大别山低级变质岩的构造背景

徐树桐, 吴维平, 陆益群, 汪德华
XU Shu-tong, WU Wei-ping, LU Yi-qun, WANG De-hua

安徽省地质调查院, 安徽 合肥 230001
Anhui Institute of Geology , Hefei 230001, *Anhui, China*

摘要: 大别山南北两侧的浅变质岩是碰撞造山以前洋壳俯冲造山阶段的重要组成部分。木兰山片岩或张八岭群是俯冲的洋壳; 苏家河群、信阳群和佛子岭群是由洋壳俯冲形成的海沟沉积, 并因俯冲过程中的前进变形而形成增生楔; 杨山煤系和梅山群是石炭纪弧前盆地沉积, 并因俯冲过程中的前进变形而被增生楔逆掩。宿松群是扬子大陆被动边缘沉积, 不是俯冲造山带的成员。因洋壳俯冲形成的弧和弧后盆地可能已被新生界沉积物掩盖。高压—超高压变质带是碰撞造山后期从深部折返的外来体。高压—超高压变质带正好处于洋壳和增生楔之间, 破坏了早期洋壳俯冲造山带的完整性, 使得洋壳俯冲造山阶段的特征被破坏, 因而不易辨别。俯冲造山阶段应为奥陶纪到泥盆纪, 碰撞造山阶段应从二叠纪开始。

关键词: 大别山; 弧前盆地; 增生楔; 洋壳
中图分类号: 588.34 **文献标志码**: A **文章编号**: 1671-2552(2010)06-0795-16

Xu S T, Wu W P, Lu Y Q, Wang D H. Tectonic background of low grade metamorphic rocks of the Dabie Mountain. ***Geological Bulletin of China,*** **2010, 29(6):795–810**

Abstract: Low grade metamorphic rocks on both the northern and southern sides of the Dabie Mountains are important members of subduction orogen of oceanic crust prior to collision between Sino-Korean and Yangtze cratons. The Zhangbaling Group/Mulanshan schist is an oceanic crust prior to Ordovician. Sujiahe Group, Xinyang Group and Foziling Group are trench sediments of Ordovician-Devonian, and constitute an accretionary wedge during subduction. Yangshan coal series and Meishan Group belong to Carboniferous fore-arc sediments and were overthrusted by accretionary wedge during collision. Susong Group are passive continental sediments of the Yangtze craton. Backarc basin sediments are postulated to be concealed by Mesozoic-Cenozoic sediments to the north of the Dabie Mountains. High and ultra-high pressure terranes are exotic tectonic slices exhumed from depth, which are located in low grade metamorphic rocks, and disturb the integrity of the earlier subduction orogen. Subduction happened during Ordovician to Devonian, and collision initiated at the beginning of the Permian.

Key words: Dabie Mountains; forearc basin; accretionary wedge; oceanic crust

大别山是中国也是世界范围内著名的超高压变质带。从事大别山工作的地质学家一致认为, 大别山是一个碰撞造山带, 并且在碰撞之前有一个海洋板块向中-朝大陆俯冲的造山过程。自 20 世纪 80 年代对大别山开展专项研究以来, 中外地质学家先后在超高压带的研究方面取得了丰硕的成果。重要成果包括超高压标志的发现, 超高压变质岩和有关岩石的定年, 以及一些重要地球化学资料的取得。在超高压标志方面, 先后在大别山的不同部位发现柯石英, 但是在与之相当的红安榴辉岩带中迄今未发现超高压矿物。本文暂将这个榴辉岩带作为高压(HP)变质带。大量的地球化学资料表明, 潜山—英山—新

收稿日期: 2009-12-11; 修订日期: 2010-02-10
基金项目: 安徽省地质科学研究所大别山项目, 国家自然科学基金项目(批准号: 40542012), 安徽省国土资源厅、地质矿产勘查开发局基金匹配项目和国家"973"专项(编号: 2003CB716500)资助
作者简介: 徐树桐(1929-), 男, 教授, 从事大别山地质研究。E-mail:xushutong@126.com
© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

县一带的榴辉岩为陆壳成因，东大别太湖一带和西大别北部、南部榴辉岩的原岩都与洋壳有关。所以大别山有 1 个高压带和 2 个超高压(UHP)变质带：条带状片麻岩带(图 1 中的 TG，是扬子大陆的下地壳[1-2])，中部原岩与陆壳有关的榴辉岩带(图 1 中的 ECL_2)，西部及南部原岩与洋壳有关的榴辉岩带(图 1 中的 ECL_1)。

在大量的同位素定年资料中，最主要的是 Sm-Nd 和锆石 U-Pb 定年资料[4-11]。大部分同位素定年资料表明，大别山区的 3 个 HP-UHP 变质带(见后文)各有不同的俯冲和折返时限；大部分超高压变质岩原岩的年龄为 750~800Ma。根据上述成果，基本可以确定大别山有 3 个性质不同的高压—超高压变质带，它们的构造背景和俯冲、折返的时限各不相同[12]。

尽管大别山的研究已取得重要的成果，但是仍然还有许多重大的问题有待研究。例如，迄今未能找到与早期俯冲造山有关的洋壳组分，对大别山南北两侧的浅变质岩研究不够，特别是对它们的构造背景研究得不够。在这些问题取得进展之前，很难对大别山造山带的构造背景和演化过程得出令人信服的结论。本文试图就这 2 个方面的问题作初步探讨。

1 大别山及邻区地质概要

大别山是介于中朝克拉通与扬子克拉通之间的碰撞造山带。中朝克拉通与扬子克拉通的古生代的地质差异也证明，两者之间在这个时期必然有一个海洋板块相隔，因此也必然有一个洋壳俯冲阶段。笔者暂时将其称为“大别海洋板块”或简称“大别洋”。

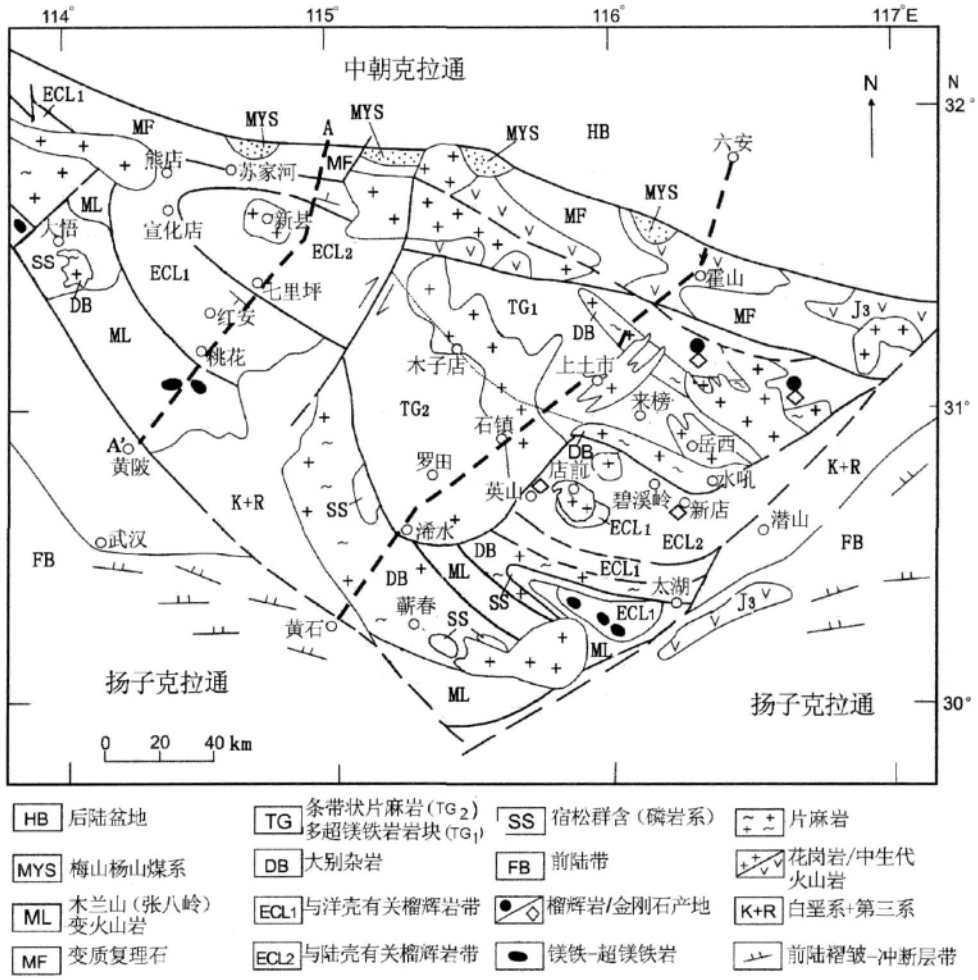


图 1 大别山地质略图(据参考文献[3]修改)

Fig. 1 Geologic sketch map of Dabie Mountains

A-A'为后文剖面的位置；黄石-六安为反射地震剖面的位置

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 1　大别山及邻区岩石-构造单位和地层对比

（据参考文献[15-16,19-20,24,47-48]①的资料综合，“？”是目前还不清楚、有待今后调查的问题）

Table 1　Correlation of rock-tectonic units and strata in Dabie Mountains and its adjacent areas

年代/Ma	地层		中一朝大陆	大别造山带 北部 河南、湖北	大别造山带 北部 安徽	大别造山带 南部 湖北	扬子大陆 安徽
250～295	二叠系	上统	石千峰组 上石盒子组	—	—	？	龙潭组
		下统	下石盒子组 山西组			？	孤峰组
295～345	石炭系	上统	太原组 本溪组	杨山煤系 双石头组 杨小庄组 胡油坊组	梅山群	？	船山组 黄龙组
		下统		遭人冲组 杨山组 花园墙组		？	和州组 高骊山组 金陵组
354～410	泥盆系		—	不整合 信阳群 南湾组 龟山组	不整合 诸佛庵组 潘家岭组	？	五通组
410～443	志留系	上统	—	苏家河群 定远组？	佛子岭群 祥云寨组	？	茅山组
		中统	—	浒湾组	仙人冲组	？	坟头组
		下统	—			？	高家边组
443～490	奥陶系	上统	—			？	五峰组 汤头组
		中统	— 老虎山组			？	三元支组
		下统	马家沟组 肖县组 贾汪组			？	牯牛潭组 大湾组 红花园组 仑山组
490～543	寒武系	上统	凤山组 长山组 固山组	？	小溪河群	？	车水桶组 璎珞山组 龙蝣组
		中统	张夏组 徐庄组 毛庄组			？	杨柳岗组
		下统	馒头组 猴家山组			？	黄栗树组
543～1000	新元古代 震旦系	上统	栏杆群 宿县群	？	红安群	张八岭群	灯影组 陡山沱组
		下统	徐淮群	耀岑河群？	塔儿岗组 磨盘寨组	西冷组	南泥组 大塘湖组 古城组 莲沱组 （湖北）
	青白口系		八公山群	？			肥东群
1000～1800	中元古代 蓟县系		—	大别杂岩			
	长城系		—				
1800～2500	古元古代 滹沱系		凤阳群（安徽）	？			？
2500～	太古宙		五河群 霍邱群（安徽）				

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

中-朝大陆区的中奥陶统到下石炭统的缺失(表 1),可能是洋壳俯冲使这个地区中奥陶统以老的地层隆起造成的。自二叠纪起(295Ma),中-朝大陆南缘又一次隆起,完全变为陆相沉积,表明 2 个大陆碰撞开始。这与"碰撞不会早于 270Ma"的意见[13]略有不同。在洋壳俯冲阶段的汇聚边缘,应当有相应的沉积盆地和对应的岩石地层单位(图 2)。

大别山造山带的洋壳俯冲造山阶段,在洋壳与中朝克拉通的汇聚边缘不一定具有图 2 中所有的沉积盆地单元,但是应当具有若干重要的单元,例如俯冲的洋壳、海沟复理石沉积、弧及弧前盆地。北部外侧应当有弧后盆地,南部外侧应当有扬子克拉通的被动大陆边缘沉积等。

在以往的文献中,对大别山造山带内的大部分高级和低级变质岩石单位,都按 Smith 地层法则划分成群或组,将大别山造山带的岩石-构造单位划归中-朝大陆地层区或扬子大陆地层区,只有少数文献将其中的一部分划归造山带地层区[15-18],并因此造成许多误解和争论。为此,本文将大别山造山带作为单独的构造单元,其中的构造岩石单位都具有不同于克拉通的构造背景(表 1)。一些研究者相继在大别山北部浅变质岩中发现古生代动、植物化石并进行了有关的讨论,为后来对这些地层的构造背景的研究奠定了重要基础[19-26]。

尽管对大别山总体地质条件的认识还有很大的差别[26-30],但是将大别山的主体划分为 7 个岩石-构造单位[3](图 1),大体概括了大别山造山带的地质概况。

在划分的 7 个岩石-构造单位中,3 个是高压—超高压岩石-构造单位,4 个是低级变质的岩石-构造单位。3 个高压—超高压的岩石-构造单位分别是:条带状片麻岩单位(图 1 中的 TG)、与陆壳有关的榴辉岩单位(图 1 中的 ECL_2)和与洋壳有关的榴辉岩单位(图 1 中的 ECL_1)。在大别山东部,在这 3 个岩石-构造单位中都曾发现过超高压变质的标志,包括柯石英及其假像,微粒金刚石和矿物出溶[31-36],微粒金刚石[37-40],橄榄石中的磁铁矿和钛斜硅镁石出溶[41],石榴子石中的棒状磷灰石、金红石和单斜辉石的出溶[39]等。虽然太湖以南的榴辉岩带曾被认为是不含柯石英和其他超高压矿物的冷榴辉岩带,但是随后有人在这个带的黄镇榴辉岩中发现 3 柯石英假像[42]和朱家冲榴辉岩中由斜黝帘石组成的硬柱石假像[43],硬柱石的最大稳定压力为 6.5GPa(980℃)[44-45]。但是在大别山西部的 ECL_1 中未发现任何超高压的标志,笔者暂时将它作为高压变质带并与东部之 ECL_1 对比。3 个高压—超高压变质带(其中 2 个为陆壳成因,1 个为洋壳成因)夹在南北低级变质岩之间,使南北低级变质岩之间的直接关系不清。

2 大别山的低级变质岩

2.1 大别山北部的低级变质岩

大别山北部的低级变质岩包括 2 个部分:基本未变质的石炭系杨山煤系和低级绿片岩相的梅山群。大别山北部石炭系的岩相、变质、变形都与中朝、扬子大陆的石炭系不同[46]。

2.1.1 杨山煤系和梅山群

杨山煤系是河南的命名,梅山群是安徽的命名。

杨山煤系:在大别山西部河南省商城附近北淮阳带内(通常指大别山北部低级变质岩带),基本未变质的石炭系杨山煤系分为 6 个组(表 2)。虽然金福全等[23]在底部的花园墙组的砂岩中发现有泥盆纪的微古植物化石,但考虑到较新的碎屑岩(砂砾岩)地层中可以含有较老地层中的化石,并且下伏信阳群的时代为奥陶纪或泥盆纪(表 1,见后文),因此花园墙组的时代应为早石炭世。

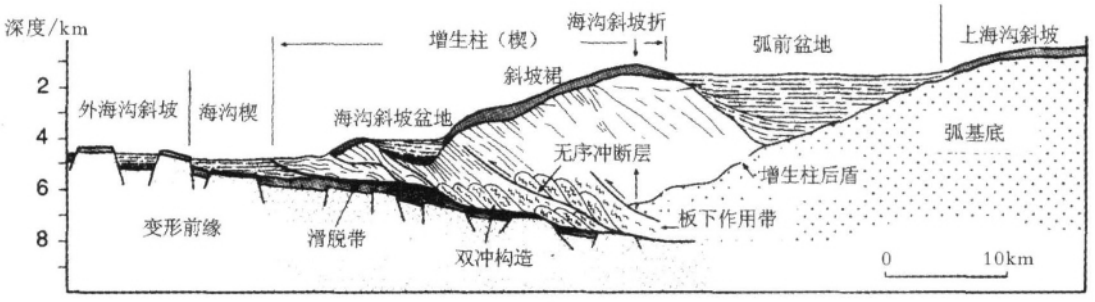


图 2 海洋/大陆板块汇聚边缘构造单位分布示意图(据参考文献[14]简化)

Fig. 2 Illustration of tectonic units of convergence margin between marine and continental plate

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

本区出露的歪庙组的主要岩性，上部为青灰色大理岩夹斜长角闪岩、碎裂斜长角闪岩、斑点状绢云片岩、斑点状斜长片麻岩,下部为白云斜长片麻岩、石榴斜长黑云片岩、硅线石二云片岩、斜长角闪岩、黑云透闪片岩,局部有眼球状混合岩(糜棱岩?),未见底,出露厚度 980m。都为构造岩并受到接触变质作用的影响,很可能是一套断层岩,且时代有争论,故未列入表 1 中。虽然在地表看不见花园墙组与下伏地层(苏家河群、信阳群)的接触关系,但根据花园墙组的岩性(砾岩、含砾砂岩等,表 2),与下伏地层应当为不整合接触。

杨山煤系表现为由花园墙组的三角洲相向盆地平原相转变,说明盆地渐进下沉。经常出现的长石砂岩证明盆地的物源区应是附近(北部)的火山弧。杨山煤系与北部中-朝大陆的石炭系在岩性、沉积相、上下地层序列和分布范围方面都有很大的差别,应属于造山带中的盆地沉积。杨山煤系的基底是复理石增生楔，苏家河群上部定远组的原岩虽然是岛弧型火山岩,但只有 200m,只能是变形过程中卷入的构造岩片,说明杨山煤系的一部分(北部)以岛弧为基底(参见图 2),而不能代表原地的岛弧。无蛇绿岩(或蛇绿混杂岩)、洋壳等标志[17,50],与西邻弧后盆地沉积"二郎坪群"完全不能对比②。在反射地震剖面上，弧前盆地之下向南凸出的半圆形反射体可能代表洋壳俯冲时形成的弧(图 3),因此也表明杨山煤系和梅山群极有可能是弧前盆地沉积。本文主要根据图 3 推测在变质复理石和弧前盆地沉积之下的北侧有隐伏的弧存在,对其他内容不作讨论。

梅山群:在东部安徽省佛子岭群分布范围内,与杨山煤系对应的地层为梅山群。梅山群主要受动力作用影响而发生低级绿片岩相变质，表现为透入性的糜棱岩化。梅山群也是富含化石的石炭纪含煤地层,主要岩性为砾岩、砂岩、晶屑灰岩、炭质页岩和煤层。富含羊齿类和芦木类化石,时代为石炭纪③。据实测资料，金寨县三仙山附近，梅山群的主要岩性为(由下向上):①黄色巨厚层石英岩夹薄层硅质板岩;②灰黑色中厚层炭质绢云石英片岩;③灰白色厚层石英岩和变质细粒石英砂岩;④灰紫色薄层绿泥千枚岩、灰褐色中—厚层千枚岩夹灰白色厚层石英岩。出露厚度为 758m(未见底)。另据金寨县柿树园附近的钻探资料①,剖面中部还有 400 余米厚的的含砾白云质大理岩、闪长玢岩和 3~4 层石墨化无烟煤。这套浅变质岩的原岩分别为页岩、粉砂岩、砾岩、白云质灰岩及煤层。在金寨县全军附近的剖面上见到的角闪片岩和绿泥片岩的原岩可能为变质的火山碎屑岩。虽然由于研究程度不同还不能与杨山煤系作精确的对比,但梅山群的岩性、沉积相、时代、基底、分布范围等特征与梅山群完全相同，唯一的差异是梅山群只遭受了极低的变质作用。梅山群与佛子岭群之间未见任何岛弧火山岩组分，因此也不可能是弧后盆地沉积。

杨山煤系和梅山群均属浅海相和海陆交互相的沉积,基底均为苏家河群、信阳群或佛子岭群,并因后期的冲断作用被逆掩于佛子岭群(东部)和信阳群(西部)之下。如果梅山群和杨山煤系确为弧前盆地沉积,且时代为石炭纪,作为其基底的苏家河群、信阳群和佛子岭群应当为早古生代—泥盆纪的增生楔(图 2)。

刘文灿等[25]和马文璞等[26]认为,在原来定义的梅山群中应当有一部分是来自佛子岭群或与之混杂的断层岩，该群中有石炭纪地层的存在并与杨山煤系相当。因此,不影响本文对这套石炭纪地层构造背景的分析。

2.1.2　佛子岭群、苏家河群和信阳群

佛子岭群(图 1 中的 MF)。佛子岭群的研究程度较高,包括 5 个组,由下而上为:小溪河组、仙人冲组、祥云寨组、潘家岭组和诸佛庵组。佛子岭群最初被划归震旦系③。后来又有人将其时代重新划分[15,18],但都缺乏可靠的证据。也有人将小溪河和仙人冲组合称为卢镇关群[28,52-54],他们所指的卢镇关群大致相当于"小溪河"组片麻岩。因此本文仍沿用最初 5 个组的划分方案(表 1)。

(1)小溪河组。主要岩性从下向上为:下部为钾长片麻岩夹斜长角闪岩，中部为斜长角闪岩夹二长片麻岩,上部为钾长片麻岩夹钠长角闪片岩、角闪片岩及少量云母石英片岩，文献中所说的混合岩化大部分是后期的产物[11],局部的眼球状混合岩可能是变形变质的次火山岩、岩脉或小岩株。总厚度大于 2600m③。其中的角闪斜长片麻岩类是变质火山岩,据对霍山小溪河-四顾冲剖面的观察，有 6 层斜长角闪岩和斜长角闪片麻岩,单层厚度 50~230m,总厚约 802m(包括夹层)[52]。化学成分(表 3)接近洋岛型碱性橄榄玄武岩岩类[55],可能是由板下作用形成的,并侵位于增生楔底部[14]。

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

表 2 扬山煤系地层、岩性一览表[49]

Table 2 List of strata and lithology of Yangshan coal-bearing series

时代	地层	主要岩性	厚度/m	化 石	沉积相
晚石炭世	双石头组	含砾绢云母石英片岩，夹薄层煤及含砾砂岩，未见顶	310		盆地平原
	杨小庄组	炭质细、粉砂岩，粉砂质粘土岩，透镜状煤层，角砾状粉砂质粘土岩	1539	*Neuropteris* sp.	同上
中石炭世	胡油坊组	上部：灰黑色云母砂岩、板岩互层，薄层灰岩透镜体。下部：杂色砂岩、灰色板岩夹长石砂岩和复成分砾岩	425	*Calamites* sp. *Mesocalamites* sp.	浊积扇
	道人冲组	上部：复成分砾岩夹中细粒铁泥质石英砂岩、白云质灰岩、石英砾岩。下部：铁泥质石英粉砂岩，粘土岩 夹薄层砂砾岩、石英质砾岩	1160	Brachiopda Bivlve Gastropoda Crinoidea	斜坡
早石炭世	杨山组	上部：铁泥质石英砂岩、粉砂质粘土岩，夹石英砾岩和煤线。中部：灰白色石英砾岩、砂岩、砂质粘土岩夹煤层。下部：巨厚层石英砾岩	1177	*Rhodea hsiganhsingan-gnesis*,*Bothradendron* sp., *Lepidostrobophullum* cf. *lanceolatatum*, *Sublepidodendrum mirabile*	陆棚、河流三角洲
	花园墙组	上部：中细粒石英砂岩夹石英砾岩透镜体。下部：钙质中细粒长石石英砂岩，钙质粉砂岩	560	*Adiantites* sp. *Cadiopteridum* sp.	河流三角洲

(2)**仙人冲组。主要为大理岩及其上、下层位的云母(局部含石墨)石英片岩。在仙人冲组的命名地，大理岩呈中厚层状，有纹层状结构，强烈褶皱变形，各纹层是晶粒由粗变细的粒级层**(graded bedding)，**粒径从大于** 3mm(**薄片** 881057)**到小于** 0.2mm，**最大厚度大于** 606m，**可能为碳酸盐岩浊积岩。**

(3)**祥云寨组。为薄层至中厚层状石英岩，夹少量云母石英片岩，石英岩中石英的含量大于** 99%，**最大厚度** 477m[52]。

(4)**潘家岭组。为灰黄、灰绿色薄层和厚层云母石英片岩，有时含绿帘石，总厚度大于** 3623m。**有明显的黑白相间、由砂质和泥质组成的韵律层。较粗薄层的主要成分为石英，长石很少，大部分已糜棱岩化，石英颗粒长径约** 0.5cm，**短径约** 0.2mm；**有时可见直径** 0.6mm×0.5 mm **的磨圆锆石。细粒层中石英颗粒直径小于** 0.2mm，**及更细小的绢云母。局部夹火山物质较多的薄层，表现为较多的帘石、角闪石和碳酸盐岩碎屑(薄片** 881051、881952)，**含微古化石，原岩应为复理石或浊积岩。**

(5)**诸佛庵组。为灰黑、灰紫色薄板状钙质含黑**

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

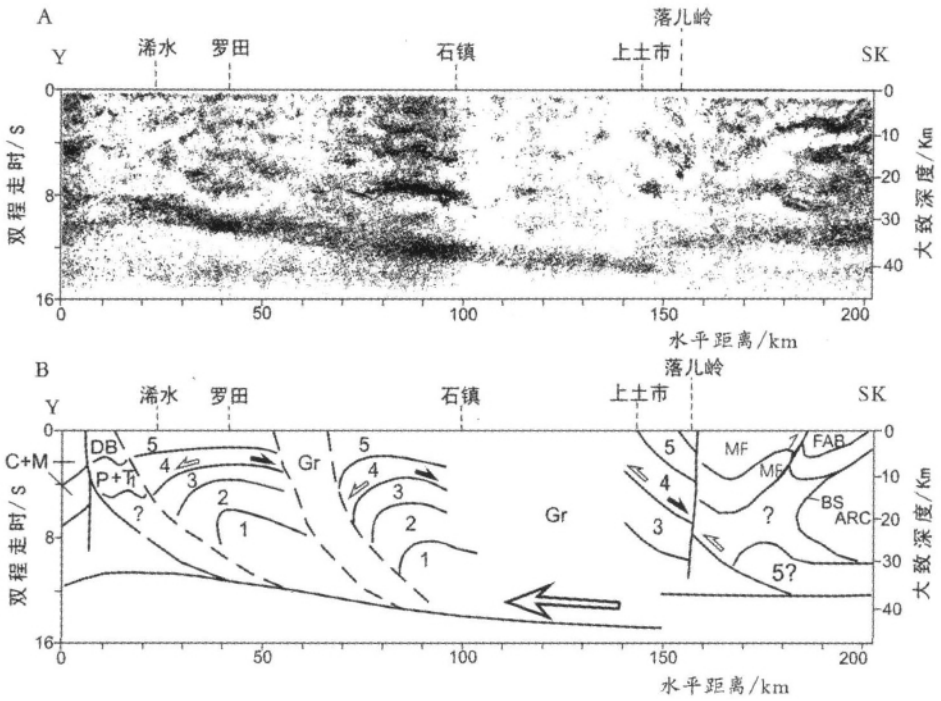


图 3　反射地震剖面及地质解释剖面(据 参考文献[51]修改)

Fig. 3　Reflection seismic profile and geologic interpretation profile

A:**反射地震偏移剖面,比例尺按** 6.7km/s **的速度(无垂向夸大), 用** 4 **秒** AGC **时变窗口滤波器作显示处理**,0~8s **取** 8~12~35~45Hz,8~16s **取** 5~8~25~35Hz。B: **反射面线划图,强调主要反射构造(虚线表示更大的推测性)地质解释剖面。部空心箭头表示断层或剪切带俯冲时的运动方向;半实心箭头表示断层或剪切带折返时的晚期运动方向;全空心箭头表示最后期的运动方向。**

1—**下地壳(条带状片麻岩)**;2—**中、上地壳(英云闪长片麻岩、副变质岩)**;3—**上地壳(二长花岗片麻岩及副变质岩)**;4—**榴辉岩组合**;5—**条带状片麻岩组合**;MF—**变质复理石**;ARC—**岛弧**;BS—**后盾**(back stop);FAB—**弧前盆地沉积**; Gr—**中生代花岗岩**;M—**莫霍面**;C+M—**新生界+中生界**;$P+T_1$—**古生界+下三叠统**; DB—**大别杂岩**;Y—**扬子大陆**;SK—**中-朝大陆**

表 3　小溪河组(卢镇关群)斜长角闪岩类的化学成分[15]

Table 3　Chemical compositions of plagioclase amphibolites in Xiaoxihe Formation

样号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	灼失	总量
1	46.52	2.05	13.85	7.40	7.59	0.21	5.55	10.17	2.99	1.44	0.90	0.76	1.14	99.81
2	43.81	2.50	16.27	5.79	5.79	0.16	5.10	8.81	3.57	1.40	1.49	2.55	4.06	98.75
3	45.19	1.64	18.04	3.64	6.48	0.19	7.25	10.60	2.71	0.98	0.67	1.22	1.72	99.11
4	47.04	1.35	16.60	3.63	6.32	0.17	7.15	9.03	3.48	1.08	0.50	1.68	2.96	99.31
5	48.66	1.05	16.67	5.88	4.18	0.19	6.75	9.11	3.71	1.30	0.28	1.11		98.89
6	53.67	1.90	16.40	0.71	9.58	0.15	4.23	6.94	3.48	0.83	0.24	1.46		99.59
7	45.15	0.65	15.14	2.56	6.87	0.14	13.44	8.56	1.29	1.50	0.30	2.53	2.42	98.02
8	44.74	0.12	11.04	2.75	7.28	0.15	15.62	9.29	1.53	1.70	0.28	2.46	4.51	99.01
9	48.17	1.35	15.96	6.15	3.39	0.20	6.72	9.11	3.29	1.70	0.53	1.89		98.46
10[56]	46.10	2.38	14.24	3.95	7.90	0.15	9.25	10.45	3.10	0.63	0.53	1.12	0.10	99.90

注:样号 10 **为碱性橄榄玄武岩平均化学成分。氧化物含量为**%

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

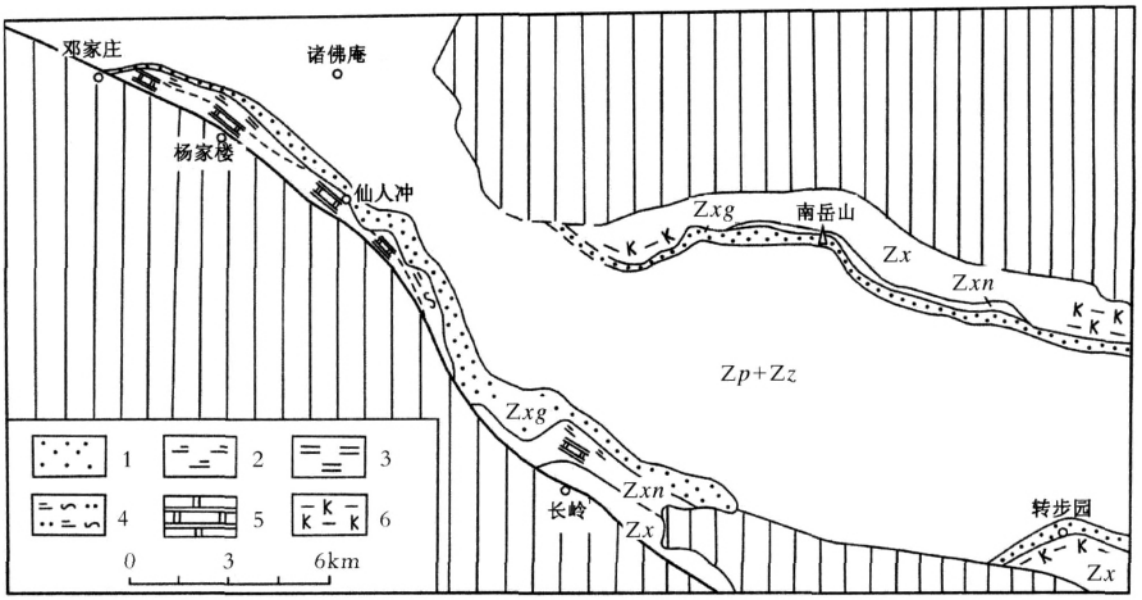


图 4 佛子岭群分布图③

Fig. 4 Distribution of Foziling Group

1—石英岩;2—云母片岩;3—白云片岩;4—绢云石英绿泥片岩;5—白云质大理岩;6—黑云钾长片麻岩;Zz—诸佛庵组;Zp—潘家岭组;Zxg—祥云寨组;Zxn—仙人冲组;Zx—小溪河组

云母石英片岩。原岩是砂质与泥质组成的条带(薄层),与潘家岭组不同之处是含有较多(数量不等)的碳酸盐岩颗粒和细脉(薄片 881053),含微古化石,成熟度低于潘家岭组。

如果佛子岭群为海沟沉积物形成的增生楔(accretionary wedge),则底部小溪河组代表海沟形成初期的沉积,除去其中一部分为正片麻岩外,大部分片麻岩可能是来自中-朝大陆的陆缘碎屑沉积,角闪斜长片麻岩则是板下作用卷入的洋壳玄武岩[14]。中部祥云寨组和仙人冲组,代表海沟形成时的深水环境、水流较为稳定的沉积。如果按碳酸盐岩补偿深度(3700m)小于 SiO_2 的补偿深度,祥云寨组的层位应当在仙人冲组之上。但是,如果祥云寨组石英岩的原岩是石英砂岩,则成熟度如此之高的石英砂岩必定是远源的陆源物质,也应当是海沟形成早期的沉积物。如果仙人冲组是碳酸盐岩碎屑形成的浊积岩,物源区应是中-朝大陆的碳酸盐台地,层位在祥云寨组之下、小溪河组之上。祥云寨石英岩的原岩是否为硅质层、放射虫燧石或软泥(siliceous bed, radiolaria chert, or ooze),是需要进一步研究的问题。潘家岭组和诸佛庵组的成熟度渐次变低,并有火山碎屑岩夹层出现,表明此时已有俯冲作用后期的火山弧出现,潘家岭组和诸佛庵组应处于复理石建造的上部(图 4)。

佛子岭群南部边缘是强烈的变形带,特别是祥云寨组石英岩内有很多中等规模的倒转褶皱、冲断层和双冲构造(duplex)。这种强变形带常见于增生楔底部[14]。

苏家河群和信阳群(图 1 中的 MF)。在河南省范围内,与佛子岭群对应的是苏家河群和信阳群。但是它们的岩性层位并不完全相当。例如苏家河群中下游浒湾组的岩性为大理岩、石英片岩、石英岩和变质砂岩,大部分岩性可与仙人冲组大理岩和祥云寨组石英岩对比,有时有较多片麻岩,有洋壳型榴辉岩[57-58]。而仙人冲组片麻岩很少,苏家河群顶部定远组为一套绿片岩相岛弧型变质火山岩[59,16],可能为来自岛弧的构造岩片,但是根据化学成分(表 4),也有可能包括信阳群(?)中以细碧角斑岩为代表的[21]并残留于增生楔顶部的洋壳(图 2),这样解释可能更符合实际,也更符合图 2 的模式,但需要更多测试资料的支持。根据其中的腕足类(Articuiata)、海百合纲(Crinozoa)和有孔虫(Foraminifera)类化石,苏家河群的时代定为早奥陶世—早泥盆世[20]。刘志刚等[22]获得了 400Ma 左右的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄,并认为可能是早古生代或时代跨度很大的构造岩片,是混

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 4　苏家河群定远组变质火山岩的化学成分[59]

Table 4　Chemical compositions of metamorphic volcanic rocks in Dingyuan Formation of Sujiahe Group

氧化物	95HN-S-1	95HN-S-2	95HN-S-3	95HN-S-4	95 HN-S-5	95HN-S-6	A	B
SiO_2	55.01	75.75	51.86	75.15	48.25	50.41	49.90	48.56
TiO_2	0.99	0.25	1.23	0.28	1.45	3.71	1.08	0.24
Al_2O_3	16.60	12.82	16.05	13.37	17.08	12.25	17.30	18.69
Fe_2O_3	3.90	0.87	3.69	1.12	0.38	7.22	7.06	2.27
FeO	3.40	0.32	5.52	0.30	10.36	8.34		4.03
MnO	0.107	0.011	0.133	0.007	0.153	0.155		0.11
MgO	3.96	0.45	6.30	0.58	5.59	4.56	7.08	9.26
CaO	7.82	0.90	6.03	0.70	8.95	6.84	12.78	12.67
Na_2O	4.00	5.84	2.87	5.07	1.60	1.06	2.45	1.88
K_2O	0.99	1.13	1.83	1.90	1.14	0.42	0.18	0.07
H_2O^+	2.74	0.70	3.72	1.29	4.26	4.35	0.80	1.89
CO_2	0.06	0.64	0.72	0.01	0.29	0.08		
P_2O_5	0.023	0.016	0.088	0.019	0.018	0.033		0.02
Total	99.60	99.70	100.04	99.80	99.52	99.43	99.17	99.96

注:氧化物含量为%;A—Gordo 海隆玄武岩;E—Romanche 海沟辉长岩[56]

杂岩带中的成员。苏家河群是否为构造混杂岩带及其与榴辉岩带的关系是需要专文讨论的问题。

原定义的"信阳群"包括上部的南湾组和下部的龟山组[21],岩性均为浅变质的碎屑岩(云母石英片岩)夹变质火山岩(变粒岩、绿帘斜长角闪岩)。龟山组有大理岩透镜体。已在龟山组中发现海百合茎、腕足类碎屑、海棉骨针等泥盆纪化石[48],但未得到进一步证实。根据大量泥盆纪的微古化石,南湾组的时代被定为中—晚泥盆世[19]。龟山组相当于后来的歪庙组或周进沟(岩)组的上部,将龟山组另作定义[49]。刘志刚等[21]认为,龟山组应当是碰撞缝合带中的构造岩片。笔者认为,浒湾组和"信阳群"可能相当于东部的潘家岭组和诸佛庵组,时代为泥盆纪(表 1),属复理石的上部层位。龟山组中有较稳定分布的细碧角斑岩[21],有可能与定远组变火山岩一样,都是来自斜坡裙(图 2)上的洋壳构造岩片。以往有的文献笼统地将佛子岭群与信阳群对比[53,60]是不正确的。

苏家河群和信阳群中可能有一部分属于"破碎地层(brocken formation)",但其主体仍然应当是增生楔的一部分。横向上,相对应的岩石-构造单位的岩性不同,可以用各组沉积时源区的地质差异和变质条件的不同来解释。例如,可以推测,沉积初期苏家河群的源区为碳酸盐岩,而卢镇关群的源区为花岗质岩石。如果基性火山岩卷入深俯冲则会有榴辉岩,否则无榴辉岩。

总之,大别山区的变质复理石(佛子岭群、苏家河和信阳群)是与洋壳俯冲有关的增生楔,时代应为晚震旦世(早寒武世?)到早奥陶世。增生楔的时代应为奥陶纪—泥盆纪。梅山群和杨山煤系增生楔形成后的弧前盆地沉积,时代为石炭纪。常有洋壳和蛇绿岩(或蛇绿混杂岩)的张性弧后盆地沉积(如桐柏山区的二郎坪群)和弧,在大别山东部未出露,因此大别山是一个弧-陆碰撞造山带。

既然北部的变质复理石是洋壳俯冲形成的增生楔,则必然有与之相对应的俯冲的洋壳。这是从事大别山研究工作的同行长期未能找到答案的问题。分布于大别山南部的磨盘寨组、塔儿岗组/张八岭群变质火山岩,应当是对应的俯冲洋壳,代表当时有一个大别洋存在。大别洋的时代应当老于增生楔。

2.2　大别山南部的低级变质岩

除去红安群磨盘寨组、塔儿岗组和张八岭群之外,大别山南部低级变质岩还包括宿松群。但宿松群与俯冲的洋壳无关。

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

2.2.1 磨盘寨组、塔儿岗组和张八岭群是变质火山岩组合

在湖北省范围内，红安群的下部七角山组是含磷岩系，上部的磨盘寨组和塔儿岗组是变火山岩组合，因为木兰山剖面出露好，通常称之为木兰山片岩[47,61]，应与安徽省的张八岭群下部西冷组相当（表 1）。

磨盘寨组和塔儿岗组。木兰山片岩底部为磨盘寨组，主要岩性为钠长绿帘阳起片岩、白云钠长石英片岩、阳起片岩、冻蓝闪石绢云片岩，原岩以细碧岩为主夹石英角斑岩（表 5），早期曾被称为蓝片岩，厚度为 2000~4000m。上部塔儿岗组主要岩性为绢云钠长石英片岩夹浅粒岩和黑云阳起片岩，原岩主要为石英角斑岩，夹少量细碧岩，厚度 1172~1500m。其原岩曾被认为是钙碱性玄武岩-流纹岩组合[47]。木兰山片岩主要矿物成分分为 3 类：①石英、钠长石、多硅白云母、绿帘石±钠钙闪石和绿帘石（酸性蓝片岩）；②石英、钠长石、多硅白云母、钠闪石（中性片岩-transitional，主要为伴生的杂砂岩系列）；③绿泥石、绿帘石、钠或钠钙闪石（基性片岩）。钠闪石主要为青铝闪石（crossite），未见蓝闪石（glaucophane）。长石主要为钠长石[61]。在木兰山和蔡家河一带，有轻微变形的枕状构造（桑隆康，私人通讯）。这些特征都说明其为洋壳成因[56,62]。东部与木兰山片岩对应的是张八岭群的西冷组，厚度大于 1500m，变沉积岩夹层中有 *Trachysphaeridium* sp.，*Leiominuscula* sp.，*Gloeocapsarmorphora* sp.，*Polyedrosphaeridum* sp. 等微体化石[18]。

木兰山片岩上部塔儿岗组和西冷组（张八岭群）都伴生有厚约 800m 的千枚岩（上部），有时含石墨和锰夹层，并有细晶大理岩或细晶灰岩夹层或透镜体；下部为厚度大于 600m 的纹层状细晶灰岩或大理岩（下部），其中夹有千枚岩或变砂岩薄层。与这套岩石对应的，在湖北是塔儿岗组顶部厚约 800m 的千枚岩，归入塔儿岗组上部[47]。在张八岭群中称为北将军组，并根据钻孔资料将层位置于西冷组之下[18,52]。这套岩层的原岩可能是碳酸质软泥、硅质碎屑、硅质软泥、深海粘土的互层（图 5）。木兰山片岩的化学成分与细碧（石英角斑岩接近[63-64]，应为洋壳火山岩（表 5）。Eide[65]首次提出，这套变火山岩可能与西部洋壳俯冲有关，而不一定与碰撞有关。Nakajima 等[66]也认为新元古代有洋壳俯冲作用存在。在大别山西部（红安地区），与木兰山片岩紧邻的是与洋壳有关的高压

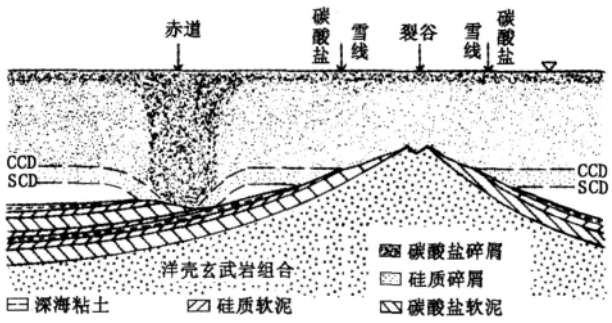


图 5 裂谷（洋中脊）两侧海洋沉积模式（据文献[67]修改）

Fig. 5 Lateral marine sedimentation mode of the rift (mid-oceanic ridge)

垂向比例夸大。洋壳上小于 CCD（碳酸盐补偿深度）的深度主要为碳酸盐软泥沉积，硅质软泥堆积在 CCD 和 SCD（氧化硅补偿深度）之间；只有深海软泥在 SCD 之下，CCD 和 SCD 在赤道和其他生物活动带（隆起带）的深度降低。当洋壳早扩张脊形成、冷却，并在其离开扩张脊时沉积，形成图中的地层层序

榴辉岩。Hacker 等[29]所说的西大别背斜南翼榴辉岩及其基质的原岩均为洋壳成因。因此，榴辉岩（图 1 中的 ECL_1）与木兰山片岩的原岩应当为同一洋壳的不同部分。从岩相角度分析，木兰山片岩或张八岭群确属洋壳组分，但是它的 ε_{Nd} 值却为负值[57]，矛盾的原因尚不清楚。从矿物组成来看，木兰山片岩或张八岭群最高变质相为绿片岩与蓝片岩之间的过渡相，没有高压变质的记录，表明它当初俯冲深度不大便立即折返。Eide[65]认为木兰山片岩 222~225Ma 的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 冷却年龄可信，并认为其从未达到过高温高压变质作用，也就是未曾俯冲到蓝片岩相变质深度就开始折返。虽然近期有 Rb/Sr 年龄为 216Ma±10Ma 的报道[57]，但根据地质条件分析，具有 205Ma±4Ma（ECL_1）~219Ma±6.6Ma（ECL_2）退变年龄的榴辉岩带，都应当是在木兰山片岩之后折返的。

按地表出露的情况，湖北和安徽的层序都是对的。但是按构造背景来分析，原岩为细碧石英角斑岩或碱性玄武岩-流纹岩组合的木兰山片岩的磨盘寨组和塔儿岗组或张八岭群的西冷组应当是洋壳。在现代板块构造模式中，玄武岩组合代表的洋壳应当是洋盆中最下部的岩石地层单位（图 5）。因此，湖北省采用千枚岩组合在上部的层序可能是正确的。安徽省钻孔中出现的层序可能是由大规模倒转或逆冲断层造成的。张八岭地区是受到多期构造影响的强烈变形区[53]，出现强烈变形是可能的。不整合于张八岭群之上的周

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 5　张八岭群和木兰山片岩的化学成分[15]

Table 5　Chemical compositions of Zhangbaling Group and Mulanshan schist

氧化物	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	CO_2	total
	基性变火山 (细碧)岩													
西　冷	49.07	1.08	16.55	10.19	2.49	0.22	5.86	4.17	5.10	0.57	0.23	4.21		99.74
木兰山	48.14	1.97	14.62	4.82	8.05	0.21	6.44	9.42	2.87	0.51	0.35	2.37	1.22	99.77
海　州	49.58	0.93	16.00	4.87	4.80	0.17	6.21	8.43	3.08	2.06	0.26	1.73	1.22	99.40
Hydman	48.8	1.3	15.7	3.8	6.6	0.15	6.1	7.1	4.4	1.0	0.34			
宋叔和	49.89	1.49	15.84	3.79	6.14	0.16	5.26	6.56	4.50	0.98	0.19	3.41	1.52	99.68
	酸性变火山岩													
西　冷	76.67	0.29	12.33	1.67	0.37	0.04	0.31	0.68	4.78	1.90	0.04	0.97		99.87
木兰山	72.87	0.32	13.78	1.83	0.85	0.06	0.60	0.98	4.78	2.39	0.05	1.00		99.51
海　州	75.48	0.29	13.12	1.95	2.15	0.03	0.45	0.12	3.60	0.20	0.16			99.70
石英角斑岩	77.08	0.15	11.98	1.26	0.63	0.05	0.63	0.77	5.42	1.15	0.10	0.73	0.12	100.27

注:氧化物含量为%;石英角斑岩的数据据参考文献[55]

岗组应当是扬子大陆被动边缘的震旦系(表 1)。

图 5 只说明远海沉积序列，碳酸盐补偿深度(CCD)、氧化硅补偿深度(SCD)、赤道附近的碳酸盐补偿深度加大等问题不在本文讨论的范围内。

周岗组被当做不整合于张八岭群之上的震旦系,但是从岩性和上下层位分析,该组完全可以与扬子大陆的休宁组对比，其上的苏家湾组与南沱组对比,应当属于扬子大陆被动边缘沉积,只是因为处于转换断层带内,受到强烈的剪切动力变质作用,而与张八岭群接触,时代可能略晚于张八岭群(表 2)。这也是今后要进一步证明的问题。

湖北红安群中的木兰山片岩连同其下的七角山组,一直被认为是中元古界[47]。在安徽,张八岭群西冷组、北将军组被认为属于中元古界,但北将军组在下部，与七角山组相当的宿松群则归为古元古界[15,18],这是相互矛盾的。少量资料表明,木兰山片岩有 744Ma 、700Ma~1300Ma 的年龄[68]。在变质沉积岩(灰黑色千枚状砂岩、粉砂岩)夹层中有微古植物化石:*Trachysphaeridium* sp., *Leiominuscula* sp., *Gloeocapsamorpha* sp., *Polyedrosphaeridium* sp., *Radinarites* sp., *Myxococoides* sp.[15,18]。这些微古植物化石的年代可延至新元古代震旦纪。锆石 U-Th-Pb 年龄为 1026Ma[15],相当于新元古代早期[69]。因此木兰山片岩的时代可能为震旦纪—青白口纪(表 1),但还需要更多资料的充分证明。

港河组和 UHP 带内的表壳岩。港河组指菖蒲附近超高压带内低级变质的晚震旦世变质火山碎屑岩,原岩年龄为 760~820Ma,并含微古化石[70]。吴维平等在同一带内桃园村附近的糜棱岩化微晶大理岩内发现了晚震旦世微体化石 *Lanmina rites* sp., *Leosphaeridia* sp. 和 *Baltisphaeridium* sp.,(波罗的海藻,时代可延到早寒武世)④。超高压带内的其他变质表壳岩都有可能是洋壳木兰山片岩之上的沉积,并因俯冲和碰撞而卷入板下作用带之混杂岩带内。在洋壳上同期的沉积物较少(表 1),可能是由于大洋底流侵蚀、洋壳俯冲而消减和板下作用而进入混杂岩带。不过,它们是来自洋壳还是俯冲陆壳,还有待研究。

2.2.2　宿松群

与安徽宿松群对应的地层在湖北为七角山组。安徽宿松群最初划分的 4 个组[15],后来合并为 2 个组和 1 个岩石组合[18]。

大新屋组。宿松群下部大新屋组的下部与大别杂岩不整合接触。不整合的证据包括分布在不同地区的底砾岩、含锰层和蛭石层。底砾岩被平行于不整合面的破劈理切割(图 6-A),砾石的磨圆度极好(图 6-B),风化面上砾石突出和凹下(图 6-C、D),不整合面以上宿松群的面理与不整合面以下大别杂岩的面理明显不一致(图 6-E、F),应当是河流相沉积的底砾岩。宿松群以往被定为古元古界,是因为当年的测年资料均在 1900Ma 左右，以及它不整合在

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

太古宙的“大别山群”之上;下伏的“大别山杂岩” 有2424Ma 左右的同位素年龄[15]。由于当时的测年技术不够成熟,以及原来作为“大别山杂岩”的取样点并不在不整合面附近,有的已不再被当做大别山杂岩而分别归为北大别正片麻岩(条带状片麻岩)和高压或超高压变质岩带,且近期测得的原岩年龄大部分在750Ma~800Ma 之间[9,28],因而早期的定年资料未必可靠。最近对大悟附近宿松群之下的大别杂岩测得的原岩年龄为 787Ma[28];东部条带状片麻岩(TG)与 ECL_2 之间的大别杂岩原岩的年龄为 806Ma[53],相当于新元古代中期(参见表 1)。如果大别杂岩原岩的年龄为750~800Ma, 那么不整合于其上的宿松群的时代应当小于 750Ma。较老的文献都曾报道在宿松群大新屋组大理岩顶部的含砾砂岩透镜体中发现过微古植物化石: *Trachyspaeridium levies*, *Trimatosphaeridium* sp., *Asperatopsophosphaera* sp., *Lamilarites antiquissimus*, *Prototracheites* cf. *porus*[18]。这类微体化石的时代可以延到新元古代,因此大别杂岩的确切时代(特别是在不整合面之下)需要进一步证实。大新屋组的主要岩性为白云石英(片)岩和大理岩,在安徽的最大厚度为 600m 左右。

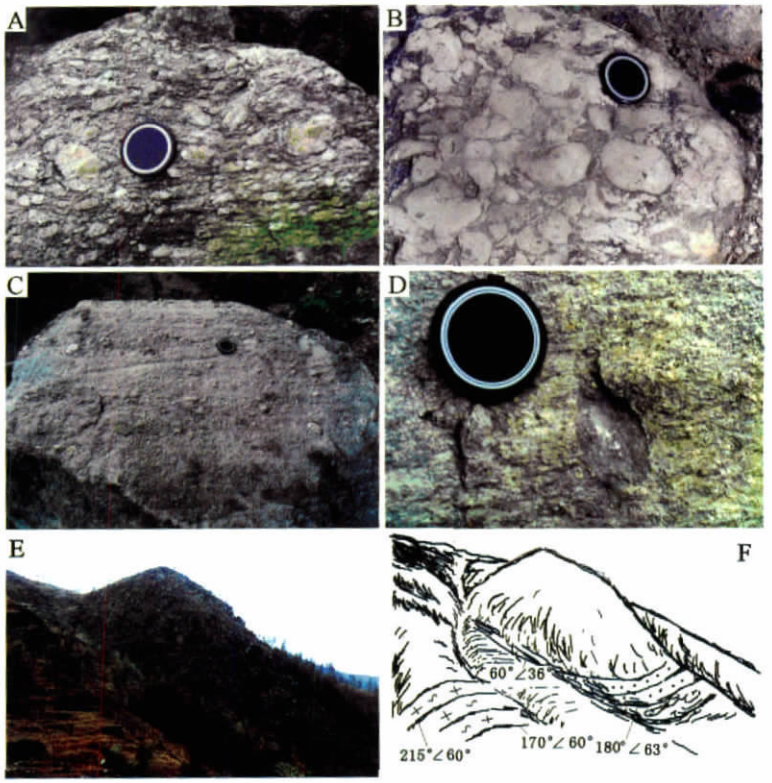


图 6 宿松群不同地点的底砾岩

Fig. 6 Basal conglomerate at different locations of Susong Group

A、B、C、D 为底砾岩中的砾石; E 为宿松群与大别杂岩不整合接触关系远眺;F 为 E 的素描

柳坪组(包括大部分原虎踏石组)。柳坪组是宿松群上部的主要含磷层位。主要岩性为云母石英片岩、白云石大理岩夹含锰层、磷灰石岩和磷块岩,最大厚度为 1287m。以往将虎踏石组的含磷层位作为上部的含磷层位。岩性可与湖北的七角山组对比,最大厚度 1790m[15,47]。宿松群中的微古植物化石、磷块岩[18]、含石膏白云质大理岩等,以及与大别杂岩的不整合都是被动大陆边缘沉积的主要特征[71]。以往,将宿松群定为古元古界[52]或中元古界[47]。如果近期在不整合于宿松群之下的大别杂岩中测得的原岩年龄750~800Ma[9,29]可信,则说明:①宿松群的时代不应老于 750~800Ma;②大别杂岩(是以往大别山群或大别山杂岩中的一部分)的时代应为新元古代早期的南华纪[69],是扬子大陆的变质基底;③宿松群与张八岭群是不同构造背景的产物;④大别杂岩和宿松群的变质程度为角闪岩相和绿帘角闪岩相,说明它们在俯冲造山过程中未俯冲到蓝闪石相变质深度就已折返,是扬子大陆的俯冲(活化)基底和俯冲(活化)盖层。不过,仍然需要在今后的研究中,在适合的地点用适当的方法,取得更多的定年证据。由于大别杂岩和宿松群属于扬子大陆范围内,故放在表 1 中的扬子大陆区。

宿松群中原来还包括“蒲河组”[15]。“蒲河组”主要岩性为二云斜长片麻岩、石榴斜长角闪岩、含石墨白云石英片岩和大理岩透镜体⑤。在东部,其中含有大小不等、构造侵位的 6 个橄榄岩体。已知其中 4 个岩体中有超高压矿物天然碳硅石, 董家山岩体还有已变为二轴晶的天然碳硅石, 估计形成压力为 7~8GPa[72],且分布范围不广,因此不可能是宿松群的组成部分。西部的木兰山片岩中也有数量不详的橄榄岩体,但未做过专门研究。鉴于变质条件、主要岩性(云母斜长片麻岩、斜长角闪岩、蓝晶石石英片岩,斜长角闪岩局部有残留枕状构造)和该带内的刚玉蓝晶石石英岩也有超高压变质历史[73-74],本文将其作为来自 ECL_1 的外来体(参见图 1)。

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

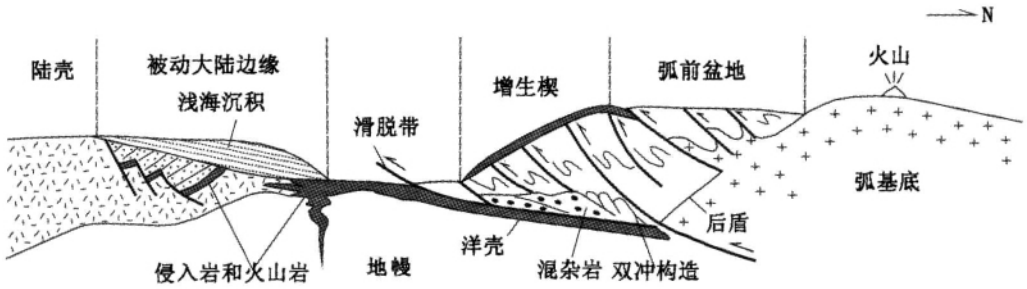


图 7　俯冲造山带模式(据参考文献[67,71]综合)

Fig. 7　Mode of oceanic subduction orogenic belts

3　大别山南部和北部低级变质岩带之间的关系

根据板块构造理论和大地构造分析，大别山造山带范围内的岩石(构造单位的构造背景,既不属于扬子大陆,也不应当属于中-朝大陆,应当属于大别山造山带。在造山带早期的俯冲造山阶段,应当有俯冲的洋壳。因俯冲形成于海沟的复理石在渐进变形过程中形成了增生楔(棱柱体)。棱柱体之下是作为海洋与大陆板块分界的滑脱带。混杂岩带和强烈变形的剪切带(有时为双冲构造)都是由板下作用造成的(参见图 2、图 7),构成增生楔与俯冲海洋板块之间的边界[67,71](图 7)。在碰撞造山阶段,由 2 个大陆(或大陆与弧)碰撞形成的碰撞混杂岩则是 2 个大陆之间的岩石-构造单位[75-76]。

根据前文的叙述，大别山北部石炭纪弧前盆地沉积(杨山煤系/梅山群,图 1 中的 MYS)由早古生界和泥盆系构成的增生楔(苏家河群和信阳群/佛子岭群,图 1 中的 MF)为基底。因此,在大别山南部必然有与之对应的洋壳，洋壳的时代至少应老于奥陶纪。但目前尚未鉴定出在木兰山片岩中是否有寒武纪洋壳的存在。

根据野外调查,大别山北部佛子岭群、苏家河群和信阳群向北逆冲在梅山群和杨山煤系之上，这可能是俯冲阶段的渐进变形或后来的碰撞造山阶段造成的。图 8 中的洋壳是在碰撞造山深俯冲之后折返到目前的位置的。

由于构造背景不同，也未见裂谷生成初期的滑塌沉积岩(olistostromes),磨盘寨组、塔儿岗组(木兰山片岩)和东部的张八岭群(原岩是细碧-石英角斑岩组合)代表的洋壳不可能是宿松群基底之上的裂谷作用形成的,更可能是与宿松群大致同期,但处于不同构造背景的洋壳组合(海洋板块),仅有的原岩同位素定年数据为 744Ma 、700~1300Ma[68],如果这些数据可靠，原岩的年代可能与宿松群大致同期或略晚,应当是南华纪—震旦纪(表 1),并与其中微体化石指示的年代不矛盾(见第 2.2.1 节)。大别山造山带的洋壳系列中(南部)缺失早古生代到三叠纪的沉积(表 1),可能的原因是,在这个时间段内,因大洋底流的侵蚀而无大量沉积，少量沉积物也会随洋壳俯冲而消减。在 ECL_2 带内“港河组”低级变质的火山碎屑岩内发现过晚震旦世的微体化石，其原岩的年龄为 760~820Ma[70],吴维平等在同一带内桃园村附近的糜棱岩化的微晶大理岩内发现过晚震旦世微体化石 *Lanmina rites* sp., *Leosphaeridia* sp. 和 *Baltisphaeridium* sp.(波罗的海藻),波罗的海藻的时代可延到早寒武世⑤。这 2 种岩层都可能是扬子大陆俯冲的震旦纪—早古生代的盖层。同一带内还有类似的变质沉积岩。但它们是洋壳还是陆壳成因还不清楚，在今后的研究中需要寻找更多证明它们确切时代和构造背景的证据。

已知大别山的 3 个 HP-UHP 带是分别俯冲然后从深部折返[12]的外来体,剖面未涉及扬子大陆被动边缘和弧前盆地沉积，榴辉岩带之上的增生楔已被剥蚀(图 8)。

据野外调查,大别山的苏家河群、信阳群和佛子岭群逆冲在杨山梅系和梅山群之上。这可能是俯冲过程中的前进变形或碰撞造山阶段造成的。将与陆壳有关的超高压带(ECL_1)去掉,同时考虑到剥蚀的增生楔和扬子大陆被动边缘沉积，则南部的洋壳木兰山片岩与北部的增生楔(苏家河群和信阳群/佛子岭群)、弧前盆地沉积(杨山煤系和梅山群)共同构成

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

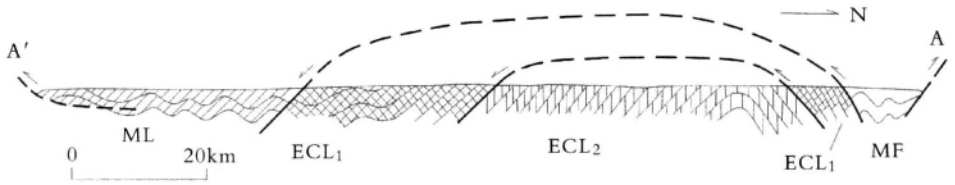


图 8 大别山西部实测剖面(据参考文献[77]简化)

Fig. 8 Measured profile of western Dabie Mountains

ECL_1—太湖-红安-宣化店榴辉岩组合;ECL_2—潜山-英山-新县榴辉岩组合;
MF—信阳群(变质复理石);ML—木兰山蓝片岩和白云钠长片岩

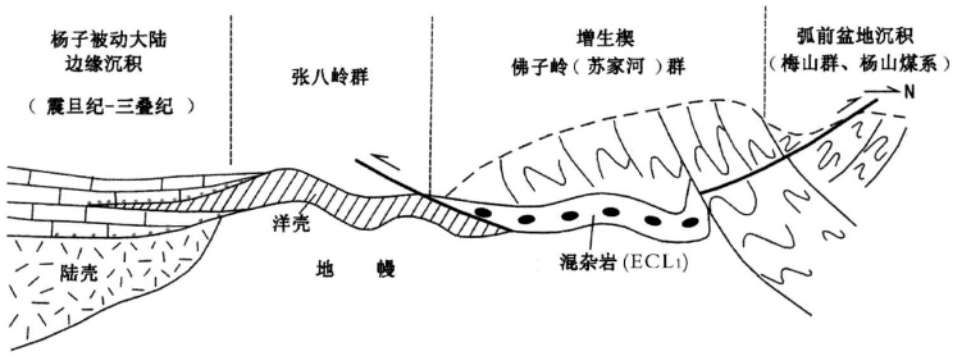


图 9 大别山洋壳俯冲阶段的想象剖面

Fig. 9 Imagined profile of Dabie Mountains during oceanic crust subduction phase

洋壳上下的椭圆圈表示不整合或假整合接触

较完整的(洋壳)俯冲造山带体制(图 9)。

4 结 论

(1)大别山南北两部分的浅变质岩都是碰撞造山以前洋壳俯冲造山阶段的组成要素。木兰山片岩和张八岭群可能是俯冲的洋壳;苏家河群、信阳群和佛子岭群可能是由洋壳俯冲形成的海沟沉积,并因俯冲过程的前进变形而形成增生楔;杨山煤系和梅山群可能是弧前盆地沉积,并因俯冲过程的前进变形而被增生楔逆掩。

(2)根据弧前盆地、增生楔的年代及少量定年资料,推测洋壳(木兰山片岩/张八岭群)的时代为震旦纪到早古生代。

(3)本区弧后盆地可能被后陆盆地的新生界沉积物掩盖。

(4)高压—超高压变质带是碰撞造山后期从深部折返的洋壳和扬子大陆的陆壳。高压—超高压带正好处于洋壳和增生楔之间,破坏了早期洋壳俯冲造山带的完整性,使得这些浅变质岩带的构造背景长期被忽略。

(5)这个模式虽然合理,但是有很多问题需要深入研究。弄清这些问题,不但对重建大别山造山带的结构和演化历史是必要的,同时对于在大别山区进一步的找矿工作会有很大帮助,因为俯冲造山带、碰撞造山带,以及 2 种造山带叠加的形式和时限都对不同矿产的形成和分布有重大的影响。

致谢:感谢姚仲伯教授和毕志国教授对本文提出的宝贵意见。

参考文献

[1]Ma C, Ehlers C, Xu C, et al. The roots of the Dabieshan ultrahigh (pressu re metamorphic terrane: constrains from geochemistry and Nd-Sr isotope systems[J]. Precambrian Research, 2000, 102: 279-301.

[2]Zhang H, Gao S, Zhong Z, et al. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Cretaceous granotoids: constrains on tectonic framework and crustal structure of the Dabieshan ultrahigh-pressure metamorphic belt , China[J]. Geochemical Geology, 2002,186:281-299.

[3]徐树桐,陈冠宝,刘贻灿,等.大别山造山带地质图:《大别山超高压变质作用与碰撞造山动力学》附件[M].北京:科学出版社,2005:1-210.

[4]Li S, Sun W, Zhang G, et al. Chronology of ultrahigh pressure in the Dabie Mountains and Sulu terrane:I. Sm-Nd isotope system[J]. Science in China(series D),1996,39: 597-609.

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

[5]Li S, Chen Y, Mill J, et al. Geochemical and geochronological constrains on the tectonic outline of the Dabie Mountains, central China: A continent-micro-continent-collision model[J]. Continental Dynamics, Special Issue,1998: 14-31.

[6]Li S, Jagoutz E, Chen Y, et al. Sm-Nd and Rb-Sr isotope chronology of ultrahigh pressure metamorphic rocks and their country rocks at Shuanghe in the Dabie Mountains, central China[J]. Geochemica and Cosmochimica Acta, 2000, 64: 1077-1093.

[7]Chavagnac V, Jahn B. Coesite-bearing eclogites from the Bixiling complex, Dabie Mountains, China: Sm-Nd ages, geochemical characteristics and tectonic implications[J]. Chemical Geology, 1996, 133: 29-51.

[8]Chen D, Deloule E, Chen H, et al. Multi-isotopic system geochronology of low temperature eclogite from Huangzhen, southern Dabie terrane[J]. Science in China (Series D: Earth Sciences), 2004, 47: 931-942.

[9]Hacker B R, Ratschbacher L, Webb L, et al. U-Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh pressure Qinling-Dabie orogen, China [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1998, 151: 215-230.

[10]**简平,刘敦一,杨巍燃.大别山西部河南罗山熊店加里东期榴辉岩锆石特征及** SHRIMP **分析结果**[J].**地质学报**,2000,74(3):259-263.

[11]Liu Y, Li S, Xu S. Zircon SHRIMP U-Pb dating for gneisses in northern Dabie high T/P zone, central China: Implications for decoupling within subducted continental crust[J]. Lithos, 2008, 96: 170-185.

[12]**刘贻灿,李曙光. 俯冲陆壳内部的拆离和超高压岩石的多板片差异折返:以大别-苏鲁造山带为例**[J]. **科学通报**,2007, 53(18): 2153-2165.

[13]Chen H, King R A, Nakamura Z, et al. Tansitional time of oceanic to continental subduction in the Dabie orogen: constrains for U-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd and Ar-Ar multichronometric dating[J].Lithos, 2009, 110:237-342.

[14]Underwood M B, Moore G F. Trenches and trench-slope basins [C]//Busbuy C J, Ingersoll R V. Tectonics of Sedimentary Basins. Blackwell Sceince, 1995:1-578.

[15]**安徽省地质矿产局. 安徽省区域地质志**[M]. **北京: 地质出版社**, 1987: 179-219.

[16]**河南省地质矿产局.河南省区域地质志**[M].**北京: 地质出版社**, 1989: 1-772.

[17]Hsü K J. Relic back-arc basins: Principles of recognition and possible new examples from China[C]//Kleispehn K L, Paola C. Frontiers in Sedimentary Geology-New Perspective in Basin Analysis. New York: Spring-Verlag, 1988: 245-263.

[18]**安徽省地质矿产局. 安徽省岩石地层**[M]. **武汉: 中国地质大学出版社**, 1997: 1-27.

[19]**高联达,刘志刚. 河南信阳群南湾组微体化石的发现及其地质意义**[J]. **地质论评**,1988, 34(5):421-422.

[20]**叶伯丹,许俊文,李志昌,等. 桐柏—大别山地区苏家河群动物化石的发现及其意义**[J]. **中国地质**, 1991, 3: 28-39.

[21]**刘志刚,牛宝贵,任纪舜.信阳群的解体及其大地构造意义**[J].**地质论评**,1992,38(4):293-301.

[22]**刘志刚,富云莲,牛宝贵,等. 大别山北坡苏家河群及原信阳群龟山组变基性杂岩测年及其地质意义**[J]. **科学通报**, 1993, 38(13): 1214-1218.

[23]**金福全,张廷秀,王家文. 河南固始花园墙组时代的新认识**[J]. **地层学杂志**, 1994,18(4): 301-307.

[24]**刘印环,杜凤军,刘振宏,等. 河南省"商城群"中晚奥陶世化石的发现及其意义**[J]. **中国区域地质**, 1995, (2):189.

[25]**刘文灿,王果胜,马文璞. 大别山北麓梅山群的含义、区域对比及时代归属**[J].**中国区域地质**, 1996, (3): 256-259.

[26]**马文璞,刘文灿,王果胜. 梅山群的再定位**[J]. **现代地质**, 1997, 11(1): 95-101.

[27]Suo S, Zhong, Sequence of ductile shear zone in UHP metamorphic province within Dabie massif, China[J]. Journal of China University of Geosciences, 1998, 9(3): 189-195.

[28]Hacker B R, Rutschbacher L, Webb L, et al. Exhumation of ultrahigh-pressure continental crust in east central China:late Triassic-early Jurassic tectonic unroofing[J]. Journal of Geophysical Research, 2000, 105(B6): 339-364.

[29]**汤加富,等.大别山及邻区地质构造特征与形成演化**[M].**北京: 地质出版社**, 2003: 1-266.

[30]Wang Q, Shi Y, Guo J, et al. Exhumation of the Dabie UHP terrane, China[J]. International Geology Review, 2008, 50: 15-31.

[31]Xu Z. Etude tectonique et de la Chaine Paleozoic et Triassique des Qinlings (Chine)[M]. These de doctorat, Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpeuier. 1987.

[32]Okay A I, Xu S, Sengor A M C. Coesite from the Dabie Shan eclogite, central China[J]. Eur. J. Mineral., 1989, 1: 595-598.

[33]Wang X, Liou J G, Mao H. Coesite-bearing eclogites from the Dabie Mountains in central China[J]. Geology, 1989, 17: 1085-1088.

[34]Wang X, Liou J G. Regional ultrahigh pressure coesite-bearing eclogite terrane in central China :evidence from country rocks, gneiss marble, and metapelite[J]. Geology, 1991, 19: 933-936.

[35]Zhang R Y, Liou J G, Wang X, et al. Discovery of coesite from eclogite in Henan, central China and its geological significance [J]. Acta Petrol. Sinica, 1993,9(2): 186-191.

[36]**王晓燕,崔文元,刘树忠,等. 豫南地区含柯石英榴辉岩的发现**[J]. **岩石学报**, 1993, 9(2): 181-185.

[37]Xu S, Okay A I, Ji S, et al. Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implication for tectonic setting[J]. Science, 1992, 256: 80-82.

[38]Xu S, Liu Y, Chen G, et al. New findings of microdiamonds in eclogite from Dabie-Sulu region in China[J]. Chinese Science Bulletin, 2003, 48: 988-994.

[39]Xu S, Liu Y, Chen G, et al. Microdiamonds, their classification and tectonic implications for the host eclogites from Dabie and Su-Lu regions in central eastern China[J].Mineral. Mag.,2005,69(4):509-520.

[40]**刘贻灿,李曙光,徐树桐,等. 北大别片麻岩的超高压变质证据——来自锆石提供的信息**[J]. **岩石学报**,2006,22(7):1827-1832.

[41]Zhang R, Shu J F, Mao H K, et al. Magnetite lamellae in olivine and clinohumite from Dabie UHP ultramafic rocks, central China[J]. American Mineralogist, 1999, 84: 564-569.

[42]Li X P, Zheng Y-F, Wu Y-B, et al. Low-T eclogite in the Dabie

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

Terrane of China: petrological and isotopic constraints on fluid activity and radiometric dating[J]. Contrib. Mineral. Pertol., 2004, 148: 443−470.

[43]Castelli D, Rolfo F, Compagnoni R, et al. Metamorphic veins with kyanite, zoisite and quartz in the Zhu−Jia−Chong eclogite, Dabie Shan, China[J]. The Island Arc, 1998, 7: 159−173.

[44]Schmidt M W, Poli S. The stability of lawsanite and zoisite at high pressure: experiments in CASH to 92 kbar and implications for the presence of hydrous phases in subducted lithosphere[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1994, 124(1/4): 105−118.

[45]Schmidt M W. Lawsonite: upper pressure stability and formation of high density hydrous phases[J]. American Mineralogist, 1995, 80: 1286−1292.

[46]Ma W. The Carboniferous at the northern foot of the Dabie Mountains and its tectonic implications[J]. Acta Geologica Sinica, 1991, 4(3): 237−249.

[47]湖北省地质矿产局. 湖北省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1990: 1−705.

[48]商庆芳,薛松鹤,曹祯.河南西峡信阳群龟山组化石碎屑的发现及其意义[J].河南地质,1992, 10(1):40−46.

[49]河南省地质矿产厅. 河南省岩石地层[M]. 北京: 中国地质大学出版社, 1997: 1−299.

[50]Marsaglia K M. Interarc and backarc basins[C]//Busby C J, Ingersoll R V. Tectonics of Sedimentary Basins. Blackwell Sceince,1995:9−329.

[51]徐树桐,袁学诚,吴维平,等. 大别山黄石−六安反射地震剖面新的地质解释[J]. 地质通报, 2008, 27(1):19−26.

[52]安徽省地质矿产局区域地质调查队. 安徽省地层志(前寒武系分册)[M].合肥: 安徽科学技术出版社,1985: 1−174.

[53]徐树桐,刘贻灿,江来利,等.大别山的构造格局和演化[M].北京: 科学出版社, 1994: 1−174.

[54]Faure M, Lin W, Shu L, et al. Tectonics of the Dabieshan (eastern China) and possible exhumation mechanism of ultra high−pressure rocks[J]. Terra Nova, 1999, 11(6): 251−258.

[55]Turner F J, Verhoogen J. Igneous and Metamorphic Petrology (second edition) [M]. New York: McGRAW −Hill Book Company, 1960: 1−694.

[56]Carmichael I S E, Turner F J, Verhoogen J. Igneous Petrology[M]. New York: McGraw−Hill Book Company, 1974: 1−739.

[57]Jahn B, Liu X, Yui Z−F, et al. High pressure/ultrahigh pressure eclogites from the Hong´an Block, East−central China: Geochemical characterization, isotope disequilibrium and geochronological controversy[J]. Contrib. Mineral. Petrol., 2005, 149: 499−526.

[58]Liu X, Jahn B−M, Liu D−Y, et al. SHRIMP U−P zircon dating of a metagabbro and eclogites from western Dabieshan (Hong´an Block), China[J]. Tectonophysics, 2004, 394: 171−192.

[59]Li S−G, Huang F, Nie Y−H, et al. Geochemical and Geochronological Constraints on the Suture Location between the North and South China blocks in the Dabie Orogen, Central China[J]. Phys. Chem. Earth(A), 2001, 26(9/10): 655−672.

[60]徐树桐,刘贻灿,江来利,等. 大别山造山带的构造几何学和运动学[M].合肥:中国科学技术大学出版社, 2002: 1−133.

[61]游振东,韩郁菁,杨巍然,等.东秦岭大别高压超高压变质带[M].武汉:中国地质大学出版社, 1998: 157.

[62]Hydman W D. Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks[M]. New York:McGraw−Hill Book Company, 1972: 107−108.

[63]Ernst W G, Zhou G, Liou J G, et al. High−pressure and surper−high−pressure metamorphic terranes in the Qinling−Dabie Mountain belt, central China: early−to middle−Phanerozoic accretion of the western Paleo−Pacific rim[J]. Pac. Sci. Assoc. Info. Bull.,1991, 43:6−15.

[64]Zhou G, Liu Y J, Edie E A, et al. High pressure/low temperature metamorphism in northern Hubei Province, central China[J]. J. Metamorph. Geol., 1993, 11:561−574.

[65]Eide E A , Liou J G. High−pressure blue schists and eclogites in Hong´an: a framework for addressing the evolution of high−and ultrahigh−pressure rocks in central China[J]. Lithos, 2000, 52: 1−22.

[66]Nakajima T, Maruyama S, Uchiumi S, et al. Evidence for late Proterozoic subduction from 700−Myr−old blueschists in China[J]. Nature, 1990, 364 (2681):263−265.

[67]Ingersoll R V, Busby C J. Tectonics of sedimentary basins[C]//Busbuy C J, Ingersoll R V. Tectonics of Sedimentary Basins. Blackwell Sceince, 1995:1−29.

[68]Liou J G, Wang X, Coleman R G, et al. Blueschist in major suture zones of China[J]. Tectonics, 1989, 8(3): 609−619.

[69]全国地层委员会.中国区域年代地层(地质年代)表[J].地层学杂志,2005, 20(增刊):645−646.

[70]汤加富,钱存照,高天山. 大别山榴辉岩带浅变质火山−碎屑岩层组合的发现及其地质意义[J]. 安徽地质, 1995, 5(2):29− 36.

[71]Moores E M, Twiss R J. Tectonics[M]. Freeman and Company, 1995: 1−415.

[72]Xu S, Wu W, Xiao W, et al. Moissanite in serpentinite from the Dabie Mountains in China[J]. Mineralogical Magazine, 2008, 72(4): 899−908.

[73]荆延仁,汤家富,高天山,等. 安徽宿松天蓝石的矿物学研究[J].科学通报, 1995, 40(23):2163−2167.

[74]刘雅琴,胡克.中国中部高铝质超高压变质岩[J]. 岩石学报, 1999,15(4):548−556.

[75]Hsü K J. Thin−skinned plate−tectonic model for collision−type orogenesis[J]. Science in China, 1981, 4(1) :100−110.

[76]徐树桐,吴维平,刘贻灿,等. 大别山的变质碰撞混杂岩[J].地质力学学报, 2008, 44(1): 1−21.

[77]Liu X, Wei C, Li S, et al. Thermobaric structure of a traverse across western Dabieshan: implications for collision tectonics between the Sino−Korean and Yangtze Cratons[J]. J. Metamorphic Geology, 2004, 22: 361−379.

① 河南省地质局.区域地质调查报告(1:20 万商城幅、信阳幅).1980.

② 河南省地质矿产厅, 河南省地质矿产勘查开发局, 河南省地质学会. 河南省地质矿产图(1:100 万)及说明.河南省地质学会, 1996: 1−10.

③ 安徽省地质局.区域地质调查报告(1:20 万六安幅、岳西幅).1974.

④ 安徽省地质矿产局.小池幅地质图说明书(1:5 万).1996.

⑤ 李立新.宿松变质磷矿.安徽省地质矿产局,1988:142.

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net