

文章编号: 0253-3782(2004)S0-0001-08

# 中国东北远离海沟陆内弧后扩张 形成新生代火山的深部 地球动力学背景<sup>\*</sup>

石耀霖 张 健

(中国北京 100039 中国科学院研究生院计算地球动力学重点实验室)

**摘要** 板块俯冲时海沟位置存在不变、前进和后撤 3 种情况,后撤俯冲可能造成弧后扩张.层析成像等资料显示:太平洋板块低角度俯冲到欧亚板块之下后没有穿透 670 km 相变界面,而是平卧于该界面之上.这种平卧过程可能始于 28 Ma 前.地球动力学计算表明:俯冲板片前缘触及上下地幔相变界面而受阻平卧时,有利于形成后撤俯冲和弧后扩张.中国东北火山形成很可能属于这种后撤俯冲、远离海沟陆内弧后引张、地幔热物质上涌、减压熔融的情况.

**关键词** 弧后盆地 新生代火山 地球动力学 中国东北

**中图分类号**: P541

**文献标识码**: A

## 引言

东北地区是我国新生代火山活动最强烈的地区(刘嘉麒, 1999). 新生代火山有 500 多座,包括长白山天池、五大连池等地区的休眠活火山(刘祥, 1999). 长白山天池火山是由造盾阶段的玄武质岩石、造锥阶段的粗面岩和近代碱流岩组成的. REE 不相容元素和 Sr、Nd、Pb 同位素研究认为,不同阶段的岩石具有共同的岩浆成因与紧密的演化关系(刘若新等, 1998). 各阶段火山岩一致的似原始地幔特征,可能指示存在巨大的壳内岩浆房和持续的幔源岩浆的补给(樊祺诚等, 2001). 五大连池一些火山是在熔岩盾之上重新喷发,并形成复锥状火山. 新期火山具玄武质成分,所以都以弱爆发和熔岩溢流为特点. 刘嘉麒等(Liu *et al.*, 2001)对东北火山活动的时空演变进行了系统的总结. 对这些新生代火山岩,乃至更广泛的中生代活动大陆边缘发育的裂谷-拗陷盆地和与盆地发育相关的火山岩成因问题,国际上甚为关注(Mantovani *et al.*, 2001);我国学者基于自己的观测和借鉴国外研究,也对它们的成因进行过讨论,提出了软流圈对流(马莉, 刘德来, 1999),地幔柱(孙爱群, 牛树银, 2000),地幔东向或东南向流动(赵会民等, 2001),弧后的主动扩张或被动拉张(许浚远, 张凌云, 2000),东亚边缘断层走滑(任建业, 李思田, 2000),以及北东向、北北东向断裂右旋扭动拉分,或它们的综合作用等假说(周祖翼等, 1997). 这些假说虽然考虑了地质观测资料,但尚缺少地球动力学深部有关观测资料和理论分析. 总的说来,这些盆地生成,特别是东北现今活火山的地质成因是一个有待深入解决的问题.

<sup>\*</sup> 国家自然科学基金重点基金(40234042)和国家自然科学基金(40174027)资助.  
2003-02-24 收到初稿, 2003-06-30 收到修改稿并决定采用.

与俯冲带有关的火山的成因是：冷的海洋板片在俯冲到深部热的地幔过程中逐渐被周围地幔传导热加热，在板片和上覆地幔楔间还可能摩擦剪切生热，从而使俯冲海洋地壳岩石温度增高，使角闪石等矿物因升温而脱水。一般来说，由于俯冲板片温度较周围地幔低，俯冲板片自身并不产生熔融（除了当活动海岭附近很年轻的洋壳俯冲会熔融而产生埃达克岩外）。上覆地幔楔内岩石温度虽然较高，但原来因缺水并不能熔融。在俯冲板片地壳俯冲到一定深度矿物脱水后，产生的水扩散进入温度较高的上覆地幔楔内，由于水的加入，使原来虽然温度较高但缺水而不能熔融的地幔岩石，能够产生部分熔融。一般来说，这种部分熔融发生在俯冲板片俯冲到 100 km 左右的深度（石耀霖，张健，1998）。因此，虽然不同俯冲带俯冲角度有大有小，火山距海沟位置相应或近或远，多数火山则总是位于俯冲到 100 km 左右俯冲板片之上，有些富钾的火山可能对应更深的俯冲板片，但也不超过 200 km（图 1）。

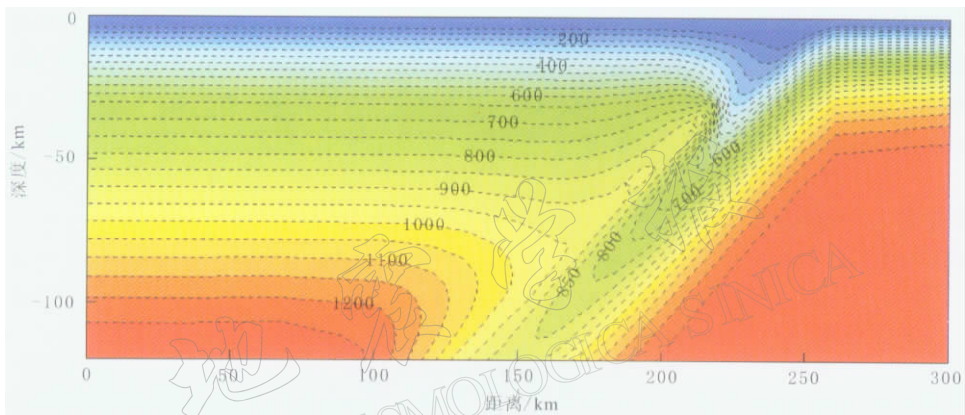


图 1 典型俯冲带温度分布、脱水区域和部分熔融区域的分布

（岛弧火山位置一般在俯冲板片俯冲到 100 km 处的上方；地表温度 10°C，地幔温度 1300°C）

然而，我国东北的火山远离海沟和俯冲板片，已位于俯冲板片上方 600 余千米之上，其成因显然与俯冲带火山明显不同，它们的成因成了一个难题。过去的地质和地球物理研究，仍然主要限于对岩石圈的探测和分析。本研究拟根据东北地区岩石圈以下的深部地震层析成像等实际资料，结合地球动力学模拟得到的对后撤俯冲动力学过程的认识，从深部地球动力学出发，对东北火山成因提出一些设想，供不同学科研究者参考。

## 1 深部过程引起的后撤俯冲和远距离陆内弧后扩张

俯冲时海沟位置不一定是固定不变的，可能会出现图 2 所示的海沟位置不变、海沟位置前移（从而对上覆板块构造侵蚀）和海沟位置后撤（诱发弧后扩张）3 种情况（Taylor, Karner, 1983; Carlson, Media, 1984; Royden, 1993; 石耀霖，王其允，1993）。

设两板块汇聚速度为  $U$ ，海沟迁移速度为  $V$ （向上覆板块方向为正）。 $V = 0$  时海沟位置不变，火山弧到海沟的位置也相对固定。 $V > 0$  时海沟位置前移，这时上覆板块的岩石被俯冲板片构造侵蚀而卷入俯冲带，侵蚀速率为  $V$ ，俯冲板片相对海沟的速度为  $U - V$ 。如果上覆板块为大陆板块，这时内核部的古老地层在海沟处与俯冲板块直接接触，老的火山弧位置由于构造侵蚀结果现已邻近海沟，新的火山弧生成在正常的俯冲板片俯冲到 100 km 深

度的位置上,在上覆板块上表现为火山弧从海沟一侧向大陆内侧迁移.  $V < 0$  时海沟后撤,紧邻海沟的上覆板块由于俯冲板片的所谓“吸力”,往往随海沟后移而一同移动;远离海沟的上覆板块则不动,这样介于海沟与上覆板块远离海沟段之间的部位就会发生弧后引张,俯冲板片相对海沟的速度为  $U+V$ . 另外,后撤俯冲板片易于诱发弧后地区产生小规模地幔对流,形成弧后地幔热物质上涌和弧后扩张(石耀霖,王其允,1993).

什么条件下会形成后撤的俯冲呢?图3为Zhong和Gurnis(1997)在柱坐标下模拟的存在相变界面、非牛顿流体的对流模型计算结果,显示了有利于形成后撤俯冲的一种可能情况.在俯冲开始发生后,由于俯冲板片温度较低,密度较大,因此可以形成负浮力作用,拉动俯冲板片持续下沉(图3a).然而,当俯冲板片到达670 km

上下地幔相变界面时,虽然俯冲板片温度较低而造成密度较大,但由于该界面下高压相岩石的密度增加更大,超过了冷的俯冲板片的密度,这样俯冲板片受到阻挡,特别在低俯冲角度板片不能立即穿透界面,俯冲到界面附近的板片被阻滞平卧在界面之上(图3b).这时的运动特征包含几个方面:板块之间汇聚速度仍然为  $U$ ;而海沟和上地幔内的俯冲板片一起后撤,后撤速度  $V$  一般小于  $U$ ,板片相对地幔的俯冲速度比原来快,为  $U+V$ ,同时俯冲角度渐渐增大;平卧板片开始尚能以速度  $U$  水平移动(图3c),但由于逐渐增加的阻力,前缘不再水平西移,而是平卧板片在前缘阻力和后续俯冲板片推动的挤压作用下而增厚(图3d).后撤持续了一定时期后,累积在界面之上的冷而重的俯冲板片越来越多,特别是紧邻界面的部分板片由于热扩散作用的温度变化而达到从尖晶石到钙钛矿相变的条件,从而密度增加,最终终于能够克服下地幔因相变密度较高而形成的障碍,穿透界面.穿透地幔的部位并不是在俯冲板片的最前缘,而是在平卧板片中部堆积最厚、负浮力最大的部位.带动板片俯冲和平卧板片前缘后撤,穿透后海沟后撤也随之停止(图3e~h).应该指出,图3所示的俯冲演变过程仅是一种可能情况,但随后我们将谈到,这种情况很可能适用于我国东北火山形成的讨论.

## 2 东北地区火山岩形成的深部地球动力学背景

以上讨论了俯冲与火山的一般情况,那么,我国东北深部地球动力学具体情况如何呢?了解深部状况的主要手段是地震学方法,特别是层析成像方法.图4(Zhao *et al*, 1997)给出了从北纬  $55^\circ$ 、东经  $110^\circ$ (大体位于贝加尔湖北端)到北纬  $30^\circ$ 、东经  $145^\circ$ (东京东南、小笠原北之海域),横跨我国东北和日本海的剖面的地震层析成像结果.

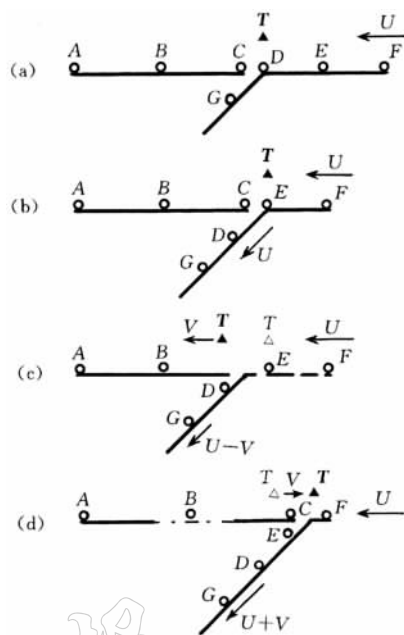


图2 俯冲时海沟位置迁移的3种可能情况

- (a) 两个板块汇聚速率为  $U$ , 海沟原参考位置;  
(b) 海沟位置不变, 正常俯冲后情况; (c) 海沟前移—构造侵蚀情况; (d) 海沟后撤—俯冲板片回撤—弧后扩张情况

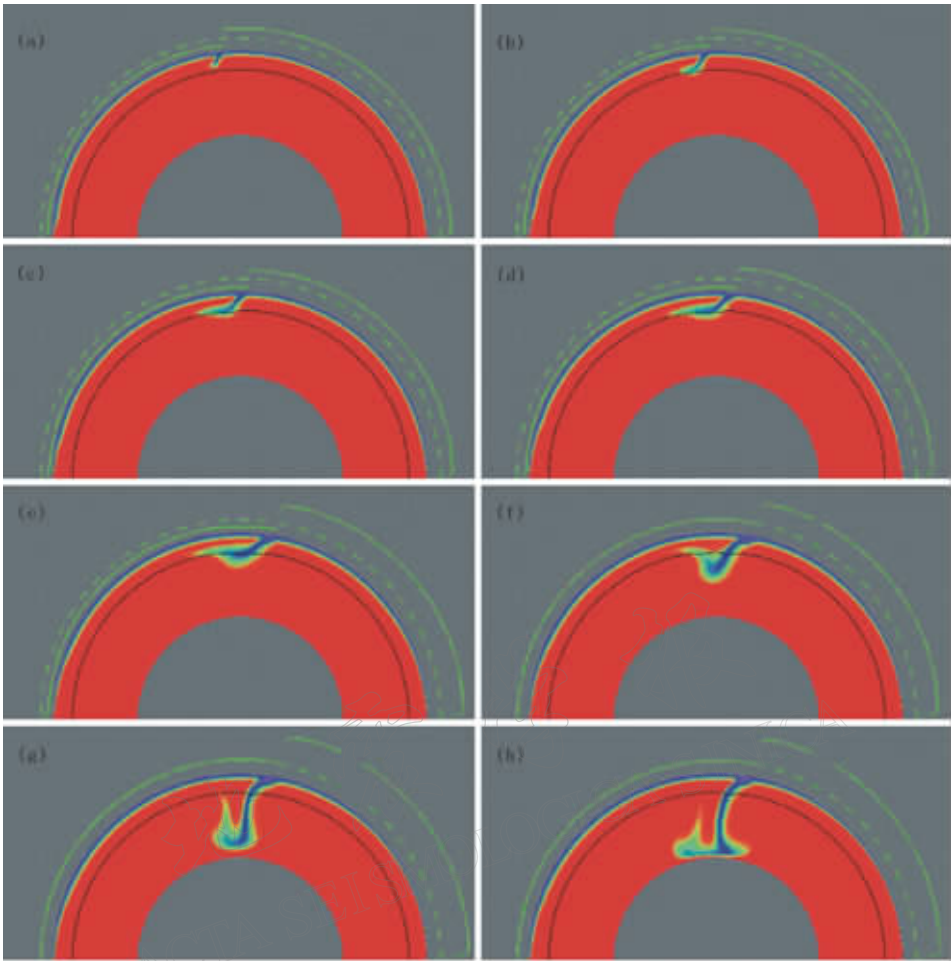


图 3 俯冲板片演变过程的数值模拟结果(引自 Zhong, Gurnis, 1997)

(a) 俯冲开始后 50 Ma; (b) 俯冲开始后 82 Ma; (c) 俯冲开始后 117 Ma; (d) 俯冲开始后 148 Ma;  
(e) 俯冲开始后 192 Ma; (f) 俯冲开始后 213 Ma; (g) 俯冲开始后 231 Ma; (h) 俯冲开始后 247 Ma

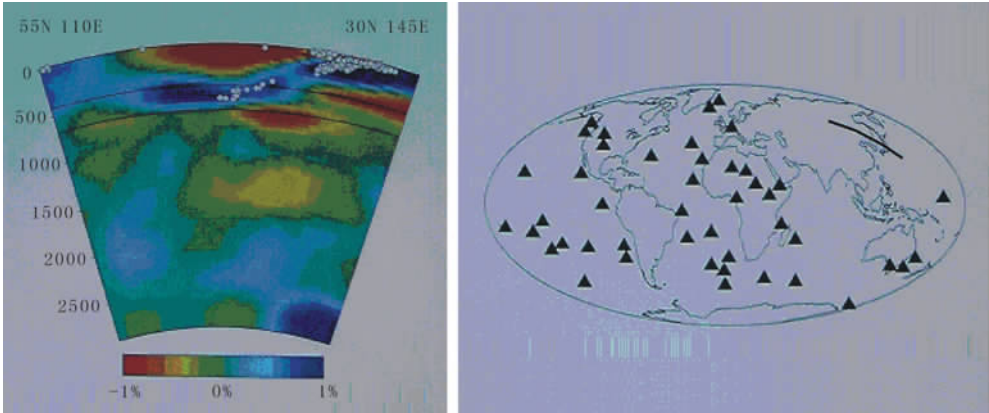


图 4 我国东北及邻区层析成像结果(Zhao *et al*, 1997). (a)图剖面位置如(b)地图中弧线所示

图中的地震波高速区,一般认为代表了在岩性、压力相同时,温度相对较低的太平洋板块俯冲到地幔中的板片。该板片从日本本州岛东海岸外俯冲后,以约  $30^\circ$  角度俯冲于亚洲大陆之下(臧绍先, 宁杰远, 1996), 但没有穿透上下地幔 670 km 界面, 而是平卧堆积在界面之上。这一结果与过去的观测一致。例如, Revenaugh 和 Sipkin(1994)在用 ScS 波对中国东北地幔结构研究时得到结论: 俯冲板片可能平卧在 670 km 界面之上, 410 km 界面上可能富挥发成分, 并有约 1% 部分熔融。长波大地电磁测深结果也表明, 我国东北地区深部 400~600 km 的地幔, 比其它地区同一深度地幔电导率高一个数量级, 被解释为平卧的板片(Ichiki *et al*, 2001)。总之, 多种方法都一致给出了很像图 3b~d 中典型后撤俯冲的图象, 这种图象否定了东北火山下面存在源于核幔边界的地幔柱。

两板块目前汇聚速度约为 90 mm/a(DeMets *et al*, 1990), 而且夏威夷岛链显示的太平洋板块相对热点位移历史表明, 这一速度近 40 Ma 来似乎相对稳定(Turcotte, Schubert, 2001)。地震资料显示, 目前俯冲角度总体约为  $30^\circ$ , 俯冲板片从海沟到触及 670 km 界面位置的水平投影距离约 1 100 km, 板片自身长度约 1 300 km, 从开始到俯冲到触及上下地幔界面, 大约需要 15 Ma 时间。已经俯冲到界面而横卧在界面上的板片约 1 500 km, 最低估计相当俯冲持续了 17 Ma。

但注意到俯冲平卧板片在水平推进中受到阻力有所加厚。例如, 假定平均加厚了 50%, 则展开恢复后实际平卧板片长度可能达 2 300 km, 相当于俯冲持续了 26 Ma。这样, 从开始俯冲到形成平卧加厚板片一共进行了约 42 Ma 时间。其中后撤俯冲和弧后扩张可能已经进行了 26 Ma。这与地质资料给出的长白山最早的火山活动发生在 27~28.4 Ma(彭玉鲸, 殷长建, 1999), 新生代火山事件划分可识别 31 次火山事件的观测(靳克等, 2000)大体吻合; 与日本海

的开始张开时间 28 Ma(任建业, 李思田, 2000)及主要活动时间 22~15 Ma(Taira, 2001)也大体吻合。海沟后撤的确切速度难以确定, 如果俯冲板片前缘不再前移, 平卧板片不加厚, 以及俯冲角度一直维持不变, 则海沟后撤极端速度可达 90 mm/a。但如果俯冲板片前缘能以一定速度前移, 平卧板片有所加厚, 则海沟后撤速度会小很多(如为 40 mm/a), 则 25 Ma 累计扩张量为 1 000 km。进而考虑到后期俯冲角度比起始时有所增加, 则累计扩张量可能仅有 700 余千米(图 5)。

根据层析图象和以上估算, 可以大致描绘出这样一个图象: 虽然中生代松辽盆地形成和中生代火山岩活动成因在目前层析成像上还难以找到解释, 但太平洋板块俯冲过程在印度-欧亚碰撞后发生了某种变化, 导致了刘嘉麒等(Liu *et al*, 2001)定义的 96~39 Ma 第一期活动的终止, 39~28 Ma 的火山活动间断反映了这种转折。而 28 Ma 以后的事件从层析图象分析, 主要特征是俯冲板片不能穿透 670 km 界面而平卧推进和加厚, 以及海沟后撤俯冲诱发弧后扩张(包括日本海的典型扩张和东北的远场陆内扩张)。在刘嘉麒等定义的第二阶段(28~16 Ma), 日本海的扩张和东北松辽盆地东缘断裂的引张活动均在这时开始, 但日本海扩张表现得更为强烈。日本海从 28 Ma 开始及主要时间段 22~15 Ma 的活动, 使

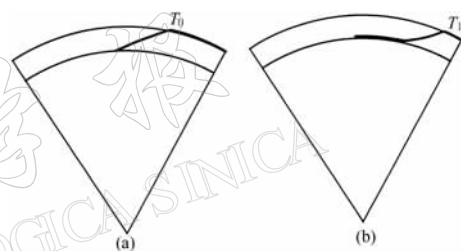


图 5 俯冲和弧后扩张示意图

(a) 俯冲早期情况; (b) 现今情况注意俯冲板片前缘已向西前移, 平卧板片也加厚, 俯冲角度有所增大。

$T_1$  和  $T_0$  位置水平距离之差给出了弧后扩张量

日本海张开了 400 多千米. 随后的阶段由于日本海扩张的停止, 而俯冲后撤的深部动力学过程仍在持续, 东北地区的引张和火山活动就变得更为强烈, 地区也不仅包括了松辽盆地东侧, 还发展到了盆地西侧; 时间上也起伏延续至今.

### 3 讨论和结论

远距离弧后扩张在大陆内部形成盆地的地质现象, 国外也有讨论. 例如, Giles 等 (2002) 认为澳大利亚东北部 18 亿年前的盆地就属于这种情况, 盆地虽然远离海沟, 但仍是由于弧后扩张引起大陆引张而形成. 目前对于弧后扩张和弧后盆地形成的原因存在多种假说, Mantovani 等 (2001) 曾经归纳为与俯冲有关的板片后撤和拖曳, 诱生的角落流, 锚固的板片, 以及与俯冲没有直接关系的挤出、剪切拉分等模式. 以往对地质历史运动状况的研究主要根据地质观测进行, 然而近年来地震层析成像提供了大量俯冲板片形态的新资料 (何建坤, 刘福田, 1998), 虽然它们提供的是现今板片的形态, 但现今板片形态是过去板块运动和俯冲的结果, 正确解读这些层析成像结果, 提供了利用地球物理手段了解地质历史这样一种新途径. 而实现这一途径, 正确利用和理解这些资料的关键, 是进行量化的模拟研究.

本研究利用前人的层析成像资料和数值模拟结果, 对我国东北新生代火山成因进行了初步讨论. 俯冲时存在海沟位置不变、前进和后撤 3 种情况. 后撤俯冲可能造成弧后扩张, 地幔热物质上涌. 地球动力学模拟表明, 形成后撤俯冲的力学条件和时间为: 低角度俯冲发生后, 俯冲板片触及上下地幔相变界面而受阻时, 开始进入有利于形成后撤俯冲和弧后扩张的阶段. 层析成像资料显示, 中国东北火山形成很可能属于这种后撤俯冲、弧后引张、地幔热物质上涌和减压熔融的情况.

进一步研究需要针对我国东北具体情况进行三维球坐标下的模拟. 从时间上看, 本研究对东北俯冲板片历史的追溯, 仅推测了最近 40 Ma 的俯冲演变历史. 我国东部从中生代起就发育了一系列盆地和火山岩, 更古老的历史需要研究更古老的俯冲板片. 从空间上看, 东北、华北、东南不同地区深部层析成像存在差异. 它们反映了怎样的演变历史, 以及与火成岩分布和特征有什么关系, 是今后需要深入研究的问题. 总之, 本研究试图从深部地球动力学的角度对我国东北新生代火山成因做一些新的探讨, 但这一假说有待构造、岩石、地球化学和地球物理综合研究的进一步检验.

感谢刘嘉麒研究员对本研究的建议和提供参考资料.

### 参 考 文 献

- 樊祺诚, 隋建立, 刘若新. 2001. 五大连池、天池和腾冲火山岩 Sr、Nd 同位素地球化学特征与岩浆演化[J]. 岩石矿物学, 20(3): 232~238
- 何建坤, 刘福田. 1998. 俯冲板片形貌特征和活动大陆边缘演化体制的关系[J]. 地球物理学进展, 13(2): 15~25
- 刘嘉麒. 1999. 中国火山[M]. 北京: 科学出版社, 9~126
- 刘若新, 樊祺诚, 郑祥身, 等. 1998. 长白山天池火山的岩浆演化[J]. 中国科学, D 辑, 28(3): 226~231
- 刘祥. 1999. 中国东北地区新生代火山活动构造控制及火山灾害[J]. 世界地质, 2(1): 23~29
- 马莉, 刘德来. 1999. 松辽盆地成因演化与软流圈对流模式[J]. 地质科学, 34(3): 365~374
- 彭玉鲸, 殷长建. 1999. 吉林省第三纪火山岩年代地层及构造环境[J]. 地质论评, 45(增刊): 204~214

- 靳克, 彭玉鲸, 王彦生, 等. 2000. 中国-朝鲜长白山区新生代火山事件的划分及对比[J]. 长春科技大学学报, **30**(2): 125~130
- 任建业, 李思田. 2000. 西太平洋边缘海盆地的扩张过程和动力学背景[J]. 地学前缘, **7**(3): 203~213
- 石耀霖, 王其允. 1993. 俯冲带的后撤与弧后扩张[J]. 地球物理学报, **36**(1): 37~43
- 石耀霖, 张健. 1998. 活动海岭俯冲与岛弧火山活动的热模拟研究[J]. 地球物理学报, **41**(2): 174~181
- 孙爱群, 牛树银. 2000. 地幔热柱演化及其地热效应——华北地热异常的深部构造背景[J]. 地球学报, **21**(2): 182~189
- 许浚远, 张凌云. 2000. 西北太平洋边缘新生代盆地成因(上): 成盆机制述评[J]. 石油与天然气地质, **21**(2): 93~98
- 臧绍先, 宁杰远. 1996. 西太平洋俯冲带研究的意义和现状[J]. 地球物理学报, **39**(2): 188~202
- 赵会民, 吕炳全, 孙洪斌, 等. 2001. 西太平洋边缘海盆的形成与演化[J]. 海洋地质与第四纪地质, **22**(1): 57~62
- 周祖翼, 丁晓, 廖宗廷, 等. 1997. 边缘海盆地的形成机制及其对中国东南地质研究的启示[J]. 地球科学进展, **12**(1): 7~14
- Carlson R L, Media P J. 1984. Subduction hinge migration[J]. *Tectonophysics*, **102**: 399~411
- DeMets C, Gordon R G, Argus D F, *et al.* 1990. Current plate motions[J]. *Geophys J Int*, **101**: 425~478
- Giles D, Betts P, Lister D. 2002. Far field continental back arc setting for the 1.80~1.67 Ga basins of northeastern Australia[J]. *Geology*, **30**(9): 823~826
- Ichiki M, Uyeshima M, Utada H, *et al.* 2001. Upper mantle conductivity structure of the back-arc region beneath Northeastern China[J]. *Geophysical Research Letters*, **28**(19): 3 773~3 776
- Liu Jiaqi, Han Jingtai, Fyfe W S. 2001. Cenozoic episodic volcanism and continental rifting in northeast China and possible link to Japan Sea development as revealed from K-Ar geochronology[J]. *Tectonophysics*, **338**: 385~401
- Mantovani E, Viti M, Babbucci D, *et al.* 2001. Back-arc extension: which driving mechanism[J]. *Journal of the Virtual Explorer*, **3**: 17~44
- Revenaugh J, Sipkin S A. 1994. Mantle discontinuity structure beneath China[J]. *J. Geophys Res*, **99**(11): 21 911~21 927
- Royden L H. 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision[J]. *Tectonics*, **12**: 629~638
- Taylor B, Karner G D. 1983. On the evolution of marginal basins[J]. *Rev Geophys*, **21**: 1 727~1 741
- Turcotte D L, Schubert G. 2001. *Geodynamics*(2nd edition)[M]. London: Cambridge University Press, 472
- Taira A. 2001. Tectonic evolution of the Japanese Island arc system[J]. *Annu Rev Earth Planet Sci*, **29**: 109~134
- Zhong S, Gurnis M. 1997. Dynamic interaction between tectonic plates, subducting slabs, and the mantle[J]. *Earth Interactions*, **1**(1): 3
- Zhao Dapeng, Xu Yingbiao, Wiens D A, *et al.* 1997. Depth extent of the Lau back-arc spreading center and its relation to subduction processes[J]. *Science*, **278**: 254~257

# DEEP GEODYNAMICS OF FAR FIELD INTERCONTINENTAL BACK-ARC EXTENSION FORMATION OF CENOZOIC VOLCANOES IN NORTHEASTERN CHINA

Shi Yaolin Zhang Jian

*(Laboratory of Computational Geodynamics, Graduate School of Chinese  
Academy of Sciences, Beijing 100039, China)*

**Abstract:** There are three cases of variation of trench location possible to occur during subduction: trench fixed, trench advancing, and trench retreating. Retreat of trench may lead to back-arc extension. The Pacific plate subducts at low angle beneath the Eurasia plate, tomographic results indicate that the subducted Pacific slab does not penetrate the 670 km discontinuity, instead, it is lying flat above the interface. The flattening occurred about 28 Ma ago. Geodynamic computation suggests: when the frontier of the subducted slab reaches the phase boundary of lower and upper mantle, it may be hindered and turn flat lying above the boundary, facilitates the retreat of trench and back-arc extension. Volcanism in northeastern China is likely a product of such retreat of subduction, far field back-arc extension, and melting due to reduce of pressure while mantle upwelling.

**Key words:** back-arc basin; Cenozoic volcano; geodynamics; northeastern China