中国科学: 地球科学 2017 年 第 47 卷 第 3 期: 261 ~ 283
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
评 述 印度与欧亚大陆初始碰撞事件专题

利用沉积记录精确约束印度-亚洲大陆碰撞时间与过程

胡修棉[1*], 王建刚[2], 安慰[1,3], Eduardo GARZANTI[4], 李娟[1]

1. 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210023;
2. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;
3. 合肥工业大学资源与环境工程学院, 合肥 230009;
4. Department of Earth and Environmental Sciences, Università di Milano-Bicocca, Milano 20126, Italy

* E-mail: huxm@nju.edu.cn

收稿日期: 2016-11-10; 接受日期: 2017-01-17; 网络版发表日期: 2017-02-27
国家自然科学基金杰出青年基金项目(编号: 41525007)和中国科学院战略性先导科技专项(B类)项目(编号: XDB03010400)资助

摘要 精确约束印度-亚洲初始碰撞时间对于认识喜马拉雅造山过程、青藏高原隆升机制及其对环境、气候和生物的效应具有重要的意义. 本文基于对西藏雅鲁藏布缝合带两侧沉积记录的研究, 对印度-亚洲大陆初始碰撞时间研究进行了总结和评述, 探讨了印度-亚洲大陆初始碰撞的穿时性, 重建了大陆碰撞的沉积演化. 在接受以大陆间洋壳消失、陆壳-陆壳初始接触作为初始碰撞定义的前提下, 利用两种方法: (1) 缝合带附近深水浊积岩物源区由印度物源向亚洲物源转变的时间, (2) 喜马拉雅欠充填前陆盆地启动在缝合带两侧造成的沉积环境突变或不整合的时间, 精确限定印度-亚洲大陆初始碰撞时间为古新世中期((59±1)Ma). 从喜马拉雅造山带来看, 真正的初始碰撞时间比正常海相沉积结束要早20~25Ma, 而磨拉石出现比初始碰撞要晚30~40Ma. 基于特提斯喜马拉雅古近系沉积记录, 印度-亚洲大陆初始碰撞在喜马拉雅中部和西部不存在明显的穿时性. 本文从喜马拉雅地区的沉积记录角度出发, 将喜马拉雅造山作用划分为四个阶段: (1) 始喜马拉雅初始阶段, 古新世中期-早始新世(59~52Ma), 初始碰撞发生, 同碰撞盆地存在深海环境, 印度大陆一侧发育碳酸盐缓坡; (2) 始喜马拉雅早期阶段, 始新世早-中期(52~41Ma或35Ma), 以发育残留的浅海沉积为特征, 新特提斯海湾自西向东逐渐消亡; (3) 始喜马拉雅晚期阶段, 始新世末期-渐新世(41~26Ma), 整个喜马拉雅和藏南地区缺乏沉积作用; (4) 新喜马拉雅早期阶段, 渐新世末期-早中新世(26~17Ma), 喜马拉雅隆升, 陆相磨拉石快速堆积, 沿缝合带东西向发育雅鲁藏布江和印度斯河.

关键词 印度-亚洲大陆碰撞, 初始碰撞时间, 喜马拉雅造山带, 西藏, 喜马拉雅, 沉积记录

中文引用格式: 胡修棉, 王建刚, 安慰, Garzanti E, 李娟. 2017. 利用沉积记录精确约束印度-亚洲大陆碰撞时间与过程. 中国科学: 地球科学, 47: 261–283, doi: 10.1360/N072016-00237
英文引用格式: Hu X M, Wang J G, An W, Garzanti E, Li J. 2017. Constraining the timing of the India-Asia continental collision by the sedimentary record. Science China Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-016-9003-6

© 2017 《中国科学》杂志社

1 引言

大陆碰撞是板块构造学的核心内容之一. 世界上许多大型山脉, 如现今的喜马拉雅山、阿尔卑斯山和扎格罗斯山等, 都是大陆碰撞的产物(Dewey和Bird, 1970). 中国是由许多块体先后聚合形成的, 大陆碰撞作用非常普遍, 如华夏-扬子碰撞、华南-华北碰撞、拉萨-羌塘碰撞和印度-亚洲碰撞等. 因此, 研究大陆碰撞作用对深入理解中国的地质-构造演化具有特别重要的意义.

印度-亚洲大陆碰撞是显生宙地球上发生的最重要的大陆碰撞事件(Dewey等, 1988; Yin和Harrison, 2000), 它形成了目前世界上最显著的地貌—青藏高原和喜马拉雅山脉, 并导致了全球性的气候-环境变化(如亚洲季风、新生代全球变冷等; Raymo和Ruddiman, 1992; An等, 2001). 碰撞隆升所引起的环境灾害(如地震、滑

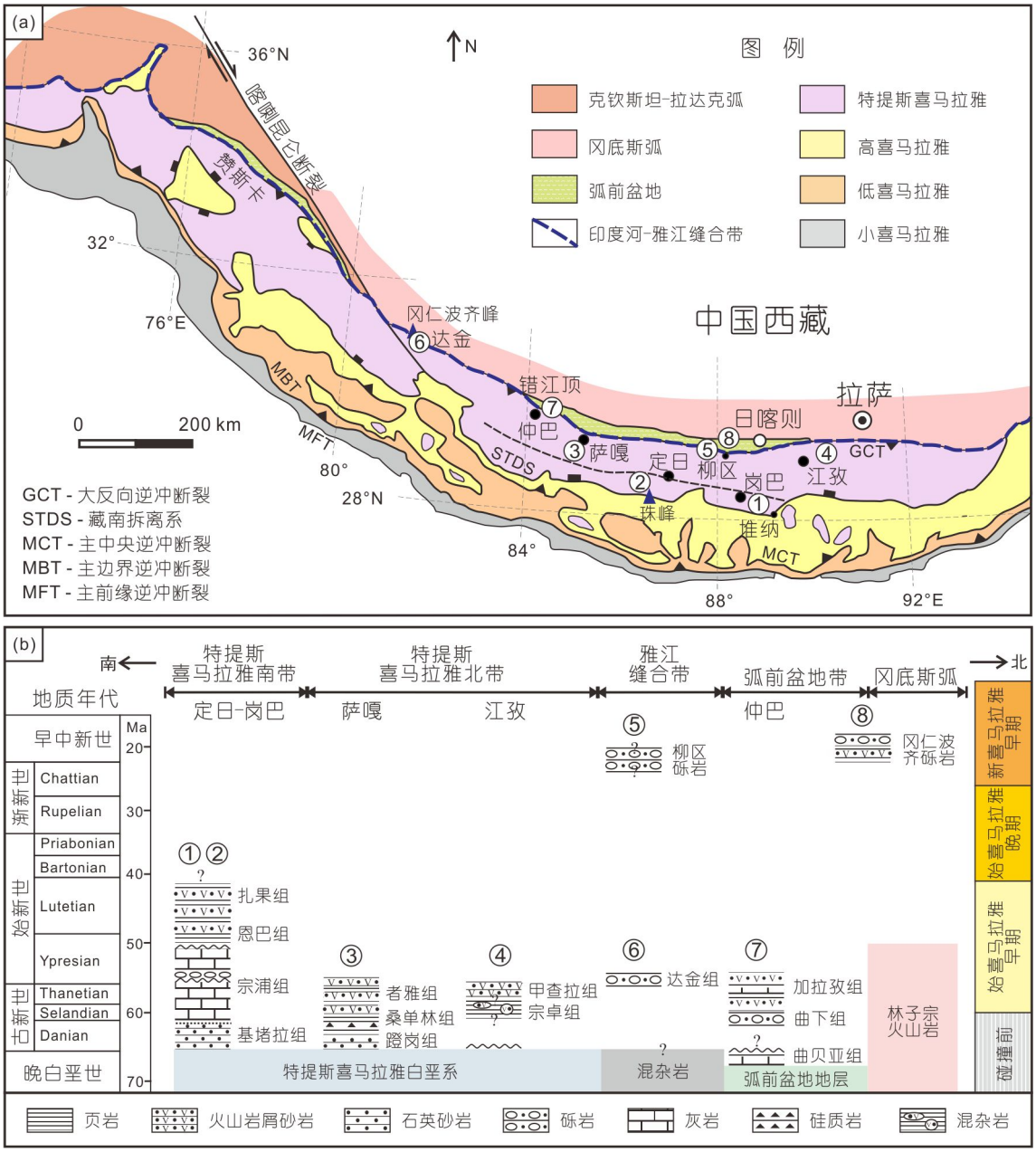

图 1 藏南地质简图(a)(修改自Yin, 2006)和不同地体新生代地层-沉积对比图(b)

坡等)至今影响着青藏高原及周边广大地区. 长期以来, 印度-亚洲大陆碰撞一直是国内外地学界关注的焦点, 也是许多重大科技计划、国际合作项目的核心内容.

印度-亚洲大陆初始碰撞是喜马拉雅造山作用的起点, 它对理解大陆碰撞过程、青藏高原隆升的动力学机制、青藏高原陆内变形作用等具有至关重要的意义(吴福元等, 2008). 近年来, 在地层学、沉积学、古地磁学、岩浆岩石学、变质岩石学和构造地质学等多学科持续研究下, 关于印度-亚洲大陆初始碰撞时间方面取得了许多重要的研究进展. 但是, 激烈的争论仍然存在, 不同学者利用不同方法获得的初始碰撞时间差异很大(从70~34Ma不等; Powell和Conaghan, 1973; Le Fort, 1975; Patriat和Achache, 1984; Yin和Harrison, 2000; Aitchison等, 2000, 2007; 王成善等, 2003; 朱弟成等, 2004; 莫宣学等, 2007; 吴福元等, 2008; Garzanti, 2008; 黄宝春等, 2010; Najman等, 2010; van Hinsbergen等, 2012; Zhang等, 2012; Wu等, 2014; DeCelles等, 2014; Hu等, 2012, 2015, 2016a, 2016b; Zhuang等, 2015; Ding等, 2016; 丁林等, 2017; 朱弟成等, 2017), 这直接影响着我们对青藏高原-喜马拉雅地质演化的深入认识.

利用沉积记录来约束碰撞时间是最直接和有效的方法之一(Garzanti等, 1987; Rowley, 1996; Yin和Harrison, 2000; Najman, 2005; Aitchison等, 2007; 吴福元等, 2008; Najman等, 2010; Hu等, 2016a, 2016b). 本文基于国内外最新研究成果和课题组十多年来在藏南地区(图1)获得的地层学、沉积学资料(胡修棉等, 2017), 从物源变化和沉积盆地演化的角度对印度-亚洲大陆初始碰撞时间进行限定和讨论. 在此基础上, 进一步讨论大陆初始碰撞的穿时性. 同时, 结合海相沉积消亡、陆相磨拉石出现等地质记录, 重建印度-亚洲大陆碰撞的沉积演化过程. 最后, 对利用沉积记录约束初始碰撞时间的不同方法进行评述, 希望相关方法能为其他大陆碰撞造山带的研究提供借鉴. 由于笔者水平和掌握的资料有限, 难免挂一漏万, 敬请见谅.

2 大陆初始碰撞时间的定义

印度-亚洲大陆初始碰撞时间的争论, 在许多情况下是由于争辩双方对于“初始碰撞”的定义不同而造成的. 因此, 有必要对大陆初始碰撞的定义进行澄清. 归纳起来, 对于“初始碰撞时间”至少有三种定义被采用(图2):

(1) 大陆之间洋壳消失、陆壳与陆壳开始接触的时间(图2a). 对于印度-亚洲大陆碰撞而言, 也即印度大陆地壳到达亚洲南缘海沟位置的时间(Beck等, 1995; Hu等, 2012, 2016b).

(2) 大陆之间海洋消失的时间(图2b), 也即海相沉积的结束时间(常承法和郑锡澜, 1973; Molnar和Tapponnier, 1977; Searle等, 1987; Rowley, 1996; Aitchison等, 2007).

(3) 大陆之间发生强烈相互作用的时间(图2c), 表现为俯冲板块的大陆地壳发生明显的缩短加厚(Molnar和Tapponnier, 1975). 这种定义认为只有在大陆之间发

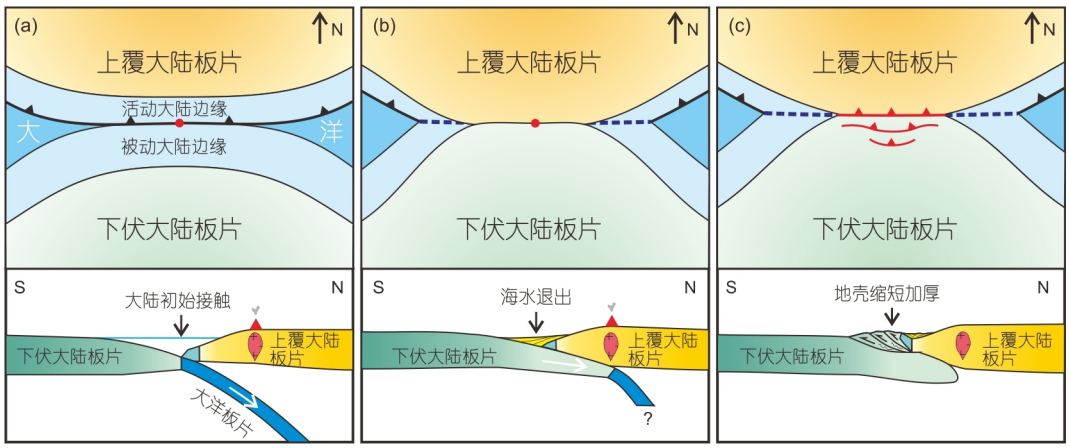

图 2 大陆初始碰撞时间的三种常用定义示意图

(a) 以洋壳消失、俯冲板片的陆壳进入上覆活动大陆边缘海沟作为初始碰撞时间; (b) 以两个大陆之间海洋消失的时间作为初始碰撞的时间; (c) 以大陆之间发生强烈构造变形作用的时间作为初始碰撞的时间

生强烈的构造变形作用之时才能称之为“碰撞”, 而在此之前, 在洋壳板片拖拽下的大陆俯冲只能称为“大陆接触”(Mascle等, 2012), 或者有学者称之为软碰撞(van Hinsbergen等, 2012; 丁林等,).

可以看出, 不同定义界定的初始碰撞时间明显不同, 大陆之间洋壳消失的时间明显早于海洋消失的时间, 更早于俯冲板块地壳缩短加厚的时间. 在明确了“初始碰撞时间”的不同定义之后, 可以发现, 对于印度-亚洲大陆初始碰撞时间的争论实际上并没有想象中的大.

在本文中, 我们采用陆壳与陆壳开始接触(第一种定义, 图2a)作为初始碰撞. 一方面, 大陆相互接触, 表明二者之间开始发生直接的相互作用, 定义为大陆初始碰撞合符板块构造学的基本原理. 另一方面, 从大洋“俯冲”到大陆“碰撞”, 这一定义将洋-陆作用与陆-陆作用明确区分开, 简单明了, 容易理解. 对于海相地层消失、碰撞带地壳加厚和磨拉石的出现, 将在“印度-亚洲大陆碰撞过程”一节中进行讨论. 实际上, 研究大陆初始碰撞时间的目的, 就是为了重建印度-亚洲大陆碰撞的过程. 如果明确了大陆碰撞的过程和演化, 任何关于“大陆初始碰撞”的定义都能在其中找到对应的时间节点.

如果接受陆壳-陆壳接触作为初始碰撞, 那么如何来精确约束这一时间呢? 我们认为, 有两种比较好的沉积学方法可以用来精确约束初始碰撞时间. 第一种方法是物源方法. 印度-亚洲大陆初始碰撞后, 印度大陆最边缘抵达活动大陆边缘的海沟位置, 开始接受来自上覆亚洲板块的碎屑物质. 因此, 亚洲大陆碎屑物质最早到达印度大陆北缘的时间, 可以精确约束大陆初始碰撞的时间. 按照沉积物充填规律, 源自亚洲的沉积物将最早沉积到最先抵达海沟位置的印度大陆最北缘-特提斯喜马拉雅深水沉积(印度北缘大陆斜坡-陆隆, 如萨嘎桑单林地区); 之后随着盆地不断充填, 沉积体系不断向南进积, 到达印度大陆北缘的浅海地区(如特提斯喜马拉雅南带的定日-岗巴地区), 直至海水完全退出. 这就合理地解释了为什么特提斯喜马拉雅南带浅海地区(如定日-岗巴地区)物源区改变的时间要比深海地区(萨嘎-江孜地区)要晚得多的原因. 因此, 在实际运用中, 下伏板片浅水地区物源改变和海相结束的时间都仅仅约束的是初始碰撞时间的上限, 比真正的实际初始碰撞时间可能要晚得多.

第二种方法是沉积盆地性质改变的方法. 大陆初始碰撞后, 印度被动大陆边缘盆地会向同碰撞盆地转变. 由于上覆板块的构造负载, 下伏板块会在10万年内发生构造挠曲响应, 形成前陆盆地系统(Crampton和Allen, 1995). 因此理论上讲, 沉积盆地的转变时间非常接近于初始碰撞时间. 确定周缘前陆盆地的启动时间, 除了前文所述的亚洲沉积物到达印度北缘(前渊沉积启动)外, 另一个可靠的证据是前隆构造抬升引起的沉积环境突变或不整合(DeCelles和Giles, 1996; Crampton和Allen, 1995). 需要明确的是, 论证沉积盆地性质的改变, 主要是基于现有的对周缘前陆盆地演化理论和模式的理解. 由于周缘前陆盆地理论和模式本身也在不断发展中, 在实际运用中需要慎重. 另外, 对沉积环境突变、物源改变和不整合界线等地质现象的解释, 并不像通过物源改变限定大陆初始碰撞时间那样直接.

3 利用碎屑物源变化限定初始碰撞时间

利用碎屑物源变化限定初始碰撞时间的关键是在下伏的印度大陆最北缘大陆地壳深水环境确定物源区从印度物源向亚洲物源转变的时间. 运用这一方法有两个难点: (1) 寻找到记录物源区转变的连续深水地层剖面. 由于碰撞带构造作用强烈, 早期的沉积记录难以完整保存, 连续的深水地层剖面通常难以找到; (2) 准确限定物源区变化的时间. 由于深水碎屑岩地层中化石稀少, 地层沉积时间难以准确限定. 通过近十年来中外学者孜孜不倦的调查和研究, 利用碎屑物源变化限定初始碰撞时间在萨嘎地区和江孜地区取得了实质性进展, 下面对这两个地区的工作进行系统介绍. 详细的地层信息参见胡修棉等(2017).

3.1 萨嘎地区桑单林剖面

萨嘎地区桑单林剖面(图3)是迄今为止特提斯喜马拉雅北带深水环境保存最为完整、研究程度最高的剖面. 李红生(2000)首先报导了桑单林剖面可能存在始新世-中新世放射虫; 丁林(2003)创建桑单林组和者雅组, 分别指剖面下部的硅质岩-硅质页岩和上部的浊积岩, 并报道了地层中发现的古新世放射虫化石组合. 之后, 桑单林剖面的研究价值得到重视, 开展了深化研究, 取得了许多重要进展.

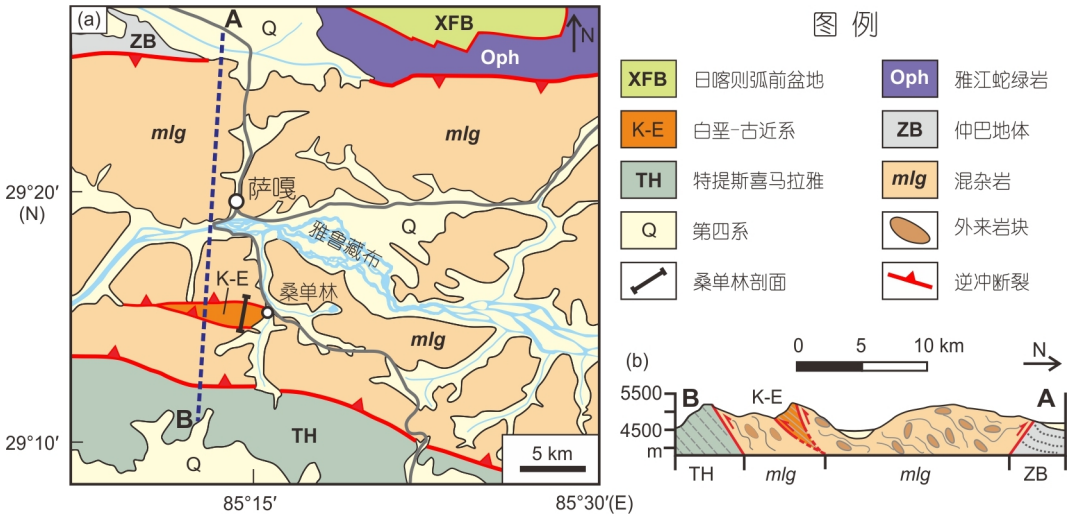

图 3　**萨嘎桑单林地区简化地质图和横穿桑单林剖面的横切剖面图**

据1:25万地质图和我们野外的观察综合, 引自Hu等(2016b)

3.1.1　岩石地层

桑单林剖面自下而上可划分为三个岩石地层单元(图4a和5): 蹬岗组、桑单林组和者雅组(丁林, 2003; Ding等, 2005; Wang等, 2011; DeCelles等, 2014), 详细的地层柱状图见图5.

蹬岗组(1~10层)由厚约105m的浅黄色细粒-粗粒石英砂岩夹灰绿色(风化为浅黄色)粉砂岩和粉砂质页岩组成, 在其顶部(第10层)出现厚约60cm的绿色火山岩屑砂岩. 桑单林组(第11~21层)整合沉积于蹬岗组之上, 由厚~95m的紫红色硅质页岩、硅质岩夹石英砂岩、岩屑砂岩组成. 石英砂岩出现在第13层、16层下部、17层和19层, 而岩屑砂岩出现在第14~15层、16层上部、18层和22层. 石英砂岩和岩屑砂岩交互出现是桑单林组的独特特征(图4c). 者雅组(22~49层)整合于桑单林组之上, 由厚度大于500m的灰黑色粉砂质页岩、厚层-巨厚层灰绿色岩屑砂岩以及少量的杂色硅质岩组成.

需要说明的是, Wang等(2011)和王建刚(2011)将蹬岗组和桑单林组的界线置于第13层、第14层之间, 以亚洲物源的首次出现为标志; 而Ding等(2005)和DeCelles等(2014)将其置于10/11层界线之间, 以硅质岩的首次出现为标志. 为了方便野外识别和对比, 本文统一采用后一种意见.

3.1.2　沉积环境

蹬岗组中的砂岩单层厚度几厘米至几米不等, 与上下页岩呈突变接触(图4b). 沉积构造包括交错层理、平行层理、正粒序、槽模等. 蹬岗组沉积环境被解释为印度北缘下斜坡, 其中厚层砂岩为高密度浊流的产物(Wang等, 2011; DeCelles等, 2014). 桑单林组紫红色硅质岩、硅质页岩的出现说明古水深大于碳酸盐补偿深度(CCD面). 桑单林组出现的岩屑砂岩多呈透镜状, 与周围的页岩突变接触, 具有滑动变形构造, 据此推测桑单林组岩屑砂岩经历了广泛的同沉积滑塌变形. 者雅组砂岩层中的沉积构造包括正粒序、槽模、沟模和滑塌构造等, 主要为浊流沉积产物, 背景主体为硅质页岩, 沉积于深海环境(Wang等, 2011; DeCelles等, 2014). 者雅组上部的粉砂质页岩中常出现砾岩、砂岩、碳酸盐岩外来岩块, 为滑塌沉积(图4f).

总体看来, 桑单林剖面为一套深海浊流沉积, 背景为深海硅质岩、硅质页岩. 桑单林组硅质岩层的出现指示其沉积环境位于CCD面之下.

3.1.3　碎屑物源变化

蹬岗组石英砂岩的石英含量超过98%, 磨圆度好, 碎屑锆石U-Pb年龄主要为早古生代-前寒武纪. 另外, 在早白垩世(140~120Ma左右)出现一个年龄峰, 这些特征与特提斯喜马拉雅南带下白垩统古错组岩屑砂岩、古新统基堵拉组石英砂岩一致, 表明其物源区为印度大陆北缘(Jadoul等, 1998; Wang等, 2011; Hu等, 2012; Garzanti和Hu, 2015; Li J等, 2015). 蹬岗组顶部(第10层)岩屑砂岩的岩屑为玄武岩, 虽然目前对于这些岩



图 4　桑单林剖面野外照片

(a) 桑单林剖面远观图及标志层; (b) 第8层砂岩砂岩(蹬岗组); (c) 第17层石英砂岩与第18层岩屑砂岩整合接触(桑单林组); (d) 第26层含钙质超微化石的钙质页岩(者雅组); (e) 第27层浊流沉积的岩屑砂岩(者雅组); (f) 第30层中顺层分布的滑塌岩块(者雅组); (g) 第47层中的凝灰岩夹层(者雅组)

屑的来源尚不清楚, 但碎屑锆石年龄分布特征与石英砂岩一致, 表明物源区亦为印度北缘(Wang等, 2011; Garzanti和Hu, 2015). 桑单林组中石英砂岩的岩石特征和碎屑锆石年龄也表明其物源区为印度大陆(Wang

等, 2011; DeCelles等, 2014).

桑单林组和者雅组岩屑砂岩具有与下伏蹬岗组完全不同的岩石学特征, 平均碎屑组成为Qm:F:Lt=41:9:50(Wang等, 2011)或44:25:31(DeCelles等, 2014). 大量的火山岩岩屑(主要为中酸性岩岩屑)和港湾状熔蚀的单晶石英, 指示火山岩为主要物源(Wang等, 2011). 砂岩中的锆石年龄主要分布在196~180Ma、125~80Ma和70~54Ma三个区间(Wang等, 2011; Wu等, 2014; DeCelles等, 2014), 与冈底斯弧的三个主要岩浆活动期一致(Chu等, 2006; Wen等, 2008). 另外, 这些中新生代碎屑锆石多具有正的$\varepsilon_{Hf}(t)$值(Wu等, 2014; Hu等, 2016b), 与冈底斯岩浆锆石一致(Ji等, 2009; Zhu等, 2011). 这些证据充分表明, 桑单林组和者雅组岩屑砂岩的物源区为亚洲大陆南缘的冈底斯岩浆弧(Wang等, 2011; Wu等, 2014; DeCelles等, 2014; Hu等, 2016b).

物源分析结果表明, 亚洲大陆的碎屑物质首次出现在第14层(Wang等, 2011; Hu等, 2016b), 桑单林组中石英砂岩和岩屑砂岩交互出现(图4c), 表明沉积盆地在这一时期内可同时接受来自印度大陆和亚洲大陆的碎屑物质, 其古地理位置被解释为初始碰撞时期的海沟位置(Hu等, 2016b).

另外, 桑单林组和者雅组岩屑砂岩中存在大量的碎屑铬尖晶石, Ding等(2005)最初认为这些铬尖晶石来自于仰冲的雅鲁藏布蛇绿岩. 但最近的工作表明, 元素地球化学组成相似的铬尖晶石在拉萨南缘同时代地层(加拉孜组, Hu等, 2016a)以及日喀则弧前盆地地层(如昂仁组、帕达那组)也大量存在(Hu等, 2014). 这表明桑单林组和者雅组中的碎屑铬尖晶石很可能与日喀则弧前盆地的铬尖晶石一样来自拉萨地体. 如果事实如此的话, 桑单林组和者雅组砂岩内的碎屑铬尖晶石就不能作为该时期雅鲁藏布蛇绿岩仰冲的证据(Hu等, 2014, 2016a).

3.1.4 时代约束

(1) 生物地层. Ding等(2005)曾报道在蹬岗组(原文称宗卓组)灰岩夹层内发现晚白垩世马斯特里赫特期浮游有孔虫化石组合. 然而, 根据万晓樵和丁林(2002)论述, 灰岩样品采样位置为剖面顶部(参见原文插图2), 而不是剖面底部(蹬岗组位于底部). 由于缺乏采样位置的具体信息, 加之后续工作中没有在蹬岗组内发现灰岩夹层, 这一时代需要进一步验证.

桑单林组和者雅组硅质岩和硅质页岩中产丰富的放射虫, 但其时代存在很大争议. 丁林(2003)认为放射虫组合的时代为古近纪(RP1~RP7); 李亚林等(2007)在第11层发现Campanian期放射虫组合, 在第16层发现早始新世放射虫组合; Chan(2006)在其S4层(相当于11~12层)内发现RP5放射虫, 而在其S5(相当于31~32层)和S7(相当于41层)发现白垩纪中期放射虫组合, 在第29层附近发现古新世RP6~RP7放射虫, 因此他们认为桑单林剖面的地层存在多处构造重复.

最近, 我们对桑单林剖面的放射虫重新开展了分析鉴定工作, 由Ted Moore教授合作完成(Hu等, 2015, 图5). 桑单林剖面硅质岩中放射虫化石丰度低, 且保存不好. 鉴定过程中发现, 同一个样品中存在不同时代的化石种属. 我们依据最年轻的标准带化石来确定样品的时代, 而将老的化石(时代涵盖白垩纪-古近纪)解释为再沉积(Hu等, 2015). 通常情况下, 样品中再旋回的化石占据了一半以上, 这可能是造成桑单林剖面放射虫时代争议的一个主要原因. 新的放射虫研究结果获得以下几点新认识(Hu等, 2015): (1) 蹬岗组第4~9层内放射虫时代为古新世RP3~RP4; (2) 桑单林组(第11~20层)硅质岩和硅质页岩中的放射虫时代为古新世RP4~RP6; (3) 者雅组下部(第25和32层)放射虫化石带可能延伸到古新世RP7; (4) 者雅组中部的红色硅质岩(第41层)与桑单林组中下部硅质岩具有类似的放射虫组合, 其时代可能是RP6. 如果这个结论可靠的话, 意味着在桑单林组和者雅组之间存在部分地层重复. 目前在第41层发现的放射虫组合属于RP6, 其特征与桑单林组下部化石组合相似(Hu等, 2015). 然而, 二者岩石地层差异明显. 因此, 桑单林剖面中具体有没有地层的重复(或缺失), 还需要进一步野外工作和年代学工作确认.

另外, 我们在者雅组底部(第26层, 图4d))发现了钙质超微化石, 由Isabella Raffi鉴定(Hu等, 2015). 钙质超微化石丰度也很低, 但样品中并没有出现再沉积的钙质超微化石. 化石清楚地指示其时代为钙质超微带CNP7(*Fasciculithus ulii*带底部到*Heliolithus cantabriae*带底部)(Hu等, 2015), 大致相当于59.93~58.27Ma(Agnini等, 2014).

(2) 年代地层. Wang等(2011)根据最年轻碎屑锆石年龄认为桑单林组的时代可能为早始新世(<55Ma),

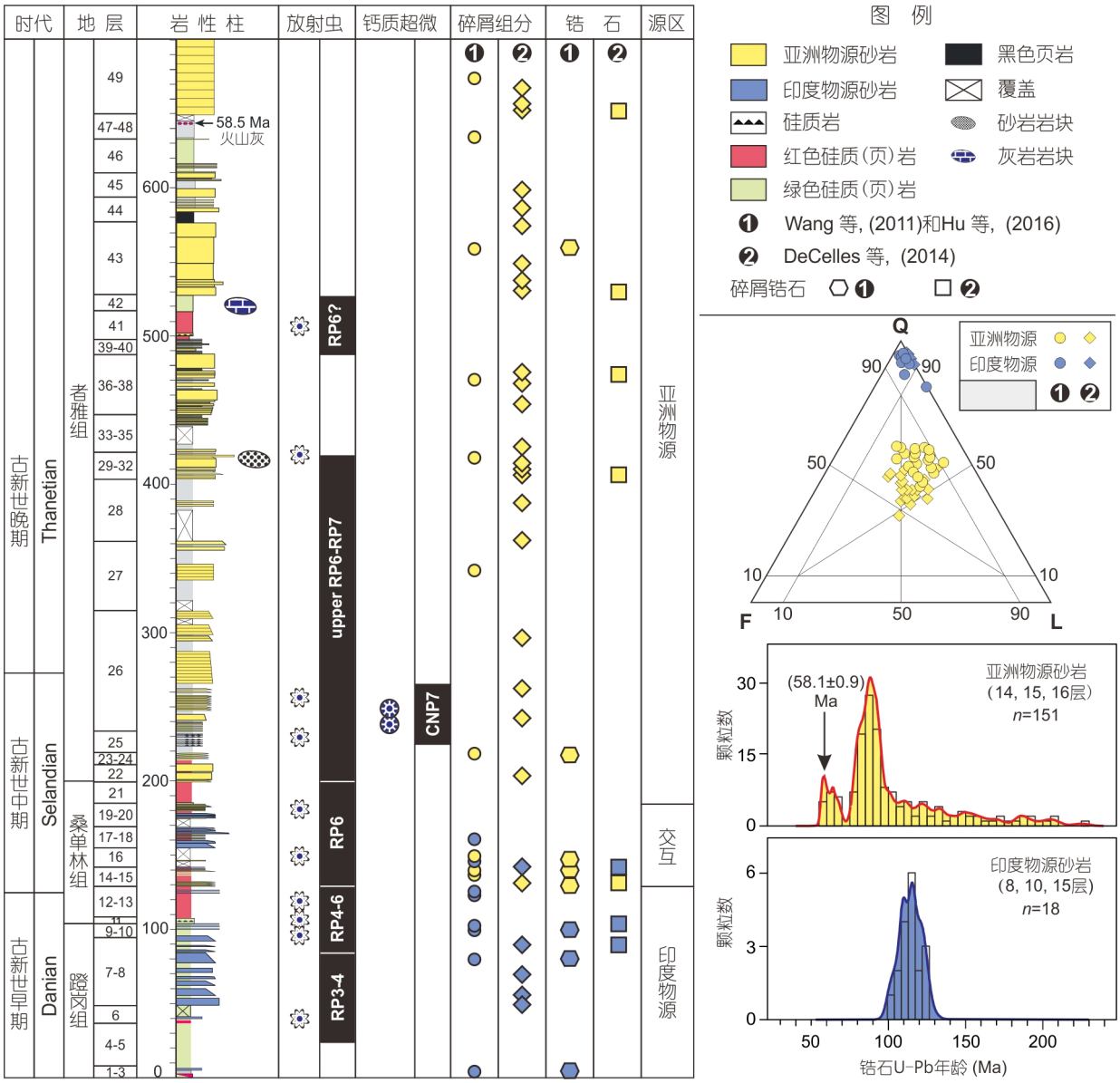

图 5　萨嘎桑单林剖面柱状图

显示地层分层、放射虫和钙质超微化石、碎屑组分和碎屑锆石的地层分布以及物源区变化, 右下QFL和碎屑锆石图显示印度和亚洲物源的明显差异. 据Hu等(2016b)修改

而者雅组上部时代可达中始新世早期(<49Ma); 但从14~16层获得的新的碎屑锆石数据表明最年轻的峰值为(58.1±0.9)Ma(Hu等, 2015), 与Wu等(2014)、DeCelles等(2014)报道的结果(59~60Ma)一致, 且与生物地层吻合, 可能更接近于地层年龄.

DeCelles等(2014)在者雅组顶部(第48层, 图4g)发现了一层凝灰岩, 并采用LA-MC-ICPMS对其中的锆石进行了U-Pb测试, 其中38颗年轻锆石的加权平均年龄为(58.5±0.6)Ma(2σ), 为地层时代提供了直接约束. 但该层位在亚洲碎屑物质首次出现(第14层)之上500多米. 考虑到沉积速率的原因, 亚洲物源首次出现应该更早一些.

3.1.5　通过桑单林剖面限定印度-亚洲初始碰撞时间需要讨论的几个问题

(1) 桑单林剖面是正常的地层还是混杂岩? 从区

域构造来看, 桑单林剖面紧邻雅鲁藏布缝合带, 位于泥砂质混杂岩带之中. 剖面顶(北)部与混杂岩断层接触, 位于向南的逆冲断裂的下盘; 底(南)部被第四系覆盖, 但更南侧仍为混杂岩. 因此桑单林剖面是否属于正常地层需要进一步澄清.

我们的实测剖面和野外观察以及DeCelles等(2014)详细的地层学和沉积学工作表明, 桑单林剖面是一套有序的地层. 主要证据包括: (1) 桑单林剖面为一套单斜地层, 从下而上产状相对稳定; (2) 岩层产出稳定, 侧向上可以追索, 没有混杂变形的现象(图4b和e); (3) 剖面内部存在一些小型的褶皱和断层, 但仔细的野外观察发现, 它们并未改变地层基本序列; (4) 桑单林剖面部分层位具有外来岩块, 但这些含外来岩块的层位位于正常地层之间, 表明其为同沉积的滑塌岩块(图4f), 而非构造混杂岩.

因此, 桑单林剖面虽然位于混杂岩之中, 但整体可视为一个构造岩片(图3), 岩片内部层序清晰, 无混杂现象. 特别是桑单林组中石英砂岩和岩屑砂岩互层的现象非常清楚, 完全可以作为研究印度-亚洲大陆碰撞的代表剖面.

(2) 桑单林剖面的基底是陆壳还是洋壳? 桑单林剖面是否沉积于印度大陆地壳之上是其能否用来限定初始碰撞时间的关键, 因为如果这套地层的基底是洋壳, 那么岩屑砂岩的沉积就不能代表亚洲碎屑物质到达印度北缘, 就不能用来限定大陆初始碰撞时间(DeCelles等, 2014).

以下几点证据表明桑单林剖面极有可能沉积于印度陆壳之上: (1) 蹬岗组的物源区为印度北缘, 其中厚层状粗粒砂岩的出现指示浊积扇的中上扇位置, 推测沉积于印度大陆北缘的斜坡-陆隆环境; (2) 桑单林组内来自印度的石英砂岩和来自亚洲的岩屑砂岩交互出现, 表明该时期盆地同时接受来自两侧大陆的浊流沉积, 只能是初始碰撞后的海沟环境; (3) 剖面中没有任何洋壳存在的证据, 唯一可能与洋壳有关的沉积是桑单林组下部的硅质岩和硅质页岩, 但这些硅质岩和硅质页岩与上下浊积岩整合接触, 不可能沉积于洋壳之上. 退一步讲, 即使桑单林剖面的基底是洋壳, 也是紧邻大陆的洋壳或过渡壳(Sciunnach和Garzanti, 2012).

(3) 桑单林剖面物源变化限定印度-亚洲大陆初始碰撞时间的准确性. 桑单林剖面所记录的物源变化能否准确约束印度-亚洲大陆的初始碰撞时间取决于两点: 一是桑单林剖面古地理位置距离印度大陆最北缘的距离; 二是印度-亚洲大陆的汇聚速率. 被动大陆边缘浊积扇如果连接巨大的大陆河流体系(如现今密西西比河、尼罗河、刚果河等, Savoye等, 2009), 可以抵达大洋几百公里之外; 如果更远距离的搬运, 其物源来自活动造山带才可能(如印度斯河、恒河-布拉马普特拉河, Curray等, 2002). 蹬岗组沉积于印度大陆北缘的大陆斜坡-陆隆位置, 接近于印度大陆北部边缘. 另外, 在古新世(~60Ma)时期, 印度向北的漂移速率为(150±50)mm a^{-1}(Copley等, 2010; van Hinsbergen等, 2011). 据此估算, 亚洲来源碎屑物质的最初沉积时间与印度-亚洲大陆初始碰撞时间之间的差异不会超过1Ma. 因此, 根据放射虫化石(RP6)、钙质超微化石(CNP7)和碎屑锆石最年轻年龄峰(58.1±0.9)Ma所限定的物源变化时间(Hu等, 2015)能够准确限定印度-亚洲大陆初始碰撞的时间, 这一时间为(59±1)Ma.

3.2 江孜地区

在同属于特提斯喜马拉雅北带的江孜地区, 碰撞前地层包括维美组、日朗组、甲不拉组和床得组, 沉积于印度大陆北缘的斜坡-陆隆位置(王成善等, 2000; Li等, 2005; 胡修棉等, 2006; Hu等, 2008). 宗卓组被认为是江孜地区最早接受亚洲物源的地质单元(魏玉帅等, 2006; 蔡福龙等, 2008; Cai等, 2011; 孙高远等, 2011; Wu等, 2014), 其原因在于宗卓组含有大量的岩屑砂岩岩块. 岩屑砂岩被解释为亚洲物源的主要证据有: (1) 岩屑砂岩中含有大量的安山质-流纹质岩石的碎屑(魏玉帅等, 2006; 蔡福龙等, 2008); (2) 岩屑砂岩碎屑锆石U-Pb年龄和Hf同位素等显示与日喀则弧前盆地非常类似的年龄峰和Hf同位素组成(Cai等, 2011; 孙高远等, 2011; Wu等, 2014). 宗卓组的出现大体将印度-亚洲大陆初始碰撞时间限定在古近纪. 利用宗卓组限定印度-亚洲初始碰撞时间, 还需要对以下几个问题进行澄清和讨论:

(1) 宗卓组与特提斯喜马拉雅地层的接触关系: 地质填图表明宗卓组与特提斯喜马拉雅地层(甲不拉组、桑秀组或维美组)直接接触. 但在大部分地区, 接触关系为断层, 沉积接触仅在少数剖面(如江孜床得剖面, 李祥辉等, 1999)有报道. 如果要利用宗卓组限定

初始碰撞时间, 必须准确厘定它与特提斯喜马拉雅地层的接触关系.

(2) 宗卓组的沉积方式: 宗卓组不是一套正常沉积的地层, 而是一套混杂岩, 关于其形成方式是构造混杂还是沉积混杂还存在很多争议(吴浩若等, 1982; 陈国铭等, 1984; 高延林和汤耀庆, 1984; 余光明等, 1984; Liu和Einsele, 1996; 孙高远等, 2011). 如果宗卓组是同沉积滑塌堆积, 则可以用于限定印度-亚洲大陆初始碰撞时间; 如果是构造混杂岩则不能. 因此, 对于宗卓组的沉积方式也有必要进一步澄清.

(3) 宗卓组的时代: 宗卓组是混杂岩, 其时代难以确定. 严格来讲, 仅当宗卓组是沉积混杂岩时, 其基质的时代方能代表其沉积时间. 宗卓组的时代只能通过下伏地层时代和岩块时代大致推测. 李祥辉等(1999)和王成善等(2000)等根据宗卓组位于床得组大洋红层之上, 而大洋红层的时代为Santonian-Campanian早中期(Wan等, 2005), 推测宗卓组的时代为晚白垩世Campanian晚期之后; 宗卓组的岩块中发现了多门类的化石, 时代跨越晚侏罗世、早白垩世、晚白垩世和古新世(吴浩若等, 1982; Liu和Aitchison, 2002). 李红生(2000)、Liu和Aitchison(2002)等在硅质灰岩块中发现了晚白垩世-晚古新世的放射虫化石, 认为沉积时限可能延续到晚古新世.

目前, 利用宗卓混杂岩限定印度-亚洲大陆初始碰撞的时间已有一些尝试(Cai等, 2011; Wu等, 2014), 但由于上述问题未得到合理解决, 相关的研究工作仍需深入开展.

4 通过沉积盆地性质改变限定初始碰撞时间

该方法的核心是判别同碰撞周缘前陆盆地的启动. 在下伏印度大陆板片, 前隆的出现被用来指示喜马拉雅前陆盆地的启动(Stockmal等, 1986; Garzanti等, 1987; Singh, 2003). 上覆板片角度不整合的出现也被用来探讨盆地性质的变化(Ding等, 2005).

4.1 印度北缘定日-岗巴地区

现今喜马拉雅周缘前陆盆地前渊的宽度大体为250km, 盆地模拟显示初始碰撞时期欠充填周缘盆地前渊宽度为200~250km(DeCelles等, 2004). 现今定日-岗巴古近系距离缝合带约70~80km, 而特提斯喜马拉雅平均缩短率约为67%(Ratschbacher等, 1994), 据此可以估算, 在印度-亚洲大陆碰撞初期, 定日-岗巴地区到海沟的距离大概为210~240km, 与当时前陆盆地前渊的宽度相当. 因此, 许多学者推测, 印度-亚洲大陆初始碰撞时期, 定日-岗巴地区位于周缘前陆盆地前隆位置附近(DeCelles等, 2004, 2014; 丁林等, 2009).

根据物源分析结果, 定日-岗巴地区始新统恩巴组已接受亚洲大陆碎屑物质(Najman等, 2010; Hu等, 2012; Li J等, 2015), 说明该地区已经演化为周缘前陆盆地的前渊沉积区(Hu等, 2012; Zhang等, 2012). 可以推测, 印度-亚洲大陆初始碰撞时期的前隆沉积记录应该保存在恩巴组之下的地层中. 通过对定日-岗巴地区上白垩统-始新统详细的地层学和沉积学研究, 在恩巴组之下发现3处沉积环境突变和不整合界线, 为潜在的前隆位置, 下面分别予以论述.

(1) 宗浦组与恩巴组界线. 宗浦组与恩巴组界线(49~50Ma)在定日-岗巴地区普遍表现为碳酸盐台地的淹没, 界线附近出现铁锰氧化物, 指示沉积间断. 上覆恩巴组底部古水深明显变大(Hu等, 2012; Li J等, 2015). 宗浦组与恩巴组界线处的沉积环境变化与前隆构造抬升导致古水深变浅的趋势相反, 因而不能作为前隆出现的沉积响应.

(2) 宗浦组内古新世-始新世界线. 岗巴地区古新世-始新世界线附近出现一套由碳酸盐砾石组成的砾岩层(王曦等, 2010; Zhang等, 2012; Li J等, 2015). 砾岩中的砾石不仅包括下伏地层的碳酸盐岩, 还有地层中时代缺失的、不整合时期的碳酸盐岩(Li J等, 2015). 因此, 这套砾岩记录了地层侵蚀所形成的平行不整合. 最近我们在定日遮普热山地区、亚东堆纳地区, 也在相当层位发现了类似的碳酸盐砾石层, 显示这一地层界线在区域上广性泛存在. 碳酸盐岩微相分析表明, 砾岩之下的古新统碳酸盐岩地层沉积于开放碳酸盐中缓坡环境, 而砾岩之上的始新统碳酸盐岩沉积于局限潟湖环境(Li J等, 2015). 这表明在界线处发生了明显海退事件, 很可能反映了区域构造抬升.

一些学者认为定日-岗巴地区在古新世-始新世界线附近(~56Ma)出现的这套碳酸盐砾岩, 记录了印度-亚洲大陆初始碰撞后, 前隆隆起导致地貌抬升而形成的不整合(Zhang等, 2012; Li J等, 2015). 之后随着前隆向南迁移, 这些地区逐步沉降, 发育始新统碳酸盐缓

坡沉积, 直到恩巴组亚洲大陆碎屑物质到达, 前渊沉积作用开始.

(3) 基堵拉组与宗浦组界线. Hu等(2012)基于定日地区宗浦组整体为碳酸盐缓坡, 可能代表前隆迁移之后的盆地沉降, 提出宗浦组碳酸盐岩与基堵拉组石英砂岩之间的岩相突变(~62Ma)可能代表初始碰撞的地层响应. 我们最近的野外调查发现, 基堵拉组与宗浦组之间为整合接触(Hu等, 2016b), 由碎屑滨岸沉积过渡为泻湖相碳酸盐沉积, 没有明显的沉积环境、古水深的变化, 也缺乏不整合标志. 因此, 这一界线作为前隆出现的可能性也不大.

这里需要特别指出的是, 前隆发育与否是识别定日-岗巴地区大陆初始碰撞的地层记录的理论基础. 如果初始碰撞后周缘前陆盆地确实存在前隆隆起, 并逐渐向克拉通方向迁移, 那么定日-岗巴地区最可能的地层界线为古新世-始新世界线; 如果不存在前隆隆起, 那么利用这种方法来约束初始碰撞时间就存在问题, 这有待于今后进一步研究.

4.2 亚洲南缘仲巴-达金地区

亚洲大陆南缘上白垩统-古近系完整保存于仲巴县错江顶地区, 包括上白垩统帕达那组、曲贝亚组、古近系曲下组、加拉孜组(刘成杰等, 1988). 由于这套地层记录了日喀则弧前盆地消亡和印度-亚洲板块初始碰撞等重要地质信息, 长期受到关注(刘成杰等, 1988; 万晓樵和丁林, 2002; 贾建称等, 2005; Ding等, 2005; Hu等, 2016a). 王成善等(2003)最先将错江顶群(曲下组与加拉孜组)与印度-亚洲大陆碰撞联系起来, 将其解释为碰撞型三角洲沉积. Ding等(2005)识别出上白垩统曲贝亚组与古新统曲下组之间的不整合, 并将其作为印度-亚洲大陆的初始碰撞或新特提斯洋壳仰冲的证据. Orme等(2015)对萨嘎罗波峰地区白垩纪-古近纪弧前盆地地层进行调查, 发现了海相地层之上出现河流相地层, 并认为与印度-亚洲大陆碰撞有关; Hu等(2016a)对错江顶地区上白垩统-古近系进行了详细的剖面实测和野外沉积学观察, 在此基础上, 系统开展了底栖大有孔虫生物地层、沉积岩石学、沉积相分析、物源区分析研究工作. 结合前人的资料, 对这套地层获得以下认识(Hu等, 2016a):

(1) 底栖大有孔虫分析表明, 曲贝亚组的时代为Maastrichtian晚期, 而加拉孜组的时代为古新世Selandian晚期至Thanetian晚期(底栖大有孔虫带SBZ3-SBZ5, ~58.7~55.98Ma). 考虑到曲下组为扇三角洲快速堆积, 且沉积厚度不大, 认为曲贝亚组和曲下组之间存在7~8Ma的地层缺失.

(2) 帕达那组碎屑组分以石英岩屑砂岩, 火山岩岩屑为主, 曲下组砂岩中石英和长石含量增加, 而加拉孜组则为长石岩屑石英砂岩(按Garzanti, 2016成分分类). 砂岩碎屑组分由“未切割岩浆弧”向“切割弧”的演化(Dickinson, 1985), 反映了古新世晚期冈底斯弧快速的剥露作用.

(3) 仲巴地区帕达那组、曲下组和加拉孜组中均发现了大量的碎屑铬尖晶石, 其元素地球化学组成类似于昂仁组的碎屑铬尖晶石, 不同于雅鲁藏布蛇绿岩的铬尖晶石. 结合古地理位置和岩石的物源区特征, 错江顶地区上白垩统-古近系碎屑铬尖晶石来自拉萨地体而并非雅鲁藏布蛇绿岩套. 因此, 铬尖晶石研究不支持雅鲁藏布蛇绿岩在该时期发生了仰冲作用.

综合地层学和物源分析资料, 曲贝亚组和之上曲下组之间的不整合很可能是印度-亚洲大陆的初始碰撞引起的(Hu等, 2016a). 如果这一认识成立, 印度-亚洲初始碰撞的时间应早于~58Ma, 但不会早于65Ma. 初始碰撞发生后, 亚洲南缘可能发生隆升和快速剥露作用, 导致错江顶地区曲贝亚组和曲下组碎屑组分发生变化(Hu等, 2016a). 这里需要特别指出的是: 许多弧前盆地研究表明, 大洋俯冲阶段也可能发生区域的抬升, 导致沉积环境突变和不整合的产生(Ando和Tomosugi, 2005). 今后的工作需要对曲贝亚组和曲下组之间的接触关系进行更详细的工作.

另外, 在冈仁波齐地区出露一套浅海粗碎屑岩地层——达金组, 其沉积时代为始新世最早期(~54Ma左右)(闫臻等, 2005, 2006). 地层中包含大量再旋回的沉积岩岩屑, 碎屑锆石年龄和Hf同位素指示这些碎屑的最初源区为冈底斯. 基于此, 将达金组解释为前陆盆地楔顶沉积物, 碎屑物质可能来自早期的弧前盆地地层(Wang等, 2015). 如果这一解释得到确认的话, 大陆初始碰撞时间将发生在达金组沉积之前(>54Ma).

5 印度-亚洲大陆初始碰撞的穿时性

由于被动大陆边缘不规则性以及正向-斜向俯冲

的差异, 其与活动大陆边缘的碰撞在走向上很难是同时的, 这导致了穿时碰撞概念的提出. 由于目前对碰撞穿时性缺乏定量的标准, 难以进行准确的描述. 在此我们定义, 在不考虑两点之间的距离的情况下, 考虑到研究误差和精度, 如果大陆边缘两点的初始碰撞时间差小于5Ma, 可以近似认为同时碰撞; 如果两点初始碰撞时间差在5~10Ma, 称之为穿时碰撞; 如果两点初始碰撞时间差超过10Ma, 称之为显著穿时碰撞.

Rowley(1996)把最高海相层消失的时间作为初始碰撞时间, 认为印度和亚洲大陆的碰撞时间在西喜马拉雅地区为52Ma, 而在东喜马拉雅地区为40Ma之后, 据此提出印度-亚洲大陆碰撞存在显著的穿时性. 这一认识引发了后续关于印度-亚洲大陆碰撞穿时性的持续讨论(Ding等, 2005; Najman等, 2005; Hu等, 2012).

在西喜马拉雅和东喜马拉雅地区, 目前尚没有与中喜马拉雅萨嘎-江孜地区相似的深水沉积记录报道. 同时, 亚洲大陆一侧同碰撞的沉积记录(Indus弧前盆地)由于后期构造作用导致强烈变形, 加之地层层序存在问题(Henderson等, 2010, 2011), 原来认为是印度地来源的基底地层被证实为亚洲物源, 因而弧前盆地地层的物源分析工作并不能用来约束初始碰撞时间(Wu等, 2007; Henderson等, 2011).

在特提斯喜马拉雅地区, 唯一可以用来判别印亚大陆初始碰撞穿时性的地层记录来自特提斯喜马拉雅南带浅海沉积. 西喜马拉雅Zanskar地区(特提斯喜马拉雅南带)发育完整的古近系(图6), 包括Danian期Stumpata组石英砂岩、Selandian-Ypresian早期Dibling组碳酸盐台地沉积、始新世早-中期具有亚洲物源的Kong组灰绿色泥岩、砂岩和Chulung La组紫红色砂岩(Nicora等, 1987; Garzanti等, 1987; Green等, 2008). 这些地层记录在岩相、沉积环境、地层时代、物源等方面均可与中喜马拉雅定日-岗巴地区的基堵拉组石英砂岩、宗浦组碳酸盐台地、恩巴组灰绿色泥质岩、砂岩和扎果组紫红色砂岩、页岩进行对比(Najman等, 2010; Hu等, 2012; Li J等, 2015; 图6). Kong组与藏南恩巴组一样, 为Zanskar地区最晚的海相沉积, Chulung La组与扎果组类似, 代表三角洲平原洪泛沉积(Garzanti等, 1987; Green等, 2008; Najman等, 2017). Kong组和Chulung La组砂岩碎屑组分、碎屑锆石等分析表明, 其物源来自亚洲一侧, 区别于下伏地层(如Stumpata组)(Nicora等, 1987; Najman等, 2017). 有孔虫化石限定Kong组时代为浮游有孔虫P8带(50.5Ma)(Garzanti等, 1987; Green等, 2008; Najman等, 2017). Zanskar地区在古新世-始新世界线附近(56Ma)同样出现沉积环境的突变, 代表一次海平面突然下降事件(Garzanti等, 1987). 如前所述, 如果古新世-始新世界线沉积环境的突变被解释为前隆隆起迁移所造成(Li等, 2017)得到证实的话, 那么喜马拉雅中部、西部大陆初始碰撞时间在误差范围内是一致的, 不存在明显的穿时碰撞.

这一基于特提斯喜马拉雅地层记录类比分析得到

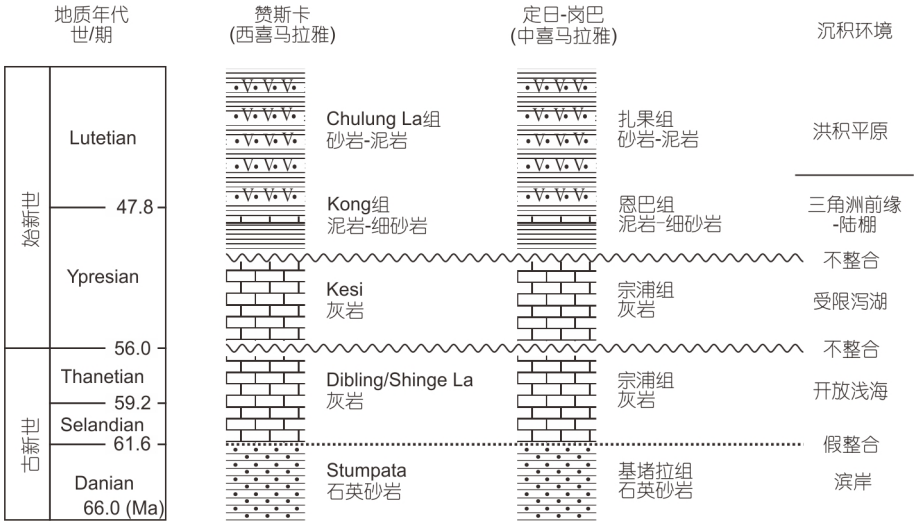

图 6　中、西喜马拉雅地区印度大陆北缘浅海地区地层-沉积对比图

据Garzanti等(1987)、Hu等(2012)和Li J等(2015)综合

的结论也得到其他地质证据的支持. 例如西喜马拉雅Zanskar地区Tso Morati榴辉岩研究表明, 大陆超高压深俯冲变质作用时间发生在53~51Ma(Leech等, 2005; St-Onge等, 2013)或47~43Ma(Donaldson等, 2013). 在考虑俯冲速率和俯冲深度后, 初始碰撞时间大体为57Ma(Leech等, 2005). 印度西喜马拉雅Vastan地区最早的陆地哺乳动物群出现印度-亚洲混生特征, 约束了印度-亚洲大陆碰撞时间不晚于早始新世(54Ma; Clementz等, 2011); 这种混生特征陆地哺乳动物还在巴基斯坦Ghazij组和Kuldana(50~48Ma)、印度北部Subathu组(Gingerich等, 1997; Thewissen等, 2001), 进一步支持这种认识. 西喜马拉雅这些研究结果支持初始碰撞时间发生在古新世, 与中喜马拉雅桑单林剖面根据物源变化获得的初始碰撞时间相差不大.

沿低喜马拉雅分布着一套浅海相的始新世地层, 包括尼泊尔Bhainskati组(DeCelles等, 2004; Najman等, 2005)、印度Subathu组(Najman和Garzanti, 2000; Ravikant等, 2011)、巴基斯坦Patala组(Critelli和Garzanti, 1994; Najman等, 2001); 类似的始新世浅海沉积还出现在东喜马拉雅Siang和东构造结地区(Acharyya, 2007). 这套始新世浅海相地层通常被认为是该时期喜马拉雅前陆盆地沉积(DeCelles等, 1998, 2004, 2014; Najman, 2005). 详细的物源区分析表明, 尼泊尔Bhainskati组物源来自特提斯喜马拉雅碎屑物质为主, 并没有出现冈底斯弧特征的中酸性火山岩岩屑(DeCelles等, 2004, 2014; Najman等, 2005; Ravikant等, 2011), 而印度Subathu组和巴基斯坦Patala-Balakot组却出现丰富的火山岩屑, 东部缅甸Barail组火山岩屑少量(Garzanti等, 1996; Najman和Garzanti, 2000; Najman等, 2008).

这套浅海相地层之上, 渐新世-早中新世缺失, 表现为不整合. 早中新世之后, 大范围出现喜马拉雅陆相磨拉石前陆盆地沉积(Najman, 2005). 低喜马拉雅地区沿线分布的这套始新世浅海相地层是否属于喜马拉雅前陆盆地还存在不同的意见. 即使被确认为碰撞后前陆盆地的一部分, 其沉积时代也仅仅约束的是初始碰撞的上限.

最近, 巴基斯坦印度板片之上的下印度斯盆地(lower Indus basin)晚白垩世-新近纪物源分析结果显示, 该盆地早期物源来自印度大陆, 晚期物源来自亚洲大陆, 物源转变的时间为~50Ma(Zhuang等, 2015), 约束该地区大陆初始碰撞发生在50Ma之前. 同样, Ding等(2016)研究巴基斯坦Hazara-Kashmir地区古近纪-中新世沉积物源, 发现印度物源到亚洲物源的改变时间发生在56~55Ma.

基于以上讨论, 我们认为, 从目前的沉积记录研究来看, 印度-亚洲大陆初始碰撞在喜马拉雅的中部与西部之间并不存在明显的穿时性; 东喜马拉雅因缺乏相应的地层记录而无法进行评价.

6 从沉积记录反演印亚大陆碰撞过程

6.1 最高海相地层与特提斯海的消亡

大陆初始碰撞后, 新特提斯洋壳消失, 印度-亚洲大陆之间还被海水分隔(余光明和王成善, 1990). 海水完全从碰撞带退出后, 印度和亚洲的陆地才接触. 有学者将这一事件之前的陆-陆相互作用称之为软碰撞, 而之后称之为硬碰撞(丁林等, 2017). 残留特提斯海消亡的时间一般通过研究碰撞带附近的最高(最年轻)海相层的时代来获得(Blondeau 等, 1986).

目前在藏南发现的特提斯喜马拉雅最高海相地层包括岗巴-定日地区恩巴-扎果组、萨嘎地区者雅组、江孜地区甲查拉组; 亚洲南缘最高海相地层包括仲巴地区加拉孜组、冈仁波齐地区达金组. 恩巴组和扎果组沉积于三角洲前缘-三角洲平原环境, 其在堆纳地区的最晚时代可达Priabonian早期(约35Ma)(万晓樵, 1987; Willems和Zhang, 1993a; 李国彪和万晓樵, 2003; Jiang等, 2016), 而在定日地区可持续到Lutetian期(43~41Ma; Willems和Zhang, 1993b; Willems等, 1996)或Priabonian晚期(钙质超微化石带NP20, 34Ma)(Wang等, 2002); 者雅组为深水浊流沉积, 其时代为古新世中晚期(DeCelles等, 2014; Hu等, 2015). 甲查拉组深水海相沉积的时代仅粗略约束为古近纪(李国彪等, 2004). 加拉孜组、达金组浅海相沉积持续到早始新世Ypresian(52~54Ma; 万晓樵和丁林, 2001; Wang等, 2015; Hu等, 2016a).

在西喜马拉雅Zanskar地区, 与藏南恩巴组-扎果组相对应的三角洲相Chulung La组-Kong组, 根据底栖大有孔虫和碎屑锆石最年轻年龄, 其时代大致限定于53~51Ma(Nicora等, 1987; Green等, 2008; Najman等, 2017). Indus弧前盆地最晚期海相灰岩时代被限定为底栖大有孔虫SBZ11(51~49Ma)(Henderson等, 2010). 在

低喜马拉雅地区, 尼泊尔Bhainskati组、印度Subathu组、巴基斯坦Patala组以及东构造结地区海相沉积结束时间被限定为始新世中期(43~41Ma; Critelli和Garzanti, 1994; DeCelles等, 2004; Najman等, 2005; Acharyya, 2007; Ravikant等, 2011; Bhatia等, 2013).

基于此, 最高海相地层在亚洲南缘(弧前盆地地区)的时代为始新世早期(54~49Ma), 特提斯喜马拉雅海相地层的结束时间在西部Zanskar地区约为53~51Ma(Najman等, 2017), 在定日-岗巴地区为43~41Ma(Willems和Zhang, 1993b; Willems等,1996), 而最东部的堆纳地区可延续到~35Ma(万晓樵, 1987; Willems和Zhang, 1993a; 李国彪和万晓樵, 2003; Jiang等, 2016). 这似乎意味着海水是从西向东逐渐退出的. 但由于相应地层的时代约束还存在争论, 准确得出这一结论还需要更深入的研究工作

6.2 陆相磨拉石沉积出现与喜马拉雅山脉的隆起

陆相磨拉石沉积是碰撞缝合带或前陆冲断带隆起的产物(Gansser, 1964), 代表了造山带隆起的时间. 对于具体地区而言, 这一时间晚于海相沉积结束的时间, 更大大滞后于大陆初始碰撞时间.

在雅鲁藏布缝合带中存在两套“磨拉石”(尹集祥等, 1988), 分别为南侧沿雅鲁藏布蛇绿岩分布的柳区砾岩和北侧沿冈底斯南麓分布的秋乌组和大竹卡组(冈仁波齐砾岩). 柳区砾岩的时代是长期争论的焦点, 古植物化石显示其时代可能为始新世中-晚期(陶君容, 1988; 方爱民等, 2004), 孢粉化石指示始新世末期到渐新世(韦利杰等, 2009). 低温热年代学数据认为其时代更年轻(渐新世末期-早中新世)(Li G W等, 2015; Leary等, 2016). 柳区砾岩主要形成于冲积扇-辫状河环境(Davis等, 2002), 其物源包括雅鲁藏布蛇绿岩、修康混杂岩、特提斯喜马拉雅(Davis等, 2002; Wang等, 2010; Leary等, 2016). 柳区砾岩的出现与大反向断裂的发育密切相关, 指示雅鲁藏布缝合带在该时期的隆升.

秋乌组和大竹卡组的沉积环境自下向上由湖泊、曲流河向辫状河、冲积扇演化(Wang等, 2013). 孢粉和凝灰岩锆石年龄约束秋乌组和大竹卡组的沉积时间为晚渐新世-早中新世(26~18Ma; Aitchison等, 2009, 2011; Li等, 2010; DeCelles等, 2011; Wang等, 2013). 秋乌组物源来自北侧的冈底斯弧, 大竹卡组物源来自南侧的特提斯喜马拉雅地体、日喀则弧前盆地、雅鲁藏布缝合带, 指示该时期沿缝合带出现短暂拉张和之后大反向逆冲断裂的发育(DeCelles等, 2011; Wang等, 2013).

在小喜马拉雅(Sub-Himalaya)地区, 最早的喜马拉雅山前磨拉石在尼泊尔Tansen、印度Kangra地区分别为Dumre组、Dharamsala组, 时代为早中新世21~20Ma(White等, 2002; DeCelles等, 2004; Najman等, 2005). 在印度Subathu地区为Dagshai组, 其时代稍早(<30Ma, Najman等, 2001). 在巴基斯坦, 最早陆相沉积Murree组时代为早中新世(Critelli和Garzanti, 1994).

从以上资料可知, 雅鲁藏布缝合带附近的陆相砂砾岩沉积很可能出现在渐新世晚期-早中新世时期(26~18Ma); 而小喜马拉雅山前磨拉石沉积在21Ma开始发育. 可以肯定的是, 早中新世时期, 碰撞缝合带和喜马拉雅地区均发生快速的隆升和剥蚀剥露. 这一时期, 由于大反向逆冲断裂的发育, 在冈底斯和大反向逆冲断裂上盘之间出现平行于缝合带的低地, 为雅鲁藏布江、印度河的诞生创造了条件(Sinclair和Jaffey, 2001; Wang等, 2013).

6.3 从沉积记录反演喜马拉雅造山带演化

根据藏南构造-岩浆事件的时空分布、岩石组合、岩石地球化学特征以及岩浆演化序列等, Chung等(2005)、侯增谦等(2006)把印度-亚洲碰撞过程大致划分为三个演化阶段: 主碰撞期(65~40Ma)、晚碰撞期(40~26Ma)和后碰撞期(26~0Ma). 基于藏南白垩纪-第三纪沉积记录, 结合区域地质资料, 我们采用Hodges(2000)的划分方案, 把喜马拉雅早期造山过程划分为四个阶段(图7).

始喜马拉雅初始阶段: 古新世中期-早始新世(59~52Ma). 印度-亚洲大陆初始碰撞, 特提斯喜马拉雅北带发育深水浊流(桑单林组和者雅组)和碎屑流(宗卓组)沉积; 特提斯喜马拉雅南带的定日-岗巴-Zanskar地区发育碳酸盐台地. 不整合(~56Ma)可能出现在古新世-始新世界线, 很可能为初始碰撞导致前隆出现. 亚洲南缘发育曲下组和加拉孜组扇三角洲沉积, 不整合于弧前盆地地层之上; 同一时期冈底斯弧发生快速剥露作用, 并出现大规模的火山岩(林子宗火山岩)(Zhu等, 2015; 朱弟成等, 2017).

始喜马拉雅早期阶段: 始新世早-中期(52~41Ma). 随着碰撞的持续进行, 印度-亚洲之间的海相同碰撞盆

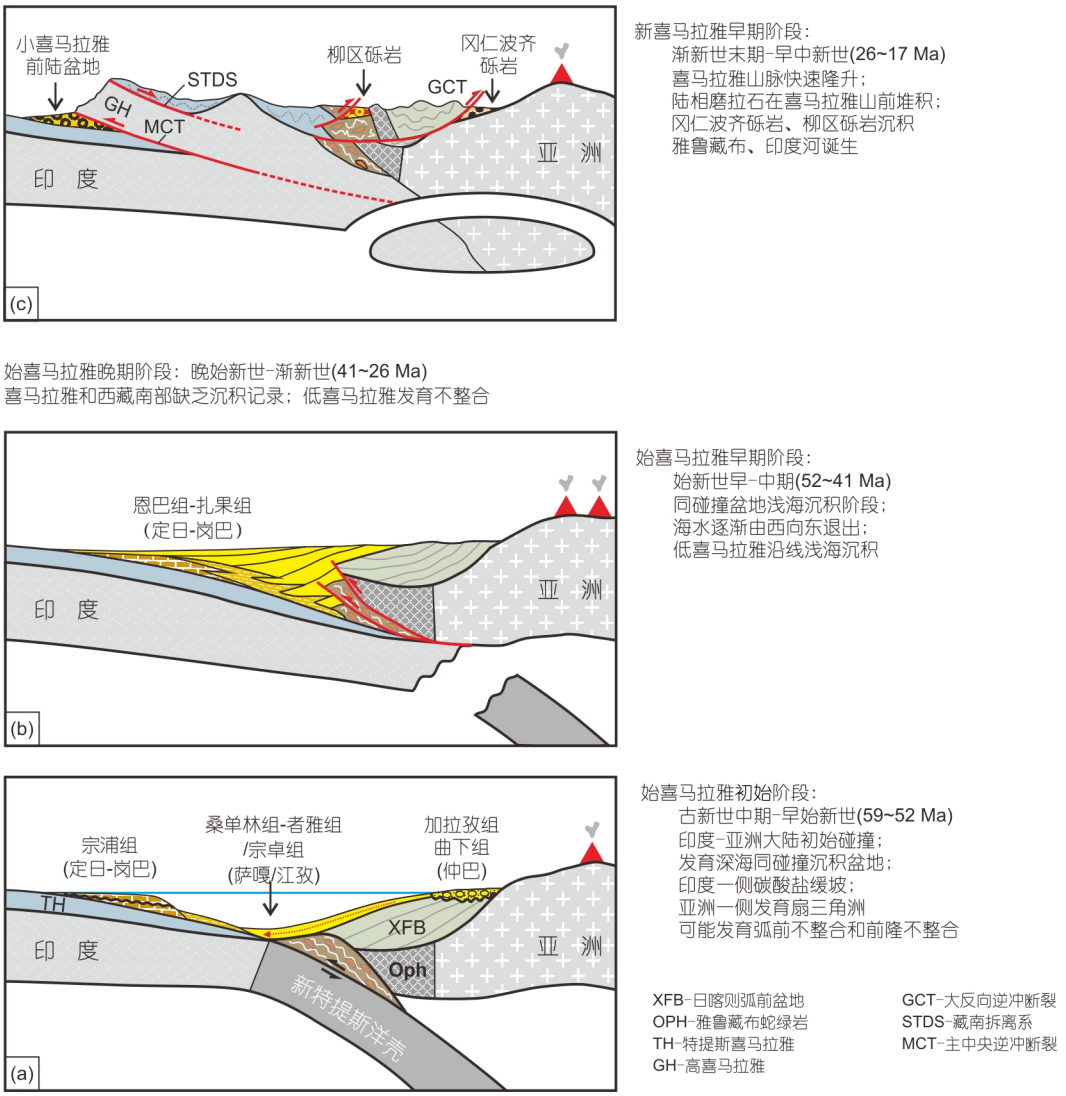

图 7　基于喜马拉雅和藏南沉积记录反演的喜马拉雅造山带演化过程

(a) 始喜马拉雅初始阶段(59~52Ma); (b) 始喜马拉雅早期阶段(52~41Ma); (c) 新喜马拉雅早期阶段(26~18Ma). XFB, 日喀则弧前盆地; OPH, 雅江缝合带蛇绿岩; TH, 特提斯喜马拉雅; GCT, 大反向逆冲断裂; STDS, 藏南拆离系, GH, 高喜马拉雅; MCT, 主中央逆冲断裂

地不断充填, 海水逐渐从缝合带退出. 从目前的资料看, 特提斯喜马拉雅海相地层的结束时间在西部Zanskar地区约为52~50Ma, 在定日-岗巴地区为43~41Ma, 而最东部的堆纳地区可延续到~35Ma. 海水很可能是自西向东逐渐退出喜马拉雅地区. 这一时期, 低喜马拉雅出现浅海相沉积(尼泊尔Bhainskati组和印度Subathu组), 接受来自隆起的特提斯喜马拉雅碎屑物质; 而西部的印度Subathu组接受亚洲来源的火山和超基性岩岩屑. 目前还不清楚这些地层与特提斯喜马拉雅地层的关系: 是统一连通的海洋还是两个独立的海湾? DeCelles等(1998, 2004)将这些地层解释为喜马拉雅欠充填前陆盆地隆后沉积, 但这仅仅是依据前陆盆地模型的一种解释.

始喜马拉雅晚期阶段: 始新世末期-渐新世(41~26Ma). 整个缝合带和喜马拉雅地区缺乏该时期的地层记录, 在低喜马拉雅地区表现为不整合(Singh, 2003; DeCelles等, 2004). 海水完全退出, 但没有地质证据表明喜马拉雅在这一时期发生了明显的地貌抬升. 同时, 这一时期也是冈底斯岩浆作用的间歇期(Chung等, 2005). 推测这一时期印度大陆板片低角度

俯冲, 构造变形集中于青藏高原内部.

新喜马拉雅早期阶段: 渐新世末期- 早中新世(26~17Ma). 喜马拉雅山脉快速隆起, 磨拉石沉积在小喜马拉雅地区沿线快速堆积. 雅鲁藏布缝合带出现两套砾岩带. 喜马拉雅这一时期出现强烈的构造-岩浆活动, 如淡色花岗岩(吴福元等, 2015), 记录了造山作用的演化过程. 由于大反向逆冲断裂的发育, 为沿雅鲁藏布缝合带的大型河流(雅鲁藏布和印度河)的诞生提供了条件(Sinclair和Jaffey, 2001; Wang等, 2013).

7 有效限定大陆初始碰撞时间的沉积学方法

大陆初始碰撞时间仅仅是一个假想的时间节点, 缺乏直接的地质标志. 但是, 大陆碰撞一旦发生了, 会在地质记录上留下其特有的痕迹. 地质学家的任务就是通过这些地质记录来反演碰撞时间. 正如李继亮等(1999)所说: “碰撞造山带最令人瞩目的是大洋岩石圈消亡后, 两个陆壳块体碰撞接触的时间, 即碰撞事件的时间. 从大洋岩石圈消减到大陆岩石圈消减是一个连续的过程. 碰撞事件没有留下明显可见的直接地质记录, 是碰撞造山带中普遍的情况. 板块构造理论把碰撞事件作为碰撞造山作用的起始时代, 因而就必须利用碰撞事件下限时间与上限时间之间的间隔, 使其逐渐缩小, 来限定该事件的时代. ”

李继亮等(1999)曾对碰撞时间的地质学标志进行过系统总结, 分别提出了7种确定碰撞事件时代的下限标志(最老碰撞时间约束)和7种上限标志(最小碰撞时间约束). 其中与地层-沉积有关的下限标志有两种, 即“混杂带中深海沉积物最年轻的生物年代”和“前陆褶皱冲断带中被动大陆边缘年轻的海相沉积的时代”; 上限标志有一种, 即“磨拉石盆地沉积物提供的时代”.

根据在喜马拉雅造山带中的资料, 我们认为李继亮等(1999)提出的这些标志需要重新认识. “混杂带中深海沉积物最年轻的生物年代”作为判别碰撞时间的下限标志, 其假设前提是: 混杂岩形成于大洋俯冲阶段. 但实际上, 混杂岩既可以形成于大洋俯冲阶段, 也可以形成于初始碰撞之后的大陆俯冲阶段. 例如雅鲁藏布江缝合带内的修康混杂岩, 既含有来自活动大陆边缘和洋壳的沉积物, 也包括印度大陆最北端的深海沉积物, 表明其混杂作用一直持续到印度-亚洲大陆初始碰撞之后(An等, 2017).

“前陆褶皱冲断带中被动大陆边缘年轻的海相沉积的时代”这一标志很难在研究初始碰撞时间时被采用. 在大陆初始碰撞后, 被动大陆边缘(前陆)海相沉积并没有嘎然终止, 而是一直持续到碰撞之后的欠补偿周缘前陆盆地(Sinclair, 1997). 只有在准确判定了这些海相地层的构造背景之后, 其时代对于讨论初始碰撞时间才有意义. 然而, 如何判别“年轻的海相沉积”是属于碰撞前的被动大陆边缘沉积还是碰撞后的周缘前陆盆地沉积本身存在很大的困难. 从印度-亚洲大陆碰撞带地质记录来看, 特提斯海相环境持续到40~35Ma, 比初始碰撞时间要晚至少20Ma. 类似的情况也广泛存在其他地区. 例如, 阿拉伯-欧亚板块的初始碰撞至少在中新世之前已经发生(Homke等, 2009), 但波斯湾至今存在; 巴布亚新几内亚与澳大利亚的初始碰撞至少在渐新世中期(28Ma)已经发生(Pigram等, 1989), 但澳大利亚陆块北缘依然被海水覆盖. 因此, 海相地层的消亡时间应明显滞后于初始碰撞时间, 不能用来精确约束初始碰撞时间.

“磨拉石盆地沉积物的时代”作为碰撞时间的上限本身没有问题, 但该上限的精确性需要考虑. 从印度-亚洲大陆碰撞带来看, 柳区砾岩、大竹卡组砾岩、小喜马拉雅磨拉石等传统认为的碰撞磨拉石沉积比初始碰撞时间至少要晚30Ma. 从阿尔卑斯来看, 最早磨拉石沉积出现在渐新世(约30Ma), 比古新世初始碰撞时间至少要晚32~25Ma(Sinclair, 1997; Garzanti和Malusà, 2008). 陆相磨拉石沉积是造山带隆起的产物, 其沉积时间晚于海相地层结束的时间, 更明显滞后于初始碰撞时间. 因此, 无法对初始碰撞时间进行有效约束.

基于我们在印度-亚洲大陆碰撞带的研究, 如何通过地层-沉积学方法准确约束大陆初始碰撞的时间, 提供以下几点建议(图8):

(1) 由于最高海相沉积和磨拉石沉积通常在造山带保存较好, 因此可根据缝合带两侧正常海相沉积结束的时间、磨拉石沉积的时间来限定大陆初始碰撞的上限时间. 从喜马拉雅造山带来看, 真正的初始碰撞时间通常比正常海相沉积结束要早20~25Ma, 而磨拉石出现比初始碰撞要晚30~40Ma, 甚至更长的时间.

(2) 在被动大陆边缘紧邻缝合带附近, 寻找深水环境的地层剖面(类似于印亚大陆碰撞带萨嘎桑单林剖面), 开展详细的地层学、沉积学、物源分析工作, 如

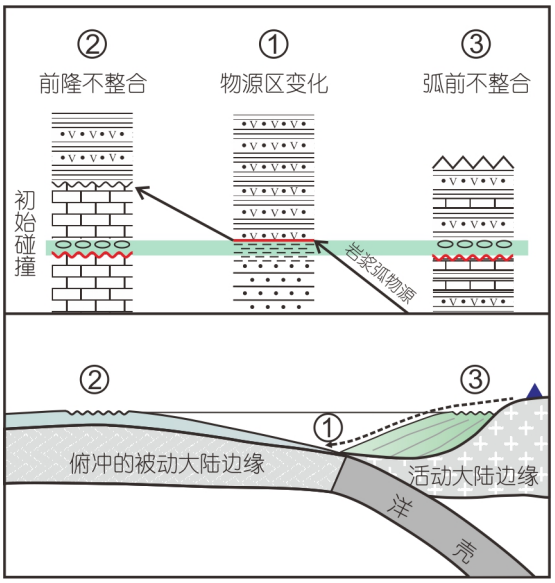

图 8　基于印度-亚洲大陆碰撞带研究推荐的确定大陆初始碰撞时间的沉积学方法示意图

成功获得物源区从被动大陆向活动大陆转变的时间, 则可以用来准确地约束大陆初始碰撞时间. 但由于深水环境地层剖面位于缝合带附近, 往往遭受后期强烈的变形和破坏, 完整保存的概率很小, 因而在碰撞造山带寻找合适的地层剖面本身具有很大的挑战性.

(3) 在被动大陆边缘、活动大陆边缘寻找大陆初始碰撞导致盆地性质变化的沉积记录. 在浅海相被动大陆边缘一侧, 前隆不整合的出现可以最大程度地限定初始碰撞时间, 在地层记录中也比较容易识别. 相比较而言, 活动大陆边缘从弧前盆地向同碰撞前陆盆地的转变则相对困难得多, 沉积记录也保留的要少一些. 但值得注意的是, 这种方法主要基于周缘前陆盆地的演化模型, 且需要排除地层不整合或沉积环境突变作为前隆不整合的其他因素(如气候)的可能性.

8　结论

沿雅鲁藏布缝合带两侧分布的古近系沉积记录为研究印度-亚洲大陆初始碰撞提供了可能. 本文采用大陆之间洋壳消失、陆壳与陆壳初始接触这一初始碰撞的定义. 萨嘎桑单林剖面深海浊积岩所记录的物源区变化(由印度物源转变为亚洲物源)精确限定印度-亚洲大陆初始碰撞时间为(59±1)Ma, 仲巴、江孜、定日和岗巴等地区喜马拉雅欠充填前陆盆地的启动时间与这一时间大体一致. 从目前的沉积记录研究来看, 印度-亚洲大陆初始碰撞在喜马拉雅的中部与西部之间并不存在明显的穿时性. 从喜马拉雅造山带来看, 碰撞缝合带附近海相沉积的消失、陆相磨拉石的出现比初始碰撞时间分别晚20~25Ma、30~40Ma. 基于沉积记录, 我们将印度-亚洲大陆碰撞过程划分为四个阶段: (1) 始喜马拉雅初始阶段, 古新世中期-早始新世(59~52Ma), 初始碰撞发生, 同碰撞盆地存在深海沉积, 印度大陆一侧发育碳酸盐缓坡; (2) 始喜马拉雅早期阶段, 始新世早-中期(52~41Ma或35Ma), 以发育浅海沉积为特征, 新特提斯海湾逐渐消亡; (3) 始喜马拉雅晚期阶段, 始新世末期-渐新世(41~26Ma), 碰撞带缺乏沉积作用; (4) 新喜马拉雅早期阶段, 渐新世末期-早中新世(26~17Ma), 喜马拉雅隆升、陆相磨拉石快速堆积, 沿缝合带发育雅鲁藏布江和印度斯河.

致谢　在研究工作中, 得益于与许多同行的讨论、交流、甚至争吵, 包括王成善、吴福元、鍾孫霖、丁林、朱弟成、王强、李祥辉、戴紧根、陈曦、Hugh Sinclair、Luba Jansa、Yani Najman和Jonathan Aitchison等. 感谢合作者Marcelle BouDagher-Fadel、Isabella Raffi、Ted Moore、黄文涛和Alexander Webb等. 感谢先后参加此项工作的学生: 姜禾禾、郭荣华、孙高远、周博、韩中和陈蕾等. 正是这些良师益友的建议、讨论和帮助才促使让这项研究工作的不断深入, 使得撰写这篇综述文章成为可能. 特别感谢吴福元院士的邀请.

参考文献

蔡福龙, 丁林, 张清海, 徐晓霞, 岳雅慧, 张利云, 许强. 2008. 雅鲁藏布江周缘前陆盆地物源分析及构造演化. 岩石学报, 24: 430–446

常承法, 郑锡澜. 1973. 中国西藏南部珠穆朗玛峰地区构造特征. 地质科学, 8: 1–12

陈国铭, 李光岑, 曲景川. 1984. 西藏南部混杂堆积及其地质意义, 喜马拉雅地质. 北京: 北京出版社. 19–25

丁林. 2003. 西藏雅鲁藏布江缝合带古新世深水沉积和放射虫动物群的发现及对前陆盆地演化的制约. 中国科学D辑: 地球科学, 33: 47–58

丁林, 蔡福龙, 张清海, 张利云, 许强, 杨迪, 刘德亮, 钟大赉. 2009. 冈底斯-喜马拉雅碰撞造山带前陆盆地系统及构造演化. 地质科学, 44: 1289–1311

丁林, 蔡福龙, 王厚起, 宋培平, 纪伟强, 许强, 张利云. 2017. 印度与欧亚大陆碰撞的时限、方式和过程. 中国科学: 地球科学, doi: 10.1360/N072016-00244

方爱民, 闫臻, 刘小汉, 潘裕生, 李继亮, 俞良军, 陶君容. 2004. 藏南柳区砾岩中古植物化石群的时代及其在大地构造上的意义. 自然科学进展, 14: 1419–1427

高延林, 汤耀庆. 1984. 西藏南部的构造混杂体, 喜马拉雅地质(Ⅱ). 北京: 地质出版社. 27–44

胡修棉, 李娟, 安慰, 王建刚. 2017. 藏南白垩纪-古近纪岩石地层厘定与构造地层划分. 地学前缘 , 24: 174–194

胡修棉, 王成善, 李祥辉, 陈蕾. 2006. 藏南古错地区上侏罗统上部和下白垩统沉积相. 古地理学报, 8: 175–186

侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 杨志明, 董国臣, 丁林. 2006. 印度大陆与亚洲大陆早期碰撞过程与动力学模型——来自西藏冈底斯新生代火成岩证据. 地质学报, 80: 1233–1248

黄宝春, 陈军山, 易治宇. 2010. 再论印度与亚洲大陆何时何地发生初始碰撞. 地球物理学报, 53: 2045–2058

贾建称, 温长顺, 王根厚, 张振利, 汪立军. 2005. 西藏仲巴县穷果北部日喀则弧前盆地地层再认识. 西北地质, 38: 33–39

李国彪, 万晓樵. 2003. 藏南岗巴-定日地区始新世微体化石与特提斯的消亡. 地层学杂志, 27: 99–108

李国彪, 万晓樵, 刘文灿, 梁定益, Yun H. 2004. 雅鲁藏布江缝合带南侧古近纪海相地层的发现及其构造意义. 中国科学D辑: 地球科学, 34: 228–240

李红生. 2000. 藏南古近纪放射虫岩的发现——一个迟到的发现报告. 见: 第三届全国地层会议论文集. 北京: 地质出版社. 354–358

李继亮, 孙枢, 郝杰, 陈诲泓, 侯泉林, 肖文交, 吴继敏. 1999. 碰撞造山苦的碰撞事件时限的确定. 岩石学报, 15: 315–320

李祥辉, 王成善, 万晓樵. 1999. 藏南江孜县床得剖面侏罗-白垩纪地层层序及地层划分. 地层学杂志, 24: 303–309

李亚林, 王成善, 胡修棉, 王进军, 陈蕾. 2007. 西藏南部始新世早期放射虫动物群及其对特提斯闭合时间的约束. 科学通报, 52: 1430–1435

刘成杰, 尹集祥, 孙晓兴, 孙亦因. 1988. 西藏南部日喀则弧前盆地非复理石型海相上白垩统-下第三系. 中国科学院地质研究所集刊, 3: 130–157

莫宣学, 赵志丹, 周肃, 董国臣, 廖忠礼. 2007. 印度-亚洲大陆碰撞的时限. 地质通报, 26: 1240–1244

孙高远, 胡修棉, 王建刚. 2011. 藏南江孜县白沙地区宗卓混杂岩: 岩石组成与物源区分析. 地质学报, 85: 1343–1351

陶君容. 1988. 西藏拉孜县柳区组植物化石组合及古气候意义. 中国科学院地质研究所集刊. 北京: 科学出版社. 223–238

万晓樵. 1987. 西藏第三纪有孔虫生物地层及地理环境. 现代地质, 1: 15–47

万晓樵, 丁林. 2001. 西藏仲巴地区白垩纪末期—始新世早期海相地层. 地层学杂志, 25: 267–272

万晓樵, 丁林. 2002. 西藏吉隆白垩纪末期浮游有孔虫的发现及其年代意义. 古生物学报, 41: 89–95

王成善, 李祥辉, 胡修棉. 2003. 再论印度-亚洲大陆碰撞的启动时间. 地质学报, 77: 16–24

王成善, 李祥辉, 万晓樵, 陶然. 2000. 西藏南部江孜地区白垩系的厘定. 地质学报, 74: 97–107

王建刚. 2011. 西藏日喀则地区喜马拉雅造山带沉积记录与盆地演化. 博士学位论文. 南京: 南京大学

王曦, 万晓樵, 李国彪. 2010. 西藏岗巴地区古新世-始新世界线地层及底栖大有孔虫的演替. 微体古生物学报, 2: 109–117

韦利杰, 刘小汉, 严富华, 麦学舜, 周学君, 李广伟, 刘小兵. 2009. 藏南古近系柳区砾岩孢粉化石的发现及初步研究. 微体古生物学报, 3: 249–260

魏玉帅, 李祥辉, 王成善, 曹珂. 2006. 藏南古近纪甲查拉组物源分析及其对印度-欧亚大陆碰撞启动时间的约束. 矿物岩石, 26: 46–55

吴福元, 黄宝春, 叶凯, 方爱民. 2008. 青藏高原造山带的垮塌与高原隆升. 岩石学报, 24: 1–30

吴福元, 刘志超, 刘晓驰, 季伟强. 2015. 喜马拉雅淡色花岗岩. 岩石学报, 31: 1–36

吴浩若, 尹集祥, 孙亦因. 1982. 西藏南部拉孜县中贝地区的混杂堆积. 见: 中国科学院地质研究所. 地质科研成果选编. 北京: 文物出版社. 33–44

闫臻, 方爱民, 潘裕生, 李继亮, 刘小汉, 俞良军. 2005. 西藏达金砾岩沉积环境、有孔虫时代及其大地构造意义. 自然科学进展, 5: 565–571

闫臻, 方爱民, 潘裕生, 李继亮, 刘小汉, 俞良军, 章炳高. 2006. 西藏达金海相碎屑岩的组成、地球化学特征及其构造背景. 岩石学报, 4: 949–960

尹集祥, 孙晓兴, 孙亦因, 刘成杰. 1988. 西藏南部日喀则地区双磨拉石带磨拉石岩系的地层学研究. 中国科学院地质研究所集刊, 3: 158–176

余光明, 兰伯龙, 王成善. 1984. 西藏江孜地区白垩纪深海中的滑塌堆积和浊流沉积作用. 青藏高原地质文集(15)——岩石、构造地质. 13–26

余光明, 王成善. 1990. 西藏特提斯沉积地质. 北京: 北京地质出版社

朱弟成, 潘桂棠, 莫宣学, 段丽萍, 廖忠礼. 2004. 印度大陆和欧亚大陆的碰撞时代. 地球科学进展, 19: 564–571

朱弟成, 王青, 赵志丹. 2017. 岩浆岩定量限定陆-陆碰撞时间和过程的方法和实例. 中国科学: 地球科学, doi; 10.1360/N072016-00243

Acharyya S K. 2007. Evolution of the Himalayan Paleogene foreland basin, influence of its litho-packet on the formation of thrust-related domes and windows in the Eastern Himalayas—A review. J Asian Earth Sci, 31: 1–17

Agnini C, Fornaciari E, Raffi I, Catanzariti R, Pälike H, Backman J, Rio D. 2014. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. Newsl Stratigr, 47: 131–181

Aitchison J C, Ali J R, Chan A, Davis A M, Lo C H. 2009. Tectonic implications of felsic tuffs within the Lower Miocene Gangrinboche

conglomerates, southern Tibet. J Asian Earth Sci, 34: 287–297
Aitchison J C, Badengzhu J C, Davis A M, Liu J, Luo H, Malpas J G, McDermid I R C, Wu H, Ziabrev S V, Zhou M. 2000. Remnants of a Cretaceous intra-oceanic subduction system within the Yarlung-Zangbo suture (southern Tibet). Earth Planet Sci Lett, 183: 231–244
Aitchison J C, McDermid I R C, Ali J R, Davis A M, Zyabrev S V. 2007. Shoshonites in southern Tibet record Late Jurassic rifting of a Tethyan Intraoceanic Island Arc. J Geol, 115: 197–213
Aitchison J C, Xia X, Baxter A T, Ali J R. 2011. Detrital zircon U-Pb ages along the Yarlung-Tsangpo suture zone, Tibet: Implications for oblique convergence and collision between India and Asia. Gondwana Res, 20: 691–709
An W, Hu X M, Garzanti E. 2017. Sandstone provenance and tectonic evolution of the Xiukang Mélange from Neotethyan subduction to India-Asia collision (Yarlung-Zangbo suture, south Tibet). Gondwana Res, 41: 222–234
An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, Porter S C. 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since Late Miocene times. Nature, 411: 62–66
Ando H, Tomosugi T. 2005. Unconformity between the Upper Maastrichtian and Upper Paleocene in the Hakobuchi Formation, north Hokkaido, Japan: A major time gap within the Yezo forearc basin sediments. Cretac Res, 26: 85–95
Beck R A, Burbank D W, Sercombe W J, Riley G W, Barndt J K, Berry J R, Afzal J, Khan A M, Jurgen H, Metje J, Cheema A, Shafique N A, Lawrence R D, Khan M A. 1995. Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia. Nature, 373: 55–58
Bhatia S, Bhargava O, Singh B P, Bagi H. 2013. Sequence stratigraphic framwork of the paleogene succession of the himalayan foreland basin: A case study from the Shimla Hills. J Palaeontol Soc Ind, 58: 21–38
Blondeau A, Bassoullet J P, Colchen M, Han T L, Marcoux J, Mascle G, van Haver T. 1986. Disparition des formations marines a l' Eocene Inferieur Himalaya. In: Le Fort P, Colchen M, Montenat C, eds. Evolution des Domaines Orogeniques d′ Asie Meridionale (de la Turquie al. Indonesie). Vol 47: Nancy, Sciences de la Terre. Nancy. 103–111
Cai F L, Ding L, Yue Y H. 2011. Provenance analysis of upper Cretaceous strata in the Tethys Himalaya, southern Tibet: Implications for timing of India-Asia collision. Earth Planet Sci Lett, 305: 195–206
Chan Sik Lap J. 2006. Paleocene Deep-Marine Sediments in Southern Central Tibet: Indications of An Arc-Continent Collision. Hong Kong: The University of Hong Kong. 201
Chu M F, Chung S L, Song B A, Liu D Y, O'Reilly S Y, Pearson N J, Ji J Q, Wen D J. 2006. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of southern Tibet. Geology, 34: 745–748
Chung S L, Chu M F, Zhang Y, Xie Y, Lo C H, Lee T Y, Lan C Y, Li X, Zhang Q, Wang Y. 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. Earth-Sci Rev, 68: 173–196
Clementz M, Bajpai S, Ravikant V, Thewissen J G M, Saravanan N, Singh I B, Prasad V. 2011. Early Eocene warming events and the timing of terrestrial faunal exchange between India and Asia. Geology, 39: 15–18
Copley A, Avouac J P, Royer J Y. 2010. India-Asia collision and the Cenozoic slowdown of the Indian Plate: Implications for the forces driving plate motions. J Geophys Res, 115: B03410
Crampton S, Allen P. 1995. Recognition of forebulge unconformities associated with early stage foreland basin development: Example from the North Alpine Foreland Basin. AAPG Bull, 79: 1495–1514
Critelli S, Garzanti E. 1994. Provenance of the Lower Tertiary Murree redbeds (Hazara-Kashmir Syntaxis, Pakistan) and initial rising of the Himalayas. Sediment Geol, 89: 265–284
Curray J R, Emmel F J, Moore D G. 2002. The Bengal Fan: Morphology, geometry, stratigraphy, history and processes. Mar Pet Geol, 19: 1191–1223
Davis A M, Aitchison J C, Luo H, Zyabrev S. 2002. Paleogene island arc collision-related conglomerates, Yarlung-Tsangpo suture zone, Tibet. Sediment Geol, 150: 247–273
DeCelles P G, Gehrels G E, Najman Y, Martin A J, Carter A, Garzanti E. 2004. Detrital geochronology and geochemistry of Cretaceous-Early Miocene strata of Nepal: Implications for timing and diachroneity of initial Himalayan orogenesis. Earth Planet Sci Lett, 227: 313–330
DeCelles P G, Gehrels G E, Quade J, Ojha T P, Kapp P A, Upreti B N. 1998. Neogene foreland basin deposits, erosional unroofing, and the kinematic history of the Himalayan fold-thrust belt, western Nepal. Geol Soc Am Bull, 110: 2–21
DeCelles P G, Giles K A. 1996. Foreland basin systems. Basin Res, 8: 105–123
DeCelles P G, Kapp P, Gehrels G E, Ding L. 2014. Paleocene-Eocene foreland basin evolution in the Himalaya of southern Tibet and Nepal: Implications for the age of initial India-Asia collision. Tectonics, 33: 824–849
DeCelles P G, Kapp P, Quade J, Gehrels G E. 2011. Oligocene-Miocene Kailas basin, southwestern Tibet: Record of postcollisional upper-plate extension in the Indus-Yarlung suture zone. Geol Soc Am Bull, 123: 1337–1362
Dewey J F, Bird J M. 1970. Mountain belts and the new global tectonics. J Geophys Res, 75: 2625–2647
Dewey J F, Shackleton R M, Chengfa C, Yiyin S. 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. Philos Trans R Soc A-Math Phys Eng Sci, 327: 379–413

Dickinson W R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa G G, ed. Provenance of Arenites. Dordrecht, Reidel, NATO ASI Series. 148: 333–361

Ding L, Kapp P, Wan X Q. 2005. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south central Tibet. Tectonics, 24: TC3001

Ding L, Qasim M, Jadoon I A K, Khan M A, Xu Q, Cai F, Wang H, Baral U, Yue Y. 2016. The India-Asia collision in north Pakistan: Insight from the U-Pb detrital zircon provenance of Cenozoic foreland basin. Earth Planet Sci Lett, 455: 49–61

Donaldson D G, Webb A A G, Menold C A, Kylander-Clark A R C, Hacker B R. 2013. Petrochronology of Himalayan ultrahigh-pressure eclogite. Geology, 41: 835–838

Gansser A. 1964. Geology of the Himalayas. New York: JohnWiley & Sons. 289

Garzanti E. 2008. Comment on "When and where did India and Asia collide?" by Jonathan C. Aitchison, Jason R. Ali, and Aileen M. Davis. J Geophys Res, 113: B04411

Garzanti E. 2016. From static to dynamic provenance analysis—Sedimentary petrology upgraded. Sediment Geol, 336: 3–13

Garzanti E, Hu X. 2015. Latest Cretaceous Himalayan tectonics: Obduction, collision or Deccan-related uplift? Gondwana Res, 28: 165–178

Garzanti E, Malusà M G. 2008. The Oligocene Alps: Domal unroofing and drainage development during early orogenic growth. Earth Planet Sci Lett, 268: 487–500

Garzanti E, Baud A, Mascle G. 1987. Sedimentary record of the northward flight of India and its collision with Eurasia (Ladakh Himalaya, India). Geodin Acta, 1: 297–312

Garzanti E, Critelli S, Ingersoll R V. 1996. Paleogeographic and paleotectonic evolution of the Himalayan Range as reflected by detrital modes of Tertiary sandstones and modern sands (Indus transect, India and Pakistan). Geol Soc Am Bull, 108: 631–642

Gingerich P D, Abbas S G, Arif M. 1997. Early Eocene*Quettacyon parachai* (Condylarthra) from the Ghazij Formation of Baluchistan (Pakistan): Oldest Cenozoic land mammal from south Asia. J Vertebr Paleontol, 17: 629–637

Green O R, Searle M P, Corfield R I, Corfield R M. 2008. Cretaceous-Tertiary carbonate platform evolution and the age of the India-Asia collision along the Ladakh Himalaya (Northwest India). J Geol, 116: 331–353

Henderson A L, Najman Y, Parrish R, BouDagher-Fadel M, Barford D, Garzanti E, Andò S. 2010. Geology of the Cenozoic Indus Basin sedimentary rocks: Paleoenvironmental interpretation of sedimentation from the western Himalaya during the early phases of India-Eurasia collision. Tectonics, 29: TC6015

Henderson A L, Najman Y, Parrish R, Mark D F, Foster G L. 2011. Constraints to the timing of India–Eurasia collision; A re-evaluation of evidence from the Indus Basin sedimentary rocks of the Indus-Tsangpo Suture Zone, Ladakh, India. Earth-Sci Rev, 106: 265–292

Hodges K V. 2000. Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. Geol Soc Am Bull, 112: 324–350

Homke S, Verges J, Serra-Kiel J, Bernaola G, Sharp I, Garces M, Montero-Verdu I, Karpuz R, Goodarzi M H. 2009. Late Cretaceous-Paleocene formation of the proto-Zagros foreland basin, Lurestan Province, SW Iran. Geol Soc Am Bull, 121: 963–978

Hu X M, An W, Wang J G, Garzanti E, Guo R H. 2014. Himalayan detrital chromian spinels and timing of Indus-Yarlung ophiolite erosion. Tectonophysics, 621: 60–68

Hu X M, Garzanti E, Moore T, Raffi I. 2015. Direct stratigraphic dating of India-Asia collision onset at the Selandian (middle Paleocene, 59±1 Ma). Geology, 43: 859–862

Hu X M, Jansa L, Wang C S. 2008. Upper Jurassic-Lower Cretaceous stratigraphy in south-eastern Tibet: A comparison with the western Himalayas. Cretac Res, 29: 301–315

Hu X M, Sinclair H D, Wang J G, Jiang H H, Wu F Y. 2012. Late Cretaceous-Palaeogene stratigraphic and basin evolution in the Zhepure Mountain of southern Tibet: Implications for the timing of India-Asia initial collision. Basin Res, 24: 520–543

Hu X M, Wang J G, BouDagher-Fadel M, Garzanti E, An W. 2016a. New insights into the timing of the India-Asia collision from the Paleogene Quxia and Jialazi formations of the Xigaze forearc basin, South Tibet. Gondwana Res, 32: 76–92

Hu X M, Garzanti E, Wang J, Huang W, An W, Webb A. 2016b. The timing of India-Asia collision onset—Facts, theories, controversies. Earth-Sci Rev, 160: 264–299

Jadoul F, Berra F, Garzanti E. 1998. The Tethys Himalayan passive margin from Late Triassic to Early Cretaceous (South Tibet). J Asian Earth Sci, 16: 173–194

Ji W Q, Wu F Y, Chung S L, Li J X, Liu C Z. 2009. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Gangdese batholith, southern Tibet. Chem Geol, 262: 229–245

Jiang T, Aitchison J C, Wan X. 2016. The youngest marine deposits preserved in southern Tibet and disappearance of the Tethyan Ocean. Gondwana Res, 32: 64–75

Leary R J, DeCelles P G, Quade J, Gehrels G E, Waanders G. 2016. The Liuqu Conglomerate, southern Tibet: Early Miocene basin development related to deformation within the Great Counter Thrust system. Lithosphere, 8: 427–450

Leech M L, Singh S, Jain A K, Klemperer S L, Manickavasagam R M. 2005. The onset of India-Asia continental collision: Early, steep subduction required by the timing of UHP metamorphism in the western

Himalaya. Earth Planet Sci Lett, 234: 83–97
Le Fort P. 1975. Himalayas: The collided range. Present knowledge of the continental arc. Am J Sci, 275: 1–44
Li G W, Kohn B, Sandiford M, Xu Z Q, Wei L. 2015. Constraining the age of Liuqu Conglomerate, southern Tibet: Implications for evolution of the India-Asia collision zone. Earth Planet Sci Lett, 426: 259–266
Li J, Hu X M, Garzanti E, An W, Wang J G. 2015. Paleogene carbonate microfacies and sandstone provenance (Gamba area, South Tibet): Stratigraphic response to initial India-Asia continental collision. J Asian Earth Sci, 104: 39–54
Li J, Hu X M, Garzanti E, BouDagher-Fadel M. 2017. Shallow-water carbonate responses to the Paleocene-Eocene thermal maximum in the Tethyan Himalaya (southern Tibet): Tectonic and climatic implications. Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol, 466: 153–165
Li J G, Guo Z, Batten D J, Cai H, Zhang Y. 2010. Palynological stratigraphy of the Late Cretaceous and Cenozoic collision-related conglomerates at Qiabulin, Xigaze, Xizang (Tibet) and its bearing on palaeoenvironmental development. J Asian Earth Sci, 38: 86–95
Li X H, Wang C S, Hu X M. 2005. Stratigraphy of deep-water Cretaceous deposits in Gyangze, southern Tibet, China. Cretac Res, 26: 33–41
Liu G H, Einsele G. 1996. Various types of olistostromes in a closing ocean basin, Tethyan Himalaya (Cretaceous, Tibet). Sediment Geol, 104: 203–226
Liu J B, Aitchison J C. 2002. Upper Paleocene radiolarians from the Yamdrok mélange, south Xizang (Tibet), China. Micropaleontol, 48 (Suppl): 145–154
Mascle G, Pêcher A, Guillot S, Rai S, Gajurel A. 2012. The Himalaya-Tibet collision. Nepal Geological Society and Société Géologique de France, Paris. 264
Molnar P, Tapponnier P. 1975. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision: Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision. Science, 189: 419–426
Molnar P, Tapponnier P. 1977. The collision between India and Eurasia. Sci Am, 236: 30–41
Najman Y. 2005. The detrital record of orogenesis: A review of approaches and techniques used in the Himalayan sedimentary basins. Earth-Sci Rev, 74: 1–72
Najman Y, Appel E, Boudagher-Fadel M, Bown P, Carter A, Garzanti E, Godin L, Han J, Liebke U, Oliver G, Parrish R, Vezzoli G. 2010. Timing of India-Asia collision: Geological, biostratigraphic, and palaeomagnetic constraints. J Geophys Res, 115: B12416
Najman Y, Bickle M, BouDagher-Fadel M, Carter A, Garzanti E, Paul M, Wijbrans J, Willett E, Oliver G, Parrish R, Akhter S H, Allen R, Ando S, Chisty E, Reisberg L, Vezzoli G. 2008. The Paleogene record of Himalayan erosion: Bengal Basin, Bangladesh. Earth Planet Sci Lett, 273: 1–14
Najman Y, Carter A, Oliver G, Garzanti E. 2005. Provenance of Eocene foreland basin sediments, Nepal: Constraints to the timing and diachroneity of early Himalayan orogenesis. Geology, 33: 309–312
Najman Y, Garzanti E. 2000. Reconstructing early Himalayan tectonic evolution and paleogeography from Tertiary foreland basin sedimentary rocks, northern India. Geol Soc Am Bull, 112: 435–449
Najman Y, Jenks D, Godin L, Boudagher-Fadel M, Millar I, Garzanti E, Horstwood M, Bracciali L. 2017. The Tethyan Himalayan detrital record shows that India-Asia terminal collision occurred by 54 Ma in the Western Himalaya. Earth Planet Sci Lett, 459: 301–310
Najman Y, Pringle M, Godin L, Oliver G. 2001. Dating of the oldest continental sediments from the Himalayan foreland basin. Nature, 410: 194–197
Nicora A, Garzanti E, Fois E. 1987. Evolution of the Tethys Himalaya continental shelf during Maastrichtian to Paleocene (Zanskar, India). Riv Ital Paleontol Stratigr, 92: 439–496
Orme D A, Carrapa B, Kapp P. 2015. Sedimentology, provenance and geochronology of the upper Cretaceous-lower Eocene western Xigaze forearc basin, southern Tibet. Basin Res, 27: 387–411
Patriat P, Achache J. 1984. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. Nature, 311: 615–621
Pigram C J, Davies P J, Feary D A, Symonds P A. 1989. Tectonic controls on carbonate platform evolution in southern Papua New Guinea: Passive margin to foreland basin. Geology, 17: 199–202
Powell C M A, Conaghan P J. 1973. Plate tectonics and the Himalayas. Earth Planet Sci Lett, 20: 1–12
Ratschbacher L, Frisch W, Liu G, Chen C. 1994. Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the India-Asia collision. J Geophys Res, 99: 19917–19945
Ravikant V, Wu F Y, Ji W Q. 2011. U-Pb age and Hf isotopic constraints of detrital zircons from the Himalayan foreland Subathu sub-basin on the Tertiary palaeogeography of the Himalaya. Earth Planet Sci Lett, 304: 356–368
Raymo M E, Ruddiman W F. 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. Nature, 359: 117–122
Rowley D B. 1996. Age of initiation of collision between India and Asia: A review of stratigraphic data. Earth Planet Sci Lett, 145: 1–13
Savoye B, Babonneau N, Dennielou B, Bez M. 2009. Geological overview of the Angola-Congo margin, the Congo deep-sea fan and its submarine valleys. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 56: 2169–2182
Sciunnach D, Garzanti E. 2012. Subsidence history of the Tethys Himalaya. Earth-Sci Rev, 111: 179–198

Searle M P, Windley B F, Coward M P, Cooper D J W, Rex A J, Rex D, Tingdong L, Xuchang X, Jan M Q, Thakur V C, Kumar S. 1987. The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya. Geol Soc Am Bull, 98: 678

Sinclair H D. 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An Alpine perspective. Geol Soc Am Bull, 109: 0324–346

Sinclair H D, Jaffey N. 2001. Sedimentology of the Indus Group, Ladakh, northern India: Implications for the timing of initiation of the palaeo-Indus River. J Geol Soc, 158: 151–162

Singh B P. 2003. Evidence of growth fault and forebulge in the Late Paleocene (~57.9–54.7 Ma), western Himalayan foreland basin, India. Earth Planet Sci Lett, 216: 717–724

Stockmal G S, Beaumont C, Boutilier R. 1986. Geodynamic models of convergent margin tectonics: Transition from rifted margin to overthrust belt and consequences for foreland-basin development. AAPG Bull, 70: 181–190

St-Onge M, Rayner N, Palin R, Searle M, Waters D. 2013. Integrated pressure-temperature-time constraints for the Tso Morari dome (Northwest India): Implications for the burial and exhumation path of UHP units in the western Himalaya. J Metamorph Geol, 31: 469–504

Thewissen J G M, Williams E M, Hussain S T. 2001. Eocene mammal faunas from northern Indo-Pakistan. J Vertebrate Paleontol, 21: 347–366

van Hinsbergen D J J, Steinberger B, Doubrovine P V, Gassmoller R. 2011. Acceleration and deceleration of India-Asia convergence since the Cretaceous: Roles of mantle plumes and continental collision. J Geophys Res, 116: B06101

van Hinsbergen D J J, Lippert P C, Dupont-Nivet G, McQuarrie N, Doubrovine P V, Spakman W, Torsvik T H. 2012. Greater India Basin hypothesis and a two-stage Cenozoic collision between India and Asia. Proc Natl Acad Sci USA, 109: 7659–7664

Wan X, Lamolda M A, Si J, Li G. 2005. Foraminiferal stratigraphy of Late Cretaceous red beds in southern Tibet. Cretac Res, 26: 43–48

Wang J G, Hu X M, BouDagher-Fadel M, Wu F Y, Sun G Y. 2015. Early Eocene sedimentary recycling in the Kailas area, southwestern Tibet: Implications for the initial India-Asia collision. Sediment Geol, 315: 1–13

Wang J G, Hu X M, Garzanti E, Wu F Y. 2013. Upper Oligocene-Lower Miocene gangrinboche conglomerate in the Xigaze Area, Southern Tibet: Implications for Himalayan uplift and Paleo-Yarlung-Zangbo initiation. J Geol, 121: 425–444

Wang C S, Li X H, Hu X, Jansa L F. 2002. Latest marine horizon north of Qomolangma (Mt Everest): Implications for closure of Tethys seaway and collision tectonics. Terra Nova, 14: 114–120

Wang J G, Hu X m, Jansa L, Huang Z C. 2011. Provenance of the Upper Cretaceous-Eocene deep-water sandstones in Sangdanlin, Southern Tibet: Constraints on the timing of initial India-Asia collision. J Geol, 119: 293–309

Wang J G, Hu X M, Wu F Y, Jansa L. 2010. Provenance of the Liuqu Conglomerate in southern Tibet: A Paleogene erosional record of the Himalayan-Tibetan orogen. Sediment Geol, 231: 74–84

Wen D, Liu D, Chung S, Chu M, Ji J, Zhang Q, Song B, Lee T, Yeh M, Lo C. 2008. Zircon SHRIMP U-Pb ages of the Gangdese Batholith and implications for Neotethyan subduction in southern Tibet. Chem Geol, 252: 191–201

White N M, Pringle M, Garzanti E, Bickle M, Najman Y, Chapman H, Friend P. 2002. Constraints on the exhumation and erosion of the High Himalayan Slab, NW India, from foreland basin deposits. Earth Planet Sci Lett, 195: 29–44

Willems H, Zhang B. 1993a. Cretaceous and Lower Tertiary sediments of the Tibetan Tethys Himalaya in the area of Gamba (South Tibet, PR China). Ber Fachbereich Geowis Senschaften Univ Bremen, 38: 3–27

Willems H, Zhang B. 1993b. Cretaceous and Lower Tertiary sediments of the Tibetan Tethys Himalaya in the area of Tingri (South Tibet, PR China). In: Willems H, ed. Geoscientific Investigations in the Tethyan Himalayas. Ber Fachbereich Geowiss Univ, 38: 29–47

Willems H, Zhou Z, Zhang B, Gräfe K U. 1996. Stratigraphy of the upper cretaceous and lower tertiary strata in the Tethyan Himalayas of Tibet (Tingri area, China). Geol Rundsch, 85: 723–754

Wu F Y, Clift P D, Yang J H. 2007. Zircon Hf isotopic constraints on the sources of the Indus Molasse, Ladakh Himalaya, India. Tectonics, 26: TC2014

Wu F Y, Ji W Q, Wang J G, Liu C Z, Chung S L, Clift P D. 2014. Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints on the onset time of India-Asia collision. Am J Sci, 314: 548–579

Yin A. 2006. Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogen as constrained by along-strike variation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation. Earth-Sci Rev, 76: 1–131

Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. Annu Rev Earth Planet Sci, 28: 211–280

Zhang Q, Willems H, Ding L, Gräfe K U, Appel E. 2012. Initial India-Asia continental collision and foreland basin evolution in the Tethyan Himalaya of Tibet: Evidence from stratigraphy and paleontology. J Geol, 120: 175–189

Zhu D C, Wang Q, Zhao Z D, Chung S L, Cawood P A, Niu Y, Liu S A, Wu F Y, Mo X X. 2015. Magmatic record of India-Asia collision. Sci Rep, 5: 14289

Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y, Mo X X, Chung S L, Hou Z Q, Wang L Q, Wu F Y. 2011. The Lhasa Terrane: Record of a microcontinent and

its histories of drift and growth. Earth Planet Sci Lett, 301: 241–255
Zhuang G, Najman Y, Guillot S, Roddaz M, Antoine P O, Métais G, Carter A, Marivaux L, Solangi S H. 2015. Constraints on the collision and the pre-collision tectonic configuration between India and Asia from detrital geochronology, thermochronology, and geochemistry studies in the lower Indus basin, Pakistan. Earth Planet Sci Lett, 432: 363–373