中国科学: 地球科学 2017 年 第 47 卷 第 6 期: 631 ~ 656
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

喜马拉雅汇聚带结构-属性解剖及印度-欧亚大陆最终拼贴格局

肖文交[1,2,3*], 敖松坚[1,3], 杨磊[1,3], 韩春明[1,2], 万博[1,2,3], 张继恩[1], 张志勇[1], 李睿[1,3], 陈振宇[1,3], 宋帅华[1,3]

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;
2. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101;
3. 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049

* E-mail: wj-xiao@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2016-11-22; 接受日期: 2017-04-14; 网络版发表日期: 2017-05-08
中国科学院战略性先导科技专项项目(B类) (编号: XDB03010801, XDB18020203)、国家自然科学基金项目(批准号: 41230207, 41190075, 41472192)和国际地球科学计划IGCP-592项目资助

摘要 针对印度与欧亚大陆的碰撞方式与时限存在争议的现状, 为探讨学术界关于喜马拉雅造山作用观点分歧的原因, 本文首先综述了汇聚带结构-属性解剖方法论与基本原则, 指出大陆碰撞造山带实际上包括了多种类型, 但常见的大陆碰撞造山带往往包括了被动大陆边缘和活动大陆边缘的诸多块体拼贴的格局, 其最终的碰撞格局及缝合带产出位置由增生楔底部界面控制, 可能在拼贴后呈起伏状或者Z字形等复杂产状. 厘定最终碰撞缝合带的可行思路, 就是解剖活动大陆边缘结构, 确定其作为俯冲上盘的岩石类型属性, 特别是增生楔、高压-超高压和巴洛(Barrovian)变质带以及上叠弧前盆地. 同时, 找寻被动大陆边缘与活动大陆边缘接触的最外、最远边界及其趋近界面, 就能厘定缝合面在地表的出露线. 根据地球物理资料和高压变质岩等产出位置, 限定其深部的产出状态, 就可以限定缝合带的产出状态. 结合汇聚带结构-属性解剖方法论与基本原则讨论, 本文指出喜马拉雅南部汇聚带成分、结构复杂, 急需重新开展结构-属性解剖. 在综合前人研究资料的基础上, 结合我们自己的最新研究结果, 进一步总结探讨喜马拉雅造山带结构-属性的新认识, 其中雅江蛇绿岩带包含多种构造组分, 并非代表单一缝合带, 可能是位于弧前后盾(backstop)的多地质单元组合. 特提斯喜马拉雅(THS)包含混杂岩结构组成, 具有"基质+块体"的结构特征; 统一的南向古水流物源、单一的欧亚大陆特征碎屑锆石年龄谱, 均表明特提斯喜马拉雅(THS)应该是冈底斯弧前体系, 在最终碰撞前具有欧亚大陆属性. 高喜马拉雅(GHS)和低喜马拉雅(LHS)组成复杂, 由俯冲碰撞作用产生的榴辉岩等高压变质岩就位于高喜马拉雅(GHS)和低喜马拉雅(LHS)的顶部. 根据造山带内的高压变质岩石折返都就位于俯冲上盘的产出特征, 高喜马拉雅(GHS)和低喜马拉雅(LHS)的顶部含高压变质岩部分应属于俯冲上盘单元, 俯冲带必须位于其下(南)部. 因此, 印度大陆最主要也是最终的俯冲作用是沿该俯冲带结构面发生. 低喜马拉雅(LHS)和锡瓦里克的岩石组合表明其主体不发育混杂带, 很可能属于印度的前陆体系. 通过对喜马拉雅造山带内不同单元的结构-属性解剖, 结合俯冲拼贴相关的构造变形年龄, 本文认为印度与欧亚大陆最终的碰撞拼贴发生在14Ma之后. 青藏地区南北向裂谷的发育、

中文引用格式: 肖文交, 敖松坚, 杨磊, 韩春明, 万博, 张继恩, 张志勇, 李睿, 陈振宇, 宋帅华. 2017. 喜马拉雅汇聚带结构-属性解剖及印度-欧亚大陆最终拼贴格局. 中国科学: 地球科学, 47: 631–656, doi: 10.1360/N072016-00250
英文引用格式: Xiao W J, Ao S J, Yang L, Han C M, Wan B, Zhang J E, Zhang Z Y, Li R, Chen Z Y, Song S H. 2017. Anatomy of composition and nature of plate convergence: Insights for alternative thoughts for terminal India-Eurasia collision. Science China Earth Sciences, 60: 1015–1039, doi: 10.1007/s11430-016-9043-3

© 2017 《中国科学》杂志社

藏东地区哀牢山等剪切带左行-右行的转换等构造事件的发生, 均可以协调地反映在俯冲带的影响范围和动力学控制之中. 通过对喜马拉雅造山带的研究, 提出喜马拉雅造山带最终碰撞拼贴新模式, 表明造山带的结构-属性解剖是正确认识造山带的关键, 其分析方法可以应用到全球造山带的研究. 同时, 本文也提出一些关于喜马拉雅造山带结构-属性研究未来需要关注的重要科学问题.

关键词 喜马拉雅造山带, 雅江蛇绿岩, 特提斯喜马拉雅, 印度-欧亚碰撞, 造山带结构解剖

1 引言

青藏高原南部喜马拉雅山脉是印度与欧亚大陆碰撞及其后续大陆变形的产物. 国际学术界关于印度与欧亚大陆的碰撞方式、时限存在多种不同认识: (1) 早期一次性"干净"大陆边缘碰撞(陆-陆碰撞)(Willems等, 1996; Yin和Harrison, 2000; Tapponnier等, 2001; Ding等, 2005; Wu等, 2007, 2014; Mo等, 2008; Hu等, 2015); (2) 晚期两次多块体碰撞(陆-弧-陆碰撞)(Aitchison等, 2007; Liu J等, 2012; van Hinsbergen等, 2012); (3) 介于二者之间的不同过渡版本认识或者观点(Rowley, 1996; Khan等, 2009; Zhang等, 2010; Yi等, 2011). 实际上, 造山带俯冲极性与时限是国际学术界争议的一个永恒主题, 全球许多造山带都不同程度存在类似的争议. 例如扎格罗斯造山带(Agard等, 2005; Zhang Z Y等, 2016)、阿尔卑斯造山带(Agard等, 2009; Vitale Brovarone等, 2013)、澳洲拉克兰造山带(Aitchison和Buckman, 2012; Phillips等, 2015)、加里东造山带和海西造山带(Johnston和Gutierrez-Alonso, 2010; Hibbard等, 2012; Shaw等, 2012; Şengör, 2013)等. 因此, 关于造山带的碰撞方式与时限存在争议是全球造山带研究的一个共同研究现状.

为什么许多造山带都存在类似情形? 这可能取决于造山带的复杂程度及其解剖基本方法论, 也可能与不同的学者采用不同的研究方法相关. 关于造山带方式与时限的判定标志, 学术界已有许多文章发表(Hsü等, 1988; Robertson, 1994; Chung等, 2005; van Hinsbergen等, 2012; Wang等, 2014), 但仍然存在不同看法与争议. 造山带基本构架及其解剖方法论与基本原则是最根本的理论基石, 目前虽然已有大量研究, 但尚未进行系统探讨. 如在确定造山带中微地体的构造属性及其归属等问题时, 绝大多数研究者采用了源于北美的地体拼贴理论(Ben-Avraham等, 1981; Silver和Smith, 1983), 但在实际工作中基本将不同属性的地体等同于由未来呈垂直产出的缝合带所连接的微板块. 而关于蛇绿岩的构造属性解剖, 则遵循了其代表洋中脊或岛弧相关盆地的解释, 但实际研究工作中将其等同于最终缝合带的认识方法论仍普遍存在. 然而, 这些认识论可能忽略了对地质体以何种规模与何种属性参与造山作用、大洋岩石圈与各种复杂洋盆对造山作用贡献进行全面评估.

因此, 亟待开展关于造山带结构-属性的全面讨论. 针对这一问题的详细研讨, 有益于解决上述关于造山带时限与方式的不同标志的争议. 本文试从造山带不同组分的结构属性解剖的方法论角度, 来探讨造山带的结构及时空格架, 并试图以不同的解剖视角来探讨喜马拉雅造山带的最终碰撞方式与时限争议, 以促进和发展大陆造山带解剖与基本原则等理论.

2 造山拼贴体的结构-属性解剖

2.1 多块体拼贴造山作用

造山带一直是国际学术界前沿探索的永恒主题之一, 造山带演化是大陆形成与增生的最基本地球动力学过程(Dewey, 2005; Shervais, 2006). 造山带研究最基础的问题就是造山带的结构-属性的确定, 这集中体现在造山带类型划分的研究历程中(Şengör, 1990; 李继亮, 1991).

自板块构造理论诞生以来, 造山带被分为碰撞型或特提斯-喜马拉雅型, 俯冲型或环太平洋型等类型(Dewey, 2005). 20世纪90年代以来, 一些学者提出增生型或中亚型造山作用(Şengör, 1990; Şengör等, 1993; 李继亮, 1991; Jahn等, 2004; Windley等, 2007; Santosh等, 2009), 复合型与陆内型造山带作用也被系统地提出(张长厚, 1999; 张国伟等, 1996; Cawood和Buchan,

2007; Cawood等, 2009; Dong和Santosh, 2016). 然而, 除了大规模新生地壳的添加和程度不同, 全球许多造山带其实都不同程度包含了增生、碰撞与陆内造山过程(Cawood等, 2009).

全球许多造山带都以多块体拼贴为特征, 多形成复杂的造山拼贴体(Collage), 如中亚造山带被称为阿尔泰型拼贴体或者增生拼贴体系(Şengör等, 1993; Xiao等, 2015), 许多特提斯与环太平洋造山带也是如此(Silver和Smith, 1983; Shervais, 2006). 这种多块体拼贴过程中即呈现常见的多岛海(archipelago)古地理拼贴格局. 然而, 传统的造山带解剖方法论, 多遵循"蛇绿岩=消失闭合大洋、非蛇绿岩地体=大陆块体"的解剖思路. 在这个方法论中, 蛇绿岩被当作了大陆块体碰撞的最终缝合带, 非蛇绿岩组分特别是片麻岩等高级变质地体都当成了大陆板块或微大陆. 在这个解剖思路指导下, 如果我们观察到了两条蛇绿岩带, 则由它们所分割的非蛇绿岩部分则可以理解为分隔成3个微大陆或大陆板块(图1a), 而每两个陆块之间形成"两陆夹一洋"的格局, 由此可以逐一解决曾经存在n+1个大陆夹n个大洋的古构造格局(图1b). 这种"两陆夹一洋"的格局, 似乎可以解释所有造山带结构, 只需要简单相加即可产生(n+1)陆块夹n个大洋模式(图1).

然而, 实际研究工作中远比这样的"两陆夹一洋"的格局要复杂的多. 在图1所示的格局中, 如果中间地体(C)是独立的块体, 则可能确实存在至少两个大洋的消减闭合. 然而, 如果中间地块(C)只是某一个大陆的外围增生地体, 则有可能只存在一个大洋, 其消减闭合导致两侧大陆的最终碰撞. 因此, 并非每两个非蛇绿岩地质体之间就一定存在一个消失的大洋. 此外, 如果一条蛇绿岩含有不同性质的蛇绿岩组合, 则这些蛇绿岩出露之处可能包含了多个不同性质洋盆的消减与闭合, 就不会是一条蛇绿岩简单对应于单一洋盆、单一缝合带的研究思路, 而此种研究思路容易导致洋盆个数、俯冲极性和时限出现不确定性. 在此情况下, 必须区分哪一条缝合带是最晚的那一条, 才能确定最终碰撞拼贴缝合带.

2.2 活动大陆边缘结构属性解剖: 不断增生的弧前杂岩

多块体之间沿大洋俯冲带发生拼贴, 其拼贴作用可能依次发生, 也可能无序而杂乱发生. 理论上来讲, 在足够大的时间和空间尺度, 某个时期汇聚作用不可能使整个大洋或多岛海之间洋盆短时间内集中同一时间消失. 具体到局部的区域和特定的时间段, 由于板块运动驱动力基本来自水平方向的推挤力量, 这些洋盆由于规模、性质不同也会出现不同的关闭时限, 导致在横向上不可能所有洋盆都同时闭合, 因此总会出现最终的洋盆俯冲闭合事件.

同时, 有些地体并不具有足够的尺寸来围限一个洋盆从而发生洋盆消失或最终碰撞事件, 无论从长度还是宽度都无法构成独立的碰撞造山事件, 极可能是

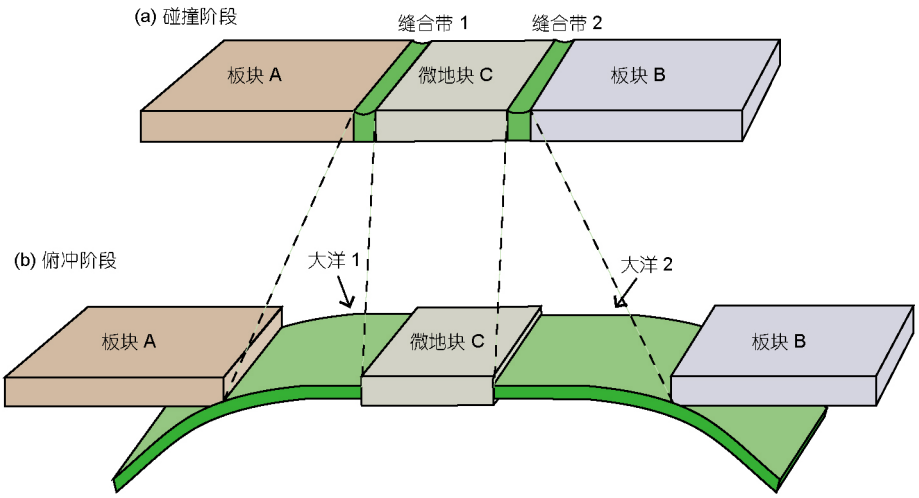

图 1 造山带的"两陆夹一洋"概念模式

板块A和C、C和B分别圈定大洋1和2, 据此可以衍生出(n+1)个块体夹n个大洋拼贴模式

长期增生拼贴过程的一个幕次. 因此, 在多块体拼贴过程的分析中, 无论曾经存在多少个地体参与, 其最终的拼贴过程只发生在早先拼贴而形成的复合地体之间, 其最终的拼贴碰撞格局, 基本是两种情形: (1) 一个主大陆的被动边缘与另一个主大陆的活动边缘之间(图2); (2) 两个活动大陆边缘之间的拼贴(图3).

无论是哪种情形, 最终拼贴过程都会卷入至少其中一个主大陆的活动陆缘. 这样的话, 解剖造山带实际上就是解剖参与其中的每一个大陆边缘, 特别是活动陆缘. 在一个大陆的被动大陆边缘与另一个大陆的活动边缘发生拼贴过程中, 大陆板块A应该包括其前面的大洋板块及其向大陆板块B下俯冲的部分(图2), 大陆板块B包括俯冲带上盘的岛弧、弧前盆地、增生杂岩, 最终碰撞拼贴形成了构造堆叠在一起的上盘增生体系与下盘前陆体系. 分隔这两大类体系的界面, 即是位于两大陆之间古洋盆消减闭合的界面, 也就是两大陆碰撞的最终缝合带(图2b), 而厘定该分界面是恢复该古洋盆俯冲、消减与闭合时空演化的关键. 因此, 厘定了上盘体系的结构就解剖了该类造山带. 特提斯造山带中大部分的最终拼贴过程是这种样式.

在两个活动大陆拼贴的过程中(图3), 由于海沟是板块构造边界线, 这类造山带实际上卷入了三个不同的板块, 它们分别是位于俯冲带上盘的两个大陆板块(A和B), 以及位于下盘的大洋板块(C), 该大洋板块分别向两侧俯冲. 早期构造古地理类似现今太平洋东西两岸的情形, 其间可能卷入多个板块相互作用, 但在接近最终拼贴时(即大洋最终闭合时), 两个大陆宽阔的弧前增生杂岩发生碰撞, 并形成指状交叉特征, 使早期两个俯冲杂岩(上盘增生体系)下底面逐渐合并, 并在浅部形成所谓Z型复杂样式(图3b). 此类拼贴作用多发生在早期弧前、弧后地区的多岛弧之间, 也常见于微大陆与弧地质体的拼贴(Xiao等, 2003; Zhao和Zhai, 2013).

在这两种最终的拼贴碰撞格局中, 我们均简化了大洋板块的复杂性. 实际上, 俯冲前的大洋板块组成十分复杂, 包含了多个大洋岩石圈板块, 通过三联点构造形成了复杂的洋中脊-转换断层-海沟组合. 其中洋中脊和转换断层均可与海沟发生相互作用, 通过洋中脊俯冲或者转换断层俯冲在上盘底部形成复杂几何形态的板片窗(Osozawa, 1992; Lytwyn等, 1997; Kusky等, 2003), 并对上盘的构造变形-岩浆活动发生跳跃式变化, 导致大规模伸展构造和相应的岩浆活动(Bourdon

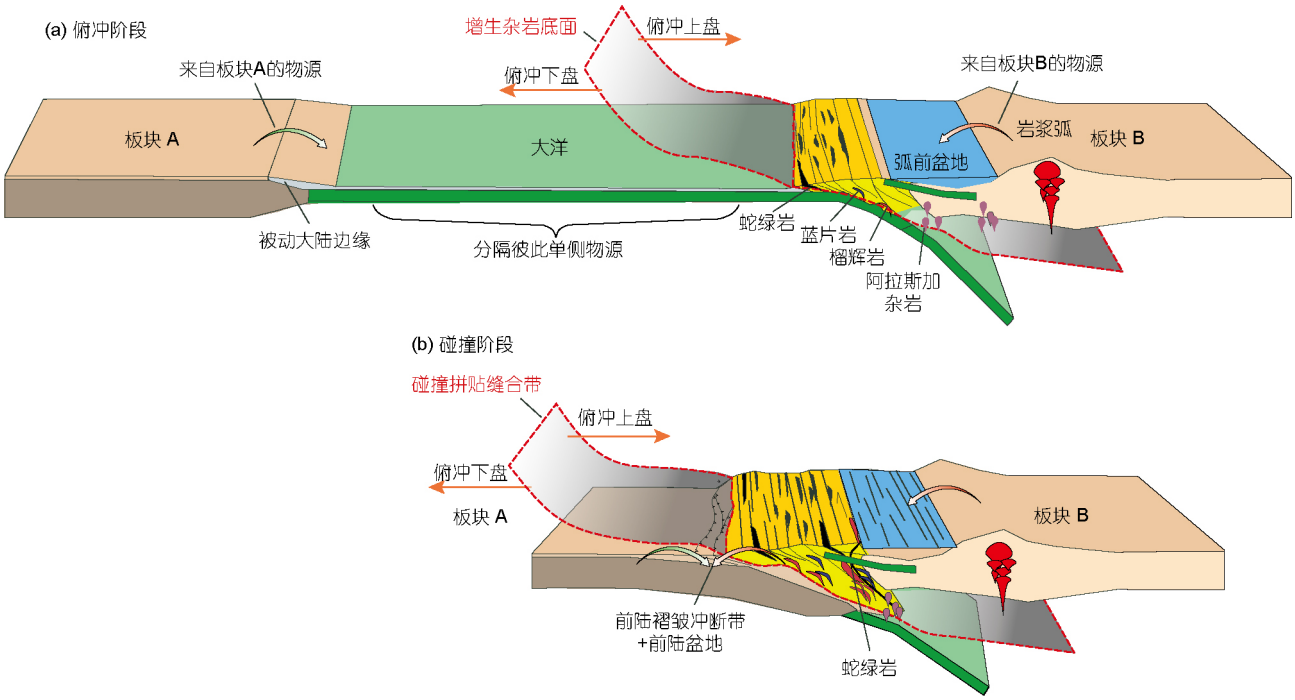

图 2　被动大陆边缘与活动大陆边缘碰撞形成造山带

最终碰撞拼贴缝合带(b)位于早期俯冲增生杂岩底界(a). 据Xiao等(2013)修改

等, 2003). 在一些特定情况下甚至产生了上盘裂解并逐步打开新的洋盆, 如北美的加利福尼亚湾. 由洋中脊或者转换断层俯冲所导致的复杂构造现象, 可以造成活动大陆边缘多次裂解与多重拼贴作用, 但是在最终大陆-大陆碰撞之前或者同时发生, 不会完全改变或者影响上述的两种端元碰撞拼贴过程(图2和3).

那么, 如何来厘定活动大陆的增生底界面呢? 事实上, 这种构建俯冲带上盘并追索其底界面来厘定最终缝合面, 可以参考现今活动大陆边缘的结构. 如北美西海岸增生杂岩(图4), 在那里发育了未变质或轻微变质的连续单元、混杂带与高级变质杂岩、蓝片岩连续单元和混杂带、海岸蛇绿岩、大谷弧前盆地等(Shervais, 2006), 此外往大陆弧方向还出露了形成于各种时代、各种环境的蛇绿岩(吴福元等, 2014; Wakabayashi, 2015).

通过系统的类比与模拟工作, Stöckhert 和 Gerya(2005)就指出, 在受增生和俯冲剥蚀的活动大陆边缘上盘, 在几十个百万年的发展过程中, 沿海沟到弧前可以包括4种主要组合: 低级变质的现代沉积物增生杂岩, 由上、下地壳和少量大洋地幔物质组成的楔状推覆体, 包含高压和超高压变质岩的俯冲通道(Subduction Channel), 以及向前推覆的基底与盖层岩片(图5), 而推覆基底与盖层岩片中多发育巴洛变质带. 这些作者特别指出, 甚至大陆地壳的高压-超高压变质作用也不一定需要大陆碰撞, 它们可以通过俯冲剥蚀作用并经俯冲通道折返而形成于俯冲上盘(Stöckhert和Gerya, 2005). 这些组分在全球其他许多造山带都可以追索到. 当然, 他们出现的顺序和规模可能略有不同, 即使是在全球最大的增生造山带也是如此(Xiao等, 2013, 2015), 构成了鲜明的活动陆缘上盘构造-岩石格局.

2.3　锁定增生楔底界是厘定最终拼贴缝合带的关键

活动陆缘的弧前增生杂岩呈楔状体, 其底界面即是最终大洋板片俯冲消亡的顶界面(Frisch等, 2010). 如果是活动大陆边缘与被动大陆边缘的拼贴, 未来的被动大陆边缘会沿该边界面持续发生碰撞与俯冲. 因此, 活动大陆边缘弧前增生楔的倾斜底界面是记录大洋消失的界面, 也就是分隔两大陆块之间的最终缝合带.

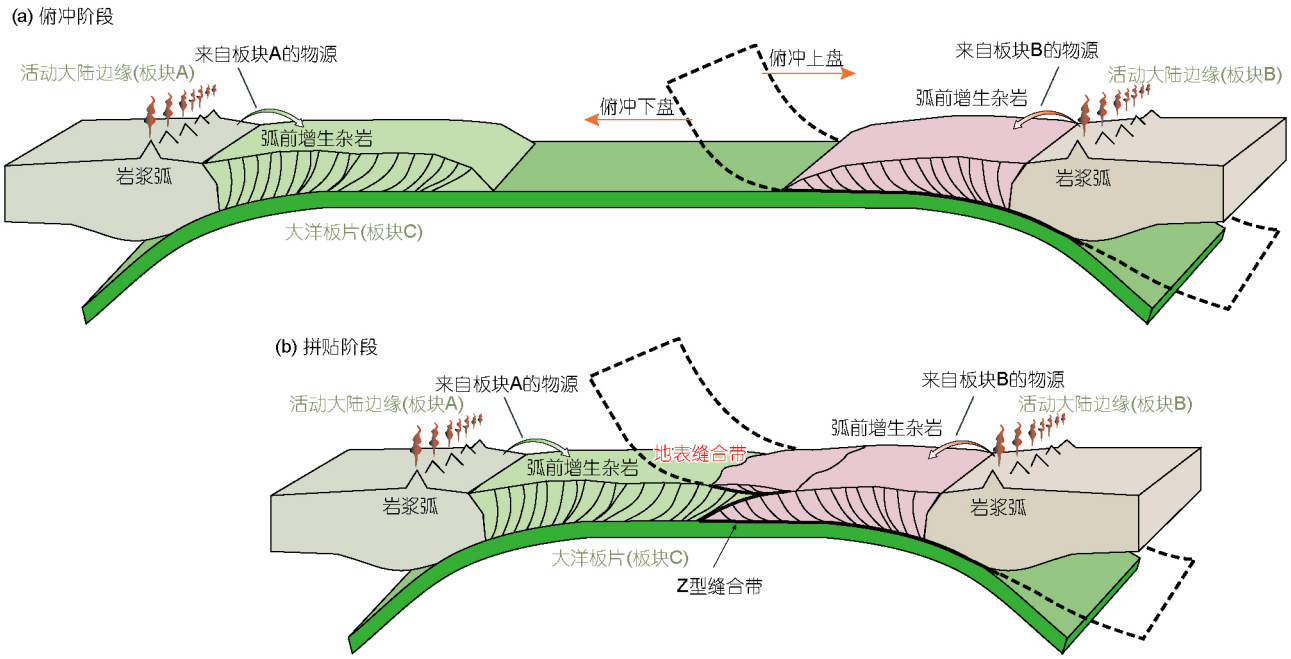

图 3　两个主动大陆边缘发生碰撞拼贴作用模式

俯冲阶段与图2a相似, 为清晰度起见, 仅画出其中一个代表. 留意两个宽阔增生杂岩拼贴形成最终拼贴缝合带的Z型几何样式(b). 据Xiao等(2003)修改

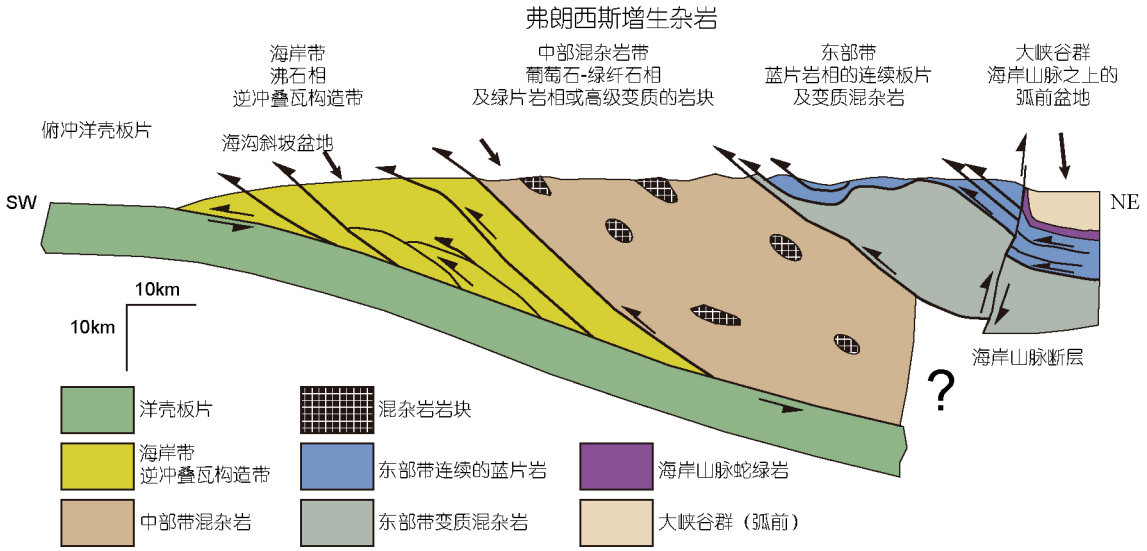

图 4　北美西海岸弗朗西斯增生杂岩剖面

据Shervais(2006)修改

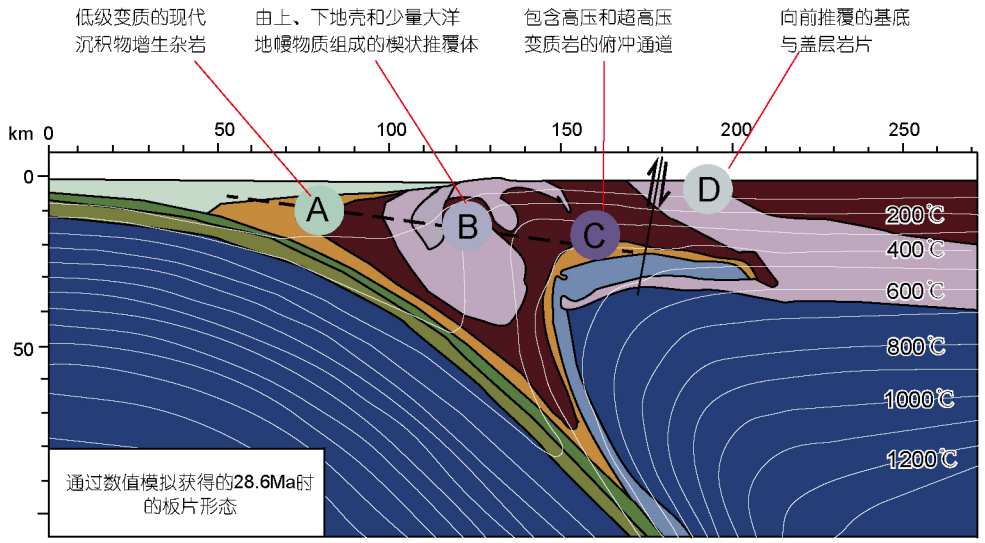

图 5　受增生和俯冲剥蚀的活动大陆边缘上盘弧前4种主要组合

A, 低级变质的现代沉积物增生杂岩; B, 由上、下地壳和少量大洋地幔物质组成的楔状推覆体; C, 包含高压和超高压变质岩的俯冲通道; D, 向前推覆的基底与盖层岩片. 据Stöckhert和Gerya(2005)修改

显然, 真正的缝合线(面)应该位于增生楔的底面, 在地表则是当时海沟所在位置(Frisch等, 2010), 而不是位于某一个弧前盆地或者蛇绿岩混杂带中. 这是因为造山带中最终的缝合界面是分割上盘与下盘的界面, 在自然界的实例中就是位于大陆前面的大洋岩石圈顶面, 该大洋岩石圈顶面牵引后续的大陆块体沿此面继续发生大陆俯冲, 从而发生碰撞的界面(图3). 这个界面不是一个垂直的界面, 而是一个被改造的倾斜的、起伏的界面(图2)或者"Z"形(图3), 也可能随造山作用进一步加强而发生挠曲, 形成起伏的复杂几何形态(图3).

至此, 其实本文大部分是在讨论如何确定上盘, 对下盘尚未涉及. 但是, 大陆最终碰撞作用形成由最终缝合面分隔的上盘和下盘堆叠结构. 因此, 碰撞造山

带解析的根本就是筛分出上盘与下盘结构, 在实际分析中就是追踪上盘楔形体在地表出露的最外、最远端(如高压变质岩石、蛇绿混杂岩带), 同时可以追踪下盘被动陆缘的最外、最远点.

总之, 寻找各自弧前增生楔底界是锁定缝合界面最关键的研究工作. 在现实造山带的解剖中, 一旦锁定最终缝合面, 也就可以沿缝合界面展开, 从而恢复其中的洋盆消减、消亡过程.

那么如何锁定弧前增生楔的底界? 地球物理剖面探测所揭示的大型逆冲界面为我们提供了直观的几何学证据; 但是一方面由于存在多条界面、甚至不同倾向的界面, 另一方面由于地球物理探测结果缺乏物质属性的时限依据, 因而仅凭地球物理资料还难以完全锁定具体的增生楔的底界. 在实际工作中, 地球物理探测结果往往界定出多个同方向的倾斜结构面, 但无法单靠地球物理方法来限定具体哪一个结构面是最终的缝合界面. 实质上, 锁定弧前增生杂岩底界的问题需要多学科联合作战, 特别是对增生楔的物质组成、结构属性及变形时限的分析, 结合地球物理探测提供的深部构造约束, 理论上可以锁定最终拼贴过程中增生楔的底面.

弧前增生楔或弧前增生杂岩, 由于其特殊的楔形几何学形态而成为活动大陆边缘增生物质的"收容所", 因而不断向外增生(图6). 大洋岩石圈板块沿俯冲带传送大洋环境中形成的各类地质体, 包含不同时代、不同环境的物质, 构造就位于增生楔中, 并构成不同程度的岩块-基质混杂岩、滑混堆积、底辟杂岩, 也包含了相当数量的连续地层和破碎地层单元. 国际上近年来兴起的大洋板块地层学(Ocean Plate Stratigraphy)就是用来解剖这类增生过程行之有效的方法论之一(Wakita, 1988a, 1988b; Kusky等, 2013; Safonova等, 2016).

特别是不同级别的变质作用在俯冲带深部发生, 如榴辉岩和蓝片岩, 经过折返过程参与了增生楔的物质混杂过程. 一种大型的俯冲隧道(Subduction Channel)为这些不同变质程度的碎片折返提供通道(Cloos和Shreve, 1988; 郑永飞等, 2015), 并出现多次俯冲-折返的现象(Rubatto等, 2011). 同时, 由于俯冲角度变化、俯冲后撤或者板片窗(板片断离、洋中脊体系俯冲及三联点相互作用等), 岛弧岩浆作用也会参与到弧前增生楔的物质中. 弧前增生过程形成不同构造部位的沉积盆地(图6), 由于持续的俯冲而又可能进一步卷入上述混杂过程. 而这些过程在时间上和空间上可能叠加或反复出现. 因此, 增生楔本身的物质组成复杂, 具鲜明的物质不均一性, 却也组成了相对独立的复合地质体参与造山作用.

在造山带的解剖分析中, 往往存在许多难点或者盲点, 特别是从俯冲板块(下盘)到仰冲板块(上盘)及其界面的厘定过程, 由于下盘的海洋板片会不断地往上覆的仰冲盘输送大洋岩石圈残片、海山、洋岛和微陆块等不同大地构造背景的物质, 添加到仰冲盘的弧前增生杂岩中而使得上、下盘的界面厘定变得十分困难(图6). 这些不同物质作为陆块或微块体增生至另一个板块的弧前位置, 由于独特的物质属性转换等大地构造过程, 使该上盘在弧前形成楔状地质体, 即弧前增生楔或增生杂岩. 随着俯冲的持续, 增生杂岩会不断增生, 但最终大陆碰撞必须沿其底界面发生, 而弧前增生杂岩的下底面就可能是两大板块碰撞拼贴的界面(图6). 因此, 确定两大板块的几何分界面的问题就转化成了厘定夹于两者之间增生杂岩底界面的工作.

此外, 在解剖增生楔时需要考虑增生边界的多样性. 除了持续增生的大陆边缘, 某些俯冲带在某一个时期可能并不发育增生楔(如高角度俯冲); 有些俯冲带还发育俯冲构造侵蚀(subduction erosion), 形成构造侵蚀的大陆边缘(Cloos和Shreve, 1988; von Huene和Scholl, 1991), 使某个时期、某个部分的增生楔发生负增长(Stern, 1991; von Huene和Scholl, 1991; Konstantinovskaya和Malavieille, 2005). 但是, 由于俯冲作用具有长期性, 增生楔会被不同程度地保存其可能不是连续时段的部分, 在相对长的演化历史过程中总体上呈现增生状态. 环太平洋造山带和许多古老造山带均发育不同程度的增生楔和弧前杂岩, 表明总体上由于俯冲作用的长期性而保留了增生楔. 即便没有数量可观的增生楔, 俯冲带弧前一定还有拼贴的杂岩或者岩浆杂岩. 因此, 增生边界的多样性并不影响锁定增生杂岩底界的关键作用.

由于增生楔组成复杂, 记录的地质作用类型多样, 因此, 解剖增生楔单靠简单的路线地质调查难以厘定其物质组成、属性与时限. 因为单一路线调查所分析的样品结果也许只代表了其中的一个组成部分, 如果按照史密斯地层思路认为该结果代表所有地层或地体, 从而可能以偏概全. 只有通过系统的野外调查、大比例尺填图、构造解析, 辅以室内分析, 才能逐步

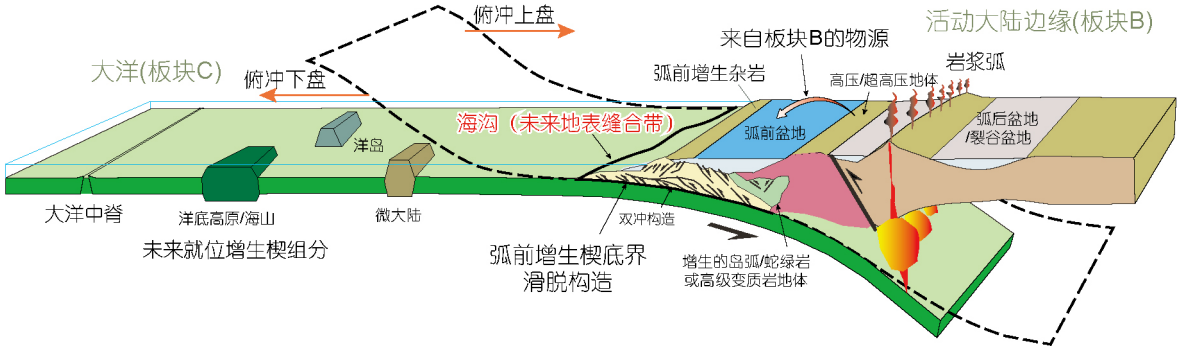

图 6　活动大陆边缘弧前增生构造

位于增生楔下盘的物质未来都有可能通过折返进入增生楔

厘定其分布范围与规模(Xiao等, 2008; Zhang等, 2011).

从物质成分与结构上厘定了增生杂岩及其增生微地体, 还需要从大地构造属性上鉴定这些增生杂岩组合及其与主大陆的从属性. 因为在复杂的拼贴过程中可能有多个大陆或大陆碎片参与了造山作用(图6), 增生杂岩与不同大陆的空间配置关系会产生不同的俯冲极性. 因此, 系统鉴定每一个增生杂岩或地体属性是另一项重要工作.

那么, 如何鉴定造山带中组成部分的属性? 古水流与物源分析提供了有利线索. 如果一个盆地仅仅接纳来自一个大陆的物源, 也只有来自该大陆的古水流方向, 表明其可能是该大陆的边缘海或弧后盆地或弧前盆地, 并且在大地构造上远离另一个大陆. 这种大地构造分隔只能是数千公里甚至上万公里的大洋古地理分隔(图2). 从图2所示构造格局可以看出, 来自板块A的被动大陆边缘主要接受板块A的物源, 而板块B的弧前只接受来自板块B的物源, 二者在拼合前不存在物源交换. 在发生拼贴时, 二者则会有充分的物源交换, 在被动陆缘一侧发育的前陆褶皱冲断带与前陆盆地可能就发育双向物源. 因此, 板块A碰撞前的单侧物源到拼贴后的双向物源的转变是厘定碰撞拼贴格局的重要标志.

换言之, 如果造山带增生物质或地体与相邻地质体具有鲜明的单侧不同物源特征则表明他们曾经有数千公里大洋的分隔. 一个必须关注的事实是, 前陆盆地首先应主要具有被动大陆边缘的物源特征, 而后某一时期开始也具有相邻增生地体的物源特征, 才能限定拼贴作用, 双向物源二者缺一不可是前陆盆地的一个必要特征.

3　喜马拉雅汇聚带的结构-属性

回到前述关于喜马拉雅南部汇聚带结构与时限的争论. 一个急需回答的问题是: 作为全球最受关注的前沿热点, 围绕喜马拉雅造山带碰撞方式与时限开展的研究工作很多, 资料、手段不可谓不丰富、不全面, 为什么还有如此大的争议呢? 如果我们回顾喜马拉雅造山带的研究历史, 也会发现许多高精尖的仪器设施均已应用到该地区相关问题的研究上, 但争议仍然在持续, 并有愈演愈烈之势. 面对这种状况, 我们似乎应该冷静思考一个问题, 既然研究方法、手段均无可挑剔, 是不是研究前提或者工作假设存在某些瑕疵, 或者其中某些地质体的结构-属性存在某些认识误区或者盲点, 从而导致结论出现偏颇?

虽然不同研究集体所持观点不同, 研究方法与手段也有所不同, 但是, 绝大多数研究者都有一个共同的视角, 即把雅江蛇绿岩带当成了印度与欧亚大陆的最终接合带. 由于雅江蛇绿岩带的产状总体较为陡立, 从这个视角出发, 可以把喜马拉雅造山带自然而然地分割成欧亚与印度两大块体(图7). 出于研究习惯, 大部分学者在平面上构建了这样的基本大地构造框架: 即雅江蛇绿岩带以北, 所有地体属于欧亚大陆; 而雅江蛇绿岩带以南, 所有地体属于印度. 在这个大地构造框架下, 一个复杂的造山带演化问题就可以简化为冈底斯与特提斯喜马拉雅(THS)两个相邻地体之间的碰撞. 实际上, 这种“两陆夹一洋”的研究思路已被运用到许多造山带的解析中, 遇到多个块体则将其简单重复即可(图1), 类似于20世纪80~90年代发源于北美的地体拼贴学方法论(Silver和Smith, 1983; Shervais, 2006). 而这种过于简单的方法论, 可能从理论上导致了对地

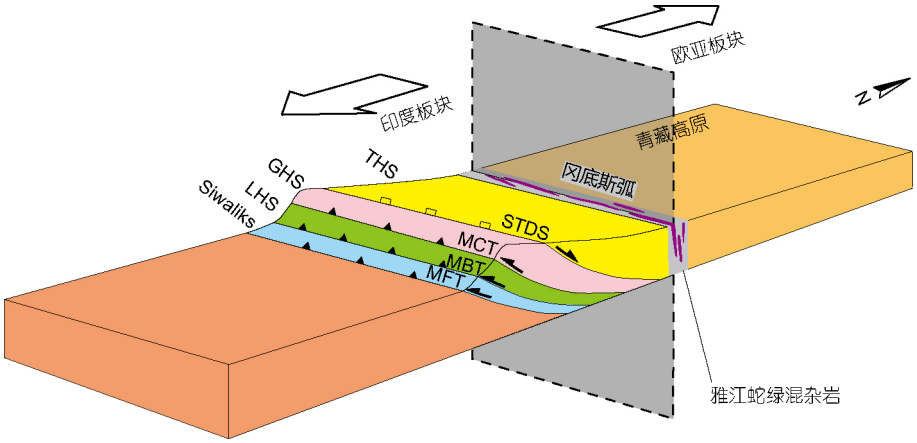

图 7　根据雅鲁藏布江缝合带假设的直立缝合带(面)分隔了印度与欧亚大陆的造山带格局
似乎可以简化为冈底斯与特提斯喜马拉雅(THS)两个相邻地体之间的碰撞

体属性与洋盆规模甚至数量厘定的偏颇.

因此, 亟待开展喜马拉雅汇聚带的结构-属性解剖, 其中一个急需解决的问题就是, 是否欧亚与印度板块的最终界面是雅江蛇绿岩带? 这个基本的大地构造框架是否存在某些不确定因素? 是否存在一些最基础、最根本的分析框架误区或者盲点?

3.1　雅江蛇绿岩

喜马拉雅造山带可以划分为不同的大地构造单元, 由北向南依次为拉萨地体、特提斯喜马拉雅(THS)、高喜马拉雅(GHS)、低喜马拉雅(LHS), 分隔它们的边界断裂系分别为雅江蛇绿岩带(YZS)、藏南拆离系(STD)和主中央逆冲断层(MCT)(图7和8). 毫无疑问, 雅江蛇绿岩带是其中最重要的大地构造单元之一. 雅江蛇绿岩带研究历史悠久, 其基本特征已在大量文献中有所总结, 感兴趣的读者可以参阅近年来相关文献(肖序常等, 1979; Zhou等, 2004; 吴福元等, 2014; Xu等, 2015). 目前广泛接受的一个认识是认为雅江蛇绿岩带代表了消亡的新特提斯洋, 是欧亚与印度大陆碰撞的最终缝合线.

然而, 随着研究程度的提高, 许多独特的事实与不同的认识也相继涌现. 地球物理探测与构造解析结果表明雅江蛇绿岩的产状并非只有垂直产出, 而是既有水平又有倾斜等多种复杂产状(Makovsky等, 1999; Leech等, 2005; Wang E等, 2015). 这表明雅江蛇绿岩出露线不是一个单纯的欧亚与印度大陆简单垂直分割面.

早在20世纪80年代, 许多学者认识到雅江蛇绿岩作为一套标准的蛇绿岩套并不完整(Bally等, 1980); 此外, 构造混杂现象明显, 并存在不同程度地构造破坏(王成善等, 1999). 同时, 不少学者也认识到雅江蛇绿岩的构造背景具有MORB和SSZ等多种特征(Hébert等, 2012). 雅江蛇绿岩带中超镁铁岩与镁铁质岩形成于不同时代, 可能在成因上不具任何联系(吴福元等, 2014); 且部分蛇绿岩含有大洋岩石圈地幔来源的金刚石等高压矿物(Yang等, 2007). 这些都表明雅江蛇绿岩带可能包含了一系列不同构造属性、不同时代的岩石圈残片, 经构造叠置作用而共同产出.

值得注意的是, 雅江蛇绿岩中的地幔橄榄岩可能含有大陆岩石圈地幔(吴福元等, 2014). 根据对雅江蛇绿岩的系统总结, 考虑到镁铁质岩的发育有限等特征, 吴福元等(2014)指出雅江蛇绿岩并不能代表新特提斯大洋, 极有可能代表了一种超慢速扩张的洋盆形成环境. 这些系统总结与创新认识, 促进了对雅江蛇绿岩的复杂组分及其代表的大地构造环境的重新审视与新一轮系统研究.

Maffione等(2015)报道了雅江蛇绿岩中发现的洋底核杂岩(Oceanic Core Complex, OCC), 并进一步解释在拉萨地体的弧前存在一系列宽阔的伸展区域, 提出了新特提斯洋在演化过程中可能具有更复杂的大地构造单元组合. 实质上, Wang等(2012)根据大量的野外和室内研究工作, 指出雅江蛇绿岩带还包含了作为日喀则弧前盆地基底的SSZ蛇绿岩与作为新特提斯洋的MORB蛇绿岩. 除了包含大洋岩石圈、弧-盆体系、

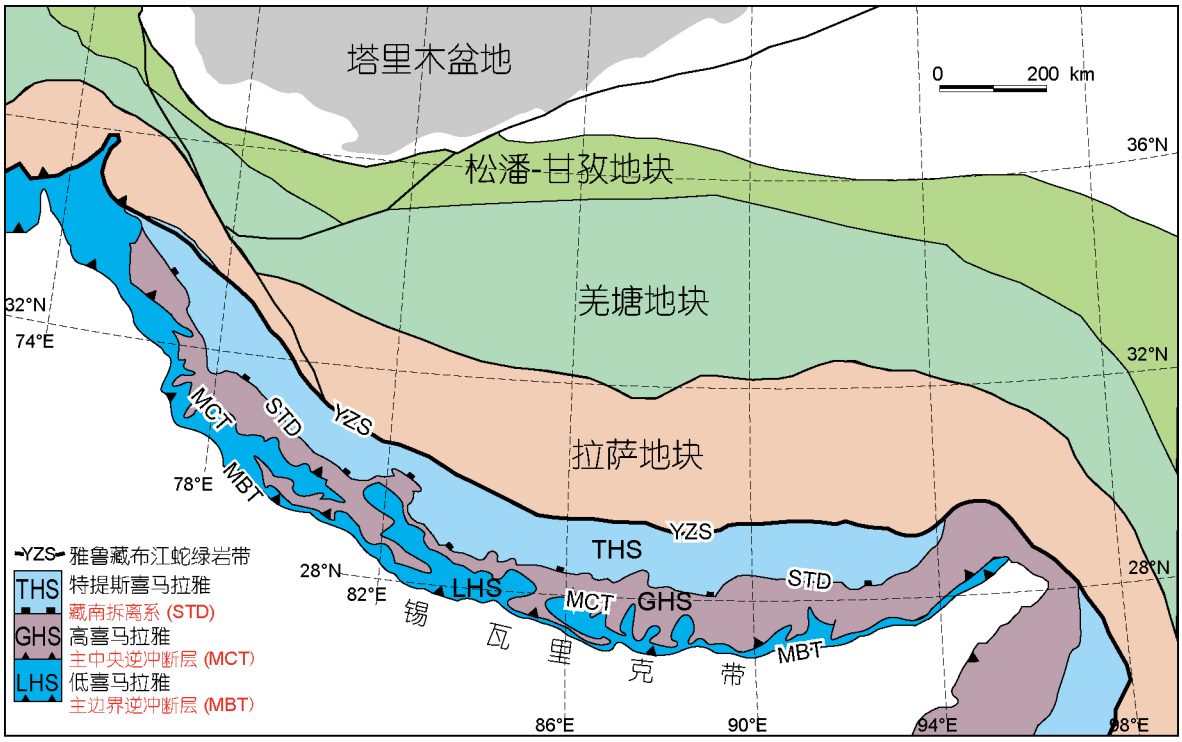

图 8　喜马拉雅造山带主要构造单元

据Yin和Harrison(2000)、Yin(2006)修改

弧前大洋扩张的OCC以及弧前盆地基底等大地构造单元外, 雅江蛇绿岩带还包含了一系列发育在其南面的大量混杂岩与增生楔杂岩(Dürr, 1996; Cai等, 2012; 魏玉帅等, 2015; Xu等, 2015).

通过上述分析我们不难发现, 雅江蛇绿岩带的主体部分应该包含了许多的不同大地构造单元, 包含了各种不同性质的洋盆甚至分布洋盆中的微块体. 诚然, 雅江蛇绿岩带中应该也有新特提斯洋岩石圈的残片, 但是雅江蛇绿岩带出露地点不能简单地等同于新特提洋的消亡带——欧亚-印度碰撞的最终缝合带, 其中包含了长期复杂的演化过程. 因此, 狭义的雅江蛇绿岩带出露位置不宜简单作为印度-欧亚之间碰撞拼贴的最终几何界面.

如此看来, 喜马拉雅造山带碰撞方式与时限的巨大争议, 首先有可能源自"雅江蛇绿岩的产出位置是印度与欧亚板块拼合的几何边界"前提框架的某些偏颇或者缺陷. 如果是这样, 那么基于这个可能存在缺陷的前提框架得出的认识与结论就都需要重新审视与评价. 在后文的讨论章节中, 将回到有关这个方面的讨论. 目前最重要的问题是, 如果狭义的雅江蛇绿岩的产出位置并不能准确代表印度与欧亚大陆最终碰撞的几何分界面, 同时由于冈底斯岩浆弧(拉萨地体)是公认的欧亚大陆板块南部组成部分, 显然最终的碰撞缝合界面必须南移. 那么雅江南面的混杂岩单元或者哪个断裂面可以代表这个重要的几何分界面? 在复杂造山带中如何确定这一重要的大地构造分界面? 这实际上是解剖造山带构造最关键的问题之一, 对解决造山方式与时限争议具有举足轻重的意义.

3.2　朗县-措那弧前杂岩

前文已经叙述, 显然最终的碰撞缝合界面可能南延至现今雅江蛇绿岩以南. 如果必须从雅江蛇绿岩往南, 首先来看紧邻其南的特提斯喜马拉雅岩系. 那么是不是雅江南面的那些混杂岩就一定能约束最终的增生楔底界面? 最近在喜马拉雅造山带东部的构造解剖工作可能提供一些关键线索, 使得对上述问题有了新的认识.

喜马拉雅造山带东部地区, 在雅江蛇绿岩以南, 藏南拆离系以北, 即是特提斯喜马拉雅岩系, 其由北往南发育曲松、措美-隆子和拉康-错那杂岩(图9). 其中

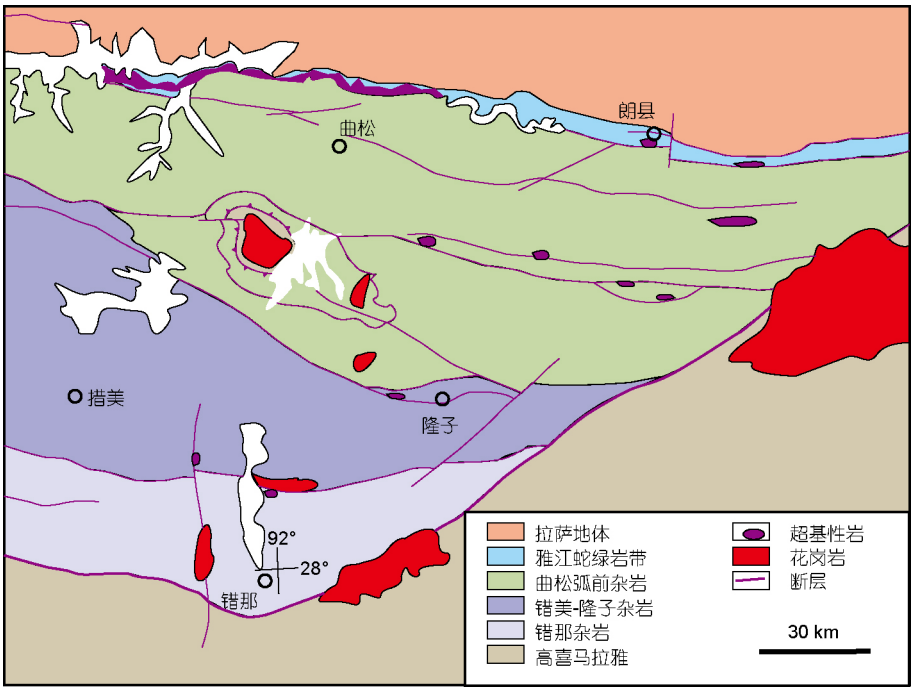

图 9　曲松、措美-隆子和拉康-错那杂岩地质图

据潘桂棠等(2004)修改

曲松杂岩中, 发育了朗县蛇绿岩带、朗杰学岩群、卡拉-玉麦蛇绿岩带、涅如岩组, 这些岩石组合中包含了大量的超基性岩、辉长岩、辉绿岩、玄武岩、枕状玄武岩与砂板岩, 呈构造堆叠、逆冲叠瓦扇或呈岩块-基质构造产出(图10)(苏学军等, 2004, 2006). 在卡拉山口南约1km处, 可观察到砂板岩向南逆冲到超基性岩块上, 与其南的砂板岩、辉长岩叠瓦扇逆冲构造形成了双冲构造(图11a). 大型平卧褶皱及其冲断变形构造发育. 我们野外观察到了在卡拉-玉麦蛇绿岩中发生了变形的枕状玄武岩(图11b). 在其北面约20km处可见巨型等斜紧闭尖棱褶皱发育于砂质板岩、页岩、变砂岩、粉砂岩中, 形成往南的巨型褶皱叠瓦扇推覆体(图11c). 而在措美-隆子杂岩中, 发育滑塌堆积, 表现为火山岩、超基性岩、硅质岩、砂岩及灰岩作为岩块产于泥砂质浊积岩基质中; 岩块形态、大小各异, 且发育箭石、双壳、放射虫等化石, 时代为晚三叠世-早白垩世之间(苏学军等, 2004; 周志广等, 2006).

此外, 该区还发育白垩纪大火成岩省岩浆活动(Zhu等, 2009)及45Ma的洋岛玄武岩型地球化学特征的辉长岩(Ji等, 2016). 我们在野外还观察到典型的岩块-基质结构, 洋岛玄武岩、灰岩、泥岩、砂岩作为岩块产于泥岩、砂岩基质中(图12).

最南部的拉康-错那地区则以连续单元组成为主, 主要为灰色粉晶灰岩、粉砂质板岩、绿色蚀变杏仁状玄武岩互层产出, 局部含硅质岩、砂岩、火山岩透镜体, 基性辉绿岩墙发育. 整体变质程度甚低, 以绢云母、绿泥石为变质新生矿物, 可达到低绿片岩相. 区内将这套杂岩划为晚三叠世区龙共巴组和早白垩世拉康组, 两者之间为断层接触(苏学军等, 2004). 值得注意的是, 组成拉康组的变质粉砂岩、粉砂绢云质板岩与玄武岩组成的岩石组合, 在近5公里的实测剖面中反复出现了几十次(苏学军等, 2004). 一种可能的解释就是这种重复现象为构造变形所致. 这与日本增生杂岩中相似岩石组合多次重复出现的构造现象类似, 反映了大洋板块地层(OPS)的构造堆叠作用.

因此, 由雅江蛇绿岩与藏南拆离系所围限的这几套杂岩可能是以增生杂岩为主体的组合. 这种组合以蛇绿岩、蛇绿混杂岩、各种构造混杂岩、滑塌堆积等组成俯冲上盘增生杂岩. 如果沿走向看所谓的特提斯喜马拉雅层序, 即可发现它与蛇绿岩、蛇绿混杂岩的产出关系, 在东部朗县一带基本上可以肢解为增生杂岩, 在西部仲巴一带出露变窄, 并几乎被大量巨型

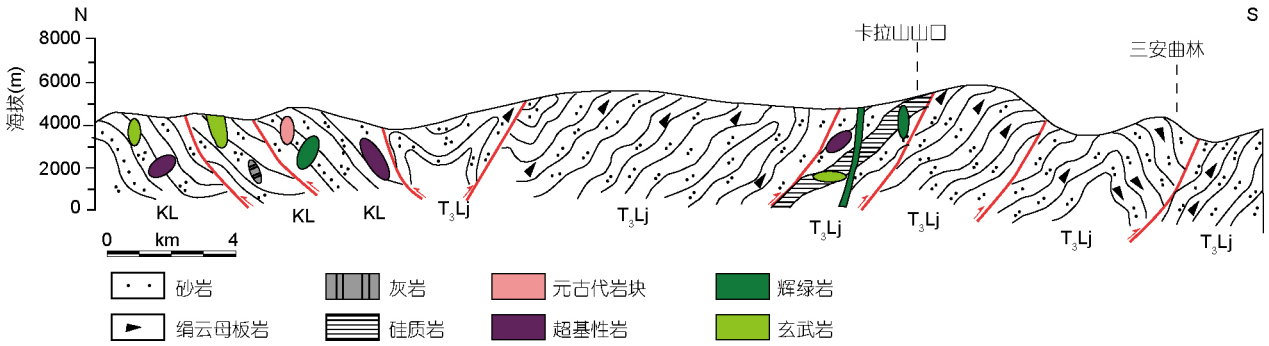

图 10　朗县-隆子杂岩带剖面图

据苏学军等(2004)修改

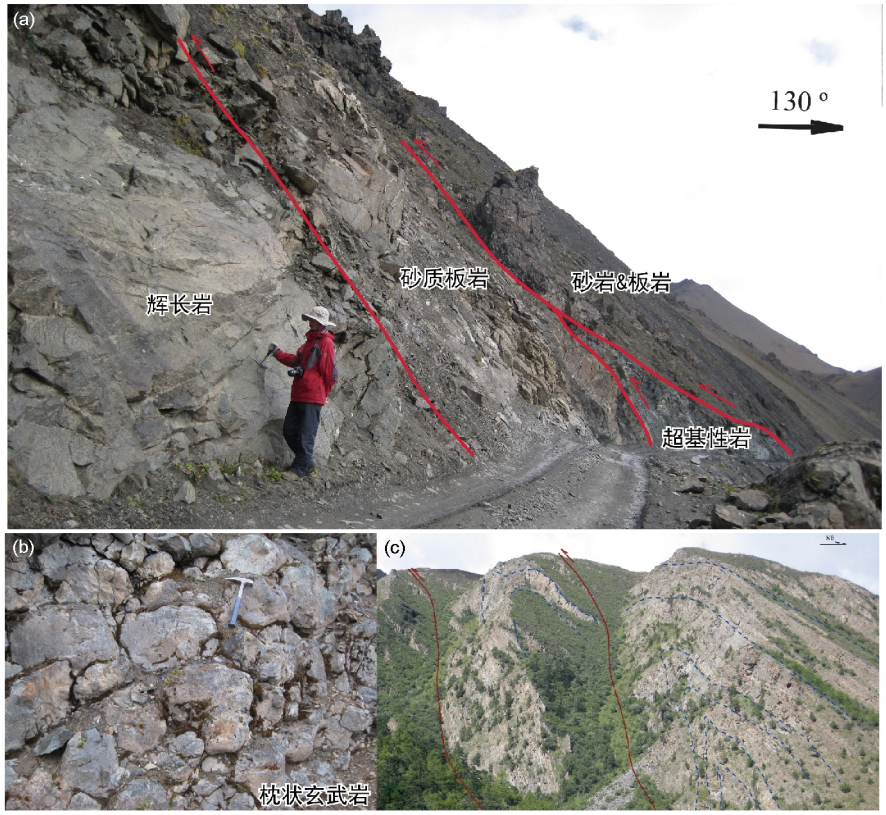

图 11　卡拉山口南砂板岩逆冲到超基性岩块之上(a)、变形的枕状玄武岩(b)、紧闭尖棱褶皱形成的巨型叠瓦扇推覆体(c)

(a) 地质学家为比例尺; (b) 地质锤为比例尺; (c) 陡崖高约250m

超基性岩块所构成的混杂岩占据. 这也暗示出其弧前增生杂岩的组成特性.

很显然, 从结构组成上THS不是一个统一的地体, 也不是简单的被动大陆体系, 而是一套组成复杂的增生杂岩、增生地体和弧前盆地组合. 在这套增生杂岩中可能包括了大陆碎片, 但其规模与大小远远小于现今THS所代表的范围, 大量系统的野外填图工作与室内分析可进一步确定其精细结构, 但不会改变其为增生杂岩的根本面貌.

如果特提斯喜马拉雅体系具有增生杂岩的性质, 厘定其究竟属于南面印度大陆、还是属于北面冈底斯弧, 就成为一个检验这个经典碰撞构造模型最关键

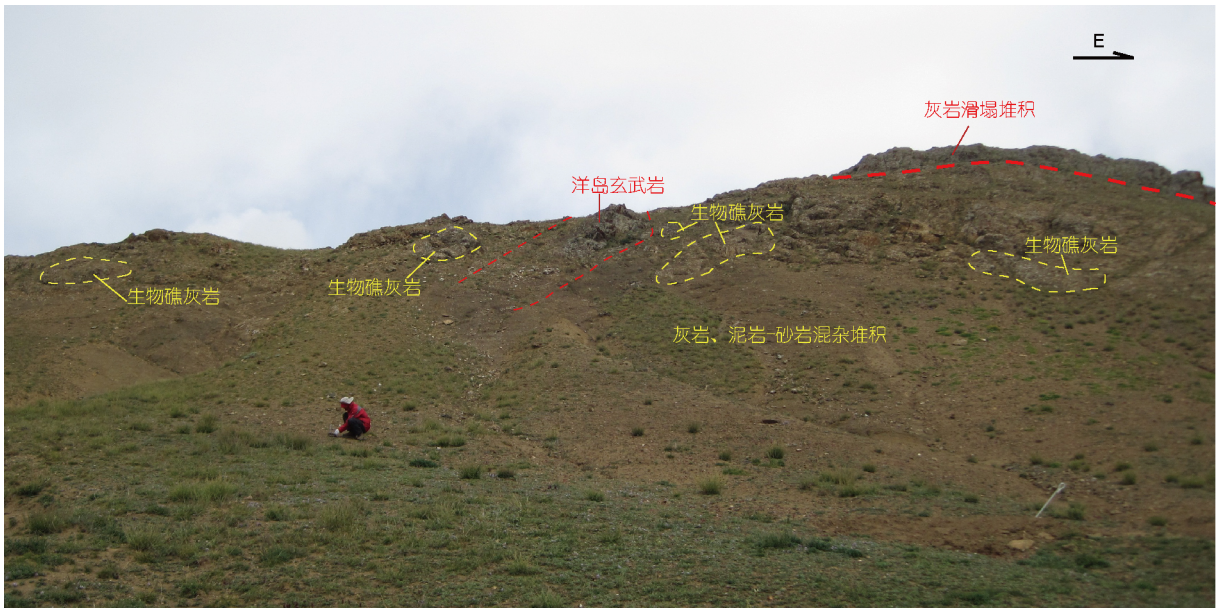

图 12　洋岛玄武岩、灰岩、泥岩和砂岩作为岩块产于泥岩、砂岩基质中

地质学家为比例尺

的问题之一.

而最近系统的物源研究则为解决这一关键问题提供了重要线索. 关于喜马拉雅造山带中特提斯喜马拉雅层序(THS)的组成与沉积物源展布格局系统分析, 发现物源中包含了来自西澳、拉萨、大印度、洋中脊、海山洋岛、新特提斯弧后盆地与岛弧的各种物源, 这也与其弧前增生杂岩的结构特征相吻合, 其结果显示沉积物物源格局具有统一的南向古水流方向, 指示物源来自北面的拉萨地块(Li等, 2016; Zhang C等, 2016).

考虑到拉萨地体在喜马拉雅造山带最终碰撞前, 其主体于白垩纪沿班公湖-怒江一带拼合, 而其南面又分布有众多的蛇绿混杂岩, 因此, 拉萨地体可以作为欧亚大陆南部的参考大地构造位置. 因此, 拉萨地块的唯一总源区揭示出特提斯喜马拉雅层序具有欧亚大陆的属性, 特别是在最年轻的组分加入时. 系统的碎屑锆石年代学分析(Li等, 2014)也表明朗杰学群的锆石年龄谱与拉萨、羌塘等欧亚地体(北面)相似, 而与南面喜马拉雅地区不同. 因此, 也是支持上述源区分析结果.

已有研究指出研究区存在“澳大利亚物源”. 然而, 所谓“澳大利亚物源”多依据碎屑锆石年龄谱系分布特征. 换言之, 只要该构造带中有来自南半球冈瓦纳大陆的物质参与, 即可获得该“澳大利亚特征”碎屑锆石年龄谱. 任何可能的微地块或者海山的拼贴, 都可能带有南部的“特征”. 但问题是, 并非所有具有“澳大利亚特征”的物质永远只能来自澳大利亚大陆所在的冈瓦纳大陆. 而且, 青藏高原南部大部分地体可能来自、或者与南部冈瓦纳有所联系, 如“拉萨地体”等(Zhu等, 2009, 2011). 显然, 这些“澳大利亚”地体在印度与欧亚最终碰撞拼贴前, 已经增生拼贴成为欧亚大陆的一员. 因此, 来自北面、同时具有“澳大利亚特征”的物源可以是来自当时已经增生拼贴到欧亚南缘的拉萨地体(Li等, 2016; Zhang C等, 2016). 换言之, 拥有澳大利亚物源不一定就是南面印度大陆或者相邻区域的唯一标志, 在具体碰撞的时间点可能已经拼贴、增生到欧亚大陆南缘, 关键是看物源补给方向(古水流).

结合这些沉积物源分析结果, 特别是南向古水流格局, 我们可以确定特提斯喜马拉雅层序主体属冈底斯的弧前增生杂岩和弧前盆地组合. 因此, 不能将这些杂岩简单归属于印度大陆. 这些杂岩被认为是属于印度大陆北缘的被动边缘沉积体系的认识需要重新修改, 基于此形成的一套印度大陆(特提斯喜马拉雅体系)+新特提斯洋缝合带(雅江蛇绿岩)+欧亚大陆(冈底斯弧)完整的“两陆夹一洋”碰撞造山格局也需要重新解剖.

3.3 高喜马拉雅和低喜马拉雅杂岩

如果特提斯喜马拉雅(THS)包含了大量增生杂岩, 其隶属于欧亚大陆弧前构造背景, 那么最终大陆碰撞缝合带显然应该至少出现在其南面, 即藏南拆离系(STDS). 那么, 欧亚大陆(冈底斯)弧前增生杂岩的底界面是否就一定位于特提斯喜马拉雅(THS)南边界? 然而, STDS只是一个伸展为主的断裂面, 不具备海沟岩石组合. 欧亚大陆(冈底斯)弧前增生杂岩的最南界在什么位置? 要确认这个问题的答案, 必须来探讨其南侧的高喜马拉雅(GHS)和低喜马拉雅杂岩的组成与属性.

高喜马拉雅杂岩主体由角闪岩相变质沉积岩组成, 产出有寒武-奥陶纪和早中新世花岗岩侵入体(Gehrels等, 2003). 变质沉积岩的时代主体为寒武纪-新元古代(Richards等, 2005), 但年轻的变质沉积岩在很多地区也有报道, 如在Tandi和Warwan地区中生代变沉积岩、Tschuldo地区二叠纪变沉积岩、Sarchu地区的奥陶-石炭纪变质岩(Frank等, 1977). 高喜马拉雅杂岩以巴洛变质作用为特征(Wang J M等, 2015), 为一巴洛式递进变质带形成的倒转背斜. 高喜马拉雅18Ma经历了从伸展到逆冲的反转(王佳敏等, 2014), 其北部是一套与藏南拆离系相关的大型拆离断层体系, 发育时代为24~12Ma左右的糜棱岩与糜棱岩化浅色花岗岩(张进江等, 2011; Zeng等, 2011; 王佳敏等, 2014; Wang J M等, 2015).

在高喜马拉雅杂岩中发育麻粒岩相变质的榴辉岩, 从西到东分布较为广泛(Cottle等, 2009; Grujic等, 2011), 在东部定日一带其变质时代为38~14Ma(图13)(Liu等, 2005; Grujic等, 2011; Kellett等, 2014; Wang等, 2017). 最近有关定日榴辉岩的地球化学工作表明其具有E-MORB和OIB特征(Wang等, 2017), 虽然原作者并未解释其原岩为海山或洋岛, 根据其地球化学分析数据可以推测其原岩为海山或洋岛. 因此, 这些榴辉岩可能代表了俯冲的海山或洋岛, 其折返后就位于俯冲带的上盘, 这在全世界所有造山带基本如此(图14). 前已述及, 高压-超高压变质岩折返后位于弧前增生楔内或俯冲带上盘, 是确定造山楔(增生楔)或俯冲带上盘的重要证据. 在喜马拉雅造山带的实例中, 由于印度板块的俯冲极性是向北俯冲, 这些榴辉岩的出露可能标定高喜马拉雅杂岩应处于俯冲带的上盘, 甚至是弧前增生杂岩或者增生地体中. 因此, 高压-超高压岩石的出露点限定了弧前增生楔底界即地表缝合带出露的最南最底界(图13和15).

值得注意的是在低喜马拉雅杂岩(LHS)的北部Arun Valley也出现了类似的岩石组合(图13b). 根据上面的分布规律可知, 当时俯冲带应该已经处于Arun Valley以南, 位于低喜马拉雅杂岩的北部某一地区. 虽然其具体位置尚需进一步的系统研究, 但是位于高喜马拉雅与低喜马拉雅之间的主中央逆冲断层(MCT)附近的相关断层面, 很可能是代表当时大洋俯冲带比较理想的构造面(图14), 即是印度与欧亚大陆碰撞的最终缝合带.

4 最终拼贴时限

4.1 主缝合带及其碰撞拼贴格局

前述分析表明, 在喜马拉雅造山带“两陆夹一洋”的构造模式中三大单元(冈底斯, 雅江蛇绿岩, 特提斯喜马拉雅)中, 至少雅江蛇绿岩应该系统地重新厘定为多个不同的大地构造单元, 特提斯喜马拉雅也并非代表印度大陆被动陆缘参与最终碰撞作用, 因而包含了更丰富的地球动力学过程信息. 因此, 已有古地理格局可能过于简化了前期的多种地球动力学过程. 最新的资料及分析均表明, 雅江蛇绿岩带包含了大陆岩石圈地幔、大洋核杂岩(OCC)、弧前盆地、岛弧与弧后盆地等众多组合, 特别是位于雅江蛇绿岩南面的蛇绿混杂带; 特提斯喜马拉雅杂岩含有大量的蛇绿混杂岩与连续沉积单元, 发育特征性的冈底斯物源及其南向古水流; 以及高喜马拉雅杂岩出露折返的高压变质岩. 这些均表明了在印度与欧亚大陆最终的拼贴过程中, 至少特提斯喜马拉雅杂岩与与高喜马拉雅杂岩(包括部分低喜马拉雅杂岩)在大地构造意义上已经远离印度大陆, 不能代表印度大陆, 而是作为弧前杂岩体系代表欧亚大陆参与最终碰撞拼贴作用.

同时, 不难看出, 喜马拉雅造山带中的雅江蛇绿岩带, 可能是冈底斯弧前增生体系中位于岛弧后盾(backstop)位置的巨型增生体系的背部组成部分(图14); 它现今的出露位置不代表特提斯洋的最后闭合, 而是包含了多种闭合过程, 可能代表了新特提斯洋向北俯冲消减与冈底斯裂解等多个阶段或过程产物堆

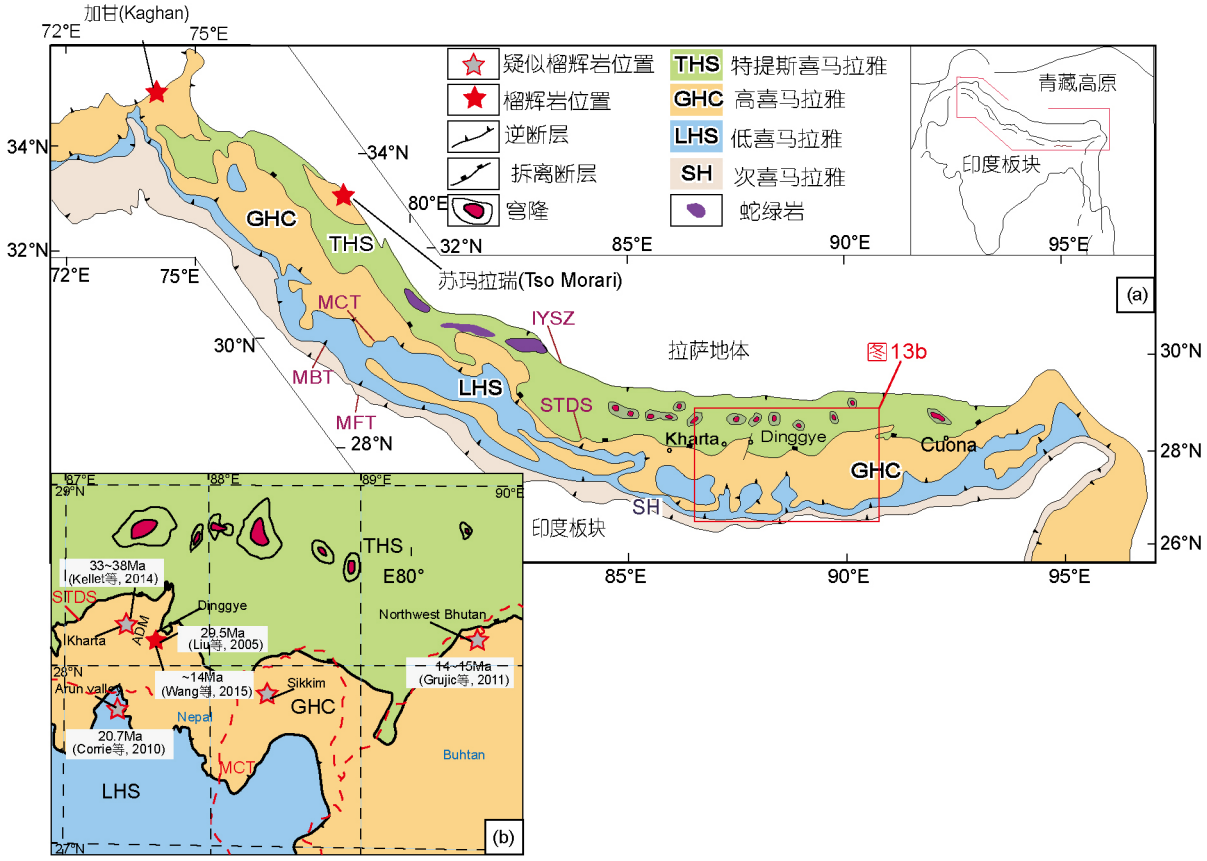

图 13　喜马拉雅造山带麻粒岩相榴辉岩总体分布图(a)和定日地区麻粒岩相榴辉岩分布图(b)

据Wang等(2017)修改

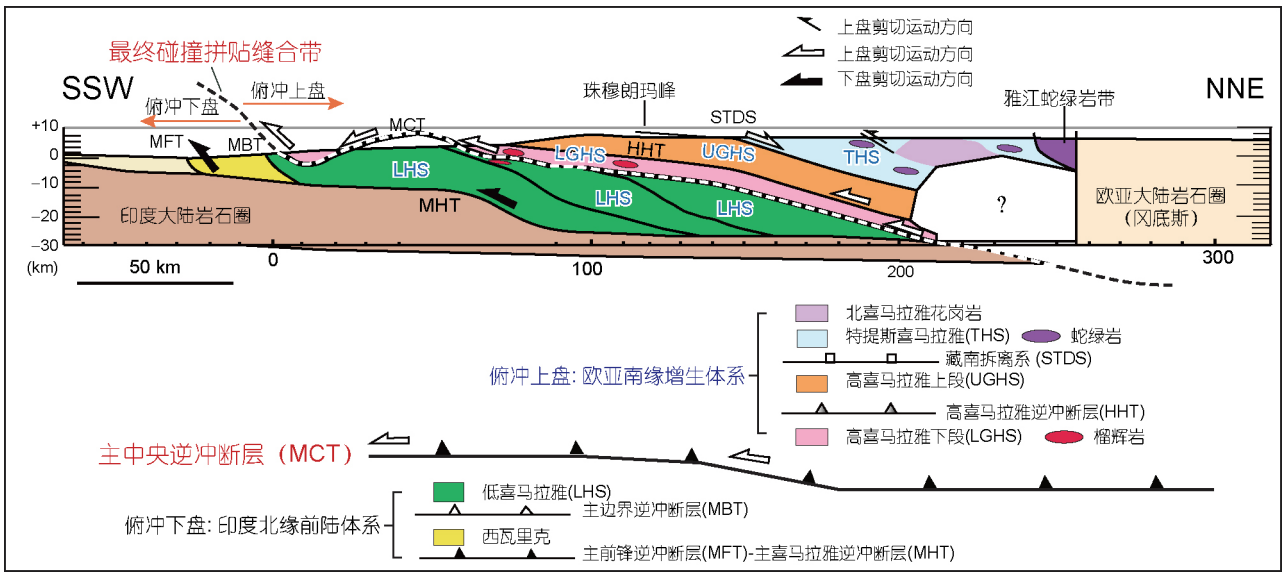

图 14　喜马拉雅造山带结构剖面

留意榴辉岩折返就位于俯冲带上盘, 而主中央逆冲断层(MCT)附近断层面则可能是早期增生楔底界, 即最终拼合缝合带. 据Kali等(2010)修改

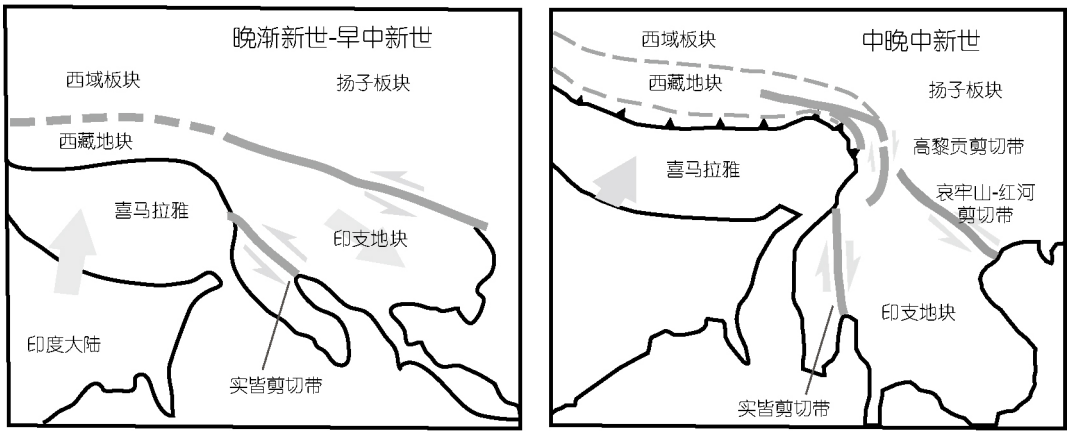

图 15　藏东地区哀牢山等剪切带左行-右行的转换

据刘俊来等(2006)、唐渊和刘俊来(2010)修改

叠的位置. 这与北美科迪勒拉的增生格局类似(图4). 雅江蛇绿岩带与其南面宽广的特提斯喜马拉雅杂岩以及高喜马拉雅杂岩共同组成宽阔的弧前增生杂岩, 记录新特提斯洋俯冲闭合及印度与欧亚大陆最终拼合过程的丰富信息, 这与最近地球物理探测得到印度大陆并未大规模发生俯冲的结果(Gao等, 2016)以及渠道流统一分布于上盘(Wang等, 2016)的认识是协调一致的.

根据以上分析可知, 主中央逆冲断层(MCT)附近相关断层面很可能是代表当时大洋俯冲带的构造面, 即是最终的碰撞缝合带(图14).

4.2　最终碰撞拼贴时限

在重新厘清喜马拉雅造山带结构-属性的基础上, 我们再来系统地讨论这些不同大地构造单元及其时限, 从而来制约印度与欧亚最终的拼贴时限.

在讨论最终拼贴时限之前, 我们先来确定拼合时限的标志. 如果是一种理想的方块地体拼贴(图1), 早年诞生于北美的地体及其上覆沉积物的共同盖层等分析办法可能是奏效的, 其基本逻辑是如果块体C上面的某个沉积盆地在某一个层位获得了来自块体B的物源, 则表明块体B和C已经拼贴. 值得注意的是, 首先必须明确C确实不是B的一部分, 才能用此原理来评断B和C之间的拼贴; 如果C、B已经是一体, 这些标志可能只能用于限制更早期的事件. 最终的碰撞拼贴只发生于板块A与B+C的复合地体之间. 这种来源于北美科迪勒拉山脉的分析方法论, 实际上只能运用到大洋俯冲带上盘的增生过程分析, 而对大陆最终碰撞带可能失去其直接判断功效. 大陆块体随其前方的大洋板片并沿早期的大洋俯冲带进入造山带, 形成一个独特的下盘体系即前陆褶皱冲断带及前陆盆地.

如果本文的逻辑分析合理的话, 我们能够把地表出露的主中央逆冲断层(MCT)作为冈底斯弧前增生杂岩的最南端, 则容易认识到低喜马拉雅(LHS)体系的最北端就是印度被动大陆边缘的前陆褶皱冲断带及前陆盆地(图14).

位于俯冲上盘的年代学标志基本代表最终拼贴事件之前的那些地质过程, 如具有非大陆地壳原岩的高压变质带峰期变质时代、大部分蛇绿岩或蛇绿混杂岩中岩块与基质时代、弧前或弧后盆地中的各类沉积物时代以及角度不整合时代, 它们只能作为最终大陆拼贴过程的时间下限(李继亮, 1991; Xiao等, 2013); 且在实践中就必须来找最年轻的组分(Xiao等, 2013, 2015). 而作为下盘参与造山作用的大陆块体的前陆褶皱冲断变形时限及前陆盆地沉积物变形时代, 才能作为最终大陆拼贴过程的时间上限; 在实际运用中就是厘定其最老的年龄记录(李继亮, 1991; Xiao等, 2013).

在喜马拉雅造山带中, 目前可以找到的最晚的时限包括最年轻的榴辉岩年龄为14Ma(Wang等, 2017), 应该说最终的印度大陆碰撞拼贴只可能发生于14Ma之后, 主中央逆冲断层(MCT)最年轻的变质变形活动时限14~12Ma(Mottram等, 2015), 也是该碰撞时限的一个重要约束条件.

在锡瓦里克前陆带, 主边界逆冲断层(MBT)和主前

锋逆冲断层(MFT)为主要变形构造带. MBT为将低喜马拉雅(LHS)向南推覆到印度大陆的推覆构造, 其活动时限在印度西部地区为中新世中晚期(13.8~5.3Ma)(Meigs等, 1995; Mishra等, 2013), 东北部和中部活动时代为10~12Ma或者<5Ma. 而主前锋逆冲断层(MFT)的主体活动时代则<5Ma, 局部地区活动时代为2Ma(Landry等, 2016). 而5Ma以来的变形也广泛被记录在北部的主体构造中(Kali等, 2010). 这些都表明前陆的变形是最终碰撞拼贴的响应.

Zhao等(2011)研究工作表明印度大陆俯冲到欧亚的尺度可能在500km左右; 如果每年俯冲速率为6cm, 则完成这些长度的时间约为8~9Ma. 新近球物理探测结果也表明印度大陆并未大规模发生俯冲(Gao等, 2016). 因此, 印度大陆真正俯冲时间可能比该数值还要小. 因此可以证明, 印度大陆俯冲开始时限不能太早, 与最终的印度大陆碰撞拼贴只可能发生于14Ma之后的认识似乎协调一致的.

5 北部构造响应

如果青藏高原南部最终碰撞拼贴事件沿MCT附近断层发生在14Ma之后, 那么, 青藏高原北部存在什么构造响应?

5.1 青藏地区南北向裂谷

青藏高原发育了大量的伸展构造, 即第四纪裂谷系(肖序常和李廷栋, 2000; 贺日政和高锐, 2003; Hintersberger等, 2010). 其中最受关注的是发育在西藏高原内部的近南北向的裂谷, 规模较大. 关于这些南北向裂谷的成因有许多不同认识, 如重力垮塌、东向地壳流拖曳、弧形汇聚边界的切向拉张, 以及印度下地壳挤入等(Tian等, 2015).

丁林等(2006)^{40}Ar/^{39}Ar同位素年龄等研究工作表明, 拉萨地块南北向裂谷中发育的中新世高镁超钾质火山岩喷发时代为17~13Ma. 结合正断层与火山岩的切割与覆盖关系, 丁林等(2006)指出高原正断层活动时期分为2个阶段, 首先伴随高原隆升(23~13Ma), 随后在重力作用下, 促使高原垮塌(13Ma至今). 然而, 陈建林等(2010)依据岩石地球化学和Sr-Nd-Pb同位素分析, 认为青藏高原拉萨地块广泛分布的新生代超钾质岩来源于与古俯冲环境有着密切联系的含金云母的富集地幔源区, 它们主要喷发于25~10Ma. 同时指出在拉萨地块分布有多条南北向地堑(裂谷), 且它们的切割深度可能到达下地壳的深部甚至岩石圈地幔, 认为它们主要形成于23~8Ma.

然而, 尼泊尔北部近南北向的 Thakkhola 裂谷已经报道可靠的沉积物的时代为上新世到全新世(Searle, 1995). 在裂谷东侧断裂中找到充填的热水云母, 年龄为14.2~14.3Ma, 认为是地壳开始拉张的时限(Coleman和Hodges, 1995; 贺日政和高锐, 2003).

规模最大的谷露-亚东裂谷带穿越了雅鲁藏布江蛇绿岩带和藏南拆离系, 其中段羊八井裂谷西侧念青唐古拉剪切带伸展剪切活动发生在11~5Ma(Pan和Kidd, 1992). Harrison等(1995)根据同位素热年代学研究结果认为, 念青唐古拉韧性剪切带深部正断层活动时期为8~4Ma.

我们可以看到, 基于火山岩为主的研究得到了25或者23Ma的较老年龄(丁林等, 2006; 陈建林等, 2010), 基于断层活动为主的年龄数据则主要集中14Ma以来(张进江, 2007). 关于基于火山岩为主的动力学解释存在不同看法, 丁林等(2006)认为其是前期伸展的深部物质响应, 陈建林等(2010)则指出新生代超钾质岩来源于与古俯冲环境有着密切联系的含金云母的富集地幔源区. 因此, 这些新生代超钾质岩可能产于古俯冲带或者与古俯冲环境有着密切联系的环境.

关于基于断层活动为主的年龄数据研究结果, 其与南北向裂谷动力学关联较为清晰. 在南北向裂谷最南段裂谷盆地的野外调查结果, 认为喜马拉雅这种平行于造山带的伸展作用发生于造山过程中的同收缩伸展(张进江等, 1999), 即广泛发育的裂谷作用代表的是一次强烈的挤压隆升事件(张进江等, 1999). 张进江(2007)进一步综述指出北喜马拉雅及藏南地区南北向裂谷于14Ma左右开始形成, 侯增谦等(2006)指出在拉萨地体形成一系列横切青藏高原的南北向正断层系统(≤13.5Ma)及其围陷的裂谷系和裂陷盆地. 故此, 本文认为基于断层野外构造与年代学研究, 确定北喜马拉雅及藏南地区南北向裂谷于14Ma左右开始形成(张进江, 2007).

根据上述分析, 我们再来讨论南北向裂谷的动力学解释. 大部分已有研究模式认为, 青藏高原内部发生的第四纪裂谷作用被认为是印度-欧亚大陆碰撞拼贴导致的高原地壳增厚、隆升直到重力跨塌的结果

(Kapp和Guynn, 2004). 然而, 在这样年轻的伸展断裂作用(14Ma至今)与70~65Ma或者45Ma的碰撞模式出现太大偏差. 如果采纳25Ma的碰撞时限(van Hinsbergen等, 2012), 则基于火山岩为主的研究得到的25或者23Ma伸展作用时代似乎比较匹配. 即使如此, 高镁超钾质火山岩较为确切的喷发时代为17~13Ma(丁林等, 2006), 时间上仍然出现较大偏差. 另外, 前面已经指出这些新生代超钾质岩可能形成于古俯冲带或者与古俯冲环境密切相关的环境, 它们就位时南北向裂谷尚未真正出现断层活动. 故此, 北喜马拉雅及藏南地区南北向裂谷于14Ma左右开始(张进江, 2007)的基本事实只能与本文14Ma之后的最终碰撞拼贴模式吻合. 南北向裂谷刺穿拉萨地体、雅鲁藏布江蛇绿岩带、特提斯喜马拉雅、藏南拆离系(STDS)甚至部分高喜马拉雅等构造单元, 但却没有系统卷入锡瓦里克前陆体系. 这个基本事实基本不支持简单的碰撞造山后的垮塌作用的解释, 因为碰撞造山后的垮塌作用应该贯穿整个造山带的所有单元. 这也从一个侧面证明俯冲事件是形成南北向裂谷的主体控制因素, 表明该南北向裂解作用只是发生在上盘, 并未影响下盘.

5.2 藏东地区哀牢山剪切带左行-右行的转换

藏东三江地区位于印度与欧亚板块汇聚带的东侧, 其新生代构造分析(刘俊来等, 2006)揭示出三种不同性质的构造样式, 其中以红河-哀牢山断裂、澜沧江和怒江-高黎贡山与实皆断裂等为代表的区域高温型走滑韧性剪切带构造和局部发育的脆性走滑断裂构造为典型代表.

根据构造-古地理重建(刘俊来等, 2006), 28Ma时欧亚大陆边界总体呈NWW向延伸, 哀牢山地区的碱性岩浆活动发生在30~28Ma期间, 区域性伸展使印支地块沿红河-哀牢山与实皆断裂以左行走滑剪切向南东逃逸(唐渊和刘俊来, 2010)(图15); 21Ma时期左行剪切作用基本结束(刘俊来等, 2006; 唐渊和刘俊来, 2010); 随后21~5Ma东部地块发生大角度顺时针旋转, 红河-哀牢山断裂由左行局部转变为高黎贡山右行走滑断裂, 实皆断裂由左行转变为右行(刘俊来等, 2006; 唐渊和刘俊来, 2010), 川西-云南南北走向的构造带才最终形成. 最近研究成果表明, 红河-哀牢山断裂右行脆性转换断裂活动时间至少是在8Ma之后(Cao等, 2011).

红河-哀牢山与实皆等断裂由左行转变为右行走滑具有重要的大地构造意义, 被认为是印支块体总体从近东西向展布顺时针旋转为近南北向展布的最关键表现之一, 而由左行转变为右行走滑断裂的年代学证据(8Ma)是印度大陆向北楔入的关键时限制约(Cao等, 2011). 因此, 可以推论只有在8Ma时印度大陆才与欧亚大陆边缘发生大规模实质接触, 也就制约了印度与欧亚大陆碰撞拼贴的最终时限.

区域古地磁资料分析表明,印度-欧亚板块之间的板块相互作用、区域板块与地块的旋转以及由此所致的不同构造环境制约着各种地质事件的发生与发展(刘俊来等, 2006; 唐渊和刘俊来, 2010). 印度板块与欧亚大陆板块汇聚角度自大约13Ma时期从约25°快速转变12°, 并随后一直稳定在12°左右(Lee和Lawver, 1994), 从另一个侧面支持了印度与欧亚板块最终碰撞发生在14Ma之后的认识.

藏东三江地区在以往研究中多作为印度与欧亚板块的侧向碰撞带, 所有这些构造事件特征被认为是早期碰撞后印支地块向东南逃逸的响应. 然而, 如果仔细分析这些事件, 特别是藏东地区哀牢山剪切带左行-右行的转换为8 Ma, 可以看出无论是早期(70~65Ma)、还是晚期(45~25Ma)碰撞事件均难以解释如此年轻(8Ma)的左行-右行的转换. 显然, 如果印度与欧亚板块最终碰撞发生在14Ma之后, 则印度与欧亚板块的最终碰撞事件与红河-哀牢山断裂左行-右行的转换事件匹配的似乎更合理.

如果这样解释, 14Ma之后最终碰撞似乎与始于21Ma的构造逃逸出现矛盾. 对于这种情形, 本文认为可以有三种方式来考虑或解释: (1) 红河-哀牢山断裂左行时限尚没有精确制约, 目前对红河-哀牢山左行走滑剪切主活动时限是33~21Ma, 也有研究表明其持续到17Ma(Harrison等, 1992; Leloup等, 1995; Zhang和Schärer, 1999; Cao等, 2011; Liu X等, 2012), 这是大部分岩浆锆石年龄, 可能难以精确制约大陆活动时限. 最近点苍山等地区的云母Ar-Ar冷却年龄表明, 至少红河-哀牢山断裂塑性变形持续到8Ma左右(Cao等, 2011). 尽管对左右行转换时间还是存在争议, 右行脆性转换断裂活动时间至少是在8Ma之后(Cao等, 2011).

(2) 考虑空间差异, 如果认定红河-哀牢山断裂左行阶段一定代表了印支地块的构造逃逸, 也许东构造结地区就是在21Ma左右或者稍早发生碰撞, 可能比位于喜马拉雅中部地区的碰撞时限稍早, 因为印度可能

存在东部犄角, 它可以先行与欧亚接触; 即便如此, 构造逃逸不一定必须发生在大陆碰撞阶段, 也可以发生在早起的洋盆俯冲阶段, 如某些海山或者洋脊转换断层等条带状正地形(90°E海岭)的俯冲亦可导致大洋岩石圈板片侧向发生后撤, 产生相当规模的旋转.

(3) 换一个角度考虑, 如果红河-哀牢山断裂左行活动不一定代表了印支地块的构造逃逸, 那它可不可以是类似大陆边缘与海沟平行或者小角度相交的大型走滑断裂系统? 例如我国东部的郯庐断裂或者北美圣安德列斯断裂. 实际上, 与海沟平行或者小角度相交的大型走滑断裂广泛发育于各个时期的活动大陆边缘. 郯庐断裂还发生了滑移方向的反转. 如果是这样, 那么无论是33~21Ma、还是17~16Ma的左行走滑剪切主活动时限(Zheng H等, 2013)与印度-欧亚板块14Ma之后的最终碰撞事件不产生明显矛盾.

无论哪种情形, 如果详细考虑各种因素, 则红河-哀牢山断裂左行活动就与印度-欧亚板块14Ma之后的最终碰撞事件并不矛盾. 关键是断裂带在8Ma的左行-右行的转换事实, 与印度-欧亚板块14Ma的最终碰撞事件匹配较为合理.

因此, 青藏地区南北向裂谷的发育、藏东地区哀牢山等剪切带左行-右行的转换等构造事件的发生, 均可以协调地反映在俯冲带的影响范围和动力学控制之中.

6 讨论

6.1 喜马拉雅南部碰撞拼贴过程

前已述及, 关于印度-欧亚碰撞时限的争议总体存在两种基本观点. 那些认为早期(70~65Ma)碰撞的观点, 实质上讨论的是围绕雅江蛇绿岩及其两侧地体(冈底斯弧, 特提斯喜马拉雅层序)之间的碰撞事件的时代. 从上面的资料与分析可以看出, 而这里面可能包含了不止一期的拼贴事件, 更准确地说是一个长期的增生拼贴过程. 因此, 从这个角度来说, 早期的拼贴事件确实存在. 本文的分析与这些早期增生模式并不完全冲突.

此外, 发生于冈底斯弧和特提斯喜马拉雅之间的事件也有可能发育晚期的构造事件(Wang E等, 2015). 但是无论是早期增生过程, 还是晚期构造事件, 均不能代表最终印度-欧亚大陆最终碰撞事件. 这是因为特提斯喜马拉雅和高喜马拉雅杂岩均可能是欧亚活动大陆边缘的有机组成部分, 而不属于印度大陆被动边缘. 而且, 如果作为一个活动大陆边缘, 或者更进一步表述为一个弧前增生环境, 特提斯喜马拉雅自然可能发育多期增生事件, 从而不断地把增生物质添加到增生杂岩中, 形成一个不断生长的大陆边缘.

如果雅江蛇绿岩带是印度-欧亚大陆在70~65Ma的碰撞带缝合线, 则无法解释为什么最终碰撞作用没有导致所谓的前陆盆地发育同时期(65Ma左右)的挤压变形, 也解释不了为什么锡瓦里克直到10~5Ma才是构造变形主要活动期. 而那些认为晚碰撞(45~24Ma)的观点, 则认为早期存在弧-陆碰撞, 随后最终在特提斯喜马拉雅地体与印度大陆(高喜马拉雅地体)之间发生碰撞(Aitchison等, 2007; van Hinsbergen等, 2012; Yang等, 2015). 古地磁数据及其分析也支持了北部不止一次碰撞的过程(Xiao, 2015; Yang等, 2015). 然而, 这些模式将喜马拉雅南部造山带分割成类似早期北美的地体, 进行逐次拼贴过程分析, 忽略了俯冲带上盘结构-构造-属性解剖的基础事实. 同时, 这些多地体、晚碰撞(45~24Ma)模式也解释不了主中央逆冲断层(MCT)和锡瓦里克前陆直到10~5Ma才是构造变形主要活动期.

本文的动力学过程分析也涵盖了这些较为年轻(45~24Ma)的拼贴增生过程, 但这些显然还不是最终的缝合事件. 上述的这些模式可能都忽略了发生在高喜马拉雅地体与印度大陆的最年轻的构造事件. 从图14上可见, 特提斯喜马拉雅(THS)和高喜马拉雅(GHS)共属冈底斯弧前体系, 通过大致沿主中央逆冲断层(MCT)的构造面全面逆冲于低喜马拉雅(LHS)和锡瓦里克前陆体系之上, 从弧前(活动陆缘)、前陆(被动陆缘)两大体系的构造堆叠的角度解剖了喜马拉雅汇聚带的结构-属性.

值得注意的是, 实际上早期有些研究提出了类似的看法. 郝杰等(1995)曾提出北喜马拉雅增生杂岩(特提斯喜马拉雅)的认识, 但他们没有明确讨论增生楔底界的具体位置. 刘小汉等(2009)也提出高喜马拉雅微地体, 但他们以弧后坍塌为主要学术思路, 也没把最终缝合面放在主中央逆冲断层(MCT)附近, 而是放置在我们认为更靠前陆的某个位置.

随着资料的不断积累, 我们对喜马拉雅造山带的认识会更加深入. 当我们在解剖造山带中不同性质的地体属性及其相互之间拼贴关系时, 往往会存在不同

的认识. 如关于低喜马拉雅地体、高喜马拉雅地体和特提斯喜马拉雅历来存在有连续大陆边缘、中央结晶轴与增生地体等模式(Myrow等, 2003), 但这些认识的一个共同点是把所有三者均划分为印度大陆属性. 而本文将特提斯喜马拉雅肢解为最终碰撞拼贴前拉萨地体的弧前杂岩, 高喜马拉雅地体为该弧前杂岩的增生地体或弧前推覆岩片, 在时空格架上强调了最终碰撞拼贴前的印度(低喜马拉雅地体)、欧亚(高喜马拉雅与特提斯喜马拉雅地体组合)两大陆块拼贴的格局.

Chen等(2015)基于TIBET-31N台站资料, 开展了震相-方位-震中距优选、多种方法联合等分析处理工作, 获得了沿剖面SKS到时和横波分裂参数的细节变化特征. 根据以上观测特征, Chen等(2015)进一步提出了印度岩石圈板片撕裂和断离的动力学模型, 即印度岩石圈板片在青藏高原下方向北俯冲过程中, 俯冲角度存在系统差异(东陡西缓), 并与地表南北向裂谷建立了成生联系.

地球物理资料系统地制约了俯冲板片的深部结构形态与变化, 提供了重要的深部制约要素(Chen等, 2015; Tian等, 2015). 但是, 地球物理资料无法提供地质体属性. 如果将这些俯冲板片深部结构形态与变化理解成印度大陆岩石圈板块, 除了与我们分析的时限不符之外, 还难以回答为什么统一的印度大陆岩石圈板块会发生垂直海沟、几乎等距、平行状撕裂现象. 而解释成印度大陆前端新特提斯洋向北俯冲的大洋岩石圈板片, 则这种大地构造属性相对合理得多, 因为在大洋岩石圈板块中的连接洋中脊的转换断层及其深大延伸断裂可以很容易出现这种样式. 南美安第斯及阿拉斯加等活动大陆边缘就发生了类似的俯冲板片出现与海沟垂直或者大角度相交、几乎等距、平行状撕裂的现象. 是否是继承前期40Ma左右的板片窗(Jiang等, 2014; Yao等, 2015)的结果, 或者在25Ma左右仍然有洋中脊俯冲, 而大约14Ma榴辉岩可能反映了当时具有海山属性的大洋残片的混合与构造就位. 当然, 目前关于晚期洋中脊俯冲的厘定还需大量研究工作来证实. 但是, 即便是普通的大洋岩石圈也更容易发生这类较为规律的撕裂. 因此, 本文建议将14Ma之前的深部结构解释成印度大陆前端新特提斯洋向北俯冲的大洋岩石圈板片形态.

如果结合上述动力学时空过程分析, 则喜马拉雅南部造山带与南北向裂谷系的动力学过程可总结出如下模式. 大致在25~14Ma(图16a), 印度大陆前端的新特提斯洋盆向北俯冲. 由于洋盆俯冲角度存在系统差异(东陡西缓), 俯冲角度差异加剧了运动学差异, 造成了俯冲板片撕裂和板片断离, 形成导致南北向裂谷的前期深部与俯冲相关的岩浆活动, 包括新生代超钾质岩浆. 14Ma之后(图16b), 印度大陆岩石圈与欧亚大陆南缘冈底斯弧前杂岩系, 沿着MCT附近断层面发生最终碰撞拼贴, 该造山过程中的同收缩伸展作用导致俯冲上盘产生平行于造山带的伸展作用(张进江等, 1999), 形成14Ma以来南北向裂谷的伸展断层活动.

6.2 造山带结构-属性解剖意义及未来研究方向

我们关于喜马拉雅造山带的结构、属性解剖还是一个非常初步的认识, 仅代表另一个解剖视角, 也尚需大量系统深入的研究进一步支撑. 但是, 原来划归印度的特提斯喜马拉雅(THS)和高喜马拉雅(GHS)并非代表印度大陆, 可能包含了冈底斯的弧前杂岩及增生的微地体, 并且是作为欧亚大陆的前锋参与最终碰撞拼贴作用. 基于这种认识来讨论碰撞事件可能揭示了传统造山带解析理论中的某些拓展空间, 那就是以大量超基性岩块出露为特征的蛇绿混杂岩往往不是最终的缝合带位置, 可能仅代表了早期或多期的拼贴过程的记录. 而真正能代表最终缝合带位置的俯冲界面, 可能是由连续单元与俯冲折返的高级变质岩系所构成增生杂岩的前锋或底界面, 而不是增生杂岩内部以大量蛇绿混杂岩出露的地方.

总之, 造山作用是复杂、长期的地球动力学过程, 但是抓住俯冲带上盘结构、属性解剖这一关键视角, 通过大量的野外填图与室内分析工作, 再难再复杂的造山作用解剖也可迎刃而解.

喜马拉雅造山带记录了印度与欧亚板块之间的汇聚过程, 是研究板块汇聚及造山带结构与演化的最佳天然实验室之一(Richards等, 2005; Mo等, 2008; Niu等, 2013; Zheng Y F等, 2013). 国内外开展了大量的研究工作, 取得了大量基础资料, 也提出了许多不同的动力学模式. 其中关于碰撞时限及其动力学过程一直是国际学术界争议的焦点问题. 本专题的若干文章对此已有详细论述, 读者可参阅考相关文献.

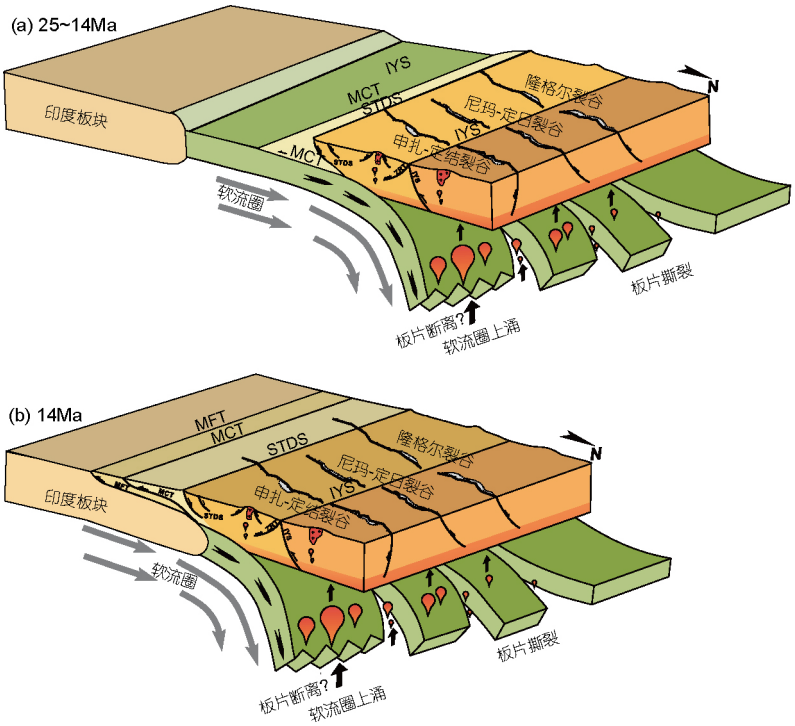

图 16　喜马拉雅南部造山带与南北向裂谷系的动力学模式

据Chen等(2015)修改

出现争议, 一方面反映出喜马拉雅造山带组成、结构及动力学演化可能蕴含了更复杂的板块汇聚信息与突破, 另一方面急需继续开展系统的研究工作. 本文仅仅从作者粗浅的理解出发, 希望未来研究关注以下几个方面的关键科学问题.

(1) 喜马拉雅雅江蛇绿岩以南各大地构造单元的组成、结构、时限与形成背景, 其中特提斯喜马拉雅和高喜马拉雅杂岩尤为关键, 应特别关注其中榴辉岩的时空格架;

(2) 冈底斯岩浆-构造成因研究, 特别关注洋中脊或者海山俯冲成因相关的岩浆-构造记录, 厘定其形成时限与南北向裂谷系形成过程的内在关联;

(3) 冈底斯岩浆弧的构造古地理重建, 重点厘定欧亚南缘特别是拉萨地体自40Ma以来的古纬度及其变化特征;

(4) 东南亚构造逃逸的方式与时限及构造背景;

(5) 西部构造结形成时限及其与莫克兰增生楔的南向增生时空耦合关系;

(6) 在新的碰撞时空框架下的构造-气候相互作用及其影响.

以上问题提出, 难免挂一漏万, 但本文希望喜马拉雅乃至特提斯造山带能够得到大家的进一步重视. 总之, 在梳理现有的数据、资料及模式基础上来探讨一些相关的研究视角与切入点, 对下一步更加系统地开展喜马拉雅造山带的研究, 应该说是一项大有脾益的工作. 结合造山带拼贴体及其最终拼合格局的分析, 本文试图从纷繁复杂的文献资料中探寻某些独特的研究思路与视角, 抛砖引玉, 希冀给国内外研究人员及年青的青藏高原地质爱好者带来一些研究思路的碰撞与交流.

致谢　感谢朱日祥、丁仲礼、姚檀栋、王成善、吴福元、钟孙霖、王二七、张进江、范蔚茗、丁林、许继峰、孙继敏、王强、周建勋和胡修棉等关于青藏高原构造演化的讨论. 感谢主编和多位审稿人的建设性意见.

参考文献

陈建林, 许继峰, 王保弟, 康志强. 2010. 青藏高原拉萨地块新生代超钾质岩与南北向地堑成因关系. 岩石矿物学杂志, 29: 341–354

丁林, 岳雅慧, 蔡福龙, 徐晓霞, 张清海. 2006. 西藏拉萨地块高镁超

钾质火山岩及对南北向裂谷形成时间和切割深度的制约. 地质学报, 80: 1252–1261
郝杰, 柴育成, 李继亮. 1995. 关于雅鲁藏布江缝合带(东段)的新认识. 地质科学, 30: 423–431
贺日政, 高锐. 2003. 西藏高原南北向裂谷研究意义. 地球物理学进展, 18: 35–43
侯增谦, 由晓明, 杨竹森, 孟祥金, 李振清. 2006. 青藏高原碰撞造山带: III. 后碰撞伸展成矿作用. 矿床地质, 25: 629–651
李继亮. 1991. 碰撞造山带大地构造相. 见: 李清波, 编. 现代地质科学研究论文集(上). 南京: 南京大学出版社. 3–16
刘俊来, 宋志杰, 曹淑云, 翟云峰, 王安建, 高兰, 修群业, 曹殿华. 2006. 印度-欧亚侧向碰撞带构造-岩浆演化的动力学背景与过程——以藏东三江地区构造演化为例. 岩石学报, 22: 775–786
刘小汉, 琚宜太, 韦利杰, 李广伟. 2009. 再论雅鲁藏布江缝合带构造模型. 中国科学D辑: 地球科学, 39: 448–463
潘桂棠, 丁俊, 姚冬生. 2004. 青藏高原及邻区地质图(1:1500000)说明书. 成都: 成都地图出版社
苏学军, 段国玺, 彭兴阶, 包俊跃, 肖玲. 2006. 西藏乃东-米林地区雅鲁藏布江结合带的地质特征及构造演化. 地质通报, 25: 700–707
苏学军, 黄建国, 段德华, 杨舒胜, 邓志祥, 赵庆红. 2004. 中华人民共和国西藏地区隆子县幅地质图(1:250000)及地质报告. 昆明: 云南省地质调查研究院
唐渊, 刘俊来. 2010. 川滇西部上新世以来构造地貌: 断裂控制的盆地发育及对于远程陆内构造过程的约束. 岩石学报, 26: 1925–1937
王成善, 刘志飞, 何政伟. 1999. 西藏南部早白垩世雅鲁藏布江古蛇绿岩的识别与讨论. 地质学报, 73: 7–14
王佳敏, Rubatto D, 张进江, 刘凯. 2014. 大喜马拉雅结晶岩系的部分熔融和冷却历史(聂拉木-朗塘): 来自独居石和金红石U-Pb年代学及矿物微量元素的证据. 见: 2014年中国地球科学联合学术年会——专题34: 特提斯-青藏高原地质演化与成矿. 北京: 中国地球科学联合学术年会. 1837
魏玉帅, 李亚林, 陈曦, 王成善, 李祥辉, 李鑫, 钟瀚挺. 2015. “大洋板块地层”的重建与意义——以藏南仲巴地区为例. 地质通报, 34: 1789–1801
吴福元, 刘传周, 张亮亮, 张畅, 王建刚, 纪伟强, 刘小驰. 2014. 雅鲁藏布蛇绿岩——事实与臆想. 岩石学报, 30: 293–325
肖序常, 曲景川, 陈国铭, 朱志直, 顾庆阁. 1979. 中国特提斯喜马拉雅蛇绿岩及其地质构造意义. 见: 国际交流地质学术论文集(1) 构造地质. 143–153
肖序常, 李廷栋. 2000. 西藏高原的构造演化与隆升机制. 广州: 广东科技出版社: 313
张进江. 2007. 北喜马拉雅及藏南伸展构造综述. 地质通报, 26: 639–649
张进江, 丁林, 钟大赉, 周勇. 1999. 喜玛拉雅平行于造山带伸展——是垮塌的标志还是挤压隆升过程的产物? 科学通报, 44: 2031–2036
张进江, 杨雄英, 戚国伟, 王德朝. 2011. 马拉山穹窿的活动时限及其在藏南拆离系-北喜马拉雅片麻岩穹窿形成机制的应用. 岩石学报, 27: 3535–3544
张长厚. 1999. 初论板内造山带. 地学前缘, 6: 295–308
张国伟, 郭安林, 刘福田, 孟庆任, 肖庆辉. 1996. 秦岭造山带三维结构及其动力学分析. 中国科学D辑: 地球科学, (增刊 I): 3–8
郑永飞, 陈伊翔, 戴立群, 赵子福. 2015. 发展板块构造理论:从洋壳俯冲带到碰撞造山带. 中国科学: 地球科学, 45: 711–735
周志广, 梁定益, 刘文灿, 万晓樵, 赵兴国, 王克友. 2006. 藏南晚白垩世宗卓组巨型混杂堆积的特征及其地裂——地震成因论证. 地质论评, 52: 314–320
Agard P, Omrani J, Jolivet L, Mouthereau F. 2005. Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation. Int J Earth Sci-Geol Rundsch, 94: 401–419
Agard P, Yamato P, Jolivet L, Burov E. 2009. Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: Timing and mechanisms. Earth-Sci Rev, 92: 53–79
Aitchison J C, Ali J R, Davis A M. 2007. When and where did India and Asia collide? J Geophys Res, 112: B05423
Aitchison J C, Buckman S. 2012. Accordion vs. quantum tectonics: Insights into continental growth processes from the Paleozoic of eastern Gondwana. Gondwana Res, 22: 674–680
Bally A W, Allen C R, Geyer R B, Hamilton W B, Hopson C A, Molnar P H, Oliver J E, Opdyke N D, Plafker G, Wu F T. 1980. Notes on the geology of Tibet and adjacent areas-report of the American plate tectonics delegation to the people’s republic of china. Open-File Rep
Ben-Avraham Z, Nur A, Jones D, Cox A. 1981. Continental accretion: From oceanic plateaus to allochthonous terranes. Science, 213: 47–54
Bourdon E, Eissen J P, Gutscher M A, Monzier M, Hall M L, Cotten J. 2003. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: The Ecuadorian margin case (South America). Earth Planet Sci Lett, 205: 123–138
Cai F L, Ding L, Leary R J, Wang H Q, Xu Q, Zhang L Y, Yue Y H. 2012. Tectonostratigraphy and provenance of an accretionary complex within the Yarlung-Zangpo suture zone, southern Tibet: Insights into subduction-accretion processes in the Neo-Tethys. Tectonophysics, 574-575: 181–192
Cao S, Neubauer F, Liu J, Genser J, Leiss B. 2011. Exhumation of the Diancang Shan metamorphic complex along the Ailao Shan-Red River belt, southwestern Yunnan, China: Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronology. J Asian Earth Sci, 42: 525–550
Cawood P A, Buchan C. 2007. Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. Earth-Sci Rev, 82: 217–256
Cawood P A, Kroner A, Collins W J, Kusky T M, Mooney W D, Windley B F. 2009. Accretionary orogens through Earth history. Geol Soc Lond Spec Publ, 318: 1–36

Chen Y, Li W, Yuan X, Badal J, Teng J. 2015. Tearing of the Indian lithospheric slab beneath southern Tibet revealed by SKS-wave splitting measurements. Earth Planet Sci Lett, 413: 13–24

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

Cloos M, Shreve R L. 1988. Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 2. Implications and discussion. Pure Appl Geophysics, 128: 501–545

Coleman M, Hodges K V. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension. Nature, 374: 49–52

Cottle J M, Jessup M J, Newell D L, Horstwood M S A, Noble S R, Parrish R R, Waters D J, Searle M P. 2009. Geochronology of granulitized eclogite from the Ama Drime Massif: Implications for the tectonic evolution of the South Tibetan Himalaya. Tectonics, 28: TC1002

Dewey J F. 2005. Orogeny can be very short. Proc Natl Acad Sci USA, 102: 15286–15293

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

Dong Y, Santosh M. 2016. Tectonic architecture and multiple orogeny of the Qinling Orogenic Belt, Central China. Gondwana Res, 29: 1–40

Dürr S B. 1996. Provenance of Xigaze fore-arc basin clastic rocks (Cretaceous, south Tibet). Geol Soc Am Bull, 108: 669–684

Frank W, Gansser A, Trommsdorff V. 1977. Geological observations in the Ladakh area (Himalayas): A preliminary report. Schweiz Miner Petrog, 57: 89–113

Frisch W, Meschede M, Blakey R C. 2010. Plate Tectonics: Continental Drift and Mountain Building. Berlin: Springer Science & Business Media. 212

Gao R, Lu Z, Klemperer S L, Wang H, Dong S, Li W, Li H. 2016. Crustal-scale duplexing beneath the Yarlung Zangbo suture in the western Himalaya. Nat Geosci, 9: 555–560

Gehrels G E, Yin A, Wang X F. 2003. Detrital-zircon geochronology of the northeastern Tibetan Plateau. Geol Soc Am Bull, 115: 881–896

Grujic D, Warren C J, Wooden J L. 2011. Rapid synconvergent exhumation of Miocene-aged lower orogenic crust in the eastern Himalaya. Lithosphere, 3: 346–366

Harrison T M, Wenji C, Leloup P H, Ryerson F J, Tapponnier P. 1992. An Early Miocene transition in deformation regime within the Red River fault zone, Yunnan, and its significance for Indo-Asian tectonics. J Geophys Res, 97: 7159–7182

Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, Lovera O M. 1995. Activation of the Nyainqentanghla Shear Zone: Implications for uplift of the southern Tibetan Plateau. Tectonics, 14: 658–676

Hébert R, Bezard R, Guilmette C, Dostal J, Wang C S, Liu Z F. 2012. The Indus-Yarlung Zangbo ophiolites from Nanga Parbat to Namche Barwa syntaxes, southern Tibet: First synthesis of petrology, geochemistry, and geochronology with incidences on geodynamic reconstructions of Neo-Tethys. Gondwana Res, 22: 377–397

Hibbard J P, Miller B V, Hames W E, Standard I D, Allen J S, Lavallee S B, Boland I B. 2012. Kinematics, U-Pb geochronology, and $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronology of the Gold Hill shear zone, North Carolina: The Cherokee orogeny in Carolinia, Southern Appalachians. Geol Soc Am Bull, 124: 643–656

Hintersberger E, Thiede R C, Strecker M R, Hacker B R. 2010. East-west extension in the NW Indian Himalaya. Geol Soc Am Bull, 122: 1499–1515

Hsü K J, Shu S, Li J L, Chen H H, Pen H P, Sengor A M C. 1988. Mesozoic overthrust tectonics in south China. Geology, 16: 418

Hu X, 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

von Huene R, Scholl D W. 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. Rev Geophys, 29: 279–316

Jahn B, Capdevila R, Liu D, Vernon A, Badarch G. 2004. Sources of Phanerozoic granitoids in the transect Bayanhongor-Ulaan Baatar, Mongolia: Geochemical and Nd isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. J Asian Earth Sci, 23: 629–653

Ji W Q, Wu F Y, Chung S L, Wang X C, Liu C Z, Li Q L, Liu Z C, Liu X C, Wang J G. 2016. Eocene Neo-Tethyan slab breakoff constrained by 45 Ma oceanic island basalt-type magmatism in southern Tibet. Geology, 44: 283–286

Jiang Z Q, Wang Q, Wyman D A, Li Z X, Yang J H, Shi X B, Ma L, Tang G J, Gou G N, Jia X H, Guo H F. 2014. Transition from oceanic to continental lithosphere subduction in southern Tibet: Evidence from the Late Cretaceous-Early Oligocene (~91–30 Ma) intrusive rocks in the Chanang-Zedong area, southern Gangdese. Lithos, 196-197: 213–231

Johnston S T, Gutierrez-Alonso G. 2010. The north American Cordillera and west European Variscides: Contrasting interpretations of similar mountain systems. Gondwana Res, 17: 516–525

Kali E, Leloup P H, Arnaud N, Mahéo G, Liu D, Boutonnet E, Van der Woerd J, Liu X, Liu-Zeng J, Li H. 2010. Exhumation history of the deepest central Himalayan rocks, Ama Drime range: Key pressure-temperature-deformation-time constraints on orogenic models. Tectonics, 29: TC2014

Kapp P, Guynn J H. 2004. Indian punch rifts Tibet. Geology, 32:

993–996

Kellett D A, Cottle J M, Smit M. 2014. Eocene deep crust at Ama Drime, Tibet: Early evolution of the Himalayan orogen. Lithosphere, 6: 220–229

Khan S D, Walker D J, Hall S A, Burke K C, Shah M T, Stockli L. 2009. Did the Kohistan-Ladakh island arc collide first with India? Geol Soc Am Bull, 121: 366–384

Konstantinovskaya E A, Malavieille J. 2005. Accretionary orogens: Erosion and exhumation. Geotectonics, 39: 69–86

Kusky T M, Bradley D, Donley D T, Rowley D, Haeussler P J. 2003. Controls on intrusion of near-trench magmas of the Sanak-Barabof belt, Alaska, during Paleogene ridge subduction, and consequences for forearc evolution, In: Sisson V B, Roeske S M, Pavlis T L, eds. Geology of A Transpressional Orogen Developed During a Ridge-Trench Interaction Along the North Pacific Margin. Geol Soc Am Spec Paper, 371: 269–292

Kusky T M, Windley B F, Safonova I, Wakita K, Wakabayashi J, Polat A, Santosh M. 2013. Recognition of ocean plate stratigraphy in accretionary orogens through Earth history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion. Gondwana Res, 24: 501–547

Landry K R, Coutand I, Whipp Jr. D M, Grujic D, Hourigan J K. 2016. Late Neogene tectonically driven crustal exhumation of the Sikkim Himalaya: Insights from inversion of multithermochronologic data. Tectonics, 35: 833–859

Lee T Y, Lawver L A. 1994. Cenozoic plate reconstruction of the South China Sea region. Tectonophysics, 235: 149–180

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

Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier P, Schärer U, Zhong D, Liu X, Zhang L, Ji S, Trinh P T. 1995. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. Tectonophysics, 251: 3–84

Li G, Sandiford M, Liu X, Xu Z, Wei L, Li H. 2014. Provenance of Late Triassic sediments in central Lhasa terrane, Tibet and its implication. Gondwana Res, 25: 1680–1689

Li X, Mattern F, Zhang C, Zeng Q, Mao G. 2016. Multiple sources of the Upper Triassic flysch in the eastern Himalaya Orogen, Tibet, China: Implications to palaeogeography and palaeotectonic evolution. Tectonophysics, 666: 12–22

Liu J, Tang Y, Tran M D, Cao S, Zhao L, Zhang Z, Zhao Z, Chen W. 2012. The nature of the Ailao Shan-Red River (ASRR) shear zone: Constraints from structural, microstructural and fabric analyses of metamorphic rocks from the Diancang Shan, Ailao Shan and Day Nui Con Voi massifs. J Asian Earth Sci, 47: 231–251

Liu S, Zhang J, Shu G, Li Q. 2005. Mineral chemistry, *P-T-t* paths and exhumation processes of mafic granulites in Dinggye, Southern Tibet. Sci China Ser D-Earth Sci, 48: 1870–1881

Liu X, Hsu K J, Ju Y, Li G, Liu X, Wei L, Zhou X, Zhang X. 2012. New interpretation of tectonic model in south Tibet. J Asian Earth Sci, 56: 147–159

Lytwyn J, Casey J, Gilbert S, Kusky T. 1997. Arc-like mid-ocean ridge basalt formed seaward of a trench-forearc system just prior to ridge subduction: An example from subaccreted ophiolites in southern Alaska. J Geophys Res, 102: 10225–10243

Maffione M, van Hinsbergen D J J, Koornneef L M T, Guilmette C, Hodges K, Borneman N, Huang W, Ding L, Kapp P. 2015. Forearc hyperextension dismembered the south Tibetan ophiolites. Geology, 43: 475–478

Makovsky Y, Klemperer S L, Ratschbacher L, Alsdorf D. 1999. Midcrustal reflector on INDEPTH wide-angle profiles: An ophiolitic slab beneath the India-Asia suture in southern Tibet? Tectonics, 18: 793–808

Meigs A J, Burbank D W, Beck R A. 1995. Middle-late Miocene (>10 Ma) formation of the Main Boundary thrust in the western Himalaya. Geology, 23: 423–426

Mishra A, Srivastava D C, Shah J. 2013. Late Miocene-Early Pliocene reactivation of the Main Boundary Thrust: Evidence from the seismites in southeastern Kumaun Himalaya, India. Sediment Geol, 289: 148–158

Mo X, Niu Y, Dong G, Zhao Z, Hou Z, Zhou S, Ke S. 2008. Contribution of syncollisional felsic magmatism to continental crust growth: A case study of the Paleogene Linzizong volcanic Succession in southern Tibet. Chem Geol, 250: 49–67

Mottram C M, Parrish R R, Regis D, Warren C J, Argles T W, Harris N B W, Roberts N M W. 2015. Using U-Th-Pb petrochronology to determine rates of ductile thrusting: Time windows into the Main Central Thrust, Sikkim Himalaya. Tectonics, 34: 1355–1374

Myrow P M, Hughes N C, Paulsen T S, Williams I S, Parcha S K, Thompson K R, Bowring S A, Peng S C, Ahluwalia A D. 2003. Integrated tectonostratigraphic analysis of the Himalaya and implications for its tectonic reconstruction. Earth Planet Sci Lett, 212: 433–441

Niu Y, Zhao Z, Zhu D C, Mo X. 2013. Continental collision zones are primary sites for net continental crust growth—A testable hypothesis. Earth-Sci Rev, 127: 96–110

Osozawa S. 1992. Double ridge subduction recorded in the Shimanto accretionary complex, Japan, and plate reconstruction. Geology, 20: 939–942

Pan Y, Kidd W S F. 1992. Nyainqentanglha shear zone: A late Miocene extensional detachment in the southern Tibetan Plateau. Geology, 20:

775–778
Phillips G, Offler R, Rubatto D, Phillips D. 2015. High-pressure metamorphism in the southern New England Orogen: Implications for long-lived accretionary orogenesis in eastern Australia. Tectonics, 34: 1979–2010
Richards A, Argles T, Harris N, Parrish R, Ahmad T, Darbyshire F, Draganits E. 2005. Himalayan architecture constrained by isotopic tracers from clastic sediments. Earth Planet Sci Lett, 236: 773–796
Robertson A H F. 1994. Role of the tectonic facies concept in orogenic analysis and its application to Tethys in the Eastern Mediterranean region. Earth-Sci Rev, 37: 139–213
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
Rubatto D, Regis D, Hermann J, Boston K, Engi M, Beltrando M, McAlpine S R B. 2011. Yo-yo subduction recorded by accessory minerals in the Italian Western Alps. Nat Geosci, 4: 338–342
Safonova I, Maruyama S, Kojima S, Komiya T, Krivonogov S, Koshida K. 2016. Recognizing OIB and MORB in accretionary complexes: A new approach based on ocean plate stratigraphy, petrology and geochemistry. Gondwana Res, 33: 92–114
Santosh M, Maruyama S, Sato K. 2009. Anatomy of a Cambrian suture in Gondwana: Pacific-type orogeny in southern India? Gondwana Res, 16: 321–341
Searle M. 1995. The rise and fall of Tibet. Nature, 374: 17–18
Şengör A M C, Natal'in B A, Burtman V S. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. Nature, 364: 299–307
Şengör A M C. 1990. Plate-tectonics and orogenic research after 25 years—A Tethyan perspective. Earth-Science Rev, 27: 1–201
Şengör A M C. 2013. The Pyrenean hercynian keirogen and the Cantabrian Orocline as genetically coupled structures. J Geodyn, 65: 3–21
Shaw J, Johnston S T, Gutiérrez-Alonso G, Weil A B. 2012. Oroclines of the Variscan orogen of Iberia: Paleocurrent analysis and paleogeographic implications. Earth Planet Sci Lett, 329-330: 60–70
Shervais J W. 2006. The significance of subduction-related accretionary complexes in early Earth processes. Geol Soc Am Bull Spec Pap, 405: 173–192
Silver E A, Smith R B. 1983. Comparison of terrane accretion in modern southeast Asia and the Mesozoic north American Cordillera. Geology, 11: 198–202
Stern C R. 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. Geology, 19: 78–81
Stöckhert B, Gerya T V. 2005. Pre-collisional high pressure metamorphism and nappe tectonics at active continental margins: A numerical simulation. Terra Nova, 17: 102–110
Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang J S. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. Science, 294: 1671–1677
Tian X, Chen Y, Tseng T L, Klemperer S L, Thybo H, Liu Z, Xu T, Liang X, Bai Z, Zhang X, Si S, Sun C, Lan H, Wang E, Teng J. 2015. Weakly coupled lithospheric extension in southern Tibet. Earth Planet Sci Lett, 430: 171–177
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
Vitale Brovarone A, Beyssac O, Malavieille J, Molli G, Beltrando M, Compagnoni R. 2013. Stacking and metamorphism of continuous segments of subducted lithosphere in a high-pressure wedge: The example of Alpine Corsica (France). Earth-Sci Rev, 116: 35–56
Wakabayashi J. 2015. Anatomy of a subduction complex: Architecture of the Franciscan Complex, California, at multiple length and time scales. Int Geol Rev, 57: 669–746
Wakita K. 1988a. Early Cretaceous mélange in the Hida-Kanayama area, central Japan. Bull Geol Sur Jpn, 39: 367–421
Wakita K. 1988b. Origin of chaotically mixed rock bodies in the early Jurassic to early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan. Bull Geol Sur Jpn, 39: 675–757
Wang C, Dai J, Zhao X, Li Y, Graham S A, He D, Ran B, Meng J. 2014. Outward-growth of the Tibetan Plateau during the Cenozoic: A review. Tectonophysics, 621: 1–43
Wang C, Li X, Liu Z, Li Y, Jansa L, Dai J, Wei Y. 2012. Revision of the Cretaceous-Paleogene stratigraphic framework, facies architecture and provenance of the Xigaze forearc basin along the Yarlung Zangbo suture zone. Gondwana Res, 22: 415–433
Wang E, Kamp P J J, Xu G, Hodges K V, Meng K, Chen L, Wang G, Luo H. 2015. Flexural bending of southern Tibet in a retro foreland setting. Sci Rep, 5: 12076
Wang J M, Rubatto D, Zhang J J. 2015. Timing of partial melting and cooling across the greater Himalayan crystalline complex (Nyalam, Central Himalaya): In-sequence thrusting and its implications. J Petrol, 56: 1677–1702
Wang Q, Hawkesworth C J, Wyman D, Chung S L, Wu F Y, Li X H, Li Z X, Gou G N, Zhang X Z, Tang G J, Dan W. 2016. Pliocene-Quaternary crustal melting in central and northern Tibet and insights into crustal flow. Nat Commun, 7
Wang Y H, Zhang L, Zhang J, Wei C. 2017. The youngest eclogite in central Himalaya: *P-T* path, U-Pb zircon age and its tectonic implication. Gondwana Res, 41: 188–206
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

Windley B F, Alexeiev D, Xiao W J, Kroner A, Badarch G. 2007. Tectonic models for accretion of the central Asian orogenic Belt. J Geol Soc, 164: 31–47

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

Xiao W J, Han C M, Yuan C, Sun M, Lin S F, Chen H L, Li Z L, Li J L, Sun S. 2008. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of Northern Xinjiang, NW China: Implications for the tectonic evolution of central Asia. J Asian Earth Sci, 32: 102–117

Xiao W J, Windley B F, Hao J, Zhai M G. 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt. Tectonics, 22: 1069

Xiao W J, Windley B F, Sun S, Li J L, Huang B C, Han C M, Yuan C, Sun M, Chen H L. 2015. A tale of amalgamation of three Permo-Triassic collage systems in central Asia: Oroclines, sutures, and terminal accretion. Annu Rev Earth Planet Sci, 43: 477–507

Xiao W J. 2015. New paleomagnetic data confirm a dual-collision process in the Himalayas. Nat Sci Rev, 2: 395–396

Xiao W J, Windley B F, Allen M B, Han C M. 2013. Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage. Gondwana Res, 23: 1316–1341

Xu Z Q, Dilek Y, Yang J S, Liang F H, Liu F, Ba D Z, Cai Z H, Li G W, Dong H W, Ji S C. 2015. Crustal structure of the Indus-Tsangpo suture zone and its ophiolites in southern Tibet. Gondwana Res, 27: 507–524

Yang J S, Dobrzhinetskaya L, Bai W J, Fang Q S, Robinson P T, Zhang J, Green II H W. 2007. Diamond- and coesite-bearing chromitites from the Luobusa ophiolite, Tibet. Geology, 35: 875–878

Yang T, Ma Y, Bian W, Jin J, Zhang S, Wu H, Li H, Yang Z, Ding J. 2015. Paleomagnetic results from the Early Cretaceous Lakang Formation lavas: Constraints on the paleolatitude of the Tethyan Himalaya and the India-Asia collision. Earth Planet Sci Lett, 428: 120–133

Yao T D, Wu F Y, Ding L, Sun J M, Zhu L P, Piao S L, Deng T, Ni X J, Zheng H B, Ouyang H. 2015. Multispherical interactions and their effects on the Tibetan Plateau's earth system: A review of the recent researches. Nat Sci Rev, 2: 468–488

Yi Z, Huang B, Chen J, Chen L, Wang H. 2011. Paleomagnetism of early Paleogene marine sediments in southern Tibet, China: Implications to onset of the India-Asia collision and size of Greater India. Earth Planet Sci Lett, 309: 153–165

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

Zeng L, Gao L E, Xie K, Liu-Zeng J. 2011. Mid-Eocene high Sr/Y granites in the Northern Himalayan Gneiss Domes: Melting thickened lower continental crust. Earth Planet Sci Lett, 303: 251–266

Zhang C, Li X, Mattern F, Zeng Q, Mao G. 2016. Composition and sediment dispersal pattern of the Upper Triassic flysch in the eastern Himalayas, China: Significance to provenance and basin analysis. Int J Earth Sci-Geol Rundsch, 274

Zhang J E, Xiao W J, Han C M, Mao Q, Ao S, Guo Q, Ma C. 2011. A Devonian to Carboniferous intra-oceanic subduction system in Western Junggar, NW China. Lithos, 125: 592–606

Zhang L S, Schärer U. 1999. Age and origin of magmatism along the Cenozoic Red River shear belt, China. Contrib Mineral Petrol, 134: 67–85

Zhang Z M, Zhao G C, Santosh M, Wang J L, Dong X, Liou J G. 2010. Two stages of granulite facies metamorphism in the eastern Himalayan syntaxis, south Tibet: Petrology, zircon geochronology and implications for the subduction of Neo-Tethys and the Indian continent beneath Asia. J Metamorph Geol, 28: 719–733

Zhang Z Y, Xiao W J, Majidifard M R, Zhu R X, Wan B, Ao S J, Chen L, Rezaeian M, Esmaeili R. 2016. Detrital zircon provenance analysis in the Zagros Orogen, SW Iran: Implications for the amalgamation history of the Neo-Tethys. Int J Earth Sci-Geol Rundsch, 94: 1–16

Zhao G, Zhai M. 2013. Lithotectonic elements of Precambrian basement in the North China Craton: Review and tectonic implications. Gondwana Res, 23: 1207–1240

Zhao W, Kumar P, Mechie J, Kind R, Meissner R, Wu Z, Shi D, Su H, Xue G, Karplus M, Tilmann F. 2011. Tibetan plate overriding the Asian plate in central and northern Tibet. Nat Geosci, 4: 870–873

Zheng H, Clift P D, Wang P, Tada R, Jia J, He M, Jourdan F. 2013. Pre-Miocene birth of the Yangtze River. Proc Natl Acad Sci USA, 110: 7556–7561

Zheng Y F, Xiao W J, Zhao G C. 2013. Introduction to tectonics of China. Gondwana Res, 23: 1189–1206

Zhou M F, Robinson P T, Malpas J, Edwards S J, Liang Q. 2004. REE and PGE geochemical constraints on the formation of dunites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet. J Petrol, 46: 615–639

Zhu D C, Chung S L, Mo X X, Zhao Z D, Niu Y, Song B, Yang Y H. 2009. The 132 Ma Comei-Bunbury large igneous province: Remnants identified in present-day southeastern Tibet and southwestern Australia. Geology, 37: 583–586

Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y, Dilek Y, Mo X X. 2011. Lhasa terrane in southern Tibet came from Australia. Geology, 39: 727–730