

川东“侏罗山式”褶皱的数值模拟及成因探讨

张必龙¹⁾, 朱光¹⁾, JIANG Dazhi²⁾, 胡召齐¹⁾, 向必伟¹⁾, 张力¹⁾, 陈印¹⁾

1) 合肥工业大学资源与环境工程学院, 中国合肥, 230009;

2) 加拿大西安大略大学地球科学系, 加拿大安大略省伦敦市, N6 A5 B7

内容提要: 本文通过采用有限差分法 (FLAC) 对“侏罗山式”褶皱进行数值模拟发现, 层间粘聚力差异和上覆压力是控制隔档式褶皱、隔槽式褶皱样式的主要因素, 即层间的能干性差异和埋深的控制。当地层在埋深较浅时, 层间能干性差异对褶皱样式起主控作用, 能干性差异小时出现隔槽式褶皱, 差异大时出现隔档式褶皱。随着埋深加大, 压力逐渐起主要作用, 这时仅出现隔槽式褶皱。川东东带褶皱地层总体上层间能干性差异小, 因而盖层的深部与浅部皆出现隔槽式褶皱, 与模拟结果一致。西带褶皱地层总体层间能干性差异大, 因而浅部出现隔档式褶皱。而其深部的下古生界地层主要受上覆压力控制, 根据模拟推测应为隔槽式褶皱。

关键词: 数值模拟; 隔档式褶皱; 隔槽式褶皱; 粘聚力差异; 上覆压力

位于四川盆地与雪峰隆起带之间的川东褶皱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。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。关于该构造带的变形样式和形成时代, 地质学家们进行过大量的研究工作 (丁道桂等, 1991, 2005; 黄继钧, 2000; 颜丹平等, 2000; 冯向阳等, 2003; Yan et al., 2003; 杨奎锋等, 2004; Wang et al., 2005; 谢建磊等, 2006; Li and Li, 2007)。笔者等近年来根据野外不整合构造证据, 认为其发生在晚侏罗世末至早白垩世初期间 (胡召齐等, 2009), 而不是过去认为的印支期或早燕山期。以齐岳山断裂为界 (图 1a), 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 (丁道桂等, 1991; 冯向阳等, 2003; 颜丹平等, 2000; Yan et al., 2003; 徐政语等, 2004)。刘尚忠 (1995) 认为川东褶皱带原先为隔槽式褶皱, 西段后期遭受抬升剥蚀, 而出露隔档式褶皱。李忠权等 (2002) 则认为早期拉张形成的断层相关褶皱 (隔槽式), 晚期受挤压形成隔档式褶皱。颜丹平等 (2000) 通过构造变形分析认为, 早期先形成隔档式褶皱, 随着挤压推覆进行, 最终演化成前端为隔档式褶皱, 后端为隔槽式褶皱, 后端变

形比前端强。川东这两种构造样式的褶皱带为何相间出现及其控制因素, 一直没有合理的解释。川东隔档式褶皱带的背斜构造内已发现了丰富的天然气, 对其下覆下古生界地层褶皱样式的预测关系到深部天然气远景的评价, 而目前的地震勘探结果还难以揭示这类深层的褶皱样式, 在此背景下开展数值模拟研究是有效的解决途径。

一般认为, “侏罗山式”褶皱是沉积盖层在刚性基底上沿软弱层滑脱变形的结果, 故又称为滑脱褶皱, 为典型的薄皮构造。滑脱褶皱大多数形成在具有软硬岩性差异的沉积岩中, 沿底部软弱层发育的平缓滑脱带是这类褶皱形成的必要条件 (Jamison, 1987)。滑脱褶皱常通过枢纽迁移或翼部旋转机制形成箱状褶皱 (Homza and Wallace, 1995; Mitra, 2003), 其演化过程和最终形态取决于软硬地层单元厚度、各层粘度 (ductility)、组合关系以及上覆围压等因素 (Currie et al., 1962; Davis and Engelder, 1985; Ramsay and Huber, 1987; Fischer and Jackson, 1999)。滑脱褶皱可呈现为隔档式褶皱和隔槽式褶皱两种类型。目前为止, 对“侏罗山式”褶皱的认识比较一致, 但对于是什么因素控制隔档式褶皱和隔槽式褶皱的形成, 在国际上却没有一个合理的解释。基于此, 笔者通过对川东两类“侏罗山式”褶皱进行数值模拟研究, 了解控制隔档式褶皱和隔槽式褶皱形成的主要因素, 并对其西带深层褶皱样式进行预

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: 2009-02-22; 改回日期: 2009-06-18; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 张必龙, 男, 1984年生。博士研究生。构造地质学专业。Email: zhbl-88@163.com。

测。

1 地质背景

川东褶皱带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400km,长约600km,整体上为一北北东—北东向延伸、向北西凸出的弧形构造带。

扬子板块的变质基底由板溪群的紫红色与灰绿色浅变质砂岩—板岩组成,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)。川东褶皱带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与碎屑岩。区内卷入褶皱的上三叠统至上侏罗统为陆相碎屑岩,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),广泛出露在川东褶皱带的东部。白垩系红层局部出现在川东褶皱带东部的断陷盆地内,如沉(陵)麻(阳)盆地和江汉盆地西北部的当阳盆地等,未卷入褶皱。川东隔档式褶皱带地表可见志留系至侏罗系卷入。从图1b柱状图可以看出,川东志留系为大套泥岩,侏罗系主要为泥岩与砂岩互层,两者厚度分别可达1500m和3000m;石炭系和泥盆系沉积较薄,主要为灰岩;三叠系和二叠系主要由灰岩、白云岩夹砂岩与泥岩,其中,下三叠统嘉陵江组还含有一套50~230m厚的膏盐层。而川东隔槽式褶皱带卷入地层为南华系至中三叠统。其中,奥陶系及寒武系主要为灰岩、白云岩夹少量砂岩、页岩;震旦系主要是灰岩,南华系由冰碛砾岩、砂岩及低级变质板岩构成。川东隔槽式褶皱带内的下三叠统地层,膏盐层十分不发育,与其西侧同层位较厚膏盐层的发育明显不同(马力等, 2004)。

“侏罗山式”褶皱是研究区变形构造样式的典型特征。齐岳山断裂带以西的隔档式褶皱,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下一中三叠统,仅华蓥山中段背斜核部出露了下古生界地层。齐岳山断裂带以东的隔槽式褶皱带,其卷入地层主要为海相盖层,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,而向斜核部主要为中—下三叠统。一般认为西带隔档式褶皱主要受志留系滑脱层控制,而东带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., 2005)。

2 数值模型介绍

2.1 模拟方法

本次工作采用有限差分法FLAC(Fast Lagrangian Analysis of Continua; Cundall and Board 1988; Itasca, 1998)对隔档式褶皱、隔槽式褶皱进行数值模拟,模拟是在加拿大西安大略大学地球科学系进行的,使用的是FLAC 4.0软件。FLAC在计算中使用了“混合离散化”(mixed discretization)技术,能够更为精确和有效地模拟材料的塑性变形和流动。FLAC已经成功模拟了一系列构造地质问题,非常适合于褶皱变形的模拟(Ord, 1991; Zhang et al., 1996; Zhang et al., 2007)。

本文模拟对象为上地壳浅层沉积岩的变形行为,不考虑下地壳及地幔的变化。而上地壳岩石变形行为一般遵循弹塑性理论(Ranalli, 1987; Hobbs et al., 1990; Ord, 1991),因此,本次模拟选用摩尔库仑模型进行模拟研究。在此变形模式下,岩石首先经历一定的弹性变形。当岩石内部应力达到屈服应力时,塑性变形就会开始并主导后续的变形过程。这种塑性变形的本构关系可以用一个屈服函数 f 表示:

$$f = \tau_m + \sigma_m \sin \phi - C \cos \phi$$

其中 τ_m 为最大剪应力, σ_m 为平均应力, ϕ 为内摩擦角, C 为粘聚力(cohesion)。

如果 $f < 0$,说明岩石内部应力在屈服势面内,处于弹性变形阶段;而当岩石内部某个面上应力满足 $f = 0$,岩石屈服,进入塑性变形阶段, $f > 0$ 为不可能的状态。

弹性变形部分遵循Hooke定律:

$$\sigma_{ij} = 2G\varepsilon_{ij}^e + \left[K - \frac{2}{3}G \right] \delta_{ij} \varepsilon_k^e$$

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 1, & i = j \\ 0, & i \neq j \end{cases}$$

其中 σ_{ij} 是应力, ε_{ij}^e 是弹性应变, G 是剪切模量, K 是体积模量, δ_{ij} 是克罗内克符号(Kronecker delta), i, j 表示笛卡尔坐标系下的不同分量, k 取 i 或 j 。

塑性变形部分遵循塑性流动定律:

$$\dot{\varepsilon}_{ij}^p = \frac{\lambda dg}{\partial \sigma_{ij}}$$

这里 $\dot{\varepsilon}_{ij}^p$ 为塑性变形速率张量, λ 是屈服状态下非

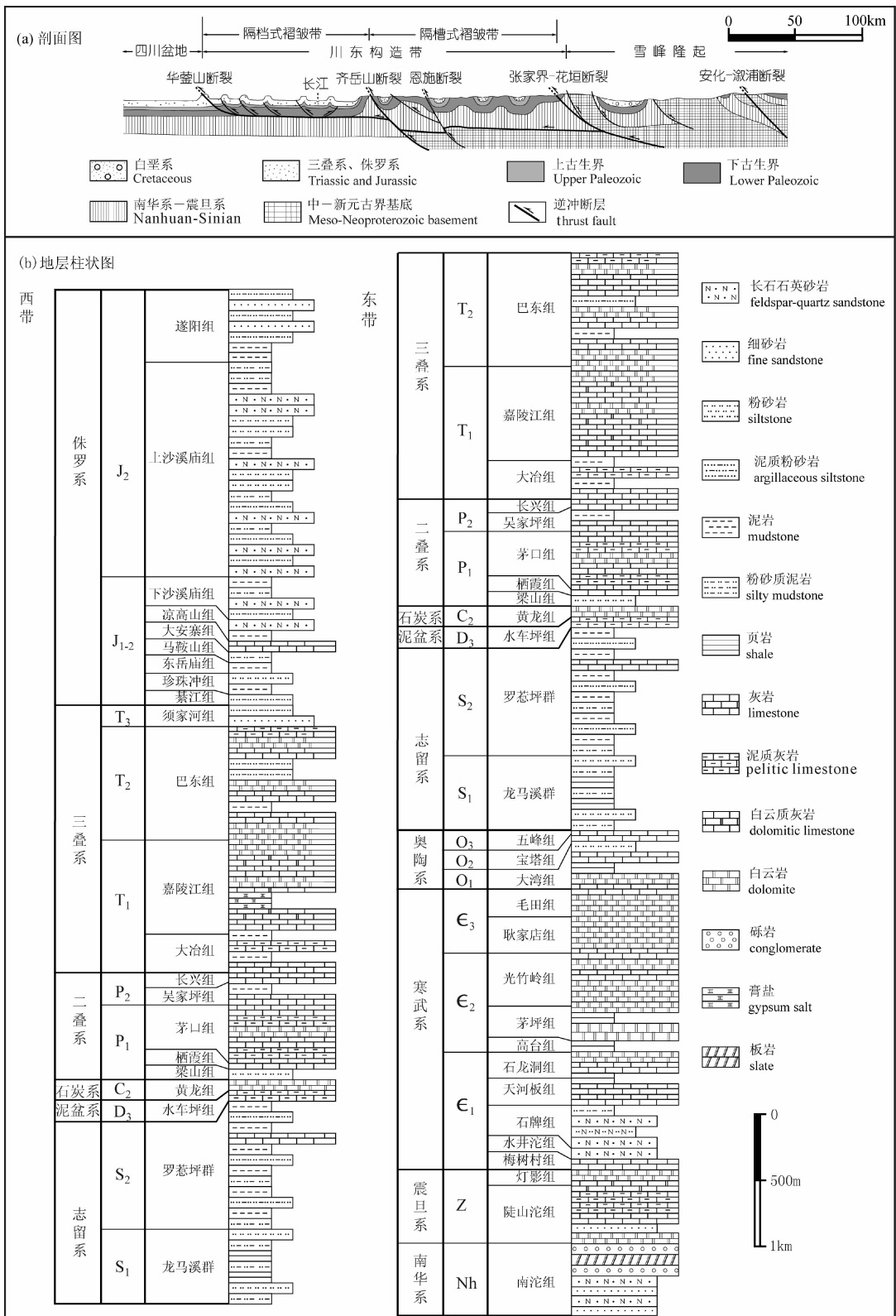


图 1 川东褶皱带示意剖面与地层柱状图(图(a)据 Yan et al., 2003 修改;图(b)据 1: 20 万垫江幅^①和黔江幅^②地质报告改编)

Fig. 1 Schematic section and stratigraphic column of the eastern Sichuan fold belt (Fig. (a) after Yan et al., 2003; Fig. (b) modified from 1: 200000 Dianjiang Map^① and Qianjiang Map^②)

负的标量函数, g 是塑性势函数:

$$g = \tau_m + \sigma_m \sin\phi - C\cos\phi,$$

其中 ϕ 是膨胀角。

2.2 边界条件与模拟过程

褶皱的形成主要是沉积岩层之间存在力学性质

差异所致。据此,将褶皱模型设计为由 8 层具有力学性质差异的互层单元(横向同性、纵向往异性)组成(图 2),采用有限差分网格数为 250×8 ,对应模型长度 250m,厚度 8m。模型底部采用滚轮边界,当模型挤压褶皱时,底部滚轮边界和底层软弱层可以认为

表 1 各种模型力学参数一览表

Table 1 Mechanical properties of the model

模型	ρ (kg/m^3)	K (GPa)	G (GPa)	C (MPa)	σ_1 (MPa)	φ ($^\circ$)	ψ ($^\circ$)	备注
1	2500	30	50	50	5	30	2	参考模型
2	a: 2800 b: 2000	30	50	50	5	30	2	密度差异
3	2500	a: 60 b: 6	5	50	5	30	2	体积模量差异
4	2500	3	a: 70 b: 7	50	5	30	2	剪切模量差异
5	2500	30	50	50	a: 10 b: 1	30	2	抗拉强度差异
6	2500	30	50	50	5	a: 40 b: 20	2	内摩擦角差异
7	2500	30	50	50	5	30	a: 0 b: 20	膨胀角差异
8	2500	30	50	a: 50 b: 5	5	30	2	粘聚力差异
9	2500	30	50	a: 50 b: 50	5	30	2	不同的粘聚力差异模型
10	2500	30	50	a: 50 b: 40	5	30	2	
11	2500	30	50	a: 50 b: 30	5	30	2	
12	2500	30	50	a: 50 b: 20	5	30	2	
13	2500	30	50	a: 50 b: 10	5	30	2	
14	2500	30	50	a: 50 b: 9	5	30	2	
15	2500	30	50	a: 50 b: 8	5	30	2	
16	2500	30	50	a: 50 b: 7	5	30	2	
17	2500	30	50	a: 50 b: 6	5	30	2	
18	2500	30	50	a: 50 b: 4	5	30	2	
19	2500	30	50	a: 50 b: 3	5	30	2	
20	2500	30	50	a: 50 b: 2	5	30	2	
21	2500	30	50	a: 50 b: 1	5	30	2	

注释: ρ —密度; K —体积模量; G —剪切模量; C —粘聚力; σ_1 —抗拉强度; φ —内摩擦角; ψ —膨胀角; a—强硬层(暗色层)的参数值; b—软弱层(浅色层)的参数值。

认为是沉积盖层在刚性基底上沿软弱层滑脱变形。模型顶部则为一自由边界,即地表边界。而两端也采用滚轮边界,允许物质的垂向运动。考虑到川东褶皱带是从南东向北西挤压推覆形成的(颜丹平, 2000; 丁道桂, 2007), 模拟中对模型单侧施加初始速度。参考 Ord (1991) 的速度施加方式, 速度从左向右线性变化为零。模拟中选择形成褶皱形态最佳的增量速度加载, 即每时步 6.5 mm。虽然川东褶皱带的形成受到大巴山弧形构造带、齐岳山断裂等因素影响, 但川东主体褶皱样式并没有发生改变, 仅边缘或局部地区受到改造。因此在本次二维模拟过程中, 没有考虑这些次要因素。模拟过程中应变集中带可视为断裂的产生。所有的模型都考虑了重力作用。表 1 给出了所有模型的具体参数, 参数值的选择参考该区地层岩石实际的力学参数(孙岩等, 2005)。由于各模型的参数不大相同, 不同模型形成明显褶皱的缩短量是有差别的, 因而实际模拟中缩短量的选取是以形成明显褶皱为标准的。

摩尔库仑模型在模拟中需要的参数有密度、体积模量、剪切模量、抗拉强度、内摩擦角、膨胀角以及粘聚力等七个变量。由于对控制隔档式褶皱、隔槽式褶皱形成的主要因素不清楚, 工作中设计将模拟过程分为三个阶段。第一阶段先确定影响褶皱形成的主要因素: 具体模拟中假定其中六个参数不变, 调节剩余一个参数值, 观察该参数值对形成褶皱的影响程度, 这样可确定哪个参数是影响褶皱样式的主要因素; 第二阶段调节主控参数值变化, 了解该参数如何控制“侏罗山式”褶皱样式的演化; 第三阶段对模型施加覆压力, 调节压力从 0 变化到 200MPa, 确定上覆压力对形成“侏罗山式”褶皱样式的影响。

3 模拟结果

3.1 主控因素

在模拟中, 为了便于比较各参数变化对

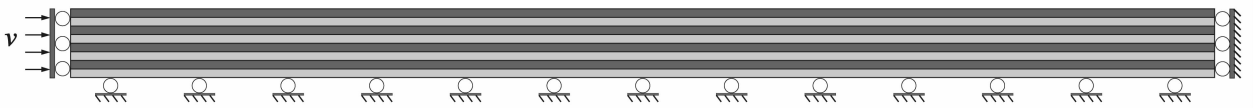


图 2 模型初始形态示意图(设定浅色层为软层,深色层为硬层)

Fig. 2 Initial geometry of the model

褶皱样式的影响程度,先设计一个由均质材料组成的参考模型(表 1 中模型 1),相当单一厚层的均质板。以此均质板的褶皱样式为参照,从而可以比较出各种层间参数差异情况下对褶皱样式的影响程度。如果各模型参数变化的结果与单一均质层模型模拟的褶皱样式有很大区别,说明该参数对褶皱形成有很大影响。本次对参考模型单侧挤压缩短近 22% 时,出现了类似隔槽式的褶皱(图 3 模型 1),并且左侧变形比右侧强。本次模拟显示对摩尔库仑模型的挤压,由于应力集中会在褶皱翼部产生两组共

轭剪切带,这些共轭剪切带就是膝折,用于调节褶皱翼部的弯曲。随着挤压拱起,就会形成箱状褶皱。

为了了解影响褶皱样式的主控因素,本次模拟中设计了不同的层间材料性质差异,分别为层间存在密度差异、体积模量差异、剪切模量差异、抗拉强度差异、内摩擦角差异、膨胀角差异以及粘聚力差异。对比各模型模拟结果与参考模型(模型 1)的差异,就可以发现影响褶皱样式的主控参数。从图 3 可以看出,在各模型缩短了 23% 左右时,存在层间密度差异、体积模量差异、剪切模量差异、抗拉强度

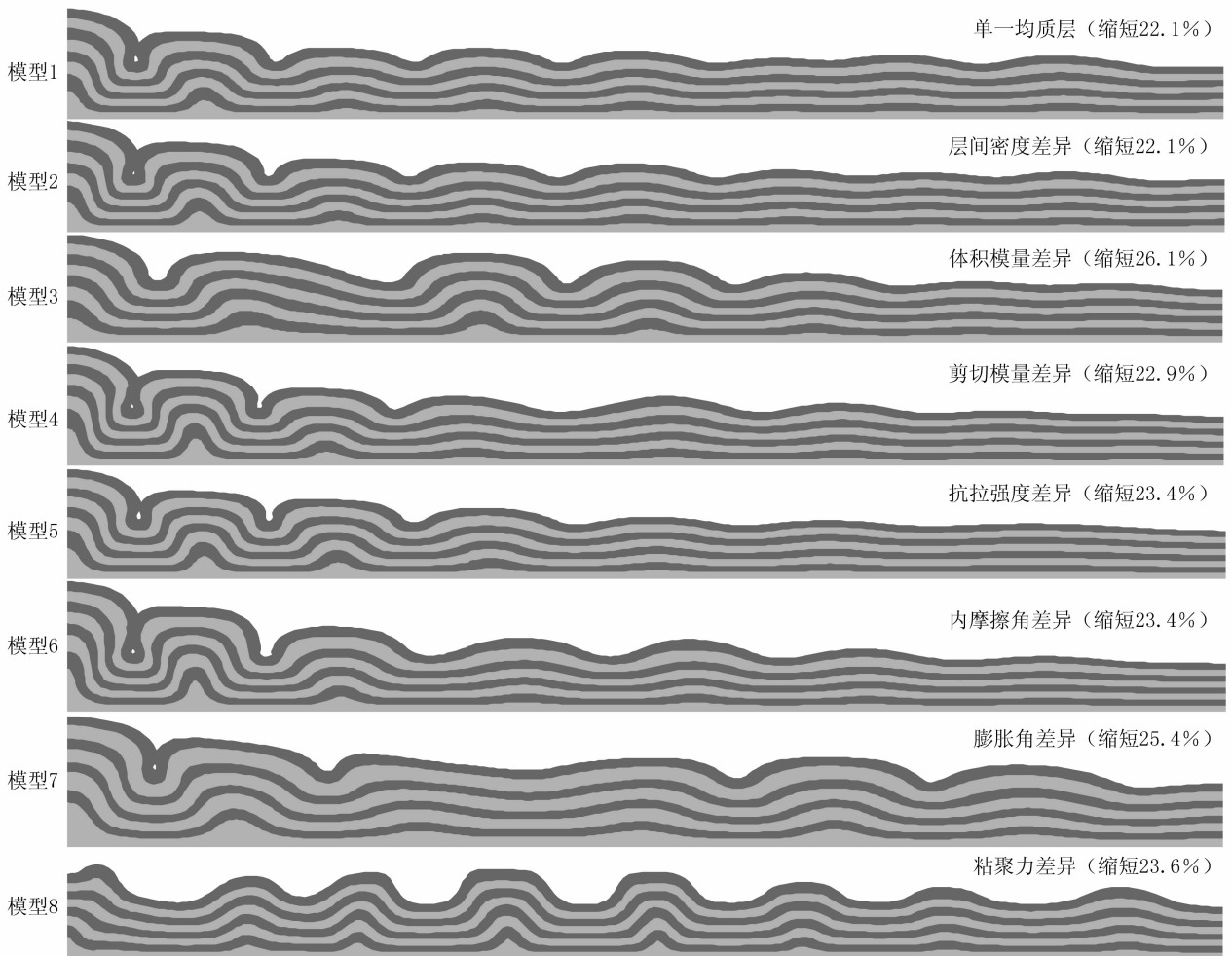


图 3 层间各参数变化对褶皱组合样式的影响

Fig. 3 The influence of the parameters changes between layers to the fold geometry

差异以及内摩擦角差异的模拟结果与参考模型的褶皱组合样式相似,都为隔槽式褶皱。只不过某些模型的变形强些,某些弱些,但并不影响隔槽式褶皱总的组合样式。其中,特别是存在层间密度差异时对褶皱的形态完全没有改变,这也验证了 Schmalholz et al. (2002) 中分析的密度变化不会影响模拟形态的结论。而层间体积模量差异、剪切模量差异及抗拉强度差异影响的是模型材料的应力分布状况,但从模拟结果可以看出它们并不是控制褶皱样式的主要因素。层间膨胀角差异的模型结果与参考模型有一定的差别,但褶皱形态和参考模型是相类似的,并没有完全改变褶皱样式。从图 3 模型 7 中可以看出,虽然层间存在膨胀角差时没有影响褶皱的样式,但膨胀角为 20° 的软层体积明显发生了膨胀,而膨胀角为 0° 的软层体积没有任何变化。这是因为当材料变形进入塑性变形阶段时,可膨胀层体积发生膨胀,且主要取决于膨胀角的大小 (Ord, 1990; Zhang et al., 2007)。在摩尔库仑模型公式中,内摩擦角影响的是材料的屈服状态。但本次存在层间内摩擦角差异的模型,其模拟结果与参考模型也是相似的,没有改变褶皱的样式。

本次模拟结果显示,与参考模型差别最大的是存在层间粘聚力差异模型(图 3 中模型 8)。粘聚力影响的不仅是屈服状态,还影响塑性变形速率张量,这导致褶皱形态发生了根本性变化,背斜变窄,向斜变宽,并且背斜呈现箱状形态,发展成了隔档式褶皱,与参考模型的隔槽式褶皱样式完全不同。因此,在不考虑上覆压力时,控制褶皱组合样式的因素主要是层间的粘聚力差异。

3.2 粘聚力差异的影响

前述 8 个模型的对比数值模拟结果,已显示影响“侏罗山式”褶皱组合样式的主要因素是层间的粘聚力差异。为了深入了解层间粘聚力差异是如何控制褶皱样式的变化,本次工作中又设计了 14 个不同的层间粘聚力差异模型进行数值模拟(表 1)。图 4 给出了软弱层的粘聚力从 50 MPa 变化至 1 MPa 的 14 个模拟结果。模拟结果显示,当层间粘聚力差异小时(硬层与软层粘聚力比值小于 5: 2),出现了隔槽式褶皱。随着层间粘聚力差异增大,隔槽式褶皱逐渐向隔档式褶皱发展,即背斜变窄,向斜变宽。当硬/软层间粘聚力比值达 50: 8 时,就出现了明显的隔档式褶皱。同时,随着层间粘聚力差异继续增大,背斜形态从箱状向尖棱状转变,且当硬层与软层的粘聚力差异超过 10 倍时,这种现象比较明显。

3.3 上覆压力的影响

沉积地层发生褶皱时,其不同的埋深就会遭受不同的围压。为了了解上覆压力对“侏罗山式”褶皱组合样式的影响,本次工作中设计了对形成隔档式与隔槽式的两类层间粘聚力差异模型施加不同的上覆压力进行数值模拟。从图 5、6 可以看出,上覆压力对“侏罗山式”褶皱的组合样式有很大影响。当施加的上覆压力较小时,受层间粘聚力差异控制的褶皱组合样式没有发生变化,隔档式褶皱仍为隔档式褶皱,隔槽式褶皱仍为隔槽式褶皱。但随着上覆压力的继续加大,隔档式褶皱开始逐渐向隔槽式褶皱转化(图 5),背斜变宽,向斜变窄,并且褶皱形态从尖棱状变化到圆柱状,最后向箱状过渡。而隔槽式褶皱随上覆围压的增加没有发生本质性变化,仍为隔槽式褶皱(图 6)。只是在上覆压力增大后,模型的变形强度总体略呈减弱趋势。总之,当上覆压力超过 130MPa 时候,不管层间粘聚力差异多大,模拟结果总体上都为隔槽式褶皱。这表明沉积岩层所形成的“侏罗山式”褶皱,其深部层位(5~6km 以下)一般应是形成隔槽式褶皱。

另外,本次工作中对软硬层相对厚度变化对褶皱样式的影响也进行了数值模拟。模拟中针对隔档式与隔槽式褶皱,分别选取了硬层与软层的厚度比从 3: 1 变化到 1: 3 的模型。模拟结果显示(由于篇幅所限本文未附图),软硬层相对厚度的变化并没有明显改变褶皱的组合样式。

4 川东“侏罗山式”褶皱样式成因探讨

沉积岩中灰岩、砾岩的能干性最强,砂岩次之,泥岩、页岩和膏盐最软。而在模拟过程中,互层单元的粘聚力差异对应的就是岩层的能干性差异,施加的上覆压力相当于岩层的埋深。

通过川东“侏罗山式”褶皱东带和西带柱状图(图 1)对比发现,东带和西带沉积地层序列和岩性总体上基本一致,都发育了志留系大套软弱泥岩层。不过东带缺失了上三叠统至侏罗系含多套泥岩的陆相碎屑岩,西带含有这套前陆沉积。另外西带下三叠统嘉陵江组还含有一套较厚的非常软的膏盐层,东带基本不含这套软膏盐层(马力等,2004)。因此,西带卷入褶皱的地层含有多套软弱层,地层之间的能干性差异大。而东带是大套强硬层灰岩之间仅夹一套志留系软弱泥岩。本次模拟中采用层间粘聚力差异大的模型模拟结果为隔档式褶皱(图 4 模型

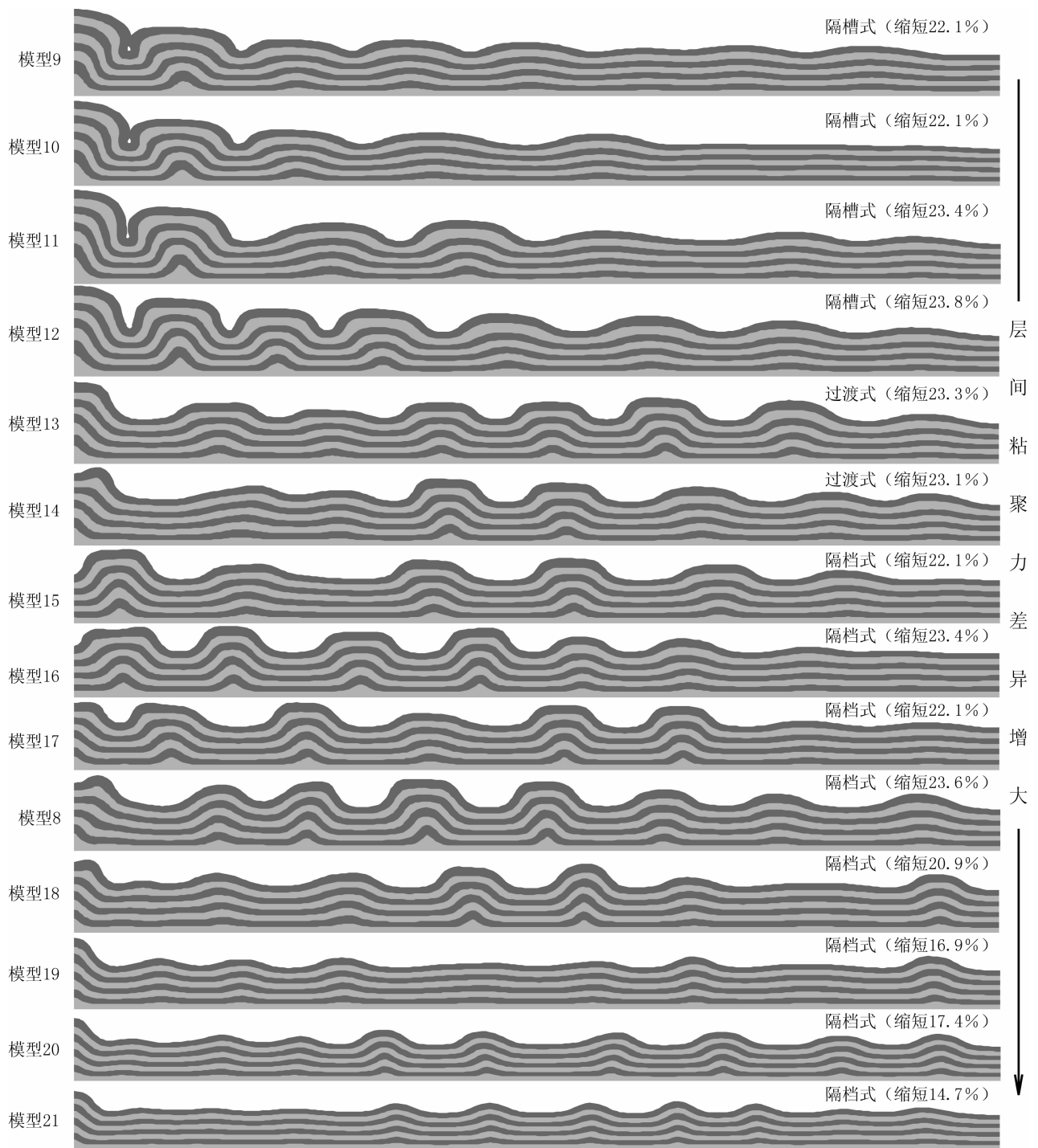


图 4 层间粘聚力差异对褶皱组合样式的影响

Fig. 4 The influence of the cohesion difference between layers to the fold geometry

15 ~ 17), 向斜宽、背斜窄, 向斜和背斜主要呈现为箱状褶皱, 这与西带褶皱样式非常相似。这也表明川东西带的隔档式褶皱样式主要是因为卷入地层内夹有多套软弱层, 具有显著的层间粘聚力差。这些软弱层在挤压褶皱过程中可能发育成多套滑脱层, 但川东西带隔档式褶皱主要受志留系主滑脱层控制

(Yan et al. ,2003;Wang et al. ,2005)。

川东西带隔档式褶皱地表出露的主要是志留系及以上地层, 对于志留系下的沉积地层是否卷入褶皱不清楚, 已有的地震勘探至今也无法揭示这一深部褶皱样式。该带志留系至侏罗系的厚度达 6000 ~ 7000 m, 相当于 147 ~ 173 MPa 的上覆压力。而在

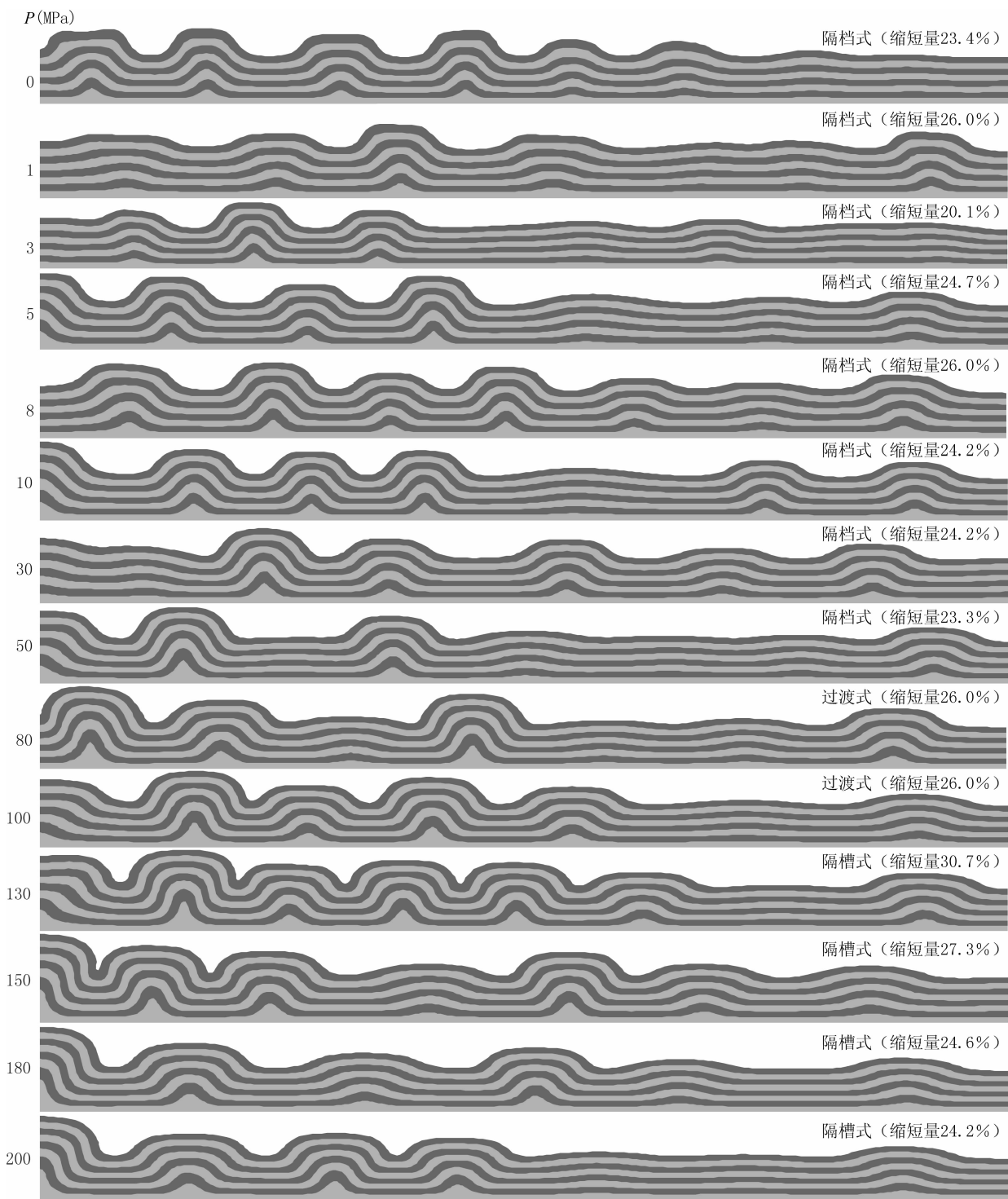


图5 上覆压力对隔档式褶皱样式的影响(软层粘聚力为7MPa,硬层粘聚力为50MPa, P 为上覆压力)

Fig. 5 The influence of overlying pressure to the comb fold

模拟中当上覆压力超过130MPa(5300m)时候,不管层间粘聚力差异多大,模拟结果总体为隔槽式褶皱。据此推测,川东西带下古生界地层如果发生褶皱,其褶皱样式应为隔槽式褶皱,是发育在下古生界地层与基底之间滑脱层之上的滑脱褶皱。那么西带上部

隔档式褶皱与下部隔槽式褶皱则以志留系为界,通过志留系滑脱层调节两者褶皱样式。

川东东带的隔槽式褶皱,卷入褶皱的地层除了志留系为软弱层外,其余主要为强硬的灰岩、白云岩。本次模拟中发现,地层在埋深较浅时,层间粘聚

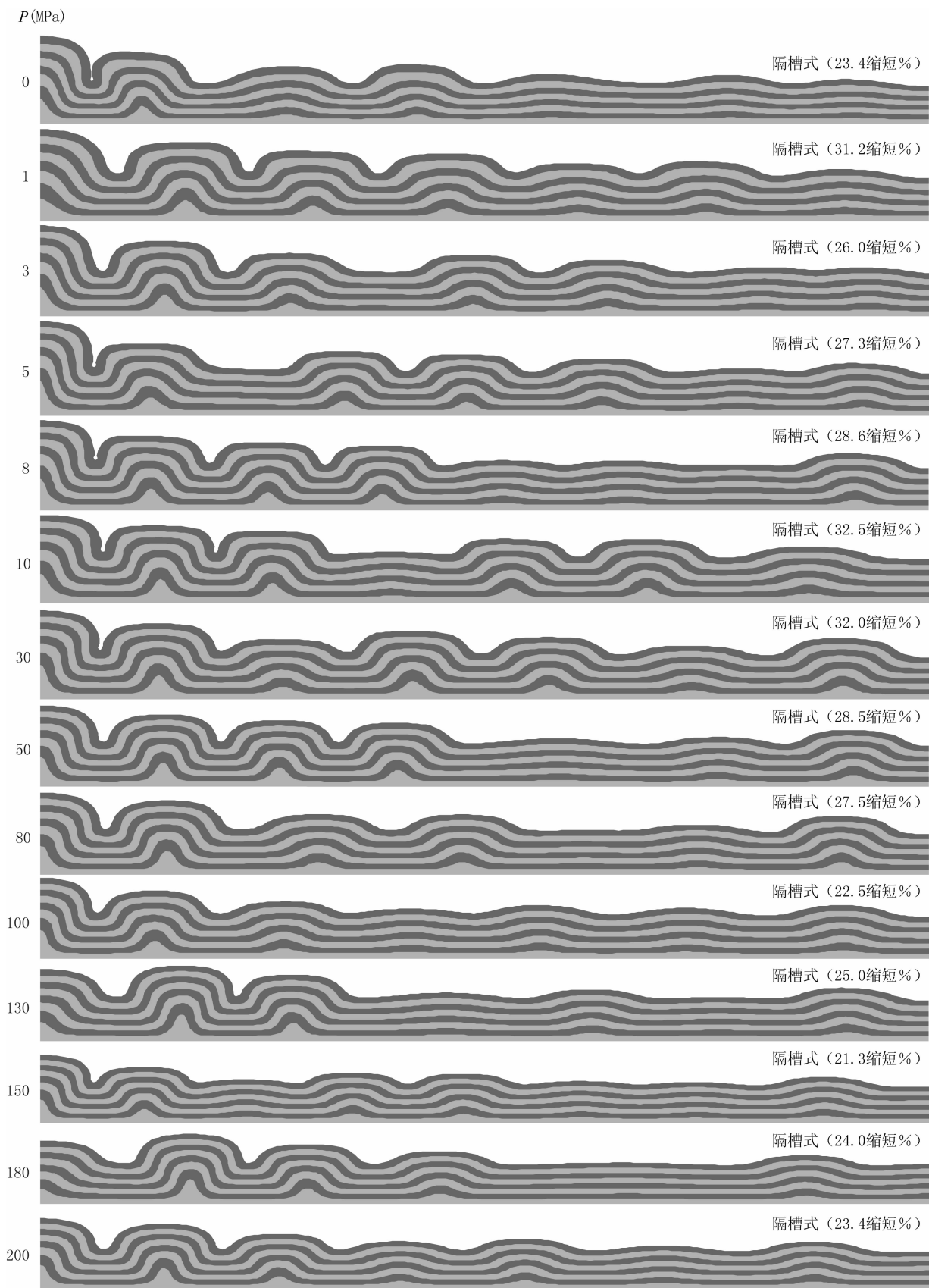


图 6 上覆压力对隔槽式褶皱样式的影响(软层粘聚力为 30MPa,硬层粘聚力为 50MPa, P 为上覆压力)

Fig. 6 The influence of overlying pressure to the trough-like fold

力差异对褶皱起主控作用,粘聚力差异小时出现隔槽式褶皱,差异大时出现隔档式褶皱。而地层在埋深较深时压力起主要作用,都出现隔槽式褶皱。该东带卷入褶皱的浅部泥盆系—三叠系地层总体上层间能干性差异小,其褶皱样式应为隔槽式褶皱,与实际情况相吻合。而震旦系—奥陶系这套深部地层不仅层间能干性差异小,而且上覆志留系至三叠系有四千多米厚,约100MPa的上覆压力,同样应为隔槽式褶皱,也与实际情况相吻合。现今露头显示夹在两者之间的志留系软弱层同样被卷入隔槽式褶皱。该东带的隔槽式褶皱应是发育在盖层与基底之间滑脱层之上的滑脱褶皱(Yan et al., 2003)。

通过上述分析表明,川东隔档式、隔槽式褶皱形成的原因不是两者变形程度不一样造成的。在模拟中许多模型都出现左侧变形比右侧强,但并没有出现两种褶皱样式。这对颜丹平等(2000)的观点提出了质疑。而川东褶皱带东带基本缺失上三叠统至侏罗系,剥蚀程度明显比西带强,这一事实显然不支持刘尚忠(1995)的观点。另外,李忠权等(2002)提出的成因模式只能勉强解释西带褶皱的样式,却解释不了东带隔槽式褶皱的形成。因此,川东“侏罗山式”褶皱的两种类型相间出现,应该主要受岩层的能干性差异和上覆压力控制形成的。

5 结论

本次工作通过对滑脱褶皱形成进行数值模拟,并结合川东“侏罗山式”褶皱的具体情况,得到以下几点认识:

(1)数值模拟研究揭示,“侏罗山式”滑脱褶皱的组合样式主要受层间粘聚力差异和上覆压力的控制,也即岩层的能干性差异和埋深的控制。当地层在埋深较浅时,层间粘聚力差异对褶皱组合样式起主控作用,层间粘聚力差异小时出现隔槽式褶皱,差异大时出现隔档式褶皱。随着埋深加大,压力逐渐起主要作用,这时仅出现隔槽式褶皱。

(2)川东褶皱带东带被褶皱地层总体上层间能干性差异小,以大套强硬层为主,从而出现隔槽式褶皱,与模拟结果一致。

(3)川东褶皱带西带卷入褶皱的地层总体层间能干性差异大,因而浅部出现隔档式褶皱。而深部下古生界地层,由于埋深的增大,其褶皱组合样式主要受上覆压力控制,据本次模拟结果推测应为隔槽式褶皱样式。

致谢:衷心感谢责任编辑和评审专家对本文提

出的宝贵修改意见。

注释 / Notes

- ① 四川省地质局—零七地质队区测二分队. 1981. 1: 20万垫江幅地质报告.
- ② 四川省地质局—零七地质队区测二分队. 1975. 1: 20万黔江幅地质报告.

参考文献 / References

- 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—渝东区膝折构造. 石油实验地质, 7(3): 205~210.
- 丁道桂, 刘光祥, 吕俊祥, 潘文蕾. 2007. 扬子板块海相中生界盆地的递进变形改造. 地质通报, 26(9): 1178~1189.
- 胡召齐, 朱光, 刘国生, 张必龙. 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(1): 32~43.
- 黄继钧. 2000. 纵弯叠加褶皱地区岩石有限应变特征: 以川东北地区典型叠加褶皱为例. 地质论评, 46(2): 178~185.
- 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.
- 李忠权, 冉隆辉, 陈更生, 路中侃, 段新国. 2002. 成都理工学院学报, 29(6): 605~609.
- 刘尚忠. 1995. 川东薄皮构造模式之我见. 四川地质学报, 15(4): 264~267.
- 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.
- 马力, 陈焕疆, 甘克文, 等. 2004. 中国南方大地构造和海相油气地质. 北京: 地质出版社, 591~592.
- 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.
- 孙岩, 刘德良, 朱文斌, 郭继春, 李本亮, 郭建, 王峰, 赵忠岩. 2005. 上扬子地壳区域性地层岩石物性力学参数与滑动层位关系研究. 地质科学, 40(4): 532~538.
- 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, 林柯, 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. 川鄂湘地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.
- Cundall P A, Board M. 1988. A microcomputer program for modelling large-strain plasticity problems. In: Swoboda G, eds, Proceedings of the Sixth International Conference on Numerical Methods in Geomechanics. Numerical Methods in Geomechanics, 6: 2101~2108.
- Currie J B, Patnode H W, Trump R P. 1962. Developments of folds in sedimentary strata. Geological Society of America Bulletin, 73: 655~674.
- Davis D M, Engelder T. 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. Tectonophysics, 119: 67~88.
- Fischer M P, Jackson P B. 1999. Stratigraphic controls on deformation patterns in fault-related folds: a detachment fold example from the Sierra Madre Oriental, Northeast Mexico. Journal of structural Geology, 21: 613~633.

- Hobbs B E, Muhlhaus H B, Ord A. 1990. Instability, softening and localisation of deformation. In: Knipe, R. J., Rutter, E. H. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geological Society of London Special Publication, 54: 143 ~ 165.
- Homza T X, Wallace W K. 1995. Geometric and kinematic models for detachment folds with fixed and variable detachment depths. *Journal of Structural Geology*, 17: 575 ~ 588.
- Itasca, 1998. FLAC: Fast Lagrangian Analysis of Continua, User Manual, Version 3.4. Itasca Consulting Group, Inc., Minneapolis.
- Jamison W R. 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, 9: 207 ~ 219.
- 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.
- Mitra S. 2003. A unified kinematic model for the evolution of detachment folds. *Journal of Structural Geology*, 25: 1659 ~ 1673.
- Ord A. 1990. Mechanical controls on dilatant shear zones. In: Knipe R J, Rutter E H. Eds. *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geological Society of London Special Publication, 54: 183 ~ 192.
- Ord A. 1991. Deformation of rock: a pressure-sensitive, dilatant material. *Pure and Applied Geophysics*, 137: 337 ~ 366.
- Ramsay J G, Huber M I. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*, vol. 2: Folds and Fractures. London: Academic Press.
- Ranalli G. 1987. *Rheology of the Earth*. London: Allen & Unwin, 86 ~ 88.
- Schmalholz S M, Podlachikov Y Y, Burg J P. 2002. Control of folding by gravity and matrix thickness: implications for large-scale folding. *Journal of Geophysical Research*, 107 (B1): 10. 1029/2001JB000355.
- 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, John Malpas. 2003. Origin and tectonic significance of a Mesozoic multi-layer over-thrust system within the Yangtze Block (South China). *Tectonophysics*, 361: 239 ~ 254.
- Zhang Y, Hobbs B E, Ord A, Muhlhaus H B. 1996. Computer simulation of single-layer buckling. *Journal of Structural Geology*, 18: 643 ~ 655.
- Zhang Yanhua, Lin Ge, Roberts P, Ord A. 2007. Numerical modelling of deformation and fluid flow in the Shuikoushan district, Hunan Province, South China. *Ore Geology Reviews*, 31: 261 ~ 278.

Numerical Modeling and Formation Mechanism of the Eastern Sichuan Jura-type Folds

ZHANG Bilong¹⁾, ZHU Guang¹⁾, Dazhi JIANG²⁾, HU Shaoqi¹⁾,
XIANG Biwei, ZHANG Li¹⁾, CHEN Yin¹⁾

1) *School of Resource and Environmental Engineering, Hefei University of Technology, Hefei, China, 230009;*

2) *Department of Earth Sciences, University of Western Ontario, Ont., London, Canada, N6A5B7*

Abstract: Numerical modeling of Jura-type (detachment) folds by using the finite-difference code FLAC shows that interlayer cohesion contrasts and overlying confining pressures are key factors for development of comb-like and trough-like folds, indicating controlling by interlayer competence contrast and burial depth. When folded strata are in shallow levels, interlayer competence contrast plays an important role in fold styles. Lower interlayer competence contrast will produce trough-like folds whereas higher interlayer competence contrast will lead to comb-like folds. As the depth increases, the pressure gradually plays a major important role and higher overlying pressures will cause trough-like folds only. Lower interlayer competence contrast in the folded strata in the eastern part of the eastern Sichuan fold belt results in trough-like folds both in shallower and deeper levels of the cover, which are consistent with our numerical modeling results. Higher interlayer competence contrast in the western folded strata causes comb-like folds in the shallower levels. However, the fold style in the deeper, lower Paleozoic cover strata in the western belt are mainly controlled by overlying pressures, and the developed fold style should be trough-like folds according to the numerical modeling results.

Key words: Numerical modeling; comb-like fold; trough-like fold; cohesion contrast; overlying pressure

