中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 10 期: 2112 ~ 2129
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

郯庐断裂带张八岭隆起段变质岩的原岩时代与变形机制

赵田*, 朱光, 林少泽, 严乐佳, 姜芹芹

合肥工业大学资源与环境工程学院, 合肥 230009
* E-mail: zhaotian323@163.com

收稿日期: 2013-08-30; 接受日期: 2013-12-25; 网络版发表日期: 2014-09-23
国家自然科学基金项目(批准号: 41072162, 91214301)资助

摘要 郯庐断裂带张八岭隆起段变质岩的原岩时代与印支期变形机制一直是没有解决的重要问题. 本研究通过 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年, 获得了张八岭隆起上绿片岩相张八岭群变火山岩的原岩时代为 754~753 Ma, 角闪岩相肥东杂岩的原岩时代为 800~745 Ma, 皆属于扬子板块初始盖层发育阶段的产物. 其时代与变质特征反映不是来自大别造山带. 区内张八岭群与下震旦统印支期构造呈现为上盘向南南西运动的平缓韧性滑脱构造, 而下部肥东杂岩以韧性域 NEE-SWW 向斜歪褶皱为特征. 综合分析表明, 印支期左行平移的郯庐断裂带目前隐伏于西侧的合肥盆地之下, 张八岭隆起为其旁侧的平移块体. 这一平移块体运动中, 上部刚性层与下部韧性层之间的滑脱变形导致了平缓韧性滑脱层的形成, 而滑脱层之下转变为韧性域的牵引褶皱变形带. 对于郯庐断裂带张八岭隆起段原岩时代和印支期走滑变形规律的深入理解, 一方面验证了该断裂带以左行平移方式起源于华北与扬子板块的陆-陆碰撞之中, 另一方面支持这两大板块是以嵌合式汇聚, 郯庐断裂带当时是斜向汇聚边界.

关键词
郯庐断裂带
张八岭隆起
张八岭群
肥东杂岩
锆石定年
变形机制

郯庐断裂带张八岭隆起段位于大别造山带与苏鲁造山带之间的扬子板块西缘. 其北段出露低级变质的张八岭群, 而南段主要出露高级变质的肥东杂岩(曾称为肥东群). 探究这两套变质岩的原岩时代和变形机制对于理解郯庐断裂带的起源及印支期扬子与华北板块的汇聚过程具有重要的意义.

张八岭隆起上出露的张八岭群和肥东杂岩长期被当作扬子板块的变质基底, 但是其原岩时代一直没有解决. 早期认为张八岭群为扬子板块上中元古代变质基底(安徽省地质矿产局, 1987). 多数学者(孙竞雄, 1991; 汤加富等, 2002a)将张八岭群同大别-苏鲁造山带南缘低温高压变质岩进行对比, 认为其分别对应红安群与海州群云台组. 张德宝等(1995)在张八岭群下部西冷组变火山岩中测得单颗粒锆石 Pb-Pb 同位素年龄值为(927±24)~(975±31) Ma, 认为其属于新元古代早期岩石. 传统认为肥东杂岩为扬子板块古元古代变质基底(安徽省地质矿产局, 1987). 一些学者(Xu 等, 1987; 孙竞雄, 1991; 汤加富等, 2002a)将其同大别-苏鲁造山带南缘的宿松群与海州群锦屏组进行对比. 葛宁洁等(1993)通过肥东杂岩正变质岩内

中文引用格式: 赵田, 朱光, 林少泽, 等. 2014. 郯庐断裂带张八岭隆起段变质岩的原岩时代与变形机制. 中国科学: 地球科学, 44: 2112–2129
英文引用格式: Zhao T, Zhu G, Lin S Z, et al. 2014. Protolith ages and deformation mechanism of metamorphic rocks in the Zhangbaling uplift segment of the Tan-Lu Fault Zone. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-014-4959-4

锆石 U-Pb 法定年, 获得其上交点年龄为(1995±102) Ma, 下交点年龄为(688±30) Ma, 并解释前者代表了古元古代原岩年龄, 而后者代表晋宁运动的变质时代. 但汤加富等(2002a)通过综合对比分析, 主张肥东杂岩的原岩时代为新元古代.

关于张八岭隆起的早期变形机制, 虽然开展过长期的研究, 但仍存在着较大的认识上分歧, 直接影响到对郯庐断裂带起源方式的认识. 张八岭隆起北段的韧性构造以平缓的面理和近南北向平缓线理为特征. 从其中获得的一系列白云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄值为 245~236 Ma(李曙光等, 1993; 陈宣华等, 2000; Zhang 等, 2007), 指示为印支期变形的产物. 关于它的变形机制却存在着不同的认识, 包括走滑韧性剪切带(徐嘉炜等, 1984)、低角度韧性推覆构造(徐树桐等, 1985, 1987; 沈修志等, 1993; Zhang, 1997; 张永军和黄钟瑾, 1998; 鲁如魁等, 2004)、基底与盖层间的韧性滑脱构造(许志琴, 1987)、伸展拆离剪切带(Lin 等, 2005)及走滑剪切带旁侧的韧性滑脱带(Zhang 等, 2007)等观点. 张八岭隆起南段广泛被晚侏罗世左行走滑韧性剪切带所叠加(Zhu 等, 2005, 2010), 仅其南部走滑剪切带之间保留有早期的变形构造. 对于这些早期构造的研究程度仍不高, Lin 等(2005)推测它们经历过类似大别造山带的早阶段深俯冲与晚阶段伸展折返. 关于郯庐断裂带张八岭隆起段的成因, 也存在不同的认识. 一些学者认为该隆起带上变质岩是郯庐断裂带错开大别-苏鲁造山带中残留的造山带岩片(Xu 等, 1987; Xu 和 Zhu, 1994). 也有学者主张它们是扬子板块原始斜向边界上印支期造山中的变质隆起带(汤加富和许卫, 2002b). 还有学者认为它们是扬子与华北板块斜向汇聚边界上的走滑变形带(Zhang 等, 2007).

综上所述, 关于张八岭隆起变质岩的原岩时代与早期构造变形机制等重要问题仍然存在着很大争论. 本文对该隆起带上的变质岩进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年, 系统的分析了其早期变形规律, 总结了旁侧的前陆构造变形特征, 为认识郯庐断裂带的起源方式提供了重要的信息.

1 区域地质概况

沿下扬子地区扬子板块西缘展布的郯庐断裂带张八岭隆起段(图 1), 呈北北东向延伸, 长约 150 km. 张八岭隆起因广泛出露张八岭群与肥东杂岩变质岩而得名. 该隆起带西侧为华北板块上的合肥盆地, 两者之间为晚期西倾的郯庐脆性正断层所分割. 而其东侧为下扬子前陆变形带, 东北部为苏北盆地.

张八岭群主要出露在张八岭隆起北段(图 2)及南段肥东杂岩东侧局部, 自下而上分为西冷组和北将军组. 西冷组主要是一套变中-酸性火山岩, 原岩主要为流纹岩、安山岩与凝灰岩, 夹泥质岩. 其代表性矿物组合为长石+石英+白云母±绿帘石±镁钠闪石, 变质程度为中-高绿片岩相(Liou 等, 1992; 荆延仁等, 1996; Zhang 等, 2007). 北将军组主要是浅变质的碎屑岩, 主要岩石类型为千枚岩与浅变质砂岩, 岩性上可与东侧下震旦统对比, 变质程度为低绿片岩相. Zhang 等(2007)将西冷组自下而上划分为白云母片岩段(ZH-L)、长石石英片岩段(ZH-M)和含镁钠闪石片岩段(ZH-U), 而北将军组主要为绿泥绿帘片岩段(ZH-H), 并指出他们的变质程度由下而上依次降低(图 2).

肥东杂岩皆出露于张八岭隆起南段(图 3), 包括高级变质的正变质岩和副变质岩. 正变质岩主要为黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩、斜长角闪岩、角闪岩及侵入其中的变形变质岩体(如本次定年的董岗、火龙山岩体). 副变质岩主要为白云石大理岩与云母片岩等. 其岩石类型与矿物组合指示变质程度为低-中角闪岩相(荆延仁等, 1991; Zhang 等, 2007; 石永红等, 2009). 肥东杂岩岩石单元可划分为浮槎山岩段、大横山岩段、含大理岩的双山岩段及桥头集岩段.

区内张八岭群东侧上覆震旦系, 两者产状相近(图 2), 变质程度自下而上逐渐降低, 至震旦系上部已不显示区域变质现象. 下震旦统(周岗组与苏家湾组)变质程度为低绿片岩相, 主要岩石类型为千枚岩、含砾千枚岩及浅变质砂岩, 其中苏家湾组含砾千枚岩的原岩为冰碛岩(安徽省地质矿产局, 1987). 区内上震旦统(陡山沱组与灯影组)主要为灰岩、白云质灰岩及白云岩. 震旦系之上出露寒武系及奥陶系, 主要为碳酸盐岩.

继张八岭隆起早期变形之后, 晚侏罗世经历了郯庐断裂带的左行平移运动, 在南段肥东杂岩内叠加了多条北北东向韧性走滑剪切带(Zhu 等, 2005, 2010), 而北段张八岭群因当时出露层次较浅仅局部叠加出现一些 NNE 向脆性左行平移断层. 早白垩世开始郯庐断裂带在整个中国东部伸展背景下转变为

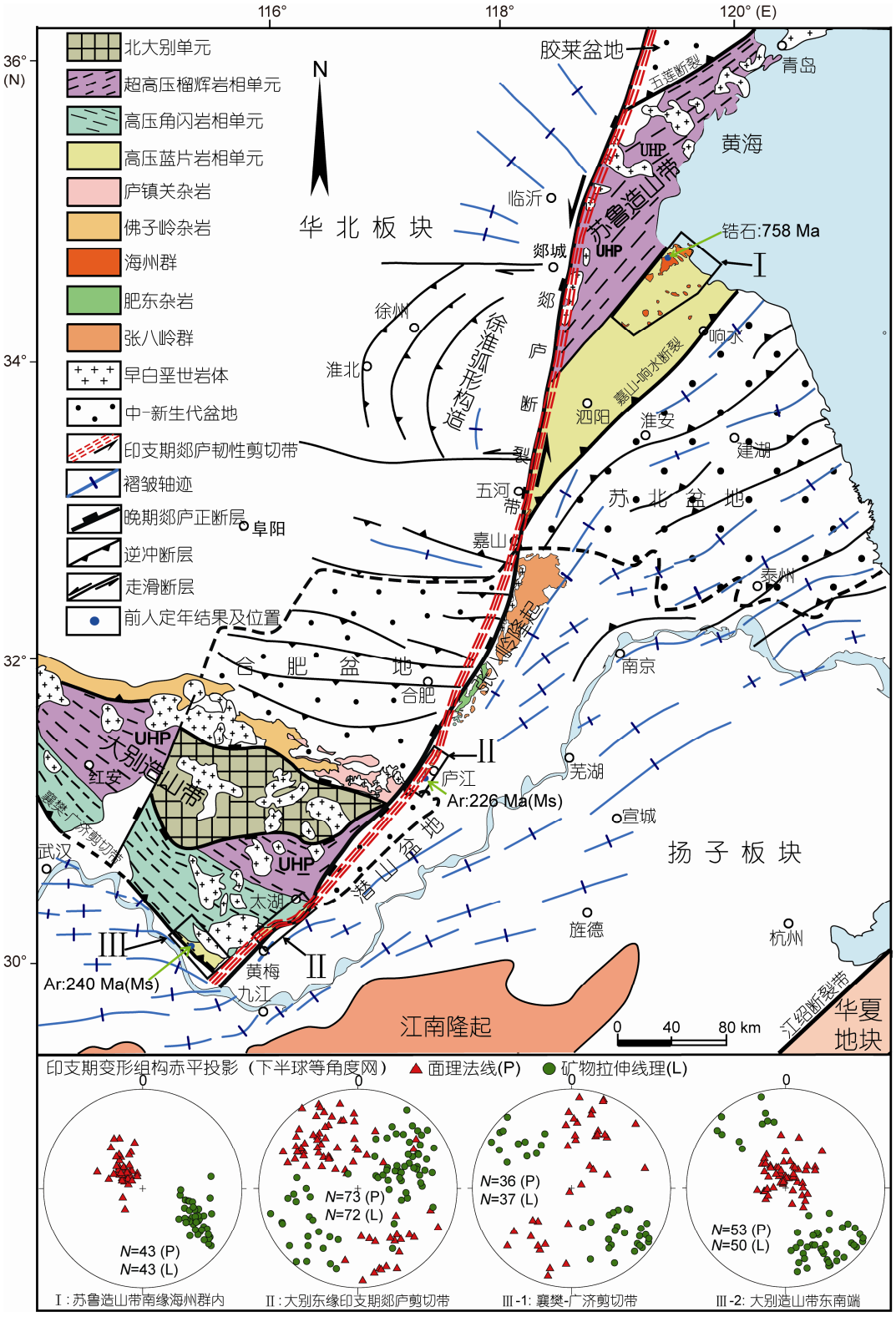

图 1　郯庐断裂带南段及周边印支期构造简图

苏北盆地资料据江苏油田

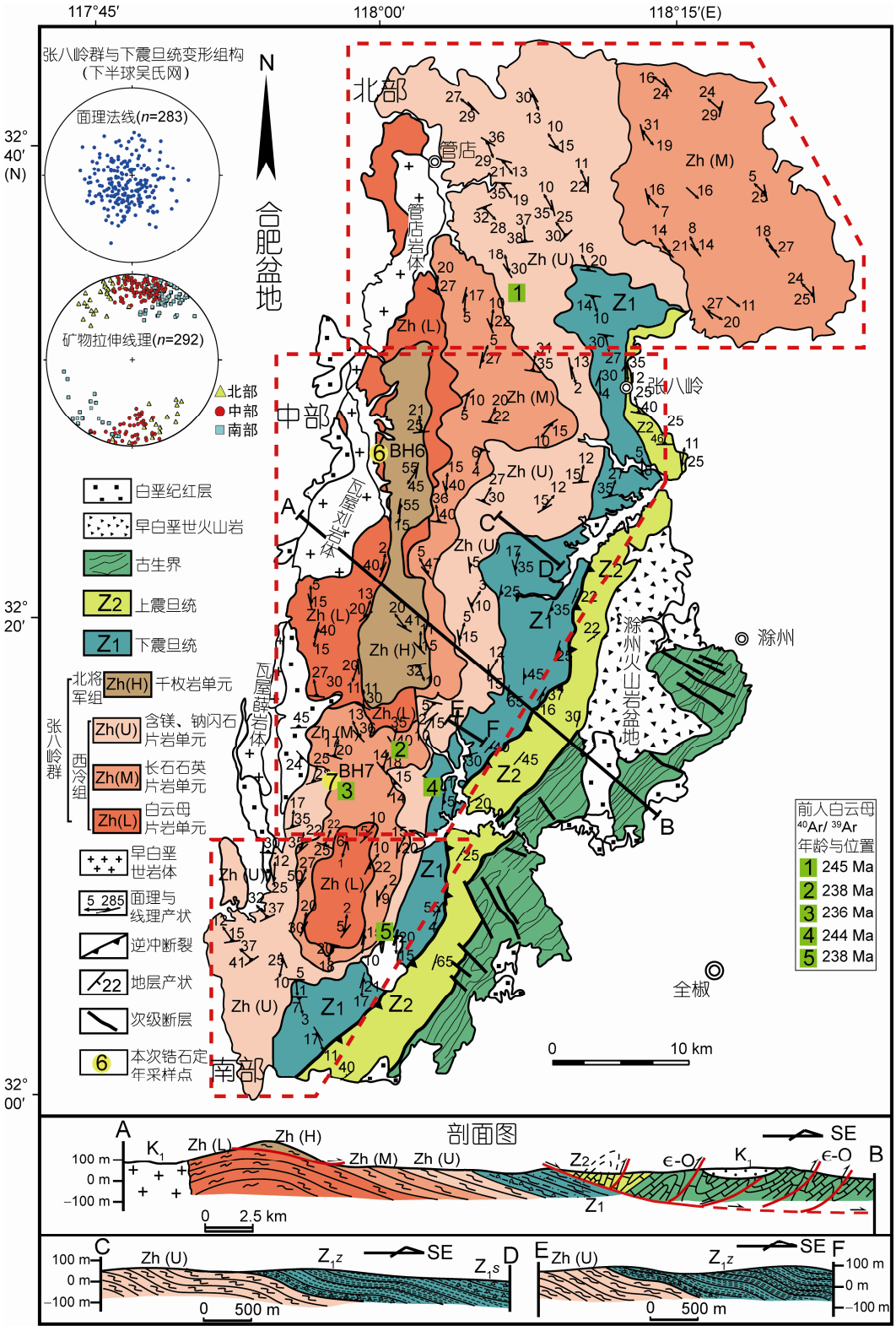

图 2　张八岭隆起北段构造平、剖面图及变形组构赤平投影图

据 Zhang 等(2007)修改

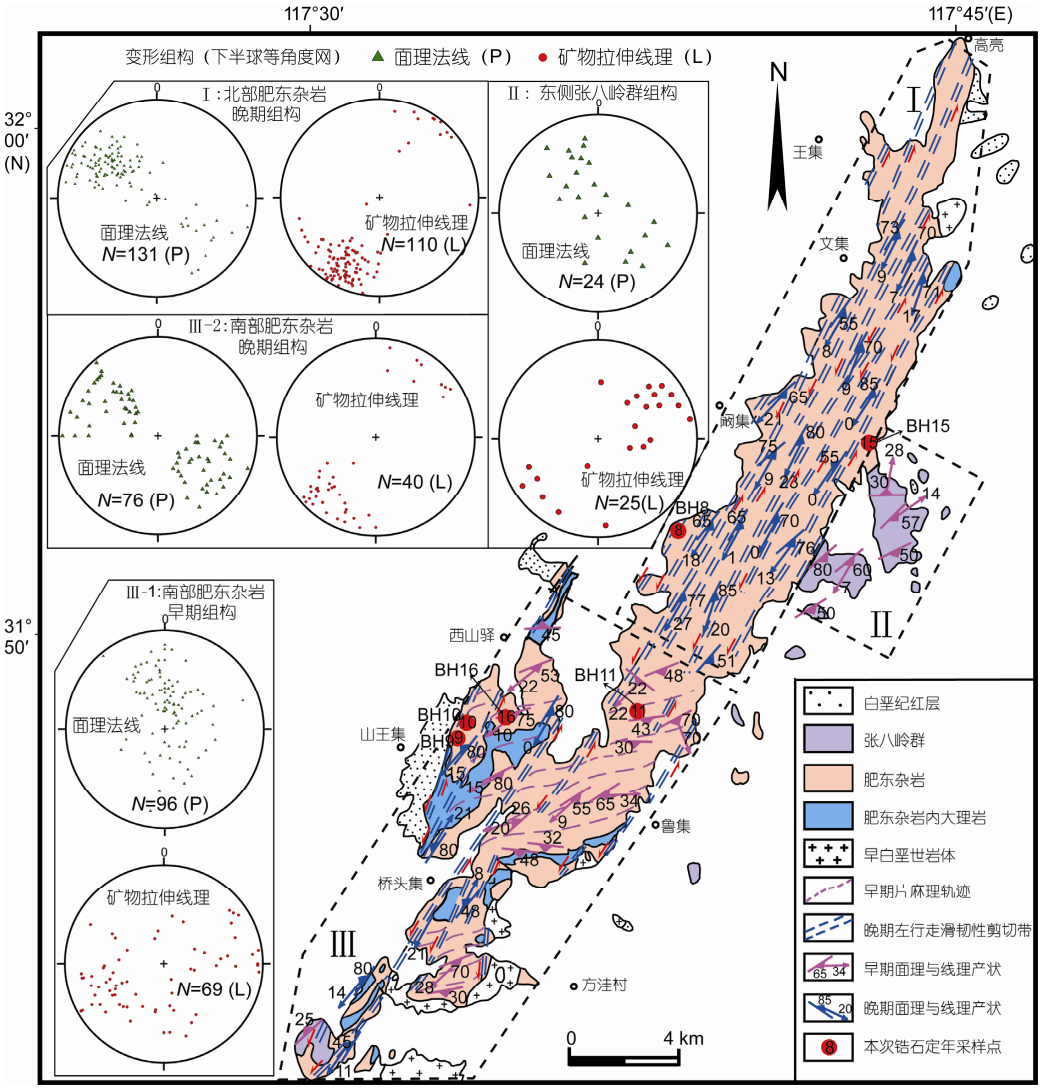

图 3　张八岭隆起南段构造图及变形组构赤平投影图

伸展活动(Zhu 等, 2010, 2012), 控制了西侧合肥盆地的形成及其北段东侧滁州早白垩世火山岩盆地与西缘的早白垩世管店、瓦屋刘与瓦屋薛岩体的侵位(牛漫兰等, 2005; 谢成龙等, 2007, 2009; 马芳和薛怀民, 2011). 在此伸展活动中, 张八岭隆起西缘为大型 NNE 走向、西倾的正断层所切割, 其上盘为合肥盆地.

2　变质岩 U-Pb 锆石定年

2.1　样品简介

为了获得张八岭隆起上变质岩的原岩时代, 本次工作在其北段张八岭群及南段肥东杂岩内共采集了 8 个样品进行 U-Pb 锆石定年. 北段张八岭群内采集了 2 处的变火山岩样品(图 2), 岩性分别为白云母长石石英片岩(BH6)及长石石英片岩(BH7). 这两个样品分别属于张八岭群西冷组下段(BH6)与中段(BH7). 南段肥东杂岩内所采集的 6 个高级变质岩样品(图 3)分别为大横山岩段内的 3 个变形变质董岗岩体样品(BH9, BH10 和 BH16, 糜棱岩化花岗片麻岩)、1 个变形变质火龙山岩体样品(BH11, 二长花岗片麻岩)、1 个浮槎山岩段内的黑云母花岗片麻岩样品(BH8)及 1 个大横山岩段内的花岗片麻岩样品(BH15). 董岗与火龙山岩体与其围岩(其他肥东杂岩)显示相

似的变形组构与变质程度. 除火龙山岩体样品仍保留着早期变形组构, 其他 4 个肥东杂岩样品皆受到晚期NNE向走滑韧性剪切带影响而发生了糜棱岩化(表 1). 具体的样品特征与显微镜下鉴定结果见表 1.

2.2 分析方法

对所采集的变质岩新鲜样品进行浮选、电磁选等方法分选出单颗粒锆石后, 在双目显微镜下手工挑选出晶型较完整的锆石颗粒制成环氧树脂样品耙. 然后抛光至锆石内部形态暴露, 进行背散射照相. 制靶、抛光、照相及锆石 U-Pb 同位素分析均在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产国家重点实验室完成的. 锆石原位 U-Pb 同位素和微量元素分析采用激光剥蚀电感耦合等离子体质谱仪(LA-ICP-MS). 所使用的 ICP-MS 为 Agilent 7500a, 激光剥蚀系统为配备有 193 nm 激光器的 GeoLas 2005. 分析所采用的激光剥蚀斑束直径为 32 μm, 并用国际标样 91500 作为外标, 元素含量采用 NIST SRM 610 作为外标, ^{29}Si 作为内标元素进行校正. 具体分析流程及仪器参数见文献 Yuan 等(2004). 锆石测定点的同位素比值、U-Pb 表面年龄和元素含量计算采用 ICP-Ms DataCal 6.2 程序计算(Liu 等, 2010), 并且采用 Andersen (2002)的方法进行普通铅校正. 锆石年龄的计算机锆石图的编制采用 Isoplot(3.0 版)完成.

根据锆石的双目显微镜下观察、背散射图像及阴极发光特征(图 4), 本次所测试的张八岭群及肥东杂岩内的锆石除 BH15 外均为岩浆锆石(图 4). 双目显微镜下观察表明, 这些锆石自形程度较高, 多数呈柱状、四方双锥状, 少数也存在被破坏的、不规则形状, 长短轴比为 1∶1~3∶1. 他们基本为无色透明或半透明, 略带淡黄色. 在 CL 图像上, 这些锆石呈核-幔结构, 具有黑白相间的岩浆振荡环带及所包裹的核. 其中 BH8, BH9, BH10 及 BH16 样品中部分锆石还发育有变质增生边结构(图 4), 但增生边较窄, 一般不超过 10 μm. BH15 锆石(图 4)晶体较大, 长短轴比为 1∶1~2∶1, 为核-幔结构, 核部呈现为岩浆锆石的振荡环带, 颜色较深, 而幔部为变质生长边, 颜色较浅.

2.3 定年结果

本次所测锆石的 U 与 Th 含量、Th/U 比值及年龄值见网络版附表 1(http://earth.scichina.com), 锆石 U-Pb 年龄谐和图见图 5. 所分析锆石除 BH15 外均为高 U, Th 含量, Th/U 比值较高, 基本都大于 0.6, 集中分布在 1.0 附近, 均指示为岩浆锆石. BH15 的 U, Th 含量相对较低, Th/U 比值较低, 分布在 0.1~0.3.

采自张八岭群的 BH6 样品(图 5(a)), 其全部 24 个分析点锆石的 U-Pb 年龄值介于(709±6)~(837±5) Ma. 它们仅有 1 个点远离锆石谐和线, 其他 23 个分析点年龄介于(709±6)~(837±5) Ma. 该样品存在两处年龄集中区域, 一处 5 个分析点的 ^{206}Pb/^{238}U 加权平均年龄值为(803.6±5.6) Ma(MSWD=0.41), 另一处 11

表 1 张八岭隆起变质岩 LA-ICPMS 锆石定年样品描述 [a)]

点号	地理位置	样品类型	岩石类型	面理/线理	主要矿物组合	原岩年龄(Ma)
BH6	32°27′33.1″N 118°01′45.5″E	张八岭群 西冷组下段	白云母长石石英片岩	251°∠28°/204°∠22°	Qz+Fel+Ms	752.5±3.2
BH7	32°14′47.0″N 117°56′38.9″E	张八岭群 西冷组中段	长石石英片岩	28°∠24°/21°∠24°	Qz+Fel+Ms	753.9±2.4
BH8	31°51′00″N 117°38′37.9″E	肥东杂岩 浮槎山岩段	糜棱岩化 黑云母花岗片麻岩	317°∠40°/234°∠18°	Qz+Fel+Bi	746.0±8.8
BH9	31°47′43.3″N 117°33′21.5″E	肥东杂岩内 董岗岩体	糜棱岩化 花岗片麻岩	319°∠74°/221°∠22°	Qz+Fel+Ms	744.8±4.7
BH10	31°48′3.3″N 117°33′43.1″E	肥东杂岩内 董岗岩体	糜棱岩化 花岗片麻岩	139°∠82°/229°∠13°	Qz+Fel+Ms	800.0±3.1
BH16	31°48′23.2″N 117°34′30.3″E	肥东杂岩内 董岗岩体	糜棱岩化 花岗片麻岩	335°∠70°/225°∠23°	Qz+Fel+Ms	766.8±5.2
BH11	31°4840.9″N 117°37′37.4″E	肥东杂岩内 火龙山岩体	二长花岗片麻岩	193°∠42°/243°∠27°	Fel+Qz+Bi	750.5±5.6
BH15	31°53′50.3″N 117°42′41.4″E	肥东杂岩内 大横山岩段	花岗片麻岩	120°∠35°/200°∠5°	Fel+Qz+Bi	上交点: 2337±21 下交点: 242±26

a) Qz, 石英; Fel, 长石; Bi, 黑云母; Ms, 白云母



图 4　张八岭隆起变质岩部分锆石阴极发光图像及年龄值

个分析点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄值为(752.5±3.2) Ma(MSWD=0.3). 本文解释后者代表了原岩年龄, 前者代表了捕获锆石记录的早期岩浆事件, 而少数(709±6)~(729±6) Ma 较年轻年龄值可能为后期热事件影响

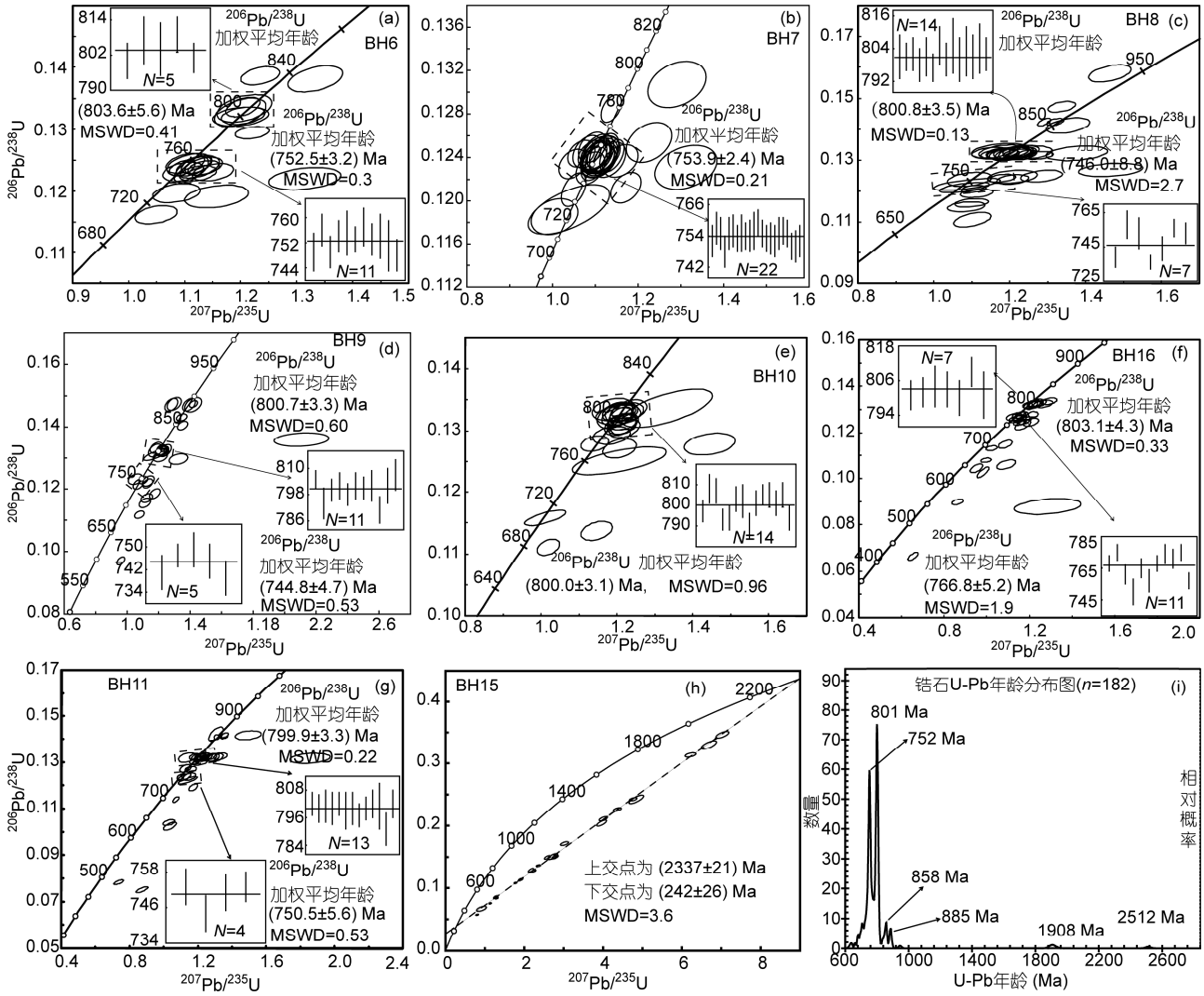

图 5　锆石 U-Pb 年龄谐和图及全部 U-Pb 锆石年龄分布图

结果.

所分析的张八岭群 BH7 样品(图 5(b)), 其全部 31 个分析点锆石 U-Pb 年龄值介于(722±6)~(792±8) Ma. 其中的 2 个点远离锆石谐和线, 其余 29 个谐和线附近分析点的年龄值为(722±6)~(792±8) Ma, 唯一的年龄集中区域内 22 个分析点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为(753.9±2.4) Ma(MSWD=0.21). 本文解释这一加权平均年龄值代表了原岩年龄, 而少数(722±6)~(738±5) Ma 较年轻年龄值可能为后期热事件的影响结果.

采自肥东杂岩浮槎山岩段片麻岩的 BH8 样品(图 5(c)), 其全部 36 个分析点锆石 U-Pb 年龄值为(677±5)~(1921±19) Ma. 其中的 5 个点远离锆石谐和线, 还有 3 个点为异常老的捕获锆石年龄((1921±19), (1905±21)及(1899±17) Ma), 其余 31 个谐和线附近分析点年龄值介于(702±6)~(946±10) Ma. 该样品存在两处年龄集中区域, 其中一处 14 个分析点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄值为(800.8±3.5) Ma(MSWD=0.13), 另一处 7 个分析点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄值为(746.0±8.8) Ma(MSWD=2.7). 本文解释(746.0±8.8) Ma 这一较年轻加权平均年龄值为原岩年龄, 另一较老加权平均年龄值为捕获锆石记录的早期事件, 而少数(702±2)及(709±5) Ma 较年轻年龄值可能为后期热事件影响结果.

所测试的肥东杂岩内董岗岩体 BH9 样品(图

5(d)), 其全部 30 个分析点锆石 U-Pb 年龄值介于(597±5)~(887±8) Ma. 其中 2 个点远离锆石谐和线, 而其他 28 个谐和线附近分析点年龄值为(683±4)~(837±5) Ma. 该样品存在两处年龄集中区域, 其中一处 11 个分析点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄值为(800.7±3.3) Ma(MSWD=0.6), 另一处 5 个分析点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄值为(744.8±4.7) Ma. 本文解释后者代表了该岩体的岩浆结晶年龄, 前者代表了捕获锆石记录的早期岩浆事件, 而少数(683±4)~(739±6) Ma 较年轻的年龄值可能为后期热事件影响结果. 另一处董岗岩体 BH10 样品(图 5(e)), 其 20 个谐和线附近分析点的年龄值介于(679±5)~(808±7) Ma, 唯一年龄集中区域 14 个分析点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄值为(800.0±3.1) Ma(MSWD=0.96). 本文解释该加权平均年龄值代表了岩体侵位时代. 还有一处董岗岩体 BH16 样品(图 5(f)), 其 25 个谐和线附近分析点的年龄值为(651±8)~(811±15) Ma. 该样品存在两处年龄集中区域, 其中一处 7 个分析点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄值为(803.1±4.3) Ma(MSWD=0.33), 另一处 11 个分析点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄值为(766.8±5.2) Ma(MSWD=1.9). 本文解释后者代表了岩体侵位年龄, 前者代表了捕获锆石记录的早期岩浆事件.

采自肥东杂岩内火龙山岩体的 BH11 样品(图 5(g)), 其全部 33 个分析点锆石 U-Pb 年龄值介于(487±4)~(2512±16) Ma. 其中 8 个点远离锆石谐和线, 1 个点为异常老的捕获锆石年龄((2512±16) Ma), 其余 24 个谐和线附近分析点的年龄值介于(696±5)~(855±7) Ma. 这一样品存在两处年龄集中区域, 一处 13 个分析点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄值为(799.9±3.3) Ma(MSWD=0.22), 另一处 4 个分析点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄值为(750.5±5.6) Ma(MSWD=0.53). 本文解释后者((750.5±5.6) Ma)为原岩年龄, 另一较老年龄值为捕获锆石记录的早期事件, 而少数(696±5)~(726±6) Ma 较年轻年龄值可能为后期的热事件影响的结果.

采自肥东杂岩内大横山岩段的 BH15 样品(图 5(h)), 其全部 22 个分析点皆远离锆石谐和线, 但均分布于一条不一致线附近. 其上交点年龄为(2337±21) Ma, 下交点年龄为(242±26) Ma. 本文解释前者代表原岩年龄, 后者代表了印支期变质事件的年龄.

本次用于定年的张八岭群与肥东杂岩样品皆为正变质岩, 而所测试的锆石除 BH15 外皆为岩浆锆石, 从而有效地限定了这些变质岩的原岩时代. 两个张八岭群西冷组的定年样品分别采自其下段(BH6)与中段(BH7), 给出的原岩年龄分别为(752.5±3.2) Ma(BH6)和(753.9±2.4) Ma(BH7), 两者在误差范围内一致. 这表明张八岭群西冷组变火山岩的原岩时代为 754~753 Ma(新元古代中期), 而不是过去认为的中元古代或新元古代早期.

从肥东杂岩浮槎山岩段黑云母花岗片麻岩中获得的原岩年龄为(746.0±8.8) Ma(BH8), 也属新元古代中期. 对于侵入于肥东杂岩内变形变质的董岗岩体, 其三处样品给出的岩浆侵位年龄分别为(800.0±3.1) Ma(BH10), (766.8±5.2) Ma(BH16)和(744.8±4.7) Ma(BH9), 皆属于新元古代中期. 显然, 董岗岩体是一复式岩体, 至少经历过三期岩浆侵位. 变形变质的火龙山岩体给出的侵位年龄为(750.5±5.6) Ma(BH11), 与董岗岩体最晚一期侵位时代一致. 大横山岩段的花岗片麻岩(BH15)给出了印支期变质事件的年龄. 由此可见, 肥东杂岩内正变质岩的原岩时代为 800~745 Ma, 主要是 800 和 750 Ma 两期岩浆活动的产物. 而这第二期岩浆活动与北段张八岭群西冷组火山喷发时间是一致的. 本次定年结果显示, 虽然肥东杂岩的变质程度(角闪岩相)明显高于张八岭群(绿片岩相), 但两者的原岩时代是相近的. BH15 样品的定年结果显示, 肥东杂岩的变质作用发生在 242 Ma.

3 张八岭隆起变形特征

3.1 北段变形特征

张八岭隆起北段主体出露西冷组, 其各岩性段呈南北向宽缓的背形展布(图 2). 北将军组仅在隆起中部呈南北向窄条带残留(图 2). 北段东缘西冷组之上连续出露了震旦系与寒武-奥陶系(图 2). 由于张八岭隆起北段在郯庐断裂带晚侏罗世左行平移中处于较浅层次的脆性域, 仅局部叠加脆性平移断层, 从而较好地保留了早期变形构造.

北段以变火山岩为主的西冷组, 糜棱岩化现象常见(图 6(a)), 多为绿片岩相变质, 成分层与面理产状广泛平行, 显示高应变带特征. 北段的张八岭群以平缓的面理为特征, 面理倾角以小于 30°居多, 倾向多变(图 2). 其中矿物拉伸线理近水平, 南部为北北东向, 中部为南北向, 而北部为北北西-南南东向(图 2). 这种变化可能是向北接近苏鲁造山带而发生的改

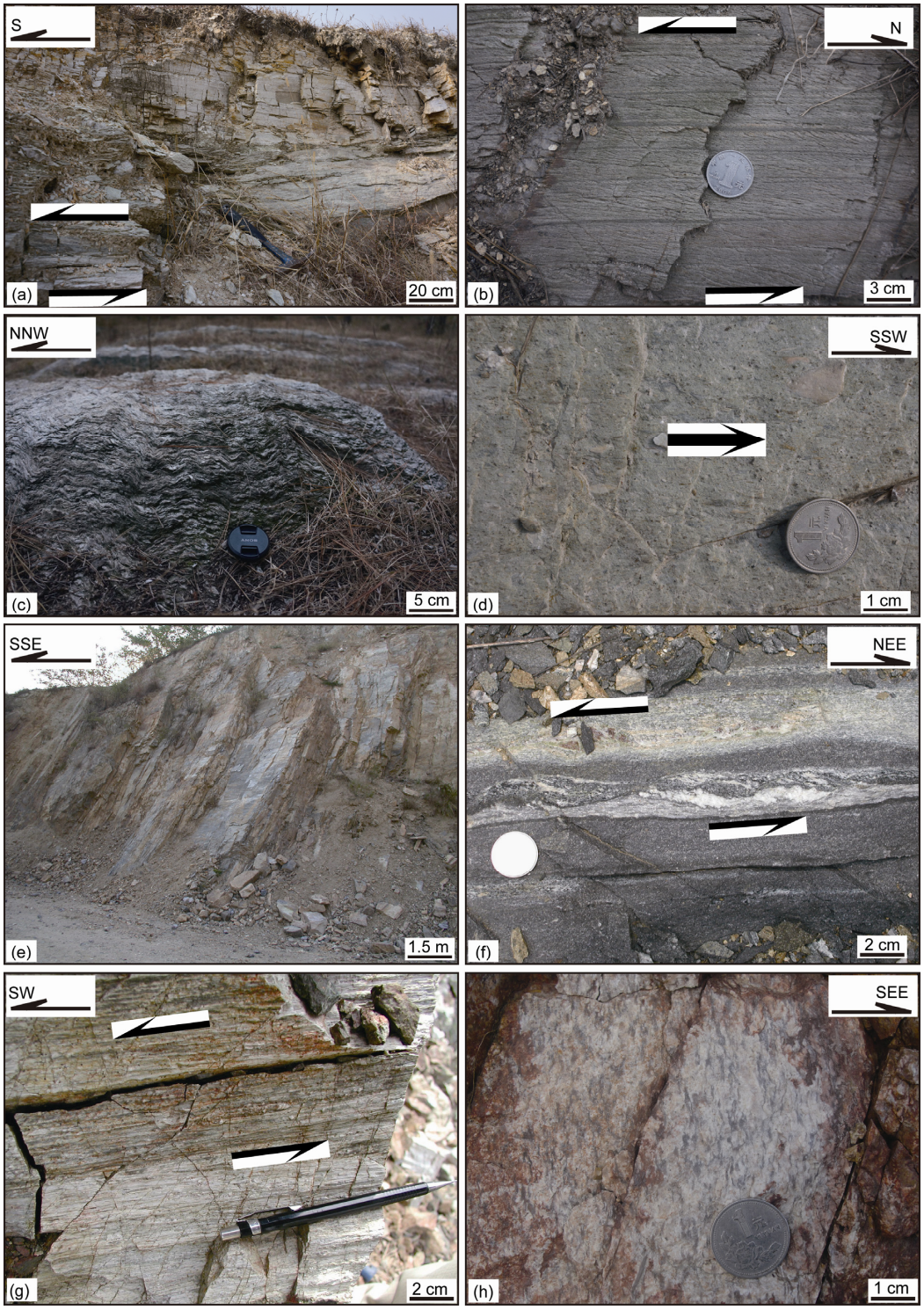

图 6　张八岭隆起变形构造野外照片

(a) 北段张八岭群呈平缓的糜棱岩带; (b) 北段张八岭群平缓的面理及 S-C 组构指示上盘向南的运动; (c) 北段张八岭群膝折构造; (d) 北段下震旦统苏家湾组含砾千枚岩(俯拍), 显示拉长的砾石指示上盘向南南西运动; (e) 南段中部肥东杂岩内晚期(晚侏罗世)陡立的左行走滑韧性剪切带; (f) 南段南部肥东杂岩内斜长角闪岩早期变形的(俯拍)S-C 组构指示左行剪切; (g) 南段南部肥东杂岩内强烈面理化大理岩(俯拍), S-C 组构指示左行剪切; (h) 南段肥东杂岩内糜棱岩化的董岗岩体(BH9 样品)

变. 张八岭群变形的另一个特征是常见膝折(图 6(c))与石英脉或张裂口. 膝折使面理发生尖棱状褶皱, 褶皱轴垂直于矿物拉伸线理, 而轴面的倒伏方向与剪切方向相吻合, 指示为递进变形晚阶段的产物. 石英脉或张裂口皆垂直于矿物拉伸线理, 其形成后的递进旋转与剪切方向相吻合, 也代表了晚阶段的变形产物. 这些膝折、石英脉或张裂口的广泛存在指示晚阶段已进入脆-韧性转化域的变形, 早阶段的变形层次应属于韧性域上部. 张八岭群内的 S-C 组构(图 6(b))、长石残斑拖尾、小型剪切褶皱、旋转的石英脉等剪切指向标志, 均指示上盘向 S, SSW 或 SSE 运动. 这与侯明金等(2004)及 Zhang 等(2007)的研究成果一致. 由此可见, 张八岭隆起北段主体出露的西冷组构造上表现为上盘向 SSW 运动的平缓韧性滑脱带构造.

北段张八岭群西冷组东侧上覆浅变质的下震旦统(周岗组与苏家湾组), 两者成分层平行(图 2), 变形组构相似, 只是变质程度向上递减. 下震旦统主要是千枚岩与含砾千枚岩, 夹浅变质砾岩, 地层产状平缓. 这套浅变质的地层呈现为平缓、倾向多变的面理, 矿物拉伸线理(包括拉长砾石, 图 6(d))一致为平缓的 NNE-SSW 向. 其中的各类运动学指向标志同样指示上盘向 SSW 运动, 与张八岭群完全一致. 值得指出的是, 张八岭隆起中部残留的北将军组, 不但岩性上与下震旦统一致, 变形特征上也相似, 同样是与下伏西冷组一同卷入低角度韧性滑脱变形.

张八岭隆起北段东侧的上震旦统与寒武-奥陶系(图 2), 岩性上主要为灰岩与白云岩, 为不变质的正常扬子板块盖层. 他们呈现为 NE-SW 向紧闭斜歪(局部倒转)褶皱, 轴面向 SE 倒伏, 内部常见 NE-SE 向、向 NW 倾的纵向逆断层. 这套强烈褶皱、陡倾的碳酸岩与下伏平缓的下震旦统接触带为平缓的构造滑动带.

3.2 南段变形特征

张八岭隆起南段主体出露高级变质的肥东杂岩, 仅在其中部东侧与南缘局部上覆张八岭群(图 3). 在郯庐断裂带晚侏罗世左行平移中, 南段北部层次较深, 叠加了密集的 NNE 向韧性剪切带(图 6(e)), 其中的早期组构被完全置换(Zhu 等, 2005, 2010)(图 3-Ⅰ). 而南部因当时层次相对较浅, 在晚侏罗世稀疏的 NNE 向左行走滑韧性剪切带之间仍残留有早期组构(图 3-Ⅲ), 从而为了解南段早期变形提供了条件.

肥东杂岩内变形面理普遍平行于成分层. 南段南部各岩性段产状的空间变化, 特别是其中大理岩标志层(图 6(g)), 很好地显示了早期构造及其被晚期剪切带的改造现象(图 7). 这些岩性条带(包括大理岩标志层)随着远离晚期剪切带而呈 NEE 走向(图 6(f)), 而接近晚期左行走滑剪切带时逐渐转变为 NE-NNE 走向, 指示早期构造的优势走向为 NEE 向或近东西向, 但倾角是多变的. 通过对这些早期变形组构的系统测量(图 3-Ⅲ), 发现其面理优势走向为 NEE-SWW, 倾向 NNW 或 SSE(后者居多), 倾角多为 30°~70°. 其中的矿物拉伸线理多为走向线理, 呈 NEE-SWW 平缓状产出, 以向 SWW 缓倾居多(图 7). 这些早期变形构造内的 S-C 组构(图 6(g))、残斑拖尾(图 6(f))、不对称褶皱等多指示左行走滑. 总之, 张八岭隆起南段南部的早期变形构造是以 NEE-SWW 向紧闭褶皱为特征的.

张八岭隆起南段南缘局部残留的张八岭群, 主要呈现为平缓的面理和 NNE-SSW 向平缓的矿物拉伸线理, 类似于北段张八岭群内的变形组构(图 3-Ⅲ). 南段南部东侧零星保留的张八岭群由于露头限制已无法观察到. 而南段北部东侧的张八岭群西冷组, 以 NNE 向脆性左行平移断层与肥东杂岩内晚侏罗世走滑糜棱岩带接触. 该处张八岭群内面理走向 NE-SW, 倾向 NW 或 SE, 倾角多变. 而其中的矿物拉伸线理多为平缓的 NE-SW 向, 以向 NE 倾伏为主(图 3-Ⅱ). 对比北段的张八岭群变形组构, 该处线理与北段相似, 但面理明显受到 NE-SW 向褶皱的改造, 可能是西侧晚侏罗世强烈走滑中牵引褶皱的影响.

3.3 周边印支期构造特征

为了认识郯庐断裂带张八岭隆起段的早期变形历史, 了解其周边印支期构造具有重要意义. 苏鲁造山带南部低温高压变质带上出露的海州群(图 1-Ⅰ), 主要记录造山带折返阶段形成的、上盘向 NW 的韧性逆冲构造. 其中变形面理为 NE-SW 走向, 倾向南东. 矿物拉伸线理向南东倾伏. 各类运动学指向标志皆显示上盘向 NW 逆冲. 大别造山带南部也主要呈现为上盘向 NW 的韧性逆冲构造, 其南界为右行走滑的襄樊-广济韧性剪切带(图 1-Ⅲ), 皆属于造山带折返阶段的变形产物(Hacker 等, 2000; Faure 等, 2003; 王浩乾等, 2012). 由于造山带折返阶段对早期变形组构的广泛置换, 大别-苏鲁造山带内基本上没有保存

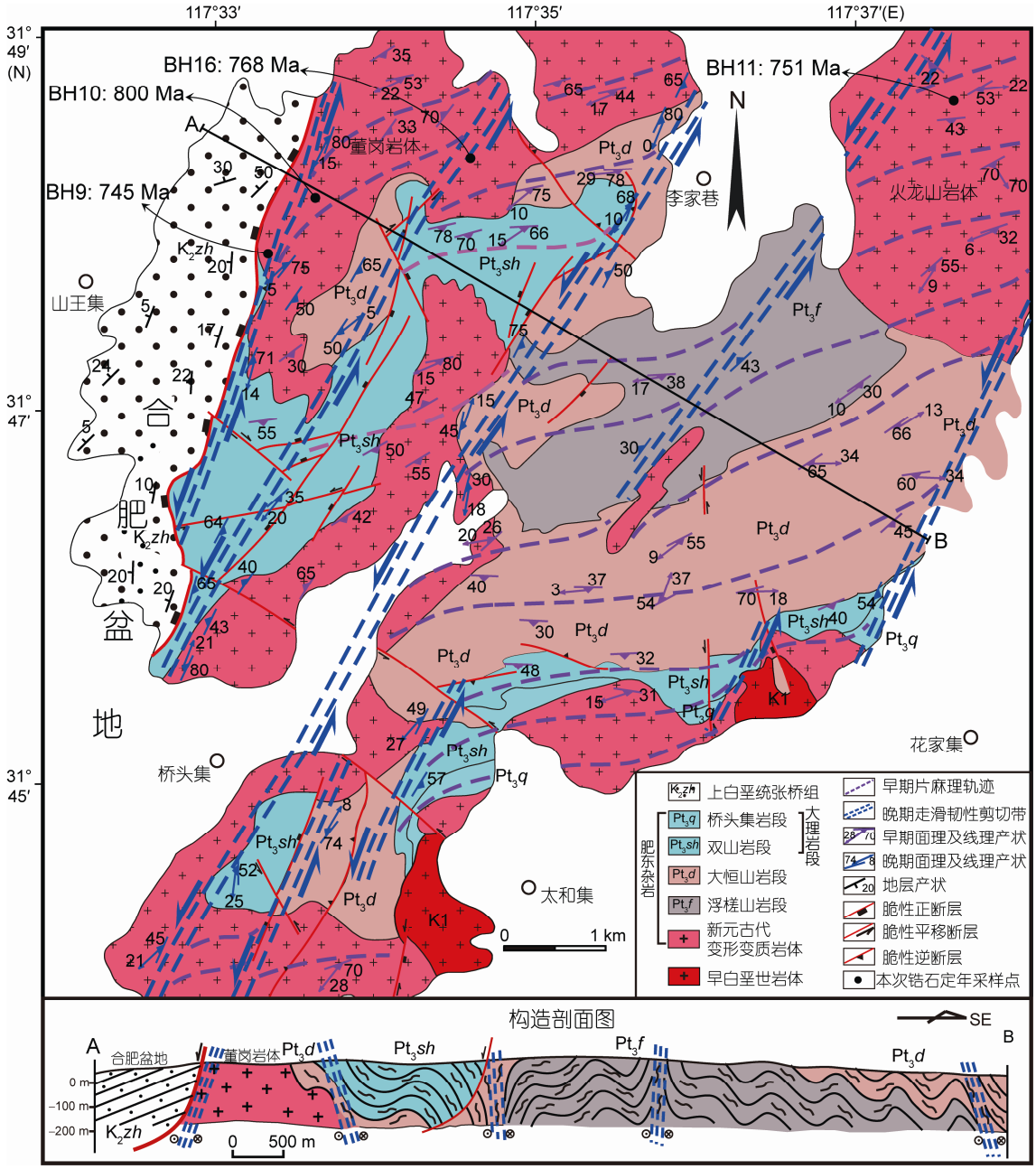

图 7　张八岭隆起南段南部构造平、剖面图

据 1:5 万炯炀河幅修改

早阶段深俯冲构造.

张八岭隆起西侧华北板块上为淮南-蚌埠隆起和其南部的合肥盆地(J-E). 前者的露头与后者的石油勘探资料(赵宗举等, 2000; 朱光等, 2004; Zhu 等, 2009)皆指示印支期的构造为 NWW-SEE 向褶皱与向北逆冲的断层(图 1). 北部出现了特殊的、向 NWW 逆冲的徐淮弧形构造(朱光等, 2004; 张岳桥和董树文, 2008), 更北部的鲁西地区又转变为 NW-SE 向缩短构造(图 1).

大别造山带南部前陆上海相盖层(Z-T_2, 图 1)总体呈现为近东西向的紧闭褶皱(董树文等, 1994; 王浩乾等, 2012), 仅靠近造山带处由于受折返期变形的

影响而局部为 NW-SE 向的褶皱(王浩乾等, 2012). 郯庐断裂带南段东侧的下扬子地区, 海相盖层呈现为印支期的紧闭褶皱与平行的逆冲断层(董树文等, 1994; 朱光等, 1998). 这些印支期缩短变形构造在走向上呈弧形变化, 接近郯庐断裂带呈 NNE-SSW 向, 而远离者转变为平行苏鲁造山带的 NEE-SWW 向(图 1). 其中长江以北的逆冲断层多显示向 SE 的逆冲(朱光等, 1998, 2004).

本次工作中对大别造山带东缘郯庐断裂带的早期变形构造进行了系统的观察. 结果发现, 这些早期变形构造仅保留在局部残留的张八岭群岩片内, 包括庐江一带及黄梅至太湖一带(图 1-Ⅱ). 这些张八岭群糜棱岩化普遍, 具有较陡的 NE-SW 向面理, 多向 SE 倾. 而其中的矿物拉伸线理多为缓倾的 NE-SW 向, 以向 NE 倾伏居多(图 1-Ⅱ). 各类剪切指向标志皆指示为左行走滑, 反映这些张八岭群内的韧性变形构造是左行走滑韧性剪切带内变形的产物. 庐江一带张八岭群白云母给出了(226.0±0.4) Ma(晚三叠世)的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 冷却年龄(陈宣华等, 2000), 表明为印支期的变形结果. 在郯庐断裂带晚侏罗世的再次平移中, 大别东缘的张八岭群由于当时出露层次较浅仅有局部脆性左行平移断层的叠加(如大别南部东缘宿松群与张八岭群接触带)以及部分牵引褶皱的影响. 晚侏罗世郯庐走滑糜棱岩带仅出现在北大别与超高压单元东缘的大别杂岩内(Zhu 等, 2005, 2010).

4 问题讨论

4.1 张八岭群与肥东杂岩的属性

众所周知, 华南板块因经历过罗迪尼亚超大陆裂解背景下的大规模裂谷岩浆活动, 从而 800~700 Ma 的年龄信息成为识别华南板块的有效标志. 本次获得的张八岭群与肥东杂岩的原岩年龄为 800~745 Ma, 明显指示它们属于扬子板块上的岩石. 这两套变质岩的年龄谱(图 5(i))也皆是扬子板块常见的年龄信息(Li 等, 2003; Zheng 等, 2008). 因而, 本次工作从年代学上可靠地证实了介于扬子与华北板块之间的张八岭隆起属于扬子板块, 两大板块的分界线应位于该变质岩隆起西侧的合肥盆地内(图 1).

华南板块是华夏地块与扬子地块汇聚而成. 大量的研究表明, 这两个地块的碰撞造山(四堡运动)发生在约 820 Ma 或者更早(Zheng 等, 2008; Wang 等, 2008; Zhou 等, 2009; Li 等, 2009; Zhao 和 Cawood, 2012). 这次造山之后, 华南板块转入板内演化阶段, 在扬子板块上发育了持续到中三叠统的盖层. 盖层发育初期的 820~740 Ma 期间, 扬子板块上出现了大规模裂谷与岩浆活动(Ye 等, 2007; Li 等, 2008; Wang 等, 2011). 由此对比可见, 754~753 Ma 的张八岭群火山岩及 800~745 Ma 肥东杂岩是扬子板块盖层发育初期板内裂谷环境下喷发的火山岩与侵位的岩体, 其火山岩及沉积夹层属于扬子板块的盖层, 而不是过去认为的基底. 值得指出的是, Zhou 等(2012)在苏鲁造山带南部海州群变火山岩(可与张八岭群对比)中获得的最年轻岩浆锆石加权平均年龄为 758 Ma, 与张八岭群相似, 原岩也是扬子板块上的早阶段盖层.

扬子板块上与张八岭群、肥东杂岩同时代的岩层是广泛出露在其南缘江南-雪峰隆起上的板溪群与侵入其中的新元古代中期花岗岩. 板溪群的泥质岩广泛成为板岩, 仅岩体边缘才局部成为千枚岩(Liu 等, 1996; 丘元禧等, 1999; Yan 等, 2003; 胡召齐等, 2009), 多为埋藏变质的结果(不超过低绿片岩相). 与此形成鲜明对照的是, 张八岭群与肥东杂岩的变质程度达到了高绿片岩相至角闪岩相. 一些学者曾认为张八岭隆起变质岩是郯庐断裂带错移的大别造山带岩片, 相当于大别造山带南部的高压变质岩(Xu 等, 1987; Xu 和 Zhu, 1994). 然而, 石永红等(2007, 2009)应用镁钠闪石或角闪石 Al 压力计分析, 估算出过去认为的张八岭群“蓝片岩”(实际不含蓝闪石)的变质压力不超过 0.3 GPa, 肥东杂岩内石榴铁闪岩所经历的最高变质压力为 0.49 GPa, 均属于低压变质岩, 不同于大别-苏鲁造山带南部的高压变质岩. 张八岭隆起上变质岩明显呈现出变质程度由深到浅递减的现象. 其南段南缘与东侧从下部肥东杂岩到上部张八岭群变质程度明显递减, 同样北段的张八岭群也比南段更深层次的肥东杂岩变质程度要低. 北段西冷组较其上覆的北将军组和东侧的震旦系变质程度要高. 张八岭隆起上这种变质程度的变化格局明显不同于大别-苏鲁造山带内受折返极性与程度控制的变质等级变化规律, 同样不支持其来自造山带. 张八岭隆起上如此高的变质程度及其明显随深度递增的现象与板块斜向汇聚边界上的特征相吻合(Teyssier 等, 2002; Teyssier 和 Cruz, 2004). 其现今的剥露一方面是白垩-古近纪合肥断陷盆地发育时作为盆缘正断层下盘抬升的结果, 其中早白垩世岩体的剥露也验证了这一

点; 另一方面晚侏罗世的左行平移活动也对其剥露有贡献.

4.2 张八岭隆起变形模式

前人对张八岭隆起北段张八岭群的变形、变质时代开展过详细的热年代学研究, 所获得的一系列白云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄值为 245~236 Ma(中三叠世)(李曙光等, 1993; 陈宣华等, 2000; Zhang 等, 2007), 并解释为变形变质的时间. 本次从肥东杂岩所获得的变质事件年龄为 242 Ma, 基本上与北段张八岭群的变形、变质同时. 由此可见, 张八岭群变形变质的时间与华北、扬子板块的峰期碰撞及造山带的深俯冲时间是一致的(Hacker 等, 2006; Wu 等, 2006; 郑永飞等, 2009; Liu 和 Liou , 2011). 扬子板块盖层最早且最强的缩短变形发生在印支期, 已被多处的角度不整合所证实(董树文等, 1994; 朱光等, 1998), 同样支持张八岭隆起上的早期变形构造形成于华北与扬子板块碰撞中的印支期(中三叠世).

张八岭隆起上印支期变形构造的复杂性在于三个层次上呈现为三类不同的样式(图 8). 其东缘出露的晚震旦世至奥陶纪碳酸盐岩代表了上部层次, 呈现为 NE-SW 向的陡立紧闭褶皱. 张八岭群至下震旦统代表了中间层次, 表现为上盘向 SSW 运动的平缓韧性滑动带构造. 而肥东杂岩为下部层次, 以韧性域的 NEE-SWW 向斜歪褶皱为特征.

理解张八岭隆起上中间层次平缓滑动带的成因是认识其变形机制或模式的关键. 该滑动带并不是走滑韧性剪切带内部应有的构造, 其中也未见陡立的走滑韧性剪切带切割. 但是, 其滑动方向平行于该处扬子与华北板块的边界, 即郯庐断裂带. 这一运动学与下扬子地区远离郯庐断裂带处 NE-NEE 向前陆褶皱是不协调的, 从而不是前陆上正常的深部滑脱构造. 由此可以判断, 张八岭隆起上中间层次的平缓滑动带是大型走滑剪切带旁侧的滑脱构造, 该剪切带就是西侧被合肥盆地所覆盖的印支期郯庐左行走滑剪切带(图 1 和 8). 如前文所述, 大别山东缘的张八岭群内就保留了该期的郯庐剪切带(图 1-Ⅱ). 张八岭隆起之上原先的上震旦统及其以上海相盖层, 由于印支期处于脆性域, 当时主要形成 NE-SW 向褶皱, 并可能被一系列 NNE 向脆性左行平移断层所切割(图 8). 这些浅层次的平移断层随着远离郯庐断裂带逐渐消失. 与张八岭群不同的是, 肥东杂岩内存在着一系列新元古代侵入体, 从而使上部的滑脱变形无法向下延伸, 结果此下部层次内以形成韧性域的 NEE-SWW 褶皱变形为主, 总体上属于大型剪切带旁侧的牵引褶皱构造. 值得指出的是, 肥东杂岩内若仅受早期 NNE 向郯庐剪切带控制的褶皱方位应该是 NE-SW 向, 但若考虑到上覆张八岭群平缓滑脱层运动所叠加的另一单剪变形影响(叠加为三斜变形), 其实际的 NEE 向也是合理的.

张八岭隆起本身各层次的变形构造实际上无法指示印支期郯庐断裂带的旋向. 可是, 其东侧前陆上印支期褶皱走向上的弧形变化却明显指示为左行平移(图 1). 张八岭隆起带印支期变形实际上是 NNE 向郯庐剪切带东盘平移地块内的变形. 张八岭群平缓滑脱带之所以为上盘向 SSW 运动, Zhang 等(2007)曾推断是随着深度增加塑性流动速度变快的原因. 印支期扬子板块向北运动中在苏鲁造山带与华北板块碰撞时, 刚性上地壳相对于塑性下地壳更难缩短而使运动速度降低的更多也会导致上盘向南的剪切. 郯庐断裂带东侧下扬子印支期前陆带上向 SE 逆冲的断层与倒伏的褶皱同理也会造成其下伏韧性域上盘向 SE 的变形.

通过认识张八岭隆起的变形模式及其变质岩的原岩时代, 可见张八岭群与肥东杂岩的变质是发生在大型走滑剪切带旁侧的平移块体上, 是印支期平移运动中发生的. 大别山东缘印支期 NNE 向郯庐剪切带向 SE 陡倾, 线理主要向 NE 倾伏(图 1). 推断当时张八岭隆起西侧郯庐断裂带也具有类似的产状与运动学, 从而使其东盘在向 NNE 运动中不断变深而发生变质, 变质程度随深度而增加. 扬子板块震旦系至中三叠统海相盖层厚达 7~10 km. 具有 5°擦痕侧伏角的走滑剪切带平移 300 km 就可加深 26 km. 因而, 肥东杂岩 600℃左右的角闪岩相变质在此背景下完全可以实现.

Teyssier 等(2002)根据国际上的实例和理论变形分析, 建立了大型走滑剪切带旁侧刚性上地壳与韧性下地壳之间出现平缓拆离韧性剪切带的模式, 并总结了不同层次变形组构的变化规律. 张八岭隆起带的变形特征与这类理论模式基本上吻合, 并再次为这类变形模式提供了一个很好的实例. 本文关于张八岭隆起印支期变形的解释与 Zhang 等(2007)所提出的模式有相似之处, 但不同的是关于下部肥东杂岩的变形方式. Zhang 等(2007)的模式认为印支期张

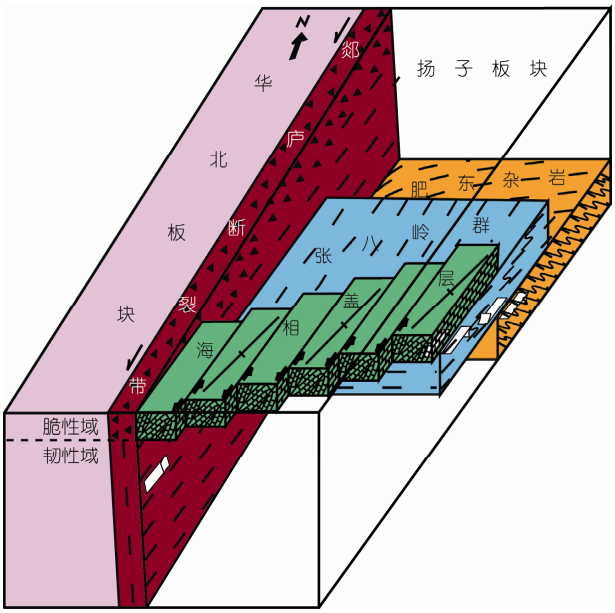

图 8　郯庐断裂带张八岭隆起段变形模式图

八岭群滑脱层向下递变为肥东杂岩内陡立的变形面理及相间出现的走滑剪切带. 而本文认为张八岭群滑脱层与下伏肥东杂岩变形带之间变形组构截然不同, 两者的变形是突变的. 目前肥东杂岩内的 NNE 向走滑剪切带是晚侏罗世叠加的(Zhu 等, 2005, 2010), 所出露的肥东杂岩在印支期并没有被走滑剪切带切割, 仅是郯庐剪切带旁侧的韧性变形带. 这也可以较好地解释为何上覆张八岭群滑脱层没有被陡立的走滑剪切带所切割(图 8).

4.3　郯庐断裂带造山期活动方式

郯庐断裂带张八岭隆起段早期变形模式及一系列年代学证据(李曙光等, 1993; 陈宣华等, 2000; Zhang 等, 2007), 表明其起源与华北与扬子板块的碰撞之中, 活动时间与大别-苏鲁造山带的深俯冲阶段同时. 然而, 关于造山期郯庐断裂带是如何错开大别与苏鲁造山带及华北与扬子板块汇聚方式存在着不同的观点, 分别有转换断层模式(Zhang 等, 1984; Watson 等, 1987; Xu 等, 1987; 万天丰和朱鸿, 1996; 王小凤等, 1998; 朱光等, 2004, 2009; 张岳桥和董树文, 2008; Zhu 等, 2009)、嵌入式碰撞中斜向汇聚边界模式(Yin 和 Nie, 1993)、旋转碰撞边界模式(Lin 和 Fuller, 1990; Zhang 等, 1997; Gilder 等, 1999; 肖文交等, 2000)、撕裂断层模式(Okay 和 Sengor, 1992; Li, 1994)等.

本文关于张八岭隆起印支期构造为郯庐左行走滑剪切带旁侧变形产物的认识, 显然可以否定其为旋转碰撞边界的推测. 众所周知, 郯庐断裂带中止于大别造山带东南端, 该端南部扬子板块上海相盖层东西向连续褶皱完全没有显示发生过左行平移的现象(图 1)(董树文等, 1994; 李三忠等, 2010; 王浩乾等, 2012). 如果大别与苏鲁造山带碰撞初期是相连在一起的造山带, 然后被郯庐断裂带以转换断层或撕裂断层形式左行错开, 那至少要求其从大别山东南端向南延伸不小于其错开造山带的距离(图 9(a)). 因而, 郯庐断裂带中止于大别山东南端的事实也排除了其起源于转换断层或撕裂断层的推测. 系统分析印支期郯庐断裂带本身的活动方式及其周边构造(图 1), 皆支持其起源于斜向汇聚边界. Yin 等(1993)推测下扬子地区扬子板块原始就是向北突出体, 郯庐断裂带是此突出体西缘的斜向汇聚边界. 若考虑到大别与苏鲁造山带峰期碰撞时间的一致性及深俯冲强度的相近, 实际还需要苏鲁造山带处华北板块原始有一定程度的北凹及大别造山带处华北板块向南突出(图 9(b)). 印支期徐淮弧形构造也正是在扬子板块的突出点处碰撞而形成的(Zhu 等, 2009). 自然界原始大陆板块边界的不规则性是正常的, 大别-苏鲁造山带及郯庐断裂带恰好就是发生在这种板块嵌合式碰撞之中. 可能正是这种难以置信的巧合使人们对其汇聚模式长期难以形成共识.

5　结论

(1) 本次工作通过 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年, 首次获得了张八岭隆起上绿片岩相张八岭群变火山岩的原岩时代为 754~753 Ma, 角闪岩相肥东杂岩的原岩时代为 800~745 Ma, 皆为扬子板块新元古代中期盖层发育阶段的产物. 其变质特征反映不是来自大别造山带.

(2) 张八岭隆起带及其东缘三个层次上呈现为三类不同的印支期变形方式. 由上震旦统至奥陶系构成的上部层次表现为脆性域的 NE-SW 向陡立紧闭褶皱, 张八岭群及下震旦统构成的中间层次呈现为上盘向 SSW 运动的平缓韧性滑脱构造, 而肥东杂岩所处的下部层次主要为韧性域 NEE-SWW 向斜歪褶皱.

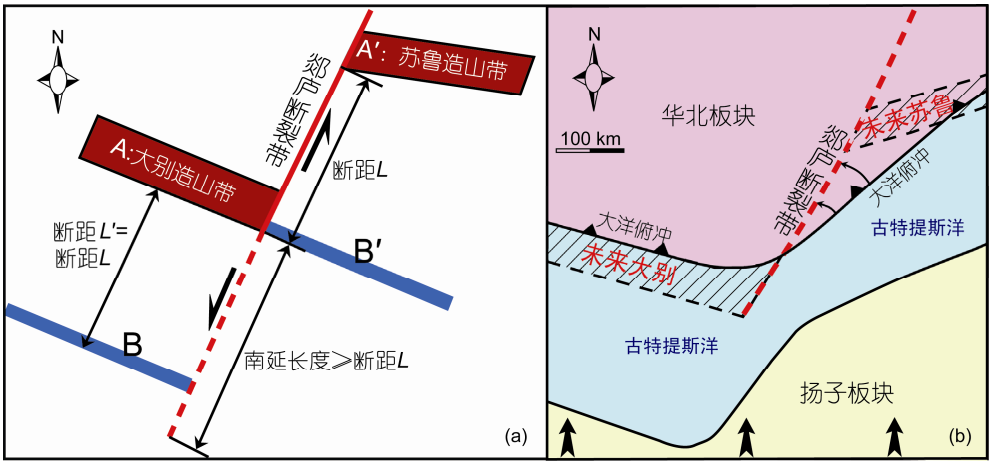

图 9　郯庐断裂带造山期形成模式对比图

(a) 转换断层或撕裂断层模式中郯庐断裂带南延长度; (b) 嵌合式碰撞中斜向汇聚边界模式

(3) 综合张八岭隆起带及其周缘的印支期变形特征, 表明目前所出露的张八岭隆起在印支期位于郯庐断裂带(目前隐伏于合肥盆地之下)东侧, 其中三个层次上的变形同时受控于西边界上的左行平移与块体平移中上盘向南的剪切变形. 对于郯庐断裂带张八岭隆起段原岩时代与印支期走滑变形规律的深入理解, 一方面验证了该断裂带以左行平移方式起源于华北与扬子板块的陆-陆碰撞之中, 另一方面支持这两大板块是以嵌合式汇聚, 郯庐断裂带当时是斜向汇聚边界.

致谢　在锆石测试过程中得到中国地质大学(武汉)地质过程与矿产国家重点实验室胡兆初、郑署老师的指导帮助, 审稿人对本论文稿提出了宝贵的修改意见, 在此一并表示感谢.

参考文献

安徽省地质矿产局. 1987. 安徽省区域地质志. 北京: 地质出版社
陈宣华, 王小凤, 张青, 等. 2000. 郯庐断裂带形成演化的年代学研究. 长春科技大学学报, 30: 215–220
董树文, 方景爽, 李勇, 等. 1994. 下扬子中三叠世-中侏罗世沉积相与印支运动. 地质论评, 40: 111–119
葛宁洁, 周导之. 1993. 安徽肥东群变质岩的同位素地质定年. 安徽地质, 3: 22–25
侯明金, 吴跃东, 汤加富. 2004. 大别造山带中上地壳变形特征——皖中张八岭地区印支-燕山早期构造变形研究. 中国地质, 31: 123–130
胡召齐, 朱光, 刘国生, 等. 2009. 川东“侏罗山式”褶皱带形成时代: 不整合面的证据. 地质论评, 55: 32–42
荆延仁, 汤加富, 高天山, 等. 1996. 安徽张八岭蓝片岩带的矿物分带. 中国区域地质, 4: 289–294
荆延仁, 张良田, 毕治国, 等. 1991. 安徽太湖一带白片岩的发现及其地质意义. 中国区域地质, 37: 131–134
李三忠, 张国伟, 董树文, 等. 2010. 大别山高压-超高压岩石折返与扬子北缘构造变形的关系. 岩石学报, 26: 3549–3562
李曙光, 刘德良, 陈移之, 等. 1993. 中国中部蓝片岩的形成时代. 地质科学, 28: 21–27
鲁如魁, 高天山, 张志树, 等. 2004. 安徽张八岭地区西冷组早期构造变形特征. 中国地质, 31: 131–138
马芳, 薛怀民. 2011. 皖东滁州盆地晚中生代后山岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 岩石矿物学杂志, 30: 924–934
牛漫兰, 朱光, 刘国生, 等. 2005. 郯庐断裂带南段走滑期同构造岩体的稀土元素对比研究. 中国稀土学报, 23: 235–238
丘元禧, 张渝昌, 马文璞. 1999. 雪峰山的构造性质与演化——一个陆内造山带的形成与演化模式. 北京: 地质出版社. 1–155
孙竞雄. 1991. 江苏大地构造的几个问题. 江苏地质, 15: 69–76
沈修志, 刘德良, 薛爱民, 等. 1993. 华北南部盆地逆冲推覆构造特征及其与天然气(煤成气)的关系. 南京大学学报地球科学, 5: 200–206
石永红, 朱光, 王道轩, 等. 2007. 皖中张八岭群“蓝片岩”中钠质角闪石及其变质 *P-T* 条件分析. 矿物学报, 27: 179–188
石永红, 朱光, 王道轩. 2009. 郯庐断裂带张八岭隆起南段肥东群石榴角闪岩变质 *P-T* 演化史及对其构造属性的制约. 岩石学报, 25: 3335–3345

汤加富, 侯明金, 高天山, 等. 2002a. 宿松群、红安群、海州群的时代归属与讨论. 地质通报, 21: 166–171
汤加富, 许卫. 2002b. 郯庐断裂带南段并无巨大平移——来自安徽境内的证据. 地质论评, 48: 449–456
万天丰, 朱鸿. 1996. 郯庐断裂带的最大左行走滑断距及其形成时期. 高校地质学报, 2: 14–27
王浩乾, 朱光, 鞠林雪, 等. 2012. 大别造山带南界襄樊-广济断裂带的演化规律与构造意义. 地质科学, 47: 290–305
王小凤, 李中坚, 陈柏林, 等. 1998. 郯庐走滑断裂带的形成演化及其地质意义. 见: 郑亚东, 主编. 第 30 届国际地质大会论文集. 北京: 地质出版社. 14: 176–196
肖文交, 周珉秀, 杨振宇, 等. 2000. 大别-郯庐-苏鲁造山带复合旋转拼贴作用. 地球科学进展, 15: 147–153
谢成龙, 朱光, 牛漫兰, 等. 2007. 滁州中生代火山岩 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 年龄及其构造地质学意义. 地质论评, 53: 642–655
谢成龙, 朱光, 牛漫兰, 等. 2009. 滁州火山岩地球化学及其对郯庐断裂带内岩石圈减薄的指示. 岩石学报, 25: 92–108
徐嘉炜, 王萍, 秦仁高, 等. 1984. 郯-庐断裂带南段深层次的塑性变形特征及区域应变场. 地震地质, 6: 1–16
徐树桐, 陆竟元, 张维民, 等. 1985. 皖东元古宙末之构造滑动. 见: 国际交流地质学论文集. 2. 北京: 科学出版社. 193–201
徐树桐, 周海渊, 董树文, 等. 1987. 安徽省主要构造要素的变形和演化. 北京: 海洋出版社. 1–145
许志琴. 1987. 扬子板块的大型深层滑脱构造及动力学分析. 中国区域地质, 4: 289–300
张德宝, 郭坤一, 董茂兴. 1995. 张八岭岩群的地质特征及其划分建议. 火山地质与矿产, 16: 1–16
张岳桥, 董树文. 2008. 郯庐断裂带中生代构造演化史:进展与新认识. 地质通报, 27: 1371–1390
张永军, 黄钟瑾. 1998. 张八岭推覆体特征及其成因机制. 高校地质学报, 4: 444–451
赵宗举, 杨树锋, 陈汉林, 等. 2000. 合肥盆地基底构造属性. 地质科学, 35: 288–296
郑永飞, 叶凯, 张立飞. 发展板块构造: 从洋壳俯冲到大陆碰撞. 科学通报, 2009, 54: 1799–1803
朱光, 王勇生, 牛漫兰, 等. 2004. 郯庐断裂带的同造山运动. 地学前缘, 11: 169–182
朱光, 徐嘉炜, 刘国生, 等. 1998. 下扬子地区沿江前陆盆地形成的构造控制. 地质论评, 44: 120–129
朱光, 张力, 谢成龙, 等. 2009. 郯庐断裂带构造演化的同位素年代学制约. 地质科学, 44: 1327–1342
Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb. Chem Geol, 192: 59–79
Faure M , Lin W, Schärer U, et al. 2003. Continental subduction and exhumation of UHP rocks. Structural and geochronological insights from the Dabieshan (East China). Lithos, 70: 213–241
Gilder S A, Leloup P H, Courtillot V, et al. 1999. Tectonic evolution of the Tancheng-Lujiang (Tan-Lu) fault via middle Triassic to Early Cenozoic paleomagnetic data. J Geophys Res, 104: 15365–15390
Hacker B R, Ratschbacher L, Webb L, et al. 2000. Exhumation of ultrahigh-pressure continental crust in east central China: Late Triassic-Early Jurassic tectonic unroofing. J Geophys Res, 105: 13339–13364
Hacker B R, Wallis S R, Ratschbacher L, et al. 2006. Hightemperature geochronology constraints the tectonic history and architecture of the ultrahigh-pressure Dabie-Sulu orogen. Tectonics, 25, TC5006, doi: 10.1029/2005TC001937
Li X H, Li W X, Li Z X, et al. 2009. Amalgamation between the Yangtze and Cathaysia Blocks in South China: Constraints from SHRIMP U-Pb zircon ages, geochemistry and Nd-Hf isotopes of the Shuangxiwu volcanic rocks. Precambrian Res, 174: 117–128
Li X H, Li X W, Li Z X, et al. 2008. 850–790 Ma bimodal volcanic and intrusive rocks in northern Zhejiang, South China: A major episode of continental rift magmatism during the breakup of Rodinia. Lithos, 102: 341–357
Li Z X. 1994. Collision between the north and south blocks: A crust-detachment model for suturing in the region east of the Tan-Lu fault. Geology, 22: 739–742
Li Z X , Li X H , Kinny P D, et al. 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: Evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. Precambrian Res, 122: 85–109
Lin J L, Fuller M. 1990. Paleomagnetism, North and South China collision, and the Tan-Lu fault. Phil Trans Roy Soc Lond, A331: 589–598
Lin W, Faure M, Wang Q C, et al. 2005. Triassic polyphase deformation in the Feidong-Zhangbaling Massif (Eastern China) and its place in the collision between the North China and South China blocks. J Asian Earth Sci, 25: 121–136
Liou J G, Wang X, Choi S Y, et al. 1992. Alkali amphiboles from archean geniss of the Wuhe group, Anhui, central China—Not an indication of high *P*/*T* metamorphism. Acta Petrol Mineral, 11: 205–224
Liu F L, Liou J G. 2011. Zircon as the best mineral for *P*-*T*-time history of UHP metamorphism: A review on mineral inclusions and U-Pb SHRIMP ages of zircons from the Dabie-Sulu UHP rocks. J Asian Earth Sci, 40: 1–39
Liu H Y, Li Y J, Han J. 1996. On the Banxi Group and its related tectonic problems in south China. J Southeast Asian Earth Sci, 13: 191–196
Liu Y S, Gao S, Hu Z C, et al. 2010. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths. J Petrol, 51: 537–571
Okay A I, Sengor A M C. 1992. Evidence for intracontinental thrust related exhumation of the ultra-high-pressure rocks in China. Geology, 20: 411–414

Teyssier C, Cruz L. 2004. Strain gradients in transpressional to transtensional attachment zones. In: Grocott J, McCaffrey K J W, Taylor G, et al., eds. Vertical Coupling and Decoupling in the Lithosphere. Geol Soc Spec Publ London, 227: 101–116

Teyssier C, Tikoff B, Weber J. 2002. Attachment between brittle and ductile crust at wrenching plate boundaries. EGU Stephan Mueller Spec Publ Ser, 1: 75–91

Wang X C, Li Z X, Li X H, et al. 2011. Geochemical and Hf-Nd isotope data of Nanhua rift sedimentary and volcaniclastic rocks indicate a Neoproterozoic continental flood basalt provenance. Lithos, 127: 427–440

Wang X L, Zhao G, Zhou J C, et al. 2008. Geochronology and Hf isotopes of zircon from volcanic rocks of the Shuangqiaoshan Group, South China: Implications for the Neoproterozoic tectonic evolution of the eastern Jiangnan orogen. Gondwana Res, 14: 355–367

Watson M P, Hayward A B, Parkingson D N. 1987. Plate tectonics history, basin development and petroleum source rock deposition onshore China. Mar Pet Geol, 4: 205–225

Wu Y B, Zheng Y F, Zhao Z F, et al. 2006. U-Pb, Hf and O isotope evidence for episodes of fluid-assisted zircon growth in marble-hosted eclogites from the Dabie orogen. Geochim Cosmochim Acta, 70: 3743–3761

Xu J W, Zhu G. 1994. Tectonic models of the Tan-Lu fault zone, eastern China. Int Geol Rev, 36: 771–784

Xu J W, Zhu G, Tong W X, et al. 1987. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: A major shear system to the northern of the Pacific Ocean. Tectonophysics, 134: 273–310

Yan D P, Zhou M F, Song H L, et al. 2003. Origin and tectonic significance of a Mesozoic multi-layer over-hrust system within the Yangtze Block (South China). Tectonophysics, 361: 239–254

Ye M F, Li X H, Li W X, et al. 2007. SHRIMP zircon U-Pb geochronological and whole-rock geochemical evidence for an early Neoproterozoic Sibao an magmatic arc along the southeastern margin of the Yangtze Block. Gondwana Res, 12: 144–156

Yin A, Nie S Y. 1993. An indendation model for the North and South China collision and the development of the Tan-Lu and Honam fault system, eastern Asia. Tectonics, 12: 801–813

Yuan H L, Gao S, Liu X M, et al. 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry. Geostand Geoanal Res, 28: 353–370

Zhang K J. 1997. North and South China collision along the eastern and southern North China margins. Tectonophysics, 270: 145–156

Zhang Q, Jim D, Zhu G. 2007. Oblique collision between North and South China recorded in Zhangbaling and Fucha Shan (Dabie-Sulu transfer zone). Geol Soc Am, 434: 167–206

Zhang Z M, Liou J G, Coleman R G. 1984. An outline of the plate tectonics of China. Geol Soc Am Bull, 95: 295–312

Zhao G C, Cawood P A. 2012. Precambrian geology of China. Precambrian Res, 222-223: 13–54

Zheng Y F, Wu R X, Wu Y B, et al. 2008. Rift melting of juvenile arc-derived crust: Geochemical evidence from Neoproterozoic volcanic and granitic rocks in the Jiangnan orogen, South China. Precambrian Res, 163: 351–383

Zhou J B, Simon A Wilde, Liu F L, et al. 2012. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope study of the Neoproterozoic Haizhou Group in the Sulu orogen: Provenance and tectonic implications. Lithos, 136-139: 261–281

Zhou M F, Zhao J H, Jiang Ch Y, et al. 2009. OIB-like, heterogeneous mantle sources of Permian basaltic magmatism in the western Tarim Basin, NW China: Implications for a possible Permian large igneous province. Lithos, 113: 583–594

Zhu G, Jiang D Z, Zhang B L, et al. 2012. Destruction of the eastern North China Craton in a backarc setting: Evidence from crustal deformation kinematics. Gondwana Res, 22: 86–103

Zhu G, Liu G S, Niu M L, et al. 2009. Syn-collisional transform faulting of the Tan-Lu Fault Zone, East China. Int J Earth Sci, 98: 135–155

Zhu G, Niu M L, Xie C L, et al. 2010. Sinistral to normal faulting along the Tan-Lu Fault Zone: Evidence for geodynamic switching of the East China continentalmargin. J Geol, 118: 277–293

Zhu G, Wang Y S, Liu G S, et al. 2005. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of strike-slip motion on the Tan-Lu Fault Zone, East China. J Struct Geol, 27: 1379–1398