

# 大别山陆—陆点碰撞和构造超压的形成

武红岭,董树文

(中国地质科学院地质力学研究所,北京 100081)

**摘要:** 依据大别造山带的地质特征及古地磁证据,提出大陆动力学非规则边界陆—陆点碰撞模型,采用数值模拟方法,分析点碰撞所引起的构造应力集中及其影响因素,探讨构造压力在大别山超高压变质岩形成过程中所起的作用,推测可能形成的深度范围. 研究表明:在本文的模拟条件下,(1)大陆碰撞初期产生的构造应力场中的平均压力在碰撞点附近增大了约5~9倍.在边界力为100 MPa的情况下,构造压力在超高压中所占的比例约为20%~35%;(2)由于有构造压力的作用和影响,超高压变质岩的形成深度有可能被提升20~35 km;(3)仅考虑碰撞方式,不计岩石物性差异和其他因素的影响,构造应力的影响有限,静岩压力在超高压变质岩形成过程中仍占据主导地位.

**关键词:** 超高压变质岩;陆—陆点碰撞;构造应力;大别造山带.

中图分类号: P545

文献标识码: A

文章编号: 1000-2383(2001)05-0457-07

**作者简介:** 武红岭(1948—),女,研究员,1983年毕业于北京大学地质系地质学专业,获理学硕士学位,主要从事构造地质的数学力学分析和地球动力学方面的研究工作.

## 0 引言

20世纪80年代以来,世界多处发现了以含柯石英的榴辉岩为代表的高压—超高压岩石,包括我国境内的大别山超高压变质岩带,引发了地球科学家对大陆造山带动力学演化过程新一轮的研究热潮.超高压岩石携带着大量地球内部的可贵信息出露地表,同时也给相关的科学研究带来了诸多的难解之谜.一个最具挑战性的问题是:岩矿学的实验结果表明,超高压变质岩形成的温压环境为650~800℃,2.6~3.5 GPa.根据传统的上覆岩层静岩压力的推算,它需要在大于100 km的深处才能形成.而研究证明,大多数超高压岩石原岩是陆壳火山—沉积岩系.这就意味着,大陆碰撞带密度低的陆壳物质必须随俯冲板片俯冲深至高密度的地幔内;然后发生变质,形成高密度的超高压岩石;又在小于10 Ma的时间段内<sup>[1]</sup>,迅速地上浮返回低密度的地壳和地表.这一动力学过程很是违背物理学常理,它困扰着人们,也激励着人们寻求更合理的诠释之途.

## 1 相关研究评述

以静岩压力为理论依据的大陆板片深俯冲观点认为,陆壳物质是由密度大的洋壳拖带俯冲入100多km甚至更深的地幔之处的<sup>[2]</sup>.而且这一构想还得到来自地球物理地震波深反射层析成像结果的有力支持.但值得探讨的问题依然存在.高波速异常块体的存在<sup>[3]</sup>是否表明其前身就一定是地壳物质,是否还会有其他的解释,况且大别造山带下地幔内也找不到洋壳存在的证据.刘福田等<sup>[4]</sup>论证了滇西特提斯造山带下的高速异常体应该是下扬子陆块的俯冲板片,但并未完全证实,且那一地区并没有高压—超高压岩石出露.众所周知,密度差的大小制约着岩石圈板片俯冲的深入程度.海洋板片若受到密度小、体积大的陆壳物质的拖累,势必会由于负浮力的减小而影响自身的俯冲锐气和深度,就好比一个跳伞人,刚跳出机仓时,自重使他快速下落,一旦伞打开,这个充满空气的“大包袱”即使使他减慢了下落的速度.如果假定这个“包袱”再大一些,当浮力大于或等于自重时,这位跳伞员甚至会停留在某一高度永远下不来了.因此,海洋板片是否有足够的拖带力将地壳物质带入100多km深处形成超高压岩石,仍缺

乏足够的证据,且有待于将这一构想模型化进行定量研究。

另一种解释认为,既然不论是洋壳还是陆壳的俯冲、大陆的碰撞造山,或是超高压岩石的折返、出露都离不开构造力的鼎力相助,那么考虑构造活动引起的构造应力的影响应该是很自然合理的。这样,“轻飘”的陆壳就不必非要深入到 100 多 km 处发生变质而形成超高压岩石,再“负重”长途跋涉地返回地表。问题只是构造压力的影响究竟有多大?

较早的构造应力影响高压—超高压岩石形成的研究可以追溯到 20 世纪 70 年代初。Brace 等<sup>[5]</sup>用实验手段研究了加利福尼亚海岸山脉内的蓝片岩是否能够在变质状态下产生所需的最低限度的约 400 MPa 的高压问题。他们的结论是,在实验室条件下是可能的,但用于天然状态下的岩石,可能性不大。Green<sup>[6]</sup>通过实验,在大变形速率的条件下,观测到了石英岩中柯石英的稳态生长过程,所需压力远低于 2.8 GPa。但他仍旧告诫说:天然条件下慎用这一结果,因为现场岩石的形变速率与实验室的条件相去甚远。Ernst<sup>[7]</sup>用阿尔卑斯山和环太平洋俯冲带中蓝片岩的温压路径推测了俯冲带内的构造历史,认为在迅速俯冲的大陆边缘带,产生高压、低温的变质岩还是可能的。Smith<sup>[8]</sup>较为明确地提到超高压岩石的形成深度问题。他将加里东造山带柯石英的发现视为微观构造超压存在的又一有价值的新证据,认为超高压岩石从 100 多 km 折返(基于静岩压力模式)或是从较浅的部位折返(基于微观结构构造模式)都是可以接受的。但由于有构造压力的扰动,他更倾向于后者,他总结自己的研究成果道:“一个重要的结论可能是水平应力比垂直应力更有效,深度不再是榴辉岩成因的决定因素”。Mancktelow<sup>[9]</sup>认为,在压缩方向平行岩层面、最高温度 550 °C 的条件下,岩石间的强度差可以产生高达 800 MPa 的偏应力。他还对俯冲入岩石圈的剪切带设计了一个窄长的通道模型<sup>[10]</sup>,通道内变质沉积岩的俯冲速度采用了 England 等<sup>[11]</sup>的模式,用俯冲板片底部的剪切拖曳力引起的向下的一组速度和由浮力造成的流体势梯度引起的向上的一组速度的变化关系,论述俯冲带内超压产生的各种影响因素和折返机理。他得出结论认为:超高压变质岩完全可能在较浅的 40 km 左右的深度、具有一定粘度的、快速的俯冲带内形成,且会由于后期的构造变动,通过浮力作用迅速返回地表。上述研究大多涉及的是大洋岩石圈俯冲

带内的构造偏应力,Coleman 等<sup>[12]</sup>则提出陆—陆碰撞过程中,板块异常快速运动可能形成有限的压力,从而减少岩石板片的俯冲深度。王方正<sup>[13]</sup>质疑传统的超高压变质岩的形成深度,认为来自地幔深处的向上的压力引起岩石圈中压力的不均一,有可能在地壳下部与上地幔之间形成超高压。吕古贤等<sup>[14]</sup>研究了大别山某地区含柯石英榴辉岩中的位错密度,以此推测构造超压的大小,认为不应忽视构造附加压力的作用,强调将构造应力中的平均应力分离出来进行构造附加压力的研究是很有意义的,思路是对的。但是用位错密度和弹性力学公式估算塑性形变和差应力的大小是不合适的,所依据的某公式和假定也存在问题。这不仅使所谓的校正榴辉岩形成深度的方法难以被人接受,估算的深度越精确(32.106 km)则越不可信,而且也使得争论的对方<sup>[15]</sup>找到了质疑构造超压作用的合理论据。武红岭等<sup>[16]</sup>、董树文等<sup>①</sup>则从大陆碰撞方式和非规则边界造成构造应力集中的角度探讨构造压力的大小,认为陆—陆点碰撞引起的构造应力在大别山地区至少被放大了 4~6 倍,并根据碰撞造山带岩石圈的流变性推测超高压变质岩有可能会在增厚的地壳下部与上地幔之间的低粘度带内形成。

## 2 陆—陆点碰撞模型的提出

世界上已确认的超高压变质岩带均位于构造活动强烈的造山带、俯冲带,而在绵延数千 km 甚至上万 km 的造山带内,超高压变质岩并非随处可见,往往只出现在某些特殊的构造部位。大别山超高压岩石的出露部位是一个明证。无独有偶,近年来,人们在青藏高原西北部发现了含柯石英的超高压榴辉岩<sup>[17]</sup>,它们的出露地点恰好位于喜马拉雅西构造结的范围内。更耐人寻味的是,在喜马拉雅碰撞带东转角也发现了高压变质岩带<sup>[18]</sup>。这无不昭示着我们,大陆碰撞的方式和开始的碰撞部位是需要特别加以关注的。

地质研究表明:距今约 240 Ma 的侏罗纪,华北和扬子两大陆块开始了陆—陆碰撞的演化历史。它们的碰撞边界很不规则,尤为醒目的是华北陆块南缘一个肘状的突出物嵌入扬子陆块,这就是大别造山带。古地磁资料证明,大别山是两陆块碰撞的最先

<sup>①</sup>董树文,武红岭,刘晓春,等. 陆—陆点碰撞与超高压变质作用. 地质学报, 2001. (待刊).

接触点,正是在这一地区发育了不同品级的高压—超高压变质岩带。

依据这一地质特征,我们提出了陆—陆点碰撞模型,采用数值模拟方法,分析此种碰撞所引起的构造应力集中及其影响因素,探讨构造压力在大别山超高压变质岩形成过程中所起的作用,推测可能形成的深度范围。

### 3 数值模拟的理论依据

#### 3.1 粘性流变体的本构方程和应力分解的意义

研究塑性介质的形变问题,往往通过引入应力偏张量  $S_{ij}$  将应力张量分成两部分

$$S_{ij} = \sigma_{ij} - \sigma_m \delta_{ij}, \quad (1)$$

其中:  $\sigma_m = \sigma_{ii}/3 = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$ , 称为平均正应力。

对于粘性流变体,也可借用上述力学概念将偏应力与流体压力区分开来讨论。由(1)式可以导出粘性流变体的本构方程:

$$\sigma_{ij} = (\sigma_m - 2/3\eta\dot{\theta})\delta_{ij} + 2\eta\dot{\epsilon}_{ij}, \quad (2)$$

$\dot{\epsilon}_{ij}$  为变形速率张量,  $\dot{\theta} = \dot{\epsilon}_{ii} = \dot{\epsilon}_{11} + \dot{\epsilon}_{22} + \dot{\epsilon}_{33}$  为体形变率,当假定  $\dot{\theta} = 0$ , 也就是假定介质体积不可压缩,(2)式变为:

$$\sigma_{ij} = \sigma_m \delta_{ij} + 2\eta\dot{\epsilon}_{ij}. \quad (3)$$

若假定式中  $\eta$  为常数,这就是不可压缩牛顿流体的本构方程。 $\eta$  称为第二粘性系数,是粘性流变体最重要的物性参数,相当于弹性体中的剪切模量。其大小表征了介质抵抗剪切形变的能力,从而反映了介质的物性是更偏重于固体还是更接近于流体。偏应力  $S_{ij}$  与剪切阻力有关,主要引起介质的粘性畸变或剪切变形。在塑性屈服面理论研究中,偏应力扮演了举足轻重的角色。例如,在一定的假设和条件下,Mises 屈服准则的应力判据可简化为,等效应力达到屈服应力时,介质发生塑性流动:

$$\sigma_{eqv} = \sqrt{3J'_2} = \sigma_y, \quad (4)$$

$\sigma_{eqv}$  为有效应力,  $\sigma_y$  为屈服应力,  $J'_2$  称作第二偏应力不变量,公式表达为:

$$J'_2 = -(\mathbf{S}_1\mathbf{S}_2 + \mathbf{S}_2\mathbf{S}_3 + \mathbf{S}_3\mathbf{S}_1) = (\mathbf{S}_1^2 + \mathbf{S}_2^2 + \mathbf{S}_3^2)/2 = [(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2]/6. \quad (5)$$

等效应力和偏应力均反映了构造差应力的综合效果及介质接近塑性永久变形的程度,屈服应力则表征了岩石介质发生塑性变形时,对偏应力的承载能力。

再来讨论平均应力  $\sigma_m$ ,它相当于粘性流变体中的流体压力,只不过在本文的问题中,它不被考虑为由于重力势引起的静岩压力,而被认为是水平构造运动引起的动压力。平均应力一般引起介质的体积变形,即使是在粘性流变情况下,其应力应变关系也被假定遵从弹性规律。介质越接近流体,越难以发生体积形变,所以才有不可压缩牛顿流的假定。

在岩石圈构造应力场的研究中,人们所说的构造应力、差应力、剪应力等,理论上均可用偏应力来代表。而对于动力成岩成矿,超高压变质岩的成因等问题,我们更应关注的是构造附加压力,也就是平均应力的量值。

#### 3.2 用弹性分析方法求解粘性流变问题

研究地质体的构造应力状态,首要的是岩石力学性质的研究。弹性特征显然不足以描述岩石圈下部的流变特征。但是弹性方法以它的简洁、明确、易于计算和操作的特征,在地学研究中受到普遍的喜爱和应用。由于线弹性体与牛顿流体的本构方程在形式上相似,Zienkiewicz<sup>[19]</sup>, Richardson 等<sup>[20]</sup>曾提出和论证了可以用弹性有限元程序求解粘性流变体问题。这只需将弹性位移对应于粘性流动速度,将弹性参数用粘性参数来替换,基于线弹性模型的应力场计算就可以直接解释为对粘性流体岩石圈的结果。王世民等<sup>[21]</sup>则进一步从理论上完备了线弹性问题与牛顿流体问题的这种对应关系。他们给出了这种对应关系存在的条件和假定。(1)粘性流体不可压缩。这可以通过在弹性计算中取泊松比  $\nu = 0.5$  来实现。(2)雷诺数  $R = VL\rho/\mu \ll 1$ ,其中  $V, L$  分别为板块构造运动的特征速度和长度,  $\rho$  为岩石圈密度,  $\mu$  为运动粘度。(3)忽略温度变化对粘性参数的影响。

### 4 大别山陆—陆点碰撞模型的数值模拟

#### 4.1 计算模型的设计

根据华北地块与扬子地块开始碰撞时的地质特征和古地磁研究提供的碰撞模式<sup>[22]</sup>,我们设计了如图 1 所示的计算模型。模型由 3 个地质单元组成,从北到南为华北地块、大别山超高压变质岩带和扬子地块。

有限元计算为平面应力问题。假定华北地块与扬子地块的体积比为 3 : 2,华北地块北部被南北向

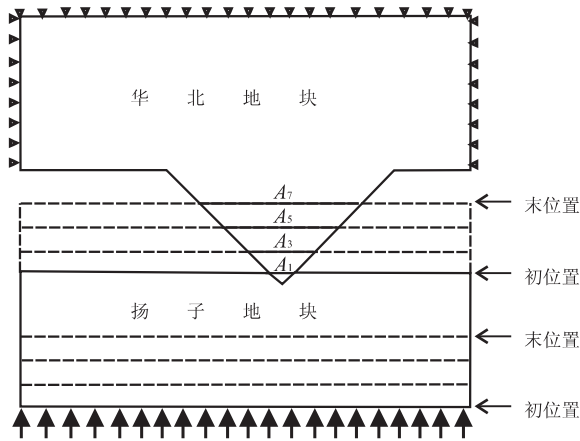


图 1 大别造山带陆-陆点碰撞有限元计算模型

Fig. 1 Model of point-collision between two continents in Dabie orogenic belt for calculation using finite element method

约束,两侧被东西向约束;扬子地块在南边界力的作用下主动向北运动与华北地块相撞,最初的接触点在大别山.随着大别山地区南部肘端逐渐嵌入扬子地块,它们之间的接触面积逐渐加大.图中用线段  $A_i$  表示各个计算步的接触面积(地块厚度假设为一个计算单位), $A_i/A_1$  表示各计算步接触面积与最初的接触面积之比.为了便于比较和寻求规律性,所有的计算结果均做了类似的无量纲化处理.

根据大别山造山带地壳结构的地震波速<sup>[23]</sup>推算了华北和扬子地块的弹性参数,弹模差别不大.由于本文的研究重点并非物性对构造应力场的影响,为了简化,将 3 个地质单元的弹模均取为  $1.0 \times 10^5$  MPa.为了满足牛顿流不可压缩假定,将泊松比取作  $\nu=0.5$ .据地质研究提供的数据推算,大别山碰撞期的形变速率大约在  $1 \times 10^{-15} \sim 1 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$  范围内,本文将采用  $1.0 \times 10^{-15} \text{ s}^{-1}$  的形变率,依据弹性剪切模量公式推算粘性系数大约为  $\eta=0.3 \times 10^{23} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ ,这与一般岩石圈所具有的粘滞性相一致.

#### 4.2 结果分析与讨论

(1)大陆点碰撞引起的构造形变特征.古地磁研究<sup>①</sup>证明,扬子地块与华北地块最初的碰撞始于晚二叠世前,此后直至中三叠世,两地块构造位置相对不变,整体持续向北运动,推测含柯石英的榴辉岩正是在此间形成的.图 2 是根据上述运动特征所做的数值模拟结果.由于大陆被视为形变体,华南地块除了整体向北移动外,西部的位移速率从西到东逐渐

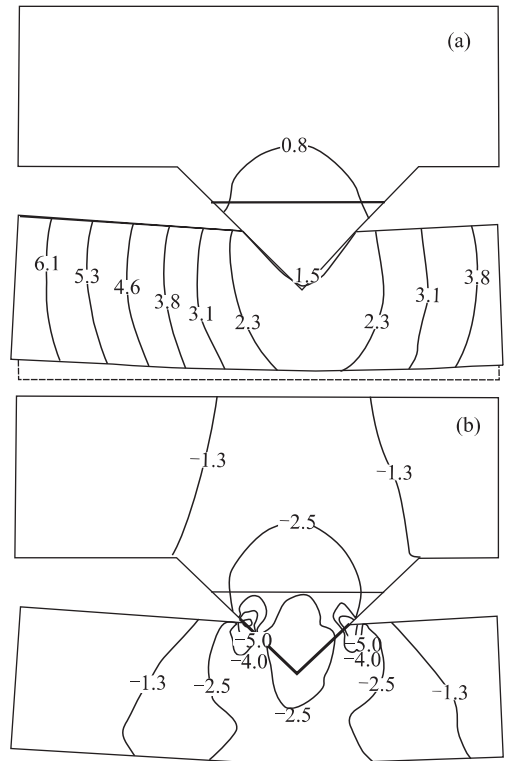


图 2 大陆点碰撞引起的位移和构造形变特征

Fig. 2 Displacement and tectonic strain caused by a point-collision between two blocks

接触面积  $A_4/A_1 = 4$  时: a. 位移速率等值线  $\mu, \text{cm/a}$ ; b. 近南北向形变速率  $\dot{\epsilon}, 1.0 \times 10^{-15} \text{ s}^{-1}$

减小(图 2a),使西部地体有顺时针旋转的趋势;而在过了碰撞点的东部,位移速率则逐渐增大,致使其有逆时针旋转的趋势,这符合西部洋盆逐渐闭合、东部庐庐断裂左行走滑的构造特征.图 2b 显示,全区近南北向的形变全部为压缩形变,碰撞点附近的压缩速率最大.近东西向的形变率则不同,很大一部分地区包括碰撞点附近的形变是伸展性质的,而在大别造山带内部,东西向仍旧为压缩形变.

(2)点碰撞引起大别山地区构造应力集中.当扬子地块与华北首先在大别山发生碰撞,会引起这一地区的压应力集中现象.图 3 显示在接触面比  $A_4/A_1 = 4$  时,点碰撞引起的构造应力场.图 3a 中  $\sigma_3$  (定义压应力为负)大致可代表南北向压应力,  $\sigma_b$  代表扬子地块南部所受到的边界推力.大别山碰撞点附近的压应力较之边界力增大了  $10 \sim 13$  倍.这一现象在图 3b 中表现得更为直观.沿着近南北向纵剖面  $AA'$ ,各项应力指标在大别地区陡然增加.正应力  $\sigma_3$  和等效应力  $\sigma_{\text{eqv}}$  大约是边界力的  $10 \sim 12$  倍,主偏应力  $S_3$  被放大了约  $4 \sim 7$  倍,平均应力  $\sigma_m$  最大可增加

①杨振宇,董树文.中国南北地块中生代构造演化与超高压变质岩的折返机制.地质论评,2001.(待刊).

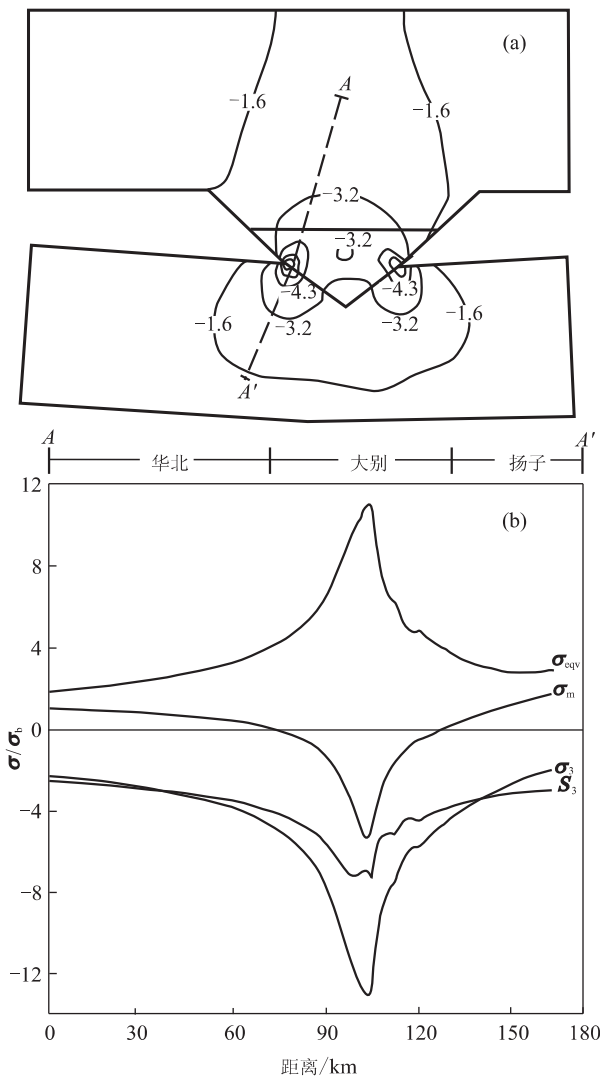


图 3 大陆点碰撞引起构造应力集中

Fig. 3 Tectonic stress concentration due to point-collision of blocks (in case of  $A_4/A_1 = 4$ )

接触面积  $A_4/A_1 = 4$  时: a. 构造应力  $\sigma_3/\sigma_m$  等值线; b. 沿剖面 AA' 的构造应力,  $\sigma_3$ , 最大主压应力,  $\sigma_{eqv}$ , 等效应力,  $\sigma_m$ , 平均应力,  $S_3$ , 最大主偏应力(下同)

6 倍左右。

(3)接触面积影响碰撞期构造应力集中程度。图 4 表明,在碰撞的最初阶段,两陆块的接触面积小,正压力  $\sigma_3$  普遍增大了 10~20 倍,而应力集中的影响却局限在较小的范围内。随着扬子地块的不断向北推移,两陆块的接触面积不断增加,应力集中的程度降低了,而应力集中的影响范围却扩大了。图 5 直观地表明了靠近碰撞点附近的构造应力随接触面积变化的情况。应力值是由近 20 个有限元节点应力相加取平均值得到的。所有的应力值均随着接触面积的增加而减小。接触面比较小的情况下,应力下降的

幅度较大。在接触面比大于 3 之后,应力变化趋于平稳。

在接触面比为 3~4 的情况下,  $\sigma_{eqv}$  和  $\sigma_3$  大约是边界应力的 8~12 倍,偏应力和平均应力可增大 4~7 倍。这意味着如果边界上施加 100 MPa 向北的压力,碰撞点附近的压应力可以达到 0.8~1.2 GPa 的量级,偏应力和平均应力也可达 0.4~0.7 GPa 的水平。当然,能否支撑这样高的差应力、偏应力,还有赖于岩石圈各圈层的屈服应力和应力破坏强度值的大小。而平均应力则不受此限制,因此,完全可以用  $\sigma_m$  标示构造超压的大小。

(4)构造压力对超高压的贡献和对超高压岩石成岩深度的影响。试用平均应力做一简单的估算。图 5 告诉我们,在碰撞的初期,平均应力可比边界力高出 5~9 倍。若假定边界力为 100 MPa,大别山造山带的构造附加压力至少可达到 0.5~0.9 GPa。研究表明,柯石英的形成压力约 2.6~2.8 GPa,那么在满足本文的前提和条件下,构造压力在其中所占的比例约为 20%~35%。那么从理论上来说,由于有构造压力的影响,超高压变质岩应该可以在浅于 100 km 的 80~65 km 处形成。当然,不可否认,静岩压力在超高压变质岩形成过程中仍占据主导地位。

## 5 结论和问题

(1)大陆板快非规则边界的早期碰撞,会引起碰撞点附近的构造应力集中现象。构造应力的集中程度受碰撞方式、边界力、边界约束条件及接触面积大小等因素的影响。(2)用线弹性程序求解粘性牛顿流问题,由于没有考虑应力衰减和岩石屈服强度的制约,所得到的差应力和偏应力偏高。而平均应力不受此限制,可作为构造压力的标示。(3)在本文的模拟条件下,大陆碰撞初期产生的构造应力场中的平均压力在碰撞点附近增大了 5~9 倍。在边界力为 100 MPa 的情况下,构造压力在超高压中所占的比例约为 20%~35%。(4)由于有构造压力的作用和影响,超高压变质岩有可能在浅于 100 km 的 80~65 km 处形成。(5)仅考虑陆—陆点碰撞方式,不计岩石物性差异和其他因素的影响,构造应力的影响有限,静岩压力在超高压变质岩形成过程中仍占据主导地位。(6)本文没有做实质上的流变学分析,没有考虑地壳和上地幔的结构、构造及物性对构造应力场的影响,这正是我们下一步要深入研究和探讨的问题。

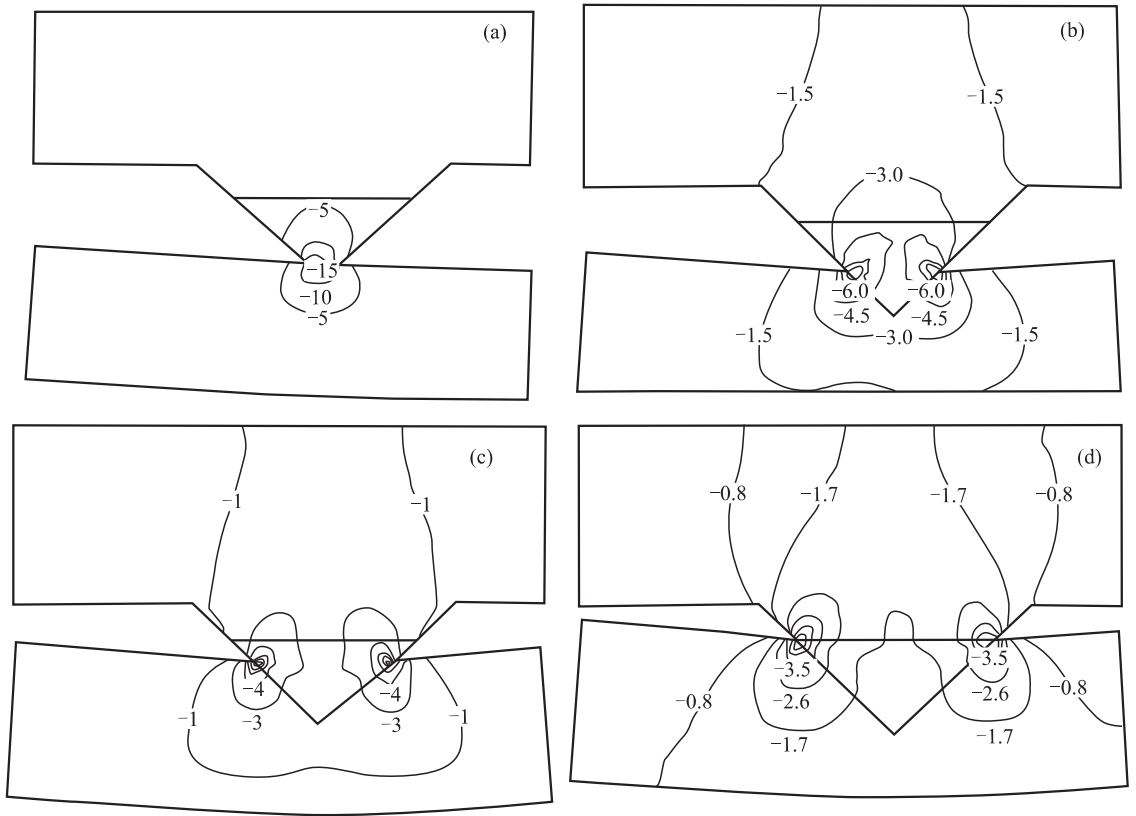


图 4 点碰撞引起的构造应力  $\sigma_3$  随接触面积变化

Fig. 4 Tectonic stress  $\sigma_3$  varying with contact area

a.  $A=1$ ; b.  $A=3$ ; c.  $A=5$ ; d.  $A=7$

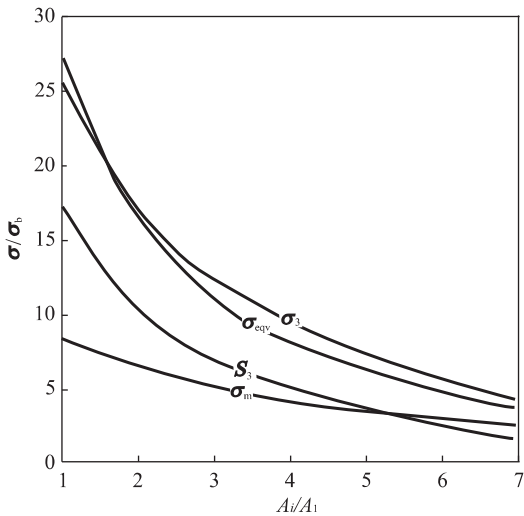


图 5 大别山碰撞点附近的构造应力随接触面积变化

Fig. 5 Tectonic stress near collision point varying with contact area

the Bixiling complex, Dabie mountains, China; Sm-Nd ages, geochemical characteristics and tectonic implications [J]. Chem Geol, 1996, 133: 29-51.

[2] 王清晨, 从柏林. 大别山超高压变质岩的地球动力学意义[J]. 中国科学(D辑), 1996, 26(3): 271-281.

[3] 徐佩芬, 孙若味, 刘福田. 扬子板块俯冲、断离的地震层析成像证据[J]. 科学通报, 1999, 44(15): 1658-1661.

[4] 刘福田, 刘建华, 何建坤, 等. 滇西特提斯造山带下的扬子地块的俯冲板片[J]. 科学通报, 2000, 45(1): 79-84.

[5] Brace W F, Ernst W G. An experimental study of tectonic overpressure in Franciscan rocks [J]. Geol Soc Am Bull, 1970, 81(5): 1325-1338.

[6] Green H W. Metastable growth of coesite in high strained quartz [J]. J Geophys Res, 1972, 77(14): 2478-2482.

[7] Ernst W G. Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist  $pT$  paths [J]. Geology, 1988, 16(12): 1081-1084.

[8] Smith D C. On ultrametability and other problematical petrological/geodynamical models for the origin and evo-

参考文献:

[1] Chavagnac V, Jahn B M. Coesite-bearing eclogites from

- lution of UHPM in crustal-derived terranes [J]. Terra Abstracts Suppl 4 to Terra Nova, 1993, 5: 24-25.
- [9] Mancktelow N S. Tectonic overpressure in competent mafic layers and the development of isolated eclogites [J]. J Metam Geol, 1993, 11: 801-812.
- [10] Mancktelow N S. Nonlithostatic pressure during sediment subduction and the development and exhumation of high-pressure metamorphic rocks [J]. J Geophys Res, 1995, 100(B1): 571-583.
- [11] England P C, Thompson A B. Pressure-temperature-time path of regional metamorphism [J]. J Petrol, 1984, 25: 894-928.
- [12] Coleman R G, Wang X M. Overview of the geology and tectonic of UHPM, ultrahigh pressure metamorphism [M]. London: Cambridge University Press, 1995. 1-32.
- [13] 王方正. 高压、超高压变质岩形成深度讨论[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 1996, 21(1): 41-44.
- [14] 吕古贤, 陈晶. 构造附加静水压力研究与含柯石英榴辉岩成岩深度测算[J]. 科学通报, 1988, 43(24): 2590-2602.
- [15] 王清晨, 刘景波, 从柏林. 构造超压能引起超高压变质作用吗? [J]. 科学通报, 1999, 44(21): 2346-2352.
- [16] 武红岭, 董树文. 大别山超高压岩石形成的碰撞力学机理[A]. 见: 中国地质学会. “九五”全国地质科技重要成果论文集[C]. 北京: 地质出版社, 2000. 50-57.
- [17] 金振民. 喜马拉雅造山带西构造结合柯石英榴辉岩的发现及其启示[J]. 地质科技情报, 1999, 18(3): 1-5.
- [18] 钟大赉, 丁林. 西藏南迦巴瓦峰地区的高压麻粒岩[J]. 科学通报, 1995, 40: 1343.
- [19] Zienkiewicz O C. The finite element method [M]. 3rd edition. London: McGraw-Hill Book Company (UK) Limited, 1977.
- [20] Richardson R M, Solomon S C, Sleep N H. Tectonic stress in the plates [J]. Rev Geophys, 1979, 17: 981-1019.
- [21] 王世民, 王仁. 线弹性问题与牛顿流体问题的对应关系[J]. 地球物理学报, 2000, 43(1): 91-96.
- [22] Yang Z Y, Courtillot V, Besse J, et al. Jurassic paleomagnetic constraints on the collision of the North and South China Blocks [J]. Geophys Res Lett, 1992, 19(6): 577-580.
- [23] 董树文, 吴宣志, 高锐, 等. 大别造山带地壳速度结构与动力学[J]. 地球物理学报, 1998, 41(3): 349-361.

## A POINT-COLLISION MECHANICAL MODEL AND TECTONIC PRESSURE FORMING IN DABIE OROGENIC BELT

Wu Hongling, Dong Shuwen

(*Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Science, Beijing 100081, China*)

**Abstract:** Based on the geological feature and the paleomagnetic evidence of the collision of the North and South China Blocks, a point-collision model for the collision of A-A type is given to study phenomenon of stress concentration in Dabie orogenic belt. By using finite element method, we discuss the effect of tectonic pressure on forming UHP metamorphic rocks and its possible forming depth. The results show that: On the condition of this paper, (1) The initial collision between two continents would cause the tectonic average stress near the collisional point to increase by 5-9 times as compared with regional stress field. Under the 100 MPa boundary force, the proportion of tectonic pressure in UHP is about 20%-35%. (2) For the reason of having action of tectonic pressure, UHP rocks likely form in the depth of 65-80 km. (3) If we solely consider the collision way but not the differences of rock mechanical property and other factors, the influence of tectonic stress is limited and lithostatic pressure will still play a main role in forming UHP metamorphic rocks.

**Key words:** UHPM rock; point-collision between two continents; tectonic stress; Dabie orogenic belt.