引用格式：张逸鹏，谢留标，金睿智，等，2026. 从板缘造山到陆内变形的对称与非对称模式：岩石圈构造极性的形成机制[J]. 地质力学学报，32（3）：683−703. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2026026

Citation: ZHANG Y P，XIE L B，JIN R Z，et al.，2026. Symmetric and asymmetric deformation from plate-margin orogeny to intracontinental tectonics: formation mechanisms of lithospheric tectonic vergence[J]. Journal of Geomechanics，32（3）：683−703. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2026026

从板缘造山到陆内变形的对称与非对称模式：岩石圈构造极性的形成机制

张逸鹏[1,2,3]，谢留标[1,2,3]，金睿智[4]，沈旭章[1,2,3]，何骁慧[1,2,3]，景葫芦[4]，刘　康[1,2,3]，王　洋[1,2,3]，张培震[1,2,3]

ZHANG Yipeng[1,2,3]，XIE Liubiao[1,2,3]，JIN Ruizhi[4]，SHEN Xuzhang[1,2,3]，HE Xiaohui[1,2,3]，JING Hulu[4]，LIU Kang[1,2,3]，WANG Yang[1,2,3]，ZHANG Peizhen[1,2,3]

1. 中山大学地球科学与工程学院，广东 珠海 519082；
2. 广东省地球动力作用与地质灾害重点实验室，广东 珠海 519082；
3. 南方海洋科学与工程广东省实验室（珠海），广东 珠海 519082；
4. 广东省地震局，广东 广州 510070

1. *School of Earth Sciences and Engineering*, *Sun Yat-Sen University*, *Zhuhai* 519082, *Guangdong*, *China*;
2. *Guangdong Provincial Key Laboratory of Geodynamics and Geohazards*, *Zhuhai* 519082, *Guangdong*, *China*;
3. *Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory* (*Zhuhai*), *Zhuhai* 519082, *Guangdong*, *China*;
4. *Guangdong Earthquake Agency*, *Guangzhou* 510070, *Guangdong*, *China*

Symmetric and asymmetric deformation from plate-margin orogeny to intracontinental tectonics: formation mechanisms of lithospheric tectonic vergence

Abstract: ［**Objective**］Tectonic vergence records the geometric asymmetry and kinematic directionality of shortening during orogenic thickening and provides a key link between surface deformation and lithospheric-scale geodynamics. Although vergence is widely used in structural geology, its expression at the scale of entire orogenic belts remains insufficiently clarified, especially in intracontinental settings where stable plate-boundary subduction is absent. This study aims to compare vergence patterns from plate-margin orogens to intracontinental mountain belts and to identify the mechanisms controlling their formation, maintenance, weakening, and transformation. ［**Methods**］We synthesize five representative orogenic systems: the Central Andes, Taiwan, the Alps, the Qilian Shan, and the Tian Shan. Surface structural styles, fold–thrust belt geometry, orogen–foreland basin coupling, geomorphic evolution, modern crustal deformation, seismicity, and lithospheric architecture — constrained by Moho/LAB geometry and geophysical imaging — are integrated to evaluate vergence at multiple scales. ［**Results**］Plate-margin convergent systems commonly develop stable one-sided tectonic vergence. In the Central Andes, long-lived subduction of the Nazca slab provides persistent asymmetric forcing, causing shortening to be localized above the subduction interface and transmitted eastward toward the retroarc and foreland. The Altiplano Plateau, with crustal thickness locally reaching 60–75 km, records progressive Cenozoic crustal thickening, uplift, and eastward propagation of deformation. Taiwan, as a young arc–continent collision

基金项目：国家自然科学基金（42494913，42572259，42302237）；国家重点研发计划（2025YFF0811600）

This research was financially supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 42494913, 42572259, and 42302237) and the National Key Research and Development Program of China (Grant No. 2025YFF0811600).

第一作者及通信作者：张逸鹏（1991—），男，博士，副教授，主要从事区域构造解析、造山带构造−地貌演化研究。

Email：zhangyp75@mail.sysu.edu.cn

收稿日期：2025−02−24；**修回日期**：2026−05−12；**录用日期**：2026−05−18；**网络出版日期**：2026−05−18；**责任编辑**：王婧

Received：2025−02−24；Revised：2026−05−12；Accepted：2026−05−18；Available Online：2026−05−18；Handling Editor：WANG Jing

system, locally records early-stage bidirectional deformation around the Central Range and arc-side backthrusting near the Longitudinal Valley–Coastal Range system. However, foreland basin evolution, westward migration of the frontal fold–thrust belt, and modern shortening concentrated along the western Taiwan thrust system indicate that its long-term, orogen-scale, dominant vergence remains west-directed. The Alps demonstrate that tectonic vergence is time-dependent. During early subduction and continental collision, deformation was localized along a single subduction interface, producing a north-vergent simple-shear-dominated architecture. After collision, slab break-off, eclogitization of the orogenic root, and thermomechanical reorganization weakened the earlier interface-controlled deformation and promoted strain redistribution across both flanks of the orogen, leading to paired north- and south-vergent thrust systems and a more symmetric collisional structure. In intracontinental orogens, stable one-sided vergence is not guaranteed. The Qilian Shan and Tian Shan lack compelling evidence for a continuous, long-lived, single-sided lithospheric subduction interface. Their deformation is mainly expressed by distributed crustal thickening, high-angle reverse faulting on opposing flanks, and near-symmetric shortening. Recent studies from the Qilian Shan further show that lithospheric-scale tectonic wedges may develop along basin–mountain transition zones, where relatively rigid basin lithosphere wedges into the weakened lower crust of a thickened orogen. Such wedge structures are best interpreted as local expressions within a pure-shear, vertically coherent deformation framework rather than as large-scale simple-shear intracontinental subduction. [**Conclusions**] Lithospheric-scale tectonic vergence is controlled by the coupling among boundary conditions, negative-buoyancy forcing, and lithospheric strength–buoyancy structure. Persistent single-sided slabs or effective negative-buoyancy sources favor stable simple-shear vergence, whereas slab break-off, loss of one-sided forcing, and mechanically strong opposing blocks favor distributed pure-shear thickening and weak or near-symmetric vergence. [**Significance**] This study provides a unified framework for interpreting tectonic vergence from plate margins to continental interiors. It highlights vergence as a geometrically testable indicator for linking surface deformation, basin–orogen coupling, and lithospheric-scale geodynamic processes.

Keywords: intracontinental deformation; tectonic vergence; Tibetan Plateau; simple shear; pure shear

摘　要：构造极性是造山带缩短与增厚过程中几何对称性与运动方向性的集中体现，也是连接构造几何学、运动学与岩石圈动力学的关键纽带。已有研究多从局部收缩构造变形或前陆褶皱冲断带演化的角度讨论构造极性，而对造山带岩石圈尺度构造极性的形成条件、演化过程及其在板缘与陆内环境中的差异认识仍不够系统。文章旨在基于板缘造山到陆内变形的空间序列，探讨岩石圈尺度构造极性的形成机制及其动力学控制因素。选取安第斯造山带（洋–陆俯冲）、台湾造山带（弧–陆碰撞）、阿尔卑斯造山带（板缘向陆内过渡）、祁连山造山带和天山造山带（陆内造山）为代表实例，综合地表构造样式、前陆褶皱冲断带演化过程和现今造山带岩石圈结构特征，对比不同构造环境下造山带构造极性的形成与演化。研究表明，板缘汇聚体系通常发育稳定的单向构造极性。在安第斯和台湾造山带中，稳定的单侧俯冲板片可长期维持主控剪切界面，使缩短应变沿界面局限化并以单向方式向前陆传递，形成以简单剪切主导的非对称增厚体系。阿尔卑斯造山带则显示构造极性具有阶段性：早期俯冲–碰撞阶段表现为单向极性，而陆–陆碰撞完成后，板片断离、山根榴辉岩化及热–力学重组促使应变由界面型集中转向区域性再分配，造山带逐步形成双向缩短与近对称增厚格局。陆内造山中，构造极性是否能够建立与维持，主要取决于两侧岩石圈强度–浮力结构差异及主控下插界面的可维持性。祁连山造山带与天山造山带均缺乏稳定的单侧岩石圈俯冲界面，缩短主要通过分布式增厚、基底卷入以及两侧高角度逆冲体系实现，整体表现为弱极性或近对称的纯剪切式变形。构造极性是造山带记录边界条件与物性结构耦合过程的地质表达，为连接地表变形样式与岩石圈尺度动力学机制提供可检验的几何学约束。

关键词：陆内变形；构造极性；青藏高原；简单剪切；纯剪切

中图分类号：P541; P315　　**文献标识码：**A　　**文章编号：**1006−6616(2026)03−0683−21

DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2026026

0　引言

造山带的形成与演化机制一直是固体地球科学研究的核心问题之一。无论是在洋–陆俯冲或陆–陆碰撞体系，还是在看似稳定的板块内部、地壳及其下伏岩石圈地幔均会在应力积累、物质迁移与变形重组的过程中形成各种不同类型的造山带（Dewey and

Bird, 1970; Ziegler et al., 1998; 张长厚, 2008; Jaquet et al., 2018; Knight et al., 2021; 朱日祥等, 2022; Ma et al., 2023; Wang and Zheng, 2025)。这些造山带不仅在空间上广泛分布，而且在时间尺度上贯穿整个地质历史，记录了大陆地貌的夷平与重塑、岩石圈的活化与再造，以及深部动力过程的长期演化(Burg and Ford, 1997; 董云鹏等, 2019; 张国伟等, 2019; 张岳桥和董树文, 2019; 张逸鹏等, 2021; Zhang et al., 2024b)。

在造山带区域构造解析中，变形的几何学与运动学信息构成了理解造山动力学的关键地质约束(Silver, 1996; Alsop and Holdsworth, 1999)。这些信息涵盖多个尺度：从露头尺度的褶皱与断层组合，到造山带尺度的推覆体系和地壳缩短模式，再到岩石圈尺度波速界面——如莫霍面(Moho)和岩石圈–软流圈界面(LAB)的几何特征。其中，构造极性(Tectonic vergence)主要指造山带在缩短与增厚过程中，由地表至岩石圈尺度所表现出的几何对称性与运动方向性(Alsop and Holdsworth, 1999)，反映应变在造山带两侧及其内部的空间分配方式。文章讨论的构造极性主要限于造山带尺度(通常数百至上千米，深度涉及整个地壳至岩石圈地幔)，不同于露头尺度褶皱或断层的局部极性判别。岩石圈尺度褶皱轴面倾向(Alsop and Holdsworth, 1999)、逆冲推覆扩展方向(Giambiagi et al., 2022)、前陆盆地迁移(Horton, 2018)以及 Moho/LAB 几何形态(Ziegler et al., 1998)等，均可作为识别构造极性的直接判据。

然而，大陆岩石圈内部的强度差异与先存弱带(如缝合带、先存断裂和区域不整合面)赋存，使其在缩短与增厚过程中呈现出高度多样的变形模式。大量造山带构造解析研究显示，造山带的构造极性可概括为 2 类典型的几何端元(Moody, 1966; Allmendinger and Gubbels, 1996; Silver, 1996)：非对称式简单剪切模式(Simple shear)与对称式纯剪切模式(Pure shear)。前者主要发育在板缘造山环境，如安第斯山脉、台湾造山带和各类俯冲增生杂岩带(Allmendinger and Gubbels, 1996; Simoes et al., 2007; Xiao et al., 2013)。其变形特征表现为：变形局限于单侧主控界面、褶皱冲断带的传播方向一致、前陆盆地单侧迁移、Moho/LAB 界面呈单向倾斜，通常对应岩石圈尺度俯冲或下插过程。后者典型出现于陆内造山带，如祁连山和天山(Shen et al., 2020; Ye et al., 2021; Li et al., 2022b; Yang et al., 2022; 吴磊等, 2023; Gao et al., 2025; Li et al., 2025)。其变形特征表现为：应变弥散分布、地壳两侧发育对称的高角度逆冲带、前陆盆地缺乏显著单侧楔形加厚以及 Moho/LAB 界面整体上拱或褶皱式弯曲，通常对应岩石圈内部的分布式增厚。这两类端元既反映了造山带几何学的基本类型，也对应着截然不同的深部动力过程。需要指出的是，构造极性并非造山带演化过程中的静态属性，而可能随着俯冲板片断离、山根榴辉岩化、岩石圈强度重组及盆山耦合方式改变而发生阶段性转化。

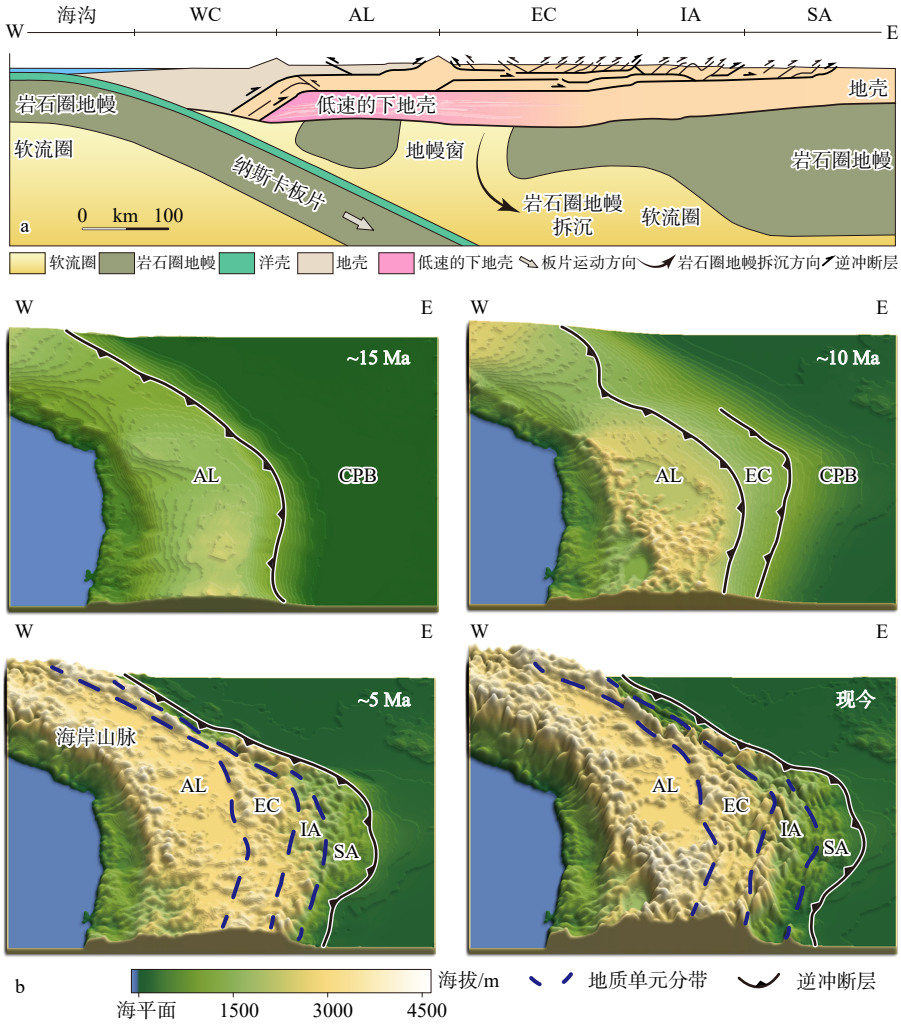
因此，一个关键问题随之而来：在板缘汇聚与陆内挤压背景下，为何造山带会呈现出截然不同的构造极性？这种差异究竟源于板块边界条件与汇聚方式的差别，还是由造山带两侧岩石圈成分、密度与流变结构的不对称性所控制？在大陆碰撞完成或远离板块边界的环境中，构造极性是否仍能维持，抑或发生阶段性转化？从岩石圈动力学角度看，单向与双向极性的差别，可概括为是否存在稳定的岩石圈尺度俯冲/下插界面及其持续性差异。为此，文章从板缘造山到陆内变形的空间序列出发，对比不同构造环境下造山带的变形特征与深部结构，探讨构造极性的形成条件、演化机制及其与深部动力学过程之间的耦合关系。

1　板缘汇聚：安第斯造山带和台湾造山带

1.1　安第斯造山带：洋–陆俯冲背景下的单向构造极性系统

安第斯造山带是全球最典型、持续活动时间最长的俯冲型造山系统之一，由纳斯卡板片自晚中生代以来持续向东俯冲于南美板块之下所形成(图 1a)(Wimpenny, 2022; Kondo et al., 2024; Quiroga et al., 2024; Basler et al., 2026)。该造山带沿南美洲西缘绵延超过 7000 km，但在构造样式与地壳结构上具有显著的沿走向差异。其中，安第斯造山带中部(14°S—28°S)发育了世界上海拔最高、地壳最厚的板缘高原——阿尔蒂普拉诺高原(Altiplano Plateau)，是理解板缘造山带岩石圈构造极性的关键区域。Altiplano 高原自西向东从海沟向大陆内部依次为：西科迪勒拉造山带(火山弧)、Altiplano 高原、东科迪勒拉造山带、内安第斯(Interandes)以及次安第斯(Subandes)前陆褶皱冲断带，构成典型的弧–高原–前陆分带体系(图 1a; Allmendinger and Gubbels, 1996; Horton and Folguera, 2019; Giambiagi et al., 2022; Zamora and Mora,

2022)。全波形反演结果显示(Gao et al., 2021),高原下方地壳厚度达 60～75 km, Moho 面明显加深,而岩石圈地幔呈现热弱化和部分熔融特征,形成低速异常区。这种深部结构为理解其构造极性提供了重要背景。



WC—西科迪勒拉造山带; AL—阿尔蒂普拉诺高原; EC—东科迪勒拉造山带; IA—内安第斯前陆褶皱冲断带; SA—次安第斯前陆褶皱冲断带; CPB—查科-巴拉那前陆盆地

a—安第斯造山带中部阿尔蒂普拉诺高原岩石圈剖面(据 McQuarrie et al., 2005 修改); b—阿尔蒂普拉诺高原中新世至今构造-地貌演化过程模式图(区域剥露历史引自 Lease et al., 2016; Giambiagi et al., 2022)

图 1 安第斯造山带岩石圈结构及其构造-地貌演化过程

Fig. 1 Lithospheric structure and tectono-geomorphic evolution of the Andean orogen

(a) Lithospheric cross section of the Central Andes across the Altiplano Plateau (modified after McQuarrie et al., 2005); (b) Schematic model illustrating the Miocene to present tectonic–geomorphic evolution of the Altiplano Plateau (Regional exhumation history after Lease et al., 2016; Giambiagi et al., 2022)

WC—Western Cordillera; AL—Altiplano Plateau; EC—Eastern Cordillera; IA—Interandes; SA—Subandes; CPB—Chaco–Parana Foreland Basin

Altiplano 高原的形成是一个持续的新生代增厚与隆升的过程。热年代学与沉积记录表明, Altiplano 高原在始新世(～45 Ma)以后进入区域性缩短阶段,地壳厚度显著增加(Giambiagi et al., 2022)。精细的低温热年代学和区域构造解析结果显示(图 1b),次安第斯前陆褶皱冲断带的剥露具有明显的沿走向差异:南段约 11±3 Ma 开始快速剥露,而北段则在 6±2 Ma 才出现显著冷却信号,反映出造山带前缘向东推进具有时间上的迁移性(Garzione et al., 2008, 2017; Lease et al., 2016)。Giambiagi et al.(2022)综合

热–力学模型与地壳平衡恢复剖面指出，中安第斯造山带经历了从“前楔阶段”到“高原阶段”的演化过程：早期缩短集中于西部弧后区，随后逐渐向东传播并在中新世形成广阔的高原地貌。这一过程中，地壳增厚与岩石圈热弱化相互耦合，使 Altiplano 地区逐步获得高海拔、低起伏高原地貌（图 1b）。另一方面，中新世以来，Altiplano 高原的抬升改变了区域气候与侵蚀格局，增强了前陆沉积通量，并可能促进造山楔体向前陆扩展。研究发现，后陆区气候向干旱转变的时间与前陆推覆带推进时间具有对应关系，表明高原抬升不仅是构造增厚的结果，也可能通过改变地表过程反馈调控造山带的空间扩展（Garzione et al., 2008; Lease et al., 2016）。因而，Altiplano 高原不仅是地壳增厚的结果，也是板缘动力学与地表过程耦合的产物（Horton, 2018; Giambiagi et al., 2022）。

从变形样式上看，安第斯造山带中部表现出明显的东向单极性缩短格局。野外露头变形特征与地震反射资料显示（图 2），安第斯造山带中部西段 Precordillera 地区卷入变形的奥陶系与中新统中广泛发育向东扩展的褶皱冲断带（图 2a—2c）。露头尺度上，显示冲断带内部褶皱轴面整体向西倾斜（图 2a），同时还伴随有向东逆冲形成的叠瓦式逆冲构造（图 2b），共同指示冲断带整体持续向东侧扩展。在次安第斯前陆褶皱冲断带，地震反射剖面揭示出典型的薄皮冲断体系，其主干滑脱面缓倾向西，而断层传播方向一致指向东部前陆（图 2d）。这种统一的构造倾伏方向说明，自中新世以来变形持续向东传播，构造前缘不断外移。构造平衡剖面与缩短量估算显示，中央安第斯累计缩短量超过 250 km，且主要集中在弧后至前陆区域（Allmendinger and Gubbels, 1996; Schmid et al., 1996; Henriquez et al., 2023）。

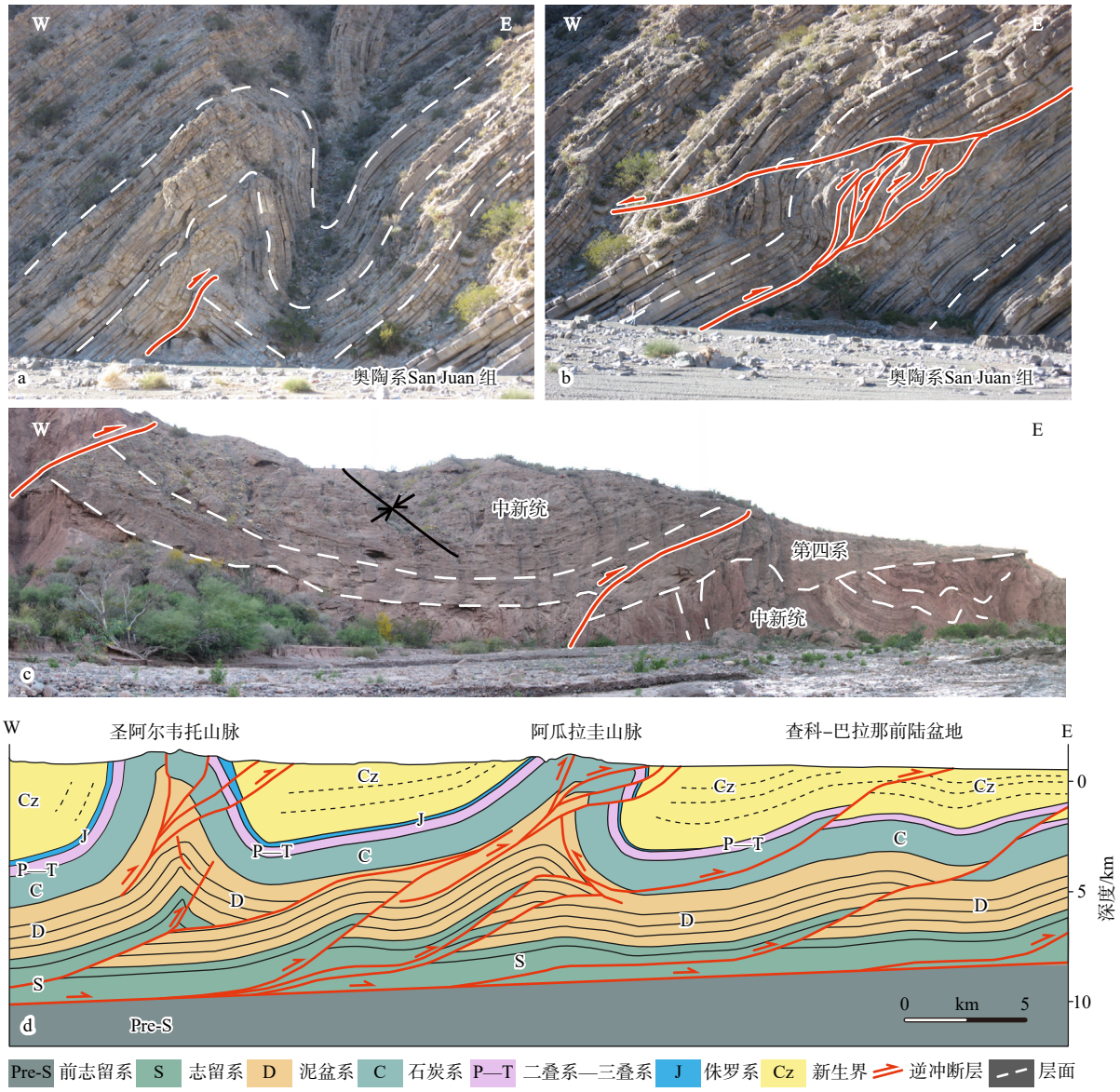
深部结构同样支持这一单向构造极性。根据 McQuarrie et al.（2005）提出的岩石圈剖面模型（图 1a），巴西克拉通作为刚性基底自东向西下插至造山带之下，而主要拆离面位于中地壳层位，并向西倾斜。地球物理探测结果显示，Altiplano 下方存在显著低速中地壳层，指示中—下地壳软化与可能的部分熔融（McQuarrie et al., 2005; Gao et al., 2021）。这种上覆楔体与基底之间的力学解耦，使缩短更易集中于上地壳，并沿单一方向向前陆推进。整体而言，Altiplano 高原呈现出以简单剪切为主导的非对称增厚模式：应变局部化于俯冲板块上盘一侧，高原形成伴随向东迁移的推覆体系。

整体而言，安第斯造山带中部 Altiplano 高原是典型的板缘单向构造极性造山系统。其构造变形样式、地貌演化过程与深部岩石圈结构共同指示：在长期单侧俯冲背景下，造山带表现为非对称式简单剪切增厚，变形持续向前陆传播。

1.2　台湾造山带：弧–陆碰撞控制下的单向构造极性系统

台湾造山带位于欧亚板块东南缘，是菲律宾海板块与欧亚板块之间弧–陆碰撞作用的产物，也是全球最年轻、变形速率最高的弧–陆碰撞体系之一（中央山脉现今抬升速率可达 ～30 mm/a; Tang et al., 2019）。自晚中新世以来，菲律宾海板块沿吕宋弧向西北俯冲并与欧亚大陆被动陆缘发生斜向碰撞，逐步形成现今台湾岛的构造格局。弧–陆碰撞在横向上呈现清晰的构造分带，从东向西依次为：海岸山脉（吕宋岛弧）、纵谷断裂带（板块边界）、中央山脉（增生杂岩带）、雪山山脉及西部麓山带（前陆褶皱冲断带），最西侧为前陆盆地（图 3）。这种自东向西的构造带序列，从长期演化和整岛尺度上反映了碰撞楔体总体向西推进的主导格局，尽管在碰撞初始阶段及弧侧局部仍可记录短暂的双向构造变形。

台湾造山带的演化具有显著的时空迁移特征。整体而言，该造山带是在继承性大陆边缘结构约束下的阶段性生长体系。板块重建结果与台湾西部前陆盆地地层序列中广泛识别的区域性不整合面表明，弧–陆碰撞起始于约 6.5～4.0 Ma，并沿南北方向逐步传播，同时在横向上表现为碰撞楔体整体向西扩展（Lin et al., 2003; Simoes et al., 2007）。在这一过程中，中央山脉–雪山山脉构成碰撞增厚与地形生长的核心区，经历快速隆升与强烈剥露；而西部麓山带则作为前陆褶皱冲断体系持续向大陆内部推进，记录了变形前缘的迁移与外扩。低温热年代学与构造–沉积记录进一步揭示，中央山脉–雪山山脉自中新世以来剥露速率显著升高，指示构造隆升与侵蚀过程之间存在强耦合关系（Simoes et al., 2007; Malusà and Fitzgerald, 2020）。中央山脉–雪山山脉不仅提供主要地形载荷，也构成前陆碎屑物质的主要来源，使西部前陆盆地持续接受高通量沉积输入，沉积中心与隆升中心随时间发生迁移，并记录了“楔体外扩/前缘年轻化”的盆地响应（Lin et al., 2003）。与此同时，西部前陆区上新世以来的沉积序列普遍表现为向上变浅、向造山带方向变粗的



a—Precordillera 地区奥陶系 San Juan 组中的褶皱构造；b—Precordillera 地区奥陶系 San Juan 组褶皱翼部发育的冲断双重构造；c—Precordillera 地区中新统 Auquilco 组陆相沉积岩野外露头；d—次安第斯（Subandes）前陆褶皱冲断带地震反射剖面

图 2 安第斯造山带中部野外露头及地震反射剖面变形特征（野外露头照片和地震反射剖面引自 Zamora and Mora，2022）

Fig. 2 Field outrops and seismic reflection evidence for deformation in the Central Andes (Field photos and seismic data after Zamora and Mora, 2022)

(a) Fold structures within the Ordovician San Juan Formation in the Precordillera region; (b) Thrust-duplex structures developed on the fold limb of the Ordovician San Juan Formation in the Precordillera region; (c) Miocene terrestrial deposits of the Auquilco Formation; (d) Seismic reflection profile across the Subandean foreland fold-and-thrust belt

充填演化特征，反映造山负载控制下的挠曲沉降与堆积过程的耦合，体现出造山带–前陆系统的持续生长及其向西推进的动力学背景（Huang et al., 2018）。

从构造变形样式看，台湾造山带并非在任一时刻都表现为绝对单向的变形。弧–陆碰撞初始阶段，中央山脉两侧可能同时发育对向缩短：西侧麓山带记录向前陆推进的褶皱冲断作用，而东侧纵谷断裂带–海岸山脉一带则保存有弧侧背冲/后楔（retro-wedge）性质的局部变形（Malavieille et al., 2021；Brown et al., 2022）。这意味着台湾造山带在碰撞启动阶段可短暂出现近对称的双向变形，与阿尔卑斯早期大陆碰撞阶段具有一定可比性（Schmid et al.,

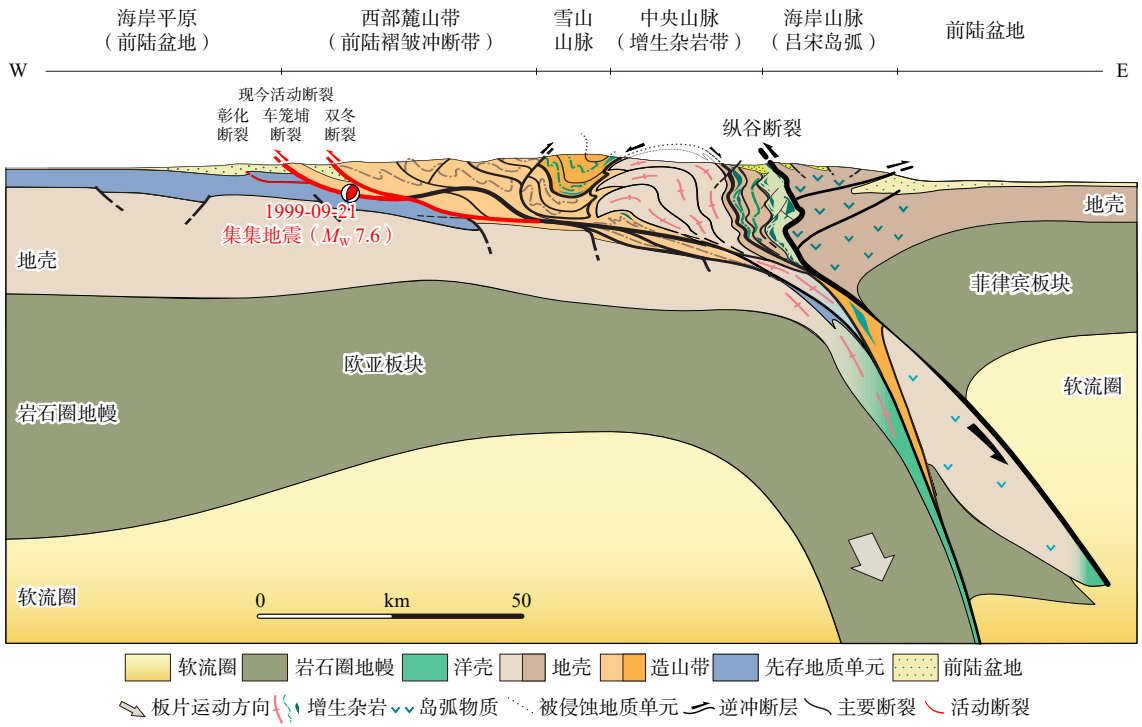


图 3　台湾造山带中部岩石圈剖面（据 Malavieille et al.，2021 修改）

Fig. 3　Lithospheric cross section of the central Taiwan orogen (modified after Malavieille et al., 2021)

1996）。然而，东侧变形带空间范围狭窄，且未形成向东持续扩展的前陆盆地–冲断带系统。相较之下，西部麓山带发育大规模叠瓦式逆冲断层与紧闭褶皱，断层倾向与推覆方向总体指向西侧前陆区，显示主要变形前缘长期向大陆一侧推进（王根厚等，2022）。GNSS 与 InSAR 观测表明，现代地壳缩短主要集中于西部前缘断裂带（如双冬、车笼埔与彰化断裂；图 3），这些构造带同时构成台湾最重要的孕震断层系统（Tang et al., 2019）。1999 年集集地震（发震断裂为车笼埔断裂）及后续研究进一步揭示，浅部逆冲断层滑移与中下地壳流变共同调节这一向西推进的造山楔体（Shin and Teng, 2001; Yue et al., 2005; Tang et al., 2019）。

深部结构特征表明，台湾造山带的构造极性需要在不同时间尺度上加以区分。中央台湾剖面（图 3）反映了欧亚大陆边缘向东俯冲于吕宋岛弧之下的岩石圈尺度的地质过程，而海岸山脉则代表菲律宾海板块携带进入碰撞带的岛弧物质（Byrne et al., 2011; Malavieille et al., 2021; Brown et al., 2022）。从造山带局部区域来看，这种前楔–后楔构造组合，使中央山脉两侧在碰撞早期能够同时记录对向缩短；但从长期演化来看，中央山脉前陆盆地的形成与迁移、西部前陆冲断带的持续扩展以及区域强震活动，均表明台湾造山带主要的应变吸收与前缘推进方向稳定指向欧亚大陆前陆。换言之，东侧海岸山脉的存在反映的是碰撞带弧侧局部增厚与岛弧拼贴，而非一个可与西侧前陆冲断带相对应的向东持续生长体系。因此，在文章讨论的造山带尺度上，台湾的主导构造极性仍表现为向西扩展的简单剪切型非对称增厚。

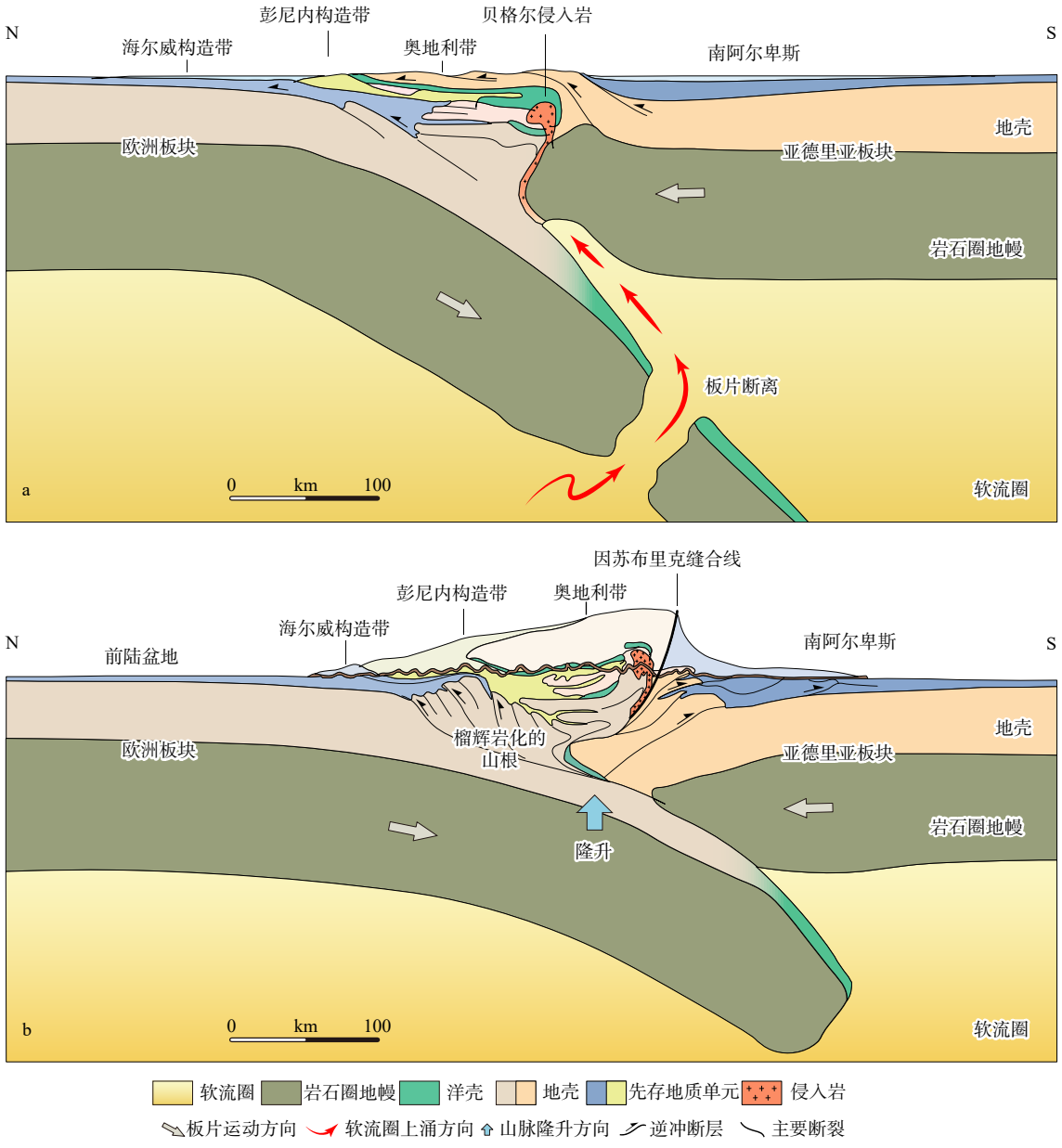
综上所述，台湾造山带是弧–陆碰撞背景下以向西扩展为主导的构造极性系统。尽管其在碰撞初始阶段及岛弧一侧局部可记录短暂的双向扩展过程，但从长期演化与岩石圈尺度看，其地貌演化、构造变形、现代地壳缩短与深部结构均指向简单剪切主导的非对称增厚模式。与安第斯高原长期渐进式的增厚过程相比，台湾造山带更年轻、演化更迅速、应变更局域化，但二者在构造极性方面具有一致性：均表现为板缘单侧汇聚驱动的岩石圈非对称缩短与楔体向前陆传播。

2　板缘汇聚到陆内造山：阿尔卑斯造山带

阿尔卑斯造山带形成于欧亚板块与亚德里亚微板块之间的长期汇聚与碰撞过程，是古特提斯洋关

闭后大陆碰撞体系的典型代表(图 4)。阿尔卑斯造山带中部地质单元分带清晰、构造演化完整,记录了其形成的完整过程。自北向南依次为:前陆盆地、海尔威构造带、彭尼内构造带、奥地利高压变质岩带、因苏布里克缝合线以及南阿尔卑斯(Coward and Dietrich, 1989; Schmid et al., 1996, 2004; Faure et al., 2024; Tigroudja et al., 2025)。海尔威构造带主要由欧洲大陆边缘沉积盖层组成,构成向北逆冲推覆于前陆盆地之上的褶皱−冲断带;彭尼内构造带包含古特提斯洋壳残片及高压变质岩,是洋壳俯冲的主要记录;奥地利高压变质岩带代表亚德里亚微板块大陆边缘地壳,在碰撞过程中整体向北推覆;因苏布里克缝合线则为内部高压单元与南阿尔卑斯之间的重要构造界面。这些构造单元构成了中阿尔卑斯造山带岩石圈结构的基本几何框架(图 4)。

阿尔卑斯造山带的地貌演化反映了从洋盆俯冲到大陆碰撞再到后期构造重组的长期增厚过程(Avigad et al., 1993; Schmid et al., 1996, 2004; Bellah-



a—古近纪;b—新近纪

图 4 阿尔卑斯山造山带中部岩石圈剖面(据 Schmid et al., 1996 修改)

Fig. 4 Lithospheric cross section of the central Alps orogen (modified after Schmid et al., 1996)

(a) Paleogene; (b) Neogene

sen et al., 2014; Curzi et al., 2024）。晚白垩世至始新世阶段，洋壳俯冲与高压变质作用主导造山带内部增厚，彭尼内造山带中的榴辉岩和高压变质岩记录了大陆物质被俯冲至深部的过程（图 4a）。渐新世以后，随着陆−陆碰撞的加强，中阿尔卑斯造山带经历显著抬升与剥露，形成现今高海拔山地（图 4b）。北侧前陆盆地持续接受来自海尔威造山带和彭尼内造山带的碎屑沉积，沉积层序向北更加年轻化，记录了造山楔体向前陆推进的过程。与台湾弧−陆碰撞的快速响应不同，阿尔卑斯造山带地貌演化具有更长时间尺度，但其新近纪阶段仍表现出显著的构造−侵蚀耦合。

在构造变形上，阿尔卑斯造山带经历了明显的极性转化。在洋壳俯冲与早期碰撞阶段，欧洲岩石圈向南俯冲至亚德里亚微板块之下，随后亚德里亚微板块上覆地质单元整体向北逆冲，奥地利造山带被推覆于欧洲岩石圈边缘之上（图 4a）。此阶段构造缩短集中于单一俯冲界面，整体表现为向北逆冲控制的单向构造极性，具有典型简单剪切主导特征（Avigad et al., 1993; Schmid et al., 1996, 2004）。然而，在洋盆完全关闭并进入陆−陆碰撞阶段后，变形方式发生系统性调整（图 4b）。南侧的阿尔卑斯开始向南逆冲，而北侧海尔威造山带继续向前陆推进，缩短在南北两侧重新分配，形成双向冲断体系（De Graciansky et al., 2011）。阿尔卑斯南部（意大利北部地区）野外露头（图 5）记录了这一阶段的陆内变形特征。千枚岩化的古生代变质结晶基底整体向东南倾伏，其内部断裂带中黏土矿物伊利石记录的最新一次变形年龄为 29.9±11.2 Ma（图 5a、5c; Curzi et al., 2024），表明渐新世阶段构造体系仍处于活动状态。覆盖其上的古新统 Scaglia Rossa 组灰岩及白垩系 Maiolica 组灰岩同样发育断裂与褶皱构造，断裂带内部碳酸盐岩 U-Pb 年龄为 23±14 Ma（图 5b; Curzi et al., 2024），指示渐新世—中新世阶段造山带内部发生了广泛的收缩构造变形。需要注意的是，这些变形记录不再表现为单一方向的界面型剪切，而是分布于不同构造单元之中，反映应变在南北两侧的重新分配。南阿尔卑斯造山带向南逆冲与北侧海尔威造山带向北推进共同构成近对称的双向缩短体系。阿尔卑斯山南部记录的断裂活动年龄（Curzi et al., 2024），恰与欧亚板块深部板片断离和山根结构重组的时间相一致，说明在这一时期，阿尔卑斯造山带已经由早期单向简单剪切控制的板缘体系，转入陆内型对称增厚阶段。岩石圈尺度剖面还显示，中阿尔卑斯下方存在明显的加厚地壳与榴辉岩化山根结构（Avigad et al., 1993; Schmid et al., 1996, 2004; Bellahsen et al., 2014; Curzi et al., 2024）。下地壳在碰撞过程中发生相变，密度增大并形成高密度山根体。榴辉岩化不仅增强了地壳增厚程度，也为后期应变重分配提供了深部结构条件。

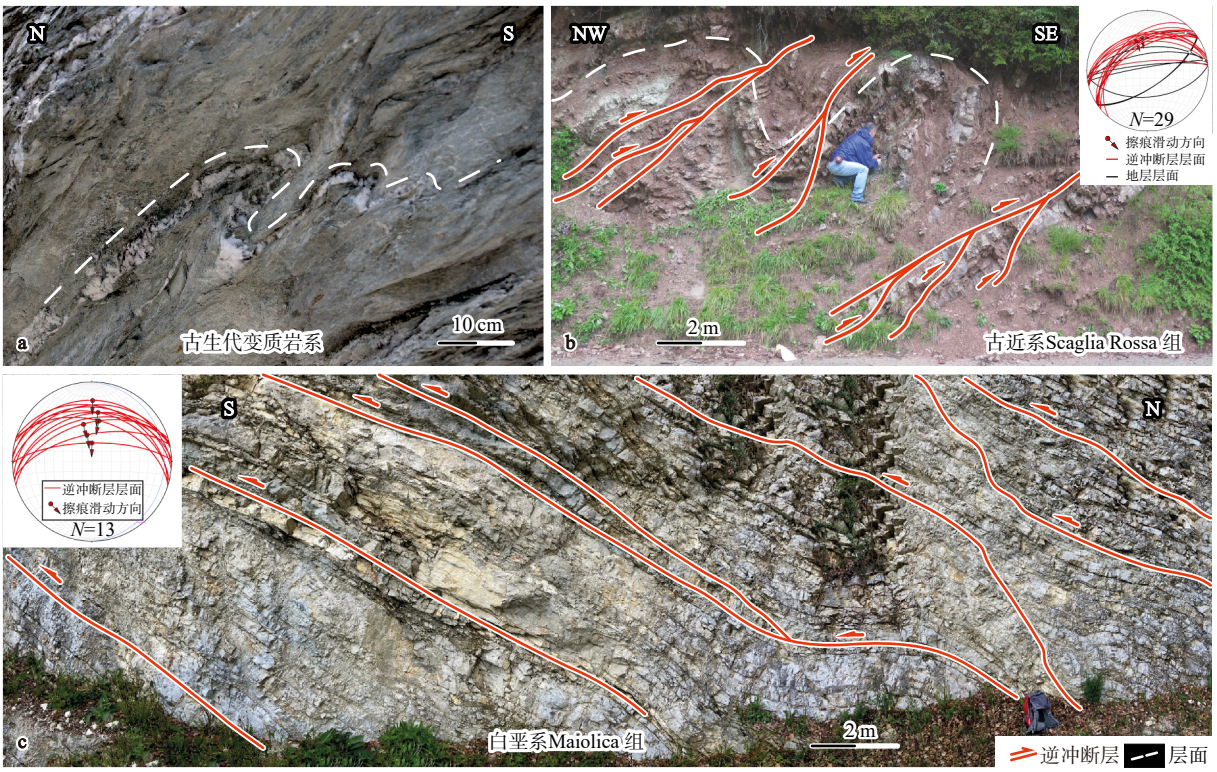
总体而言，阿尔卑斯造山带在汇聚早期表现为整体向北逆冲控制的单向构造极性体系；而在碰撞完成后，随着板片断离与山根结构重组，应变在南北两侧重新分配，形成向北与向南对称式缩短的造山结构。阿尔卑斯造山带记录了从板缘非对称增厚向陆内对称增厚转化的完整过程，是理解岩石圈构造极性演化机制的关键过渡实例。

3　陆内造山：祁连山造山带和天山造山带

阿尔卑斯造山带展示了板缘汇聚体系在大陆碰撞完成后构造极性的阶段性转化。然而，并非所有造山带都经历了由简单剪切向体积增厚的演化过程。在远离板块边界的陆内环境中，岩石圈不再直接受俯冲板片牵引或单一汇聚界面控制，其缩短与增厚主要由远程应力场的传递与再分配所驱动。在这种背景下，应变往往不集中于单一剪切界面，而是在造山带两侧及内部多个构造带之间分散承担，表现为双向冲断与整体增厚相结合的构造格局。祁连山造山带与天山造山带即形成于这一构造背景之下，二者在印度−欧亚板块碰撞远程应力场持续作用下，于新生代发生显著再活化与增厚，是理解陆内造山带构造极性的关键实例。

3.1　祁连山造山带

祁连山造山带位于青藏高原东北缘，南临柴达木盆地，西接塔里木盆地，北东为河西走廊和阿拉善地块，向东与西秦岭相连，大地构造上属于秦−祁−昆造山带（张国伟和柳小明，1998）。祁连山造山带内部出露典型的古生代以来的蛇绿岩套、高压—超高压变质岩块、沟−弧−盆体系及多期构造行迹与变形，记录了中国西部多块体裂解、增生、碰撞与拼合过程（杨经绥等，2010; 李冰等，2016; Fu et al., 2018; Wu et al., 2022; Yan et al., 2022）。新生代以来，在印度−欧亚板块碰撞远程效应的持续作用下，祁连山古老内部缝合带与先存薄弱带发生再活化，形



a—向东南方向倾伏的千枚岩化的古生代变质结晶基底（内部断裂带黏土矿物伊利石记录的最后一次变形事件的年龄为 29.9±11.2 Ma; Curzi et al., 2024）; b—古新统 Scaglia Rossa 组灰岩; c—白垩系 Maiolica 组灰岩（断裂带内部碳酸盐岩 U-Pb 年龄为方解石 23±14 Ma; Curzi et al., 2024）

图 5 阿尔卑斯造山带南部（意大利北部）野外露头

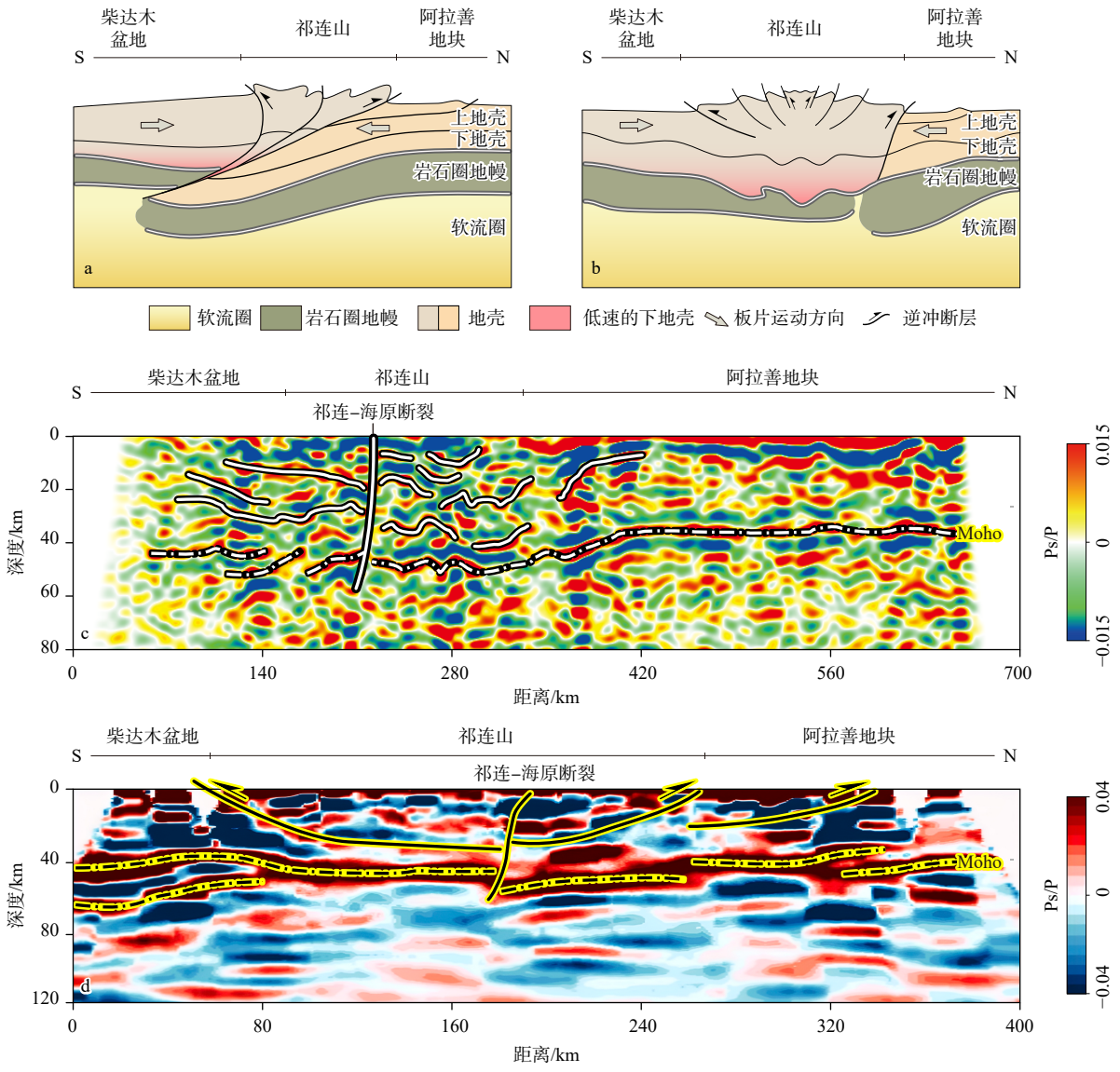
Fig. 5 Field outcrops from the central Alps (northern Italy)

(a) Phyllonitized Paleozoic metamorphic crystalline basement dipping toward the southeast; illite from fault-related clay minerals records the latest deformation event at 29.9 ± 11.2 Ma (Curzi et al., 2024); (b) Paleocene limestone of the Scaglia Rossa Formation; (c) Cretaceous limestone of the Maiolica Formation; carbonate U–Pb dating of calcite within the fault zone yields an age of 23 ± 14 Ma (Curzi et al., 2024)

成现今一系列北西西—南东东向平行谷-脊地貌和陆内增厚构造格局（Zuza et al., 2016; Pang et al., 2019; Cheng et al., 2021; Huang et al., 2022; 王伟涛等, 2022; Wu et al., 2022, 2024, 2025; Zhang et al., 2022; Yu et al., 2023; 张进江, 2024; Jin et al., 2026; Xie et al., 2026）。

祁连山造山带的新生代构造-地貌演化呈现出明显的阶段性。晚渐新世—早中新世开始显著隆升，而晚中新世以后隆升速率明显加快（He et al., 2017; Yu et al., 2023; Li et al., 2024; Wang et al., 2024; Lu et al., 2025）。河西走廊内部酒泉盆地晚渐新世—中新世沉积序列的横向相带变化和垂向充填特征表明（Zhu et al., 2006），晚渐新世河西走廊才真正演化为祁连山的前陆盆地。前陆沉积体系由细粒湖相向粗粒冲积体系转变，并伴随沉积中心向北迁移，记录了山前逆冲带持续向前陆推进的过程。与此同时，南侧柴达木盆地与南祁连山之间也在新生代形成稳定的盆-山边界（Cheng et al., 2021; 吴磊等, 2023; Li et al., 2025）：盆地边缘发育高角度基底卷入逆断裂，断块以垂直抬升为主、水平缩短量有限，而沉积与沉降中心长期位于盆地内部，显示其与南祁连山之间并未形成典型宽前陆盆地，而是表现为另一种盆-山耦合样式（吴磊等, 2023）。因此，从南、北两侧盆-山耦合过程看，祁连山造山带并非单侧向前陆扩展的板缘楔体，而是位于两大盆地之间、受双侧边界共同约束的陆内造山体系。

关于祁连山造山带的深部变形方式，长期存在“陆内俯冲/下插”与“整体纯剪增厚”2 类端元解释（图 6a、6b）。前者强调亚洲大陆岩石圈向祁连山之下俯冲，由基底牵引控制楔体单向传播（Yin and Harrison, 2000; Tapponnier et al., 2001; Ye et al., 2015; Sun et al., 2022a）；后者则认为远程挤压背景下，祁连山与两侧块体发生整体缩短增厚，变形在造山带两侧近对称分配（Shen et al., 2015, 2020; 吴磊等, 2023; Gao et al., 2025; Li et al., 2025）。近年来的地震层析



Ps/P—转换波与直达纵波的振幅比

a—祁连山简单剪切模型（据 Shen et al., 2020 修改）；b—祁连山纯剪切模型（据 Shen et al., 2020 修改）；c—祁连山–河西走廊–阿拉善岩石圈结构剖面（据 Shen et al., 2020 修改）；d—祁连山岩石圈结构剖面（据 Ye et al., 2021 修改）

图 6　祁连山造山带端元模型及其岩石圈结构

Fig. 6　End-member models and lithospheric structure of the Qilian Shan orogenic belt

(a) Simple shear model for the Qilian Shan (modified after Shen et al., 2020); (b) Pure shear model for the Qilian Shan (modified after Shen et al., 2020); (c) Lithospheric cross section across the Qilian Shan–Hexi Corridor–Alxa block (modified after Shen et al., 2020); (d) Lithospheric structure profile of the Qilian Shan (modified after Ye et al., 2021)

Ps/P—amplitude ratio of the converted wave to the direct P-wave

与接收函数成像结果显示：祁连山下方未识别出连续向南倾斜进入造山带内部的高速体（Bao et al., 2015），祁连山与北侧河西走廊—阿拉善之间存在明显岩石圈结构界限（Shen et al., 2020）；相反，祁连山之下地壳显著加厚，Moho 面起伏剧烈，而北侧阿拉善地块地壳较薄且界面相对平直。与此同时，最新研究进一步指出，北祁连山与河西走廊之间的有限陆内汇聚主要由岩石圈尺度构造楔吸收（Li et al., 2025）：上地壳发育北东向的厚皮基底卷入逆断层，滑脱于约 13～15 km的脆—韧性转换带，总缩短量仅 7.6～11.7 km，其中 54%～95% 由北祁连山前断裂带吸收；深部则存在约 7.8 km 的 Moho 面水平错断，对应一条北倾岩石圈尺度深大断裂，反映相对刚性的河西走廊盆地向南楔入至因增厚而弱化的北祁

连山下地壳中。这些结果说明,祁连山更适合被理解为在造山带尺度上整体表现为近对称陆内增厚(Shen et al., 2020; Ye et al., 2021; 图 6c、6d),而在盆山过渡带局部发育有限的岩石圈构造楔(吴磊等, 2023; Li et al., 2025)。

地壳尺度的构造变形和现代强震活动同样体现出这种“整体近对称、局部有方向性”的特征。以祁连−海原断裂带为界,祁连山南、北两侧均发育一系列北倾和南倾的逆冲断层与叠瓦式推覆体(Ye et al., 2021),表明缩短在祁连山南、北两侧同时分配(图 6d)。平衡剖面恢复显示,新生代累计缩短量达数十千米,但并非集中于单一前缘,而是在宽达数百千米的区域内弥散承担(Zuza et al., 2016)。历史 7 级以上强震主要集中于祁连山北缘山前逆冲断裂带(Xu et al., 2010),而祁连−海原左旋走滑断裂带则通过花状构造调节差异运动(冯万鹏等, 2023):主断裂以走滑型破裂为主,分支断裂释放逆冲型挤压分量(Zhang et al., 2019; He et al., 2020; 冯万鹏等, 2023)。这种边界断裂活动显著、内部相对稳定的分布格局,说明祁连山造山带的应变吸收主要依赖边界型高角度断裂与内部整体增厚,而非长期沿单一深部界面持续传递。

因此,综合构造几何、深部结构与现今地震活动特征,祁连山造山带表现为典型的陆内增厚体系。其缩短与隆升主要受远程挤压驱动,在缺乏持续板片牵引的条件下,应变在造山带南、北两侧分配并通过地壳内部整体增厚实现岩石圈重构。与板缘汇聚体系中的单向构造极性不同,祁连山造山带并未显示稳定的单侧俯冲控制界面,而呈现出近对称的增厚几何与边界型活动分布特征,是青藏高原向陆内扩展过程中形成的典型陆内造山实例。

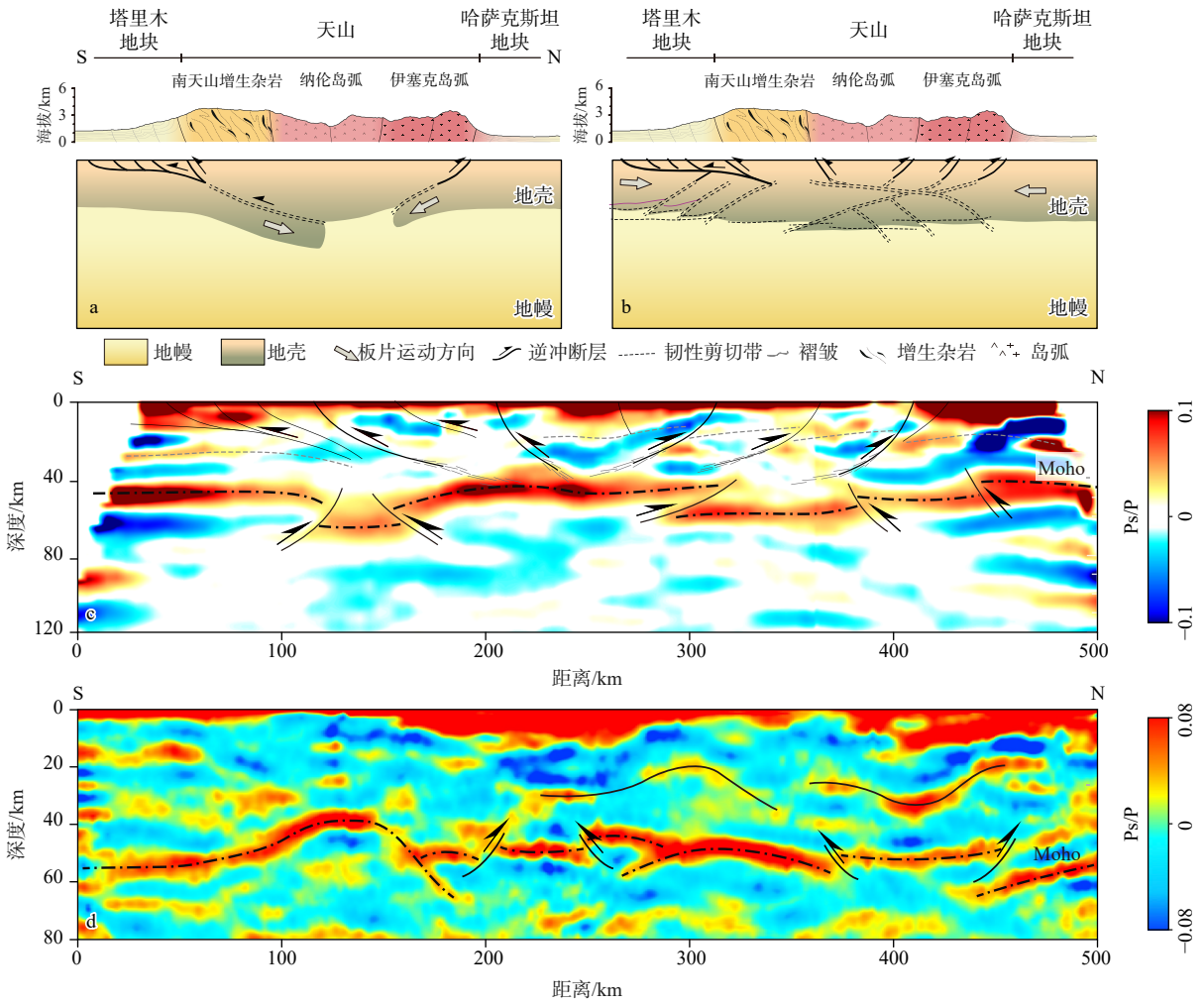
3.2 天山造山带

天山造山带横贯中亚腹地,东西延伸约 2500 km,南北宽约 300～500 km,整体位于南侧塔里木地块与北侧哈萨克斯坦地块之间,主体由古生代多期次俯冲−拼贴作用形成增生型造山带,记录了古亚洲洋西段的持续消减与闭合过程(Xiao et al., 2013)。在增生型造山带形成过程中,发育有多期岛弧单元,如纳伦岛弧(Naryn 弧)与伊塞克岛弧(Issyk Kul 弧),它们与南天山增生杂岩共同构成岛弧−增生楔−陆缘式的拼贴结构框架,为新生代陆内活化与岩石圈分段变形提供了重要的先存构造条件(李锦轶等, 2006; 王国灿等, 2025)。

天山造山带的新生代构造−地貌演化呈现出明显的多阶段隆升与剥露特征。综合低温热年代学与山前盆地沉积记录(Laborde et al., 2019; Yu et al., 2022; Wang et al., 2023; Jing et al., 2025; 王国灿等, 2025),天山在古近纪早期(约 60～30 Ma)总体处于缓慢剥露阶段,剥露速率极低,地形起伏有限(Wang et al., 2023; 王国灿等, 2025)。进入渐新世,先存断裂开始显著再活化,变形主要集中在盆−山边界以及造山带内部的深大断裂附近(Yu et al., 2022);相应地,山前盆地沉积速率上升,粗碎屑供给增强,盆−山耦合系统逐渐建立(Jiang and Li, 2014; Laborde et al., 2019)。晚中新世(约 10 Ma)以后,构造活动进一步加强并向盆地内部扩展(Li et al., 2023; Jing et al., 2025),山前盆地广泛发育生长地层与同沉积变形(Sun et al., 2009),清晰记录了这一阶段的持续挤压与前缘推进过程(Li et al., 2020; Chen et al., 2022; Lu et al., 2022; Sun et al., 2022b; Tang et al., 2022; Sun et al., 2023; Zhang et al., 2023, 2024a)。

现今 GNSS 观测显示(Wu et al., 2023),塔里木盆地整体以约 17～20 mm/a 的速率向北运动;而穿越南天山及其前缘褶皱冲断带后,速度明显降低至约 12～13 mm/a,表明显著的现今地壳缩短被山前冲断系统及造山带内部主干断裂所吸收。以南天山柯坪推覆带为例,其现今缩短速率约 2～4 mm/a,占塔里木与哈萨克地块之间总汇聚速率的约 1/3,显示前陆褶皱冲断体系是吸收区域汇聚的重要构造单元(Li et al., 2022a)。与此同时,造山带内部发育北北西向左旋走滑断裂,其走滑速率约 2～4 mm/a,并沿走向呈明显分段特征,用以调节不同区段之间的缩短差异(Wu et al., 2023)。整体来看,天山造山带现今变形表现为逆冲缩短与走滑剪切的斜压汇聚模式(Li et al., 2026),缩短在南、北两侧向盆地扩散分配,通过浅层逆冲断裂滑动与中—下地壳增厚共同实现岩石圈增厚,而大型走滑断裂承担沿走向应变分配与转化功能,体现出典型陆内造山带的分段性与横向不均一性特征。

天山造山带的深部变形机制长期以来可概括为 2 种端元模型:纯剪切型模式与简单剪切模式(图 7a、7b)。纯剪切模型认为(Li et al., 2016, 2022b, 2026; Xu et al., 2025),在印度大陆持续向北的推挤作用下,塔里木地块与哈萨克斯坦地块共同向中部天山汇聚,缩短主要通过造山带内部的垂向增厚与高角度断裂活动实现,地壳整体加厚并形成显著山



Ps/P—转换波与直达纵波的振幅比

a—天山简单剪切模型（据 Xu et al., 2025; Li et al., 2022b 修改）；b—天山纯剪切模型（据 Xu et al., 2025; Li et al., 2022b 修改）；c—天山西段岩石圈结构（据 Li et al., 2022b 修改）；d—天山东段岩石圈结构（据 Yang et al., 2022 修改）

图 7　天山造山带端元模型及其岩石圈结构

Fig. 7　End-member models and lithospheric structure of the Tianshan orogenic belt

(a) Simple-shear model of the Tianshan (modified after Xu et al., 2025; Li et al., 2022b); (b) Pure-shear model of the Tianshan (modified after Xu et al., 2025; Li et al., 2022b); (c) Lithospheric structure of the western Tianshan (modified after Li et al., 2022b); (d) Lithospheric structure of the eastern Tianshan (modified after Yang et al., 2022)

Ps/P—amplitude ratio of the converted wave to the direct P-wave

根结构（图 7a）；简单剪切模型则强调（Lei and Zhao, 2007; Gao et al., 2013; Huangfu et al., 2021），两侧稳定地块岩石圈以低角度向天山下方楔入或下插，沿壳内拆离面向造山带内部推进，形成壳幔解耦与叠瓦式构造几何。近年来多种地球物理观测为上述模型提供了关键约束：接收函数与地震层析成像揭示天山下方存在明显的 Moho 面起伏与地壳加厚，中央段地壳厚度可达 60～70 km，显示清晰山根结构（Li et al., 2016）；在西段及部分南缘地区可识别高波速异常体向造山带下方延伸，被解释为刚性块体岩石圈的局部下插或楔入（图 7c; Li et al., 2022b）。然而，这些深部异常体在空间上呈分段展布，并未形成连续稳定的单侧俯冲界面（Gao et al., 2013; Yang et al., 2022）。另一方面，现有的大地测量结果与震源机制解均显示（Li et al., 2022a），天山造山带活动构造以高角度逆冲断裂为主（Li et al., 2012）。中部的那拉提断裂构成重要分界（Wu et al., 2023），其南侧向塔里木地块逆冲、北侧向哈萨克斯坦地块逆冲，造山带两侧的缩短量分别被消耗。此外，Moho 面整体仅呈起伏变化而非单侧持续加厚（Lei and

Zhao, 2007; Li et al., 2022b; Yang et al., 2022)。因而，尽管深部可能保留早期弧−陆碰撞的结构遗迹(图 7d; Yang et al., 2022)，然而新生代以来强烈的陆内活化与高原整体隆升已对其进行显著改造，至少现今壳幔界面形态并不支持简单剪切模式约束陆内俯冲过程，岩石圈结构所呈现的收缩构造在几何上更接近近对称的分布式增厚体系。

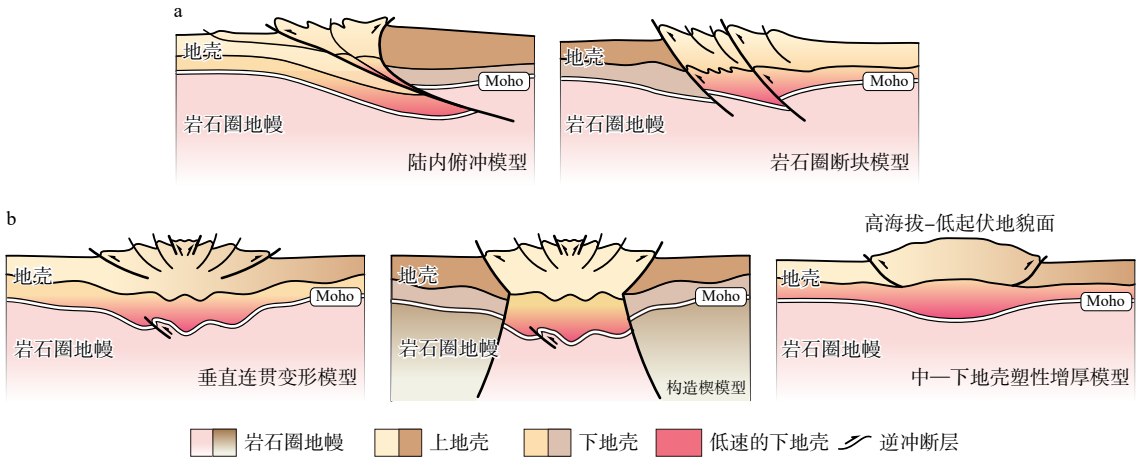
综上，天山造山带新生代隆升与缩短主要受印度−欧亚板块碰撞的远程效应所控制，并在塔里木与哈萨克斯坦地块两侧刚性块体的夹持作用下形成强烈陆内变形。与板缘俯冲造山带相比，天山造山带缺乏稳定的单侧俯冲控制界面，其变形主要表现为多断裂体系共同承担缩短、造山带两侧与内部协同增厚的陆内造山特征，为讨论陆内构造极性的形成机制及其分段控制因素提供了重要的端元实例。

4 岩石圈构造极性的形成机制

岩石圈尺度构造极性的形成，本质上取决于汇聚体系中驱动力与物质结构的非对称性，以及这种非对称性在时间尺度上的持续性(图 8)。构造极性并非单一构造变形的几何学特征，而是岩石圈在活动构造域远场效应下，应变如何在空间上被陆内地质单元所分配。不同汇聚构造环境下，岩石圈缩短应变既可能沿单一剪切界面长期集中并形成稳定的单向楔入增厚(图 8a)，也可能在造山带内部弥散分布并以垂向增厚为主，从而表现为弱极性或近对称的增厚结构(图 8b)。因而，讨论岩石圈构造极性的形成机制，其核心并不在于极性是否存在这一现象层面，而在于识别控制应变集中与否的动力学条件。

首先，构造极性形成与维持的首要条件是：存在持续的单侧负浮力源，从而在岩石圈尺度上产生方向明确的牵引效应。在典型板缘造山环境中，如安第斯型大洋俯冲体系或台湾弧−陆碰撞体系(Lin et al., 2003; McQuarrie et al., 2005; Simoes et al., 2007; Gao et al., 2021; Zamora and Mora, 2022)，冷而致密的洋壳板片具有显著负浮力，下沉过程产生持续的板片拖拽，使缩短变形在时间与空间上长期集中于俯冲界面及其上盘一侧，应变以简单剪切方式向大陆内部推进，由此建立稳定的单向极性结构(图 1—图 3)。需要注意的是，单向牵引并不必然要求大洋板片的存在。在洋盆关闭或大陆碰撞之后，只要仍存在可形成高密度相的物质源(如富镁铁质下地壳发生榴辉岩化)，同样可能产生持续负浮力并提供类似板片牵引的驱动，即陆内俯冲(Dong et al., 2013)，从而使陆内造山带在较长时间尺度上维持界面型应变集中与单向极性，如侏罗纪陆内大巴山前陆褶皱冲断带的形成(Dong et al., 2013)。相反，当板片断离或高密度物质耗尽导致负浮力源显著衰减时，单向牵引效应减弱，造山带内部应力场趋于再平衡，应变由界面型集中转向区域性重分配，构造极性随之弱化甚至消失(Pusok and Kaus, 2015)。

除负浮力驱动之外，在大陆岩石圈内部由刚性断块控制的块体拼贴结构同样可能在一定时空尺



a—简单剪切模型；b—纯剪切模型

图 8 造山带变形端元模型

Fig. 8 End-member deformation models of orogenic belts

(a) Simple-shear model; (b) Pure-shear model

度上建立构造极性。在高原内部或陆内汇聚环境中，不同岩石圈断块之间沿深大边界断裂发生相对运动时，局部地体之间可能出现有限规模的岩石圈下插或楔入，即岩石圈断块模型（图 8a）。该模型所控制的极性通常受限于块体尺度与边界断裂的深部结构，其持续时间与空间范围均小于典型板缘俯冲体系，但在构造活动阶段内仍可表现出明显的单向应变集中与界面控制特征。例如，在青藏高原内部东昆仑–柴达木地区，可观测到东昆仑造山带向柴达木盆地下方岩石圈尺度的小范围下插与边界断裂控制的单侧缩短现象，从而在局部形成阶段性的构造极性（Shi et al., 2009）。这类机制表明，即便缺乏大尺度负浮力板片驱动，岩石圈断块间的几何约束与力学对比亦可在区域尺度上诱发暂态的极性结构。

其次，两侧地质单元岩石圈物性结构的差异决定了在缺乏典型俯冲边界时，是否仍能建立稳定的单侧下插界面。若汇聚两侧地质单元在成分、密度与流变强度上存在显著差异，较弱或相对高密度的一侧更容易发生下插、楔入或拆离，缩短应变因此沿界面集中并形成简单剪切的单向极性特征（Xu et al., 2025）。反之，当造山带两侧均为致密、强度高且浮力大的克拉通型岩石圈地幔（刚性块体）时，下插所需的有效负浮力差异显著不足，远程效应更可能在造山带内部以壳–幔垂向一致的纯剪切方式被分布式吸收，表现为整体增厚、基底卷入型缩短，以及两侧高角度逆冲共同分担区域缩短（图 8b），导致构造极性难以建立或长期维持（Wang et al., 2011; Li et al., 2016, 2022b; Shen et al., 2020; Gao et al., 2025）。在这一框架下，垂直连贯变形强调的是壳幔缩短的整体耦合与统一增厚，并不特别限定造山带与外围地质单元之间的物性关系；而构造楔模型则可视为这种纯剪增厚在盆–山结合带的构造表达（图 8b）。其基本过程是：造山带首先发生整体纯剪式增厚，随着山根形成和中—下地壳弱化，相邻刚性盆地或块体的岩石圈向增厚造山带下地壳发生有限楔入，从而在浅部形成倾向造山带的高角度基底卷入逆断裂，在深部形成倾向盆地一侧的深大断裂及 Moho 面错断（吴磊等，2023; Li et al., 2025）。这种构造楔虽然在盆–山边界具有一定方向性，但其变形本质仍属于壳–幔变形不解耦的垂直连贯纯剪增厚。换言之，在陆内体系中，构造极性更准确地说是由两侧岩石圈强度–浮力结构共同决定的界面可维持性问题：若界面难以长期维持，应变便趋向于在造山带内部与多圈层中分布式承担，几何上表现为弱极性或近对称增厚；而在盆–山边界局部，则可能叠加有限楔入所产生的方向性变形。

当造山带进入演化后期，随着地壳持续增厚与山根形成，中—下地壳温度升高、强度显著降低，流变性质由脆性—脆塑性过渡为塑性流动主导，变形逐渐由上地壳断裂控制转向中—下地壳分布式塑性变形控制（Klemperer, 2006）。此时，上地壳内部断裂活动相对减弱，缩短更多通过中—下地壳的侧向流动与垂向抬升来调节，造山带两侧承担主要的边界型挤压，而核部则以整体抬升和缓慢隆起为主（Royden et al., 1997）。由于内部断裂与褶皱活动减弱，核部区域更容易保留高海拔、低起伏的地貌面（张逸鹏等，2024）。比利牛斯山在中新世以后广泛发育的高海拔与低起伏面（Bosch et al., 2016; Chevrot et al., 2022），即被解释为这一阶段中下地壳塑性流变与深部支撑主导的地貌响应。这种演化表明，在纯剪切主导的陆内增厚模式下，造山带内部可进入一种以垂向抬升与深部流动为主的无极性构造变形阶段，其地貌特征成为识别中—下地壳塑性变形的重要外在标志。

最后，构造极性是否稳定还受到驱动力时间持续性的约束，这使构造极性具有明显的阶段性演化特征。例如在欧洲阿尔卑斯山地区，早期在持续俯冲背景下，单侧负浮力板片存在时，岩石圈构造极性稳定发育；而在晚期陆–陆碰撞阶段，当俯冲板片发生断离后，早期俯冲板片拖曳作用在较短时间内快速衰减，应力场重组使应变从界面型集中转为区域型分配，从而触发由简单剪切向纯剪切的阶段性转化（Avigad et al., 1993; Schmid et al., 1996, 2004; De Graciansky et al., 2011; Curzi et al., 2024; 图 4）。对于远离活动构造域的陆内环境，即便远程应力传递可触发隆升与增厚，若缺乏能够长期维持的单侧牵引效应，则应变更易在造山带内部重新分配，构造极性往往表现为不稳定或不显著（Li et al., 2016; Shen et al., 2020; Li et al., 2022b; Gao et al., 2025）。

综上所述，构造极性并非对某一类构造变形几何学的描述，而是汇聚体系中驱动力非对称性与岩石圈强度–浮力结构共同作用下，应变在岩石圈尺度上的特征性体现。当存在稳定且持续的单侧俯冲板片（如洋壳俯冲或陆内下地壳榴辉岩化所产生的板片拖拽），主控剪切界面得以长期维持，缩短以

界面局限化的方式向上盘/前陆方向传递,形成以简单剪切为主导的单向极性收缩构造变形体系;当俯冲板片断离或高密度物质逐步被拆沉,导致单侧牵引显著衰减时,造山带变形的边界条件随之改变,应力场与应变分配发生重组,缩短由沿主控界面传递转向在造山带内部与多圈层中分布式吸收,构造极性因而弱化并可能出现阶段性转变。对于陆内造山,构造极性的产生取决于两侧岩石圈物性结构是否足以产生陆内俯冲:当两侧均为高强度的刚性地块时,陆内俯冲的驱动力不足,缩短主要以分布式增厚与基底卷入为主要特征,几何学特征上呈现出近对称的变形;只有在两侧存在显著的强度/密度差异,或局部具备可持续的陆内俯冲过程,才会产生具有单向极性的陆内变形。因此,构造极性是造山带记录边界条件与物性结构耦合过程的地质表达,为连接地表变形样式与岩石圈尺度动力学机制提供可检验的几何学约束。

5 结论

(1)构造极性并非对某一类构造变形几何学的描述,而是汇聚体系中,驱动力非对称性与岩石圈强度−浮力结构耦合作用下,应变在岩石圈尺度上的特征性体现。在板缘俯冲体系中,持续存在的单侧俯冲板片可长期维持主控剪切界面,使缩短沿界面发生局限化并向上盘/前陆方向传递,从而形成以简单剪切为主导的稳定单向极性结构。

(2)构造极性具有阶段性。基于阿尔卑斯造山带的研究表明,当俯冲板片拆沉之后,造山带应力场开始重组,区域应变由界面型集中转向区域性分配,造山带由非对称增厚转入近对称增厚阶段。在陆内造山环境中,构造极性是否形成主要取决于两侧岩石圈物性差异以及陆内俯冲过程的可维持性。祁连山与天山造山带的岩石圈结构与陆内变形特征显示,在两侧均为高强度刚性块体的条件下,持续陆内俯冲难以建立,缩短以分布式增厚方式消耗,构造极性表现为弱化或不显著。只有在强度或密度存在明显不对称时,陆内体系才可能形成单向极性。

(3)构造极性记录了汇聚过程中边界条件与岩石圈物性结构的耦合状态:其空间差异反映不同动力学组合对岩石圈应变的分配,其时间演化则约束深部驱动力的建立、维持与衰减过程,从而为连接地表变形样式与岩石圈尺度动力学机制提供关键的、可检验的几何约束。

致谢:感谢意大利博洛尼亚大学(Università di Bologna)Curzi博士慷慨提供阿尔卑斯山地区野外露头照片,为本文相关实例的论述与图件展示提供了重要资料支持。感谢杨旭松博士提供的天山地球物理资料。感谢两位匿名审稿人给予的的细致审阅与建设性意见,使相关讨论更加深入,认识与表述也得到进一步完善。受作者认识与篇幅所限,相关领域仍有诸多重要工作未能充分研读,谨向相关研究者致以敬意,并诚挚欢迎前辈、同仁批评指正。

作者贡献声明:张逸鹏负责总体构思和稿件写作;谢留标、王洋参与调查研究;金睿智、沈旭章、何骁慧负责方法论;张培震负责获取资助。所有作者均阅读并同意稿件的提交和发表。

Author's Contributions: ZHANG Yipeng conceived the study and drafted the manuscript; XIE Liubiao and WANG Yang conducted the investigation; JIN Ruizhi, SHEN Xuzhang and HE Xiaohui designed the research methodology; ZHANG Peizhen acquired funding. All authors have read and approved the submission and publication of the manuscript.

利益冲突声明:本文所有作者声明本研究无任何利益冲突。

Conflict of Interests: All authors declare no conflict of interests.

References

ALLMENDINGER R W, GUBBELS T, 1996. Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia[J]. Tectonophysics, 259(1-3): 1-13.

ALSOP G I, HOLDSWORTH R E, 1999. Vergence and facing patterns in large-scale sheath folds[J]. Journal of Structural Geology, 21(10): 1335-1349.

AVIGAD D, CHOPIN C, GOFFÉ B, et al., 1993. Tectonic model for the evolution of the western Alps[J]. Geology, 21(7): 659-662.

BAO X W, SONG X D, LI J T, 2015. High-resolution lithospheric structure beneath Mainland China from ambient noise and earthquake surface-wave tomography[J]. Earth and Planetary Science Letters, 417: 132-141.

BASLER L C, CARRAPA B, KAPP P, et al., 2026. Crustal thickness and elevation of the North American cordillera from the late cretaceous to the Early Miocene[J]. Tectonics, 45(1): e2025TC009110.

BELLAHSEN N, MOUTHEREAU F, BOUTOUX A, et al., 2014. Collision

kinematics in the western external Alps[J]. Tectonics, 33(6): 1055-1088.

BOSCH G V, VAN DEN DRIESSCHE J, BABAULT J, et al., 2016. Peneplanation and lithosphere dynamics in the Pyrenees[J]. Comptes Rendus Geoscience, 348(3-4): 194-202.

BROWN D, ALVAREZ-MARRON J, CAMANNI G, et al., 2022. Structure of the south-central Taiwan fold-and-thrust belt: testing the viability of the model[J]. Earth-Science Reviews, 231: 104094.

BURG J P, FORD M, 1997. Orogeny through time: an overview[J]. Geological Society, London, Special Publications, 121(1): 1-17.

BYRNE T, CHAN Y C, RAU R J, et al. , 2011. The arc–continent collision in Taiwan[M]//BROWN D, RYAN P D. Arc-continent collision. Berlin, Heidelberg: Springer: 213-245.

CHEN H L, ZHANG Y Q, CHENG X G, et al., 2022. Using migrating growth strata to confirm a ～230-km-long detachment thrust in the southern Tarim Basin[J]. Journal of Structural Geology, 154: 104488.

CHENG F, JOLIVET M, GUO Z J, et al., 2021. Cenozoic evolution of the Qaidam basin and implications for the growth of the northern Tibetan plateau: a review[J]. Earth-Science Reviews, 220: 103730.

CHEVROT S, SYLVANDER M, VILLASEÑOR A, et al., 2022. Passive imaging of collisional orogens: a review of a decade of geophysical studies in the Pyrénées[J]. Bulletin de la Société Géologique de France, 193(1): 1-18.

COWARD M, DIETRICH D, 1989. Alpine tectonics: an overview[J]. Geological Society, London, Special Publications, 45(1): 1-29.

CURZI M, VIOLA G, ZUCCARI C, et al., 2024. Tectonic evolution of the eastern southern alps (Italy): a reappraisal from new structural data and geochronological constraints[J]. Tectonics, 43(3): e2023TC008013.

DE GRACIANSKY P C, ROBERTS D G, TRICART P, 2011. The birth of the western and central alps: subduction, obduction, collision[J]. Developments in Earth Surface Processes, 14: 289-315.

DEWEY J F, BIRD J M, 1970. Mountain belts and the new global tectonics[J]. Journal of Geophysical Research, 75(14): 2625-2647.

DONG S W, GAO R, YIN A, et al., 2013. What drove continued continent-continent convergence after ocean closure? Insights from high-resolution seismic-reflection profiling across the Daba Shan in central China[J]. Geology, 41(6): 671-674.

DONG Y P, ZHANG G W, SUN S S, et al., 2019. The "cross–tectonics" in China continent: formation, evolution, and its significance for continental dynamics[J]. Journal of Geomechanics, 25(5): 769-797. (in Chinese with English abstract)

FAURE A, LOGET N, JOLIVET L, et al., 2024. 3D geometrical modelling of the non-cylindrical Vélodrome Miocene fold in the southwestern Alps[J]. Tectonophysics, 879: 230296.

FENG W P, HE X H, ZHANG Y P, et al., 2023. Seismic faults of the 2022 *M*w 6.6 Menyuan, Qinghai earthquake and their implication for the regional seismogenic structures[J]. Chinese Science Bulletin, 68(3): 254-270. (in Chinese with English abstract)

FU C L, YAN Z, WANG Z Q, et al., 2018. Lajishankou ophiolite complex: implications for Paleozoic multiple accretionary and collisional events in the South Qilian Belt[J]. Tectonics, 37(5): 1321-1346.

GAO R, HOU H, CAI X, et al., 2013. Fine crustal structure beneath the junction of the southwest Tian Shan and Tarim Basin, NW China[J]. Lithosphere, 5(4): 382-392.

GAO S B, WU L, LIN X B, et al., 2025. Cenozoic pure-shear thickening of the northern Tibetan Plateau margin: implications for diverse plateau uplift mechanisms controlled by convergent obliquity[J]. GSA Bulletin, 137(5-6): 2506-2522.

GAO Y J, TILMANN F, VAN HERWAARDEN D P, et al., 2021. Full waveform inversion beneath the central Andes: insight into the dehydration of the Nazca slab and delamination of the back-arc lithosphere[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 126(7): e2021JB021984.

GARZANTI E, NAYAK K, PADOAN M, et al., 2023. Fast-eroding Taiwan and transfer of orogenic sediment to forearc basins and trenches in the Philippine and South China seas[J]. Earth-Science Reviews, 244: 104523.

GARZIONE C N, HOKE G D, LIBARKIN J C, et al., 2008. Rise of the Andes[J]. Science, 320(5881): 1304-1307.

GARZIONE C N, MCQUARRIE N, PEREZ N D, et al., 2017. Tectonic evolution of the Central Andean Plateau and implications for the growth of plateaus[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 45: 529-559.

GIAMBIAGI L, TASSARA A, ECHAURREN A, et al., 2022. Crustal anatomy and evolution of a subduction-related orogenic system: insights from the Southern Central Andes (22-35°S)[J]. Earth-Science Reviews, 232: 104138.

HE P J, SONG C H, WANG Y D, et al., 2017. Cenozoic exhumation in the Qilian Shan, northeastern Tibetan Plateau: evidence from detrital fission track thermochronology in the Jiuquan Basin[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 122(8): 6910-6927.

HE X H, ZHANG Y P, SHEN X Z, et al., 2020. Examination of the repeatability of two Ms6.4 Menyuan earthquakes in Qilian-Haiyuan fault zone (NE Tibetan Plateau) based on source parameters[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 299: 106408.

HENRIQUEZ S, DECELLES P G, CARRAPA B, et al., 2023. Kinematic evolution of the central Andean retroarc thrust belt in northwestern Argentina and implications for coupling between shortening and crustal thickening[J]. GSA Bulletin, 135(1-2): 81-103.

HORTON B K, 2018. Sedimentary record of Andean mountain building[J]. Earth-Science Reviews, 178: 279-309.

HORTON B K, FOLGUERA A, 2019. Andean tectonics[M]. Amsterdam: Elsevier.

HUANG C Y, CHEN W H, WANG M H, et al., 2018. Juxtaposed sequence stratigraphy, temporal-spatial variations of sedimentation and development of modern-forming forearc Lichi Mélange in North Luzon Trough forearc basin onshore and offshore eastern Taiwan: an overview[J]. Earth-Science Reviews, 182: 102-140.

HUANG H, SHEN X Z, LV J Y, et al., 2022. Dynamic model of the upper mantle beneath the northeastern Tibetan Plateau - constraints from the 410 km and 660 km discontinuities[J]. Gondwana Research, 106: 224-236.

HUANGFU P P, LI Z H, ZHANG K J, et al., 2021. India-Tarim lithospheric mantle collision beneath western Tibet controls the Cenozoic building of Tian Shan[J]. Geophysical Research Letters, 48(14): e2021GL094561.

JAQUET Y, DURETZ T, GRUJIC D, et al., 2018. Formation of orogenic wedges and crustal shear zones by thermal softening, associated topo-

graphic evolution and application to natural orogens[J]. Tectonophysics, 746: 512-529.

JIANG X D, LI Z X, 2014. Seismic reflection data support episodic and simultaneous growth of the Tibetan Plateau since 25 Myr[J]. Nature Communications, 5(1): 5453.

JIN R Z, SHEN X Z, ZHANG Y P, et al., 2026. Crustal differential thickening and incomplete mechanical decoupling in the eastern Qilian Shan, NE Tibetan Plateau: insights from a dense seismic profile[J]. Earth and Planetary Science Letters, 684: 120032.

JING H L, WANG W T, ZHANG P Z, et al., 2025. Multi-stage uplift and propagation of the Chinese East Tianshan during the Cenozoic[J]. Tectonics, 44(2): e2024TC008666.

KLEMPERER S L, 2006. Crustal flow in Tibet: geophysical evidence for the physical state of Tibetan lithosphere, and inferred patterns of active flow[M]//LAW R D, SEARLE M P, GODIN L. Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones. London: Geological Society: 39-70.

KNIGHT B S, CAPITANIO F A, WEINBERG R F, 2021. Convergence velocity controls on the structural evolution of orogens[J]. Tectonics, 40(9): e2020TC006570.

KONDO Y, OBAYASHI M, SUGIOKA H, et al., 2024. Seismic image of the central to southern Andean subduction zone through finite-frequency tomography[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 129(11): e2024JB028844.

LABORDE A, BARRIER L, SIMOES M, et al., 2019. Cenozoic deformation of the Tarim Basin and surrounding ranges (Xinjiang, China): a regional overview[J]. Earth-Science Reviews, 197: 102891.

LEASE R O, EHLERS T A, ENKELMANN E, 2016. Large along-strike variations in the onset of Subandean exhumation: implications for Central Andean orogenic growth[J]. Earth and Planetary Science Letters, 451: 62-76.

LEI J S, ZHAO D P, 2007. Teleseismic P-wave tomography and the upper mantle structure of the central Tien Shan orogenic belt[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 162(3-4): 165-185.

LI B, ZHANG Y L, WANG C Q, et al., 2016. Geochemical characteristics of the Youhulugou basalts in the suture zone of the North Qilian Mountain[J]. Journal of Geomechanics, 22(1): 48-55. (in Chinese with English abstract)

LI B, QI B S, CHEN X H, et al., 2024. Two-phase kinematic evolution of the Qilian Shan, northern Tibetan Plateau: initial Eocene–Oligocene deformation that accelerated in the mid-Miocene[J]. GSA Bulletin, 136(5-6): 2389-2406.

LI C P, ZHENG D W, SUN J M, et al., 2020. Reconstruction on regional paleo-drainage evolution in the northern Junggar Basin, China during the last ~27 myr from provenance analyses and its implications for uplift of the Altai Mountains[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 537: 109373.

LI F, CHENG X G, CHEN H L, et al., 2023. Cenozoic shortening and propagation in the Eastern Kuqa fold-and-thrust belt, South Tian Shan, NW China[J]. Tectonics, 42(5): e2022TC007447.

LI F, SHI X H, CHARREAU J, et al., 2026. Differential mountain-building in the South Tian Shan revealed by multi-spatiotemporal foreland deformation[J]. Tectonics, 45(2): e2025TC009078.

LI J, YAO Y, LI R, et al., 2022a. Present-day strike-slip faulting and thrusting of the Kepingtage fold-and-thrust belt in Southern Tianshan: constraints from GPS observations[J]. Geophysical Research Letters, 49(11): e2022GL099105.

LI J Y, WANG K Z, LI Y P, et al., 2006. Geomorphological features, crustal composition and geological evolution of the Tianshan Mountains[J]. Geological Bulletin of China, 25(8): 895-909. (in Chinese with English abstract)

LI J Y, ZHANG J, ZHAO X X, et al., 2016. Mantle subduction and uplift of intracontinental mountains: a case study from the Chinese Tianshan Mountains within Eurasia[J]. Scientific Reports, 6(1): 28831.

LI K, WU L, GUO B, et al., 2025. Limited intracontinental convergence accommodated by lithospheric-scale wedge tectonics along the northeastern margin of the Tibetan Plateau[J]. Science China Earth Sciences, 68(11): 3506-3522.

LI T, CHEN J, THOMPSON J A, et al., 2012. Equivalency of geologic and geodetic rates in contractional orogens: new insights from the Pamir Frontal Thrust[J]. Geophysical Research Letters, 39(15): L15305.

LI W, CHEN Y, YUAN X H, et al., 2022b. Intracontinental deformation of the Tianshan Orogen in response to India-Asia collision[J]. Nature Communications, 13(1): 3738.

LIN A T, WATTS A B, HESSELBO S P, 2003. Cenozoic stratigraphy and subsidence history of the South China Sea margin in the Taiwan region[J]. Basin Research, 15(4): 453-478.

LU H H, JIANG Y T, LI B J, et al., 2022. Origin of late quaternary gravel and drainage basin expansion in the northern Chinese Tian Shan: insights from sediment provenance analyses[J]. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 127(5): e2021JF006472.

LU H J, LI C, MALUSÀ M G, et al., 2025. Simultaneous basinward expansion of mountain building in northern Tibet since Ca. 8 Ma[J]. Tectonics, 44(3): e2024TC008571.

MA J C, BUNGE H P, FICHTNER A, et al., 2023. Structure and dynamics of lithosphere and asthenosphere in Asia: a seismological perspective[J]. Geophysical Research Letters, 50(7): e2022GL101704.

MALAVIEILLE J, DOMINGUEZ S, LU C Y, et al., 2021. Deformation partitioning in mountain belts: insights from analogue modelling experiments and the Taiwan collisional orogen[J]. Geological Magazine, 158(1): 84-103.

MALUSÀ M G, FITZGERALD P G, 2020. The geologic interpretation of the detrital thermochronology record within a stratigraphic framework, with examples from the European Alps, Taiwan and the Himalayas[J]. Earth-Science Reviews, 201: 103074.

MCQUARRIE N, HORTON B K, ZANDT G, et al., 2005. Lithospheric evolution of the Andean fold–thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau[J]. Tectonophysics, 399(1-4): 15-37.

MOODY J D, 1966. Crustal shear patterns and orogenesis[J]. Tectonophysics, 3(6): 479-522.

PANG J Z, YU J X, ZHENG D W, et al., 2019. Neogene expansion of the Qilian Shan, North Tibet: implications for the dynamic evolution of the Tibetan Plateau[J]. Tectonics, 38(3): 1018-1032.

PUSOK A E, KAUS B J P, 2015. Development of topography in 3-D contin-

ental-collision models[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 16(5): 1378-1400.

QUIROGA R, GIAMBIAGI L, ECHAURREN A, et al., 2024. Boundary effects of orogenic plateaus in the evolution of the stress field: the Southern Puna Study Case (26°30′–27°30′S)[J]. Tectonics, 43(7): e2023TC008185.

ROYDEN L H, BURCHFIEL B C, KING R W, et al., 1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet[J]. Science, 276(5313): 788-790.

SCHMID S M, PFIFFNER O A, FROITZHEIM N, et al., 1996. Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps[J]. Tectonics, 15(5): 1036-1064.

SCHMID S M, FÜGENSCHUH B, KISSLING E, et al., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen[J]. Eclogae Geologicae Helvetiae, 97(1): 93-117.

SHEN X Z, YUAN X H, LIU M, 2015. Is the Asian lithosphere underthrusting beneath northeastern Tibetan Plateau? Insights from seismic receiver functions[J]. Earth and Planetary Science Letters, 428: 172-180.

SHEN X Z, LI Y K, GAO R, et al., 2020. Lateral growth of NE Tibetan Plateau restricted by the Asian lithosphere: results from a dense seismic profile[J]. Gondwana Research, 87: 238-247.

SHI D N, SHEN Y, ZHAO W J, et al., 2009. Seismic evidence for a Moho offset and south-directed thrust at the easternmost Qaidam–Kunlun boundary in the Northeast Tibetan plateau[J]. Earth and Planetary Science Letters, 288(1-2): 329-334.

SHIN T C, TENG T L, 2001. An overview of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 91(5): 895-913.

SILVER P G, 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: probing the depths of geology[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 24(1): 385-432.

SIMOES M, AVOUAC J P, BEYSSAC O, et al., 2007. Mountain building in Taiwan: a thermokinematic model[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 112(B11): B11405.

SUN C, LI Z G, ZUZA A V, et al., 2022a. Controls of mantle subduction on crustal-level architecture of intraplate orogens, insights from sandbox modeling[J]. Earth and Planetary Science Letters, 584: 117476.

SUN J M, LI Y, ZHANG Z Q, et al., 2009. Magnetostratigraphic data on Neogene growth folding in the foreland basin of the southern Tianshan Mountains[J]. Geology, 37(11): 1051-1054.

SUN J M, SHA J G, WINDLEY B F, et al., 2023. Late Eocene stepwise seawater retreat from the Pamir-Tian Shan convergence zone (Alay Valley) in the western Tarim Basin, China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 622: 111603.

SUN W J, AO S J, TANG Q Y, et al., 2022b. Forced Cenozoic continental subduction of Tarim craton-like lithosphere below the Tianshan revealed by ambient noise tomography[J]. Geology, 50(12): 1393-1397.

TANG C H, HSU Y J, BARBOT S, et al., 2019. Lower-crustal rheology and thermal gradient in the Taiwan orogenic belt illuminated by the 1999 Chi-Chi earthquake[J]. Science Advances, 5(2): eaav3287.

TANG Q Y, SUN W J, AO S J, et al., 2022. Strong lateral heterogeneities of upper mantle shear-wave structures beneath the central and eastern Tien Shan[J]. International Journal of Earth Sciences, 111(8): 2555-2569.

TAPPONNIER P, XU Z Q, ROGER F, et al., 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau[J]. Science, 294(5547): 1671-1677.

TIGROUDJA L, ESPURT N, SCALABRINO B, 2025. Quantifying Miocene thin- and thick-skinned shortening in the Baous thrust system, SW French Alpine Front[J]. Tectonophysics, 916: 230930.

WANG C S, GAO R, YIN A, et al., 2011. A mid-crustal strain-transfer model for continental deformation: a new perspective from high-resolution deep seismic-reflection profiling across NE Tibet[J]. Earth and Planetary Science Letters, 306(3-4): 279-288.

WANG G C, ZHAO Z H, SHEN T Y, et al., 2025. A brief analysis on the dynamic sources of the uplift and exhumation of the Tianshan Mountains during the Meso-Cenozoic based on the spatio-temporal differences of rock cooling in the Central Asia[J]. Earth Science Frontiers, 32(1): 322-342. (in Chinese with English abstract)

WANG G H, LI D, LIANG X, et al., 2022. Determination of the double-layer structure in orogenic belts and its geological significance[J]. Journal of Geomechanics, 28(5): 705-727. (in Chinese with English abstract)

WANG W T, ZHANG P Z, DUAN L, et al., 2022. Cenozoic stratigraphic chronology and sedimentary-tectonic evolution of the Qaidam Basin[J]. Chinese Science Bulletin, 67(28-29): 3452-3475. (in Chinese with English abstract)

WANG X X, ZATTIN M, YANG Y, et al., 2024. Multiple exhumation stages during the Cenozoic evolution of the northeast Tibetan Plateau[J]. Tectonics, 43(3): e2023TC007850.

WANG Y, ZHENG Y F, 2025. Origin and genesis of intracontinental orogens[J]. Science China Earth Sciences, 68(12): 4005-4032.

WANG Y N, ZHANG J, HUANG X, et al., 2023. Cenozoic exhumation of the Tianshan as constrained by regional low-temperature thermochronology[J]. Earth-Science Reviews, 237: 104325.

WIMPENNY S, 2022. Weak, seismogenic faults inherited from Mesozoic rifts control mountain building in the Andean foreland[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 23(3): e2021GC010270.

WU C, LI J, ZUZA A V, et al., 2022. Proterozoic–Phanerozoic tectonic evolution of the Qilian Shan and Eastern Kunlun Range, northern Tibet[J]. GSA Bulletin, 134(9-10): 2179-2205.

WU C L, XU T, TIAN X B, et al., 2024. Underthrusting of Tarim lower crust beneath the Tibetan Plateau revealed by receiver function imaging[J]. Geophysical Research Letters, 51(2): e2024GL108220.

WU C Y, ZHANG P Z, ZHANG Z Q, et al., 2023. Slip partitioning and crustal deformation patterns in the Tianshan orogenic belt derived from GPS measurements and their tectonic implications[J]. Earth-Science Reviews, 238: 104362.

WU L, YANG H T, ZHANG Y S, et al., 2023. Structural coupling between the Qaidam basin and bordering orogenic belts in the Cenozoic[J]. Acta Geologica Sinica, 97(9): 2939-2955. (in Chinese with English abstract)

WU X C, WANG W T, LI Z G, et al., 2025. Syn-tectonic deposits uncover uplift and expansion of the Qilian Shan along the northeastern Tibetan Plateau since the middle Miocene[J]. Tectonics, 44(8): e2025TC008881.

XIAO W J, WINDLEY B F, ALLEN M B, et al., 2013. Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage[J]. Gondwana Research, 23(4): 1316-1341.

XIE H, LIU C C, ZHANG Z Q, et al., 2026. Tectonic transition in the northern Tibetan Plateau during the Neogene[J]. Earth and Planetary Science Letters, 683: 119997.

XU X, ZUZA A V, GERYA T, et al., 2025. Mode of intracontinental mountain building controlled by lower crustal composition and mantle lithosphere depletion[J]. Nature Communications, 16(1): 9404.

XU X W, YEATS R S, YU G H, 2010. Five short historical earthquake surface ruptures near the silk road, Gansu Province, China[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 100(2): 541-561.

YAN Z, FU C L, AITCHISON J C, et al., 2022. Arc-continent collision during culmination of Proto-Tethyan Ocean closure in the Central Qilian belt, NE Tibetan Plateau[J]. GSA Bulletin, 134(11-12): 3079-3098.

YANG J S, XU Z Q, MA C Q, et al., 2010. Compound orogeny and scientific problems concerning the Central Orogenic Belt of China[J]. Geology in China, 37(1): 1-11. (in Chinese with English abstract)

YANG X S, TIAN X B, WINDLEY B F, et al., 2022. The role of multiple trapped oceanic basins in continental growth: seismic evidence from the southern Altaids[J]. Geophysical Research Letters, 49(11): e2022GL098548.

YE Z, GAO R, LI Q S, et al., 2015. Seismic evidence for the North China plate underthrusting beneath northeastern Tibet and its implications for plateau growth[J]. Earth and Planetary Science Letters, 426: 109-117.

YE Z, GAO R, LU Z W, et al., 2021. A lithospheric-scale thrust-wedge model for the formation of the northern Tibetan plateau margin: evidence from high-resolution seismic imaging[J]. Earth and Planetary Science Letters, 574: 117170.

YIN A, HARRISON T M, 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 28: 211-280.

YU J X, ZHENG D W, ZHANG H P, et al., 2022. Initial Cenozoic exhumation of the northern Chinese Tian Shan deduced from apatite (U-Th)/He thermochronological data[J]. Lithosphere, 2022(1): 8099539.

YU J X, ZHENG D W, WANG W T, et al., 2023. Cenozoic tectonic development in the northeastern Tibetan Plateau: evidence from thermochronological and sedimentological records[J]. Global and Planetary Change, 224: 104098.

YUE L F, SUPPE J, HUNG J H, 2005. Structural geology of a classic thrust belt earthquake: the 1999 Chi-Chi earthquake Taiwan (M_w=7.6)[J]. Journal of Structural Geology, 27(11): 2058-2083.

ZAMORA G, MORA A, 2022. Andean structural styles: a seismic atlas[M]. Amsterdam: Elsevier.

ZHANG C H, 2008. A review on the continental intraplate deformation and its dynamics[J]. Earth Science Frontiers, 15(3): 140-149. (in Chinese with English abstract)

ZHANG G W, LIU X M, 1998. Some remarks on China central orogenic system[J]. Earth Science-Journal of China University of Geosciences, 23(5): 443-448. (in Chinese with English abstract)

ZHANG G W, GUO A L, DONG Y P, et al., 2019. Rethinking of the Qinling orogen[J]. Journal of Geomechanics, 25(5): 746-768. (in Chinese with English abstract)

ZHANG J, QU J F, ZHANG B H, et al., 2022. Determination of an intracontinental transform system along the southern Central Asian orogenic belt in the latest Paleozoic[J]. American Journal of Science, 322(7): 851-897.

ZHANG J J, 2024. Scientific report on geological expedition of the Altyn Tagh-Qilian Mountains at the northern margin of the Tibetan Plateau[M]. Beijing: Science Press. (in Chinese)

ZHANG Y P, ZHENG W J, ZHANG D L, et al., 2019. Late Pleistocene left-lateral slip rates of the Gulang Fault and its tectonic implications in eastern Qilian Shan (NE Tibetan Plateau), China[J]. Tectonophysics, 756: 97-111.

ZHANG Y P, ZHENG W J, YUAN D Y, et al., 2021. Geometrical imagery and kinematic dissipation of the late Cenozoic active faults in the West Qinling Belt: implications for the growth of the Tibetan Plateau[J]. Journal of Geomechanics, 27(2): 159-177. (in Chinese with English abstract)

ZHANG Y P, ZHANG P Z, LEASE R O, et al., 2024b. Geophysical constraints on continental rejuvenation in central China: implications for outward growth of the Tibetan Plateau[J]. GSA Bulletin, 136(9-10): 3690-3704.

ZHANG Y P, ZHANG P Z, WANG Y J, et al., 2024. The Late Mesozoic-Cenozoic intracontinental evolution of the West Qinling Belt, Central China[J]. Chinese Science Bulletin, 69(18): 2568-2586. (in Chinese with English abstract)

ZHANG Y Q, DONG S W, 2019. East Asia multi-plate convergence in late Mesozoic and the development of continental tectonic systems[J]. Journal of Geomechanics, 25(5): 613-641. (in Chinese with English abstract)

ZHANG Y Q, CHEN H L, SHI X H, et al., 2023. Reconciling patterns of long-term topographic growth with coseismic uplift by synchronous duplex thrusting[J]. Nature Communications, 14(1): 8073.

ZHANG Y Q, CHEN H L, LIN X B, et al., 2024a. Tracing the "missing shortening" in fold-and-thrust belts: insights from structural analyses of the Hotan-Mazatagh transect in the West Kunlun foreland, NW China[J]. GSA Bulletin, 136(1-2): 793-809.

ZHU L D, WANG C S, ZHENG H B, et al., 2006. Tectonic and sedimentary evolution of basins in the northeast of Qinghai-Tibet Plateau and their implication for the northward growth of the Plateau[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 241(1): 49-60.

ZHU R X, ZHAO P, ZHAO L, 2022. Tectonic evolution and geodynamics of the Neo-Tethys Ocean[J]. Science China Earth Sciences, 65(1): 1-24.

ZIEGLER P A, VAN WEES J D, CLOETINGH S, 1998. Mechanical controls on collision-related compressional intraplate deformation[J]. Tectonophysics, 300(1-4): 103-129.

ZUZA A V, CHENG X G, YIN A, 2016. Testing models of Tibetan Plateau formation with Cenozoic shortening estimates across the Qilian Shan–Nan Shan thrust belt[J]. Geosphere, 12(2): 501-532.

附中文参考文献

董云鹏, 张国伟, 孙圣思, 等, 2019. 中国大陆"十字构造"形成演化及其大陆动力学意义[J]. 地质力学学报, 25(5): 769-797.

冯万鹏, 何骁慧, 张逸鹏, 等, 2023. 2022年青海门源*M*w 6.6地震的发震断层及孕震构造模式[J]. 科学通报, 68(2-3): 254-270.

李冰, 张耀玲, 王超群, 等, 2016. 北祁连缝合带油葫芦沟玄武岩地球化学特征[J]. 地质力学学报, 22(1): 48-55.

李锦轶，王克卓，李亚萍，等，2006. 天山山脉地貌特征、地壳组成与地质演化[J]. 地质通报，25(8)：895-909.

王根厚，李典，梁晓，等，2022. 造山带双层结构的厘定及意义[J]. 地质力学学报，28(5)：705-727.

王国灿，赵子豪，申添毅，等，2025. 从中亚岩石冷却的时空差异性浅析天山中新生代隆升剥露的动力来源[J]. 地学前缘，32(1)：322-342.

王伟涛，张培震，段磊，等，2022. 柴达木盆地新生代地层年代框架与沉积-构造演化[J]. 科学通报，67(28-29)：3452-3475.

吴磊，杨惠童，张永庶，等，2023. 新生代柴达木盆地与周缘造山带的构造耦合[J]. 地质学报，97(9)：2939-2955.

杨经绥，许志琴，马昌前，等，2010. 复合造山作用和中国中央造山带的科学问题[J]. 中国地质，37(1)：1-11.

张长厚，2008. 大陆板内构造变形及其动力学机制[J]. 地学前缘，15(3)：140-149.

张国伟，柳小明，1998. 关于“中央造山带”几个问题的思考[J]. 地球科学-中国地质大学学报，23(5)：443-448.

张国伟，郭安林，董云鹏，等，2019. 关于秦岭造山带[J]. 地质力学学报，25(5)：746-768.

张进江，2024. 青藏高原北缘阿尔金-祁连山地质科学考察报告[M]. 北京：科学出版社.

张逸鹏，郑文俊，袁道阳，等，2021. 西秦岭晚新生代构造变形的几何图像、运动学特征及其动力机制[J]. 地质力学学报，27(2)：159-177.

张逸鹏，张培震，王岳军，等，2024. 西秦岭造山带晚中生代-新生代陆内构造演化[J]. 科学通报，69(18)：2568-2586.

张岳桥，董树文，2019. 晚中生代东亚多板块汇聚与大陆构造体系的发展[J]. 地质力学学报，25(5)：613-641.

朱日祥，赵盼，赵亮，2022. 新特提斯洋演化与动力过程[J]. 中国科学：地球科学，52(1)：1-25.