

华北地区新生代岩石圈伸展减薄的机制与过程

邓晋福¹ 肖庆辉^{1,2} 邱瑞照² 刘 翠¹ 赵国春¹ 于炳松¹
周 肃¹ 钟长汀¹ 吴宗絮¹

(1. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室和岩石圈构造、深部过程及探测技术教育部
重点实验室, 北京 100083; 2. 中国地质调查局发展研究中心, 北京 100037)

摘要:华北地区可划分出 2 个岩石圈尺度的构造单元:西面的鄂尔多斯克拉通块体和东部的华北裂谷盆地。华北裂谷由主体的似环状盆地和周边山岭组成,还有大的似环状盆地中央的苏鲁淮山岭。华北裂谷盆地,在古近纪(E)和新近纪(N)—第四纪(Q)时期分别通过主要的纯剪切(pure shearing)和分布剪切(distributed shearing)(均含简单剪切组分)变形机制形成,它们导源于软流圈上涌诱发的巨大岩石圈减薄作用。然而,鄂尔多斯块体周边的断陷盆地带则是通过简单剪切(simple shearing)变形机制形成,它们导源于鄂尔多斯克拉通块体的隆升和作用于鄂尔多斯南缘的六盘山与来自青藏高原碰撞带的北东向挤压力的联合作用。新生代时期,在快速的岩石圈大幅度减薄的时期内,华北地区东部向东伸展的速率比西部的鄂尔多斯块体大得多,它暗示软流圈物质向东的流动可能主动地拖着上覆岩石圈向东移动。可能有 3 条这样的通道,允许青藏碰撞带下面的软流圈物质向东流动,它们是:(a)高原南部过松潘—甘孜、三江达南海;(b)高原北部经六盘山、鄂尔多斯周边和华北—东北平原达日本海;(c)帕米尔经天山、蒙古西部、贝加尔达鄂霍次克海。

关键词:华北;岩石圈伸展减薄;软流圈侧向流动和上涌;机制与过程

中图分类号:P511.1 **文献标识码:**A **文章编号:**1000-3657(2006)04-0751-11

许多学者普遍认为,新生代时期华北地区广泛发育岩石圈伸展和减薄^[1-10]。但是,岩石圈伸展、减薄的机制与过程并不是很清楚,这一问题笔者曾在 IGCP-430 会议上非常粗略地讨论过^[11],现将进行详细讨论。

1 华北地区岩石圈结构单元

根据地质构造、构造地貌、火山岩、沉积盆地和地球物理资料,华北地区可划分出 2 个岩石圈结构单元:西部的鄂尔多斯克拉通块体,东部的华北裂谷盆地。华北东部广泛发育的玄武岩喷发来自软流圈,是岩石圈尺度伸展、减薄、裂开的标志,这样,它的西边界可看作 2 个岩石圈尺度的结构单元的地表界限,它沿着太行山西缘,经山西的大同到内蒙古(图 1,表 1)。

鄂尔多斯克拉通块体包括克拉通块体主体和周边的狭长断陷盆地带,主要包括北边的河套、西边的银川、南边的渭河和东边的山西地堑系。华北盆地是由大的似环状的盆地和周边山岭组成。大的似环状盆地包括华北平原、渤海和黄海。周边山岭分别是北面的燕山、西面的太行山、南面的大别山和北东面的南辽宁—朝鲜。还有大的似环状盆地中央的苏鲁淮山岭(图 1)。

从华北地区岩石圈结构单元及其总体特征(表 1)可以看出,岩石圈三维结构单元与地表构造地貌单元有好的对应关系,后者是前者在地表的响应和表现。 ≥ 6 级的强震在该地区广泛分布,所有的活动构造、地壳和地幔结构都表明华北地区现今仍是一个活动的伸展构造区。

收稿日期:2006-01-04;改回日期:2006-06-10

基金项目:国土资源部重点科技专项计划项目(20001010202)、国家自然科学基金会重点基金项目(40234048);国家自然科学基金会项目(40572048)和科技部 IGCP 国际合作项目(2001cb711002)联合资助。

作者简介:邓晋福,男,1935 生,教授,博士生导师,岩石学专业。

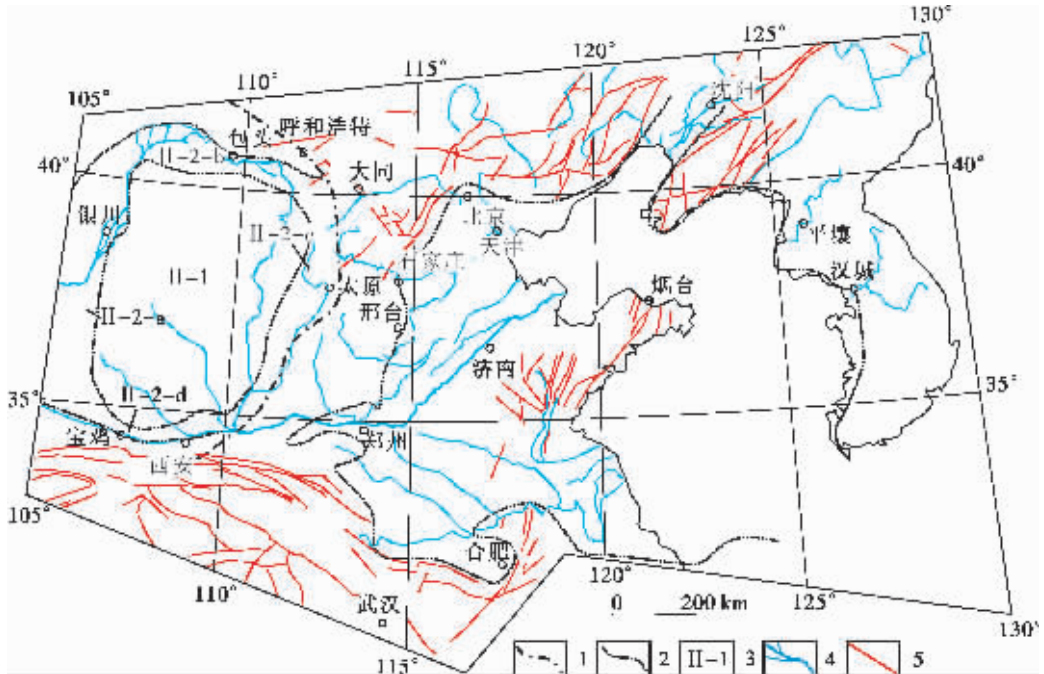


图1 华北地区断裂构造和河流与构造分区

1—一级构造分区;2—二级构造分区;3—构造分区编码;4—河流;5—断裂

I—华北环形裂谷盆地及其周边的山岭(Range)带;II—鄂尔多斯克拉通块体及周边狭长形断陷盆地带;II-1—鄂尔多斯克拉通块体;II-2—周边狭长形断陷盆地带;II-2-a—银川断陷盆地;II-2-b—河套断陷盆地;II-2-c—山西断陷盆地;II-2-d—渭河断陷盆地

Fig.1 Map showing faults, rivers and tectonic divisions in North China

1—First-order tectonic unit; 2—Second-order tectonic unit; 3—River; 4—Fault; 5—Tectonic unit and its number. I—North China circular rift basin and mountain range in its surroundings; II—Ordos cratonic block and elongated down-faulted basin belt in its surroundings: II-1—Ordos cratonic block; II-2—Elongated down-faulted basin belt in surroundings: II-2-a—Yinchuan down-faulted basin; II-2-b—Hetao down-faulted basin; II-2-c—Shanxi down-faulted basin; II-2-d—Weihe down-faulted basin

表1 华北地区岩石圈结构单元及其总体特征

Table 1 Units of the lithosphere structure in North China and their general characteristics

单元	鄂尔多斯克拉通块体		华北裂谷盆地	
	克拉通块体	周边断陷盆地	裂谷盆地	周边山岭
地貌	高原	狭长盆地	似环状盆地与周边山岭	
地壳平均厚度(km)	42	36	31	37
岩石圈平均厚度(km)	200, 大陆根	80	70	90
地表平均热流(mW/m ²)	44	70	70	60
岩浆活动	无		玄武岩喷发	
活动构造	稳定, 整体隆升	正断层和走滑断层		
地震	无	多和强		
地壳结构	双层, 无低速带, 横向均一		低速带发育, 横向高度不均一, 某些界面, 甚至Moho的反射波在某些地点不清或缺失	

2 岩石圈伸展、减薄的机制

2.1 通常的模型 (general model)

最近 DePaolo & Daley^[12] 对岩石圈伸展机制,提出了 3 种模型,纯剪切、分布剪切和简单剪切(图 2)。纯剪切(pure shear)模型中,地壳和地幔的拉伸和减薄在任何深度上都是一致的,因此,上地壳拉伸的位置和大小都是与其下部岩石圈地幔减薄的数量和位置相呼应的(图 2-a)。在分布剪切(distributed shear)模型中,由于具有流变性质的软弱的下地壳和上地幔的水平流动导致下伏岩石圈地幔的减薄分布的面积要大于上地壳拉伸的面积。因此,岩石圈减薄的最大值将会小于纯剪切模型的(图 2-b)。相反,对于简单剪切(simple shear)模型,上地壳拉伸并不伴随下伏岩石圈地幔的大减薄,岩石圈减薄的最大处与上地壳拉伸的最大处在水平方向上发生了偏离(图 2-c)。

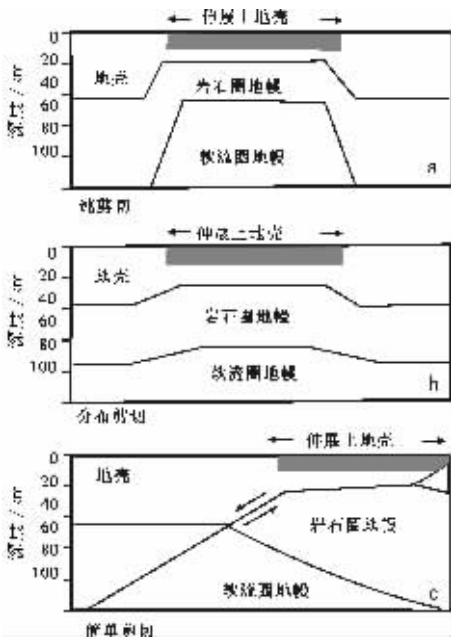


图 2 三种岩石圈伸展机制模型^[12]

Fig.2 Three models of lithospheric extension mechanism (after DePaolo and Daley^[12])

华北地区岩石圈伸展为一个大的简单剪切模型^[13]和 华北裂谷盆地为纯剪切模型^[14]或与软流圈上涌有关的模型^[14] 已经得到了广泛的接受。笔者提出华北东部的华北裂谷盆地岩石圈伸展在古近纪和新近纪—第四纪时期分别是纯剪切模型和分布剪切模型,并含有简单剪切的组分,而西部的鄂尔多斯克拉通块体的周边断陷盆地在整个新生代期间都是简单剪切模型。

2.2 关于华北裂谷盆地

从几何学考虑,华北裂谷盆地大体是一个平均直径约 1100 km 的似环状盆地。华北平原、渤海、黄海的总体地貌,以及地表和海水下面的水系,再加上周边的山岭都表现为大体的似环状。似环状盆地的另一个特征是从盆地伸出的三叉裂谷或者放射状构造,它们分别是东北部的北东向的渤海—下辽河盆地、东南部的北西向的黄海和西面的北东东向的郑州盆地(图 1)。

在大的似环状盆地和周边山岭之间与它们的内部广泛发育有许多正断层和走滑断层^[3,15],燕山、太行山、南辽宁—朝鲜山脉的地表广泛出露太古宙的变质片麻岩,在大别还广泛出露元古宙变质片麻岩和超高压变质岩。相反,华北盆地内的沉积岩厚度 4000~7000 m^[14,16]。

根据表 1,大的似环状盆地和周边山岭的地壳和地幔厚度都与地表的地形地貌相对应。与伸展最少的内蒙古 50 km 厚的地壳和 130 km 厚的地幔相比^[17-19],除苏鲁淮山岭之外,大的似环状盆地内的 31 km 地壳平均厚度和 70 km 的岩石圈平均厚度可看作是大的伸展减薄的结果。

从沉积盆地形成的构造性质看,古近纪为断陷(graben faulting)性质的盆地,新近纪—第四纪为拗陷(depression)性质,已有的看法,把它们分别对应于同裂谷相和后裂谷相,笔者把它们分别对应于纯剪切伸展与分布剪切伸展机制的产物,详见下面讨论。

与岩石圈伸展有关的新生代玄武岩在华北裂谷盆地内广泛分布。玄武岩岩石学^[20],微量元素和 Nd-Sr 同位素地球化学^[21],以及据来自上地幔的捕虏体获得的地温等的研究^[6,22]表明,类似于洋岛特征的玄武岩岩浆源自于软流圈。

根据上面所提到的几何学、地质学、地球物理以及地球化学的观测结果可认为:华北裂谷盆地是由纯剪切或者分布剪切的机制形成的,它们是软流圈物质上涌为主所引起的大的岩石圈减薄的结果。古近纪玄武岩的喷发隐伏在大的似环状盆地内,而新近纪—第四纪玄武岩喷发则扩展到周边山岭甚至盆地中央的苏鲁淮山地。它表明,古近纪上地壳伸展与下伏岩石圈的减薄在位置上是对应的,而新近纪—第四纪下伏岩石圈减薄的分布区域要大于上地壳的伸展。根据 DePaolo & Daley^[12]的模型(图 2-a 和 2-b),古近纪和新近纪—第四纪的岩石圈伸展与减薄分别是纯剪切和分布剪切的结果。另外,基于渤海和黄海的 地壳/岩石圈厚度略小于华北平原来看,伸展机制中含有简单剪切的组分。

2.3 关于鄂尔多斯周边的断陷盆地

鄂尔多斯周边的断陷盆地是怎样的呢?以银川盆地为 例(图 3)。银川盆地下方的 Moho 面比周边地区上升了 6 km,但是 Moho 最浅处比盆地最深处东移了 15~20 km^[18]。表明银川盆地是由简单剪切机制形成的(图 3)。其他的 3 个断陷盆地,河套、渭河和山西具有同样的地壳结构(图 3),Moho 最浅处均从盆地最深处沿水平方向向鄂尔多斯克拉通块体 偏移^[15,17-19],这都是简单剪切变形所致。因此,鄂尔多斯周边的

断陷盆地的简单剪切可以用鄂尔多斯克拉通块体的总体隆升来解释。图4展示鄂尔多斯块体周边的区域应力场^[23]。

河套和渭河、银川和山西盆地分别为左行和右行走滑剪切。简单剪切变形不伴随玄武岩的喷发(表1)。位于鄂尔多斯块体东北缘的北东向的汉诺坝—大同裂谷盆地在古近纪和新近纪—第四纪时期具有广泛的玄武岩喷发,可能是属于华北裂谷盆地单元,由纯剪切和分布剪切的机制形成的。相反,位于鄂尔多斯块体西南缘的六盘山是一个北西走向的挤压带^[23],笔者认为它是青藏高原碰撞带的一部分。环鄂尔多斯的区域应力场,(图4)表明鄂尔多斯周边的断陷盆地是简单剪切变形机制,是来自鄂尔多斯克拉通块体的隆升和来自青藏高原碰撞带在六盘山处施加了一个北东向挤压力的联合作用的结果。

3 岩石圈伸展减薄的过程

3.1 通常的模型

McKenzie^[24]提出岩石圈伸展和盆地沉降的纯剪切模型:假设岩石圈和地壳瞬间拉开($t=0$),根据均衡原理,热的软流圈物质被动上涌和盆地快速沉降,拉伸停止后,在 $t \rightarrow \infty$ 的时间内,岩石圈恢复到拉张前的厚度的过程中伴随热的松弛而引起盆地的缓慢沉降。因此,可以分为两相:(1)同裂谷相(syn-rift phase),断裂控制的快速沉降取决于地壳的初始厚度和拉张系数 β ; (2)后裂谷相(post-rift phase),热松弛恢复到拉伸前的位置所引起的热沉降(thermal subsidence),它仅与拉伸的数量有关,热沉降随着热流随时间的减少与时间呈指数减少,对于一个厚度125 km的“标准”岩石圈,当热流经历了

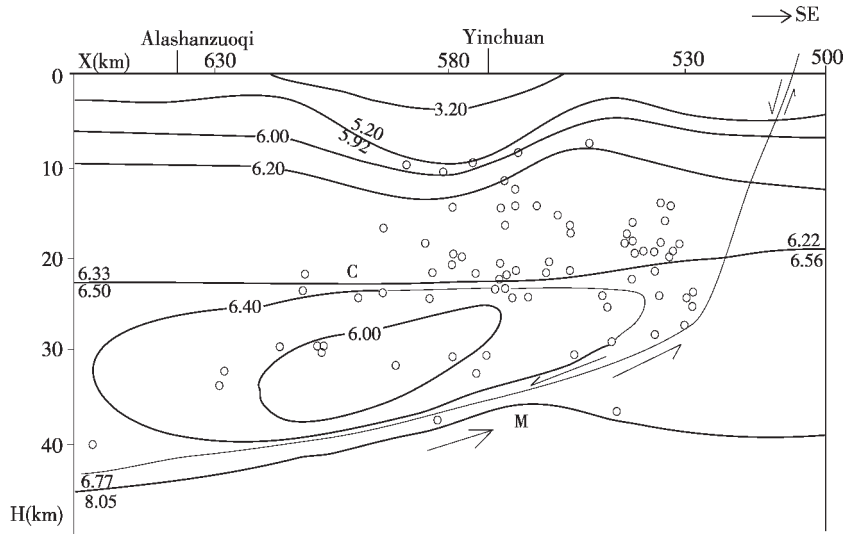


图3 银川盆地壳幔速度结构与震源分布(据国家地震局地学断面^[17-20];断裂带为本文所加)

Fig.3 Crust-mantle V_p structure and seismic focus distribution beneath the Yinchuan basin (modified from geoscience transect of State Seismological Bureau (CSB)^[17-20]; faults are added by the present authors)

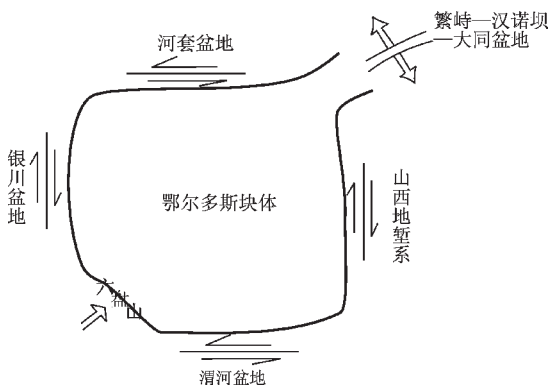


图4 鄂尔多斯块体周边的区域应力场(据国家地震局^[23])

Fig.4 Cartoon showing the regional stress field surrounding the Ordos block (after CSB^[23])

约50 Ma以后达到初始值的1/e时,在裂谷作用停止时,热流与 β 的依赖性就可忽略不计。Jarvis和McKenzie^[25]发现:只要裂谷作用的持续时间小于20 Ma,它可看作是瞬间拉开,纯剪切模型是非常合理的。岩石圈的拉张引起两种结果^[26]:(1)地壳的减薄和断裂控制的沉降是永久性的,例如脆性的地壳拉伸减薄后就不能恢复到其原来的厚度;(2)地幔岩石圈的减薄和任何热软流圈的出现而引起的隆升变化是瞬间的,由于冷却,可恢复到原有岩石圈厚度。必须强调,同裂谷相和后裂谷相是一次伸展减薄事件,它们是一个连续的过程。

已有的认识多采用(Mckenzie)的模型^[24],把似环状华北裂谷盆地古近纪的断陷性质盆地看作同裂谷相,而把新近纪—第四纪的拗陷性质盆地看作后裂谷相^[3,13-14,16,27]。华北盆地的沉降是两次幕式的伸展事件,而不是一次事件的两个相。

3.2 伸展作用两幕(two episodes)

3.2.1 盆地翻转与不整合

在盆地里和盆地外的隆升区,古近纪和新近纪—第四纪之间广泛分布一个区域不整合^[35,17-20,27]。晚渐新世—早中新世期间,大的似环状盆地和鄂尔多斯周边地堑都经历了一次盆地翻转事件,地层被断裂、微弱的褶曲、隆升和剥蚀,使之沉积中断和形成不整合。在似环状盆地外部的隆升区,中新世的玄武岩不整合盖在中生代或者是前中生代地层上,例如吉林的汪清、河北的汉诺坝、山东的临朐和蓬莱、海南岛的蓬莱、福建的明溪、浙江的新昌和嵊县等^[9]。蒙古的达里干戈的中新世玄武岩直接盖在渐新世—中新世地层的夷平面上^[28]。在贝加尔湖贝加尔裂谷发生之前的夷平面被认为是白垩纪—古近纪的,风化壳一直持续发育到晚渐新世—早中新世^[29]。因此,盆地的翻转与不整合表明,古近纪与新近纪—第四纪的伸展作用是两次幕式事件,而不是一次事件的两个相。

除了古近纪和新近纪—第四纪之间地层的不整合外,鄂尔多斯周边地堑中的河套、银川和渭河地堑形成于古近纪和新近纪—第四纪时期,但是山西地堑却形成于新近纪—第四纪时期。这同样支持了两幕的模型。与华北的岩石圈扩张相关的日本海是一个洋壳已经停止扩张的弧后盆地,有两幕的打开:古近纪的平行张开和早中新世的扇形张开^[30],这也同样支持该两幕的模型。

3.2.2 沉积历史:两幕

连续地层的界限年龄系依据 Remane 等^[31],孔店组底部的资料和 E₃ 和 N₁ 间沉积间断依据 Allen 等^[32] 的研究结果,沙-4 段和沙-3 段之间的界限以及沙河街组和东营组据刘若新等^[33] 的资料。根据表 2,情况是:(1) 孔店组和沙河街组的

沙-4 段主要为形成于冲积的浅湖环境的含泥红色砂岩;(2) 沙河街组的沙-3 段、沙-2 段和沙-1 段主要是含砂的黑色泥岩,形成环境是含浊流(积)的由浅至深的湖泊和顶部的海相沉积;(3) 东营组是砂岩和泥岩的混合物,形成于河流冲刷的浅湖,向上到河流控制的人湖口;(4) 东营组以后出现盆地翻转事件,隆升和区域剥蚀,区域不整合形成于古近纪和新近纪—第四纪地层之间;(5) 中新世馆陶组 and 上新世明化镇组分别是含泥的红色砂岩和含砂的红色泥岩,形成于河流和湖泊环境;(6) 第四纪平原组主要是杂色的粘土和砂,形成于冲积和三角洲环境,黄海和渤海的海相沉积环境。自更新世以来经常有海浸,并且在晚更新世黄海和渤海最终形成^[33-34]。

盆地沉降历史可以根据沉积历史和沉积速率来推出(表 2)。表 3 给出了冀中凹陷内的廊坊—固安凹陷^[14]的一个详细的沉积速率,地层的年龄与表 2 中的有些差别,但是计算速率的时间间隔大体相当。

盆地沉降的历史有两幕。在古近纪,随着时间的推移,从孔店组到沙河街组沉积和沉降的速率逐渐增加,然后到东营组逐渐减小,并且可能由于微弱的收缩构造应力场,盆地发生突然反转。在沙-3 段沉积作用期间,为最大的沉降和最快的沉积时段,不仅仅出现在廊坊—固安凹陷,在整个大的似环状盆地亦出现,并且,它不仅导致含浊流岩的深湖水的非补偿沉积,而且导致湖相条件的一个不可思议的扩展,覆盖了 60%~80% 的凹陷区^[14,27,33]。孔店组和沙河街组的沙-4 段期间的沉降在盆地的西部是最大的,但是,位于盆地东部的渤海的最大沉降却发生在沙河街组的沙-3 段。新近纪—第四纪期间,沉积速率随着时间的变化历史与古近纪的相似(表 2),沉降速率从馆陶组(N₁)到明化镇组(N₂)是增加的,然后到平原组(Q)又是减少的。

表 2 华北大的似环状盆地简化的地层和沉积序列

Table 2 Simplified stratigraphic and sedimentary sequences for the large ring-like basin of North China

地层单元		厚度/m	年代 (Ma)	沉积	岩浆作用	沉积速率 (mm/a)	太行山
Q	平原组	200~350	1.75	杂色的粘土和砂	玄武质火山作用	0.11~0.20	缓慢隆升
N ₂	明化镇组	600~850		含砂红色泥岩		0.17~0.24	
N ₁	馆陶组	100~1000	含泥的红色砂岩	0.009~0.09		快速隆升	
E ₃	区域不整合		15.8	无沉积	无	剥蚀	
	东营组	450~1600	24.0	砂岩和泥岩		0.04~0.13	
E ₂	沙河街组		36.0	含砂的黑色泥岩	玄武质火山作用	0.16~0.26	缓慢隆升
	沙-1 段	200~400					
	沙-2 段	100~250					
	沙-3 段	800~1150					
	沙-4 段	350~950	43.0			快速隆升	
E ₁	孔店组	1100~1600	55.7	含泥的红色砂岩		0.11~0.20	

表 3 冀中盆地的廊坊—固安凹陷的地层学和沉积速率^[14]

Table 3 Stratigraphy and sedimentation rates of the Langfang-Gu'an Subbasin, Central Hebei

地层单元		时间间隔(Ma)	最大厚度(m)	沉积速率(mm/a)
Q	平原组	0~2	449	0.22
N ₂	明化镇组	2~6	1340	0.34
N ₁	馆陶组	6~14	469	0.05
		14~24	0	无沉积
E ₃	东营组	24~30	660	0.11
	沙-1	30~32.5	645	0.26
	沙-2	32.5~35	550	0.22
	上沙-3	35~36	782	0.78
	中沙-3	36~37	894	0.89
	下沙-3	37~38	2200	2.2
	上沙-4	38~40	1300	0.65
E ₂	下沙-4	40~42	1200	0.60
	孔店组	42~50	444	0.06

注:据 Li D-S et al.,1988, 引自参考文献[14],作为大的似环状盆地周边山岭的一个例子,太行山的升降历史^[16](表 2)也是两幕,并且与盆地的沉积和沉降是完全一致的。另外,采用纯剪切机制的数值模拟^[35-39]支持华北盆地为两幕事件的模型。

3.2.3 玄武质火山作用:两幕

除了盆地翻转期间 E₃ 和 N₁ 之间的喷发间隙外(表 2),在每个地层单元中都有玄武岩层。将 Ye D L, et al.^[37]和王人镜^[38]的数据按照 100%无水重新计算,获得了平均玄武岩组成的主要氧化物成分和参数(表 4)。

平均的玄武岩可看作接近于地幔橄榄岩部分熔融所产生的近原生岩浆,正如除了北京的一个样品之外,Mg 值为 0.67~0.76(表 4)。根据两个丰满的二辉橄榄岩的熔融实验^[39]和对中国东部大量的新生代玄武岩岩浆的热力学计算^[5],他们分别提出原生玄武岩岩浆形成的压力和温度能够根据 SiO₂ 和 MgO 的含量来估算。计算的华北地区新生代玄武岩岩浆形成的温度和压力见表 4。古近纪的玄武岩有拉斑玄武岩($\sigma < 3$)和碱性橄榄玄武岩($\sigma > 3$)^[5],平均 σ 为 3.63(表 4),新近纪—第四纪的玄武岩主要是碱性橄榄玄武岩($9 > \sigma > 3$)和碧玄岩($\sigma > 9$)^[5],平均 σ 为 5.08(表 4)。拉伸系数 β 等于岩石圈减薄前的厚度除以减薄后的岩石圈厚度^[12,24,26]。新生代玄武质岩浆来自于软流圈,因此,岩浆形成的压力和深度可能代表软流圈顶部的条件^[5,40]。故压力和深度(表 4)可以被认为是软流圈顶部的深度,或者减薄后岩石圈的厚度。利用均衡补偿原理,根据方程 $h/H = (\rho_L - \rho_A) / \rho_L$,华北地区古近纪和新近纪—第四纪的岩石圈被减薄的平均厚度分别是 83 km 和 58 km,其中 h 和 H 分别是隆升的数量和岩石圈被减薄的厚度, ρ_L 和 ρ_A 分别是岩石圈和软流圈的密度^[5,41]。因此,古近纪和新近纪—第四纪岩石圈减薄前的平均厚度分别为 133 km (83+50 km) 和 123 km (58+65 km),其中, E 的 50 km 和 N—Q 的 65 km 是减薄后的岩石圈厚度(表 4)。这样,就可以估算出 β 的值(表 4)。

根据 β 值可以看出:(1)古近纪期间,岩石圈的伸展和减薄要大于新近纪—第四纪期间的;(2)古近纪期间,在大的似环状盆地的主要部分(黄骅、济阳、苏北、北京),岩石圈的伸展和减薄要大于位于大的似环状盆地东北面的下辽河;(3)在下辽河,除了从 E₃⁴ 到 E₃³段之间,岩石圈的伸展和减薄大体是随着时间而增加的,这与表 2 和表 3 所示的沉积速率是一致的。

Allen 等^[14]根据 Jackson & White^[42]的半地堑系统的构造方法给出了除 1.8 (β) 的渤中区以外,1.2~1.4 的 β 值,这可能是一个上地壳伸展和减薄的参数。如果与上地壳伸展和减薄对应的 1.2~1.4 的 β 值与岩石圈伸展和减薄对应的 2~3 的 β 值相比较(表 4)可知,岩石圈的伸展的机制,并不是真正的纯剪切(纯剪切机制预示上地壳与整个岩石圈的 β 值应相等)。这种情况在自然界中可能有很重要的意义。

如果对 β 值(表 4)和沉积速率(表 2~3)(假设等于沉降速率)进行比较时,岩石圈的伸展和减薄是随时间增加的,而相反,沉积和沉降速率是降低的。这可能是由于地幔岩石圈的伸展和减薄要大于上地壳的伸展和减薄,因为,较少量的地壳减薄减少了裂谷的沉降,同时较大量的地幔岩石圈减薄也减少了沉降^[24,26]。因此,盆地翻转可能正是由于弱挤压应力场和地幔岩石圈减薄远远大于上地壳减薄两者共同作用的结果。Morgan & Baker^[43]指出,年轻裂谷作用时发育玄武质火山作用,成熟裂谷中发育硅质火山作用。古近纪时期,仅仅发育玄武岩的喷发,指示了此时是一个年轻的裂谷,同时也支持了后裂谷相未发生或发育不完整的模型。

但是,大的似环状盆地的东北边缘的第四纪长白山硅质碱性流纹岩的喷发表明新近纪—第四纪裂谷作用已进入成熟

表 4 华北新生代玄武岩的主要参数

Table 4 Major oxides of Cenozoic basalt in North China, recalculated as 100% anhydrous, from the data of Ye et al.^[37] and Wang^[38], and other parameters

区域	时间	SiO ₂	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Mg	σ	T/°C	P/GPa	h/km	β
华北	N-Q(154)	47.52	8.89	3.40	1.39	0.68	5.08	1300	2.0	65	1.89
	E(146)	49.74	7.70	3.49	1.46	0.69	3.63	1275	1.5	50	2.66
下辽河	Ed(10)	49.53	7.51	3.52	2.22	0.73	5.05	1250	1.5	50	2.66
	E ₂ ¹ (12)	50.31	7.36	4.31	2.36	0.68	6.09	1240	1.4	47	2.83
	E ₂ ³ (19)	48.77	8.61	3.20	1.66	0.74	4.09	1290	1.7	56	2.38
	E ₂ ⁴ (13)	47.01	9.17	2.84	1.31	0.76	4.29	1310	2.2	71	1.87
黄骅	Ng(13)	50.36	7.88	2.97	1.12	0.68	2.27	1280	1.4	47	2.62
	Ed(9)	49.31	8.30	3.26	1.17	0.69	3.11	1285	1.5	50	2.66
	E _s (15)	49.23	7.81	4.07	1.55	0.67	5.07	1275	1.5	50	2.66
	E _k (13)	49.94	8.13	4.28	1.41	0.68	4.66	1285	1.4	47	2.83
济阳	E(16)	51.11	5.97	3.29	1.09	0.71	2.36	1210	1.3	44	3.02
	E(30)	50.41	7.34	3.48	0.99	0.67	2.70	1240	1.4	47	2.83
苏北	E(9)	51.76	6.76	2.68	0.80	0.61	1.38	1225	1.2	41	3.24

期。现在华北没有火山喷发。这一大的似环状盆地和渤海仍然在沉降^[15,18-20]。现今 70 km 的岩石圈厚度(表 1)与新近纪—第四纪的 65 km 是相似的(表 4)。所有的这些事实和强震(表 1)可能都表明现今华北裂谷正处于活动裂谷的成熟期。

3.3 岩石圈伸展过程

3.3.1 古近纪幕

(1) 初始隆升

华北裂谷盆地的大的似环状几何学和延伸到周边山岭的类似三叉裂谷或放射性盆地展布,与下伏软流圈相呼应的大的穹状隆起的形态;在鄂尔多斯克拉通块体单元内,简单剪切的环鄂尔多斯地堑,与下伏软流圈相对应的形态,都指示整个华北地区存在一个初始穹状隆升的阶段。此时由于山西地堑系还没有形成,鄂尔多斯块体与太行山还没有分离。

(2) 盆地的形成和玄武岩喷发

对于华北裂谷盆地单元,盆地的形成和玄武岩的喷发大体是同时代的,但是对于鄂尔多斯克拉通块体单元来说,周边地堑的形成并不伴随玄武岩的喷发。初始的区域隆升、盆地的形成和玄武岩喷发的同时性、从 133 km 减薄到 50 km 的大规模的岩石圈的减薄和大的伸展因子 β 、大的沉积速率、断裂控制的沉降(表现为断陷型性质的盆地),都表明岩石圈的减薄和伸展是非常快速和巨大的。大的似环状盆地与下伏软流圈区域隆升的镜像对应,通常表明华北裂谷盆地单元的岩石圈是一种纯剪切的作用,并含有简单剪切组分,尽管对每个小盆地来说是简单剪切或者半地堑。而鄂尔多斯克拉通块体单元正如前面所讨论的是由简单剪切形成的。

非常快速的岩石圈减薄和软流圈物质的上涌,没有足够的时间加热岩石圈,并导致了沙-3 段到沙-1 段间的快速沉降(表 2~3),随后,当岩石圈和上地壳被逐渐加热,软流圈物质的持续上涌可能会削弱沉降。只有玄武质火山作用的发

育(无硅质火山岩喷发)及断裂控制的沉降,可能暗示,直到东营组都是同裂谷相和年轻的活动裂谷。

(3) 盆地翻转和玄武岩喷发停止

在东营组以后,可能由于弱的区域上的挤压力和软流圈上涌的停止,似乎突然发生了盆地翻转和玄武岩喷发停止,后裂谷相的热沉降没有得到发育或发育不完全。然后软流圈逐渐冷却,岩石圈增厚到约 123 km。

3.3.2 新近纪—第四纪幕

(1) 初始隆升

似乎与古近纪相似,不同点是可能在此时鄂尔多斯块体和太行山山脉被山西地堑分开。

(2) 盆地的形成和玄武岩的喷发

似乎仍然与古近纪相似,不同点如下:由于下地壳和岩石圈地幔的温度比较高,产生分布剪切,导致大的似环状盆地的整体沉降,表现为拗陷型性质的盆地。

岩石圈减薄和 β 值略微偏小,玄武岩喷发不仅在盆地内发育,在周边山岭也很发育,并向北西方向扩展到蒙古和贝加尔湖。

(3) 现今:成熟的活动裂谷

与古近纪的火山作用相比,在第四纪后期,除玄武岩喷发(如山西的大同)外,硅质碱性流纹岩和粗面岩以及熔结凝灰岩在长白山地区也很发育,表明此时已是成熟的裂谷,而不是古近纪仅仅发育玄武岩的年轻裂谷。目前在该区广泛发育活动的正断层和走滑断层以及强地震。现今的垂直变形观测^[21]表明大的似环状盆地和鄂尔多斯周边的地堑仍在沉降,周边山岭和大的似环状盆地中央的山岭以及鄂尔多斯块体在隆升。所有这些事实表明,目前华北是成熟的活动裂谷,而在古近纪裂谷作用时期并没有发展到此阶段。

4 讨论——岩石圈主动还是软流圈主动

4.1 GPS 观测结果和岩石圈运动

上面的讨论主要是深度维上的。笔者从平面维上简要讨论西部青藏高原的碰撞带和华北裂谷区之间可能的成生联系。

Tapponnier 等^[44]已经提出由于印度—亚洲碰撞,导致沿着区域走滑断层亚洲岩石圈向东构造挤出的模型和导致的南海张开。

GPS 观测说明,现今岩石圈运动速率从青藏高原到中国东部逐渐减慢^[45],可能暗示主动力源来自于印度对青藏高原的压入,因此,相对于软流圈来说,岩石圈运动主动。现今的中国大陆缺乏火山作用可能表明,软流圈运动相对岩石圈来说没有那么主动。

4.2 火山喷发期间的软流圈物质的向东流动

与现今相比,火山活动期华北东部的岩石圈向东移动的速率比西部的快,这可能说明软流圈向东的流动主动地拖曳着上覆的岩石圈移动、伸展和裂开,随之沿裂缝而上涌。

上面所提到的初期的隆升、随后裂谷盆地的形成和玄武岩喷发事件序列表明,这是主动的裂谷模型。鄂尔多斯周边地堑的岩石圈和地壳厚度以及宽度分别比华北大的似环状盆地小得多,这表明鄂尔多斯周边地堑的岩石圈的拉张速率要远远小于大的似环状盆地的拉张率。尽管青藏高原碰撞带在其东北角对鄂尔多斯块体施加了一个北东向的挤压,并在鄂尔多斯块体周边产生了一系列北北东向和北东东向的地堑(图 4),但是,华北东部大似环状盆地岩石圈的向东扩张要远远大于鄂尔多斯块体周边地堑,故认为软流圈向东的流动主动地拖曳着上覆的岩石圈在移动。

为理解向东的岩石圈运动和软流圈的向东流动,需要对比青藏高原和华北的火山活动事件(表 5)。可以认为,包括

玄武岩喷发在内的火山活动事件是软流圈活动的一个标志。而青藏高原的火山活动事件大体与华北的相当。

通过对照在无火山活动时期, Tapponnier 的挤出构造模型,邓晋福等^[46]和 Flower et al^[40]根据印度板块和欧亚板块的碰撞、中国东部的裂谷作用和俯冲带上面的边缘海的张开等提出了火山喷发期间地幔或软流圈向东挤出的模型。古近纪和新近纪—第四纪两幕期间,青藏高原与大陆碰撞相关的火山事件和华北与大陆裂谷作用相关的火山事件之间大体的同时性可能对该软流圈挤出模型是一个好的支持。

根据对比岛弧地壳组成, Kushiro^[46]提出,地幔物质以对流的方式从弧后一侧补充到地幔楔。如果火山弧大部分的地壳物质是完全由甚至富集橄榄岩的地幔楔所产生的岩浆形成的话,仍不足以产生日本 Houshu 岛弧北东缘火山区的地壳物质及其堆晶岩。因此,一个静态的地幔楔是不能满足地壳的不断增长的,将不得不考虑一个动态的地幔楔。在动态的地幔楔模型中,必需要有日本海一侧的富集地幔不断地以对流方式补充到岛弧下的地幔楔中来。最近, Liu 等^[47]和刘翠^[48]从数值模型论证了青藏的碰撞、软流圈物质的东流的模型是合理的。

因此,邓晋福的模型^[41], Flower 的模型^[41], Kushiro 的模型^[46], Liu 等^[47]和刘翠^[48]从不同的方面提供不同的证据表明,火山活动时期中国大陆和日本岛弧下面可能存在着软流圈物质的向东流动。图 5 概略表示华北地区岩石圈—软流圈系统的动力学模型。

笔者认为,火山活动期间,从西侧印度板块下插到青藏高原下面引起的软流圈物质的向东流动以及东侧与太平洋板块相关的拖曳诱发的软流圈物质的向东流动共同作用,是拖动上覆岩石圈运动,从而导致岩石圈伸展、减薄和裂谷作用,以及软流圈上涌、火山喷发等的一个主动的力源。软流圈东向的水平流动由于东部俯冲板块的限制阻挡,必然转变为强烈上涌,从而导致日本海的张开和在古近纪的纯剪切作用

表 5 青藏高原与华北火山事件的比较

Table 5 Comparison of volcanic events between the Qinghai-Tibet Plateau and North China

青藏地区与大陆碰撞相关的火山作用	华北及其邻近地区与大陆裂谷相关的火山作用
(I) 古新世时期的火山喷发	
林子宗火山作用 63~39 Ma 羌塘火山作用 39~27 Ma 南冈底斯二云母花岗岩 35~23 Ma	华北裂谷盆地及其火山作用 56~24 Ma 古近纪日本海的平行张开 大洋俯冲带的变陡 ≥ 30 Ma 日本东北火山弧 30~23 Ma
(II) 晚渐新世到早中新世: 火山作用停息	
地面的上隆、侵蚀以及夷平面的形成 (晚渐新世到早中新世 > 15 Ma)	华北地区盆地翻转、侵蚀、以及夷平面的形成 24~16 Ma 日本海的扇形张开 21~14 Ma
(III) 新近纪—第四纪的火山喷发	
冈底斯的火山作用 16~10 Ma 可可西里的火山作用 15~8 Ma 西昆仑的火山作用 4.6~0.2 Ma 西秦岭的火山作用 15~8 Ma	华北裂谷盆地和火山作用 16~0.04 Ma 大同玄武岩火山喷发 0.89~0.23 Ma 长白山硅质火山岩喷发 0.5~0.04 Ma 南西日本中新世到更新世弧火山喷发

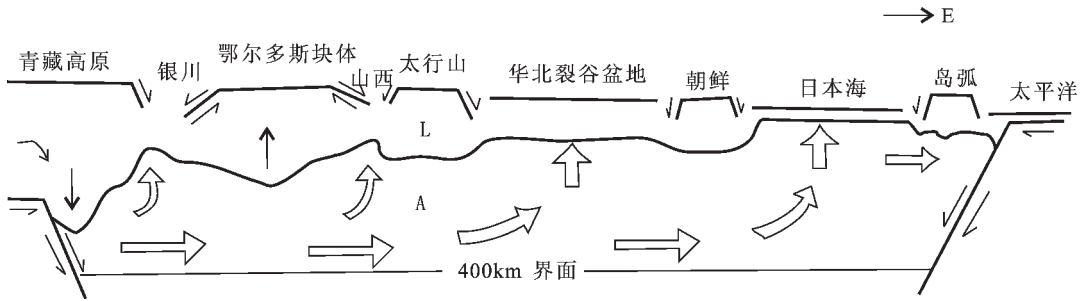


图 5 华北地区岩石圈—软流圈系统的动力学模型

Fig.5 Cartoon showing the dynamic model of the lithosphere—asthenosphere system for the North China region during Cenozoic volcanism

机制、新近纪—第四纪的分布剪切作用机制(两者均含简单剪切机制的组分)作用下,华北地区大似环状盆地形成。由于鄂尔多斯块体的隆升和西部青藏高原碰撞带挤压,在简单剪切作用下,鄂尔多斯块体下面软流圈物质的小规模的上涌,导致环鄂尔多斯断陷盆地带的形成。

4.3 软流圈水平流动的通道

综上所述,笔者认为青藏高原碰撞带到日本火山岛弧的通道可能是从碰撞带的东北缘六盘山经鄂尔多斯克拉通块体、华北盆地到达日本海和日本岛弧的。另一条通道由于扬子板块的阻挡,可能是从青藏高原东南缘经“三江”到达南海。第三条通道由于塔里木克拉通块体的阻挡,可能从帕米尔通过天山和贝加尔到鄂霍次克海^[8]。

参考文献(References):

- [1] 张文佑, 张抗, 赵永贵, 等. 华北断块区中、新生代地质构造特征及岩石圈动力学模拟[J]. 地质学报, 1983,57(1):33~41.
Zhang Wenyu, Zhang Kang, Zhao Yongui, et al. The Mesozoic and Cenozoic geotectonic characteristics and dynamica model of the lithosphere in north China faultblock region [J]. Acta Geologica Sinica, 1983,57(1):33~41(in Chinese with English abstract).
- [2] Deng J F, E M L, Lu F X. Cenozoic basalts in northeast China and their relation to continental rift tectonics. 27th IGC, Abst. 1984. IV,08-09: 289~290.
- [3] 国家地震局地质研究所. 现代地壳运动研究(1), 大陆裂谷与深部过程[M]. 北京: 地震出版社, 1985. 1~184.
Institute of Geology, State Seismological Bureau. Recent Crustal Movement (1), Continental Rift and Deep Process [M]. Beijing: Seismological Press, 1985. 1~184(in Chinese).
- [4] Liu G D. The Cenozoic rift system of the North China Plain and the deep internal process[J]. Tectonophys, 1987, 133:277~285.
- [5] 邓晋福. 大陆裂谷作用与深部过程[A]. 见: 池际尚主编. 新生代玄武岩和上地幔演化 [C]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1988.201~218.

- Deng Jinfu. Continental rifting magmatism and deep processes [A]. In: Chi Jishang (ed.). Cenozoic Basalt & Upper Mantle in East China [C]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1988.201~218 (in Chinese).
- [6] Menzies M A, Xu Y G. Geodynamics of the North China craton [A]. In: Flower (eds). Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia [C]. Washington DC: AGU Geodyn. Ser., 1998.V.27: 155~165.
- [7] Menzies M A, Fan W M, Zhang M. Palaeozoic and Cenozoic lithospheres and the loss of >120km of Archean lithosphere, Sino-Korean Craton, China[J]. London: GSL Sp. Pub. 1993, 76: 71~81.
- [8] 杨巍然, 孙继源, 纪克, 等. 大陆裂谷对比: 汾渭和贝加尔裂谷系 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1995. 127.
Yang Weiran, Sun Jiyuan, Ji Ke, et al., Comparison for Continental Rifts: Analysis of the Fenwei and Baikal Rift Systems[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1995.127(in Chinese).
- [9] Wang H Z, Mo X X. An outline of the tectonic evolution of China [J]. Episodes. 1995,18(1~2):6~16.
- [10] Flower M F J, Tamaki K, Hoany N. Mantle extrusion: A model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in east Asia and the West Pacific [A]. In: Flower et al (eds). Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia [C]. Washington D. C.: agu Geodyn. Ser., V. 27. 1998. 67~88.
- [11] Deng J F, Wu Z X, Xiao Q H, et al. Extension within North Chinese lithosphere in the Cenozoic: Mechanisms and processes. IGCP-430 Workshop Vietnam. Abstract. 2002, 19~20.
- [12] DePaolo DJ, Daley EE. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithosphere thinning during continental extension[J]. Chem. Geol. 2000, 169: 157~185.
- [13] Ma X Y, Wu D N. Cenozoic extensional tectonics in China[J]. Tectonophys, 1987, 133: 243~255.
- [14] Allen M B, MacDonald D I M, Zhao X, et al. Early Cenozoic two-phase extension and late Cenozoic thermal subsidence and inversion of the Bohai basin, northern China [J]. Marine & Petrol.

- Geol. 1997. 14(7): 951~972.
- [15] 丁国瑜主编. 中国岩石圈动力学概论 [M]. 北京: 地震出版社, 1991. 1~600.
Ding Guoyu (ed.). Lithospheric Dynamics of China: Explanatory Notes for the Atlas of Lithospheric Dynamics of China[M]. Beijing: Seismological Press, 1991. 1~600(in Chinese).
- [16] 徐杰, 高战武, 孙建宝, 等. 区域伸展体制下盆-山构造耦合关系的探讨[J]. 地质学报, 2001.75(2): 165~179.
Xu Jie, Guo Zhanwu, Sun Jianbao, et al. A preliminary study of the coupling relationship between basin and mountain in extensional environments [J]. Acta Geologica Sinica, 2001,75 (2): 165~179 (in Chinese with English abstract).
- [17] 国家地震局. 地学断面. 江苏响水至内蒙古满都拉地学断面说明书 [M]. 北京: 地震出版社, 1991.68 .
GGTMC, CSB (GGT Mapping Committee, China Seismological Bureau). Explanation of GGT from Xiangshui of Jiangsu Province to Mandala of Inner Mongolia [M]. Beijing: Seismological Press 1991.68 (in Chinese).
- [18] 国家地震局. 地学断面. 上海奉贤至内蒙古阿拉善左旗地学断面说明书[M]. 地震出版社, 1992a. 66 .
GGTMC, CSB. Explanation of GGT from Fengxian of Shanghai to Alashanzuoqi of Inner Mongolia [M]. Beijing: Seismological Press, 1992a. 66 (in Chinese).
- [19] 国家地震局. 地学断面. 湖北随州至内蒙古喀喇沁旗地学断面说明书[M]. 北京: 地震出版社, 1992b. 57.
GGTMC, CSB. Explanation of GGT from Suizhou of Hubei Province to Kalaxinqi of Inner Mongolia [M]. Beijing: Seismological Press, 1992b. 57(in Chinese).
- [20] 国家地震局. 地学断面. 内蒙古东乌珠穆沁旗至辽宁东沟地学断面说明书[M]. 北京: 地震出版社. 1992c.59.
GGTMC, CSB. Explanation of GGT from Dongwuzhumoxinqi of Inner Mongolia to Donggou of Liaoning Province[M]. Beijing: Seismological Press. 1992c. 59 (in Chinese).
- [21] Zhou X H, Zhu B Q. Chemical zoning of the subcontinental mantle beneath eastern China[J]. Sci. Geol. Sinica, 1992,1(2):291~300.
- [22] Deng J F, Zhao H L. The thermal structure of the upper mantle in eastern China inferred from the petrologic model [J]. Acta Geologica Sinica, 1991,4(2): 195~201.
- [23] 国家地震局. 鄂尔多斯活动断裂系[M]. 北京: 地震出版社. 1988. 335.
CSB(China Seismological Bureau), Active fault system surrounding Erdos[M]. Beijing: Seismological Press, 1988.335(in Chinese).
- [24] McKenzie D P. Some remarks on the development of sedimentary basins[J]. EPSL. 1978,40: 25~32.
- [25] Jarvis G T, McKenzie D.P. Sedimentary basin formation with finite extension rates[J]. EPSL, 1980, 48:42~52.
- [26] Allen P A, Allen J R. Basin analysis—principles and applications [M]. London: British Petroleum Company Inc. 1990.52~63.
- [27] 河北地矿局. 河北省、北京和天津区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1989.741.
BGMRHP(Bureau of Geol. & Miner. Res., Hebei Prov.).Regional Geology of Hebei Province, Beijing Municipality and Tianjing Municipality [M]. Beijing: Geological Publishing House ,1989.741 (in Chinese with English abstract).
- [28] Saltykowsky A & Genshaft I. The mantle and Volcanism of the southeast Mongolia[M]. Moscow: Sci. Press, 1984. 201(in Russian).
- [29] Grachev A F. Earth's Rift Zone [M]. Leningrad: Interior Press 1982. (translation to Chinese). Beijing: Seismological Press, 1977.167.
- [30] Tatsumi Y, et al. Mechanism of backarc opening in the Japan Sea: role of asthenosphere injection [J]. Tectonophys, 1991.187 (1~3): 299~306.
- [31] Remane J, et al. International Stratigraphic Chart. Courtesy of the division of Earth Science UNESCO. 2000.
- [32] 刘若新. 中国新生代火山岩年代学和地球化学[M]. 北京: 地震出版社, 1992.427.
Liu Ruoxin. Chronology and Geochemistry of Cenozoic Volcanic Rocks of China [M]. Beijing: Seismological Press, 1992. 427 (in Chinese).
- [33] 秦蕴珊. 渤海地质[M]. 北京: 科学出版社, 1985. 232.
Qin Yunshan. Geology of the Bohai Sea [M]. Beijing: Science. Press, 1985. 232(in Chinese).
- [34] 秦蕴珊主编. 黄海地质[M]. 北京: 海洋出版社, 1989.89.
Qin Yunshan (eds.). Geology of the Yellow Sea [M]. Beijing: Ocean Press, 1989. 289(in Chinese).
- [35] 刘翠. 华北地区构造岩浆活动的数值模拟. 中国地质大学(北京)博士学位论文[D]. 2004.1~105.
Liu Cui. Simulation to the structure and magmatic activity of north China [D]. Beijing: China University of Geosciences. 2004 (in Chinese).
- [36] 刘翠, 邓晋福, 张贵宾, 等. 华北盆地新生代裂陷机制的数值模拟 [J]. 现代地质. 2004.18(1),96~102.
Liu Cui, Deng Jinfu, Zhang Guibin, et al. Simulation to the mechanism and process of the formation of Cenozoic north China rift basins[J]. Geoscience, 2004, 18(1): 96~102.
- [37] Ye D L, Lu F X, Zhu Q W, et al. Study on Eogene basalts: Implication of the deep process over the Bohaiwan basin evolution [J]. J. China Univ. Geosci. 1997.8(1):78~82.
- [38] 王人镜. 中国东部新生代玄武岩岩石化学[A]. 见: 池际尚主编. 中国东部新生代玄武岩和上地幔研究[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1988. 33~48.
Wang Renjing. Cenozoic basalt petrochemistry of eastern China [A]. In: Chi Jishang (ed). Cenozoic basalt & upper mantle in East China [C]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1988,33~48(in Chinese).
- [39] Hirose K & Kushiro I. Partial melting of dry peridotites at high pressure: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond [J]. EPSL, 1993,14: 477~489.
- [40] Deng J F, Zhao H L, Luo Z H, et al. Mantle plumes and

- lithosphere motion in East Asia [A]. In: Flower et al (eds.). Mantle Dynamic and Plate Interactions in East Asia [C]. Geodynamics 27, 1998. AGU. 59~65.
- [41] 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学, 等. 中国大陆根-柱构造[M]. 北京:地质出版社. 1996.1~110.
- Deng Jinfu, Zhao Hailing, Mo Xuanxue, et al. Continental Roots - Plume tectonics of China - Key to the Continental Dynamics[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1996. 1~110(in Chinese with English abstract).
- [42] Jackson J A, White N J. Normal faulting in the upper continental crust: observations from regions of active extension [J]. Journal of Structural Geology, 1989, 11(1-2):15~36.
- [43] Morgan P & Baker B.H. Introduction-processes of continental rifting[J]. Tectonophysics, 1983,94:1~10.
- [44] Tapponnier P, Peltzer G, Armijo R. On the mechanics of the collision between India and Asia[A]. In: Coward M P & Ries A C (eds). Collision Tectonics, G.S.Spec [C]. Pub.,19, London. 1986. 115~157.
- [45] 马宗晋, 陈鑫连, 叶叔华, 等. 中国大陆区现今的地壳运动的 GPS 研究[J]. 科学通报,2001, 46(13): 1 118~1 120.
- Ma Zongjin, Cheng Xinhua, Ye Suhua, et al., Study on the GPS of the recent crustal movement in the Chinese continent [J]. Chinese Sci. Bull., 2001, 46(13),1118~1120(in Chinese).
- [46] Kushiro I, 1990. Partial melting of mantle wedge and evolution of island arc crust[J]. JGR,95(B10),15: 929~939.
- [47] Liu M, Cui X, Liu F. Cenozoic rifting and volcanism in eastern China:A mantle dynamic like to the Indo-Asian collision? [J]. Tectonophysics, 2004, 393:29~42.
- [48] Deng J F, Mo X-X, Flower M F J, et al. India-Asia collision-related mantle flow: A model of the interaction between the lithosphere and asthenosphere.. IGCP-430 Continental Dynamics Workshop. 2004. May 23-31. Kunming China. Abst.12~13.

Cenozoic lithospheric extension and thinning of North China: Mechanism and process

DENG Jin-fu¹, XIAO Qing-hui¹, QIU Rui-zhao², LIU Cui¹, ZHAO Guo-chun¹,
YU Bing-song¹, ZHOU Su¹, ZHONG Chang-ting¹, WU Zong-xu¹

(1. Key Laboratory of Lithospheric Tectonics, Deep-level Process and Exploration of the Ministry of Education, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2. Development and Research Center, China Geological Survey, Beijing 100037, China)

Abstract: Two lithospheric-scale tectonic units may be distinguished in North China: the circular North China rift and its surrounding mountain ranges in the east and the Ordos cratonic block and its surrounding elongated down-faulted basins in the west. The former consists of the main quasi-circular basins and surrounding ranges, as well as the mountain ranges in Jiangsu and Shandong in the central part of the large quasi-circular basin. The North China rift basins formed mainly by pure shearing and distributed shearing (both of which contain simple shear components) deformation mechanisms during the Paleogene and Neogene-Quaternary respectively. They originated by the combined action of the uplift of the Ordos cratonic block and NE-directed compression on the Liupan Mountains at the southern margin of Ordos from the Qinghai-Tibet Plateau collision zone. In the Cenozoic, during the rapid extensive lithospheric thinning, the rate of the E-directed extension in the eastern North China region was much higher than that in the Ordos block in the west, which implies that the eastward flow of the asthenospheric material may have actively dragged the overlying lithosphere eastward. There might be three passageways to allow the eastward flow of the asthenospheric material below the Qinghai-Tibet collision zone: (a) from the southern part of the plateau through Songpan-Garzê and Sanjiang (which refers to the Lancang, Nujiang and Jinsha rivers flowing in eastern Tibet, southwestern Sichuan and western Yunnan) to the South China Sea, (b) from the northern part of the plateau through the Liupan Mountains, peripheries of Ordos and Northeast China plain to the Sea of Japan, and (c) from Pamir through the Tianshan Mountains, western Mongolia and Baikal to the Okhotsk Sea.

Key words: North China; lithospheric extension and thinning; asthenospheric lateral flow and upwelling, mechanism and process

About the first author: DENG Jinfu, male, born in 1935, professor and director of doctor students, majors in petrology.