

# 大陆岩石圈的热-流变底边界 ——以 Kaapvaal、Fennoscandia 和 Slave 克拉通为例<sup>\*</sup>

魏荣强<sup>†</sup>, 李午阳

(中国科学院大学地球科学学院 中国科学院计算地球动力学重点实验室, 北京 100049)

(2014 年 3 月 21 日收稿; 2014 年 4 月 14 日收修改稿)

Wei R Q, Li W Y. Thermal-rheological bottom boundary of continental lithosphere: case studies on cratons of Kaapvaal, Fennoscandia, and Slave[J]. Journal of University of Chinese Academy of Sciences, 2015, 32(1): 74-81.

**摘 要** 板块构造理论的一个基本假设是相对刚性的岩石圈板块漂浮在相对软弱的软流圈之上作欧拉运动. 岩石圈与软流圈间存在边界面称为岩石圈-软流圈边界(LAB). 提出一种半解析方法来确定大陆 LAB; 定义其为有效黏度取极小值所在的深度. 该方法得到的 LAB, 综合考虑了大陆岩石圈地幔介质的热学和流变学性质, 故称其为热-流变底部边界. 对 3 个著名克拉通(Kaapvaal, Fennoscandia 和 Slave) 的研究表明: 3 个克拉通的热-流变底部边界在 ~250 km, 与大地电磁测深等其他地球物理方法得到的结果一致. 因为热-流变底部边界是从力学的角度来定义的, 且提供了岩石圈板块浮于软流圈上运动的极大可能性, 因而与板块构造理论的定义更为接近. 在该边界及附近, 主导的流变机制是湿橄榄石的扩散蠕变, 有效黏度极小, 差应力小, 应变率相对较大.

**关键词** 板块构造理论; 岩石圈-软流圈边界; 大陆岩石圈; 克拉通; 热-流变底部边界

**中图分类号:** R541 **文献标志码:** A **doi:** 10. 7523/j. issn. 2095-6134. 2015. 01. 013

## Thermal-rheological bottom boundary of continental lithosphere: case studies on cratons of Kaapvaal, Fennoscandia, and Slave

WEI Rongqiang, LI Wuyang

(Key Laboratory of Computational Geodynamics of Chinese Academy of Sciences,

School of the Earth Science, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

**Abstract** A fundamental premise of the plate tectonics is that a relatively rigid lithosphere moves over a weaker asthenosphere. However, the nature of the lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) remains poorly understood, especially that beneath the continental lithosphere. At the present there are several definitions for the LAB based on different measurements. By defining the LAB as the depth where the effective viscosity has a weak minimum, a semi-analytical method to determine this bottom boundary is presented. This boundary is called thermal-rheological bottom boundary because it combines the thermal and rheological properties of the lithospheric mantle.

<sup>\*</sup> 国家自然科学基金(41074064, 40604006)资助

<sup>†</sup> 通信作者, E-mail: wrq1973@ucas.ac.cn

Studies on the three famous cratons (Kaapvaal, Fennoscandia, Slave) show that the thermal-rheological LAB is at the depth of  $\sim 250$  km, which is consistent with the results based on other geophysical methods (for example, magnetotelluric method). The thermal-rheological LAB is closer to the LAB in the plate tectonics, because it provides the possibility for the mechanical plates moving over the asthenosphere. At the thermal-rheological LAB and in its adjacent area, the deformation mechanism is predominant by diffuse creep, and the differential stress level is low while the strain rate is high.

**Key words** plate tectonics; lithosphere-asthenosphere boundary; continental lithosphere; craton; thermal-rheological bottom boundary

岩石圈-软流圈边界(LAB)既是板块构造理论的重要组成单元之一,也是一种在板块形成、运动与演化和板块构造,以及地幔对流的研究中必需的约束条件.在海洋岩石圈下,LAB 的展布较为清楚,一种明显的标识是分布在海洋岩石圈地幔中的地震波速低速带.不少学者利用地震学方法,对海洋板块的 LAB 进行研究<sup>[1-5]</sup>,结果如图 1 所示.虽然数据有些分散,但可以看出,海洋岩石圈板块的 LAB 深度分布在 30 ~ 150 km 间,与海洋板块的年龄有关.

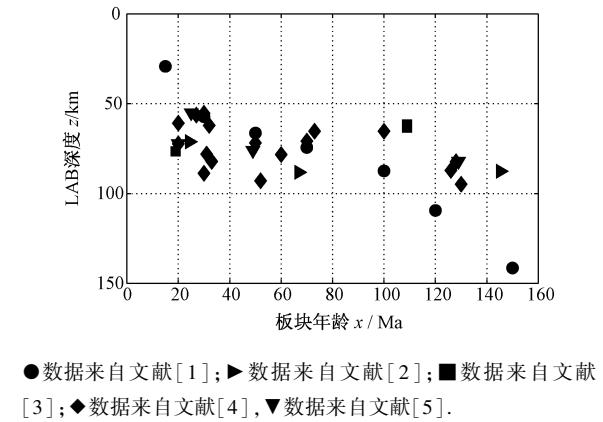


图 1 地震学方法得到的海洋岩石圈-软流圈边界(LAB)深度随板块年龄的变化

Fig. 1 Seismic depths of the oceanic lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) vs. the age of the oceanic plate

然而在大陆岩石圈下,LAB 的影像却显得很模糊,没有类似海洋板块那样相对明晰的结果.目前,根据不同的观测量和方法,大陆岩石圈下的 LAB 有不同的定义,主要有以下几类:一是地热学的定义,这是一类比较经典的定义. LAB 为地温(随深度)分布曲线与地幔岩绝热线的交点<sup>[6-7]</sup>,或为地温达到某一固定温度(比如,  $1\,315\text{ }^{\circ}\text{C}$ <sup>[8]</sup>,  $1\,300\text{ }^{\circ}\text{C}$ <sup>[9-10]</sup>)的深度.地热学上的 LAB 相当于导热机制从热传导到热对流的分界

点.二是地震学的定义.不同研究者利用不同方法,提出多种地震学的 LAB.传统认为是 LAB 对应于岩石圈地幔中的 S 波低速带,但有作者认为 LAB 为向下的地震各向异性消失的区域<sup>[11]</sup>,或为地震各向异性方向发生变化的层位<sup>[12]</sup>,Fischer 等<sup>[13]</sup>对这方面作了很好的综述.三是流变学的定义. Eaton 等<sup>[14]</sup>提出 LAB 在岩石圈地幔应变率增大所在的深度,而有研究者认为是流变强度在  $\sim 1\text{ MPa}$ <sup>[15]</sup>,或黏度在  $10^{18} \sim 10^{19}\text{ Pas}$  的深度<sup>[15-16]</sup>.四是从大地电磁测深的角度,认为 LAB 对应于岩石圈地幔中的高导(低阻)层<sup>[17]</sup>.此外,还有研究者从地球化学、力学观测量,甚至水含量方面提出了不同的 LAB<sup>[18-20]</sup>.

利用上述方法得到的大陆克拉通的 LAB 一般在  $200 \sim 300\text{ km}$ ,甚至超过  $300\text{ km}$ <sup>[21]</sup>.然而,从上述定义得到的大陆岩石圈 LAB 深度却不尽一致,相互间的差距可达数十公里,尤其是对于大陆克拉通岩石圈.这更增加了大陆岩石圈 LAB 的神秘感.对此的一种解释是不同的方法基于不同的假设,具有不同的局限性,而且各种方法间的确切关系或目前还不为人所知,或者根本就存在争议<sup>[14]</sup>. Artemieva<sup>[10]</sup>和 Artemieva 等<sup>[22]</sup>则认为,大陆岩石圈下的 LAB 经历过复杂的后期改造,是一个具有起伏的界面,不同的方法测量到的是其不同的层位或部分.

本文综合考虑大陆岩石圈地幔介质的热学和流变学性质,提出一种半解析的确定大陆岩石圈底部边界的方法.以 Kaapvaal, Fennoscandia 和 Slave 3 个著名克拉通为研究对象.原因之一是这 3 个克拉通地区已经积累了大量地球物理资料<sup>[8, 14, 23-25]</sup>,可以较准确地确定岩石圈地幔介质的热学和流变学状态;原因之二是在这 3 个地区已经有数种不同方法确定的 LAB<sup>[26-31]</sup>,可以方便

我们进行对比分析.

### 1 岩石圈浮于软流圈之上运动的流变学必要条件

根据板块构造理论,岩石圈是浮于软流圈之上运动的相对刚性的地球外壳.从流变的角度看,岩石圈地幔在深度方向上应该存在一流变的弱区,这样岩石圈才有浮于软流圈之上运动的可能.因此,可以定义 LAB 为岩石圈地幔中有效黏度取极小值所在的深度.

在岩石圈地幔环境下,主要的流变机制是蠕变.因为岩石圈地幔岩石主要以非牛顿形式流变,根据前人的结果<sup>[32]</sup>,有效黏度可表述为

$$\eta_e = \frac{T}{2B} \sigma^{1-n} \exp\left(\frac{E + pV}{RT}\right), \quad (1)$$

这里,  $\eta_e$  是有效黏度,  $\sigma$  是差应力,  $B$  为常数,  $E$  和  $V$  分别为激活能和激活体积,  $p$  和  $T$  分别为压力和绝对温度.  $R$  是普适气体常数.  $n$  是蠕变指数.  $B, n, E, V$  由实验确定. 因为我们仅考虑深度方向(一维问题), 故  $T = T(z)$ ,  $\sigma = \sigma(z)$ ,  $p = p(z) = \rho gz$ , ( $\rho$  是岩石密度;  $z$  为深度).

为使有效黏度取极小值, 要么  $d\eta_e/dz$  不存在, 要么满足下式:

$$\frac{d\eta_e}{dz} = 0. \quad (2)$$

联合(1)和(2)式可表述为

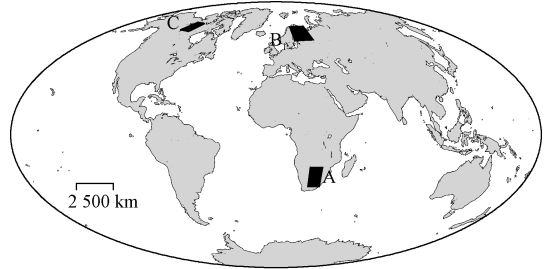
$$RTT' + (1 - n)RT^2 \frac{\sigma'}{\sigma} + \rho gVT - (E + \rho gzV)T' = 0, \quad (3)$$

这里“'”表示对  $z$  求导. 需要指出的是, 在(3)式的推导中, 我们忽略了岩石圈地幔中岩石密度随深度的变化, 因为根据 PREM 模型, 岩石圈上部地幔(35 ~ 220 km)密度的改变仅有 0.5%.

(3)式是岩石圈地幔中有效黏度取极小值所需的必要条件, 即岩石圈漂浮于软流圈之上运动的必要条件.

从(3)式可以看出, 一旦求得了岩石圈地幔中的  $T, T', \sigma$  和  $\sigma'$ , 且给定相关流变参数, 即可通过(3)式迭代求得满足(3)式的驻点  $z_L$ . 如果再满足有效黏度取极小值所需的充分条件(见第 3 节), 则在  $z_L$  处有效黏度一定取极小值, 是一流变的弱区, 在该处岩石圈浮于软流圈之上运动的可能性极大. 根据定义,  $z_L$  即为 LAB 的深度. 可以

看出, 这种定义综合考虑了岩石圈地幔介质的热学和流变学性质, 故称  $z_L$  为岩石圈的热 - 流变底部边界, 或者热 - 流变 LAB.



A:Kaapvaal;B:Fennoscandia;C:Slave.

图 2 本文研究的 3 个克拉通位置示意图

Fig. 2 Location map for the three cratons considered in this paper

### 2 3 个典型克拉通热 - 流变 LAB 的确定

Kaapvaal, Fennoscandia 和 Slave 是世界上 3 个著名的克拉通, 研究其热 - 流变 LAB 具有较好的代表性. 图 2 显示了其位置. 在这 3 个克拉通地区已经开展了大量地学工作, 积累了大量地质与地球物理资料, 为确定这些地区岩石圈地幔部分的热学和流变学状态奠定了很好的数据基础<sup>[8, 14, 23-25]</sup>. 此外, 在这 3 个地区已经有数种不同方法确定的 LAB<sup>[26-31]</sup>, 可方便检验我们的结果.

#### 2.1 流变参数的确定

从(3)式可以看出, 为了求得 LAB 所在深度  $z_L$ , 首先需要考虑其流变学状态, 因而选择合适的流变参数是必要的. 需要的流变参数包括激活能  $E$ , 激活体积  $V$  和蠕变指数  $n$ , 以及  $\sigma|_{z=z_L}$  和  $\sigma'|_{z=z_L}$ .

$E, V$  和  $n$  的值既与岩石或矿物类型有关, 也与蠕变机制有关, 还与岩石的“干”和“湿”有关. 本文因循选取橄榄石作为岩石圈地幔的代表性矿物; 进而选取 Korenaga 和 Karato 得到的橄榄石的  $E, V$  和  $n$  实验结果作为计算所用的流变参数<sup>[33]</sup>. Korenaga 和 Karato 的结果考虑了 inter-run 偏差及实验误差, 并采用贝叶斯分析方法, 可靠性更高. 这些实验结果如表 1 所示.

根据 Karato 和 Wu<sup>[34]</sup> 与 Jaupart 等<sup>[35]</sup> 的研究, 在 ~200 km 的深度, 最有可能的蠕变机制是扩散蠕变, 而其中的岩石包含一定的水但未被浸透. 因此, 本文选取湿标本的处于扩散蠕变的实验

结果作为确定热 - 流变 LAB 的流变参数值.

而确定  $\sigma|_{z=z_L}$  和  $\sigma'|_{z=z_L}$  是非常困难的,尤其是  $\sigma'|_{z=z_L}$ , 目前还没有相关的观测结果. 由于上

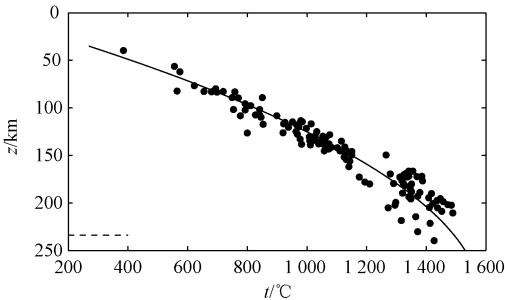
文已经选取了湿标本的扩散蠕变作为变形机制,  $n = 1$ , 因此 (3) 式可以简化而不考虑  $\sigma|_{z=z_L}$  和  $\sigma'|_{z=z_L}$  的取值.

表 1 橄榄石的流变参数 (来自文献[33])  
Table 1 Rheological parameters for the olivine (Data from Ref. [33])

蠕变机制	位错蠕变			扩散蠕变		
	$E/$	$V/$	$n$	$E/$	$V/$	$n$
	( $\text{kJ}\cdot\text{mol}^{-1}$ )	( $\text{cm}^3\cdot\text{mol}^{-1}$ )		( $\text{kJ}\cdot\text{mol}^{-1}$ )	( $\text{cm}^3\cdot\text{mol}^{-1}$ )	
干标本	610	13.4	4.94	261	5.9	1.0
湿标本	523	4.23	3.6	387	25.2	1.0

2.2 3 个克拉通岩石圈地幔温度结构及热 - 流变 LAB 驻点的确定

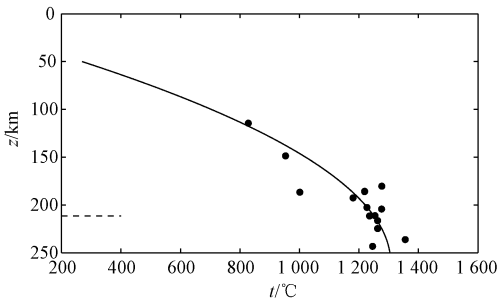
从 (3) 式可以看出, 因为  $T = T(z)$  及  $T = T'(z)$  均是深度的函数, 要确定  $z_L$ , 需要采取迭代的方法. 因此尽管已经有研究者给出这 3 个克拉通地区的岩石圈温度结构<sup>[23-25]</sup>, 但为了迭代的需要, 我们在程序中重新计算了这 3 个克拉通岩石圈的温度结构. 计算中生热率修正模型 (具体技术细节及热导率参数请参看文献[7, 16]), 地表大地热流值及 Moho 面深度值等参数, 均采用文献[23-25]给出的结果, 采用 3 个克拉通地区的幔源捕虏体平衡温度和压力<sup>[8, 23-24]</sup>数据作为岩石圈地幔部分的温度约束. 图 3—图 5 分别显示了我们计算得到的 3 个克拉通地区地幔部分的温度结构. 可以看出, 我们得到的温度结构能较好地满足捕虏体平衡温度和压力的约束, 是比较合理的.



Kaapvaal 克拉通岩石圈的热 - 流变 LAB. 图中圆点为幔源捕虏体平衡温压数据<sup>[23]</sup>, 其中的实线为温度分布曲线.

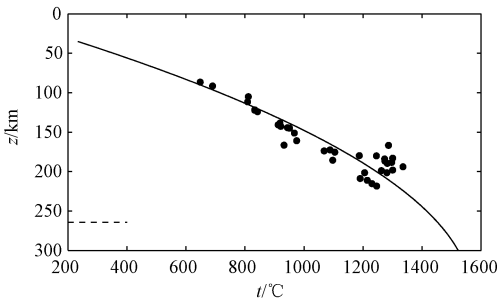
图 3 Kaapvaal 克拉通岩石圈地幔中温度随深度的变化  
Fig. 3 Temperatures within the lithospheric mantle vs. depths for Kaapvaal craton

利用第 2 节给出的流变参数, 通过迭代求解, 得到 3 个对应于 3 个克拉通的  $z_L$  驻值点. 对 Kaapvaal 克拉通, 该值为 234 km, Slave 克拉通的



Fennoscandia 克拉通岩石圈的热 - 流变 LAB. 图例同图 3, 幔源捕虏体平衡温压数据来自文献[24].

图 4 Fennoscandia 克拉通岩石圈地幔中温度随深度的变化  
Fig. 4 Temperatures within the lithospheric mantle vs. depths for Fennoscandia craton



Slave 克拉通岩石圈的热 - 流变 LAB. 图例同图 3, 幔源捕虏体平衡温压数据来自文献[8].

图 5 Slave 克拉通岩石圈地幔中温度随深度的变化  
Fig. 5 Temperatures within the lithospheric mantle vs. depths for Slave craton

为 264 km, Fennoscandia 克拉通的为 211 km. 对 3 个克拉通而言, 岩石圈地幔中的有效黏度可能在这些深度取极小.

2.3 有效黏度取极小值的充分条件及 3 个克拉通的热 - 流变 LAB 深度

2.2 节只给出有效黏度取极小值的必要条件, 说明对 3 个克拉通而言, 岩石圈地幔中的有效



黏度可能在那些驻点深度取极小. 为确认在这些深度处有效黏度取极小, 我们考察了  $d\eta_e/dz$  在上述驻点邻域内函数值符号的状况. 结果表明, 对 3 个克拉通, 在驻点左(上)邻域,  $d\eta_e/dz$  的值小于零, 而在右(下)邻域,  $d\eta_e/dz$  的值大于零. 说明在这些深度处, 有效黏度取极小值的充分条件得到满足, 这些深度处一定取极小. 故 3.2 节求得的  $z_L$  驻点就是热-流变 LAB 的深度. 表 2 给出 3 个克拉通的热-流变 LAB 深度, 以及利用其他方法得到的 LAB 深度分布; 图 3—图 5 的左下角也分别给出了 3 个克拉通的热-流变 LAB. 从表 2 可以看出, 对 3 个克拉通而言, 本文得到的热-流变 LAB 深度与大地电磁方法的结果较为一致, 相对误差最小为 1.6% (Slave), 最大为 5.5% (Fennoscandia); 与应变率方法得到的 LAB 比较一致, 相对误差最小为 4% (Fennoscandia), 最大为 12.3% (Slave); 与捕虏体方法得到的基本一致. 热-流变底部边界与上述结果的大部分一致, 说明其方法是合理的, 结果是可靠的.

表 2 3 个典型克拉通岩石圈的热-流变 LAB 深度与其他方法得到的 LAB 深度

Table 2 Thermal-rheological LAB for the three cratons and depths for LAB obtained using other methods km

	Kaapvaal	Slave	Fennoscandia
热-流变	234	264	211
捕虏体 <sup>a)</sup>	> 195 ~ 215	> 170 ~ 215	> 245
应变率 <sup>a)</sup>	245	235	220
地震学 <sup>b)</sup>	180	> 150	250
大地电磁 <sup>c)</sup>	230	260	200 ~ 400
1 200℃ + 0.5z	177	—	216
1 300℃ + 0.4z	198	—	244
1 300℃	179	244	214

注: a) 数据来自文献[14]; b) 数据分别来自文献[25-28]; c) 数据分别来自文献[29-31]; 其余数据来自本文. “—”表示该方法求不出 LAB 的深度.

然而, 热-流变 LAB 的深度与地震学方法得到的 LAB 深度存在一定差异. 在 Kaapvaal 克拉通, 热-流变 LAB 的深度比地震学得到的要大, 相对误差达 30%; 而在 Fennoscandia 克拉通, 热-流变 LAB 却比地震学得到的结果小, 相对误差为 16%.

与传统的地热学方法比较, 在 Fennoscandia 克拉通, 热-流变 LAB 深度与 1 300℃ 等温线及绝热线 1 200℃ + 0.5z 的结果一致, 最大相对误

差为 2%, 但与绝热线 1 300℃ + 0.4z 的结果相差大, 相对误差达 14%; 对 Kaapvaal 克拉通, 热-流变 LAB 的深度远大于地热学方法得到的深度, 最小相对误差为 18%, 最大达到 32%; 对 Slave 克拉通, 绝热线 1 200℃ + 0.5z 与 1 300℃ + 0.4z 没有相应的 LAB 深度值, 仅 1300℃ 等温线可以求出相应的 LAB 深度值, 与热-流变 LAB 的深度相比, 相对误差为 11%.

考虑到热-流变 LAB 加上了流变约束, 并考虑到流变参数及温度结构等带来的误差(请参看第 4 节), 热-流变方法得到的 LAB 结果, 应该具有相对更高的可靠性.

3 讨论

3.1 流变参数及温度结构引起的误差

在计算过程中, 牵涉到的流变参数有  $E$ ,  $V$  和  $n$ . 计算表明, 给定  $E$ ,  $V$  和  $n$  中任何一个参数 10% 的扰动, 会造成 2.1% 的热-流变 LAB 的深度变化.

温度引起的误差比较难估算, 因为牵涉到更多参数的选取, 比如生热率、热导率、Moho 面深度等等. 初步分析表明, 温度引起的热-流变 LAB 的深度变化至少在 10 km.

3.2 热-流变分层的克拉通岩石圈地幔

在第 3 节中, 我们根据前人的研究<sup>[34-35]</sup>, 在 ~200 km 的深度选取扩散蠕变作为蠕变机制. 然而扩散蠕变只是最有可能的蠕变机制, 位错蠕变机制可能也同时在起作用. 在某些深度, 位错蠕变机制可能会起主要作用. 本节将讨论这种情况.

此时, 蠕变指数  $n$  不再等于 1, 如果利用(3)式计算, 需要考虑  $\sigma|_{z=z_L}$  和  $\sigma'|_{z=z_L}$  的值. 前已述及, 确定  $\sigma|_{z=z_L}$  和  $\sigma'|_{z=z_L}$  是非常困难的, 尤其是  $\sigma'|_{z=z_L}$ . 一种惯用的方法是假设岩石圈地幔中  $\sigma$  为常数, 则  $\sigma'$  为零, 但这种情况等同于第 3 节的情形. 这里作一个简单假设, 假设(3)式中的  $\sigma'/\sigma$  整体为一常数, 它可以表示差应力的相对变化, 这样就有可能从某种平均的意义上经验地确定它.

同时从表 1 中可以看到, 文献[33]的位错蠕变数据包括“干”和“湿”的 2 组, 选择那一组也是一个值得考虑的问题.

我们利用图 1 中海洋岩石圈的 LAB 深度来

经验地确定一个平均的  $\sigma'/\sigma$ , 并在此过程中确定选择哪一组流变参数. 在最小二乘意义下, 我们利用(3)式及海洋岩石圈的温度结构<sup>[8]</sup>拟合图 1 中的数据. 流变参数的选择范围初步选为文献[33]的 2 组位错蠕变实验数据. 结果表明, 对图 1 中的数据而言,  $\sigma'/\sigma = -6.94 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  及“湿”橄榄石标本位错蠕变数据的拟合最小二乘误差最小. 为了进一步确认, 我们加入了文献[33]的“干”标本及“湿”标本的扩散蠕变实验数据, 以及其他一些研究者<sup>[34,36-37]</sup>的橄榄石蠕变实验结果, 发现它们均不能很好地拟合图 1 中的数据. 图 6 中的实线给出了拟合的结果, 可以看出, 拟合效果是可行的.

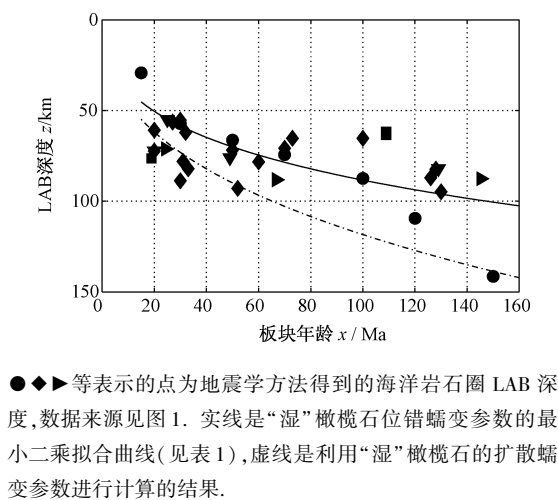


图 6 海洋板块下可能存在的岩石圈-软流圈剪切带

Fig. 6 The possible shear zones from the lithosphere to asthenosphere beneath the oceanic plate

现在假定海洋板块的拟合结果也适合于大陆岩石圈, 即  $\sigma'/\sigma = -6.94 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  是一固定常数, 流变参数为文献[33]的“湿”标本的位错蠕变参数, 利用第 3 节中 3 个克拉通的温度结构及(3)式, 同样可迭代求得另一组有效黏度取极值的驻点, 再经过充分性检验, 发现在这些驻点的左(上)邻域,  $d\eta_e/dz$  的值小于零, 而在右(下)邻域,  $d\eta_e/dz$  的值大于零, 说明有效黏度同样在这些深度处取极小. 这些深度是: 144 km (Kaapvaal), 151 km (Fennoscandia), 和 155 km (Slave). 这些结果预示着, 如果在克拉通岩石圈 ~150 km 处的流变机制为含水橄榄石的位错蠕变, 在这个深度处极有可能还存在一个有效黏度极小界面, 其类似于热-流变 LAB.

文献[21]利用地震方位角各向异性方向的

改变, 发现北美克拉通(包含着 Slave 克拉通)下 ~150 km 深度处, 存在一地震各向异性的边界, 说明北美克拉通岩石圈地幔在地震各向异性上是分层的; 而 Bruneton 等<sup>[28]</sup>在研究 Fennoscandia 克拉通岩石圈时, 发现无法从观测频散曲线上, 区分一个速度连续分布的岩石圈地幔模型与一个在 ~150 km 深度处存在速度界面的岩石圈地幔模型, 预示不能排除 Fennoscandia 克拉通岩石圈地幔有分层的可能, 其进一步的捕虏体数据分析也支持 Fennoscandia 岩石圈地幔有可能是分层的观点.

尽管岩石圈地幔的地震方位角各向异性方向分层, 与热-流变学分层的可能不完全是同一回事(岩石圈地幔的地震方位角各向异性方向分层可能只说明界面两侧的岩石圈地幔物质有不同的来源, 或者不同的物质组成), 但如果假设它们的吻合在某种意义上成立, 则克拉通岩石圈地幔不但在地震学上是分层的, 在热-流变学上也可能是分层的. 如果真是这样, 将有下列有趣的推论:

1) 从克拉通岩石圈到软流圈的过渡至少是一厚 ~100 km 的剪切带, 而不仅仅是一界面. 这个剪切带的顶部界面在 ~150 km; 在这层界面及附近, 主导的流变机制是湿橄榄石的位错蠕变; 剪切带的底部界面即是传统的 LAB, 深度在 ~250 km. 在这层界面及附近, 主导的流变机制是湿橄榄石的扩散蠕变. 在剪切带的顶部与底部界面, 有效黏度都取局部极小.

2) 跨越剪切带的顶部界面, 将会有差应力的相对变化, 平均为  $(-6.9\%)/\text{km}$ ; 因而从 Moho 面到剪切带顶界面的岩石圈地幔可视为一力学边界层.

3) 剪切带相当于一热学上的过渡层, 其上的导热机制是热传导, 其下的是热对流, 剪切带内既有热传导, 也有热对流. 如此, 克拉通岩石圈内的热状态是自洽的.

4) 由于有剪切带的存在, 软流圈对岩石圈的种种复杂作用, 如软流圈的侵蚀, 由于组分的不均匀性导致的软流圈对流对岩石圈的破坏作用, 都不直接作用在力学边界层上, 而是直接作用在剪切带上; 而且, 由于在剪切带的底部界面, 主导的变形机制是扩散蠕变, 仅需要很小的差应力; 而在剪切带的顶部界面, 主导的变形机制是位错蠕变, 需要较大的差应力. 因此, 剪切带底部界面及其邻

域相对较软,将吸收大量的应变,而剪切带顶部界面及其邻域相对较硬,只能产生较小的应变. 这些原因可能导致或要求克拉通较为稳定.

5) 海洋板块下也可能存在从岩石圈 - 软流圈过渡的剪切带. 当流变参数取湿橄榄石扩散蠕变时,计算结果显示同样存在另一有效黏度取极小的界面,如图 6 中的虚线所示. 如此,图 1 或图 6 中利用地震学方法得到的 LAB 数据可能大部分都是剪切带的顶部界面. 从计算结果来看,如果这个剪切带存在的话,其厚度也与海洋板块的年龄有关,但其厚度远小于克拉通下的剪切带厚度;而且海洋岩石圈的热状态为此也是自洽的.

当然,这里有 2 个很强的假设,一是在岩石圈地幔深部 ( $\geq 150$  km) 同时存在位错与扩散 2 种蠕变机制的作用;在一定条件下,这 2 种机制中有一种会成为主导的机制. 如果这个条件得不到满足,则只能得到一个有效黏度取极小的界面,而上述剪切带不存在. 这也是在目前的岩石圈黏度结构(模型)中得不到 2 个黏度取极小的深度的一个原因(另一个可能的原因是这些黏度结构还假定了应变率或差应力是不随深度改变的). 二是假设(3)式中的  $\sigma'/\sigma$  整体为一常数,而且是拟合海洋板块的数据经验地得到的一个平均值,尔后直接应用于克拉通岩石圈,这其中肯定是存在问题的.

## 4 结论

通过以上分析和讨论,可以得到如下结论:

通过定义岩石圈 - 软流圈边界为有效黏度取极小值所在的深度,本文提出一种半解析的热 - 流变方法来确定大陆岩石圈底部边界,相应的边界称为热 - 流变底部边界. 因为这种边界是从力学的角度来定义的,提供了相对刚性的岩石圈板块浮于相对软弱的软流圈上运动的极大可能性,是一种与板块构造理论的定义更为接近的边界.

对 3 个著名克拉通 (Kaapvaal, Fennoscandia 和 Slave) 的研究结果表明,3 个克拉通的热 - 流变底部边界在  $\sim 250$  km,与大地电磁方法的结果较为一致;与应变率方法得到的 LAB 比较一致;与捕虏体方法得到的基本一致;但与地震学方法及地热学得到有差别. 热 - 流变底部边界与上述结果的大部分一致,说明确定的方法是合理的,结果是可靠的.

在热 - 流变 LAB 处,主导的流变机制是湿橄榄石的扩散蠕变机制. 因为扩散蠕变发生的条件是小颗粒或/和低应力状态,因此在热 - 流变 LAB 处,差应力小,有效黏度小,如果差应力变化不大,则应变率相对变化较大.

## 参考文献

- [1] Leeds A R, Knopoff L, Kausel E G. Variations of upper mantle structure under the pacific ocean[J]. Science, 1974, 186: 141-143.
- [2] Forsyth D W. The evolution of the upper mantle beneath mid-ocean ridges[J]. Tectonophysics, 1977, 38(1/2): 89-118.
- [3] Gaherty J B, Jordan T H, Gee L S. Seismic structure of the upper mantle in a central Pacific corridor[J]. J Geophys Res, 1996, 101(B10): 22 291-22 309.
- [4] Kawakatsu H, Kumar P, Takei Y, et al. Seismic evidence for sharp lithosphere - asthenosphere boundaries of oceanic plates[J]. Science, 2009, 324: 499-502.
- [5] Kumar P, Kawakatsu H. Imaging the seismic lithosphere - asthenosphere boundary of the oceanic plate[J]. Geochem Geophys Geosyst, 2011, 12. Q01006, doi: 10.1029/2010GC003358.
- [6] Chapman D S. Thermal gradients in the continental crust[C] //Dawson J B, Carswell D A, Hall J. The Nature of the Lower Continental Crust. Carswell. Geological Society Special Publication, No. 24. Oxford Blackwell Scientific, 1986: 63-70.
- [7] 臧绍先,刘永刚,宁杰远. 华北地区岩石圈热结构的研究[J]. 地球物理学报,2002, 45(1): 56-66.
- [8] McKenzie D, Jackson J, Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere[J]. Earth Planet Sci Lett, 2005, 233: 337-349.
- [9] An M J, Shi Y L. Lithospheric thickness of the Chinese continent[J]. Phys Earth Planet Int, 2006, 159(3/4):257-266.
- [10] Artemieva I M. The lithosphere: an interdisciplinary approach [M]. New York: Cambridge University Press, 2011.
- [11] Gaherty J B, Jordan T H. Lehmann discontinuity as the base of an anisotropic layer beneath continents[J]. Science, 1995, 268:1 468-1 471.
- [12] Debayle E, Kennett B L N. The Australian continental upper mantle: structure and deformation inferred from surface waves[J]. J Geophys Res, 2000, 105(B11): 25 423-25 450.
- [13] Fischer K M, Ford H A, Abt D L, et al. The lithosphere-asthenosphere boundary[J]. Annu Rev Earth Planet Sci, 2010, 38: 551-575. doi: 10.1146/annurev-earth - 040809 - 152438.
- [14] Eaton D W, Darbyshire F, Evans R L, et al. The elusive lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) beneath cratons

- [J]. *Lithos*, 2009, 109: 1-22.
- [15] Dragoni M, Pasquale V, Verdoya M, et al. Rheological consequences of the lithospheric thermal structure in the Fennoscandian Shield [J]. *Global and Planetary Change*, 1993, 8: 113-126.
- [16] 魏荣强. 鄂尔多斯及其邻区岩石圈三维流变结构的研究 [D]. 北京: 北京大学, 2005.
- [17] Jones A G. Imaging the continental upper mantle using electromagnetic methods [J]. *Lithos*, 1999, 48: 57-80.
- [18] Rudnick L R, Nyblade A A. The thickness and heat production of Archean lithosphere: constraints from xenolith thermobarometry and surface heat flow. [C] // Fei Y, Bertka C M, Mysen B O. *Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation: A Tribute to Francis. R (Joe) Boyd Chem Soc Spec*, 1999 (The Geochemical Society, Houston, TX, 1999), 6: 3-12.
- [19] Burov E B, Diament M. The effective elastic thickness ( $T_e$ ) of continental lithosphere: What does it really mean? [J] *J Geophys Res*, 1995, 100(B3): 3 895-3 904.
- [20] Hirth G, Kohlstedt D L. Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extraction and the evolution of the lithosphere [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1996, 144(1/2): 93-108.
- [21] Yuan H Y, Romanowicz B. Lithospheric layering in the North American craton [J]. *Nature*, 2010, 466: 1 063-1 068. doi: 10.1038/nature09332.
- [22] Artemieva I M, Walter D, Mooney W D. On the relations between cratonic lithosphere thickness, plate motions, and basal drag [J]. *Tectonophysics*, 2002, 358 (1 - 4): 211-231.
- [23] Jones M Q. Heat flow in the Witwatersrand basin and environs and its significance for the South African Shield geotherm and lithosphere thickness [J]. *J Geophys Res*, 1988, 93(B4): 3 243-3 260.
- [24] Kukkonen I T, Peltonen P. Xenolith-controlled geotherm for the central Fennoscandian Shield: implications for lithosphere-asthenosphere relations [J]. *Tectonophysics*, 1999, 304(4): 301-315.
- [25] Russell J K, Dipple G M, Kopylova M G. Heat production and heat flow in the mantle lithosphere, Slave Craton, Canada [J]. *Phys Earth Planet Int*, 2001, 123(1): 27-44.
- [26] Li A, Burke K. Upper mantle structure of southern Africa from Rayleigh wave tomography [J]. *J Geophys Res*, 2006, 111. B10303. doi:10.1029/2006JB004321.
- [27] Chen C W, Rondenay S, Weertatjne D S, et al. New constraints on the upper mantle structure of the Slave craton from Rayleigh wave inversion [J]. *Geophys Res Lett*, 2007, 34 (10), L10301. doi:10.1029/2007GL029535.
- [28] Bruneton M, Pedersen H A, Farra V, et al. Complex lithospheric structure under the central Baltic Shield from surface wave tomography [J]. *J Geophys Res*, 2004, 109 (B10): B10303. doi:10.1029/2003JB002947.
- [29] Miensoopust M, Jones A G, Garcia X, et al. Lithospheric studies of major Archean cratons and their Proterozoic bounding belts in southern Africa using MT [C] // British Geophysical Association Postgraduate Meeting. Edinburgh, 31 Aug-1 Sep, 2006.
- [30] Jones A G, Lezeata P, Ferguson I A, et al. The electrical structure of the Slave craton [J]. *Lithos*, 2003, 71: 505-527.
- [31] Korja T. How is the European lithosphere imaged by magnetotellurics? [J] *Surveys in Geophysics*, 2007, 28(2/3): 239-272.
- [32] Ranalli G. *Rheology of the Earth*, Chapman & Hall [M]. London, UK, 1995: 382.
- [33] Korenaga J, Karato S. A new analysis of experimental data on olivine rheology [J]. *J Geophys Res*, 2008, 113 (B2): B02403. doi:10.1029/2007JB005100.
- [34] Karato S, Wu P. Rheology of the upper mantle: a synthesis [J]. *Science*, 1993, 260: 771-778.
- [35] Jaupart C, Mareschal J C, Guillou-Frottier L, et al. Heat flow and thickness of the lithosphere in the Canadian Shield [J]. *J Geophys Res*, 1998, 103(B7): 15 269-15 286.
- [36] Kirby S H. Rheology of the lithosphere [J]. *Rev Geophys Space Phys*, 1983, 21(6): 1 458-1 487.
- [37] Kirby S H, Kronenberg A K. Rheology of the lithosphere: Selected topics [J]. *Rev Geophys*, 1987, 25(6): 1 219-1 244.