

中国大陆岩石圈厚度分布研究

安美建， 石耀霖

中国科学院 研究生院 计算地球动力学实验室,北京 100049

AN Mei-jian, SHI Yao-lin

Laboratory of Computational Geodynamics, Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

AN Mei-jian, SHI Yao-lin. Review on lithospheric thickness research of the Chinese continent. *Earth Science Frontiers*, 2006, 13(3):023-030

Abstract: Lithospheric thicknesses determined from different physical properties have different geodynamic significances. The effective elastic thickness of continent can correspond to only a part of the lithosphere, not to the total lithosphere. Seismic information of the lithosphere provides high resolution, but a short-time elastic effect. Thermal information of the lithosphere shows long-time effects, and therefore the thermal definition of the base of the lithosphere is better than the definition using other information. A seismic-thermal definition of the base of the lithosphere uses temperature from inverted seismic velocities, and thus has advantages of thermal and seismic definitions, and provides a more reasonable estimate of lithosphere thickness. The distribution of the seismic-thermal lithosphere thickness within the Chinese continent is very complex and shows the following properties: (1) eastern China, including the northeast China, the Sino-Korean craton, the east Yangtze craton and the south China orogen, has thin lithosphere with a thickness of ~ 100 km; (2) the lithospheric bases of the Qinghai-Tibet plateau and south to the Tarim craton are at a depth range of about 160~220 km and show strong lateral variation; (3) the lithospheric thicknesses of three large China cratons are different, e.g., ~ 170 km for the core of the Yangtze, ~ 140 km for the Tarim, and ~ 100 km for the Sino-Korean; (4) the variations in lithospheric thickness do not show obvious correlation with crustal geologic age, but do show dependence on tectonic settings.

Key words: Chinese continent; lithospheric thickness; seismic velocity; temperature; adiabat

摘要:利用不同物理性质所估计的岩石圈厚度可能具有不同的地球动力学意义。大陆岩石圈等效弹性厚度往往只与岩石圈内部的某些岩层相关,因此它可能不代表一般意义上的岩石圈厚度。地震学岩石圈厚度虽然有较高的精度,但依赖于人为地对岩石圈的定义;并且其具有的短时间尺度效应决定了它与长时间尺度的岩石圈概念不一致。热学岩石圈厚度体现了长时间尺度上的岩石圈热学作用,因此其厚度定义的标准是较合理的。地震—热学岩石圈厚度研究利用地震波速反演得到的温度数据按照热学岩石圈标准来对岩石圈厚度进行研究,具有地震学和热学岩石圈厚度两者的优点,是较合理的对岩石圈厚度的估计。中国大陆地震—热学岩石圈厚度分布有如下特点:(1)中国东部岩石圈较薄,厚度约100 km,其中包括中国东北、中朝克拉通、扬子克拉通东部和华南造山带;(2)青藏高原和塔里木克拉通以南地区的厚度变化较大,厚度约在160~220 km;(3)三大克拉通的岩石圈厚度有较大区别,扬子克拉通的核心最厚达约170 km,塔里木克拉通的核心厚度约140 km,中朝克拉通的厚度约100 km;(4)昆仑秦岭造山带的岩石圈上地幔内部较复杂,可能有大面积的部

收稿日期:2005-12-14;修回日期:2006-01-14

基金项目:中国博士后科学基金资助项目(2005038118);国家自然科学基金资助项目(40234042, 40374038);中国科学院创新基金资助项目(KZCX3-SW-138)

作者简介:安美建(1969—),男,博士后,主要从事地质学、地球动力学和地震学研究。E-mail:meijianan@yahoo.com.cn

分熔融;(5) 整个大陆岩石圈厚度分布并没有显示出与地壳年龄的线性相关关系,却表现出了与大地构造格局的直接关系。受板块碰撞强烈影响的地区,岩石圈较厚;受大洋俯冲带影响较强的地区,岩石圈较薄。

关键词:中国大陆;岩石圈厚度;地震波速;温度;绝热等温线

中图分类号:P544;P315 **文献标识码:**A **文章编号:**1005-2321(2006)03-0023-08

1 介绍

板块构造理论(及早期的大陆漂移假说)的基础模型是刚性岩石圈在软流圈上面“漂浮”并滑动,可见岩石圈是板块构造学中最主要的概念。另外,岩石圈也是地球动力学的主要概念之一。在地球动力学中,岩石圈被描述为地球最外面固体热传导的表壳层,它包裹着对流的地幔。在实际研究中,岩石圈厚度分布信息是进行大尺度地球科学研究非常重要的一个参数。比如在研究地幔对流对地壳和岩石圈影响时岩石圈厚度就成了起决定性作用的参数之一;在地质构造学中,大型构造及其演化往往也与岩石圈厚度变化相关联。

我国大陆的大地构造环境十分复杂。大陆主体是由一些小克拉通、众多的微陆块和造山带组合而成的复合大陆^[1]。我国大陆前寒武纪形成的大陆地块主要有中朝、扬子和塔里木克拉通。进入显生宙以后,我国的大地构造及其演化受古亚洲洋、特提斯—古太平洋和印度洋—太平洋三大动力学体系的交切和复合作用,致使同一地区在不同构造旋回和构造阶段经受不同的动力学作用。多旋回、分阶段的演化过程造成了十分复杂的构造面貌并最终形成了古亚洲、特提斯和环太平洋三大构造域^[1](见图1)。从现今情况来看,中国大陆处于太平洋板块、菲律宾板块和印度板块以及欧亚板块复杂的共同作用之下,并最终控制了中国现今的地貌形态和构造轮廓。这些不同时期的复杂地质构造作用造就了中国大陆

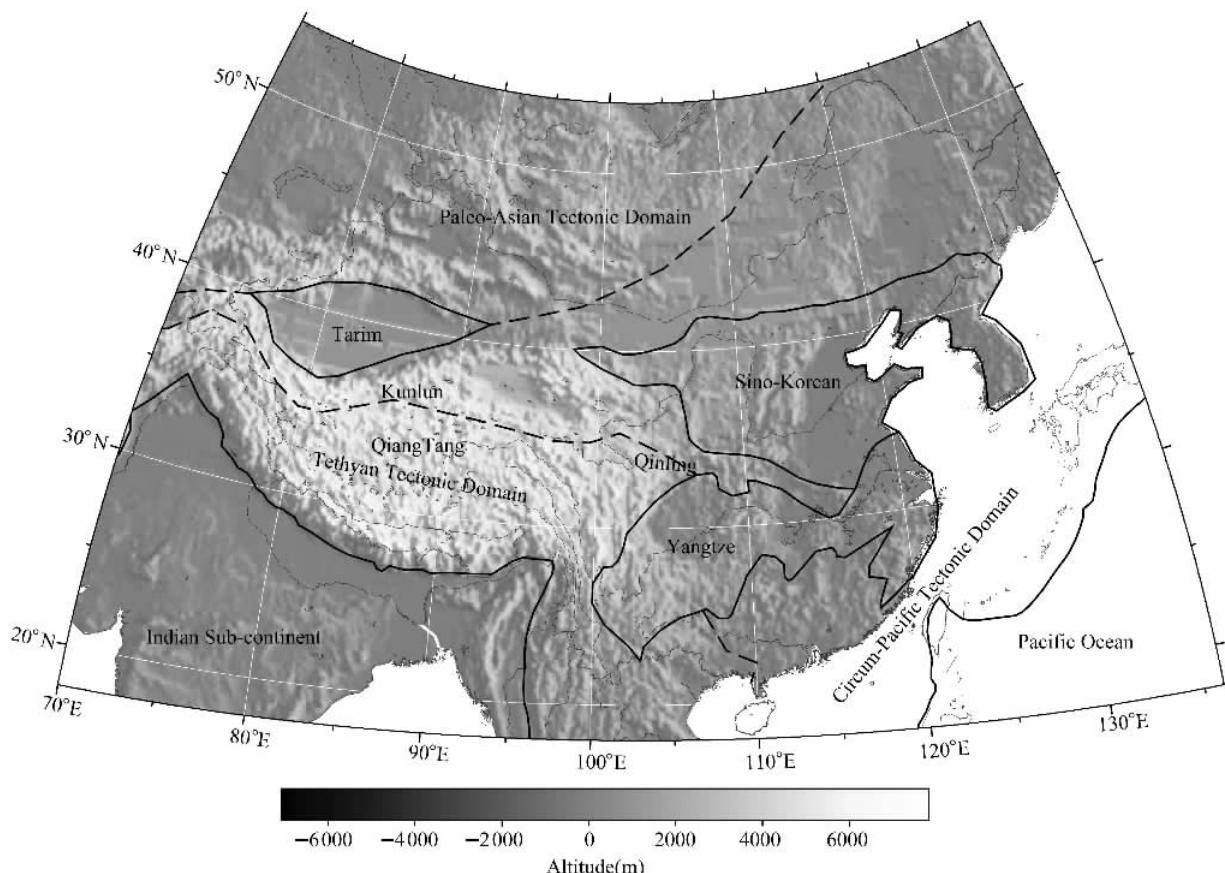


图1 中国大陆地形和主要大地构造域

Fig. 1 Map of topography and geo-tectonic setting in the Chinese continent
(地形数据来自于ETOPO5;构造分界线是从任继舜的构造图^[1]简化得到的)

复杂的岩石圈结构。该复杂性增加了对岩石圈厚度估计的难度。

2 岩石圈厚度估计的已有结果

一般地认为,岩石圈包括地壳和上地幔高速盖层(lid),或者说是上地幔软流圈之上的地球表层部分。虽然这个岩石圈定义本身很简单且很容易理解,但当我们真正对岩石圈进行定量研究的时候,就会觉得它很复杂且具有明显的不确定性。这个不确定性主要来源于对岩石圈厚度的定量定义没有一个统一的标准,而不同的定义所采用的岩石圈物理性质不同,利用不同的物理性质就有不同的确定岩石圈的方法,其结果也可能非常不同。下面主要介绍几个常见的岩石圈厚度估计方法及其结果。

2.1 等效弹性厚度

岩石圈在板块间的相互作用下、在较长时间尺度里是基本稳定的,而其下面的软流圈则表现出了流动性。据此,人们常用等效弹性板模型从力学的角度来估计岩石圈的厚度。上覆在软流圈上的岩石圈对地质时间尺度($>10^5$ a)的负载(包括地形、岩石圈内部负载、下部负载)所做出的响应,可以由浮在流体层上的薄弹性板来研究。这个薄弹性板的厚度就被称为岩石圈的有效弹性厚度(T_e)^[12](或称等效弹性厚度)。

国内外学者^[2-4, 9, 13-16]曾对我国大陆(尤其是对青藏高原)的岩石圈有效弹性厚度进行了详细研究,一些研究结果详见表1。表1中的 T_e 是等效弹性厚度, T_t 是地壳厚度。从表1可以看出,中国大陆岩石圈的有效弹性厚度约在8~110 km;青藏高原的有效弹性厚度约为30 km左右。

在实际研究中发现,大洋岩石圈的有效弹性厚度基本接近岩石圈内某些温度等温线的位置;考虑到大洋岩石圈的力学性质与温度有直接的关系,因此计算得到的大洋岩石圈的有效弹性厚度可以认为与岩石圈的厚度和力学性质是相关的^[17]。但大陆岩石圈的有效弹性厚度的物理意义就没有那么简单了,甚至在

某些地区可能与整个岩石圈没有直接关系,而是取决于岩石圈的热状态、大地构造、地壳的组成成分和壳幔的耦合程度等^[17]。单从青藏高原来看,最近计算^[2-3]得到的有效弹性厚度约10~30 km很显然与岩石圈(地壳和上地幔盖层)的厚度没有关系,因为青藏高原的地壳厚度在70 km左右(见表1)。

另外,岩石圈的弹性板假设本身就存在诸多自相矛盾的地方。比如,假设的线弹性板模型不依赖于板块的应变率、应力、作用时间和热作用等。这显然与多数地区的实际情况相差甚远,因为岩石的力学性质与应变率、应力、作用时间和热作用等都有关系。因此利用弹性板模型所计算的岩石圈厚度往往受多种因素的影响,且可能在某些地区只与岩石圈内的某一部分岩石层有关^[17]。

2.2 热学厚度

地球动力学的岩石圈是从热力学的角度来定义的。岩石圈是地球最外面的热传导层,除了浅部的空隙流体的对流外不存在热对流。地幔下部由于长时间尺度和高温的影响而表现出对流等流动性质。众所周知,岩石圈下面的软流圈并不是液态的,但从岩石圈板块在软流圈上运动和地幔对流运动的角度来看,岩石圈底边界应该是达到或接近某种程度的(部分)熔融。而发生(部分)熔融的条件主要决定于岩石的成分、压力和温度等。考虑到地幔对流等原因,一般可以认为地幔的矿物成分较均匀简单;由于压力是基本知道的(可以根据密度来估计),那么(部分)熔融发生就主要取决于温度的分布。如果得到了上地幔的温度场分布,那么就可以根据地幔岩石熔融有关的温度来直接估计岩石圈与软流圈的边界。通常把1300 °C绝热等温线当作岩石圈的底边界温度^[5, 18]。

岩石圈温度场的传统计算方法是利用地表观测到的地表热流、热导率求解稳态热传导方程,再加上地壳放射性元素生热等作为边界条件来反推上地幔的温度场。然后以1300 °C绝热等温线为标准就可以估计岩石圈的厚度了,该厚度就是岩石圈的热学厚度(T_s)。表1列举了中国大陆的已知热学厚度。

表1 中国大陆几个典型构造地区的地壳和岩石圈厚度数据

Table 1 Crustal and lithospheric thicknesses of some geological provinces in the Chinese continent km

地区	T_e	T_t	T_s	T_c
西藏中央山系	10~30 ^[2-3] , 85 ^[4]	130~175 ^[5-6]	100 ^[7]	60~70 ^[8]
塔里木克拉通	40~50 ^[3-4] , 110 ^[2] , 73 ^[9]	264 ^[9]	190 ^[10]	50 ^[8]
中朝克拉通	14 ^[9] , 25 ^[4]	110~150 ^[5-6] , 71 ^[9]	80 ^[11]	30~40 ^[8]
扬子克拉通	105 ^[9]	110~200 ^[5-6]	90~160 ^[10]	30~40 ^[8]

由于岩石圈下面的软流圈在一定程度下接近或达到了某种程度的(部分)熔融,因此其相对于岩石圈来说应该有较高的变形能力。从这个角度来看,地球动力学的岩石圈估计方法与板块构造学的岩石圈概念是兼容的,因此岩石圈的热学厚度估计比有效弹性厚度估计更合理。

但该方法也具有明显的缺点。首先只有在年龄大于 500 Ma 的前寒武稳定大陆岩石圈、稳态热传导所得到的上地幔温度场才可靠^[19]。因为只有稳定的大陆岩石圈,经过长时间的热能传递过程,其地表观测到的地表热流才是地壳放射性生热和软流圈地幔持续热供给共同作用的结果。但对于中国大陆,多数地区是在显生宙形成的,而只有数个克拉通(扬子、中朝和塔里木克拉通)基本满足前寒武形成这个前提。但实际上这些克拉通也并没有完全满足长时间稳定的前提,因为在显生宙他们都曾不同程度遭受板块作用的影响。

另外,地表所观测的热学物理量误差较大,以此为边界条件所得到的上地幔温度的误差也非常大。图 2 显示了给热导率、放射生热岩层厚度、生热率和地表热流添加 5% 的随机误差可能计算得到温度分布。具有 5% 的误差对于这些观测量来说应该是极好的观测,因为一般的系统误差都大于 5%。比如,地表热流的观测误差一般可达 30%(参见 http://www.hukseflux.com/heat_flux/flux.htm)。根据已知影响因素进行改正后的数据也往往仍包含 20% 的不确定性^[20];15% 潜在误差的观测数据可

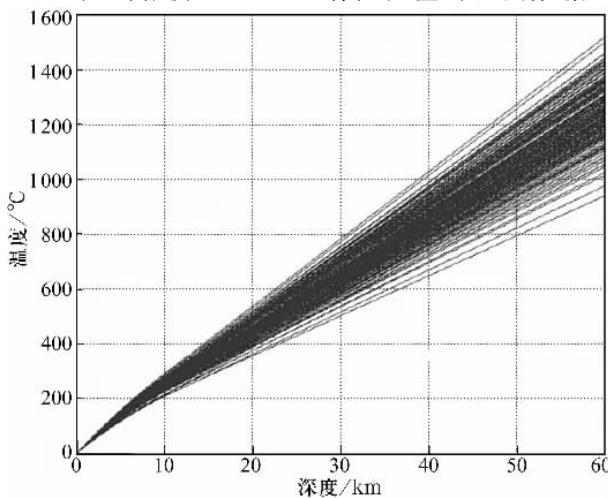


图 2 观测量中含有 5% 的随机误差可能计算得到的温度分布

Fig. 2 Temperatures estimated using observations with 5% random errors

看作高质量的数据了^[21]。从图 2 中可以看出,有限(5%)的观测误差就可以使 60 km 深度计算得到的温度误差达到 ±200 °C。据此推算,对于一般大于 100 km 深的岩石圈底边界来说,其温度误差会更大,并最终导致估计得到的岩石圈厚度有较大的误差。比如,单独地壳生热率 20% 的误差就可以使得计算得到的岩石圈厚度有 25~80 km 的误差^[5]。

2.3 地震学厚度

另一个常见的估计岩石圈厚度的方法是利用上地幔盖层波速高于其下面低速带的特征,通过观察上地幔中地震波波速降低(进入低速带)的位置来估计岩石圈的厚度,这就是地震学岩石圈厚度(T_s)。表 1 列出了典型地区的地震学岩石圈厚度值。

由于上地幔盖层和低速带之间不是一个明显的不连续面,而是表现为波速的渐进变化,因此在估计岩石圈厚度的时候,必须人为地定义岩石圈底边界的波速条件。比如,利用波速垂向变化的最大负梯度^[22],利用波速值相对于某模型的异常值来估计^[23-24],最简单的是直接利用固定的波速值来进行估计^[10]。

对于同样的波速分布数据,根据不同的岩石圈底边界波速条件来评判得到的岩石圈厚度将有一定的差别。图 3 显示了分别利用波速的最深正异常和最大负梯度所得到的岩石圈底部的位置。从图中可以很直观地看出,这两种方法得到的岩石圈厚度本身有一定的差异。除此之外,由于波速和温度场没

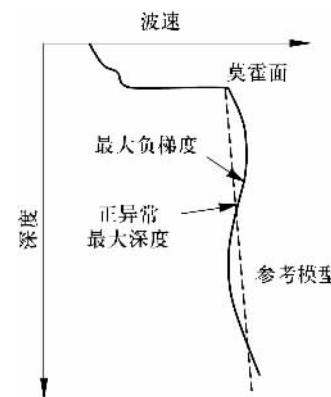


图 3 波速随深度变化示意图

Fig. 3 Sketch of seismic velocity variation with depth

有直接线性关系,也没有依据显示波速与岩石圈这个地球动力学概念有什么直接关系(虽然可能有间接关系),因此该方法具有一定的主观特点。另外,短时间尺度效应的波速和长时间尺度的稳定岩石圈

间的关系尚不明确。因此利用波速所得到的地震学岩石圈厚度分布只具有某种程度的相对意义。尤其是在利用固定波速值作为岩石圈底部的波速条件来得到岩石圈厚度的过程中,不但具有很大的主观随意性,并且对于不同地区和不同深度的结果基本不具有可比性。这是因为不同深度或不同地区所具有的温度和压力及成分等条件肯定是有区别的,因此同一波速值在不同深度或不同地区所表达的地球动力学意义可能是不同的。

2.4 各种厚度的对比

除以上介绍的三种常用方法之外,还有岩石圈厚度的岩石学、电学等等估计方法。这里不再介绍。

从表1中可以看出,对于每个地区来说,三种不同的岩石圈厚度相差较大,尤其是岩石圈等效弹性厚度和另两种厚度有较大的区别。这个差别不但来源于观测数据的误差,更重要的是来源于对岩石圈厚度估计标准的不同。也可以说这些岩石圈厚度的差别反映了不同岩石圈厚度估计标准所表达的地球动力学意义不一致。从上面讨论中已经知道,岩石圈有效弹性厚度一般并不代表大陆岩石圈的厚度,因此表1中岩石圈等效弹性厚度和另两种厚度有较大区别也就不足为奇了。以下我们就不再对岩石圈有效弹性厚度进行讨论。

通过以上介绍可以看出,已有常用的岩石圈传统估计方法得到的岩石圈厚度一般不是真正意义上的岩石圈厚度或者带有难以估计的较大误差。但从根本上来说,由于上地幔岩石的物理性质(弹性或非弹性、密度、粘性等)都是或多或少地与其本身的温度或与熔融温度的比值有一定的关系^[25],因此对于长时间尺度的岩石圈来说,用温度来定义岩石圈底边界比短时间尺度的波速更合理。因此从理论上来说,热学岩石圈厚度比地震学岩石圈厚度更合理,但实际研究中用地表热流等地表观测数据来求解稳态热传导方程得到的上地幔温度场的误差可能很大。

3 地震-热学岩石圈厚度

随着地震层析成像的迅速发展和岩石实验数据的积累,在20世纪90年代一些研究者开始相继用地震波波速来计算上地幔的矿物组成和温度。经过一定研究的积累,Goess等于2000年提出了一个较可靠的通过地震波波速来计算上地幔温度的方

法^[26]。随后,该方法相继被应用于欧洲和北美等大陆的研究^[26-29]。

Goess等提出的方法是利用矿物的弹性常数随温度和压力的变化、并考虑到高温下的非弹性影响,就可以在给定矿物组成成分和温度压力的情况下,通过已有公式计算得到该岩石的弹性波波速值。这是一个正演过程。而我们知道的是弹性波波速值,那么就需要通过反演方法,利用波速值得到上地幔的温度。由于通过层析成像可以得到高精度的三维波速分布,据此就可以直接反演得到三维的上地幔温度分布。

在得到三维上地幔温度的情况下,再利用热学岩石圈厚度的定义,就可以得到岩石圈的厚度了。这样不但利用了层析成像的高精度,而且还把瞬时状态的波速与和地球动力学关系更紧密的温度联系了起来,最终把热学岩石圈和地震学岩石圈的优点结合了起来。这种计算岩石圈厚度的方法显然比以往传统方法更合理。在此称这种厚度为地震-热学岩石圈厚度。

我们已经利用该方法对中国大陆进行了研究,并得到了中国大陆的岩石圈厚度图^[30]。具体结果和分析参见参考文献^[30]。图4显示了所得到的中国大陆岩石圈的地震热学厚度(1300℃绝热等温线)的初步结果。

4 中国大陆岩石圈厚度分布状况

从中国大陆岩石圈地震-热学厚度的分布(图4)来看,中国大陆岩石圈厚度具有较复杂的特点,并表现了极其复杂的分布格局^[30]。

首先,中国东部及沿海地区岩石圈较均匀且较薄,厚度约100 km左右。其中包括中国东北地区、中朝克拉通、扬子克拉通东部和华南造山带。这些地区属于环太平洋构造域,主要受太平洋板块的俯冲带作用的影响。

除了以上东部地区之外,中国大陆岩石圈厚度表现出了强烈的北西-南东走向带状分布、并从南到北具有总体从厚到薄的变化特征。由于带状分布的走向与印度板块和中国大陆碰撞带走向相一致,这非常直观地显示了这种带状分布与板块碰撞(和俯冲)作用有主要关系。由此可见,印度板块对中国大陆的碰撞是影响中国大陆岩石圈厚度分布的主要因素。

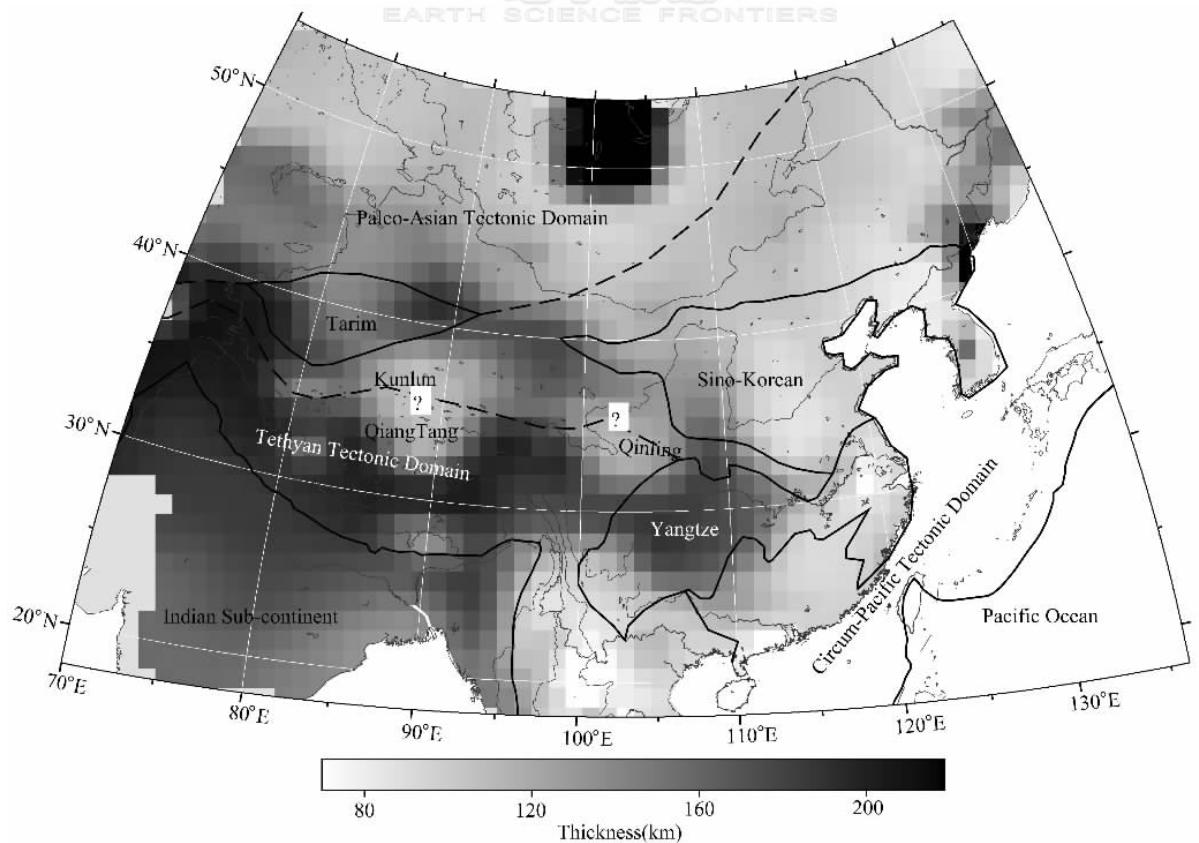


图 4 中国大陆地震-热学岩石圈厚度图^[30]

Fig. 4 Seismic-thermal lithosphere thicknesses of the Chinese continent^[30]

中国西部特提斯构造域(包括青藏高原和塔里木克拉通以南地区)最厚且变化较大,其厚度一般在160~220 km。该地区在早期曾遭受特提斯海板块的俯冲作用;当特提斯洋壳完全俯冲到中国大陆之下以后,从第三纪印度次大陆开始与中国大陆发生碰撞。伴随着大陆碰撞过程中大陆抬升的同时,较冷的印度次大陆上地幔对中国大陆上地幔表现出了俯冲作用^[31-32],并导致了特提斯构造域具有较厚的岩石圈。

昆仑秦岭造山带的岩石圈上地幔内部较复杂,其岩石圈上地幔内部约120 km深度有一低速层^[33],比如在羌塘地体以北地区到昆仑造山带之间。Rodgers 和 Schwartz^[34]曾把该低速层归结为部分熔融。实际上,An 和 Shi^[30]的计算表明该低速层的温度基本接近和达到了1 300 °C绝热等温线,因此具有足够的发生部分熔融的温度条件。从热学岩石圈厚度(1 300 °C绝热等温线)定义来说,该低速层就已经进入了软流圈。但鉴于该低速层之下的波速有所回升^[33],温度有所下降^[30],把该低速层归

结为岩石圈底部是否合适值得进一步深入探讨。故此在图4中有关地区位置标注了问号来表示厚度估计值不确定。

中国大陆三大克拉通的岩石圈厚度有较大区别。扬子克拉通的核心最厚达约170 km,塔里木克拉通的核心厚度约140 km,中朝克拉通的厚度约100 km。它们的厚度差别可能主要与其在显生宙所经受的构造运动改造有关^[30]。

从全球平均情况来看,岩石圈厚度与地壳的年龄有正比关系^[5]。即古老的克拉通地区的岩石圈较厚,年轻的造山带地区岩石圈较薄。从以上列举的特点不难看出,中国大陆岩石圈厚度的分布与地壳年龄似乎没有直接的线性关系,而与大地构造环境有更直接的关系。受板块碰撞强烈影响的地区(如青藏高原),岩石圈较厚;受大洋俯冲带影响较强的地区(如华北克拉通),即使地壳岩石年龄再老,其岩石圈厚度也不厚。

有关地震热学厚度与其他岩石圈厚度的详细对比及其解释,参见文献^[30]。

5 结论和讨论

岩石圈厚度分布信息是进行大尺度地球科学研究非常重要的一个参数。对于像大洋板块那样的构造简单地区,不同方法得到的结果获得了较好的一致性。但对于大陆地区,尤其是大地构造环境复杂的中国大陆,不同的研究方法所得到的岩石圈厚度可能具有不同的地球动力学意义。

大陆岩石圈等效弹性厚度往往与岩石圈的整体厚度无关,而与岩石圈内部的某些岩层及其性质相关。因此岩石圈等效弹性厚度并不代表一般意义上的岩石圈厚度。从理论上来说,热学岩石圈厚度体现了长时间尺度上的岩石圈热学作用,因此代表了板块构造学和地球动力学中岩石圈的厚度。但热学岩石圈厚度计算中所需的地热观测数据一般误差较大,且只能适合于长时间的稳定克拉通,因此不适合对中国大陆进行系统计算研究。虽然地震波波速结构有较高的精度,但据此计算的地震学岩石圈厚度依赖于人为对岩石圈进行的地震学定义;且由于波速是短时间尺度的效应,这与岩石圈这个长时间尺度的概念不一致。地震-热学岩石圈厚度可以很好地解决地震学岩石圈厚度和热学岩石圈厚度存在的问题,并且具有地震学岩石圈厚度和热学岩石圈厚度两者的优点。

中国大陆岩石圈厚度分布有如下特点:

(1)在中国东部岩石圈较薄,厚度约 100 km,其中包括中国东北、中朝克拉通、扬子克拉通东部和华南造山带。这些地区属于环太平洋构造域,主要受太平洋板块的俯冲影响。

(2)中国西部特提斯构造域(包括青藏高原和塔里木克拉通以南地区)厚度在 160~220 km,且变化较大;这么厚的岩石圈是与该地区受早期特提斯海的俯冲、从第三纪以来大陆碰撞过程中的大陆抬升和印度次大陆上地幔对中国大陆俯冲的强烈影响有关。

(3)三大克拉通的岩石圈厚度有较大区别。扬子克拉通核心最厚达约 170 km,塔里木克拉通的核心厚度约 140 km,中朝克拉通的厚度约 100 km。他们的厚度差别可能主要与其在显生宙所经受的构造运动改造有关。

(4)昆仑秦岭造山带及其附近岩石圈上地幔的内部构造较复杂,可能有大面积的部分熔融。如果

以部分熔融的上边界为岩石圈厚度的话,其岩石圈厚度相对周围地区突然变薄。

(5)中国大陆岩石圈厚度分布并没有显示出与地壳年龄的线性相关关系,而表现出与大地构造环境有更直接的关系。受板块碰撞强烈影响的地区,岩石圈较厚;受大洋俯冲带影响较强的地区,岩石圈较薄。

References:

- [1] REN Jishun, WANG Zuoxun, CHEN Bingwei, et al. The tectonics of China from a global view—a guide to the tectonic map of China and adjacent regions [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1999: 1-50 (in Chinese).
- [2] BRAITENBERG C, WANG Y, FANG J, et al. Spatial variations of flexure parameters over the Tibet-Qinghai plateau [J]. Earth Planet Sci Lett, 2003, 205: 211-224.
- [3] ZHAO Lihong, JIANG Xiaodian, JIN Yu, et al. Effective elastic thickness of continental lithosphere in western China [J]. Earth Sci—J China Univ Geosci, 2004, 29(2): 183-190 (in Chinese).
- [4] WANG Yong, XU Houze. The variations of lithospheric flexural strength and isostatic compensation mechanisms beneath the continent of China and vicinity [J]. Chinese J Geophys, 1996, 39(Suppl): 105-113 (in Chinese).
- [5] ARTEMIEVA I M, MOONEY W D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: a global study [J]. J Geophys Res, 2001, 106(B8): 16387-16414.
- [6] WANG J Y. Geothermics in China [M]. Beijing: Seismological Press, 1996: 1-300.
- [7] TENG Jiwen, YIN Zhouxun, LIU Hongbin, et al. The 2D and 3D lithosphere structure and continental dynamics of Qinghai-Xizang plateau [J]. Acta Geophysica Sinica, 1994, 37(Suppl II): 117-130 (in Chinese).
- [8] BASSIN C, LASKE G, MASTERS G. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America [J]. EOS Trans AGU, 2000, 81: F897.
- [9] WANG Yang, WANG Jiyang, XIONG Liangping, et al. Lithospheric geothermics of major geotectonic units in China mainland [J]. Acta Geoscientia Sinica, 2001, 22(1): 17-22 (in Chinese).
- [10] ZHU Jieshou, CAO Jiamin, CAI Xuelin, et al. High resolution surface wave tomography in East Asia and West Pacific marginal seas [J]. Chinese J Geophys, 2002, 45(5): 646-664 (in Chinese).
- [11] TENG Jiwen. The seismic study of lithospheric physics in China [J]. Acta Geophysica Sinica, 1994, 37(Suppl I): 140-159 (in Chinese).
- [12] WATTS A B, BUROV E B. Lithospheric strength and its

- relationship to the elastic and seismogenic layer thickness[J]. Earth Planet Sci Lett, 2003, 213: 113-131.
- [13] LYON-CAEN H, MOLNAR P. Gravity anomalies and the structure of the western Tibet and the southern Tarim basin [J]. Geophys Res Lett, 1984, 11: 1251-1254.
- [14] McNUTT M K, DIAMENT M, KOGAN M G. Variations of elastic thickness at continental thrust belts[J]. J Geophys Res, 1988, 93: 8825-8838.
- [15] LYON-CAEN H, MOLNAR P. Constraints on the structure of the Himalaya from an analysis of gravity anomalies and a flexural model of the lithosphere[J]. J Geophys Res, 1983, 88: 8171-8192.
- [16] JIN Y, McNUTT M K, ZHU Y S. Mapping the descent of Indian and Eurasian plates beneath the Tibetan plateau from gravity anomalies [J]. J Geophys Res, 1996, 101 (B5): 11275-11290.
- [17] 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): 3905-3927.
- [18] JAUPART C, MARESCHAL J C. The thermal structure and thickness of continental roots[J]. Lithos, 1999, 48: 93-114.
- [19] MARESCHAL J C, JAUPART C. Variations of surface heat flow and lithospheric thermal structure beneath the North American craton[J]. Earth Planet Sci Lett, 2004, 223: 65-77.
- [20] POWELL W G, CHAPMAN D S, BALLING N, et al. Continental heat flow density[M]// HAENEL R, RYBACH L, STEGENS L. Handbook of terrestrial heat-flow density determination. Hingham, Mass: Kluwer Academic, 1988: 167-222.
- [21] CULL J P. An appraisal of Australian heat-flow data[J]. BMR J Austral Geol Geophys, 1982, 7: 11-21.
- [22] van der LEE S. High-resolution estimates of lithosphere thickness from Missouri to Massachusetts, USA[J]. Earth Planet Sci Lett, 2002, 203: 15-23.
- [23] FREDERIKSEN A W, BOSTOCK M G, CASSIDY J F. S-wave velocity structure of the Canadian upper mantle[J]. Phys Earth Planet Ints, 2001, 124: 175-191.
- [24] FENG Mei, ASSUMPÇÃO M S, van der LEE S. Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent[J]. Phys Earth Planet Ints, 2004, 147: 315-331.
- [25] POLLACK H N, CHAPMAN D S. On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness[J]. Tectonophysics, 1977, 38: 279-296.
- [26] GOES S, GOVERS R, VACHER P. Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography[J]. J Geophys Res, 2000, 105(B5): 11153-11169.
- [27] GOES S, van der LEE S. Thermal structure of the North American uppermost mantle inferred from seismic tomography [J]. J Geophys Res, 2002, 107(B3): 2050.
- [28] CAMMARANO F, GOES S, VACHER P, et al. Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities[J]. Phys Earth Planet Ints, 2003, 138(3/4): 197-222.
- [29] RÖHM A H E, SNIEDER R, GOES S, et al. Thermal structure of continental upper mantle inferred from S-wave velocity and surface heat flow[J]. Earth Planet Sci Lett, 2000, 181: 395-407.
- [30] AN Meijian, SHI Yaolin. Lithospheric thickness of the Chinese continent[J]. Earth Planet Sci Lett, 2006 (submitted).
- [31] van der VOO R, SPAKMAN W, BIJWAARD H. Tethyan subducted slabs under India[J]. Earth Planet Sci Lett, 1999, 171: 7-20.
- [32] SU Wei, PENG Yanju, ZHENG Yuejun, et al. Crust and upper mantle shear velocity structure beneath the Tibetan plateau and adjacent areas[J]. Acta Geoscientia Sinica, 2002, 23 (3): 193-200(in Chinese).
- [33] HUANG Zhongxian, SU Wei, PENG Yanju, et al. Rayleigh wave tomography of China and adjacent regions[J]. J Geophys Res, 2003, 108(B2): 2073.
- [34] RODGERS A J, SCHWARTZ S Y. Lithospheric structure of the Qiangtang Terrane, northern Tibetan Plateau, from complete regional waveform modeling: evidence for partial melt[J]. J Geophys Res, 1998, 103(B4): 7137-7152.

参考文献:

- [1] 任纪舜, 王作勋, 陈炳蔚, 等. 从全球看中国大地构造——中国及邻区大地构造图简要说明[M]. 北京: 地质出版社, 1999: 1-50.
- [3] 赵俐红, 姜效典, 金煜, 等. 中国西部大陆岩石圈的有效弹性厚度研究[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2004, 29 (2): 183-190.
- [4] 王勇, 许厚泽. 中国大陆及其邻区岩石层挠曲强度变化和均衡补偿机制[J]. 地球物理学报, 1996, 39(增刊): 105-113.
- [7] 滕吉文, 尹周勋, 刘宏兵, 等. 青藏高原岩石层三维和二维结构与大陆动力学[J]. 地球物理学报, 1994, 37(增刊 II): 117-130.
- [9] 汪洋, 汪集旸, 熊亮萍, 等. 中国大陆主要地质构造单元岩石圈地热特征[J]. 地球学报, 2001, 22(1): 17-22.
- [10] 朱介寿, 曹家敏, 蔡学林, 等. 东亚及西太平洋边缘海高分辨率面波层析成像[J]. 地球物理学报, 2002, 45(5): 646-664.
- [11] 滕吉文. 中国岩石层物理的地震学研究[J]. 地球物理学报, 1994, 37(增刊 I): 140-159.
- [32] 苏伟, 彭艳菊, 郑月军, 等. 青藏高原及其邻区地壳上地幔 S 波速度结构[J]. 地球学报, 2002, 23(3): 193-200.