

是岩浆侵入还是构造侵位?

——湖北两郧随枣镁铁岩带野外调查纪实

王荃¹⁾, 刘雪亚²⁾

1) 中国地质科学院, 北京, 100037; 2) 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037

内容提要:湖北省武当山—随州—枣阳一线存在一呈北西西走向的镁铁质岩浆岩带, 长约 390 km, 宽 40~100 km。其中超镁铁质岩 14 处, 超镁铁质、镁铁质杂岩 21 处, 镁铁质岩 250 处, 出露面积 689 km²。自上世纪开展 1:20 万区调工作迄今, 已出版的成果资料一致认为, 这些岩体是镁铁质岩浆沿深大断裂侵入而成。笔者等于 2005 年随机选择了丹江口和随州境内两条地质调查路线, 在实地详细观察了 35 个大小不一的岩体, 证实该岩浆岩带的岩体都不是镁铁质岩浆就地侵入形成, 而是众多外来的镁铁质岩块与武当山群和随县群浅变质浊积岩共同构成的混杂岩带。这一论断的具体根据为: 邻接岩块的围岩普遍不存在热变质; 围岩的纹理、层理及韵律层理均有完好保留; 岩块边部并无冷凝边及结晶变细现象; 岩块内部的相带及条带状构造与岩块的外形无关, 并可常见造岩矿物之结晶条带被接触界面斜截; 岩块中穿插有不规则状石英脉体及斜长花岗岩脉, 但二者从不侵入围岩, 这表明, 岩块形成时代早于围岩; 一些大、中型岩体都不是单一侵入体, 而是许多中、小型岩块的集合体; 在岩块内部从来未见到围岩捕虏体。从岩块的岩石化学分析结果看出, 调查区内的镁铁质岩均属拉斑玄武岩系列, 相当于蛇绿岩套中的堆积杂岩, 是古洋脊或边缘海盆扩张脊的产物。据此可以断定, 此混杂岩带所在的武当山—大悟山地体, 具有增生楔的属性。

关键词: 构造地层地体; 外来岩块; 浊积岩; 混杂岩; 堆积杂岩; 增生楔

早在 30 多年前, 就已确定湖北省武当山北侧以及枣阳、随州、应山、安陆等地有一镁铁质岩浆岩带(地质科学研究所地质矿产所, 1975)。它西起郧西向东南延伸, 止于京广铁路附近, 为白垩系覆盖。该岩带曾被命名为两郧随枣(郧县—郧西—随州—枣阳)岩区, 整体呈 NW 走向。据统计, 其中有超镁铁岩体 14 个, 镁铁—超镁铁杂岩体 21 个, 镁铁岩体 250 个, 绝大多数为中、小型岩体, 出露面积共为 689 km²。岩体分布区的北界为两郧断裂及英店—青山口断裂, 南界为青峰—襄樊—广济断裂, 均为向 NNE 或 NE 倾斜的压剪性逆冲断层。在岩带西段, 岩体的围岩为武当山群, 在岩带东段为随县群, 其时代均被确定为中元古代。关于这些岩体的成因, 从上世纪 50 年代的 1:20 万区域地质调查开始, 至今出版的各种比例尺地质图以及相关的文字资料, 均认为是基性、超基性岩浆就地侵入形成的, 尤其强调深大断裂的作用, 即由于深大断裂的引导和控制, 使上地幔的基性—超基性岩浆上侵于武当山群和随县群, 岩浆侵入后就地结晶而成。近年来, 一些学者对

这些岩体的时代和地球化学特征等进行了研究, 但是仍然均认为这些岩体是岩浆侵入成因的(张成立等, 1999; 周鼎武等, 1999, 2000; 胡健民等, 2002, 2003, 2004; 赵国春等, 2003; 凌文黎等, 2007)。这一论断的具体依据为: ① 围岩发生了绿片岩相的热变质; ② 岩体边部有冷凝边并片理化; ③ 从岩体边部向中心由细变粗, 存在结构上的变化, 有时可分出相带; ④ 岩体内部有围岩的捕虏体; ⑤ 近年还获得岩体同位素年龄为 620 Ma, 402 Ma 及 278 Ma 等。上世纪 70 年代, 板块构造理论传入中国后, 有人开始怀疑上述论点。湖北省地质矿产局(1990)在《湖北省区域地质志》中, 在坚持岩浆就地侵入说的框架内, 又提出“冷侵入”的可能, 但遗憾的是并未列出具体的证据。

迄今为止, 镁铁质超镁铁质岩浆来源于上地幔这一理念已为中外地学家所认同。然而, 世界上任何一个地域的地球动力学条件及大地构造演化, 又无不与上地幔的活动密切相关。故而可以说, 镁铁质—超镁铁质岩体的形成和产出, 则是探索这一领

注: 本文为中国地质调查局中美矿产资源评价合作研究项目(编号 200313000068)的成果。

收稿日期: 2009-11-18; 改回日期: 2010-01-12; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 王荃, 男, 1930 年生。现为中国地质科学院研究员。长期从事区域地质及大地构造研究。通讯地址: 100037, 北京百万庄大街 26 号; 电话: 010-68219308。

域的主要窗口。业已证实,各类岩浆岩尤其是镁铁质岩浆岩均形成于特定的地球动力学条件下,也是特定大地构造环境的产物。就一个地区而言,深入而细致的岩石学研究,也必将为区域地球动力学模式和大地构造演化提供有力的佐证。按过去的调查,如若两郧随枣基性岩带确受深断裂控制就地侵入而成,那么,该区的地球动力学条件应属板内的裂谷环境。相反,如果这些岩体是外来岩块的构造侵位,那将意味着两郧随枣基性岩浆岩带其实是包含有大量蛇绿岩块的混杂岩带,并标志该区必有一古板块消减带存在。这一论断如能成立,显而易见,则必将影响我国东部大地构造格局整体性的重新认识。

针对上述问题,笔者等在2005年5月,选择了两条路线进行野外调查:其一是丹江口—土关垭,代表岩带的西段,其二是随州市—何店代表岩带的东段。调查的目的在于查明镁铁质—超镁铁质岩体与围岩的接触关系,本着实事求是的科学态度,确定岩体产出的机制以及区域地球动力学条件。本文即是此次实地调查的纪实。

1 野外观察纪实

1.1 区域地质背景简介

据近年研究,两郧随枣镁铁质岩浆岩带所处的大地构造环境既不属于扬子地台,也不属于秦岭造山带,而是介于二者之间的独立的构造地层地体,笔者等称其为武当山—大悟山地体。该地体北邻桐柏山—大别山地体,后者向西延伸可达豫西南的大陡岭一带。该地体的西部和南部与扬子地台北缘的裂谷及被动陆缘地体相邻。由于这两个相邻地体的阻隔,致使武当山—大悟山地体并不与扬子地台以及秦岭造山带直接相邻。该区的大地构造格局示于图1。

武当山—大悟山地体的基底主要由武当山群和随县群构成,北部边缘尚有南华纪—早震旦世的耀岭河群,地体的东延部分还包括红安群。武当山群由浅变质的基性和酸性火山岩互层,以及浊积岩组成,总厚度在万米以上。随县群不论是原岩组成还是变质程度,均与武当山群相似,二者完全可以对比。近年出版的全国1:250万地质图上,将武当山群和随县群均划为中元古界,它们总体上均呈NWW向延伸,构成一系列向NNE倾斜的紧密的同斜褶皱及单斜层(中国地质调查局,2002)。武当山—大悟山地体北侧出露的耀岭河群,由高压变质

的蓝闪石片岩、绿片岩、变质火山碎屑岩等组成,变质较浅的地段,基性熔岩尚保留枕状构造,并有硅质岩伴生。耀岭河群之上有上震旦统的盆河组和白兆山组,由陆源碎屑岩、碳酸岩、变质的火山岩及火山碎屑岩、条带状硅质岩、白云岩等组成。在武当山—大悟山地体范围内,以角度不整合关系覆于上述基底地层之上的是白垩纪陆相盆地沉积,古生界、三叠系及侏罗系全部缺失。湖北北部的两郧随枣地区近三百个镁铁质、超镁铁质岩体,皆产于武当山群及随县群中,通常呈岩床状或层状体。现将该区此类岩体的分布以及此次野外考察的路线示于图2a、b。

1.2 丹江口—土关垭路线观察

丹江口—土关垭观察路线位于丹江口市西南,全长约20 km,沿丹江口至十堰公路进行,公路两侧大小不一的人工露头为地质调查提供了便利。笔者采用沿途连续观察的办法,分别对八处重点地段作了详细考察并记录和摄像。在调查路线直接见及和相关的较大岩体有丹江口岩体和银洞山岩体。前者是以辉长岩为主的镁铁质岩;后者是以辉石岩为主的铁质超基性岩,经勘探工作证实其中含有具工业价值的大型钛磁铁矿床。银洞山岩体的延长部分包括在调查路线之内。丹江口岩体产于武当山群双台组中,长7 km,宽200~3500 m,出露面积为17.5 km²。银洞山岩体产于武当山群姚坪组中,长5.6 km,宽150 m,向东南膨大宽达2080 m,出露面积约7.6 km²。此外,沿观察路线尚见有约20个小岩体,但在原1:20万谷城幅地质图上仅只圈定有5处。根据笔者的野外工作经验,对小型岩体的详细观察更易于判断岩体产出,是岩浆侵入还是构造侵位的问题。因为,小型岩体包括其整体轮廓、边界性质以及围岩特征等,完全可以在同一视域中全部展现出来。而大、中型岩体的接触部位多为负地形,人们可以观察到的仅只是局部,因而要获得对岩体相关特征的认识必然增加难度(王荃和刘雪亚,1976;王荃,1986a,1986b;王荃等,1991)。

现按自南而北的顺序,将调查路线中所见到的地质概况论述如下。

从土关垭沿公路北行约1 km,首先见到的是武当山群姚坪组浅变质的浊积岩,其中包括千枚岩和变质的砂岩、粉砂岩等。二者呈互层产出并具有韵律层理,岩石的递变层理与千枚理大体一致,其总体产状为走向N70°W,普遍向NE倾斜,倾角65°(图版I-1)。千枚岩呈淡绿色或灰色,组成矿物绝大部分为显微鳞片状绢云母,千枚理由绢云母的平行排

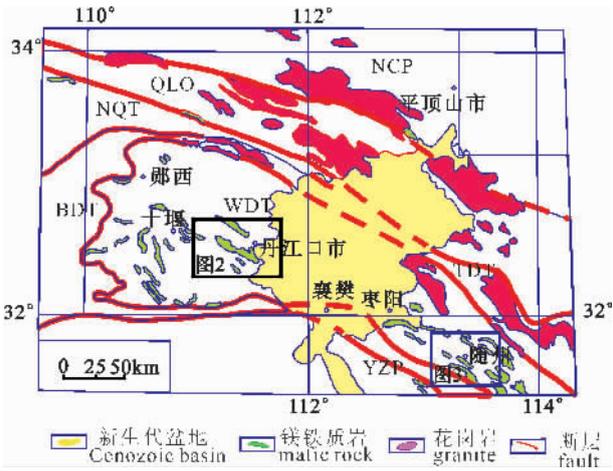


图 1 中国鄂北—豫南地区大地构造略图
 Fig. 1 Sketch tectonic map of northern Hubei Province—southern Henan Province

BDT—北大巴山被动陆缘地体; NCP—华北地台; NQT—南秦岭被动陆缘地体; QLO—秦岭造山带; TDT—桐柏—大别地体; WDT—武当山—大别山地体; YZP—扬子地台
 BDT—Passive continental margin terrane of north Dabashan; NCP—North China platform; NQT—Passive continental margin terrane of south Qinling; QLO—Qingling orogenic belt; TDT—Tongbai—Dabie terrane; WDT—Wudangshan—Dawushan terrane; YZP—Yangtze platform

列所致。砂岩和粉砂岩的变质主要表现为在动力作用下碎屑的压碎和拉长,以及绢云母的平行排列。这套岩石组合是观察路线西南段镁铁质及超镁铁质岩体的主要围岩。

在土关垭至杜湾之间约 2.5 km 的区间内,计有四方山—油房湾和蔡家湾两个岩体,均是由辉长岩和辉石岩构成的超镁铁质杂岩体。蔡家湾岩体呈扁豆状产出,倾向 NE,在其顶面沿公路有一人工露头,仅此露头处就有 5 个小型的辉长—辉绿岩岩体,实际上它们是 5 个规模不大的岩块(图 3)。图版 I-2 及图版 I-3 即是图 3 左侧及右下侧大小不同的两个岩块。岩块的围岩皆为武当山群的变浊积岩,以千枚岩为主夹糜棱岩条带,后者实际就是经过动力变质作用的粉砂岩和砂岩。围岩的变质程度及总体特点,与远离岩块处(图版 I-1)所见并无差别。与岩块接触的部位未见到任何热变质现象,千枚岩的组成矿物仍为绢云母,围岩的韵律层理仍然清晰可见。从图版 I-2 可以清楚地看到,岩块的顶底界面规则而平直,其上部已被围岩裹挟封闭,下部为坡积物及草丛掩盖,但在观察者的脚下可以见到顶底板围岩亦已闭合。岩块以其独特的块状构造而与具千枚状构造的围岩明显地区分。岩块为辉绿岩,边部

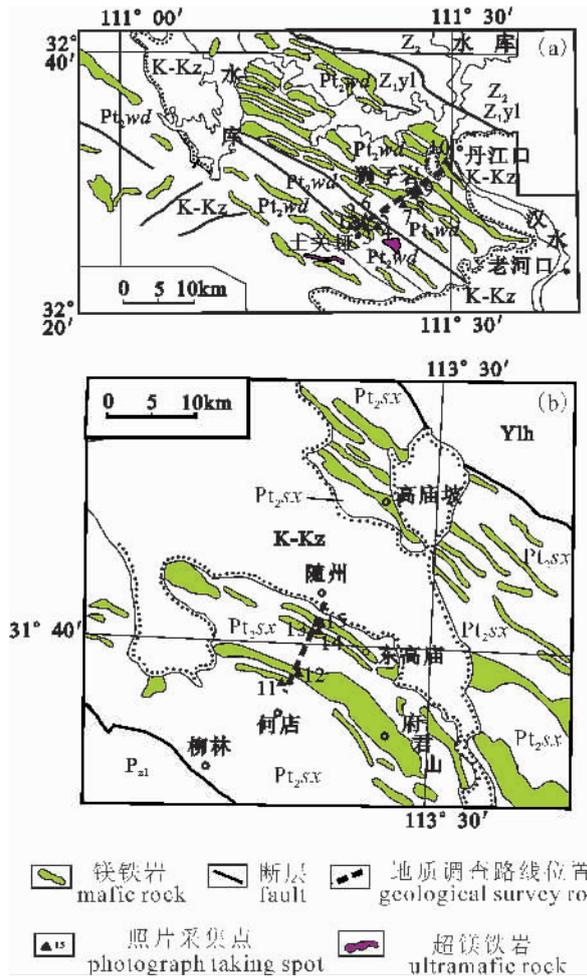


图 2 (a)丹江口市镁铁岩及超镁铁岩的分布;
 (b)随州市镁铁岩的分布

Fig. 2 (a) Distribution of mafic and ultra-mafic rocks in Danjiangkou area; (b) distribution of mafic rocks in Suizhou area

K-Kz—白垩系及新生界; Pz₁—下古生界; Z₂—上震旦统; Nh-Z₁yl—南华系—下震旦统耀岭河群; Pt₂sx—中元古界随县群; Pt₂wd—中元古界武当山群;
 K-Kz—Cretaceous and Cenozoic; Pz₁—Lower Paleozoic; Z₂—Upper Sinian; Nh-Z₁yl—Nanhuan—Lower Sinian Yaolinghe Group; Pt₂sx—Mesoproterozoic Suixian Group; Pt₂wd—Mesoproterozoic Wudangshan Group;

已片理化,但宽度一般不超过 10cm。此岩块的规格很小,宽 1.5m,长 4m。图版 I-3 所示是一较大岩块的顶面,它与围岩的接触界面并不与千枚理或岩石的纹理一致,而是呈低角度斜截关系。这个现象在图版 I-3 的左上角及右上角处显露最为清楚。岩块与围岩之间既无热变质现象,又不见明显的破碎。从总体外貌看来,围岩仍然具有包裹岩块的特征,其千枚理和纹理已揉皱,并随岩块的形态变化或弯曲起伏。岩块岩石具中细粒结构,块状构造,由于

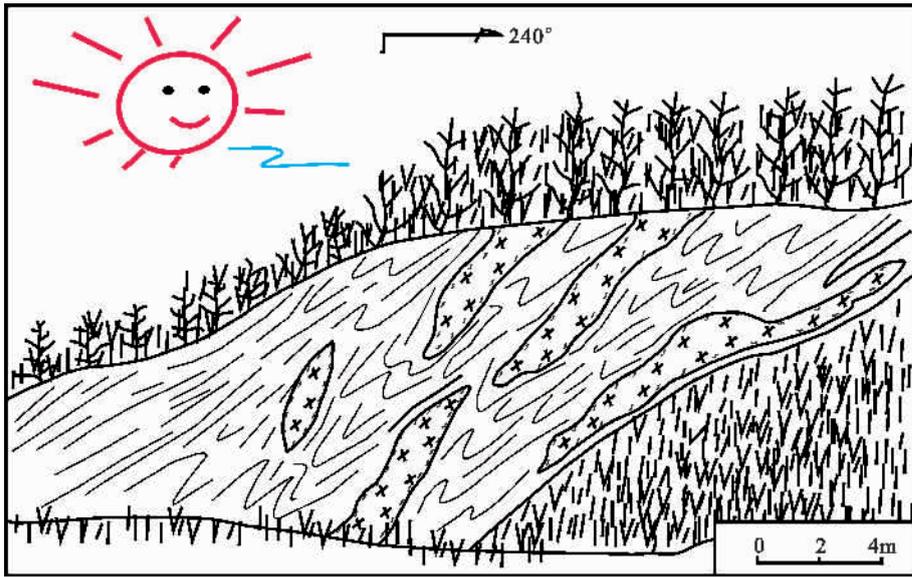


图3 丹江口市杜湾武当山群变浊积岩中所含之辉长—辉绿岩岩块露头的素描
Fig. 3 Field sketching of the outcrop of gabbro and diabase blocks in meta-turbidite of the Mezoproterozoic Wudangshan Group in Duwan area, Danjiangkou city

暗色矿物和淡色矿物的相对聚集,使岩石略显条带状。岩块岩石组成矿物以绿泥石为主,在其横切断面可以看见辉石假像。值得注意的是,该处露头的详细观察表明,岩块岩石的条带状构造与岩块的形状无关,其总体方向与围岩的层理也呈低角度斜截。岩块与围岩岩石原生构造如此的斜截关系可以证实岩块与围岩既不是沉积接触也不是岩浆侵入接触或后期的断层接触。蔡家湾岩体顶面的上述特征无可辩驳地表明,该岩体为一外来岩块,它是古板块俯冲的构造侵位的产物。岩块侵位时,早已结晶成岩,岩石具有的条带状构造形成于结晶期,而呈现的块状构造应是成岩后期的产物,两种原生构造,均与侵位活动无关。围岩的千枚理构造和糜棱岩化,以及岩块边部的片理化,显然是构造侵位时遭受到强烈的剪切变形所致。关于岩块岩石结晶期与构造侵位期之间的时间间隔有多久?这是有待今后深入研究的课题,本文不妄加讨论。

通过对上述野外观察点地理位置的核实,可以断定,前人进行谷城幅1:20万地质填图时,已将这些大小不一的岩块统一归并为蔡家湾超镁铁质杂岩体之中。

从杜湾沿丹江口—十堰公路继续往东北方向进行考察,在2 km范围内出露的地层皆属武当山群姚坪组,其岩石组合和变质程度以及产状等均未出现明显变化,岩层总体外貌与图版I-1拍摄处所见

并无差异。在该地段姚坪组地层中,依然时常含有小型的镁铁质岩块。图版I-4拍摄的是公路东边废弃的采石场所见,该人工露头包括三个扁豆状的辉绿辉长岩岩块,其产状与围岩一致,皆向NE倾斜。照片右侧即岩块的底板,主要由糜棱岩构成,岩石纹理清晰并具后期的擦痕面,靠近岩块的部分则出现少量千枚岩。照片中部及左侧产出的三个岩块几乎平行的叠覆在一起,其间夹有两层千枚岩将它们分隔开。从岩块的岩石组成和结构而论,虽然它们皆呈扁豆状产出,却并非是在侵位时遭受动力挤压所造成,而是侵位

之前它们就已经是层状块体了。因为,岩块并未整体性的片理化,而片理化现象只局限于岩体边部很窄的范围内。从拍摄图版I-4的露头向东北方向约100m处,在糜棱岩中又见两个小岩块,图版I-5则是其中之一写真,照片左侧及右上角为糜棱岩,其纹理的产状与前处所见者一致,仍向NE陡倾。照片中部及右侧为一岩块,岩石具中粒结构,属辉长岩类,略显条带状构造。在此应当指出,以上这5个岩块也许由于规模太小,故而在1:20万谷城幅地质图上未予画出。

金山岩体位于金山村南瓦房院附近,出露在调查路线西南段,是规模较大的超镁铁质岩体,宽约400m。从公路两侧一系列人工露头所见,岩体由辉石岩构成。其西南侧边缘普遍铁染,岩石呈黄褐色土状,非常疏松,但其中等的粒状结构并未改变。岩体接触面向NE倾斜,下盘为武当山群姚坪组千枚岩,即中等粒状结构的辉石岩直接与千枚岩接触,根本不存在辉石岩结构变细或出现冷凝边等现象,而武当山群的千枚岩也未因紧邻岩体而有任何热变质的迹象。岩石铁染范围宽约50m,越过铁染带即见新鲜、坚硬的辉石岩露头(图版I-6),岩石呈暗灰绿色,组成矿物主要为具有辉石假像的绿泥石,尤其在其横断面上最为清晰。从露头处可以清楚地看到条带状构造,岩块整体仍然具有块状构造。从谷城幅1:20万地质图上看,该处岩块大体相当于其东南

的银洞山岩体,由于未作沿走向追索,故不能确定二者是否相连。

观察路线的中段位于龙河至狮子岩之间,长约8 km,沿途所见皆为武当山群姚坪组,地层产状及岩石组成等均未发现明显的变化。在狮子岩附近,见有大小不同的两个镁铁质岩体,小者称为新庙河岩体,大者称狮子岩岩体。岩体长轴与地层走向一致,均为 $N70^{\circ}W$,倾向NE,倾角 $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 。新庙河岩体宽百余米,现场观察发现,它实际上是几个岩块的集合体,图版I-7具体的显示了其中之一的某岩块与围岩接触界面的细部特点。照片的上半部是武当山群姚坪组的变质砂岩、粉砂岩与千枚岩的互层,岩石层理及纹理十分清晰,其韵律层厚30cm。照片下半部为辉绿岩岩块,岩石呈灰绿色,具变余辉绿结构,块状构造。沿接触界面有宽10cm的片理化带,向内侧即不显。围岩与岩块之间的接触界面平直而规则,但却并不与围岩的层理及纹理一致,实际是呈低角度斜交,在岩块外缘,围岩的千枚理却有围绕岩块发育的趋势。通过对此界面的详细观察证实,岩块内部及边缘的岩石结构一致,并无粗细之分,更未见冷凝边,围岩也不存在任何热变质现象,因此可以断定,这是很典型的“冷侵位”接触。

狮子岩岩体位于龙家河与姚家河汇合处,呈 $N70^{\circ}W$ 方向延伸,向NE倾斜的岩床状产出,出露宽度约600m。这个岩体同样是众多的中、小型外来岩块的集合体,图版I-8即是该“岩床”底部一岩块与围岩接触部位的写真,拍照处位于狮子岩村西南1.2 km处公路边的人工露头。照片右侧的镁铁质岩块由辉长辉绿岩构成,岩石具中一细粒辉绿结构,块状构造,与新庙河岩体相比,结构明显变粗,矿物粒径一般为2mm,边部也未变细。不论是狮子岩岩体,还是新庙河岩体,岩块之中常有不规则状的石英脉体,后者侵入辉绿岩内部或边部,但却从未见到其侵入围岩,在图版I-8中即可看见这一重要特点,这是外来岩块形成时代老于围岩的难得的野外证据。照片左侧为武当山群姚坪组的千枚岩和变质砂岩,接触界面处既无热变质也无烘烤现象。狮子岩岩体顶板围岩仍为武当山群,笔者在丹江口—十堰公路54 km里程碑处看见具有韵律层理的浊积岩,其递变层理十分清楚。从图版II-1可以明显看出,这种由深海沉积形成的韵律性层理并不平直,而呈大角度弯曲的现象,实际上这是在岩块边部地层发生揉皱变形所造成。

笔者等在观察路线的东北端见到的“丹江口岩

体”,就其产出规模而言,可谓该区最大。经过在实地仔细的研究后,可以确定这个岩体至少是由三个较大型岩块构成的集合体。岩块岩石以中粒或中粗粒辉长岩为主,其中包含有少量辉石岩团块,次为辉绿辉长岩,具变余中细粒辉绿结构。据一处大型天然露头和附近人工露头的详细观察,在具有块状构造的辉长岩中尚可看见条带状构造。丹江大桥桥头的西北侧,由于汉江向下切割剥蚀而形成一处天然露头,露头全长约400m,图版II-2拍摄的是其一段。照片图像方向为 $N70^{\circ}W$,该处可见两组原生节理,第一组呈NW—SE向,与拍照的画面方向大体平行;第二组呈NE—SW向,与拍照画面方向垂直,二者交切近直立。第一组节理与岩石的条带状构造一致;第二组是横切节理,颇为显著而醒目。虽然岩石之块状构造和条带状构造,以及两组原生节理均表明,其成因是镁铁质岩浆经过冷却、结晶、固结而成,但这并不意味着成岩过程发生在丹江口所在地段,因为“丹江口岩体”的周边,同样不存在由岩浆侵入而理应形成的热变质现象。“岩体”内部至少被两条武当山群千枚岩、浅变质粉砂岩和砂岩层所分隔,这些曾被认为是捕虏体的岩石同样未受热变质。曾被 $1500^{\circ}C$ 以上高温的镁铁质岩浆侵入或包围的岩石,居然未发生变质作用影响,实在令人难以想象和信服。由此,不难断定镁铁质岩浆的侵入、结晶、固结过程,在丹江口现今所在的地域未曾发生,而该处所发生的却是已经固结岩浆岩的构造侵位。

1.3 随州—何店路线观察

观察路线在随州市以南,北起沮水桥,南至何店,全长约15 km。该沿线之新建公路两侧可以看见许多人工露头,为此次地质调查提供了方便条件。在随县幅1:20万地质图上,该沿线有两个大型的镁铁质岩床,自南而北依次被命名为府君山岩体和东高庙岩体。府君山岩体出露于府君山—刘家湾一带,长28 km,宽1~5 km,总面积为 69 km^2 ;东高庙岩体出露于李家湾至东高庙一带,长15 km,宽1~2 km,分布面积为 9 km^2 。两个岩体均由辉长岩构成,另有少量橄榄辉长岩及辉绿辉长岩。

此次观察首先从何店东北的谏家岭村府君山岩体的西南边缘开始,在公路边的采石场,笔者找到了辉长岩体与随县群皖子湾组的接触带(图版II-3)。照片画面的方向为SW,接触界面下盘即图像右侧为随县群的千枚岩,夹淡色条带状糜棱岩。后者为动力变质的砂岩,它与千枚岩共同构成原岩的韵律层,岩石层理与千枚理大体一致,其走向为 $N70^{\circ}W$,

倾向 NE, 倾角 75° 。在接触界面上盘, 即照片左侧为辉长岩, 呈暗褐色, 具中粒辉长结构块状构造, 仅在边部很窄的范围内见有片理化, 其方向与围岩的千枚理一致。从该露头以及所拍照片可以清楚地看到, 由两种岩石构成的接触界面十分规则而且平直, 围岩一侧未见任何热变质现象, “岩体” 一侧则以中粒结构的辉长岩直接与围岩接触, 并不存在岩石结晶变细或冷凝边。笔者等沿着接触界面仔细搜寻, 没有发现任何相互穿插或熔融岩浆贯入的迹象。紧邻接触界面的随县群地层, 其变质程度与百米以外所见的千枚岩完全一致。在此应当说明的是, 笔者所理解的热变质, 通常是指碳酸盐类的矽卡岩化、泥质岩石的角岩化并常有标型矿物产生, 而热变质也必然导致原岩层理、页理、纹理等原生结构、构造的消失, 以及一系列变晶矿物的形成(吴汉泉, 1986)。必须指出, 所有这些特征在府君山岩体的围岩中均未见到。这无疑表明, 作为随县群重要组成部分的千枚岩、变质粉砂岩和砂岩, 都是区域变质的产物, 其变质级别很低, 仅相当于沸石相, 与通常所称之热变质特征毫无共同之处。

沿随州一何店公路继续北行, 在随县幅 1:20 万地质图所圈定的府君山岩体范围内, 笔者共发现七个大小不一的镁铁质岩块, 它们皆呈岩床状产出。事实表明, 前人所称的府君山岩体实际上是诸多岩块的集合体。图版 II-4 所展示的公路护坡之上一个岩块与围岩的接触带。照片画面的方向为 $NE20^\circ$ 。从人工护坡之上的露头处, 可以清晰地分辨出两种岩石, 西南侧为随县群垓子湾组的千枚岩和糜棱岩互层, 岩石呈淡灰色, 部分千枚岩则显出粉红色调, 岩层具层理和千枚理构造。东北侧为辉长岩, 靠近接触界面处有宽约 5m 的片理化带。辉长岩呈暗褐色, 具中粒辉长结构, 从边部向中心未见结构上有粗细之分, 岩块整体上显示块状构造。二者接触界面规则而平直, 其倾角低于围岩层理, 表现呈低角度斜截关系, 但千枚岩的千枚理及辉长岩边部的片理却与接触界面一致。显而易见, 该接触界面具有构造接触的特点, 即早已固结成岩的辉长岩构造侵位于随县群地层之中。然而沿此接触界面既没有破碎带, 亦未发现错断面, 所以又排除了后期断层接触的可能性, 由此

可以判断, 这是典型的原生构造侵位界面的例证。穿过“府君山岩体”之后, 沿途所见皆为随县群垓子湾组地层, 由浅变质的浊积岩构成, 产状稳定, 总体皆向 NE 倾斜, 倾角 60° 左右。

在观察路线的北段, 从随州师范新址附近即见到东高庙岩体, 出露宽度约 3 km, 笔者在沿线调查发现, 此岩体实际上至少由七个镁铁质岩块构成。在“岩体”西南侧, 有一处长约 200m 的大型人工露头, 笔者穿越岩块及其接触带进行详细观察, 并作出了该地段的地质断面示意图(图 4)。从图 4 可以清楚地看到, 并非是单一侵入体与围岩的简单接触, 实际上是随县群垓子湾组变浊积岩中含有三个外来的镁铁质岩块。为了让读者能够看到这些岩块的实际景观, 现附上图版 II-5 和 II-6。图版 II-5 是图 4 左侧的写真, 图版 II-6 则是图 4 中部两个岩块与随县群地层的接触关系。岩块为辉长岩, 岩石呈暗绿色, 风化面呈暗褐色, 具中粒辉长结构, 块状构造。岩块边部已片理化, 宽度较窄, 一般不超过 5m, 片理方向与围岩的千枚理一致。岩块的围岩为浅变质的浊积岩, 即千枚岩和砂岩的互层, 邻近岩块的部分, 砂岩多变为糜棱岩。由于岩石的颜色和构造上具有明显差异, 故而使岩块与围岩的接触界面十分清晰易见。从图 4 所示之露头沿垂直“岩体”的北东方向约 300m 处, 所见岩石皆为辉长岩, 并具有明显的条带状构造。经仔细观察发现, 这种构造源于长轴矿物的半定向排列, 以及暗色和淡色矿物比率的差异。众所周知, 镁铁质和超镁铁质岩的条带状构造又称为堆积构造, 主要形成于具备相对稳定的地球动力学环境和足够的空间, 这就是通常所说的大型岩浆房(王荃, 1986a; Coleman, 1977)。在岩浆房中, 岩浆的结晶、凝固过程与沉积岩的沉积作用存在相似之处, 故而将类似于韵律构造的堆积构造用于对岩浆岩的研究之中。笔者等在随州一何店以及前述之丹江口—土关垭的观察路线中所见到的这种条带状

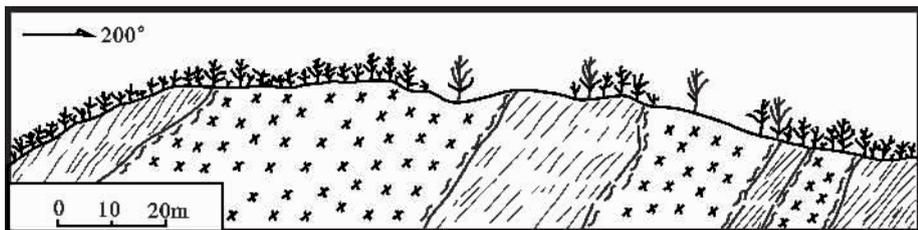


图 4 随州南“东高庙辉长岩体”与随县群地层接触关系示意图

Fig. 4 Sketch map of contact relation between the Donggaomiao gabbro pluton and the Suixian Group in southern Suizhou area

构造,既存在于较大型的岩块之中,亦见及于中小型岩块内。应当指出的是,中小型岩块显而易见并不具备此种构造赖以形成的足够空间,即大型的岩浆房。所以,正确而可信的结论只有一个,那就是该区的镁铁质及超镁铁质岩,不论岩块之大小,皆来自同一的大型岩浆源体。

调查路线北段的吴家湾以北地区,在中粗粒辉长岩中见有酸性脉岩贯入,笔者在公路旁的人工露头处拍下实景(图版 II-7)。照片画面方向近于南北,南半部为两条细粒斜长花岗岩脉,一条宽 3.5m,照片右侧边部还有一条,宽约 1m。岩脉斜切辉长岩之线理呈明显的侵入关系。斜长花岗岩呈白色,略显粉红色调,组成矿物以酸性斜长石为主,岩石微现片理化,其方向与附近地层的千枚理大体一致。笔者在随州一何店观察路线的北段,发现辉长岩中含有斜长花岗岩的景像共有三处。这一迹像引起了笔者注意,于是在岩块附近的围岩中仔细搜寻,结果是未见到相关的随县群地层中有类似的岩脉侵入。由此,自然使人联想到,作为蛇绿岩套组成部分的大洋斜长花岗岩,通常与镁铁质堆积杂岩关系密切,但从独立地侵入周围地层(王荃,1986a)。因而,在调查路线所见到的这种并非个别的现象,可以作为外来岩块成岩时代老于围岩的证据之一。

2 讨论和结论

在阐述比次野外调查所见的结论之前,首先应该说明的是,两条观察路线的选择绝非有目标的挑选,而是随机定位的,因此,对于两郧随枣地域内镁铁质岩浆岩带整体而言,无论是在围岩地层的时代、建造性质、变质程度,以及岩体的产状、岩石组成、接触界面的性质等方面,都具有相当的代表性。为此,根据两条调查路线实地所见,对该区镁铁质岩带的地质特征及其成因,提出如下几点基本认识。

2.1 接触带不存在热变质

笔者等在此次调查中重点观察了 35 个大小不一的岩体,在其外接触带并未发现热变质现象。前人在相关的文献中只提到“热变质不明显”,可是据详细观察,完全可以肯定热变质根本不存在。野外地质调查要求真实、客观,最忌讳带有任何的“学术框框”或“先入为主”的论点,以及模棱两可的态度。不论在丹江口地区还是在随州地区,镁铁质岩的直接围岩均为千枚岩和糜棱岩,并保留有清晰可见的纹理、递变层理以及韵律层理等构造。岩石变质程度明显低于葡萄石—绿纤石相,不言而喻,这是很低

级的区域变质的产物,与通常所称之为热变质可谓是风马牛不相及。尤其应该指出的是,笔者在三十多个岩体的边部从未见到过角岩带,更未发现相关的标型矿物。

2.2 岩体边部无冷凝边及相变带

众所周知,高温的液态岩浆上侵后,经迅速冷却则必然在其边部形成细粒的甚至隐晶质的冷凝边,这是判断侵入接触的重要标志之一。前人的区调成果曾确认该区镁铁质岩体边部存在冷凝边,并片理化。这个结论实际上是自相矛盾的。因为,冷凝边属于变余的结构构造,而片理化则是变晶后的构造,所以,能见到冷凝边就不可能再见到片理化。反之亦然,既存在片理化又怎能再存在冷凝边?就笔者对三十几个岩体的仔细观察,直接与围岩邻接的镁铁质岩一般具有中—细粒或中—粗粒结构,从未看见细晶甚至隐晶质的冷凝边。岩体边部的片理化倒是普遍存在的现象,但片理化的宽度通常很窄。从岩体边缘向内部搜寻,则见岩石的矿物组成及其结构都很稳定,并无明显的岩石组分及其粒度的变化。不少岩体岩石具有条带状构造,显然这是相变的产物,但就几个小型岩体的仔细观察发现,条带状构造及其方向性与该岩体的形状无关。在野外看见岩体与围岩的接触界面斜截了镁铁质岩的条带状构造(图版 I-3),这一特征有力的证明,岩体是在侵位之前形成的,应系被构造活动所卷入的外来岩块。既然如此,也就比较圆满地解释了两郧随枣地域内镁铁质岩浆岩带,为何普遍不存在冷凝边的问题了。

2.3 是单一岩体还是外来岩块的集合体?

在两条野外调查路线内,直接见到或与其相关的较大型岩体有四个,即银洞山、丹江口、府君山及东高庙等岩体。通过实地观察,现在完全可以确认,这四个岩体都不是单一的岩浆侵入体,而是由许多外来岩块构成的集合体。经粗略统计,这两条调查路线中共见到大小岩体不下 35 个,确切地说,实际是见到 35 个外来岩块。这些岩块分布并不均匀,其疏密程度随地而异。过去地质填图时,是根据比例尺要求而决定地质路线和观测点的密度,凡是相邻点、线所见到的相同岩石,一般情况皆划归为单一的地质体,所以常将岩块密集区归并为大型岩体,而将岩块稀疏处划为小岩体,有时为了避免图面过于繁杂,则干脆予以剔除。

两郧随枣镁铁质岩浆岩带中,以随州市南的府君山辉长岩体规模最大,其出露面积达 69 km²。笔者野外观察路线恰好从该岩体的西段穿过,在路线

上见岩体宽度为 1.6 km,其区间内共发现七个大小不一的镁铁质岩块,不同规模的岩块之间均为随县群垵子湾组浅变质的浊积岩所分隔。东高庙辉长岩体位于府君山岩体之北约 10 km 处,是一大型岩床。调查路线从其中段穿过,在路线上岩体宽约 2.5 km,经仔细观察发现在此区间内计有七个镁铁质岩块。各岩块周边被随县群垵子湾组或柳林组地层所包裹。两郧随枣岩带西段的丹江口辉长岩体,前已述及同样至少由三个较大的外来岩块构成,岩块间被两条武当山群的浅变质浊积岩层所分隔。据野外观察,同一岩块的岩性比较单一,而不同岩块经常出现岩性的差异,因此,前人描述大型岩体岩相的变化,至少有一部分是由于其见到不同的岩块所致。

2.4 未见真正意义上的捕虏体

通过两条地质路线的实地观察,虽经仔细地寻找,但始终未发现镁铁质、超镁铁质岩块中存在有围岩捕虏体。而前人认为辉长岩体含有围岩捕虏体的论述,却让笔者在实地复查后确认,实际均属分隔不同岩块的浅变质浊积岩。人所共知,混杂岩的出现是鉴别古板块俯冲运动的重要标志之一,它通常由外来岩块混杂于柔性的细粒及泥质为主的基质之

中。综览全球各地质时期造山带中的混杂岩,其沉积物的主体绝大部分是由具复理石特点的浊积岩组成,并普遍遭受强烈的剪切和变形。两郧随枣镁铁质岩浆岩带所在地域的武当山群姚坪组和杨坪组,以及随县群垵子湾组,都明显的具有形成混杂岩的泥质岩沉积的特点。而介于不同岩块之间的此类岩石,绝对不是真正意义上的围岩捕虏体,否则,为什么这些“捕虏体”从未发生过热变质?

2.5 外来岩块形成时代早于围岩

假若调查区内之镁铁质岩浆岩是就地侵入而成,则岩体时代应晚于围岩,反之,若是构造侵位的产物,岩块的成岩时代则应早于围岩。目前,笔者谨提供野外所见的三项证据:其一,丹江口市以南的新庙河和狮子岩二岩块中,常见有不规则状的石英脉体侵入辉绿岩,但从未见其侵入围岩(图版 I-8)。其二,在随州以南的东高庙岩块群中,见辉长岩被斜长花岗岩脉侵入,而围岩随县群中则并未发现此类岩脉的存在。其三,部分镁铁质岩块具有条带状构造,多数岩块并具有块状构造,而这些原生构造时有被侵位界面斜截的现象(图版 I-3)。上述事实表明,镁铁质岩块成岩时代早于围岩,继后才出现构造

表 1 湖北省两郧随枣地区镁铁质—超镁铁质岩浆岩的化学成分

Table1 Geochemical composition of mafic and ultra-mafic magmatic rocks in Yunxian, Yunxi, Suizhou and Zaoyang area, Hubei Province

岩体名称	岩石类型	样品数	氧化物含量(%)													合计
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	烧失量	
府君山	辉绿辉长岩	1	42.77	2.69	12.37	5.97	11.68	0.20	6.50	11.52	1.74	0.14	0.99	0.29		96.86
	辉长岩	2	45.62	0.96	17.56	2.45	7.10	0.14	9.15	9.17	2.36	0.61	0.12	4.45	0.10	99.75
陈家湾	橄长岩	2	43.46	0.29	18.78	1.94	6.31	0.11	14.15	9.45	1.56	0.20	0.05	3.72	0.43	100.42
高庙坡	橄榄辉绿岩	1	46.12	0.36	22.24	1.23	5.33	0.13	9.51	10.73	2.08	0.28	0.07	2.08	0.04	100.20
包集	暗色辉绿岩	1	43.61	2.13	13.52	2.67	8.13	0.14	10.39	9.77	2.13	0.26	0.15	4.79		100.69
	细粒辉长岩	1	41.65	3.45	16.64	7.25	5.91	0.19	5.61	12.99	1.45	0.67	0.05	3.12		98.98
孙家湾	橄榄辉绿岩	2	46.50	0.60	19.40	1.60	7.20	0.08	10.20	10.70	2.14	0.30	0.06			100.48
高枳	单辉橄榄岩	3	33.75	5.02	3.58	10.95	9.15	0.23	24.19	4.21	0.20	0.05	0.14	7.08	0.15	99.42
	二辉橄榄岩	1	32.92	2.59	3.72	20.39		0.19	26.93	3.59	0.07	0.17	0.25	8.56	0.34	99.72
	橄榄辉石岩	1	35.93	3.32	6.56	9.30	7.71	0.22	23.13	4.98	0.16	0.04	0.47	8.19	0.23	100.24
	辉石岩	1	37.27	3.31	9.33	3.14	4.63	0.10	24.08	9.17	0.06	0.04	0.26	8.19	0.23	99.81
	辉石角闪石岩	2	36.79	3.86	4.96	11.94	7.24	0.24	21.63	5.45	0.15	0.09	0.19	6.69	0.33	99.55
云彩山	蛇纹石化橄榄岩	3	39.36	0.70	7.44	5.45	7.14	0.19	25.20	4.28	0.10	0.03	0.06			89.97
	辉石岩	5	41.46	0.95	11.06	2.33	9.51	0.20	19.57	7.03	0.58	0.05	0.09			92.84
	辉长辉绿岩	2	43.68	1.15	14.24	6.46	5.26	0.19	12.16	8.83	1.94	0.09	0.11			94.11
	辉绿岩	2	49.32	1.31	14.60	3.26	6.53	0.16	8.38	9.30	3.55	0.08	0.13			96.62
银洞山	辉石岩	2	43.71	3.73	7.86	7.77	7.37	0.23	10.05	13.12	1.60	1.17	0.42	1.45	1.10	99.57
	磁铁辉石岩	3	37.54	4.95	3.57	11.41	9.42	0.21	11.45	16.64	0.70	0.22	0.04	1.67	2.01	99.82
	异剥辉石岩	1	39.44	5.15	4.88	10.49	8.20	0.18	13.14	15.23	0.64	0.03	0.07	2.39		99.84
	单辉辉石岩	2	37.49	4.17	3.76	11.13	8.85	0.22	14.12	14.61	0.30	0.09	0.03	2.94	1.41	99.64

注:资料引自湖北省 1:20 万随县幅区域地质调查报告及《湖北省区域地质志》(湖北省地质矿产局,1990)。

侵位。笔者等注意到近年曾有该区镁铁质岩石的同位素年龄为 620~278Ma 的报道(胡健民等,2003;凌文黎等,2007),但采样点不在本调查路线之内,对其可信性也不拟评估。

2.6 两郧随枣镁铁质岩的属性

前人在区域地质调查中,曾对该地域内的镁铁质岩浆岩进行过大量的岩石化学研究,其成果是十分可贵的。笔者现将所收集的岩石化学分析资料列于表 1,目的在于以现有的 38 个样品的分析结果作为依据,重新判别该镁铁质岩浆岩的属性。

早在 20 世纪初,岩石学家就曾依据化学成分的差异,将岩浆岩划分为拉斑玄武岩、钙碱性和碱性三种系列。上世纪 60 年代,随着板块构造理论的提出,人们发现三种岩浆岩系列分别形成于不同的板块边界,是岩石圈中不同的地球动力学环境的产物。由此将岩浆岩的成因与其所处的大地构造条件,紧密地联系起来进行研究(王荃和刘雪亚,1976;刘雪亚和王荃,1993)。从表 1 所列的数据不难看出,其中的镁铁质岩皆属拉斑玄武岩系列。 SiO_2 含量多限定在 42% 至 49% 之间,略低于世界各地同类岩石 SiO_2 (48%~52%) 的含量。 K_2O 含量介于 0.08% 至 0.67% 之间,其中少数样品在 0.2% 以下,属于低钾拉斑玄武岩类,多数则属拉斑玄武岩质辉长岩类。 Na_2O 含量多介于 1.45% 至 2.36% 之间,并明显高于 K_2O 的含量。碱组分总量为 1.53% 至 3.03%,整个岩浆岩带内未见有碱性系列的岩石存在。两郧随枣地域内之超镁铁质岩,按其 m/f 比值,全部属铁质超基性岩类。综观该区的地质特征以及岩体的化学成分,可以确认,两郧随枣地域内的镁铁质—超镁铁质岩应属蛇绿岩套中的堆积杂岩(Coleman, 1977; Wang et al., 1986)。如果将这套岩石与当今全球岩石圈的构成进行对比,无疑应属于其层 3,即大洋层(Oceanic layer)。对照中、新生代全球同类岩石的分布可以看出,拉斑玄武岩质堆积杂岩均产于大洋中脊或边缘海盆的扩张脊处,这即是通常所说的岩浆岩组合与地球动力学条件之间的隶属关系。

2.7 将岩体正名为岩块,其意义何在?

以上的论述尽管足以确认,两郧随枣镁铁质岩浆岩带是古洋脊留存的残片堆积,但却并不意味着该地段就是古洋脊的具体所在。正如笔者等的野外观察证实,组成该岩浆岩带的“岩体”都是外来岩块,两条地质调查路线所见的没有一处是就地原生的,而是遭受剪切和变形并被大量裹挟而来的。目前限

于研究工作不足,对这套堆积杂岩的形成地点与现今所处的位置之间的距离,尚无法断定,也无从确定其形成时限,以及与后期构造侵位时限之间的时间间隔。这些重大问题虽然尚待深入研究加以解决,但笔者等仍然可以确定,由大量外来镁铁质岩块与随县群和武当山群的浊积岩所构成的混杂岩带的存在,这是确切无疑的事实。这个事实标志着两郧随枣地区有一相同走向的古板块俯冲带,其极性方向是 NE(张勤文,1986)。由此可见,武当山—大悟山地体并非扬子地台向北增生的产物,而是桐柏—大别地体向南增生的结果。所以,将“岩体”正名为外来岩块,对正确识别武当山—大悟山地体的性质,复原其地球动力学条件以及大地构造的演化历程,均具有极为重要的科学价值和理论意义(李锦轶, 2004)。

致谢:此次野外调查中,曾参考并引用了湖北省地质矿产局相关的区调资料,并就调查的成果与李锦轶研究员进行过有益的讨论,本文中的插图清绘和文字录入由王励嘉女士完成,在此一并表示衷心的感谢。

注 释 / Note

①湖北省地质局. 1982. 中华人民共和国区域地质调查报告(1:20万),宜城幅、随县幅(地质部分).

参 考 文 献 / References

- 地质科学研究院地质矿产所. 1975. 中国基性超基性岩分布图(1:400万)及说明书,北京.
- 湖北省地质矿产局. 1990. 湖北省区域地质志,北京:地质出版社.
- 胡健民,孟庆任,马国良,张森琦,高殿松. 2002. 武当地块基性岩席群及其地质意义. 地质论评, 48(4): 353~360
- 胡健民,赵国春,孟庆任,罗洪,王宗合. 2003. 武当地块基性侵入岩群的地质特征与构造意义. 岩石学报, 19(4):601~611.
- 胡健民,赵国春,马国良,张森琦,高殿松. 2004. 秦岭造山带武当地区古生代伸展构造. 地质科学, 39(3): 305~319
- 李锦轶. 2004. 中国大陆地壳“镶嵌与叠覆”的结构特征及其演化. 地质通报, 23(9~10): 986~996.
- 凌文黎,任邦方,段瑞春,柳小明,毛新武,彭练红,刘早学,程建萍,杨红梅. 2007. 南秦岭武当山群、耀岭河群及基性侵入岩群锆石 U-Pb 同位素年代学及其地质意义. 科学通报, 52(12): 1445~1456.
- 刘雪亚,王荃. 1993. 龙首山古裂谷带及河西走廊的大地构造. 见:中国地质科学院院报, 27~28. 北京:地质出版社, 1~14.
- 王荃. 1986a. 板块构造与岩浆活动. 见:李春昱,郭令智,朱夏,等著. 板块构造基本问题. 北京:地震出版社.
- 王荃,刘雪亚. 1976. 我国西部祁连山区的古海洋地壳及其大地构造意义. 地质科学, (1): 42~55.
- 王荃. 1986b. 内蒙古中部中朝与西伯利亚古板块间缝合线的确定. 地质学报, 60(1): 31~43.
- 王荃,刘雪亚,李锦轶. 1991. 中华华夏与安加拉古陆间的板块构造. 北京:北京大学出版社.

吴汉泉. 1986. 板块构造与变质作用. 见: 李春昱, 郭令智, 朱夏, 等著. 板块构造基本问题. 北京: 地震出版社.

张成立, 周鼎武, 刘颖宇. 1999. 武当山地块基性岩墙群地球化学研究及其大地构造意义. 地球化学, 28(2): 126~135.

张勤文. 1986. 板块构造与沉积作用. 李春昱, 郭令智, 朱夏, 等著. 板块构造基本问题. 北京: 地震出版社.

赵国春, 胡健民, 孟庆任. 2003. 武当地块西部席状基性侵入岩群地球化学特征: 南秦岭古生代底侵作用的依据. 岩石学报, 19(4): 612~622.

中国地质调查局. 2002. 中华人民共和国地质图(1: 250万). 北京: 中国地图出版社.

周鼎武, 张成立, 周小虎, 桑海清. 1999. 武当地块基性岩墙群⁴⁰Ar-³⁹Ar定年及其地质意义. 岩石学报, 15(1): 14~20

周鼎武, 张成立, 刘良, 王居里, 王焰, 刘金平. 2000. 秦岭造山带及相邻地块元古代基性岩墙群研究综述及相关问题探讨. 岩石学报, 16(1): 22~28

Coleman R G. 1977. Ophiolites: Ancient oceanic lithosphere? Berlin: Springer-verlag.

Wang Quan and Liu Xueya. 1986. Paleoplate tectonics between Cathaysia and Angaraland in Inner Mongolia of China. Tectonics, 5 (7): 1073~7088.

Is Magmatic Intrusion or Exotic Block Emplacement?

—Field Survey and Records of Yunxi—Suizhou Mafic Magmatic Belt in Hubei Province

WANG Quan¹⁾, LIU Xueya²⁾

1) Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037;

2) Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

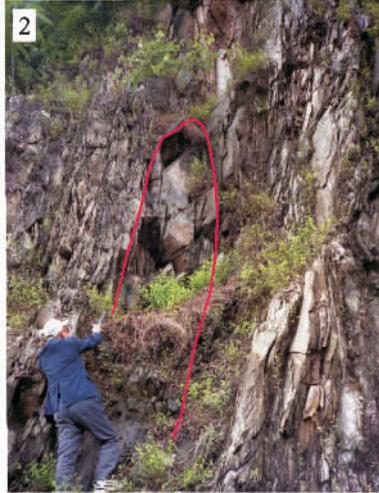
Abstract: The Yunxi—zaoyang—Suizhou mafic magmatic belt occurs in a NWW trend with length of about 390 km and width of 40~100 km in the northern Hubei Province. Among which there are 14 ultramafic rocks, 21 ultramafic—mafic complex rocks, and 250 mafic rocks, with total outcrop areas of 689 km². From the second half of the 20th century to the present, the previous investigators unanimously affirmed that all these mafic and ultramafic rocks been originated in magma intrusions along the abyssal fault. The authors selected both the Danjiangkou and the suizhou geological routes at random, and investigated in detail to 35 mafic rock exposures in this years. Based on this research, the authors recognized that the mafic and ultramafic rocks among the whole magmatic belt are not that the liquid magma intruded on the spot, but that a numerous exotic block of mafic rocks emplaced in the turbidite of Wudangshan Group or Suixian Group. In actual fact, there is not so much a zone of mafic magmatite as a large-scale m lange belt. The argument of this paper are as follows: (1) The thermal metamorphism is lacking in general for adjoining rocks close the mafic block. The characteristic lamination, stratification and cyclothem of turbidite among the host rock near the exotic blocks still are clearly discernible; (2) The chilled border is absent in common in the margin of exotic blocks; (3) The cumulate bonded structure and facies plane in the gabbroite not depends fundamentally on the shape of mafic blocks, and it frequently cut off by the cinctact plane; (4) The gabbro and diabase inside of mafic blocks was injected occasionally by the irregular quartz vein or the plagioclase-granite dike, which of them never intrude into the turbidite round the exotic blocks. There are indications that the times of ultramafic and mafic rocks be earlier than the host rock; (5) Some mafic intrusions with a large or middle scale in this belt generally are not unitary intrusive bodies, but a aggregation of numerous exotic blocks with different scale; (6) The capture of host rocks in interior of mafic blocks is never seen in this investigation. The “captures” which was defined by the predecessors are mostly a turbidite in between the different mafic blocks as the ground mass of m lange; (7) Petrochemical studies of the mafic rocks in the Yunxi—Suizhou belt demonstrate that the said rocks are the tholeiitic magma series, analogous to the cumulate complex of ophiolite suite.

Therefore we may conclude that the Wudangshan—Dawushan region herein lies the above said m lange belt is an accretionary wedge in the southwestern margin of Tongboshan—Dabieshan terrane.

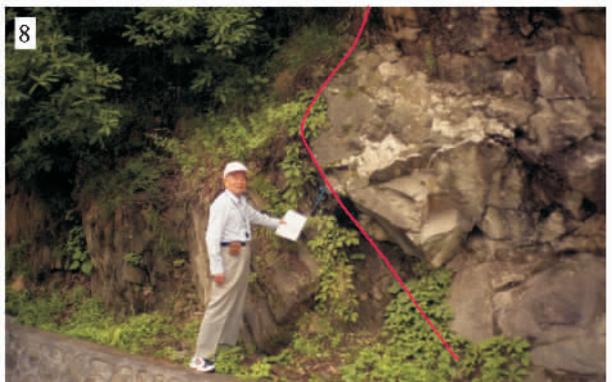
Key words: tectonostratigraphic terrane; exotic block; turbidite; melange; cumulated complex; accretionary wedge

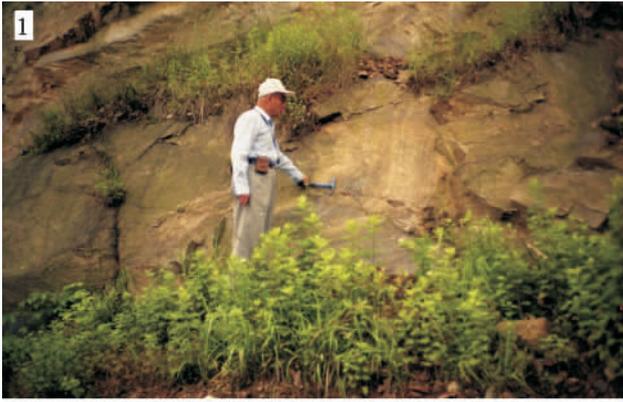
王荃等：是岩浆侵入还是构造侵位？

图版 I



照片中红线为岩块与围岩的界线
The red lines are boundaries between mafic or ultramafic block and host rock





照片中红线为岩块与围岩的界线
The red lines are boundaries between mafic or ultramafic block and host rock

