

地球的层圈结构、力学性质和地幔矿物的高压相变*

白武明^{1,†} 谢鸿森² 侯渭²

(1 中国科学院地质与地球物理研究所 100101 北京)

(2 中国科学院地球化学研究所 550002 贵阳)

摘要 简要介绍了目前被广泛采用的地球内部的分层结构,并说明了板块构造体系中岩石圈和软流层所对应的分层方法,以及各层圈的主要物质成分组成.较系统地介绍了地幔矿物的高压相变实验结果和地幔的矿物组成.结合高温高压下矿物的流变实验,讨论了岩石圈、上地幔、过渡带和下地幔的变形机制和流变学性质.

关键词 地球的分层,矿物相变,力学性质

The layered structure, mechanical properties and high pressure phases change of the earth's mantle

BAI Wu-Ming^{1,†} XIE Hong-Seng² HOU Wei²

(1 *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China*)

(2 *Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China*)

Abstract The layered structure of the Earth's interior and the classification of the lithosphere and asthenosphere as well as the material composition of the layers are described. We review the results of experiments on high pressure phase changes of the mantle and the latter's mineral composition. The rheological properties of the lithosphere, upper mantle, transient zone and lower mantle are discussed.

Key words layered structure of the earth, mineral phases change, mechanical properties

1 引言

地球是太阳系的一颗类地行星.除地球外,类地行星还包括水星、金星和火星.它们的共同特点是:距离太阳近,质量小,密度高,主要由岩类物质(指硅酸盐和金属等高温凝聚物质)组成^[1].在这四颗类地行星中,地球的质量和体积最大,其内部层圈构造最为复杂.此外,从地球表面观测到的大量地质和地球物理现象,如地震的发生,火山的喷发,乃至岩石圈板块的运动,都表明地球内部物质的相互作用至今仍十分强烈.地球还是一个演化时间最长、演化历史最复杂的类地行星.鉴于地球的这些特点,对固体地球的探测必须是多角度的.大致包括以下三个方面:对固体地球整体物理和化学状态的观测和研究;对地球内部各层圈物理性质和化学成分的观测

和研究;以及对各层圈物质间相互作用的动力学过程的观测和研究.针对如此纷繁复杂的研究对象,地球科学发展了多种不同的探测方法.地质学观测和超深钻探都属于直接探测的方法,此类方法所达到地球内部的深度十分有限.目前地质学观测所涉及的最大深度在100km左右,而超深钻探的深度只在13km之内.因此,间接的方法在地球内部的探测中就显得十分重要.全球性地球物理观测是最主要的间接探测方法,它包括地震学、力学、电学、热学、磁学,以及界面形态学等多方面的研究,目前已取得了大量有关地球内部分层和各层圈物理性质和形态学

* 国家自然科学基金(批准号:10299040,40274026)、中国科学院知识创新工程(KJ92-SW-No.3)资助项目

2004-05-09收到初稿,2004-08-12修回

† 通讯联系人. Email: baiw@mail.igcas.ac.cn

评 述

方面的数据.此外,在模拟地球内部的高温高压条件下进行实验研究,也是了解地球内部物质结构的一种间接探测方法.在众多模拟实验研究中,地幔矿物的高压相变实验目前已获得了比较统一的实验结果,并推断出了被大多地球科学家所认可的地幔矿物模型.本文除对固体地球的层圈结构、各层圈的物质组成,以及对地球各层圈的强度、变形和流变学性质等进行介绍外,还对地幔矿物及其相变的高温高压实验结果作较详细的报道.

2 地球内部的分层和主要物质组成

固体地球总体上可以看作作为一个弹性体,允许弹性波在其内部通过.地震波是一种弹性波,地震波在地球内部的传播方式主要有纵波、横波和面波等.纵波的传播方向和介质的运动方向一致,横波的传播方向和介质的运动方向垂直.面波又分为洛夫(Love)波和瑞雷(Rayleigh)波.洛夫波和瑞雷波都为质点在水平方向振动的波,但是洛夫波的振动方向和波的传播方向垂直,而瑞雷波的振动方向和波的传播方向平行.面波的特点是波扰动的幅度随离开自由表面距离的增加而迅速衰减,即波的扰动只局限于自由表面附近.由于纵波的速度大于横波的速度,在地震台的记录中纵波最先到达,所以纵波也称为P波(*undea primae*),横波在P波以后被记录到,所以也称横波为S波(*undea secunda*).地震波在地球内部的传播速度与地球内部的密度直接有关.一般来说,同一震源在相同介质中纵波速度是横波速度的两倍至三倍.因此,通过地震波传播速度的记录,可以推断地球内部的密度变化.如果地球内部是一个完全均匀的固体介质,随深度增加,物质逐渐压实,密度应呈现线性增加,地震波速度也应是逐渐增加的.然而,地震观测结果表明,在地球内部存在多个地震波速突然变化的界面,在这些界面处,地震波速出现跳跃式增加,甚至出现横波的突然中断(图1).这些界面被称为地震不连续面.根据地震不连续面,地球内部被划分为若干个层圈.在各层圈内部,地震波速随深度而递增.但各层圈之间地震波速随深度的递增速率是不同的.

地震波的研究发现,地球内部的结构不仅在径向分层,而且在横向也存在不均匀和各向异性.近年来的研究表明:地球内部的非均匀和各向异性同地球内部的物质流动和物质组成等地球动力学基本问题密切相关.比如面波研究所反映的地幔内部速度方位变化的图像同地幔对流研究所得到的地幔内部

物质流动的图像很相似,这种相似所反映的物理本质是什么?这又促使矿物物理学家从地幔矿物的结构和变形等方面寻找证据……有关地球内部非均匀和各向异性的研究已经成为地震学和地球动力学研究中重要的方向.

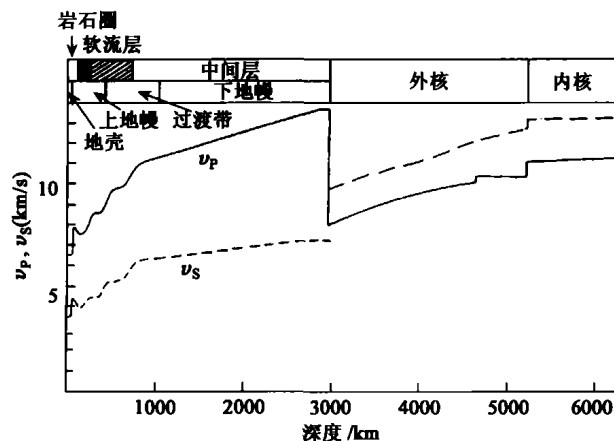


图1 地球内部各层圈的深度和地震波速度分布^[6]

根据地球内部最主要三个地震不连续面,从地表向下将地球划分为:地壳、地幔、外核和内核四个层圈.这三个主要的地震不连续面是:(1)莫霍面,它是地壳和地幔之间的界面.此界面处,地震波的纵波速度(v_p)由6.8—7.2km/s突变为8.0—8.2km/s.大陆区和大洋区莫霍面的深度不同,大陆区莫霍面的深度约为30—50km,大洋区莫霍面的深度约为5—10km.(2)在约2900km深处存在着地幔与外核之间的界面,也称为古登堡面.此界面处 v_p 由13 km/s突降为8 km/s,而横波(v_s)中断,表明外核物质为液态.(3)在约5000km深处为外核与内核之间的界面.此界面处 v_p 明显增加, v_s 再次出现.表明内核物质为固态.

随着观测技术和方法的不断进步,有更多的地震不连续面被发现,地球内部分层也逐渐细化,提出了多种分层模型.表1列出了应用比较广泛的布伦模型和初步地球参考模型(PREM)的分层情况^[2-5].20世纪60年代以来,在板块构造学说的建立和发展过程中,提出了岩石圈和软流层的概念.岩石圈是指地球表部的刚性层,它包含了地壳和上地幔的最上部(表1中PREM模型中的盖层).岩石圈之下的软流层相当于PREM模型中的低速层.在横向上,岩石圈由一些相互独立的板块组成,所以板块也称为岩石圈板块.板块运动就是指岩石圈板块在软流层之上的相对运动.大陆板块和大洋板块的厚度也不同,大陆地盾的岩石圈厚度可达150—

200km,软流层很薄,甚至缺失.大洋岩石圈厚度约40km,下面有180km的低速层^[4].目前,这种对于地球上部的分层方法已被广大的地球科学家所采用.表2给出了结合板块构造体系的层圈划分方法及各层圈的特征参数.

地壳和地幔主要由硅酸盐矿物集合成的岩石组成.地壳上部是酸性花岗岩类,下部是玄武岩质岩石.地幔主要是橄榄岩类.组成地壳岩石的矿物以硅铝酸盐类矿物如辉石和长石为主,组成地幔岩石的矿物以铁镁硅酸盐矿物如橄榄石等为主.因此,地壳和地幔也被分别称为硅铝质地壳和铁镁质地幔.实验表明,随压力和温度增加,硅酸盐矿物可能发生结构相变.目前根据地幔矿物高压相变实验的结果,已普遍公认上地幔与过渡带之间,以及过渡带与下地幔之间的界面可能是硅酸盐矿物相变引起的^[6].有关的内容将在下节作较详细的介绍.

天体化学和陨石学研究表明,球粒陨石是与原始地球最为相似的地外物质.球粒陨石中所含的金属铁-镍(Fe-Ni)的密度与地球内核非常接近.金属铁-镍熔点很高,在内核的高压高温下仍能保持固态.因此推断地球内核的成分可能是金属铁-镍质的.地球外核的密度低于金属铁-镍,因此外核中除金属铁-镍外,还应含有一定数量的轻的元素.这些轻元素的加入还应使体系的熔点下降,从而使外核保持液态.根据球粒陨石的成分分析,以及相关的高压熔融实验.目前认为,外核中除金属铁-镍外,可能含有的轻元素有:硫(S)、硅(Si)、氢(H)、磷(P)、碳(C)、钾(K)、钠(Na)、钙(Ca)、镁(Mg)等^[7].

要说明的是,上述对地球各层圈的描述仅仅勾勒出了地球内部结构的基本轮廓,而地球内部的结构是非常复杂的.实际上,各层圈的界面并不是一个理想的球面,而是有起伏的.即使在同一层圈内,也就是垂直半径方向(简称为横向),其密度和物质组成也有很大变化,这被称为地球内部物质的非均匀性(或不均匀性).此外,地震学和其他地球物理学观测表明,在地球内部相同地区的不同方向上,地震波传播速度和其他物理性质也可能是不同的,这种特性被称为地球内部的各向异性,这可能与所组成矿物的晶体定向排列,物质的分异、调整和运移有关.在地球科学中,地球内部的物质不均匀性和各向异性已经成为非常重要的研究课题,由于篇幅所限,本文不再作进一步介绍.

3 地幔矿物的高压相变

压力作为热力学的基本参数,其主要作用是改

变物质原子间距,引发一系列结构与性质的重大变化乃至突变.在从常压增高到100百万大气压的过程中,物质一般出现3—5个相变,同时物质的性质也随之发生变化.地球内部是一个天然的高温高压实验室,在地表和岩石圈中观测到的矿物在更高的温压条件下的地幔中将发生一系列的相变.高压实验资料表明,在高温高压下,所有硅氧四面体均变成八面体,使之产生了一整套新的地幔矿物学.与地幔矿物有关的高压实验结果如下:

3.1 石英的相变

石英是地壳中最常见的矿物,在不同的温压条件下,石英有10多个相.随压力增加约在3GPa压力下石英(Qz)相变为柯石英(Cs),柯石英的密度约为2.91,比石英的密度增加了近10%,但其内部结构中Si的配位数仍保持4^[8].在约10GPa压力下,柯石英转变为具有金红石结构的斯石英(St).金红石的化学式为TiO₂,四方晶系.其结构是氧离子为六方最紧密堆积,Ti离子位于八面体空隙中,为六配位.斯石英密度为4.28,比柯石英密度增加了约47%,其Si变为6配位^[9].大约在50GPa压力下,斯石英转变为一种更致密的具有CaCl结构的后斯石英相.

3.2 FeO-MgO体系的相变

方铁矿(FeO)在常压下是不稳定的,温度上升到560℃以上,形成Fe_(1-x)O. Fe/O原子比小于1,且没有固定值.随压力的增加,x值减小,在压力3.5GPa和775℃下,Fe_(1-x)O→FeO,为等轴晶系方铁矿,Fe/O原子比等于1.压力在30GPa和1000℃时,方铁矿发生了歧化,生成氧化铁和ε铁(Fe₂O₃+εFe). Fe₂O₃+Fe_(1-x)O在20GPa和1500℃下相变为高压磁铁矿结构(hFe₃O₄).

方镁石(MgO)在高压下十分稳定,实验表明,在100GPa压力下仍没有相变.该体系中的镁铁矿(MgFe₂O₄) 在常压下具有尖晶石(等轴结构)结构,在20GPa和1500℃时,相变为单斜晶系的结构,与高压磁铁矿结构(hFe₃O₄)相似^[10].

3.3 FeO-SiO₂体系的相变

这个体系的主要矿物是铁橄榄石(Fe₂SiO₄)和正铁辉石(FeSiO₃).铁橄榄石在常压下的稳定相称α相,在6GPa和1000℃下相变为尖晶石结构的γ相,其相变方程是: $P(\text{GPa}) = 3.46 + 0.25T(^\circ\text{C})$,在更高的压力和温度下(约23GPa和1000℃),γ-Fe₂SiO₄相变为方铁矿和斯石英.

正铁辉石(FeSiO₃) 在15.5GPa和1000℃下也相变为方铁矿和斯石英.

评述

表 1 地球的分层模型

布伦模型			PREM 模型	
层圈名称 (深度/km)		地震波速变化特征		
地壳	A (0—35)	变化复杂		
地幔	上地幔	B (35—400)	波速随深度增加而增大, 变化梯度正常	
		C (400—1000)		波速随深度增加而增大, 变化梯度较大
		D' (1000—2700)		
	下地幔	D" (2700—2900)	波速变化梯度近于零	
地核	外核	E (2900—4980)	P 波速度随深度增加而增大, 变化梯度正常; S 波消失	
	过渡区	F (4980—5120)	不详	
	内核	G (5120—6371)	S 波出现 P 波和 S 波波速随深度增加而增大的梯度很小	

表 2 地球各层圈的主要特点

层圈名称(深度/km)*		占地球总质量的比率(%)	密度/(g/cm ³)	压力/GPa	温度分配特征
岩石圈	地壳 陆壳 (0—50)	0.4	2.84(平均)	0—1.0	陆壳底部约 600℃, 洋壳底部约 200℃
	洋壳 (0—10)	0.1			
岩石圈上地幔 (30—120)		10.3	3.31—3.37	1.0—3.3	80km 以下地热梯度随深度增加而减小
软流层 (120—220)			3.37—3.54	3.3—13	
上地幔 (220—410)			3.54—4.44	13—24	
过渡带 (410—670)		7.5	5.42—5.62	24—137	核幔边界约 4 000℃
下地幔 (670—2891)		49.2	9.89—12.26	137—329	地心约 6 000℃
外核 (2891—5150)		30.8	12.7—13.00	329—367	
内核 (5150—6371)		1.7			

*结合板块构造体系中的层圈划分方法

3.4 MgO - SiO₂ 体系的相变

这个体系的主要矿物是镁橄榄石 (Mg₂SiO₄) 和顽火辉石 (MgSiO₃)。镁橄榄石有两个高压相, 称 β 相和 γ 相。大约在 14.3GPa 和 1400℃ 下相变为 β 相, 为一种畸变的尖晶石相, 其结构与尖晶石类似, 但其中氧离子为近似的立方紧密堆积^[6,11]。因而在结晶学上其晶系仍与原橄榄石相同, 为斜方晶系。在地幔中, 橄榄石的相变压力与成分有关, 在 Fe₂SiO₄ 橄榄石中不发生 β 相变, 而富镁的橄榄石相变压力高。产于上地幔的橄榄石中, Mg/(Mg + Fe) 约为

0.90。其相变为 β 相的压力和温度分别为 13.45GPa 和 1400℃。在 17GPa 和 1000℃ 下 Mg₂SiO₄ 相变为尖晶石结构的 γ 相。

真正尖晶石的化学式为 Al₂MgO₄, 为等轴晶系矿物。主要结构为氧离子作立方最紧密堆积 (立方面心格子 fcc)。两价阳离子 Mg²⁺ 充填其四面体空隙, 为四配位。三价阳离子 Al³⁺ 充填其八面体空隙为六配位。橄榄石在高压下向尖晶石结构相转变。其中 Si⁴⁺、Mg²⁺ 的位置分别相当于上述尖晶石 Mg²⁺、Al³⁺ 的位置, 因而 Si⁴⁺ 和 Mg²⁺ 的配位数不变, 但紧

密堆积程度加大. 橄榄石的尖晶石结构相也称为 γ -Sp 相.

3.5 橄榄石和辉石的相变——钙钛矿相

在上地幔中, 橄榄石和辉石矿物占 86%, 所以橄榄石和辉石的相变是下地幔矿物组成的主要依据. 橄榄石的 β 相中的阳离子的配位数与原橄榄石(称为 α 相)相比, 并未发生变化. 但由于紧密堆积程度增高, β 相比 α 相密度增加了 7.5%, β 相仍为各向异性很强的矿物. γ 相比 β 相的密度增加 3.5%, γ 相已成为各向同性的矿物. 此外, 镁橄榄石的 γ 相在高温高压下可相变为钙钛矿相(Pv). 其过程是: γ - $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2(\text{St})$ 在 22.0GPa 和 1000°C 下, 首先相变为钛铁矿结构相 $\text{MgSiO}_3(\text{Il})$; 在压力 27GPa 和 1000°C 下相变为钙钛矿相(Pv). 在常压下的 X 射线测量计算得出从顽火辉石 $\text{MgSiO}_3(\text{En})$ 到钙钛矿(Pv) 相的密度值增加: $\text{MgSiO}_3(\text{En}) \rightarrow 1/2 \text{Mg}_2\text{SiO}_4(\beta) + 1/2 \text{SiO}_2(\text{St})$ (密度 $D = 3.676$) $\rightarrow 1/2 \text{Mg}_2\text{SiO}_4(\gamma) + 1/2 \text{SiO}_2(\text{St})$ ($D = 3.741$), $\text{MgSiO}_3(\text{Il})$ ($D = 3.815$) $\rightarrow \text{MgSiO}_3(\text{Pv})$ ($D = 4.083$), 其密度分别增加了 15.2%, 1.8%, 2.0%, 7.0%^[6].

顽火辉石 MgSiO_3 在高压和较低温度下可相变为钛铁矿相(II 相), Mg^{2+} 、 Si^{4+} 分别占据上述钛铁矿 Fe^{2+} 、 Ti^{4+} 的位置, 因而 Mg^{2+} 的配位数未变, Si^{4+} 由四配位变为六配位. MgSiO_3 的 II 相中氧离子为畸变的六方紧密堆积, 具有强烈的各向异性. 顽火辉石的钛铁矿相在 14.3GPa 和 1000°C 条件下相变为钙钛矿结构相(Pv)^[12]. 顽火辉石的钛铁矿相 \rightarrow 钙钛矿结构的相变边界为 $P(\text{GPa}) = 26.8 - 0.0025T$ (°C), 并被广泛应用于高温下标定压力的标准.

钙钛矿化学式为 CaTiO_3 , 等轴晶系. 由于离子半径的变化, 常发生向单斜或向四方晶系的畸变. 在 MgSiO_3 的 Pv 相中, Mg 和 O 一起构成一个立方最紧密堆积. 因而 Mg^{2+} 一般为十二配位. Si 充填八面体空隙, 为六配位. 由于 Mg-O 距离不完全相同, 因而结构上有一定畸变, 结晶学上表现为斜方晶系.

辉石和石榴子石的化学式非常类似, 比如顽火辉石 MgSiO_3 和镁铝榴石 $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{SiO}_{12}$, 它们的阳离子和阴离子之比都为 2:3. 在适当的压力温度条件下 MgSiO_3 能包含一定量的 Al_2O_3 进入晶格, 成为富铝的顽辉石. Ringwood 和 Major 在 20.0—30.0GPa 压力下, 由含 Al_2O_3 非常低的 MgSiO_3 成分的玻璃合成了石榴子石结构相, 分子式应写作 $\text{Mg}_4\text{Si}_4\text{O}_{12}$, 命名为 majorite (镁铁榴石, 也称贫铝石榴石). 实验产

物中 majorite 里的 Al 应被 Mg、Fe、Si 所取代, 可写作:



式中左上角罗马数字代表离子配位数^[9].

后来在球粒陨石中发现了冲击成因的 majorite (含 Al_2O_3 约 2.6%), 进一步的证实了这个相变反应的存在^[13]. 有关地幔矿物相变的高温高压实验数据很多, 上述地幔矿物的相变实验是与地球内部的层圈界面有关.

3.6 地球内部结构与矿物相变

地球内部的地震波不连续界面的解释主要依赖于实验室的高温高压实验结果. 在上地幔中, 橄榄石占 57%, 橄榄石的 α 相 \rightarrow β 相变, 可能是形成上地幔和过渡带的 410km 界面主要原因. 而超尖晶石相变(橄榄石的尖晶石相变为钙钛矿结构)可能是形成过渡带与下地幔 670km 界面的主要原因. 普遍认为下地幔主要矿物是钙钛矿结构的硅酸盐矿物, 和少量方镁石和斯石英的高压相. 在刚性岩石圈与软流层之间, 可能存在有硅酸盐熔体.

4 地球各层圈的力学性质

4.1 岩石圈的强度

在岩石圈的顶部, 温度和压力较低, 岩石的变形机制主要是沿着断层面和脆性破裂面的摩擦滑动为主. 这时压力和应变速率对岩石的强度有较大的影响, 而温度对强度影响不大. 岩石的摩擦滑动可分为稳定滑动和不稳定滑动, 它们被分别简称为稳滑和粘滑. 在稳滑过程中, 滑动面两侧岩石沿滑动面平稳地发生相对位移, 在该过程中, 应力和能量的释放都是缓慢和均匀的. 在地表观察到的一些断层的蠕变现象就是稳滑的结果. 在粘滑过程中, 滑动面两侧岩石的相对滑动是不连续的, 滑动速度是振荡形式. 在地表对应于岩石沿断层的滑动有时突然向前, 有时锁住不动. 因此, 粘滑过程中应力和能量的释放是突然的. 所以许多人利用岩石粘滑机制来解释地震的发生过程.

在岩石圈较深的部位, 温度和压力相对较高, 岩石的变形主要以岩石中矿物颗粒间的塑性流动为主. 这时, 岩石的强度主要受岩石的塑性流动控制, 压力对岩石的强度影响不大, 而温度和应变速率对岩石的强度有很大的影响.

根据大陆岩石圈和海洋岩石圈的结构、组成, 以及热流分布情况, 在综合了多个实验室高温高压岩石变形实验结果的基础上, 绘制出了大陆岩石圈和

评 述

海洋岩石圈的强度包络线(图2)^[14]. 由图2(b)可看出,大陆岩石圈的滑动摩擦强度随压力增加作近于线性的增加,岩石的塑性变形强度随着温度的增加而逐渐减小. 大陆岩石圈的强度剖面有两个峰值. 第一个峰值出现在莫霍面以上,深度约10—20km,这个区域被认为是地壳岩石由脆性变形向塑性变形的转换区域. 由于地壳岩石相对于地幔岩石具有较低的塑性,在莫霍面处,随着岩石成分的变化,岩石圈的强度出现了一个间断,并在莫霍面的下部出现了第二个峰值. 随着温度的增加,强度又逐渐降低. 与大陆岩石圈不同,海洋岩石圈[图2(a)]的滑动摩擦强度随着深度的增加逐渐增大,并在25—35公里处达到最大,随后,由于温度的影响,其的强度逐渐降低. 在岩石的脆性变性和塑性变形区之间,存在着一个中间的变形过渡区.

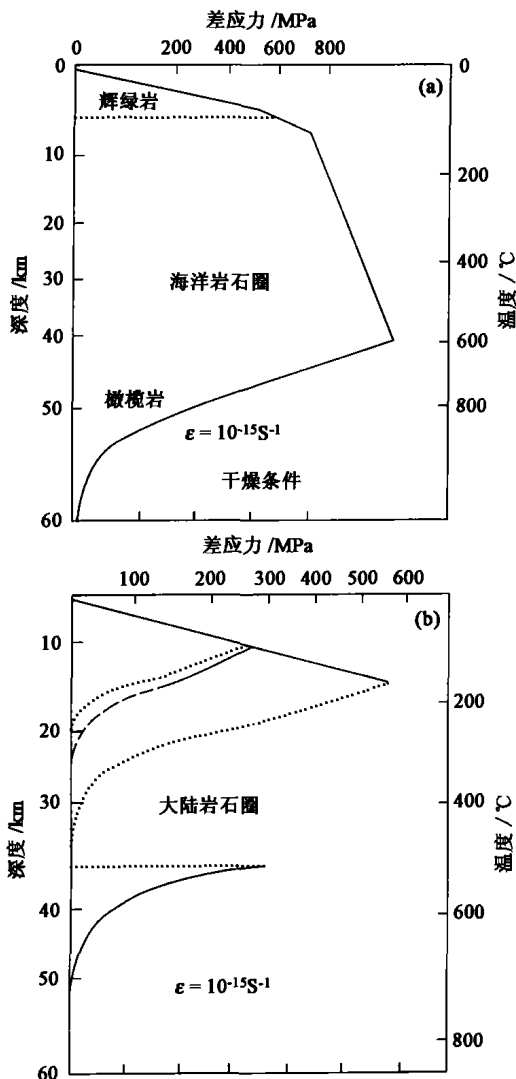


图2 海洋和大陆岩石圈的强度包络线^[14]

4.2 上地幔的流变学性质^[15]

与岩石圈相比,上地幔的岩石和矿物所处的压

力温度较高,其形变以塑性流动变形为主. 因此,在应力作用下,上地幔中的岩石同时具有变形性质和流动性质,统称为流变性质. 影响岩石和矿物流变性质的因素很多,包括粘性、流体(水和熔体)以及化学环境(氧分压)等. 实验表明,在橄榄岩样品中加入微量的水,温压条件不变,其强度下降至无水时的一半. 在相同温压条件下,含微量水的橄榄石单晶样品的应变速率比无水时大一个量级,而粘性系数大约降低140倍. 熔融和部分熔融作用也能显著地改变岩石的流变学性质. 实验研究表明,岩石中熔体的比例大于4%时,相对于没有发生部分熔融的岩石,其应变速率增加了一个量级.

研究表明,上地幔岩石主要由橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和石榴子石等矿物组成. 实验研究和对天然变形的橄榄石微观结构分析表明,在一个相当宽的温度和压力条件下,橄榄石是上地幔中最丰富和最软弱的组分. 因此,上地幔的流变学性质可能主要受橄榄石多晶体的流变学性质所支配. 在稳定变形状态,橄榄石的应变速率同压力、温度、晶粒大小以及差应力大小的关系可写为

$$\dot{\epsilon} = A \frac{\sigma^n}{d^m f_{O_2}^p} a(x)^q \exp\left(-\frac{E + PV^*}{RT}\right),$$

式中, $\dot{\epsilon}$ 表示应变速率, σ 为差应力, d 为平均颗粒尺度, f_{O_2} 为氧逸度, $a(x)$ 是化学组分活度, E 为变形活化能, V^* 为变形活化体积, P 为压力, R 为气体常数, n 为应力指数, m 为晶体粒度指数, p 和 q 分别为氧逸度和化学活度指数. 其中 n, m, E 和 V^* 被称为流变学参数.

岩石塑性流动变形的形式分为位错蠕变和扩散蠕变. 由组成岩石的矿物晶体内部发生位错引起的岩石变形称为位错蠕变. 在有位错蠕变发生的变形岩石中,由于矿物晶体内部的位错而导致矿物沿晶格优选方向发生定向排列. 由组成岩石的矿物颗粒边界间物质相互扩散引起的岩石变形称为固体扩散或扩散蠕变. 在发生扩散蠕变机制的变形岩石中,矿物变形是均匀的,不发生定向排列. 对于同一种样品,其位错蠕变和扩散蠕变的流变学参数不同.

一般认为,大陆下和大洋下的上地幔流变性质是介于无水和有水橄榄石的流变性质之间,而岛弧下的上地幔的流变性质接近于有水的橄榄石的流变性质. 因此,在流变学实验研究中,都要进行无水和含水两种条件下的比较. 表3列出了实验获得的无水和有水条件下橄榄石多晶体的流变学参数. 可以看出,无论是含水橄榄石多晶体,还是无水橄榄石多

晶体,其位错蠕变的晶体粒度指数(m)都为零,说明其位错蠕变与颗粒度无关.而位错蠕变的变形活化能(E)和变形活化体积(V^*)都较扩散蠕变要大.由此可以推断,在以细粒橄榄石为主的上地幔中,在压力较高,温度较低,所受应力相对较低的情况下,上地幔岩石的变形应以扩散蠕变为主.根据扩散蠕变的特点,这种条件下上地幔岩石的变形应该是均匀的,岩石不具有各向异性.

表3 无水 and 有水条件下橄榄石多晶体的流变学参数

流变学参数		无水橄榄石	有水橄榄石
位错蠕变	n	3—3.5	1.7—3
	m	0	0
	E/KJmol^{-1}	540	430
	$V^*/\text{cm}^3\text{mol}^{-1}$	15—25	10—20
扩散蠕变	n	1.0	1.0—1.7
	m	2.5	2.5
	E/KJmol^{-1}	300	240
	$V^*/\text{cm}^3\text{mol}^{-1}$	6	5

地震面波的观测表明,上地幔顶部,沿水平方向振动的SH波和沿垂直方向振动的SV波速有较大的差别,说明上地幔上部存在明显的各向异性.根据两类流动变形的特点,可以认为在上地幔上部,其变形机制以位错变形为主.这一结论也被来自幔源橄榄岩包体的显微结构所证实.幔源包体中的橄榄石常常具有沿其晶格优选方向排列的趋势,表明橄榄石的流动也主要受位错蠕变的控制.地震面波的观测还发现,上地幔上部的各向异性明显高于上地幔下部.由此可推断,上地幔顶部岩石的变形以位错蠕变为主,随着深度的增加,岩石的变形的机制逐渐转变为以扩散蠕变为主.

实际上,上地幔中岩石的变形机制是非常复杂的,除压力随深度递增直接影响岩石的变形外,应力、地热梯度、颗粒度,以及含水量的变化,都影响着变形机制的转变.比如,冰期以后岩石圈变形恢复过程的研究结果就证明,这一期间,上地幔浅部的变形以扩散蠕变为主.这时应力和应变速率的关系是线性的.综合上述观测结果,可以认为,在上地幔浅部几十公里处,和上地幔深部200—300km处,都有变形机制发生转换的可能.

观测表明,在上地幔内部,岩石变形机制的转换是全球性的.岩石变形机制的转换可能引起岩石变形强度的弱化,这在地球动力学研究中有着重要意

义.比如,变形弱化可以促使大陆裂谷作用和岩浆底劈,或者与大陆碰撞有关的岩石圈板块变形过程发生.上地幔大尺度的流变弱化还将引起变形局部化而导致力学解耦,使得界面上、下两部分地幔对流格局发生变化.高分辨率的地震层析成像研究发现,在上地幔中广泛存在着物性分布的不均匀.并且,在上地幔深部的不均匀和浅部的不均匀有着明显的差异.地震波研究还发现在全球大部分地区都存在200km深度的地震波不连续面,这种物性的不均匀分布显然同所处位置的岩石变形机制有关.

4.3 过渡带的流变学性质

根据地幔矿物高压相变实验结果,上地幔过渡带主要由石榴子石结构相(majorite)和橄榄石的高压相(γ 相)组成.由于条件所限,直接采用上述矿物,在与过渡带相当的高温高压下进行流变学实验还难以实现.而相似材料流变实验是最常用的实验研究方法,其基本原理是:选用相似材料,在低压高温下测定它们的流变性质,然后通过对变形机制的分析,找出低压和高压条件下这些矿物的变形机制与温度之间的依赖关系,进而推导出相当于过渡带和下地幔的高温高压下这些矿物的流变性质.目前,有关过渡带流变性质的讨论,多以石榴子石的高温流变实验为依据.

石榴子石的高温流变实验结果表明,这类矿物非常坚硬,在很宽的温度和应变速率范围内,都显示出典型的脆性变形.对于某些氧化物的石榴子石结构相,只有当温度快接近这类矿物熔点温度时(T 大于 $0.8T_m$, T_m 为熔点温度),样品才可能进行塑性变形^[16].低于这一温度,大部分石榴子石单晶体仅发生瞬态变形,并在达到极限应变时发生脆性破裂.石榴子石的脆—延性转变温度远远大于地壳和地幔中其他常见矿物,如石英、橄榄石和辉石发生脆延性转的温度.实验还发现,石榴子石的强度比其他主要壳幔矿物的高温塑性强度至少高一个量级.石榴子石发生高温塑性变形的机制是以位错蠕变为主.

天然产出的石榴子石—橄榄石包体的组构分析发现,这些包体中,橄榄石和辉石发生了强烈的变形,而石榴子石仅发生了很微弱的塑性变形.这一事实也支持了上述的实验结果分析.石榴子石的组构分析还发现,石榴子石的高温塑性变形基本是各向同性的.尽管石榴子石是一个种类很多、成分十分复杂的一个矿物相,但对已知的石榴子石的高温变形结果分析表明,具有石榴子石结构的矿物的蠕变强度和温度存在着很好的相关性.这就意味着,不同化学成分的石榴

石榴子石结构相矿物的高温塑性强度之间存在着一定的系统相关性. 因此, 我们就可以把在低压高温下得到的石榴子石的流变学实验结果, 外推到高压高温条件下石榴子石的流变特性, 进而导出高压高温下铁镁硅酸盐的石榴子石结构相(majorite)的流变特性, 从而对过渡带的流变性质进行讨论.

已知, 过渡带中除石榴子石结构相(majorite)外, 还可能存在着橄榄石的 γ 相. 上述实验研究表明这两类矿物在流变强度上存在较大差异. 这种的差异性可能导致过渡带流变性质的非均匀性. 俯冲板块在410—670km转换带的流变结构, 就体现了这种非均匀性的影响.

4.4 下地幔的流变学性质

地幔矿物高压相变实验结果表明, 下地幔稳定的矿物大都具有钙钛矿结构. 由于(Mg, Fe)SiO₃钙钛矿稳定域的压力极高, 直接进行定量高温塑性变形实验在目前几乎是不可能的. 通常有下面几种途径来研究钙钛矿相的塑性变形性质. 一是通过对钙钛矿晶体结构的分析, 研究晶体内部的位错滑移系来推论其变形机制; 二是通过微观硬度测量来推测它的塑性强度; 三是在室温和超高压条件下测定它的流动强度. 第四种方法是应用最广泛的, 相似材料流变实验的方法. 从20世纪80年代以来, 已经进行了大量的此类实验, 以下CaTiO₃成分的钙钛矿作为相似材料的实验作一简要介绍.

选用人工合成的颗粒直径小于80 μ m的CaTiO₃钙钛矿为样品, 在温度为1100—1300 $^{\circ}$ C, 围压为0—300MPa的条件下完成了高温塑性变形实验. 实验结果表明, CaTiO₃钙钛矿多晶体的高温塑性变形在非常宽的温压条件下都具有线性扩散蠕变特征, 其本征关系可写为

$$\dot{\epsilon} = A\sigma\exp\left(\frac{-E}{RT}\right),$$

式中 $\dot{\epsilon}$ 表示应变率, σ 为差应力, E 为变形活化能. 测量获得CaTiO₃钙钛矿蠕变活化能(E)为200—400KJ/mol. 实验结果表明, 随压力的增加, 蠕变活化能增大. 这个趋势预示着, 随压力增加, 钙钛矿的变形机制有从扩散蠕变向位错蠕变转换的可能.

实验产物的晶体结构分析发现, 随着压力的增加($P > 25$ GPa), 钙钛矿的晶格产生畸变而导致晶体的对称性降低, 从理想的立方晶系逐渐转变为四方晶系和斜方晶系. 物性测量发现, 在由立方晶系向四方或斜方晶系的转变过程中, 纵波速度(v_p)和热容

都有突变. 实验表明, 温度变化也能引起钙钛矿晶体结构和变形机制的变化. 当温度低于1240 $^{\circ}$ C时, CaTiO₃钙钛矿为斜方晶系, 温度高于1240 $^{\circ}$ C后, CaTiO₃钙钛矿转变为立方晶系, 同时应变速率增大了—个量级, 但变形机制仍是以扩散蠕变为主.

根据从上述CaSiO₃钙钛矿的流变实验结果, 并与前面有关石榴子石的流变实验结果比较, 我们可以初步推断: 在下地幔的压力温度下, (Mg, Fe)SiO₃成分的钙钛矿相的强度均低于上覆过渡带的石榴子石相(majorite)和橄榄石的 γ 相. 因此下地幔应属于地幔中的相对软弱层. 这个结论与过渡带(表1中的C层)中地震波速随深度递增速率较大, 下地幔(表1中的D'层)地震波速随深度递增速率较小的观测结果是一致的.

参 考 文 献

- [1] 侯渭, 谢鸿森. 陨石成因与地球起源. 北京: 地震出版社, 2003 [Hou W, Xie H S. From the origin of meteorite to the earth's formation. Beijing: Seismological Press, 2003 (in Chinese)]
- [2] Codie K C. Plate Tectonics & Crustal Evolution. Pergamon Press, 1982
- [3] Dziewonski A M, Anderson D L. Physics of Earth and Planetary Interior, 1981, 25: 297
- [4] 滕吉文. 固体地球物理概论. 北京: 地震出版社, 2003
- [5] D. L. 安德森. 地球的理论. 北京: 地震出版社, 1993 [Anderson D L. Theory of the Earth. Beijing: Seismological Press, 1993 (in Chinese)]
- [6] 谢鸿森等. 地球深部物质科学导论. 北京: 科学出版社, 1997 [Xie H S. An introduction to material science in the earth's interior. Beijing: Science Press, 1997 (in Chinese)]
- [7] 侯渭, 欧阳自远等. 中国科学(B辑), 1992, 36(4): 414 [Hou W, Ouyang Z Y et al. Science in China (series B) 1992, 36: 414 (in Chinese)]
- [8] Coes L. Science, 1953, 118: 131
- [9] Poirier J P. Introduction to the Physics of the Earth's Interior. Cambridge University Press, 1991, 214—220
- [10] 谢鸿森. 地质地球化学, 1983, 10: 67 [Xie H S. Geology-Geochemistry, 1983, 10: 67 (in Chinese)]
- [11] 费英伟. 地球的结构、演化和动力学. 张有学, 尹安主编. 北京: 高等教育出版社, 2002 [Fei Y W. Structure evolution and dynamics of the earth. Ed. Zhang Y X, Yin A. Beijing: High Education Press, 2002 (in Chinese)]
- [12] Ito E, Takahashi E. J. Geophys. Res., 1989, 94: 10637
- [13] 林伍德. 地幔的成分和岩石学. 北京: 地震出版社, 1981 [Ringwood A E. Composition and petrology of earth's mantle. Beijing: Seismological Press, 1981 (in Chinese)]
- [14] Kohlstedt D L, Brain Evans, Mackwell S J. J. Geophys. Res., 1995, 100: 17587
- [15] Karato S, Wu. P. Science, 1993, 260: 771
- [16] Karato S, Wang Z C, Fujino K. High temperature creep of GGG garnet, EOS, AGU, 1991