

“雪峰古陆”加里东期的构造性质和构造演化^①

丘元禧^① 马文璞^② 范小林^③ 张渝昌^③
邓家瑞^④ 夏亮辉^① 张旭亮^①

(^①中山大学; ^②中国地质大学; ^③地矿部石油地质实验室; ^④华东地质学院)

摘要 “雪峰古陆”的构造问题是华南区域构造研究中的一个热点。震旦纪至早古生代时期为扬子古陆的东南被动大陆边缘的一部分,发育了以斜坡相为主体的沉积组合;加里东造山作用时期,这里成为扬子古陆的边缘褶皱断山系,但仍为扬子地块的一部分而非习称的华南加里东褶皱带;它是由于华南加里东武夷—云开弧后盆地关闭,扬子地块与华夏地块拼接形成的陆弧碰撞造山带的一个组成部分。其主要构造样式为前陆地带的准原地型逆冲叠瓦推覆构造。

横跨湘、黔、桂三省区交界地区的“雪峰古陆”是华南构造研究的一个热点地区。由于前寒武系在本区的大面积出露,传统上雪峰隆起被看做是自震旦纪、寒武纪以来就长期存在的古陆剥蚀区。但自 60 年代起有人提出当时不但没有古陆反而是较深海盆的论点^[1]。80 年代以来,人们从活动论出发重新认识古陆问题。郭令智、施央申等提出雪峰山是元古代古岛弧^[2],朱夏、陈焕疆等最早提出雪峰山是印支—燕山期的推覆构造^[3,4]。许靖华认为江南—雪峰古陆是来自华夏古陆的阿尔卑斯式巨型辗掩推覆异地体和巨型飞来峰,板溪群是中生代的混杂堆积^[5-7]。对古陆构造性质的认识涉及两个重大问题:(1)对华南大地构造性质特征及演化的认识;(2)在华南古生界寻找海相隐伏油气田。

“七五”期间由 9 个院校、研究所联合开展的江南—雪峰古陆的构造与古生代油气盆地关系的研究获得了若干重要的成果。其中在构造方面主要有:重新肯定了板溪群是元古代沉积的地层单位而不是什么三叠纪的混杂堆积;震旦纪—早古生代时期雪峰地区不是古陆剥蚀区而是大陆斜坡沉积地带;江南—雪峰地区存在众多的逆冲推覆构造和滑覆构造,但它们是准原地型而不是异地体,不存在大规模异地的阿尔卑斯式的辗掩和巨型飞来峰构造。在有关逆冲推覆构造的形成时期上,多数人认为是印支—燕山期,笔者根据在黔东南和桂北所见,认为除了印支—燕山期的逆冲推覆构造外,该区的逆冲推覆构造和滑覆构造在加里东期已经存在^[8]。

1 震旦纪—早古生代时期扬子古陆的被动大陆边缘

本区震旦纪—早古生代时期在大地构造位置上位于传统所谓的扬子地台与华南加里东地槽褶皱带之间的过渡地带。出露的最古老的变质褶皱基底为中元古界冷家溪群和四堡群,晚元古界板溪群与之成角度不整合。

① 国家自然科学基金资助项目(49070130)。

晚元古代时期沉积了同时异相的三个岩群;板溪群/下江群/丹洲群。总的特点是复理石、类复理石建造、火山碎屑岩建造,由浅海砂、页岩、凝灰岩及少量碳酸盐岩组成。在板溪群中,湘西地区多处发现基性、超基性岩成群成带出现。其中在黔阳山石洞及古丈万岩等地区均为喷出之碱性玄武质熔岩,说明本区在板溪群沉积时已处于拉张的构造环境。雪峰(晋宁)运动除在湘西北局部为角度不整合外,在黔东南及桂北均为平行不整合;从板溪群到震旦系代表一种被动大陆边缘沉积组合。这说明本区在武陵运动以后就开始成为扬子古陆的被动大陆边缘,震旦纪时只不过继承这种性质并一直持续至早古生代,在加里东造山幕到来的时候才结束这种状态并转化为后加里东的隆起剥蚀区。

早古生代时期之所以不存在雪峰古陆,其证据在于早古生代每个纪的相带都穿过“古陆”的现代露头,而在岩相和厚度上无变化,迄今为止也未见到任何有关在古陆附近发现下古生界边缘碎屑相的报导^[8]。

2 加里东期扬子古陆东南边缘褶皱断山系

在雪峰古陆区普遍可见泥盆系或石炭二叠系呈角度不整合超覆于前泥盆系之上,即黄汲清之所以称江南古陆为加里东褶皱山系之原意。但是这个加里东褶皱山系并非习称的华南加里东地槽褶皱山系的一部分,而是扬子古陆东南大陆边缘褶皱山系的一部分。在现今雪峰古陆区所见乃是自武陵(四堡)期以来的多期叠加改造的复合构造。要认识加里东期的古构造,从现在的即燕山期以来的现存构造(图1)中经过构造筛分与复原才能奏效。其中构造复原工作涉及许多方法学原则,以及需要地块旋转、构造位移量等方面的数据,难度更大,就目前研究程度尚难做到。做为古构造研究的第一步,是从现今多期复合的构造框架中筛分出现存的加里东期古构造(图2)。

2.1 主要构造框架

通过各种时代确定标志(地层接触关系、岩体的同位素年龄、同沉积断裂、共生构造组合的同时性分析等),可以从多期复合构造的框架中筛分出加里东期古构造的单元,组成本区加里东期古构造框架(图2)。框架的北界为江南断裂,从岳阳至大庸大致呈东西向分布,加里东期为一条重要的地层岩相古生物突变带;北西界为鄂湘黔岩石圈断裂带,物探证明断裂切穿岩石圈底部,断面倾向南东,倾角 55° 左右,断裂带两侧早古生代沉积相不同,为华南寒武纪古生物地理区扬子型与过渡型分界线;区内北西侧慈利—花垣断裂带为该岩石圈断裂带组成部分;再往南西沿保靖—铜仁—镇远—凯里—都匀一线,则为古陆西侧印支—燕山期边界断裂所切,原加里东期边界断裂已难复原;东南侧与华南加里东地槽褶皱带边界断裂则大体沿冷水江—隆回—城步—三江一线分布。这一断裂带沿湘西靖县—桂东北融水一线两侧,寒武系的沉积相存在明显差异:该线以西,龙王庙期属斜坡相沉积,其东侧属盆地相。该线以西,寒武系厚度不足300m,而其东厚度竟达3000m,两者之间缺失下部斜坡相。

在边缘褶皱断带内部尚可进一步划分出东、西两个构造亚带,在湘西北保存比较完好。

2.1.1 西带 以武陵山为主体,北西侧以花垣—慈利断裂带为界,东南侧以怀化北东向断裂与东带为界。本带由上元古界红色板溪群和震旦、寒武、奥陶系组成,一级褶皱带由武陵山复背斜和沅麻复向斜组成。其加里东褶皱之时代依据在于卷入地层和构造走向北东东,其褶皱轴向与加里东期沉积相带及断裂带走向协调一致。此外,我们在麻栗场所做断裂带中的组构测量与分析也证明这一点:在剖面上有低缓角度的顺层滑脱,断坪及断坡,其滑脱层中褶皱经后期改造,现位B轴走向近南北向,但枢纽近直立;向南南东倾伏,倾角 60° — 80° ,复原其原始产状,原始B轴走向

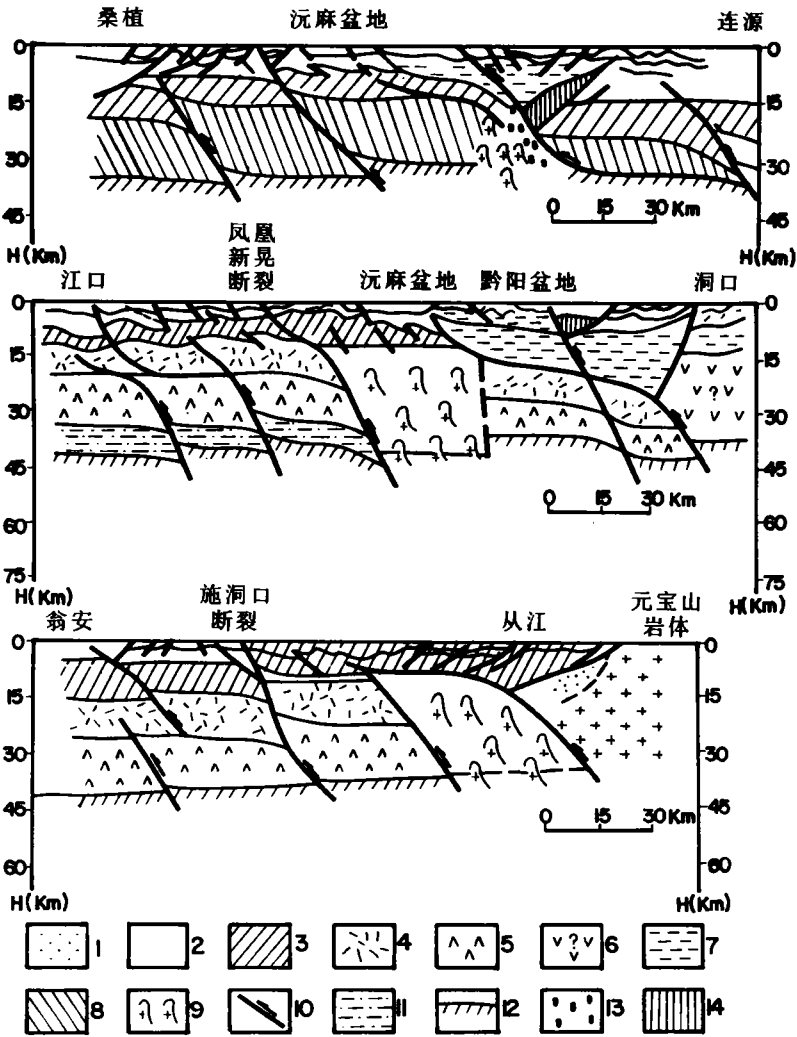


图 1 雪峰地区深部地质构造推断剖面示意图(据范小林)

Fig. 1 Inferred section of deep structure in the Xuefeng area

1—中生代盆地;2—古生代地层山系;3—晚元古界变形层体;4—中元古界褶皱基底;5—晚太古—早元古界变质基底;6—异地块(?);7—上元古—下古生界变形层体;8—下、中元古界基底;9—古生代构造侵入岩脉群;10—主要冲断层;11—壳幔滑脱(相变)层;12—地壳底界;13—壳内韧性剪切带;14—残余洋壳

为北东东,倾向南南东,与前述加里东期主压面区域构造应力场一致。该主体复式褶皱形态开阔宽缓,岩层倾角 10° — 25° ,局部地段主要是近断层处,可达 50° — 70° 不等。顺层滑脱发育,尤以陡山沱组与下伏冰碛层间以及陡山沱组与下寒武统间为最,常形成一些层间倒转或近平卧褶皱,并裹挟着构造透镜体或布丁构造。应该强调指出:震旦系与寒武系之间硅质岩及碳质页岩段的顺层滑脱是区域性的,无论在西带还是东带,甚至在黔东南铜仁地区、黔东南三穗地区到处可见,而其运动指向则既有显示上盘顺层向北西方向逆掩(如铜仁漾头地区),也有显示上盘向南东方向逆掩(如怀化东南侧),也显示多期次的顺层滑脱。有关其成因在后面还要讨论。

2.1.2 东带 位于安化—怀化一线东南,大体可以现今沅麻盆地东南侧为其北西界,地理上构成雪峰山脉的主体及其南东侧,构造带走向北东东,可称为辰溪—安化断褶带,大体展布于安化、

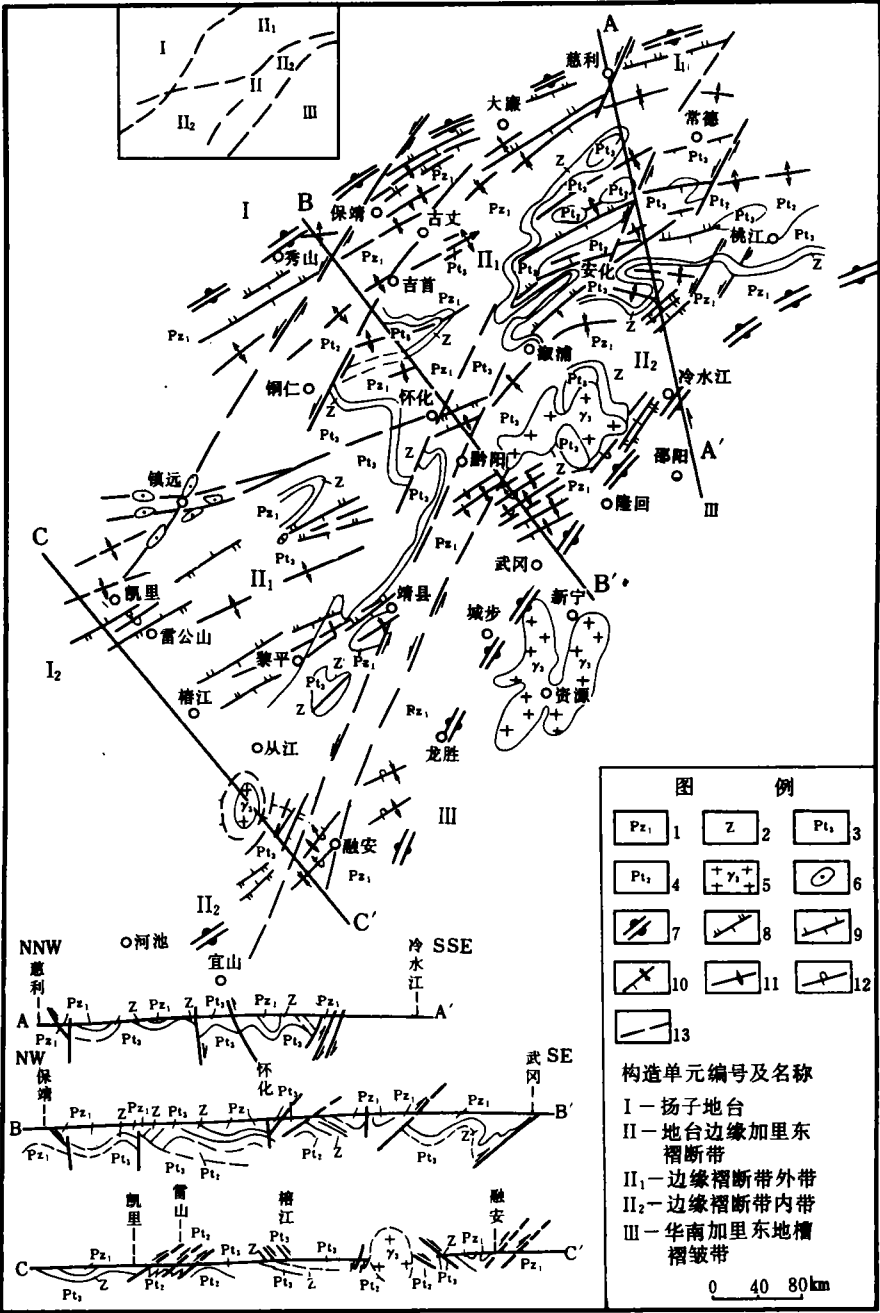


图 2 “雪峰古陆”加里东期古构造形迹(现位)图

Fig. 2 Caledonian paleotectonic features (present location) of the "Xuefeng oldland"

(注:本图参考 1:20 万和 1:100 万地质图编绘)

1—下古生界;2—震旦系;3—板溪群;4—四堡群;5—加里东期花岗岩;6—加里东期超基性岩;7—岩石圈断裂;
8—逆冲推覆;9—伸展滑覆;10—向斜(含轴面倾向);11—背斜(含轴面倾向);12—倒转褶皱;13—区域性构造面理

沅陵、辰溪、溆浦一带,由呈近东西向的褶皱、断裂及武陵期、雪峰期中酸性岩体组成。多处见中泥

盆统或石炭二叠系角度不整合于早古生界或板溪群、震旦系之上。属于加里东期的褶皱如安化向斜、大渭溪向斜、平口向斜,走向由北东东向转成北东向。褶皱形态多属紧闭线型,轴面向南(或南东)陡倾,向北西歪倒,近断裂处可斜歪乃至平卧。与褶皱轴面平行的走向断层十分发育,它们加剧了褶皱次级化的发展并肢解了原始褶皱形态,使之出现一些半背斜或半向斜,断面多倾向南东,倾角平缓至中等,造成南东盘较老岩系向北西侧逆冲于较新的寒武—奥陶系之上而形成迭瓦扇状。沿辰溪—安化褶断带走向南西至怀化、黔阳、洞口一线雪峰山中南段,在洞口地区泥盆系不整合于志留系之上,在新建亦见石炭系不整合于板溪群—早古生代地层之上。因印支—燕山期强烈的北北东向断裂的归并改造,原来之构造面貌已不清楚,但当横穿构造线详细做构造剖面时,我们发现在走向北北东的构造中常常包容保留一段段的走向北东东向的岩层、劈理、片理、褶皱、逆断层等等。它们无一例外地被北北东走向的后期断裂所切割,说明它们是比较老的构造线,应属加里东期构造。

综上所述,东西两带的构造特征是:(1)西带以开阔平缓轴面近直立的褶皱变形为主,只在某些褶皱翼部,由于断坪的顺层滑脱,在断坡处发展成为逆冲推覆,造成局部地层的强烈褶皱或叠瓦式断裂组合;东带则常表现为区域性片理或构造劈理 $S_1 // S_0$, 岩层强烈褶皱成紧密线型同斜倒转褶皱或较紧闭之斜歪褶皱;反映此边缘褶断带,其西带具有扬子地台特征,而东带具有地槽褶皱山系特征。(2)加里东期逆冲构造具有向北西方向逆冲和向南东方向逆冲两组运动方向,在剖面上表现为后者切割前者。

至于黔东南褶断带从凯里经雷山、榕江、从江至桂北四堡乃至融安一线的剖面研究来看,最新研究成果表明又有它的特色。在广西罗城四堡、融安、融水一带,中泥盆统不整合面普遍存在。在泥盆系不整合面以下发育加里东期强烈褶皱,其构造走向北东东向,在融安以西,轴面倒向北西,融水以东轴面倒向南东,形成扇形反冲构造。要特别强调的是在四堡、宝坛、黄金一带在板溪群及震旦系中发育强烈变形层^[9],强烈变形层内的平卧褶皱、轴面劈理、褶皱层、肠状石英脉比比皆是,实为巨型滑脱层(图3),它被泥盆系所不整合覆盖。在泥盆系中绝无这套变形(见宝坛大桥附近剖面),显示了加里东期推覆构造和滑覆构造的存在。

在靖县城郊渠水旁,可见震旦系陡山沱组硅质岩和寒武系底部碳质页岩呈强烈倒转紧密褶皱逆掩于寒武系之上,震旦系冰水沉积物(长安组)与寒武系页岩直接接触,走向北东东 60° — 70° ,断面倾向南东,其上为石炭系碳酸盐岩覆盖,石炭系灰岩具有后期断层切割,但变形微弱,说明该逆掩推覆形成于加里东期。由此往北西,在南明盆地与天柱背斜之间亦存在一加里东期逆冲断层,断面南东倾,再向北西进入三穗向斜的东西翼,沿西江断裂有 K-Ar 年龄为 4.48 亿年之岑松超基性岩侵入,表明该断裂在加里东期已经存在,而在该断裂带中之岩体已被压扁拉长,倾向北西;杨宗文^[10]对西江断裂研究后认为是一切性断层,断层倾向北西,a 线理指示上盘自北西向南东逆掩;再往南西,朱霭林等^[11]的最新研究,亦认为加里东期在雷山排里拗一带亦为一系列轴面倾向北西,倒向南东的同斜倒转褶皱,显示加里东时期扬子地台向南东方向逆掩推覆,再往西到凯里以西由于印支—燕山后期逆冲推覆构造的改造,加里东期的构造已经很难恢复,但从黔东南古陆西缘凯里、黄平之间分布有一组走向北东 60° ,由寒武—奥陶系组成之平缓褶皱,与湘西北对比,有可能也是加里东期形成的,相当于湘西北西带的构造成分。

应该说明的是,前述所见多为加里东期构造现存状态,它究竟能否代表加里东期构造原始形态?就不同地区而言,在西带中包括在黔东南古陆及桂北,大部分地区泥盆、石炭、二叠系以近水平或缓倾斜超覆于前泥盆系之上,说明后期构造改造不强烈,因此这些地区泥盆系不整合面以下

的变形基本上接近原来加里东期的构造形态;但在东带有不少地方泥盆系及其上的地层陡立甚至倒转,后期构造改造强烈,在这种情况下,现今所见构造形态与加里东期原始形态相去甚远。如湖南洞口剖面所见,如将泥盆系复原至水平,志留系褶皱应为一轴面近直立,倾向东南的紧密褶皱,而现今看到的是轴面劈理近水平的平卧褶皱。

2.2 加里东期推覆构造存在依据及其基本特征

2.2.1 存在依据

(1)下古生界缺失带的存在 在雪峰地区整个板溪群、震旦系及少量下古生界地层直接被泥盆、石炭、二叠系超覆不整合,表明泥盆纪或石炭纪以前本区已发生了区域性的大面积隆升剥蚀,它是如何造成的呢?由沉积古地理的复原可知本区早古生代沉积厚度近万米,单纯的垂直抬升显然无法使上万米的沉积盖层剥蚀掉,从而使石炭二叠系超覆其上;而加里东造山带的存在也表明并不存在单纯的垂直抬升。要使褶皱核部的老地层出露,必须形成紧密的复背斜构造并使其核部遭剥蚀,但古陆上的加里东褶皱并非复背斜带,尤其是西带是以平缓开阔的褶皱样式为主,因此也不可能通过这种方式使古老地层大面积出露。只有通过加里东造山带所形成的挤压,区域性的顺层滑脱和岩片的逆冲推覆加上后造山期的隆起剥蚀,以及通过后期伸展拆离滑覆使老地层裸露遭受夷平,才能使石炭、二叠系呈水平状态超覆其上。还应该强调指出的是,仅是个别的逆冲叠瓦构造是难于形成如此大面积的老地层出露的,必须是大区域的逆冲岩片和伸展拆离才能造成。

(2)巨型滑脱层的存在 如前所述,本区存在十几条加里东期逆冲断层及区域性的滑脱层,尤其应该强调的是桂北四堡地区震旦系、板溪群所发育的强烈变形层,表明整个岩系(包括几个岩组数十至上百米厚)都卷入了厚层的滑脱层(图3)并清楚地为泥盆系所不整合,证明它是加里东期巨型推(滑)覆构造的产物;在大体同一层位上,在黔东南台江新寨背斜核部出露的板溪群底部甲路组、鸟叶组中所存在的强烈变形层,同样也是同一巨型滑脱层。这些加里东期巨型滑脱层的存在,无可争辩地证明加里东期巨型区域性推(滑)覆体的存在。

(3)早古生代岩相带的缺失和变窄 从湘西北至黔东南的震旦系和下古生界沉积相带,沿走向有显著的变窄甚至缺失现象。它是由于加里东期推覆和缩短作用造成的,其主要依据是:①相带缺失带和变窄带与滑脱推覆带重叠;经我们在大庸双溪、吉首北西麻栗场、铜仁、漾头、茶店等地实地考察,均发现滑脱构造和逆掩推覆,证明这些地区的相带缺失和变窄是由于推覆作用造成的。由于逆掩推覆造成地层岩相带的缩短与相带的被掩盖,从而造成缺失或变窄(图4)。②相带变窄或缺失带总体走向北东东,与加里东主构造线一致,相带变窄带与花垣—慈利断裂带、江南断裂带、鄂湘黔岩石圈断裂带等加里东期逆冲断裂带位置一致。③泥盆、石炭、二叠系中并无这种岩相变窄或缺失带的存在。

(4)地球物理方面的证据 区域性大型推覆构造的滑脱层或推覆面常向地下延伸较远。地震剖面揭示在凯里和雷山之间地下4 km处,存在一大型滑脱面并与地表印支—燕山期的挂丁断裂地表露头线相连,总体向南东倾,反映印支—燕山期黔东南古陆西缘存在一条大型推覆构造,使大面积板溪群基底岩系逆冲于晚古生代地层之上;但是,同一条地震测深剖面在这条挂丁大型向东南倾斜的推覆面的下面,还有一段向北西缓倾的古生界地层,这套构造却与地表西江断裂和雷山挂里拗一带向北西倾斜向南东推覆的构造相一致,并在挂丁以西相衔接(图5)。通过重力反演计算,桑植—涟源、江口—洞口、翁安—从江三条剖面进行了深部地质构造推断,也认为在地下存在壳内韧性剪切带和壳幔滑脱层。地球物理资料似乎也暗示本区的推覆构造在加里东期已经开始形成,现今所见到的地下深部推覆面是长期构造演化的综合反映。

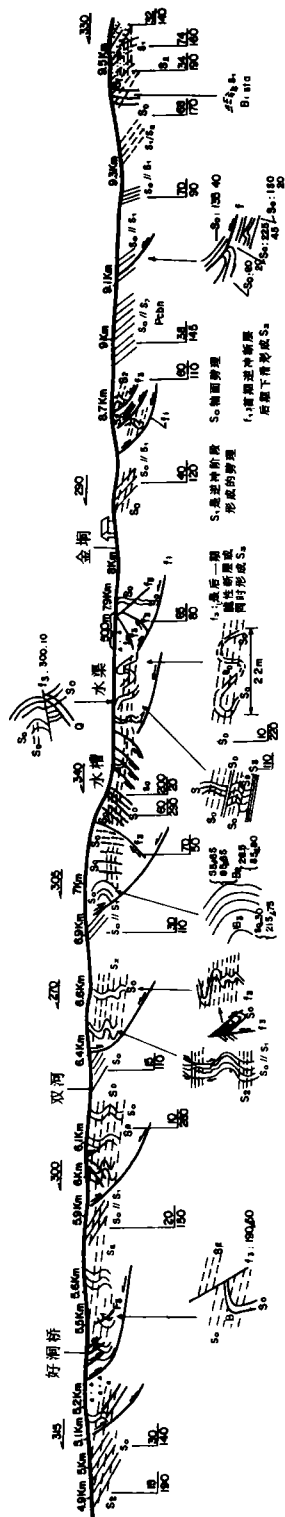


图 3 广西罗城四堡金洞—好洞桥实测构造剖面——滑脱层中的推覆(早期)和滑覆(晚期)
Fig. 3 Measured tectonic section of Jindong-Haodongqiao, Sibao, Luocheng, Guangxi, showing thrust nappe (early stage) and slip nappe (late stage) in detachments

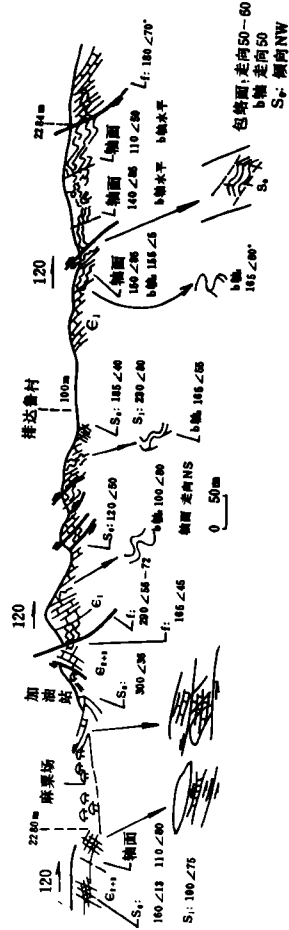


图 4 麻栗场相变变窄处构造剖面
Fig. 4 Tectonic section showing the narrowing of the facies change zone in Masuchang

2.2.2 基本特征

(1)构造样式 基本样式是逆冲叠瓦岩片,断面倾向南东,在逆冲叠瓦岩片前锋带的后缘常出现与总体逆冲方向相反的反冲构造,反冲断层是因逆冲滑动中受断坡或锋缘前侧阻抗而反向逆冲形成的,它主要发生于逆冲断层系的前峰部位的断坡后侧。总观全区,在北、中、南三条区域性构造剖面中,都可以看到这种反冲构造,都有泥盆系不整合覆盖其上或为加里东岩体所侵入,清楚地表明这种反冲构造形成于加里东期。

(2)构造分带 可分为根带、中带和锋带以及相关的后缘带和外缘带。后缘带位于根带后侧,外缘带位于锋带前侧。根据本区的变形特征,大致以东带(I_2)为前锋带,西带(I_1)为外缘带。锋带挤压作用强烈,逆冲推覆发育,并发育陡倾紧闭至同斜倒转平卧褶皱及劈理。外缘带受锋带影响也发生变形,但挤压逐渐变弱,发育中高角度逆冲断层和少量正断层,由紧闭褶皱变为开阔褶皱和单斜挠曲。在西带常见平缓岩层和断坪断坡相间出现,它反映出西带构造变形较东带相对较弱。

(3)前锋带类型 根据地表所见加里东期逆冲推覆的特点,其推覆前锋属于显露型。深部滑脱层即底板逆冲断层在地表为叠瓦式分叉断层组,滑动分散到各条分支断层上,但由于加里东期表层盖层的存在,当时可能是一种隐伏型前锋,后来变为显露型。

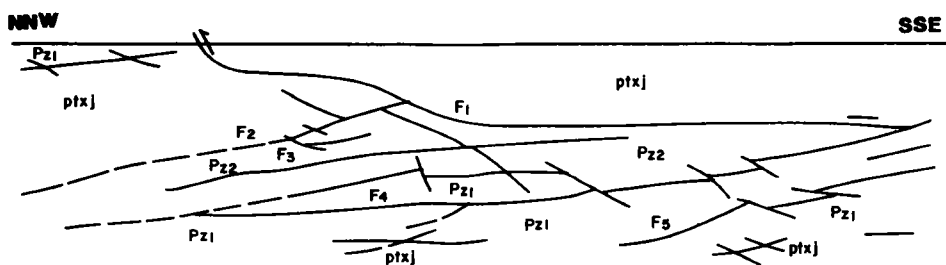


图5 雪峰古陆西缘凯里—雷山间地震反射剖面地质解释示意图

(据唐勇 1988, 稍加简化)

Fig. 5 Geological interpretation of the Kaili-Leishan seismic reflection profile on the western margin of the "Xuefeng oldland"

F_1 —断层及编号; $Ptxj$ —下江群; Pz_1 —下古生界; Pz_2 —上古生界

(4)逆冲方向 加里东期古构造的总体构造格局(现位)在雪峰古陆及其邻近东西两侧为一“S”样式(图2),雪峰古陆区加里东期之区域构造走向为北东东—北东向,从构造剖面上所显示的加里东期构造面向(褶皱轴面、轴面劈理、逆冲断面等)总体倾向南南东—南东,倒向北北西—北西,这就显示加里东期推覆运动方向为南南东向北北西。如果考虑加里东期江南—雪峰古陆的总体构造格局为东西向,那么华南加里东的向斜应该在它的南侧而不是现在的东南侧。那么,加里东期扬子古陆南部边缘的逆冲推覆方向总体为自南向北,而“雪峰古陆”正位于古东西构造应力场中北北东向左行剪切扭动带中;由于受到左行剪切,因而在区域上的东西向构造受到牵引而转成北东东—北东向,其推覆方向也就变成自南南东向北北西向了。

(5)逆冲扩展方式 在前陆带的持续变形中,逆冲叠瓦系一般呈前展式。在野外表现为新形成的逆冲断层的底板切割早先形成的逆冲断面,这种情形虽然在剖面上不易见到,但从黔东南一

系列北东东走向的逆冲叠瓦断层系的平面图上,却可见到西侧的断层走向总是切割东侧断层走向,这就表明是前展式。从总的多期次多层次的推覆构造发展历史来看,也是前展式:早加里东期的锋带可能位于湘东南至赣中武功山一带,由此造成那里在寒武—奥陶纪的早期褶皱推覆和隆起,从而使湘东南成为志留系的缺失区,湘西北及涟源北西和洞口一带则成为前陆盆地;晚加里东期当华南加里东海槽最后关闭时,推覆体的前锋带已达现今沅麻盆地的东沿和黔东南的天柱、南明盆地一带,印支期可能已经扩展至挂丁—西江断裂乃至凯里—施洞口—铜仁一带,燕山期其前锋带实际上已经扩展到了川东南和黔东北的燕山梳状褶皱带了。

(6)逆冲推覆距离的估算 利用同一标志层的两个最远的构造窗之间的距离,可以估算最小的推覆距离。参照该法之原理,“七五”期间曾利用凯里—雷山一带地震剖面所揭示的推覆面下被掩覆的晚古生界的宽度,估算其推覆距离在 $35\text{km} \pm$ (图3),但那是印支—燕山期的推覆距离,要计算加里东期的推覆距离难度就更大了,因为至今我们没有发现为泥盆系所不整合的古构造窗。尽管准确的推覆距离尚未求得,但是从整个区域沉积古地理格局来看:震旦纪—早古生代时期形成的由台地相→大陆斜坡相→陆棚相→深海盆地相的古地理格局总体框架并没有破坏,各时代的地层和沉积建造,完全可以对比,未见有异地的沉积建造,这就表明尽管有推覆,但推覆距离不会很大,因此我们称为准原地型。许靖华那种远程阿巴拉契或阿尔卑斯式的推覆构造在本区是不存在的。

(7)变形序列和变形机制 ①在侧向压力不断加强的背景下,首先发生顺层滑动,在不同深度层次上,顺层滑动形成不同的构造形迹;在较深层次上顺层滑动产生动力分异,形成顺层发育的石英脉体和肠状褶皱或近平卧的层间褶皱,反映的是一种固态流动;在较浅层次上形成层间剪切劈理或一般层间褶皱,属于韧性乃至脆性变形;②岩层沿滑脱层的滑动在断坡处形成断层扩展式无根背斜;③当逆冲挤压强烈时发展成倒转、平卧、逆掩和后缘的反冲构造;④在造山后期的隆升和应力松弛阶段,往往形成伸展构造(滑覆构造或剥离断层)。

2.3 加里东期伸展拆离断层和滑覆构造存在依据和基本特征

我们先来解剖桂北四堡至融水地区加里东期构造,其变形序列如下:

(1)加里东造山幕首先由南东向北西(现位)逆冲推覆,造成了板溪群和震旦系的陡立岩带,表现为后期叠加褶皱群的包络面近直立(图3)。

(2)加里东期花岗岩侵入四堡群,造成花岗岩穹隆,在加里东造山幕后期,在基底和花岗岩穹隆隆升的背景上,沿四堡群与板溪群不整合面发生伸展拆离,沿不整合面及原来的逆冲推覆面发生低角度和高角度的正断层系(图3)。

(3)在这些伸展剪切和滑覆系的前缘则转化为反倾的逆冲叠瓦推覆构造系,它切割了早期的由南东向北西(现位)逆冲推覆构造系,在剖面上与早期逆冲推覆表现为反冲构造。四堡—融水的加里东期构造解析证明本区存在先挤压后伸展、先推覆后滑覆的构造演化模式。

沿四堡群和板溪群不整合面所发育的低角度正断层从各方面来说都很像是变质核杂岩中的剥离断层:下盘为四堡群变质结晶基底,上盘则为韧性褶皱层和透入性很强的剪切性轴面劈理,但没有在拆离面下部发现糜棱岩带,四堡群的玄武岩几乎没有任何片理化,花岗岩体也没有糜棱岩化,因而与典型的变质核杂岩和低角度剥离正断层还不相同,似乎把它与花岗岩体向上隆升从而导致围岩滑脱相联系更易理解其成因机制。

上述伸展滑覆构造变形序列可能具有区域性的意义,主要考虑如下地质事实:

(1)扬子地台加里东期表现为强烈隆升(黔中隆起),造成志留系与泥盆系之间大面积的平行

不整合,但其东南大陆边缘则因华南海槽的关闭而遭受强烈挤压褶皱,造成角度不整合,因而在边缘褶皱山系首先发生自南东向北西(现位)的逆冲推覆。

(2)在后造山期,伴随扬子地台的进一步隆升,表现为沿古地台边缘和内部发生裂解,超镁铁质的煌斑岩、超基性岩体的上升和侵位,以及沿扬子地块边缘发生低角度的顺层滑脱而形成滑覆构造和反向逆冲推覆,区域性的震旦系、寒武系滑脱层,雷山、西江、三穗以及怀化东南袁新一带的自北西向南东逆冲的反向逆冲可能由此产生。

3 加里东期陆弧碰撞拼贴造山带

震旦纪至早古生代期间,从武夷山到云开大山都有深水硅质岩、硅泥质建造、细碧岩、岛弧型火山岩和岛弧型花岗岩^[12-14];揭示了其实为一弧后盆地。近年来对特提斯的系统研究,已经提出从我国青藏三江地区经印支半岛、越南马江至我国华南,在加里东构造阶段可能存在一个原特提斯。伴随原特提斯的关闭,产生弧陆碰撞,华夏地块与扬子地块拼接,在扬子古陆的东南边缘遂形成弧陆碰撞造山带的前陆逆冲推覆叠瓦扇。

作为弧陆碰撞造山带的岩石学记录:在湖南境内分布着三条雪峰期—加里东期碰撞系列花岗岩带,它们是攸县—耒阳、浏阳—江西芳溪花岗岩带;桃江—绥宁花岗岩带;酃县—兰山花岗岩带。它们多属于同碰撞期至碰撞期后的花岗岩系列,根据微量元素、稀土元素和矿物特征,其成岩源岩与古老沉积物(包括火山沉积变质物)有密切的继承关系,另外在岩浆形成过程中可能在局部地区有幔源物质的混入。上述花岗岩类主要沿加里东期俯冲带及块体拼贴边缘分布,其形成一般继承加里东造山作用,各块体的拼贴碰撞俯冲以至推覆等等,引起部分古老基底重熔,所形成的花岗岩以板内陆壳改造一同熔为特征。在湖南洞口木家湾、新化炉观和安化上升等地,均发现了志留系与奥陶系之混杂堆积。寒武纪时,扬子地块与华夏地块的古地磁是明显分离的,奥陶纪重合,也反映早加里东期两地块已开始拼合了。^①

雪峰地区地处扬子地块的东南边缘,震旦纪至早古生代期间,无论是基底还是盖层沉积都属于扬子的一部分;加里东造山期形成边缘褶皱带,但也不属于习称的华南地槽加里东褶皱带。加里东期的构造演化经历了早期的扩张和被动大陆边缘沉积的阶段,以及后期的褶皱造山和活动大陆边缘,并发展成为陆弧碰撞造山带之一部分。

4 参考文献

- [1] 贵州省地矿局,1987,贵州省区域地质志。地质出版社。
- [2] 郭令智、施央申等,1984,中国南部地体构造的研究。南京大学学报,第4期。
- [3] 朱夏、陈焕疆等,1983,中国中、新生代构造与含油气盆地。地质学报,第3期。
- [4] 陈焕疆,1986,板块构造与中国油气矿床远景预测(板块构造基本问题一书)。地震出版社。
- [5] 许靖华,1987,是华南造山带而不是华南地台。中国科学(B辑),第10期,第1107—1115页。
- [6] 许靖华,1980,碰撞造山带的薄皮板块构造模式。中国科学(B辑),第11期,第1081—1089页。
- [7] 许靖华,1987,中国南方的大地构造问题。地质科技情报,第2期。
- [8] 江南—雪峰科研专题组,1993,江南—雪峰地区的层滑作用及多期复合构造。地质出版社。

① 湖南地质研究所,1993,湖南地体构造研究。

- 〔9〕 董宝林,1989,桂北前寒武系几个构造问题的讨论。江西地质,第2期。
- 〔10〕 杨宗文,1992,雷山县开觉韧性剪切带特征及其构造意义。贵州地质,第1期。
- 〔11〕 朱雋林等,1995,贵州雷公山地区过渡性剪切带及其与锡金属矿关系。贵州地质,第1期。
- 〔12〕 杨树峰,1987,成对花岗岩带和板块构造。科学出版社。
- 〔13〕 兰玉琦,1990,中国东南大陆边缘若干问题的认识。地质科学,第1期。
- 〔14〕 丘元禧,1992,广东省区域构造演化及其基本特征。广东地质,第1期。

TECTONIC NATURE AND TECTONIC EVOLUTION OF THE "XUEFENG OLDLAND" IN THE CALEDONIAN STAGE

Qiu Yuanxi, Ma Wenpu, Fan Xiaolin, Zhang Yuchang,
Deng Jiarui, Xia Lianghui and Zhang Xuliang

Abstract

The tectonics problem of the "Xuefeng oldland" is a focus in the regional tectonic study of South China. In the Sinian to Early Paleozoic, the oldland was a part of the southeastern passive continental margin of the Yangtze oldland, where the sediment association consisting mainly of slope facies was deposited. In the Caledonian, it became a marginal fold-fault mountain system of the Yangtze oldland but still remained as a part of the Yangtze block rather than the conventionally called South China Caledonian fold belt. This oldland was formed as a result of closure of the Caledonian Wuyi-Yunkai backarc basin of South China, assembling of the Yangtze block and the Cathaysian block and continent-arc collision orogeny and was a constituent part of the South China Caledonian continent-arc collision orogenic belt. Its main tectonic style is parautochthonous thrust-imbrication nappe structure of the foreland belt.