差异抬升: 青藏高原新生代古高度变化历史

刘晓惠^{1,2,3*}, 许强^{1,2}, 丁林^{1,2}

1. 中国科学院青藏高原研究所大陆碰撞与高原隆升重点实验室, 北京 100101;

2. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101;

3. 中国科学院大学资源与环境学院, 北京 100049

* E-mail: veralu@itpcas.ac.cn

收稿日期: 2016-02-17; 接受日期: 2016-08-09; 网络版发表日期: 2016-10-08

国家自然科学基金项目(批准号: 41472207, 41490615)和中国科学院战略性先导科技专项项目(B类)(编号: XDB03010401)资助

摘要 青藏高原地表抬升历史是新生代以来众多地质事件和气候环境事件的边界条件。高原古高度变化历史将地球深部动力学、地表过程和气候变化等不同圈层的相互作用有机地联系在一起。各种古高度计的发展和在青藏高原的广泛应用推动了对高原隆升历史的进一步认识: 早始新世时青藏高原主体由南部的冈底斯山(~4500m)和北部的羌塘中央山脉(~5000m)及夹于其间的低海拔盆地(~2500m)组成, 而南部的喜马拉雅山仍处于接近海平面的位置, 北部的可可西里盆地海拔高度也不超过1500m。具有“世界屋脊”之称的青藏高原直到中新世以后才基本形成。尽管如此, 青藏高原各块体的隆升历史仍然不清, 进而制约对整个青藏高原抬升历史的重建。只有尽可能运用不同的古高度计对同一地区进行研究, 获得更多的不同地区精确的古高度历史, 才能从整体上认识青藏高原的抬升和扩展的形式和过程。

关键词 古高度, 差异抬升, 新生代, 青藏高原

1 引言

印度板块与欧亚板块的碰撞形成了世界上规模最大、最典型的喜马拉雅造山带(Dewey等, 1988; Yin和Harrison, 2000), 该造山带的持续演化最终形成了现今的青藏高原。青藏高原的研究是国际地学领域的一个重要焦点, 而高原的隆升历史是各相关研究方向所关注的核心(Deng和Ding, 2015)。青藏高原的隆升强烈影响了高原内部及邻区的岩石圈构造和应力分布(Tapponnier等, 2001), 如新特提斯洋俯冲与冈底斯

山的形成(丁林和来庆洲, 2003; Ding等, 2014); 高原内部岩石圈对流减薄或俯冲加厚过程中地表抬升的响应(Molnar等, 1993; Ding等, 2007; Wang Q等, 2008); 高原生长与扩展过程和机制(Zhang等, 2004; Wang C S等, 2008; Wang等, 2014; Wang等, 2012)等。同时, 伴随着高原的生长和抬升, 新生代全球和区域环境都发生了深刻变化, 重树了亚洲主要河流水系的分布和走向(Clark等, 2004; Zheng等, 2013; Zhang J Y等, 2012; Li S等, 2015), 改变了亚洲大气环流形势, 从而加强了亚洲季风系统及高原北部干旱化(李吉均和方小敏, 1998;

中文引用格式: 刘晓惠, 许强, 丁林. 2017. 差异抬升: 青藏高原新生代古高度变化历史. 中国科学: 地球科学, 47: 40–56, doi: 10.1360/N072015-00486
英文引用格式: Liu X H, Xu Q, Ding L. 2016. Differential surface uplift: Cenozoic paleoelevation history of the Tibetan Plateau. Science China Earth Sciences, 59: 2105–2120, doi: 10.1007/s11430-015-5486-y

Sun和Liu, 2006; Dupont-Nivet等, 2007; Dupont-Nivet等, 2008; Boos和Kuang, 2010; Licht等, 2014; Liu等, 2014; Zheng等, 2015; Sun B等, 2015; Spicer等, 2016), 甚至还影响了动植物的迁徙和演化(Wang等, 2006; Deng等, 2011). 因此古高度变化历史是联系地球深部动力学、地表抬升和气候变化三者之间耦合关系的纽带(Molnar和England, 1990), 是大陆板块碰撞变形过程和深部动力学过程的准确计量和亚洲古气候模拟的关键边界条件. 只有把古高度与变形动力学和古气候结合起来, 才有可能揭示大陆碰撞和高原隆升的动力学机制及其环境效应.

显然, 现今我们已经无法直接看到高原的高度变化历史. 从地质记录的角度我们能比较清楚地知道最高海相层消失和陆相地层开始出现是高原隆升的起点, 而从接近海平面的起始高度到现今平均海拔5000m的变化过程却需要依靠能记录高原高度变化的各种替代指标来测定(Rowley, 2007; Ding等, 2014; Khan等, 2014). 目前已经发展了一些定性替代指标来重建高原地表的抬升历史, 如夷平面、古岩溶、动植物化石以及构造挤压或伸展等能定性地揭示新生代以来地表高度的相对变化特征(李吉均等, 1979; Spicer等, 2003; Rohrmann等, 2012). 随着青藏高原多圈层相互作用及其资源环境效应研究的进一步深入, 定性指标已不能满足当前对青藏高原古高度的认识. 大量的

定量古高度计, 如稳定同位素、气候多变量分析程序(CLAMP)、热年代学和宇宙成因核素等的应用从深层次拓展了我们对高原抬升历史和扩展方式的理解(图1).

尽管近年来对青藏高原古高度的研究取得一些突破性的认识和进展, 但高原地表抬升的时空格局仍存在很大的争议: (1) 高原达到现今高度的时间认识从始新世到上新世跨越了~50Ma; (2) 高原的生长方式仍不清楚, 是从高原南部往北部还是从中部高原向四周造山带扩展; (3) 高原隆升的整体性和各个块体单独特殊的抬升历史如何有机地统一. 这些存在的问题表明青藏高原的抬升并不是简单的线性关系, 而是具有非常复杂的抬升历史. 本文在总结分析近年来青藏高原古高度研究所取得的成果的基础上, 提出青藏高原古高度的研究方向.

2 古高度重建方法

对高原古高度进行重建, 回溯其隆升历史, 国内外学者在近60年来进行了大量的研究工作. 近20年来借助各种定量古高度计的发展, 由定性描述高原隆升过程转向定量约束高原古高度, 对认识全球各大造山带和高原的隆升历史起到极大的推动作用, 包括青藏高原(Wang等, 2014)、安第斯高原(Ghosh等, 2006; Mulch等, 2010)、北美科迪勒拉和科罗拉多高原(Mulch等,

图1 青藏高原大地构造简图

青藏高原从北到南主要由5个不同的块体依次拼贴而成. 白色圆圈表示目前青藏高原上的古高度研究地点, 数据来源见表1

表 1 青藏高原各块体新生代古高度研究结果

研究地点	年代(Ma)	古高度(m)	研究方法	资料来源	序号	
喜马拉雅地块	吉隆盆地	>7	< 2900~3400	动物牙齿碳同位素	Wang等(2006)	1
			6700±700	化石氧同位素	Xu等(2010)	2
			5850(+1410/-730)	化石氧同位素	Rowley等(2001)	3
	塔口拉盆地	~7	4500~6300	古土壤氧同位素	Garzione等(2000a)	4
			5700(+1410/-730)	古土壤氧同位素	Rowley等(2001)	5
		~11	3800~5900	古土壤氧同位素	Garzione等(2000a)	6
	6240(+1410/-870)		古土壤氧同位素	Rowley等(2001)	7	
	札达盆地	9	5400±500	碳酸盐 δ_{47}	Huntington等(2015)	8
		~9	5600±300	壳类化石氧同位素	Saylor等(2009)	9
		~4	4000±300	壳类化石氧同位素	Murphy等(2009)	10
	珠穆朗玛峰	~17	5100~5400	新生云母氢同位素	Gébelin等(2013)	11
拉萨地块	南木林盆地	~31	4100(+1200/-1600)	自生碳酸盐氧同位素	Currie等(2016)	12
			5200(+1370/-605)	古土壤氧同位素	Currie等(2005)	13
			5100(+1300/-1900)	正构烷烃氢同位素	Currie等(2016)	14
		15	4689±895	叶相多变量分析程序	Spicer等(2003)	15
			4638±847	叶相多变量分析程序	Spicer等(2003)	16
			5400±728	叶相多变量分析程序	Khan等(2014)	17
	冈仁波齐	~24	4700~6700	古土壤氧同位素	DeCelles等(2011)	18
	林周盆地	60~50	4500±450	古土壤氧同位素	Ding等(2014)	19
	尼玛盆地	~26	4500~4700	古土壤氧同位素	DeCelles等(2007a)	20
	伦坡拉盆地	40~35	4850(+380/-460)	古土壤氧同位素	Rowley和Currie(2006)	21
			3600~4100	正构烷烃氢同位素	Polissar等(2009)	22
		23~16	4260(+475/-575)	湖相碳酸盐氧同位素	Rowley和Currie(2006)	23
			4500~4900	正构烷烃氢同位素	Polissar等(2009)	24
		18~16	~3000	哺乳动物化石	Deng等(2012)	25
		23	3000~3200	孢粉化石	Sun等(2014)	26
		26~23	2770±530	正构烷烃氢同位素	Jia等(2015)	27
当惹雍错		46	2590(+730/-910)	古土壤氧同位素	Xu等(2015)	28
羌塘地块	黑虎岭	50~28	5200±600	古土壤氧同位素	Xu等(2013)	29
	芒康盆地	~37 ^{a)}	3837(+1108/-1574)	自生湖相碳酸盐	Li S Y等(2015)	30
	黎明盆地	~37	2700±300	自生碳酸盐氧同位素	Hoke等(2014)	31
可可西里地块	沱沱河盆地	52~30	<2000	湖相碳酸盐氧同位素	Cyr等(2005)	32
		55~35	~4000	湖相碳酸盐氧同位素	Quade等(2011)	33
		55~35	2000~2600	正构烷烃氢同位素	Polissar等(2009)	34
		~35	2000	孢粉化石	Miao等(2016)	35
	五道梁	~23	4000~4200	正构烷烃氢同位素	Polissar等(2009)	36
		~19	1300~2900	植物化石共存分析法	Sun B等(2015)	37

a) 处新发现的拉屋拉组火山灰夹层U-Pb锆石年龄为~37Ma (数据未发表)

2015)、欧洲阿尔卑斯山脉(Campani等, 2012)以及新西兰南阿尔卑斯山脉(Chamberlain等, 1999)等. 对这些地区详细的古高度历史重建进一步加深了对岩石圈动力学问题和新生代全球气候变化的认识(Mulch和Chamberlain, 2007). 目前, 已经广泛应用于青藏高原古高度变化研究中的古高度计主要有古生物(Spicer等, 2003; Deng等, 2011; 张弥曼和Miao, 2016)和稳定同位素古高度计(Garzzone等, 2000b; Rowley等, 2001).

2.1 古生物古高度计

动植物化石中蕴含了大量的环境信息, 是古高度研究的有效替代指标(施雅风和刘东生, 1964; 徐仁等, 1973; Spicer等, 2003; 周浙昆等, 2007). 古动植物用于研究古高度的方法主要依据化石群落生长的古环境与其最相近现生类群(Nearest Living Relatives, NLRs)的生长环境类似, 从而恢复古环境, 推算古高度. 在此基础上发展了共存分析法(The Co-Existence Approach, CoA), 即采用多种古植物化石的最相近现存类群现代分布区气候参数变化范围所叠加产生的共存区间, 经转化获得古气候参数的定量值, 就可以恢复古温度变化, 并与大气热力学性质相结合, 便可估算古高度(Meyer, 2007).

通过动植物化石与最相近现存类群对比的古高度重建方法受到动植物出现及演化时间的限制, 以及动植物分布受温度、纬度、高程和气候等敏感因素的影响, 降低了该方法的精确度. 而叶相分析法(Leaf Physiognomic Approach)建立在植物叶片具体形态特征与气候参数之间的关系基础之上, 不同种属的植物在相似的气候条件下拥有类似的叶相特征(Forest等, 1999), 因此利用古植物叶相来估算热焐值(enthalpy, 与气温和湿度相关的函数), 结合气候多变量分析程序(Climatic-Leaf Analysis Multivariate Program, CLAMP)从而获得古高度的方法比NLRs具有更高的精确度(Spicer等, 2003).

2.2 稳定同位素古高度计

在青藏高原古高度的研究中, 稳定同位素古高度计被应用得最为广泛(Rowley, 2007). 利用稳定同位素来研究古高度的基本原理是降水中的氧($\delta^{18}\text{O}_w$)和氘(δD_w)同位素随海拔高度的升高而系统降低. 海洋性气团沿山脉迎风坡绝热爬升过程中达到饱和状态而形成

降水, 由于瑞利分馏作用, ^{18}O 和D等重同位素优先进入降水而落至地表, 而水汽团相对富集轻同位素(Rowley和Garzzone, 2007). 因此在中低纬度山脉地区, 降水中 ^{18}O 和D含量随海拔高度增加而降低是普遍存在的现象(Garzzone等, 2000a; Garzzone等, 2000b; Gonfiantini等, 2001; Rowley等, 2001). 青藏高原南部和东部的陡峭山脉边缘地区, 来自海洋性季风气团的地表水氧同位素值($\delta^{18}\text{O}_w$)随海拔升高而显著降低(图1和2). 青藏高原南部和东部氧同位素高度变化梯度在 $-2.9\text{‰}/\text{km}$ 和 $-2.0\text{‰}/\text{km}$ 之间(Garzzone等, 2000b; Hren等, 2009; 丁林等, 2009; 姚檀栋等, 2009; Xu等, 2014).

在地质历史时期, 古地表水同位素组成可以保存在一些地质记录中, 如古土壤碳酸盐矿物、自生或湖相碳酸盐(Quade等, 2007)、含水硅酸盐或玻璃(Mulch和Chamberlain, 2007)以及生物标志化合物(Polissar等, 2009)等. 稳定同位素古高度计就是通过分析上述各类替代指标重建古降水同位素组成, 利用氧同位素-海拔高度关系来重建古高度(Rowley, 2007). 稳定同位素古高度计一般通过三种途径来重建古高度: (1) 分析现今高海拔地区沉积层序、断层或拆离带中的不同时代氢氧同位素从而获得地质时代地表高度变化; (2) 分析造山带一侧不同高度同时代氢氧同位素值从而建立当时地表坡度特征; (3) 对比同时代现今高海拔地区与已知接近海平面地区稳定同位素值(Gébelin等, 2013). 无论哪种途径, 碳酸盐(或玻璃)形成时的古温度条件、水汽来源、蒸发变化以及后期埋藏成岩改变是利用稳定同位素古高度计重建古高度必须直接面对的问题(Mulch, 2016). 如今碳酸盐Clump古温度计的发展和应用能够使我们精确确定碳酸盐形成时的温度(Quade等, 2013); 逐渐清晰的青藏高原南部地区自从始新世以来就已经存在季风的认识使我们在藏南地区重建古高度时水汽来源问题上得到进一步明确(Khan等, 2014; Licht等, 2014). 而多种同位素成岩改变检验的方法如“海相碳酸盐砾石检验方法”(DeCelles等, 2007b)、介形虫纹层检验方法(Ding等, 2014)、化石壳类文石检验方法(Saylor等, 2009)等的发展更优化了稳定同位素古高度计.

3 动植物化石的青藏高原古高度记录

尽管青藏高原的古高度研究早在1868年就已经

图2 青藏高原季风区氧同位素与海拔高度之间的关系

(a) 尼泊尔-藏南剖面(Garzione等, 2000b; Quade等, 2007); (b) 南迦巴瓦地区剖面(Hren等, 2009); (c) 青藏高原东南缘剖面(Hoke等, 2014); (d) 龙门山剖面(Xu等, 2014)

明确提出(Falconer, 1868), 但真正开始引起广泛关注始于1964年在喜马拉雅山中部希夏邦马峰北坡的上新世砂岩中发现的高山栎化石。通过对这些植物化石的分析对比, 推断希夏邦马峰自上新世以来快速上升了约3000m(施雅风和刘东生, 1964)。该地区的植物化石及岩石中的孢粉研究结果进一步支持了这一观点(徐仁等, 1973; 徐仁, 1982)。

从古脊椎动物学的角度对青藏高原古高度及隆升问题的研究也在同一地区同时展开。藏南希夏邦马峰北侧的吉隆沃马盆地和藏北布隆盆地三趾马动物群的发现被誉为“研究青藏高原隆升的又一次突破性进展”(黄万波和计宏祥, 1979; 计宏祥等, 1981; 李吉均, 1998)。上新世早期的布隆三趾马动物群与南亚西瓦里克庆吉组同时期的低海拔森林型动物群较接近, 说明喜马拉雅山当时还没有上升到足够高度来阻挡动物的迁徙。而吉隆沃马三趾马动物群的生态特征显示与南亚西瓦里克三趾马动物群产生了分异而与华北三趾马动物群接近, 表明此时的喜马拉雅山对动物群的迁徙产生了阻碍作用。与华北三趾马动物群的海

拔高度相比, 推测上新世中期以来喜马拉雅山至少上升了约为3000m左右。但最近的研究进一步确认布隆盆地化石时代为10~9Ma, 而沃马盆地的三趾马化石时代为~7Ma(Qiu等, 2013), 因此进一步推断喜马拉雅山自晚中新世(10~7Ma)开始隆升, 其隆升至现今海拔高度的时间是在7Ma左右。

李吉均等(1979)全面总结了早期青藏高原考察的成果, 通过研究分析古夷平面、古岩溶、动植物化石、孢粉、古土壤和古冰川遗迹等, 提出了自始新世晚期以来, 青藏高原经历了三期隆升两次夷平过程, 自上新世末以来, 累计上升了3500~4000m。

试图利用古植物和古脊椎动物群的证据来揭示青藏高原的隆升在当时可谓是创新之举, 开启了研究高原古高度的一扇大门, 其思想和方法在今天仍具有指导意义。然而古植物和动物化石证据因忽略了中新世以来全球持续变冷这个事实而受到质疑, 晚新生代温暖的环境可能使得这些以现今环境为对比的估算量都是偏高的(Molnar和England, 1990)。最近札达盆地发现的披毛犀等寒冷动物化石, 间接证明上新世古动植物

(三趾马、高山栎等)在温暖环境下(冰期之前)可能分布在更高海拔的地区(Deng等, 2011). 独立的构造变形如藏南地堑、正断层等张性构造的活动则认为青藏高原在距今14~8Ma就已达到或接近现在的高度, 由于重力失稳开始发生南北向伸展构造(Harrison等, 1992; Coleman和Hodges, 1995; Williams等, 2001; Murphy等, 2009; Huntington等, 2015).

对于青藏高原不同时期的隆升历史, 至今尚无统一意见, 但早期的研究无一例外地把一特定地区的古高度研究结果推广到整个青藏高原, 无疑简化了对由各块体拼贴而成的青藏高原隆升历史的认识. 随着古高度研究的进一步深入, 青藏高原隆升过程的复杂性和块体间差异被逐渐认识(图1).

4 喜马拉雅山: 从海到山

4.1 早始新世: 接近海平面的喜马拉雅山

喜马拉雅山的抬升始于印度和亚洲大陆的碰撞及之后. 印度与亚洲的初始碰撞时间到目前为止存在极大的分歧, 但绝大多数地质和地球物理证据都限定在(55±10)Ma内, 如古生物证据(Upadhyay等, 2004; Najman等, 2010)、沉积相和物源转换证据(Searle等, 1987; Ding等, 2005; Najman, 2005; Cai等, 2011)、古地磁证据(Chen等, 2010; Lippert等, 2014)等. 然而碰撞并不意味着喜马拉雅开始抬升, 海相地层的消失及陆相地层的出现才是喜马拉雅山抬升的起点. 此时的喜马拉雅山大部分地区处于海平面或接近海平面的位置, 但东西向延伸的喜马拉雅地区海相地层消失的时间却并不一致. 印度西北部Zaskar地区约52Ma海相地层突变到陆相地层, 标志着这一地区的喜马拉雅开始挤压抬升(Gaetani和Garzanti, 1991; Rowley, 1996). 同一地区巴基斯坦境内的喜马拉雅前陆盆地中最高海相层Balakot组的时代却在45Ma左右, 这与西藏境内仲巴错江顶群时代相当(Rowley, 1996; Ding等, 2005). 而在喜马拉雅东部岗巴定日地区, 古新世早期基堵拉组陆源砂和巨砾岩的出现代表着这一地区的喜马拉雅开始抬升(Wan和Ding, 2002). 进一步的研究表明, 尽管基堵拉组是克拉通物源, 但仍然是海相沉积, 其上部的由下组和申克扎组则是来自冈底斯剥蚀沉积的陆相沉积, 这一沉积转换发生在50.6Ma(Zhu等, 2005), 但可能更年轻, 约40Ma(Wang等, 2002). 尽管喜马拉雅

雅不同的地区从海到陆转换的时间不尽相同, 但综上所述, 至少在40~45Ma大部分喜马拉雅地区都已经成为海拔高度接近海平面的陆地(图3a).

4.2 中新世: 达到(超过)现今高度的喜马拉雅山

喜马拉雅地区一系列的南北向裂谷盆地以及藏南拆离系中同位素和古生物化石结果共同揭示了喜马拉雅地区在中晚中新世已经达到最大高度(图3a, 表1). 尼泊尔塔口拉盆地的湖相碳酸盐氧同位素结果揭示距今10Ma左右喜马拉雅山脉就已经达到现今的海拔高度(Garzzone等, 2000a; Garzzone等, 2000b; Rowley等, 2001; Rowley和Garzzone, 2007). 甚至札达盆地中的软体动物化石氧同位素的研究结果表明在距今至少9Ma左右喜马拉雅就已经超过现今高度(Saylor等, 2009; Murphy等, 2009). 位于西藏西南部的札达盆地发育了一套厚达800m的晚新生代地层(王世锋等, 2008), 磁性地层学限定其沉积时代为9.2到<1Ma(王世锋等, 2008; Saylor等, 2009). 地层中软体动物的壳体化石保存最初的地表水氧同位素值(-24.5~-2.2‰(VSMOW)), 最负的同位素值比现今盆地内地表水同位素值还低, 表明9.2Ma前札达盆地比现今高度(3700~4500m)还高1500m. 同时上新世札达盆地开始出现适应寒冷气候的动物, 最典型的动物如西藏披毛犀、原始雪豹和早期的北极狐等(Deng等, 2011). 这些适应寒冷气候的动物群在随后更新世出现的大冰期广泛分布. 这表明上新世时喜马拉雅山已经是与目前相应的“第三极”寒冷气候了. 而喜马拉雅北坡珠穆朗玛峰地区藏南拆离系中的新生云母氢同位素把喜马拉雅山达到5000m以上的高度向前推到了16Ma(Gébelin等, 2013).

4.3 晚中新世至上新世: 伸展垮塌的喜马拉雅山

喜马拉雅山在南北向应力作用的挤压下达到一定高度后, 由于重力作用不可能无限地往上生长. 从东至西一系列的南北向的地堑盆地, 如木斯塘盆地、普兰盆地、札达盆地和吉隆盆地等可能就是晚中新世到更新世喜马拉雅褶皱带从南北向挤压缩短向东西向平行伸展和垂直减薄转换的产物(Saylor等, 2009; Murphy等, 2009). 札达盆地晚中新世至上新世化石壳体文石氧同位素揭示札达盆地自晚中新世以来分水岭到达最大高度后降低了约1000~1500m(图3a, 表1), 并且还在持续, 进一步印证了地壳东西向伸展减薄的

图3 青藏高原不同块体新生代古高度变化历史

(a) 喜马拉雅造山带从早始新世接近海平面开始隆升至中新世到达现今高度, 晚中新世以来可能发生了东西向伸展垮塌; (b) 拉萨地块南部的冈底斯山自古新世以来一直保持 4500m 以上的海拔高度, 而北部盆地则在新生代早期才开始快速隆升, 到晚渐新世至早中新世形成类似于现今的高原面, 但局部如伦坡拉盆地与周围山脉可能仍具有 1000~2000m 的高; (c) 羌塘地块中央分水岭山脉古近纪黑虎岭和羌塘东缘黎明盆地的古高度结果呈现出向东高度逐渐降低的特征; (d) 可可西里地块可能早始新世从海拔不到 2000m 开始隆升, 直到早中新世接近现今的高度, 并形成藏北古大湖。数据来源及相应序号见表 1

构造模型(Murphy等, 2009)。尽管其东部吉隆盆地的动物牙齿碳同位素研究结果推测 7Ma 以前该地区海拔高度不超过 3400m(Wang等, 2006), 但其化石氧同位素结果则显示吉隆盆地汇水流域的平均高度在晚中新世已达 6700m(Rowley等, 2001; Xu等, 2010), 比现今还高 1000~2000m。高度的降低也可能是这种构造转换导致高原垮塌的结果(Fielding, 1996; Liu和Yang, 2003)。但另外一种观点却认为张性构造只是挤压体制发展的直接结果, 并不代表造山带已经开始垮塌(Armijo等, 1989; Ratschbacher等, 1994)。

尽管这些研究结果都认为喜马拉雅造山带在中晚中新世就已经达到现今高度, 但喜马拉雅地块自始新世(45~40Ma)海相沉积结束至中新世达到现今高度的历史过程仍然不清楚(图3a), 它直接限制了我们对青藏高原构造演化及亚洲季风演化历史的恢复重建。同时喜马拉雅是否经历过垮塌过程或者这一过程仍在持续显然需要更多的证据。这些都是今后喜马拉雅

地块古高度研究需要深入的方面。

5 差异抬升的拉萨地块

拉萨地块夹持于以南的雅鲁藏布江缝合带和以北的班公怒江缝合带之间, 中部宽约 300km, 并向东西两侧逐渐变窄(Chang等, 1989)。拉萨地块南部地表出露以东西向分布的晚侏罗世至中新世的冈底斯花岗岩基和新生代林子宗群火山岩为主。拉萨北部以白垩纪海相沉积和晚白垩世至新生代陆相盆地沉积为主(Zhang K J等, 2012), 此外在拉萨周围也出露中晚白垩世海相沉积(Leier等, 2007b)。

5.1 古新世至始新世: 安第斯型的冈底斯山

冈底斯山主体位于雅鲁藏布江-印度河北侧、怒江-班公湖南侧, 是青藏高原和欧亚大陆南缘最为醒目的构造单元之一。它从缅甸西部掸邦高原进入中国

滇西腾冲地区后,再向北经西藏察隅转向西,一直西延至印度西北部的拉达克(Ladakh)和巴基斯坦北部科希斯坦(Kohistan)地区,绵延4000余公里(许强和丁林, 2015). 作为欧亚大陆碰撞的最南缘,冈底斯山的高度变化历史一直是青藏高原地球科学关注的焦点,它不仅是认识青藏高原新生代形成演化的基础,也是探索亚洲气候演化的关键.

早白垩世,在拉萨地块南部和北部大部分地区都处于海平面以下,沉积了以塔克那组和郎山组含大有孔虫灰岩为代表的海相沉积(Zhang等, 2013; Leier等, 2007a),而其最南部的冈底斯岛弧当时的高度可能不超过200m(Fielding, 1996),这被认为拉萨地块隆升的起点. 中晚白垩世(90~60Ma)花岗岩的大量出现可能指示类似于现今南美安第斯型的岩浆弧在冈底斯开始出现(丁林和来庆洲, 2003; Chu等, 2006; Wen等, 2008; Ji等, 2009),冈底斯岩石圈开始加厚隆升(丁林和来庆洲, 2003). 加之拉萨地块和羌塘地块的碰撞(Murphy等, 1997),弧背逆冲断裂开始持续活动,地壳加厚(Kapp等, 2005; Kapp等, 2007a),冈底斯的地表从早白垩世接近海平面的位置开始快速抬升,到晚白垩世推测已经达到3000~4000m的高度. 此时的冈底斯地区已然成为其南部日喀则弧前盆地和北部弧背前陆盆地最主要的物源供给区(Dürr, 1996; Wu等, 2010; Zhang等, 2011; DeCelles等, 2007a). 因此,定量刻画冈底斯山的隆升历史显得尤其必要.

南木林盆地是最早揭示冈底斯山脉古高度的窗口(图3b). 盆地中中新世嘎扎村组保存的古植物化石揭示了当时温暖湿润的气候,推测其平均高度不超过1500m(徐仁, 1982). 同样的化石群落根据叶相多变量分析程序计算盆地中新世的平均气温为 $(6.8 \pm 3.4)^\circ\text{C}$,并参考亚洲海平面的热焓值计算南木林盆地当时的海拔高度为 $(4689 \pm 895)\text{m}$ (Spicer等, 2003). 结合近年来喜马拉雅山前低海拔地区叶相多变量分析程序的结果,对参数选择进一步优化后南木林盆地的古高度重新计算为 $(5540 \pm 728)\text{m}$ (Khan等, 2014). 同一套地层中产出的古土壤结核的 $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ 和正构烷烃 δD 的值以喜马拉雅前陆盆地中新世古土壤氧同位素值通过夏季平均温换算成的古地表水氧同位素 $(-4.6 \pm 0.4)\text{‰}$ 作为参考,通过氧同位素分馏模型建立的古高度模型获得南木林盆地15Ma的古高度分别为 $5200(+340/-450)\text{m}$ (Currie等, 2005)和 $5100(+1300/-1900)\text{m}$ (Currie等, 2016). 这一

高度结果与植物化石通过热焓值计算的结果完全一致. 尽管还存在不同的观点(周浙昆等, 2007; Song等, 2010),但仍然没有足够的证据撼动南木林盆地15Ma达到5000m以上高度的结论. 嘎扎村组下部的日贡拉组的最老时代大约31Ma,以喜马拉雅前陆盆地古土壤氧同位素值计算的~17Ma地表水氧同位素值 $(-6.6 \pm 0.3)\text{‰}$ 为参考,获得南木林盆地晚渐新世至中新世的古高度为 $4100(+1200/-1600)\text{m}$ (Currie等, 2016). 冈底斯西部山前冈底斯砾岩中发育的古土壤结核的氧同位素结果与现今土壤氧同位素结果对比,也认为冈底斯山脉在中新世以前(~24Ma)已经达到现今高度(DeCelles等, 2011).

尽管这些古高度结果有助于我们认识冈底斯的古高度变化,但仍然无法得知冈底斯岩浆弧在碰撞前后(65~55Ma)的古高度,是否具有安第斯型山脉特征. 位于拉萨北部林周盆地沉积一套60~54Ma的河湖相年波组沉积,并发育古土壤和含介形虫化石的灰岩. 条带状分布的介形虫化石氧同位素具有季节波动的特征,表明介形虫壳体以及同时代的古土壤氧同位素没有受到后期成岩作用的影响而保持原始同位素组成特征(Ding等, 2014). 因此通过热动力学分馏模型建立的氧同位素与高度的关系(Rowley, 2007)重建林周盆地60~54Ma的古高度为 $(4500 \pm 400)\text{m}$. 考虑到古新世至始新世全球大暖期和较低的冈底斯古纬度以及接近海平面的喜马拉雅山,来自新特提斯残留洋或者印度洋水汽同位素分馏效应不如现在显著,从而降低氧同位素随高度的变化梯度,同时考虑到不可避免的土壤氧同位素的蒸发作用,重建的古高度代表冈底斯的最小平均高度(Ding等, 2014).

因此随着拉萨地块与羌塘地块的碰撞以及新特提斯洋的持续俯冲,拉萨地块包括冈底斯在晚白垩世发生强烈的地壳加厚和缩短变形,在印度与亚洲大陆碰撞前形成海拔3000m以上的安第斯型高原,而印度与亚洲大陆碰撞时冈底斯山可能已经达到4500m以上(图3b).

5.2 早始新世: 低海拔的拉萨地块北部盆地

冈底斯山在晚白垩世快速抬升的同时,剥蚀作用也在不断加强. 剥蚀的物质分别沉积在冈底斯岩浆弧的弧前和弧后盆地(Dürr, 1996; Wu等, 2010; DeCelles等, 2007a). 而弧后盆地,尼玛-伦坡拉盆地(丁林和来庆

洲, 2003)还有来自北部羌塘地块的物质(DeCelles等, 2007b). 这些结果表明, 拉萨地块北部在晚白垩世时是一个海拔相当低的盆地.

纳木错北部的班戈岩体(150km×75km)低温热年代学结果显示晚白垩世至早始新世拉萨地块北部岩体经历了快速冷却和剥蚀过程, 到~48Ma剥蚀速率降低到~10m/Ma并可能形成了一个海拔高度约1000m左右的准平原(Hetzel等, 2011). 拉萨和羌塘更大范围的岩体低温热年代学结果同样揭示了~45Ma以后青藏高原中部50m/Ma较低的剥蚀速率(Rohrmann等, 2012). 结合该地区同时期的构造变形和古高度历史(Kapp等, 2007a; Kapp等, 2007b; Rowley和Currie, 2006; DeCelles等, 2007a), 这些结果被解释为青藏高原中部晚白垩世以来局部开始抬升, 到45Ma扩展到中部大部分地区, 准平原形成于高海拔地区(Rohrmann等, 2012)(图3b).

5.3 始新世至渐新世: 快速隆升的拉萨地块北部盆地

如果拉萨地块北部继承晚白垩世接近海平面的高度, 到早始新世形成了一个海拔约1000m左右的准平原, 那么拉萨地块北部地表可能在早始新世以后才开始快速隆升(Hetzel等, 2011). 这一记录在当惹雍错盆地中得到体现(图3b). 当惹雍错盆地年波组~46Ma古土壤氧同位素值为-12.7‰, 通过环境气候校正(~3.6‰)与该地区现今土壤氧同位素值(-14.4‰)相差5.3‰, 揭示当时的古高度比现在低2000m左右. 基于~40Ma低海拔的地表水氧同位素参考值(Licht等, 2014), 热动力学模型也得到相同的结论(Xu等, 2015).

靠近班公-怒江缝合带的伦坡拉盆地因记录了~40Ma以来的古高度变化历史而受到广泛关注. 伦坡拉盆地下部牛堡组泥质钙土中的微晶碳酸钙结核氧同位素平均值为(-17.2±1.2)‰, 并通过现代喜马拉雅山前降水氧同位素为依据考虑纬度、海拔、温度和海岸线距离等因素推测晚始新世低海拔的降水氧同位素为(-6.0±1.6)‰, 从而获得盆地在晚始新世高度为4850(+380/-460)m. 而上部丁青湖组灰岩在沉积时湖水虽然经历了强烈的蒸发而富集重氧同位素, 但最负的氧同位素值-14.6‰获得的古高度为4260(+475/-575)m(Rowley和Currie, 2006). 牛堡组和丁青湖组同样的样品通过正构烷烃 δD 值以西瓦里克最老氧同位素(Quade和Cerling, 1995)换算的氢同位素作为

参考值所获得的古高度在3600~4100m和4500~4900m之间(Polissar等, 2009). 氢氧同位素对获得了完全一致的古高度结果(Polissar等, 2009). 然而在伦坡拉盆地西北部车布理丁青湖组叶腊正构烷烃获得的碳氧同位素计算的晚渐新世至中新世的古高度在3000m左右, 与之前的氢氧同位素估算的高度低了1000~1500m(Jia等, 2015), 并得到以哺乳动物化石和孢粉为古高度替代指标估算的古高度结果的支持. 在伦坡拉盆地论波日地区发现18~16Ma的犀科动物化石, 通过化石对比和气候校正, 推测当时犀牛在伦坡拉盆地生活环境的海拔上限接近3000m(Deng等, 2012). 伦坡拉盆地西部的晚渐新世至早中新世地层中的孢粉化石揭示当时主要以针叶林和常绿阔叶森林混交为主的温带植被特征(Sun等, 2014), 并通过共存分析法及温度校正(~4℃)估算伦坡拉盆地晚渐新世至早中新世的最大高度约3200m(Sun等, 2014).

显然, 古生物化石估算的古高度比氢氧同位素的古高度低了1000~1500m左右(图3b), 这可能对边界条件的设定导致了两种不同的古高度计获得的结果不同. 氧同位素古高度计需要对低海拔地区已知高度的降水氧同位素和盆地碳酸盐形成时的温度进行有效约束. 新生代区域温度及海拔高度温度梯度变化历史的重建是校正生物共存获得的古高度的关键.

伦坡拉盆地以西的尼玛盆地也记录了晚渐新世的古高度. 海相碳酸盐砾石氧同位素检验表明尼玛盆地~26Ma古土壤氧同位素组成没有发生成岩作用的改变, 并通过气候和环境校正(~2.5‰)后氧同位素值与现今的土壤氧同位素值一致, 表明至少在晚渐新世尼玛盆地就已经达到~4500m的高度(DeCelles等, 2007b), 同时也具有相似的干旱环境特征. 但 $T(\Delta 47)$ 古温度计结果显示, 其古土壤碳酸盐记录的埋藏温度达到约50~60℃, 超过了碳酸盐形成的最大温度(Huntington等, 2015). 一些研究表明大理岩和碳酸盐的C-O键在温度<200℃将会发生重序(Dennis和Schrag, 2010), 确实有些古土壤碳酸盐在80~90℃不再记录原始的地表温度(Quade等, 2013). 这一矛盾的解释是尼玛盆地的古土壤可能经历了固态下的同位素重序或者微晶尺度的重结晶而并没有改变其总体碳酸盐结构形态和碳氧同位素组成(Quade等, 2013). 最近的实验结果表明百万年或者更长一点时间尺度的C-O键的重序在埋藏温度低于100℃可以忽略(Henkes等, 2014), 因此尼玛盆

地古土壤样品的总体碳氧同位素组成应该没有受到C-O键重序扩散的影响(Huntington等, 2015).

5.4 新生代: 拉萨地块差异隆升历史

综合拉萨地块不同地区盆地的古高度历史, 我们发现拉萨地块南部和北部经历了不同的隆升历史(图3b). 拉萨地块南部冈底斯山的林周盆地、南木林盆地和冈仁波齐盆地的古高度研究结果(Spicer等, 2003; Currie等, 2005; DeCelles等, 2011; Ding等, 2014)揭示了冈底斯山在碰撞后(~55Ma)一直保持至少4500m以上的高度特征, 而拉萨地块北部的盆地更可能经历了始新世约1000m的低海拔的准平原化, 到~46Ma海拔高度达到2500m(Xu等, 2015), 晚始新世至晚渐新世达到或者接近现今高度(Rowley和Currie, 2006; DeCelles等, 2007b). 到中新世, 拉萨地块北部地表总体已经达到现在的高度, 但部分地区如伦坡拉盆地仍然存在局部的地形高差, 直到中新世藏北大湖沉积结束形成平坦的藏北高原(Wu等, 2008).

6 潜在的羌塘中部古近纪山脉

羌塘地块钾质岩浆岩表明羌塘在40~30Ma发生了岩石圈减薄, 并在30Ma发生隆升(Chung等, 1998; Chung等, 2005). 而此后对钾质或超钾质岩浆的研究却表明羌塘地块在45~38Ma就已经隆升(Wang Q等, 2008); 富钾岩浆岩预示着羌塘地块的岩石圈减薄和隆升可能发生在晚白垩世(~70Ma)(Li等, 2013). 显然, 钾质火山岩的研究并不能直接提供青藏高原新生代隆升的证据, 但这些岩浆作用与深部动力学及热演化过程、高原地壳增厚与隆升机制之间存在必然的联系(图3c).

羌塘黑虎岭-巴毛穷宗地区最新的氧同位素重建古高度的研究表明, 羌塘地块中部在始新世至渐新世已经隆升到~5200m, 接近或达到现今高度(Xu等, 2013), 揭示了始新世地球深部地壳加厚过程和地表抬升的耦合(Horton等, 2002; Ding等, 2007; Wang Q等, 2008). 结合现今羌塘中部自西向东藏色岗日、土则岗日和唐古拉山等山峰组成的东西向山脉, 推测羌塘高原中央分水岭山脉自古近纪时已经形成. 同时羌塘以北受唐古拉断裂控制的沱沱河盆地风火山群和雅西措群的古水流记录揭示羌塘地块在晚白垩世至渐新世是该盆地的主要物源区(Wang C S等, 2008; Dai等, 2012).

因而这一结果也不排除羌塘地块存在更早期(如晚白垩世)的高海拔特征.

而位于羌塘地块东南缘的芒康盆地晚始新世(~37Ma, 而不是中新世)湖相碳酸盐最负的氧同位素值(-16.5 ± 1.6)‰所获得的古高度结果为3900(+1140/-1619)m, 通过同位素经度校正后为3800(+1108/-1574)m(Li S Y等, 2015), 这个结果高于黎明盆地湖相碳酸盐氧同位素重建同时代的古高度2600m~1300m(Hoke等, 2014). 羌塘地块东南缘两个盆地同时代的古高度结果的差异表明羌塘东部在始新世时就获得了与现今相似的古高度, 并具有海拔向南逐渐降低的地貌特征. 结合羌塘中部始新世至渐新世古高度结果, 我们推测始新世羌塘地块具有西高东低的地貌特征(图3c). 这一认识与羌塘地区钾质火山岩指示的地壳加厚而隆升的时代方式不同(Chung等, 1998; Chung等, 2005). 羌塘中分水岭山脉和南部的冈底斯山可能共同组成了始新世原始青藏高原最早的两个主要山系(Wang C S等, 2008; Wang等, 2014)(图4a).

7 可可西里地块: 从盆地到高海拔夷平面

7.1 始新世: 低海拔盆地?

受羌塘北缘唐古拉逆冲断裂新生代持续活动(67~24Ma)的影响(李亚林等, 2006; Li S Y等, 2015), 新生代以来发育了具有前陆盆地性质的可可西里盆地(Liu等, 2003), 自下而上沉积了风火山群、沱沱河群、雅西措群和五道梁群. 磁性地层定年结果限定沱沱河地区风火山群的沉积时代为56~32Ma, 雅西措群的沉积时代为31.8~30.0Ma. 然而最近通过重新解释孢粉化石以及在风火山群中新发现的火山岩U-Pb锆石年代结果并重新解释磁性地层年代, 把风火山群沉积时代限定在85~51Ma(Staisch等, 2014). 因此依据磁性地层学年代格架并结合湖相碳酸盐氧同位素值结果(-9.7 ± 2.8)‰可以将中始新世可可西里盆地的古高度不超过2000m的结论(Cyr等, 2005)至少回溯到早始新世以前. 同一套地层的叶腊正构烷烃氢同位素重建的古高度为2000~2600m(Polissar等, 2009). 但是利用现今海洋性气团来源的氧同位素热动力学分馏建立的氧同位素古高度计(Rowley等, 2001; Rowley, 2007)是否适用于晚白垩世古高度的重建还不得而知, 而且这一模型可能并不适用目前处于35°N以北的可可西

图4 青藏高原南北剖面古高度变化示意图

(a) 始新世的青藏高原可能具有由南部冈底斯山和北部羌塘中央分水岭山脉及其中的尼玛-伦坡拉盆地组成的“两山夹一盆”的高原雏形;(b) 渐新世至中新世具有现今主要地貌特征的青藏高原开始形成。IYS, 雅鲁藏布江缝合带; BNS, 班公怒江缝合带; JSZ, 金沙江缝合带; SKSZ, 昆仑南缘缝合带

里盆地, 因为晚白垩世可可西里地区可能并不具有相似的海洋性水汽来源特征。以中低纬度地区基于简单瑞利分馏模型建立的氧同位素热动力学关系可能会低估该地区的古高度1000~3000m左右(Rowley, 2007; Hren等, 2009; Quade等, 2011)。根据现代地表水氧同位素的纬度变化趋势对可可西里的碳酸盐记录的古地表水氧同位素进行校正, 结果显示可可西里始新世的古高度为4000m左右(Quade等, 2011), 但这并不能改变古今水汽来源的差别对古高度重建的限制。此外, 风火山群的湖相沉积自生碳酸盐氧同位素并没有通过严格的成岩变化的检验, 可能受后期风火山群褶皱和埋藏经历了较高的埋藏温度和后期降水的加入而发生了改变(Rowley, 2007; Staisch等, 2016)。雅西措

群中针叶化石占孢粉化石组合很低, 暗示可可西里盆地周围山脉在晚始新世时海拔不超过1500m(Miao等, 2016), 这与高原北部盆地同时代的针叶孢粉比例相似(Dupont-Nivet等, 2008), 进一步暗示了可可西里盆地与高原北缘的盆地在晚始新世时可能都处于干旱低海拔(<2000m)的环境(图3d)。构造变形时代(Wang C S等, 2008; Li Y L等, 2015)、盆地物质来源(Staisch等, 2014)和孢粉组合(Miao等, 2016)共同揭示了晚白垩世至始新世可可西里里风火山地区可能是相对低海拔的盆地, 但其具体的海拔高度仍需要进一步的证据。

7.2 中新世: 高海拔夷平面?

可可西里盆地最上部五道梁群的沉积时代为早中

新世(Liu等, 2003). 通过五道梁地区五道梁群钻孔岩心的碳氧同位素记录的古气候旋回, 进一步限定其沉积时代为23.5~14.5Ma(吴珍汉等, 2009a). 相对于下部风火山群和雅西措群的强烈变形, 进一步推断可可西里地区在中新世以前发生了强烈的隆升剥蚀过程(Wu等, 2008). 碳酸盐氧同位素结果揭示了渐新世晚期至中新世早期可可西里地区的高度超过了4000m(Mulch和Chamberlain, 2006; 吴珍汉等, 2007; Wang C S等, 2008). 碳酸盐叶腊正构烷烃氢同位素结果表明自始新世至中新世, 可可西里地区地表上升了1700~2600m(Polissar等, 2009)(图3d). 水平的或弱变形的五道梁灰岩, 以及接近同一海拔高度的湖相阶地揭示了这一时期青藏高原中北部发育了面积达50000km²的中新世古大湖(Wu等, 2008; 吴珍汉等, 2009b), 高海拔的夷平面可能在古大湖结束后最终形成. 而可可西里地区中新世岩浆岩形成时代和地球化学结果也揭示了地壳的加厚(张利云等, 2012)或岩石圈减薄(Turner等, 1993)发生在13~10Ma. 但如果认可Quade等(2011)的重新估算的结果, 可可西里古高度自始新世到中新世基本没有变化, 可可西里地壳加厚的时间可能大大提前. 最近的在五道梁地区发现的中新世小槲叶片化石, 通过共存分析法估算其19Ma时的高度最高为2900m, 最低仅为1391m(Sun J M等, 2015), 远远低于氢氧同位素估算的结果(图3d). 这一结果是基于仅有的一片完整的叶片化石与现今相似物种对比获得的. 此外它无法解释中新世以来最多可达3300m的地表抬升而五道梁群没有发生构造变形, 仍保持水平地层的特征. 综上所述, 至目前为止仍然没有可信服的古高度结果对可可西里抬升历史进行约束, 有待进一步的研究.

8 结语和展望

青藏高原的隆升历史为新生代以来发生的众多地质事件提供了重要的边界条件, 而恢复青藏高原的古高度可以大大促进我们认识青藏高原隆升的机制和过程以及各相关地质事件之间的互相联系, 并且对于理解新生代全球和区域环境变化都具有重要的科学价值. 从目前已发展了各种不同的古高度计估算的结果分析, 我们可以得到一些初步结论:

(1) 青藏高原由各块体拼贴而成, 它们的抬升历史既相对独立, 又相互统一. 对高原隆升历史的认识经历从整体抬升到部分抬升, 再到整体达到现今高原面貌

的过程. 最早开始认识青藏高原隆升认为青藏高原自上新世以来整体快速抬升至少3000m(李吉均等, 1979). 近20年来的研究表明, 青藏高原在达到现今状态之前可能存在一个更老的始新世高原(Kapp等, 2005; Kapp等, 2007b; Mulch和Chamberlain, 2006; Wang C S等, 2008; Wang等, 2014)或者山脉(Xu等, 2013; Ding等, 2014), 可能由南部的冈底斯山和北部的羌塘中央分水岭山脉及夹于其间的拉萨北部低海拔盆地组成(图4a). 直到晚中新世以来高原周围山脉隆起后才最终形成现今的高原(Liu-Zeng等, 2008)(图4b).

(2) 高原各相对独立的块体地表抬升的起始时间不同, 其隆升历史和达到现今高度的时间也不尽相同, 且各相对独立的块体内部也存在着不同的隆升历史(图3). 海相地层的结束被认为是高原抬升的起点, 但并不意味着高原就随即开始抬升. 青藏高原各块体海相地层从北到南逐渐变年轻. 可可西里和羌塘部分地区在早侏罗世古特提斯海沉积(Ding等, 2013), 但并没有立即抬升, 直到早始新世时其高度也可能不超过2000m; 拉萨地块北部地区则在晚白垩世才开始出露海平面(Zhang K J等, 2012; Leier等, 2007b), 地表发生强烈的隆升剥蚀(Hetzel等, 2011), 直到早渐新世达到现今高度. 而部分盆地, 如伦坡拉盆地与周围的山脉还具有相当显著的高差; 南部冈底斯地区则可能在晚白垩世时就已经抬升到3000m高度, 但部分地区仍然还处于海湾环境(丁林和来庆洲, 2003), 直到印度和欧亚大陆碰撞时已经完全形成安第斯型冈底斯山(Ding等, 2014); 而海水完全退出喜马拉雅地区的时间则在45Ma之后, 并在印度和亚洲大陆的持续挤压下快速抬升, 到早中新世可能达到现今高度(Gébelin等, 2013).

(3) 不同的古高度计尽管在一些盆地获得了一致的结果, 但在多数盆地所获结果的一致性较差. 古土壤氢氧同位素古高度计获得的古高度结果一般比通过古生物化石共存分析法获得的古高度要高得多, 如伦坡拉盆地和可可西里五道梁地区古生物化石的结果比氢氧同位素古高度结果低1000~2000m(图3b和d). 这主要一方面因为各种古高度计都有其自身局限性. 氧同位素古高度计对水汽来源、低海拔降水同位素、碳酸盐形成时的温度以及降水氧同位素高度梯度变化历史(图2)都有非常密切的关系; 而化石共存分析法重建古高度对地质历史时期的温度变化以及生境的判别要求也很严格. 另一方面不同的古高度计表征的高

度属性可能不一致。盆地中的古生物可能更多地表征盆地生物圈范围内的高度, 而氢氧同位素则可能记录了来自海拔更高的盆地周围山脉的降水。此外, 古气候是制约这些与环境变化密切相关的古高度的关键因素, 如吉隆盆地动物化石恢复的古植被特征认为晚中新世具有更暖和的气候特征, 因而具有大量的C4植被出现(Wang等, 2006), 但海拔高度不一定低(Garzione等, 2000a; Xu等, 2010; Rowley等, 2001)。因此需要尽可能运用如氢氧同位素、古生物化石、宇宙成因核素、火山岩气泡古气压等不同的古高度计对同一地区进行研究、各种古高度结果互相验证才能更精确有效地约束高原隆升历史。

致谢 感谢编委和审稿人提出的宝贵修改意见, 为进一步提高稿件的质量提供必不可少的帮助。

参考文献

- 丁林, 来庆洲. 2003. 冈底斯地壳碰撞前增厚及隆升的地质证据: 岛弧拼贴对青藏高原隆升及扩展历史的制约. 科学通报, 48: 836–842
- 丁林, 许强, 张利云, 杨迪, 来庆洲, 黄费新, 史仁灯. 2009. 青藏高原河流氧同位素区域变化特征与高度预测模型建立. 第四纪研究, 29: 1–12
- 黄万波, 计宏祥. 1979. 西藏三趾马动物群的首次发现及其对高原隆起的意义. 科学通报, 24: 885–888
- 计宏祥, 黄万波, 陈万勇, 徐钦奇, 郑邵华. 1981. 西藏三趾马动物群的首次发现及其对高原隆升的意义. 见: 中国科学院综合科学考察队, 青藏高原隆升的时代、幅度和形式问题. 北京: 科学出版社. 19–25
- 李吉均, 方小敏. 1998. 青藏高原隆起与环境变化研究. 科学通报, 43: 1568–1574
- 李吉均, 文世宣, 张青松, 王富葆, 郑本兴, 李炳元. 1979. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨. 中国科学, 9: 608–616
- 李吉均. 1998. 青藏高原隆升与环境研究的回顾与争议. 见: 施雅风, 李吉均, 李炳元, 主编. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州: 广东科技出版社. 3–15
- 李亚林, 王成善, 伊海生, 刘志飞, 李勇. 2006. 西藏北部新生代大型逆冲推覆构造与唐古拉山的隆起. 地质学报, 80: 1119–1130
- 施雅风, 刘东生. 1964. 西夏邦玛峰地区科学考察初步报告. 科学通报, 10: 928–938
- 王世锋, 张伟林, 方小敏, 戴霜, Kempf O. 2008. 藏西南札达盆地磁性地层学特征及其构造意义. 科学通报, 53: 676–683
- 吴珍汉, 吴中海, 胡道功, 彭华, 张耀玲. 2009a. 青藏高原北部中新统五道梁群湖相沉积碳氧同位素变化及古气候旋回. 中国地质, 36: 966–975

- 吴珍汉, 吴中海, 胡道功, 周春景, 叶培盛, 张耀玲. 2009b. 青藏高原古大湖与夷平面的关系及高原面形成演化过程. 现代地质, 23: 993–1002
- 吴珍汉, 赵逊, 叶培盛, 吴中海, 胡道功, 周春景. 2007. 根据湖湘沉积碳氧同位素估算青藏高原古海拔高度. 地质学报, 81: 1277–1288
- 徐仁. 1982. 青藏古植被的演变与青藏高原的隆起. 植物分类学报, 20: 385–391
- 徐仁, 陶君容, 孙湘君. 1973. 希夏邦马峰高山柞化石层的发现及其在植物学和地质学上的意义. 植物学报, 15: 104–114
- 许强, 丁林. 2015. 冈底斯山的隆起过程与青藏高原古高度研究. 中国科学基金, (1): 54–56
- 姚檀栋, 周行, 杨晓新. 2009. 印度季风水汽对青藏高原降水和河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 高程递减率的影响. 科学通报, 54: 2124–2130
- 张利云, 丁林, 杨迪, 许强, 蔡福龙, 刘德亮. 2012. 藏北中中新世淡色花岗岩及流纹岩的成因: 对高原北部边界地壳加厚过程和隆升时代的制约. 科学通报, 57: 153–168
- 张弥曼, Miao D S. 2016. 青藏高原新生代鱼化石及其古环境意义. 科学通报, 61: 981–995
- 周浙昆, 杨青松, 夏珂. 2007. 砾属高山砾组植物化石推测青藏高原的隆起. 科学通报, 52: 249–257
- Armijo R, Tapponnier P, Han T. 1989. Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in southern Tibet. *J Geophys Res*, 94: 2787–2838
- Boos W R, Kuang Z. 2010. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating. *Nature*, 463: 218–222
- Cai F, Ding L, Yue Y. 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
- Campani M, Mulch A, Kempf O, Schlunegger F, Mancktelow N. 2012. Miocene paleotopography of the Central Alps. *Earth Planet Sci Lett*, 337–338: 174–185
- Chamberlain C P, Poage M A, Craw D, Reynolds R C. 1999. Topographic development of the Southern Alps recorded by the isotopic composition of authigenic clay minerals, South Island, New Zealand. *Chem Geol*, 155: 279–294
- Chang C F, Pan Y S, Sun Y Y. 1989. The tectonic evolution of Qinghai-Tibet Plateau: A review. In: Sengör A M C, ed. Tectonic Evolution of the Tethyan Region. Heidelberg: Springer. 415–476
- Chen J, Huang B, Sun L. 2010. New constraints to the onset of the India-Asia collision: Paleomagnetic reconnaissance on the Linzizong group in the Lhasa Block, China. *Tectonophysics*, 489: 189–209
- Chu M F, Chung S L, Song B, Liu D, O'Reilly S Y, Pearson N J, Ji J, 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

- Chung S L, Lo C H, Lee T Y, Zhang Y, Xie Y, Li X, Wang K L, Wang P L. 1998. Diachronous uplift of the Tibetan Plateau starting 40 Myr ago. *Nature*, 394: 769–773
- Clark M K, Schoenbohm L M, Royden L H, Whipple K X, Burchfiel B C, Zhang X, Tang W, Wang E, Chen L. 2004. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. *Tectonics*, 23: TC1006
- Coleman M, Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension. *Nature*, 374: 49–52
- Currie B S, Rowley D B, Tabor N J. 2005. Middle Miocene paleoaltimetry of southern Tibet: Implications for the role of mantle thickening and delamination in the Himalayan orogen. *Geology*, 33: 181–184
- Currie B S, Polissar P J, Rowley D B, Ingalls M, Li S, Olack G, Freeman K H. 2016. Multiproxy paleoaltimetry of the Late Oligocene-Pliocene Oiyug Basin, southern Tibet. *Am J Sci*, 316: 401–436
- Cyr A J, Currie B S, Rowley D B. 2005. Geochemical evaluation of Fenghuoshan Group lacustrine carbonates, North-Central Tibet: Implications for the Paleoaltimetry of the Eocene Tibetan Plateau. *J Geol*, 113: 517–533
- Dai J G, Zhao X X, Wang C S, Zhu L D, Li Y L, Finn D. 2012. The vast proto-Tibetan Plateau: New constraints from Paleogene Hoh Xil Basin. *Gondwana Res*, 22: 434–446
- DeCelles P G, Kapp P, Ding L, Gehrels G E. 2007a. Late Cretaceous to middle Tertiary basin evolution in the central Tibetan Plateau: Changing environments in response to tectonic partitioning, aridification, and regional elevation gain. *Geol Soc Am Bull*, 119: 654–680
- DeCelles P G, Quade J, Kapp P, Fan M, Dettman D L, Ding L. 2007b. High and dry in central Tibet during the Late Oligocene. *Earth Planet Sci Lett*, 253: 389–401
- 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
- Deng T, Ding L. 2015. Paleoaltimetry reconstructions of the Tibetan Plateau: Progress and contradictions. *Nat Sci Rev*, 2: 417–437
- Deng T, Wang S Q, Xie G P, Li Q, Hou S K, Sun B Y. 2012. A mammalian fossil from the Dingqing Formation in the Lunpola Basin, northern Tibet, and its relevance to age and paleo-altimetry. *Chin Sci Bull*, 57: 261–269
- Deng T, Wang X, Fortelius M, Li Q, Wang Y, Tseng Z J, Takeuchi G T, Saylor J E, Salla L K, Xie G. 2011. Out of Tibet: Pliocene woolly rhino suggests High-Plateau origin of Ice Age megaherbivores. *Science*, 333: 1285–1288
- Dennis K J, Schrag D P. 2010. Clumped isotope thermometry of carbonates as an indicator of diagenetic alteration. *Geochim Cosmochim Acta*, 74: 4110–4122
- Dewey J F, Shackleton R M, Chang C F, Sun Y. 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. *Philos Trans R Soc A-Math Phys Eng Sci*, 327: 379–413
- Ding L, Kapp P, Wan X. 2005. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south central Tibet. *Tectonics*, 24: TC3001
- Ding L, Kapp P, Yue Y, Lai Q. 2007. Postcollisional calc-alkaline lavas and xenoliths from the southern Qiangtang terrane, central Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 254: 28–38
- Ding L, Yang D, Cai F L, Pullen A, Kapp P, Gehrels G E, Zhang L Y, Zhang Q H, Lai Q Z, Yue Y H, Shi R D. 2013. Provenance analysis of the Mesozoic Hoh-Xil-Songpan-Ganzi turbidites in northern Tibet: Implications for the tectonic evolution of the eastern Paleo-Tethys Ocean. *Tectonics*, 32: 34–48
- Ding L, Xu Q, Yue Y, Wang H, Cai F, Li S. 2014. The Andean-type Gangdese Mountains: Paleoelevation record from the Paleocene-Eocene Linzhou Basin. *Earth Planet Sci Lett*, 392: 250–264
- Dupont-Nivet G, Hoorn C, Konert M. 2008. Tibetan uplift prior to the Eocene-Oligocene climate transition: Evidence from pollen analysis of the Xining Basin. *Geology*, 36: 987–990
- Dupont-Nivet G, Krijgsman W, Langereis C G, Abels H A, Dai S, Fang X. 2007. Tibetan Plateau aridification linked to global cooling at the Eocene-Oligocene transition. *Nature*, 445: 635–638
- Dürr S B. 1996. Provenance of Xigaze fore-arc basin clastic rocks (Cretaceous, south Tibet). *Geol Soc Am Bull*, 108: 669–684
- Falconer H. 1868. On the fossil rhinoceros of central Tibet and its relation to the recent upheaval of the Himalayahs. In: Falconer H, ed. *Palaeontological Memoirs and Notes of the Late Hugh Falconer*. London: R Hardwicke. 173–185
- Forest C E, Wolfe J A, Molnar P, Emanuel K A. 1999. Paleoaltimetry incorporating atmospheric physics and botanical estimates of paleoclimate. *Geol Soc Am Bull*, 111: 497–511
- Fielding E J. 1996. Tibet uplift and erosion. *Tectonophysics*, 260: 55–84
- Gaetani M, Garzanti E. 1991. Multicyclic history of the northern India continental-margin (northwestern Himalaya). *AAPG Bull*, 75: 1427–1446
- Garzione C N, Dettman D L, Quade J, DeCelles P G, Butler R F. 2000a. High times on the Tibetan Plateau: Paleoelevation of the Thakkhola graben, Nepal. *Geology*, 28: 339–342
- Garzione C N, Quade J, DeCelles P G, English N B. 2000b. Predicting paleoelevation of Tibet and the Himalaya from $\delta^{18}\text{O}$ vs. altitude gradients in meteoric water across the Nepal Himalaya. *Earth Planet Sci Lett*, 183: 215–229
- Gébelin A, Mulch A, Teyssier C, Jessup M J, Law R D, Brunel M. 2013. The Miocene elevation of Mount Everest. *Geology*, 41: 799–802
- Ghosh P, Garzione C N, Eiler J M. 2006. Rapid uplift of the altiplano revealed through ^{13}C - ^{18}O bonds in paleosol carbonates. *Science*, 311: 511–515
- Gonfiantini R, Roche M A, Olivry J C, Fontes J C, Zuppi G M. 2001. The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. *Chem Geol*, 181: 147–167

- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, Yin A. 1992. Raising Tibet. *Science*, 255: 1663–1670
- Henkes G A, Passey B H, Grossman E L, Shenton B J, Pérez-Huerta A, Yancey T E. 2014. Temperature limits for preservation of primary calcite clumped isotope paleotemperatures. *Geochim Cosmochim Acta*, 139: 362–382
- Hetzl R, Dunkl I, Haider V, Strobl M, von Eynatten H, Ding L, Frei D. 2011. Peneplain formation in southern Tibet predates the India-Asia collision and plateau uplift. *Geology*, 39: 983–986
- Hoke G D, Liu-Zeng J, Hren M T, Wissink G K, Garzione C N. 2014. Stable isotopes reveal high southeast Tibetan Plateau margin since the Paleogene. *Earth Planet Sci Lett*, 394: 270–278
- Horton B K, Yin A, Spurlin M S, Zhou J, Wang J. 2002. Paleocene-Eocene syncontractional sedimentation in narrow, lacustrine-dominated basins of east-central Tibet. *Geol Soc Am Bull*, 114: 771–786
- Hren M T, Bookhagen B, Blisniuk P M, Booth A L, Chamberlain C P. 2009. $\delta^{18}\text{O}$ and δD of streamwaters across the Himalaya and Tibetan Plateau: Implications for moisture sources and paleoelevation reconstructions. *Earth Planet Sci Lett*, 288: 20–32
- Huntington K W, Saylor J, Quade J, Hudson A M. 2015. High late Miocene-Pliocene elevation of the Zhada Basin, southwestern Tibetan Plateau, from carbonate clumped isotope thermometry. *Geol Soc Am Bull*, 127: 181–199
- 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
- Jia G D, Bai Y, Ma Y L, Sun J M, Peng P A. 2015. Paleoelevation of Tibetan Lunpola basin in the Oligocene-Miocene transition estimated from leaf wax lipid dual isotopes. *Glob Planet Change*, 126: 14–22
- Kapp P, DeCelles P G, Gehrels G E, Heizler M, Ding L. 2007a. Geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet. *Geol Soc Am Bull*, 119: 917–933
- Kapp P, DeCelles P G, Leier A L, Fabijanic J M, He S, Pullen A, Ding L. 2007b. The Gangdese retroarc thrust belt revealed. *GSA Today*, 17: 4–9
- Kapp P, Yin A, Harrison T M, Ding L. 2005. Cretaceous-Tertiary shortening, basin development, and volcanism in central Tibet. *Geol Soc Am Bull*, 117: 865–878
- Khan M A, Spicer R A, Bera S, Ghosh R, Yang J, Spicer T E V, Guo S, Su T, Jacques F, Grote P J. 2014. Miocene to Pleistocene floras and climate of the Eastern Himalayan Siwaliks, and new palaeoelevation estimates for the Namling-Oiyug Basin, Tibet. *Glob Planet Change*, 113: 1–10
- Leier A L, DeCelles P G, Kapp P, Ding L. 2007a. The Takena Formation of the Lhasa terrane, southern Tibet: The record of a Late Cretaceous retroarc foreland basin. *Geol Soc Am Bull*, 119: 31–48
- Leier A L, DeCelles P G, Kapp P, Gehrels G E. 2007b. Lower Cretaceous strata in the Lhasa Terrane, Tibet, with implications for understanding the early tectonic history of the Tibetan Plateau. *J Sediment Res*, 77: 809–825
- Li S, Ding L, Xu Q, Wang H, Yue Y, Baral U. 2015. The evolution of Yarlung Tsangpo River: Constraints from the age and provenance of the Gangdese Conglomerates, southern Tibet. *Gondwana Res*, doi: 10.1016/j.gr.2015.05.010
- Li S Y, Currie B S, Rowley D B, Ingalls M. 2015. Cenozoic paleoaltimetry of the SE margin of the Tibetan Plateau: Constraints on the tectonic evolution of the region. *Earth Planet Sci Lett*, 432: 415–424
- Li Y L, He J, Wang C S, Santosh M, Dai J G, Zhang Y X, Wei Y S, Wang J G. 2013. Late Cretaceous K-rich magmatism in central Tibet: Evidence for early elevation of the Tibetan plateau? *Lithos*, 160–161: 1–13
- Li Y L, Wang C S, Dai J G, Xu G Q, Hou Y L, Li X H. 2015. Propagation of the deformation and growth of the Tibetan-Himalayan orogen: A review. *Earth-Sci Rev*, 143: 36–61
- Licht A, van Cappelle M, Abels H A, Ladant J B, Trabucho-Alexandre J, France-Lanord C, Donnadieu Y, Vandenberghe J, Rigaudier T, Lécuyer C, Terry Jr D, Adriaens R, Boura A, Guo Z, Soe A N, Quade J, Dupont-Nivet G, Jaeger J J. 2014. Asian monsoons in a Late Eocene greenhouse world. *Nature*, 513: 501–506
- Lippert P C, van Hinsbergen D J J, Dupont-Nivet G. 2014. Early Cretaceous to present latitude of the central proto-Tibetan Plateau: A paleomagnetic synthesis with implications for Cenozoic tectonics, paleogeography, and climate of Asia. *Geol Soc Am Spec Pap*, 507: 1–23
- Liu M, Yang Y Q. 2003. Extensional collapse of the Tibetan Plateau: Results of three-dimensional finite element modeling. *J Geophys Res*, 108: 2361
- Liu W G, Liu Z H, An Z S, Sun J M, Chang H, Wang N, Dong J B, Wang H Y. 2014. Late Miocene episodic lakes in the arid Tarim Basin, western China. *Proc Natl Acad Sci USA*, 111: 16292–16296
- Liu Z F, Zhao X X, Wang C S, Liu S, Yi H S. 2003. Magnetostratigraphy of Tertiary sediments from the Hoh Xil Basin: Implications for the Cenozoic tectonic history of the Tibetan Plateau. *Geophys J Int*, 154: 233–252
- Liu-Zeng J, Tapponnier P, Gaudemer Y, Ding L. 2008. Quantifying landscape differences across the Tibetan Plateau: Implications for topographic relief evolution. *J Geophys Res*, 113: F04018
- Meyer H W. 2007. A review of paleotemperature lapse rate methods for estimating paleoelevation from fossil floras. *Rev Mineral Geochem*, 66: 155–171
- Miao Y, Wu F, Chang H, Fang X, Deng T, Sun J, Jin C. 2016. A Late-Eocene palynological record from the Hoh Xil Basin, northern Tibetan Plateau, and its implications for stratigraphic age, paleoclimate and paleoelevation. *Gondwana Res*, 31: 241–252
- Molnar P, England P. 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: Chicken or egg? *Nature*, 346: 29–34
- Molnar P, England P, Martinod J. 1993. Mantle dynamics, uplift of the

- Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon. *Rev Geophys*, 31: 357–396
- Mulch A. 2016. Stable isotope paleoaltimetry and the evolution of landscapes and life. *Earth Planet Sci Lett*, 433: 180–191
- Mulch A, Chamberlain C P, Cosca M A, Teyssier C, Methner K, Hren M T, Graham S A. 2015. Rapid change in high-elevation precipitation patterns of western North America during the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO). *Am J Sci*, 315: 317–336
- Mulch A, Chamberlain C P. 2007. Stable isotope paleoaltimetry in orogenic belts the silicate record in surface and crustal geological archives. *Rev Mineral Geochem*, 66: 89–118
- Mulch A, Chamberlain C P. 2006. Earth science: The rise and growth of Tibet. *Nature*, 439: 670–671
- Mulch A, Uba C E, Strecker M R, Schoenberg R, Chamberlain C P. 2010. Late Miocene climate variability and surface elevation in the central Andes. *Earth Planet Sci Lett*, 290: 173–182
- Murphy M A, Saylor J E, Ding L. 2009. Late Miocene topographic inversion in southwest Tibet based on integrated paleoelevation reconstructions and structural history. *Earth Planet Sci Lett*, 282: 1–9
- Murphy M A, Yin A, Harrison T M, Dürr S B, Chen Z, Ryerson F J. 1997. Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan plateau? *Geology*, 25: 719–722
- 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
- Polissar P J, Freeman K H, Rowley D B, McInerney F A, Currie B S. 2009. Paleoaltimetry of the Tibetan Plateau from D/H ratios of lipid biomarkers. *Earth Planet Sci Lett*, 287: 64–76
- Qiu Z X, Qiu Z D, Deng T, Li C K, Zhang Z Q, Wang B Y, Wang X M. 2013. Neogene land mammal stages/ages of China. In: Wang X M, Flynn L J, Fortelius M, eds. *Fossil Mammals of Asia: Neogene Biostratigraphy and Chronology*. New York: Columbia University Press. 29–90
- Quade J, Cerling T E. 1995. Expansion of C4 grasses in the Late Miocene of Northern Pakistan: Evidence from stable isotopes in paleosols. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleocol*, 115: 91–116
- Quade J, Garzzone C, Eiler J. 2007. Paleoelevation reconstruction using Pedogenic carbonates. *Rev Mineral Geochem*, 66: 53–87
- Quade J, Breecker D O, Daeron M, Eiler J. 2011. The paleoaltimetry of Tibet: An isotopic perspective. *Am J Sci*, 311: 77–115
- Quade J, Eiler J, Daëron M, Achyuthan H. 2013. The clumped isotope geothermometer in soil and paleosol carbonate. *Geochim Cosmochim Acta*, 105: 92–107
- 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
- Rohrmann A, Kapp P, Carrapa B, Reinert P W, Guynn J, Ding L, Heizler M. 2012. Thermochronologic evidence for plateau formation in central Tibet by 45 Ma. *Geology*, 40: 187–190
- 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
- Rowley D B. 2007. Stable isotope-based paleoaltimetry: Theory and validation. *Rev Mineral Geochem*, 66: 23–52
- Rowley D B, Currie B S. 2006. Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature*, 439: 677–681
- Rowley D B, Garzzone C N. 2007. Stable isotope-based paleoaltimetry. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 35: 463–508
- Rowley D B, Pierrehumbert R T, Currie B S. 2001. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: Implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene. *Earth Planet Sci Lett*, 188: 253–268
- Saylor J E, Quade J, Dettman D L, DeCelles P G, Kapp P A, Ding L. 2009. The late Miocene through present paleoelevation history of southwestern Tibet. *Am J Sci*, 309: 1–42
- Searle M P, Windley B F, Coward M P, Cooper D J W, Rex A J, Rex D, Li T D, Xiao 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: 678–701
- Song X Y, Spicer R A, Yang J, Yao Y F, Li C S. 2010. Pollen evidence for an Eocene to Miocene elevation of central southern Tibet predating the rise of the High Himalaya. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleocol*, 297: 159–168
- Spicer R A, Harris N B W, Widdowson M, Herman A B, Guo S, Valdes P J, Wolfe J A, Kelley S P. 2003. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years. *Nature*, 421: 622–624
- Spicer R A, Yang J, Herman A B, Kodrul T, Maslova N, Spicer T E V, Aleksandrova G, Jin J. 2016. Asian Eocene monsoons as revealed by leaf architectural signatures. *Earth Planet Sci Lett*, 449: 61–68
- Staisch L M, Niemi N A, Hong C, Clark M K, Rowley D B, Currie B. 2014. A Cretaceous-Eocene depositional age for the Fenghuoshan Group, Hoh Xil Basin: Implications for the tectonic evolution of the northern Tibet Plateau. *Tectonics*, 33: 281–301
- Staisch L M, Niemi N A, Clark M K, Chang H. 2016. Eocene to late Oligocene history of crustal shortening within the Hoh Xil Basin and implications for the uplift history of the northern Tibetan Plateau. *Tectonics*, 35: 862–895
- Sun B, Wang Y F, Li C S, Yang J, Li J F, Li Y L, Deng T, Wang S Q, Zhao M, Spicer R A, Ferguson D K, Mehrotra R C. 2015. Early Miocene elevation in northern Tibet estimated by palaeobotanical evidence. *Sci Rep*, 5: 10379
- Sun J M, Liu T S. 2006. The age of the Taklimakan Desert. *Science*, 312: 1621–1621
- Sun J M, Xu Q H, Liu W M, Zhang Z Q, Xue L, Zhao P. 2014. Palynological evidence for the latest Oligocene-early Miocene paleoelevation

- estimate in the Lunpola Basin, central Tibet. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 399: 21–30
- Sun J M, Alloway B, Fang X, Windley B F. 2015. Refuting the evidence for an earlier birth of the Taklimakan Desert. *Proc Natl Acad Sci USA*, 112: E5556–E5557
- 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
- Turner S, Hawkesworth C, Liu J, Rogers N, Kelley S, van Calsteren P. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, 364: 50–54
- Upadhyay R, Ram-Awatar R, Kar R K, Sinha A K. 2004. Palynological evidence for the Palaeocene evolution of the forearc basin, Indus Suture Zone, Ladakh, India. *Terra Nova*, 16: 216–225
- Wan X Q, Ding L. 2002. Discovery of the Latest Cretaceous planktonic foraminifera from Gyirong of southern Tibet and its chronostratigraphic significance. *Acta Palaeontol Sin*, 41: 89–100
- Wang C S, Dai J G, Zhao X X, Li Y L, Graham S A, He D F, Ran B, Meng J. 2014. Outward-growth of the Tibetan Plateau during the Cenozoic: A review. *Tectonophysics*, 621: 1–43
- 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 C S, Zhao X X, Liu Z F, Lippert P C, Graham S A, Coe R S, Yi H S, Zhu L D, Liu S, Li Y L. 2008. Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau. *Proc Natl Acad Sci USA*, 105: 4987–4992
- Wang E Q, Kirby E, Furlong K P, van Soest M, Xu G, Shi X, Kamp P J J, Hodges K V. 2012. Two-phase growth of high topography in eastern Tibet during the Cenozoic. *Nat Geosci*, 5: 640–645
- Wang Q, Wyman D A, Xu J, Dong Y, Vasconcelos P M, Pearson N, Wan Y, Dong H, Li C, Yu Y, Zhu T, Feng X, Zhang Q, Zi F, Chu Z. 2008. Eocene melting of subducting continental crust and early uplifting of central Tibet: Evidence from central-western Qiangtang high-K calc-alkaline andesites, dacites and rhyolites. *Earth Planet Sci Lett*, 272: 158–171
- Wang Y, Deng T, Biasatti D. 2006. Ancient diets indicate significant uplift of southern Tibet after ca. 7 Ma. *Geology*, 34: 309
- Wen D R, Liu D Y, Chung S L, Chu M F, Ji J Q, Zhang Q, Song B, Lee T Y, Yeh M W, Lo C H. 2008. Zircon shrimp U-Pb ages of the Gangdese batholith and implications for Neotethyan subduction in southern Tibet. *Chem Geol*, 252: 191–201
- Williams H, Turner S, Kelley S, Harris N. 2001. Age and composition of dikes in Southern Tibet: New constraints on the timing of east-west extension and its relationship to postcollisional volcanism. *Geology*, 29: 339–342
- Wu F Y, Ji W Q, Liu C Z, Chung S L. 2010. Detrital zircon U-Pb and Hf isotopic data from the Xigaze fore-arc basin: Constraints on Transhimalayan magmatic evolution in southern Tibet. *Chem Geol*, 271: 13–25
- Wu Z H, Barosh P J, Wu Z H, Hu D G, Zhao X, Ye P S. 2008. Vast early Miocene lakes of the central Tibetan Plateau. *Geol Soc Am Bull*, 120: 1326–1337
- Xu Q, Ding L, Hetzel R, Yue Y, Rades E F. 2015. Low elevation of the northern Lhasa terrane in the Eocene: Implications for relief development in south Tibet. *Terra Nova*, 27: 458–466
- Xu Q, Ding L, Zhang L, Cai F, Lai Q, Yang D, Liu-Zeng J. 2013. Paleogene high elevations in the Qiangtang Terrane, central Tibetan Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 362: 31–42
- Xu Q, Ding L, Zhang L Y, Yang D, Cai F L, Lai Q Z, Liu J, Shi R D. 2010. Stable isotopes of modern herbivore tooth enamel in the Tibetan Plateau: Implications for paleoelevation reconstructions. *Chin Sci Bull*, 55: 45–54
- Xu Q, Hoke G D, Liu-Zeng J, Ding L, Wang W, Yang Y. 2014. Stable isotopes of surface water across the Longmenshan margin of the eastern Tibetan Plateau. *Geochim Geophys Geosyst*, 15: 3416–3429
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 28: 211–280
- Zhang J Y, Yin A, Liu W C, Wu F Y, Lin D, Grove M. 2012. Coupled U-Pb dating and Hf isotopic analysis of detrital zircon of modern river sand from the Yalu River (Yarlung Tsangpo) drainage system in southern Tibet: Constraints on the transport processes and evolution of Himalayan rivers. *Geol Soc Am Bull*, 124: 1449–1473
- Zhang K J, Zhang Y X, Tang X C, Xia B. 2012. Late Mesozoic tectonic evolution and growth of the Tibetan Plateau prior to the Indo-Asian collision. *Earth-Sci Rev*, 114: 236–249
- Zhang P Z, Shen Z, Wang M, Gan W, Bürgmann R, Molnar P, Wang Q, Niu Z, Sun J, Wu J, Hanrong S, Xinzhaoy Y. 2004. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, 32: 809–812
- Zhang Q H, Willems H, Ding L. 2013. Evolution of the Paleocene-Early Eocene larger benthic foraminifera in the Tethyan Himalaya of Tibet, China. *Int J Earth Sci-Geol Rundsch*, 102: 1427–1445
- Zhang Q H, Ding L, Cai F L, Xu X X, Zhang L Y, Xu Q, Willems H. 2011. Early Cretaceous Gangdese retroarc foreland basin evolution in the Selin Co basin, central Tibet: Evidence from sedimentology and detrital zircon geochronology. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 353: 27–44
- Zheng H B, 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 H, Wei X C, Tada R J, Clift P D, Wang B, Jourdan F, Wang P, He M. 2015. Late Oligocene-early Miocene birth of the Taklimakan Desert. *Proc Natl Acad Sci USA*, 112: 7662–7667
- Zhu B, Kidd W S F, Rowley D B, Currie B S, Shafique N. 2005. Age of initiation of the India-Asia collision in the East-Central Himalaya. *J Geol*, 113: 265–285