

我国冲击波物理应用于地球科学研究的 若干进展*

龚自正^{①②} 经福谦^② 谢鸿森^①

(^① 中国科学院地球化学研究所地球深部物质实验室, 贵阳 550002; ^② 中国工程物理研究院流体物理研究所
冲击波物理与爆轰物理实验室, 绵阳 621900)

摘要 概要介绍了国内近年来把冲击波高压技术应用于地球深部的物质组成、性质和状态, 及地球表面的碰撞作用等固体地球科学问题研究中所取得的一些进展, 并与国际上同领域的发展水平进行了比较和评述。

关键词 冲击波物理 地球深部的物质组成 地球深部的性质和状态

地球内部不同深度(压力)、温度和化学环境(如流体、氧逸度)下物质成分、物理和化学性质及其变化过程, 是当前固体地球科学(尤其是地球物理学)研究的主要对象之一, 它对于进一步揭示岩石层、地幔和地核的物质结构和动力学过程、成因和演化是至关重要的^[1, 2]。迄今为止, 人们对地球深部物质组成、状态、物理化学性质、结构和过程的认识、理解和探讨, 主要是基于4个方面的研究^[3, 4]: (1) 深部地球物理综合探测, (2) 超深钻探, (3) 地质地球化学, (4) 地球深部物质的高温超高压实验。前两者是直接的, 后两者是间接的, 综合运用这几种方法, 已使人们对地球深部的认识有了长足进展。超深钻探虽可以获得较完美的原地(in situ)信息, 但由于其技术上的限制和经济上要求过高, 目前世界上最著名的两个大陆科学钻孔(德国 KTB 和前苏联科拉半岛钻孔)也只分别达到 9 km 和 12 km^[5], 属于上地壳范围。地质地球化学主要是通过现今地表出露的深部岩石剖面、岩浆携带的包裹体等的研究来反演深部信息。但因地表出露的深部岩石样品的形成深度大多小于 100 km^[6], 因而不足以推测更深部的组成、结构和过程。因此, 认识地球深部结构和特征, 主要是依靠深部地球物理综合探测方法^[1, 7]。但在将探测数据反演为组成、结构信息时, 结果的多解性问题一直是困惑当前地球物理解释的一大障碍^[7]。地球深部物质的高温超高压实验, 能对地震波速、重力、电磁和热流等深部地球物理探测数据的综合分析和反演提供物理约束和赋予物质解释, 其结果与详细的地表地质、地球化学多学科密切配合, 确定不同深度处可能出现的矿物岩石原地特征, 是推断地球深部物质组成、状态和结构的最佳途径之一^[7]。

另一方面, 从当代的科学发展看, 高压凝聚态物理学与固体地球科学的交叉研究和相互渗透无论对高压物理学还是对地球科学来说都是学科发展的自身需求和必然趋势。本世纪 40

1999-06-08 收稿, 2000-01-10 收修改稿

* 国家自然科学基金(批准号: 19672058)和中国工程物理研究院科学技术预研基金(批准号: 960103 和 970103)资助项目

年代发展起来的高压物理学,为当前在实验室模拟地球深部高温高压条件奠定了技术基础,凝聚态物理理论的发展则为高温高压条件下研究物质的性质和状态提供了坚实的理论基础.把高压物理学理论和实验技术的最新成果引入固体地球科学,既为高压科学的应用开辟了新的领域,也为现代固体地球科学的发展注入了新的活力.

当前,人类在实验室模拟地球深部高温高压条件有两大互为补充的高压技术系统:静态高压技术和冲击波动态高压技术.七八十年代兴起的静态高压实验技术目前已发展为相互补充、各有所长的两大系列——金刚石压腔和大腔体组成的实验技术体系.其中,美国高压中心卡内基研究所毛伟光小组的金刚石压腔技术已获得 550 GPa 的压力,国际上大腔体实验技术的最高压力也达到了 30 GPa.这两大实验技术已被广泛应用于深部地幔和地核的矿物成分、相变、性质和状态及地幔物质化学反应的研究.80 年代以来,我国也筹建和发展了自己的金刚石压腔系统,并达到了 130 GPa 的压力水平.与此同时,我国的静态高压大腔体($1 \sim 10^3 \text{ mm}^3$)实验装置已达到 10 GPa 和 1 500℃的技术水平,在对地幔岩物性(弹性、电性和热性等)测量和地幔超临界状态水等研究方面,已取得了一批实验数据.

国际上将冲击波动高压技术用于固体地球科学研究始于 60 年代末.与静高压技术相比,用冲击压缩技术造成的压力(1 000 GPa)和温度(10 000 K)可以在更大的热力学状态范围内模拟地球内部的高温高压条件,且由于它对实验样品的允许尺寸大(约 $\phi 30 \text{ cm} \times 5 \text{ cm}$,而金刚石压腔中样品允许尺寸仅约 100 μm)、及与之配套的精密测量技术和系统,所以,冲击波动高压技术在研究矿物和岩石的高压状态方程、相变、高压声速和电性等方面独具优势,已成为固体地球科学研究中的重要手段^[8].其中,前苏联学者和美国的洛斯阿拉莫斯、劳伦斯利弗摩尔国家实验室等,用冲击压缩技术系统地研究了矿物和岩石的物理、化学性质,发表了很多有关地球深部物质的性质和状态的科学数据和论文.劳伦斯利弗摩尔实验室还发表了对土星和木星物质组分、结构的研究报道.此外,美国加州理工学院地震实验室的 Ahrens 院士也长期利用冲击波高压技术研究固体地球科学问题^[9].

我国的冲击波高压技术起步于 60 年代初,从 80 年代后期开始也部分参与固体地球科学问题的研究.在经福谦院士的倡导下,我国先后开展了陨石状态方程、矿物和岩石的冲击变质作用、矿物冲击脱挥发分规律、地幔岩的高压声速和相变、下地幔和地核的物质组成、地幔和地核物质的高压熔化规律和热结构等方面的研究,取得了进展.

1 地球深部的物质组成、状态和结构

关于地球内部物质组成总的来说有两个约束,一个是地球内部整体成分必须满足元素宇宙化学丰度约束;一个是地球内部各层圈内物质组成必须满足基于深部地球物理探测得到的关于地球的物理模式(密度、重力、温度分布;弹性性质;电磁性质;流变性质等参量之一或多个组合)的约束.凡是同时满足这两个约束的矿物集合,均是地球内部可能存在的组成之一,显然,这是一个具有多解的反演问题. Dziewonski 和 Anderson 在 1981 年提出的“初级地球参考模型”(PREM)^[10]给出了全球平均的密度、地震波速度和弹性模量等随深度的分布,是迄今被普遍认可并最为广泛使用的地球模型.通过 PREM 的密度和声速(或体积模量)剖面与各种候选矿物集合高温超高压就位测量结果的对比,是目前限定地球深部物质组成最主要的方法^[11].

1.1 全新的下地幔矿物学模型

目前人们关于下地幔的物质组分较为一致的看法是,下地幔主要由 $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$ (钙钛矿)和 $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ (镁方铁矿)组成,但对于 Mg/Si 的定量化学比还有争议.一种观点认为下地幔是地幔岩的,即由体积比(或重量比)约占80%的 $(\text{Mg}_{1-x}, \text{Fe}_x)\text{SiO}_3$ 和约20%的 $(\text{Mg}_{1-x}, \text{Fe}_x)\text{O}$ 的混合物组成,其 Mg/Si 之比大约为1.5~2,上下地幔在化学上是均匀的^[12, 13];另一种观点认为下地幔是球粒陨石的,即主要由 $(\text{Mg}_{1-x}, \text{Fe}_x)\text{SiO}_3$ 组成,而仅含少量的 $(\text{Mg}_{1-x}, \text{Fe}_x)\text{O}$,其 Mg/Si 之比大约为1,下地幔是原始的、未分异的,上下地幔在化学上是非均匀的^[14, 15].

戴诚达等^[16]在27~91 GPa范围内测量了吉林球粒陨石(H5)的Hugoniot线,发现在压力-密度平面上将其左移 0.357 g/cm^3 ,则和下地幔的压力-密度剖面吻合.实际上,将其Hugoniot线左移 0.357 g/cm^3 是在同一压力下将冲击压缩状态转换为地球内部的等熵状态而进行的温度修正,以及扣除了铁镍金属和陨硫铁组分对密度的影响.这一结果支持了球粒陨石模型的下地幔观点.

龚自正等^[17]在40~140 GPa的冲击压力内用光分析技术和阻抗匹配方法分别测量了钙钛矿型顽火辉石 $(\text{Mg}_{0.9}, \text{Fe}_{0.1})\text{SiO}_3$ 的高压声速和状态方程.结果显示,其密度、纵波声速~压力曲线均与PREM的平行,其中密度~压力曲线比PREM的平均高1.16%,纵波声速~压力曲线比PREM的平均高1.81%.仅考虑密度和纵波声速约束,则由Reuss-Voigt-Hill (RHV)平均给出的下地幔由89.69%~88.65% (wt.%或mol.%)的 $(\text{Mg}_{0.92}, \text{Fe}_{0.08})\text{SiO}_3$ -Pv和10.31%~11.35%的 $(\text{Mg}_{0.92}, \text{Fe}_{0.08})\text{O}$ 组成,且成分是均匀的,下地幔富含顽火辉石.更进一步,再考虑到体波和剪切波速约束,他们由混合物状态方程和弹性模量(或声速)的叠加原理来调配 $(\text{Mg}_{1-x}, \text{Fe}_x)\text{SiO}_3$ 和 $(\text{Mg}_{1-x}, \text{Fe}_x)\text{O}$ 的定量比例,使之同时满足PREM的密度~压力剖面和声速~压力剖面,从而建立了能同时满足地震学的PREM(密度、波速)约束,又符合地幔化学成分宇宙化学模式的,还为高温高压实验所接受的全新的下地幔矿物学模型¹⁾:(1)钙钛矿 $(\text{Mg}_{0.92}, \text{Fe}_{0.08})\text{SiO}_3$ 不低于70%,(2)在下地幔中部约 $(1770 \pm 100) \text{ km}$ 深处,存在一个化学分界面,(3)在该分界面以上,斯石英 SiO_2 (St)是主要的少量成分,在下地幔顶部含量最高(<30%),且含量随深度增加而逐渐减少,在约1770 km深处降为最低(不排除零含量),(4)在该分界面以下,镁方铁矿 $(\text{Mg}_{0.92}, \text{Fe}_{0.08})\text{O}$ (Mw)是主要的少量成分,在约1770 km深处方镁铁矿(Mw)的含量为最低(不排除零含量),然后含量随深度增加而逐渐增加,在下地幔底部含量最高(<20%).与以往的模型相比,这一全新的下地幔矿物学模型能很好地解释已有的地球物理和地球化学观测结果,具有更多的合理性.

1.2 下地幔的横向热不均一性

地震波层析成像技术对地球内部(包括上地幔、俯冲板块、下地幔及下地幔底部的D'区)地震波速的三维图像分析结果显示,纵波速度的横向变化在下地幔中为0.1%~0.2%^[18](均方根值,下同),在D'区中为2%^[19],波速异常范围的尺度为 $10^3 \sim 10^4 \text{ km}$.地震波速异常通常被认为与地幔对流造成的热异常直接相关,这可能是局部温度异常引起了弹性波速度的变化,也可能对应着矿物组分或相态的变化,而相态的变化也极有可能源自温度的影响.因为地震

1)龚自正.顽火辉石的状态方程、高压声速和高压熔化-对下地幔组分和热结构的限定.中国科学院地球化学研究所博士后研究报告,1999,7

波速数据是目前人们了解地球内部结构的主要信息,为了从地震波速数据反演地球内部的结构和热力学状态,必须对弹性波速与压力、温度的关系有定量的认识. 因此,研究地球内部各种候选矿物在高压下弹性波速的温度系数,对由地震波速数据反演地球内部的横向热不均一性是至关重要的,而地球内部物理性质(温度、组分、结构等)的横向不均匀性与很多地球动力学现象如板块俯冲、地幔对流、热点等都密切相关.

Duffy 等^[20]通过用冲击波方法研究镁橄榄石在下地幔压力下声速的温度系数 $(\partial V_p/\partial T)_P$,发现它在高压下有大幅度的降低,并据地震波速数据对下地幔底部(2 271 ~ 2 891 km)的热异常做了估计,认为该区域内的横向温度变化可达 100 ~ 200 K,进一步推测 D''区内的变化可能还要大 3 ~ 4 倍. 另外,他们认为 $(\partial V_p/\partial T)_P$ 随深度的显著降低,将导致对俯冲板块下插深度的估值有所增大.

Gong 等^[21]从声速的定义出发用热力学基本理论来计算声速的温度系数,发现在 40 ~ 140 GPa 范围内顽火辉石($Mg_{0.9}, Fe_{0.1}$)SiO₃ 纵波、剪切波和体波的温度系数,分别由 40 GPa 时的 0.386, 0.251, 0.255 m·s⁻¹/K 逐渐降至 140 GPa 时的 0.197, 0.131, 0.162 m·s⁻¹/K. 将这一规律内推至零压得到 $(\partial K/\partial T)_0 = -0.028$ GPa/K,与静高压下的实验值非常吻合. 假设这种异常完全由温度引起,他们推测:在下地幔的深部约有 53 ~ 106 K 的横向温度不均匀;在 D''区域中约有 1 066 K 的横向温度不均匀. 这一最新的直接结果比 Duffy 等^[20]推测的下地幔深部的横向温度不均匀(100 ~ 200 K)要小一半,而和其在 D''区域中的结果(1 000 K)相当. Gong 等^[21]还推算在下地幔底部(100 ~ 136 GPa),平均有 $(\partial V_p/\partial \rho)_P = 3.68$ km·s⁻¹/g·cm⁻³,与 Hager 等^[22]基于地震波速测量数据的估算值 $(\partial V_p/\partial \rho)_P = 3$ km·s⁻¹/g·cm⁻³比较接近. 这为建立准确的地球动力学模型提供了重要数据.

1.3 (Mg, Fe)SiO₃-Pv 的高压熔点和核-幔边界的热结构

核-幔边界是地球内部的重要边界之一. 研究下地幔主要端元组分及其混合体系的高压熔化规律,对确定核-幔边界处的温度上限、物质状态、化学分异、对流和流变行为、解释地震波速结构、建立地球演化和动力学模型等,是必不可少的. 现行的用激光加热的流体静压下精确测定下地幔主要物质高压熔化规律的方法,目前其最高压力只能达到 60 GPa 左右,压力增高时由于样品中存在较大的温度梯度,使测量误差迅速上升,因此,100 GPa 以上的熔化温度主要靠外推来获得. Ohtani^[23], Zerr 等^[24]和 Knittle 等^[25]曾利用激光加热的金刚石压砧,分别在 23 GPa 和 62.5 GPa 范围内测量了钙钛矿结构(Mg, Fe)SiO₃ 的高压熔化线,并用 Lindemann 定律、Kraut-Kennedy 方程和 Simon 方程将其外推至核幔边界压力 136 GPa 下,得到了 $(8\ 000 \pm 500)$ K^[23], $7\ 000 \sim 8\ 500$ K^[24]和 $(4\ 500 \pm 100)$ K^[25]的不同结果.

1997 年 Holland^[26]等在 93 ~ 192 GPa 压力下用高灵敏度瞬态辐射光学高温计对贵橄榄石($Mg_{0.9}, Fe_{0.1}$)₂SiO₄(其高压相为 $(Mg_{0.94}, Fe_{0.06})$ SiO₃ + $(Mg_{0.9}, Fe_{0.1})$ O 的混合物)的冲击温度进行测量,发现在 130 GPa 附近冲击温度由 7 000 K 锐降至 4 300 K,据此判定发生了熔化,并用该温度作为高压相组合 MgSiO₃ + MgO 的固相线的上界. 他们指出,对于主要由钙钛矿和方镁石组成的下地幔,在 136 GPa 压力下其熔化温度不高于 4 200 K. 他们推测,地幔底部物质可能处于大规模的非均匀性部分熔融状态,并认为在核幔边界附近的 D''区中地震波速的异常现象(超低速区(ULVZ))由物质的熔融所引起.

Gong¹⁾等在 40~140 GPa 压力内测量了钙钛矿型顽火辉石($Mg_{0.9}, Fe_{0.1}$)SiO₃ 的冲击温度, 结果指出在 136 GPa 下其冲击温度为(8 000 ± 400) K. 考虑到($Mg_{0.9}, Fe_{0.1}$)SiO₃-Pv 在 40~140 GPa 的冲击压力内无熔化相变^[17], 故其在核幔边界处的熔点应不低于(8 000 ± 400) K, 与 Zerr 等给出的(8 000 ± 500) K 符合很好, 而否定了 Knittle 等(4 500 ± 100)K 的结果, 同时限定在核幔边界处($Mg_{0.9}, Fe_{0.1}$)SiO₃ 的熔点应不低于 7 600 K. 这是在核幔边界压力下直接由实验对这一地幔主要端元熔点的限定. 这一结果的地学意义是: 由于核-幔边界处的温度大致为(4 000 ± 200)K^[27], 故在 136 GPa 压力下, 高的熔化温度(7 600 K)意味着在地球历史中纯 (Mg, Fe)SiO₃-Pv 的下地幔不可能在其底部有大范围的熔融和化学分异, 因此在下地幔中必须含有一定量的(Mg, Fe)O 或挥发分以降低下地幔的固相线, 使下地幔底部有部分熔融发生(地震学结果).

1.4 地核可能的物质组成和热结构

地震学、宇宙化学丰度和地磁的存在要求地核是铁质的, 但冲击波实验数据指出地核必须含有轻元素以使纯铁的密度降低而体声速增高^[28]. 目前, 地核中除了主要元素铁外, 还应含有部分轻元素, 这一点已得到公认, 但人们对轻元素的种类(主要是硫, 氧, 硅和氢)和比分至今仍有争论. 澄清这一分歧对限定核-幔界面、内-外地核界面的温度十分重要, 而温度和组分是相互耦合的.

综合而言, 候选轻元素须满足以下条件:(1)在高压下能溶于铁;(2)能使铁的熔点有较大幅度的降低;(3)低压下(在地球吸积生长同时形成地核的过程中)在铁中有一定的配分. 傅世勤等^[29]在 60~208 GPa 范围内测量了南丹铁陨石(Fe92.5%, Ni6.8%, Co0.47%)的 Hugoniot 线, 发现考虑温度修正后其压力-密度平面与 PREM 的基本吻合. 据此他们认为地核可能由 (Fe93%, Ni7%)(wt.)的铁镍合金组成而不是纯铁. 根据不同学者对地核中轻元素种类和含量研究的综合分析, 并参照地核的平均原子量, 我们认为地核的组分应为 Fe-Ni-S-O 混合物. 由混合物状态方程的“叠加原理”计算 Fe-Ni-S-O 体系在地核压力下的压力-密度关系, 并与 PREM 进行比较来调整 Fe-Ni-S-O 之间的比分, 得到外地核的组成为: Fe: 82.07%, Ni: 6.16%, S: 6.73%, O: 5.04% (wt.). 内核由地核的熔体凝固而成, 故轻元素在内、外地核中应有一定的分配系数, 并从内-外地核界面到地心形成梯度分布.

傅世勤等^[29]由状态方程求得内-外地核界面的密度为 12.83~13.41 g/cm³, 温度为 5 440~5 680 K; 地心处的密度为 13.12~13.73 g/cm³, 温度为 5 660~5 990 K. 后来, 戴诚达²⁾在 160~300 GPa 范围内通过测量南丹铁陨石的冲击熔化线, 得到核-幔边界地核一侧的温度为(3 900 ± 200) K, 内-外地核界面的温度为(5 850 ± 200) K, 地心温度为(6 026 ± 200)K. 表 1 给出了这一结果与国际上的对比.

应该指出, 除了状态方程须满足地震数据外, 地核候选物质的电磁性质还必须与地磁资料相符. Keeler^[42]尝试过用冲击压缩下电导率的测量结果与地核的磁流体动力学探测资料的对比来限定地核物质的组成, 为我们展示了一种新的研究途径.

1) Zizheng Gong, Hongsen Xie, Fuqian Jing, et al. Shock temperature and melting of ($Mg_{0.9}, Fe_{0.1}$)SiO₃-perovskite and partial melting in the deep of the Earth's lower mantle, (Accepted and will be published in Chin Phys Lett, 2000, 17:)

2) 戴诚达. 铁陨石的高压熔融特性及其地球物理意义. 中国工程物理研究院博士学位论文, 1999, 8

表 1 地核各界面的温度

成分	幔-核边界	外-内地核界面	地心	文献
纯 Fe	-	(6 200 ± 500) K	-	[30]
纯 Fe	-	(5 900 ± 700) K	-	[31]
纯 Fe	-	(6 140 ± 575) K	-	[32]
纯 Fe	-	6 600 K	-	[33]
纯 Fe	-	(6 210 ± 400) K	6 450 K	[34]
纯 Fe	-	(5 800 ± 500) K	-	[35]
纯 Fe	(4 800 ± 200) K	7 600 K	-	[36]
纯 Fe	(2 650 ± 100) ~ (4 000 ± 200) K	(4 850 ± 200) K	(5 150 ± 200) K	[37]
纯 Fe	< 4 000 ~ 6 130 K	(5 420 ~ 6 150) K	(6 350 ± 350) K	[38]
Fe-FeS	(3 240 ± 200) K	(4 210 ± 700) K	(4 310 ± 750) K	[39]
Fe-FeS ₂	(3 990 ± 300) K	(5 310 ± 700) K	(5 440 ± 750) K	[40]
Fe _{0.94} O	(4 800 ± 500) K	6 720 ~ 7 800 K	-	[41]
铁陨石 Fe(93.65 %)	-	(5 560 ± 120) K	(5 825 ± 165) K	[29]
Ni(6.35%)(9wt%)	-			
铁陨石(同上)	(3 900 ± 200) K	(5 850 ± 200) K	(6 026 ± 200) K	戴诚达等 ¹⁾

2 地球表面的撞击作用与全球环境变化

地外物体撞击地球的几率、过程、效应与对策研究,将是人类生存发展所面临的重大课题.为研究材料的动态响应特性而发展起来的超高速碰撞技术,在模拟地球表面碰撞成坑、冲击变质、冲击脱挥发分反应及由此导致的全球环境变化等方面独具优势.

2.1 撞击成坑作用

60 年代末期人们已经对地球上的碰撞构造有了相当的认识,识别出了近 50 个大型构造,并对其中的冲击变质作用进行了详细的研究.目前国外已能用岩石的冲击波数据对成坑作用的过程(如粒子速度流场、射流质量 M_e 与陨星体质量 M_m 之比 M_e/M_m 与吸积行星的逃逸速度的关系等)进行数值模拟研究^[43].

1991 年戴诚达等^[44]开展了普通球粒陨石的冲击变质作用与冲击角砾岩化的研究,对冲击变质强度作了科学分级,为陨石的岩石学划分类型提供了科学依据.1995 年李大红等^[45]通过超高速冲击石英砂岩的成坑及裂纹分布实验,发现靶岩受冲击可形成柯石英、高硅玻璃、铁质微球粒等,发现冲击坑断面内形成很多次生裂隙,主要包括径向裂隙、环形裂隙、锥形裂隙、横向裂隙,中心形成赫兹锥,在此基础上提出了石英砂岩的成坑参数.这些特殊构造与地球上现已证实的大型陨石坑中的碎裂锥、碰撞角砾岩和环形断裂等构造是可比的,因此冲击构造与冲击变质作用的研究,可与其他岩石学效应一起作为地质学家识别陨石撞击构造的一种判据.

2.2 撞击作用与全球环境变化

对含有挥发分(H_2O , $-OH$, CO_2 , SO_2 , CH_4 等)矿物冲击脱挥发分反应的研究,是了解早期地球的吸积历史及富 H_2O 和 CO_2 的原始大气的成因等问题的有效途径.这一研究结果还可用来定量分析地质历史时期导致地球环境灾变的小行星碰撞事件. Alvarez^[46]等提出的 K-T

1) 见 787 页脚注 2)

界线小行星撞击事件导致恐龙等生物大规模灭绝的假说,激发了人们对碰撞构造和环境灾变的研究兴趣。研究表明,墨西哥尤卡坦半岛的 Chicxulub 碰撞构造即为此次小行星碰撞事件的冲击坑^[47]。Chicxulub 构造在近地表 3 km 的剖面范围内含有大量的碳酸钙和硫酸钙(主要赋存在一套灰岩、硬石膏白云岩角砾岩、灰岩-白云岩及硬石膏-石膏层中),因而对这些矿物的冲击脱挥发分作用研究也活跃起来,以期获得对这次环境灾变事件的定量解释。

Ahrens 等较为系统地研究了碳酸盐靶^[48]、硫酸盐靶^[49]在冲击压缩下的脱挥发分规律。他们由硫酸盐靶的冲击波实验结果,考虑尺度相似律后,估计形成 Chicxulub 陨石坑的过程中,冲击产生硫的总量为 6×10^{15} (碰撞物为小行星) $\sim 2 \times 10^{16}$ g (碰撞物为彗星),进而根据关于火山喷发中硫的总量与观测到的全球气温降低之间的经验关系式,估算出碰撞产生的硫使全球降温约 4~6 K,并在地球表面降下 40~150 g/m² 的酸雨^[49]。他们由碳酸盐靶冲击脱 CO₂ 的实验结果,认为类似 Chicxulub 的陨石坑,可以产生 $5 \times 10^{18} \sim 2 \times 10^{19}$ g 的 CO₂,温室效应将使全球在 10⁴~10⁵ 年内变暖 2~10 K^[48]。最后的结果很可能是 K-T 碰撞事件后几年内挥发性的 SO₂, SO₃ 及 H₂SO₄ 雾会导致全球气温降低 4~6 K,随后,这种降温会部分或全部被 CO₂ 的温室效应所抵消,当硫酸雾从大气中分离以后,地球将进入一个持续数万年的温暖期,温升可达 10 K^[49]。显然,硫酸盐的冲击脱挥发分作用的环境效应还不足以成为解释 K-T 绝灭事件的有效机制,可能还需考虑碰撞引发的地质活动(如地震、火山爆发等)及生物自身的演化规律等。

Ahrens 等^[50]在 5~150 GPa 范围内测量了蛇纹石 Mg₃Si₂O₅(OH)₄ 的 Hugoniot 状态方程,认为在下地幔条件下,蛇纹石中的结构水(OH⁻)有可能仍将稳定存在。由冲击波实验得到的压力~密度曲线和地球的 PREM 模型相比较,指出地幔中可能存在 0%~3% (重量比)左右的水,即地幔中可能有 0~8.8 × 10²⁵ g 的水,为地表海水总量的 0~63 倍。

龚自正等^[51]研究了高岭石在冲击压缩下脱水的规律性,通过对其 Hugoniot 状态方程的测量和对冲击后回收产物的电子显微镜观察、矿物谱学分析、差热分析等手段,给出了脱水反应程度与冲击压力的定量关系,建立了“高岭石/Al₂O₃ + SiO₂ + H₂O”的温度-压力相平衡图。通过该相图与线性地热线的交点推断:高岭石至少可在上地幔 50 km 深处作为一种含水(OH⁻)矿物而稳定存在;或在俯冲板块中至少于 133 km 深处作为一种含水(OH⁻)泥质沉积物的过渡相而存在。这类研究对模拟冲击脱挥发分作用与全球变化的关系,定量分析地质历史时期导致地球环境灾变的小行星碰撞事件,从而认识地质历史时期气候的变化规律以及预测未来全球环境变化的趋势等都是极为有益的尝试。

致谢 衷心感谢李大红研究员、傅世勤副研究员、戴诚达博士为作者提供的有关资料。

参 考 文 献

- 1 刘光鼎,杨小毛,魏 蕾. 当前地球物理学发展中的基本问题. 科学通报,1992, 37(1): 31
- 2 王绳祖. 高温高压岩石力学——历史、现状、展望. 地球物理学近展,1995, 10(4): 1
- 3 谢鸿森著. 地球深部物质科学导论. 北京:科学出版社,1997. 1~7
- 4 中国科学院地球化学研究所地球深部物质科学研究室编. 地球深部物质科学专辑. 地球科学进展,1994,9(增):1
- 5 肖庆辉. 90年代的地质科学技术及我们的对策. 见:肖庆辉等著. 中国地质科学近期发展战略的思考. 武汉:中国地质

- 大学出版社, 1990. 61 ~ 82
- 6 Ringwood A E 著. 地幔的成分与岩石学. 杨美娥, 何永年, 胥怀济等译. 北京: 地震出版社, 1981. 59 ~ 68
 - 7 金振民. 我国高温高压实验研究近展和展望. 地球物理学报, 1997, 40(增刊): 70 ~ 81
 - 8 毕 延, 龚自正. 冲击波物理在地球和行星科学研究中的应用. 地球科学进展, 1997, 12(5): 399
 - 9 Ahrens T J. Application of shock compression science to earth and planetary physics. In: Schmidt S C ed. Proc 1995 APS Topical Conf. On Shock Compression of Condensed Matter, Published by American Institute of Physics, New York: Woodbury, 1996, 1 ~ 4
 - 10 Dziewonski A M, Anderson D L. Preliminary reference earth model. Phys. Earth Planet Inter, 1981, 25: 295
 - 11 朱日祥, 李春景, 潘永信. 地球内部物理. 地球物理学进展, 1997, 12(3): 65
 - 12 Anderson O L. Finding the isentropic density of perovskite: implications for iron concentration in the lower mantle. Geophys Res Lett, 1997, 24(3): 213
 - 13 Stacey F D. Thermoelasticity of (Mg, Fe) SiO₃-perovskite and a comparison with the lower mantle. Phys Earth Planet Inter, 1996, 98: 66
 - 14 Stixrude L, Hemley R J, Fei Y, et al. Thermoelasticity of silicate perovskite and magnesiowustite and stratification of the Earth's mantle. Science, 1992, 257: 1 099
 - 15 Yusheng Zhao, Anderson D L. Mineral Physics Constraints on the Chemical Composition of the Earth's Lower Mantle. Phys Earth Planet Inter, 1994, 85: 273
 - 16 戴诚达, 王道德, 林文祝, 等. 吉林陨石(H5)的冲击压缩线及其意义. 空间科学学报, 1991, 13(3): 196
 - 17 龚自正, 谢鸿森, 经福谦, 等. 顽火辉石的高压声速和下地幔的可能组成. 科学通报, 1999, 44(15): 1662
 - 18 Dziewonski A M, Wooshouse J H. Global images of the Earth's interior. Science, 1987, 236: 37
 - 19 Lay T. Seismology of the lower mantle and core-mantle boundary. Rev Geophys, Suppl, 1995, 325
 - 20 Duffy T S, Ahrens T J. The temperature sensitivity of elastic wave velocity at high pressure: new results for molybdenum. Geophys Res Lett, 1994, 21: 473
 - 21 Zizheng Gong, Hongsen Xie, Fuqian Jing, et al. The temperature sensitivity of elastic wave velocity of (Mg_{0.9}, Fe_{0.1})SiO₃-Perovskite under lower mantle condition and lateral thermal heterogeneity in earth's lower mantle. Chin Phys Lett, 2000, 17(3): 218
 - 22 Hager B H, Clayton R W, Richards M A, et al. Lower-mantle heterogeneity, dynamic topography, and the geoid. Nature, 1985, 313: 541
 - 23 Ohtani, Eiji. Melting temperature distribution and fractionation in the lower mantle. Phys Earth Planet Inter, 1983, 33: 12
 - 24 Zerr A, Boehler R. Melting of (Mg, Fe)SiO₃-perovskite to 625 kilobars: indication of a high melting temperature in the lower mantle. Science, 1993, 262: 553
 - 25 Knittle E, Jeanloz R. Melting curve of (Mg, Fe)SiO₃-perovskite to 96 GPa: evidence for a structural transition in lower mantle melts. Geophys Res Lett, 1989, 16: 421
 - 26 Holland K G, Thomas J Ahrens. Melting of (Mg, Fe)SiO₄ at the core-mantle boundary of the earth. Science, 1997, 275: 1 623
 - 27 Zerr A, Boehler R. Solidus of earth's deep mantle. Science, 1998, 281: 243
 - 28 Ahrens T J. Constraints on core composition from shock wave data. Phil Trans Roy Soc London, 1982, 306: 37
 - 29 傅世勤, 金孝刚, 王道德, 等. 南丹铁陨石物态方程用于地核的研究. 地球物理学报, 1993, 36(2): 158
 - 30 Brown E, McQueen R G. The equation of state for iron and the earth's core. In: High Pressure Research in Geophysics, Akimoto A, Manghnani M, eds. Tokyo: Center for academic Publications, 1982, 611 ~ 625
 - 31 Anderson D L. The earth's core and the phase diagram of iron. Phil Trans Roy Soc London, 1982, 306: 21
 - 32 Spiliopoulos S, Stacey F D. The earth's thermal profile; is there a mid-mantle thermal boundary layer? J Geodyn, 1984, 1: 67
 - 33 Young D A, Grover R. Theory of iron equation of state and melting curve to very high pressure. In: Shock Wave in Condensed Matter-1983, Asay J, Graham, R A, Straub G K, eds. Elsevier Amsterdam, 1984, 65 ~ 67
 - 34 Anderson O L. Properties of iron at the earth's core conditions. Geophys, J R Ast Soc, 1986, 84: 561
 - 35 Brown E, McQueen R G. Phase transitions, Grüneisen parameter, and elasticity for shocked iron between 77 GPa and 400 GPa. J Geophys Res, 1986, 91(B7): 7 485
 - 36 Williams Q, Jeanloz R, Bass J, et al. The melting curve of iron to 250 gigapascals: A constraint on the temperature at earth's center.

- Science, 1987, 236: 181
- 37 Boehler R. Temperature in the earth's core from melting-point measurements of iron at high static pressure. *Nature*, 1993, 363: 534
- 38 Saxena S K, Shen G, Lazor P. Temperatures in earth's core based on melting and phase transformation experiments on iron. *Science*, 1994, 264: 405
- 39 Anderson W W, Ahrens T J. An equation of state for liquid iron and implications for the earth's core. *J Geophys Res*, 1994, 99 (B3): 4 273
- 40 Anderson W W, Ahrens T J. Shock temperature and melting in iron sulfides at core pressure. *J Geophys Res*, 1996, 101(B3): 5 627
- 41 Knittle E, Jeanloz R. The high-pressure phase diagram of $Fe_{0.94}O$: a possible constituent of the earth's core. *J Geophys Res*, 1991, 96 (B10): 16 169
- 42 Keeler R N, Royce E B. Electrical conductivity of condensed media at high pressure. In: *Proc. 48th International School of Phys Enrico Fermi Varenna Italy New York: Academic Press, 1971. 122*
- 43 O'Keef J D, Ahrens T J. The interaction of the Cretaceous-Tertiary extinction bolide with the atmosphere, ocean, and solid earth. In: *Proc Conf on Large Body Impact and Terrestrial Evolution. Geol Soc Am Spec Pap, 1982, 190*
- 44 戴诚达,王道德,金孝刚. 吉林陨石样品的冲击加载实验研究. *科学通报*, 1991, 36(16): 1 252
- 45 李大红,余泉友,熊大和,等. 石英砂岩冲击变质与裂隙分布. *科学通报*, 1995, 40(17): 1 548
- 46 Alvarez L W, Alvarez, F. Asaro, Michel H V. Extraterrestrial cause for the Cretaceous/Tertiary extinction. *Science*, 1980, 208: 1 095
- 47 Swisher III C C, Grajales-Nishimura J M, Montanari A, et al. Coeval $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of 65.0 million years ago from Chicxulub crater melt rock and Cretaceous-Tertiary boundary tektites. *Science*, 1992, 257: 954
- 48 O'Keef J D, Ahrens T J. Impact-induced CO_2 by the Cretaceous/Tertiary bolide and the resultant bearing of the earth. *Nature*, 1989, 338: 247
- 49 Wenbo Yang, Ahrens T J. Shock vaporization of anhydrite and global effects of the K/T bolide. *Earth Planetary Sci Lett*, 1998, 156: 125
- 50 Tyburczy J A, Duffy T S, Ahrens T J, et al. Shock wave equation of state of serpentine to 150 GPa: Implication for occurrence of water in the earth's mantle. *J Geophys Res*, 1991, 96(B11): 18 011
- 51 龚自正,谢鸿森,经福谦,等. 高岭石的高温高压相图及地学意义. *高压物理学报*, 1999, 12(2): 103