华南构造演化的基本特征

舒良树
SHU Liang-shu

南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室,地球科学与工程学院,江苏 南京 210093
State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210093, Jiangsu, China

摘要:华南至少经历了 4 期区域规模的大陆动力学过程,除新元古代和晚中生代具有活动陆缘背景外,均在板块内部发生并完成。华夏块体是一个以新元古代岩石为主体构成的前南华纪基底,不是稳定的克拉通古陆,经历了聚合-裂解-再聚合的复杂构造演化。志留纪发生的板内碰撞-拼合事件使华夏块体与扬子块体再次缝合,形成真正统一的中国南方大陆。在震旦纪—早侏罗世期间, 整个华南基本处于陆内滨海-浅海-斜坡环境, 内部没有切穿岩石圈的断层, 没有大规模慢源岩浆和火山喷发的记录,多次构造变形与岩浆活动均在统一的华南岩石圈之上进行。经过早—中侏罗世的构造体制转换,才演化成为晚中生代西太平洋活动大陆边缘的一部分。从早到晚,华南岩石圈经历了多期、幕式的生长,以侧向增生为主(块体拼合),垂向生长为辅(岩浆上侵)。到晚中生代,在古太平洋板块俯冲和陆内伸展的背景下,形成了独特的华南盆岭构造。长期的板内构造演化和多期的花岗岩浆活动使华南具有很好的成矿条件,成为各种矿产与资源的富集区。新元古代南华纪和晚中生代晚侏罗世—早白垩世是华南最有利的成矿期,尤以后者矿种最多、储量最大。

关键词:板块构造;陆内造山;岩浆活动;成矿作用;构造演化;华南
中图分类号:P542+.4 **文献标志码**:A **文章编号**:1671-2552(2012)07-1035-19

Shu L S. An analysis of principal features of tectonic evolution in South China Block. *Geological Bulletin of China,* 2012,31(7):1035-1053

Abstract: Studies suggest that at least four stages of regional-scale tectonic and magmatic events have taken place in the South China block, namely, geodynamic processes of Neoproterozoic and Late Mesozoic active continental margins, Early Paleozoic and Early Mesozoic intracontinental orogenies. The Cathaysia block was a pre-Nanhua basement consisting mainly of Neoproterozoic rocks instead of a stable old land. It experienced a complex evolution from assembly through break-up to re-assembly. The intracontinental shortening during Silurian led to the stabilization of the united South China continent. The entire South China Block was under a shore-shallow sea-slope setting, with no translithospheric fault, no regional-scale volcanism and mantle-derived magmatism in the period from Sinian to Jurassic, during which polyphase tectonic and magmatic events occurred in the united South China lithosphere. It evolved into a part of the Late Mesozoic Western Pacific active continental margin after the Early-Middle Jurassic transformation from Tethysian to Pacific tectonic regimes. The South China lithosphere experienced polyphase continental growth due to the dominant lateral accretion of block assembly accompanied by vertical growth of magma up-swarming. During the Cretaceous, the South China basin and range tectonics occurred in the western shore of the Pacific Ocean due to strong intracontinental extension caused by the northwestward subduction of the Pacific Ocean. Long-term intraplate tectonism and polystage granitic magmatism provided South China with a favorable condition of metallization, forming various large-size ore deposits and resources. Neoproterozoic Nanhua Peri-

收稿日期:2012-01-17;**修订日期**:2012-04-23
资助项目:国家重大基础研究"973"项目《华夏地块中生代陆壳再造与巨量金属成矿》(编号:2012CB416701),国家自然科学基金项目《华南东段晚古生代—早中生代构造特征、变形运动学与年代学研究》(批准号:40972132)、《华南武夷—诸广—武功地区加里东期构造作用和大陆动力学演化》(批准号:40634022)和内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室项目(编号:2008-I-01)
作者简介:舒良树(1951-),男,教授,博士生导师,从事造山带和大陆动力学研究。E-mail: lsshu2003@yahoo.com.cn

od and Early Cretaceous were two dominant stages of metallization, with various types of ore deposits being chiefly formed in the Early Cretaceous period.

Key words: plate tectonics; intracontinental orogeny; magmatism; metallization; tectonic evolution; South China

本文研究范围主要包括浙、皖、赣、闽、粤、湘六省广大地区和广西、贵州、云南的部分区段。区内出露从元古代到新生代的地层序列,三大类岩石齐全,浅、中、深多层次构造变形形迹保存良好。基、中、酸性各种火成岩体广泛分布,尤以中生代花岗质火山-侵入岩类最为发育。经历了多期构造-岩浆-成矿作用的演化,矿产丰富,矿种多样,储量巨大,存在多个成矿聚集区,是国家经济发展的重要基地。其中,南岭区以富产钨、锡、锂、铀、铌、钽等稀有和有色金属矿产为特色,中下扬子区富产铁、铜、钼、金和煤矿,赣东北带富产铜、铅、锌、金、银、瓷土和煤矿,武夷山带富产铁、铜、铅、锌、金、银、钨、锡、煤矿,东南沿海带则富产铜-金和宝玉石等非金属矿产。其鲜明的地质格局、独特的地壳生长及其成矿规律世界罕见,显示了深刻的地球动力学背景和复杂的构造演化历史。

华南是中国最早开展基础地质和矿产调查的地区。经过几代人的努力,成果丰富,研究程度高,积累了丰厚的科研资料,成为中国基础地质理论与成矿作用研究的立典之地。近 10 多年来,随着新理论新方法新技术的普及,特别是高质量定时定量技术的应用与推广,获得了一大批新成果,产生了若干新认识。在此背景下,本文试图对华南地质的当前研究现状作一概述性的介绍,对华南构造演化特征和存在问题作一分析,目的是抛砖引玉,以期引起业内同行对华南地质的进一步重视,促进并提升华南基础地质研究的水平。

1 地质概况

华南位居太平洋西缘。北隔秦岭-大别造山带和华北块体相望,西以龙门山-横断山断裂与特提斯构造域青藏高原相连,南西侧以昌宁-马江断裂与东南亚块体接触,南东侧为西太平洋构造区。华南由扬子块体和华夏块体所构成(图 1),其结晶基底由近万米厚的前南华纪泥砂质岩和火成岩组成,后来多被变质成中、高级变质岩。NE—NEE 走向的绍兴-江山-萍乡断裂是扬子和华夏 2 个陆块的新元古代拼合带,沿断裂带分布诸多 900Ma 左右的镁铁质—超镁铁质岩块。政和-大埔断裂东南侧的沿海地区,均被晚中生代花岗质火山-侵入杂岩所覆盖。

扬子块体出露了华南最老的陆核岩石,其时代可追溯到 28 亿年的新太古代,零星出露在康滇和鄂北一带。在扬子块体东南缘,曾经发育一个宽阔的新元古代活动大陆边缘;在古华南洋中,分布着一系列岩浆岛弧,沿北东方向展布。9 亿年前后,古华南洋逐渐关闭,导致洋盆两侧的扬子和华夏块体彼此碰撞,在拼合处形成一条宽百余千米、延伸约 1500km 的弧形造山带,即江南新元古代造山带。华夏块体主体是一个元古宙的基底构造,由北武夷山的古元古代零星岩块(花岗岩、角闪岩等)、中元古代沉积岩(岩浆岩少见)和大面积新元古代泥砂质碎屑岩夹火山岩、岩浆岩及碳酸盐岩所组成。这些岩石后来多被变质为片岩、片麻岩和混合岩,其上被南华纪到奥陶纪的韵律状泥砂质岩系夹炭质岩、碳酸盐岩所覆盖。所有前泥盆纪岩石均卷入一个强烈褶皱和区域低绿片岩相变质的过程中,形成一个宽广的志留纪变质变形岩石-花岗岩复合体系。

华南地区在新元古代时已经存在板块运动机制[1-2]。近年碎屑锆石 U-Pb 测年成果表明,江南造山带碎屑岩的最大沉积年龄不老于 10 亿年[3]。换言之,江南地区的构造单元是新元古代以来才开始出现的。资料表明,1.0~0.87Ga 期间古华南洋俯冲导致了江南活动大陆边缘的形成,沿赣东北与江绍断裂带分布的蛇绿混杂岩、德兴蓝片岩和浙东-赣北 I 型花岗岩,大致标定了块体拼合带和古岛弧带的位置[4-6]。稍后,转变成大陆裂解期,以基性岩墙群、双峰式火成岩和大陆裂谷盆地为标志,年龄峰值为 0.8~0.7Ga。

自 700Ma 开始,一直到早侏罗世晚期(190Ma),在长达 5 亿多年的时间里,本区一直远离板块俯冲带,为滨海—浅海—斜坡沉积环境,没有切穿岩石圈的大断裂,没有大规模的火山活动,没有强烈的幔源岩浆侵入,更无洋壳的生长与消亡。然而,却在志留纪和早—中三叠世发生了 2 次影响全区的陆内褶皱和过铝花岗质岩浆活动,反映了独特的地质构造特征:全球板块背景下的陆内构造作用。

华南陆壳生长具有多期幕式特点,具有由 NW 朝 SE 和自 W 向 E 的双向生长规律。以侧向增生(碰撞拼合)为主、垂向生长(岩浆上涌和底侵)为辅。到晚中生代,在古太平洋(库拉板块)的低角度俯冲动力学体制下, 中国东部发生大范围弧后伸展作用,导致巨量花岗岩浆侵位,华南盆岭格局形成, 并发生华南地质历史中最大规模的成矿作用与矿产聚集[7]。

2　多期次构造-岩浆事件分析

2.1　新元古代早期(1.0~0.80Ga):板块俯冲→碰撞阶段

这期构造-岩浆事件的主要证据包括蛇绿混杂岩带、岛弧岩浆岩、高压变质岩、韧性剪切带、区域绿片岩相变质岩、后碰撞花岗岩、角度不整合面等,其主要特征概述如下。

2.1.1　新元古代蛇绿混杂岩带

在华南地区,存在绍兴-江山-萍乡(简称江绍)和东乡-德兴-歙县 (也称赣东北)2 条新元古代早期的蛇绿混杂岩带(图 2)。前者代表古华南洋的闭合带或扬子和华夏两大块体的拼合带[1],后者是江南东段九岭地体和怀玉地体的拼合带[4-6]。构成现代洋壳剖面的岩石组合在这 2 个带中均有较好的保存,尤以赣东北带的古洋壳岩石组合保存最好,包括蛇纹石化超镁铁岩(橄榄岩、斜方辉石橄榄岩、二辉橄榄岩、单斜辉石岩)、镁铁岩(堆晶层序的中—粗—细粒辉长岩和辉绿岩墙)、玄武岩或细碧岩、硅质灰岩、红色碧玉岩与泥砂质复理石。在德兴西湾还见斜长花岗岩。在野外露头上, 它们的原始层序已被破坏。岩块杂乱堆积,大小混杂,大者千余米长,数百米宽,如弋阳樟树墩和德兴西湾超镁铁岩,小者仅数米至数十米。各岩块间呈断层接触,泥砂质岩或蛇纹岩填隙。

赣东北蛇绿混杂岩带有大小 200 余处超镁铁岩,江绍蛇绿混杂岩带仅见 10 余处露头,主要见于诸暨陈蔡和石角、龙游白石山头和六连岗、上饶董团(地下)、南城白土(地下)、新余岭上。前人对赣东北蛇绿混杂岩带作同位素年代学测定, 获其年龄 9~10 亿年左右,如伏川辉长岩 891Ma±13Ma(LA-ICP-MS 锆石 U-Pb)[8]、西湾斜长花岗岩 968Ma±23Ma (SHRIMP 锆石 U-Pb)[9]和 970Ma±21Ma(U-Pb)[10]、西湾辉长岩 930Ma±34Ma(Sm-Nd 等时线)[11]、樟树墩辉长岩 935Ma±10Ma(Sm-Nd 等时线)[12](图 2)。

2.1.2　新元古代岩浆弧

岛弧岩浆岩主要分布在江南地区, 华夏块体中仅零星见及。包括 I 型花岗岩、流纹岩、玄武岩、安山岩、凝灰角砾岩、凝灰岩等。集中分布在江南东段地区,如赣东北德兴茅桥、花桥、饶二,上饶叶家,横峰磨盘山,弋阳漆工,浙西石耳山、开化,皖南祁门、舖岭和浙东西裘等地,测年值 9 亿年左右,如富阳含角闪石花岗岩 913Ma±15Ma 和 905Ma±14Ma(SHRIMP 锆石 U-Pb)[13]、富阳章村流纹岩 891Ma±12Ma(SHRIMP 锆石 U-Pb)[14]、诸暨陈蔡镁铁岩 893Ma±6Ma[15]。江南中段仅在湘东益阳、浏阳文家市、江西铜鼓见有露头,多为细碧岩、玄武岩、枕状熔岩。江南西段资料较少, 过湘东益阳后露头消失,延伸位置不明。在华夏块体,岛弧岩浆岩露头较少,零星见于粤东梅州径南,赣南寻乌、宜黄和浙江诸暨陈蔡等地。测年值在 9~10 亿年之间,如梅州径南流纹岩 972Ma±8Ma(SHRIMP 锆石 U-Pb)[16]、寻乌鹤仔片麻状花岗岩 996Ma±29Ma(U-Pb)[17](图2)。径南流纹岩和流纹质杂砂岩展现出大陆岛弧的地球化学性质[16]。

2.1.3　高压蓝片岩残迹

笔者等曾在德兴西湾一条宽 2~3m 的南北向角闪片岩探槽中采获蓝闪石片岩[18],在德兴饶二和茅桥采获蓝闪石片岩和硬玉石英片岩[19]。经矿物对计算,压力为 0.9~1.3GPa,温度为 250~450℃,属于高压低(中)温变质作用的产物[20]。对西湾蓝闪石作 K-Ar 测年,2 件蓝闪石测年样品的年龄平均值为 866Ma±14Ma[21](图 2)。

2.1.4　韧性剪切带

江绍蛇绿混杂岩带和赣东北蛇绿混杂岩带均遭受强烈变形,呈现为韧性剪切带面貌,其上被脆性变形的南华纪粗碎屑岩不整合覆盖。前者宽 20~30km,近 EW 向延伸, 长度大于 800km, 后者宽 5~10km, NE 向延伸, 长度为 250km, 具明显线状展布的特点。带内长英质糜棱岩、花岗质糜棱岩、糜棱岩化千枚岩发育,面理上拉伸线理清晰,XZ 面上不对称长石、石英残斑系、黄铁矿压力影、长石眼球构造、云母“鱼”、S-C 复合面理普遍。运动学证据揭示两阶段前南华纪韧性变形(图 3),早阶段上盘从 NW 向 SE 方向运动,晚阶段沿 NE 方向左旋走滑[4],伴随有糜棱岩型金矿(德兴金山)的初步富集[6]。

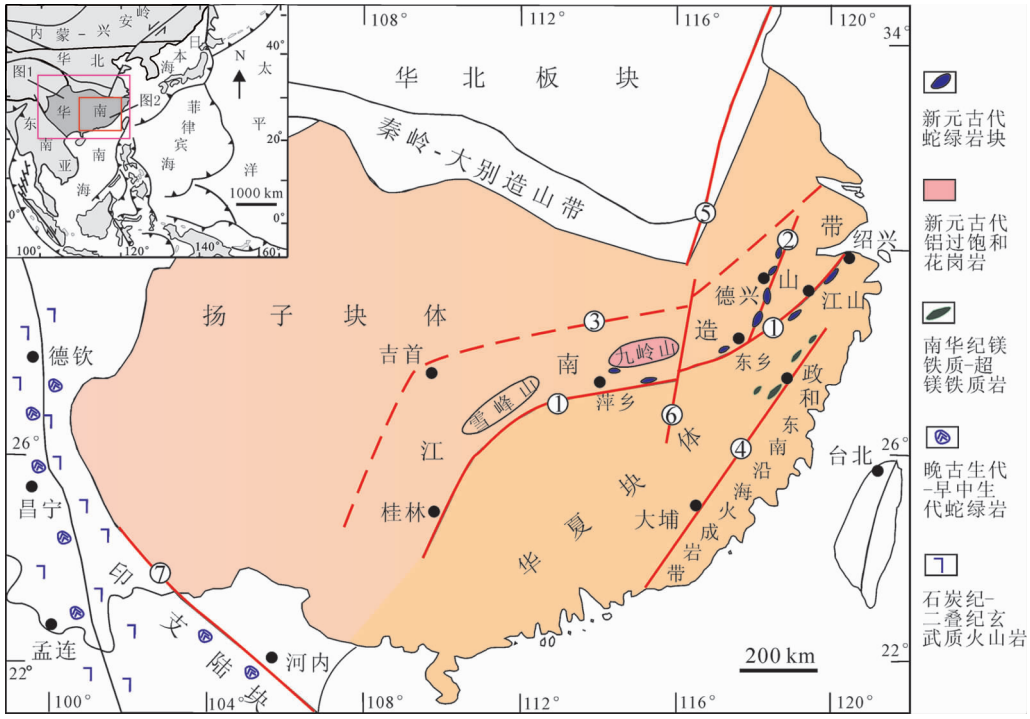


图 1 华南构造格架图

Fig. 1 Tectonic framework of the South China Block

①绍兴-江山-萍乡断裂带;②东乡-德兴断裂带;③江南中生代北界隐伏断裂;④政和-大埔断裂带;⑤郯庐断裂带;⑥赣江断裂带;⑦马江断裂带

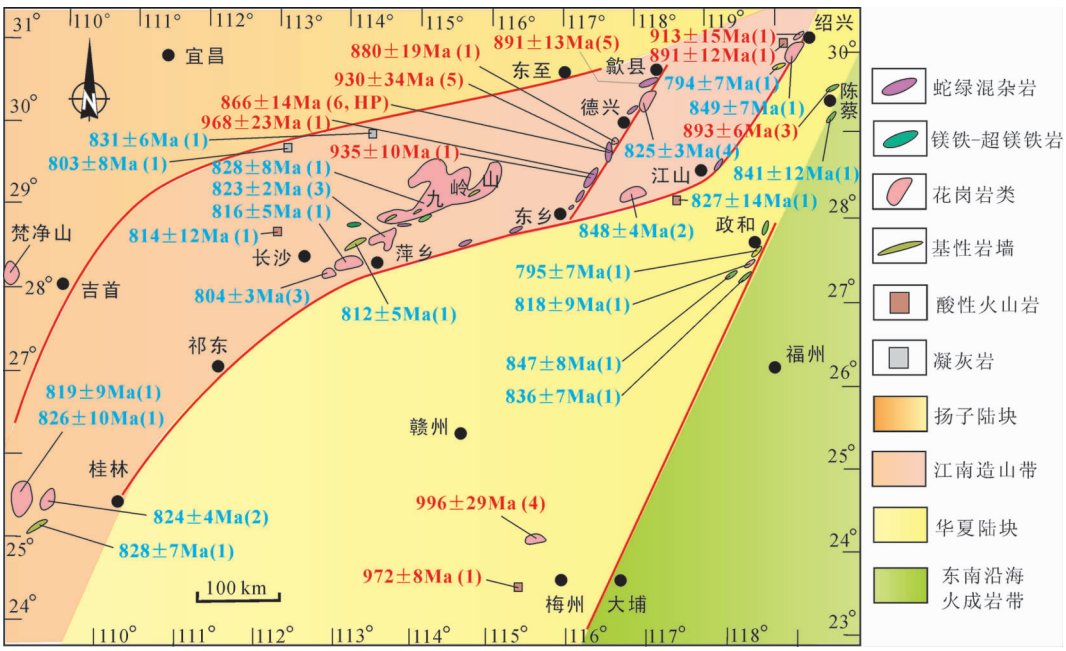


图 2 华南新元古代火成岩分布及其测年数据

Fig. 2 Distribution of Neoproterozoic igneous rocks and their isotopic dating data of the South China Block

括号内数字为测年方法:1, SHRIMP 锆石 U-Pb; 2, SIMS 锆石 U-Pb; 3, LA-ICP-MS 锆石 U-Pb; 4, 锆石蒸发 U-Pb; 5, Sm-Nd;6, K-Ar

2.1.5　区域绿片岩相变质岩

除上述韧性剪切作用之外,9 亿年前后的强烈拼合还产生了区域动力变质作用,形成逾 $10\times10^4km^2$ 面积的区域低绿片岩相变质岩区,由各种变余岩石、板岩、千枚岩组成,局部见石榴黑云片岩、十字石片岩、角闪片岩和花岗片麻岩。主要发育在俯冲带上盘的扬子块体江南地区。

2.1.6　后碰撞期花岗岩

大规模过铝质花岗岩是后碰撞期的标志,可以代表陆-陆碰撞带的位置[22]。沿扬子-华夏 2 个块体的拼合带,出露了 10 多个花岗质侵入体,包括浙东道林山,皖南休宁、许村,浙西石耳山,赣北九岭山,桂北本洞、三防、摩天岭等花岗质岩体,大者面积千余平方千米,小者近 $1km^2$。它们常沿块体拼合带上侵,将拼合带两侧块体牢牢地焊接在一起。岩体中常见堇青石、白云母矿物,均具铝过饱和的地球化学特征,属 S 型花岗岩[22]。经锆石 U-Pb 测年,年龄值集中于 850~800Ma 之间(图 2)[23-28]。

2.1.7　区域不整合面

扬子块体东南缘普遍发育早南华世粗碎屑岩层序,角度不整合或平行不整合覆盖在前南华系之上。尤以皖南兰田,江西弋阳板竹坑、赣北九岭山、修水任家铺,湘北岳阳横铺、沅陵马底驿、东安,贵州梵净山等地的角度不整合关系较清楚。不整合面上下岩石组合和变形强度差异明显,变形样式迥然不同。不整合面之下主要是一套泥砂质岩-变余杂砂岩-变中基性火山岩和侵入岩组合,相当于黔东梵净山群、湘北冷家溪群、赣北双桥山群、皖南上溪群、浙北双溪坞群,岩石中尖棱褶皱、倾竖褶皱、紧闭倒转褶皱极其普遍;紧贴不整合面的是产状平缓、褶皱宽缓的南华系复成分底砾岩-砂砾岩-长石石英砂岩-砂岩夹泥岩组合,相当于湘北的板溪群,局部夹火山岩,并被辉绿岩墙侵入。在湘北、黔东、赣北等地的底砾岩中,含有较多的花岗岩、流纹岩、镁铁质岩、红碧玉和砂岩、硅质岩、板岩等砾石。南华系往上为变形微弱的震旦纪—古生代沉积岩系,以浅海相化学岩为主,碎屑岩为次。

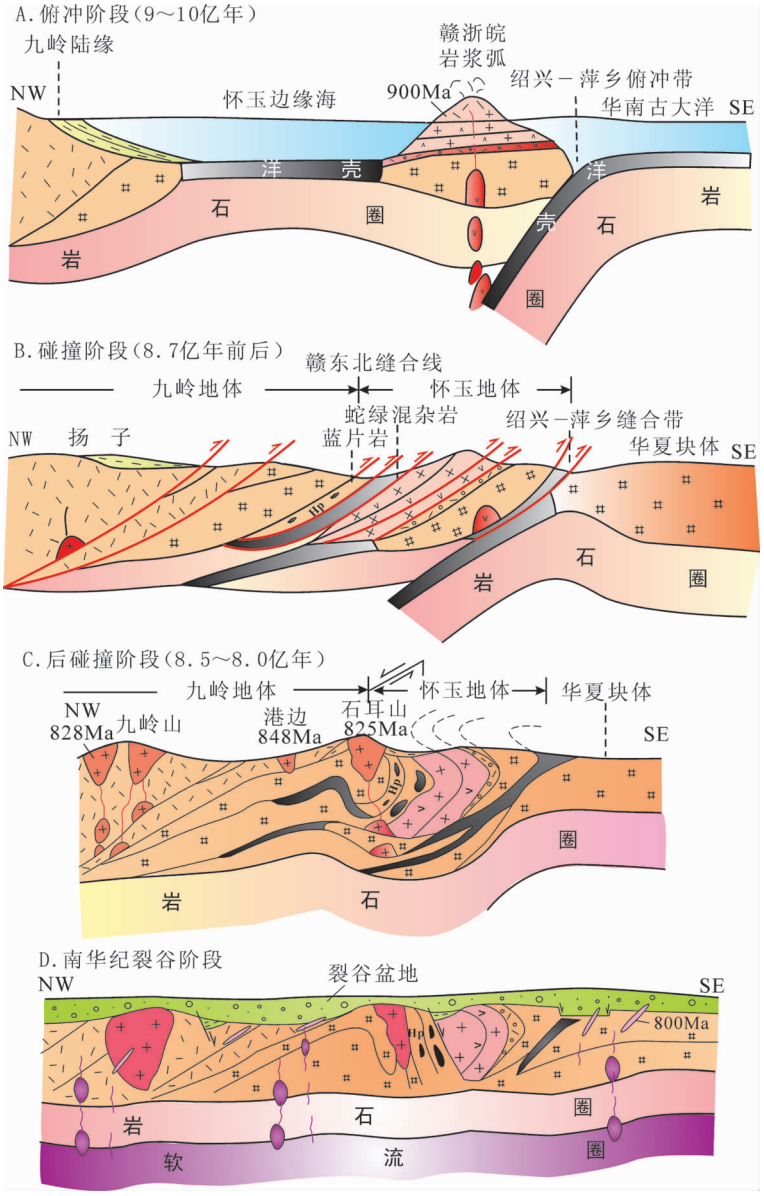


图 3　华南新元古代构造演化模式

Fig. 3　Tectonic evolution model of the South China Craton

鉴于不整合面之上的南华系粗碎屑岩规模与厚度均较小、南华纪早期火成岩组合具有大陆裂谷型的地球化学特征,笔者认为江南地区并无典型的新元古代前陆盆地及其层序。

2.2　新元古代晚期(800~680Ma):大陆裂解→陆内裂谷沉积阶段

2.2.1　联合陆块的裂解

南华纪期间,先前拼合在一块的扬子-华夏联合陆块发生了裂解。裂解的位置或沿袭早先拼合带,

如绍兴-江山-萍乡断裂带，或沿新生的引张带，如两大块体内部的断裂带。裂解导致原蛇绿混杂岩带发生位置错动。在绍兴-江山-萍乡拼合带，原蛇绿混杂岩带被一分为二；根据镁铁—超镁铁岩的裂解错动位置，可判断其为一种朝西张开的剪刀式裂解。以南昌为界，其东侧裂解程度较低，错动距离不明显，其西侧裂解强度较大，早先的镁铁—超镁铁岩带被裂解成南北2支。北支沿南昌—宜丰—万载—浏阳文家市一带展布，过SN向汨罗-茶陵断裂后去向不明，南支则沿南城白土—新余岭上一带延伸，过汨罗-茶陵断裂后同样去向不明。2支镁铁—超镁铁岩带之间为宽数十到上百千米的震旦纪—古生代断裂坳陷盆地。

受新元古代裂解事件的影响，扬子块体和华夏块体上的南华纪和震旦纪—早古生代地层层序、岩石组合差异明显。扬子块体江南区南华纪冰碛岩特征明显，层位和厚度相对稳定；华夏块体的南华纪冰碛岩似是而非且不稳定。江南区震旦纪—早古生代为浅海相碳酸盐岩-硅质岩组合，华夏区则为韵律状笔石相含炭泥砂质板岩岩系，夹灰岩透镜体。依据这一特点，经过野外数条廊式路线剖面的调查追索，笔者初步确定裂解后扬子块体江南区的南界位置为绍兴—江山—玉山—南昌—万载—文家市一线，文家市往西延伸位置不清；华夏块体的北界位置则为绍兴—江山—广丰—新余—萍乡—衡阳—祁东—永州一线，永州往西延伸位置不清。两者之间为古生代断裂坳陷碳酸盐沉积盆地。

2.2.2 新元古代晚期裂解事件的证据

包括华夏块体SE缘的镁铁—超镁铁岩、全区分布的双峰式岩墙群和裂谷盆地。

裂谷型镁铁—超镁铁岩：主要分布在政和-大埔断裂带的龙泉、庆元、政和、顺昌、建阳、建瓯一带，主要岩石组合为变质的辉长岩、辉绿岩、玄武岩、长英质火山岩(图2)，常与无根的蛇纹岩、辉石岩共存，其围岩多为石英片岩、片麻岩和混合岩化片麻岩。其辉长岩、辉绿岩经SHRIMP锆石U-Pb测定，年龄为847Ma±8Ma到795Ma±7Ma[5,29,30]，长英质火山岩锆石U-Pb年龄为818Ma±9Ma[31]，并展现了大陆裂谷的地球化学性质[5]。

双峰式岩墙群(810~760Ma)与裂谷盆地：辉绿岩与细粒花岗岩常以侵入岩墙的方式出现在后碰撞期过铝质花岗岩基中，时代略晚于花岗岩(图2)。在浙东道林山钾长花岗岩和赣北九岭山花岗岩中，常见宽数米到十多米的辉绿岩墙群沿近东西方向密集侵入于花岗岩体中的现象。在南华纪粗碎屑堆积盆地中，气孔状碱性玄武岩与流纹岩呈不等厚互层出现。经岩浆锆石U-Pb法测年，侵入在万载西侧九岭山花岗岩中的基性岩墙，其年龄为812Ma±5Ma[32]；在浙东富阳南华纪盆地中，玄武岩年龄为794Ma±9Ma，流纹岩为792Ma±5Ma[33]。

双峰式岩浆活动到760Ma基本停息[33]。稍后，为陆内裂谷盆地的沉积充填期，包括江南区的冰碛岩堆积。研究较详的有NE向的南华裂谷盆地、富阳盆地、政和-建瓯盆地[34,5]和SN向的康滇裂谷盆地[34]。自680Ma即震旦纪以来，华南进入稳定的陆缘滨海—浅海—斜坡相沉积环境。

2.2.3 岩石圈动力学模型

新元古代早期(9~10亿年)，古华南洋板块朝扬子块体东南缘俯冲，形成江南活动大陆边缘(图3-A)。大约从8.7亿年开始，大洋关闭，华夏与扬子两大块体发生碰撞，产生高压低温变质作用，形成挤压褶皱、逆冲推覆和左旋走滑韧性剪切，导致陆壳增厚(图3-B)。在8.5~8.0亿年期间，在地温累积和放射性热能的作用下，增厚的陆壳发生部分熔融，形成过铝质花岗岩(图3-C)。稍后，受全球Rodinia超大陆裂解事件的影响，由扬子块体与华夏块体聚合而成的华南联合陆块发生裂解，形成大小不等的裂解块体和裂谷盆地。在深部地幔岩浆上涌的作用下，产生基性岩墙，发育在裂谷盆地和早先的花岗岩基中(图3-D)。资料表明，早先裂解尺度大，断裂可达软流圈，致使华夏块体南东缘形成镁铁—超镁铁岩带，江绍拼合带发育基性岩墙群。大约从7亿年开始，转变为壳内尺度的伸展，形成持续稳定的华南板内构造背景，出现长达5亿多年的板内沉积与构造环境。

2.2.4 新元古代成矿作用

研究表明，新元古代成矿作用与同期的裂解作用关系密切。强烈的伸展为岩浆与成矿热液活动提供了有利的通道，导致新元古代早期玄武岩、细碧岩、细碧角斑岩、炭质泥岩中的铜-金矿源层和韧性剪切金矿化得以进一步富集，形成浙江西裘硫化物铜矿、赣湘糜棱岩金矿、赣东北金山金矿矿化带等。研究表明[5]，江南造山带的铜-金矿集区主要经历了2期成矿：新元古代初步富集(韧性剪切与热液交代)和晚中生代脆性破裂、热液叠加的进一步富集。

2.3 华夏块体与早古生代陆内褶皱-造山

2.3.1 基本构成

华夏块体是指出露在绍兴-萍乡断裂南东侧的走向 NE、西宽东窄喇叭状前南华纪变质基底,包括南沙、南海、东海等出露有古元古代基底岩石(测年值 1.7~1.8Ga)的若干海区。任纪舜等[34-35,101]的研究提出,在南海、东海海区,曾经存在一个古隆起,称南海古陆。东南沿海一带,因巨厚的白垩纪火山岩覆盖,其基底属性至今不明。

华夏元古宙块体主要由浙中-闽北(武夷山)、赣中-赣南-粤北(南岭)和云开大山三大区块组成。其最老的岩层为古元古代八都群, 零星出露在武夷山北缘地区。其中,分布在龙泉—龙游一带的多个 I 型花岗岩体和出露在建宁天井坪的角闪岩经锆石 U-Pb 测年,岩浆结晶年龄为 1.8~1.9Ga[36-37]。中元古代岩层主要由沉积岩组成,火成岩不发育,故中元古代时段的测年数据很少。但碎屑锆石测年频谱图表明[38-39],区内仍然存在不少 13~10 亿年测年值的自型岩浆锆石, 揭示研究区附近曾经存在中元古代地质体。新元古代碎屑岩和火成岩在华夏全区广泛发育, 岩浆锆石 U-Pb 年龄数据集中在 0.8~1.0Ga 之间[15-17]。所有元古宙岩石均遭受过强烈变质,形成各种片岩、片麻岩和花岗片麻岩。

2.3.2 复杂的基底信息

华夏块体内发育 2 套岩石构造组合(petrotectonic assemblages),指示不同的构造背景。其一是前南华纪构造岩石组合, 原岩为泥砂质碎屑岩夹火山岩和碳酸盐岩,已经变质成各种片岩、片麻岩、花岗质片麻岩、混合岩及零星的麻粒岩相岩石,反映活动陆缘构造背景; 另一是震旦纪—奥陶纪泥砂质夹炭质与碳酸盐构造岩石组合,几乎不含幔源物质,已变质成各种板岩,反映稳定沉积构造背景。两者之间是南华纪裂谷盆地充填体。野外常见这 2 套岩石构造组合呈断层接触。

近年取得的成果表明, 华夏块体基底的时代比江南造山带的基底时代老, 变形样式比江南地区更复杂。笔者等近年从华夏块体的井冈山和南岭区段奥陶纪和泥盆纪砂岩中获得了 900 多组碎屑锆石 U-Pb 年龄[38-39],数据集中在 5 个时间段,分别为 2.56~2.38Ga(峰值 2.46Ga)、1.93~1.52Ga(峰值 1.7Ga)、1.3~0.9Ga(峰值 0.97Ga)、0.85~0.73Ga(峰值 0.78Ga)、0.68~0.55Ga(峰值 0.65Ga),并发现了 13 颗年龄值大于 3.0Ga 的自形—半自形锆石(最老的 2 组谐和年龄达到 3.96Ga),推测井冈山—南岭地区或附近曾经出露有中太古代地质体。

对比结果表明,2.46Ga 对应于全球陆核的生长事件;鉴于自形锆石居多,说明华夏块体中可能存在古元古代初期的地质体。1.93~1.52Ga 属于 Columbia 超大陆的聚合-裂解信息。0.97Ga 对应于新元古代初期 Rodinia 大陆的聚合事件, 反映华夏块体曾经遭受过 Columbia 和 Rodinia 2 期超大陆聚合事件的影响。0.85~0.73Ga 对应于 Rodinian 超大陆的裂解和雪球事件, 对应的地表地质和岩石证据非常丰富。0.65Ga 相当于冈瓦纳大陆形成的时间,是在华夏地区首次追踪到的泛非事件信息。虽然没有该事件的直接地质证据, 但本区早古生代生物群落和生态演化与冈瓦纳大陆具有密切的亲缘性, 表明泛非事件曾经波及华夏地区。

通过对政和-大埔镁铁质—超镁铁质岩带中的镁铁岩作锆石 U-Pb 年龄测定,获 6 组年龄数据,集中在 850~800Ma 之间[5,29-30](图 2),修正了该镁铁质—超镁铁质岩的形成时代为早古生代的认识。年代学和岩石地球化学特征表明, 华夏块体存在 2 期新元古代岩浆作用[5]:早期以梅州 972Ma±8Ma 的变质流纹岩和流纹质杂砂岩为代表,形成于岛弧环境;晚期以 850~800Ma 镁铁岩、同时代双峰式火成岩为代表,形成于大陆裂谷环境。

2.3.3 震旦纪—奥陶纪沉积环境

南华纪期间的裂解事件, 使华夏块体被肢解成若干残块,较大的有武夷、南岭、云开 3 块。在裂解块体之间,是震旦纪—奥陶纪海盆(槽)区。相当于现今西南太平洋的多岛海格局。和江南区面型展布的碳酸盐-硅质沉积建造不同,华夏区震旦系、寒武系和奥陶系为笔石相碎屑岩系, 以韵律状泥砂质岩层为特征, 大面积出露在赣南井冈山—诸广山和部分的闽北与南岭地区(图 4)。未见同时代的熔岩、火山碎屑岩和基性侵入岩。反映震旦纪以来裂解深度较小,没有拉穿岩石圈,为板内稳定沉积环境。发育在此沉积序列中的长石砂岩、富炭质岩层和灰岩夹层,以及波痕、印模等岩相与沉积构造标志,均指示此期间属于滨海—陆棚—斜坡环境[40]。南岭朝西到广西钦州湾一带,水体不断加深,厚度变大,且与上古生界呈连续沉积[35]。古流向测量数据反映其主要物源区在华夏块体的南侧和东侧, 并非北侧的扬子和江

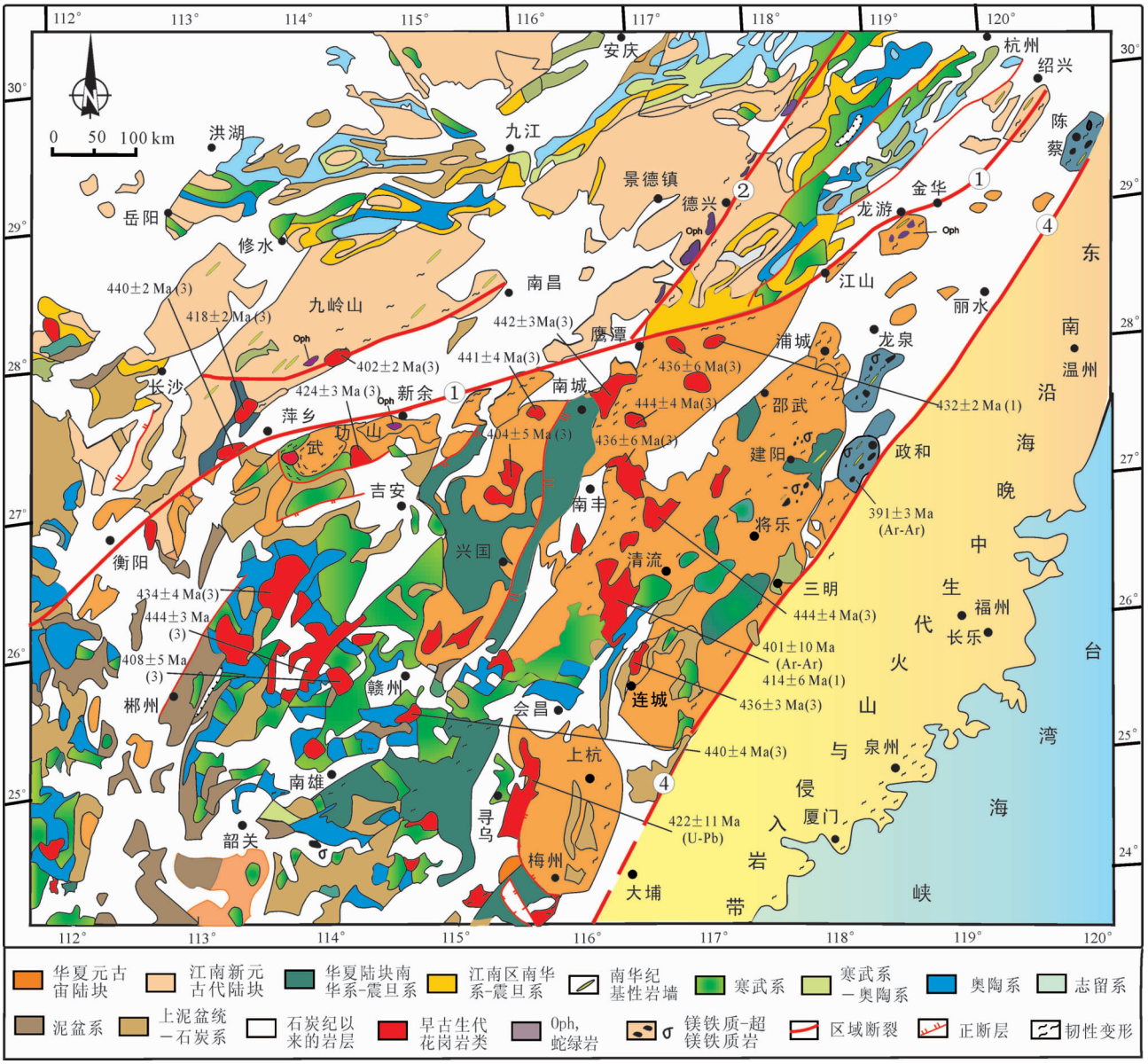


图 4 华南东段南华纪—早古生代地层和早古生代花岗岩类分布图

Fig. 4 Distribution of the strata from Neoproterozoic Nanhua period to Early Paleozoic period and the Early Paleozoic granitoids of eastern segment of the South China Craton

括号内数字为测年方法,①②④为断裂编号,说明同图 2

南块体。映证了在华夏块体东南缘存在一个古老隆起剥蚀区的认识[34-35,101]。

2.3.4 强烈的陆内变形与区域低绿片岩相变质

区域地质调查表明, 志留纪期间华夏区发生了强烈的褶皱隆升与变质作用,因而志留系区域缺失。这期构造作用使震旦纪—奥陶纪岩层区被强烈挤压变形。在井冈山和武夷山一带,紧闭褶皱、倒转褶皱、不对称褶皱、平卧褶皱常见,最大缩短率可达 67%[40]。褶皱轴向多变,以近 EW 向和 NE 向为主,近 SN 向和 NW 向为次,形成武夷山褶皱带、南岭褶皱带、云开褶皱带等。伴随着强烈的逆冲推覆和韧性剪切作用。运动学研究表明,以武夷山的遂昌—兴国一带为轴线,其 SE 侧的岩片发生朝 SE 方向的逆冲变形,NW 侧的岩片发生朝 NW 方向的推覆运移[41],

剖面上呈扇状推覆样式（图 5,A–B 剖面），致使武夷山北侧的陆块和类前陆盆地不断朝 NW 方向扩展，映证了 Rong 等[42–44]古陆西扩的结论。

到中泥盆世,区域褶皱造山和岩浆活动基本结束,代之以强烈沉陷与快速堆积,致使巨厚的中—晚泥盆世磨拉石（砾岩–粗砂岩）不整合覆盖在奥陶系或寒武系板岩之上,或覆盖在花岗岩之上,如赣南泰和、井冈山、上犹陡水、南康龙回和湘北洞口等地所见。

2.3.5　志留纪过铝花岗岩浆活动与同构造期变质变形

在华夏块体内,志留纪花岗岩浆活动非常强烈,共形成大小岩体 100 多个,总面积超过 $2\times10^4 km^2$。绝大多数属于铝过饱和的 S 型花岗岩(二长花岗岩、二云母花岗岩、含堇青石花岗岩等),呈面型展布。笔者等曾对华南 30 多个岩体作过锆石 U–Pb 定年,其岩浆锆石测年数据集中在 440~390Ma 之间[40,45–46](图 4),即早志留世—早泥盆世。岩体中基本不含幔源物质,ε_{Hf} 均呈明显负值[46]。在一些岩基的边部,如武功山、宁化、黎川、慈竹、金溪、宜黄、乐安等岩基的边部,发生同构造期韧性变形，形成数百米至数千米宽度的糜棱岩带或花岗片麻岩带;岩石中面理和拉伸线理发育,不对称残斑、眼球、S–C 复合面理等运动学组构清楚。对其新生白云母作 Ar–Ar 测年,数据集中在 440~390Ma 之间[41,47],属于同构造期花岗岩–糜棱岩组合。

在扬子块体南东缘的江南地层区，早古生代岩层没有遭受明显的变质,仅发生脆性变形,岩浆活动也弱,所出露的早古生代花岗岩数量少、规模小。

2.3.6　成矿作用

华夏块体前南华纪海相地层中存在诸多层位的铁质和硫化物矿源层。南华纪期间的裂解活动使这些矿源层的矿质在热液流体作用下得以迁移和富集，形成了磁铁–石英条带型铁矿和铜铅锌硫化物矿化点。如江西新余大型铁矿、弋阳铁砂街铁矿、武夷山多金属矿化点等。其成矿活动明显受裂解作用的控制,与成矿热液的叠加富集有关。此外,早先含钨锡的矿源层经过早古生代晚期的构造作用和花岗质岩浆活动,得以活化运移,在志留纪花岗岩体与围岩的接触带,多形成钨锡矿化点。如南岭彭公庙花岗岩中的白钨矿、越城岭花岗岩矽卡岩型白钨矿等。早古生代构造–岩浆事件引起的矿化作用，值得今后进一步重视。

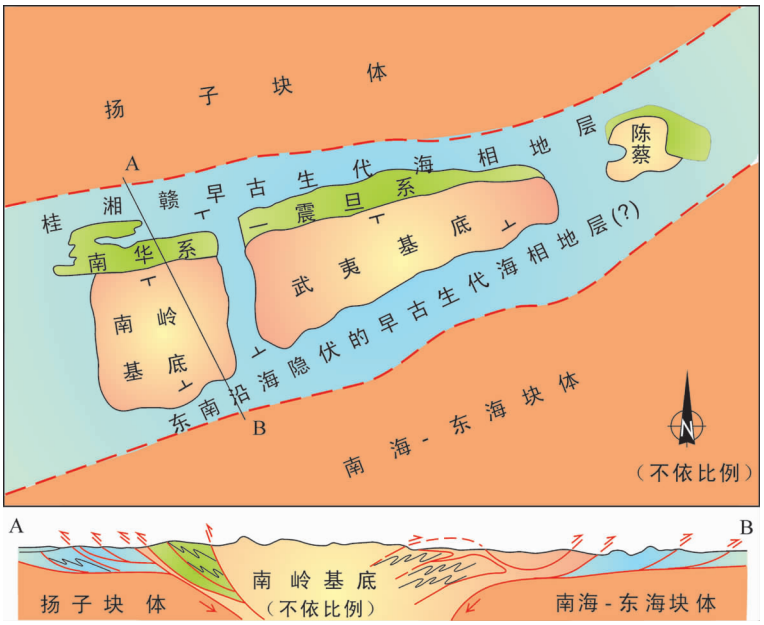


图 5　华南早古生代造山带结构单元(上)及其成因解释(下)

Fig. 5　Tectonic units of the Early Paleozoic orogen in South China and the genetic explanation

2.3.7　大陆动力学机制

华夏块体存在大面积的元古宙结晶基底。新元古代早期(10~9 亿年)发生古板块俯冲、岛弧岩浆与块体拼合作用;新元古代晚期(8.5~6.8 亿年)发生陆内拉张–岩浆作用和裂谷作用，华夏基底被裂解成若干区块，并形成一系列裂谷盆地和 NE 向花岗岩带。震旦纪—奥陶纪属于板内稳定沉积环境,以早古生代笔石相碎屑岩为代表，主要分布在武夷山南北两缘和西缘(图 4、图 5)。晚奥陶世开始,在全球板块碰撞聚合的背景下,发生以武夷基底为核部,南侧的南海–东海块体与华夏块体、北侧的扬子块体与华夏块体的碰撞,以及武夷、南岭、云开等区块与周围震旦纪—早古生代海盆的碰撞–堆叠作用，致使华夏块体边界和内部发生强烈的褶皱和推覆、低绿片岩相变质与同构造期花岗岩浆活动，最终形成早古生代陆内造山带(图 5)。其造山模式可以和世界典型的陆内造山带法国–西班牙边境的新生代比利牛斯山和中亚的天山进行对比。

2.4 早中生代陆内褶皱–推覆–花岗岩浆事件

2.4.1 晚古生代—早中生代沉积环境

根据笔者的研究[30],早古生代晚期的板内构造事件使扬子块体和华夏块体再次聚合，形成了一个初步统一的中国南方岩相古地理格局。在晚泥盆世或早石炭世—中三叠世期间，整个华南基本处在一个稳定的滨海—浅海环境，并出现萍乡–乐平、永安–梅州、涟源–邵阳等断裂坳陷带。其中,在晚泥盆世或早石炭世时期，大部分地区以陆缘碎屑物充填为特征;石炭纪—中三叠世,全区以台地相和陆表浅海相碳酸盐岩夹硅质岩组合为特征，化石丰富,沉积厚度相对稳定(图 6)。从 NE 往 SW 方向,有水体逐渐变深、沉积厚度逐渐变厚之趋势;在钦州湾一带,此时期的沉积厚度可逾万米。中—晚二叠世期间，曾发生过整体陆壳抬升和海退作用,形成多层滨海沼泽–陆相碎屑岩和煤系,如龙潭组、童子岩组、长兴组。

川西和滇西地区在晚二叠世期间发生过强烈的地幔柱[48]或玄武岩浆活动,形成数万平方千米的峨眉山泛流型玄武岩区。然而,在华南大部分地区,在晚泥盆世—中三叠世期间，并没有出现大规模的火山活动,更无深海大洋的物质记录[40]。

2.4.2 早—中三叠世陆内构造–岩浆作用

在早—中三叠世期间，东亚境内古特提斯洋的关闭导致华南地区发生强烈的构造–岩浆作用。在研究区北侧，华南与华北两大块体沿大别山一带碰撞,形成近 EW 向的褶皱造山带和前陆盆地[49-50]。在研究区南西侧，华南块体与缅泰马块体沿藏东碧土–滇西昌宁–孟连–北越马江一带拼合,形成印支期蛇绿混杂岩带、韧性剪切带、过铝质花岗岩带和厚达数千米的前陆盆地粗碎屑岩堆积[51-53]。其 SW 侧为冈瓦纳亲缘性的块体区,NE 侧为华夏块体区,上三叠统磨拉石不整合堆积其上。

在此南北两大构造体制的挟持下，华南块体内部晚古生代滨海—浅海相地层发生了强烈的褶皱和推覆,导致前泥盆纪构造层被强烈再造(reworking)乃至置换。这期变形作用席卷全区,形成大规模的早中生代褶皱–推覆系、大型走滑韧性剪切带和一系列 S 型花岗岩,并使华南构造格架基本定型。以江南区块、武夷山、南岭、雪峰山、钦州地区六万大山–大容山等区段表现最明显。在雪峰山 NW 侧,大型隔档式薄皮褶皱和无根逆冲推覆构造非常发育；在浙西建德–淳安，早古生代褶皱体几乎完全被早中生代褶皱所置换[66];在南岭,出现 3 个平均宽 40~50km 的 EW 向花岗岩带;在武夷山南北两缘,走滑型韧性剪切构造非常发育,局部置换了早期的推覆构造;在萍乡盆地，晚古生代灰岩之上覆盖着一系列自北逆掩而来的新元古界千枚岩飞来峰。对糜棱岩化花岗岩测年表明,其新生云母矿物 Ar–Ar 年龄集中在 240~200Ma 之间[41,47,54-55],其岩浆锆石 U–Pb 年龄集中在 250~205Ma 之间[56]。属于同构造期花岗岩。

北越印支期造山带呈 NW—SE 向展布,与南岭构造带的近 EW 走向不协调。实际上,滇西昌宁–孟连–北越马江带在早中生代是近 EW 走向的；进入新生代，西藏以东大规模的右旋剪切作用使原 EW 向的构造带发生 30~40°的顺时针旋转,遂成现今的形态。

2.4.3 晚三叠世—早侏罗世区域角度不整合

早中生代造山事件结束的表现形式在华南块体的不同区段略有差别。在印支期缝合带的滇西思茅地区,歪古村组(T_3w)紫红色粗碎屑岩角度不整合于上二叠统之上[57]。在桂北防城县,平硐组(T_3p)花岗质砾岩呈沉积不整合覆盖在印支期花岗岩之上[58]。在南岭、武夷和扬子东南缘地区,紫家冲组(T_3z)或小云雾山群(T_3xy)或艮口群(T_3gn)或安源组(T_3a)或文宾山组(T_3w)或焦坑组(T_3j)均为紫红色的粗碎屑岩、含煤碎屑岩层,均角度不整合覆盖于中三叠世—二叠纪的灰岩地层之上[59-61];在浙东南,乌灶组(T_3w)含煤粗碎屑岩层角度不整合覆盖在陈蔡群(Pt_3ch)片岩、片麻岩之上[62]。在宁镇山脉,黄马青组($T_{2-3}h$)不整合覆盖于早三叠世薄层灰岩之上。上述现象表明，早中生代构造事件对整个华南的影响是非常强烈的，这一事件导致了华南海相环境的结束、陆相河湖环境的开始。

2.4.4 成矿作用

早中生代构造–岩浆事件使南岭地区出现了大量含铀的花岗岩，是中国南方铀矿藏的主要源岩,不少大型铀矿床产在此期岩体中 。在中上扬子区，强烈挤压导致大型隔档或隔槽式褶皱和叠瓦状推覆构造的形成,构成良好的储油气构造。在九岭山的元古宙千枚岩山体中,出现一系列石炭纪、二叠纪灰岩构造窗，推测九岭山变质山体是无根的推覆体，深部蕴藏着诸多晚古生代—早中生代煤矿资源和烃源岩。

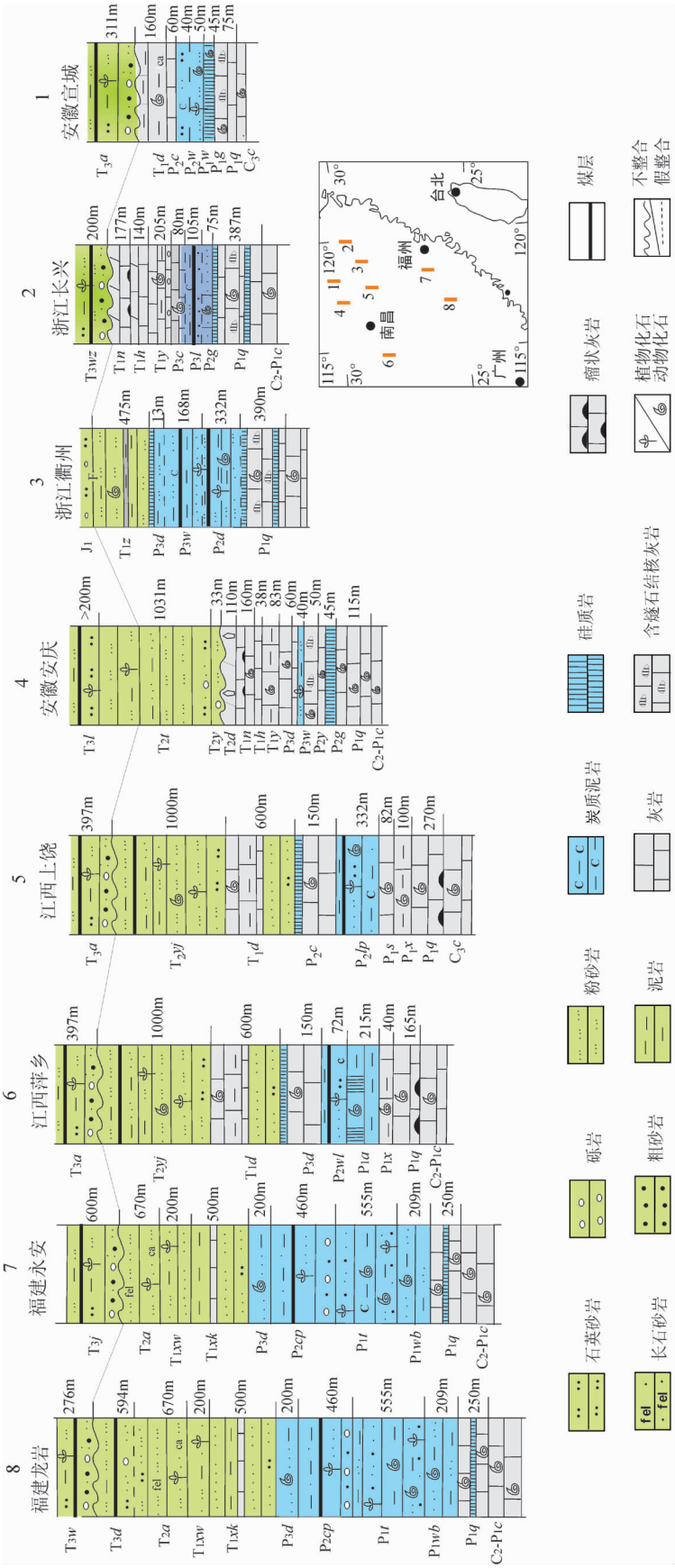


图 6　华南皖浙赣闽晚古生代—早中生代地层对比

Fig. 6　Correlation of Late Paleozoic–Early Mesozoic strata in Anhui–Zhejiang–Jiangxi–Fujian area of South China, showing their sedimentary environment

2.4.5　大陆动力学机制

华南块体南北两侧古特提斯洋在早中生代的闭合及其对应的碰撞作用 (250~220Ma),为华南块体内部地质体的变形、花岗岩浆与成矿热液的活动提供了强大的驱动力，华南属于板块构造围限下的陆内再造区。

2.5　晚中生代构造转换与华南盆岭构造

2.5.1　构造体制的转换

早中生代构造事件之后，东亚地区发生了从特提斯构造域向古太平洋构造域的转换，发生了由近 EW 向构造线朝 NE 向构造线的变化[65]。一方面,在武夷山西缘的闽西—赣南—粤北一带，发生了陆内伸展或裂谷活动,形成一个宽 30~40km、沿近 EW 方向延伸约 250km 的早、中侏罗世火山–沉积盆地群,盆内广泛发育灰绿色、棕红色等杂色玄武岩–流纹岩和气孔状碱性–偏碱性玄武岩，厚度 200~800m 不等。为中国东南部自南华纪以来最强烈的一次火山喷发活动。盆地边缘发育层状基性—超基性杂岩体和碱性花岗岩[66]。其同位素测年值为 160~190Ma[66-70]。在武夷山和南岭,160~150Ma 的铝过饱和花岗岩也很发育。另一方面,沿海地区则遭受强烈挤压,进而隆升,武夷山北麓中侏罗统的砾岩–砂砾岩堆积即为证明。致使晚三叠世—早侏罗世北高南低的地貌格局变为南北两侧高、中间(赣州–杭州带)低

的古地理环境[71]。故笔者等[66,68]曾厘定南岭是一个构造转换区,160~190Ma为构造体制转换期。

这期活动的主要原因是古太平洋(南部的库拉板块、北部的伊泽奈崎板块)朝东亚陆缘的低角度俯冲。研究表明,古太平洋板块在晚中生代的俯冲带位置是日本中央构造带-台湾中央纵谷带-西菲律宾的民都洛-巴拉望[72]。早白垩世开始,从特提斯向古太平洋构造域的体制转换已经基本完成,全区主要受古太平洋构造域的控制,形成东南沿海花岗质火山-侵入杂岩带和沉积盆地群,并导致了华南盆岭构造的形成[65]。这期构造-岩浆活动,强烈改造-置换了华南陆块的EW向特提斯构造域。例如,南岭地区的三大花岗岩带均呈EW向展布,但带内的一些早白垩世花岗岩长轴却呈NE向延伸。

2.5.2 古太平洋构造域的演化

中生代是古太平洋板块活动的高峰期,形成宽广的活动陆缘带。日本属于火山岛弧区,中国东南部属于弧后伸展区,故东南沿海一带早白垩世花岗岩浆、双峰式火山岩和断陷盆地发育[66]。到早白垩世晚期,在古洋壳上出现了大而轻的陆块[73-74],它们随大洋岩石圈一起沿俯冲带朝东亚大陆碰撞拼贴,结束了古太平洋板块朝东亚陆缘的俯冲历史,形成西南日本-台湾纵谷带-民都洛-巴拉望蛇绿混杂岩带、高压低温变质带和韧性剪切带,碰撞型花岗岩广泛发育。对西南日本和台湾纵谷带的蓝闪石片岩带测年,获蓝闪石Ar-Ar测年值100~90Ma[75-76]。受此碰撞的影响,东南沿海形成了NE向的长乐-南澳大型左旋走滑韧性剪切带,新生白云母Ar-Ar测年值为120~100Ma[79]。浙闽沿海地区出现多处晚白垩世粗碎屑岩微角度不整合覆盖在早白垩世火山岩之上的现象[65,77-79]。

晚白垩世以来,俯冲带朝洋跃迁和新生代太平洋沿现代俯冲带的高角度俯冲[80],导致新的海沟与日本弧之间处于拉张应力状态[81],东亚陆缘发生了更大规模的伸展减薄活动,形成了一系列NE—NNE方向的断陷盆地群,如赣杭、东营、松辽等大型盆地群。盆地中充填逾千米厚的晚白垩世—古近纪红色泥砂质岩层,夹碱性玄武岩和基性岩墙。碱性花岗岩也较发育,形成一个从粤闽浙沿海-下扬子-苏鲁-辽东的大规模碱性花岗岩带,岩体时代为70~100Ma[82]。

2.5.3 华南盆岭构造

在晚中生代太平洋板块低角度俯冲的过程中,华南处在日本岛弧的弧后伸展区,致使地壳和岩石圈被强烈减薄(东南沿海地壳厚29km,岩石圈厚80km)[65],发生巨量花岗质岩浆侵入与火山岩喷发堆积,发育大规模的伸展盆地和数千米厚的流纹岩-火山碎屑堆积体,并出现中深层次的变质核杂岩(庐山、武功山等)[65,83,87]和中浅层次的花岗质热隆伸展构造(诸广山、衡山等),构成了华南盆-岭构造[56,65-66,84-85]。

研究表明,中国东南部晚中生代盆地总面积约$12.8\times10^4km^2$。已经厘定出裂谷、断陷(火山-沉积断陷、沉积断陷)2种类型的盆地[86]。统计结果表明,裂谷盆地(J_2)约$4600km^2$,火山-沉积断陷盆地(K_1)约$85500km^2$,沉积断陷盆地(K_2—E)约$37900km^2$[66]。与盆地形成的同时,发育了与盆地面积相近的花岗岩,达$14\times10^4km^2$,构成了华南巍峨雄伟的山岭地貌。火成岩年龄数据集中在中、晚侏罗世和白垩纪2个时期[56]。从内陆到沿海(从NW向SE、从W向E方向),火成岩形成时代逐渐变新、规模逐渐增大。

从沿海到内陆主要的山岭有:①闽中的戴云山-博平岭山带,以早白垩世花岗岩岩基为主体,呈NE向展布,两侧为早白垩世火山-沉积盆地,主峰戴云山海拔1856m。②闽北—赣中的武夷山脉,以早白垩世花岗岩岩基为主体,发育在前泥盆纪变质基底之上。海拔在1500m以上的花岗岩山峰有十多座,呈NE向展布,主峰黄岗山海拔2158m,甚为壮观。山体北麓为白垩纪—古近世钱塘江-信江坳陷盆地,SE侧为早白垩世东南沿海火山盆地。③赣中的武功山,面积$3000km^2$,是一个晚中生代变质核杂岩[83,87],其核部由6个早白垩世含钨矿的花岗岩体组成,呈近EW向展布,明月山的主峰金顶海拔1918 m。山体北麓为萍乡盆地,南麓为安福盆地。④近东西向的南岭山系,由3条宽40~50km的花岗岩带所组成,其间为三叠纪—侏罗纪沉积盆地。单个花岗岩体多呈NE向展布,形成著名的大庾岭、骑田岭、越城岭、萌渚岭、都庞岭五大山岭,最高峰石坑崆海拔1902m。诸多盆地带出现在花岗岩山岭之间,盆地-山岭结合带多为伸展断层。花岗岩山岭与沉积盆地空间相伴,时代相近,略早于盆地[66]。

2.5.4 伸展型构造岩浆组合

强烈的古太平洋板块俯冲作用,不仅形成了宽

广的活动陆缘带,也触发了深部地幔活动,促使幔源岩浆顺断裂通道朝陆缘伸展区上涌、底侵,导致晚中生代双峰式火成岩、花岗岩(沿海 I 型为主、陆内 S 型为主)、碱性花岗岩、基性岩墙群在华南广泛发育,局部见深源基性麻粒岩包体,构成伸展型岩浆组合[65]。其中,晚中生代双峰式火成岩包括双峰式火山岩与双峰式侵入岩 2 种,形成于早—中侏罗世和早白垩世 2 个时代。

双峰式火成岩:早—中侏罗世双峰式火成岩主要分布于南岭地区,呈 EW 向分布。玄武岩与流纹岩厚度近于相等,并有少量同期含霓辉石碱性花岗岩共生。玄武岩的隐晶少斑结构特点反映其形成于较快速率的伸展-裂谷背景。早白垩世双峰式火成岩主要分布在浙闽粤沿海,为一套双峰式火山岩、双峰式侵入岩和碱性花岗岩构成的伸展构造岩浆组合,呈NE 方向延伸。在双峰式火山岩中,以流纹岩为主,玄武岩的比例不超过 1/10。早白垩世玄武岩属陆缘弧拉斑玄武岩,少量粗面玄武岩,明显区别于南岭早—中侏罗世裂谷型玄武岩;流纹岩的 Nd 同位素数据反映有一定幔源物质的加入,属壳幔相互作用的产物[56]。早白垩世双峰式侵入岩主要呈辉绿岩与花岗斑岩的复合岩墙、辉长岩与花岗岩的复合岩体形式产出,在福建沿海漳州、泉州、平潭岛、同安等地比较发育。

碱性花岗岩:浙闽沿海存在一条晚白垩世碱性花岗岩带,长约 800km,宽 60~80km,常与 I 型花岗岩共生,构成 I—A 型复合体[65],如福州岩体和漳州岩体。碱性花岗岩往往具有晶洞构造,晶洞中常被石榴子石、白云母和碱性铁镁矿物等充填,显示浅源、高侵位的特征。地球化学特征反映其为壳幔混源的产物,年龄介于 90~100Ma 之间,而 I 型花岗岩的年龄均在 100Ma 以上[88]。

花岗岩:在华南地区,晚中生代花岗质岩浆活动规模大,形成巨量花岗岩。强烈的花岗岩浆活动主要出现在 2 个时期[65]:在武夷山以西的大陆内部,花岗岩浆活动主要发生在中侏罗世,年龄峰值在 170~150Ma 之间,多为铝过饱和花岗岩;在东南沿海地区,绝大多数花岗岩体形成于早白垩世,年龄峰期为 140~110Ma,少数形成于晚白垩世,主要是 I 型花岗闪长岩和 I 型花岗岩。普遍发育似斑状结构和块状构造。规模大,分布广,多以岩基形式出现。岩基长轴多呈 NE 走向,常与同时代的火山岩盆地相伴产出,或垂向过渡或侧向渐变。野外可见上部为流纹质熔结凝灰岩、流纹岩,根部为花岗岩的岩性变化,或平面上两者共生产出。其岩石地球化学数据显示,流纹质火山岩与 I 型花岗岩具有同时代、同源的特征,构成花岗质火山-侵入杂岩组合[88-89]。其形成机制是:俯冲板块物质的深部熔融,地幔物质沿引张断裂分熔上涌(玄武岩浆底侵)和上盘板块中、下地壳的高热软化、部分熔融等诸多因素联合作用之产物[80]。

2.5.5　巨量成矿物质的聚集

晚中生代大规模的强烈伸展作用导致了华南地区巨量成矿物质的聚集,形成了该区有史以来最为丰富的矿产资源[63]。华南块体中最为重要的钨、锡、铌、钽、铋、铜、铅、锌、金、银矿集区均与钦杭断裂带有关。“钦杭”带一词最早由杨明桂等[90]提出,当时称钦杭结合带或钦杭成矿带,大致沿杭州—江山—东乡—萍乡—钦州湾分布,走向北东,被认为是从新元古代绍兴-江山缝合带演变而成的,是中国南方最重要的成矿带[7,90]。Gilder 等[91]称十杭带,沿杭州—江山—抚州—乐安—贵东—骑田岭—姑婆山—十万大山分布,东乡以东基本和江绍断裂重合,东乡以西则斜交江绍断裂,在华夏块体内部通过。认为其最显著的标志是,在中生代它是一个大规模的高 Sm-Nd 地球化学异常带,构造上表现为伸展加走滑的性质。带内诸多中生代花岗岩含有幔源基性岩的包体[56,89]。绝大部分的中生代花岗岩与晚三叠世—早白垩世盆地及其矿产均分布在该带的 SE 侧,其 NW 侧很少发育。

钦杭带南侧的南岭东段是中国也是全球最重要的钨锡铌钽铀多金属成矿区[7]。赣中乐安县相山和南岭花岗岩区分别是全国最大的花岗质火山岩型铀矿和侵入岩型铀矿的产地,南岭地区晚中生代形成的钨、锡、铌、钽、铋等矿产储量均占全国总量的 80%以上。在铜、铅、锌多金属方面,有千万吨储量的德兴特大型铜矿、德兴大型铅锌矿和永平、冷水坑、东乡等大型铜矿。在金矿方面,有上杭特大型金矿、德兴金山特大型金矿和九江地区中—小型金矿。在铁、铜-钼矿产方面,宁芜、大冶等地均发育多个大中型铁矿和铜钼矿床。此外,在浙闽沿海晚中生代火山岩区,沸石、寿山石、鸡血石、青田石等非金属矿产比较发育。

上述矿产和矿集区,虽然其原因离不开岩浆作用、断裂活动、流体交代与富集、矿源层等基本因素,

但长时间大规模的强烈伸展与地壳减薄作用为晚中生代所独有。或许,这就是各个时代唯晚中生代成矿物质最富集的一个根本原因。

2.5.6 岩石圈动力学机制

古太平洋板块低角度俯冲作用导致下插板片物质在深部熔融尔后上涌→被俯冲扰动的地幔岩浆沿引张断裂分熔上涌(玄武岩浆底侵)→导致上盘板块中、下地壳物质被高热软化、部分熔融或花岗岩化→热液蚀变-矿化、矿质迁移与富集。诸多因素联合作用,导致晚中生代伸展型构造岩浆组合和伸展盆地广泛发育,形成华南盆岭构造和大型矿集区。

3 若干问题的讨论

3.1 与新元古代拼合带有关的问题

3.1.1 拼合带的西延

扬子块体与华夏块体在新元古代拼合带的位置在东段比较清楚。在赣东北断裂带和绍兴-萍乡断裂带,其拼合的地质标志(蛇绿混杂岩、岛弧型火成岩、高压变质岩残迹、S 型花岗岩等)相对齐全,测年数据质量较高,得到广大地质研究者的认可。但是,过萍乡或浏阳文家市之后的湖南区段,地表植被广覆,缺少关键地质标志而使该拼合带的西延难以确定。野外调查表明,除益阳元古宙岩层中见岛弧型枕状玄武岩零星露头外,益阳以西的湖南境内再也没见到新元古代镁铁岩或超镁铁岩。而桂北龙胜—元宝山一带的镁铁岩或超镁铁岩因风化剧烈,露头差,锆石含量低,难以获得高质量的岩石地球化学成分数据和年龄值,导致其构造属性和成因机制迄今未能解决。

3.1.2 华夏区的北界

在浙赣地区,华夏沉积区的北界沿绍兴—江山—广丰—新余—萍乡一带通过基本上是清楚的,但进入湖南则因岩层出露差而模糊不清。笔者曾采用特征沉积岩组合(见前 2.2.1 节)来确定江南区的南界,藉此大致推测华夏区的北界或湖南段的拼合带位置。在新化-茶陵近 SN 向路线剖面中,江南型早寒武世石煤层-灰黑色灰岩夹硅质岩组合在新化泸观和祁东关市-风石堰等地均较发育,过祁东向南,在祁阳大桥湾,江南型地层消失,而代以华夏型奥陶纪碎屑岩的大片出现。笔者工作证实,陈旭等[92]将祁东作为江南区与华夏区分界线的位置是合理的。

3.1.3 板溪群的时代与属性

板溪群是一套微弱变形的泥砂质岩石或浅变质的板岩组合,角度不整合覆盖在紧闭褶皱变形的冷家溪群泥砂质板岩之上,主要分布在湘西—湘北一带。其时代和构造属性在 20 世纪 80—90 年代曾引起国际学术界一场大争论。经过广大地质人员实事求是的工作,其时代归属新元古代已是定论。近年对湘东北岳阳县横铺镇冷家溪群不整面之上的板溪群底部凝灰岩作 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年,获 803Ma±8Ma[93]的年龄值,相当于南华纪。证明早先 1:20 万区调成果质量是高的,层位厘定工作是正确的。鉴于该角度不整合面具有区域稳定性,不整合面上下的岩石变形强度反差巨大,故推论江南造山带湘北区块新元古代的造山事件至少在 800Ma 之前就已结束。

3.1.4 前陆盆地

世界上典型的板块碰撞造山带均有平行造山带的前陆盆地和厚达数千米到万米以上的磨拉石堆积体配套。然而,这一重要地质标志在江南造山带并不发育,所见到的粗碎屑岩盆地小,厚度不大,不符合前陆盆地定义的基本要求。其中原因是南华纪裂解强度太大,或后期构造变形剧烈,破坏并置换了稍早的前陆盆地,还是前陆盆地本来就不发育,就像天山早古生代造山带那样,均难定论。

3.1.5 江南造山带基底的时代

南京地质矿产研究所微古生物专家阎永奎曾在江南造山带东段炭质岩中鉴定出丰富的古藻类组合,厘定了该区中元古代乃至古元古代岩层的存在[7,94]。但近年对这些岩层作碎屑锆石 U-Pb 测年,其最大沉积年龄不超过 10 亿年[3],即这些岩层的蚀源区地质体最老年龄不老于 10 亿年。笔者曾做过一些检验性的测年工作,结果基本相同。一种可能的解释是:该区前 10 亿年的蚀源区地质体不含火成岩,故其真实年龄无法用锆石 U-Pb 法检出。如前所述,华夏块体也有类似现象(即中元古代火成岩极少发育)。

在目前测年方法存在局限性的情况下,我们建议多做地质调查,加强综合分析,不要光凭锆石 U-Pb 法的最大沉积年龄不老于 10 亿年就简单地否定大于1.0Ga 沉积体的存在。

3.2 华夏古陆问题

根据国内外文献综合,所谓古陆是指时代老、规

模大、长期被剥蚀、地形起伏小、刚性强(稳定)的结晶岩区。其上盖层平缓,盖层褶皱基本不卷入到古陆内部。如前所述,华夏块体主要由新元古代岩石和地层组成,古元古代岩石只零星见于北武夷山及东海、南海海区,中元古代沉积岩系因不含火成岩地质体而无法检出。其上覆盖的震旦纪—早古生代岩层产状陡立,发生在早古生代晚期的盖层褶皱变形已经强烈卷入基底内部。因此,地表所见的华夏块体并不符合古陆概念要求的时代老、规模大、长期稳定等必要条件。它不是古陆,而是个前南华纪结晶基底。建议弃用华夏古陆之名称。

鉴于武夷、南岭、云开 3 个块体主要的岩石组合、时代与碎屑锆石年龄频谱基本相同,故推断它们早先曾是一个整体。如果在元古宙期间华夏不是一个统一块体,则很难解释延伸 1500km 的江南造山带的形成,很难理解同等延伸长度的 S 型花岗岩带(840~800Ma)的形成。

3.3　早古生代板内褶皱造山的驱动力问题

华南早古生代褶皱带是一基本的地质事实。鉴于从震旦纪到奥陶纪全区没有深海大洋,没有幔源岩浆的踪迹,没有火山岩,没有超岩石圈断裂,因而该区不存在早古生代板块俯冲机制。属于板内褶皱带或陆内造山带[40~41,45,95]。然而,陆内造山的驱动力是什么?周边板块碰撞的远程效应是一可能的解释。按此模式,其北侧动力源来自秦岭地区早古生代的板块俯冲和碰撞,受其朝南推挤应力的影响,扬子与华夏块体之间的江绍海盆被关闭并朝华夏块体下冲,导致上盘华夏块体岩片朝北逆冲,陆地北扩和西扩[41~44];其南东侧动力源则来自南海陆块朝华夏块体下冲,导致上盘华夏岩片朝 SE 逆冲(图 5)。韧性变形运动学结果支持这一认识[40]。其造山过程与比利牛斯山相仿。目前存在的问题是,华夏块体南东侧南海陆块的确定。有待今后进一步研究认定。

3.4　早中生代构造–岩浆事件问题

如前所述,虽然华南在早中生代发生了全区性的褶皱变形和推覆构造,S 型花岗岩浆活动也较强烈,有人用大洋板块平板俯冲解释这期强烈的变形[96],但这种平板俯冲模式需要可靠的岩石和地质证据的支持,需要合理解释俯冲上盘岩片为何不朝 NW 倾斜向 SE 逆冲,而是反常地朝 SE 倾斜向 NW 逆冲。

在整个晚泥盆世—中三叠世期间,除滇西、川西和海南岛之外,华南绝大部分地区处于滨海和浅海台地—陆表海环境(图 6),属于稳定的板内环境,没有蛇绿岩,没有切穿岩石圈的断裂,没有大规模的火山岩,没有幔源物质的添加,没有活动陆缘的物质组合。但早中生代构造变形确实非常普遍和剧烈。研究表明[30],这是周边板块碰撞应力波及华南陆内,进而导致陆内变形作用的产物。

在二叠纪,华南西缘受印支板块作用的影响较明显,触发了深部幔源活动,形成了峨眉山早二叠世地幔柱和川西、滇西二叠纪火山岩带、攀西裂谷带。虽然华南内部局部地点如赣东北曹溪、铅山永平见有少量二叠纪玄武岩夹层和火山碎屑岩夹层,但是广大地区并无火山和侵入活动的物质记录,表明峨眉山地幔柱对华南内陆的影响较小。

强烈的早中生代陆内变形,还使早先的断裂带再次活动,改造和叠置于先前的构造形迹,导致构造属性判读困难。这方面的例子是雪峰山。早先它被认为是新元古代江南造山带的一部分[1],后来又被定为早古生代褶皱带[97],近年不少学者确定它是个印支期变形带[54~55,98]。根据笔者的区域资料分析和野外实地考察,早中生代构造事件对雪峰山先前的褶皱轴向、变形样式和构造格局的再造确实是非常明显的。雪峰山是个多期构造叠加带。

3.5　晚中生代若干问题

3.5.1　构造体制转换的过程

目前研究现状是,基本确定 190~160Ma(早—中侏罗世) 是特提斯构造体制向古太平洋构造体制转换的时间,南岭是构造体制转换的重要位置,转换标志是双峰式火山岩和裂谷盆地群。但是,构造体制转换的过程仍然不清楚,转换过程中山体的变化、盆地的变化、深部构造的变化和转换区的范围也很不清楚。尚待进一步研究。

3.5.2　晚侏罗世地层序列问题

在中国东部广大地区,原定为晚侏罗世的流纹岩和花岗岩,已被近年高质量的测年数据标定为早白垩世[88~89]。早先划分的大片晚侏罗世地层,也被古生物地层鉴定者重新厘定为早白垩世地层。这种岩层时代的纠正是完全正常的学术行为。问题是,部分国内学者把对火山岩地层时代的纠正扩大到所有的晚侏罗世地层,导致整个中国东部地区晚侏罗世沉积历史被全部清洗和空缺,乃至出现“晚侏罗世东部高原”的命题。笔者接受对华南部分地层时代的纠正,但是关于全区是否完全缺失晚侏罗世火山活动

和晚侏罗世地层必须特别慎重，需要进一步的调查和测年检验。对于赣江以西没有火山岩出露的大片赣湘粤沉积区，原先用多种标准化石定出的晚侏罗世沉积序列[99]是否全错了，是否真有一个“晚侏罗世东部高原”?进一步开展华南晚侏罗世地层序列与火山岩年代学的甄别，是非常必要的。

3.5.3 地幔柱问题

华南陆内有无晚中生代地幔柱？首先需要符合定义的标志和物质证据。如前所述，在中国东南部，弧后陆区晚中生代的伸展作用非常强烈，地壳和岩石圈都较薄[65,100]，致使深部幔源岩浆活动表现明显，碱性玄武岩、基性岩墙、碱性正长岩、碱性花岗岩等幔源岩浆岩广泛发育。但是，这些幔源火成岩的规模均较小，夹杂在大面积的酸性火成岩中，均沿 NE 向线状排列[56,65]。鉴于地幔柱在地表的基本标志①基性岩的体量必须远远大于花岗岩的体量、②巨型火成岩体具有环型的重力异常和放射状的断裂系统和③幔源火山岩喷发时间短，一般不超过 5Ma，笔者认为，整个华南地区晚中生代的岩浆岩组合、时间跨度、几何学特征均不符合地幔柱的特点；中国东部大规模线状分布的晚中生代火山-侵入岩系也与地幔柱的环状特征相悖。因此华南晚中生代的构造-岩浆作用虽然受到深源地幔岩浆成分的添加和影响，但并不存在晚中生代地幔柱的表现方式。

4 主要结论

(1)华南由扬子和华夏两大块体组成，经历了长期的构造演化，发生过至少 4 期区域规模的地球动力学事件。它们是：新元古代早—中期的板块俯冲-聚合与裂解事件、早古生代晚期的陆内造山与花岗岩浆事件、早中生代的陆内再造事件与晚中生代构造体制转换和太平洋俯冲背景下的构造伸展-巨量岩浆活动事件。

(2)华夏块体是一个前南华纪结晶基底，不是古陆。华夏块体携带了较丰富的地球早期构造演化的信息。发生在 800Ma 前后的强烈拉张，使原先统一的块体被裂解成了岩石组合相似、年龄相似但走向不同的块体，包括武夷、南岭、云开等块体。到志留纪，发生板内碰撞-拼合，华夏块体与扬子块体再次拼合，形成初步统一的中国南方大陆。

(3)在震旦纪到早—中侏罗世的 5 亿年间，整个华南基本处于大陆板块内部环境，主体处在滨海—浅海—斜坡环境。内部无切穿岩石圈的断层，没有大规模的幔源岩浆和火山喷发的记录。构造变形与岩浆活动均在华南岩石圈范围内进行。经过早—中侏罗世的构造体制转换，遂演化成为晚中生代西太平洋活动大陆边缘的一部分，为弧后伸展区，形成了独特的华南盆岭构造。

(4)从早到晚，华南岩石圈经历了多期、幕式的生长，以侧向增生为主(块体拼合)，垂向生长为辅(岩浆上侵)。长期的板内构造演化和多期花岗岩浆活动，使华南具有很好的成矿条件，成为各种矿产与资源的富集区。成矿作用受岩浆作用、断裂构造、成矿流体、矿源层等因素的联合制约。研究表明，有利的成矿作用多发生在地壳增厚之后的伸展期，伸展越强，成矿越好，长期演化，叠加富集。其中，晚中生代是华南最有利的成矿期，矿种最多，储量最大。南岭带、赣东北带、中下扬子带、武夷山带、东南沿海带是华南进一步找矿特别是深部找矿的有利远景区。

(5)华南基础地质研究程度较高，但仍然存在较多基础地质问题。如新元古代拼合带的西延、华夏块体的北界、江南基底的时代、华夏块体的属性、早古生代陆内造山的驱动源、早中生代强烈变形的构造属性、晚中生代构造体制转换的过程、晚侏罗世地层序列等，有待今后深入研究和解决。

致谢：承蒙王德滋教授和任纪舜研究员审阅全文并提出了宝贵的修改意见，野外工作得到中国地质科学院李锦轶、张进研究员和湖南省地质调查院刘耀荣、陈俊、柏道远高级工程师的热情帮助，中国地质科学院刘训研究员，江西省地矿局杨明桂研究员、江西省国土资源厅陈祥云研究员和南京地质矿产研究所邢光福研究员也给予了诸多帮助，在此一并致谢。

参考文献

[1]Guo L Z, Shi Y S, Lu H F, et al. The pre-Devonian tectonic patterns and evolution of South China[J]. J. SE Asian Earth Sci. ,1989,3: 87-93.

[2]Wang H Z, Mo X X. An outline of the tectonic evolution of China [J]. Episodes, 1995,18(1/2): 6-16.

[3]Wang X L, Zhou J C, Griffin W L, et al. Detrital zircon geochronology of Precambrian basement sequences in the Jiangnan orogen: dating the assembly of the Yangtze and Cathaysia blocks[J]. Precambrian Res., 2007,159(1/2): 117-131.

[4]Shu L S,Charvet J. Kinematics and geochronology of the Proterozoic Dongxiang- Shexian ductile shear zone: With HP metamorphism and ophiolitic mélange (Jiangnan Region, South China)[J]. Tectono-

physics, 1996, 267: 291−302.

[5]Shu L S, Faure M, Yu J H, et al. Geochronological and geochemical features of the Cathaysia block (South China): new evidence for the Neoproterozoic breakup of Rodinia[J]. Precambrian Research, 2011,187: 263−276.

[6]舒良树,施央申,郭令智,等.江南中段板块−地体构造与碰撞造山运动学[J].南京:南京大学出版社, 1995:1−174.

[7]杨明桂,黄水保,楼法生,等.中国东南陆区岩石圈结构与大规模成矿作用[J]. 中国地质,2009,36(3):528−543.

[8]吴荣新,郑永飞,吴元保. 皖南蛇绿岩套辉长岩锆石 U−Pb 定年以及元素和氧同位素研究[J]. 地球学报, 2005,26(增刊):70−73.

[9]Li X H, Zhou G Q, Zhao J X, et al. SHRIMP ion microprobe zircon U−Pb age and Sm−Nd isotopic characteristics of the NE Jiangxi ophiolite and its tectonic implications[J]. Chin. J. Geochem., 1994, 13: 317−325.

[10]Gao J, Klemd R, Long L L, et al. Adakitic signature formed by ractional crystallization: An interpretation for the Neo −Proterozoic meta −plagiogranites of the NE Jiangxi ophiolitic mélange belt, South China[J]. Lithos, 2009,110: 277−293.

[11]徐备, 乔广生.赣东北晚元古代蛇绿岩的 Sm−Nd 同位素年龄及原始构造环境[J]. 南京大学学报(地球科学版), 1989, (3): 108−114.

[12]Chen J F, Foland K A, Xing F M, et al. Magmatism along the southeast margin of the Yangzi block: Precambrian collision of the Yangzi and Cathaysia blocks of China[J]. Geology, 1991, 19: 815−818.

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

[14]Li X H, Li W X, Li Z X,et al. 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[J]. Precambrian Res., 2009,174: 117−128.

[15]Yao J L, Shu L S, Santosh M, et al. Precambrian crustal evolution of the South China Block and its relation to supercontinent history: constraints from U−Pb ages, Lu−Hf isotopes and REE geochemistry of zircons from sandstones and granodiorite[J]. Precambrian Res., 2012,208/211: 19−48.

[16]Shu L S, Deng P, Yu J H, et al. The age and tectonic environment of the rhyolitic rocks on the western side of Wuyi Mountain, South China[J]. Science in China (D), 2008,51(8): 1053−1063.

[17]刘邦秀,刘春根,邱永泉.江西南部鹤仔片麻状花岗岩类 Pb−Pb 同位素年龄及地质意义[J]. 火山地质与矿产, 2001,22(4):264−268.

[18]舒良树,周国庆.赣北元古代地体拼贴带中高压变质矿物的发现及其构造意义[J].南京大学学报(自然科学版), 1988,24(3): 421−429.

[19]周国庆,舒良树,吴洪亮.与赣东北元古代蛇绿岩有关的高温高压变质岩和重变质作用机制的研究[J].岩石矿物杂志, 1989,8(3): 220−231.

[20]Zhou G Q,Zhou H B. Precambrian high −pressure matamorphic rocks within the collision zone of the Yangtze and Cathaysia blocks, China: jadeite/glaucophane−type facies[J]. Inter. Geol. Rev., 1996,38: 87−93.

[21]Shu L S, Zhou G Q, Shi Y S,et al. Study of the high −pressure metamorphic blueschist and its Late Proterozoic age in the Eastern Jiangnan belt[J]. Chin. Sci. Bull., 1994,39: 1200−1204.

[22]Wang D Z, Zhou X M,Xu X. Types and genetic model of Precambrian granitoids of South China[J]. J. SE Asian Earth Sci., 1989,3 (1/4): 255−261.

[23]刘伯根,郑光财,陈时森,等.浙西松木坞群的解体——同位素定年证据[J].地质论评, 1995, (5):457−462.

[24]Li X H. U−Pb zircon ages of granites from the southern margin of the Yangtze block: Timing of the Neoproterozoic Jinning orogeny in SE China and implications for Rodinia[J]. Precambrian Res., 1999, 97: 43−57.

[25]Li X H, Li Z X, Ge W, et al. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ac. 825 Ma?[J]. Precambrian Res., 2003,122: 45−83.

[26]曾雯,周汉文,钟增球,等.黔东南新元古代岩浆岩单颗粒锆石 U−Pb 年龄及其构造意义[J].地球化学, 2005,34(6): 548−556.

[27]王孝磊.江南造山带西段中—新元古代构造−岩浆演化[D]. 南京:南京大学博士学位论文, 2006:1−131.

[28]钟玉芳,马昌前,林广春,等.江西九岭山花岗岩类复式岩基锆石 SHRIMP U−Pb 年代学[J]. 地球科学,2005,30(6):685−691.

[29]Shu S L, Faure M, Jiang S Y, et al. SHRIMP zircon U−Pb age, litho−and biostratigraphic analyses of the Huaiyu Domain in South China− Evidence for a Neoproterozoic orogen, not Late Paleozoic−Early Mesozoic collision[J]. Episodes, 2006,29(4): 244−252.

[30]Shu LS, Faure M, Wang B, et al. Late Paleozoic −Early Mesozoic Geological Features of South China: Response to the Indosinian Collision Event in Southeast Asia[J]. C. R. Geosci. ,2008,340: 151−165.

[31]Li W X, Li X H ,Li Z X. Neoproterozoic bimodal magmatism in the Cathaysia Block of South China and its tectonic significance[J]. Precambrian Res., 2005,136: 51−66.

[32]Wang X L, Zhou J C, Qiu J S, et al. LA−ICP−MS U−Pb zircon geochronology of the Neoproterozoic igneous rocks from Northern Guangxi Province, South China: implications for the tectonic evolution[J]. Precambrian Res., 2006, 145: 111−130.

[33]Wang J,Li Z X. History of Neoproterozoic rift basins in South China: implications for Rodinia break−up[J]. Precambrian Res., 2003,122: 141−158.

[34]Ren J S,Chen T. Tectonic evolution of the continental lithosphere in eastern China and adjacent areas[J]. J. SE Asian Earth Sci., 1989,3: 17−27.

[35]任纪舜, 陈廷愚, 牛宝贵.中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿[J]. 北京: 科学出版社, 1990: 1−205.

[36]李献华.闽浙古元古代斜长角闪岩的离子探针锆石 U−Pb 年代学[J].地球化学,1998, 27(4):327−334.

[37]Yu J H, Wang L J, O´Reilly S Y, et al. A Paleoproterozoic orogeny recorded in a long-lived cratonic remnant (Wuyishan terrane), eastern Cathaysia Block, China[J]. Precambrian Res., 2009,174: 347-363.

[38]Yao J L,Shu L S,Santosh M. Detrital zircon U-Pb geochronology, Hf-isotopes and geochemistry-New clues for the Precambrian crustal evolution of Cathaysia Block, South China[J]. Gondwana Rese., 2011, 20:553-567.

[39]向磊,舒良树.华南东段前泥盆纪构造演化:来自碎屑锆石的证据[J]. 中国科学(地球科学), 2010, 40(10):1377-1388.

[40]舒良树,于津海,贾东,等.华南东段早古生代造山带研究[J]. 地质通报, 2008,27(10):1581-1593.

[41]Charvet J, Shu L S, Faure M, et al. Structural development of the Lower Paleozoic belt of South China: Genesis of an intracontinental orogen[J]. J. Asian Earth Sci., 2010,39: 309-330.

[42]Rong J Y, Zhan R B, Xu H G, et al. Expansion of the Cathaysian Oldland through the Ordovician-Silurian transition: emerging evidence and possible dynamics[J]. Sci. China(D), 2010,53: 1-17.

[43]Rong J Y, Chen X, Su Y Z, et al. Silurian paleogeography of China[C]//Ed Landing, Markes E Johnson. Paleography outside of Laurentia. New York State Museum Bulletin, 2003, 493: 243-298.

[44]Rong J Y, Zhan R B. Surviving the end-Ordovician extinctions: evidence from the earliest Silurian brachiopods of northeastern Jiangxi and western Zhejiang provinces, East China[J]. Lethaia, 2006, 39(1): 39-48.

[45]Faure M, Shu L S, Wang B, et al. Intracontinental subduction: a possible mechanism for the Early Palaeozoic Orogen of SE China[J]. Terre Nova, 2009, 21: 360-368.

[46]Zhang Y,Shu L,Chen X Y. Study of geochemistry, geochronology and petro-genesis of the Early Paleozoic granitic plutons in the central-southern Jiangxi Province[J]. Science in China (Earth Sciences), 2011,54(10): 1492-1510.

[47]舒良树,卢华复,贾东,等.华南武夷山早古生代构造事件的$^{40}Ar/^{39}Ar$同位素年代研究[J]. 南京大学学报(自然科学版), 1999,35(6):668-674.

[48]Xu Y G, Chuang S L, Jahn B M. Petrologic and geochemical constrains on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. Lithos, 2001, 58: 145-168.

[49]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, 1998,161: 215-230.

[50]Faure M, Lin W, Scharer U, et al. Continental subduction and exhumation of UHP rocks: Structural and geochronological insights from the Dabieshan (East China)[J]. Lithos, 2003, 70: 213-241.

[51]Zhong D L, Wu G Y, Ji J Q. The discovery of ophiolite of Southeast Yunnan[J]. Chinese Science Bulletin, 1998,43:1365-1370.

[52]Lepvrier C, Maluski H, Nguyen V. $^{40}Ar/^{39}Ar$ Indosinian age of NW-trending dextral shear zones within the Truong Son belt (Vietnam): Cretaceous to Cenozoic overprinting[J].Tectonophysics, 1997,283: 105-127.

[53]Lepvrier C, Maluski H, Vu V T, et al. The Early Triassic Indosinian Orogeny in Vietnam (Truong Son Belt and Kontum Massif): implications for the geodynamic evolution of Indochina[J]. Tectonophysics, 2004, 393: 87-118.

[54]Wang Y J, Fan W M, Guo F. Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich dioritic-granodioritic intrusions in southeastern Hunan Province, South China: petrogenesis and tectonic implications [J]. Geochem. J., 2003, 37(4): 427-448.

[55]Wang Y J, Zhang Y H, Fan W M,et al. Structural signatures and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of the Indosinian Xuefengshan tectonic belt, South China Block[J]. J. Struct. Geol., 2005, 27: 985-99.

[56]Zhou X M, Sun T, Shen W Z, et al. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanicrocks in South China: A response to tectonic evolution[J]. Episodes, 2006,29(1): 26-33.

[57]云南省地质矿产局. 云南省区域地质志[M]. 北京:地质出版社, 1988:1-727.

[58]广西壮族自治区地质矿产局. 广西壮族自治区区域地质志[M]. 北京:地质出版社,1984:1-853.

[59]福建省地质矿产局.福建省区域地质志[M].北京:地质出版社, 1985: 1-671.

[60]广东省地质矿产局.广东省区域地质志[M].北京:地质出版社, 1988: 1-941.

[61]湖南省地质矿产局.湖南省区域地质志[M]. 北京:地质出版社, 1987:1-650.

[62]浙江省地质矿产局.浙江省区域地质志[M]. 北京:地质出版社, 1989:1-688.

[63]陈毓川, 裴荣富, 张宏良. 南岭地区与中生代花岗岩有关的有色及稀有金属矿床地质[J]. 北京: 地质出版社, 1989:1-260.

[64]邓平, 舒良树, 谭正中.诸广-贵东大型铀矿集聚区富铀矿成矿地质条件[J]. 地质论评, 2003,49(5): 486-494.

[65]Wang D Z,Shu L S. Late Mesozoic basin and range tectonics and related magmatism in Southeast China[J]. Geoscience Frontier, 2012,3 (2): 109-124.

[66]Shu L S, Zhou X M, Deng P, et al. Mesozoic tectonic evolution of the southeast China block: New insights from basin analysis[J]. J. Asian Earth Sci., 2009,34: 376-391.

[67]陈培荣,孔兴功,倪琦生.赣南燕山早期双峰式火山岩的厘定及意义[J].地质论评(增刊),1999,45:734-741.

[68]邓平,舒良树,余心起,等.闽西—赣南早—中侏罗世盆地及其火山岩特征[J].岩石学报, 2004,20(3):521-532.

[69]Zhou J C, Jiang S Y,Wang X L. Re-Os isochron age of Fankeng basalts from Fujian of SE China and its geological significance[J]. Geochem. J., 2005,39(6): 497-502.

[70]Zhou J C, Jiang S Y, Wang X L, et al. Study on lithogeochemistry of Middle Jurassic basalts from southern China represented by the Fankeng basalts from Yongding of Fujian Province[J]. Science in China(Earth Sciences), 2006,49(10): 1020-1031.

[71]王彬,舒良树,杨振宇.赣闽粤地区早、中侏罗世构造地层研究[J]. 地层学杂志,2006,30(1):42-49.

[72]舒良树,周新民. 中国东南部晚中生代构造作用[J]. 地质论评,

2002,48(3): 249-260.

[73]Minato M,Hunahashi M. Crustal structure of the Japanese islands, Japan Sea, coastal part of western Pacific and Phillippine Sea[J]. Bulletin of the Japan Sea Research Institute, J. Kanazawa Univ., 1985, (17): 13-42.

[74]Charvet J, Faure M,Caridrioit M. Some tectonic and tectonogenetic aspects of SW Japan: an Alpine-type orogen in an island-arc position[C]//Nasu N et al.Formation of Active Ocean Margin. Terra Scientific Pub. Co.,Tokyo,1985:791-817.

[75]Ichikawa K, Mizutani S,Hara I. Pre-Cretaceous terrances of Japan [C]//Ichikawa K, et al. Pre-Jurassic evolution of Eastern Asia. Nippon Insatsu Shuppan Co. Ltd., Osaka, 1990:1-413.

[76]Lo C H,Yui T H. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of high-pressure rocks in the Tananao basement complex, Taiwan[J]. J. Geol. Soc. China,1996,39 (1): 13-30.

[77]Lapierre H, Jahn B M, Charvet J,et al. Mesozoic felsic arc magmatism and continental olivine tholeiites in Zhejiang Province and their relationship with tectonic activity in SE China[J]. Tectonophysics, 1997,274:321-338.

[78]Charvet J, Cluzel D,Faure M. Some tectonic aspects of the pre-Jurassic accretionary evolution of East Asia[C]//Metcalfe I, Ren J, Charvet J, et al.Gondwana dispersion and Asian accretion. A. A. Balkema/Rotterdam/brookfield, 1999:37-65.

[79]舒良树,于津海,王德滋.长乐-南澳断裂带晚中生代岩浆活动与变质-变形特征[J]. 高校地质学报, 2000, 6(3):368-378.

[80]Zhou X M,Li W X. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastrn China: implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas[J]. Tectonophysics, 2000,326: 269-287.

[81]Uyeda S. Comparative subductology[J]. Episodes, 1983, 2: 19-24.

[82]王德滋,赵广涛,邱检生.中国东部晚中生代 A 型花岗岩的构造制约[J]. 高校地质学报,1995,1(2): 13-21.

[83]Wang D Z, Shu L S, Faure M ,et al. Mesozoic Magmatism and Granitic Dome in the Wugongshan Massif, Jiangxi Province and Their Genetical Relationship to the Tectonic Events in Southeast China[J]. Tectonophysics,2001,339:259-277.

[84]Shu L S, Deng P, Wang B, et al. Lithology, Kinematics and Geochronology Related to Late Mesozoic Basin-Mountain Evolution in the Nanxiong-Zhuguang Area, South China [J]. Science in China (Earth Sciences), 2004,47(8): 673-688.

[85]Gilder S A, Keller G R,Luo M. Eastern Asia and the western Pacific timing and spatial distribution of rifting in China[J]. Tectonophysics, 1991,197: 225-243.

[86]舒良树,周新民,邓平,等.中国东南部中、新生代盆地特征与构造演化[J]. 地质通报,2004,23(9/10):876-884.

[87]Shu L S, Sun Y, Wang D Z,et al. Mesozoic extensional tectonics in the Wugongshan area, South China[J]. Science in China (D),1998, 41(6):601-608.

[88]王德滋,周新民.中国东南部晚中生代花岗质火山-侵入杂岩成因与地壳演化[M]. 北京: 科学出版社, 2002:1-295.

[89]周新民.南岭地区晚中生代花岗岩成因与岩石圈动力学演化[J]. 北京:科学出版社,2007:1-580.

[90]杨明桂,梅勇文,周子英,等.罗霄-武夷隆起及郴州-上饶拗陷成矿规律与预测[J]. 北京:地质出版社,1998.

[91]Gilder S A, Gill J,Coe R S. Isotopic and paleomagnetic constrains on the Mesozoic tectonic evolution of South China[J]. J. Geophys. Res., 1996,101: 16137-16154.

[92]陈旭,戎嘉余,Rowley D B,等.对华南早古生代板溪洋的质疑[J]. 地质论评, 1995,41(5):389-400.

[93]高林志,陈峻,丁孝忠,等.湘东北岳阳地区冷家溪群和板溪群凝灰岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄-对武陵运动的制约[J]. 地质通报, 2011,30(7): 1001-1008.

[94]舒良树,熊永根,李雅锦.赣北中晚元古代复理石特征及板块构造意义[J]. 江西地质,1989,3(2): 74-77.

[95]Li Z X, Li X H, Wartho J A, et al. Magmatic and metamorphic events during the Early Paleozoic Wuyi-Yunkai Orogeny, southeastern South China: New age constraints and P-T conditions[J]. GSA Bull., 2010,122(516): 772-793.

[96]Li Z X, Li X H. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model[J]. Geology, 2007,35(2): 179-182.

[97]丘元禧,马文璞,范小林,等."雪峰古陆"加里东期的构造性质和构造演化[J]. 中国区域地质,1990, (2): 150-160.

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

[99]邓平, 舒良树, 杨明桂, 等.赣江断裂带地质特征及其动力学演化[J]. 地质论评, 2003,49(2): 113-122.

[100]Li D. The principal characteristics of the lithosphere of China[J]. Geoscience Frontier, 2010, 1(1): 45-56.

[101]任纪舜.中国东南部泥盆纪前几个大地构造问题的初步探讨[J]. 地质学报,1964,44(4): 418-430.