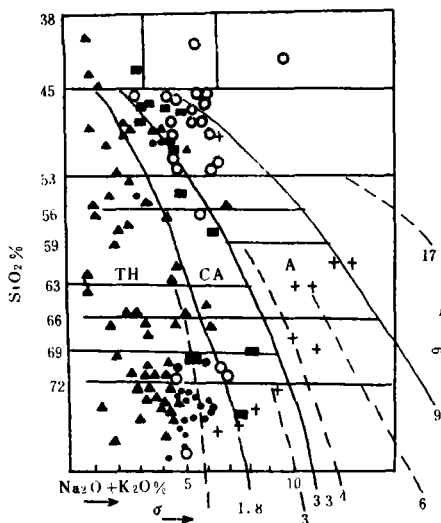


图3 龙门山区火山岩名称、酸度、碱度、系列组合图解

(邱家骥, 1978) 图例同图2

一类为 1.84—3.0, 表明碱性系列和钙碱系列两种原始岩浆的存在。这两种岩浆形成于不同的构造环境, 基性岩及同源的辉绿岩集中在图 4 的 A、C 区, 属板内, 也集中于图 5 的大洋岛区 (OIA 和 OIT); 中酸性岩及同源的辉绿岩, 集中在图 4 的 B、C 区和图 5 的岛弧区 (IAT 和 CAB)。表明早期喷发活动发生于远离大陆的古大洋中的大洋岛环境, 晚期喷发则发生于岛弧环境。因此, 轿子顶地体是在大洋岛基础上发育起来的洋岛-岛弧地体。整个火山岩的富钾, 反映了热点活动持续至岛弧阶段。侵入其中的轿子顶杂岩, 包括与岛弧活动同期的晋宁期 (865Ma) 的 I 型闪长岩, 和与地体碰撞同期的晋宁-澄江期 S 型花岗岩、二长花岗岩、斜长花岗岩。

2. 彭灌地体: 分布于后龙门山中段, NE 向延伸, 为茂汶断裂分割成彭灌和雪隆包-牟托两部分, 面积约 4000km²。它由白水河群 (1440—1045Ma) 和彭灌杂岩组成, 被上震旦统砂岩不整合覆盖。白水河群为玄武岩质-安山岩质-英安流纹岩质凝灰岩-碎屑复理石岩系, 夹少量熔

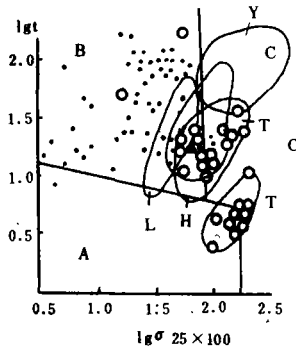


图4 龙门山火山岩戈蒂尼指数(*I*)

—里特曼指数($\delta 25$)图解

(H. K. Löffler, 1979)

A—板内, B—岛弧造山带, C—A、B 区派

生的碱性火山岩, 实心圆—白水河群,

空心圆—通木梁群(T)、刘家坪群(L)、

黄水河群(H)、盐井群(Y)分布范围。

$$\delta 25 = (K_2O + Na_2O)^2 / (SiO_2 - 25)$$

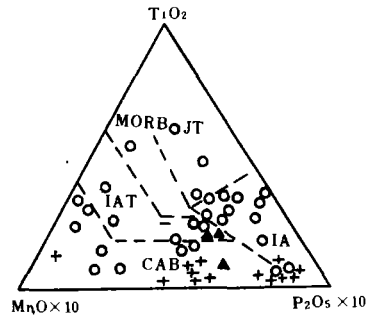


图5 龙门山区火山岩

钛—锰—磷判别图解

(Mullen, 1983) 图例与图2 相同

OIA—大洋岛碱性玄武岩

OIT—大洋岛拉斑玄武岩

MORB—洋脊玄武岩

IAT—岛弧拉斑玄武岩

CAB—钙碱火山岩

岩, 厚三千余米。此火山岩碱度较低, 基、中、酸性岩类平均的全碱多为 1.96—3.88%, K_2O 0.74—2.03%, $K_2O / (K_2O + Na_2O)$ 0.36—0.58, 里特曼指数 0.44—2.76, $<FeO> / MgO$ 1.30—2.19。在图 2 和图 3 上, 中基性岩主要属岛弧拉斑玄武岩系列, 中酸性岩以钙碱系列为主。两种岩浆系列的比例大体相等。共生的浊积杂砂岩 16 件样品平均的 SiO_2 59.79%, K_2O / Na_2O 0.53, 含大量火山岩屑, 为岛弧型浊积岩。利用 Condie (1973) 经验公式推算, 白水河群火山岩形成时地壳厚度约 21—28km。白水河群发生中—低压型绿片岩相区域变质, 地温梯度为 18.17—28.71°C / km, 向下增至 43.96°C / km^①。上述岩浆系列、共生沉积、地壳厚度及地温梯度等特征, 说明彭灌地体为成熟岛弧地体。占据地体很大面积的彭灌杂岩的成因仍有很大争议, 其中可能有一部分是相当于康定群的变质杂岩^[3], 同时有 1017Ma、818—771Ma、708—636Ma 的晋宁中期、晚期和澄江期的岩浆侵入, 区域变质和混合岩化作用。晋宁期岛弧阶段以 I 型^[4] 花岗闪长岩—斜长花岗岩为主, 澄江期伴随地体碰撞焊合, 于地体东南缘形成 S 型钾长花岗岩、混合花岗岩, 伴有早震旦世流纹岩喷发。

3. 盐井地体: 分布于龙门山南段宝兴盐井地区, 为北东向断裂所挟持。由盐井群轻变质海相火山岩、浊积碎屑岩、碳酸盐岩组成, 厚可达 5000m。火山岩集中于中下部石门坎组和上部黄店子组, 前者为玄武岩、流纹岩、英安岩, 后者为钠质和钾质粗面岩, 总厚约 2000m, 属钙碱系列和岛弧碱性系列 (图 2, 3 和 4), 形成于岩浆弧环境。流纹岩初始铈比值达 0.7458^[3], 说明有较厚硅铝壳作为重熔岩浆来源, 利用流纹岩成分推算的古地壳厚度为 43.7km。因此, 盐井地体是遭受海侵的陆缘弧或者由成熟弧向陆缘弧演化的地

①川冶地普查队、成都地质学院彭县铜矿科研组(1976)

体。与岩浆弧的发育和地体碰撞相伴,有晋宁—澄江期花岗岩侵入和混合岩化作用发生。

4. 大滩地体:分布于龙门山东北端广元大滩、陕西刘家坪一带,走向 NNE,面积约 $35 \times 20 \text{ km}^2$ 。它由刘家坪群和侵入其中的澄江期斜长花岗岩 (540Ma) 组成,与上震旦统底部青林组变粗碎屑岩成断层接触。刘家坪群为细碧岩—石英角斑岩组合,以石英角斑岩为主, SiO_2 为 56—70% 的中性和中酸性岩,具裂谷环境的双峰组合特征。火山岩总碱 (4.5—6.0%) 和钾 (K_2O 大多小于百分之一) 均较低,里特曼指数 0.46—3.08 (多数小于 1.8),属岛弧拉斑系列,晚期向钙碱系列演化 (图 2, 3, 5),应形成于弧内裂谷环境。推算的盆地基底地壳厚度仅 14—16.5km。

5. 康定地体:分布于龙门山构造带西南端,挟持于北东向前龙门山断裂和北西向鲜水河断裂之间,成长轴南北的菱形,长 100 余 km,宽可达 30km。它由康定群角闪岩相变质杂岩组成,U—Pb 年龄为 2451Ma 及 2062Ma,原岩为岛弧拉斑系列及钙碱系列的中基性和中酸性火山岩夹沉积岩。早元古代末变质变形,形成北东东向紧闭褶皱。中、晚元古代除北缘为盐井群流纹岩覆盖外,长期隆起,成为古陆壳地体。晋宁—澄江期伴随地体与扬子古陆壳碰撞,形成近南北向的高应变带和广泛的花岗岩化、混合岩化,地体边缘混合岩化尤为强烈。

三、米仓山构造带的地体构造

1. 汉南地体:介于前龙门山断裂与西乡断裂之间,呈 NEE—EW 向延伸,面积 $130 \times 35 \text{ km}^2$ 。它由西乡群和三花石群火山岩、凝灰岩、火山碎屑复理石沉积组成,厚约 6000m。火山岩为岛弧拉斑系列及钙碱系列玄武岩—安山岩—英安岩—流纹岩组合。侵入其中的晋宁期 (868—773Ma) 汉南杂岩,是幔源分异成因的中酸性杂岩,初始铈比值 0.7038,贾承造等^[5]认为是外来的形成于古大洋中的成熟地体。半随地体碰撞,边缘有澄江期 (726Ma) 斜长花岗岩侵入和混合岩化。

2. 南米仓山地体:位于西乡断裂和米仓山南缘大河坝断裂之间,与汉南地体平行排列,面积 $80 \times 30 \text{ km}^2$ 。后河组混合杂岩构成地体的古陆壳基底,其上不整合覆盖有形成于低纬度潮下带海台环境的麻窝子组富含叠层石的碳酸盐岩,以及上两组细纹层状炭质、泥质、硅质板岩,粉砂岩组成的远洋浊积岩,各厚 3000m。麻窝子组和上两组均缺乏来自北侧汉南岛弧地体的火山碎屑沉积,不应视为弧后盆地沉积,而是从其它稳定地块解体漂移而来的陆壳块体基础上发育的海底高原。广泛的晋宁中、晚期 (1065Ma, 965Ma, 801Ma) 幔源分异成因的橄榄岩、辉长岩、石英闪长岩和花岗岩侵入,和大量霓辉岩、霓霞岩等碱性侵入及上两组中的粗面岩喷发,也支持关于海底高原的推论。

南米仓山地体和汉南地体为早震旦世的铁船山组或大石沟组陆相火山岩不整合覆盖,且均有澄江期 S 型钾长花岗岩侵入,以及沿两地体接合处的西乡断裂出现代表热轴的低压高温变质带和混合岩化,表明两地体经过晋宁运动而联合在一起成为米仓山联合地体。早震旦世末的澄江运动使该联合地体进而与扬子古陆核碰撞焊合在一起。

四、前龙门山—川西平原构造带的地体构造

本区位于前龙门山断裂、大河坝断裂和彭山—万源断裂之间,为显生宙盖层广泛覆盖,仅在西南端出露有古陆壳构成的宝兴地体。该地体走向北东,面积约 3600 km^2 ,由宝

兴杂岩组成。宝兴杂岩与康定、彭灌杂岩虽有若干相似，但内部构造线为北东而不是东西或南北向，且发现有麻粒岩。贺节明等（1988）曾指出，宝兴杂岩角闪岩的稀土元素、微量元素特征，与康定和彭灌杂岩明显不同，而与大田、同德等晚太古代渡口杂岩的角闪岩、麻粒岩相似。因此，宝兴杂岩之原岩年代可能与渡口杂岩相同，宝兴地体应是自扬子古陆核分离出来的古陆壳地体。

宝兴地体东北端出露的中—上元古界黄水河群与白水河群不同，不仅有大量的中基—中酸性熔岩，而且火山岩富碱（全碱 3.03—8.23%）、富钠〔 $K_2O / (K_2O + Na_2O)$ 仅 0.16—0.42〕、富铁（ $<FeO> / MgO$ 2.17—9.11）。除岛弧拉斑系列和钙碱系列外，还有大陆拉斑系列和碱性系列火山岩，构成玄武岩—安山岩（粗面安山岩）—英安岩—流纹岩组合。这种岩浆系列组合，应形成于与俯冲有关的或弧后的陆间裂谷环境。与玄武岩共生有深水硅质岩和构造嵌入的蛇纹岩、单斜辉橄岩、橄榄辉长岩、辉长岩、角闪辉长岩等，这些深成岩在图 6 上显示其包括变质橄榄岩、镁铁—超镁铁堆晶杂岩，构成蛇绿岩套，标志着盆地已出现洋壳—准洋壳基底。黄水河群这套与俯冲有关的陆间裂谷层系的存在，说明宝兴地体在中、晚元古代因裂谷作用而与川中陆核分离。两地间川西平原广阔负磁异常背景上的德阳弱正磁异常体，可能就是陆间裂谷准洋壳基底的反映，暂称为芦山—德阳地体。

五、扬子板块西北缘地体类型及其分离与联合

1. 地体类型

扬子板块西北缘的变质基底，是由若干地质构造特征、地壳类型和来源地不同的地体拼贴而成，它既有大量以绿片岩相区域变质的低级变质地体，也有角闪岩相（康定）和麻粒岩—角闪岩相（宝兴）区域变质的高级变质地体；既有自扬子陆核分离的宝兴地体，更有显然是在远离陆核的大洋中发育的洋岛—岛弧（轿子顶）、海底高原（南米仓山）、洋内岛弧（汉南、彭灌）等外来地体。

按照组成地体的地壳类型，可分为 6 种基本类型：①亲洋地体，由洋壳、准洋壳及大洋岛地壳组成，火山岩以洋脊拉斑系列、大洋岛拉斑系列及碱性系列为主，伴有蛇绿岩套。例如平武、青碧等地体；②洋岛—岛弧地体，是在热点成因

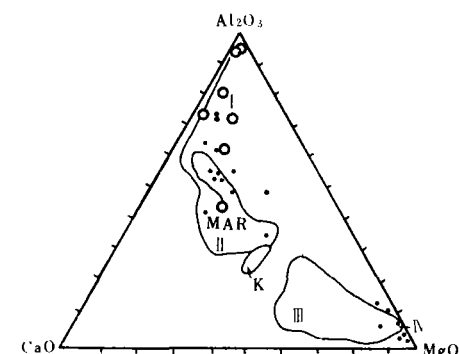


图 6 黄水河蛇绿岩套 Al_2O_3 — CaO — MgO 图解

- I—斯凯加德趋势；II—镁铁堆晶岩；
III—超镁铁堆晶岩；IV—变质橄榄岩；
MAR—洋脊玄武岩；K—科马提岩；
○—黄水河群火山岩；●—深成岩。

的大洋岛基础上发育起来的岛弧。热点作用持续至岛弧阶段，因而既不同于大洋岛地体，也不同于岛弧地体。例如轿子顶地体，火山岩由洋岛拉斑系列转变为岛弧拉斑和钙碱系列，后者也富钾，反映了热点的持续影响，形成富钾细碧角闪岩；③岛弧地体，由岛弧地壳组成，火山岩属岛弧拉斑和钙碱系列，有幔源分异的或 I 型的中酸性侵入，低压或中低压型区域变质作用发育。例如勉略、汉南、大滩、彭灌等地体；④陆缘弧地体，是在较厚陆壳基底上发育的岩浆弧地体，火山岩以钙碱系列及岛弧碱性系列为主，例如盐井地体；

⑤古陆壳地体,由太古代或早元古代的褶皱变质基底组成。例如宝兴地体、康定地体;⑥海底高原地体,如南米仓山地体,以具有海底高原台地碳酸盐和远洋浊积沉积及部分碱性岩浆活动为特征。

2. 地体的分离

地体因裂谷作用或走滑断层活动而分离。前者,如宝兴地体与川中陆核因中、晚元古代裂谷作用而分离,移距100km以上。同期的裂谷作用在四川盆地以南、安宁河断裂以东地区广泛存在。后者,如彭灌地体被茂汶断裂切割,西北侧的雪隆包一牟托杂岩向东北滑移,移距约30km,断裂两侧震旦纪和古生代沉积明显不同,暗示其分离发生在晋宁—澄江期。贺节明等^[3]认为彭灌杂岩与康定杂岩是同时代的面貌相似的火山岩经混合岩化的产物,基性岩残留体均以东西走向、陡倾斜为特征,且彭灌杂岩与康定杂岩南半部大体相当。如是这样,则彭灌地体的基底可能是在早元古代末从康定地体分离出来的,移距约200km,随后才发展为成熟弧地体。

3. 地体的联合

两个以上的地体增生到大陆边缘之前合并在一起而成为联合地体。例如平武地体、青碧地体、勉略地体统一覆盖有群口群上部的海沟浊积岩,说明它们运移至海沟时已联合为统一的摩天岭联合地体,随后才与后龙门山地体带缝合的。康定地体北缘和彭灌地体内沿茂汶断裂带耿达、草坡、七盘沟等地,均分布有与盐井群相似的变质流纹岩,表明康定、彭灌地体及其间的盐井地体在晚元古代为一个规模较大的联合地体。康定和彭灌两地体共同在中元古代末(1000Ma±)发生热事件,是地体开始联合的证据。此外,共同为铁船山组火山岩覆盖的汉南地体和南米仓山地体,也在晋宁晚期(800Ma±)联合在一起。

六、地体增生与扬子板块基底的形成

扬子板块西北缘中、晚元古代的各种地体和联合地体,在晋宁—澄江期陆续拼贴、增生到川中陆核上,陆壳快速增长,形成地体增生型大陆边缘。

地体增生是通过碰撞焊合和俯冲缝合两种基本方式实现的。

碰撞焊合发生于岛弧壳、陆壳型的地体与板块(或地体)之间,表现为强烈的逆冲碰撞形成高应变带,构造—热活动使地壳交代、重熔形成混合岩带和中酸性岩浆带,最终使它们焊合在一起。前龙门山断裂带和米仓山南缘大河坝断裂带,分别是西北侧的后龙门山亲弧地体群和米仓山联合地体与东南侧扬子板块之间的碰撞焊合带。西北侧的地体普遍向东南侧逆冲形成高应变带,断裂两侧的地体边缘广泛发生混合岩化和地壳重熔成因的澄江期S型花岗岩、钾长花岗岩侵入,前龙门山断裂带中、南段还伴有与酸性侵入岩同源的早震旦世流纹岩喷发,标志着这些地体已焊合到扬子板块上。晋宁期已使汉南地体和南米仓山地体联合的西乡断裂,在区域性碰撞作用下也于澄江期进一步焊合起来,形成低压高温变质带、混合岩、花岗岩带,伴有大规模的早震旦世流纹岩喷发,米仓山联合地体进入碰撞陆缘岩浆弧发展时期。

碰撞焊合作用也涉及到川中陆核上。威28井和女基井钻探证明^[6],那里有澄江期(Rb—Sr, 740.99Ma)碰撞陆壳重熔成因的花岗岩、花岗闪长岩和流纹英安岩(Rb—Sr, 701.54Ma),初始铷比值分别为0.71429和0.71018。类似现象还发生在本文讨论区之外的安宁河断裂带,我们将在另文中阐明这一断裂带是其西侧的联合地体与东侧扬子板块的

碰撞焊合带,其碰撞焊合作用从中元古代末开始一直延续至早震旦世末。

俯冲缝合发生于洋壳、岛弧壳地体与陆壳板块或岛弧壳地体之间,是通过地体间或地体与板块间洋壳俯冲而使地体增生到大陆边缘上,表现为蛇绿岩带、高压变质带、混杂堆积带和高应变带以及海沟型复理石广泛发育,缺乏同碰撞期中酸性侵入岩。摩天岭联合地体与后龙门山带之间的青川断裂就是俯冲缝合的代表。正因为该带长期持续地向扬子陆核方向的推挤,使其与扬子陆核间广阔地域中的各类地体最终增生到扬子大陆边缘,导致摩天岭亲洋地体带、后龙门山亲弧地体带和川西平原陆间裂谷带这种类似于沟—弧—盆体系的构造分带。这有力地说明地体的运移、增生本质上受海底扩张、洋壳俯冲等板块构造作用所控制。

扬子板块西北缘各个古地体,普遍被晚震旦世地台型盖层不整合覆盖,进一步证明古地体的增生、扬子板块基底的形成,最终是澄江运动完成的。

七、地体构造与金属矿化

地体构造的研究,不仅是对板块构造的补充和发展,有助于正确阐明大陆区域构造历史,而且由于不同地壳类型的地体具有不同的成矿特征,从而有助于阐明区域成矿规律,指导矿床的找寻。例如,龙门山是四川省中、晚元古代海相火山岩型铜多金属矿带,然而同一成矿带不同地段的金属矿化特征却变化很大。这种矿化多样性难以用同一岩浆弧环境解释,而是受地体构造所控制。矿带东端的大滩弧内裂谷盆地地体中,有产于刘家坪群细碧岩—石英角斑岩组合的槽子沟 Zn—Pb—Cu 型块状硫化物矿床, $Cu:Zn:Pb=1:15.7:9.6$,与日本黑矿的形成条件和金属组合相似;中北段轿子顶洋岛—岛弧地体中,有产于通木梁群富钾的细碧岩—角斑岩—石英角斑岩组合中的 Zn—Cu—Fe 矿床组合,早期为火山热液—沉积型含铜磁铁矿,晚期在伴随地体碰撞、拼贴的变形—变质作用下,于层间剥离断层中形成火山沉积—变质型 Zn—Cu 矿床, $Cu:Zn:Pb=1:2.2:0.2$,并以富含 In、Ge、Ga、Cd 等微量元素而与矿带中其它矿床不同;中段的彭灌成熟岛弧地体中,有产于白水河群火山碎屑—沉积组合中的马松岭 Zn—Cu 型块状硫化物矿床, $Cu:Zn=1:2.2$ 。此外,在由黄水河群组成的弧后陆间裂谷准洋壳地体中,有以铜为主的芦山黄铜尖子 Cu (Zn)—Au 矿床, $Cu:Zn=1:0.67$,与塞浦路斯型矿床的形成环境和金属组合相似。可见,复杂的地体结构正是同一矿带金属矿化多样性的主要原因。

参 考 文 献

- (1) 陶洪祥等:略论扬子古陆北缘中晚元古代岛弧构造及其演化,《西安地质学院学报》,第8卷,第3期,1986年。
- (2) 秦克今:陕西秦岭南缘晚太古代绿岩地体的发现,《西北地质》,第6期,1987年。
- (3) 贺节明等:《康滇灰色片麻岩》,重庆出版社,1988年。
- (4) 詹行礼等:川西龙门山“彭灌杂岩”花岗岩成因类型及其构造环境初步探讨,《成都地质学院学报》,第13卷,第1期,1986年。
- (5) 贾承造等:《东秦岭板块构造》,南京大学出版社,1988年。
- (6) 罗志立:川中是一个古陆核吗?《成都地质学院学报》,第13卷,第3期,1986年。

插图清绘 张萍 (1990年4月10日收稿)