中国科学: 地球科学 2025 年 第 55 卷 第 11 期: 3644 ~ 3660
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

岩石圈尺度构造楔吸收青藏高原东北缘有限陆内汇聚

李坤[1,2], 吴磊[1,2*], 郭波[3], 刘国利[4], 林秀斌[1,2], 肖安成[1,2], 杨树锋[1,2], 陈汉林[1,2]

1. 浙江大学地球科学学院, 杭州 310058
2. 教育部含油气盆地构造研究中心, 杭州 310058
3. 东方地球物理公司研究院地质研究中心, 涿州 072751
4. 中国石油玉门油田勘探开发研究院, 酒泉 735008
* 通讯作者, E-mail: leiwu@zju.edu.cn

收稿日期: 2025-04-12; 收修改稿日期: 2025-06-21; 接受日期: 2025-08-29; 网络版发表日期: 2025-10-14
国家自然科学基金项目(U22B6002、42272233)资助

摘要 青藏高原东北缘的活动变形前锋位于距印度-亚洲碰撞带~1500km的北祁连山与酒泉盆地一带. 二者之间的岩石圈汇聚过程对理解高原向北东扩展的机制有重要意义. 本研究整合了高分辨率地震反射剖面、钻孔测井资料、地表地质及变形河流阶地等多源数据, 对北祁连山北缘和酒泉盆地的上地壳变形开展了系统的几何学与运动学分析. 结果显示, 该区主要发育向北东逆冲的厚皮基底卷入逆断层, 向下滑脱于深度约13~15km、南倾~10°的脆韧性转换带. 中~晚中新世疏勒河组中发育典型的楔状前陆盆地沉积, 表明北祁连山此时已经发生快速抬升. 剖面平衡恢复结果揭示上地壳缩短量仅7.6~11.7km, 其中54%~95%由北祁连山前断裂带吸收. 这些证据反映北祁连山自中中新世以来一直是高原的北东边界, 变形向酒泉盆地扩展有限. 在此基础上, 本研究对前人深部地球物理数据进行了重新解译, 揭示北祁连山与酒泉盆地之间发育一条北倾的岩石圈尺度深大断裂, 导致二者莫霍面之间产生~7.8km的水平位错, 与上地壳缩短相当. 综合这些结果, 本研究提出北祁连山与酒泉盆地之间以岩石圈构造楔方式发生有限汇聚, 即在水平挤压作用下, 相对刚性的酒泉盆地向南楔入至因增厚而弱化的北祁连山下地壳中. 青藏高原向北东的生长很可能是通过具有不同力学性质的岩石圈单元之间的楔入作用来实现, 该过程以大面积、分布式变形为特征, 而非沿单一俯冲带发生局部化、大规模的陆内俯冲.

关键词 北祁连山, 酒泉盆地, 地震反射剖面, 厚皮构造, 岩石圈构造楔

1 引言

新生代以来, 印度板块与欧亚板块的碰撞与持续汇聚形成了世界第三极——青藏高原, 其向东北扩展的动力学机制是大陆板块构造学中亟待解决的核心科学问题之一(高锐等, 2001; Tapponnier等, 2001; Hetzel等, 2002; 方小敏等, 2004; 郑度和姚檀栋, 2004). 北祁连山距离印度-欧亚碰撞带超1500km, 海拔高达

中文引用格式: 李坤, 吴磊, 郭波, 刘国利, 林秀斌, 肖安成, 杨树锋, 陈汉林. 2025. 岩石圈尺度构造楔吸收青藏高原东北缘有限陆内汇聚. 中国科学: 地球科学, 55(11): 3644–3660, doi: 10.1360/N072025-0133
英文引用格式: Li K, Wu L, Guo B, Liu G, Lin X, Xiao A, Yang S, Chen H. 2025. Limited intracontinental convergence accommodated by lithospheric-scale wedge tectonics along the northeastern margin of the Tibetan Plateau. Science China Earth Sciences, 68(11): 3506–3522, https://doi.org/10.1007/s11430-025-1682-y

© 2025 《中国科学》杂志社

~4200m, 构成了高原东北缘的活动变形前锋(图1a和1b; Yin和Harrison, 2000). 与此同时, 其北侧阿拉善地块南缘的酒泉盆地则发生相对挠曲沉降, 沉积了厚达5~7km的新生界(图1c; 方小敏等, 2004; 杨树锋等, 2007). 这种差异隆升与沉降, 形成了现今高原东北缘2~3km的显著地形高差(图1b). 二者之间的岩石圈尺度汇聚方式是认识青藏高原北东向生长机制的关键(Tapponnier等, 2001; Yin等, 2002).

前人基于地球物理观测主要提出了两种端元模型来解释这一汇聚过程(图1d和1e). 第一种模型认为, 亚洲岩石圈向青藏高原东北缘发生陆内俯冲, 该观点主要依据深部地震波成像观测到亚洲岩石圈地幔正向南

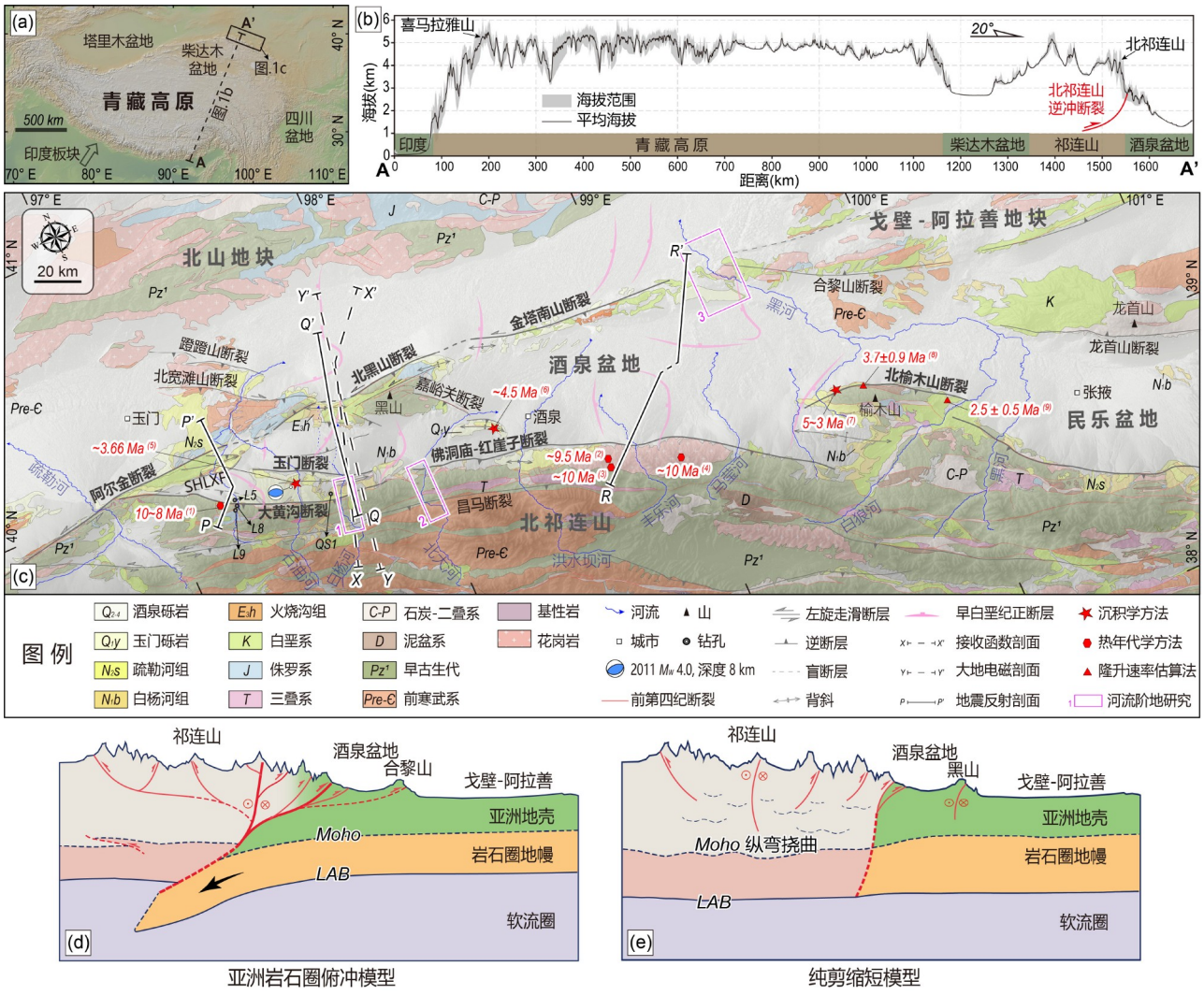

图 1　研究区地质背景

(a) 青藏高原及邻区主要构造单元, 研究区位置以黑色矩形框标示, 数字高程数据来源于http://www.geomapapp.org/. (b) 跨青藏高原的近南北向高程条带剖面图, 采样条带宽度为10km(剖面位置见图a中A-A'线). (c) 基于1:200000地质图(甘肃省地质矿产局, 1989)绘制的酒泉盆地及周边构造带地质图, 主要活动断裂数据来源: https://www.activefault-datacenter.cn/map. 图中显示的北祁连山和酒泉盆地构造隆升事件由多种方法加以约束, 包括沉积学(红色五角星)、热年代学(红色六边形)以及总抬升量与速率之比(红色三角形), 数据引自: (1) Zheng等, 2017; (2) 万景林等, 2010; (3) Zheng等, 2010; (4) Zhuang等, 2018; (5) 方小敏等, 2004; (6) Zhao等, 2001; (7) 刘栋梁等, 2012; (8) Palumbo等, 2009; (9) Hu等, 2019a. 历史地震震源机制解据Pan等(2020). X-X'线为接收函数剖面位置(Ye等, 2021), Y-Y'线为大地电磁剖面位置(Xiao等, 2012). 前人发表的变形河流阶地研究位置以粉色矩形标示: 1: Wang等, 2024; 2: Wang等, 2020; 3: 温振玲等, 2016. (d) 北祁连山与酒泉盆地之间的陆内俯冲模型(如Huang等, 2021; Ye等, 2021). (e) 纯剪缩短模型(Shi等, 2017; Shen等, 2020). 断层名称缩写: SHLXF=南红柳峡断裂

俯冲至北祁连山之下(图1d; Ye等, 2015, 2021; Huang等, 2021). 另一种模型则主张纯剪缩短机制(图1e), 其表现为祁连山之下的莫霍面发生纵弯挠曲变形, 并在祁连山与酒泉盆地之间形成近乎直立的岩石圈边界, 与地形起伏高度耦合(Shi等, 2017; Shen等, 2020). 由于现有地球物理资料分辨率有限, 导致解释存在不确定性, 这两种模型至今仍存在较大争议.

区分这两类模型的关键之一在于厘清盆山过渡带的上地壳变形特征. 在陆内俯冲模型中, 上地壳由于密度较小无法俯冲而发生强烈褶皱变形, 表现为盆山边界向前陆推进, 并形成宽阔的褶皱冲断带, 地壳缩短量通常超过~100km(Zuza等, 2018; 高锐等, 2022; 网络版附图S1). 此外, 造山楔的重力负载会引发挠曲沉降, 形成前陆盆地. 相比之下, 纯剪缩短模型则认为盆山边界相对稳定, 且应变主要集中于盆山边界处, 往往只在山前形成狭窄的褶皱冲断带, 缩短量较小(胡小飞等, 2024).

目前, 北祁连山与酒泉盆地过渡带的上地壳变形特征认识仍存在分歧. 早期研究基于野外调查和有限的地震反射资料, 在北祁连山东北缘识别出大量由中生界和早古生界构成的飞来峰和构造窗, 据此推断该地区存在多套滑脱层, 形成大量双重与叠瓦构造吸收了大规模(>30km)的地壳缩短量(杨树锋等, 2007; Zuza等, 2016). 但近年来, 基于变形河流阶地几何学、运动学以及弹性数值模拟的定量研究则揭示北祁连山前发育一系列长波长的活动褶皱, 其受控于埋深约15~17km的基底逆冲断裂, 水平缩短量仅~10km(Hu等, 2015; Wang等, 2020, 2024). 这种对上地壳变形机制的不同理解直接影响对岩石圈汇聚模式的认识——前者支持大陆俯冲模式(图1d), 而后者倾向于纯剪缩短模型(图1e).

酒泉盆地作为新中国重要的富油气盆地, 过去20年的油气勘探工作在盆地内积累了大量新采集的高分辨率二维与三维地震反射数据. 本研究利用这些资料, 构建了跨北祁连山与酒泉盆地的结构剖面, 并对盆内褶皱开展剩余面积-深度法(Epard和Groshong, 1993)分析, 结合已有的变形河流阶地反演结果, 进一步约束了主要断层的滑脱深度. 在此基础上, 对剖面进行平衡恢复, 定量估算不同构造单元的水平缩短量. 最后, 将上地壳变形结构与前人发表的深部地球物理成像结果(如莫霍面几何形态)相结合, 建立岩石圈尺度的变形模型. 结果表明, 北祁连山与酒泉盆地之间的汇聚量有限, 主要由岩石圈尺度的构造楔所调节, 这一汇聚模型为青藏高原北东向的生长机制提供了新的认识.

2 研究区地质背景

2.1 北祁连山

北祁连山沿青藏高原东北缘呈NW-SE向展布, 延伸~600km, 最高海拔达6000m(图1a和1b). 北祁连造山带自早古生代形成以来, 经历了大洋俯冲及随后的大陆-岛弧碰撞过程(Dong等, 2021; Wu等, 2022). 进入中生代后, 随着古特提斯洋的闭合以及古太平洋和(或)蒙古-鄂霍次克板块向欧亚大陆下的俯冲, 该地区经历了多期挤压-伸展交替事件, 相关的复杂变形格局目前仍不清楚(Zuza等, 2017; Zhang C Y等, 2020; 吴晨等, 2023). 新生代以来, 北祁连造山带因响应印度-欧亚大陆碰撞的远程效应而重新复活(Yin等, 2002; Zuza等, 2017).

北祁连山前发育一系列南倾的新生代活动逆冲断层, 自东向西依次为北榆木山断裂、佛洞庙-红崖子断裂、大黄沟断裂及玉门断裂, 共同组成了北祁连山前冲断系统(图1c和图2). 该断裂系统是北祁连山与酒泉盆地的构造边界, 并在西部与阿尔金断裂相交(图1c). 北祁连山前废弃河流阶地的研究表明, 大黄沟断裂自更新世以来可能已基本停止活动, 现今的变形主要集中于前缘的玉门断裂(Hetzel等, 2006). 断层陡坎分析结果表明, 北祁连山前冲断系统更新世的缩短速率约为1~2mm/a(图2; Hetzel等, 2006, 2018; 刘锐等, 2017; Yang等, 2018; Hu等, 2019a), 约占整个祁连山GPS (Global Positioning System)观测到的总地壳缩短速率(约4~7mm/a)的20%~30%(图2; Zhang等, 2004; Wang和Shen, 2020).

北祁连山北缘基岩的低温热年代学研究, 结合酒泉盆地新生界的物源分析与同构造生长地层证据共同表明, 北祁连山的构造隆升至少始于中中新世(图1c; George等, 2001; 万景林等, 2010; Zheng等, 2010, 2017; Zhuang等, 2018). 至~3.6Ma, 变形进一步向北扩展至老君庙和榆木山地区(图1c; Zhao等, 2001; 方小敏等, 2004; Palumbo等, 2009; Zheng等, 2017; Wang等, 2018; Hu等, 2019a, 2019b).

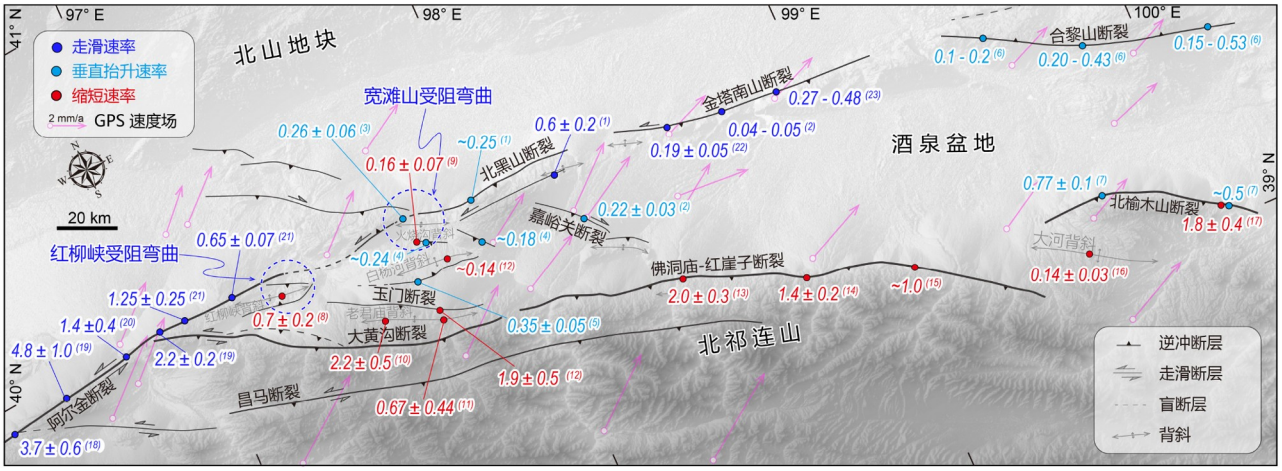

图 2　北祁连山-酒泉盆地主要断层滑动速率汇编

粉色箭头表示为GPS速度场(Wang和Shen, 2020). 参考文献: (1) Yang等, 2023; (2) Zheng等, 2013a; (3) 张宁等, 2016; (4) 闵伟等, 2002; (5) Hetzel等, 2002; (6) Zheng等, 2013b; (7) Palumbo等, 2009; (8) Li等, 2022; (9) Li等, 2021; (10) Hetzel等, 2006; (11) 刘睿等, 2017; (12) Liu等, 2019; (13) Hetzel等, 2018; (14) 万景林等, 2010; (15) Zheng等, 2010; (16) Hu等, 2017; (17) Hu等, 2019a; (18) Seong等, 2011; (19) 徐锡伟等, 2003; (20) Zhang等, 2007; (21) 张宁, 2016; (22) 张波等, 2016; (23) Zhang等, 2024. 结果显示: 阿尔金断裂走滑速率沿北祁连山为~4mm/a, 向东至酒泉盆地最西端衰减至~1mm/a, 至99°E以东降至<0.1mm/a; 而北祁连山前冲断系统的晚第四纪缩短速率却保持稳定(1.8~2.2mm/a), 未呈现随距离阿尔金断裂越远而减小的趋势

2.2　酒泉盆地

酒泉盆地形成于晚侏罗世~早白垩世, 为近南北向正断层控制的伸展盆地(图1c; 甘肃省地质矿产局, 1989; Vincent和Allen, 1999; Zhang C Y等, 2020). 其南界为北祁连山, 东邻榆木山, 北侧为宽滩山、黑山、金塔南山及合黎山, 整体形态呈向西尖灭的三角形(图1c). 构造上, 盆地北缘受阿尔金断裂东段、北黑山断裂及金塔南山断裂共同控制, 这些断裂均以左旋走滑运动为主(Yang等, 2023; Zhang等, 2024). 酒泉盆地新生界不整合覆于中生界之上, 自下而上包括: 火烧沟组(E_3h)、白杨河组(N_1b)、疏勒河组(N_2s)、玉门砾岩(Q_1y)与酒泉砾岩($Q_{2\text{-}4}$)(图1c). 该套地层以冲积扇相~湖相碎屑沉积为主, 沉积物粒度从火烧沟组逐渐向上变细至疏勒河组下段, 自疏勒河组中段转变为向上变粗的沉积序列(甘肃省地质矿产局, 1989; Wang等, 2016a; Zhao等, 2017; An等, 2018). 前人对盆地边缘多条剖面开展了详细的磁性地层学分析, 对这些地层时代进行了初步约束(图1c; 史正涛等, 2001; 方小敏等, 2004; Dai等, 2005; 陈杰等, 2006; Wang等, 2016b; Zhao等, 2017), 得出的地层年龄分别为: 火烧沟组(40.2~33.4Ma)、白杨河组(24.2~17Ma)、疏勒河组(17~5.0Ma)、玉门砾岩(5.0~1.2Ma)与酒泉砾岩(1.2~0.15Ma). 但上述年龄仍缺乏可靠的放射性测年或标准化石的佐证, 故与全球地磁极性年表的比对仍存在不确定性. 碎屑锆石示踪与古水流分析表明, 自疏勒河组沉积早期(约17~16Ma)起, 沉积物源主体从北山转变为北祁连山(Wang等, 2016c; An等, 2018).

3　数据与方法

本研究利用酒泉盆地与北祁连山北缘近20年来新采集的二维和三维地震反射数据, 构建了3条NE向综合地震剖面(P-P'、Q-Q'、R-R'), 用于揭示地下构造变形特征(图3、图4、图5). 数据空间分辨率约50~100m, 地震基准面海拔为2000m, 最大探测深度达~6s双程旅行时间.

在解释过程中, 结合钻孔测井与地表地质资料的约束(图1c), 识别了剖面上的主要断层与地层单元, 并利用钻孔测井提供的层速度数据(见网络版附表S1)完成了时深转换. 针对主要断层的滑脱面深度, 采用了两种方法进行约束: 对于盆地内部成像清晰的断层相关褶皱, 采用剩余面积-深度法(Excess Area-Depth Analysis, Epard和Groshong, 1993), 并借助StructureSolver 4.1软件进行定量分析(图6; Alan和Mary, 2009). 对于山前

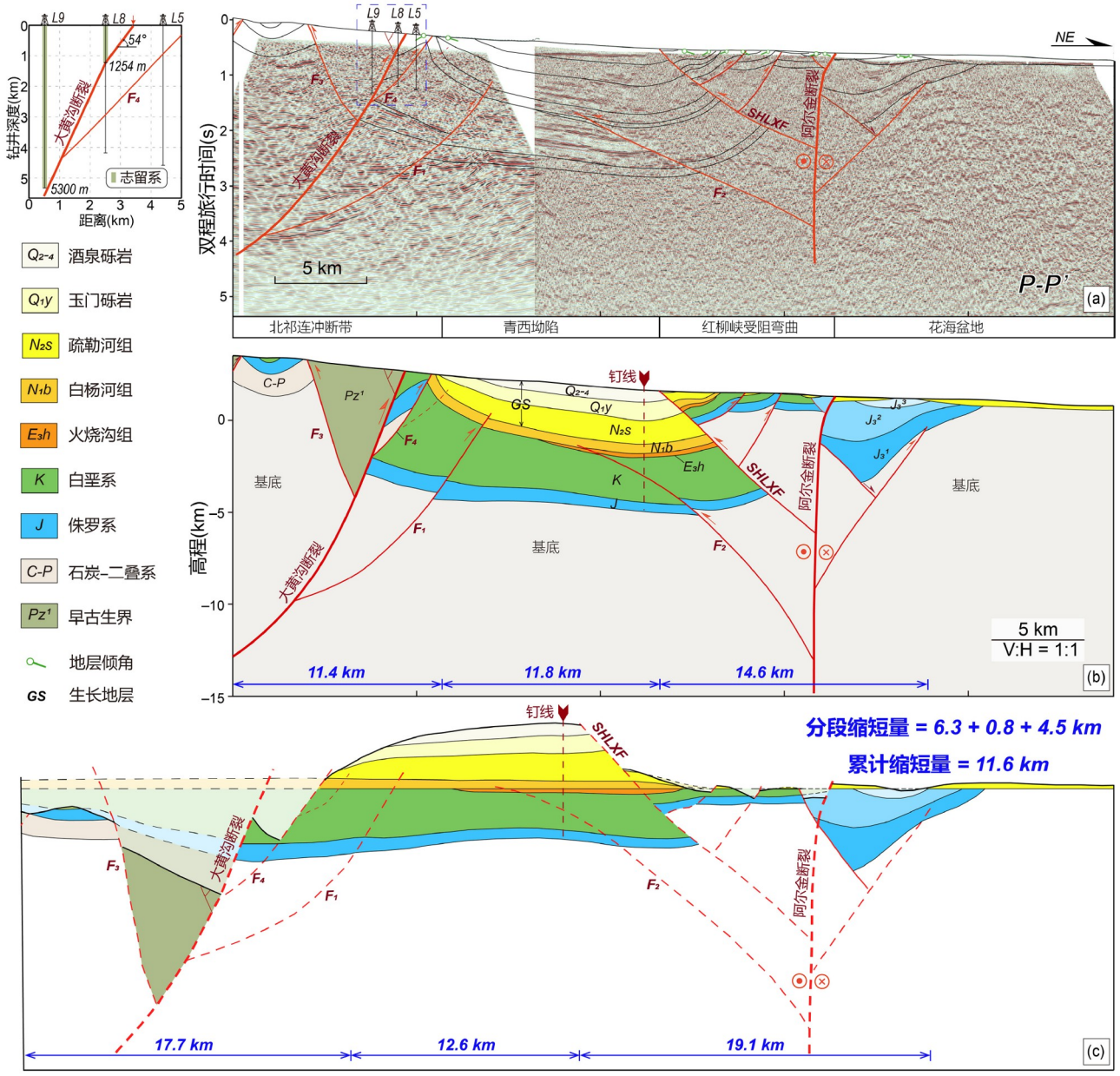

图 3　P-P'剖面构造分析结果(位置见图1c)

(a) 时间域地震反射剖面, 地质解释受地表地质和钻孔测井约束. 左图为通过钻孔测井对大黄沟断层进行的详细几何分析. (b) 深度域结构剖面, 用于时深转换的层速度见附表S1. (c) 以白杨河组为参考面对该剖面进行平衡恢复. 断层名称缩写: SHLXF=南红柳峡断层. 未经解释的原始地震剖面见附图S4

地震反射特征不清晰的断裂, 则综合前人基于变形河流阶地运动学反演获得的滑脱面深度(位置见图1c). 这些变形阶地普遍表现为短而陡倾的前翼、近水平的轴面以及长而缓的后翼, 各级阶地之间的枢纽位置迁移极小, 且随阶地年龄增加变形程度逐渐增强(见附图S2). 上述构造特征的一致性表明, 这些阶地变形应该是由单一逆冲断层活动而形成, 因此能够运用运动学与弹性数值模拟方法, 从变形河流阶地的几何学特征推算地下断层形态, 包括滑脱面的深度(详见附录文本和附图S3).

在此基础上, 本文主要基于以下前提条件, 进一步开展了深度剖面的平衡恢复: (1) 褶皱和地层隆升均受

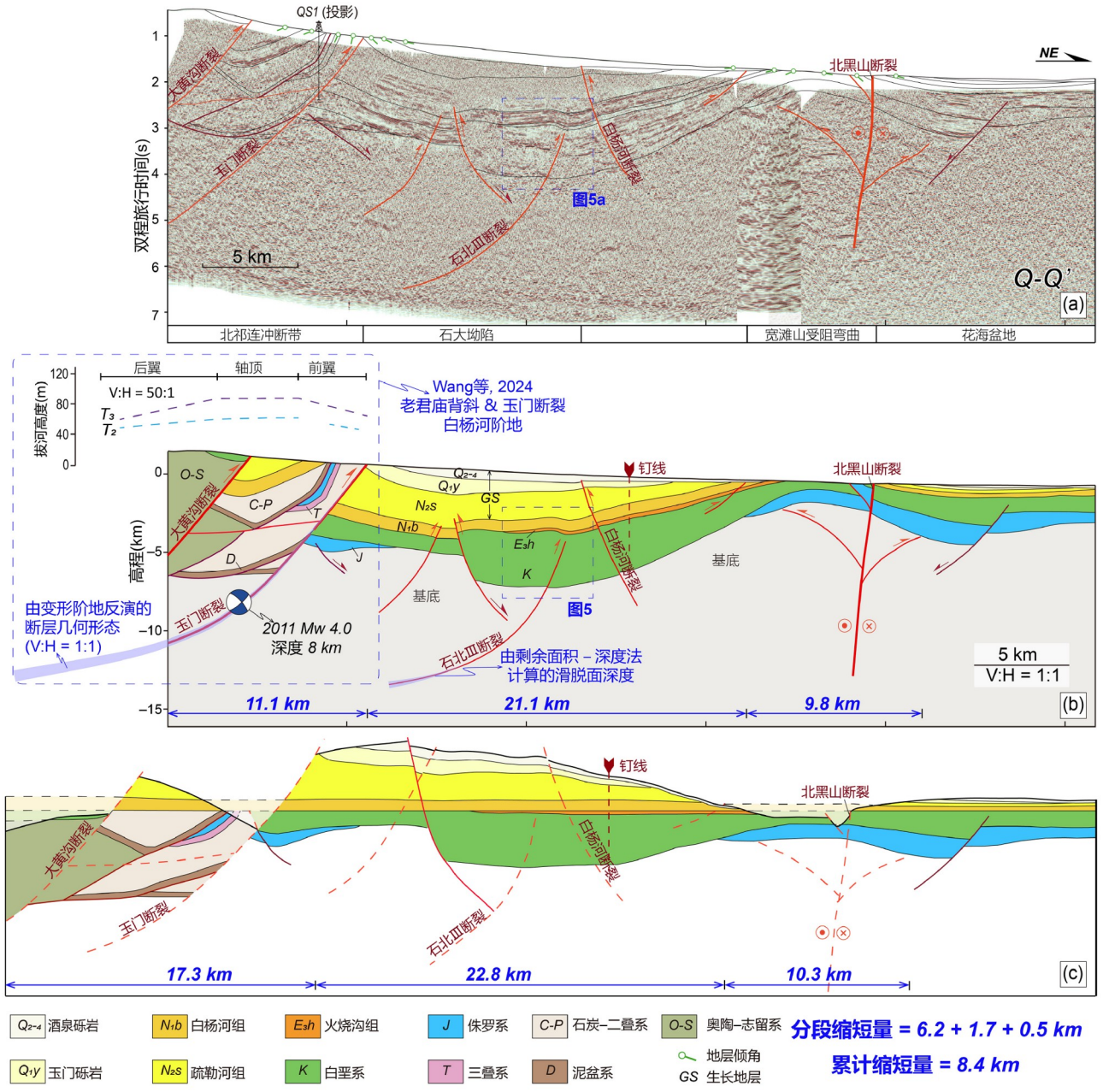

图 4　Q-Q'剖面构造分析结果(位置见图1c)

(a) 时间域地震反射剖面, 地质解释受地表地质和钻孔测井约束. (b) 深度域结构剖面, 用于时深转换的层速度见附表S1. 地震震源机制解投影据Pan等(2020). 剖面左上侧为变形的白杨河阶地和反演的下伏玉门断裂的几何形状(修改自Wang等, 2024). (c) 以白杨河组为参考面对该剖面进行平衡恢复. 未经解释的原始地震剖面见附图S5

断层控制; (2) 初始地层呈近水平; (3) 变形过程中地层长度和面积守恒(Zuza等, 2016; Chapman等, 2017; Cheng等, 2017). 考虑到白杨河组沉积于静水湖泊环境且横向连续性良好(Wang等, 2016b, 2016c; An等, 2018), 将其作为平衡恢复的参考层, 因此结果并不涉及前新生代的变形恢复. 根据恢复结果, 我们对不同构造单元的水平缩短量进行了统计. 需要指出的是, 由于对北祁连山强变形带的简化解释以及逆冲断块的剥蚀作用, 本研究所得剖面缩短量大都为最小估值.

最后, 将Q-Q'剖面揭示的上地壳变形结构, 与中国

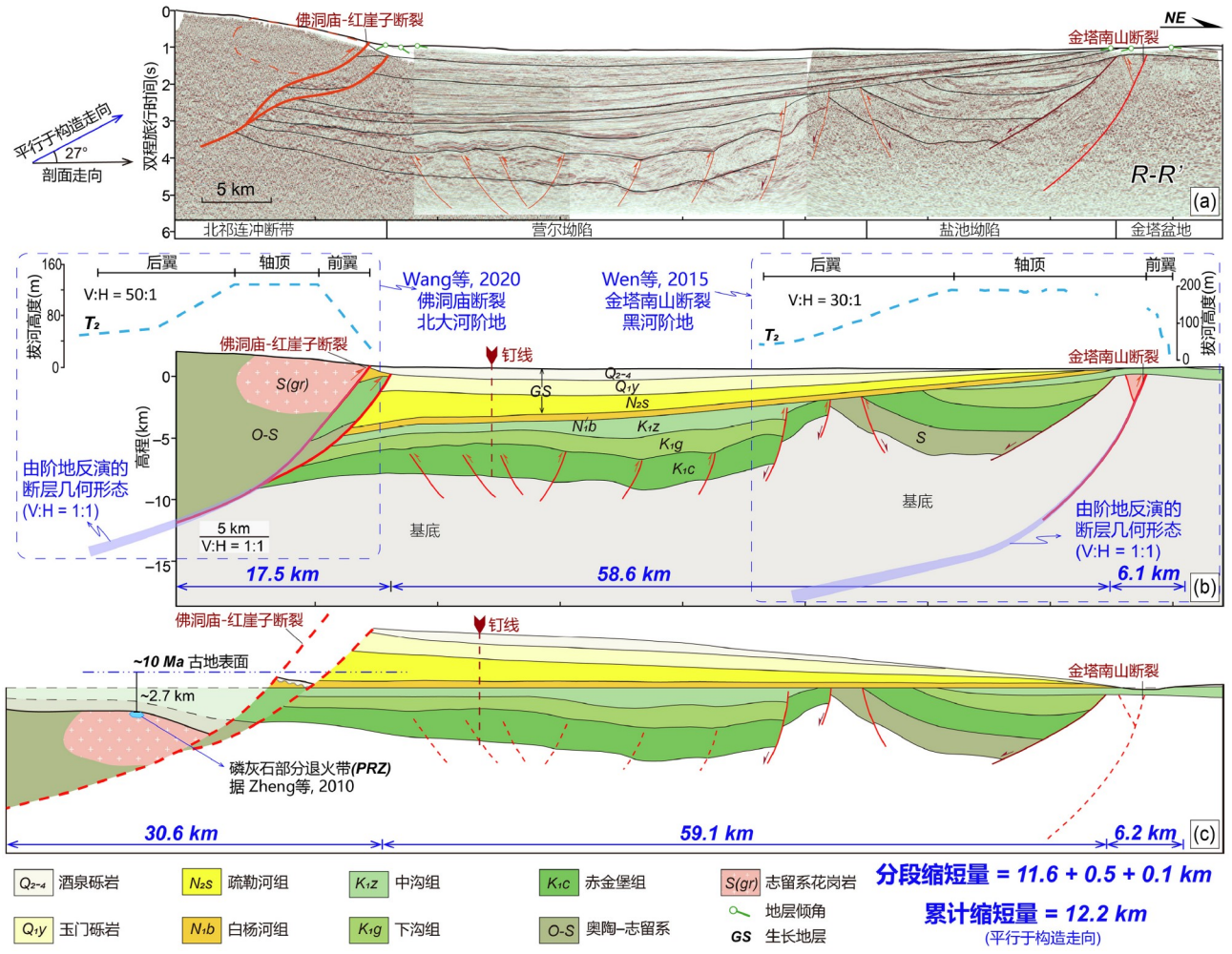

图 5　R-R'剖面构造分析结果(位置见图1c)

(a) 时间域地震反射剖面, 地质解释受地表地质和钻孔测井约束. (b) 深度域结构剖面, 用于时深转换的层速度见附表S1. 图中标记了北大河(左)和黑河(右)的变形河流阶地, 以及反演的下伏佛洞庙-红崖子断裂和金塔南山断裂的几何形状(温振玲等, 2016; Wang等, 2020). (c) 以白杨河组为参考面对该剖面进行平衡恢复. 需要注意的是, 恢复结果受上盘金佛寺花岗岩体内磷灰石(U-Th)He古部分退火带(PRZ)的约束——~10Ma前该退火带深度~2.7km(Zheng等, 2010); 因此, 平衡恢复结果并非最小缩短量. 未经解释的原始地震剖面见附图S6

地震数据中心地震目录(2009~2022年)的震源位置、以及邻近接收函数成像与大地电磁成像结果(如图1c中X-X'和Y-Y'剖面所示的莫霍面形态与电阻率分布等)相结合, 建立了跨北祁连山与酒泉盆地的岩石圈尺度变形模型.

4　结果和解释

4.1　上地壳变形几何结构

本研究构建了3条近NE向的综合地震剖面(P-P'、Q-Q'和R-R'), 其走向与北祁连山前冲断系统近垂直(图1c), 用于揭示北祁连山与酒泉盆地过渡带的上地壳三维结构特征.

P-P'剖面自南向北穿越三个主要构造单元: 北祁连山前逆冲断层(大黄沟断裂)、酒泉盆地以及阿尔金断裂东段(图1c和3a). 剖面南段大黄沟断裂的几何特征主要利用钻井数据进行了约束, 该断裂在前人文献中多被解释为远距离薄皮逆掩构造(杨树锋等, 2007). 然而, 位于大黄沟断裂北侧的L5井未钻遇早古生代断片, 而距离断裂南侧~0.9km的L8井钻穿了厚达1254m的志留纪断块. 相比之下, 位于南侧~2.9km处的L9井深度达5300m, 却并未钻穿志留系(图3a). 这些数据表明大

黄沟断裂倾角较大(>54°)，因此其变形模式更可能是基底卷入式的抬升，而非浅部滑脱层上的长距离推覆. 与该断裂相连的反冲断层(F3)将早古生界抬升至石炭-二叠系之上；另一条更深的分支断层(F1)向北延伸至盆地内部，错断了白杨河组(图3a)；浅部分支断层(F4)将向南缓倾的中生界置于向北陡倾的新生界之上，形成局部三角剪切带(图3a, Brandenburg, 2013; Erslev, 1991). 在剖面中段, 中-新生代地层地震反射清晰连续, 新生代沉积物最厚处靠近盆地北部约为5km(图3)，因边界断层的作用呈现明显的凹形挠曲. 更北部，剖面穿过阿尔金断裂东段红柳峡受阻弯曲带，紧密的背斜被近乎垂直、向上发散的断裂切割(图3a)，构成典型的正花状构造，反映出压扭环境下的变形特征(Harding, 1985; Zhang Y Q等, 2020). 疏勒河组及其上覆单元遭受强烈剥蚀，说明阿尔金断裂东段相关的变形始于中中新世之后.

Q-Q’剖面自南向北跨越北祁连山、酒泉盆地以及宽滩山与黑山之间的低洼区(图1c和3a). 剖面南部主要受两条南倾的逆冲断层控制(图4a): (1) 玉门断裂, 将强烈变形的早古生界与下盘反射连续的新生界分隔开; (2) 大黄沟断裂, 将奥陶-志留系抬升至轻微褶皱的新生界之上. 二者之间的中生界单元近乎直立, 与缓倾的新生界形成强烈对比，这一特征与Wang等(2024)提出的两阶段变形模型相吻合：中生界先沿浅层断层倾斜，随后玉门断裂的深部活动导致进一步变形. 该几何学模型与Q-Q’剖面的地震反射特征相吻合，支持新生代厚皮变形特征. 剖面中部新生界呈楔形，至北祁连山前增厚达5~6km(图4). 火烧沟组向西南尖灭，与其为物源来自黑山-宽滩山隆起以北的冲-洪积扇相沉积特征吻合(图4; An等, 2018; Dai等, 2005). 疏勒河组在断层上盘逐渐减薄, 指示其为同构造生长地层(陈杰等, 2006; 杨树锋等, 2007). 剖面北段较P-P’剖面变形减弱, 第四纪砾岩不整合覆盖在半花状构造之上. 分支断层在深部收敛于北黑山断裂，将变形活跃的火烧沟背斜与北部稳定的花海盆地分隔开来(图4). 此外，酒泉砾岩向北超覆于玉门砾岩及其下伏地层之上，说明阿尔金断裂东段的变形在玉门砾岩沉积之后传递至该区域.

R-R’剖面与区域构造走向呈63°斜交(图1c)，由南至北依次跨越北祁连山、酒泉盆地的营尔坳陷和盐池坳陷，以及金塔南山断裂带. 南部的佛洞庙-红崖子断裂上盘为复杂混乱反射，与地表出露的志留系金佛寺花岗岩体相对应(图1c、5b，杨树锋等，2007; Zuza等, 2016). 其北侧的分支断裂将南倾的中生界抬升至与北倾的新生界并置(图5a). 值得注意的是，受花岗岩高波速影响，该断裂在深度域剖面中的倾角比在时间域更陡(图5a和5b). 剖面中段含一系列连续的近水平反射体, 整体呈楔形, 为未变形的新生界, 厚度达~5km. 与Q-Q’剖面类似，疏勒河组及其上覆地层呈现在北部逐渐减薄，为同构造生长地层. 白垩系与新生界之间存在明显角度不整合，其中营尔坳陷的白垩系以短波长褶皱为特征，而盐池坳陷则表现为半地堑构造(图5a). 不同于P-P’和Q-Q’剖面的北部以压扭变形为主，R-R’剖面北部主要表现为挤压作用，导致黑河阶地发生褶皱变形(图5, 温振玲等, 2016).

综合来看, 三条地震剖面均显示: 酒泉盆地以南的北祁连山前冲断系统主要为基底卷入型逆冲构造，而其北侧阿尔金断裂东段表现为压扭变形，但变形幅度向东迅速减弱. 相比之下，酒泉盆地内部的变形相对较弱，疏勒河组及其上覆地层沉积呈楔形，表明北祁连山的隆升始于中~晚中新世.

4.2　主要断层的滑脱面深度

地震反射剖面显示, 在浅部中~新生界中不存在区域性滑脱层(图3~5). 研究区断层均为基底卷入型，形态类似铲状, 在浅部倾角较陡. 为约束滑脱面深度，本研究对Q-Q’剖面中地震反射清晰的石北III断裂相关背斜, 进行了剩余面积-深度分析(图4a和图6a). 鉴于疏勒河组及其上覆地层具有明显的同沉积特征，故分析时仅考虑具有平行连续反射特征的白杨河组地层. 结果表明，石北III断层的滑脱面埋深~14.2km(图6c). 此外，白杨河、北大河和黑河的变形河流阶地分别跨越玉门断裂、佛洞庙-红崖子断裂及金塔南山断裂(图1c)，这些阶地均表现为长波长(约20~30km)、前翼陡倾、后翼宽缓的几何特征(图4b和图5b，Hu等，2015; Wang等，2020，2024). 前人运动学反演与弹性模拟结果(简要介绍见附录文本及附图S3)表明这三条断层均为铲状基底逆冲型——近地表断面陡倾，向下延伸至深度约13~15km、向南缓倾(~10°)的滑脱面中(Wang等, 2020, 2024; 温振玲等, 2016). 这一构造特征与地震反射剖面揭示的厚皮变形特征(图3~5)、剩余面积-深度分析结果(图6), 以及2011年发生在玉门断裂上的Ms

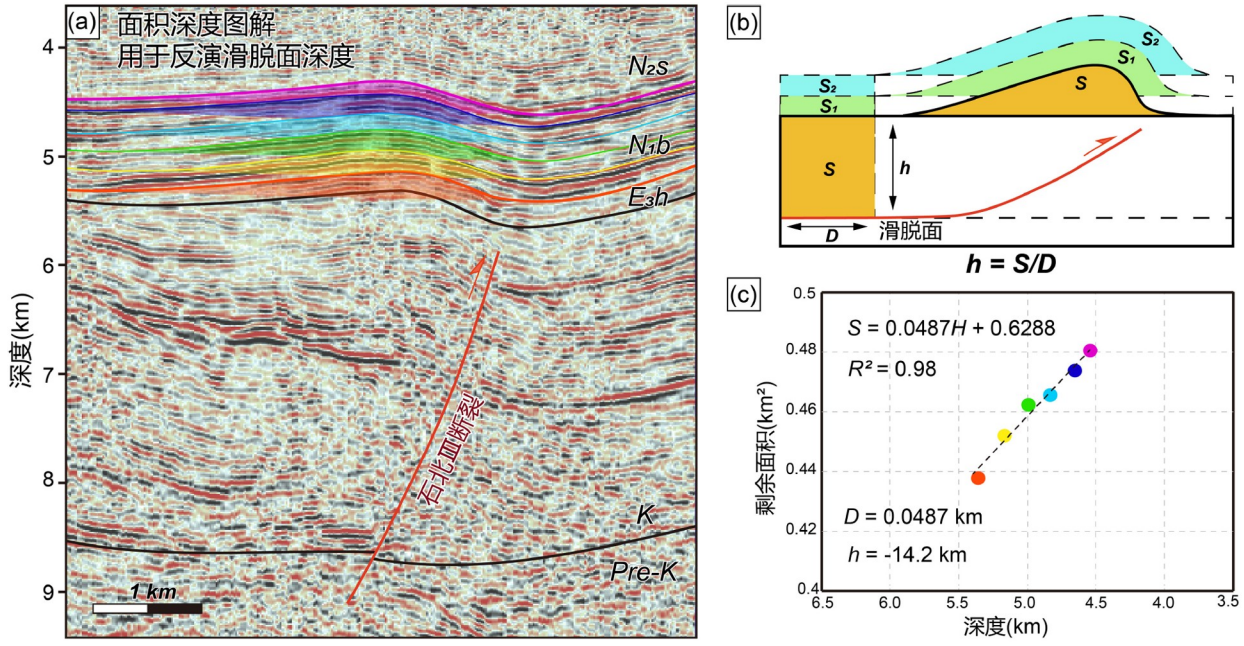

图 6　Q-Q'剖面中部成像清晰的石北Ⅲ断裂相关背斜剩余面积-深度分析结果(位置见图3)

(a) 白杨河组地震反射及地层界线的详细地质解释, 彩色阴影表示由地层界线围限的测量剩余面积. (b) 剩余面积-深度分析法计算滑脱层深度的原理示意图(修改自Groshong, 2015). 对于任何在滑脱面之上因缩短而褶皱的地层: *S*=剩余面积=沿断层滑移面积; *D*=滑移量; *h*=滑脱面深度. (c) 剩余面积-深度关系图解及其最小二乘法线性拟合结果. *S*=区域基准面以上的剩余面积; *H*=区域基准面深度; *D*=水平缩短量; *h*=计算得到的滑脱面深度

4.0地震的震源机制解的投影结果(图4)相一致.

4.3　缩短量分配

P-P'、Q-Q'和R-R'三条剖面的总缩短量分别为11.6km、8.4km和12.2km, 不同构造单元间分配差异显著(图3~5).

P-P'剖面中, 大黄沟断裂及其伴生分支断裂吸收了~6.3km的缩短量, 占总量的~54%(图3). 相比之下, 酒泉盆地内部仅吸收~0.8km(~7%)的缩短量. 其余~4.5km(~40%)由阿尔金断裂的正花状构造所吸收.

Q-Q'剖面中, 祁连山北缘的大黄沟断裂和玉门断裂合计吸收~6.2km(~74%)缩短量(图4). 酒泉盆地内的次级断裂与褶皱吸收了~1.7km(~20%)的缩短量, 而剖面北部的阿尔金断裂仅吸收~0.5km(<5%)的缩短量.

R-R'剖面中, 北祁连山前的佛洞庙-红崖子断裂吸收了~11.6km(~95%)的缩短量(图5), 显著高于前两条剖面. 其主要原因是该剖面结果同时受其上盘金佛寺花岗岩体内磷灰石(U-Th)He古部分退火带(PRZ, paleo-partial retention zone)的约束:~10Ma该PRZ埋深~2.7km(图5c, Zheng等, 2010); 通过对比PRZ与盆地同沉积地层的底界, 可以更精确地估算水平缩短量. 酒泉盆地内部略微南倾的中~新生代地层以及北部金塔南山断裂仅吸收了少量缩短量, 分别为~0.5km(~4%)和0.1km(1%).

5　讨论

5.1　厚皮构造主导上地壳变形

北祁连山的新生代隆升机制长期存在争议, 主要原因在于对北祁连山前冲断系统(如大黄沟断裂、佛洞庙-红崖子断裂及玉门断裂)变形样式的认识不足. 以往研究主要基于野外地质调查, 认为北祁连山出露的早古生代地层是通过多条浅部滑脱层自南向北远距离逆掩推覆而来; 因此, 北祁连山内部零星出露的中~新生代地层被解释为构造窗(附图S7), 而山前由中~新生界围限的下古生界被视为飞来峰(杨树锋等, 2007; Zuza等, 2016). 然而, 本研究认为这一模式的合理性值得商榷, 主要证据包括: (1) 区域地质填图表明, 中生代与早古生代岩石之间为角度不整合接触, 而非断层接触; (2) 区域内主体构造为NWW走向的逆冲断层,

且多呈线性展布, 倾角较陡, 常被NE~NNE向的断层所截切; (3) 并未观察到在飞来峰与构造窗周缘常见的环状断层迹线.

本文基于地震剖面的新证据提出: 北祁连山地层主要沿高角度逆冲断层近垂直抬升, 显示出典型的厚皮构造特征. 三条地震剖面均未见浅部滑脱层的证据, 相反, 变形由铲状基底逆冲断层所主导. 这些断层的滑脱面深度在造山带前缘(由变形河流阶地反演约束)和盆地内部(由成像清晰的断层相关褶皱的剩余面积-深度分析约束)均为约13~15km(图3~6). 剖面平衡恢复结果表明, 北祁连山东北缘的缩短量仅为6.2~11.6km(图3~5), 远小于薄皮逆冲系统所预测的数十公里缩短量(杨树锋等, 2007; Zuza等, 2016). 在这一框架下, 广泛出露的早古生界中夹杂的中~新生代地层很可能源于厚皮断夹块的差异性垂直抬升.

深部地球物理成像进一步支撑了厚皮构造的解释. 北祁连山深部约17~21km存在向南缓倾的低速体(图7a, Ye等, 2021)和低阻层(图7b, Xiao等, 2012), 指示上地壳底部存在脆-韧性转换带, 通常作为基底卷入型断裂的滑脱层. 值得注意的是, 该深度与本文基于地震反射剖面推测的滑脱面深度协调(图3~6), 共同构成了一条向南缓倾(<10°)的区域性滑脱层, 控制了变形从北祁连山向酒泉盆地的传播. 此外, 该滑脱层还与北祁连山下方历史地震震源的下部包络线深度范围相吻合(图7), 进一步印证了厚皮变形构造在区域构造演化中的主导作用.

5.2 长期稳定的盆山边界与有限的变形传播

剖面平衡恢复结果表明, 北祁连山与酒泉盆地之间的构造应变分布极为不均(图3~5). 北祁连山前的狭窄厚皮冲断系统吸收了约50%~90%的NE-SW向挤压应变, 而酒泉盆地内的断裂与褶皱仅吸收不足10%(图3~5). 这一差异在变形时间上也得到印证: 低温热年代学研究揭示北祁连山东北缘在~10Ma时经历了快速冷却(图1c, 如Zheng等, 2010, 2017; 万景林等, 2010; Zhuang等, 2018), 与酒泉盆地疏勒河组楔形沉积地层的出现相对应(图3~5, 如宋春晖等, 2001; 方小敏等, 2004; Bovet等, 2009; Wang等, 2016b; An等, 2018). 这说明早在中中新世, 现今的盆山边界及其地形已基本确立, 此后变形向前陆的传播始终十分有限. 而酒泉盆地沉积层中缺乏浅部滑脱层, 可能正是应变长期局限在盆山边界的关键原因.

这一模式在晚第四纪的活动断层研究中同样得到支持. 断层陡坎分析与暴露核素定年(如^{10}Be、光释光(OSL))结果显示. 北祁连山前冲断带的NE向缩短速率约为1~2mm/a(图2, 如Hetzel等, 2006, 2018; Hu等, 2019a; 刘睿等, 2017; Liu等, 2019; 万景林等, 2010; Zheng等, 2010), 而酒泉盆地内活动构造仅~0.2mm/a(图2, 如Hetzel等, 2002; Li等, 2021; 闵伟等, 2002; Yang等, 2023; 张宁等, 2016; Zheng等, 2013a, 2013b), 二者相差一个数量级. 尽管水平缩短速率的估算受断层倾角影响, 但如此明显的差异依旧表明, 在晚第四纪, 构造应变的向前陆扩展极为有限.

此外, 剖面平衡恢复的结果显示, 北祁连山前冲断带在整个新生代的总缩短量约为6.2~11.6km(图3~5). 若以~10Myr以来的持续变形计算, 其长期水平缩短速率为0.62~1.16mm/a, 与晚第四纪缩短速率高度一致. 缩短速率在地质时间尺度(~10Myr)与晚第四纪时间尺度(10^4~10^5年)上的一致性, 进一步凸显了构造应变在北祁连山东北边界的长期局部化, 并证实自中中新世以来, 应变始终未能有效向前陆传播.

5.3 岩石圈尺度构造楔的盆山汇聚方式

北祁连山与酒泉盆地之间的汇聚作用发生在整个岩石圈尺度上, 因此, 厘清岩石圈的构造变形过程, 对于揭示该陆内汇聚的成因机制至关重要(吴磊等, 2023). 本研究结果显示, 该区上地壳表现为NE向的厚皮基底卷入型逆冲系统, 其深部滑脱面位于约15~20km的脆-韧性转换带. 滑脱面上下存在力学解耦, 因此单纯依靠上地壳结构难以揭示深部变形特征. 在Q-Q'剖面附近, 前人布设了一条高密度地震台阵(X-X', 图1c), 其接收函数成像结果显示, 南北两侧莫霍面形态存在显著差异: 酒泉盆地下方近乎水平, 而北祁连山下方则向北缓倾(图8a, Ye等, 2021). 二者之间存在明显的莫霍面错断, 暗示可能存在一条北倾的岩石圈尺度断裂, 其在垂向上与大黄沟断裂位置大致对应(图8a). 该深部断裂造成的莫霍面水平错断量(或叠置量)约为7.8km, 与Q-Q'剖面推算的上地壳缩短量一致(图4). 这些观测结果共同表明北祁连山与酒泉盆地之间发育岩石圈尺度构造楔, 其特征表现为: 上地壳发育向前陆逆冲的基底卷入断裂系统, 而下地壳与岩石圈地幔则发育自盆地向造山带逆冲的深大断裂.

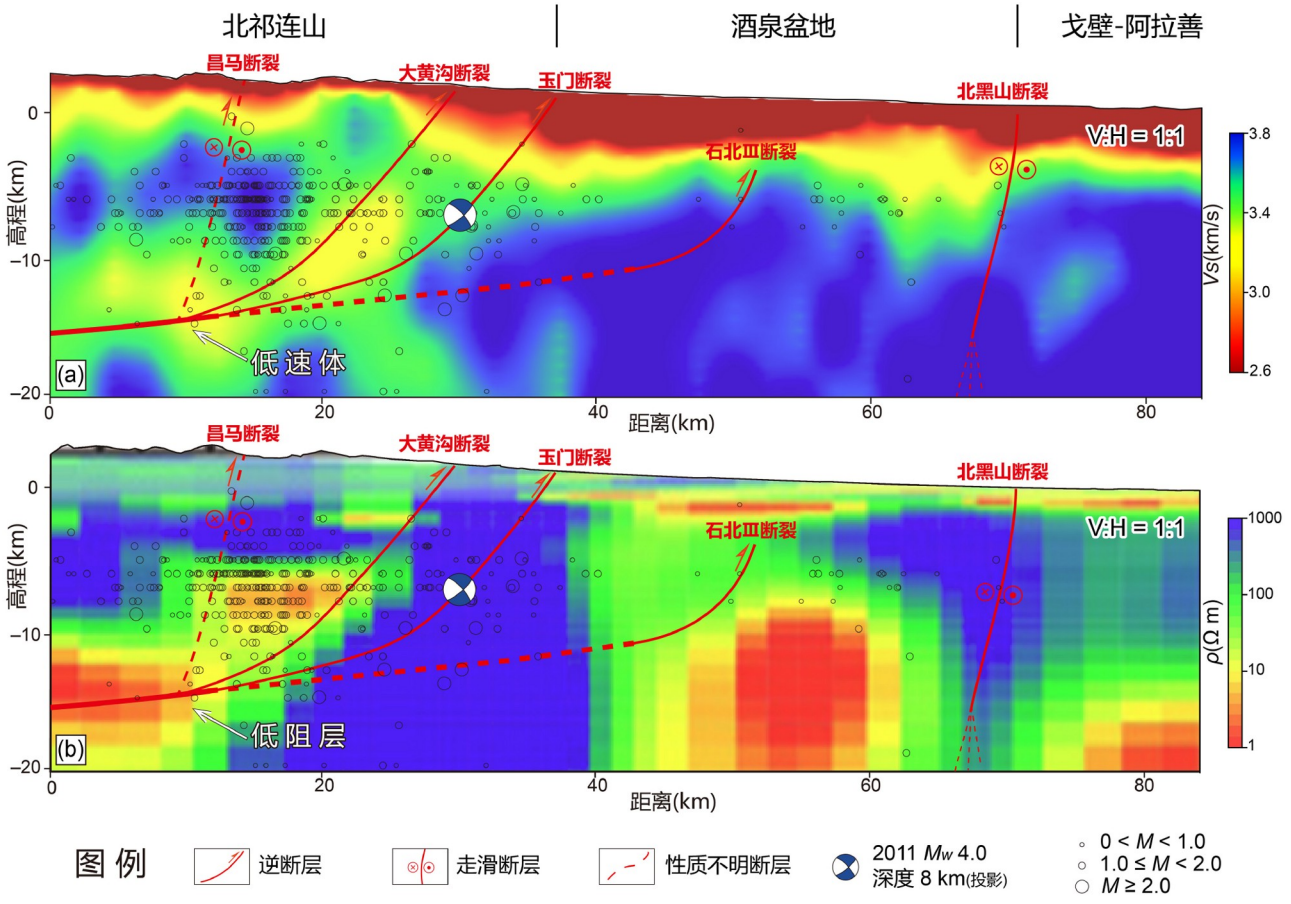

图 7　北祁连山与戈壁-阿拉善地块内的酒泉盆地之间的上地壳结构

由Q-Q'剖面的上地壳结构与邻近的剪切波速度反演剖面(a)及大地电磁剖面(b)综合构建, 分别来自Ye等(2021)和Xiao等(2012). 剖面位置见图1c. 注意在北祁连山下方约17~21km深处存在向南缓倾的低速体和低阻体. 黑色圆圈表示投影到剖面的地震事件, 取样宽度为10km, 数据来自中国地震数据中心地震目录(2009~2022). 剖面投影的地震震源机制解据Pan等(2020). 剖面垂直与水平比例尺为1:1

在研究区以东, 北祁连山东段与邻近的民乐盆地之间同样存在类似的构造楔. 本文整合了已有的上地壳地震剖面结构(杨树锋等, 2007)与邻近的深部接收函数成像结果(Shi等, 2017), 在该地区也构建了一条岩石圈尺度的结构剖面. 剖面结果揭示, 两者之间发育类似的岩石圈构造楔, 其特征包括: (1) 一系列向南倾的基底卷入逆冲断层, 上地壳滑脱面深度约12~14km; (2) 民乐盆地深部较浅的莫霍面沿一条北倾断裂逆冲至北祁连山莫霍面之上(附图S8). 这一结构同样受到多源证据支持, 包括由变形河流阶地反演出的上地壳厚皮构造(Hu等, 2015; 胡小飞等, 2024; Hu等, 2024; 附图S2), 以及前陆褶皱-冲断带晚第四纪较低的滑移速率(1.0~3.0mm/a)(Champagnac等, 2010; Hu等, 2015; Xiong等, 2017)等. 然而, 受海原左旋走滑断裂影响, 北祁连山东段与民乐盆地之间的岩石圈结构可能更为复杂, 仍需进一步研究加以约束.

综上所述, 北祁连山沿线普遍发育岩石圈尺度构造楔, 反映相对刚性的河西走廊岩石圈向南楔入至因增厚而弱化的北祁连下地壳中(图8). 本研究的观测结果对亚洲岩石圈向青藏高原东北缘发生陆内俯冲的模型提出挑战, 主要证据包括, (1) ~10Ma以来, 盆山边界长期稳定, 山前冲断带向盆地内传播有限; (2) 盆山边界断裂水平缩短量大都小于10km; (3) 酒泉盆地相较北祁连山更浅的莫霍面. 这些特征与典型大陆俯冲模型存在显著差异. 后者通常表现为: 变形向前陆逐步传播、大规模的上地壳缩短, 以及造山带的莫霍面叠置于盆地之上(图1d). 尽管过去30年陆内岩石圈俯冲模型被广泛提及(如Kumar等, 2005; Molnar等, 1973;

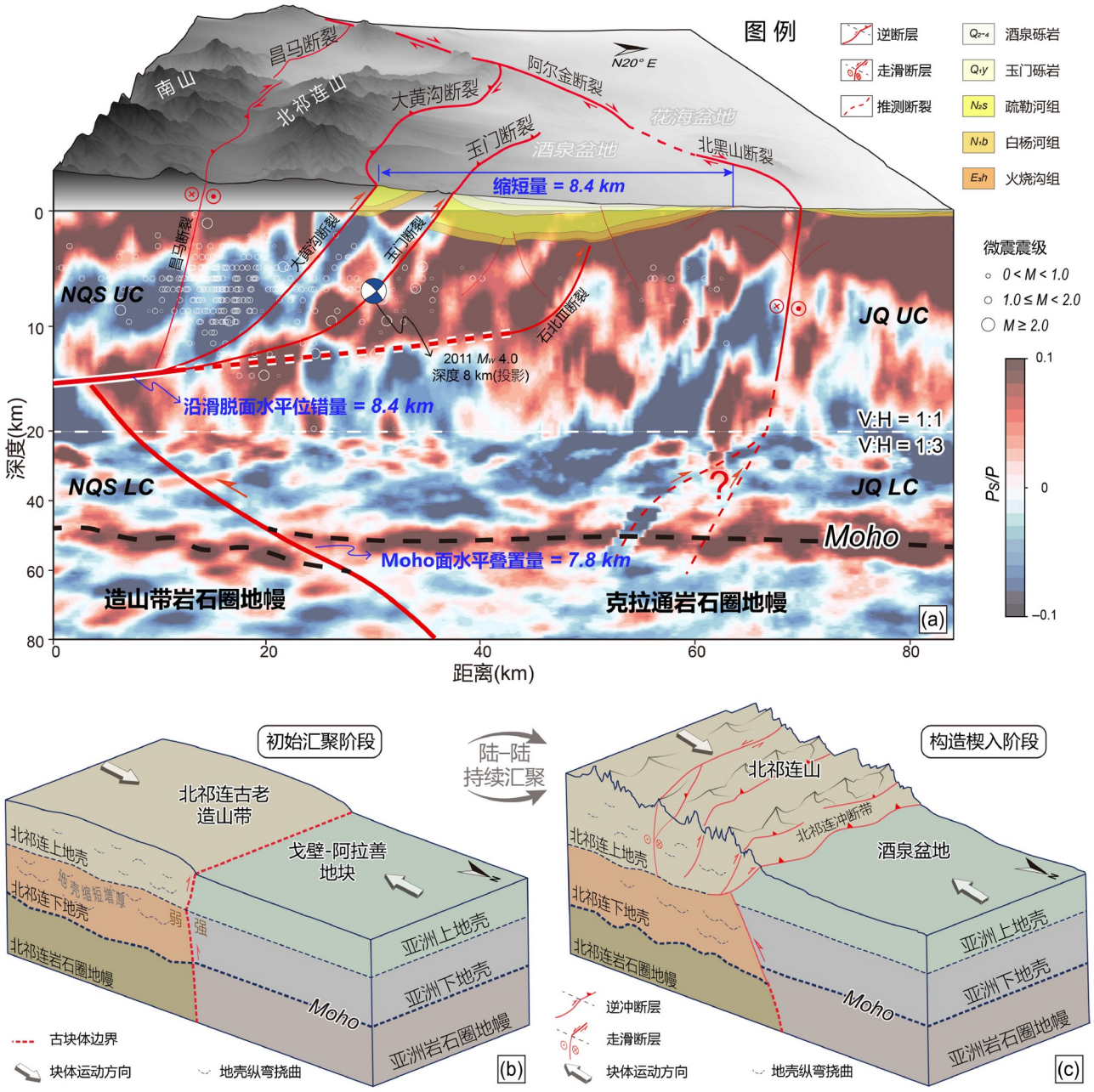

图 8　北祁连山与戈壁-阿拉善地块内酒泉盆地之间的岩石圈尺度构造楔

(a) 结合沿Q-Q'剖面的上地壳变形结果与Ye等(2021)提供的邻近接收函数成像, 综合构建的岩石圈尺度剖面, 位置见图1c. 白色圆圈表示采样宽度为10km的震源投影, 数据来源于中国地震数据中心(2009~2022). 深部投影的震源机制解据Pan等(2020). 垂直与水平比例在深度20km之上为1:1, 之下为1:3. LC=下地壳; UC=上地壳; NQS=北祁连山; JQ=酒泉盆地. (b) 北祁连山相对较弱的岩石圈在汇聚初期可能通过纯剪机制在水平挤压下内部增厚. (c) 在持续汇聚过程中, 刚性的酒泉盆地楔入弱化的北祁连下地壳, 形成上地壳向盆地方向逆冲的厚皮断裂系统, 以及深部北倾错断莫霍面的深大断裂

Tapponnier等, 2001), 但迄今仍未发现可靠的大陆岩石圈俯冲实例. 即使在被认为最有可能存在陆内俯冲的帕米尔地区(如Chapman等, 2017; Cowgill, 2010; Sobel等, 2013), 近期的研究也指出地球物理成像中的深部板片可能代表帕米尔岩石圈深部拆沉, 而非俯冲至深部的塔里木板块(Li等, 2023). 两大因素可能阻碍陆

内俯冲的发生: (1) 陆壳的密度相对较低, 会因下伏地幔产生显著的浮力; (2) 陆内板块边界缺乏前期大洋岩石圈俯冲的拖拽.

本研究提出的构造楔模型可认为是传统纯剪缩短模型的改进, 两者均涉及造山带(本研究中的北祁连山)因岩石圈水平缩短而增厚, 以及盆地与造山带之间的有限汇聚(图8). 因不同构造单元流变学性质差异广泛存在, 并显著影响构造变形, 纯剪模型中假设的近乎直立的盆山边界(图1e)在自然界极为罕见, 所以构造楔模型可能更好地反映了陆内盆山汇聚的方式. 值得注意的是, 类似的岩石圈构造楔已在柴达木盆地与东昆仑山之间(Huang等, 2020)、鄂尔多斯盆地西部与六盘山之间(Tian等, 2020)及塔里木盆地与天山之间(Huang等, 2023)等青藏高原边缘被广泛识别出, 表明其很可能是陆内造山带与相邻盆地之间汇聚的主要形式. 该机制与区域上大面积的分布式变形对应, 而与涉及数百公里汇聚量和沿俯冲带发生高度局部化变形的陆内俯冲模型形成鲜明对比. 这一过程合理地解释了距离印度-欧亚碰撞带超1000km、横跨东昆仑山-柴达木盆地-祁连山(宽度超500km)的宽阔青藏高原东北缘的形成.

此外, 阿尔金左旋走滑断裂作为酒泉盆地西北边界, 其走滑速率在北祁连山段为~4mm/a, 向东至酒泉盆地最西端降至~1mm/a, 99°E以东甚至衰减至<0.1mm/a(图2, 徐锡伟等, 2003; Yang等, 2023; Zhang等, 2024; 张波等, 2016; Zhang等, 2007; Zheng等, 2013c). 这表明阿尔金断裂对酒泉盆地北部的构造影响向东逐渐减弱. 与之相比, 北祁连山前冲断带的晚第四纪缩短速率则基本保持在1.8~2.2mm/a之间(图2). 另外, 阿尔金断裂东段在平面上呈线性分布, 剖面上近直立, 地球物理证据显示其深部与北祁连山冲断带并无明显连接(图8a, Xiao等, 2015; Ye等, 2021; Yang等, 2024; Zhang Y Q等, 2020). 值得注意的是, 酒泉盆地北缘黑山下方接收函数成像中的南倾相位(图8a)曾被解释为阿拉善块体向南俯冲的北边界逆冲断裂(高锐等, 2001). 然而, 我们基于两点考虑将其解释为阿尔金断裂的东延. 一是该相位自上地壳至莫霍面均保持超过50°~60°的倾角, 更符合高倾角的走滑断层特征, 而地壳尺度逆冲断层往往呈铲形, 其倾角随深度变缓(Huang等, 2021); 二是黑山相较邻近的酒泉盆地或戈壁-阿拉善块体地形起伏较小, 而地壳尺度的逆冲系统常伴有显著地表隆升(如北祁连冲断带造成盆山之间高差~3000m). 缺乏明显地形特征表明此处结构不太可能是活动的地壳尺度逆冲断裂, 反而可能为陡峭的岩石圈尺度走滑断裂. 综合考虑, 本文推测, 阿尔金断裂主要作为横向走滑边界, 吸收与斜向汇聚相关的剪切变形, 其对北祁连山与河西走廊各盆地(包括酒泉盆地和民乐盆地)之间的正向汇聚作用影响有限.

6 结论

本研究整合高分辨率地震反射数据、钻孔测井资料、地表地质以及已发表的变形河流阶地与深部地球物理成像成果, 系统刻画了北祁连山与酒泉盆地从上地壳至岩石圈的多尺度变形特征. 研究结果表明, 该区域上地壳以向北东逆冲的厚皮基底卷入型断层为主要构造样式, 断层向下滑脱至约13~15km深的脆-韧性转换带; 剖面平衡恢复揭示缩短量仅为7.6~11.7km, 应变主要集中于北祁连山前断裂, 而向酒泉盆地内的传播极为有限, 不足总量的10%. 深部接收函数成像进一步识别出一条北倾的岩石圈尺度断裂, 造成北祁连山与酒泉盆地莫霍面之间约7.8km的水平错断, 与上地壳缩短量相当, 表明变形过程具有明显的岩石圈耦合特征. 基于此, 本文提出岩石圈构造楔模型: 酒泉盆地作为相对刚性的地体, 楔入至北祁连山因增厚而弱化的下地壳, 从而以不同于大规模陆内俯冲的方式调节了有限的汇聚量. 这一模型不仅解释了北祁连山与酒泉盆地之间长期稳定的盆山边界和有限的水平缩短, 也为理解青藏高原东北缘陆内变形的动力学机制提供了新的视角. 本研究强调, 只有在整合地壳和岩石圈不同尺度数据的基础上, 才能全面揭示陆内变形传播(如青藏高原的向北扩展)的过程与机制.

致谢 东方地球物理勘探公司和中国石油天然气集团公司玉门石油公司对本研究提供协助, 包括提供地震和钻井数据, Michael Oskin教授提出建设性意见, 叶卓研究员提供了原始地球物理图像, 两位匿名审稿人提出了宝贵意见和建议, 在此一并致谢.

补充材料 本文的补充材料见网络版http://earthcn.sci-china.com. 补充材料为作者提供的原始数据, 作者对其学术质量和内容负责.

参考文献

陈杰, Wyrwoll K H, 卢演俦, Krapez B, 万景林, 刘进峰. 2006. 祁连山北缘玉门砾岩的磁性地层年代与褶皱过程. 第四纪研究, 26: 20–31

方小敏, 赵志军, 李吉均, 颜茂都, 潘保田, 宋春晖, 戴霜. 2004. 祁连山北缘老君庙背斜晚新生代磁性地层与高原北部隆升. 中国科学D辑: 地球科学, 34: 97–106

甘肃省地质矿产局. 1989. 甘肃省区域地质. 北京: 地质出版社. 200–335

高锐, 李朋武, 李秋生, 管烨, 史大年, 孔祥儒, 刘宏兵. 2001. 青藏高原北缘碰撞变形的深部过程-深地震探测成果之启示. 中国科学D辑: 地球科学, 31: 66–71

高锐, 齐蕊, 黄兴富, 陈宣华, 熊小松, 郭晓玉, 刘晓惠, 廖杰. 2022. 青藏高原东北缘祁连山中部精细地壳结构研究. 地球物理学报, 65: 2857–2871

胡小飞, 易子昊, 陈久英, 张亚男. 2024. 祁连山北缘断裂东段逆冲-褶皱系统运动学与变形速率. 中国科学: 地球科学, 68: 11424–11430

刘栋梁, 宋春晖, 方小敏, 戴霜, 李海兵. 2012. 榆木山地区玉门砾岩磁性地层及其对青藏高原东北部变形隆升意义. 地质学报, 86: 898–905

刘睿, 李安, 张世民, 陈志丹, 郭长辉. 2017. 白杨河阶地揭示的北祁连山西段晚第四纪构造变形. 地震地质, 39: 1237–1255

闵伟, 张培震, 何文贵, 李传友, 毛凤英, 张淑萍. 2002. 酒西盆地断层活动特征及古地震研究. 地震地质, 24: 35–44

宋春晖, 方小敏, 李吉均, 高军平, 赵志军, 范马洁. 2001. 青藏高原北缘酒西盆地13Ma以来沉积演化与构造隆升.中国科学D辑：地球科学, 31: 155–162

史正涛, 业渝光, 赵志军, 方小敏, 李吉均. 2001. 酒西盆地晚新生代地层的ESR年代. 中国科学D辑: 地球科学, 31: 163–168

万景林, 郑文俊, 郑德文, 王伟涛, 王志才. 2010. 祁连山北缘晚新生代构造活动的低温热年代学证据. 地球化学, 39: 439–446

温振玲, 胡小飞, 潘保田, 张建, 曹喜林. 2016. 金塔南山河流砾石特征指示的青藏高原东北缘地貌演化. 第四纪研究, 36: 907–916

吴晨, 陈宣华, 丁林. 2023. 祁连造山带构造演化与新生代变形历史. 地学前缘, 30: 262–281

吴磊, 杨惠童, 张永庶, 张军勇, 魏岩岩, 黄凯, 曹冯威, 葛梦佳, 叶雨晖, 陈琰, 唐建超, 林秀斌, 肖安成, 陈汉林, 杨树锋. 2023. 新生代柴达木盆地与周缘造山带的构造耦合. 地质学报, 97: 2939–2955

徐锡伟, Tapponnier P, Van Der Woerd J, Ryerson F J, 王峰, 郑荣章, 陈文彬, 马文涛, 于贵华, 陈桂华, Meriaux A S. 2003. 阿尔金断裂带晚第四纪左旋走滑速率及其构造运动转换模式讨论. 中国科学D辑: 地球科学, 33: 967– 974

杨树锋. 2007. 祁连山北缘冲断带构造特征及含油气远景. 北京: 科学出版社. 171

杨树锋, 陈汉林, 程晓敢, 肖安成, 何光玉, 陈建军, 田多文. 2007. 祁连山北缘冲断带的特征与空间变化规律. 地学前缘, 5: 211–221

张波, 何文贵, 庞炜, 吴赵, 邵延秀, 袁道阳. 2016. 青藏块体北部金塔南山断裂晚第四纪走滑活动的地质地貌特征. 地震地质, 38: 1–21

张宁. 2016. 阿尔金断裂东端部的几何结构与运动特征. 硕士学位论文. 北京: 中国地震局地质研究所. 1–83

张宁, 郑文俊, 刘兴旺, 王伟涛, 李新男, 何文贵, 雷启云, 邵延秀. 2016. 河西走廊西端黑山断裂运动学特征及其在构造转换中的意义. 地球科学与环境学报, 38: 245–257

郑度, 姚檀栋. 2004. 青藏高原隆升与环境效应. 北京: 科学出版社. 564

Alan N, Mary R. 2009. StructureSolver 4.1: The simple expert system for solving interpretation problems. Houston: StructureSolver Office

Amos C B, Burbank D W, Nobes D C, Read S A L. 2007. Geomorphic constraints on listric thrust faulting: Implications for active deformation in the Mackenzie Basin, South Island, New Zealand. J Geophys Res, 112: 2006JB004291

An K X, Lin X B, Wu L, Cheng X G, Chen H L, Ding W W, Zhang F Q, Gong J F, Yang R, Zhu K Y, Li C Y, Zhang Y, Gao S B. 2018. Reorganization of sediment dispersal in the Jiuxi Basin at ~17 Ma and its implications for uplift of the NE Tibetan Plateau. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 511: 558–576

Bovet P M, Ritts B D, Gehrels G, Abbink A O, Darby B, Hourigan J. 2009. Evidence of Miocene crustal shortening in the North Qilian Shan from Cenozoic stratigraphy of the western Hexi Corridor, Gansu Province, China. Am J Sci, 309: 290–329

Brandenburg J P. 2013. Trishear for curved faults. J Struct Geol, 53: 80–94

Champagnac J D, Yuan D Y, Ge W P, Molnar P, Zheng W J. 2010. Slip rate at the north-eastern front of the Qilian Shan, China. Terra Nova, 22: 180–187

Chapman J B, Carrapa B, Ballato P, DeCelles P G, Worthington J, Oimahmadov I, Gadoev M, Ketcham R. 2017. Intracontinental subduction beneath the Pamir Mountains: Constraints from thermo-kinematic modeling of shortening in the Tajik fold-and-thrust belt. GSA Bull, 129: 1450–1471

Cheng X G, Chen H L, Lin X B, Wu L, Gong J F. 2017. Geometry and kinematic evolution of the Hotan-Tiklik segment of the Western Kunlun Thrust Belt: Constrained by structural analyses and apatite fission track thermochronology. J Geol, 125: 65–82

Cowgill E. 2010. Cenozoic right-slip faulting along the eastern margin of the Pamir salient, northwestern China. GSA Bull, 122: 145–161

Dai S, Fang X M, Song C H, Gao J P, Gao D L, Li J J. 2005. Early tectonic uplift of the northern Tibetan Plateau. Chin Sci Bull, 50: 1642–1652

Dong Y P, Sun S S, Santosh M, Zhao J, Sun J P, He D F, Shi X H, Hui B, Cheng C, Zhang G W. 2021. Central China Orogenic Belt and amalgamation of East Asian continents. Gondwana Res, 100: 131–194

Epard J, Groshong R H. 1993. Excess area and depth to detachment. AAPG Bull, 77: 1291–1302

Erslev E A. 1991. Trishear fault-propagation folding. Geology, 19: 617–620

George A D, Marshallsea S J, Wyrwoll K H, Chen J, Lu Y C. 2001. Miocene cooling in the northern Qilian Shan, northeastern margin of the Tibetan Plateau, revealed by apatite fission-track and vitrinite-reflectance analysis. Geology, 29: 939–942

Groshong R H. 2015. Quality control and risk assessment of seismic profiles using area-depth-strain analysis. Interpretation, 3: SAA1–SAA15

Harding T P. 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. AAPG Bull, 69: 582–600

Hetzel R, Niedermann S, Tao M, Kubik P W, Ivy-Ochs S, Gao B, Strecker M R. 2002. Low slip rates and long-term preservation of geomorphic features in Central Asia. Nature, 417: 428–432

Hetzel R, Niedermann S, Tao M X, Kubik P W, Strecker M R. 2006. Climatic versus tectonic control on river incision at the margin of NE Tibet: ^{10}Be exposure dating of river terraces at the mountain front of the Qilian Shan. J Geophys Res, 111: F03012

Hetzel R, Hampel A, Gebbeken P, Xu Q, Gold R D. 2018. A constant slip rate for the western Qilian Shan frontal thrust during the last 200 ka consistent with GPS-derived and geological shortening rates. Earth Planet Sci Lett, 509: 100–113

Hu X, Wang Y R, Wang W T, Oskin M E, Li Z G, Lei J H, Li Y L, Zhang P Z, Zheng W J, Lin K R, Xiao S F, Lu H H, Zhao J X, Zhang Y P, Jin R Z, Zhong Y Z. 2024. Fault Interaction and Strain Partitioning Deduced From Deformed Fluvial Terraces of the Eastern North Qilian Foreland, NE Tibetan Plateau. J Geophys Res-Solid Earth, 129: e2024JB028924

Hu X F, Pan B T, Kirby E, Gao H S, Hu Z B, Cao B, Geng H P, Li Q Y, Zhang G L. 2015. Rates and kinematics of active shortening along the eastern Qilian Shan, China, inferred from deformed fluvial terraces. Tectonics, 34: 2478–2493

Hu X F, Pan B T, Fan Y X, Wang J, Hu Z B, Cao B, Li Q Y, Geng H P. 2017. Folded fluvial terraces in a young, actively deforming intramontane basin between the Yumu Shan and the Qilian Shan mountains, NE Tibet. Lithosphere, 4: 545–560

Hu X F, Wen Z L, Pan B T, Guo L Y, Cao X L. 2019a. Constraints on deformation kinematics across the Yumu Shan, NE Tibetan Plateau, based on fluvial terraces. Glob Planet Change, 182: 103023

Hu X F, Chen D B, Pan B T, Chen J J, Zhang J, Chang J, Gong C S, Zhao Q M. 2019b. Sedimentary evolution of the foreland basin in the NE Tibetan Plateau and the growth of the Qilian Shan since 7 Ma. GSA Bull, 131: 1744–1760

Huang J L, Chen H L, Lin X B, An K X, Cheng X G, Li Y, Yang X Z, Zhang L, Chen C. 2023. Intracontinental convergence accommodated by underthrusting of Tarim Basin beneath central Tian Shan, Central Asia: Insights from Cenozoic upper crust deformation across the western Kepingtage fold-and-thrust belt in the northern Tarim Basin. GSA Bull, 136: 295–306

Huang K, Wu L, Zhang J, Zhang Y, Xiao A, Lin X, Wang L, Chen H. 2020. Structural coupling between the Qiman Tagh and the Qaidam Basin, northern Tibetan Plateau: A perspective from the Yingxiong Range by integrating field mapping, seismic imaging, and analogue modeling. Tectonics, 39: e2020TC006287

Huang X F, Gao R, Li W H, Xiong X S. 2021. Seismic reflection evidence of crustal duplexing and lithospheric underthrusting beneath the western Qilian Mountains, northeastern margin of the Tibetan Plateau. Sci China Earth Sci, 64: 96–109

Kumar P, Yuan X, Kind R, Kosarev G. 2005. The lithosphere-asthenosphere boundary in the Tien Shan-Karakoram region from S receiver functions: Evidence for continental subduction. Geophys Res Lett, 32: 2004GL022291

Li A, Liu R, Zhang S M. 2021. Shortening rate and kinematics of the active Huoshaogou Anticline, northern margin of the Tibetan Plateau, inferred from deformed fluvial terraces. J Asian Earth Sci, 209: 104688

Li A, Liu R, Zhang S M, Li H Y, Yang H B, Guo C H, Yang X P. 2022. Evidence of structural transformation in the eastern part of the Altyn Tagh Fault, northern margin of the Tibetan Plateau, China, based on the kinematics and shortening rate of the Hongliuxia region. J Asian Earth Sci, 240: 105445

Li Y P, Ding L, Robinson A C, Liu D L, Xie J, Zhang L Y, Zhao C Y, Yue Y H, Liu Y, Oimuhammadzoda I, Gadoev M, Rajabov N. 2023. Was cratonic Asia deeply subducted beneath the Pamir? Evidence from P-T conditions and tectonic affinities of Cenozoic Pamir crustal xenoliths. J Metamorph Geol, 41: 925–965

Liu X W, Yuan D Y, Su Q. 2019. Late Pleistocene slip rate on a blind thrust in the western Qilian Shan, NW China. Geomorphology, 345: 106841

Molnar P, Fitch T J, Wu F T. 1973. Fault plane solutions of shallow earthquakes and contemporary tectonics in Asia. Earth Planet Sci Lett, 19: 101–112

Palumbo L, Hetzel R, Tao M X, Li X B, Guo J M. 2009. Deciphering the rate of mountain growth during topographic presteady state: An example from the NE margin of the Tibetan Plateau. Tectonics, 28:

TC4017

Pan Z Y, He J K, Shao Z G. 2020. Spatial variation in the present-day stress field and tectonic regime of Northeast Tibet from moment tensor solutions of local earthquake data. Geophys J Int, 221: 478–491

Seong Y B, Kang H C, Ree J H, Yi C L, Yoon H. 2011. Constant slip rate during the late Quaternary along the Sulu He segment of the Altyn Tagh Fault near Changma, Gansu, China. Isl Arc, 20: 94–106

Shen X Z, Li Y K, Gao R, Chen X H, Liu M, Yuan X H, Kind R, Xiong X S, Zhang Y P, Qian Y P, Li M, Mei X P. 2020. Lateral growth of NE Tibetan Plateau restricted by the Asian lithosphere: Results from a dense seismic profile. Gondwana Res, 87: 238–247

Shi J Y, Shi D N, Shen Y, Zhao W J, Xue G Q, Su H P, Song Y. 2017. Growth of the northeastern margin of the Tibetan Plateau by squeezing up of the crust at the boundaries. Sci Rep, 7: 10591

Sobel E R, Chen J, Schoenbohm L M, Thiede R, Stockli D F, Sudo M, Strecker M R. 2013. Oceanic-style subduction controls late Cenozoic deformation of the Northern Pamir orogen. Earth Planet Sci Lett, 363: 204–218

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 B, Bai Z M, Klemperer S L, Liang X F, Liu Z, Wang X, Yang X S, Wei Y H, Zhu G H. 2020. Crustal-scale wedge tectonics at the narrow boundary between the Tibetan Plateau and Ordos Block. Earth Planet Sci Lett, 554: 116700

Vincent S J, Allen M B. 1999. Evolution of the Minle and Chaoshui Basins, China: Implications for Mesozoic strike-slip basin formation in Central Asia. GSA Bull, 111: 725–742

Wang M, Shen Z K. 2020. Present-day crustal deformation of continental China derived from GPS and its tectonic implications. J Geophys Res-Solid Earth, 125: e2019JB018774

Wang W T, Zhang P Z, Zheng W J, Zheng D W, Liu C C, Xu H Y, Zhang H P, Yu J X, Pang J Z. 2016a. Uplift-driven sediment redness decrease at ~16.5 Ma in the Yumen Basin along the northeastern Tibetan Plateau. Sci Rep, 6: 29568

Wang W T, Zhang P Z, Pang J Z, Garzione C, Zhang H P, Liu C C, Zheng D W, Zheng W J, Yu J X. 2016b. The Cenozoic growth of the Qilian Shan in the northeastern Tibetan Plateau: A sedimentary archive from the Jiuxi Basin. J Geophys Res-Solid Earth, 121: 2235–2257

Wang W T, Zhang P Z, Yu J X, Wang Y Z, Zheng D W, Zheng W J, Zhang H P, Pang J Z. 2016c. Constraints on mountain building in the northeastern Tibet: Detrital zircon records from synorogenic deposits in the Yumen Basin. Sci Rep, 6: 27604

Wang Y R, Oskin M E, Zhang H P, Li Y L, Hu X, Lei J H. 2020. Deducing crustal-scale reverse-fault geometry and slip distribution from folded river terraces, Qilian Shan, China. Tectonics, 39: e2019TC005901

Wang Y R, Oskin M E, Li Y L, Hu X, Lei J H, Liu F. 2024. Crustal-scale duplex development during accretion of the Jiuxi Foreland Basin, North Qilian Shan. Tectonics, 43: e2023TC008160

Wang Y Z, Zheng D W, Pang J Z, Zhang H P, Wang W T, Yu J X, Zhang Z Q, Zheng W J, Zhang P Z, Li Y J. 2018. Using slope-area and apatite fission track analysis to decipher the rock uplift pattern of the Yumu Shan: New insights into the growth of the NE Tibetan Plateau. Geomorphology, 308: 118–128

Wu C, Li J, Zuza A V, Haproff P J, Chen X H, Ding L. 2022. Proterozoic-Phanerozoic tectonic evolution of the Qilian Shan and Eastern Kunlun Range, northern Tibet. GSA Bull, 134: 2179–2205

Xiao Q B, Zhang J, Wang J J, Zhao G Z, Tang J. 2012. Electrical resistivity structures between the Northern Qilian Mountains and Beishan Block, NW China, and tectonic implications. Phys Earth Planet Inter, 200-201: 92–104

Xiao Q B, Shao G H, Liu-Zeng J, Oskin M E, Zhang J, Zhao G Z, Wang J J. 2015. Eastern termination of the Altyn Tagh Fault, western China: Constraints from a magnetotelluric survey. J Geophys Res-Solid Earth, 120: 2838–2858

Xiong J G, Li Y L, Zhong Y Z, Lu H H, Lei J H, Xin W L, Wang L B, Hu X, Zhang P Z. 2017. . Latest Pleistocene to Holocene Thrusting Recorded by a Flight of Strath Terraces in the Eastern Qilian Shan, 36: 2973–2986

Yang H B, Yang X P, Zhang H P, Huang X N, Huang W L, Zhang N. 2018. Active fold deformation and crustal shortening rates of the Qilian Shan Foreland Thrust Belt, NE Tibet, since the Late Pleistocene. Tectonophysics, 742-743: 84–100

Yang H B, Li A, Cunningham D, Yang X P, Zhan Y, Chen Z D, Hu Z K, Zuo Y Q, Miao S Q, Sun X Y, Tang R N. 2023. An evolving lithospheric-scale wrench fault system along the eastern end of the Altyn Tagh Fault: Kinematics and Quaternary activity of the Heishan Fault System, Western China. Tectonics, 42: e2023TC007764

Yang H B, Sun X Y, Zhan Y, Yang X P, Cunningham D, Zhao L Q, Zuo Y Q. 2024. New magnetotelluric data reveal deep fault boundaries and contrasting Late Cenozoic fault kinematics between the Qilian Shan thrust wedge and Beishan-Alxa Block, Western China. Geophys Res Lett, 51: 2023GL107659

Ye Z, Gao R, Li Q S, Zhang H S, Shen X Z, Liu X Z, Gong C. 2015. Seismic evidence for the North China plate underthrusting beneath northeastern Tibet and its implications for plateau growth. Earth Planet Sci Lett, 426: 109–117

Ye Z, Gao R, Lu Z W, Yang Z, Xiong X S, Li W H, Huang X F, Liang

H D, Qi R, Shi Z X, Zhou H, Dong X Y. 2021. A lithospheric-scale thrust-wedge model for the formation of the northern Tibetan plateau margin: Evidence from high-resolution seismic imaging. Earth Planet Sci Lett, 574: 117170

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

Yin A, Rumelhart P E, Butler R, Cowgill E, Harrison T M, Foster D A, Ingersoll R V, Qing Z, Xian-Qiang Z, Xiao-Feng W, Hanson A, Raza A. 2002. Tectonic history of the Altyn Tagh fault system in northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation. GSA Bull, 114: 1257–1295

Zhang B, Allen M B, Yao Y S, Zhu J W, Wu M, Wang W T, Wen Y M, He W G, Lei Z S, Pang W. 2024. Geometry, slip rate, and the latest earthquake of the Jinta Nanshan Fault: Interactions of the Altyn Tagh Fault and the Qilian Shan at the northern margin of the Tibetan Plateau. Tectonophysics, 876: 230271

Zhang C Y, Wu L, Chen W K, Zhang Y S, Xiao A C, Zhang J Y, Chen S Y, Chen H L. 2020. Early Cretaceous foreland-like Northeastern Qaidam Basin, Tibetan Plateau and its tectonic implications: Insights from sedimentary investigations, detrital zircon U-Pb analyses and seismic profiling. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 557: 109912

Zhang P Z, Shen Z K, Wang M, Gan W J, Bürgmann R, Molnar P, Wang Q, Niu Z J, Sun J Z, Wu J C, Sun H R, You X Z. 2004. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from Global Positioning System data. Geology, 32: 809–812

Zhang P Z, Molnar P, Xu X. 2007. Late Quaternary and present-day rates of slip along the Altyn Tagh Fault, northern margin of the Tibetan Plateau. Tectonics, 26: 1–24

Zhang Y Q, Zhang F Q, Cheng X G, Lin X B, Chen H L, Wyrwoll K, Wu L, Chen J, Krapež B, Lu Y C, Ding W W, An K X, Chen Y G, Li C Y. 2020. Delimiting the eastern extent of the Altyn Tagh Fault: Insights from structural analyses of seismic reflection profiles. Terra Nova, 33: 1–11

Zhao Z J, Fang X M, Li J J, Pan B T, Yan M D, Shi Z T. 2001. Paleomagnetic dating of the Jiuquan Gravel in the Hexi Corridor Implication on mid-Pleistocene uplift of the Qinghai-Tibetan Plateau. Chin Sci Bull, 46: 2001–2005

Zhao Z J, Granger D E, Chen Y, Shu Q, Liu G F, Zhang M H, Hu X F, Wu Q L, Hu E, Li Y, Yan Y J, Qiao L L. 2017. Cosmogenic nuclide burial dating of an alluvial conglomerate sequence: An example from the Hexi Corridor, NE Tibetan Plateau. Quat Geochronol, 39: 68–78

Zheng D W, Clark M K, Zhang P Z, Zheng W J, Farley K A. 2010. Erosion, fault initiation and topographic growth of the North Qilian Shan (northern Tibetan Plateau). Geosphere, 6: 937–941

Zheng D W, Wang W T, Wan J L, Yuan D Y, Liu C R, Zheng W J, Zhang H P, Pang J Z, Zhang P Z. 2017. Progressive northward growth of the northern Qilian Shan–Hexi Corridor (northeastern Tibet) during the Cenozoic. Lithosphere, 9: 408–416

Zheng W J, Zhang H P, Zhang P Z, Molnar P, Liu X W, Yuan D Y. 2013a. Late Quaternary slip rates of the thrust faults in western Hexi Corridor (northern Qilian Shan, China) and their implications for northeastward growth of the Tibetan Plateau. Geosphere, 9: 342–354

Zheng W J, Zhang P Z, Ge W P, Molnar P, Zhang H P, Yuan D Y, Liu J H. 2013b. Late Quaternary slip rate of the South Heli Shan Fault (northern Hexi Corridor, NW China) and its implications for northeastward growth of the Tibetan Plateau. Tectonics, 32: 271–293

Zheng W J, Zhang P Z, He W G, Yuan D Y, Shao Y X, Zheng D W, Ge W P, Min W. 2013c. Transformation of displacement between strike-slip and crustal shortening in the northern margin of the Tibetan Plateau: Evidence from decadal GPS measurements and late Quaternary slip rates on faults. Tectonophysics, 584: 267–280

Zhuang G S, Johnstone S A, Hourigan J, Ritts B, Robinson A, Sobel E R. 2018. Understanding the geologic evolution of Northern Tibetan Plateau with multiple thermochronometers. Gondwana Res, 58: 195–210

Zuza A V, Cheng X, Yin A. 2016. Testing models of Tibetan Plateau formation with Cenozoic shortening estimates across the Qilian Shan-Nan Shan thrust belt. Geosphere, 12: 501–532

Zuza A V, Wu C, Reith R C, Yin A, Li J H, Zhang J Y, Zhang Y X, Wu L, Liu W C. 2017. Tectonic evolution of the Qilian Shan: An early Paleozoic orogen reactivated in the Cenozoic. GSA Bull, 130: 881–925

Zuza A V, Wu C, Wang Z, Levy D A, Li B, Xiong X S, Chen X H. 2018. Underthrusting and duplexing beneath the northern Tibetan Plateau and the evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. Lithosphere, 11: 209–231

(责任编委: 刘少峰)