

地幔岩石学

MANTLE PETROLOGY

路凤香 编著

中国地质大学出版社

要 點 答 問

地 幔 岩 石 学

路 凤 香 编 著



中国地质大学出版社

1988, 8

内 容 提 要

本书共25万字，分7章。第1章概略地介绍地幔岩石学研究的内容、概况及地幔的性质；第2、3、4章介绍地幔的相转变、分层和熔融岩浆的作用；第5、6、7章叙述上地幔的化学成分（包括微量元素）、结构构造及岩石特征。

该书是在参阅A. E. Ringwood的“地幔组成及岩石学”和国内有关上地幔研究资料的基础上，并结合作者及合作者的研究成果编写而成的。本教材主要侧重阐述自然界出露的上地幔岩石，并介绍了研究地幔岩石的方法。资料较新，图文并茂。

本教材适用于地质类各专业、地球物理、地球化学专业的研究生、高年级大学生使用，也可作为野外地质科技人员及有关领域研究人员的参考书。

地 幔 岩 石 学

路风香 编著

责任编辑 张华瑛

中国地质大学出版社出版

中国地质大学印刷厂印刷 湖北省新华书店经销

*

开本 787×1092 1/16 印张 13.5 插页 1 图版2页 字数 345千字

1989年2月 第1版 1989年2月 第1次印刷

ISBN 7-5625-0317-6/P·90 印数1—1000册

定价：3.20元

前 言

本世纪60年代以来,由于构造理论的发展以及对岩浆起源问题的研究,人们逐渐对地幔的结构、相转变、地幔的组成、地幔动力学问题、地幔的演化、地幔中所发生的各种地质作用及其对地壳的影响等问题发生了兴趣,有关的资料日益丰富。上述涉及到地幔的问题已经成为研究大地构造、深部地质、深部找矿、岩浆起源、区域地球化学、高温高压成岩成矿实验、地热、岩石圈演化以及基础岩石学、矿物学等学科所不能回避的问题。

从1979年开始,在池际尚教授领导下,我们进行了“中国东部新生代玄武岩及上地幔的研究”,通过工作深感对上地幔岩石学很有系统了解及编写教材的必要。1975年A. E. Ringwood首次出版了“地幔组成及岩石学”一书,是一本系统介绍地幔岩石学的专著,该书从岩石组成、实验资料、地球物理研究及地球起源等方面阐述了地幔岩石学的问题。A. E. Ringwood在这一领域中作出了重大的贡献。与其相比,本教材侧重于对自然界出露的上地幔岩石的阐述、对上地幔发生的深部作用以及研究方法的介绍。编写的思路是从地球物理及高温高压资料入手,介绍地幔分层、相转变以及熔融岩浆等方面的成果,目的是将实验资料与地质资料对比,以便提供更多的约束条件。大量的篇幅是介绍上地幔的岩石类型、结构、化学成分及成因类型同时也适当介绍一些研究和计算方法。有关成因及一些理论问题因观点不一,争论较多,尚处于萌芽阶段,故而未列出专门章节,待资料更为确凿观点较为成熟时再进行补充。由于本教材在国内为首次编写,本人水平有限,错误之处在所难免,恳请读者指正。

本教材适用于地质类各专业、地球物理、地球化学专业的研究生、高年级大学生使用,并可供野外地质工作者及有关领域的研究人员参考。

编写过程中,池际尚、邓晋福、鄂莫岚三位教授以及莫宣学副教授给予了帮助与支持,李有柱同志提供了读书报告,参加中国东部玄武岩及上地幔研究的教师、研究生提供了资料,特表示感谢,书中附图是由中国地质科学院绘制,特此一并表示感谢。

编 者

1987年7月

目 录

前言

第一章 概论	(1)
一、地幔岩石学研究的内容.....	(1)
二、研究概况.....	(1)
三、地幔的性质.....	(4)
第二章 地壳-地幔矿物的相转变	(17)
一、地壳-地幔可能出现的反应类型.....	(17)
二、玄武岩在高压下的相转变.....	(19)
三、莫霍面的性质.....	(25)
四、低速层.....	(28)
第三章 上地幔的岩石分带及矿物在高压下的行为	(32)
一、上地幔的岩石分带.....	(32)
二、上地幔钙长石与顽火辉石的高压行为.....	(40)
三、辉石固溶体组成在高温、高压下的变化.....	(42)
四、下部地幔的矿物相转变.....	(52)
第四章 上地幔熔融岩浆的作用	(59)
一、压力(熔融深度)对导源岩浆类型的影响.....	(59)
二、熔融程度对导源岩浆类型的影响.....	(64)
三、含挥发分的上地幔对熔融岩浆成分的影响.....	(66)
四、上地幔成分的差异对导源岩浆的影响.....	(72)
五、地幔热状态对导源岩浆类型的影响.....	(76)
六、岩石圈的拉张构造对地幔熔融作用的影响.....	(79)
七、岩浆的分凝作用.....	(81)
八、天然玄武岩的熔融实验及结晶演化趋势.....	(84)
九、幔源原生玄武岩浆的鉴别标志.....	(103)
第五章 上地幔的化学成分	(106)
一、地幔成分与地球形成的关系.....	(106)
二、地幔成分与熔融作用.....	(109)
三、根据互补关系恢复的上地幔成分.....	(111)
四、上地幔主要元素特征.....	(114)
五、根据主要元素估算局部熔融程度及地幔组成的方法.....	(115)
六、上地幔的微量元素特征.....	(120)
七、有关上地幔微量元素的计算.....	(132)
八、上地幔的化学分带模式.....	(136)
九、太古代地幔及演化.....	(138)

十、中国东部上地幔的化学成分特征.....	(139)
第六章 上地幔岩石的结构构造	(144)
一、变质变形结构.....	(144)
二、火成结构及部分熔融结构.....	(150)
三、上地幔橄榄岩高温塑性流动的机理.....	(153)
四、研究上地幔岩石结构的意义.....	(159)
第七章 上地幔岩的岩石特征	(164)
一、碱性玄武岩中的上地幔包体特征.....	(164)
二、金伯利岩中的上地幔包体.....	(184)
三、阿尔卑斯型超镁铁质岩.....	(197)
矿物代号	(210)
(71).....	二
(72).....	二
(73).....	三
(74).....	四
(75).....	三
(76).....	二
(77).....	三
(78).....	四
(79).....	四
(80).....	四
(81).....	四
(82).....	四
(83).....	四
(84).....	六
(85).....	六
(86).....	六
(87).....	六
(88).....	六
(89).....	六
(90).....	六
(91).....	六
(92).....	六
(93).....	六
(94).....	六
(95).....	六
(96).....	六
(97).....	六
(98).....	六
(99).....	六
(100).....	六
(101).....	六
(102).....	六
(103).....	六
(104).....	六
(105).....	六
(106).....	六
(107).....	六
(108).....	六
(109).....	六
(110).....	六
(111).....	六
(112).....	六
(113).....	六
(114).....	六
(115).....	六
(116).....	六
(117).....	六
(118).....	六
(119).....	六
(120).....	六
(121).....	六
(122).....	六
(123).....	六
(124).....	六
(125).....	六
(126).....	六
(127).....	六
(128).....	六
(129).....	六
(130).....	六
(131).....	六
(132).....	六
(133).....	六
(134).....	六
(135).....	六
(136).....	六
(137).....	六
(138).....	六

概 论

一、地幔岩石学研究的内容

地幔岩石学是以地幔为对象的一门岩石学，研究的内容包括上地幔的组成（岩石、矿物、地球化学）及其纵向横向的不均一性；上地幔熔融岩浆的作用及岩浆化学储源库；上地幔流变学及动力学特征；上地幔热状态；地幔的演化以及在地幔中发生的其他地质作用（如交代作用）等。在地表，可以从金伯利岩及碱性玄武岩中的上地幔包体、阿尔卑斯型侵入岩及蛇绿岩套中的变质橄榄岩获得上地幔样品，提供组成的资料。但要想建立起完整的模型还必须要有地球物理学、物理化学、实验岩石学的相互渗透才能提供更多的约束条件。

二、研究概况

板块学说建立起全球构造的概念，即岩石圈板块活动的概念，并建立起地球各层圈的构成、发展、演化的统一思想。板块构造学家需要了解岩石圈的结构及组成，以便于推导出有关起源及演化的结论。但直到1982年3月在美国得克萨斯州召开的岩石圈成分和动力学有关问题的讨论会上，对岩石圈还没有从成分、物理性质、作用过程及垂直规模等方面加以严格的限定。地球物理资料表明在地壳及地幔中有多个不连续界面，他们是物理界面或化学界面？岩石圈底部有无低密度的地幔物质？软流圈存在缓慢的塑性流动也需要通过对岩石组构及流变学研究而提供确切的古应力资料，这些都是研究板块构造时需要解决的地幔岩石学问题。

就岩石学的领域来看，18世纪偏光显微镜发明以后促进了岩类学的发展，积累了大量描述岩石的资料，20世纪以来岩理学特别是岩浆起源问题发展得十分迅速，在岩浆岩中几乎有一半以上的岩浆是导源于地幔的，因此在上地幔中熔融岩浆的作用就成为一个十分重要的研究课题。

由于许多类型的岩浆来自地幔，因而与这些岩浆活动有关的成矿作用也与地幔有关。众所周知金刚石的母岩为金伯利岩，但在苏联雅库特及南非莱索托等地发现金刚石除作为金伯利岩的斑晶外还赋存于其中的深源包体——石榴石二辉橄榄岩及榴辉岩之中，这种金刚石表面具{111}的塑性变形滑移线，也有因应力作用的碎裂现象，而且在金刚石中发现富铬的镁铝榴石、蓝晶石等包裹体，这些矿物与深源包体的矿物相对应。有人还曾在球粒陨石中发现过细粒的金刚石。这些事实说明金刚石除可在金伯利岩岩浆中结晶外，也可以在地幔平衡体系中结晶形成，它本身就是地幔的矿物组成之一。超镁铁岩中的铬铁矿按照传统的观点是岩浆早期结晶分离堆积而成，或是岩浆冷凝时液态分离形成富铬、铁的熔体后期结晶形成。然而品位最高的铬铁矿床是在阿尔卑斯型超镁铁岩中，如果这种岩体是代表上地幔的碎块呈固态

侵位的话,那么铬铁矿的富集就应与深部熔融岩浆的作用相联系,由于铬为难熔组分,上地幔亏损程度增加有利于铬的富集。而地幔对流,底辟上升等地质作用也会有利于铬铁矿的集中。许多由地幔导源的岩浆赋含铜镍硫化矿床、钒钛磁铁矿、铂矿、磷灰石-磁铁矿及稀土等岩浆矿床,在某种意义上可以把上地幔作为一个矿源层来认识。这样地幔也就成了矿床学家们必须要涉及的问题。此外成矿带、矿区和矿床的分布与莫霍面起伏或地壳厚度有关,马鸿文(1986)①对西藏玉龙斑岩铜矿带的研究表明,该矿带分布处于地壳厚度的陡变带。苏联在60年代中期开始进行较系统的研究,利用深部地质资料编制了莫霍面埋深与成矿省相关关系图。苏联在科拉半岛的超深钻在深达6.6—9.5km处发现低温Cu、Pb、Zn、Ni、Ag矿化,4—6km处发现受热液改造的破碎带。传统观念认为上述作用均发生于2—3km的浅部。虽然深钻尚未达到莫霍面但至少也可说明成矿作用向深部延伸的可能性。

人类为了防止自然灾害的发生需要对地震及火山活动进行预测,对地震起因及深部应力状态的估算也需要从地幔中获得必要的信息。例如目前最深的地震达700km,在这种环境中不可能发生脆断裂,那么深源地震形成的机理如何?有人推测可能与地幔深部存在烃类的气体有关,在地震发生之前有高浓度的甲烷气体逸出,这表明深部存在气体并可能使得在围压很高的地区形成互相贯通的孔隙,气体压力使裂隙扩散释放应力引起地震,上述假说是否合理尚需研究。但探讨深源地震的形成时必须对地幔的作用进行研究。由此可见,这门学科是在全球构造理论、岩理学、矿床成因学以及地震地质学的基础上发展的。

1960年国际上成立了上地幔委员会(U.M.C.)70年代初出版了专门的论文集。这一阶段的工作主要侧重于地球物理及高温高压实验资料。在地幔岩石学方面主要的成果有:①证实莫霍面为化学界面,其清晰程度在不同的构造部位有差别;②建立了地幔内部矿物相转变的剖面,特别是对深部地幔,确定了地球物理资料所提供的400km处的不连续界面是由橄榄石在该深度下转变为尖晶石结构所造成;③对地幔中发生玄武岩浆的作用提供了较丰富的高温高压资料;④初步提出了地幔塑性流变的岩石实验;并在地幔流变学方面进行了探讨。

70年代以后对上地幔组成及岩石学的研究更加广泛和深入,除对上地幔、深部地幔进行各种矿物相平衡的实验及对各类玄武岩浆、金伯利岩浆进行起源的熔融实验外,还结合上地幔在地表的天然露头进行了岩石学的研究。这样就能够从这些标本中获得上地幔的信息,并能提供有关的超镁铁岩的成因。这些天然露头有碱性玄武岩、碧玄岩、玻基辉橄岩、橄榄拉斑玄武岩、金伯利岩中的超镁铁岩深源包体。上述火山作用象一座座天然的超深钻,把地幔中的岩石标本携带到地表,成为“天然的地幔信使”。此外以固态侵位的阿尔卑斯型超镁铁岩侵入体也是上地幔在地表的露头,但他们常常已遭受蛇纹石化,新鲜程度不如深源包体。

近年来主要围绕以下几方面进行研究:

1. 继续研究固相中元素在不同矿物相中的分配与温度、压力的关系,主要元素中除考虑CaO、MgO、Al₂O₃、SiO₂外,对FeO、Na₂O、Cr₂O₃的影响也进行了很多工作,因而更接近于自然界的情况,然而实验结果的温度计在应用于自然界中常常出现误差与矛盾。

分析其原因可能有:

- ①地幔中所进行的地质作用比较复杂,某些矿物处于不平衡状态。
- ②在实验室中的人工体系与天然体系存在差别,尽管实验室条件有了相当的改进,但仍存在着局限性,特别是在确定组分的活度值方面尚存在有较宽的变化范围,因而会对计算的

①马鸿文,1986,博士研究生论文,北京研究生部。

精度发生影响。

③实验室进行矿物对实验时，往往没有考虑其他矿物的影响，实际上这种作用是不应忽视的。

④不同的矿物具有不同的扩散、再平衡的速率，这些会引起矿物之间的交换反应，在地质条件改变而达到新的平衡时，上述影响尤其明显。

尽管如此，在选择合适的温压计后，仍可为我们提供地幔的热状态。

此外，对地幔—熔体之间的平衡实验及元素（包括主要元素及微量元素）的分配也进行了较多的工作。

2. 对地幔中的各种地质作用的认识更为全面，对岩浆的起源及类型提出了较多的模式。地幔不是静止的，至少存在着缓慢的对流、地幔的部分熔融，由于洋壳或陆壳的俯冲引起的掺合作用，以及地幔本身的分异、交代等作用。对这些作用的性质、规模、影响等方面都不同程度地进行了研究。60年代—70年代许多学者认为地幔底辟上升的模式，是各种玄武岩浆发生熔融的较好的模式。近年来，他们结合地质条件的综合研究，已提出了多种岩浆发生的可能模式。中性或酸性岩浆的源区可能混有地幔物质，其所含的数量及特征都需要进一步研究。

3. 对地幔样品进行结构、组构及应力状态的研究，通过地幔橄榄岩中的橄榄石的位错组构来取得地幔应力状态的信息。

4. 通过对上地幔标本的研究可促进有关超镁铁岩的成因问题讨论。例如，辉石岩的成因过去多数人认为是基性岩浆早期经重力分异的堆积岩，但在地幔标本中辉石岩成脉状穿插橄榄岩的现象普遍被发现，因而是否存在深熔的辉石岩浆就值得注意，而这种深熔岩浆的含矿性，形成条件也应引起进一步的研究。

5. 对地幔的化学成分，尤其是微量元素、稀土元素以及同位素积累了较多的资料，近几年来在这方面的进展尤其显著。上述资料提供了地幔在纵向及横向的不均一性，它们具有微小的但重要的差异，据此很多的地球化学家提出了地幔分层模式、地幔中岩浆化学储源库、地幔—地壳的化学分异等有意义的研究课题。

80年代的研究中心为大陆岩石圈的演化问题。过去20年对大洋岩石圈的资料积累较多，大洋中的岩浆活动的时代与洋中脊的距离成函数关系，大洋板块界限清楚，与地震活动带、形变带、高热流区一致。但大陆岩石圈组成复杂，板块边界不清楚，其中大陆边缘岩石圈组成更为复杂。上地幔具有侧向的不均一性；地壳分层问题近年来有新的进展，如下地壳的玄武岩层在深部地壳高度变形和隆起的部分不是普遍出现，科拉深钻已穿透11km，并没有发现向玄武岩质层过渡的证据，而这一问题也涉及到地幔—地壳的演化模型。

研究上地幔岩石的方法有以下几个方面：

1. 实验岩石学的方法：模拟地幔的高温高压条件，进行岩石、矿物相转变的实验；以及在各种不同的温压条件下对不同组成的上地幔进行熔融岩浆的实验，从而了解各类岩浆起源的条件。

2. 应用地球物理的资料，了解地幔的密度、弹性、粘度热状态等性质，从而更好地限定地幔的岩石学模型。

3. 与地球以外星球进行对比，通过对月岩、陨石组成的研究，了解地幔的演化及组成。

4. 最重要的和目前我国所采用较普遍的是地质学的方法，大体与对其他岩石的研究方法相似：①直接获取上地幔在地表的露头，通过它们来研究其岩相特点：矿物成分、结构构造以及岩石化学（主要元素、微量元素）矿物化学等特征；②根据以上信息对比高温高压实

验结果，并进行热力学计算来研究上地幔矿物平衡稳定的条件；③根据岩石、矿物的化学成分，了解上地幔的横向不均一性及有关事件；④研究从上地幔熔出的岩浆类型及特征来反演在上地幔所进行的各种作用及该区上地幔的演化；⑤结合所研究地区的地质历史，寻找或提供有关矿产资源分布及成因的信息。

三、地幔的性质

1. 地球的分层

按地震波分布将地球划分为6个层圈（表1-1）。相应的波速分布见图1-1。分层中缺乏F层（过渡层），因其狭窄且变化突然故略去。其他的分层模式与其类似，Dziewonski提供的参量地球模型列于表1-2。

表1-1 地球的分层（根据地震波速分布）

区 域	深度范围(km)
地 壳 A	0—20 (厚度有变化)
莫 霍 面	
地 幔 B	20—400 上地幔
C	400—670 过渡带
D	670—2886 下地幔
古 登 堡 面	
地 核 E	2886—5156 外核
G	5156—6371 内核

(引自Bott, 1982)

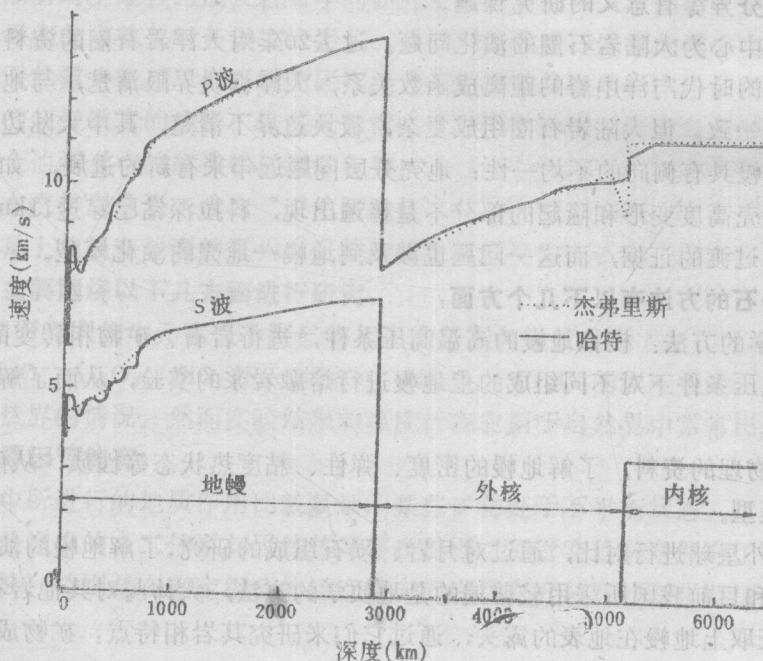


图1-1 地震波波速-深度略图

虚线据Jeffreys (1939), 实线为Hart (1977), 转引自Bott (1982)

表1-2

地球分层模型

区域	半径范围 〔深度〕(km)	密度(10^3kg/m^3)	$v_p(\text{km/s})$	$v_s(\text{km/s})$
内核	0—1217.1 〔6371—5153.9〕	13.01219 —8.45292 R^2	11.24094 —4.09689 R^2	3.56454 —3.45241 R^2
	1217.1—3485.7 〔5153.9—2885.3〕	12.58416 —1.69929 R —1.94128 R^2 —7.11215 R^3	10.03904 —3.75665 R —13.67046 R^2	0
下地幔	3485.7—5701.0 〔2885.3—670〕	6.81430 —1.66273 R —1.18531 R^2	16.69287 —6.38826 R —4.68676 R^2 —5.30512 R^3	9.20501 —6.85512 R +9.39892 R^2 —6.25575 R^3
转换带 (过渡带)	5701.0—5951.0 〔670—420〕	11.11978 —7.87054 R	21.05692 —12.31433 R	15.04371 —10.69726 R
海洋结构				
上地幔	低速带以下 5951.0—6151.0 〔420—220〕		30.00026 —22.53668 R	15.87214 —11.86483 R
	低速带 6151.0—6311.0 〔220—60〕	7.15855 —3.85999 R	7.8732	4.3345
	低速带以上 6311.0—6360.0 〔60—11〕		7.9000	4.5500
地壳	6360—6366 〔11—5〕	2.8500	6.4000	3.7000
沉积物	6366—6367 〔5—4〕	1.5000	2.0000	1.0000
海洋	6367—6371 〔4—0〕	1.0300	1.5000	0
大陆结构				
上地幔	低速带以下 5951.0—6151.0 〔420—220〕		25.60797 —17.63609 R	13.52229 —9.32106 R
	低速带 6151.0—6251.0 〔220—120〕	7.15855 —3.85999 R	7.84750	4.45800
	低速带以上 6251.0—6336.0 〔120—35〕		8.0200	4.6900
地壳下部	6336.0—6351.0 〔35—20〕	2.9200	6.5000	3.7500
地壳上部	6351—6371 〔20—0〕	2.7200	5.8000	3.4500

Dziewonski等(1975)的参量地球模型(PEM),其参量作为通化半径 R (半径/6371km)的函数

从图1-1 P 波及 S 波的分布可看出地壳内波速低，到达莫霍面后明显升高存在不连续，但在上地幔内部出现低速层，这个层的顶部在大洋区深度小（45—60km），在大陆地盾下约120—150km。一般认为低速层与软流圈、高导层相当。低速层以上为岩石圈，因此岩石圈在不同地区的厚度也有变化。这过渡带的波速以高梯度分布为特征，其顶底界面都有波速的突变，存在不连续。下地幔的波速呈中等的均匀增大。在地幔范围内据地震波的资料推测，过渡带的波速变化可能不完全是压缩的结果，而是附有物质组成的变化。下地幔则表现了物质组成均匀的特征。在地核外部 P 波速度大幅度下降， S 波消失，为液态外核，地球的中心为固态内核。

2. 地幔内部地震波的横向不均一性

详细研究各地区的地震剖面可以看出不同地区存在差异性。图1-2表示了三种不同构造环境的地震剖面图。加拿大前寒武纪地盾表现了地震波速平均值最高，低速层以上的“顶盖”

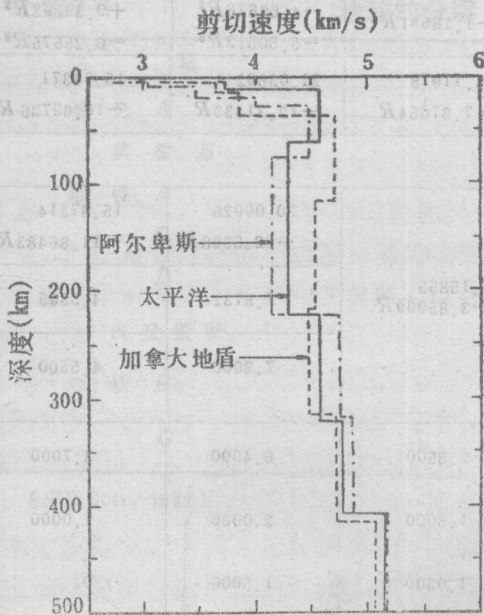


图1-2 三种不同地区 S 波的速度分布图
(转引自Wyllie, 1978)

(lid)，即岩石圈的地幔部分较厚，低速层波速下降幅度小能量衰减也小。而且 P 波波速在地盾区和其他稳定大陆地区不经常出现最低值，它仍在8.1—8.5km/s或只出现轻微的下。而在活动带（如阿尔卑斯）， P 波与 S 波都存在低速层，且速度下降显著，“顶盖”靠上厚度小。美国西部“顶盖”厚度最小约为10—50 km，低速层厚100km， P 波自8.0km/s降至7.2km/s， S 波为4.1km/s。洋中脊与岛弧区低速带位于70—150 km。有些地区如美国西部盆岭省低速层之上的“顶盖”缺失，几乎扩展到莫霍面的位置。太平洋区低速层也明显，界于上述两地区之间。据以上资料可以看出：(1)稳定地区平均波速以及低速层的波速均较大，构造活动区波速值小；(2)稳定区低速层深度大，而活动区该层深度小甚至与莫霍面相一致。

我国的上地幔波速值（表1-3）与世界各地的总规律相似（宋仲和，转引自朱介寿1986）。华南及塔里木属稳定地区，自40km以下未见 P 波显示低速层，边缘海区在68km，青藏高原由于地壳厚度大，低速层位于138km，华北地区平均位于80km，但其内部仍有变化，最薄处为40—50km，最厚为山区达100km。这表现出地幔速度结构的横向差异相当明显，显示了上地幔的分块特征。波速剖面见图1-3。

除地震波速在不同地区显示差异外，莫霍面在不同的地区深度不同，且清晰程度也有差异。

从图1-4中可看出大洋盆地 P 波波速达8.0km/s处仅 <10 km，而前寒武纪地盾区进入地幔的波速区深度约30km，这两个地区都缺乏7.2—7.7km/s的波速区，所以出现间断形成明显的不连续情况，大陆边缘及造山带等构造活动区存在7.2—7.7km/s的波速区，因而造成莫霍面不够清晰。图1-4中可看出相当于地幔波速的岩石类型为橄榄岩及榴辉岩。

表1-3

中国几个地区上地幔速度分布

华南地区		华北地区		青藏高原		塔里木地区		边缘海地区	
深度 (km)	速度 (km/s)	深度 (km)	速度 (km/s)	深度 (km)	速度 (km/s)	深度 (km)	速度 (km/s)	深度 (km)	速度 (km/s)
47	8.08	35	7.8	70	7.94	40	7.88	31	7.64
163	8.09	55	7.9	80	8.00	86	8.14	64	8.10
200	8.13	80	7.6	100	8.20	120	8.20	68	7.88
240	8.21	130	8.1	118	8.33	244	8.29	72	7.83
260	8.28	160	8.2	138	7.78	247	8.44	80	7.80
300	8.62	180	8.3	157	8.30	340	8.54	100	7.90
330	8.80	200	8.35	240	8.34	380	8.69	120	8.12
400	8.95	300	8.5	280	8.42	385	9.35	250	8.20
		370	8.7	320	8.57	465	9.48	390	8.78
		400	9.7	360	8.98			400	8.98
				420	9.14				

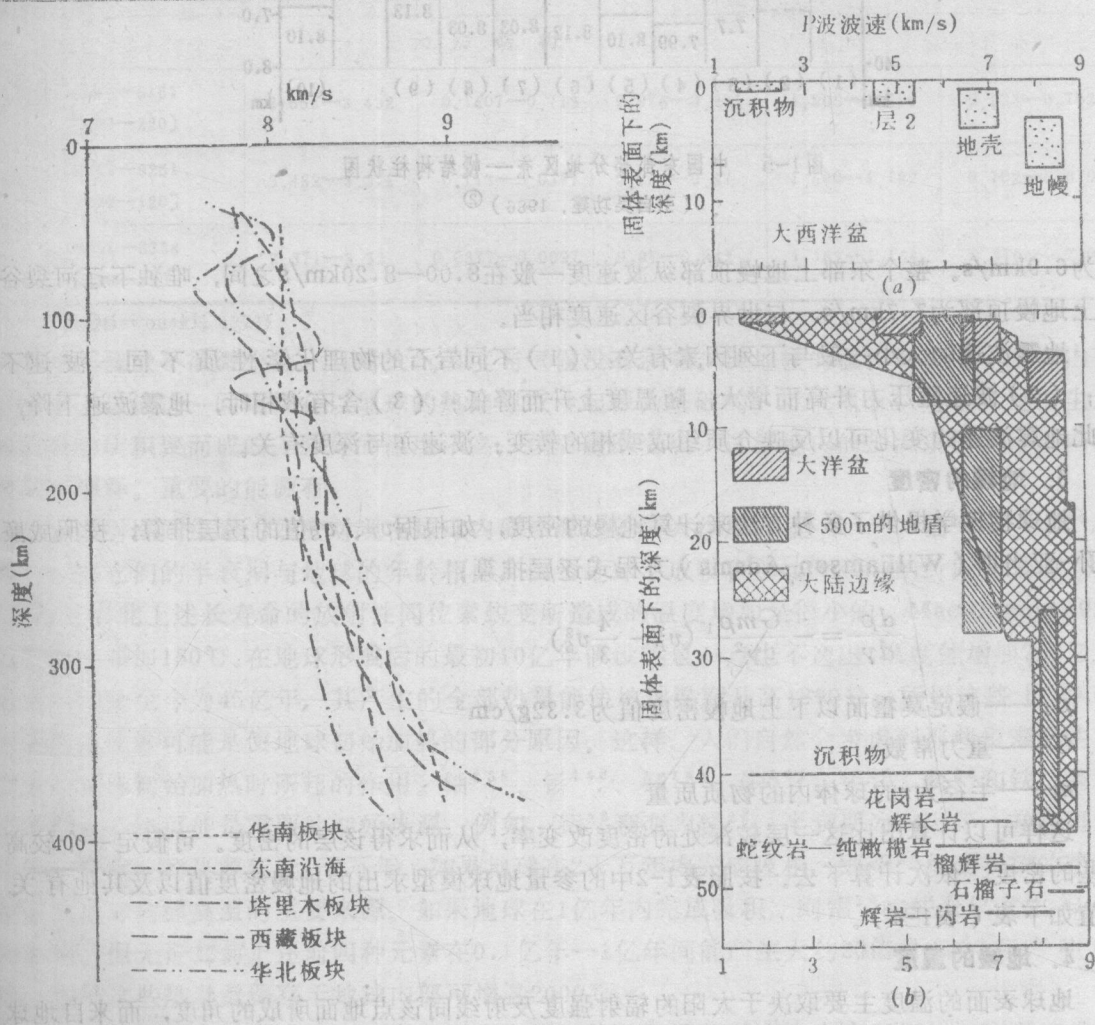


图1-3 中国大陆上地幔P波速度结构图

(引自朱介寿, 1986)

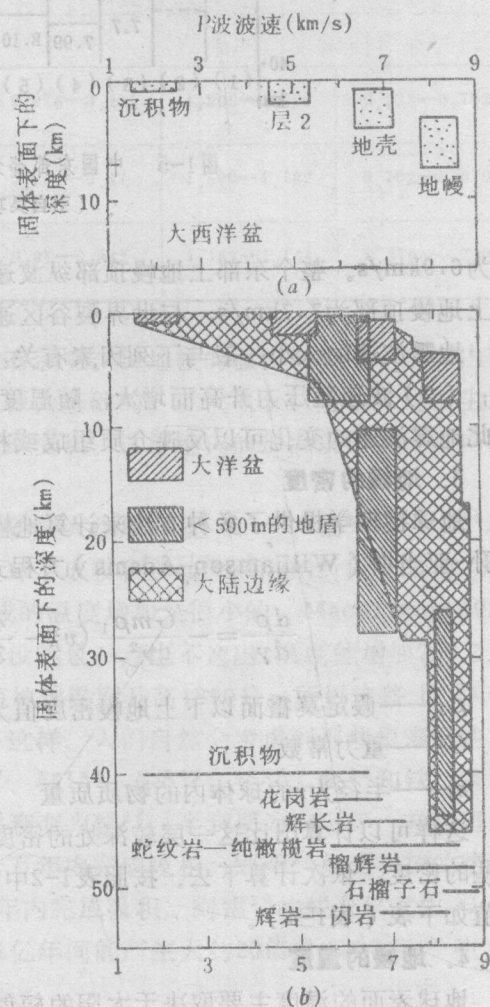


图1-4 不同构造环境不同深度的P波分布图

(Wyllie, 1971)

我国东部据现有的资料(吴功建, 1986)^②在壳-幔带波速有差异, 但具横向不均一性(图1-5), 华北与东北区地壳下层波速在7.00—7.60km/s之间华南一般<7.00km/s, 下辽

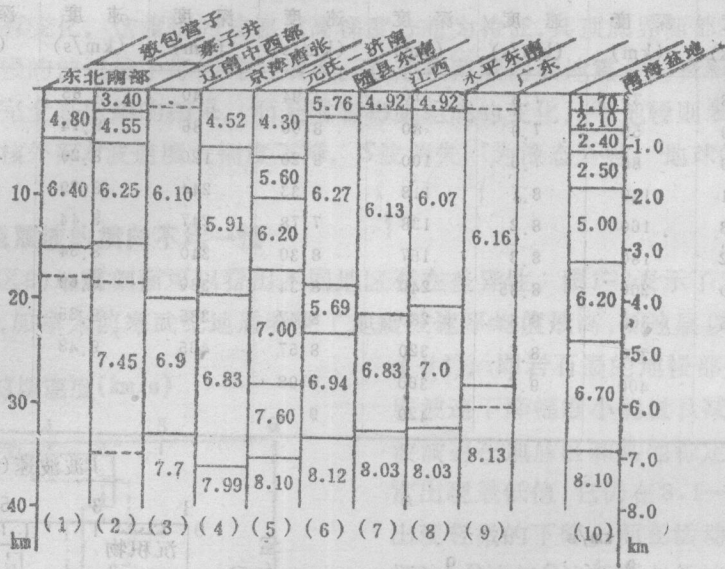


图1-5 中国东部部分地区壳-幔结构柱状图
(引自吴功建, 1986)^②

河为6.9km/s。整个东部上地幔顶部纵波速度一般在8.00—8.20km/s之间, 唯独下辽河裂谷区上地幔顶部为7.7km/s, 与世界裂谷区速度相当。

地震波速的大小一般与下列因素有关: (1) 不同岩石的物理化学性质不同, 波速不同; (2) 波速随压力升高而增大, 随温度上升而降低; (3) 含有液相时, 地震波速下降, 因此地震波速的变化可以反映介质组成或相的转变; 波速亦与深度有关。

3. 地幔的密度

地球物理学提供了多种方法来计算地幔的密度, 如根据 v_p 、 v_s 值的逐层推算, 按照威廉姆孙-亚当斯(Williamson-Adams)方程式逐层推算:

$$\frac{d\rho}{d\gamma} = -\frac{Gm\rho_1}{\gamma^2} \left(v_p^2 - \frac{4}{3}v_s^2 \right)$$

ρ_1 ——假定莫霍面以下上地幔密度值为3.32g/cm³

G ——重力常数

m ——半径为 r 的球体内的物质质量

这样可以计算出比这一层较深处的密度改变率, 从而求得该层的密度。可假定一个较高一些的密度, 依次计算下去。按照表1-2中的参量地球模型求出的地幔密度值以及其他有关数值如下表(表1-4)。

4. 地幔的温度

地球表面的温度主要取决于太阳的辐射强度及射线同该点地面所成的角度, 而来自地球

^②吴功建, 1986, 岩石圈论文集, 中国地质科学院岩石圈研究中心,

表 1-4

参量地球模型数据

半径(深度) (km)	密度 (10^3kg/m^3)	压力 (10^{11}Pa)	重力 (m/s^2)	不可压缩系数 (10^{11}Pa)	刚性 (10^{11}Pa)
3485.7—5701 (2885.3—670)	5.55—4.377	1.354—0.2391	10.693—10.012	6.582—3.045	2.911—1.636
5701—5951 (670—420)	4.077—3.768	0.2391—0.1411	10.012—9.976	2.48—2.157	1.22—0.961
海洋结构					
5951—6151 (420—220)	3.553—3.432	0.1411—0.717	9.976—9.904	1.758—1.438	0.815—0.669
6151—6311 (220—60)	3.432—3.335	0.0717—0.0182	9.904—9.85	1.438—1.231	0.669—0.626
6311—6360 (60—11)	3.335—3.305	0.0182—0.0022	9.85—9.835	1.231—1.150	0.626—0.684
大陆结构					
5951—6151 (420—220)	3.553—3.432	0.1407—0.713	9.976—9.904	1.865—1.590	0.823—0.702
6151—6251 (220—120)	3.432—3.371	0.713—0.0377	9.904—9.87	1.590—1.182	0.702—0.670
6251—6336 (120—35)	3.371—3.32	0.0377—0.0097	9.87—9.842	1.182—1.161	0.670—0.730

(引自Dziewouski, 1975)

内部的热流量是很微小的,且对大气温度与气候没有影响。但地幔的温度则决定于地球内部的热量。讨论这一问题都是以地球的热起源或冷起源为基础的。近代概念认为地球是由尘埃和陨石物质积聚而成的,原始的温度不高,以后逐渐变热。这样地内的加温就需要用地内的能源来解释。重要的能源有:

①放射性同位素的蜕变对现在地球内部热源起着较大作用的是铀²³⁸、铀²³⁵、钍²³²、钾⁴⁰,但它们的半衰期与地球的年龄相比,由于地球形成吸积(accretion)的时间比较短(约1亿年),因此上述长寿命的放射性同位素蜕变所造成的温度增加是很小的,Mac Donald 1959估计仅能增加150℃。在地球形成后的最初10亿年假设热量一点也不逸出,温度能增加700℃。地球的年龄至今为45亿年,其产生的全部热量能使地球温度升高1800℃,所以这些长寿命的放射同位素可能是使地球初始加热的部分原因。这样,人们自然会考虑到那些短寿命的同位素在地球初始加热时所起的作用。铀²³⁰、钍¹⁴⁶、钍²⁴⁴、钍²⁴⁷、铝²⁶、氯³⁶和铁⁶⁰的蜕变所产生的热可能是重要的初始热源。例如,铝²⁶衰变为镁²⁶,半衰期为74万年,并有可能作为一种重要的热源延续1千万年。如果地球在2千万年内完成吸积,则铝²⁶蜕变释放的热就能成为地球内部高温的主要来源。如果地球在1亿年内完成吸积,则铝²⁶的蜕变仅发生很小的影响。但无论如何上述前四种元素在0.1亿年—1亿年间能产生大约20倍于钾⁴⁰所产生的热,如果这些热量都保存于地球内部可增温2000℃。

②地球的吸积过程由于不断积累产生绝热压缩其物质的温度也会有所增加,或可能是尘埃云粒子相互间的引力吸引而产生的位能转变为地球内部的能量;或由于月球引力的潮汐作用减低了地球的转动能量,部分能量耗散于内部。有人认为这种能量并不是均匀散布于整个

地球之中，而是耗散于地幔的低速带中，这样可使温度增加数百度。

③大物体的撞击会产生陨石坑，坑下会形成一个增温地带，这个地带可延伸10—100km，可保温数百万年，这种增温形成于局部，因而造成了温度分布的不均匀性，也有可能在这些部位形成部分熔融而产生岩浆。

④如果地球形成时是均匀的，以后由于内部的生热和加温，产生物质的运动和化学分异。估计在37亿年前地表下400—800km处的温度已达铁在该深度的熔点，铁流向地心，使总位能降低，形成铁镍地核时尤其如此。据估算由均匀地球演化为分层地球释放的能量估计约为 5×10^{29} 卡^③热量，略小于长寿命放射性元素放出的能量，可提高地球温度近千度。

地球的能量可通过地震、火山喷发及大地热流向外释放。

据地球物理资料，地幔基本为结晶质，地幔温度应保持于其固相线以下，大体为900—1400℃。对地幔温度的估算方法有：以地球热历史为依据的方法推导；以地震剖面和导电性的变化为依据来推断；以地球化学及岩石学资料进行计算推导（各种地质温度计及压力计）；以测定大地热流值进行推导。

大地热流值是指地表某一点单位时间内通过单位面积散发至太空的热量。热流总是由温度高的地方向温度低的地方流，和地温梯度方向相反但与它成比例，比例常数为热导率，即

$$q = -K \frac{dt}{dH} \quad (1-1)$$

q ——热流值 1HFU (热流单位) = 10^{-6} cal/cm²·s
= 41.868×10^{-3} W/m²

K ——热导率，单位为 cal/cm·s·℃

dt/dH ——地温梯度

根据上式，在某一地点测得一定深度范围内的地温梯度及该处岩层的热导率，即可求出大地热流值。大地热流由地壳部分的放射性热流 (q_c) 和壳下地幔热流 (q_m) 两部分组成，因此它反映了地壳物质成分、结构与地幔热状况的差别。根据所测定的大地热流值、岩石热导率同时已知地壳各层岩石的热产生 (A)，即可近似地建立深度-温度剖面。热产生 (A) 是表示岩石中放射性元素 U、Th、K 所产生的热量。

$$A = 0.317\rho (0.73U + 0.20Th + 0.27K) \quad (1-2)$$

ρ ——岩石密度 (g/cm³)

U、Th 以 10^{-6} g/g 为单位，K 以百分含量为单位。

计算的数值单位为 10^{-13} cal/cm³·s。

各结构界面的温度可用恒定热产生模型：

$$t_z = t_0 + \frac{qH}{K} - \frac{AH^2}{2K} \quad (1-3)$$

t_z ——各结构层底面温度

t_0 ——该层表面温度

q ——该层表面热流

H ——该层的厚度

A ——该层的热产生 (单位为 10^{-13} cal/cm³·s)

最表面一个结构层的 q 即大地热流值，第二层的 q 值由此大地热流值减去第一层放射性的

③ 1卡 (cal) = 4.1868 焦耳 (J)。

热流值(即 A 与 H 之乘积)求得,依次求出地壳各结构层的放射性热流及其总和即 q_c ,由 q 减去 q_c 即为地幔热流 q_m ,

$$q_m = q - q_c, \quad (1-4)$$

$$q_m = q - A \cdot H \quad (1-5)$$

表1-5列出几种岩石中含U、Th、K的平均值,准确的计算则需要对不同地区地壳出露的岩石进行分析。中科院地质所地热组(1978)提供华北河准台向斜热流值为1.5HFU($62.802 \times 10^{-3} \text{W/m}^2$)。按式1-2可计算出 A 值。据表1-5的数据花岗岩的 A 值为 7.26×10^{-13} ,玄武岩为 1.1×10^{-13} ,橄榄岩为 0.009×10^{-13} ,砂岩为 4.76×10^{-13} ,石灰岩为 0.53×10^{-13} ,片麻岩为 2.84×10^{-13}

表1-5

	U(ppm)	Th(ppm)	K(wB%)
花岗岩	5.0	20	3.7
玄武岩	0.8	2.7	0.6
橄榄岩	0.006	0.02	0.01
片麻岩	2.27	5.27	2.5
石灰岩	1.29	1.08	0.2

(中科院地质所地热组,1978)

华北地区地壳厚度 H 为36km, A 值取平均值 2.65×10^{-13} ,K值习惯上取 6×10^{-3} ,可按式1-5、1-4及1-3计算 q_c 、 q_m 及地壳底部的温度

$$q_c = A \cdot H = 2.65 \times 10^{-13} \times 36 \times 10^5 = 0.954 \times 10^{-6} \text{cal/cm}^2 \cdot \text{s} \\ = 0.954 \text{HFU} = 39.94 \times 10^{-3} \text{W/m}^2$$

$$q_m = 1.5 - 0.954 = 0.546 \text{HFU} = 22.86 \times 10^{-3} \text{W/m}^2$$

地壳底部温度 t_z ,地表温度 t_0

$$t_z = t_0 + \frac{q \cdot H}{K} - \frac{AH^2}{2K} \\ = 10 + \frac{1.5 \times 10^{-6} \times 36 \times 10^5}{6 \times 10^{-3}} - \frac{1.65 \times 10^{-13} \times 36^2 \times 10^{10}}{2 \times 6 \times 10^{-3}} \\ = 10 + 900 - 178 \\ = 732^\circ\text{C}$$

若向下计算上地幔56km处的温度

$$t_z = t_0 + \frac{0.546 \times 10^{-6} \times 20 \times 10^5}{6 \times 10^{-3}} - \frac{0.009 \times 10^{-13} \times 20^2 \times 10^2}{2 \times 6 \times 10^{-3}} \\ = 732 + 182 - 0.3 = 913.7^\circ\text{C}$$

由于橄榄岩生热率很小,后一项可忽略不计。

上述计算数值提供华北地台河准台向斜地壳底部,即莫霍面温度为 732°C ,上地幔56km处(约相当岩石圈底部及软流圈顶部)温度为 $920^\circ\text{C} \pm$ 。这一数值与矿物地质温压计相比略偏低。上述计算实例中将地壳整体算为一个层,可能误差较大,对一个地区的计算可详细的逐层进行,各层中含放射性元素的量可根据微量元素分析获得,这样误差将会减小。按中国科学院地热组(1978)的资料,华北地台古老基岩广泛出露的隆起区,热流值平均为1.1HFU;华北地台中新生代强烈拗陷带热流值1.5—1.9HFU,平均1.7,下扬子—钱塘江拗陷带平均热流值为1.84,也属高值。与世界相类似的构造单元相比,前寒武纪地盾平均为0.98HFU,中生代造山带1.76HFU,古生代造山带1.43HFU。这些数值与我国相似。可见地区性热流值的大小与构造的稳定性关系密切。其原因一方面是由于稳定地区地壳分异程度高,放射性元素集中于上层,这样构成了良好的散热条件,或同时由于剥蚀作用表层放射性元素减少;另