科 学 通 报
第 39 卷 第 6 期 CHINESE SCIENCE BULLETIN 1994 年 3 月

造山带的伸展构造与软流圈隆起
—— 以兴蒙造山带为例 *

邵济安 **
(中国科学院地质研究所岩石圈构造演化开放研究实验室，北京 100029)

臧绍先
(北京大学地球物理系，北京 100871)

牟保磊
(北京大学地质系，北京 100871)

李晓波
(中国地质矿产信息院，北京 100037)

王 冰
(中国石油天然气国际公司，北京 100083)

关键词 兴蒙造山带、软流圈隆起、伸展构造

本文选择了兴蒙造山带为例，探讨软流圈隆起与大陆岩石圈构造演变间的关系．兴蒙造山带展布范围大体相当于内蒙—大兴安岭褶皱系[1]的范围(图 1)．它是在华北板块与西伯利亚板块对接基础上形成的．早古生代末(S_3-D_1)是该区最主要的一次碰撞造山事件，以早古生代地层($\in$-S_2)普遍的变质和变形作用以及发育的深成岩和磨拉石建造为标志．中古生代(D_{2-3})大陆岩石圈发生暂短的裂解，形成陆间洋盆．法门阶底部不整合标志古亚洲洋最后封闭与造山，造山作用相对比较弱，没有广泛分布的磨拉石建造，上志留 - 下泥盆统的地层组成宽缓对称的褶皱，岩层基本不变质或弱变质．中石炭 - 早二叠世全区广泛处于陆表海环境，二叠纪陆内裂谷阶段，形成双峰式火山岩[2]和晚古生代末的碱性花岗岩带[3]，晚二叠世 - 三叠纪全区普遍隆起、剥蚀和夷平作用，至此陆壳完成了全部造山过程．当经历了一个暂短的、相对稳定的阶段之后，在侏罗 - 白垩纪本区进入造山期后的演化阶段，出现了由裂陷构造控制的煤盆地(J_1)和含油气盆地(K_1)以及由火山岩(J_3)、深成岩(K_1)组成的隆起带．新生代广泛发育了含慢源包体的玄武岩．纵观上述各阶段的地壳活动可以看出自晚古生代以来伸展构造是该造山带重要的一种构造型式．下文将由新及老逐一展示该造山带不同阶段的伸展构造特征．

1 现今地球物理场特征

图 1 左上角表示横穿兴蒙造山带的电性及地震波速结构模型，在大地电磁测深剖面上给出地震折射波和转换波测深结果．剖面南起华北板块内克拉通地块北缘的赤峰市，北至西伯利亚板块南缘南蒙微大陆的东乌珠穆沁旗，跨越了由西拉木伦河两侧的早古生代褶皱带和贺

1993-07-13 收稿，1993-10-22 收修改稿．
* 国家自然科学基金资助项目．
** 永久地址：北京大学综合技术研究所，北京 100871．

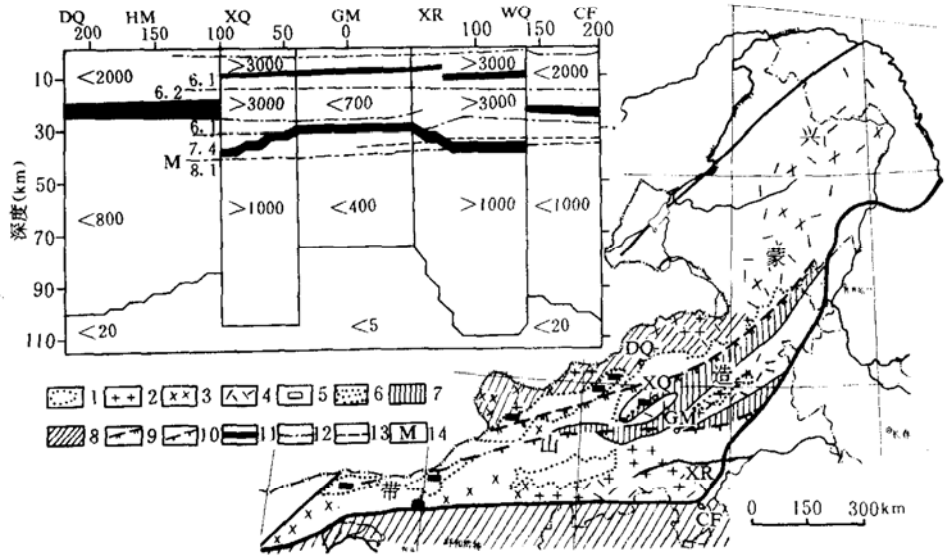


图 1 兴蒙造山带地质简图和电性及地震波速结构模型

1. 早白垩世含油气盆地，2. 晚中生代花岗岩，3. 晚古生代花岗岩，4. 晚侏罗世火山岩，5. 早侏罗世煤盆地，6. 晚二叠世泻湖盆地，7. 早二叠世双峰式火山岩，8. 陆台区或微大陆，9. 中古生代缝合带，10. 早古生代末缝合带，11. 大地电磁测量的高导层(<10Ωm)，数字代表电阻率，单位欧姆米，12. 折射波地震速度间断面(该面上下数字代表波速，单位 km/s)，13. 转换波地震速度间断面，14. 莫霍面，左上角图中竖线代表电性结构分区界限. DQ 东乌珠穆沁旗，HM 贺根山，XQ 西乌珠穆沁旗，GM 大兴安岭，XR 西拉木伦河，WQ 翁牛特旗，CF 赤峰

根山中古生代褶皱组成的兴蒙造山带. 前述三种方法测量的剖面基本一致，仅在长度和方向上略有偏差(在巴林右旗附近折射波测量剖面与电磁测深剖面有 20° 交角)，图 1 中用断线表示的转换波与折射波测量结果基本相同，前者 M 面深度浅于后者 2—3km，可能与 0 剖面不同有关. 图 1 中还显示：(1)据电性结构反演的深部分层特征在水平方向上可以西乌珠穆沁旗以北的罕乌拉断裂和过翁牛特旗的断裂带为界，分为三个区，中区又再进一步分为三小区. 以西拉木伦河断裂为界，以南地壳波速结构分为三层，以北分四层(即中地壳分为两层)，且中地壳的下层几乎是一低速层. (2)地壳厚度变化不大，不存在所谓山根. (3)地幔高导层在各分区明显不同，如果把地幔高导层(<20Ωm)看作软流圈，那么大兴安岭下部 40—70km 的地幔内存在宽 90km 的低阻区，电阻率 <400Ωm(而相邻两侧电阻率均 >1000Ωm)，它代表了一个软流圈的上涌体，其物理意义还不十分清楚，一种可能是地幔中在高压超熔点状态下的非熔融体一旦处于相对开放的减压系统中，便形成半熔融状态的热塑性物质，导电性增强. 上述兴蒙造山带岩石圈结构是基于地震折射波、转换波和电磁测深资料确定的. 虽没有大陆反射地震剖面资料，但采用同一种方法绘出不同构造带岩石圈结构的差异，其结果还是有价值的. 通常认为，现今地球物理场所反映的是现今岩石圈结构. 但它是地质历史时期长期作用的综合结果，不可避免地会具有继承性的特征，对于地质历史时期中发生的构造热事件所遗留的形迹在岩石圈中究竟能保持多久是有争议的，曾有人推算数十公里大小的软流圈上涌可以使其差异特征保存 300—400Ma[4]. 本文将依据不同阶段的地质资料，由新到老追溯那些可能反映与软流圈上隆有关的地质信息，力图反演中生代乃至古生代岩石圈的结构特征.

2　早白垩世含油气的断陷盆地

内蒙古下白垩统巴彦花群是一个重要的含油气层位，它们分布在隆起带两侧一系列狭长的(宽长比为 1/10—1/14)箕状断陷盆地中，形成了兴蒙造山带三隆两坳的盆岭构造格局．盆地规模虽有限，但它们是典型的热盆，不仅沿盆缘断裂有同期的岩浆底辟侵位和火山活动，巴彦花群地层中已发现两个玄武安山岩熔岩台地，面积分别为 120km^2 和 4.5km^2，盆地中原油热演化程度与热变质作用密切相关．直至现今盆地热流值相对也比较高，凹陷地温梯度高达 4—6.6°C/100m[1)]．地热活动不仅有利于烃源岩的热成熟，而且也暗示了晚中生代地壳拉张活动的背景，通过盆地内部同沉积断块掀斜构造的研究，计算出的地壳拉伸率达 30 %±．

3　晚侏罗世 - 早白垩世的岩浆活动

大兴安岭主体是晚中生代的岩浆岩．从时空演化上看它们显示了受构造控制的规律．从空间分布看，控制火山岩的断陷盆地与控制花岗岩的隆起带都与前期重要构造界线重叠，从近东西向转向北东 40—50°，断陷盆地中火山岩厚达 10000m．从时间看，160—145Ma(J_3)是火山活动高潮，140—120Ma(K_1) 是深成岩侵位高潮．从岩浆岩地球化学特征看[5, 6](表 1)，基性火山岩来自地幔，中酸性火山岩来源于下地壳，早期第 I 类花岗岩来自地幔，晚期第 II 类花岗岩属壳幔混熔类型．多数岩浆物质来自于富集型地幔．两次岩浆活动间隔 20Ma，总的来看岩浆活动的温度、压力都有递减的趋势，从开放体系向封闭体系转化．最后阶段由于挥发分集中，碱性特别钠质含量较高的酸性岩浆在局部地区可以再次喷发，形成环状火山机构．通过晚中生代构造热事件，特别是稳定同位素所提供的信息看，更多地表现了幔源岩浆活动的特征．结合前述的含油气盆地构造特征可以推测，二者组合的盆岭伸展构造格局很可能与晚中生代兴蒙造山带下部存在的软流圈隆起有关，这一伸展构造展布范围恰与现今深部软流圈隆起部位相吻合，暗示这一隆起自晚中生代以来就存在了．

4　早侏罗世煤盆地

在内蒙古海拉尔、西乌珠穆沁旗 — 银根以及固阳—包头石拐子一带分布了三个早侏罗世的聚煤带，它们均受到同沉积的断陷盆地控制，据东北煤研所资料海拉尔煤田煤变质程度明显与断层活动有关，与这些带平行的另外三条聚煤带还近乎等间距地分布在蒙古境内[7]．

5　二叠纪的陆内裂谷

图 1 中还表示了由早二叠世海相双峰式火山岩以及晚二叠世湖沼相沉积构成的陆内裂谷环境．玄武岩 Na_2O/K_2O 为 3—4，$Al_2O_3/TiO_2<30$，La/Y 为 4—6，δ_{Eu}无明显亏损，$^{87}Sr/^{86}Sr$为 0.7042—0.705，火山岩源岩来自富集型地幔，稀土元素分馏特征表明它们属大陆拉斑玄武岩[2]，从早期富钾型向晚期富钠型火山岩演变，最后形成钠长斑岩，幔源碱交代活动明显，火山岩以含 Pb, Sn 为特点，局部发现游离的矽铁球．上述火山岩特征均难以后期幔源岩浆交代改造来解释．综上所述自晚古生代以来，晚白垩世以前，兴蒙造山带遭受了多期反复的拉伸活动，不

1) 中国石油天然气总公司，二连盆地石油地质特征及油气聚集规律，1988.

表1 火成岩元素地球化学特征

	岩石类型	产状	矿物特征		主要元素含量(%)			
			暗色矿物	长石	SiO_2	Al_2O_3	K_2O+Na_2O	Na_2O/K_2O
火山岩	杏仁状玄武安山岩，流纹岩、英安岩、熔岩、凝灰岩	受断裂控制的环状火山机构	单斜辉石相对富Mg	斜长石An集中在两个区间An2—10及An44—65	60—75.5	11.6—15.8	6.17—10.73	0.85—1.02
I类花岗岩	二长花岗岩，花岗闪长岩，石英二长岩	环状复式岩体	角闪石少、黑云母多且富Mg	正长石(An20—30)有序度低(δ=0.09—0.33)	62.8—67.3	15.5—17.3	7—8.9	$Na_2O>K_2O$
II类花岗岩	钾长花岗岩，碱长花岗岩	岩株或岩基及岩基分枝	少量黑云母	条纹长石(An2.9—11.2)有序度高(δ=0.45—0.57)	74—77.1	11.8—12.8	8.1—9.2	1.0—1.5

	稀土元素含量(ppm)			稳定同位素含量			成岩条件		成矿系列
	∑REE	LREE/HREE	δEu	δ^{34}_S(COT)	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Pb同位素	温度(°C)	压力($\times10^8$Pa)	
火山岩	159—194	1.93—7.06	0.88—1.1		0.705—0.708		700—1000	(1—1.9)	Sn多金属
I类花岗岩	115—130	8.3	0.81	−2‰—−4‰变化小	0.7046—0.7065变化小	206/204 18.2—1863 207/20 415.4—15.5 208/20 437.9—38.1	750—850	0.5—3.5	Pb、Zn白音诺尔，好布浩
II类花岗岩	>200	7	<0.15	+1‰—0	0.7016—0.7046—0.709变化大		550—620	1—1.3	Sn多金属黄岗梁，平顶林子

排除间隔期间甚至同时存在的挤压作用.

从岩石圈动力学角度来看,挤压作用和伸展作用对山脉的形成同样是重要的. Howell 划分了山脉形成的四种机制八种类型,其中四种类型都与伸展作用有关[8]. 在世界主要造山带中都存在造山作用后期——特别是碰撞后的隆升、剥蚀阶段的伸展作用,有人称之为"伸展垮塌作用",并认为这是发生在大陆岩石圈内部的构造过程,建立在大洋动力学基础上的经典板块理论不能解释这一过程的许多现象[9]. 目前人们把这与大陆岩石圈之下的软流层或者岩石圈中软层的关系联系起来,认为这是解释问题的关键,也是当前大陆动力学研究的重要问题[10]. Sacks 在研究阿巴拉契亚南部造山带时曾提出一种模式[11],认为在碰撞造山过程中通过拆沉作用(delamination)——即在岩石圈聚合过程中上地幔(或加下地壳)部分从下冲的岩石圈板块中分离出来并下沉到地幔中,因此引起下冲板块岩石圈减薄,同时软流层上涌. 继续的会聚作用使减薄的地壳缩短,并通过逆冲作用将某些垮塌的地壳块体又重新回到先前的大陆边缘上去,最终造成两大板块聚合带的地壳厚度变化不大,而岩石圈总厚度仍然是减薄的. 本文列举的兴蒙造山带或许也可以借助这种模式,泥盆纪短暂扩张的陆间小洋盆以及洋壳的某些特殊组分都暗示了下部软流圈隆起的存在[12]. 推测这些隆起在早古生代末的板块会聚过程中就已存在,也可能正是由于软流圈隆起的存在,泥盆纪小洋盆闭合不是通过显著的俯冲消减方式,而是通过沉积和火山物质的堆叠而结束[12],这里不存在与强碰撞相关的剧烈造山过程,地壳没有迅速的加厚. 相反,在造山作用后期(P)和造山期后(J_1, J_3, K_1)伸展作用都进一步参与了兴蒙造山带的活动. 软流圈上涌体带来的巨大热能和幔源物质不断渗透和改造了上部地壳,形成了丰富的多金属矿床和能源矿床. 由于兴蒙造山带下部的热边界层在地幔对流作用下不断剥离,不断减薄,岩石圈厚度要比相邻地台或微大陆要薄,直至新生代,这里仍然是含幔源包体的玄武岩上涌的重要通道.

致谢　感谢钟大赉教授对本文的审阅.

参　考　文　献

[1] 任纪舜、姜春发等,中国大地构造及其演化,科学出版社,1981, 45—46.
[2] 邵济安,中朝板块北缘中段地壳演化,北京大学出版社,1991, 108—115.
[3] 洪大卫、王式洸、黄怀曾,中国北方花岗岩及其成矿作用论文集,地质出版社,1991,40—48.
[4] 赵永贵、钟大赉等,中国科学院地质研究所岩石圈开放实验室年报(1989—1990),中国科学技术出版社,1991,42—46.
[5] 闫国翰、王关玉、牟保磊等,中国北方花岗岩及其成矿作用论文集,地质出版社,1991,153—162.
[6] 赵国龙、杨桂林等,大兴安岭中南部中生代火山岩,北京科学技术出版社,1989,172—181.
[7] 邵济安、唐克东,中国大陆构造文集,中国地质大学出版社,1993,43—49.
[8] Howell, D. G., *Tectonics of Suspect Terranes: Mountain Building and Continental Growth*, Chapman & Hall, 1989, 232.
[9] Dewey, J. F., *Tectonics*, 1988, **7**:1123—1139.
[10] The Workshop on Future Research Directions in Continental Dynamics, A National program for research in continental dynamics, 1993, CD/2020, IRIS Consortium, 72.
[11] Sacks, R. E., *Geology*, 1990, **18**:999—1002.
[12] Shao Ji'an, *IGCP Project* 283: *Geodynamic Evolution of Paleoasian Ocean*, 1993, **4**:125—127.