

活动海岭俯冲对岛弧地质过程的影响

张 健 石耀霖

(中国科技大学研究生院地质部,北京)

摘 要 本文研究了海岭—岛弧体系的地质演化和海岭俯冲过程,通过有限元法对海岭俯冲的全过程进行了热模拟,分析了海岭俯冲过程中岛弧岩浆活动、变质作用及周围地区地表地形的变化。热模拟的计算结果表明:在海岭俯冲之前和俯冲完成之后,摩擦剪切生热使岛弧下 100km 深度形成温度反转,俯冲海洋板片内角闪岩相矿物在 850—1000°C 的相对高温下脱水,释放的水进入其上覆板块内热的地幔楔状体降低地幔岩石的熔点造成部分熔融,形成岛弧火山活动;而当热的活动海岭俯冲期间,近海岭处的年轻海洋地壳在较浅深度达到较高温度而提前脱水,原来的地幔楔状体内部分熔融区因缺水而使熔融停止,岛弧火山活动中断。但此时,活动海岭俯冲产生的热将会使前弧一定区域出现低温变质作用。在整个俯冲过程中,随海岭逼近海沟,温度升高,岛弧将因此逐渐抬升,因热作用而致的抬升高度可达 440m 左右。

关键词 热模拟 海岭俯冲 岩浆活动 低温变质 岛弧抬升

0 引言

在威尔逊 (Wilson, 1972) 循环中,当海底扩张形成的海洋板块向大陆之下俯冲时,如果俯冲速度大于海岭扩张速度并满足一些其它条件时^[1]会发生活动海岭俯冲 (Ridge Subduction)。研究活动海岭俯冲过程中岛弧岩浆活动、变质作用及周围地形变化是地球动力学的一个十分重要的前沿课题。

海岭俯冲是一种普遍的地质现象,海底磁异常反映的地质年代的新老排列特点是了解海岭俯冲的主要手段。DeLong 和 Fox (1977)^[2]通过分析海底磁异常,发现在阿拉斯加和阿留申、北美的西南、智利的南部、印度尼西亚、日本和南极都曾出现过海岭俯冲。一般认为,海岭俯冲会产生三种主要的地质效应:火山岛弧的岩浆活动的中止、前弧区域岩石的低温变质作用、海沟向岛弧一侧地形的变化(局部构造运动)。

DeLong 和 Fox (1977)^[2]依据精确的地质观测和阿留申岛弧之南的古地磁异常带记录到的库拉海岭和库拉海洋板块在海沟处消失的过程,发现在阿留申岛弧地区,45Ma 前的中始新世,当库拉海岭随海洋板块俯冲接近阿留申岛弧时,与俯冲相关的岛弧火山岩浆活动开始减弱。在晚始新世到渐新世,深水岩石逐渐被浅水岩石继承,表明此阶段阿留申岛弧地区水域变

浅,岛弧抬升;其中,在 35—30Ma 前的中渐新世,海岭开始俯冲,岛弧顶冠出露,岩浆活动停止,岛弧开始浅热变质,出现绿片岩。晚渐新世以后岛弧下沉入库拉海岭的南侧,出现深海沉积岩石。约 15Ma 前,海岭俯冲完成,岛弧火山活动重新开始,直至现在。

热的活动海岭俯冲不但没有加强原有的岛弧火山活动,反而造成岛弧火山活动的间断,需要作出合理的解释;海岭俯冲时前弧—岛弧低温变质作用的温压环境也需要了解;海岭俯冲前后,前弧到岛弧区域的迅速抬升和沉降,尽管被认为因为海岭的逼近造成温度升高而热抬升是一重要因素,但迄今人们并未对这一现象做过模拟计算。因此,本文采用有限单元法对海岭俯冲的热演化过程进行模拟计算,研究它对岛弧地质过程的影响。

1 海岭俯冲模型及热模拟

Farrar 和 Dixon(1993)^[1]讨论了海底扩张使海岭到达俯冲边界时 4 种可能的运动学模式。他们用一个上覆大陆板块(Overriding plate)和两个海洋板块——前导板块(Leading oceanic plate)、拖曳板块(Trailing oceanic plate)来表示海岭俯冲及相关的地质问题。他们认为俯冲自前导板块开始,当前导板块完全冲入上覆大陆板块之下,海岭到达上覆大陆板块前缘的海沟处俯冲边界时可能的运动模式为:拖曳板块和上覆板块拼合(如南极之下的 Aluk 海岭)、拖曳板块缓慢俯冲(如智利之下的 Nazca 海岭、日本之下的 Izanagi 海岭。此种俯冲模式将会产生火山岩浆活动)、拖曳板块和上覆板块转换为走滑运动(如圣·安得列斯转换)、拖曳板块和上覆板块分离(如北美板块)。海岭具体以何种方式运动取决于海岭后的拖曳板块和上覆板块之间的相对运动关系。

本文主要讨论海岭俯冲对岛弧地质过程的影响,所以只着重研究能影响火山岩浆活动和产生火山岛弧抬升的拖曳板块缓慢俯冲模式的热演化过程。此模式中,扩张速度小于海岭海沟会聚速度,海岭俯冲之后拖曳板块接着俯冲。所有此模式的俯冲实例中,都出现火山岛弧的抬升和岩浆活动变化,如在古新世俯冲入日本之下的库拉海岭^[3],晚第三纪俯冲入新西兰和坎贝尔台地之下的印度—南极海岭^[4]。此模式最典型的例子是 Nazca 海岭俯冲入智利之下^[5], Nazca 南极和南美板块北向迁移至其三联点之北, Nazca 板块向 N78°E 以 84mm/a 的速度俯冲,它的南面南极板块向 S86°E 以 20mm/a 的速度俯冲。此区局部海岸隆升,增生棱柱的内部结构和宽度反映了随三联点迁移俯冲在速度和方向上的变化。

Hsui(1981)^[6]认为年轻(年龄小于 20Ma)的活动海岭和海洋板块由于较轻而不可能俯冲下插过深,只能平推入上覆大陆板块之下。但在某些环境下,不但较轻的活动海岭和海洋板块,甚至更轻的大陆地壳都可以在俯冲中被带入 100km 的深度,如在新西兰南岛的北部^[7]。由重力异常也证实,在 Nazca 南极和南美板块三联点之南,智利海岭以近 30°的倾角俯冲同时海岭扩张^[8],这可以使活动海岭和海洋板块俯冲下插一定深度。因此,在拖曳板块缓慢俯冲时,年轻的活动海岭和前导海洋板块既可能平推入上覆大陆板块之下,也可能以一定倾角俯冲下插一定深度。由于年轻的活动海岭以一定倾角俯冲下插比平推入上覆大陆板块之下的情况更为复杂,所以本文研究较复杂的下插情况。

我们根据一般海岭俯冲的特征,通过有限单元法计算模拟活动海岭俯冲的热演化过程^[9]。已发生海岭俯冲的地段难以精确恢复当时的运动学特征,因此,我们参照目前 Juan de Fuca 海岭设定模型的运动学参数。北美的 Gorda—Juan de Fuca 海岭在晚中新世开始扩张,扩张速度 V 为 30mm/a, 板块俯冲速度 U 为 50mm/a, 目前海岭距海沟 X_0 为 350km, 海沟处海洋板块年龄

近 11.7Ma, 预期 17.5Ma 后海岭将随俯冲前导板块到达海岭, 之后拖曳板块继续俯冲。

模拟海岭俯冲热历史的计算区域包括了从海沟向岛弧方向 250km, 和向大洋方向的 50km 的范围, 深度为 200km 共用了 1804 个节点, 1720 个单元, 地壳中最小单元垂向为 2km, 横向为 3.3km 下边界 200km 深处温度取为 1350°C。在任一时刻 t , 海沟处俯冲板块的年龄 $A = (X_0 - (U - V) \times t) / V$, 据此用半空间冷却模型计算出海洋板块俯冲前的温度分布作为左边界条件, 右边界假定为绝热边界, 时间步长取为 0.01Ma

热传递的基本方程为:

$$cd \frac{\partial T}{\partial t} + c d \vec{U} \cdot \nabla T = K \nabla^2 T - dSL + Q$$

其中: c 为比热, d 为密度, T 为温度, t 为时间, K 为热导率, L 为熔融潜热, S 为熔融速率 (单位 s^{-1}), Q 为放射性产热率, \vec{U} 为地幔岩石流动速度。计算中采用了迎风法^[10]以保证平流热传递存在时能得到稳定和精确的解

热模拟中考虑了俯冲时的摩擦和剪切生热。脆性地壳及上地幔内剪应力为:

$$f = \mu (\sigma_n - p)$$

其中: μ 为摩擦系数, σ_n 为正应力, p 为孔隙水压。考虑俯冲带内可能存在较高孔隙水压, 取为岩体压力的 85%。

韧性地幔内剪应力为:

$$f = C \frac{1}{n} \dot{\gamma} \frac{E}{e^{nRT}}$$

其中: C 和 n 为物质流变常数, $\dot{\gamma}$ 为剪切应变速率, E 为激活能, R 为气体常数, T 为 Kelvin 温度。如果韧性变形带厚在 10km 数量级, 则剪切应变速率为 $10^{-13} s^{-1}$ 。计算中在脆性地壳及上地幔内摩擦力和韧性地幔内剪应力之间取小。热模拟中取岩石膨胀系数为 $2.0 \times 10^{-5} K^{-1}$ 以计算海岭俯冲与地形变化的关系

通过有限单元法解热传递基本方程, 即可模拟活动海岭俯冲的热演化过程, 计算出各点在俯冲过程中随时间的升降、温度分布和 P-T 轨迹。

2 热模拟的计算结果分析

2.1 海岭俯冲过程中的岩浆活动

图 1 是热模拟计算得到的海岭俯冲过程中的温度分布。其大致特点是: 在俯冲带, 冷的海洋板块俯冲入上覆大陆板块之下形成一低温槽区, 此低温区随深度逐渐被加热, 且低温槽随海岭的逼近而逐渐变浅 (图 1a b), 又随海岭的俯冲完成而逐渐变深 (图 1b c)。在海岭俯冲前和海岭俯冲后 (图 1a c), 此低温槽区与其上高温地幔楔状体在垂向形成温度反转, 在海岭俯冲期间 (图 1b), 由于热的活动海岭俯冲提高了俯冲带的温度, 此温度反转消失

热的活动海岭俯冲似乎应该有利于岛弧火山及岩浆活动, 但实际的情况并非如此。Delong 和 Fox (1977)^[2] 的地质观测发现在海岭俯冲期间, 原有的岛弧火山活动不但没有加强反而中断活动。例如, 45Ma 前, 当库拉海岭随海洋板块俯冲接近阿留申岛弧时, 岩浆活动开始减弱; 在 35-30Ma 前, 海岭开始俯冲, 岩浆活动停止; 15Ma 前, 海岭俯冲完成, 火山活动重新开始

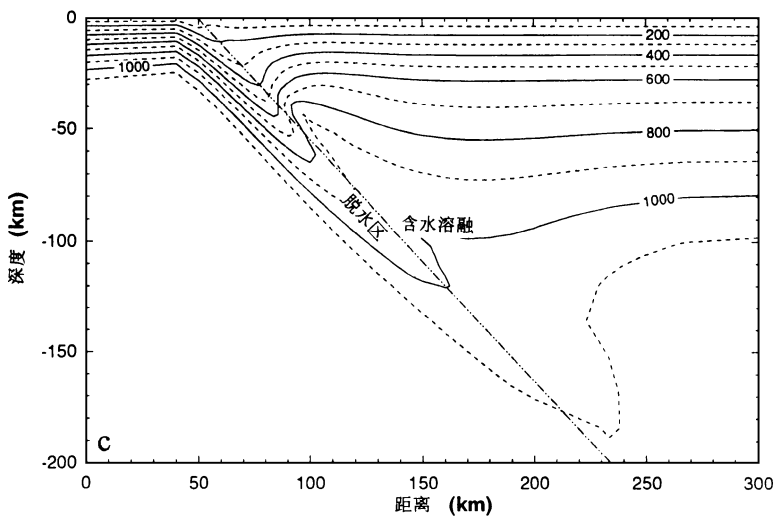
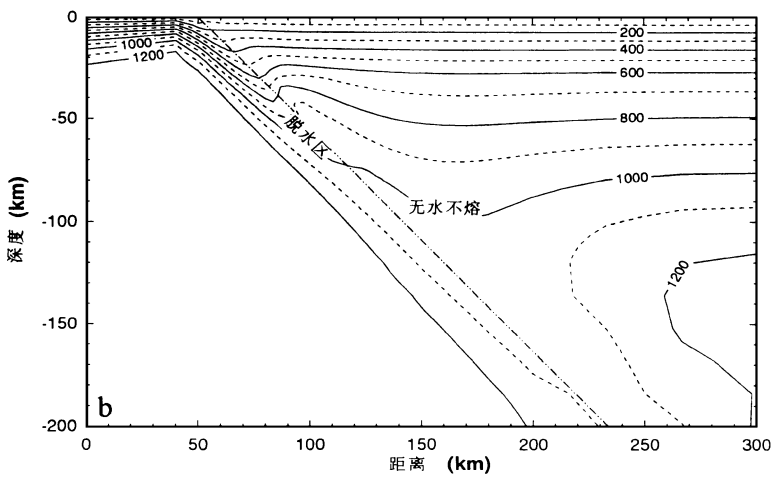
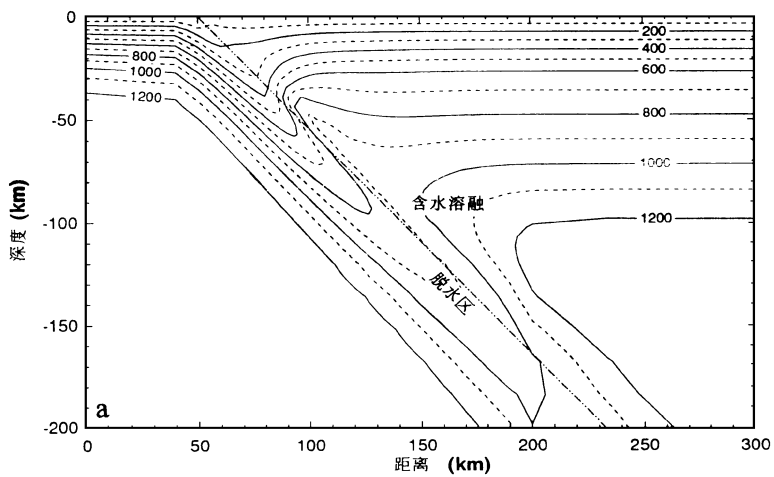


图 1 海岭俯冲地温演化计算结果

Fig. 1 Calculation results of thermal evolution of Ridge Subduction

a.海岭俯冲前 12.5Ma 的温度分布; b.海岭俯冲后 2.5Ma 的温度分布; c.海岭俯冲后 7.5Ma 的温度分布

图中海洋地壳脱水区、上覆地幔楔状体可能的含水熔融或无水不熔均以文字标出

活动海岭俯冲过程中,影响岩浆活动的主要因素是俯冲时海洋地壳角闪岩的脱水深度。虽然岛弧之下一定深度范围内,俯冲带上方的地幔楔状体温度可高达 1000°C 左右,但如果海洋地壳的角闪岩内的约束水在俯冲带的较浅部位即已被脱水释放使地幔岩石过“干”,熔点过高,就会造成部分熔融减少而使与俯冲有关的岩浆活动减少^[11]。因此,俯冲海洋地壳的脱水深度是影响岩浆活动的关键。

分析我们的计算结果,对 DeLong 和 Fox (1977)^[12]的地质观测可解释为:在海岭俯冲前和海岭俯冲后(图 1a c),冷的低温槽区较深,意味着海洋地壳在较深深度才达到 850°C 以上而脱水,在 100km 以下深度释放出的水进入其上垂向温度反转区内温度达 1000°C 左右的地幔楔状体内,足以产生部分熔融,导致岩浆活动;而在海岭俯冲期间(图 1b),由于热的活动海岭俯冲提高了俯冲带的温度,低温槽变浅,海岭处的年轻海洋地壳在较浅深度达到较高温度而在前弧下较浅深度提前脱水,且此时垂向温度反转消失,释放出的水进入其上温度不高的地幔楔状体内,不能产生部分熔融,而岛弧下 100km 深度处温度达 1000°C 的地幔楔状体因缺乏足够的水而难以产生部分熔融,熔融停止,导致岛弧火山活动的中断。

尽管俯冲带的摩擦和剪切生热量也是影响岩浆活动的因素之一,但由于摩擦和剪切生热产生的高温使岩石脆性向韧性转变的深度变浅(图 2),又会减少摩擦和剪切生热量。由图 2 可看出,当海岭俯冲使俯冲带的摩擦和剪切生热量增加,俯冲带温度升高后,俯冲带岩石的脆性向韧性转变的深度变浅了,由于较浅处岩石表现出韧性,则使俯冲带总的摩擦和剪切生热量减少,俯冲带温度降低。俯冲带的这种对摩擦和剪切生热的自我调节控制使其对岩浆活动仅有有限的影响。

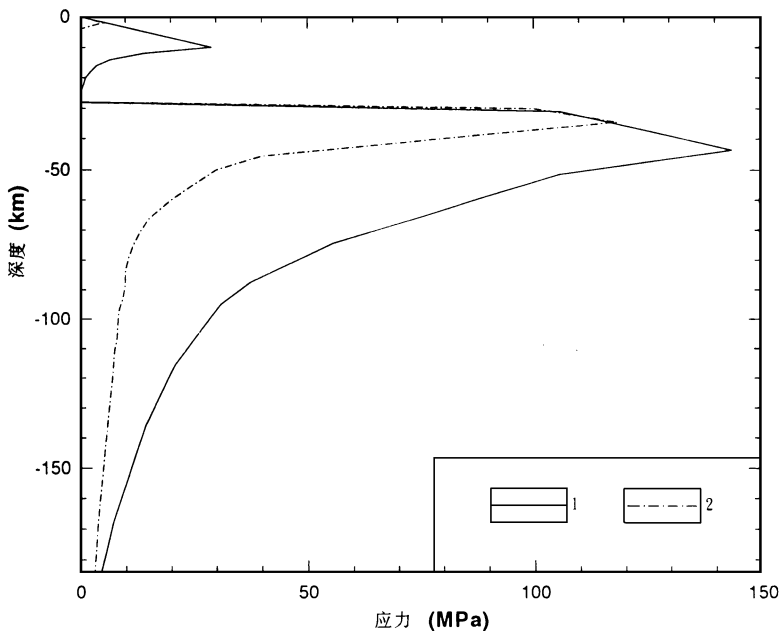


图 2 俯冲带的摩擦和剪应力

Fig. 2 Friction and shear stress along Ridge Subduction

1. 实线代表海岭俯冲后 1.5Ma 沿俯冲带的摩擦和剪应力状况;
2. 虚线代表海岭俯冲前 1.5Ma 沿俯冲带的摩擦和剪应力状况

2.2 海岭俯冲过程中的变质作用

尽管热的活动海岭俯冲导致近海岭处的年轻海洋地壳在火山岛弧下浅层提前脱水而使熔融停止岛弧火山活动中断,但其热传导作用可使上覆岛弧的前弧区域岩石产生区域性低温变质作用。Delong和Fox(1977)^[2]在阿留申岛弧发现过这种变质现象,在35–30Ma前的中渐新世,随库拉海岭的俯冲,岛弧地区开始出现绿片岩化变质作用。

图3是热模拟计算得到的海岭俯冲时的温、压分布。由图3a可看到,在海岭俯冲时,在15–30km的深度范围内,在约5个Ma的时间内,其温度由400°C升高到了600°C。温度对于变质反应有明显的制约作用,局部热源的加热,使局部区域温度在短时期内升高可加大变质反应的速率,因此,图3a反映的现象表明海岭俯冲时的热环境有利于产生变质作用。图3b的P–T图解上,岛弧向海岭一侧附近区域在海岭俯冲期间,地壳内压力和温度主体变化大致在0.3GPa–1GPa,200–600°C的范围内。绿片岩主要是基性、中基性火成岩低级变质的产物,它为低温中压的区域变质相,图3b上岛弧附近区域的P–T图解在海岭俯冲期间与绿片岩相(图3b上GS区)变质作用的压力和温度吻合^[12]。热模拟计算结果表明,在海岭俯冲期间,岛弧附近的P–T环境可出现绿片岩化变质作用,这与Delong和Fox在阿留申岛弧的发现是相符的。

2.3 海岭俯冲过程中的地形变化

前弧到岛弧区域的地形变化受多种因素的影响。由于温度变化造成的抬升和沉降是一种主要的变形机制,本文通过热模拟计算海岭俯冲对岛弧地形变化的影响。计算结果见图4。其中图4a是以海洋前导板块刚开始俯冲时的海平面为起始参照高度,计算出的海岭俯冲前后岛弧及周围区域地表地形的变化情况。其特征为:随海岭向海沟运动,岛弧逐渐抬升,在海岭俯冲之前岛弧地表地形抬升幅度不大,但在海岭俯冲期间岛弧抬升速率加大,相对于海洋前导板块刚开始俯冲时的海平面为起始参照高度,其最大抬升量达440m左右,海岭俯冲之后岛弧地表地形开始沉降。图4b是以海岭即将开始俯冲时的海平面为起始参照高度,计算出的海岭俯冲前后岛弧及周围区域地表地形的变化情况。它反映出:随着海岭的逼近和俯冲,岛弧逐渐露出海面,岛弧周围海水变浅,海岭俯冲期间岛弧迅速抬升,在2个Ma内最大相对抬升高差约为160m,当海岭完全俯冲入岛弧之下后,岛弧及周围区域地表地形开始迅速沉降且地表最高点向弧后盆地区迁移,这种迅速的升降和迁移会引起岛弧及周围区域沉积模式和沉积物的明显变化。

图4模拟计算的海岭俯冲对岛弧地形变化影响与Delong和Fox(1977)^[12]依据地质观测在阿留申岛弧地区发现的现象是一致的。在我们的计算中认为热是使岛弧地形变化的主要因素,因为海岭的逼近,使岛弧向海岭一侧下方压力增大,温度升高,使其难以维持原状而抬升。因此,海岭俯冲对岛弧地形变化的影响可解释为:当海岭向海沟运动时,岛弧附近温度增高,在海岭俯冲期间其温度急剧上升使岛弧形成最大抬升,之后岛弧下方温度梯度减小使岛弧开始由最高位置趋于下沉,当海岭完全俯冲入岛弧之下后,岛弧逐渐沉入水中,但由于扩张速度和俯冲速度不同,岛弧上升和下降的路径也不会完全一样,因而岛弧沉积模式和沉积物也会发生相应的变化。计算表明岛弧地表最高点是逐渐向弧后盆地方向迁移的(图4b)。

我们的计算结果不仅与Delong和Fox的地质观测结果吻合,而且给出了海岭俯冲前后岛弧抬升和沉降的具体数值和直观的变化过程。

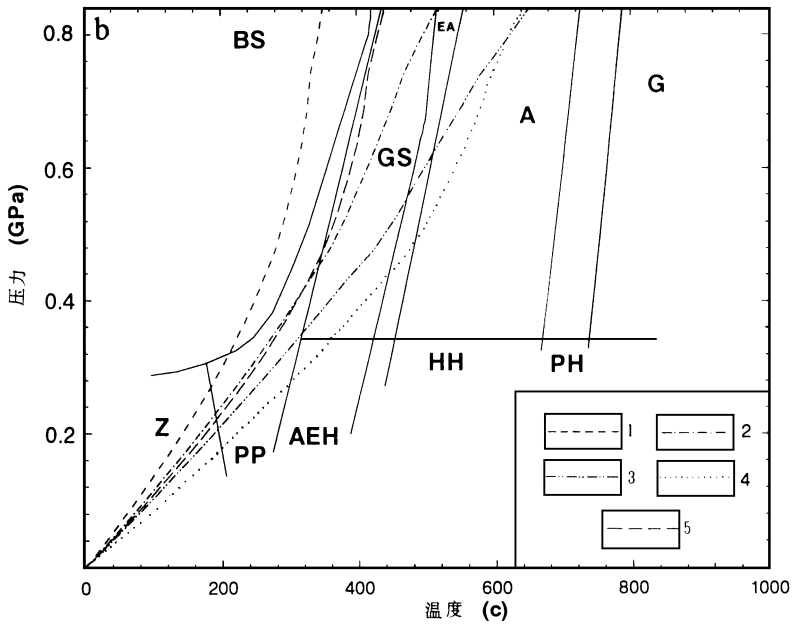
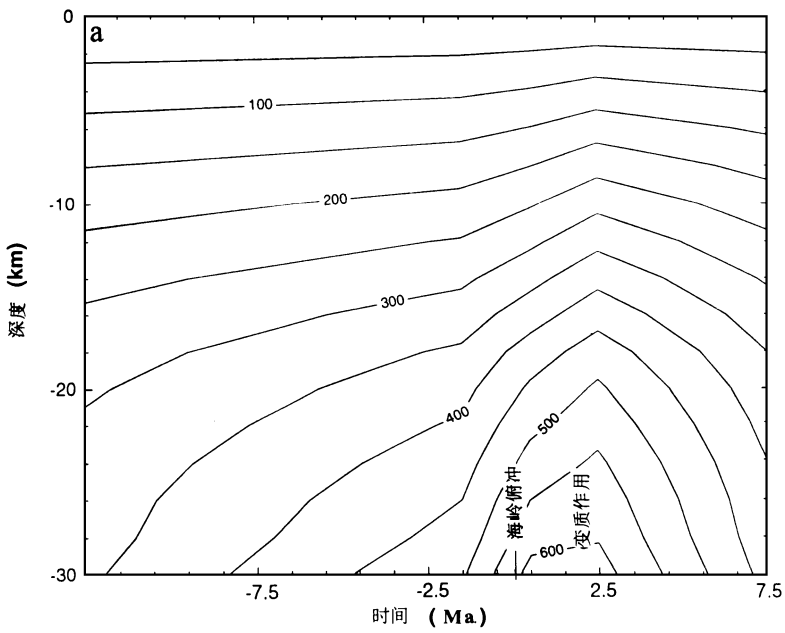


图 3 海岭俯冲时的温度和压力分布

Fig. 3 Variation of temperature and pressure resulting from Ridge Subduction

a. 海岭俯冲期间岛弧附近 (距海沟 30km 处) 区域温度分布; b. 海岭俯冲期间岛弧附近区域 P-T 曲线: 1. 海岭俯冲前 12.5Ma; 2. 海岭俯冲前 11.5Ma; 3. 海岭俯冲后 10.5Ma; 4. 海岭俯冲后 9.5Ma; 5. 海岭俯冲后 7.5Ma; AEH. 钠长绿帘角岩相; HH 普通角闪石角岩相; PH. 辉石角岩相; ZZ. 沸石相; PP. 葡萄石-绿帘石相; BS. 蓝片岩相; GS. 绿片岩相; EA. 绿帘角闪岩相; A. 角闪岩相; G. 麻粒岩相

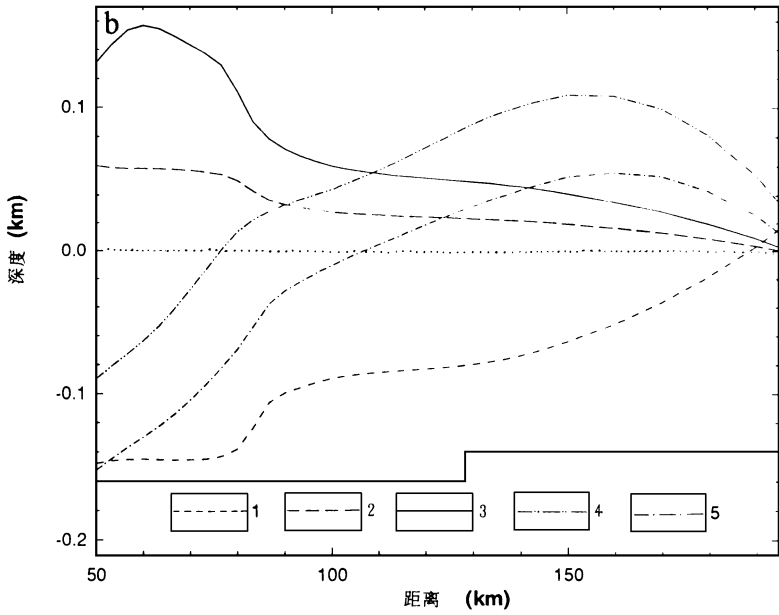
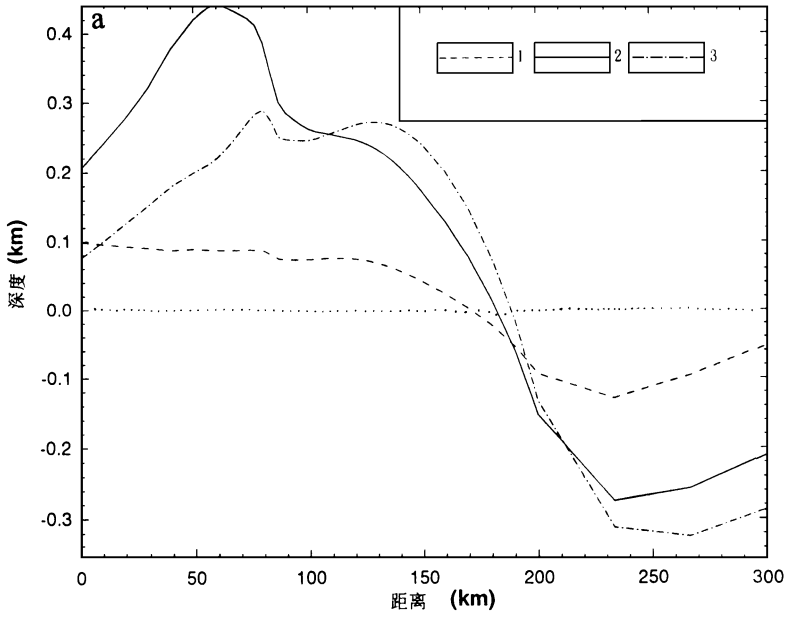


图 4 海岭俯冲对岛弧地形变的影响

Fig. 4 Effect of Ridge Subduction on relief feature of island arc

a. 以海洋前导板块刚开始俯冲时的海平面为起始参照高度; 1. 海岭俯冲前 7.5Ma; 2. 海岭俯冲后 0.5Ma; 3. 海岭俯冲后 4.5Ma; b. 以海岭即将开始俯冲时的海平面为起始参照高度; 1. 海岭俯冲前 5.5Ma; 2. 海岭俯冲前 0.5Ma; 3. 海岭俯冲后 0.5Ma; 4. 海岭俯冲后 4.5Ma; 5. 海岭俯冲后 6.5Ma

3 结论

活动海岭俯冲作为威尔逊循环中的一个主要环节对俯冲带上方火山岛弧的地质演化过程的影响在一些地质观测中已发现,本文通过对活动海岭俯冲全过程的热模拟计算,得到了海岭俯冲对岛弧地质过程的影响的较详细的定量结果

我们对活动海岭俯冲过程中,岛弧周围岩浆活动、变质作用及地形变化进行了分析和研究。计算结果表明,在海岭俯冲前和海岭俯冲完成后,摩擦剪切生热使岛弧下 100km 深度左右形成温度反转,存在 1000°C 以上的相对高温区,此时俯冲海洋板块内含水矿物在 850°C 以上时脱水释放的水降低了地幔岩石的熔点造成部分熔融,形成岛弧火山活动;但当热的活动海岭俯冲时,温度反转消失,海岭处的年轻海洋地壳在较浅深度达到较高温度而在火山岛弧下浅层提前脱水,水进入上覆相对较冷的地幔楔状体不能造成熔融,使岛弧火山活动中断。

热的活动海岭俯冲尽管导致岛弧火山活动的中断,但却可使前弧—岛弧附近 15—30km 的深度范围内出现区域性低温中压 P—T 环境,出现绿片岩化变质作用。

在整个俯冲过程中,随海岭逼近海岭,前弧—岛弧区温度升高,岛弧将因此逐渐抬升,总抬升高度可达 440m 左右;当海岭俯冲至海沟,岛弧抬升幅度达最大,在两个百万年内相对抬升约 160 多米,随后岛弧下沉。

参 考 文 献

- 1 Farrar E, Dixon J M, Ridge subduction kinematics and implications for the nature of mantle upwelling, *Can. J. Earth Sci.*, 1993, 30: 893—907.
- 2 Delong S E, Fox P J, Geological consequences of ridge subduction. In *Island Arcs, deep sea trenches and back-arc basins*. Edited by M. Talwani and W. C. Htman, III. American Geophysical Union, Maurice Ewing Series, 1977, 1: 221—228.
- 3 Uyeda S, Miyashiro A, Plate tectonics and the Japanese Islands: a synthesis. *Geological Society of America Bulletin*, 1974, 85: 1159—1170.
- 4 Farrar E, Dixon J M, Overriding of the Indian—Antarctic ridge: origin of Emerald Basin and migration of late Cenozoic volcanism in southern New Zealand and Campbell Plateau. *Tectonophysics*, 1984, 104: 243—256.
- 5 DeMets C, Gordon R G, Argus D F, Stein S, Current plate motions. *Geophysics Journal International*, 1990, 101: 425—478.
- 6 Hsui A, Some remarks on the thermal consequences of ridge subduction, *Geophys. Res. Lett.*, 1981, 8: 1031—1034.
- 7 Eberhart-Phillips D, Reyners M (in Print), Epicontinental subduction and three-dimensional crustal structure: the northern South Island, New Zealand. *J. Geophys. Res.*, 1996.
- 8 Daniel A J, Kusznir N J, Styles P, A Temperature and gravity model of spreading-centre subduction, with application to southern Chile. 30th International Geological Congress, Abstracts, 1996, (1): 128.
- 9 Zhang J, Shi Y, Thermal modeling of active ridge subduction, 30th International Geological Congress Abstracts, 1996, (2): 418.
- 10 Shi Y, Zhu Y, Some aspects of thermotectonics of the Tibetan Plateau, *Tectonophysics*, 1993, 219: 223—233.
- 11 Wyllie P J, Sources of granitoid magmas at convergent plate boundaries, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1984, 35: 12—18.
- 12 游振东, 王方正, 变质岩岩石学教程. 武汉: 中国地质大学出版社, 1988, 48—49, 134—141

THE GEOLOGICAL EFFECT OF RIDGE SUBDUCTION IN ARC AREA

Zhang Jian Shi Yaolin

(*Graduate School, US TC, Academia Sinica, Beijing*)

Abstract Ridge subduction is an important stage of Wilson cycle. If the spreading rate of the active ridge is smaller than the rate of subduction, the subducting oceanic plate will decrease in size, and the ridge itself will be eventually subducted. There are four possible kinematic scenarios of ridge subduction, we investigate one of the possibility: both the leading and the trailing plates are subducted. Subduction of a hot active ridge will significantly affect the thermal state of the subduction zone, and leave tectonic and petrologic signatures. In this study, we use twodimensional finite element method to calculate the thermal consequence of an active ridge subduction. Upwind technique is adopted to secure a stable and accurate solution for advective heat transfer. Frictional /shear heating is included in our modeling. The shear stress is limited by the friction law in the brittle regime and by the flow law in the ductile regime. Sequential changes of temperature created by ridge subduction are calculated, and the resulting geological consequences at arc areas are discussed. The results of computation can well explain cessation of arc volcanism, low temperature metamorphism, uplift and subsidence of arc-trench margin.

Key words thermal modeling, ridge subduction, magmatic activity, low temperature, metamorphism, arc uplift

第一作者简介

张健,男,1963年生,1995年毕业于中国地质大学(武汉)研究生院,获应用地球物理专业硕士学位。现为中国科技大学研究生院(北京)固体地球物理专业博士研究生,主要从事地球动力学方面的研究工作。通讯地址:北京市玉泉路19号(甲)中国科技大学研究生院地学部 邮政编码:100039