
丛书序一

青藏高原是地球上最年轻、海拔最高、面积最大的高原，西起帕米尔高原和兴都库什、东到横断山脉，北起昆仑山和祁连山、南至喜马拉雅山区，高原面海拔 4500 米上下，是地球上最独特的地质—地理单元，是开展地球演化、圈层相互作用及人地关系研究的天然实验室。

鉴于青藏高原区位的特殊性和重要性，新中国成立以来，在我国重大科技规划中，青藏高原持续被列为重点关注区域。《1956—1967 年科学技术发展远景规划》《1963—1972 年科学技术发展规划》《1978—1985 年全国科学技术发展规划纲要》等规划中都列入针对青藏高原的相关任务。1971 年，周恩来总理主持召开全国科学技术工作会议，制订了基础研究八年科技发展规划（1972—1980 年），青藏高原科学考察是五个核心内容之一，从而拉开了第一次大规模青藏高原综合科学考察研究的序幕。经过近 20 年的不懈努力，第一次青藏综合科考全面完成了 250 多万平方千米的考察，产出了近 100 部专著和论文集，成果荣获了 1987 年国家自然科学奖一等奖，在推动区域经济建设和社会发展、巩固国防边防和国家西部大开发战略的实施中发挥了不可替代的作用。

自第一次青藏综合科考开展以来的近 50 年，青藏高原自然与社会环境发生了重大变化，气候变暖幅度是同期全球平均值的两倍，青藏高原生态环境和水循环格局发生了显著变化，如冰川退缩、冻土退化、冰湖溃决、冰崩、草地退化、泥石流频发，严重影响了人类生存环境和经济社会的发展。青藏高原还是“一带一路”环境变化的核心驱动区，将对“一带一路”20 多个共建国家和 30 多亿人口的生存与发展带来影响。

2017 年 8 月 19 日，第二次青藏高原综合科学考察研究启动，习近平总书记发来贺信，指出“青藏高原是世界屋脊、亚洲水塔，是地球第三极，是我国重要的生态安全屏障、战略资源储备基地，



是中华民族特色文化的重要保护地”，要求第二次青藏高原综合科学考察研究要“聚焦水、生态、人类活动，着力解决青藏高原资源环境承载力、灾害风险、绿色发展途径等方面的问题，为守护好世界上最后一方净土、建设美丽的青藏高原作出新贡献，让青藏高原各族群众生活更加幸福安康”。习近平总书记的贺信传达了党中央对青藏高原可持续发展和建设国家生态保护屏障的战略方针。

第二次青藏综合科考将围绕青藏高原地球系统变化及其影响这一关键科学问题，开展西风—季风协同作用及其影响、亚洲水塔动态变化与影响、生态系统与生态安全、生态安全屏障功能与优化体系、生物多样性保护与可持续利用、人类活动与生存环境安全、高原生长与演化、资源能源现状与远景评估、地质环境与灾害、区域绿色发展途径等 10 大科学问题的研究，以服务国家战略需求和区域可持续发展。

“第二次青藏高原综合科学考察研究丛书”将系统展示科考成果，从多角度综合反映过去 50 年来青藏高原环境变化的过程、机制及其对人类社会的影响。相信第二次青藏综合科考将继续发扬老一辈科学家艰苦奋斗、团结奋进、勇攀高峰的精神，不忘初心，砥砺前行，为守护好世界上最后一方净土、建设美丽的青藏高原作出新的更大贡献！

孙鸿烈

第一次青藏科考队队长

丛书序二

青藏高原及其周边山地作为地球第三极矗立在北半球，同南极和北极一样既是全球变化的发动机，又是全球变化的放大器。2000年前人们就认识到青藏高原北缘昆仑山的重要性，公元18世纪人们就发现珠穆朗玛峰的存在，19世纪以来，人们对青藏高原的科考水平不断从一个高度推向另一个高度。随着人类远足能力的不断加强，逐梦三极的科考日益频繁。虽然青藏高原科考长期以来一直在通过不同的方式在不同的地区进行着，但对于整个青藏高原的综合科考迄今只有两次。第一次是20世纪70年代开始的第一次青藏科考。这次科考在地学与生物学等科学领域取得了一系列重大成果，奠定了青藏高原科学研究的基础，为推动社会发展、国防安全和西部大开发提供了重要科学依据。第二次是刚刚开始的第二次青藏科考。第二次青藏科考最初是从区域发展和国家需求层面提出来的，后来成为科学家的共同行动。中国科学院的A类先导专项率先支持启动了第二次青藏科考。刚刚启动的国家专项支持，使得第二次青藏科考有了广度和深度的提升。

习近平总书记高度关怀第二次青藏科考，在2017年8月19日第二次青藏科考启动之际，专门给科考队发来贺信，作出重要指示，以高屋建瓴的战略胸怀和俯瞰全球的国际视野，深刻阐述了青藏高原环境变化研究的重要性，希望第二次青藏科考队聚焦水、生态、人类活动，揭示青藏高原环境变化机理，为生态屏障优化和亚洲水塔安全、美丽青藏高原建设作出贡献。殷切期望广大科考人员发扬老一辈科学家艰苦奋斗、团结奋进、勇攀高峰的精神，为守护好世界上最后一方净土顽强拼搏。这充分体现了习近平生态文明思想和绿色发展理念，是第二次青藏科考的基本遵循。

第二次青藏科考的目标是阐明过去环境变化规律，预估未来变化与影响，服务区域经济社会高质量发展，引领国际青藏高原研究，促进全球生态环境保护。为此，第二次青藏科考组织了10大任务



和 60 多个专题，在亚洲水塔区、喜马拉雅区、横断山高山峡谷区、祁连山—阿尔金区、天山—帕米尔区等 5 大综合考察研究区的 19 个关键区，开展综合科学考察研究，强化野外观测研究体系布局、科考数据集成、新技术融合和灾害预警体系建设，产出科学考察研究报告、国际科学前沿文章、服务国家需求评估和咨询报告、科学传播产品四大体系的科考成果。

两次青藏综合科考有其相同的地方。表现在两次科考都具有学科齐全的特点，两次科考都有全国不同部门科学家广泛参与，两次科考都是国家专项支持。两次青藏综合科考也有其不同的地方。第一，两次科考的目标不一样：第一次科考是以科学发现为目标；第二次科考是以摸清变化和影响为目标。第二，两次科考的基础不一样：第一次青藏科考时青藏高原交通整体落后、技术手段普遍缺乏；第二次青藏科考时青藏高原交通四通八达，新技术、新手段、新方法日新月异。第三，两次科考的理念不一样：第一次科考的理念是不同学科考察研究的平行推进；第二次科考的理念是实现多学科交叉与融合和地球系统多圈层作用考察研究新突破。

“第二次青藏高原综合科学考察研究丛书”是第二次青藏科考成果四大产出体系的重要组成部分，是系统阐述青藏高原环境变化过程与机理、评估环境变化影响、提出科学应对方案的综合文库。希望丛书的出版能全方位展示青藏高原科学考察研究的新成果和地球系统科学研究的新进展，能为推动青藏高原环境保护和可持续发展、推进国家生态文明建设、促进全球生态环境保护做出应有的贡献。

姚檀栋

第二次青藏科考队队长

前言

印度板块与欧亚板块在新生代期间发生的碰撞与持续汇聚作用，不仅塑造了青藏高原及“环青藏高原盆山体系”这一独特的地貌格局，更深刻影响了区域气候格局与资源环境演化。针对青藏高原新生代隆升扩展过程及其机制的研究，不仅对于认识陆内造山机制具有重要的科学意义，也为“环青藏高原盆山体系”的油气勘探和矿产资源勘查提供了重要理论支撑。在第二次青藏高原综合科学考察研究项目“青藏高原不同地块的隆升过程与动力学机制”（2019QZKK0708）的支持下，本书聚焦青藏高原东北缘与西北缘新生代隆升扩展过程，通过新生代沉积演化过程、源汇系统分析、盆地沉降过程、造山带隆升剥露等多维度分析方法，为理解青藏高原新生代隆升扩展过程提供了关键边界约束，推动了青藏高原新生代构造—沉积演化研究的深入。

本书主体部分分为两篇，共计 10 章。其中，第一篇为青藏高原东北缘隆升过程与动力学机制，共 5 章，第 1 章主要介绍了青藏高原东北缘区域地质概况，包括祁连山断裂带、阿尔金断裂带等构造带的地质演化历史和酒西盆地新生代沉积层序及沉积特征；第 2 章主要介绍了酒西盆地新生代沉积过程，通过对酒西盆地的典型新生代沉积剖面的野外观测和沉积相分析，系统建立了青藏高原东北缘的新生代沉积演化过程；第 3 章主要进行了酒西盆地新生代沉积地层物源分析，通过对酒西盆地的典型新生代沉积剖面开展碎屑锆石 U-Pb 定年测试和源汇系统分析，确定了酒西盆地新生代沉积地层的物源区及新生代源汇关系演化过程；第 4 章主要介绍了酒西盆地低温热年代学研究，通过对酒西盆地北缘基岩开展磷灰石裂变径迹（apatite fission track, AFT）测试及热史模拟研究，揭示了研究区新生代隆升剥露事件；第 5 章主要通过青藏高原东北缘新生代构造事件与沉积演化的梳理与对比，系统建立了青藏高原东北缘的新生代构造—沉积演化过程，探讨了青藏高原东北缘新生代隆升扩展过程及其机制。

第二篇为青藏高原西北缘隆升过程与动力学机制，共 5 章，第



6 章主要介绍了青藏高原西北缘区域地质概况,包括西昆仑构造带及塔里木盆地的构造演化历史和塔西南盆地新生代沉积层序及特征;第 7 章主要介绍了塔西南盆地新生代沉积过程,通过对于塔西南盆地的典型新生代沉积剖面的野外观测和沉积相分析,系统建立了青藏高原西北缘新生代沉积演化过程;第 8 章主要进行了塔西南盆地新生代沉积地层物源分析,通过对塔西南盆地内的典型新生代沉积剖面开展碎屑锆石 U-Pb 定年测试和源汇系统分析,确定了塔西南盆地新生代沉积地层的物源区及新生代源汇关系演化过程;第 9 章主要进行了塔西南盆地新生代沉降过程分析,通过对山前二维地震剖面开展精细构造解释,厘定了新生代地层向盆地方向的厚度变化,建立了塔西南盆地的新生代沉降过程;第 10 章主要通过对青藏高原西北缘新生代构造事件、沉积演化、沉降演化及区域隆升剥露研究的梳理与对比,建立了青藏高原西北缘的新生代构造-沉积-沉降协同演化过程,探讨了青藏高原西北缘新生代隆升扩展过程及其机制。

本书是浙江大学地球科学学院盆地构造研究团队科研人员长期不畏艰险、辛勤劳动的集体成果。同时,在科学考察工作中,研究团队得到了项目首席科学家丁林院士的极大支持和鼓励,以及诸多地方基层单位和众多地质同行的支持和配合。在此,向他们表示衷心感谢!

需要指出的是,青藏高原边缘地区是研究青藏高原新生代生长变形的关键区域,其广袤的地域范围与复杂的科学问题体系仍需深化多尺度时空对比研究。由于很多问题仍然值得追索和研讨,加之研究范围局限和作者研究水平有限,文中不妥之处敬请批评指正。

作 者

2025 年 3 月

摘要

本书概述了浙江大学地球科学学院的盆地构造研究团队在青藏高原东北缘的北祁连构造带—酒西盆地和西北缘的西昆仑构造带—塔里木盆地西南缘所开展的新生代盆地沉积演化、盆地源汇分析、盆地沉降过程、造山带隆升剥露等构造—沉积协同演化过程的综合科学考察工作。此次科考工作系统性地研究了青藏高原东北缘和西北缘的新生代构造—沉积协同演化过程，揭示了青藏高原北缘新生代的阶段性演化规律。在青藏高原东北缘，北祁连构造带与酒西盆地存在新生代早期隆升剥露事件和砾岩沉积记录，以及中新世的隆升剥露事件和沉积重组记录，指示了青藏高原东北缘在新生代早期经历了先存构造薄弱带再活化的过程，在中新世经历了“软”地壳逐次变形和抬升过程。在青藏高原西北缘，西昆仑构造带内部的大型边界断裂记录了新生代早期构造活动，同时塔里木盆地西南缘表现为向上粒度变粗的新生代沉积序列，以及向北迁移的沉积物源体系和盆地沉降中心，这些过程表明，青藏高原西北缘经历了与东北缘类似的阶段性演化，包括新生代早期先存构造薄弱带再活化和中新世构造变形向盆地的不断扩展。

青藏高原边缘地区对于理解青藏高原新生代生长变形过程及机制至关重要。在本次科考工作中，本书深入研究了青藏高原北缘的新生代构造—沉积协同演化过程，并探讨了青藏高原新生代隆升扩展过程及其机制。为了深化对这一隆升扩展过程的理解，下一步需结合高原边缘地区的深部岩石圈结构开展研究。通过从深部岩石圈到浅部地质过程的耦合分析，可以更全面地推进对青藏高原新生代隆升扩展机制的认识。

目 录

绪论.....	1
0.1 青藏高原东北缘研究现状	4
0.2 青藏高原西北缘研究现状	5
第一篇 青藏高原东北缘隆升过程与动力学机制	
第 1 章 青藏高原东北缘区域地质概况.....	11
1.1 区域构造背景	12
1.1.1 酒西盆地	12
1.1.2 青藏高原东北缘主要构造带	13
1.2 酒西盆地新生代沉积特征	14
1.2.1 酒西盆地新生代地层层序	14
1.2.2 酒西盆地新生代地层年代格架	16
第 2 章 酒西盆地新生代沉积过程.....	19
2.1 红柳峡剖面	20
2.1.1 火烧沟组	21
2.1.2 白杨河组	23
2.1.3 疏勒河组	26
2.1.4 沉积充填过程	27
2.2 羊肠沟剖面	29
2.2.1 白杨河组	29
2.2.2 疏勒河组	32
2.2.3 玉门砾岩	37
2.2.4 沉积充填过程	37
2.3 骊马城剖面	38



2.3.1 火烧沟组	39
2.3.2 白杨河组	42
2.3.3 沉积充填过程	43
2.4 小结	45
第3章 酒西盆地新生代沉积地层物源分析	47
3.1 采样及测试	48
3.2 测试结果及分析方法	49
3.3 碎屑锆石 U-Pb 年龄数据分析	50
3.3.1 阴极发光图像及年龄数据投图	50
3.3.2 碎屑锆石年龄数据分布特征	52
3.4 沉积物源对比分析	56
3.4.1 新生代地层样品间 K-S 检验分析	56
3.4.2 潜在源区碎屑锆石年龄分布特征	57
3.5 小结	58
第4章 酒西盆地低温热年代学研究	61
4.1 低温热年代学方法简介	62
4.1.1 裂变径迹测年原理	62
4.1.2 基于 LA-ICP-MS 的裂变径迹分析方法	62
4.1.3 裂变径迹退火行为及应用	63
4.1.4 基于 LA-ICP-MS 的裂变径迹实验流程	64
4.2 磷灰石裂变径迹采样及测试	65
4.3 磷灰石裂变径迹测试结果	66
4.3.1 黑山样品	66
4.3.2 宽滩山样品	74
4.4 热史模拟过程及结果	78
4.4.1 黑山样品	79
4.4.2 宽滩山样品	85
4.4.3 热史模拟结果总结	89
4.5 小结	90
第5章 青藏高原东北缘新生代构造 – 沉积演化过程	93
5.1 酒西盆地新生代剖面南北对比	94

5.1.1 酒西盆地南缘剖面	94
5.1.2 酒西盆地北缘剖面	97
5.1.3 酒西盆地新生代沉积演化过程	99
5.2 酒西盆地新生代沉积地层物源对比	100
5.2.1 新生代地层碎屑锆石年龄数据总结	100
5.2.2 潜在源区年龄数据总结	102
5.2.3 综合物源分析	103
5.3 酒西盆地新生代剥露事件	105
5.3.1 新生代早期剥露事件	106
5.3.2 中新世剥露事件	107
5.4 青藏高原东北缘新生代变形与高原生长过程	107
5.4.1 青藏高原东北缘新生代变形时间总结	108
5.4.2 青藏高原东北缘新生代隆升生长机制	110
 第二篇 青藏高原西北缘隆升过程与动力学机制	
第 6 章 青藏高原西北缘区域地质概况	115
6.1 区域构造背景	116
6.1.1 塔里木盆地大地构造背景	116
6.1.2 塔西南盆地格架及构造变形特征	117
6.1.3 西昆仑构造带	121
6.2 塔西南盆地新生代沉积特征	124
6.2.1 塔西南盆地新生代地层层序	125
6.2.2 塔西南盆地新生代地层年代格架	127
第 7 章 塔西南盆地新生代沉积过程	131
7.1 克里阳沉积剖面	132
7.1.1 喀什群野外沉积特征	133
7.1.2 乌恰群野外沉积特征	136
7.1.3 阿图什组野外沉积特征	140
7.1.4 西域组野外沉积特征	140
7.1.5 沉积相解释	142
7.1.6 沉积充填过程	145



7.2 喀什塔什剖面	146
7.2.1 喀什群野外沉积特征	146
7.2.2 乌恰群野外沉积特征	147
7.2.3 阿图什组野外沉积特征	151
7.2.4 沉积相解释	153
7.2.5 沉积充填过程	155
7.3 阿尔塔什剖面	156
7.3.1 野外沉积特征及沉积相解释	157
7.3.2 沉积充填过程	161
7.4 小结	161
第8章 塔西南盆地新生代沉积地层物源分析	163
8.1 采样及测试	164
8.2 克里阳剖面碎屑锆石 U-Pb 年龄数据分析	166
8.2.1 CL 图像及年龄数据投图	166
8.2.2 碎屑锆石年龄数据特征分析	168
8.3 克里阳剖面碎屑锆石物源对比分析	171
8.3.1 潜在源区碎屑锆石 U-Pb 年龄分布特征	171
8.3.2 新生代地层样品间 K-S 检验分析	175
8.3.3 新生代地层样品与潜在物源区对比分析	176
8.4 喀什塔什剖面碎屑锆石 U-Pb 年龄数据分析	177
8.4.1 CL 图像及年龄数据投图	177
8.4.2 碎屑锆石年龄数据特征分析	178
8.5 喀什塔什剖面碎屑锆石物源对比分析	182
8.5.1 潜在源区碎屑锆石 U-Pb 年龄分布特征	182
8.5.2 新生代地层样品间 K-S 检验分析	183
8.5.3 新生代地层样品与潜在物源区对比分析	184
8.6 小结	185
第9章 塔西南盆地新生代沉降过程	187
9.1 地震剖面反射特征和构造解释	189
9.1.1 地震剖面反射特征	189
9.1.2 地震剖面构造解释	190

9.1.3 山前冲断带变形特征	190
9.2 塔西南盆地新生代地层厚度统计方法和结果	191
9.2.1 塔西南盆地新生代地层厚度统计方法	191
9.2.2 塔西南盆地新生代地层厚度统计结果	192
9.3 塔西南盆地沉降分析	194
9.4 小结	196
第 10 章 青藏高原西北缘新生代构造—沉积—沉降协同演化过程	197
10.1 塔西南盆地新生代沉积对比及地层年代格架	198
10.1.1 塔西南盆地新生代沉积对比	198
10.1.2 塔西南盆地新生代地层年代格架	201
10.2 塔西南盆地构造—沉积—沉降协同演化过程	202
10.2.1 塔西南盆地新生代沉积—沉降过程	203
10.2.2 西昆仑构造带与塔西南盆地新生代协同演化	206
10.3 青藏高原西北缘新生代生长过程及机制	209
10.3.1 新生代早期—渐新世“纯剪增厚”汇聚过程	209
10.3.2 中新世以来“陆内下插”汇聚过程	210
第三篇 结 论	
第 11 章 结论	215
11.1 青藏高原东北缘新生代构造—沉积演化过程	216
11.2 青藏高原西北缘新生代构造—沉积演化过程	216
11.3 青藏高原北缘新生代隆升扩展过程及机制	217
参考文献	219
附录 青藏高原北缘考察日志	253



绪 论



印度板块与欧亚板块在新生代早期的碰撞 (Patriat and Achache, 1984; Searle et al., 1987; Rowley, 1996; Clift et al., 2002; DeCelles et al., 2002; Ding et al., 2005, 2016; Najman et al., 2010, 2016; DeCelles et al., 2014; Hu et al., 2012, 2015, 2016) 及之后的持续汇聚过程,造就了拥有“世界第三极”之称的、广袤而高耸的青藏高原 (Dewey and Burke, 1973; Molnar and Tapponnier, 1975; England and Houseman, 1986; Yin and Harrison, 2000)。这一陆陆板块碰撞及持续汇聚过程,造就了从碰撞带前缘到欧亚大陆内部上千公里的陆内变形域 (Molnar and Tapponnier, 1975; Yin, 2010), 同时导致了诸如青藏高原西北缘的西昆仑构造带、高原东北缘的祁连构造带、高原东缘的龙门山构造带等古老造山带, 以及喀喇昆仑断裂带、东昆仑断裂带、阿尔金断裂带、龙门山断裂带等主要边界断裂的复活 (Tapponnier et al., 1986; Yin and Harrison, 2000)。这些复活且处于现今高原边缘或高原内部板块边界的造山带, 触发了相邻盆地的新生代沉降, 共同组成了“环青藏高原盆山体系” (图 0.1) (贾承造, 2005; 贾承造等, 2008; Chen F H et al., 2019, 2020; An et al., 2020; Li C Y et al., 2021)。这一盆山体系, 为认识陆陆板块碰撞背景下陆内变形和高原隆升机制提供了天然实验场, 厘定其新生代隆升扩展过程可以为探讨青藏高原生长机制模型提供重要的边界限定条件, 也对建立青藏高原隆升扩展与亚洲内陆干旱化的关系具有关键意义 (Molnar et al., 1993; Yin and Harrison, 2000; Tapponnier et al., 2001; Molnar, 2005; Sun and Liu, 2006; Clark et al., 2010; Bosboom et al., 2011, 2014a, 2014b, 2014c; Zheng et al., 2015; Wang C S et al., 2014)。

前人针对青藏高原新生代的隆升机制及过程这一关键科学问题, 在高原内部及高原边缘运用地质学、地球物理学等多学科手段, 做了大量翔实的工作, 提出了诸多高原生长的端元模型, 其中, 代表性模型主要有以下几个。

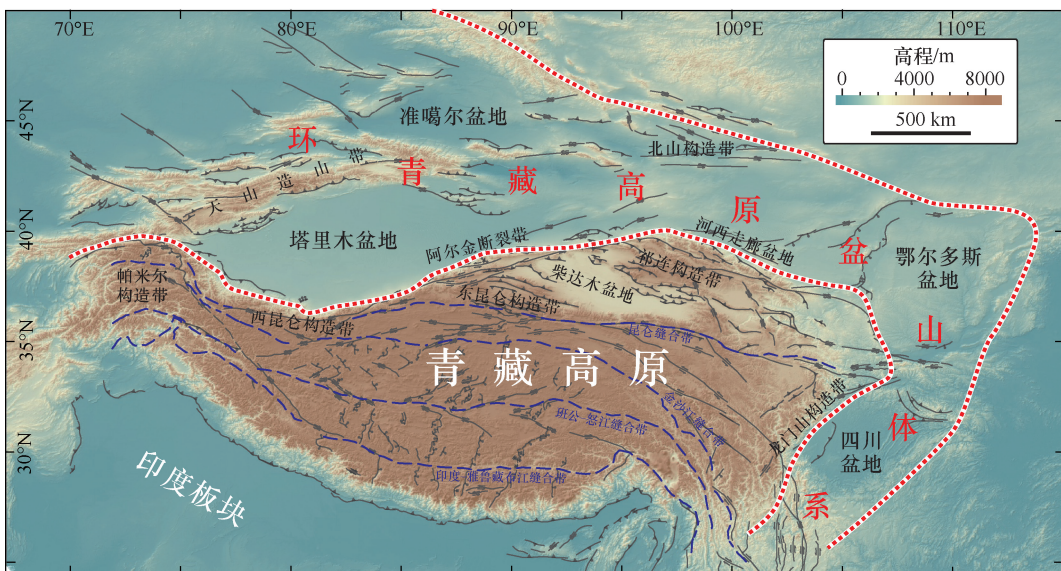


图 0.1 青藏高原及边缘区域构造简图

(1) 刚性微块体模型。这一模型将印度板块视为均一的刚性块体, 将欧亚板块视为被大型走滑断裂体系围限的多个微块体 (Molnar and Tapponnier, 1975; Tapponnier and Molnar, 1976; Searle et al., 2011)。同时这一模型按照先存边界条件的不同, 派生出两种不同的次级模型: ①先存薄弱带再活动模型和②高原斜向逐次生长模型。其中, 模型①考虑到青藏高原是在古生代至中生代碰撞闭合背景下继承性发育、演化而来, 因此在印度-欧亚板块初始碰撞时, 高原内部及边缘的先存构造薄弱带就产生了瞬时的远程构造响应 (Kong et al., 1997; Yin and Harrison, 2000; Clark et al., 2010); 模型②则认为在刚性印度板块向北挤入的过程中, 青藏高原表现为斜向逐次隆升生长, 且青藏高原北缘的变形时间应该在上新世—第四纪 (Tapponnier et al., 2001)。

(2) “软”岩石圈连续变形模型 (Dewey and Burke, 1973; England and McKenzie, 1982; England and Houseman, 1985, 1986; Houseman and England, 1986)。该模型将青藏高原的岩石圈视为一个符合牛顿流变学或幂律流变学的连续介质 (England and McKenzie, 1982; Zhang et al., 2004; Searle et al., 2011)。基于这一前提, 该模型认为在印度-欧亚板块碰撞和持续挤压的边界条件和内部应力作用下, 高原变形经历了随着时间变化从南向北逐渐传递的过程, 表现为高原地壳变形量和变形时间向北递减, 并推测高原北缘的构造变形应开始于中新世左右。

(3) 岩石圈地幔拆沉对流模型 (Molnar et al., 1993; Molnar, 2005)。该模型认为随着青藏高原的连续变形和地壳增厚, 岩石圈下部拆沉, 导致地幔上涌和地表快速抬升, 在重力势能作用下, 高原地壳发生了快速变形。该模型推测高原应该在约 15~8 Ma 广泛经历显著的地貌抬升等过程。

(4) 中下地壳渠道流模型 (Bird, 1991; Royden et al., 1997; Clark and Royden, 2000; Haines et al., 2003; Beaumont et al., 2001, 2004; Grujic et al., 2002; Searle et al., 2003, 2006, 2009; Law et al., 2004, 2006; Godin et al., 2006)。这一模型认为增厚的地壳使得中下地壳部分熔融并可流动, 造成该可流动带与上地壳和地幔解耦, 进而从高原内部向高原边缘挤出。这一可流动带也得到了一些地球物理证据的支持 (Zhao et al., 1993; Nelson et al., 1996; Haines et al., 2003; Sol et al., 2007; Liu et al., 2014)。同时, 该模型很好地解释了高原东部地形梯度的突变 (Clark and Royden, 2000) 及藏南大量发育的约 23~15 Ma 的淡色花岗岩结晶岩带。但青藏高原北缘较低的地形梯度及该时期淡色花岗岩的缺失, 都表明高原北缘不太可能存在中下地壳渠道流 (Clark and Royden, 2000; Searle et al., 2011)。

这些不同的理论模型在青藏高原北缘地区, 可推测得到完全不同的构造变形时间和过程。例如, 刚性微块体模型中的先存薄弱带再活动模型, 预测高原北缘在碰撞初始时就已经开始变形 (始新世); 而高原斜向逐次生长模型, 则预测高原北缘变形发生在上新世—第四纪。“软”岩石圈连续变形模型和岩石圈地幔拆沉对流模型则预测高原北缘的变形抬升在中新世中期 (约 15~8 Ma) 最为显著。中下地壳渠道流模型可以合理解释青藏高原南缘和东缘地区的变形过程, 如果外推到北缘地区, 该模型预测高原北缘地区的变形主要集中于淡色花岗岩带的形成时期 (23~15 Ma)。可以发现不同的理



论模型在高原北缘的推论存在显著差异，因此从研究高原北缘地区的构造变形时序和演化的角度，可以很好地验证这些模型的适用性。

青藏高原北缘地区主要包括西昆仑构造带、阿尔金断裂带、祁连构造带等（图 0.1）。现有研究表明，在印度—欧亚板块碰撞的背景下，祁连构造带和西昆仑构造带在新生代发生了复活，经历了显著的构造变形和抬升，并使邻近的河西走廊盆地和塔里木盆地堆积了巨厚的新生代沉积物。这些新生代沉积物记录了祁连构造带和西昆仑构造带的新生代构造活动历史，可以有效限定青藏高原边缘构造带的构造变形和隆升历史。

0.1 青藏高原东北缘研究现状

祁连构造带—河西走廊盆地位于青藏高原东北缘，分隔了强烈隆升的青藏高原和相对稳定的华北地块，这一区域也被认为是现今高原的东北缘变形前锋。祁连构造带经历了长期构造演化，根据主要边界断裂可以分为南祁连、中祁连和北祁连三个近平行的构造单元（宋述光等，2019；陈宣华等，2019；吴晨等，2023；Xiao et al., 2009；Song et al., 2014；Wu et al., 2016, 2017, 2021；Zuza et al., 2016, 2018, 2019）。

目前，前人围绕北祁连构造带与河西走廊盆地的构造、沉积演化已开展了一系列研究，主要包括：沉积地层和磁性地层学研究（Yin et al., 2002；Dai et al., 2005；Fang et al., 2005, 2013；Zhu et al., 2006；Guo et al., 2009；Bovet et al., 2009；Liu et al., 2011；Wang W T et al., 2016a, 2016b, 2016c；陆洁民等，2004；陈杰等，2006）、基于地球物理资料的构造变形研究（Gao et al., 2001；Wang et al., 2005；Xiao et al., 2013, 2015；Zuza et al., 2016；吴宣志等，1995；杨树锋等，2007）、基于热年代学的区域隆升剥露研究（George et al., 2001；Guo et al., 2009；Zheng et al., 2010, 2017；He et al., 2017），以及第四纪活动断层的运动学和走滑速率研究（Hetzel et al., 2002；Zhang P Z et al., 2004, 2007；Zheng et al., 2013a, 2013b, 2013c, 2016；Zhang H P et al., 2014；Yu et al., 2015, 2016, 2017；Allen et al., 2017；Liu et al., 2017；闵伟等，2002）。但在北祁连构造带新生代构造启动时间及向北扩展等问题上，仍存在较大争议。

关于北祁连构造带新生代构造启动时间，目前主要有以下几类观点。

（1）始新世—渐新世。Guo 等（2009）通过酒泉盆地新生代沉积序列分析及磷灰石裂变径迹（AFT）测试分析，认为渐新世时北祁连构造带经历了一次快速冷却抬升事件；Zhu 等（2006）认为酒泉盆地的前陆盆地在约 29.5 Ma 开始发育；Yin 等（2002）则认为祁连山在 40~30 Ma 已经开始隆升，陆洁民等（2004）在酒泉盆地的沉积学分析结果和 Dai 等（2005）的磁性地层结果也支持这种观点。

（2）中新世。Bovet 等（2009）在北祁连构造带西段多条新生代沉积剖面进行野外沉积学分析及碎屑锆石年龄对比，结果显示北祁连构造带在中新世早期开始活动；George 等（2001）在北祁连山西段应用磷灰石裂变径迹分析，结合热历史模拟，显示北祁连山在 20~10 Ma 开始快速隆升剥蚀；Zheng 等（2010）通过分析北祁连榆木山区样品的磷灰石（U-Th）/He 测试结果，认为北祁连构造带在约 10 Ma 快速活动；杨树锋

等(2007)通过分析祁连山北缘西段冲断带的变形特征,认为西段的变形时间大致开始于 9Ma,并呈前展式向北扩展,变形时间向北变新,前锋断裂活动开始于约 8.3Ma; Fang 等(2005)在祁连山北缘西段山前老君庙背斜进行磁性地层测试,得到的结果显示西段前锋在约 8~6.6 Ma 开始隆升,快速隆升开始于约 3.66 Ma; Lease 等(2007)在祁连山东段拉积山得到的碎屑锆石 U-Pb 测年结果显示东段拉积山地区在约 8 Ma 存在隆升和剥蚀事件; Wang W T 等(2016a, 2016b)在酒西盆地开展了磁性地层、源汇系统分析等研究,认为北祁连山在 17 Ma 左右开始快速隆升。

(3) 上新世及之后。Pares 等(2003)在祁连山东段贵德盆地得到的磁性地层结果显示东段在上新世开始隆升; Meyer 等(1998)通过将遥感图像分析与野外调查结合,认为北祁连构造带在上新世以厚皮构造向北东方向传递、生长。

上述针对北祁连构造带的研究成果反映出,其陆内造山过程最早可以追溯到新生代早期,最新可到上新世。这些研究成果极大地推进了北祁连构造带的构造隆升研究,但受不同研究方法和地层标准等因素限制,相关认识仍存在分歧。此外,对于北祁连构造带北东向扩展的认识,目前也存在一定分歧。其中,一类观点认为河西走廊盆地北缘的一系列断裂,如宽滩山-黑山断裂、合黎山断裂、龙首山断裂等,是北祁连构造带的逆冲变形前锋(Gao et al., 1999; 张宁, 2016; Wang et al., 2018),而另一类观点则认为该一系列断裂是阿尔金断裂带的东向延伸(张进等, 2007; Yue and Liou, 1999)。因此,围绕北祁连构造带与酒西盆地(河西走廊盆地的次级盆地),基于盆地耦合思想,开展造山带构造隆升与盆地沉积演化的综合研究,对厘清这些分歧,并推进对青藏高原新生代生长变形机制的理解具有重要意义。

0.2 青藏高原西北缘研究现状

西昆仑构造带位于青藏高原西北缘(图 0.1),分隔着新生代剧烈变形的青藏高原和较为稳定的塔里木克拉通,是新生代时期强烈复活的造山带。以深大断裂为界,新生代西昆仑构造带由北向南主要划分为北昆仑地块、南昆仑地块、松潘-甘孜地块、甜水海地块等块体(Cao et al., 2015; Cheng et al., 2017)。西昆仑构造带与塔里木盆地西南缘(本书称为塔西南盆地)是研究青藏高原新生代生长变形过程、高原隆升与气候演变的理想区域。

前人在西昆仑构造带-塔西南盆地的构造变形、沉积演化和盆地沉降等方面进行了诸多研究,可概括为以下几个方面:①基于沉积学和磁性地层学的研究(金小赤等, 2001; 陈杰等, 2001, 2002; 郑洪波, 2002; 郑洪波等, 2002a, 2002b, 2003, 2009; 司家亮等, 2007; 司家亮, 2008; 张克信等, 2008, 2009; 黎敦朋等, 2010; 王国灿等, 2010, 2011; Yin et al., 2002; Jin et al., 2003; Sun and Liu, 2006; Sun and Jiang, 2013; Wei et al., 2013; Zheng et al., 2000, 2003, 2006, 2010, 2015; Bosboom et al., 2011; 2014a, 2014b, 2014c; Sun et al., 2009, 2016a, 2016b, 2020; Blayney et al., 2016, 2019; Zhang S J et al., 2018, 2019); ②基于地球物理资料的构造变形研究(肖



安成等, 2000; 高锐等, 2000, 2001a, 2001b; 潘家伟等, 2007; 黎敦朋, 2008; 李海兵等, 2008; 潘家伟, 2008; 司家亮, 2008; 黎敦朋等, 2010; 程晓敢等, 2011, 2012; 梁瀚等, 2012, 2014; 陈汉林等, 2010, 2014, 2018; 范小根等, 2015; Li et al., 2001, 2002; Cowgill, 2001; Cowgill et al., 2003; He et al., 2005; Qu et al., 2005; Huang et al., 2011; Jiang X D et al., 2004, 2013; Wei et al., 2013; Jiang and Li, 2014; Suppe et al., 2015; Wang and Wang, 2016; Cheng et al., 2017; Guilbaud et al., 2017; Laborde et al., 2019); ③基于热年代学的区域隆升剥露研究(王彦斌等, 2001; 王永等, 2002; 万景林和王二七, 2002; 崔军文, 2007; 黎敦朋等, 2007, 2010; 黎敦朋, 2008; 孟艳宁, 2009; 曹凯等, 2009; 刘函等, 2010; 王国灿等, 2010, 2011; 李萌等, 2017; 廖晓等, 2018; Sobel and Dumitru, 1997; Cao et al., 2014, 2015; Cheng et al., 2017; Li et al., 2019); ④盆地沉降史研究(Sobel, 1995; Sobel and Dumitru, 1997; Yin et al., 2002; Jiang and Li, 2014; Zhang S J et al., 2018)。目前, 由于技术方法和研究标准的不同, 这些研究在西昆仑构造带构造活动时间、塔西南盆地的地层年代格架、盆地构造-沉积演化等方面仍存在一定分歧。

其中, 关于西昆仑构造带的新生代构造隆升时间的认识, 主要观点有以下几种。

(1) 古新世一早渐新世。Sobel (1995) 通过盆地沉降分析, 认为西昆仑山在新生代早期就发生了构造隆升, 塔西南盆地在 66 Ma 左右开始发生构造沉降。Yin 等 (2002) 通过对西昆仑山山前阿尔塔什剖面、普斯开剖面开展详细的野外构造、沉积观测、沉积相分析、砂岩组分分析及磷灰石裂变径迹热年代学分析, 认为西昆仑构造带可能在 46 Ma 之前就已经发生了地壳增厚, 塔西南盆地可能在 37 Ma 左右开始更加显著地沉降 ($> 10 \text{ m/a}$)。Cowgill (2001) 认为位于帕米尔高原东缘的喀什-叶城走滑系统在 37 Ma 就发生了活动。Bosboom 等 (2014a) 认为副特提斯海在 41 Ma 左右从塔西南盆地退去, 之后塔西南盆地开始接受陆相沉积, 远缘前陆盆地在此时开始发育 (Blayney et al., 2016, 2019)。Zhang S J 等 (2018) 通过盆地沉降分析, 认为塔西南盆地在 62 Ma 左右就已经发生构造沉降, 揭示西昆仑构造带可能在此时已经隆升, 但新生代早期的盆地位置尚不明确。Li 等 (2019) 通过磷灰石裂变径迹和锆石 (U-Th)/He 热年代学分析, 认为南昆仑地块在新生代早期就发生了隆升剥露事件 (约 58.4Ma、约 54.8Ma、约 50.7Ma), 西昆仑山山前新生代沉积物碎屑裂变径迹也记录到了始新世的剥露事件 (Yin et al., 2002; Cao et al., 2013, 2015)。前人在甜水海地块发现了许多古新世一早始新世的岩浆作用, 并认为它们来源于下地壳增厚导致的部分熔融 (Long et al., 2015), 这也与前人在青藏高原西北缘观测到的中下地壳低速高导体 (Zhang Z J et al., 2014) 及帕米尔高原东南部地壳增厚诱发的部分熔融相互印证 (Ducea et al., 2003; Hacker et al., 2005)。

(2) 晚渐新世一早中新世。前人基于对野外地质填图、遥感解译和地震剖面解释、大地电磁等地球物理资料的构造分析, 认识到西昆仑山山前褶皱冲断带新生代变形时间大致开始于早中新世, 并不断向塔里木盆地内部扩展 (肖安成等, 2000; 高锐等, 2000, 2001a, 2001b; 潘家伟等, 2007; 黎敦朋, 2008; 李海兵等, 2008; 潘家伟, 2008; 司家亮, 2008; 黎敦朋等, 2010; 程晓敢等, 2011, 2012; 梁瀚等, 2012, 2014;

范小根等, 2015; Li et al., 2001, 2002; Cowgill et al., 2003; He et al., 2005; Qu et al., 2005; Huang et al., 2011; Jiang X D et al., 2004, 2013; Wei et al., 2013; Jiang and Li, 2014; Suppe et al., 2015; Li T et al., 2016; Cheng et al., 2017; Guilbaud et al., 2017)。前人的热年代学研究也大多支持这一观点, 认为北昆仑地块在渐新世末期—中新世早期开始剥露, 向南往造山带内部, 剥露年龄呈变年轻的趋势, 显示出后展式活动特征(王彦斌等, 2001; 万景林和王二七, 2002; 王永等, 2002; 崔军文, 2007; 黎敦朋, 2008; 曹凯等, 2009; 孟艳宁, 2009; 黎敦朋等, 2007, 2010; 刘函等, 2010; 王国灿等, 2010, 2011; 李萌等, 2017; 廖晓等, 2018; Sobel and Dumitru, 1997; Cao et al., 2014, 2015; Cheng et al., 2017)。其中, 代表性研究有: Sobel 和 Dumitru (1997) 通过分析阿尔塔什剖面样品的磷灰石裂变径迹测试结果, 认为西昆仑构造带在 25~20 Ma 经历了强烈的构造隆升; Cowgill 等 (2001) 在铁克里克断裂上盘获得了 12.3~22.1 Ma 的磷灰石裂变径迹年龄, 认为该组年龄表明西昆仑构造带在早中新世经历过强烈的抬升剥露; Cao 等 (2015) 通过对西昆仑山山前新生代沉积地层的碎屑锆石 U-Pb 和裂变径迹双定年, 得出西昆仑构造带在晚渐新世—早中新世开始整体隆升(速率约为 0.9 km/Ma), 至 15 Ma 左右, 西昆仑构造带开始加速剥露抬升(速率约为 1.1 km/Ma); Li 等 (2019) 通过磷灰石裂变径迹和锆石 (U-Th)/He 热年代学分析, 认为西昆仑构造带主体在中新世开始整体隆升剥露, 区内大部分断裂, 如铁克里克断裂、塔姆—卡拉乌尔 (Tam Karaul) 断裂、喀拉喀什断裂、喀什—叶城走滑系统、和田断裂等重新活化 (Sobel and Dumitru, 1997; Yin et al., 2002; Arnaud et al., 2003)。

(3) 晚中新世—上新世。前人对西昆仑山山前新生代地层开展了大量沉积学、磁性地层年代学、孢粉学、热年代学、构造变形等方面的研究, 认为西昆仑构造带在晚中新世—上新世早期快速隆升(刘胜等, 2004; 伍秀芳等, 2004; 司家亮, 2008; 黎敦朋等, 2007, 2010; 陈汉林等, 2010; 程晓敢等, 2011; Jin et al., 2003; Sun and Liu, 2006; Zheng et al., 2000, 2003, 2006)。代表性研究包括: Zheng 等 (2000) 对柯克亚剖面开展了详细的沉积学和磁性地层学研究, 表明西昆仑构造带在 4.5~3.6 Ma 开始快速隆升; Jin 等 (2003) 通过分析西昆仑山前多条新生代沉积剖面, 认为山前中新世晚期以来的磨拉石沉积是西昆仑构造带快速隆升的体现; 黎敦朋等 (2010) 认为青藏高原西北缘晚新生代多期强烈的岩浆活动可能预示着这一阶段构造活动显著增强; 刘函等 (2010) 认为西昆仑及邻区在 4.7 Ma 以来经历了最后一次强烈抬升, 上新世以来, 西昆仑及邻区的裂变径迹年龄由多样性向一致性、由无规律向年轻化的发展趋势, 暗示此次抬升是整体抬升, 表现为抬升剥露速率快、基底大规模出露地表、铁克里克山对南部水系具有屏障作用。

从上述研究成果可以发现, 西昆仑构造带的新生代构造启动时间最早可到古新世, 最晚可到上新世。虽然这些研究成果为揭示西昆仑构造带的隆升时序提供了很大的帮助, 但西昆仑构造带新生代隆升时间上的分歧限制了对青藏高原新生代生长变形过程进一步的理解和认识。因此, 围绕西昆仑构造带—塔西南盆地, 基于盆山耦合思想, 开展造山带构造隆升、盆地沉积演化、盆地沉降分析的综合研究, 对厘清这些分歧并推进对于青藏高原新生代生长变形机制的理解具有重要意义。

第一篇

青藏高原东北缘隆升过程 与动力学机制

