## L 群普通球粒陨石母体的撞击历史

李少林<sup>1,2)</sup>,廖世勇<sup>2)</sup>,李晔<sup>2)</sup>,吴蕴华<sup>2,3)</sup>,徐伟彪<sup>2)</sup>

1) 澳门科技大学月球与行星科学国家重点实验室,澳门,999780;

2) 中国科学院紫金山天文台,江苏南京,210023;3) 中山大学大气科学学院,广东珠海,519082

内容提要:撞击作用发生在太阳系形成和演化的所有阶段,是最基本的地质过程之一。陨石可以从微观尺度 记录下这些重要的过程。在所有陨石族群中,L群普通球粒陨石保留了最完备的冲击变质记录,对撞击发生的时 间、冲击过程中的物理条件提供了重要制约。矿物学证据表明,在太阳系形成 100 Ma内,L群陨石母体可能发生 一次撞击裂解事件,并在随后重组。4.48 Ga左右,原始小行星带经历大范围的撞击作用,这一事件也记录于 L群 普通球粒陨石中,可能是由月球大撞击事件溅射的大量碎屑进入到原始主小行星带引起。约 800 Ma,包括 L 群陨 石母体在内的内太阳系部分天体经历了同时期撞击事件,可能由这一时期裂解的大质量小行星产生的溅射物引 发。L 群陨石母体在~465 Ma发生撞击裂解,这一事件在 L 群陨石中保留了丰富的矿物学、年代学记录,并在地 球全球奥陶纪地层发现相关信息。综合与该事件相关的所有 L 群陨石中击变质特征,本文认为该裂解事件是由一 颗大直径(18~22 km)石陨石质小行星,以较低速率(5~6 km/s)撞击导致。同位素年代学数据表明,L 群普通球 粒陨石母体很可能未受到晚期大撞击事件的影响,这难以用 L 群陨石母体过小予以解释。可能的原因有:① L 群 普通球粒陨石母体在原始主小行星带分布非常有限,导致其受到晚期大撞击事件影响的概率不高;② 晚期大撞击 事件对原始主小行星带的影响可能并没有之前估计的那么严重,一个持续时间更长但更加温和的撞击模型更加符 合现阶段的观察。

关键词:L群普通球粒陨石;冲击变质作用;撞击历史;年代学

天体之间的冲击碰撞在太阳系的形成和演化过 程中占有重要地位。一般认为,太阳系行星系统的 形成经历了三个阶段:太阳星云的凝聚和吸积形成 小星子;小星子的聚合形成原行星;原行星之间的碰 撞最终形成了太阳系类地行星(Weidenschilling et al.,1997; Chiang et al.,2009; Schlichting et al., 2012)。水星、月球和火星表面布满了大大小小的撞 击坑,记录了在漫长的演化历史中发生的撞击事件。 地球上由于强烈的后期地质作用改造,保留下来的 撞击坑不多。但研究发现,小天体的撞击对地球的 形成和演化过程也有很大影响(Matsui et al., 1986)。地球的大气圈、水圈及生物圈的形成与小行 星和彗星撞击事件有密切关系,例如恐龙等大量地 球生物的灭绝可能是 65 Ma 前一颗小行星撞击地 球所致(Kring et al., 2002)。研究天体之间的冲击 碰撞历史将加深我们对太阳系演化的认知。

陨石是撞击作用的产物,可以从微观尺度记录 地外天体上发生的撞击过程(Gillet et al., 2013)。 在目前已知的所有陨石类型中,普通球粒陨石的降 落频率最高(约85%)。普通球粒陨石可根据不同 的全岩铁及铁镍金属含量分为 H 群(高全岩铁),L 群(低全岩铁)和 LL 群(低全岩铁,低铁镍金属含 量)三种类型。它们的全岩成分、矿物成分、球粒大 小分布以及宇宙射线暴露年龄有系统差异,表明其 来自不同的小行星母体。相比于 H 群和 LL 群陨 石,L 群陨石受到了更为强烈的冲击作用。约 10.6%(609/5719)的 L 群陨石经历了 S5 及以上强 度的冲击变质作用,而在 H 群和 LL 群陨石分别占

收稿日期:2021-05-06;改回日期:2021-06-01;网络发表日期:2021-07-29;责任编辑:潘静。

作者简介:李少林,男,1989年生。博士,助理教授,主要从事陨石学研究。E-mail:slli@must.edu.mo。

**引用本文:**李少林,廖世勇,李晔,吴蕴华,徐伟彪. 2021. L 群普通球粒陨石母体的撞击历史. 地质学报, 95(9): 2791~2804, doi:10. 19762/j. cnki. dizhixuebao. 2021262. Li Shaolin, Liao Shiyong, Li Ye, Wu Yunhua, Hsu Weibiao. 2021. Impact history of L chondrite parent body. Acta

Geologica Sinica, 95(9): 2791~2804.

注:本文为国家自然科学基金项目(编号 41973060,41773059,11773087)、国防科工局民用航天技术预先研究项目(编号 D020202, D020302)、澳门科学技术发展基金(编号 0105/2020/A3)和中国科学院小行星基金会联合资助的成果。

1.3%(70/5389)和 3.7%(38/1049; Rubin, 2015)。 这表明 L 群普通球粒陨石母体经历的冲击变质历 史与其他两群陨石母体完全不同。

冲击变质作用发生于陨石母体形成及演化的各个阶段,部分母体甚至可能在高速撞击作用后发生裂解(Scott,2002)。普通球粒陨石母体未发生过大规模部分熔融,除了形成初期的热变质和轻微水蚀变作用外,球粒陨石母体演化历史过程中的主要地质作用只有撞击作用,因而冲击变质特征能很好地保留下来(Stöffler et al.,1991)。作为降落频率最高的陨石类型,普通球粒陨石(尤其是L群陨石)中的矿物保留了较完备的冲击变质特征,对撞击发生的时间、冲击过程中的物理条件提供了重要制约(Stöffler et al.,1991; Chen et al.,1996a; Beck et al.,2005; Li Shaolin et al.,2018a,2018b)。

# L 群普通球粒陨石母体经历的撞击 裂解事件

陨石的岩相学、年代学及热力学证据显示 L 群 普通球粒陨石母体可能经历了至少两次大型撞击事 件,导致了陨石母体裂解(Keil et al., 1994; Scott, 2002)。

第一次裂解事件可能发生在母体形成早期。一 种理论认为短寿命放射性核素的衰变(主要为<sup>26</sup>Al) 使陨石母体早期发生了从内部到表面由强到弱的热 变质作用,形成类似洋葱的壳层结构。来自不同壳 层的陨石经历了不同程度的热变质作用,被划分为 3~6型。3型陨石来自最表层,保留了最原始的矿 物成分特征;6型陨石来自深部,经历的热变质程度 最高(McSween et al., 2002)。然而,在部分L群 角砾陨石中发现了共生的6型与3型岩屑,而且热 力学证据显示这些角砾岩在陨石母体还未完全冷却 时(> 500℃)就已形成。以上证据表明,如果"洋葱 壳"模型是正确的,那么L群普通球粒陨石母体可 能在> 4.4 Ga 时发生过至少一次撞击裂解事件,并 且随后发生重组,形成"碎石堆"结构(Scott et al., 1981; Grimm, 1985; Taylor et al., 1987; Keil et al., 1994; Scott, 2002)。对早期撞击时间的估计 由陨石中金属冷却速率计算获得,并与母体热演化 模型相关(Bennett et al., 1996; McSween et al., 2002; Scott, 2002)。保留此次事件年代学记录的 样品非常有限,一个可能的例子是冲击熔融型陨石 Miller Range (MIL) 05029。MIL 05029的Ar-Ar 年龄为4517±11 Ma,该陨石中毫米级的金属发育 维氏纹,成分计算显示其具有非常缓慢的冷却速率 (14℃/Ma)。考虑到冷却至 K-Ar 封闭温度所需要 的时间,MIL 05029 真实的撞击作用发生时间可能 前推 20 Ma,即~4540 Ma。如此缓慢的冷却速率表 明冲击熔体撞击后可能埋藏于 L5~L6 样品所处的 深度或者类似的热体系中,如此巨大的撞击作用可 能导致了陨石母体的裂解(Weirich et al., 2010)。

多方面证据指示 4.4 Ga 之后 L 群陨石母体再 次发生过撞击裂解,包括:① 对部分 L 群角砾岩金 相学分析发现,同一角砾岩中不同产状的金属冷却 速率差异巨大,可在 0.5~5000 ℃/Ma(封闭温度< 500℃)范围内变化(Taylor et al., 1987; Williams et al., 2000)。由于金属冷却速率与其在陨石母体 埋藏深度呈正相关,巨大的差异表明陨石母体在 4.4 Ga之后发生裂解(Taylor et al., 1987); ② L 群陨石的冲击变质特征表明,约88%的陨石受到了 5 GPa 及以上的冲击变质作用,其中冲击压力超过 15 GPa的陨石数量约占 50%,这一比例远高于一 般的撞击成坑作用(Stöffler et al., 1991);③ Rubin (2015)发现不同陨石族中含熔长石样品比例与母体 的逃逸速度呈正相关,根据热演化模型,普通球粒陨 石母体半径应远小于灶神星,然而含有熔长石的 L 群普通球粒陨石比例(~11%)却高于灶神星陨石 (~5%)。Rubin(2015)认为这表明L群普通球粒 陨石母体很可能发生了一次撞击裂解事件;④ 三分 之二左右的L群普通球粒陨石都发生了释气作用, 远高于其他类型球粒陨石, Anders (1964)和 Heymann(1967)提出这可能与陨石母体 500 Ma 左 右发生的巨大撞击作用有关;⑤ 含有太阳风成分的 L群陨石角砾岩数量极少,说明大部分陨石来自母 体内部,可能由母体经过撞击裂解形成(Crabb et al., 1981);⑥ 在瑞典中部和南部(Schmitz et al., 2001, 2003)、中国中部(Schmitz et al., 2008; Cronholm et al., 2010)以及俄罗斯(Lindskog et al., 2012) 的奥陶纪地层中发现了大量的陨石化 石,氧同位素证据表明绝大部分属于L群(Heck et al., 2010, 2016)。陨石化石中残余铬铁矿的宇宙 射线暴露年龄由地层序列从下至上逐渐变大,表明 这些陨石都来自同一撞击事件(Heck et al., 2004)。大量陨石化石的发现说明当时 L 群普通球 粒陨石的降落频率远高于现在的水平,可能由 L 群 陨石母体的撞击裂解造成。这一裂解事件在L群 陨石中存在丰富的矿物学、年代学记录。

### 2 约 4.48 Ga 的撞击作用记录——与 月球形成撞击事件相关?

许多岩石学证据都表明L群陨石母体在 4.5~ 4.4 Ga之间发生过至少一次大型撞击事件(Scott, 2002)。然而,太阳系早期撞击事件的年代学记录较 少,而且撞击事件可能叠加母体热变质作用记录,导 致年龄数据所代表的地质意义难以准确限定。例 如,L 群表土角砾岩 Northwest Africa(NWA) 869 中的 4 型角砾具有 4402 ± 7 Ma 的 Ar-Ar 年龄 (Metzler et al., 2011),但这一年龄与仅经历热变 质作用的L群陨石Ar-Ar年龄范围非常接近(4.53 ~4.43 Ga; Bogard, 2011),因而其既可能代表了 冲击作用年龄,也可能为陨石母体热变质作用的冷 却年龄,或者仅为混合年龄。两块 Ar-Ar 年龄介于 4.5~4.4 Ga 之间的冲击熔融型 L 群陨石(Shaw 和 PAT 91501)的发现,有力地证明了早期大型撞击事 件的存在。PAT 91501(4461±8 Ma; Benedix et al., 2008)和 Shaw(4430±30 Ma; Turner et al., 1978)记录的冲击作用年龄和上述撞击年龄在误差 范围内一致。

一般认为,在太阳系形成 60 Ma 后,球粒陨石 母体可以完全冷却到磷酸盐矿物(磷灰石和陨磷钙 钠石)U-Pb 同位素封闭温度(~500℃; Cherniak et al., 1991)以下。因此, 球粒陨石小于 4.5 Ga 的磷 酸盐 U-Pb 年龄可能都是由后期撞击事件导致的年 龄重置(Bogard, 2011)。值得注意的是,最近的研 究表明球粒陨石中的磷灰石可记录太阳系形成之后 约117 Ma的热变质作用,虽然热变质作用可能由 撞击事件导致(Zhang et al., 2016)。因而,简单地 认为球粒陨石中磷灰石记录的小于 4.5 Ga 的年龄 全部由撞击事件重置是有问题的,必须要结合相关 的岩相学证据才能断定早期磷灰石年代学数据的地 质意义。Novato 陨石中的磷酸盐在 U-Pb 谐和曲 线图上记录了~4.47 Ga 左右的上交点年龄(4472 ±31 Ma; Yin Qingzhu et al., 2014),虽然这组年 龄被解释为冲击变质事件重置年龄,但缺乏明确的 矿物学证据表明它们与冲击作用有关。随州陨石中 通过磷灰石高温高压分解产物涂氏磷钙石获得的 U-Pb 年龄(~4.48 Ga)则毫无疑问是受到了冲击变 质作用的重置(Li Shaolin et al., 2018b); Sahara 98222 陨石含高压相的冲击熔融脉内及附近的磷酸 盐也记录了类似的 U-Pb 年龄(4467 ± 22 Ma; Ozawa et al., 2008)。此外, L 群冲击熔融陨石

NWA 11042 中磷灰石也明确地记录了~4.48 Ga 的冲击变质事件(4,479±43 Ma; Wu Yunhua et al.,2019)。

通过含高压矿物相的陨石限定撞击事件时代的 另一个优势在于利用冲击熔融脉中共生的高压矿物 组合可以限定撞击事件的温压历史和撞击条件 (Sharp et al., 2006)。通过前人总结的计算模型, 利用冲击熔融脉中的高压矿物相得到的冲击压力条 件作为初始条件,可以估计撞击速度和撞击体大小 (Li Shaolin et al., 2018a)。以随州陨石为例,计算 结果表明,如果随州陨石中的熔融脉是由球粒陨石 质或者玄武质的撞击体垂直地与随州陨石母体发生 撞击造成,则撞击速率至少需要 2.5~2.8 km/s,产 生的撞击压力才能导致熔融脉中高压矿物的形成。 虽然这里计算得到的撞击速度仅为真实值的下限, 但是即便考虑到诸如撞击角度等其他因素 (Melosh, 2013), 计算得到的随州陨石撞击速率也 远远低于这一时期(~4.5 Ga)残留星子的平均撞击 速率(~30 km/s; Bottke et al., 2007)。

天体受到撞击后,大量的表面物质会由于撞击 过程释放的巨大热量使温度急剧升高,之后可能仍 长时间保持在大部分同位素体系封闭温度以上,从 而造成同位素时钟的重置。而这些高温物质的产量 以及能够达到的最高温度均主要取决于撞击速度 (Marchi et al., 2013)。在现今主带小行星的平均 撞击速率(5 km/s)条件下,只有很少的一部分物质 能够升温至 K-Ar 同位素体系封闭温度以上。而当 撞击速度提高到 10 km/s 时,这部分物质的数量则 能够提升几个数量级(Marchi et al., 2013)。如果 Novato 陨石中磷灰石记录的~4472 Ma 年龄是由 撞击作用造成,那么 Novato 可能在撞击后被厚层 的高温溅射毯掩埋,经历长时间的高温过程 (Deutsch et al., 1994)。考虑到磷灰石 U-Pb 同位 素体系的封闭温度高于长石的 K-Ar 体系(Chew et al., 2015), Novato 记录的~4.48 Ga 撞击事件的 撞击速度可能高于 5 km/s。PAT 91501 和 Shaw 可能代表了此次事件产生的全岩冲击熔融样品,这 要求玄武质或者球粒陨石质的撞击体撞击速度至少 超过 6 km/s(Keil et al., 1996)。由于冲击熔体的 产生主要取决于撞击速度而且随撞击坑的直径呈指 数式增长(Grieve et al., 1992),前人估计,产生 PAT 91501 和 Shaw 撞击体的直径可能达到千米级 (Scott et al., 1979),撞击速度可能超过 10 km/s (Marchi et al., 2013)。可以发现,尽管这些陨石的

2021 年

撞击作用年龄与随州陨石非常接近,但是通过理论 计算得到的撞击条件却有很大差别。这与残留星子 在这一时期普遍具有的超高速撞击速率有着显著区 别(Bottke et al., 2007)。

除了 L 群陨石外, 4.48 Ga 左右的撞击作用年 龄在其他类型陨石中也有记录,如 H 群、LL 群、顽 火辉石球粒陨石和灶神星陨石等(Bogard, 2011; Popova et al., 2013; Swindle et al., 2014)。根据 Bottke et al. (2015a)的数值模拟结果,这一广泛分 布的峰期撞击事件无法用残留星子撞击模型予以解 释,而被认为可能与月球大撞击事件溅射的大量碎 屑进入到原始主小行星带导致的大范围撞击事件有 关(Bottke et al., 2015a)。月球大撞击事件是内太 阳系早期最大的撞击事件,它曾导致数个百分单位 地球质量的物质溅射出整个地月系统(Jackson et al., 2012)。根据数值模拟结果,这其中一部分具 有不同大小和溅射速率的碎屑可能在大撞击之后的 数十万到数百万年后到达原始主小行星带(Bottke et al., 2015a)。根据小行星来源陨石撞击年龄频 率分布,Bottke et al. (2015a)认为此次事件造成的 原始主小行星带撞击峰期时间应该在 4.47 Ga 左 右。L群陨石母体发生的近同时期、撞击条件各异 的撞击事件与这一模型相符合,它们为这些碎屑导 致的原始主小行星带规模相对小但影响广泛的撞击 事件提供了证据。

### 3 约 470 Ma 的撞击作用记录——L 群陨石母体裂解事件

这次撞击裂解事件保留了大量的年代学记录, 受到强烈冲击作用的 L 群普通球粒陨石的 U/Th-He 年龄, K-Ar 年龄(Anders, 1964; Heymann, 1967), Rb-Sr 年龄(Nakamura et al., 1990)以及大 量的 Ar-Ar 年龄(Bogard, 1995; Korochantseva et al., 2007; Weirich et al., 2012; Swindle et al., 2014)均指示了约 500 Ma 撞击事件的存在(图 1)。 U/Th-He体系非常脆弱,容易受到后期冲击作用的 影响,因而 U/Th-He 定年结果相对于其他同位素 体系多偏年轻(Alexeev, 1998)。岩石的 K-Ar 体系 稳定性强于 U/Th-He 体系,小规模撞击事件可能 使其发生重置(Eugster, 2003)。引人注目的是,几 乎有一半遭受严重冲击作用的L群普通球粒陨石 具有约 500 Ma 的 Ar-Ar 年龄(Swindle et al., 2014)。然而,绝大多数定年样品的 K-Ar 同位素体 系并没有被完全重置,这导致 Ar-Ar 年龄相对冲击 事件真实年龄偏老。例如,冲击熔融型 L 群陨石 Chico 熔融部分具有 1.35~0.54 Ga 的 Ar-Ar 年龄 范围,而未熔部分显示相近或更老的年龄(Bogard et al., 1995)。这些年龄明显老于 Chico 陨石完全 熔融部分的 Rb-Sr 年龄(467±15 Ma; Fujiwara et al., 1992)。在另一块冲击熔融型 L 群陨石 Point of Rocks 也得到了相同的 Rb-Sr 年龄(460±11 Ma; Nakamura et al., 1990)。两块具有一致 Rb-Sr 年龄的冲击熔融型陨石说明 L 群陨石母体裂解 事件可能发生在 470 Ma 左右。这一年龄略小于 L 群陨石 500 Ma 左右的 Ar-Ar 年龄峰值(Swindle et al., 2014),表明冲击作用过程中 K-Ar 体系的不完 全重置(存在过剩40 Ar)是一个普遍存在的问题 (Jourdan et al., 2012)。此外,陨石在星际空间中 会积累宇宙射线成因的 Ar,在快中子照射过程中 (Ar-Ar 定年)部分<sup>37</sup> Cl 还会转变为<sup>38</sup> Ar,以上效应 导致对过剩40 Ar 的校正更加复杂(Korochantseva et al., 2007; Bogard, 2011; Weirich et al., 2012). 通过利用新技术防止中子照射过程中引入的<sup>38</sup>Ar, 并对样品中过剩40 Ar 进行准确的校正,数块经历严 重冲击作用的 L 群陨石得到了一致的 Ar-Ar 年龄  $(460\pm7 \text{ Ma}; \text{Korochantseva et al.}, 2007; \text{Weirich})$ et al., 2012)。新的 Ar-Ar 年龄与前人通过 Rb-Sr 定年技术获取的两块冲击熔融型L群陨石的年龄 一致。除此之外, Novato(L6; 473±38 Ma)、寺巷 口(L6; 471 ± 110 Ma)、NWA 7251(冲击熔融型; 574±82 Ma)和 NWA 11042(冲击熔融型; 465 ± 47 Ma)陨石中的磷酸盐也具有误差范围内一致的 U-Pb 年龄(Yin et al., 2014; Li Shaolin et al., 2018a; Li Ye et al., 2018; Wu Yunhua et al., 2019)。因此,多种同位素体系获取的撞击年龄都指 示L群陨石母体的裂解事件发生在~470 Ma。

在全球奥陶纪碳酸盐岩地层中发现的陨石化石 为限定裂解事件的年龄提供了新的途径(Schmitz et al.,2001)。在瑞典中部和南部(Schmitz et al., 2001,2003)、中国中部(Schmitz et al.,2008; Cronholm et al.,2010; Alwmark et al.,2012)以 及俄罗斯(Meier et al.,2014)的奥陶纪灰岩层中均 发现L群球粒陨石物质(包括陨石化石和残留铬铁 矿)异常富集(Greenwood et al.,2007),很可能与 L群陨石母体的裂解密切相关。这些陨石化石都具 有很短的宇宙射线暴露年龄(1~0.1 Ma),而且宇 宙射线暴露年龄与地层序列具有非常好的相关性, 由地层从下至上逐渐变大(Heck et al.,2004)。这





Fig. 1 Ar-Ar age distribution of shocked L chondrites (modified from Swindle et al. , 2014)

表明这些陨石都来自同一撞击事件,它们从母体抛 射出去之后很快地被地球捕获(Heck et al., 2004),因此撞击裂解事件发生的时间应该与这些陨 石化石的富集地层下限年龄(467.3±1.6 Ma)非常 接近。最近,在奥陶纪含陨石化石地层中发现了许 多保存完好的火山灰来源锆石颗粒,它们具有 467.50±0.28 Ma 的 U-Pb 年龄(Lindskog et al., 2017)。结合与这些锆石共存的陨石化石的宇宙射 线暴露年龄,Lindskog et al.(2017)将 L 群陨石母 体裂 解事件的限定为 468.0±0.3 Ma。Liao Shiyong et al.(2020)根据在含陨石化石灰岩层上 部发现的火山灰来源锆石的 U-Pb 年龄以及相应地 层沉积速率,将 L 群陨石母体裂解事件的年龄更新 为 465.76±0.30 Ma。

很大一部分 L 群陨石中高压矿物的形成与~ 470 Ma 的 撞击裂解事件有关。Haack et al. (1996)指出,几乎所有受到冲击压力大于 15 GPa 的 L 群陨石都具有~500 Ma 的 Ar-Ar 撞击年龄。 部分含高压矿物的陨石由于冷却速率过快导致 K-Ar 同位素体系重置的不够充分,但 Ar-Ar 年龄坪 谱表明它们可能受到了~470 Ma 裂解事件的影响, 如 Yamato 791384 和 Yamato 74445 (Swindle et al., 2011)。一些含高压矿物的 L 群陨石中的磷酸 盐也记录了母体的撞击裂解事件,如寺巷口(Li Shaolin et al., 2018a)、NWA 11042(Wu Yunhua et al., 2019)。尽管年代学数据表明这些陨石来自同 一撞击事件,但是通过这些陨石推测的撞击条件(如 撞击压力以及高压持续时间)却有很大差异(表 1)。 推测的撞击压力可能从十几 GPa (Peace River、 Mbale 等)到 60 GPa 以上(如 Ramsdorf、Point of Rocks、Chico 等冲击熔融型陨石)(Nakamura et al., 1990; Fujiwara et al., 1992; Chen et al., 1996b; Sharp et al., 1996; Yamaguchi et al., 1999)。高压的持续时间也可从数百微秒到数秒(如 Yamato 791384、寺巷口陨石)(Chen Ming et al., 1996a; Ohtani et al., 2004; Xie Zhidong et al., 2006; Miyahara et al., 2010)。这些撞击条件的差 异可能由撞击发生时样品所处位置与撞击中心的相 对距离造成(Fritz et al., 2017)。样品记录的撞击 压力会随着与撞击中心距离的增加而快速衰减 (Gillet et al., 2013),撞击高压的持续时间也可能 有所衰减(Fritz et al., 2017)。

在撞击中心位置(a 点,图 2),撞击压力最高,产 生高温使得岩石发生完全熔融甚至蒸发。 Ramsdorf、Point of Rocks、Chico 等冲击熔融型陨 石很可能形成于这一位置(Stöffler et al., 1991)。 在距离中心稍远的位置,冲击压力依然保持较高的 水平,但无法使岩石发生全岩熔融。然而由于压力 会很快达到"平衡",在一定区域内会形成"等压区" (b、c 点)(Fritz et al., 2017)。在这一区域内,虽然 峰期压力大致保持一致,但是峰期压力的持续时间 却随着与撞击中心距离的增加而缩短(Fritz et al., 2017)。在b点位置陨石中形成的熔融脉可能在峰 期压力持续时间内完全结晶,如 Yamato 791384 和 寺巷口陨石。这两块陨石冲击脉中的细粒基质都具 有镁铁-镁铝榴石+镁方铁矿高压矿物组合,而且熔 融脉不同区域的矿物组合均保持一致,这表明两块 陨石的熔融脉中高压矿物均形成于~23 GPa 的峰 期压力条件下(Chen et al., 1996a; Ohtani et al., 2004)。c点位置的陨石熔融脉中最早结晶的矿物 可能形成于峰期压力条件下,而较晚结晶的矿物可 能形成于压力释放阶段,一个可能的例子为 Tenham 陨石(无撞击年龄数据)。Tenham 陨石中 熔融脉冷却速率较快的边部位置具有阿基莫石+林 伍德石+镁铝-镁铁榴石+ Bridgmanite(玻璃化)高 压矿物组合,而熔融脉中心位置冷却速率较慢,具有 镁铝-镁铁榴石+镁方铁矿高压相组合,这表明指示 熔融脉从边部到中心位置固结的过程中冲击压力可 能由~25 GPa 降至~21 GPa(Xie Zhidong et al., 2006)。而且推测的 Tenham 陨石撞击高压持续时 间 $(0.5 \sim 1 \text{ s})$ (Beck et al., 2005; Xie Zhidong et al., 2006) 也短于寺巷口和 Yamato 791384 陨石

Table 1 The shock conditions recorded by the L chondrites that experienced the $\sim$ 470 Ma disruption event				
陨石	年龄(Ma)	高压矿物组合	冲击压力(GPa)	数据来源
Mbale (L6)	479±7 (Ar-Ar)	Maj+Wds+Mws	14~18	Hu Jinping et al. , 2017
				Korochantseva et al. , 2007
Peace River (L6)	450±50 (Ar-Ar)	Maj+Wds±Mws	14~18	ChenMing et al. , 1996b
				McConville et al. , 1988
Taiban (L5)	50 ±14 (Ar-Ar)	Maj+Rwd+Wds	14~18	Acosta-Maeda et al. , 2013
				Korochantseva et al. , 2007
NWA 11042 (IM)	465±47 (U-Pb)	Rwd+Wds	14~18	WuYunhua et al., 2019
Yamato 74445 (L6)		Wds+Aki+Rwd+Maj	17~24	Ozawa et al. , 2009
				Swindle et al., 2011
Yamato 791384(L6)		Mai+Mure	23~27	Miyahara et al. , 2011
		iviaj + iviws		Swindle et al., 2011
Sixiangkou (L6)	471±110 (U-Pb)	Maj+Mws	23~27	ChenMing et al. , 1996a
				LiShaolin et al. , 2018a
Chico (IM)	467±15 (Rb-Sr)		> 65	Bogard et al. , 1995
				Fujiwara et al. , 1992
Point of Rocks (IM)	460±11 (Rb-Sr)		> 65	Nakamura et al. , 1990
Ramsdorf (IM)	480±30 (Ar-Ar)		> 65	Yamaguchi et al. , 1999
			/ 05	Bogard et al. , 1976
NWA 7251 (IM)	$466 \pm 120$ (U-Pb)		> 65	Li Ye et al. , 2018

#### 表 1 经历~470 Ma 撞击裂解事件 L 群陨石记录的撞击条件

注: Maj一镁铁榴石; Wds一瓦兹利石; Mws一镁方铁矿; Rwd一林伍德石; Aki一秋本石。



### 图 2 高压持续时间、压力大小与撞击中心距离的平面关系图(改自 Fritz et al., 2017)

Fig. 2 Shock duration and shock pressure with distance to the center of impact (modified from Fritz et al., 2017) 波高代表峰期冲击压力,波峰宽度代表峰期压力的持续时间;a~d分别对应不同位置可能出现的陨石样品,详见正文 The height of each wave represents the intensity of peak shock, and width of each wave is the peak shock duration; points a~d are potential locations of the meteorites mentioned in the text

(~4 s)(Chen Ming et al., 1996a; Ohtani et al., 2004; Chen Ming et al., 2007; Miyahara et al., 2010; Li Shaolin et al., 2018a)。在距离冲击中心较远的位置(d点),陨石中的高压矿物可能都形成于压力释放阶段。Taiban 陨石冲击脉中高压矿物组合为林伍德石+镁铝榴石+瓦兹利石,熔融脉边部斜长石主要转变为刚玉而非玲根石,这表明冲击脉的形成压力可能为17~20 GPa,明显低于峰期压

#### 力值(Acosta-Maeda et al., 2013)。

也有研究认为,同一撞击事件中与撞击中心距 离不同的样品记录的冲击压力有所不同,但样品经 历的冲击持续时间是相同的(Gillet et al., 2013)。 但无论哪种情况,单一的陨石样品都无法获得整个 撞击过程的全部有效信息。它们或者只能记录最高 的撞击压力(a点样品),或者只能记录高压持续时 间(或者高压持续时间的下限;b点样品),大部分陨 石记录的条件可能只能反应局部的撞击特征(c和 d 点样品)。因此,还原 L 群陨石母体裂解事件的整 个撞击过程需要尽量综合各类样品的信息。

在目前收集的样品中,撞击熔融型陨石(如 Ramsdorf、Point of Rocks、Chico)代表了受到冲击 压力最高的陨石类型。根据冲击试验数据,无空隙 的球粒陨石质岩石发生全岩熔融所需要的冲击压力 至少为 75~90 GPa(Stöffler et al., 1991)。然而, 孔隙的存在会显著地降低岩石熔融所需的压力 (Wünnemann et al., 2008)。L 群陨石平均的孔隙 度约为 6% (Consolmagno et al., 2008),这会使岩 石整体熔融所需压力相对于无孔隙度样品降低约 10 GPa, 即>~65 GPa (Wünnemann et al., 2008)。这一压力估计值与最新的对引发基性岩熔 融的冲击压力估计值一致(>60~65 GPa; Stöffler et al., 2018)。因此可将这一压力条件作为 L 群陨 石母体裂解撞击压力的下限,并据此计算撞击速率 (Li Shaolin et al., 2018a)。不同岩性的撞击体的 撞击速率有所差异,其中球粒陨石质和玄武质撞击 体的撞击速率相近,均约5~6 km/s,这一速率与现 今主带小行星平均撞击速率近似(Bottke et al., 1994)。如果撞击体为铁陨石质,所需撞击速率会下 降至 4~4.5 km/s。

样品记录的冲击高压持续时间主要由撞击体大 小及样品距离空气或真空界面的距离决定 (Melosh, 1989)。在所有 L 群陨石中, 寺巷口和 Yamato 791384 两块陨石记录了最长的冲击作用持 续时间。这两块陨石的冲击变质特征也具有高度的 相似性,如它们具有一致的高压矿物组合(Chen Ming et al., 1996a; Ohtani et al., 2004),两者熔 融脉边部的橄榄石中均发现了林伍德石片晶 (Ohtani et al., 2004; Chen Ming et al., 2007; Miyahara et al., 2010)。根据透射电镜分析,这些 紧邻熔融脉林伍德石片晶具有多晶结构,指示  $Mg_2SiO_4$ 由  $\alpha$ 相向  $\gamma$ 相转变的非相干生长机制 (incoherent growth) (Chen Ming et al., 2007; Miyahara et al., 2010)。通过林伍德石片晶的宽度 可以对高压的持续时间进行限定(Ohtani et al., 2004; Miyahara et al., 2010). Ohtani et al. (2004)和 Miyahara et al. (2010)利用 Yamato 791384 陨石熔融脉周围橄榄石中林伍德石片晶的 宽度计算得到该陨石的高压持续时间约为4s。利 用他们的方法,计算得到寺巷口陨石冲击高压持续 时间也约4 s(Li Shaolin et al., 2018a)。因此这一 时间可作为 L 群陨石母体裂解事件撞击高压持续时间的下限。通过限定的高压持续时间和撞击速率,可以计算造成 L 群陨石母体裂解的撞击体大小(Li Shaolin et al., 2018a)。如果撞击体为玄武质,所需大小至少约 20~22 km,球粒陨石质撞击体直径需要达到 18~19 km,而铁陨石质的撞击体只需要 14~15 km。

最近在瑞典南部具有大量陨石化石产出的奥陶 纪地层中发现了目前为止唯一一块非L群的陨石 化石(Schmitz et al., 2014, 2016), Schmitz et al. (2014, 2016)认为该陨石所在的母体是造成L群陨 石母体裂解的撞击体。该陨石化石的硅酸盐矿物全 部被次生的碳酸盐和黏土矿物交代,只残留抗风化 能力较强的尖晶石族矿物。该陨石化石中尖晶石族 矿物的元素和O同位素与Winonaite 群陨石相近, 然而Cr同位素分析表明其可能代表一种未知的陨 石类型(Schmitz et al., 2016)。虽然无法确定该陨 石的具体矿物组成,但是可以肯定的是,其应该属于 石陨石类型。因此,如果Schmitz et al. (2014, 2016)的结论正确,那么造成L群陨石母体裂解事 件的撞击体直径可能为18~22 km,撞击速率可能 为5~6 km/s。

上述结论与天文观测数据的结果基本一致。 Gefion 小行星家族被认为是 L 群陨石母体裂解的 产物(Nesvorný et al., 2009),该小行星家族的粒度 频率分布特征也表明其可能是由一颗较大的天体以 较低的速率撞击母体小行星形成(Durda et al., 2007)。根据数值模拟与观测数据的最优拟合结果, 该撞击体直径可能约 25 km(假设母体直径约 100 km; Bennett et al., 1996),撞击速率约4 km/s (Benavidez et al., 2012)。然而,利用家族小行星 的大小频率分布特征来限定 L 群陨石裂解事件撞 击条件可能有一定的不足,主要为:① 目前的观测 技术无法观测统计直径较小的碎片,但这些小粒径 的碎片在高能量的撞击中(如撞击裂解)可能占有比 较高的比例(Durda et al., 2007);② 小行星家族由 于撞击后数亿年的动力学演化其直径分布可能已经 被改造(Nesvorný et al., 2002);③ 撞击裂解导致 的小行星家族直径分布都具有非常高的相似性,因 此仅用直径分布来估计撞击条件可能会带来较大的 误差(Benavidez et al., 2012)。相对于天文观测, 通过高压矿物计算撞击条件的一个局限性在于无法 获得撞击角度的相关信息, 而根据 Gefion 家族小行 星的粒度频率分布特征可估计裂解事件的撞击角度

可能在 30°左右(Durda et al., 2007)。

### 4 其他的撞击作用记录

除了太阳系形成早期及~470 Ma 的撞击事件 以外,L群普通球粒陨石还保留了一些次要的撞击 年龄记录。部分 L 群普通球粒陨石具有~800 Ma 的撞击作用年龄,如 Cat Mountain 陨石(L5)记录了 ~800 Ma 的 Ar-Ar 冲击作用年龄(Kring et al., 1996)。NWA 091(L6)高温释气阶段也具有~800 Ma 左右的 Ar-Ar 坪年龄,可能代表了一次撞击事 件(Weirich et al., 2012)。~800 Ma 的撞击事件 在月球样品中也有显著的年代学记录,在 Apollo 计 划不同登陆点寻获的撞击玻璃都存在这一时期的 Ar-Ar 年龄(Zellner et al., 2009, 2015),也发现相 应的撞击坑年龄峰值(Terada et al., 2020)。H群 球粒陨石也具有类似的 Ar-Ar 撞击年龄(Swindle et al., 2009)。因此,这可能指示~800 Ma 内太阳 系(部分区域)撞击通量突增(Zellner et al., 2009)。 尽管不同天体之间撞击作用年龄的耦合并不代表事 件之间存在因果联系,但是~800 Ma 的撞击年龄峰 值可能表明在这一时间太阳系中的某一体积较大的 天体(如小行星)发生了撞击(裂解)事件,大量的溅 射物对内太阳系部分天体造成了影响(Zellner et al., 2009)。Eulalia 小行星家族的形成时间约为 800 Ma,且该小行星家族位于与木星 3:1 共振轨 道附近,该小行星的裂解很可能引发内太阳系~800 Ma 撞击通量的激增(Bottke et al., 2015b)。

除上述年龄外,只有非常少的L群陨石撞击年 龄介于 4300 ~ 1000 Ma 之间。Swindle et al. (2014)认为,这表明相对于这一时期,更近阶段(470 Ma 或~800 Ma)的撞击频率可能更高或者撞击规 模更大,也可能与陨石抛射出母体之后的轨道演化 相关。

### 5 L 群陨石母体空缺的晚期大撞击事 件记录

许多证据表明,整个太阳系在4.1~3.8 Ga 期 间可能经历了由小行星或/和彗星导致的高密度撞 击事件,被称为晚期大撞击事件(Late Heavy Bombardment,LHB)。普通球粒陨石是目前降落 频次最高的陨石类型,其中L群普通球粒陨石占所 有目击陨石的37%,并经历比其他类型的陨石更加 强烈的冲击作用(Rubin,2015),可以预估L群普通 球粒陨石应该保留了LHB丰富的年代学记录。然 而,三类普通球粒陨石中,仅H群陨石年龄谱具有 显著的~3.9 Ga 的年龄峰值,LL 群陨石也具有少 量的 LHB 事件年代学记录(Marchi et al., 2013; Swindle et al., 2014), 而 L 群普通球粒陨石缺失任 何可信的晚期大撞击事件对应的 K-Ar 同位素年代 学记录(Bogard, 1995, 2011; Swindle et al., 2014)。Bogard(2011)认为一个可能的原因是L群 普通球粒陨石母体较小,大的撞击事件可能使小行 星破碎,而小的撞击事件又产生不了足够的热量使 全岩的 K-Ar 同位素体系重置。然而,这些小型撞 击事件却能够造成岩石的局部高温形成冲击熔融 脉,并使熔融脉附近的磷酸盐 U-Pb 体系发生部分 甚至完全重置,从而记录下撞击事件的年龄(L Shaolin et al., 2018a, 2018b),但L群陨石磷酸盐 U-Pb 年代学数据也都缺乏晚期大撞击事件的 记录。

一种可能的解释是三种不同类型的普通球粒陨 石母体在主小行星带中的分布不同,导致其撞击历 史有所差异。通常认为同一化学群的陨石来自同一 陨石母体(Bottke et al., 2004),例如三类普通球粒 陨石来自不同的 S 型小行星(Nakamura et al., 2011), H 群可能来自 6 Hebe (Gaffey et al., 1998), L 群可能源自 Gefion (Nesvorný et al., 2009), 而 LL 普通球粒陨石母体可能为 Flora (Vernazza et al., 2008)。然而,目前没有直接证据 排除不同的小行星具有相同物质组成的可能性 (Burbine et al., 2002)。Vernazza et al. (2014)分 析了主小行星带直径大于 60 km 的 S 型小行星的 近红外和可见波光谱数据,这些小行星被认为是原 始残余星子(Bottke et al., 2005)。它们具有双峰 式成分分布,两个成分峰值分别对应 H 群普通球粒 陨石和 LL 群普通球粒陨石, 而 L 群球粒陨石成分 则对应波谷位置(图 3)。因此, Vernazza et al. (2014)认为主小行星带存在多个光谱特征与 H 群 和 LL 群陨石母体相似的小行星家族(即 H 群和 LL 群可能存在多个母体),而 Gefion 家族是目前观 测到的光谱特征唯一与 L 群陨石成分相符的小行 星家族(即目前仅观测到唯一一个 L 群陨石母体)。 尽管L群陨石数量目前在所有陨石类型中占主导, 但这并不意味着它们的母体在所有S型小行星中占 较重的比例。相比于源区母体数量,其他一些因素 可能控制着陨石进入地球的通量,包括母体小行星 家族的直径分布、母体小行星与主要共振轨道的相 对距离、母体小行星家族的形成年龄等(Vernazza et al.,2014)。如果 Vernazza et al.(2014)的结论正确,那么相比与 H 群陨石母体,L 群陨石母体受到 晚期大撞击事件的影响的概率就要小得多。然而,由于目前仅有少量的陨石种类能够与它们的母体小 行星建立确切的联系,需要更多的证据来证实陨石 母体是否是唯一这一结论。





另一个可能的原因是,由小行星或彗星主导的 晚期大撞击事件对原始主小行星带的影响可能并没 有之前估计的那么严重。基于大行星轨道不稳定性 的 NICE 模型对晚期大撞击的起源做出了较好的解 释(Gomes et al., 2005)。根据这一模型,在大行星 迁移期间,06和 016两个长期共振被认为会扫过原始 主小行星带,造成原始主带小行星被激发至不稳定 轨道或者直接进入与地球相交的轨道(Gomes et al., 2005)。但是, v<sub>6</sub>长期共振会导致主带存留较多 的高倾角小行星(Minton et al., 2011),这与实际 观测不符(Morbidelli et al., 2010),同时该模型对 类 地 行 星 的 激 发 程 度 也 比 实 际 观 测 要 高 得 多 (Brasser et al., 2009; Agnor et al., 2012)。为解 决这一矛盾, Morbidelli et al. (2010)提出一种名为 jumping-Jupiter NICE 的改进模型。在该模型中, 长期共振能够跳过原始主小行星带而直接作用于类 地行星区域而且不会对它们的轨道结构做出太大的 改变(Morbidelli et al., 2015)。尽管这一模型避免 了长期共振直接扫过原始主小行星带,但它们仍然 能够影响原始主带小行星的轨道,只是比早期模型 的程度要小得多。在新模型中,大约50%的小行星 轨道会被激发而脱离原始主带(NICE 模型中这一 比例高达超过 90%; Gomes et al., 2005)。然而, 这些受到激发并造成晚期大撞击事件的小行星主要 来自推测的、位于现今主小行星带内侧与火星轨道 之间(1.7~2.1天文单位)的 E-带小行星(Bottke et al.,2012),而现今主带小行星对 LHB 的贡献可能 很有限(Morbidelli et al.,2010)。因此,如果 jumping-Jupiter NICE 模型是正确的,那么现今主 小行星带中部分小行星(如L 群陨石母体)可能免 于了晚期大撞击事件的影响。另一方面,那些被激 发的小行星拥有较高的撞击速度(> 10 km/s) (Marchi et al.,2013; Bottke et al.,2015a),能够 产生大量的热使受到撞击的天体表面大量物质同位 素体系受到重置(Marchi et al.,2013)。因而,那些 部分受到晚期大撞击事件影响的小行星(如 H 群陨 石母体)可能会留下较为显著的年代学证据。

彗星对于内太阳系 LHB 的贡献尚不明确,虽 然在外太阳系部分天体上观察到了彗星撞击的间接 证据(Charnoz et al., 2009; Levison et al., 2009)。 所有基于大行星轨道不稳定性的理论都指出彗星是 造成 LHB 的主要撞击体 (Gomes et al., 2005; Morbidelli et al., 2010)。虽然在地球上~3.8 Ga 变沉积岩中观察到了彗星物质加入的成分特征 (Jørgensen et al., 2009),但从内太阳系主要天体 表面撞击坑的形态分布、月球撞击熔融体的地球化 学特征及月壤中撞击体残留物质的分析都表明彗星 对于 LHB 的贡献非常有限(Kring et al., 2002; Strom et al., 2005; Joy et al., 2012). Brož et al. (2013)通过形成年龄在 3.9 Ga 左右的小行星家族 的分布特征限定了彗星对 LHB 事件的贡献,得到 的主要结论为:① 有 5% 的可能性彗星没有参与 LHB期间形成的小行星家族的撞击裂解事件;② 如果彗星导致这些小行星家族形成,那么彗星的撞 击通量较 NICE 模型应该减少 5 倍才能满足现阶段 观测结果。因此,彗星在 LHB 期间对主小行星带 造成的影响可能是有限的。

最近对类地行星表面撞击坑的形态统计也表明 LHB期间的撞击作用并没有之前认为的那么强烈 (Fassett et al., 2013)。与传统的认识——在~3.9 Ga存在一个剧烈的、持续时间不长的灾变事件相 比,一个持续时间更长但是更加温和的撞击模型似 乎更加符合现阶段的观察(Morbidelli et al., 2012)。

### 6 结论

撞击作用是太阳系形成与演化最基本的地质过

程。L群普通球粒陨石保留了较为完备的冲击变质 记录。L群陨石母体经历了至少两次撞击裂解事 件,第一次发生在 4.8 Ga 之前,并在裂解之后重组。 第二次发生在 470 Ma 左右,绝大部分经历严重冲 击的L群陨石都受到此次事件影响,这次事件在地 球上也保留了丰富的地层学记录。综合与该事件相 关的所有L群陨石冲击变质特征,我们认为该事件 可能由一大直径(18~22 km)小行星以较低速率(5 ~6 km/s)撞击导致。现有的同位素年代学记录显 示,L 群陨石母体可能受到月球形成大碰撞事件的 影响(~4.48 Ga),在800 Ma 左右还受小行星带其 它天体裂解事件波及。L群陨石缺乏与晚期大撞击 相关的年代学记录,这可能与L群陨石母体在原始 主小行星带的分布特征有关,也可能表明这一时期 的撞击通量低于"晚期大撞击"模型估值,或二者 兼之。

#### References

- Acosta-Maeda T E, Scott E R D, Sharma S K, Misra A K. 2013. The pressures and temperatures of meteorite impact: evidence from micro-Raman mapping of mineral phases in the strongly shocked Taiban ordinary chondrite. American Mineralogist, 98 (5-6): 859~869.
- Agnor C B, Lin D N C. 2012. On the migration of Jupiter and Saturn: constraints from linear models of secular resonant coupling with the terrestrial planets. The Astrophysical Journal, 745(2): 143.
- Alexeev V A. 1998. Parent bodies of L and H chondrites:times of catastrophic events. Meteoritics & Planetary Science, 33(1): 145~152.
- Alwmark C, Schmitz B, Meier M M M, Baur H, Wieler R. 2012. A global rain of micrometeorites following breakup of the Lchondrite parent body—evidence from solar wind-implanted Ne in fossil extraterrestrial chromite grains from China. Meteoritics & Planetary Science, 47(8): 1297~1304.
- Anders E. 1964. Origin, age, and composition of meteorites. Space Science Reviews, 3(5-6): 583~714.
- Beck P, Gillet P, ElGoresy A, Mostefaoui S. 2005. Timescales of shock processes in chondritic and martian meteorites. Nature, 435(7045): 1071~1074.
- Benavidez P G, Durda D D, Enke B L, Bottke W F, Nesvorný D, Richardson D C, Asphaug E, Merline W J. 2012. A comparison between rubble-pile and monolithic targets in impact simulations: application to asteroid satellites and family size distributions. Icarus, 219(1): 57~76.
- Benedix G K, Ketcham R A, Wilson L, McCoy T J, Bogard D D, Garrison D H, Herzog G F, Xue S, Klein J, Middleton R.
  2008. The formation and chronology of the PAT 91501 impactmelt L chondrite with vesicle-metal-sulfide assemblages. Geochimica et Cosmochimica Acta, 72(9): 2417~2428.
- Bennett M E, McSween H Y. 1996. Revised model calculations for the thermal histories of ordinary chondrite parent bodies. Meteoritics & Planetary Science, 31(6): 783~792.
- Bogard D D. 1995. Impact ages of meteorites: a synthesis. Meteoritics, 30(3): 244~268.
- Bogard D D, Husain L, Wright R J. 1976. <sup>40</sup> Ar-<sup>39</sup> Ar dating of collisional events in chondrite parent bodies. Journal of Geophysical Research: Solid Earth and Planets, 81(32): 5664 ~5678.

- Bogard D D, Garrison D H, Norman M, Scott E R D, Keil K. 1995. <sup>39</sup> Ar-<sup>40</sup> Ar age and petrology of Chico: large-scale impact melting on the L chondrite parent body. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59(7): 1383~1399.
- Bogard D D. 2011. K-Ar ages of meteorites: clues to parent-body thermal histories. Chemie der Erde-Geochemistry, 71(3): 207 ~226.
- Bottke W F, Nolan M C, Greenberg R, Kolvoord R A. 1994. Velocity distributions among colliding asteroids. Icarus, 107 (2): 255~268.
- Bottke W F, Durda D, Nesvorný D, Jedicke R, Morbidelli A, Vokrouhlický D, Levison H. 2004. The origin and evolution of stony meteorites. Proceedings of the International Astronomical Union, 2004(IAUC197): 357~374.
- Bottke W F, Durda D D, Nesvorný D, Jedicke R, Morbidelli A, Vokrouhlický D, Levison H. 2005. The fossilized size distribution of the main asteroid belt. Icarus, 175(1): 111 ~140.
- Bottke W F, Levison H F, Nesvorný D, Dones L. 2007. Can planetesimals left over from terrestrial planet formation produce the lunar Late Heavy Bombardment? Icarus, 190 (1): 203  $\sim$ 223.
- Bottke W F, Vokrouhlický D, Minton D, Nesvorný D, Morbidelli A, Brasser R, Simonson B, Levison H F. 2012. An Archaean heavy bombardment from a destabilized extension of the asteroid belt. Nature, 485(7396): 78~81.
- Bottke W F, Vokrouhlický D, Marchi S, Swindle T, Scott E R D, Weirich J R, Levison H. 2015a. Dating the Moon-forming impact event with asteroidal meteorites. Science, 348(6232): 321~323.
- Bottke W F, Vokrouhlický D, Walsh K J, Delbo M, Michel P, Lauretta D S, Campins H, Connolly H C, Scheeres D J, Chelsey S R. 2015b. In search of the source of asteroid (101955) Bennu: applications of the stochastic YORP model. Icarus, 247: 191~217.
- Brasser R, Morbidelli A, Gomes R, Tsiganis K, Levison H F. 2009. Constructing the secular architecture of the solar system II: the terrestrial planets. Astronomy & Astrophysics, 507 (2): 1053~1065.
- Brož M, Morbidelli A, Bottke W F, Rozehnal J, Vokrouhlický D, Nesvorný D. 2013. Constraining the cometary flux through the asteroid belt during the late heavy bombardment. Astronomy & Astrophysics, 551: A117.
- Burbine T H, Mccoy T J, Meibom A, Gladman B, Keil K. 2002.
  Meteoritic parent bodies: their number and identification. In: Bottke W F, Cellino A, Paolicchi P, Binzel R P, eds. Asteroids III. University of Arizona Press: Tucson, 653~667.
- Charnoz S, Morbidelli A, Dones L, Salmon J. 2009. Did Saturn's rings form during the Late Heavy Bombardment? Icarus, 199 (2): 413~428.
- Chen Ming, Sharp T G, ElGoresy A, Wopenka B, Xie Xiande. 1996a. The majorite-pyrope + magnesiowüstite assemblage: constraints on the history of shock veins in chondrites. Science, 271(5255): 1570~1573.
- Chen Ming, Wopenka B, El Goresy A, Sharp T G. 1996b. Highpressure assemblages in shock melt veins in the Peace River (L6) chondrite: compositions and pressure-temperature history. Meteoritics & Planetary Science Supplement, 31: A27.
- Chen Ming, Chen Jing, Xie Xiande, Xu Jun. 2007. A microstructural investigation of natural lamellar ringwoodite in olivine of the shocked Sixiangkou chondrite. Earth and Planetary Science Letters, 264(1): 277~283.
- Cherniak D J, Lanford W A, Ryerson F J. 1991. Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford backscattering techniques. Geochimica et Cosmochimica Acta, 55(6): 1663~1673.
- Chew D M, Spikings R A. 2015. Geochronology and thermochronology using apatite: time and temperature, lower

crust to surface. Elements, 11(3): 189~194.

- Chiang E, Youdin A. 2009. Forming planetesimals in solar and extrasolar nebulae. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 38: 493~522.
- Consolmagno G J, Britt D T, Macke R J. 2008. The significance of meteorite density and porosity. Chemie der Erde-Geochemistry,  $68(1): 1\sim 29$ .
- Crabb J, Schultz L. 1981. Cosmic-ray exposure ages of the ordinary chondrites and their significance for parent body stratigraphy. Geochimica et Cosmochimica Acta, 45(11): 2151~2160.
- Cronholm A, Schmitz B. 2010. Extraterrestrial chromite distribution across the mid-Ordovician Puxi River section, central China: evidence for a global major spike in flux of Lchondritic matter. Icarus, 208(1): 36~48.
- Deutsch A, Schärer U. 1994. Dating terrestrial impact events. Meteoritics, 29(3): 301~322.
- Durda D D. Bottke W F, Nesvorný D, Enke B L, Merline W J, Asphaug E, Richardson D C. 2007. Size-frequency distributions of fragments from SPH/N-body simulations of asteroid impacts: comparison with observed asteroid families. Icarus, 186(2): 498~516.
- Eugster O. 2003. Cosmic-ray exposure ages of meteorites and lunar rocks and their significance. Chemie der Erde-Geochemistry, 63 (1):  $3 \sim 30$ .
- Fassett C I, Minton D A. 2013. Impact bombardment of the terrestrial planets and the early history of the Solar System. Nature Geoscience, 6(7): 520~524.
- Fritz J, Greshake A, Fernandes V A. 2017. Revising the shock classification of meteorites. Meteoritics & Planetary Science, 52(6): 1216~1232.
- Fujiwara T, Nakamura N. 1992. Additional evidence of a young impact-melting event on the L-chondrite parent body. Lunar and Planetary Science Conference Abstracts, 23: 387~388.
- Gaffey M J, Gilbert S L. 1998. Asteroid 6 Hebe: the probable parent body of the H-type ordinary chondrites and the IIE iron meteorites. Meteoritics & Planetary Science, 33(6): 1281 ~1295.
- Gillet P, El Goresy A. 2013. Shock events in the solar system: the message from minerals in terrestrial planets and asteroids. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 41: 257~285.
- Gomes R, Levison H F, Tsiganis K, Morbidelli A. 2005. Origin of the cataclysmic Late Heavy Bombardment period of the terrestrial planets. Nature, 435(7041): 466~469.
- Greenwood R, Schmitz B, Bridges J, Hutchison R, Franchi I. 2007. Disruption of the L chondrite parent body: new oxygen isotope evidence from Ordovician relict chromite grains. Earth and Planetary Science Letters, 262(1): 204~213.
- Grieve R A F, Cintala M J. 1992. An analysis of differential impact melt-crater scaling and implications for the terrestrial impact record. Meteoritics, 27(5): 526~538.
- Grimm R E. 1985. Penecontemporaneous metamorphism, fragmentation, and reassembly of ordinary chondrite parent bodies. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 90(B2): 2022~2028.
- Haack H, Farinella P, Scott E R, Keil K. 1996. Meteoritic, asteroidal, and theoretical constraints on the 500 Ma disruption of the L chondrite parent body. Icarus, 119(1): 182~191.
- Heck P R, Schmitz B, Baur H, Halliday A N, Wieler R. 2004. Fast delivery of meteorites to Earth after a major asteroid collision. Nature, 430(6997): 323~325.
- Heck P R, Ushikubo T, Schmitz B, Kita N T, Spicuzza M J, Valley J W. 2010. A single asteroidal source for extraterrestrial Ordovician chromite grains from Sweden and China: highprecision oxygen three-isotope SIMS analysis. Geochimica et Cosmochimica Acta, 74(2): 497~509.
- Heck P R, Schmitz B, Rout SS, Tenner T, Villalon K, Cronholm A, Terfelt F, Kita N T. 2016. A search for H-chondritic chromite grains in sediments that formed immediately after the breakup of the L-chondrite parent body 470 Ma ago.

Geochimica et Cosmochimica Acta, 177: 120~129.

- Heymann D. 1967. On the origin of hypersthene chondrites: ages and shock effects of black chondrites. Icarus, 6(1): 189~221.
- Hu Jinping, Sharp T G. 2017. Back-transformation of high-pressure minerals in shocked chondrites: low-pressure mineral evidence for strong shock. Geochimica et Cosmochimica Acta, 215: 277  $\sim$ 294.
- Jackson A P, Wyatt M C. 2012. Debris from terrestrial planet formation: the Moon-forming collision. Monthly Notices of the Royal Astronomical Society, 425(1): 657~679.
- Jørgensen U G, Appel P W U, Hatsukawa Y, Frei R, Oshima M, Toh Y, Kimura A. 2009. The Earth-Moon system during the late heavy bombardment period—geochemical support for impacts dominated by comets. Icarus, 204(2): 368~380.
- Jourdan F, Reimold W U, Deutsch A. 2012. Dating terrestrial impact structures. Elements, 8(1): 49~53.
- Joy K H, Zolensky M E, Nagashima K, Huss G R, Ross D K, McKay D S, Kring D A. 2012. Direct detection of projectile relics from the end of the lunar basin-forming epoch. Science, 336(6087): 1426~1429.
- Keil K, Haack H, Scott E. 1994. Catastrophic fragmentation of asteroids: evidence from meteorites. Planetary and Space Science, 42(12): 1109~1122.
- Keil K.Stoffler D, Love SG, Scott E R D. 1996. Constraints on the role of impact heating and melting in asteroids. Meteoritics and Planetary Science, 32(3): 349~363.
- Korochantseva E V, Trieloff M, Lorenz C A, Buykin A I, Ivanova M A, Schwarz W H, Hopp J, Jessberger E K. 2007. Lchondrite asteroid breakup tied to Ordovician meteorite shower by multiple isochron <sup>40</sup> Ar-<sup>39</sup> Ar dating. Meteoritics & Planetary Science, 42(1): 113~130.
- Kring D A, Swindle T D, Britt D T, Grier J A. 1996. Cat Mountain: a meteoritic sample of an impact-melted asteroid regolith. Journal of Geophysical Research: Planets, 101(E12): 29353~29372.
- Kring D A, Cohen B A. 2002. Cataclysmic bombardment throughout the inner solar system 3. 9-4. 0 Ga. Journal of Geophysical Research: Planets, 107(E2): 4-1~4-6.
- Levison H F,Bottke W F, Gounelle M, Morbidelli A, Nesvorny D, Tsiganis K. 2009. Contamination of the asteroid belt by primordial trans-Neptunian objects. Nature, 460(7253): 364~ 366.
- Li Shaolin, Hsu Weibiao. 2018a. The nature of the L chondrite parent body's disruption as deduced from high-pressure phases in the Sixiangkou L6 chondrite. Meteoritics & Planetary Science, 53(10): 2107~2122.
- Li Shaolin, Hsu Weibiao. 2018b. Dating the high-pressure phosphate in shock melt veins of Suizhou L6 chondrite. American Mineralogist, 103(11): 1789~1799.
- Li Ye, Hsu Weibiao. 2018. Multiple impact events on the Lchondritic parent body: insights from SIMS U-Pb dating of Caphosphates in the NWA 7251 L-melt breccia. Meteoritics & Planetary Science, 53(5): 1081~1095.
- Liao Shiyong, Huyskens M H, Yin Qingzhu, Schmitz B. 2020. Absolute dating of the L-chondrite parent body breakup with high-precision U-Pb zircon geochronology from Ordovician limestone. Earth and Planetary Science Letters, 547: 116442.
- Lindskog A, Schmitz B, Cronholm A, Dronov A. 2012. A Russian record of a Middle Ordovician meteorite shower: extraterrestrial chromite at Lynna River, St. Petersburg region. Meteoritics & Planetary Science, 47(8): 1274~1290.
- Lindskog A, Costa M M, Rasmussen C, Connelly J N, Eriksson M E. 2017. Refined Ordovician timescale reveals no link between asteroid breakup and biodiversification. Nature Communications, 8: 14066.
- McConville P, Kelley S, Turner G. 1988. Laser probe <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar studies of the Peace River shocked L6 chondrite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52(10): 2487~2499.
- Marchi S, Bottke W F, Cohen B A, Wünnemann K, Kring D A,

McSween H Y, De Sanctis M C, O'Brien D P, Schenk P, Raymond C A. 2013. High-velocity collisions from the lunar cataclysm recorded in asteroidal meteorites. Nature Geoscience,  $6(4): 303 \sim 307$ .

- Matsui T, Abe Y. 1986. Evolution of an impact-induced atmosphere and magma ocean on the accreting Earth. Nature, 319(6051):  $303 \sim 305$ .
- McSween H Y, Ghosh A, Grimm R E, Wilson L, Young E D. 2002. Thermal evolution models of asteroids. In: Bottke W F, Cellino A, Paolicchi P, Binzel R P, eds. Asteroids III. University of Arizona Press: Tucson, 559~571.
- Meier MM, Schmitz B, Lindskog A, Maden C, Wieler R. 2014. Cosmic-ray exposure ages of fossil micrometeorites from mid-Ordovician sediments at Lynna River, Russia. Geochimica et Cosmochimica Acta, 125: 338~350.
- Melosh H J. 1989. Impact Cratering: A Geologic Process. New York: Oxford University Press, 1~245.
- Melosh H J. 2013. The contact and compression stage of impact cratering. In: Osinski G R, Pierazzo E, eds. Impact Cratering: Processes and Products. Oxford: Blackwell Publishing Ltd, 32  $\sim$ 42.
- Metzler K, Bischoff A, Greenwood R C, Palme H, Gellissen M, Hopp J, Franchi I A, Trieloff M. 2011. The L3~6 chondritic regolith breccia Northwest Africa (NWA) 869: (I) Petrology, chemistry, oxygen isotopes, and Ar-Ar age determinations. Meteoritics & Planetary Science, 46(5): 652~680.
- Minton D A, Malhotra R. 2011. Secular resonance sweeping of the main asteroid belt during planet migration. The Astrophysical Journal, 732(1): 53.
- Miyahara M, Ohtani E, Kimura M, ElGoresy A, Ozawa S, Nagase T, Nishijima M, Hiraga K. 2010. Coherent and subsequent incoherent ringwoodite growth in olivine of shocked L6 chondrites. Earth and Planetary Science Letters, 295(1): 321 ~327.
- Miyahara M, Ohtani E, Kimura M, Ozawa S, Nagase T, Nishijima M, Hiraga K. 2011. Evidence for multiple dynamic events and subsequent decompression stage recorded in a shock vein. Earth and Planetary Science Letters, 307(3): 361~368.
- Morbidelli A, Brasser R, Gomes R, Levison H F, Tsiganis K. 2010. Evidence from the asteroid belt for a violent past evolution of Jupiter's orbit. The Astronomical Journal, 140 (5): 1391.
- Morbidelli A, Marchi S, Bottke W F, Kring D A. 2012. A sawtooth-like timeline for the first billion years of lunar bombardment. Earth and Planetary Science Letters, 355~356: 144~151.
- Morbidelli A, Walsh K J, O'Brien D P, Minton D A, Bottke W F. 2015. The Dynamical Evolution of the Asteroid Belt. In Michel P, DeMeo F E, Bottke W F, eds. Asteroids IV. Tucson: University of Arizona Press, 493~508.
- Nakamura N, Fujiwara T, Nohda S. 1990. Young asteroid melting event indicated by Rb-Sr dating of the point of rocks meteorite. Nature, 345(6270): 51~52.
- Nakamura T, Noguchi T, Tanaka M, Zolensky M E, Kimura M, Tsuchiyama A, Nakato A, Ogami T, Ishida H, Uesugi M. 2011. Itokawa dust particles: a direct link between S-type asteroids and ordinary chondrites. Science, 333(6046): 1113 ~1116.
- Nesvorný D, Bottke Jr W F, Dones L, Levison H F. 2002. The recent breakup of an asteroid in the main-belt region. Nature, 417(6890): 720~771.
- Nesvorný D, Vokrouhlický D, Morbidelli A, Bottke W F. 2009. Asteroidal source of L chondrite meteorites. Icarus, 200(2): 698~701.
- Ohtani E, Kimura Y, Kimura M, Takata T, Kondo T, Kubo T. 2004. Formation of high-pressure minerals in shocked L6 chondrite Yamato 791384: constraints on shock conditions and parent body size. Earth and Planetary Science Letters, 227(3-4): 505~515.

- Ozawa S, Ohtani E, Suzuki A, Miyahara M, Terada K, Kimura M. 2008. Pressure-temperature conditions and U-Pb ages of shock melt veins in L6 chondrites. Annual Meeting of the Meteoritical Society Abstracts, 5042.
- Ozawa S, Ohtani E, Miyahara M, Suzuki A, Kimura M, Ito Y. 2009. Transformation textures, mechanisms of formation of high-pressure minerals in shock melt veins of L6 chondrites, and pressure-temperature conditions of the shock events. Meteoritics & Planetary Science, 44(11): 1771~1786.
- Popova O P, Jenniskens P, Emel' yanenko V, Kartashova A, Biryukov E, Khaibrakhmanov S, Shuvalov V, Rybnov Y, Dudorov A, Grokhovsky V I, Badyukov D D, Yin Qingzhu, Gural P S, Albers J, Granvik M, Evers L G, Kuiper J, Kharlamov V, Solovyov A, Rusakov Y S, Korotkiy S, Serdyuk I, Korochantsev A V, Larionov M Y, Glazachev D, Mayer A E, Gisler G, Gladkovsky S V, Wimpenny J, Sanborn M E, Yamakawa A, Verosub K L, Rowland D J, Roeske S, Botto N W, Friedrich J M, Zolensky M E, Le L, Ross D, Ziegler K, Nakamura T, Ahn I, Lee J I, Zhou Qin, Li Xianhua, Li Qiuli, Liu Yu, Tang Guoqiang, Hiroi T, Sears D, Weinstein I A, Vokhmintsev A S, Ishchenko A V, Schmitt-Kopplin P, Hertkorn N, Nagao K, Haba M K, Komatsu M, Mikouchi T. 2013. Chelyabinsk airburst, damage assessment, meteorite recovery, and characterization. Science, 342 (6162): 1069  $\sim 1073.$
- Rubin A E. 2015. Maskelynite in asteroidal, lunar and planetary basaltic meteorites: an indicator of shock pressure during impact ejection from their parent bodies. Icarus, 257(1): 221~229.
- Schlichting H E, Warren P H, Yin Qingzhu. 2012. The last stages of terrestrial planet formation: dynamical friction and the late veneer. The Astrophysical Journal, 752(1): 8.
- Schmitz B, Tassinari M, Peucker-Ehrenbrink B. 2001. A rain of ordinary chondritic meteorites in the Early Ordovician. Earth and Planetary Science Letters,  $194(1\sim 2)$ :  $1\sim 15$ .
- Schmitz B, Häggström T, Tassinari M. 2003. Sediment-dispersed extraterrestrial chromite traces a major asteroid disruption event. Science, 300(5621): 961~964.
- Schmitz B, Harper D A, Peucker-Ehrenbrink B, Stouge S, Alwmark C, Cronholm A, Bergström S M, Tassinari M, Wang Xiaofeng. 2008. Asteroid breakup linked to the Great Ordovician biodiversification event. Nature Geoscience, 1(1): 49~53.
- Schmitz B, Huss G R, Meier MM M, Peucker-Ehrenbrink B, Church R P, Cronholm A, Davies M B, Heck P R, Johansen A, Keil K, Kristiansson P, Ravizza G, Tassinari M, Terfelt F. 2014. A fossil winonaite-like meteorite in Ordovician limestone: a piece of the impactor that broke up the L-chondrite parent body? Earth and Planetary Science Letters, 400: 145~152.
- Schmitz B, YinQingzhu, Sanborn M E, Tassinari M, Caplan C E, Huss G R. 2016. A new type of solar-system material recovered from Ordovician marine limestone. Nature Communications, 7: ncomms11851.
- Scott E R D. 2002. Meteorite evidence for the accretion and collisional evolution of asteroids. In: Bottke W F, Cellino A, Paolicchi P, Binzel R P, eds. Asteroids III. Tucson: University of Arizona Press, 697~709.
- Scott E R D, Rajan R S. 1979. Thermal history of the shaw chondrite. Proceedings of the Lunar and Planetary Science Conference, 10: 1031~1043.
- Scott E R D, Rajan R S. 1981. Metallic minerals, thermal histories and parent bodies of some xenolithic, ordinary chondrite meteorites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 45(1): 53~67.
- Sharp T G, Chen M, El Goresy A. 1996. Microstructures of highpressure minerals in shocked chondrites. constraints on the duration of shock events. Meteoritics & Planetary Science Supplement, 31: A127.
- Sharp T G, DeCarli P S. 2006. Shock effects in meteorites. In: Lauretta D S, McSween H Y, Binzel R P, eds. Meteorites and the Early Solar System II. Tucson: University of Arizona

Press, 653~677.

- Stöffler D, Keil K, Scott E R D. 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 55 (12): 3845~3867.
- Stöffler D, Hamann C, Metzler K. 2018. Shock metamorphism of planetary silicate rocks and sediments: proposal for an updated classification system. Meteoritics & Planetary Science, 53(1):  $5 \sim 49$ .
- Strom R G, Malhotra R, Ito T, Yoshida F, Kring D A. 2005. The origin of planetary impactors in the inner solar system. Science, 309(5742): 1847~1850.
- Swindle T D, Isachsen C E, Weirich J R, Kring D A. 2009. <sup>40</sup> Ar-<sup>39</sup> Ar ages of H-chondrite impact melt breccias. Meteoritics & Planetary Science, 44(5): 747~762.
- Swindle T D, Isachsen C E, Weirich J R, Kimura M. 2011. <sup>40</sup> Ar-<sup>39</sup> Ar Studies of the Shocked L6 Chondrites Allan Hills 78003, Yamato 74445, and Yamato 791384. Lunar and Planetary Science Conference Abstracts, 42: 1897.
- Swindle T D, Kring D A, Weirich J R. 2014. <sup>40</sup> Ar/<sup>39</sup> Ar ages of impacts involving ordinary chondrite meteorites. Geological Society, London, Special Publications, 378(1): 333~347.
- Taylor G J. Maggiore P, Scott E R, Rubin A E, Keil K. 1987. Original structures, and fragmentation and reassembly histories of asteroids: evidence from meteorites. Icarus, 69(1): 1~13.
- Terada K, Morota T, Kato M. 2020. Asteroid shower on the Earth-Moon system immediately before the Cryogenian period revealed by KAGUYA. Nature Communications, 11(1): 3453.
- Turner G, Enright M C, Cadogan P H. 1978. The early history of chondrite parent bodies inferred from  $^{40}$  Ar- $^{39}$  Ar ages. Proceedings of the Lunar and Planetary Science Conference, 9:  $989 \sim 1025$ .
- Vernazza P, Binzel R P, Thomas C A, DeMeo F E, Bus S J, Rivkin A S, Tokunaga A T. 2008. Compositional differences between meteorites and near-Earth asteroids. Nature, 454(7206): 858 ~860.
- Vernazza P.Zanda B, Binzel R P, Hiroi T, DeMeo F E, Birlan M, Hewins R, Ricci L, Barge P, Lockhart M. 2014. Multiple and fast: the accretion of ordinary chondrite parent bodies. The Astrophysical Journal, 791(2): 120~142.
- Weidenschilling S J, Spaute D, Davis D R, Marzari F, Ohtsuki K. 1997. Accretional evolution of a planetesimal swarm. Icarus, 128(2): 429~455.
- Weirich J R, Wittmann A, Isachsen C E, Rumble D, Swindle T D, Kring D A. 2010. The Ar-Ar age and petrology of Miller Range

05029: evidence for a large impact in the very early solar system. Meteoritics & Planetary Science, 45 (12): 1868  ${\sim}1888.$ 

- Weirich J R, Swindle T D, Isachsen C E. 2012. <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar age of Northwest Africa 091: more evidence for a link between L chondrites and fossil meteorites. Meteoritics & Planetary Science, 47(8): 1324~1335.
- Williams C V, Keil K, Taylor G J, Scott E R D. 2000. Cooling rates of equilibrated clasts in ordinary chondrite regolith breccias: implications for parent body histories. Chemie der Erde-Geochemistry, 59(4): 287~305.
- Wu Yunhua, Hsu Weibiao. 2019. Petrogenesis and in Situ U-Pb geochronology of a Strongly shocked L-melt rock northwest Africa 11042. Journal of Geophysical Research: Planets, 124 (4): 893~909.
- Wünnemann K, Collins G S, Osinski G R. 2008. Numerical modelling of impact melt production in porous rocks. Earth and Planetary Science Letters, 269(3-4): 530~539.
- Xie Zhidong, Sharp T G, DeCarli P S. 2006. High-pressure phases in a shock-induced melt vein of the Tenham L6 chondrite: constraints on shock pressure and duration. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70(2): 504~515.
- Yamaguchi A, Scott E R, Keil K. 1999. Origin of a unique impactmelt rock—the L-chondrite Ramsdorf. Meteoritics & Planetary Science, 34(1): 49~59.
- Yin Qingzhu, Zhou Qin, Li Qiuli, Li Xianhua, Liu Yu, Tang Guoqiang, Krot A N, Jenniskens P. 2014. Records of the Moon-forming impact and the 470 Ma disruption of the L chondrite parent body in the asteroid belt from U-Pb apatite ages of Novato (L6). Meteoritics & Planetary Science, 49(8): 1426~1439.
- Zellner N E B, Delano J W, Swindle T D, Barra F, Olsen E, Whittet D C B. 2009. Evidence from <sup>40</sup> Ar/<sup>39</sup> Ar ages of lunar impact glasses for an increase in the impact rate ~800 Ma ago. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73(15): 4590~4597.
- Zellner N E B, Delano J W. 2015. <sup>40</sup> Ar/<sup>39</sup> Ar ages of lunar impact glasses: relationships among Ar diffusivity, chemical composition, shape, and size. Geochimica et Cosmochimica Acta, 161: 203~218.
- Zhang Aicheng, Li Qiuli, Yurimoto H, Sakamoto N, Li Xianhua, Hu Sen, Lin Yangting, Wang Rucheng. 2016. Young asteroidal fluid activity revealed by absolute age from apatite in carbonaceous chondrite. Nature Communications, 7: 12844.

### Impact history of L chondrite parent body

LI Shaolin<sup>\*1,2)</sup>, LIAO Shiyong<sup>2)</sup>, LI Ye<sup>2)</sup>, WU Yunhua<sup>2,3)</sup>, HSU Weibiao<sup>2)</sup>

 State Key Laboratory of Lunar and Planetary Sciences, Macau University of Science and Technology, Taipa, Macau 999780, China;

2) Purple Mountain Observatory, Chinese Academy of Sciences, Nanjing, Jiangsu 210023, China;

3) School of Atmospheric Sciences, Sun Yat-Sen University, Zhuhai, Guangdong 519082, China

\* Corresponding author: slli@must.edu.mo

#### Abstract

Impacts are the fundamental process in the formation and evolution of planets and small bodies of the Solar System. These shock process could be recorded by meteorites at microscale levels. Among all meteorite groups, the L group ordinary chondrites retain the most complete record of shock metamorphism, which provides important constraints on the timing and physical conditions of the impacts. Mineralogical evidence indicates that within 100 Ma of the formation of the Solar System, the L chondrite parent body (LCPB) may experience catastrophic distribution and be reassembled shortly after. At around 4.48 Ga, the primordial asteroid belt was widely impacted, speculatively resulting from the peak arrival time of ejecta debris from the Moon-forming giant impact at the primordial main belt. Some celestial bodies in the inner solar system, including the LCPB, experienced a contemporaneous impact period at about 800 Ma, which was possibly caused by the disruption of a large asteroid at this time. Abundant chronological and mineralogical evidence from L chondrites indicate the distribution of LCPB at approximately 465 Ma. This event also affected the Earth by a dramatic increase in the flux of L-chondritic material and left prominent traces in stratigraphic records. Combined with available literature data of L chondrites associated with this catastrophic event, our results suggest that the LCPB suffered a catastrophic collision with a large projectile (with a diameter of at least  $18 \sim 22$  km) at a low impact velocity ( $5 \sim 6$  km/s). The chronological record of L chondrite suggests that LCPB was minimally affected by the Late Heavy Bombardment (LHB). This may be because the distribution of L chondrite asteroid source is limited in main asteroid belt, or the primordial asteroid belt was less intensely collided than originally envisaged. Therefore, a more extended and more modest collision rather than a prominent and narrow impact spike at 3.9 Ga of LHB is implied.

Key words: L chondrite; shock metamorphism; impact history; chronology