

# 川东“侏罗山式”褶皱带形成时代:不整合面的证据

胡召齐,朱光,刘国生,张必龙

合肥工业大学资源与环境工程学院,合肥,230009

**内容提要:**确定川东“侏罗山式”褶皱带的形成时代是了解上扬子地区这一重要板内变形带动力学机制的关键所在。详细的野外工作显示,该构造带中、上三叠统之间为平行不整合接触关系,说明其没有发生过印支期褶皱。区内上三叠统与下侏罗统,中、下侏罗统和中、上侏罗统之间的平行不整合接触又指示其褶皱变形发生在晚侏罗世之后。区内白垩纪盆地边缘下白垩统与下伏地层呈明显的角度不整合接触,较平缓的上白垩统地层也覆盖在下伏较陡立的不同时代地层之上,从而指示该构造带形成于早白垩世之前。综合分析后限定川东—湘鄂西北部的“侏罗山式”褶皱带的褶皱变形发生在晚侏罗世末至早白垩世初期间,而不是过去认为的印支期或早燕山期。

**关键词:**川东构造带;“侏罗山式”褶皱;平行不整合;角度不整合;褶皱时代

位于四川盆地与雪峰隆起带之间的川东构造带是扬子板块西部的重要板内变形带,其中南华系至上侏罗统形成了北北东—北东走向的板内“侏罗山式”弧形褶皱带。为何在扬子板块板内环境形成了如此大规模的褶皱带仍然是没有解决的重要科学问题,也是开展大陆动力学研究的极佳对象。关于该构造带“侏罗山式”的变形样式,地质学者们进行过大量的研究工作(丁道桂等,1991,2005;颜丹平等,2000;冯向阳等,2003;Yan et al.,2003;徐政语等,2004;Wang et al.,2005;Li and Li,2007)。但对于该褶皱带形成时代这一基本问题,认识上分歧仍较大。Yan等(2003)通过构造分析后认为,川东构造带内多层逆冲—褶皱构造系形成于中侏罗世至晚白垩世之间。冯向阳等(2003)认为川东构造带内出现的变形构造起始于印支期—早燕山期,定型于晚燕山期—喜马拉雅期。Wang等(2005)根据在雪峰隆起的北东向逆冲断层内获得的5个绢云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素年龄数据(217~195Ma),认为雪峰构造带及其西侧川东前陆变形发生在中三叠世到早侏罗世之间。Li and Li(2007)通过对华南岩浆岩的同位素年代学研究后,提出宽约1300 km的华南褶皱构造带(包括川东构造带)形成于250~150Ma间,是太平洋区板块平板式俯冲的结果。正是由于对川东“侏罗山式”褶皱带形成时代这一基本问题的不确

定,其形成的原因与动力学机制至今也无法定论。川东构造带为扬子克拉通内部的板内褶皱带,区内缺乏岩浆活动与变质作用,其形成时代无法用同位素年代学方法确定。基于这一背景,笔者等近年来重点对这一地区的北部中生界关键地层之间的接触关系进行了详细的研究,查明了它们之间的接触关系,为川东构造带的褶皱形成时代提供了重要的依据。

## 1 区域地质概况

川东构造带主体位于扬子克拉通西部,西接四川盆地,东邻雪峰隆起带,北侧为秦岭造山带,向南延伸到滇黔桂交界区。该构造带宽约400 km,长约600 km,整体上为一北北东—北东向延伸、向北西凸出的弧形构造带(图1)。

研究区内出露的最老地层为靠近雪峰隆起西缘的新元古代板溪群。板溪群是扬子板块的浅变质基底,大部分由紫红色与灰绿色层状杂砂岩—板岩组成,局部可见千枚岩,其中褶皱较紧闭,但变质程度仅达低绿片岩相(Liu et al.,1996;丘元禧等,1999;Yan et al.,2003)。区内大面积出露的海相盖层由南华系至中三叠统组成,岩性主要为碳酸盐岩和碎屑岩。

区内出露的上三叠统至上白垩统为陆相碎屑

注:本文为中国石油化工股份有限公司资助项目的成果。

收稿日期:2008-06-20;改回日期:2008-09-17;责任编辑:章雨旭。

作者简介:胡召齐,男,1983年生。博士研究生。构造地质学专业。通讯地址:230009,安徽省合肥市,合肥工业大学资源与环境工程学院;电话:0551-2901531;Email:hsqvolvo@163.com。

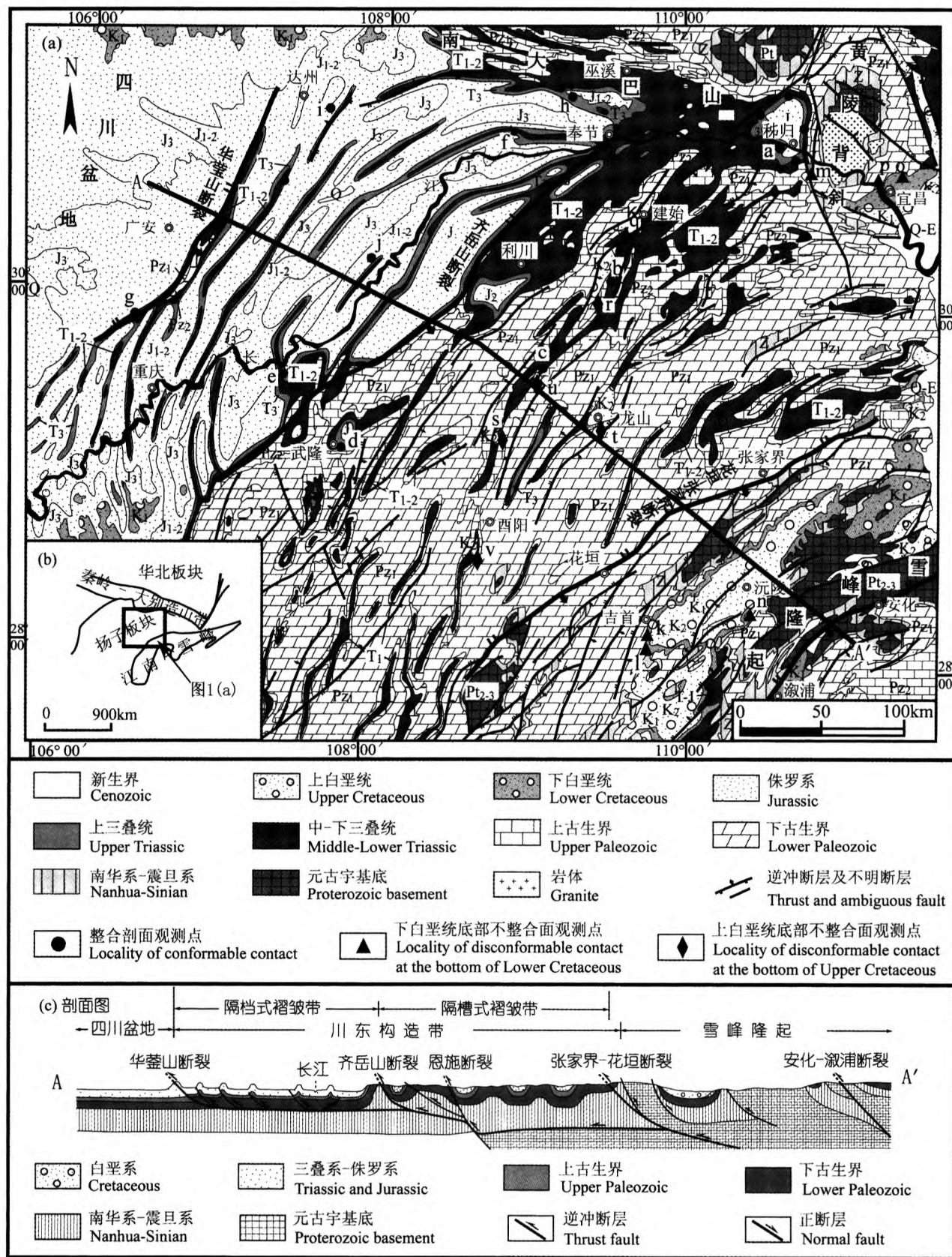


图 1 川东褶皱带构造地质质简图(图(a)由川、鄂、湘、黔 1:50 万区域地质图改编,图(c)据 Yan 等, 2003 修改)

Fig. 1 Structural map of the eastern Sichuan fold belt

岩。其中上三叠统至上侏罗统属于秦岭造山带南部的  
前陆沉积(乐光禹,1998;罗志立等,2004;Liu et al.,2005),广泛出露在川东构造带的东部(图1)。白垩系红层局部出现在川东构造带东部的小型盆地内,如沅麻(沅陵—麻阳)盆地和江汉盆地西北部的当阳盆地。区内白垩系又分为上、下白垩统,其地层时代归属已经得到了古生物证据(黄宗和,1986;湖南省地质矿产局,1988;湖北省地质矿局,1990)和地层对比(赵别全等,1982,1985;储澄,1986;郑贵州等,1998;王伏泉等,2002)的支持。沅麻盆地是根据芷江燕子岩剖面发现的双壳类化石而将白垩系分为下统和上统(湖南省地质矿产局,1988)。辰溪县柘溪西南恐龙足印化石的发现限定了沅麻盆地小洞组近顶部地层应属上白垩统(湖南省地质矿产局,1988)。江汉盆地西部五龙组中所含孢粉经李曼英(1978)、张振来(1979)等研究后,被定位于早白垩世晚期。该盆地红花套组中采获的介形类:*Talicypridea amoena*,*Cypridea cavernosa*,和跑马岗组介形虫类化石(侯佑堂,1978)和轮藻化石(王振,1978),表明这两套地层应属晚白垩世地层,白垩系改为三分后这两套地层应属于上白垩统。

“侏罗山式”褶皱(也称滑脱褶皱)是研究区变形构造样式的典型特征。这一褶皱带向西中止于北北东走向、向东倾的华蓥山逆冲断裂带,向东过渡到以变质基底出露为特征的雪峰山隆起,向北复合于北西至东西走向的南大巴山弧形褶皱带,向南延入滇黔桂交界区。以齐岳山断裂为界,川东“侏罗山式”褶皱带西带呈现为隔档式褶皱,而东带为隔槽式褶皱(见图1c剖面图,丁道桂等,1991;冯向阳等,2003;Yan et al.,2003;杨奎锋等,2004;谢建磊等,2006)。西带地表所出露隔档式褶皱主要由三叠系至侏罗系组成,其褶皱构造样式的特点是向斜宽、背斜窄,向斜和背斜主要呈现为具有平底或平顶的箱状褶皱。一般向斜中心为侏罗系,而背斜核部大多数出露三叠系,仅华蓥山中段背斜核部出露了古生界地层。该隔档式线状褶皱带的走向,自南向北由南北至北北东而逐渐过到北东向,总体呈向北西突出的弧形。其中褶皱轴面较陡立,但多以向西倾为主,仅华蓥山断裂带附近轴面向东倾。

东带隔槽式褶皱卷入地层为南华系至三叠系,呈现为背斜宽、向斜窄的特征,各个背斜与向斜也以箱状褶皱为主。背斜核部多出露南华系—奥陶系,而向斜核部主要为三叠系。这一隔槽式褶皱带自南向北走向上由北北东逐渐变化成北东东向,总体呈

向西北凸出的弧形。该隔槽式褶皱带轴面同样陡立,但多向南东倾。

根据卷入地层的差异,一般认为川东构造带西部的隔档式褶皱主要受志留系滑脱层控制,而东部的隔槽式褶皱则受海相盖层与变质基底之间的滑脱层控制,属于典型的“侏罗山式”滑脱褶皱带(Yan et al.,2003;Wang et al.,2007)。

## 2 中三叠统与上三叠统接触关系

在印支运动中川东构造带上与整个扬子板块一样发生了沉积上的突变,中三叠世末发生了全面的海退,使海相盖层沉积结束。晚三叠世全区转入陆相沉积,出现了秦岭造山带南部拗陷型的前陆盆地(Liu et al.,2005),沉积了上三叠统至上侏罗统陆相沉积。在此前陆沉积之前区内是否发生了印支期褶皱,可以从中、上三叠统之间印支面的接触关系得到可靠的回答。研究区内中三叠统主要分三段,下段主要为灰色中厚层灰岩、白云质灰岩、白云岩;中段为紫红色、灰绿色中厚层粉砂岩、粉砂质泥岩,夹薄层泥灰岩和白云岩透镜体;上段主要为浅灰色薄—厚层灰岩、泥质灰岩,顶部为一层紫红、灰绿色微晶白云岩或夹黄绿色页岩。区内开县—梁平—忠县—丰都一线以西中三叠统为雷口坡组( $T_2d$ ),以东中三叠统为巴东组( $T_2b$ )。上三叠统岩性主要为灰黄、灰绿色薄至厚层粉砂岩夹岩屑砂岩、页岩及菱铁矿结核,底部主要为泥页岩、炭质页岩夹薄煤层。上三叠统在湖北境内为香溪组( $T_3s$ ),在区内其它地区为须家河组( $T_3xj$ )。

在野外考察中对15处中上三叠统接触关系剖面位置进行了详细的观察,分别为湖北秭归郭家坝、贾家店、沙镇溪剖面,兴山昭君村剖面,巴东溪湾剖面,恩施七里坪剖面,咸丰尖山剖面,重庆奉节龙潭沱剖面,奉节竹园剖面,开县温泉剖面,云阳云安剖面,涪陵城南剖面,武陵白水溪剖面,合川滩子乡剖面,四川大竹石桥五峰山剖面等。各剖面位置详见图1(a)。这15处中、上三叠统之间所代表的印支面皆为平行不整合接触关系。以下介绍其中七个代表性的剖面:

研究区北缘湖北秭归沙镇溪剖面位于秭归向斜西南翼(图1a中点a),野外观察点位于长江南侧支流入江处的老沙镇溪,露头完整。中三叠统巴东组( $T_2b$ )与上三叠统沙镇溪组( $T_3s$ )在此剖面上呈平行不整合接触(图2a)。中三叠统巴东组的顶部为一套紫红色泥质粉砂岩及其上的白云质泥灰岩、白



云岩。接触带上巴东组顶部泥灰岩地层产状为  $170^{\circ}/50^{\circ}$ ;上三叠统沙镇溪组为黄绿色粉砂岩夹煤层,底部粉砂岩地层产状为  $176^{\circ}/53^{\circ}$ 。显然该剖面中三叠统巴东组与上三叠统沙镇溪组呈平行不整合接触,上三叠统沉积之前没有发生过褶皱,两者现今的褶皱状况是上三叠统沉积之后一起褶皱的。

恩施七里坪剖面位于研究区中北部北东向向斜西北翼(图 1a 中点 b)。西侧中三叠统巴东组上部

为微晶白云岩夹灰绿色页岩,紫红色钙质粉砂岩和泥灰岩,顶部泥灰岩地层产状为  $80^{\circ}/18^{\circ}$ ;东侧上三叠统沙镇溪组底部为一薄层黄色泥岩,其上为黄绿色粉砂岩、泥质粉砂岩,底部黄色泥岩地层产状为  $112^{\circ}/21^{\circ}$ 。由此可见此剖面上中、上三叠统之间为平行不整合接触。

咸丰尖山中、上三叠统剖面上(图 2 c),接触面北侧大套厚层浅黄色砂岩段属于上三叠统沙镇溪组

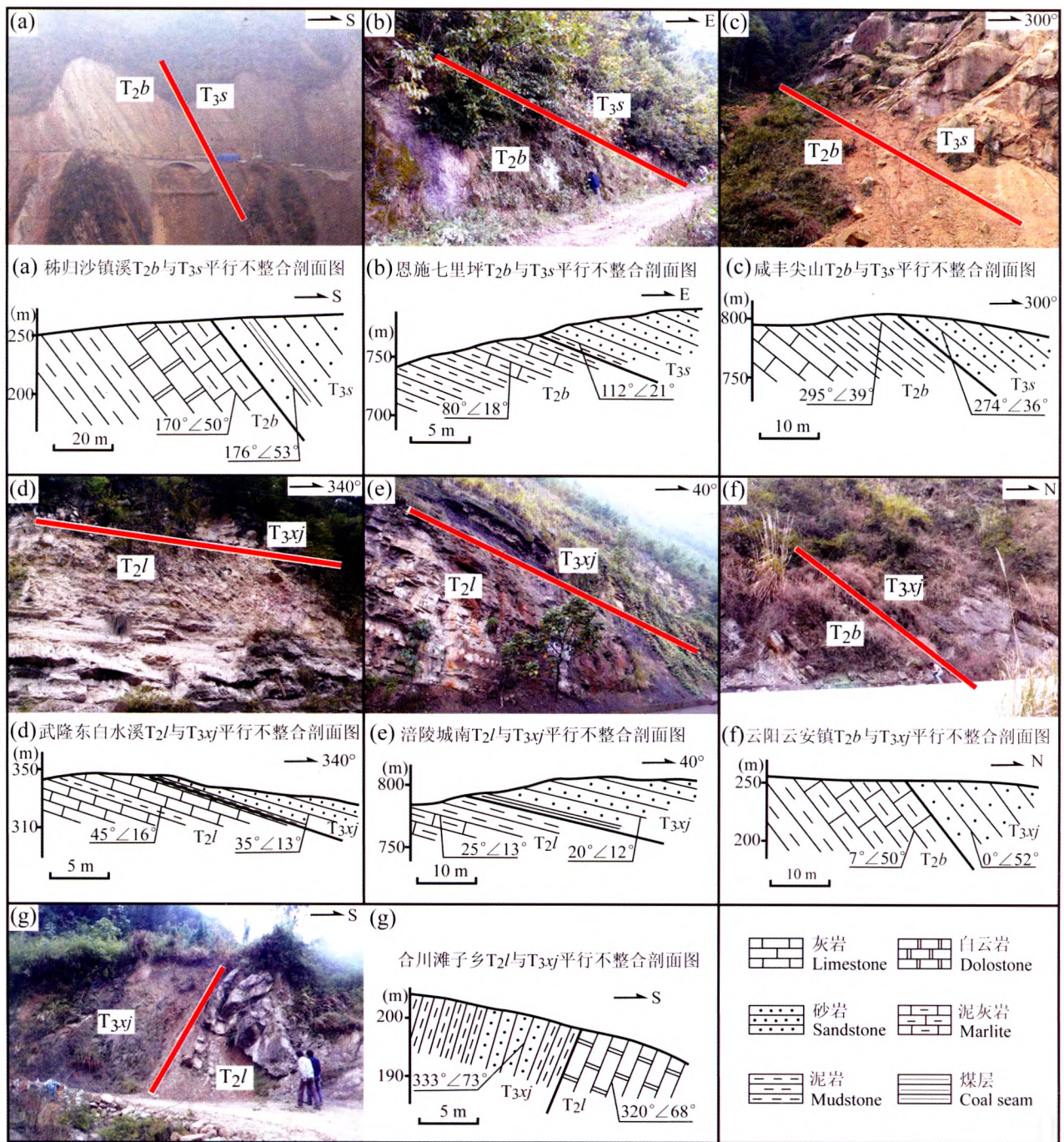


图 2 研究区中、上三叠统接触面照片及剖面图

Fig. 2 Field photos and profiles of Middle—Upper Triassic contacts



地层,其地层产状为  $274^{\circ}/36^{\circ}$ 。南侧中三叠统巴东组顶部为紫红色泥岩,明显被植物覆盖,其地层产状为  $295^{\circ}/39^{\circ}$ ,向南可见中厚层泥灰岩、灰岩、白云岩及紫红色细砂岩。显然这两套地层之间也为平行不整合接触关系。

武隆城东白水溪可见上三叠统须家河组 ( $T_{3xj}$ )与中三叠统雷口坡组 ( $T_{2l}$ )的接触界面(图 2 d),剖面刚好位于公路边开挖的陡壁上,地层界线清晰可见。接触面之下雷口坡组顶部为一套灰色中厚—薄层灰岩、泥灰岩夹薄层钙质泥岩,顶部泥灰岩地层产状为  $45^{\circ}/16^{\circ}$ ;接触面之上须家河组为淡黄色岩屑石英砂岩,夹少量泥质粉砂岩和页岩,砂岩常见斜交层理,底部砂岩地层产状为  $35^{\circ}/13^{\circ}$ 。雷口坡组与须家河组接触面上可见约 30cm 厚的风化壳,两者之间为平行不整合接触关系。

涪陵城南剖面位于乌江边 319 国道内侧(图 2 e),接触带上中三叠统雷口坡组岩性自顶向下依次为厚层白云质灰岩、泥灰岩与钙质泥岩互层,其中顶部白云质灰岩地层产状为  $25^{\circ}/13^{\circ}$ 。上三叠统须家河组底部黑色煤层是很好的标志层,煤层向北东延伸与公路相交,煤线之下黄绿色厚层块状砂岩地层产状为  $33^{\circ}/15^{\circ}$ 。两者之间为平行不整合接触。

云阳云安凉水井剖面位于研究区北部近东西向背斜南翼(图 1a 中点 f)。中三叠统巴东组顶部为灰色薄—中层泥灰岩,夹钙质泥岩,顶部泥灰岩地层产状为  $7^{\circ}/50^{\circ}$ 。北侧浅黄色中厚层砂岩为上三叠统须家河组,底部地层产状为  $0^{\circ}/52^{\circ}$ 。河对岸清晰可见南侧紫红色巴东组泥岩和北侧须家河组黄色砂岩,两套地层之间也为平行不整合接触。

重庆合川滩子乡剖面位于华蓥山断裂南端(图 1a 中点 g),剖面南东侧中三叠统雷口坡组为一套白云质灰岩、白云岩夹薄层泥岩,底部白云岩地层产状为  $320^{\circ}/68^{\circ}$ 。北西侧须家河组自南向北依次为底部薄层炭质泥岩、薄煤线层、厚层砂岩夹泥岩,底部砂岩地层产状为  $333^{\circ}/73^{\circ}$ 。受后期褶皱影响,灰岩等刚性层略有弯曲,但总体与泥岩、砂岩层平行,两套地层间为平行不整合接触关系。

在本区其他 8 处也观察到了上述类似的现象:中三叠统巴东组 ( $T_{2b}$ )或雷口坡组 ( $T_{2l}$ )紫红色泥岩标志层之上为泥灰岩、白云岩段,其上为上三叠统沙镇溪组 ( $T_{3s}$ )或须家河组 ( $T_{3xj}$ )底部淡黄色砂岩、粉砂岩夹煤层和泥岩,两套地层之间接触面皆为平行不整合接触。这一系列的平行不整合接触关系表明,研究区内没有受到印支期褶皱的影响,区内的

褶皱变形发生在印支期之后。

在野外工作中同时观察了上三叠统 ( $T_3$ )与下侏罗统 ( $J_1$ )、下侏罗统与中侏罗统 ( $J_2$ )和中侏罗统与上侏罗统 ( $J_3$ )之间的地层接触关系(图 3)。奉节北大树镇上三叠统须家河组 ( $T_{3xj}$ )与下侏罗统珍珠冲组 ( $J_{1z}$ )的接触剖面(图 3 h),须家河组顶部为厚层岩屑砂岩夹薄层粉砂岩和泥岩;珍珠冲组底部为中厚层细粒砂岩、粉砂岩和泥岩,夹不规则薄煤层

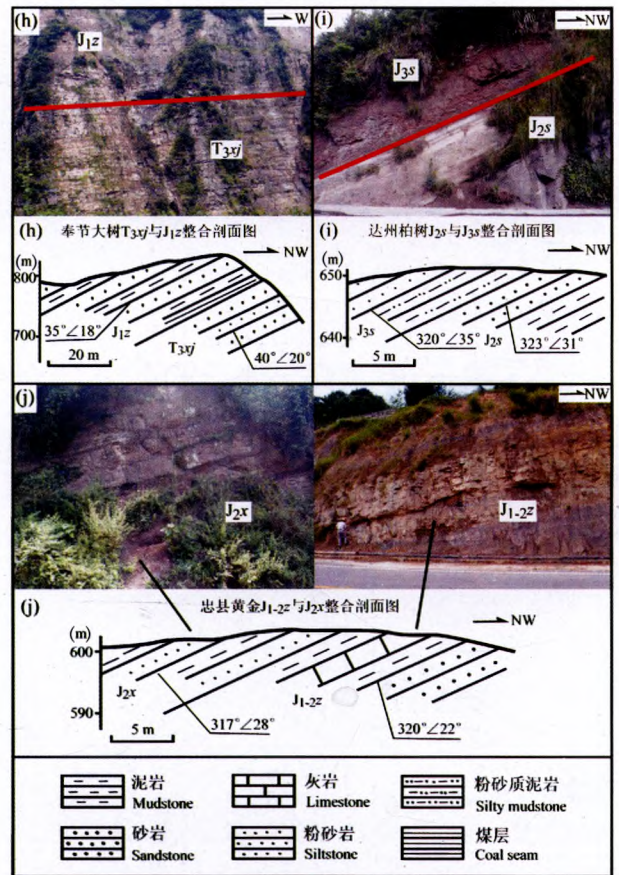


图 3 研究区上三叠统至上侏罗统地层整合接触野外照片及剖面图  
Fig. 3 Field photos and profiles of conformable contacts from Upper Triassic to Upper Jurassic

(正在开采的煤是标志层),两者为整合接触。图 3 j 剖面位于重庆忠县黄金镇南,东侧为中—下侏罗统自流井组 ( $J_{1-2z}$ )灰黄色砂岩和紫红色钙质泥岩,及浅色生物碎屑灰岩;西侧为中侏罗统新田沟组 ( $J_{2x}$ )紫红色泥岩夹中厚层粉砂岩,两者也为整合接触。达州柏树镇西北可见中侏罗统上沙溪庙组 ( $J_{2s}$ )与上侏罗统遂宁组 ( $J_{3s}$ )整合接触剖面(图 3 i),上沙溪庙组顶部为黄灰色块状长石岩屑石英砂岩、岩屑长石砂岩、紫红色泥岩;遂宁组底部为砖红色厚层粉砂



岩、粉砂质泥岩,两者也为整合接触。上述观察显示,区内上三叠统与下侏罗统,中、下侏罗统,中、上侏罗统之间的接触关系皆为整合接触,与前人研究成果一致(四川省地质矿产局,1991;乐光禹,1998)。这些地层与下伏的海相地层都一同卷入区内的褶皱(图 1a)。这些地层间接触关系表明,川东构造带“侏罗山式”褶皱也不可能是形成于上侏罗统沉积之前。

### 3 下白垩统与下伏地层接触关系

川东构造带内下白垩统主要分布于东部的沅陵盆地、宜昌东侧的当阳盆地及秭归向斜东南部的周坪盆地(图 1)。它们的地层时代已经得到了古生物学(黄宗和,1986;湖南省地质矿产局,1988;湖北省地质矿产局,1990)和地层对比(赵别全等,1982,1985;储澄,1986;郑贵洲等,1998;王伏泉等,2002)

的证实。湘西下白垩统为洞下场组( $K_1dn$ ),是一套棕红色泥岩、泥质粉砂岩和砂质泥岩互层,底部为紫红色砾岩夹含砾泥岩,砾石厚度大、粒径粗、成熟度低,磨圆不好。宜昌东侧下白垩统为石门组( $K_1s$ )和五龙组( $K_1w$ )。石门组下部为灰红色砾岩,向上为红色细砂岩夹灰色薄层钙质粉砂岩及砾岩,厚度由东往西逐渐变薄;五龙组主要由淡红色砾岩、红色细砂岩、粉砂岩及褐黄色砂岩、含砾砂岩组成。

上述三处下白垩统地层均盖在下伏不同时代地层之上。如图 4a 所示,沅陵盆地内下白垩统洞下场组( $K_1dn$ )自北向南分别与寒武系、奥陶系、南华系—震旦系、中—新元古界、侏罗系和三叠系接触。如图 4b 所示,周坪断陷盆地内下白垩统石门组( $K_1s$ )覆盖在上寒武统三游洞群( $Cm_3sn$ )、中—上奥陶统、志留系、中—上泥盆统、中—下石炭统、二叠系及下三叠统地层之上。宜昌东下白垩统石门组( $K_1s$ )

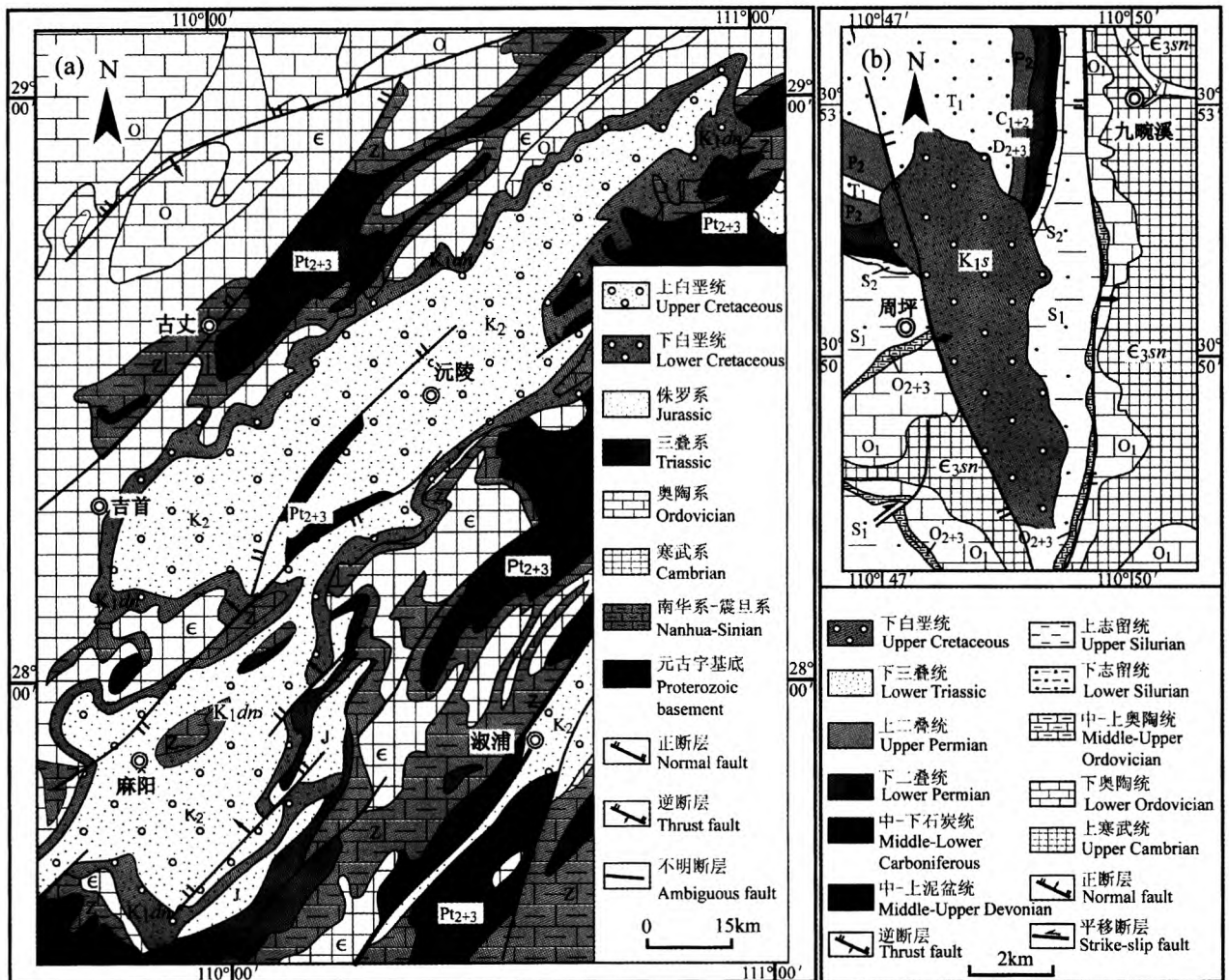


图 4 沅陵—麻阳盆地(a)与周坪盆地(b)平面图

Fig. 4 Structural map of the Yuanling—Mayang and Zhouping Basins

也是与下伏不同时代地层接触,其分别与上寒武统三游洞群、下奥陶统南津关组( $O_1n$ )、中上奥陶统、志留系、泥盆系、石炭系和下三叠统地层接触。各盆地内下白垩统沉积地层均较平缓,倾角约 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 。相比之下,下伏下白垩统沉积之前各地层产状较陡,岩层倾角一般大于 $20^{\circ}$ (野外测量数据详见后文)。区内这一系列较平缓的下白垩统地层分别盖在较陡立的下伏不同时代地层之上,表明下白垩统沉积之前下伏地层已经褶皱,两者为角度不整合接触关系。

工作中对川东构造带东部这些下白垩统与下伏地层之间的接触关系进行了详细的野外调查(图1a)。在吉首东南肖家坪加油站旁可见上部沅麻盆地西缘下白垩统洞下场组底部砾岩呈角度不整合于下伏下奥陶统大湾组( $O_1d$ )页岩之上(图5k)。山坡上洞下场组紫红色底砾岩地层产状为 $115^{\circ}\angle 10^{\circ}$ 。角度不整合面之下的下奥陶系大湾组灰绿色薄层钙质页岩产状为 $318^{\circ}\angle 17^{\circ}$ 。奥陶系页岩被植物覆盖,只在路边出露。两者明显为角度不整合接触。

在吉首南小庄高速路桥下也观察到了类似的角度不整合接触关系(图5l)。小河边可见上寒武统西阳山组( $Cm_3x$ ),接触带附近为薄层泥质灰岩夹钙质页岩、竹叶状灰岩、白云质灰岩,其顶部白云质灰岩产状为 $324^{\circ}\angle 12^{\circ}$ 。河边小路上部为沅麻盆地西缘上白垩统洞下场组紫红色砂岩和砂质泥岩,路下边为该组紫红色砾岩与含砾砂岩,厚约5m,砾岩层产状为 $150^{\circ}\angle 21^{\circ}$ 。该处下白垩统与下伏上寒武统也呈角度不整合接触。

沅陵南王家坪也可见沅麻盆地东缘下白垩统砾岩与下伏下侏罗统的角度不整合接触关系(图5n)。该处下白垩统洞下场组巨厚砾岩层盖在下伏下侏罗统接龙桥组( $J_1j$ )紫红色粉砂岩之上。洞下场组底部砾岩之上为棕红色砂质泥岩和泥质粉砂岩,底砾岩产状为 $310^{\circ}\angle 13^{\circ}$ 。下侏罗统接龙桥组为一套紫红色砂岩、泥质粉砂岩夹薄层黄绿色泥质粉砂岩,其顶部砂岩产状为 $270^{\circ}\angle 24^{\circ}$ 。

在研究区东北侧宜昌和秭归地区也观察到了和沅麻盆地类似的下白垩统地层角度不整合于下伏不同时代地层之上的现象(图1a中点m、o、p)。宜昌西北姜家湾山顶为下白垩统石门组( $K_1s$ )砾岩,其分选较差,磨圆较好,砾石主要为细粒花岗岩夹少量灰岩,地层产状为 $190^{\circ}\angle 10^{\circ}$ (图5o)。该接触面下伏为下志留统龙马溪组( $S_1ln$ )黄绿色薄层泥岩,其地层产状为 $355^{\circ}\angle 20^{\circ}$ 。这两套地层之间也为角度不整合接触关系。

宜昌北南津关江边可见下白垩统石门组与下奥陶统南津关组的接触剖面(图5p)。两者几乎以公路为界线,公路边上部为石门组厚层砾岩,磨圆较好,分选差,中间夹一薄层泥岩(约 $10\sim 15$ cm),底部砾岩产状为 $15^{\circ}\angle 5^{\circ}$ ;公路边下部可见南津关组中厚层白云质灰岩夹少量燧石结核,地层产状为 $133^{\circ}\angle 15^{\circ}$ 。显然该处下白垩统与下奥陶统呈角度不整合接触。

秭归周坪以东公路边也出露了下白垩统地层与下伏下志留统的直接剖面(图5m)。公路边下白垩统石门组底部厚层砾岩产状为 $255^{\circ}\angle 16^{\circ}$ ,下侧清晰可见下伏的下志留统罗惹坪组( $S_1lr$ )黄绿色薄层泥岩层,其产状为 $292^{\circ}\angle 48^{\circ}$ ,两者也呈明显的角度不整合接触。

#### 4 上白垩统与下伏地层的接触关系

川东构造带内的上白垩统出露在其东部隔槽式褶皱带内的断陷盆地中,自北向南依次有建始断陷盆地,恩施断陷盆地,咸丰的尖山断陷盆地,黔江的正阳断陷盆地,酉阳的铜鼓乡断陷盆地及来凤—龙山断陷盆地。盆地内皆充填了上白垩统正阳组( $K_2z$ )地层,其底部为一套紫灰色钙质胶结巨砾岩,砾石多为石灰岩;中部为紫灰色岩屑砂岩、粉砂岩夹钙质泥岩;上部为砖红色块状石英砂岩夹含砾砂岩、钙质粉砂岩和粉砂质泥岩。

工作中重点观察了建始、恩施和正阳三个晚白垩世断陷盆地的边缘(图1a中点q—s)。在建始南郊,正阳组与下伏下志留统罗惹坪组呈明显的角度不整合接触关系(图6q)。角度不整合面之下的罗惹坪组为灰绿、黄绿色泥岩,公路边地层产状为 $140^{\circ}\angle 33^{\circ}$ 。而角度不整合面之上的正阳组底砾岩地层产状为 $290^{\circ}\angle 10^{\circ}$ 。

恩施南芭蕉乡上白垩统正阳组底部砾岩地层产状为 $336^{\circ}\angle 14^{\circ}$ ,砾岩厚约10m,其上被紫红色砂岩覆盖。其下伏为下二叠统栖霞组( $P_1q$ ),岩性为深灰色厚层块状灰岩,地层产状为 $326^{\circ}\angle 44^{\circ}$ (图6r)。这两者之间也为角度不整合接触。

黔江东舟白机场西北侧上白垩统正阳组底砾岩直接覆盖在下三叠统嘉陵江组( $T_1j$ )之上(图6s)。正阳组底砾岩产状为 $230^{\circ}\angle 40^{\circ}$ ,而下伏的嘉陵江组厚层石灰岩近直立,岩层产状为 $130^{\circ}\angle 67^{\circ}$ ,两者之间同样为角度不整合接触关系。

工作中还在研究区其它晚白垩世断陷盆地边缘多处观察到了上白垩统角度不整合在下伏不同时代



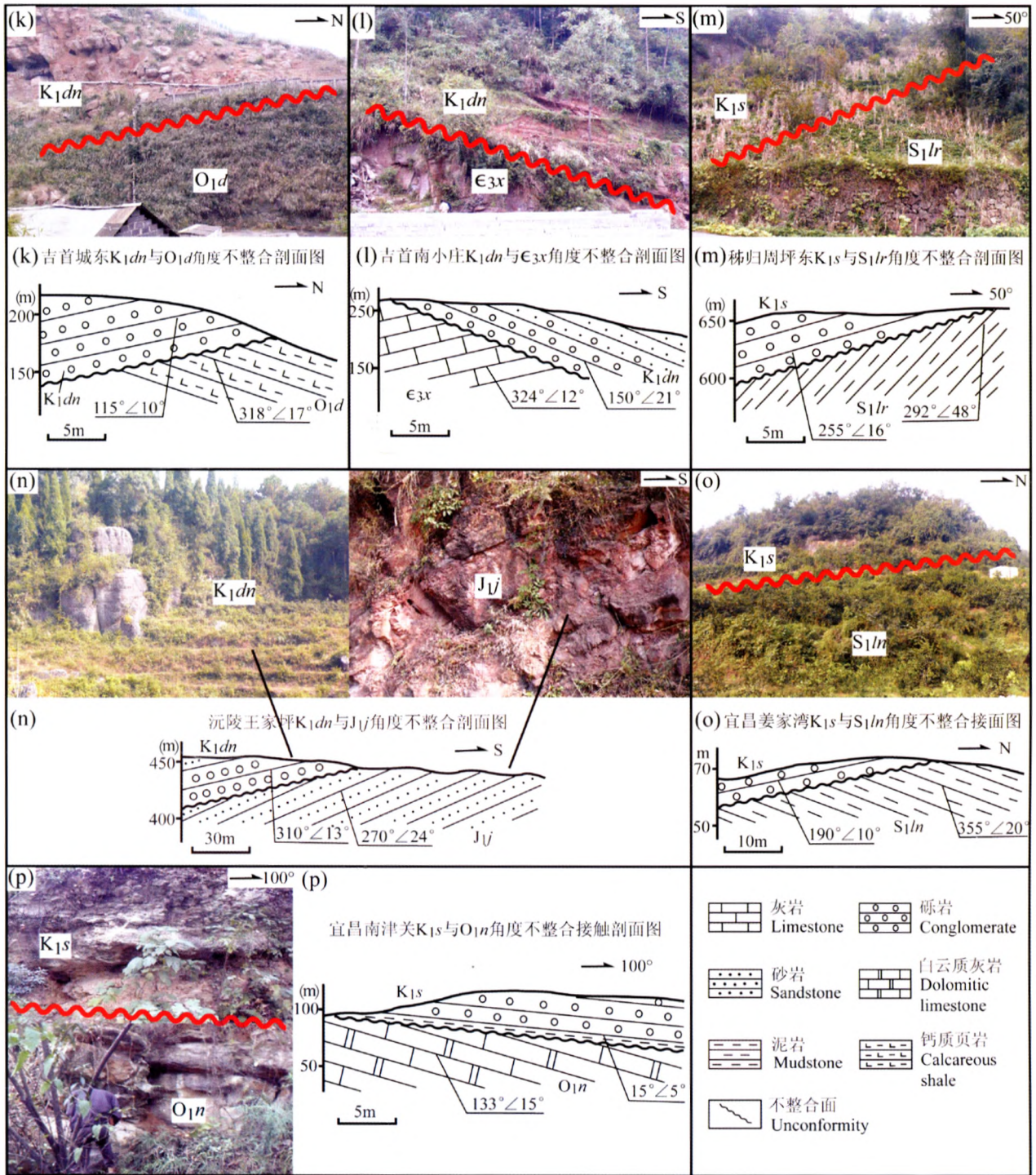


图 5 研究区下白垩统与下伏地层接触关系照片及剖面图

Fig. 5 Field photos and profiles of contact relationship between Lower Cretaceous and pre-Cretaceous strata

的古生界或中生界地层之上(如图 1a 中点 t)。例如,咸丰尖山上白垩统正阳组角度不整合于三叠系或侏罗系不同时代地层之上(图 1a 中点 u);酉阳铜鼓南正阳组角度不整合于中三叠统之上(图 1a 中点 v)。因而,研究区内上白垩统与下伏地层普遍呈角

度不整合接触关系。

## 5 褶皱形成时代与意义

地层接触关系是研究地质发展历史、鉴定地壳运动特征和确定构造变形时期的重要依据,特别在



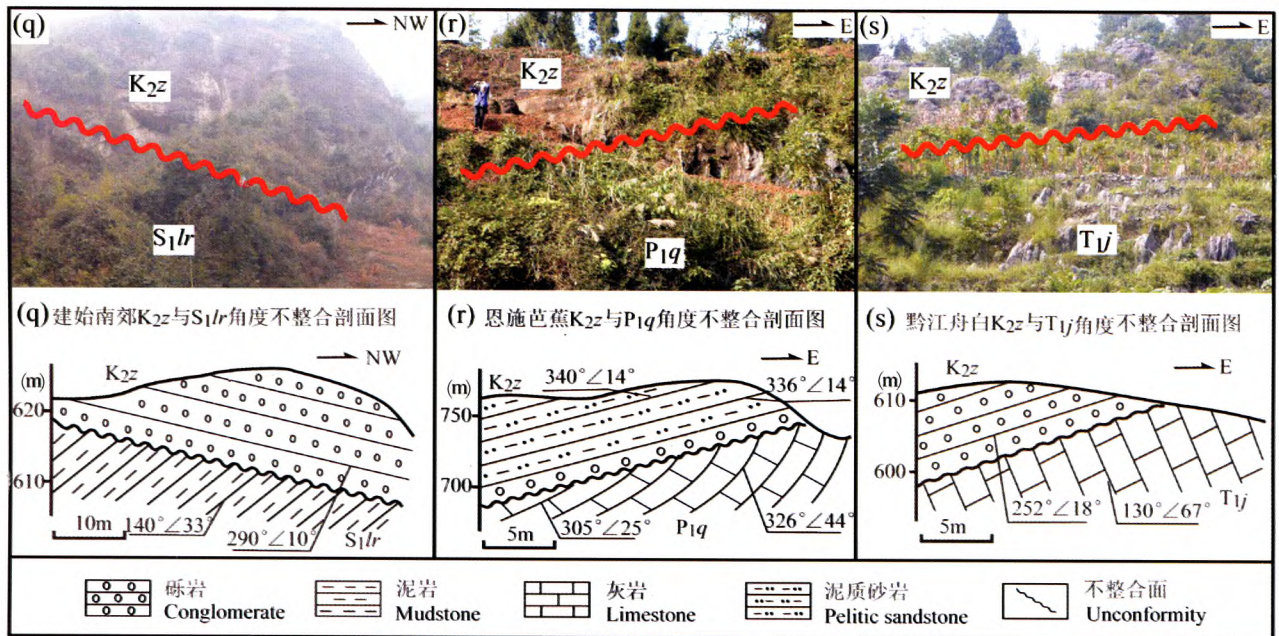


图 6 研究区上白垩统与下伏地层不整合接触照片及剖面图

Fig. 6 Field photos and profiles of unconformable contacts between Upper Cretaceous and pre-Cretaceous strata

判断褶皱变形时间方面是构造地质学的一个重要而可靠的方法。角度不整合面的出现,表明上、下地层时代之间发生了褶皱变形;而整合或平行不整合接触面的出现指示该时段没有发生褶皱变形。本文就是利用这个构造地质学中传统、基本而可靠的方法来探讨川东“侏罗山式”褶皱带的形成时代。

中三叠世的印支运动是华南与华北板块沿北西西向秦岭—大别造山带最终发生陆—陆碰撞的时间(Hacker et al., 1998; Li et al., 2000; 李曙光等, 2002等)。一些学者推断印支期华夏地块与扬子板块发生了碰撞,雪峰隆起属于陆内造山带(陈海泓等, 1993; 范小林, 1996; Li, 1998; 丘元禧等, 1998, 1999; 冯向阳等, 2001等)。Li and Li(2007)认为印支期古太平洋板块向东亚大陆下发生了平板式俯冲,造成了宽阔的活动大陆边缘变形带。在此背景下,川东“侏罗山式”褶皱带是否发生过印支期褶皱显然具有重要的动力学意义,也是一直没有解决的重要问题。而一系列实际地质观察显示,研究区代表印支面的中、上三叠统之间在所观察的各处都表现为平行不整合接触关系。这就证实了研究区在印支期没有发生褶皱变形,也即川东“侏罗山式”褶皱带不是在中三叠世末印支运动中产生的。

研究区上三叠统一上侏罗统陆相地层与下伏南华系一中三叠统海相地层一同卷入“侏罗山式”褶皱

(图1),无论在褶皱方位与样式上它们之间都没有任何差异。正如许多学者所观察的一样(四川省地质矿产局, 1991; 乐光禹, 1998),区内上三叠统与下侏罗统、下侏罗统与中侏罗统及中侏罗统与上侏罗统之间皆为整合或平行不整合接触,这指示川东“侏罗山式”褶皱带也不可能发生在上侏罗统沉积之前。

本次工作证实,研究区下白垩统普遍与下伏地层呈明显的角度不整合接触,且与下伏不同时代的地层接触(图1)。这些下白垩统都以近水平或缓倾斜的产状出现,明显未卷入川东“侏罗山式”褶皱。研究区上白垩统也是呈现为平缓的地层,与前白垩系也都呈明显的角度不整合接触。这证实了川东“侏罗山式”褶皱形成于下白垩统沉积之前。再结合区内上侏罗统卷入“侏罗山式”褶皱的事实,可以得出这一“侏罗山式”褶皱形成于上侏罗统沉积之后、下白垩统沉积之前的结论,即形成于晚侏罗世末至早白垩世初期间。

本次工作将该褶皱带的形成时代限定在晚侏罗世末至早白垩世初期间内,表明它们是在较短的时间内形成的,而不是一些学者主张的长期演化过程(Yan et al., 2003; 冯向阳等, 2003)。一些学者(如Wang et al., 2005)根据雪峰隆起与川东构造带的平行性及前者印支期至早燕山期(早侏罗世之前)的变形时代,主张川东构造带也形成于印支期至早燕

山期,相当于雪峰隆起向西逆冲的峰带。如果雪峰隆起逆冲时代确为印支期至早燕山期,而本次又确定了川东构造带形成于晚侏罗世末至早白垩世初期间,这两者显然就不应有成因联系。同样,主张雪峰隆起为印支期陆内造山带的学者(丘元禧等,1999)也认为川东构造带为其前陆变形带,但实际的川东构造带褶皱形成时代显然也不支持此观点。Li and Li(2007)所提出的晚古生代末(250Ma)至印支期(190Ma)古太平洋板块平板式俯冲及其华南宽阔的活动大陆边缘变形带模式中,将川东构造带作为其重要的一部分。而川东构造带实际的褶皱变形时代表明,这一模式需要在影响范围或发生时期进行修正。当然,关于川东构造带形成的动力学机制还需要对带内的运动学与动力学开展深入的研究,并与周边进行综合对比与分析,这些都有待今后进一步的研究。

## 6 结论

(1)通过对川东—湘鄂西北部“侏罗山式”褶皱带详细的野外考察,共观测了 15 处中、上三叠统接触关系剖面,发现两者之间均为平行不整合接触,这说明研究区内没有发生过印支期褶皱,区内的褶皱变形发生在印支期之后。同时发现区内上三叠统与下侏罗统,中、下侏罗统和中、上侏罗统之间皆为整合或假整合接触,表明该“侏罗山式”褶皱也不可能是形成于上侏罗统沉积之前。

(2)研究区内白垩系盆地(沅麻盆地、宜昌东的当阳盆地和秭归向斜东南的周坪盆地)边缘下白垩统与下伏不同时代地层呈明显的角度不整合接触。川东构造带东部隔槽式褶皱带内的一系列断陷盆地中,较平缓的上白垩统及其与前白垩系也都呈现角度不整合接触。这指示川东—湘鄂西北部褶皱带形成于下白垩统沉积之前。

(3)综合上述分析,本文认为川东—湘鄂西北部“侏罗山式”褶皱带的褶皱变形发生在晚侏罗世末至早白垩世初期间,而不是过去所认为的印支期或早燕山期。

## 参 考 文 献 / References

- 陈海泓,孙枢,李继亮,王清晨,彭海波,徐树桐,许靖华. 1993. 雪峰山大地构造的基本特征初探. 地质科学, 28(3): 201~210.
- 储澄, 1986. 湖南晚白垩世晚期红层. 地层学杂志, 10(1): 54~59.
- 丁道桂,朱樱,陈凤良,刘斌. 1991. 中、下扬子区古生代盆地基底拆离式改造与油气领域. 石油与天然气地质, 12(4): 376~386.
- 丁道桂,郭彤楼,翟常博,吕俊祥. 2005. 鄂西—渝东地区膝折构造. 石油实验地质, 27(3): 205~210.
- 范小林. 1996. 雪峰山系—沅麻盆地地质结构及找油意义. 石油实验地质, 18(1): 64~70.
- 冯向阳,孟宪刚,邵兆刚,王建平,朱大岗. 2001. 雪峰山陆内造山带变形特征及挤压推覆—伸展滑脱构造的物理模拟. 地球学报, 22(5): 419~424.
- 冯向阳,孟宪刚,邵兆刚,王建平,朱大岗. 2003. 华南及邻区有序变形及其动力学初探. 地球学报, 24(2): 115~120.
- 湖北省地质矿产局. 1990. 湖北省区域地质志. 北京:地质出版社, 172~264.
- 湖南省地质矿产局. 1988. 湖南省区域地质志. 北京:地质出版社, 238~240.
- 侯佑堂,何俊德,叶春辉. 1978. 江汉平原边缘地区白垩—第三纪介形类动物群. 中国科学院南京地质古生物研究集刊, 第九号: 129~206.
- 黄宗和, 1986. 湖南白垩纪地层及其三分性. 湖南地质, 5(4): 51~61.
- 李曼英,宋之琛,李再平. 1978. 江汉盆地白垩—第三纪的几个孢粉组合. 中国科学院南京地质古生物研究所集刊, 第九号: 1~60.
- 李曙光,杨蔚. 2002. 大别山造山带深部地缝合线与地表地缝合线的解藕及大陆碰撞岩石圈楔入模型:中生代幔源岩浆岩 Sr—Nd—Pb 同位素证据. 科学通报, 47(24): 1898~1905.
- 罗志立,李景明,李小军,刘树根,孙玮. 2004. 中国前陆盆地特征及含油气远景分析. 中国石油勘探, 2: 1~11.
- 丘元禧,张渝昌,马文璞. 1998. 雪峰山陆内造山带的构造特征与演化. 高校地质学报, 4(4): 432~433.
- 丘元禧,张渝昌,马文璞. 1999. 雪峰山的构造性质与演化. 北京:地质出版社, 中山大学出版社, 1~155.
- 四川省地质矿产局. 1991. 四川省区域地质志. 北京:地质出版社, 154~281.
- 王伏泉,梁新权. 2002. 雪峰山西侧地带的地洼型造山—造盆作用. 大地构造与成矿学, 26(2): 121~125.
- 王振. 1978. 江汉盆地白垩纪轮藻类的研究兼论 Porocharaceae 和 Characeae 的分类. 中国科学院南京地质古生物研究所集刊, 第九号: 61~92.
- 谢建磊,杨坤光,马昌前. 2006. 湘西花垣—张家界断裂带构造变形特征与 ESR 定年. 高校地质学报, 12(1): 14~21.
- 徐政语,李大成,卢文忠,林舸,刘池阳. 2004. 渝东构造样式分析与成因解析. 大地构造与成矿学, 28(1): 15~22.
- 颜丹平,汪新文,刘友元. 2000. 川鄂湘边区褶皱构造样式及其成因机制分析. 现代地质, 14(1): 37~43.
- 杨奎锋,杨坤光,马昌前. 2004. 雪峰山安化—溆浦断裂带变形特征及 ESR 定年. 大地构造与成矿学, 28(3): 263~269.
- 乐光禹. 1998. 大巴山造山带及其前陆盆地的构造特征和构造演化. 矿物岩石, 18(增刊): 8~15.
- 张振来. 1979. 中南地区白垩纪孢粉组合. 华南中、新生代红层. 北京:科学出版社, 98~109.
- 赵别全,蒋全梅. 1982. 湖南白垩系下统划分与对比. 地层学杂志, 6(1): 72~78.
- 赵别全. 1985. 湖南白垩系上统的划分和对比. 湖南地质, 4(3): 70~76.
- 郑贵洲,罗新民,侯光久,陈林洲. 1998. 沅麻盆地白垩系划分及岩石地层研究. 地层学杂志, 22(3): 201~205.
- Hacker B R, Ratschbacher L, Webb L, Ireland T, Walker D, Dong S 1998. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling - Dabie Orogen, China. Earth Planet. Sci. Lett., 161: 215 - 230.
- Li Shuangguang, Jagoutz E, Chen Yizhi, Li Qiuli. 2000. Sm-Nd and



- Rb-Sr isotopic chronology and cooling history of ultrahigh pressure metamorphic rocks and their country rocks at Shuanghe in the Dabie Mountains, Central China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(6):1077~1093.
- Li Zhengxiang. 1998. Tectonic history of the major East Asian lithospheric blocks since the Mid-Proterozoic — A synthesis. *American Geophysical Union Geodynamics Series*, 27: 221 ~ 243.
- Li Zhengxiang, Li Xianhua. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. *Geology*, 35(2):179~182.
- Liu Hongyun, Li Yuejun, Han Jie. 1996. On the Banxi Group and its related tectonic problems in south China. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 13:191~196.
- Liu Shaofeng, Ronald Steel, Zhang Guowei. 2005. Mesozoic sedimentary basin development and tectonic implication, northern Yangtze Block, eastern China: record of continent—continent collision. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25:9~27.
- Wang Yuejun, Zhang Yanhua, Fan Weiming, Peng Touping. 2005. Structural signatures and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of the Indosinian Xuefengshan tectonic belt, South China Block. *Journal of Structural Geology*, 27:985~998.
- Yan Danping, Zhou Meifu, Song Honglin, Wang Xinwen, Malpas J. 2003. Origin and tectonic significance of a Mesozoic multi-layer over-thrust system within the Yangtze Block (South China). *Tectonophysics*, 361:239~254.

## The Folding Time of the Eastern Sichuan Jura-type Fold Belt: Evidence from Unconformity

HU Shaoqi, ZHU Guang, LIU Guosheng, ZHANG Bilong

*School of Resource and Environmental Engineering, Hefei University of Technology, Hefei, 230009*

**Abstract:** Determination of folding time for the Eastern Sichuan Jura-type fold belt is a key for understanding dynamic mechanism of the important Yangtze intraplate deformation belt. Detailed field work demonstrates that the Upper Triassic strata are in disconformable contact with the Middle Triassic strata, which indicates that there was no Indosinian folding in the fold belt. Disconformities between Upper Triassic and Lower Jurassic strata, Lower Jurassic and Middle Jurassic strata, Middle Jurassic and Upper Jurassic strata indicate that the folding took place after the Late Jurassic time. In the margins of the Cretaceous basins, the Lower Cretaceous strata overlap the different pre-Cretaceous strata, and the flat Upper Cretaceous strata overlap steeper, older strata with different ages. These indicate that the folding time predates the Early Cretaceous. Synthetic analysis constrained the folding time of Eastern Sichuan—Northwestern Hunan and Hubei fold belt to the interval between the latest Late Jurassic and the earliest Early Cretaceous, rather than previously proposed Indosinian or Yanshanian folding times.

**Key words:** Eastern Sichuan tectonics belts; Jura-type folds; disconformity; Angular unconformity; Folding time